

湾 曲 流 路 の 側 岸 侵 食  
Bank Erosion in a Curved Channel

東京工業大学 正 員 福 岡 捷 二  
東京工業大学 学生員 山 坂 昌 成  
東京工業大学○学生員 竹 内 聡  
鹿島建設(株) 正 員 古 屋 晃  
三重県 正 員 永 納 栄 一

1. 序

従来より、流路の拡幅については、直線流路で多くの実験、解析が試みられてきている<sup>1), 2), 3)</sup>。しかし、河川の蛇行現象を解明するためには、河道の直線部ばかりでなく、湾曲部における内岸、外岸の侵食・堆積機構を明らかにする必要がある。本研究では、河道の湾曲部に焦点をあて、一様湾曲流路で交互砂州が発生する場合としない場合について拡幅実験を行ない、各々の拡幅機構の違い及び、湾曲流路から蛇行流路へ移行する機構を明らかにしている。また、湾曲流路での拡幅を理論的に検討する準備として、直線流路の拡幅の解析を行ない、実験との対応を試み、拡幅速度、セン断力分布などに興味ある結果を得ている。

2. 実験方法

実験は、中心曲率半径450cm、水路幅100cm、湾曲角306°を持つ長方形断面の循環式水路を用い、表1に示す条件で行った。この表で「断面深さ」とは、初期河床から側岸天端までの高さを表わす。河床を平坦にならした後、写真1に示す様な底面幅5cm、側岸の角度30°の台形断面を切って通水し、一定時間毎に断面形状、河床勾配、水面勾配、流速分布、河床に堆積する砂の粒度分布を測定した。断面形状の測定には、北見工大式河床形状測定器<sup>4)</sup>を使用した。

3. 交互砂州が発生しない場合の拡幅過程

河道の曲がり方が側岸の侵食に及ぼす影響を調べるため最初に、小規模及び、中規模河床波の発生しない条件で拡幅実験を行った。図1は、Run 1の150°、180°、210°（流入部より、118、141、165m）における横断面形状の時間変化を示す。これより、拡幅が進行すると断面を側岸領域と河床領域に分割して論ずることが困難であることがわかる。図2、図3に各断面の流積及び、水面幅の時間変化を示す。流積、水面幅の場所的な差はほとんど見られず、流下方向に一樣な拡幅が生じていること

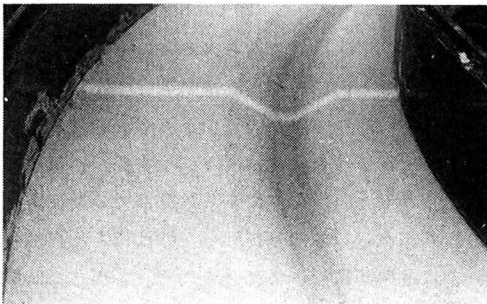


写真-1 初期断面

| Run | 流量<br>ℓ/sec | 平均水深<br>cm | 勾配    | 断面深さ<br>cm | 平均粒径<br>mm | 交互砂州の<br>有無 |
|-----|-------------|------------|-------|------------|------------|-------------|
| 1   | 2.0         | 2.2        | 1/400 | 6          | 0.72       | 無           |
| 2   |             | 2.2        |       | 8          |            |             |
| 3   |             | 2.2        |       | 10         |            |             |
| 4   |             | 2.2        |       | 10         |            |             |
| 5   |             | 2.3        |       | 10         |            |             |
| 6   | 1.5         | 1.5        | 1/200 | 6          | 0.72       | 有           |
| 7   |             | 1.5        |       | 8          |            |             |
| 8   |             | 1.6        |       | 10         |            |             |

表1 実験諸量

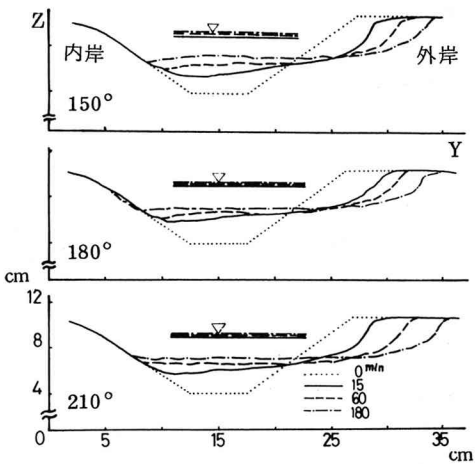


図1 横断面形状の変化

がわかる。  
次に拡幅の  
状況を説明  
する。内岸  
はほとんど  
浸食されず  
外岸のみが  
流下方向に  
一様に浸食  
されて外側

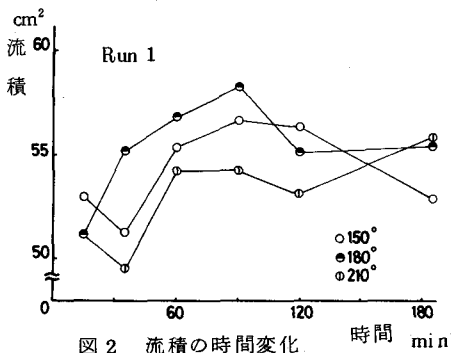


図2 流積の時間変化

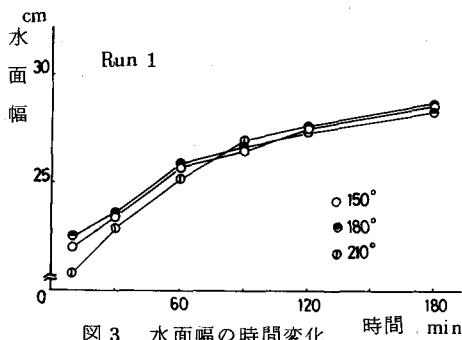


図3 水面幅の時間変化

に広がり、河床は外岸から来る砂の堆積により上昇する。外岸から内岸に向かう横断勾配のため、浸食された外岸砂は内岸へ向かいつつ下流へ流送され、同時刻のそれぞれの砂の軌跡は図4に示す様に、ほぼ一様と考えられる。内岸よりにある最深部での掃流力は小さく、外岸からこの部分に到達した砂はほとんど堆積し、

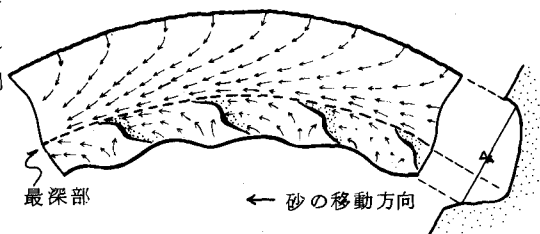


図4 砂の移動状況

一部は最深部に沿って流送される。しかし、時間とともに横断勾配は緩やかになり、通水後3時間で、ほぼ平坦になる。その後の拡幅は穏やかで、12時間以上通水

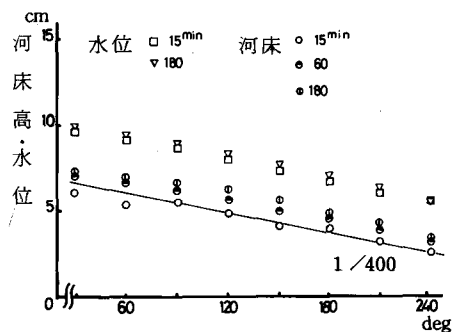


図5 河床高、水位の時間変化

続けても、河床波の発生、並びに蛇行の発生はなく、安定な断面に至る。図5に河床勾配と水面勾配の時間的变化を示す。河床では、外岸浸食砂が流下方向に一様な堆積をするので、河床上昇とそれに伴う水面上昇は、全区間にわたってほぼ一様に起こり、そのため、河床が上昇しても河床勾配はほとんど変化しない。図6に各時間における流速分布を示す。各時間とも流心が遠心力の効果で外岸側により掃流力が外岸側に偏って分布していると考えられる。従って、図1に示した様に外岸側の浸食が盛んになる。水面から側岸天端までのBankの高さは拡幅の進行速度に影響すると思われる。これを調べるため、同じ水力条件で断面の深さのみを変え、実験を行った。図7に、水面幅の時間変化を示す。Bankが高い場合、水中へ崩落した外岸砂が流送されて、側岸が洗掘され、再びオーバーハングするまでは崩落が起こらない。その間、水面幅は広がらない。このため図が示す様にBankが低いものほど連続的に拡幅が起こり、拡幅速度は大きくなる。従って、湾曲流路において、拡幅速度に及ぼすBankの影響は直線流路の場合と同じと言える。しかし、側岸の崩落は流下方向に一様に起っているわけではない。それにもかかわらず、流下方向にほぼ一様に浸食され続けるのは、湾曲流路の流れが遠心力の効果で常に外岸側

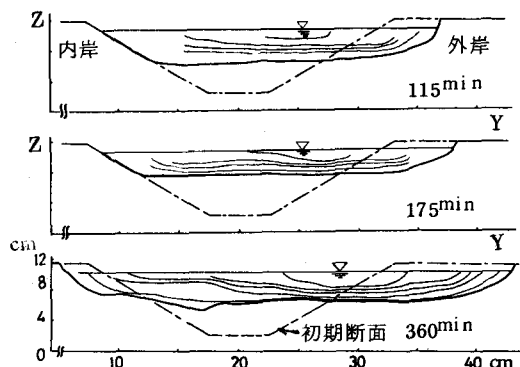


図6 流速分布の変化

に押しつけられ、断面が変化しても常にその性質を持ち続け、場所的な断面の不均一性を

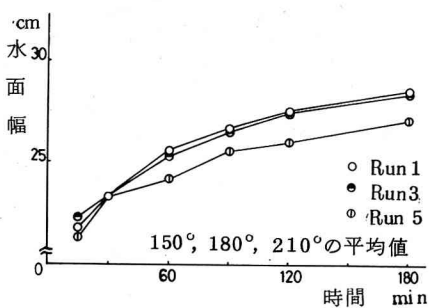


図7 水面幅の時間変化

打ち消すからだと考えられる。図8に単位長さ当たりの側岸浸食量と堆積量の各々の累積の時間変化を示す。ここでは、図9に示す様に、ある測定時間間隔の前後で結果的に堆積も浸食もなかった点を境として側岸領域と河床領域を定義している。各時間の側岸浸食量の累積と堆積量の累積はほぼ一致しており、断面形が流下方向に一様であることと符合する。

内岸斜面上には、図4と写真2に示す様な“sand waves”の発生が観察された。この“sand waves”は通水初期のわずかな側岸浸食の不均一性から生じ、内岸の浸食砂が内岸に堆積することによって発達する。通水初期にこの“sand waves”は流路内の数ヶ所に発生するが、すぐ下流の新たな“sand waves”の発生を促すため、通水後期にはほぼ等間隔に並ぶ様になる。この“sand waves”を越えた流れは、図4に示す様に内岸側に偏るため、この流れが内岸にぶつかる地点で浸食が起こる。しかもこの“sand waves”の移動速度は遅いため、浸食部分が固定され、内岸の水際線は次第に波状を呈する様になる。この“sand waves”は主流を偏らせるほどの動きはしないため、長時間通水しても流路の蛇行へはつながらない。交互砂州が発生しない場合の断面では、砂移動が最深部を境にして異なり図4の破線が示す様に、その移動領域が明確に分けられる。

#### 4. 交互砂州が発生する場合の拡幅

一様湾曲流路で交互砂州が拡幅に及ぼす影響について調べるために、交互砂州が発生しない場合と同じ断面形について実験を行った。図10はRun 6の210°の横断面形状の時間変化を示す。通水してから流路内に交互砂州が発生するまで50~70分の時間を要するが、この間の拡幅状況は図10が示す様に、交互砂州の発生しない場合と同様である。また、Bankの高さによる拡幅速度も交互砂州が発生しない場合と同様であるが、交互砂州が発生するまでの時間は、Bankの低い断面の方が早い。これは、Bankの低い時の方が拡幅速度が大きいため、 $h/B$ がより早く小さくなるためである。図11は交互砂州が発生した時の流況と砂の移動状況を示す。内岸砂州上を流れる砂はほとんど前縁部に堆積するため、図からわかる様に内岸砂州の前縁部は明瞭になり、内岸の流速が遅いためその先端部は丸みを帯びる。しかし、外岸砂州では外岸側の速い流れのため、その前縁を流れ去る砂が多い。このため、前縁部はやや不明瞭になるが、その先端部は直線的に

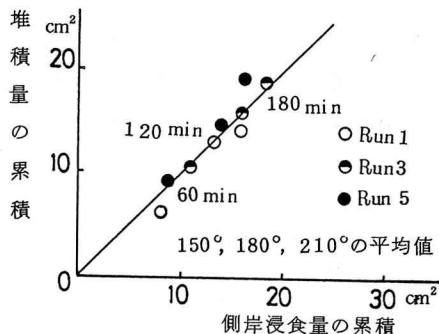


図8 側岸浸食量の累積と堆積量の累積の関係

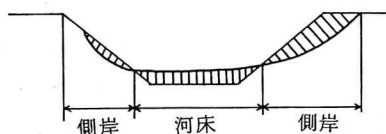


図9 側岸浸食量、堆積量の定義

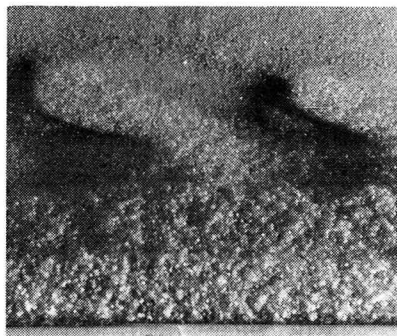


写真-2 内岸斜面上の“sand waves”

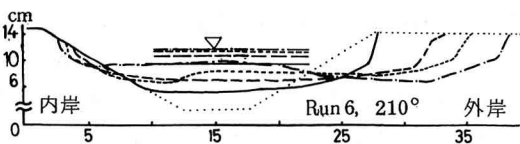


図10 交互砂州が発生する場合の横断面変化

図10はRun 6の210°の横断面形状の時間変化を示す。通水してから流路内に交互砂州が発生するまで50~70分の時間を要するが、この間の拡幅状況は図10が示す様に、交互砂州の発生しない場合と同様である。また、Bankの高さによる拡幅速度も交互砂州が発生しない場合と同様であるが、交互砂州が発生するまでの時間は、Bankの低い断面の方が早い。これは、Bankの低い時の方が拡幅速度が大きいため、 $h/B$ がより早く小さくなるためである。図11は交互砂州が発生した時の流況と砂の移動状況を示す。内岸砂州上を流れる砂はほとんど前縁部に堆積するため、図からわかる様に内岸砂州の前縁部は明瞭になり、内岸の流速が遅いためその先端部は丸みを帯びる。しかし、外岸砂州では外岸側の速い流れのため、その前縁を流れ去る砂が多い。このため、前縁部はやや不明瞭になるが、その先端部は直線的に

なる。この様に、内岸からの砂の供給が少なくても、外岸浸食砂が内岸へ輸送されるので、内岸砂州も発達前進する。交互砂州の発生初期では、水深に比して砂州波高が相対的に小さいため、砂州の影響による偏流はほとんど見られず交互砂州が発生しない場合と同様の拡幅過程が見られる。交互砂州が発達するにつれて、遠心力の効果に対して砂州の影響が現われ、湾曲流

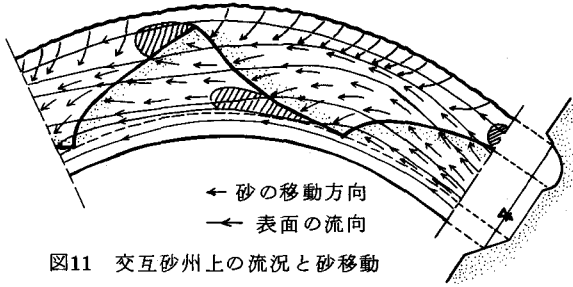


図11 交互砂州上の流況と砂移動

路自身の流れの特性が弱まる。このため、図11に示す様に流れは河床形状に支配され蛇行する様になる。この結果、内岸側にも流れの集中が起こる。しかし、砂州の移動が活発である間は砂州の影響で局所的な浸食を受ける場所が比較的速い速度で移動するため、側岸はほぼ一様に浸食され、場所的な流路幅の変化は顕著にならない。砂州の前進速度が遅くなると、浸食部分が固定され、内岸、外岸に大きな浸食部を形成し、一様湾曲流路は蛇行流路へ移行する。この様に、湾曲流路においても交互砂州の影響が顕著になると、側岸の場所的な浸食量は異なり、流路は蛇行を呈する様になる。

5. 直線流路と湾曲流路の拡幅機構の違い

小規模河床波の影響による局所的な浸食が結果の解釈を複雑にするため、本研究では小規模河床波を伴わない様に比較的小流量、緩勾配を条件として実験を行った。このため、拡幅はかなり緩やかに進み、流下方向に一樣である。直線流路の場合でも、小規模な実験では流下方向に一樣に拡幅し<sup>3)</sup>、この点は共通している。湾曲流路の流れの特徴は、流心が外側寄りにあり、河床形状の影響が卓越するまでその性質を保つことである。このため、浸食はほとんど外岸で起こり、外岸斜面から内岸最深部へと浸食砂は転動・堆積する。横断勾配が急なうちは、砂はすぐ上流の外岸から内岸最深部に集まり、砂粒子のベクトルは横断方向成分が大きい。拡幅が進行し、河床がかなり平坦になっても、側岸から最深部への砂の供給は継続し、砂粒子のベクトルの流下方向成分の大きさが徐々に増加する。この間に粒径の大きな砂が内岸最深部に集まり、アーマールコートが形成される。この砂のふるい分け現象は湾曲流路の特徴である。

図12に、直線流路と湾曲流路の流路幅の時間変化を示す。実験条件はほぼ同一と考えることができ、両者を直接比較することが可能である。これより、内岸がほとんど浸食されない湾曲流路の外岸は直線流路の片岸のほぼ倍の拡幅速度を持つことがわかる。湾曲流路の掃流力分布は著しく偏っており、一方直線流路では、兩岸ほぼ均等に掃流力は分布している。このため、流路の拡幅によって全体の掃流力が限界掃流力付近に至る、すなわち静的安定状態に至るのに要する時間は、同一条件のもとでは直線流路に比して湾曲流路は長い。蛇行流路への移行過程は、直線流路の場合と同様で<sup>7)</sup>、交互砂州の発生及び、発達、停止と水衝部の固定、蛇行拡幅の発達という段階で進む。湾曲流路の場合、流れは外岸へ向かう性質を持っているため、交互砂州が発生しても直線流路に比べ、河床の影響が現われる時期が遅れると考えられる。しかし、一度交互砂州の影響が卓越すると、もはや湾曲流れの特性は弱まり、直線流路の場合と同様の過程を経て蛇行流路に至る。

|      | 直線流路                      | 湾曲流路                        |
|------|---------------------------|-----------------------------|
| 流量   | 2.8 l/sec                 | 2.0 l/sec                   |
| 初期勾配 | 1/417                     | 1/400                       |
| 中央粒径 | 0.83 mm                   | 0.72 mm                     |
| 初期断面 | 幅 30 cm<br>深さ 5 cm<br>のみせ | 幅 25 cm<br>深さ 6 cm<br>の台形断面 |

表3 実験諸量

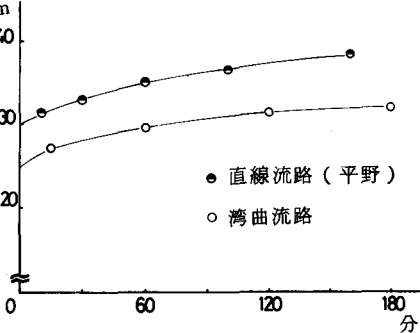


図12 流路幅の時間変化

6. 直線流路の拡幅の解析

浸食性側岸と河床を持つ流路の境界形状は連続的であり、砂の移動状況から見て、河床領域と斜面領域を分けて定義することは困難である<sup>1)</sup>。従って、流路断面を河床領域と斜面領域に分割して拡幅過程を論ずるの

は適切でない。池田<sup>8),9)</sup>によると、直線流路の安定形状は指数関数で表わすことができ、その断面形は(1)式で無次元化して表現できる。ここで、

$$\frac{n}{H} = 1 - e^{-\frac{S}{d}} \quad (1)$$

$$d = \int_0^B \left(1 - \frac{n}{H}\right) ds \quad (2)$$

を等価な長方形断面に置き換えた時の幅の減少量を示す。図13は池田による断面形の時間変化であり、図14はそれらを無次元化した断面形を示す。

(1)式は安定形状によく適合し、拡幅過程にある断面形にもかなりよく適合することがわかる。そこで、各時間における断面形は相似形を保つものとし、(1)式の表現を用いる。図15の座標系と記号を用いて(1)式を絶対座標に変換し、さらに断面中央を流砂が横切る効果をも考慮するため、(1)式を(3)式の様に偶関数で与える。

$$\frac{\eta}{H} = \frac{H_0}{H} - \left\{ 1 - \left\{ e^{\frac{\alpha(y-B)}{d}} + e^{-\frac{\alpha(y+B)}{d}} \right\} \right\} \quad (3)$$

ここに、 $H_0$ は水位、 $\alpha$ は水際での斜面の角度を水中安息角に近づけるための係数である。解析にあたって、次の仮定をおく。①断面変化は準定常的である。②流積は一定を保つ。③水位は一定を保つ。④水面上にバンクは存在せず、水際から砂の補給はない。⑤断面変化は流下方向に一樣に起こり、横断面内の土砂収支はバランスしている。このとき、斜面での平衡流砂量 $q_{Bex}$ 、 $q_{Bey}$ と非平衡流砂量 $q_{sx}$ 、 $q_{sy}$ の関係は、 $K_B$ を遅れ距離の逆数として次式で与えられる。<sup>10),11)</sup>

$$\frac{\partial q_{sx}}{\partial y} \frac{q_{sy}}{\sqrt{q_{sx}^2 + q_{sy}^2}} = K_B (q_{Bex} - q_{sx}) \quad (4)$$

$$\frac{\partial q_{sy}}{\partial y} \frac{q_{sy}}{\sqrt{q_{sx}^2 + q_{sy}^2}} = K_B (-q_{Bey} - q_{sy}) \quad (5)$$

また、平衡流砂量式としては、実験値をよく説明することが確かめられている、(6)、(7)式を用いる。<sup>10),11)</sup>

$$q_{Bex} = K \cdot \tau_{*x} \left\{ \sqrt{\tau_{*x}^2 + \left( \frac{\tau_{*co}}{\mu_s} \cdot \sin \theta \right)^2} - \tau_{*co} \cdot \cos \theta \right\} \quad (6)$$

$$q_{Bey} = K \cdot \left( \frac{\tau_{*co}}{\mu_s} \cdot \sin \theta \right) \left\{ \sqrt{\tau_{*x}^2 + \left( \frac{\tau_{*co}}{\mu_s} \cdot \sin \theta \right)^2} - \tau_{*co} \cdot \cos \theta \right\} \quad (7)$$

ここで、 $K$ は定数、 $\tau_{*x}$ は流下方向の無次元掃流力、 $\tau_{*co}$ は平坦河床での限界掃流力、 $\mu_s$ は静止摩擦係数、 $\theta$ は横断面の角度である。流砂の

$$\frac{\partial q_{sy}}{\partial y} + (1-\lambda) \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (8)$$

$$q_{sy} = f_{unc,1} (B, H, \frac{\partial B}{\partial t}, \frac{\partial H}{\partial t}, y) \quad (9)$$

$$\frac{q_{sy}}{\sqrt{q_{sx}^2 + q_{sy}^2}} \div \frac{-q_{Bey}}{\sqrt{q_{Bex}^2 + q_{Bey}^2}} \quad (10)$$

$$\tau_{*x} = f_{unc,2} (B, H, \frac{\partial B}{\partial t}, \frac{\partial H}{\partial t}, y) \quad (11)$$

$$\tau_{*x,y=B} = 0, \quad \int_0^B \tau_{*x} \cdot dy = \frac{pgiA}{(p_s - p)gd} \quad (12)$$

i : 河床勾配, A : 流積,  $p_s$  : 砂粒の密度,  $p$  : 水の密度

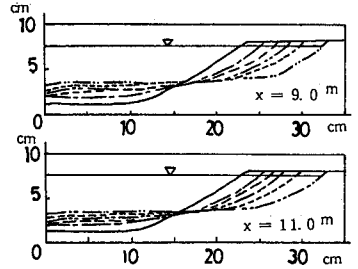


図13 池田による拡幅実験

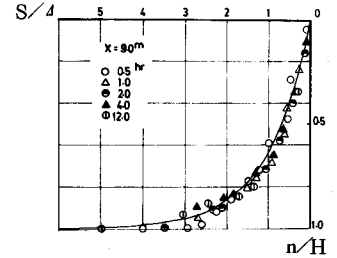


図14 無次元化した断面形

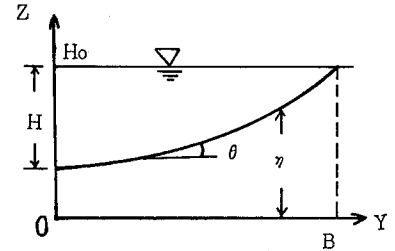


図15 横断面形

ここで、 $K$ は定数、 $\tau_{*x}$ は流下方向の無次元掃流力、 $\tau_{*co}$ は平坦河床での限界掃流力、 $\mu_s$ は静止摩擦係数、 $\theta$ は横断面の角度である。流砂の

連続式は、仮定⑤より空隙率を $\lambda$ とすると(8)式で与えられる。(8)式に(3)式を代入し、④の仮定を用いて積分すると、(9)式が得られる。ここで、(10)式の様に近似し、(6)、(7)、(8)、(9)式を(4)、(5)式に代入すると、(11)式が得られる。

(11)式は、拡幅によって変化した横断面形が、常に(3)式で与えられる相似形を保つために必要な潤辺上のせん断力分布を表わしている。拡幅速度 $\partial B / \partial t$ 及び、河床上昇速度 $-\partial H / \partial t$ は(12)式の2条件

により決定することができる。すなわち、

$$\frac{\partial B}{\partial t} = f_{unc.3}(B, H), \quad \frac{\partial H}{\partial t} = f_{unc.4}(B, H) \quad (13)$$

が得られる。(13)式を用いて幅B及び、中央水深Hの時間変化を計算し、池田の実験結果と比較したのが、図16、図17である。流路幅の時間変化、中央水深の時間変化とも理論は実験値をよく説明している。(13)式を(11)式に代入すると、

$$\tau_{*x} = f_{unc.5}(B, H, y) \quad (14)$$

が得られる。図18は拡幅を開始してから1時間後の断面及び、セン断力分布を示す。通常用いられるその場の水深から求めたセン断力分布は、断面を相似形に保つのに必要なセン断力とは異なることがわかる。すなわち、斜面領域でのセン断力は大きく、逆に河床領域のセン断力は小さくなる。このことは、斜面上の侵食と河床での堆積という拡幅過程に重要な意味を持つ。この解析では、平衡流砂量と非平衡流砂量の差から掃流力を求めているので、これらの差の小さい断面中央付近では精度を得にくい。このため、断面中央付近ではセン断力が急増している。しかし、図18からセン断力は、断面中央で水深から求めたものと一致すると考えられ、セン断力分布は図の破線の様に与えられる。直線流路の平衡流砂量式(6)、(7)式は、斜面の縦横断勾配とそれによる砂粒子の自重成分を考慮して導いている。湾曲流路の場合の拡幅現象を扱うには、曲がりの効果を加味して、(6)、(7)式に相当する式を導く必要がある。

## 7. 結 論

- 1) 一樣湾曲流路では、遠心力の効果で流心が外岸側に偏るので、拡幅は外岸で活発になる。
- 2) 内岸斜面上に“sand waves”が生じることがある。
- 3) 一樣湾曲流路では外岸の流速が大きく、内岸の流速が小さいため、交互砂州は外岸側でその前縁が直線的になり、内岸側で丸みを帯びる。
- 4) 交互砂州の波高が水深規模になると相対的に遠心力の効果が弱まり、流れは交互砂州に支配される様になる。このため、湾曲流路でも内岸へ水が集まり、侵食部が形成され、流路は蛇行する。
- 5) 湾曲流路と直線流路の拡幅機構の違いを明確にした。
- 6) 直線流路では断面が相似形を保ちつつ拡幅が進行するという実験結果を用い、側岸の拡幅速度、河床上昇速度を理論的に求め、実験結果に説明を与えた。
- 7) 斜面領域のセン断力はその位置の水深から求まるセン断力よりも大きくなる。このことは直線流路の拡幅に重要な意味を持つ。

本研究の一部は、昭和57年度文部省科学研究費(自然災害特別研究(1) 代表者 北海道大学 岸力教授)の補助を受けた。記して謝意を表します。

参考文献 1) 平野：土木学会論文報告集，第210号，1973. 2) 長谷川：土木学会論文報告集，第207号，1981. 3) 藤田：京大学位論文 4) 福岡・内島：第27回水講演文集 5) 竹内・福岡：第37回年講演集 6) 平野：第15回水講演文集 7) 藤田・村本：京大防災研年報，第18号B 8) 池田：埼玉大学建設系研究報告 9) S. Ikeda：ASCE, Vol. 107, No. Hy4, 1981 10) 山坂・福岡：第37回年講演集 11) 福岡・山坂：第27回水講演文集

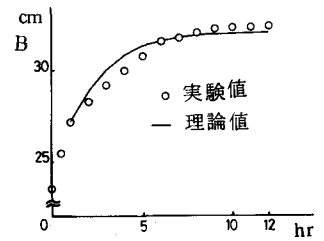


図16 流路幅の時間変化

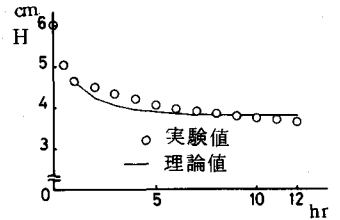


図17 中央水深の時間変化

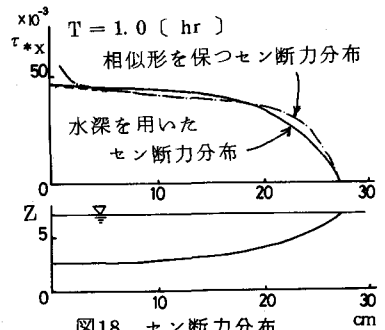


図18 セン断力分布