

砂漣と砂堆の発達過程に関する実験的研究

EXPERIMENTAL STUDY ON THE DEVELOPMENT OF RIPPLES AND DUNES

上野 鉄 男*・宇 民 正**

By Tetsuo UENO and Tadashi UTAMI

1. 序 論

砂漣と砂堆とは、相互に区別すべくいくつかの指標が提案されているが、いずれもその物理的意味に明確さを欠く点がある。また、両者を強いて区別しようとする研究者もいる。しかし、わずかな水理条件の差で砂漣ができるか砂堆ができるかが決まり、それによって流れの抵抗や流砂量といった水理特性がかなり変化することを考慮すると、その区別は重要である。本研究は砂漣と砂堆とを水理学的に領域区分する指標を得るための研究の前段階として、砂漣と砂堆の発達過程の差異を実験的に明らかにしたものである。

河床波の発生機構に関して、Kennedy¹⁾、林²⁾および椿³⁾は安定解析法による研究を進め、フルード数と水深・波長比あるいは勾配・砂礫の水中比重比と水深・粒径比との二次元座標平面上で河床波の発生領域が明確に区分できることを示した。これらの研究は河床波の形成機構を物理的に説明しようとする方向に大きな展望を切り開いた。しかし、同時に、これらの研究は形成される河床波を定量的に予測するまでには至らなかった。

一方、河床波の特性を流れの乱流構造との関連のもとに把握しようとする研究が Yalin⁴⁾、白砂⁵⁾および芦田⁶⁾によりなされている。すなわち、Yalin は砂堆は流れの乱流構造の影響により発生するとし、流水中の最大渦によって流れの不連続点を起点として平均流速に $2\pi h$ (h は水深) の空間的規模をもつ周期的な変動が引き起こされ、そのために $2\pi h$ の波長をもつ河床波が発生すると考えた。白砂は河床波の発生原因は流速の時間的空間的変動であるとし、流速変動の空間規模と河床変動のそれとはある程度の相関をもっていることを示した。また、芦田らは個々の砂粒子の移動特性をもとにして河

床変動の時間的変化特性を表現し、これの空間相関から河床変動の空間スケールを求めた。このときに砂粒子の跳躍距離と乱流のスケールとが関連づけられている。

さらに、複雑な発達過程を示す Lower regime の河床波に関して、その発達過程を統計的な手法を用いて実験的にとらえようとする研究が芦田⁷⁾ および中川・辻本⁸⁾ によってなされている。これらの研究は、河床波の発達に伴ってその波高ばかりでなく、波長までもが増大してゆくことを明らかにしており、同様の指摘は椿⁹⁾ や山本¹⁰⁾ によってもなされている。

上の実験事実は先に述べた安定解析法あるいは Yalin らの考察に対する重要な反例となっている。すなわち、Kennedy らによる河床波の発生機構に関する解析的研究は、ある波数をもつ河床の初期じょう乱が成長するかどうかを検討したものであって、河床波の発達に伴ってその波長が変化することは前提とされていない。また、河床波の発生機構を水流の乱流構造と結びつけて解明しようとする Yalin らに代表される研究においても、発達に伴う河床波の波長の増大に匹敵するような乱流構造のスケールの変化は考えられていない。

以上の検討から、著者らは河床波の研究において次のような立場をとることとした。すなわち、第一に、河床波の変化過程を発生過程、発達過程および平衡過程に区分するとき、発生過程の検討から直接的に平衡過程の特性を予測することは無理であり、むしろ平衡過程の予測のためには発達過程の諸特性の把握が重要であると考えた。第二に、そのような平衡過程の諸特性の把握に際しては、個々の河床波の発達過程の物理的な機構をまず把握し、その結果から河床波の平均的な特性を予測しようとした。

本研究の対象とした河床波は砂漣と砂堆であるが、上記のような考え方から本研究においては写真観察の手法を有効に利用した。

本研究の結果、砂漣の発達過程と砂堆のそれとの間に

* 正会員 工修 京都大学助手 防災研究所

** 正会員 工博 京都大学助手 防災研究所

明確な相違があることが見出された。そして、このような発達過程の相違が砂漣と砂堆を特徴づける種々の性質の基礎になっていることが明らかとなった。

2. 実験方法

(1) 実験装置および計測方法

河床波の形成時に観測位置の上流側の上方から照明を当てると、鉛直下向きに設置したカメラによって通水を続けながらも河床波の平面的な配置や波高の分布状況を写真で撮ることができる。さらに、撮影を一定時間間隔で連続的に行えば波速や流砂量も推定できることになるし、個々の河床波が流下しながら変動してゆく様子を追跡することもできる。このような主旨の実験を行うための装置の概要を図-1に示す。

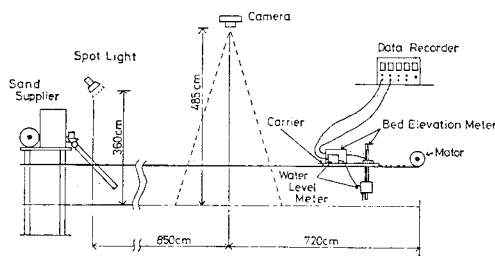


図-1 実験装置の概要

実験は長さ 18 m、幅 1 m、深さ 0.6 m のモルタル仕上げの直線水路で行われた。水路下流端から 7.2 m の地点を基準点 ($x=0$) として、その直上 4.85 m の位置にカメラを設置し、路床の状態が水路に沿って約 3 m の長さにわたり撮影されるようにした。写真撮影間隔としては 10~30 秒の間で水理条件に応じて適当なものを採用し、河床波の発生・発達状況を通水を続けながら撮影した。水面の微小な変動に伴う写真像のひずみを少なくするため、露出時間を 0.5 秒と大きくした。上流側からの照明には 1000 ワットのスポットライトを使用した。また、測定台車に超音波式河床測定器とサーボ式水位計を取り付け、それを 40 cm/s の速度で水路を移動させることにより、水路中心線上の河床および水面の状態を水路全長にわたって 10~30 分間隔で測定し、その結果をデータレコーダーに記録した。

(2) 水理条件

移動床流れにおいてはわずかな水理条件の差によって砂漣ができるか砂堆ができるかが決まり、それによって流砂機構や抵抗特性に顕著な差が現われている。そこで

表-1 実験条件

Run No.	I	Q (l/s)	h (cm)	T (°C)	U (cm/s)	u_* (cm/s)	L_m (cm)	H_m (cm)	q_s (kg/(min·m))	Bed configuration
A-1	1/1000	20.0	7.75	15.7	25.8	2.8	27.0	2.4		Ripple
A-2	1/700	20.0	7.43	8.3	26.9	3.2	27.5	2.5		Ripple
A-3	1/600	20.0	7.62	14.8	26.3	3.5	27.5	2.6	0.141	Ripple
A-4	1/500	20.0	7.36	14.8	27.2	3.8	28.0	2.6	0.170	Ripple
A-5	1/400	20.0	6.10	13.5	32.8	3.9	32.0	2.6	0.350	Ripple
B-1	1/400	20.0	5.70	14.6	35.1	3.7	56.0	2.4	0.510	Dune
B-2	1/400	28.4	6.95	16.2	40.9	4.1	54.0	2.4		Dune
B-3	1/400	30.0	7.90	14.4	38.0	4.4	70.0	3.1	1.290	Dune

本研究においては、それらの発生の境界条件の付近の流れを対象として、砂漣と砂堆の発達過程における相違を検討することとした。

表-1 に本実験の水理条件を示す。表中の諸量は、通水開始から 4 時間経過した時点での値を示したものであって、この時点では河床波は十分に発達していると考えられる。本表で I は河床勾配、 Q は流量、 h は水深、 T は水温、 U は断面平均流速、 u_* は摩擦速度、 q_s は給砂量、 L_m は平均波長、 H_m は平均波高である。また、実験に使用した砂粒の 50% 粒径は 0.049 cm、平均粒径は 0.053 cm である。ここで、Run A-3、A-4、A-5、B-1 および B-3 の場合には給砂が施されたが、給砂量は予備実験において水路下流端で測定された流砂量と等しくした。なお、Run A-1、A-2 および B-2 の場合には、水路下流端の水位を堰で調節することにより水路のほとんどの部分で等流状態となるような状態で通水を開始したが、河床波の発達に伴って抵抗が増大し、水深が大きくなったため下流端近くでは低下背水となった。他の場合には、各時刻の水位の記録をもとにして下流端の堰高を 1 mm 単位で調節し、実験中に流れが常に等流状態となるように努めた。調節の精度としては、誤差を堰高にして 1~2 mm 以内にほぼ抑えたが、通水開始直後は、水位の上昇が急激なため 3~4 mm 程度の誤差が生じた場合があった。Run B-1 ではこのような堰の調節の不十分さから通水開始後 30 分程度までの間で低下背水気味となり、砂堆が形成された。一方、同じ流量および河床勾配で実験を開始して、堰の調節を適切に行って等流状態を保つようにした Run A-5 の場合には砂漣が形成された。このように、実験の途中過程における下流端の堰高の調節の不適切さに伴う水面勾配の変化が河床波の発達過程に大きな影響をもたらす、最終的に到達した平衡状態における河床形態が別のものとなることもあることが指摘できる。

ここで、砂漣と砂堆の識別方法について述べておく必要がある。土木学会水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会の調査研究¹¹⁾によると、「砂漣は、河床面近傍の物理量によって支配される最も小規模な河床

形態であって、砂粒レイノルズ数がほぼ、10~20 以下の場合に形成され、その波長、波高は粒径と密接な関係がある」とされ、「砂堆は、砂澁よりも規模が大きく、その波長、波高が水深と密接な関係があり、河床波と逆位相の水面波を伴う河床形態である」とされている。しかし、このような見方で砂澁と砂堆を区別しようとするとき、あいまいな点が多く含まれていることが指摘できる。すなわち、まず第一に、河床波の形成過程を観察して、それが河床面近傍の物理量に支配されて形成されているものか、水深規模の運動によって形成されているものかを見分けることは一般的には不可能である。砂澁の波長が水深と関係しないという事実は多くの実験資料を検討してはじめて明らかになることである。次に、Yalin⁴⁾も指摘しているように、砂粒レイノルズ数が8よりも小さい場合には砂澁のみが形成され、それが24よりも大きい場合には砂堆のみが形成されるが、砂粒レイノルズ数が8~24の間では砂澁、砂堆のいずれの河床形態の発生も可能であるから、砂粒レイノルズ数のみで砂澁と砂堆を区別することはできない。一方A.S.C.E.の定義¹²⁾によると、波長および波高がおおの1フィートおよび0.1フィートよりも小さい河床形態が砂澁、それよりも大きいものが砂堆とされている。この方法によれば、砂澁と砂堆を区別するうえでのあいまいさが小さく、実際にこれによって砂澁と砂堆の区分がかなりのところまで可能となる。しかしこの方法は、物理的裏付けをもっていないところに最大の問題がある。

以上の検討のもとに、本研究においては河床形態の識別は、便宜上、上述のA.S.C.E.の定義に基づいて行うこととした。すなわち、河床波の規模、とりわけ波長のスケールを目安として、それが約1フィートよりも小さい河床形態を砂澁とし、それよりも大きなものを砂堆とした。このようにすると、Run A-1 から A-5 までは砂澁、Run B-1 から B-3 までは砂堆となる。

(3) 写真撮影結果の処理

写真-1 および 写真-2 にそれぞれ Run A-4 (砂澁) および Run B-3 (砂堆) の場合の写真撮影結果を示す。

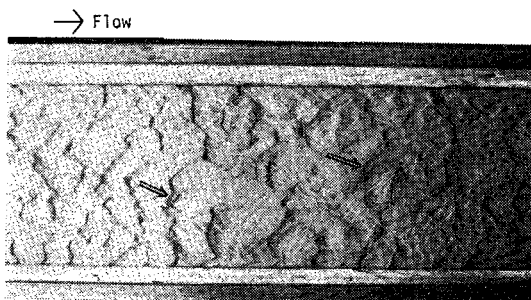


写真-1 砂澁の写真撮影例

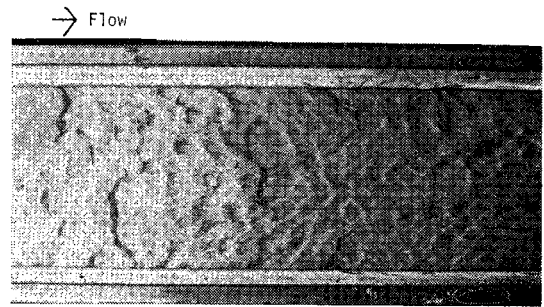


写真-2 砂堆の写真撮影例

これらは河床波の平面的な形状特性を表現している。しかし、写真で暗く写った部分は河床波の下流側の斜面（以後においては河床波の前面と称する）を示すので、その写真上の幅 b と河床波の波高 H との関係がわかれば、写真によって河床波の三次元的な特性までがある程度とらえられることになる。いま、図-2 に示されるように水路縦断面内の河床波の前面をカメラの位置から見込む角度を θ とすると、 θ は基準点からの距離 x の関数となる。いま、河床波の前面が水平面とのなす角度を α 、カメラの路床からの高さを P とすると、 θ は次式で表わされる。

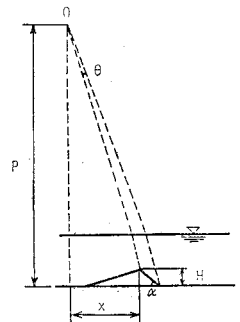


図-2 記号説明図

$$\theta = (\sqrt{0.44x^2 + P^2} \tan \alpha - 0.75x)H / (x^2 + P^2) \dots\dots\dots (1)$$

上式は河床波の峰線が水路の横断方向と平行になる場合の関係を表わしたものであるが、それが横断方向と β なる角度を有する場合には次式のようになる。

$$\theta = (\sqrt{0.44x^2 \cos^2 \beta + P^2} \tan \alpha - 0.75x \cos \beta)H / \sqrt{(x^2 + P^2)(x^2 \cos^2 \beta + P^2)} \dots\dots\dots (2)$$

いま、 $x=0$ の場合の θ の値を θ_0 とすると、河床波の波高 H は次式で表わされる。

$$H = b \tan \alpha / (\theta / \theta_0) \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 α の実測値は多少のばらつきを示したが、その平均的な値をとって、 $\tan \alpha = 0.8$ とした。

3. 写真観察による河床波の発達過程の検討

(1) 河床波の発達に伴う波高および波長の変化特性

河床波の形状特性に関しては、波高 H と波長 L の関係が実験的に求められており¹¹⁾、砂澁では、

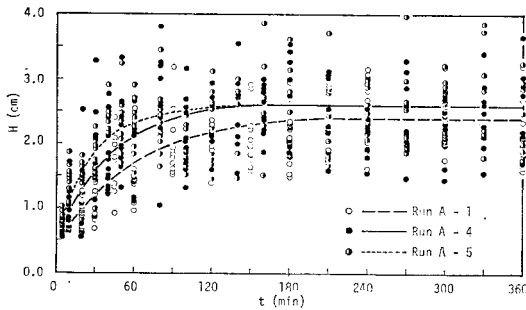
$H/L=1/20\sim 1/5$, 平均的に $1/10$ ……………(4)

砂堆では,

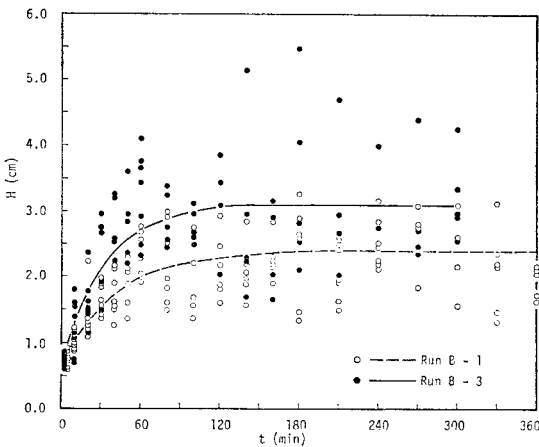
$H/L=1/40\sim 1/10$, 平均的に $1/20$ ……………(5)

となる。しかし、これらの差異をもたらす原因については明らかにされていない。著者は、河床波の発達過程が河床波の性質を特徴づけるものになると考えて、発達に伴う河床波の波高と波長の変化過程について以下の検討を行った。

河床波の波高および波長の経時変化を示すと、**図-3**および**図-4**のようになる。これらの図で横軸の t は通水開始後の時間を示す。また、(a) および (b) 図はそれぞれ砂漣および砂堆の場合に対応している。なお、河床波の波高および波長は河床波の写真撮影結果から直接読み取ったものを用いた。ただし、河床波の波高に関しては先述の式 (2) および式 (3) が用いられている。ところで、先に示した写真にみられるように、河床波は三次元的な形状を有し、同一の河床波でも横方向に高さが異なる。そこで、一つの河床波についてその最大の落差を読み取って波高 H とし、その峰からその直下流の峰までの距離を波長 L として (H, L) の組を作り、各時刻の1枚の写真から水路の側壁の影響が小さいと考えられるいくつかの河床波について (H, L) を読み取っ

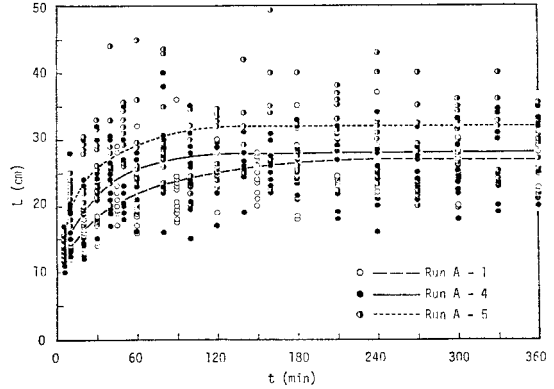


(a) 砂 漣

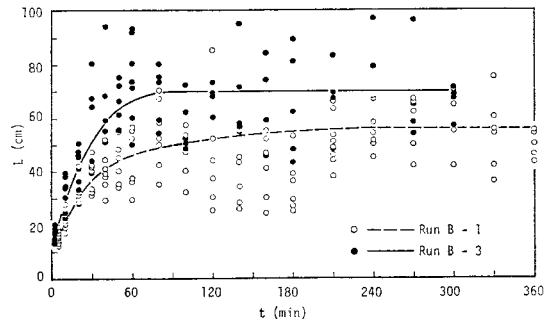


(b) 砂 堆

図-3 波高の経時変化



(a) 砂 漣



(b) 砂 堆

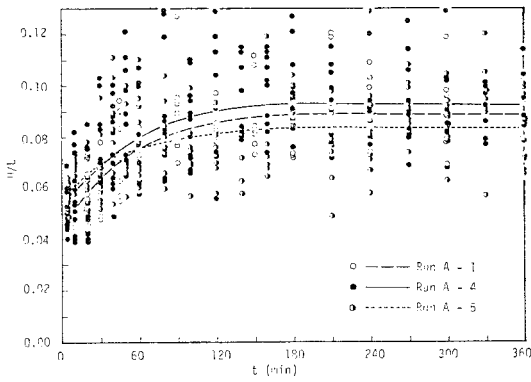
図-4 波長の経時変化

た。各時刻の1枚の写真から読み取ることのできる河床波の波高および波長の組の数が少なく、また波高および波長の各実験値のばらつきもかなり大きいので、それから求める平均値もかなりのばらつきを示す。そこで、これらの図においては各 Run ごとに波高および波長の平均的な変化の傾向を視覚的に求め、おのおの曲線で示してある。

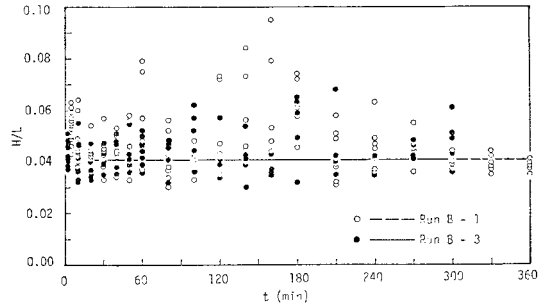
図-3 から、河床波は発達するとともに波高を増大させるが、砂漣の場合も砂堆の場合も勾配あるいは流量が大きいほど波高の増大する速度が大きいことがわかる。また、**図-4** から河床波の波長も河床波の発達に伴って増大してゆくことがわかる。また、発生直後の河床波の平均的な波長は砂漣の場合は $13\sim 15$ cm, 砂堆の場合は $15\sim 17$ cm となっており、両者の差はあまり大きくはない。さらに、これらの発生直後の河床波の波長はいずれも水深の約2倍程度となっており、砂堆の場合には発生時から水深の 2π 倍の河床波が形成されるとする Yalin の考え方とは一致していない。十分に発達した段階での河床波の波長は発生時のそれに比べて、砂漣の場合には約2倍、砂堆の場合には約4倍となり、河床波の発達過程において波長の増大が重要な役割を果たすことがわかる。

図-5 は河床波の波形勾配 H/L の経時変化を示したものである。(a) および (b) 図はそれぞれ砂澁および砂堆の場合に対応している。図から、砂澁の場合には河

床波が発達するに伴って波形勾配が増大し、砂堆の場合には河床波が発達しても波形勾配は変化せずにほぼ一定値を保つことがわかる。すなわち、砂堆は、その発達過程では平均的に河床波形状の相似性を保ちつつ波高と波長を増大させるのに対して、砂澁は、波形勾配を増大させながら波高や波長を増大させることが明らかとなっ

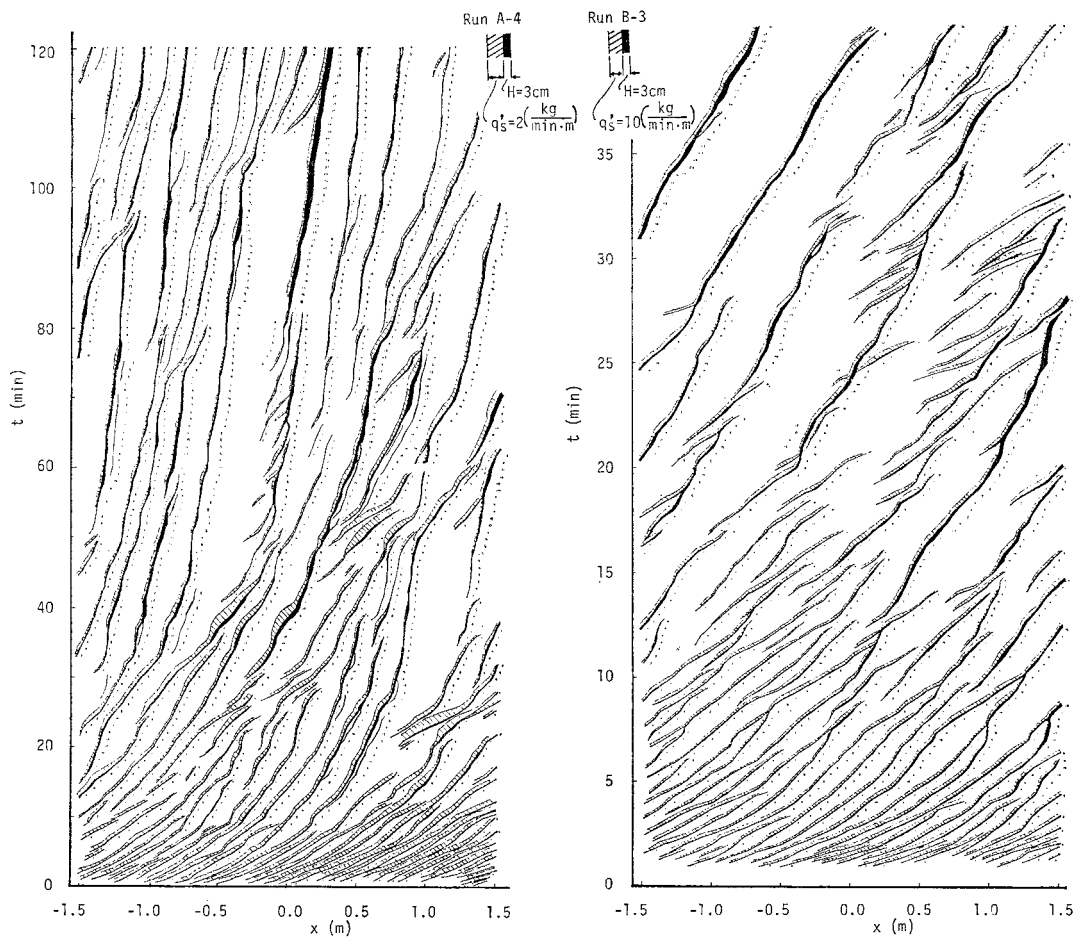


(a) 砂澁



(b) 砂堆

図-5 波形勾配の経時変化



(a) 砂澁の発達過程

(b) 砂堆の発達過程

図-6 河床波の発達に伴う波高、位置、流砂量の変化特性

た．河床形態の違いによって河床波の発達過程には上述のような明確な相違が存在することが注目される．

(2) 河床波の発達過程の時空間構造

本研究においては，個々の河床波の発達過程の検討に基づいて河床波の平均的な特性を明らかにし，その結果が平衡状態に達した河床波に適用できるものと考えた．このために，10～30 秒間隔で連続的に撮影された河床波の写真によって，河床波の時間的，空間的な変化特性を検討することとした．

図-6 は，水路中心線上における河床波の峰の位置を各時刻ごとの写真から読み取り，それを流下方向距離 x を横軸とし，通水開始後の経過時間 t を縦軸とする時空間座標上にプロットしたうえで，経過時間方向に連ねたものである．また，各時刻の水路中心線上における河床波の前面の幅から式 (2) および式 (3) を用いて河床波の波高を求め，これを黒線の幅で同図に示した．(a) 図は砂漣の場合の Run A-4，(b) 図は砂堆の場合の Run B-3 について示したものである．図の黒線の傾きおよび各線間の横座標の間隔からそれぞれ河床波の進行速度および波長がわかる．さらに，河床波の波高 H と進行速度 V_s とから河床波の進行に關与する単位幅当たりの流砂量 q_s' が算出される．

$$q_s' = \rho_s(1-r)V_s H \dots\dots\dots (6)$$

ここで， ρ_s は砂粒の密度， r は砂の空隙率である．図には q_s' を斜線を施した帯の幅で表わした ($\rho_s = 2.65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ， $r = 0.4$)．

まず，(a) 図によって砂漣の発達過程について検討する．図において，河床波の波高を表現した各線の幅と河床波の波長を表現した各線間の流下方向間隔が，平均的にみると時間の経過とともに大きくなっていることが認められることから，河床波は発達に伴って波高だけでなく，波長までも増大させていることがわかる．個々の河床波の発達過程を詳細に検討すると，波高および波長は単純に一樣に増大するのではなく，河床波はある特定の時間のある特定の場所で急激に波高と波長を増大させることがわかる．このような場所の上流側の河床波は図において並列する 2 本の線で表現されていることが多くみられる．本図においては， (x, t) 座標にして (0.4 m, 14 min)，(0.6 m, 23 min)，(0.4 m, 26min)，(-0.9 m, 35 min)，(0.5 m, 56 min)，(-1.3 m, 61min)，(-3 m, 87 min)，(-1.4 m, 93 min) および (-0.6 m, 104 min) の周辺でこのような現象が認められる．このような河床波が現われると 2 本のうち上流側の河床波の波高が急激に増大し，これらより下流側にある河床波の進行速度が大きくなって河床波の波長が急激に増大している．このような河床波は写真-1 の矢印の部分に示されている．

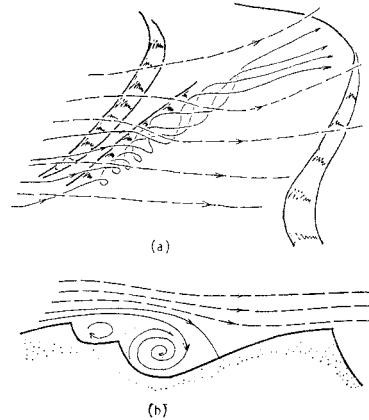


図-7 斜めらせん流の概要図

流れの状態を観察した結果，このような河床波の剝離域では横断方向に対して一定角度傾いた軸をもつ強いらせん流が発生しており（以下このような流れを「斜めらせん流」と呼称する），それが河床を激しく洗掘すると同時に，その洗掘した砂粒を下流側上方へ撒き散らしていることがわかった．そのため，そのような場所の下流側では流砂量は他の場所より 1 オーダー大きくなっているのである．その結果，流砂量が周辺よりきわめて多い部分が時空間座標面上に点在している．

図-7 は斜めらせん流の発生状況を概略的に示したもので，(a) 図はふかん図，(b) 図は縦断面図である．図の強いらせん流が発生して深く掘れ込んだところとその直上流の小さな渦に対応する斜面とが図-6 で 2 本の並列する線として現われていたわけである．著者ら^{13)~15)} はこのような斜めらせん流が河床波の発達に重要な役割を果たすことに注目して研究を進めてきた．池田¹⁶⁾ も砂漣の三次元性により強いねじれ流が発生し，これが流砂現象に大きな影響を与えることを指摘している．

このような斜めらせん流が生じると，先述のようにその位置の砂粒が洗掘されて下流へ撒き散らされる．その結果，その渦の直上流の河床波の相対的な高さは増大し，一方その渦の下流の河床波は流砂量の増加に伴ってその長さを伸長させる．下流側の河床波の伸長はさらにその下流の河床波の消滅をもたらす．特徴的なことは，このような一連の現象は河床波の発達過程において河床全面を覆うのではなく，写真-1 に示されるように河床のある空間領域（長さにして河床波の数個分）においてある時間間隔にだけ現われることである．そして，この空間領域においては先述のように河床波は波高と波長を増大させ，その分だけそれより下流の河床波を消滅させる．一方，その領域の外側においては河床波は時間が経過してもその波高や波長を一定に保っている．そして，このような時間的にも空間的にも局部的な領域での現象

が時間的、空間的に断続的に生じて、河床波は全体としてその平均波高と平均波長を増大させてゆくのである。以上から、このような斜めらせん流を含む流れの機構こそが砂澁の発達にとって最も重要な役割を果たしているといえよう。

次に、図—6 (b) によって砂堆の発達過程について検討する。図から、通水開始時から7分経過した頃までは河床波はその一部の消滅を伴いながら、それらの波高と波長を増大させていることがわかる。さらに、経過時間 t が7分から12分までの間では河床波の峰を表わす線2本が1本に結合する場合が多くみられる。これらは上下流の河床波の合体を意味しており、このような合体を通じて、河床波はその波長を急激に増大させている。また、7分経過時以前の河床波の波高と12分経過時以後のそれとを比較すると、後者の方がはるかに大きくなっていることがわかる。一方、河床波の撮影結果から河床波の形状の時間的変化を調べると、5分経過時頃までは河床波は水路横断方向にほぼ一様で、二次元的な形状を保ちながらその規模を増大させているが、5分経過時頃から河床波の形状の三次元性が強くなってゆき、さらに7分経過時以後は河床波の合体が河床面のあちこちで生じていることがわかった。

以上の事実から、砂堆の発達過程に関しては次のようにまとめられる。砂堆の発達過程のうち初期の段階 (Run B-3 の場合には、 $t < 5 \text{ min}$) では河床波の消滅を伴いながら河床波はその波高と波長を増大させる。この段階では河床波の形状は二次元的である。第二の段階 (Run B-3 の場合には、 $5 \text{ min} < t < 12 \text{ min}$) では、河床波の形状は二次元的なものから三次元的なものへと移行してゆき、また波高の増大が著しい。この段階のうち7分経過時までは波長の増大は河床波の消滅の結果として起こっており、7分経過時以後は河床波の合体が頻繁に発生することにより波長が増大する。それ以後の段階では、河床波は完全に三次元的となり、発達しながら平衡状態に近づいてゆく。以上のように、砂堆の場合には、砂澁の発達過程において重要な役割を果たした斜めらせん流の影響は認められず、砂堆の発達過程が砂澁のそれと根本的に異なることが明らかとなった。

一方、流砂量に関しては、砂澁の場合には時間的、空間的な格差が大きくなっているのに対して、砂堆の場合には河床波の発達につれて流砂量が変わることはほとんどなく、場所的にもほぼ一様である。砂澁の場合に顕著であった斜めらせん流は砂堆の場合には発生が少なく、発生した場合でもそれが流砂量を時間的、空間的に偏らせる結果を生じていない。これは斜めらせん流によって巻き上げられて流送される流砂量よりも各河床波の上流側背面上を掃流される流砂量の方がずっと大きいため

である。

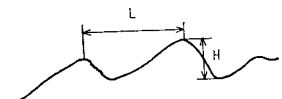
以上のことから、砂澁の場合には斜めらせん流が河床波の発達に支配的な役割を果たし、砂堆の場合には流れの掃流作用が支配的であると結論づけられる。換言すると、流砂機構において斜めらせん流が支配的であるか、掃流現象が支配的であるかが砂澁と砂堆とを現象論的に区別する指標であるといえる。

4. 河床波の発達過程のモデル化

(1) 砂澁の発達過程

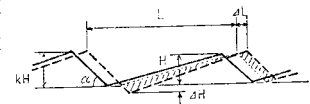
砂澁の場合にはおもに斜めらせん流の発生に付随して河床波の波高と波長が増大する。このような斜めらせん流はある特定の時間のある特定の場所で起こっているもので、時間的にも空間的にも断続的に分布する。しかもその影響範囲は上・下流側に1~2波長にわたる程度である。この影響範囲以外の部分の河床波はその規模と配置をほぼ一定に保ちながらそのまま下流側へ進行している。このようなある時点で波高と波長が増大過程にない河床波もそれより以前に斜めらせん流の作用により波高と波長が増大する過程を経てきたと考えられる。したがって斜めらせん流の作用に伴う河床波の波高と波長の増大過程をモデル化することができるならば、その結果によって砂澁の発達過程全般を議論できると考えられる。

河床波の波高および波長の定義については研究者によって別のものが用いられているようなので、ここでは本実験での実測方法を考慮してその結果を整理するうえで簡便なように次のように定義することとした。すなわち、図—8 のような河床の縦断面図において、相隣る2つの波頂の間の水平距離を波長 L とし、河床面の最も低くなった箇所とその直上流の波頂との間の鉛直距離を波高 H とする。



図—8 波高と波長の定義

先に述べたような斜めらせん流による河床波の波高と波長の増大の機構を以下のようにモデル化する。斜めらせん流による河床波の



図—9 砂澁の発達過程の模式図

上流側の斜面の洗掘の度合は上流側ほど大きいと考えられるので、これを単純化して洗掘される部分は図—9 のように三角形になるとした。図で実線はある時刻 t における河床波の縦断面を示し、破線は時刻 $t + dt$ における河床波の縦断面を示している。点線によって元の河床波を変形せずに平行移動させたときの状態を示すと、流

砂量の連続条件から図で斜線を施した2つの領域の面積が互いに等しいことになり、次式が成立する。

$$(L + \Delta L - kH/\tan \alpha) \cdot \Delta H / 2 = \Delta L \cdot H \dots \dots (7)$$

ここで、 L は波長、 H は下流側の河床波の波高、 k は上流側の河床波の波高と下流側のそれとの比、 α は河床波の前面が水平面となす角度、 ΔH および ΔL はそれぞれ Δt の間における波高および波長の増分である。式(7)を解くと次式が得られる。

$$L = C_1' H^{0.5} - kH/\tan \alpha \dots \dots \dots (8)$$

L および H を砂粒の平均粒径 d_m で除して無次元化したものをそれぞれ L_* および H_* とすると、それらの間にも式(8)と同様な関係が成立する。

$$L_* = C_1 H_*^{0.5} - k H_* / \tan \alpha \dots \dots \dots (9)$$

式(8)および式(9)において C_1' および C_1 は積分定数である。 k は1に近い値であり、また次項で検討するように、 C_1 は80~130程度の値をとるので、式(9)の右辺の第1項は第2項よりも1オーダー大きな値となる。したがって、概略的には砂澁の場合には河床波の波長は波高の0.5乗に比例して増大するといえる。

(2) 砂堆の発達過程

3.(1)における検討によって、砂堆は、その発達過程では平均的に河床波の縦断形状の相似性を保ちつつ波高と波長を増大させることが明らかとなった。また、実験中の観察から、砂堆河床では河床波の上流側の斜面の全面にわたって砂粒が掃流されているのが認められた。

以上から、砂堆の場合には河床波の上流側の緩斜面がほぼ一様に洗掘されるという洗砂機構が支配的であると考えられる。したがって、この場合の河床波の波高と波長の増大過程は図-10のようにモデル化される。流砂量の連続条件から次式が得られる。

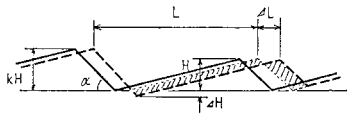


図-10 砂堆の発達過程の模式図

$$(L - kH/\tan \alpha) \cdot \Delta H = \Delta L \cdot H \dots \dots \dots (10)$$

これを解いて次式が得られる。

$$L_* = C_2 H_* - k H_* \ln H_* / \tan \alpha \dots \dots \dots (11)$$

ここで、 C_2 は積分定数である。

砂澁の場合と同様の考察のもとに、式(11)の第1項は第2項に比べて1オーダー大きいことが示される。したがって、概略的には砂堆の場合にはその波長は波高に比例して増大するといえる。

(3) 実験資料によるモデルの検討

以上の検討によって、砂澁および砂堆の発達過程に関

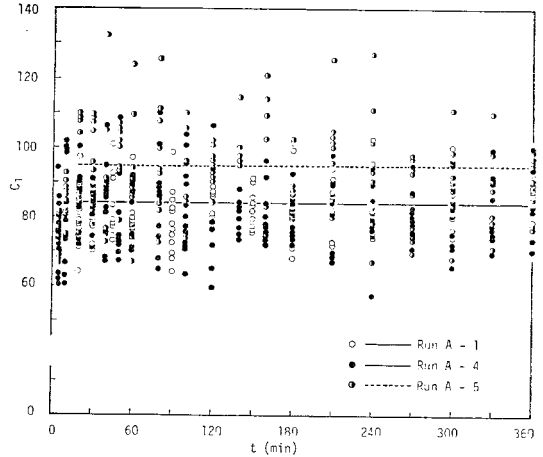


図-11 定数 C_1 の経時変化 (砂澁)

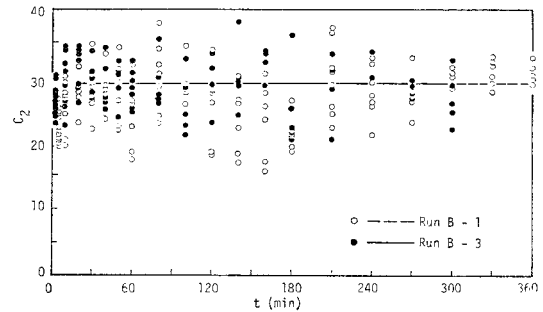


図-12 定数 C_2 の経時変化 (砂堆)

するモデルとしてそれぞれ式(9)および式(11)が得られた。ここでは、これらのモデルの適用性を実験資料によって検討する。

図-11および図-12にそれぞれ式(9)および式(11)の定数 C_1 および C_2 の経時変化を示す。ただし、式(9)および式(11)中の k の値は1としている。図中の点のばらつきは大きいですが、平均的にみると C_1 および C_2 の値はある傾向を示していることがわかる。すなわち、 C_1 および C_2 は通水開始後10分間ほどは若干増加傾向を示すが、通水開始後20分以後はそれぞれのRunごとに時間の経過にかかわらずほぼ一定の値をとっている。これらの値は、本実験においては、Run A-1およびRun A-4では $C_1 \approx 84$ 、Run A-5では $C_1 \approx 95$ 、Run B-1およびRun B-3では $C_2 \approx 29$ となっている。これらの結果から、一つの水利条件における河床形態に対して一つの C の値が定まるのではないかと考えられる。もしそうであれば、砂澁および砂堆の発達過程が平均的にそれぞれ式(9)および式(11)で表現できることになる。

以上のように、 C が水利条件の関数であるとする、一方において砂澁や砂堆が発生する条件もまた、当然水

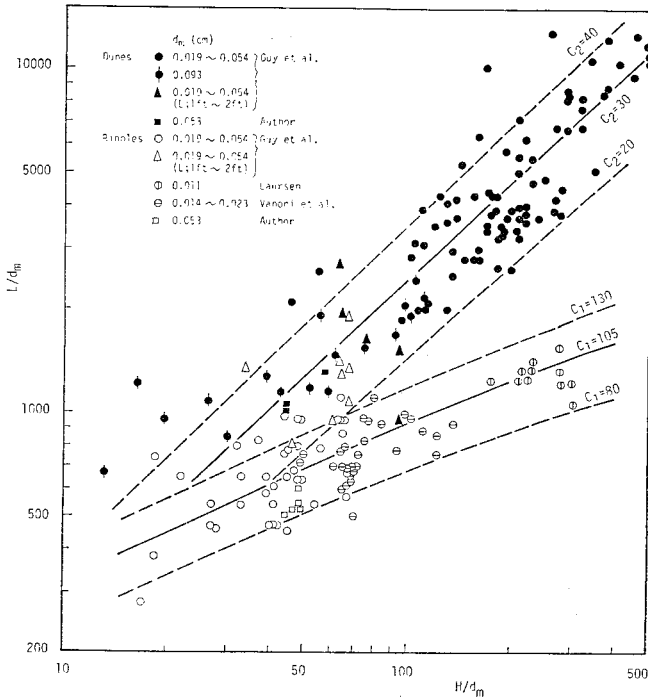


図-13 河床波の波高と波長の関係

理条件の関数であるから、砂漣に対応する C の値および砂堆に対応する C の値がそれぞれ別の領域にまとまって分布することが予想される。そこで、Laursen¹⁷⁾、Guy ら¹⁸⁾および Vanoni ら¹⁹⁾の資料および著者らの実験結果を用いて、平衡状態のもとにおける河床波の波高と波長の関係をプロットし、 C の分布する範囲を求めた。その結果が 図-13 に示されている。先述のように本研究においては A.S.C.E. の定義に基づいて、波長および波高がそれぞれ 1 フィートおよび 0.1 フィートよりも小さな河床形態を砂漣、それよりも大きなものを砂堆としている。一方、Guy らは波長および波高がそれぞれ 2 フィートおよび 0.2 フィートよりも小さな河床形態を砂漣としている。実際、Guy らの資料のうち波長が 1 フィートから 2 フィートの間にある河床波については砂漣か砂堆かの判別が困難なものもあるので、図ではこれらの河床波を区別したうえで、Guy らの区分のままで示している。

以上のような Guy らによる区分が不明確な資料を別とすると、図-13 から、砂漣の場合には C_1 は 80 から 130 までの値をとり、平均的には 105 程度であり、砂堆の場合には C_2 は 20 から 40 までの値をとり、平均的には 30 程度であることがわかる。以上のことを裏返して述べるならば、平衡状態にある河床波の波高と波長の関係を 図-13 上にプロットしてみると、それが $C_1 = 105$ を中心とする帯状の領域に入るか、 $C_2 = 30$ を中

心とする帯状の領域に入るかにより、砂漣と砂堆とを区別することができる。

以上においては、連続式に基づく式 (9) と式 (11) における C の値と水理条件の関係は明確にはできなかったが、その分布範囲と平均的な値とは実験資料から求められた。もし、河床波ならびに水流の運動方程式を展開することができたならば、 C と水理条件との関連を明らかにすることができるものと考えられる。

5. 結 論

写真観察の手法によって河床波の発達過程を詳細に検討し、その結果に基づいて砂漣と砂堆の発達過程をモデル化した。本研究で明らかになった主要な点を以下に示す。

(1) 河床波は発達するに伴ってその波高と波長を増大させる。河床波の波形勾配は、砂漣では河床波の発達するに伴って増大するのに対し、砂堆ではほぼ一定の値を

保つ。

(2) 砂漣の発達においては、局部的に発生する斜め方向の軸を有するらせん流による流砂機構が支配的な役割を果たす。一方砂堆の場合には、流れの掃流作用による流砂機構が河床波の発達に支配的な役割を果たす。

(3) 砂漣では河床波の波長は波高の 0.5 乗にほぼ比例して増大するのに対し、砂堆ではその波長が波高にほぼ比例して増大する。

(4) 河床波の波高と波長との関係についての上述の定式化は平衡状態のもとでの河床波の波高と波長との関係をも表わすことが実験資料を用いて示された。

本研究を遂行するにあたり、有益な助言をいただいた京都大学防災研究所 芦田和男教授ならびに今本博健教授に感謝いたします。なお、実験および資料整理に多大のご協力をいただいた当時学生、有本俊志氏(現・広島市)ならびに徳平隆之氏(現・京大大学院生)に感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) Kennedy, J.F. : The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels, Jour. Fluid Mech., Vol. 16, pp. 521~544, 1963.
- 2) Hayashi, T. : Formation of dunes and antidunes in open channels, Proc. ASCE, HY 2, pp. 357~366, 1970.
- 3) 椿東一郎・齊藤 隆 : 流れによる Sand wave の発生限界, 九大工学集報, 第 40 巻, 第 5 号, pp. 741~748, 1967.

- 4) Yalin, M.S. : Mechanics of Sediment Transport, Pergamon Press, pp. 204~261, 1972.
- 5) 白砂孝夫：河床波の発生について，第16回水理講演会講演集，pp. 76~81, 1972.
- 6) 芦田和男・木村昌弘：SAND WAVES の発生過程に関する研究，土木学会関西支部年講，1973.
- 7) 芦田和男・木村昌弘：SAND WAVES の成長過程に関する研究，第28回土木学会年次学術講演会講演概要集II，pp. 275~276, 1973.
- 8) 中川博次・辻本哲郎：河床波の発達性状に関する実験的考察，京都大学防災研究所年報，第19号B，pp. 289~309, 1976.
- 9) 樺東一郎・渡辺訓甫・岡田豊明：河床波の性状について，第27回土木学会年次学術講演会講演概要集II，pp. 195~198, 1972.
- 10) 山本晃一：相似律の観点から見た移動床流れの水理，土木研究所資料，第1059号，1975.
- 11) 水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会：移動床流れにおける河床形態と粗度，土木学会論文報告集，第210号，pp. 65~91, 1973.
- 12) Task Force on Bed Forms in Alluvial Channels of the Committee on Sedimentation : Nomenclature for bed forms in alluvial channels, Proc. ASCE, HY 3, pp. 51~64, 1966.
- 13) 宇民 正・上野鉄男：河床波の発生・発達過程に関する実験的研究，京都大学防災研究所年報，第21号B，pp. 367~383, 1978.
- 14) 宇民 正・上野鉄男・有本俊志：河床波の発生・発達過程について，土木学会関西支部年講，1979.
- 15) 上野鉄男・宇民 正・有本俊志：河床波の発生・発達過程に関する実験的研究(2)，京都大学防災研究所年報，第22号B，pp. 521~535, 1979.
- 16) 池田駿介：砂漣上の浮遊砂の濃度分布について，第34回土木学会年次学術講演会講演概要集II，pp. 157~158, 1979.
- 17) Laursen, E.M. : The total sediment load of streams, Proc. ASCE, HY 1, 1958.
- 18) Guy, H.P., D.B. Simons and E.V. Richardson : Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61, U.S. Geological Survey Professional Paper 462-I, 1966.
- 19) Vanoni, V.A. and L.S. Hwang : Relation between bed forms and friction in streams, Proc. ASCE, HY 3, pp. 121~144, 1967.

(1980.9.29・受付)