

網状流路の形成過程に関する研究

高橋 保・江頭 進治・里深 好文・龐 炳東・矢島 英邦

STUDY ON THE PROCESS OF THE BRAIDED CHANNELS FORMATION

By *Tamotsu* TAKAHASHI, *Shinji* EGASHIRA, *Yoshifumi* SATOFUKA,
Pang Bing Dong, and *Hidekuni* YAJIMA

Synopsis

In mountain streams with very active sediment yields, a large amount of sediment has accumulated above the sabo dam or the narrow pass, and the width of the river becomes larger. In such region, Braided streams often form, and sediment discharge varies spatially and temporally with channel variation during a flood. It is important to predict the sediment discharge in order to control the river bed variation.

In this paper, a new method to predict the pattern of channels and the variation of sediment discharge is proposed. It is composed of the length and width prediction of a stream channel.

Flume tests and Numerical simulations are conducted about the process of sand bar development and the diverging phenomenon in the gradually widening channel, in order to investigate the length of a stream channel.

1. 緒 論

土砂生産の活発な流域においては、流路狭窄部や砂防ダムの直上流部に多量の土砂が堆積し、比較的広い河道幅をもつ領域を形成している場合が多い。このような領域においては、多様な流路形態が現れ、出水時には流路および河床が時・空間的に激しく変動する。また、それに伴って、この領域から流出する土砂量も大きく変動している。ところで、河川の土砂環境の問題を考えると、対象となる河道区間に流入する土砂の量的・質的な変動の予測が必要不可欠である。しかし、前述のような広い土砂堆積域が上流に存在する場合には、その領域がそれより下流への主要な土砂供給源となっているため、流入土砂量の予測が困難な状況にある。

本研究は、比較的幅の広い土砂堆積域に複数の水みちが形成されるような場における流砂量の予測を目的としている。そのためには、まず、地形勾配と流量および河床材料の特性が与えられたときに、どのような流路網が形成されるのかを知る必要がある。これまでの研究によれば、各々の水みちは集中・拡幅・分裂を繰り返している。そこで本研究では、一本の流路が分裂するまでの長さの予測法を開発し、それを基に流路網および流砂量の予測を試みている。

従来の研究^{1),2)}によれば、流路が分裂にいたる過程は次のようである。一様な幅の侵食性側岸を持つ流路に一定量の給砂・給水を行うと、流下方向に非一様な拡幅が起り、波型の平面形状が現れる。やがて流下方向に幅が広がっていく領域において砂州が発生し、この砂州の発達に伴い、水みちは2本に分裂する。

そこで本研究においては、流下方向に幅が広がるように側壁を設けた水路を用いて、漸拡水路における砂州の形成と水みちの分裂に関する実験的考察を行っている。また、同様の条件下において、侵食性側岸を持つ流路の拡幅・分裂に関する水路実験を行い、漸拡水路における分裂過程との比較検討を行っている。ついで、漸拡水路における砂州の発達過程を再現し得る 2 次元浅水流モデルの開発を行っている。また、計算結果と水路実験の結果とを比較することにより、モデルの妥当性の検証を行っている。このようにして得られた知見を基に、流路網および流砂量の子測法を提案し、実験結果との比較検討を行っている。

2. 流路の分裂過程に関する実験的考察

流路網を形成する各々の水みちの長さ、すなわち、一本の水みちの分裂した地点から次の分裂する地点までの距離を実験によって調べることは容易ではない。そこで、流路が分裂する際には河岸侵食によって流路が流れ方向に拡幅することから、これを側岸固定の漸拡水路によって模擬し、この水路における砂州の形成および流路の分裂に関する実験を行った。次いで、漸拡水路を用いて流路が分裂にいたる距離の評価を行うことの妥当性を検討するために、侵食性の側岸を持つ一様幅の流路の拡幅・分裂過程に関して水路実験を行い、漸拡水路における結果との比較を行っている。

2.1 実験条件・方法

実験水路は Fig. 1 に示すような水路長 5 m、幅 1 m の矩形断面直線水路である。上流端流入部として長さ 1 m、幅 15 cm の直線区間を設け、その下流に開き角 θ の漸拡部を設定した。水路には平均粒径 0.196 cm のほぼ一様な砂を厚さ 15 cm に敷き詰めている。給砂には同じ砂を乾燥状態で用いている。給砂地点は流入部直線区間の最上流部である。

測定項目は以下の通りである。河床位は通水停止後、連続式河床計を用いて横断方向に計測した。計測断面の間隔は、漸拡区間では 10 cm、その下流部では 20 cm となっている。水位は、通水停止直前にサーボ式水位計を用いて適当な間隔で計測した。表面流速はトレーサーを流し、水路上部から写真撮影を行うことにより計測した。

実験条件を Table. 1 に示している。ここに、 Q は流量、 Q_{Bin} は給砂量、 i は水路勾配、 θ は漸拡部の側岸の開き角、 T は通水時間である。開き角 θ は著者ら²⁾ の実験結果を基に設定した。河床位測定後に再び通水を開始する際、大きく河床形状が乱され、継続して実験を行えない。そこで、通水時間を 1 min ~ 5

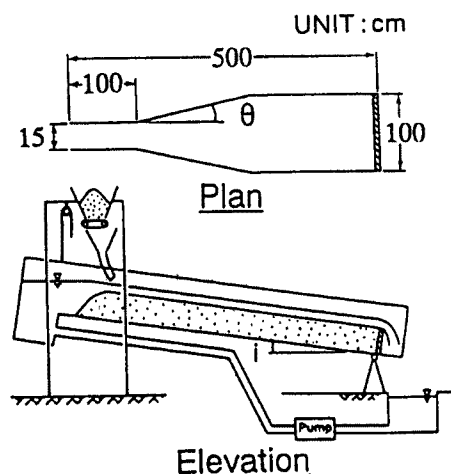


Fig. 1. Experimental Flume.

Table 1. Experimental condition

Run No.	Q cm ³ /s	Q_{Bin} cm ³ /s	θ deg.	i	T min.
A-1	1046	13.21	11.8	0.05	5
A-2	1474	21.89			
A-3	1857	25.50			
A-4	1046	0			
B-1	1046	14.43	7.9	0.05	5
B-2	1474	21.58			
B-3	1857	27.76			

min の 5 ケースに設定し、それぞれ通水停止後に河床形状を計測することにより、砂州の形成過程の追跡を行った。

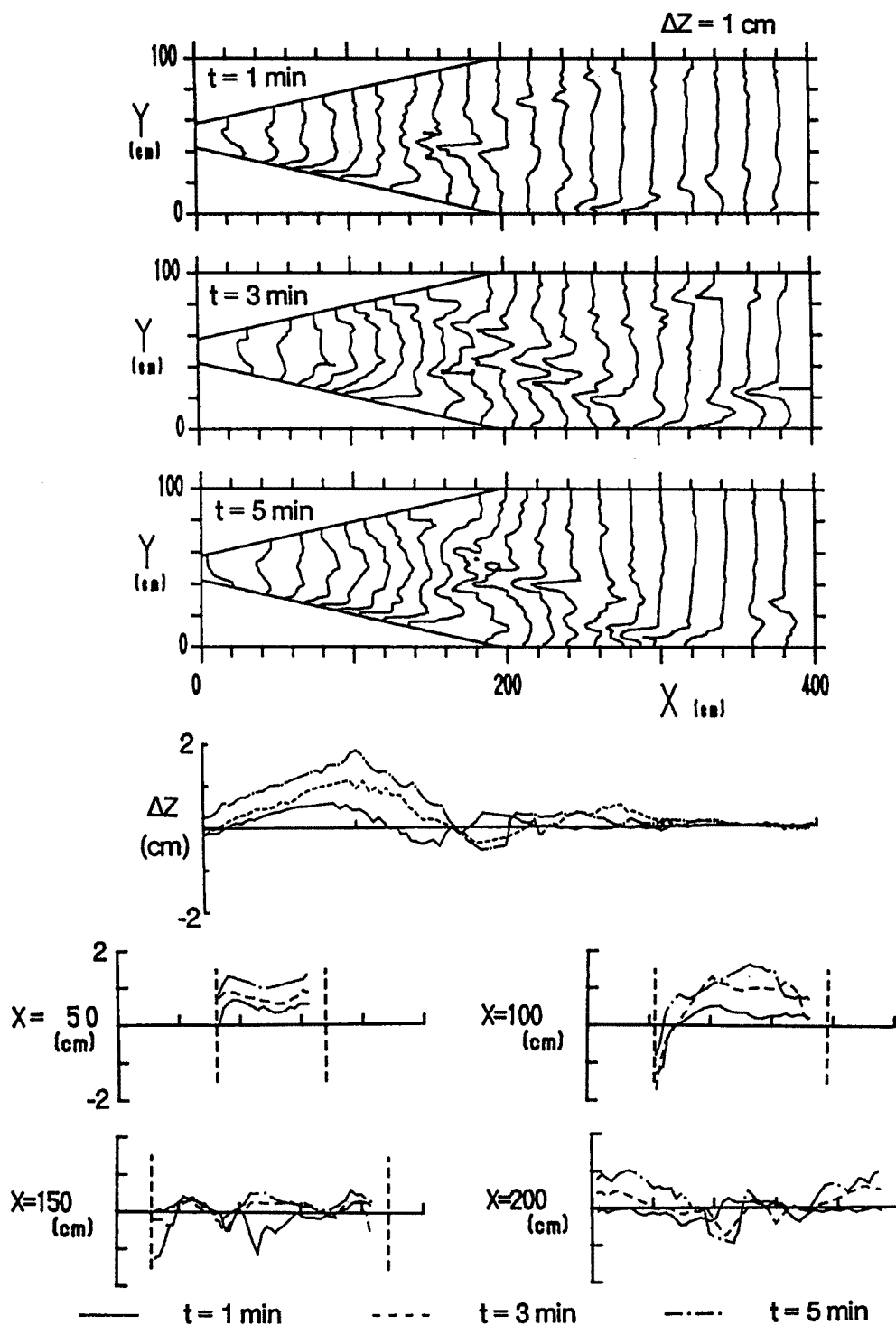


Fig. 2. Contour line of the bed surface, longitudinal bed profile and cross-section of the channel in Run A-1.

2.2 漸拡水路における流路の分裂過程

前述の水路実験により得られた河床の等高線図、水路中央における河床縦断面図、河床横断面図を用いて、漸拡水路における河床変動を説明してみよう。

Fig. 2 は Run A-1 の $t=1, 3, 5$ min における河床位に関する実験結果を示している。これを見ると、時間の経過にともない徐々に砂州が発達していることが分かる。通水開始直後、上流から輸送されてきた土砂は、漸拡区間に入ると掃流力の低下にともない堆積し、砂州の前縁部が現われる。砂州の形成により河床の横断勾配が生じ、水路中央部から側岸に向かう流れが発生する。この流れは固定側壁に衝突し、深掘れを生じる。 $x=50, 100$ cm の横断面図においてその深掘れが確認できる。この深掘れ部は砂州の移動とともに下流にシフトしている。河床の縦断面図を見ると、 $t=3$ min と $t=5$ min では砂州の位置はほとんど変化していない。すなわち、比較的早い段階において砂州の下流への移動は停止し、砂州は固定されているようである。藤田ら³⁾によると、交互砂州の発達過程はつぎの3段階に分けられる。波長の増大が急激な第一段階、波長の増加が緩慢になり、波高が顕著に増大する第二段階、そして、波長・波高とも一定値の周辺を緩やかに変動する第三段階である。前述のように、砂州の移動が停止したのは、第一段階から第二段階への移行に対応していると考えられる。

側壁近傍の洗掘部の下流には、そこから運ばれた土砂が堆積する。この堆積により、側壁から砂州の前縁に沿って水路中央に向かう流れが生じる。左右両岸から生じたこの流れが水路中央付近の砂州の先端部で合流し、河床が洗掘される。 $t=1$ min では $x=150$ cm 付近においてこの深掘れが認められる。砂州の移動にともないこの深掘れも下流へシフトし、 $t=5$ min では $x=200$ cm まで移動している。

砂州の下流方向への移動が止まると、側壁付近の深掘れに流水が集中するようになり、水路中央部の流れが弱くなってくる。上流から運ばれてきた土砂は、慣性力のために流水に比べて曲がりやすく、ほぼ直線的に流下し、掃流力の低下にともなって水路中央部付近に堆積する。このようにして、砂州の波高は徐々に発達する。 $t=5$ min で浮き州が現れ、流路は2つに分裂している。

給砂・給水条件を変化させた Run A-2, Run A-3 や、水路側壁の開き角 θ を変化させた Run B-1~B-3 における砂州の形成過程も、上述の Run A-1 の場合と同様である。すべてのケースにおいて $t=5$ min で砂州は浮き州となり、流路は分裂した。ただし、水路の開き角が小さいときには、深掘れ部への流水が集中する度合いが小さいために、砂州の波高が小さくなる傾向が認められた。

各実験結果から得られた水路漸拡区間の上流端から分裂地点までの距離 L を上流端流入部の水路幅 B_0 で無次元化し、流入部のフルード数との関係を、水路の開き角 θ をパラメータとして示したのが Fig. 3 である。図中には後述する数値解析による結果も同時に示されている。これを見ると、フルード数が大きいほど分裂までの距離が長くなることが分かる。また、同じフルード数に対しては水路開き角が大きいほど L/B_0 は小さくなっている。

上述の実験においては、上流端の河床位に著しい変化が現われないように給砂を行っているが、ここで、給砂量が流路変動に及ぼす影響を調べるために、給砂の無い条件での実験 (Run A-4) を行ってみた。実験は、漸拡部との接続点から上流側の 15 cm の区間に

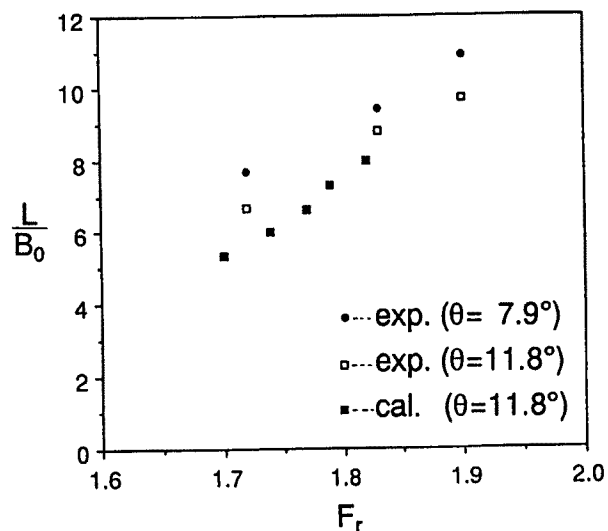


Fig. 3. Relationship between channel length and Froude number.

だけ砂を敷き、給砂を行わずに、Run A-1 と同じ給水条件で行われた。その結果をFig. 4 に示している。通水開始直後、Run A-1 と同様に砂州の前縁部が現れ、この砂州が下流へと移動を始める。しかし、時間の経過とともに、上流端の河床位が著しく低下し、砂州は発達しなくなる。上流の河床低下が進むと、流水は水路中央部に集中し、 $t = 2 \text{ min}$ において幅約 30 cm の水みちが形成された。河床勾配が小さくなり、

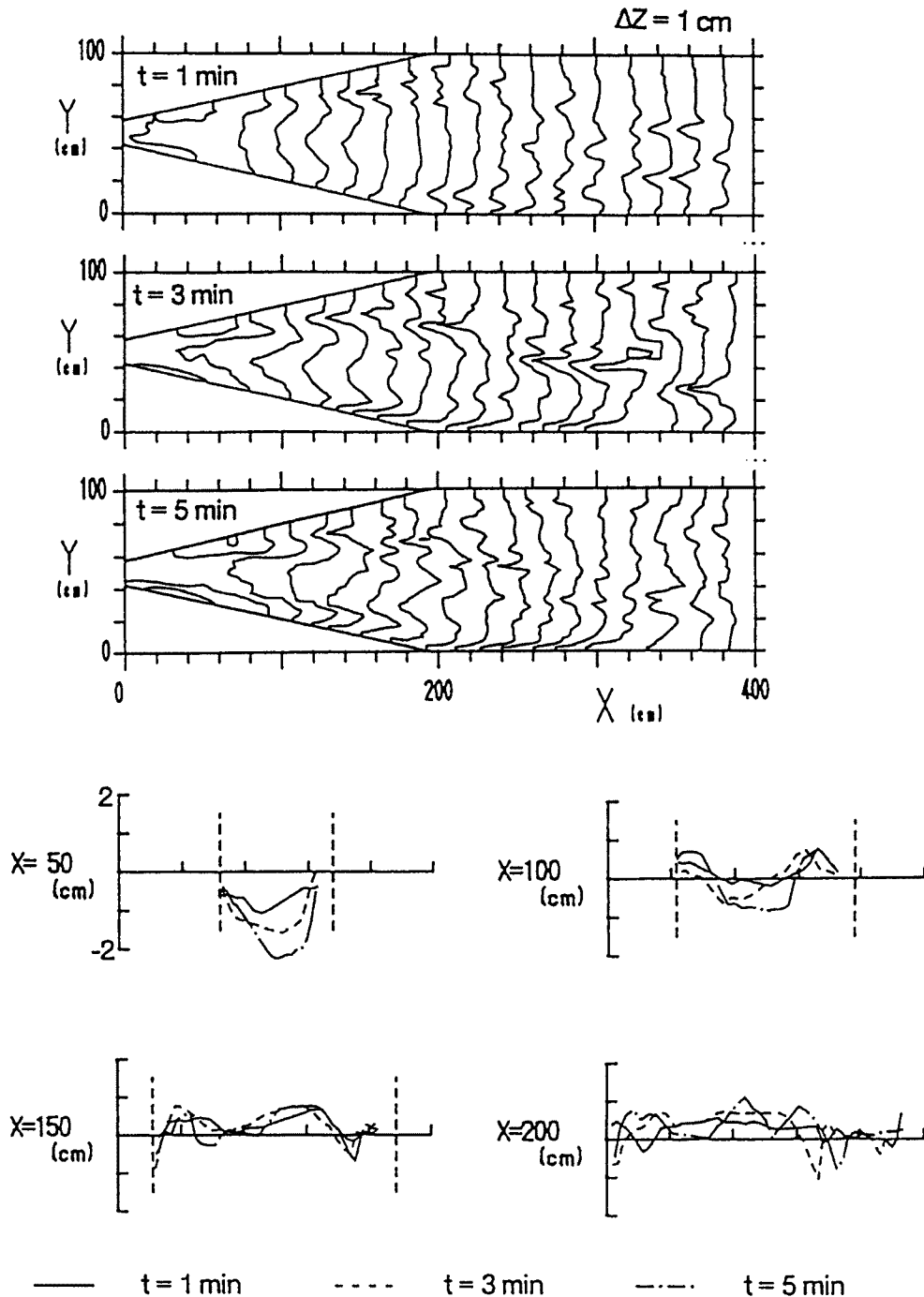


Fig. 4. Contour line of the bed surface, longitudinal bed profile and cross-section of the channel in Run A-4.

掃流力が小さくなるために、流砂量は減少し、 $t = 5 \text{ min}$ においてほぼ静的に安定な流路となっている。このように、砂州の発達には、上流からの土砂の流入が必要であり、河床が著しく低下するような領域では、流路の分裂は起こらないと考えられる。

2.3 側岸侵食性流路における流路の分裂過程

ここでは、侵食可能な側岸をもつ流路(以後、簡単のため侵食性流路という)における砂州の形成過程に関する実験結果を示し、漸拡水路における砂州の形成過程との比較検討を行う。Run C-1 は、Fig. 5 に示すような初期河床形状の流路に、Run A-2 とほぼ同じ給砂・給水を与えて行われた。Run A-2, Run C-1 の実験条件を Table. 2 に示している。Run C-1 の給砂量を Run A-2 と比べて少なくしたのは、Run C-1 での側岸侵食に伴う砂の供給を考慮したためである。Fig. 6 に Run C-1 の河床形状に関する実験結果を示している。Run A-2 と Run C-1 との大きな違いは、砂州の発達速度である。Fig. 7 は各ケースにおける波高の時間的変化を示したものである。これによると、侵食性流路における波高の発達は、漸拡水路に比べて遅くなっている。これは、流路の拡幅に時間がかかるためである。Fig. 8 は、上流端流入部から最高河床位地点までの距離の時間変化を示したものである。この図において、Run A-2 の $t = 5 \text{ min}$ 、Run C-1 の $t = 10 \text{ min}$ における値をみると、分裂の位置にはあまり差がないことが分かる。Fig. 9 に Run A-2 の $t = 5 \text{ min}$ における河床形状を示している。これと Fig. 6 の $t = 10 \text{ min}$ における河床形成とを見比べると、砂州が発達し、浮き州となっているような状態では、両者の河床形状が似通っていることが分かる。

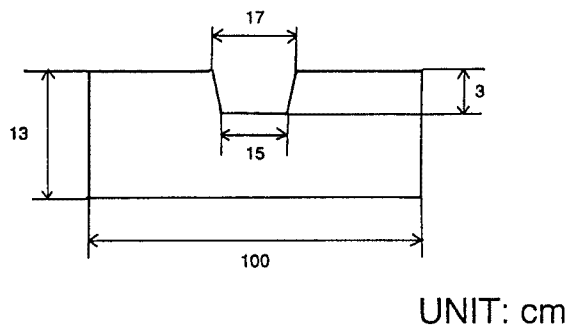


Table 2. Experimental condition

Run No.	Q cm^3/s	Q_{Bin} cm^3/s	i
A-2	1474	21.89	0.05
C-1	1470	17.60	0.05

Fig. 5. Initial cross-section of the channel in Run C-1.

侵食性流路の特徴は、流路の拡幅に伴い、場所的・時間的に水理条件が変化することである。水理条件に対応して、流路内に各種の河床形態が発生し、これによって流路変動が起こる。すなわち、侵食性流路における砂州の発達は、側岸侵食による流路の拡幅に伴って、水理条件が場所的に変化し、河床が不安定になるためであると考えられる。一方、漸拡水路では、水理条件の場所的変化をいわば強制的に与えて、河床に不安定を起こすことにより、砂州が発生・発達している。このように、砂州の発生機構は一部異なっていて、侵食性流路において形成される砂州と、漸拡水路において形成される砂州とが、全く同質なものであるかは疑問である。しかし、砂州がある程度発達した段階において、双方の水理量はほぼ同じであることなどから、漸拡水路を用いて分裂までの距離 L を評価することは妥当であると思われる。

3. 漸拡水路における河床変動の数値解析

流路網の予測を行うには、一本の水みちの長さ L を定量的に評価する必要がある。しかし、あらゆる条件に対する L を実験的に評価するのは困難である。前述のように、この L は漸拡水路における流路の分裂にいたる距離によってほぼ評価できるので、漸拡水路における河床変動を数値シミュレーションで再現する

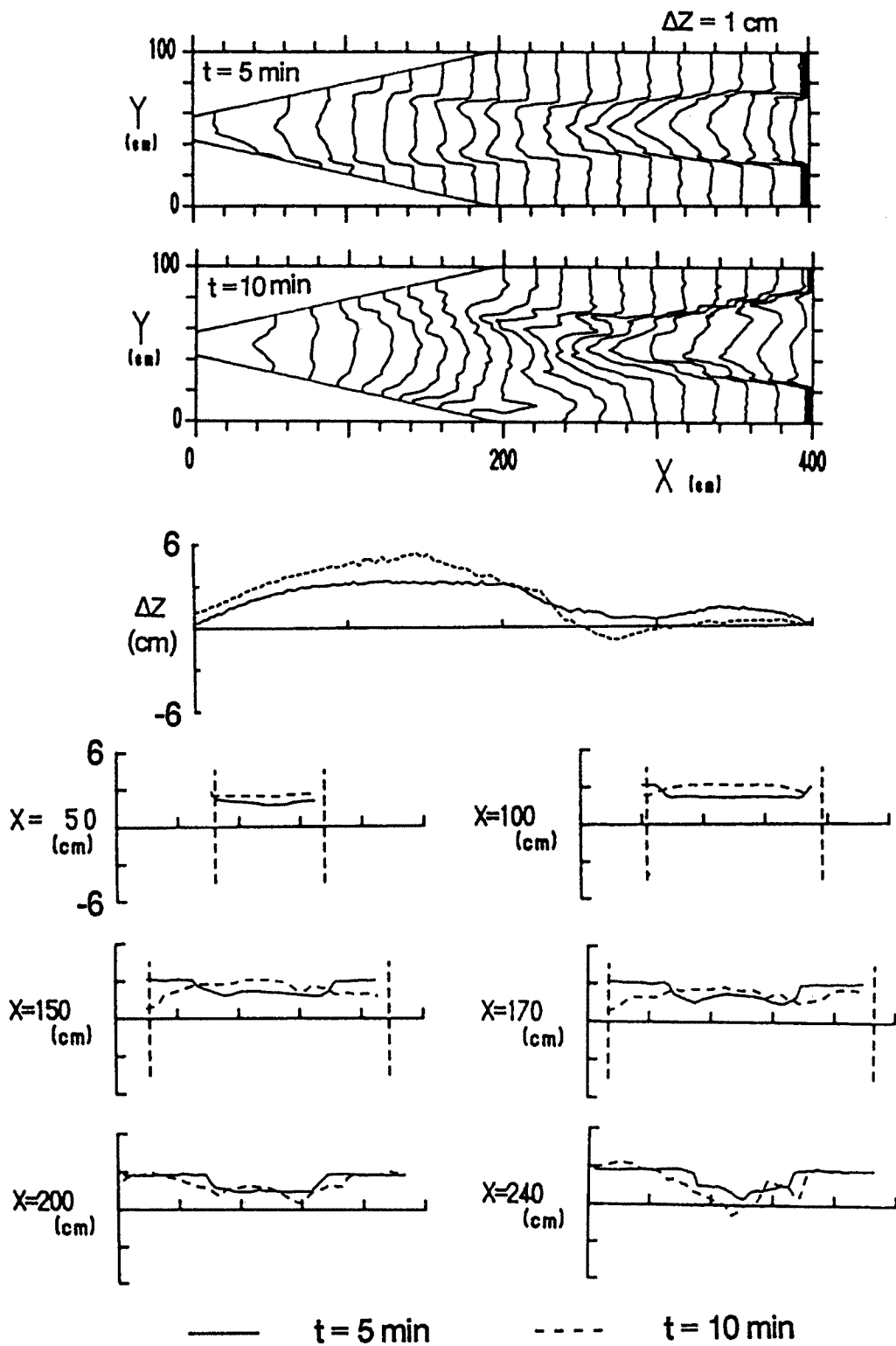


Fig. 6. Contour line of the bed surface, longitudinal bed profile and cross-section of the channel in Run C-1.

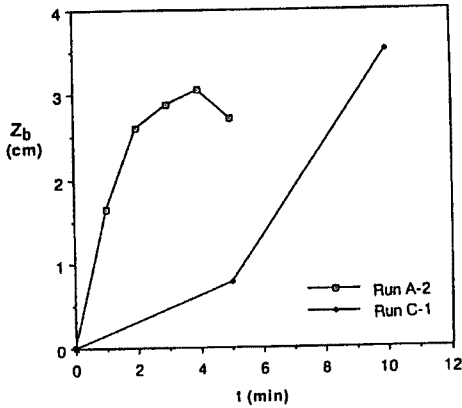


Fig. 7. Variation of height of sand bar in Run A-2 and Run C-1.

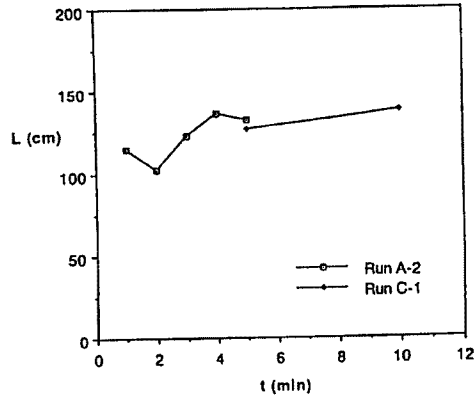


Fig. 8. Variation of the distance from the upstream end to the highest point of the sand bar.

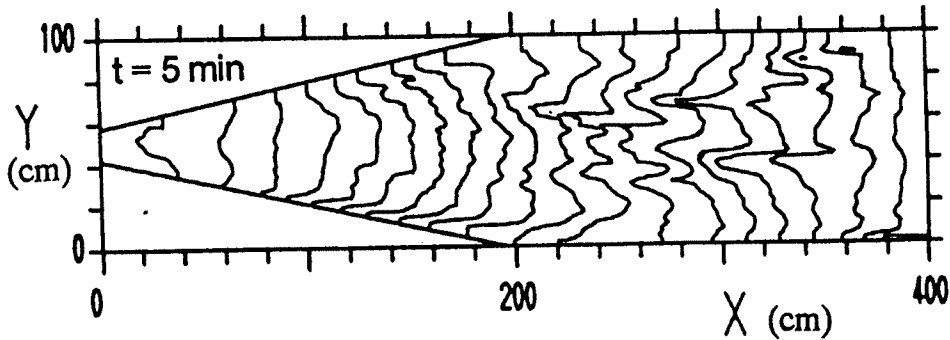


Fig. 9. Contour line of the bed surface in Run A-2 ($t=5$ min).

ことができれば、様々な条件に対する L の評価が可能になる。ここでは、二次元平面流に関する支配方程式を用いて、漸拡水路における砂州の形成過程に関する数値計算を試みる。

3.1 数値解析モデル

3.1.1 支配方程式

Fig. 10 に示すように、流下方向に s 軸、横断方向に n 軸をとれば、流水の連続式は、次式で与えられる。

$$\frac{1}{r} \frac{\partial (ruh)}{\partial s} + \frac{\partial (vh)}{\partial n} = 0 \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 u, v は s, n 方向の水深平均流速、 h は水深、 r は n 軸の曲率半径である。流水の運動方程式は、 s, n 方向に対し、次式で与えられる。

$$u \frac{\partial u}{\partial s} + v \frac{\partial u}{\partial n} - \frac{v^2}{r} = -g \frac{\partial (h+z)}{\partial s} - \frac{\tau_{bs}}{\rho h} + \frac{\partial}{\partial s} \left(\epsilon \frac{\partial u}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\epsilon \frac{\partial u}{\partial n} \right) \dots\dots\dots (2)$$

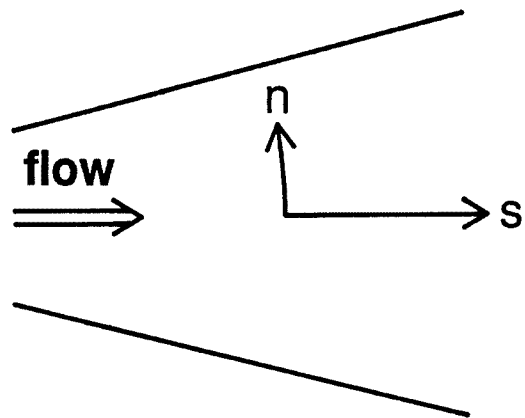


Fig. 10. Definition of the coordinate.

$$u \frac{\partial v}{\partial s} + v \frac{\partial u}{\partial n} + \frac{uv}{r} = -g \frac{\partial (h+z)}{\partial n} - \frac{\tau_{bn}}{\rho h} + \frac{\partial}{\partial s} \left(\varepsilon \frac{\partial v}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\varepsilon \frac{\partial u}{\partial n} \right) \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 g は重力加速度、 τ_{bs} , τ_{bn} は s , n 方向の河床せん断力、 ρ は水の密度、 ε は渦動粘性係数である。(2) 式、(3) 式は、円筒座標系における 2 次元定常非圧縮性流体の Navier-stokes の運動方程式であるが、蛇行流路の計算で一般的に用いられている式と比べて、 s 方向と n 方向が入れかわった式になっている。流砂の連続式は、次式で与える。

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left\{ \frac{\partial q_{bs}}{\partial s} + \frac{\partial q_{bn}}{\partial n} + \frac{q_{bs}}{r} \right\} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 λ は間隙率、 q_{bn} , q_{bs} は、それぞれ流砂量の s , n 成分である。支配方程式は、上述のようであるが、これらにおいて τ_{bs} , τ_{bn} , ε , q_{bs} , q_{bn} が与えられると系が閉じる。 τ_{bs} , τ_{bn} は、Manning 則を用いて次式で評価する。

$$\frac{\tau_{bs}}{\rho h} = \frac{gn_m^2}{h^{\frac{4}{3}}} u \sqrt{u^2 + v^2} \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{\tau_{bn}}{\rho h} = \frac{gn_m^2}{h^{\frac{4}{3}}} v \sqrt{u^2 + v^2} \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 n_m は Manning の粗度係数である。渦動粘性係数 ε については、次式で与える。

$$\varepsilon = \frac{\kappa}{6} u_* h \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 κ は karman 定数 (= 0.4)、 u_* は摩擦速度である。流砂量式としては、主流方向に対して芦田・道上式⁴⁾を用い、主流に垂直な方向に対しては長谷川の式⁵⁾を用いる。これらの流砂量を流速成分で分配して、 q_{bs} , q_{bn} を求めることにする。芦田・道上の式は、次式のようなものである。

$$\frac{q_{bx}}{\sqrt{sgd^3}} = 17 \tau_{*e}^{\frac{3}{2}} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*} \right) \left(1 - \frac{u_{*c}}{u_*} \right) \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 s は河床材料の水中比重、 d は河床材料の粒径、 τ_* は無次元掃流力、 τ_{*e} は無次元有効掃流力、 τ_{*c} は無次元限界掃流力、 u_{*c} は無次元限界摩擦速度である。また、 τ_{*e} については、次式から求められる u_{*e} を用いて算定する。

$$\frac{u}{u_{*e}} = 6.0 + 5.75 \log \frac{h}{d(1+2\tau_*)} \dots\dots\dots (9)$$

長谷川の式は、次式のようなものである。

$$q_{bv} = q_{bx} \left\{ -\sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\mu_s \mu_k \tau_*}} \frac{\partial z}{\partial y} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

ここに、 μ_s , μ_k は、砂粒子の静および動摩擦係数であり、今回、 $\mu_s = 1.0$, $\mu_k = 0.8$ としている。

3.1.2 差分化

支配方程式の差分化と計算手順は、清水、板倉⁶⁾の方法に従った芦田らの研究⁷⁾と同様である。本数値計算においては、スタガード格子を採用している。Fig. 11 は、計算諸量の計算点とコントロール・ボリュームの配置方法を示している。運動方程式の差分化に際しては、移流項に関しては風上差分、圧力項に関しては後退差分、他の量に関しては中央差分を用いる。流砂の連続式の差分化に際しては、流下方向に後退差分、横断方向に中央差分を用いている。

3.1.3 境界条件

数値計算において、境界条件の与え方は重要であり、特に、本計算が対象としているような s 方向、 n 方向の変化量が比較的大きい場では、境界条件の与え方には注意を要する。

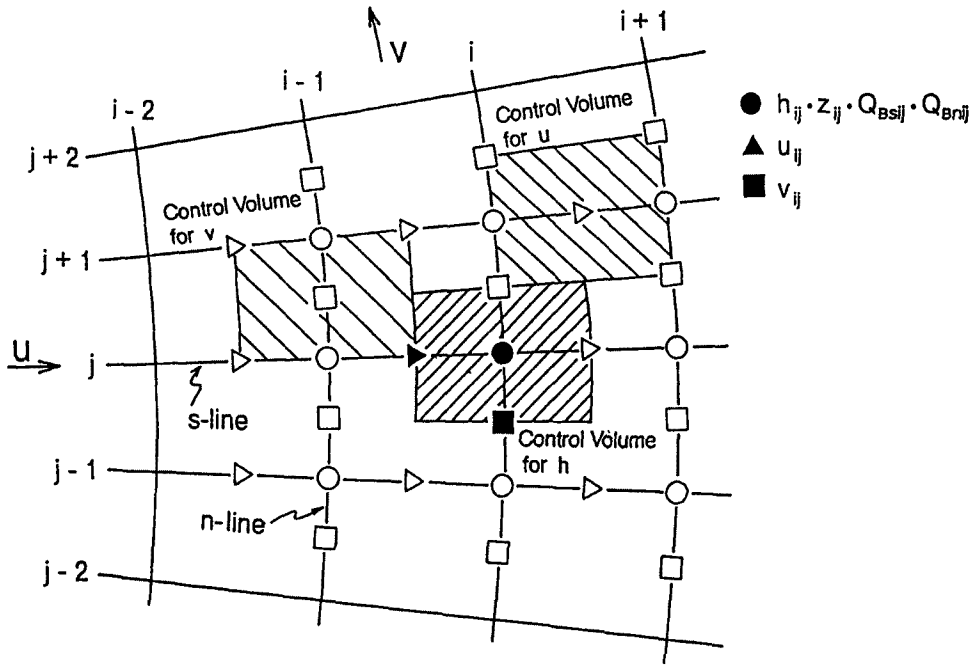


Fig. 11. Staggered locations and control volumes for velocities and water surface elevation.

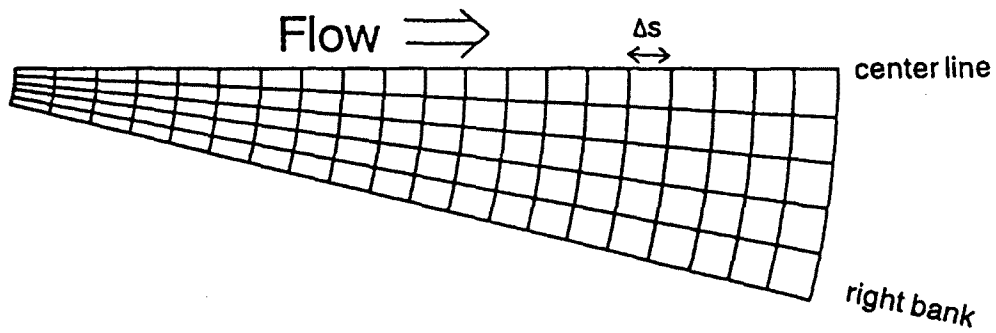


Fig. 12. Orthogonal grid employed for the computation.

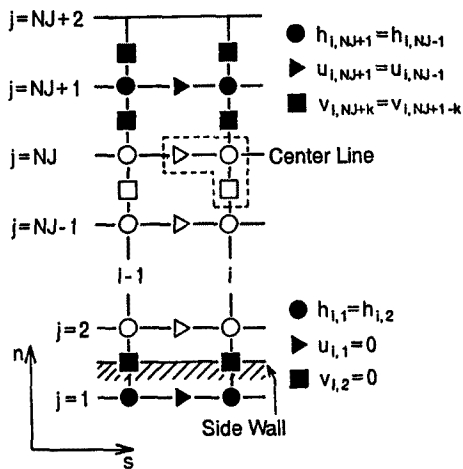


Fig. 13. Boundary conditions on the right bank and the center line.

上流端境界条件：流量と給砂量は一定量を与える。水深は等流水深を与える。 s 方向の流速は、等流水深より求めたものを与え、 n 方向の流速は無いものとした。

下流端境界条件：河床位は一定としている。また、最下流区間は等流状態であると仮定して、水深を計算している。

本計算に用いた計算メッシュを、Fig. 12 に示している。漸拡水路は左右対称であるため、右岸から水路中心までの半分の領域を計算の対象とした。右岸と水路中央での境界条件は、Fig. 13 に示す通りである。

3.1.4 水路実験へのモデルの適用

Fig. 14 に計算結果の一例を示している。計算条件は、 $Q = 1500 \text{ cm}^3/\text{s}$ 、 $Q_{bin} = 25 \text{ cm}^3/\text{s}$ 、 $\theta = 11.8^\circ$ 、 $i = 0.05$ 、 $n_m = 0.025$ であり、Run A-2 の実験条件に近いものである。砂州の形成過程を追跡できるように 30 秒毎の河床の等高線図を示している。計算領域は、水路の対称性より右岸から水路中央までとしたが、実験結果との比較が容易なように水路全体の河床形を示した。これによれば、時間の経過とともに砂州が徐々に発達していることがわかる。実験結果のように水路側壁付近に深掘れが生じ、その下流に深掘れから輸送された砂が堆積している。 $t = 2.5 \text{ min}$ においては、 $x = 100 \text{ cm}$ 付近の砂州の肩で、水深が粒径程度の値になっており、浮き州になる直前である。これ以後の計算は、今の段階では困難な状態にある。この原因として、水深が小さくなると、水深の変化に対して流速が過敏に反応するため、計算が不安定になりやすいことが考えられる。

Fig. 9 の Run A-2 の実験結果と Fig. 14 の $t = 2 \text{ min}$ における計算結果とを比較してみると、計算による側壁付近の深掘れ位置は、実験結果よりも若干上流側にずれしており、砂州の規模も小さくなっている。これは、流砂量式や流れの抵抗則に問題があるためであると思われる。

このモデルを用いて、上流からの給水条件を変化させた場合の計算を行った。水深が一粒径以下となった点が浮き州になると考え、最初に一粒径以下の水深になった地点から水路上流端までの距離を L と定義した。上流端におけるフルード数と、上流端の水路幅 B_0 を用いて無次元化した L との関係を Fig. 3 に示している。これを見ると、この数値計算により、ある程度実験値を再現できていることが分かる。

砂州の位置を数値シミュレーションで的確に予測するためには、流れと流砂量の分布をいかに再現できるかにかかってくる。ところが、浮き州の発生を伴うような相対水深の小さい場における流れの抵抗や流砂量に関しては未知の部分が多い。また、非平衡性の強い場であるから、平衡流砂量式を適用することについての検討も必要である。今後は、このような問題点を克服して、浮き州が生じた後でも計算可能なモデルの開発が必要である。

4. 流路網および流砂量の予測法

これまでの議論により、一本の水みちの長さをかなりの程度まで合理的に評価することが可能となった。そこで、これまでの網状流路の流路変動に関する知見を基に、流路網のシミュレーションを行い、その流路

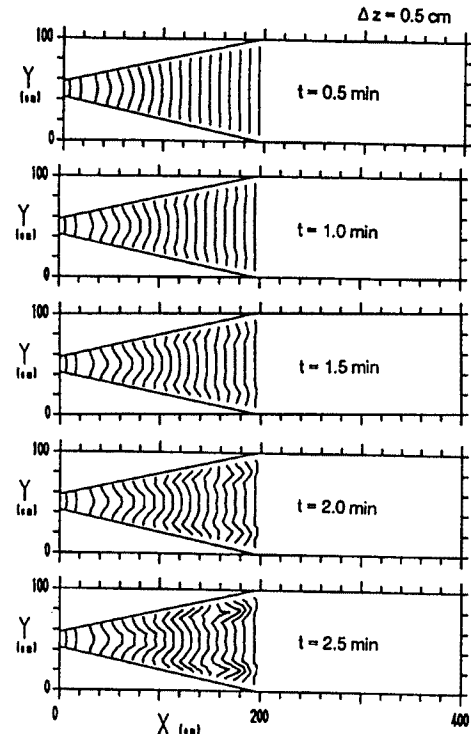


Fig. 14. Development process of the sand bar in the gradually widening flume calculated by the present model.

網における流砂量の分布を調べてみた。

流路網のシミュレーションは、著者ら¹⁾による網状流路に関する実験を対象として次の方法で行った。

1. 一本の水みちの長さは Fig. 3 の関係に従う。ここでは数値解析によって得られた結果を一次式で近似したものを用いる。
2. 一本の水みち幅は、著者ら¹⁾による次のような推定式で与えられる。(ただし $\alpha = 1.4$ としている)

$$B = \alpha \left(\frac{Q}{\sqrt{gdi}} \right)^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (11)$$

3. 分裂時の流量配分は正規分布に従うものとする。すなわち、分裂前の流量を Q 、分裂後の片方の流量を Q_1 としたときに、 $\left(\frac{Q_1}{Q} - \frac{1}{2} \right)$ が平均値 0、標準偏差 1 の正規分布に従うものとし、その分布関数の値を $[0, 1]$ の 2 桁の乱数によって与える。
4. 分裂後の流路が分裂前の流路となす角度は 11.8° とする。したがって、分裂後の 2 つの流路がなす角度は 23.6° となる。
5. 水みちが側壁に当たるときに、水みちはそこから側壁に沿って流れる。
6. 側壁に沿った流れに関しては、側壁からの流路の離脱が流路の分裂に相当すると考え、Fig. 3 の関係に従うものとする。
7. 合流が起こるときには、流量の大きい方の水みちの向きが維持される。
8. 分裂後の水みちの流量が小さく、土砂輸送能力が無い場合には、その水みちは消滅する。

以上の方法により流路網のシミュレーションを行った結果を Fig. 15 に示している。与えた流量は $1000 \text{ cm}^3/\text{s}$ 、水路勾配は $1/20$ 、砂の粒径は 0.192 cm である。図中には比較のため著者ら¹⁾による実験結果もあわせて示されている。このシミュレーションでは、上述の条件 4. のために、流路が側壁から大きく振れるような現象は再現できないものの、おおまかな流路網のパターンは再現できるようなのである。

Fig. 16 は、上述のシミュレーションによって作り出された流路網を用いて算定される流砂量の縦断分布を示している。この結果と直接比較はできないが、下流端流砂量に関する実験結果¹⁾も併せて示されている。流路網の位相速度あるいは流砂量の縦断分布の位相速度が下流端流砂量の時間的変化をもたらすと考えると、両図の流砂量の変動幅がほぼ一致していることから、この方法による流砂量の予測が可能であると思われる。今後、より詳細に流砂量の時間的な変動を予測するためには、流路網の位相速度等に関する検討が必要である。

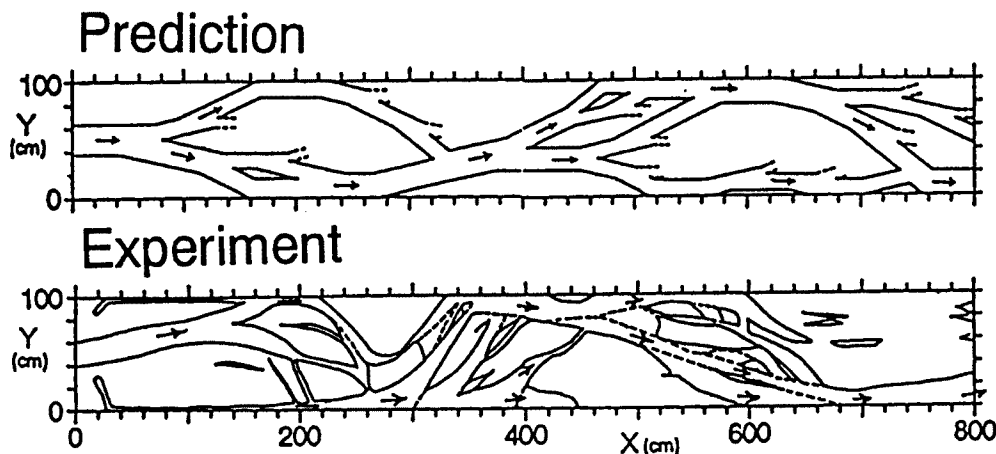


Fig. 15. Comparison of measured and predicted channel pattern.

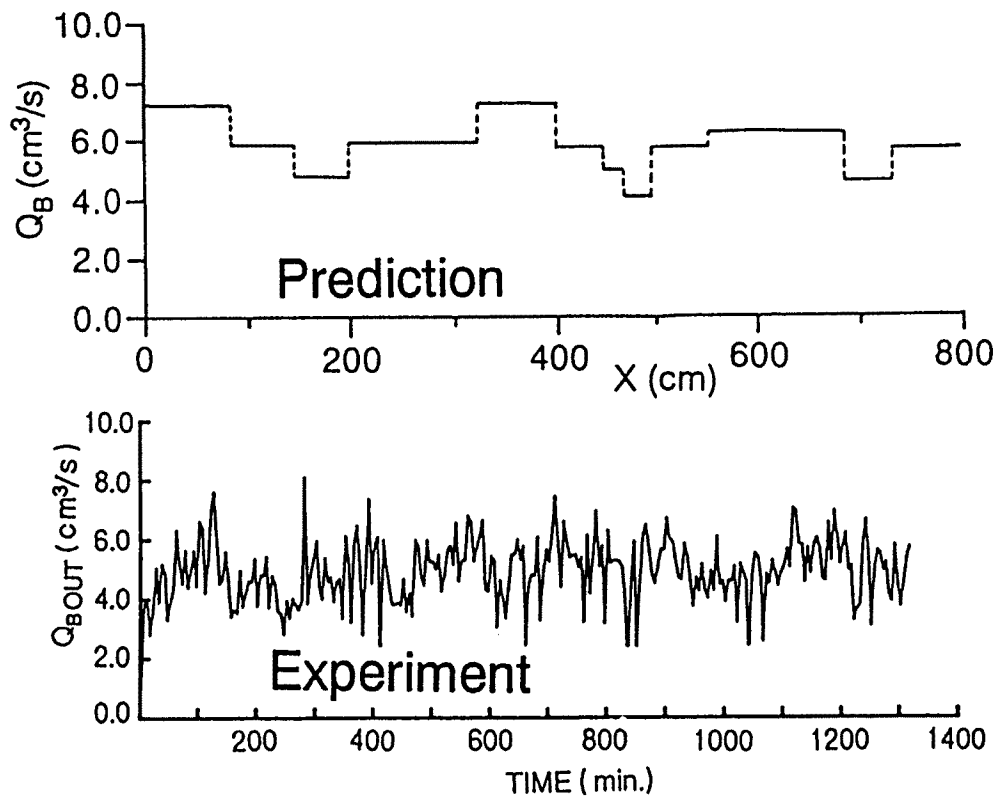


Fig. 16. Spatial variation of the sediment discharge predicted by the present model and temporal variation of the sediment discharge derived from the flume test.

5. 結 論

本研究は、比較的河幅の広い領域における流路網のパターンおよび流砂量の予測法を確立することを目的としている。流量、地形勾配、河床材料の特性といった条件が与えられたときに、どのような流路網が形成されるのかを予測することは、合理的な流砂量の予測を行うために必要不可欠である。

そこでまず、流路変動の一素過程として水みちの分裂に着目し、水路実験および二次元浅水流モデルを用いた数値解析によってその機構を解明している。ついで、それを基に流路の分裂地点から次の分裂地点までの距離、すなわち、一本の水みちの長さを定量的に評価し、流路変動に関するこれまでの知見と組み合わせることにより、平均的な流路網の予測に結びつけようと試みた。本研究によって得られた成果を要約すれば、以下のようなものである。

1. 漸拡水路における砂州の形成過程は、初期の段階で波長の発達が終了し、その後、波高が徐々に発達する。砂州の発達にともない、浮き州が現れ、流路は2本に分裂する。
2. 漸拡水路の開き角が小さい場合、大きい場合と比べて、波高はあまり発達しない。
3. 流路の分裂の位置は、漸拡水路の開き角が小さいほど下流側にシフトする。
4. 流入部のフルード数が大きいほど、流路の分裂の位置は下流側にシフトする。
5. 河床が全体的に侵食傾向にある流路は分裂しにくい。
6. 二次元浅水流モデルを用いて漸拡水路の河床変動を計算した結果、砂州の形成過程をある程度再現できることがわかった。

7. 漸拡水路における河床変動計算の結果を基に一本の水みちの長さとフルード数との関係を明らかにした。この結果とこれまでの流路変動に関する知見とを組み合わせることにより、平均的な流路網のパターンおよび流砂量の空間分布の予測が可能となった。

今後の課題としては、浮き州が生じた場合にも計算可能な二次元浅水流モデルの構築が挙げられる。そのためには、粒径程度あるいはそれ以下の水深となるような浅い流れにおける流れの抵抗や流砂量に関して検討する必要がある。さらに、分裂時の流路の振れ角や流路網の位相速度に関して検討を進め、より現実に近い流路網および流砂量変動の予測に結びつける必要がある。

最後に、本研究を遂行するにあたり、実験やデータ解析に際し多大な協力をいただいた京都大学防災研究所技官吉田義則氏に厚く御礼申し上げます。また、図面作成等に精力的に協力して下さった砂防研究部門の皆様深く感謝します。

参 考 文 献

- 1) 芦田和男・江頭進治・里深好文・後藤隆之：網状流路の流路変動と流砂量，京都大学防災研究所年報，第33号，B-2，1990，pp. 241-260.
- 2) 芦田和男・江頭進治・里深好文・後藤隆之・尾島 知：流路の分裂機構に関する研究，京都大学防災研究所年報，第35号，B-2，1992，pp. 63-78.
- 3) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二：砂州の発達機構について，土木学会関西支部年次学術講演会概要集，(3)-69，1978.
- 4) 芦田和男・道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文報告集，206号，1972，pp. 59-69.
- 5) 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，1983.
- 6) 清水康行・板倉忠興：河川における2次元流れと河床変動の計算，北海道開発局土木試験所報告 No. 85，1986.
- 7) 芦田和男・江頭進治・足立幸郎：蛇行水路における河床変動に関する研究，京都大学防災研究所年報，第31号，B-2，1988，pp. 443-459.