

感潮域河道内氾濫原における 侵食流路と浸出水に関する研究

STUDY ON FORMATION OF EROSION CHANNEL IN FLOOD PLAIN OF TIDAL RIVER

辻本哲郎¹・北村忠紀²・鷺見哲也³・金山晋吾・岡嶋和義⁴

Tetsuro TUJIMOTO, Tadanori KITAMURA, Tetsuya SUMI,
Singo KANAYAMA and Kazuyoshi OKAJIMA

¹正会員 工博 名古屋大学大学院教授 工学研究科地圏環境工学専攻 (〒464-8603 名古屋市千種区不老町)

²正会員 博(工) パシフィックコンサルタンツ・インターナショナル

³正会員 博(工) 名古屋大学大学院講師 工学研究科地圏環境工学専攻

⁴学生会員 名古屋大学大学院工学研究科博士課程前期課程

There are a lot of small-scale channels at flood plain promoted by series of groins in the lower Kiso River. The tidal motions as well as the intricate geomorphology provide habitats for many organisms. In the present study, the mechanism of the formation of erosion channels has been investigated. Results of the field surveys for channel shape and flow condition due to tidal motion have indicated that the channel has been eroded by water discharged from subsurface flow associated with the tidal motion. The erosion process of the channel has been simulated, and the effects of permeability of the deposition and tidal condition on the erosion process have been discussed.

Key Words: Tidal river, erosion process, small-scale channel on flood plain

1. はじめに

河川感潮域は塩淡水境界にあたるとともに、水位の日変動によって上流域より多くの環境要素を持っているが、そのような区域に設置された水制によって形成されたわんどや周辺微地形は、多くの生物相が利用する多様な場を提供している。ラグーンの形成についてはDi Silvioら¹⁾が詳しく分類しており、Hibmaら²⁾は左右岸が拘束された河口部で潮汐によって形成される地形をシミュレートしている。木曽川わんどについては、北村ら³⁾によってわんど地形そのものの形成過程が洪水時の掃流砂の挙動から推測されている。また、周辺堆積域内に形成された幅10m程度の水路状地形を通じて砂層内とわんど表流水との水交換が相当量に上る事を鷺見ら⁴⁾が明らかにした。本研究ではこの水路状地形の形成過程を、特に潮汐による影響を考慮し、現地調査と土砂水理学的な数値計算から考察・推測することで、水制わんど内微地形形成過程の理解を進める。

2. 木曽川水制群域の地形変遷

対象とした水制群わんどは、木曽川下流域(15km～

25km) 区間にあり(図-1), 31区間を認識できる(図-2)。篠田ら⁵⁾や木曽川水制技術検討委員会資料⁶⁾によれば、1963年頃からの33年間で河床低下しており、低下量は15-24kmでは1.5～2.5mである。原因は砂利採取や土砂供給減少であるとみられるが、1985年以降は安定している。これに伴い、平均水位も19km地点で約2m低下し、水制間堆積域は高水敷化した。

北村ら³⁾により、この区間での水制わんどの形成パターンと形成過程が図-3のように分類されている。植生域拡大、土砂のトラップ、植生域の発達の繰り返しによるものである。表-1のパターンの時空間分布

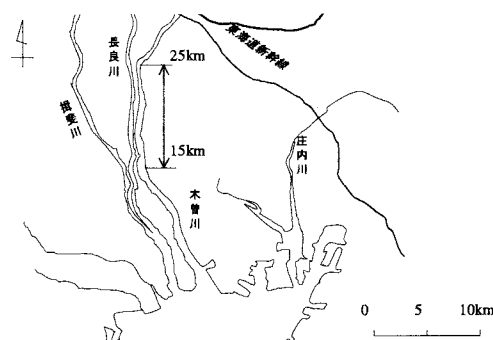


図-1 木曽川周辺と対象区間

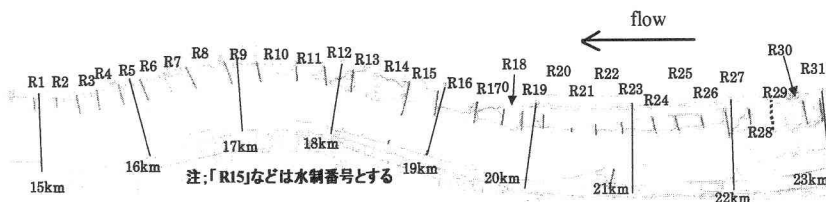


図-2 対象河道区間

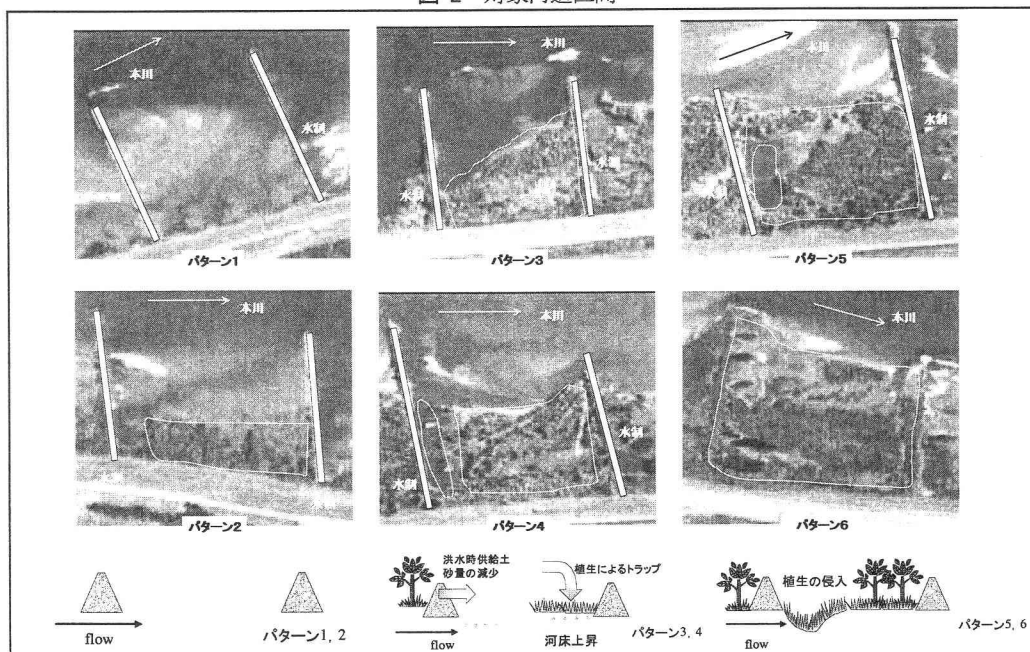


図-3 わんどのパターン (北村ら³⁾)

表-1 わんど地形の分布 (北村ら³⁾)

	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12	R13	R14	R15	R16	R17	R18	R19	R20	R21	R22	R23	R24	R25	R26	R27	R28	R29	R30	R31	
1963	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
1975	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	3	5	3	3	2	4	4	4	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
1982	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	5	5	4	3	4	5	4	5	6	3	4	5	5	4	4	5	5	6	4	4	
1987	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	5	5	4	3	4	5	5	5	6	3	4	5	5	5	4	5	5	6	5	4	
1991	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	5	6	4	4	4	5	6	6	6	4	4	6	6	6	4	5	5	6	4	4	
1995	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	5	6	6	4	4	4	5	6	5	6	4	5	6	6	6	4	5	5	6	4	6	

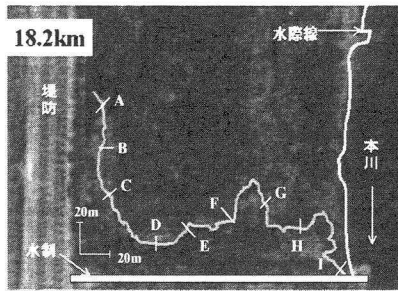
(航空写真からの調査)において、下流区間ではわんど地形は平坦な砂面として現れているが、上流域では植生域が広く発達し、そこでの土砂堆積は約1mと見積もられている。パターン4～6の区間の殆どにおいて、次節以降で扱う水路型の微地形が形成されている。

3. 木曽川水制群域の小規模水路の現地観測

上記資料と現地踏査により、水路型地形は図-4の様な2つのタイプに大別された。水路は、本川あるいはわんど水域と、堆積域内陸部を接続する形となっており、図-4(a)は、わんどのパターン5または6に多く見られ、本川と接続するものであり、図-4(b)ではわんど水域に接続している。わんど堆積域の多くは満潮時に冠水するが、平水位・干潮時には陸化する。陸化した時間帯にこの水路を水が出入りしており(図-5)、引き潮時に水温・水質の大きく異なる水が周辺堆積域から浸出し表流水域へと供給されている。本研究では、

18.2kmわんど(R13, パターン6)と18.8kmわんど(R15, パターン4)の水路状地形をとりあげる。

図-6は、測量調査によって得た小水路の路床縦断と左右岸の周辺堆積域の高さである。路床には勾配急変点があり、そこから表流水側への勾配は1/300～1/100である。周辺堆積域は、表面から50cm程度の固いシルト層が堆積し、その下は粒径0.3mm程度の厚い砂層となっている(図-7に粒径分布)。法肩幅は約10m程であり、下流がやや広く、下流から形成してきた可能性を示す。堆積域は満潮時前後は冠水するが、干潮時前後には水路もその水面より高いものの、周辺からの浸出水により底に幅2m程度の水面を形成しながら流れる。その時には下流部では砂面が見られ、砂粒の移動が確認された。水路内の左右岸付近と上流部区間では軟泥が20cm程度覆っており(驚見ら⁴⁾)、現在は干満による水流が駆動する移動床現象は水路下流部に限定される。水制域下流区間(パターン1や2、砂面と平均水位の差が小さい)の砂面部でも水路状地形が現れ、流砂も見られることから、河床低下・シルト堆積する前に形成が始まっ



(a) 18.2km区間 (R13, パターン6)

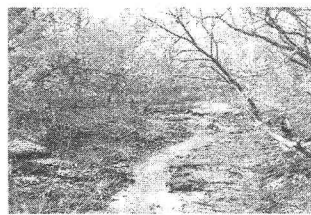


(b) 18.8km区間 (R15, パターン4)

図-4 水制群域における小規模水路



(a) 18.2km区間, C点



(b) 18.8km区間, H点

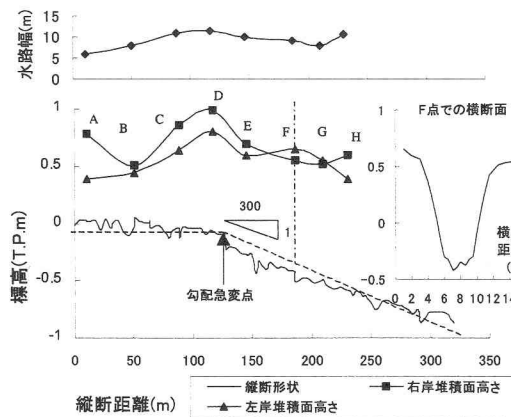
図-5 水路の様子

たとえる。

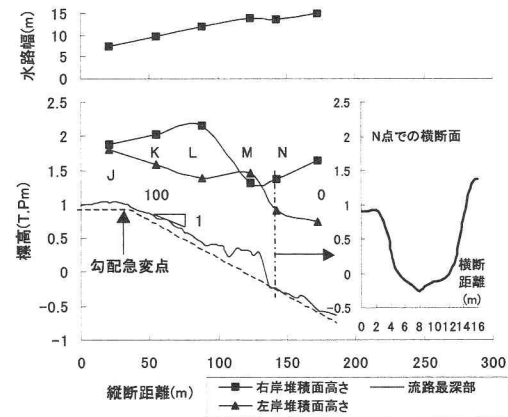
干満による流況の変化を捉えることを目的として、18.2km区間水路において現地観測を行った。2001年11月30日で、現地で本川の干潮時刻は13:00頃であった。図-8は水位縦

断の時間変化である。堆積面は標高0.8m程度、水路床は奥部で0mであり、引き潮後半から水路内を浅く本川へ流下する。図-9は流量の縦断変化であるが、下げ潮の水面が堆積面を下回った直後(9時台)は奥部たまり状貯留部からの供給によりほぼ一定流量となっているものの、干潮時前後(10時から14時頃)は、周辺堆積域からの浸出水供給により下流端に向って流量が増す。この時間帯下流端付近での浅い水深での流速は10~25cm/s程度であり、一部で河床波を形成した。

河床低下してきた堆積域には水路状地形が形成されてきたが、干満によって流砂の起きるものとみられる。この地形形成は現在ほどシルトの堆積がなかった時期に始まったと考え、次節では数値計算を援用して、形成過程を考察する。



(a) 18.2km区間



(b) 18.8km区間

図-6 水路の地形

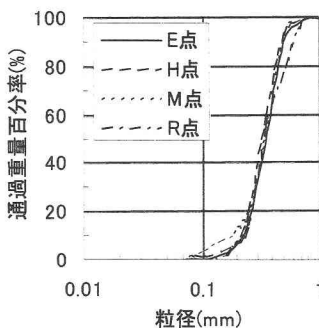


図-7 砂層の粒径分布

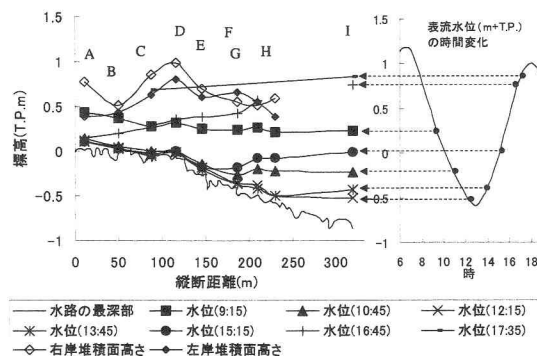


図-8 水路内の水位時間変化 (2001年11月30日)

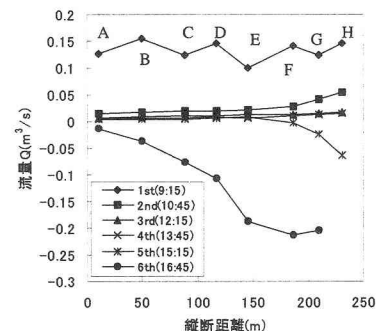


図-9 水路内の流量の時間変化 (2001年11月30日)

4. 潮汐と浸出水による侵食水路の形成過程

(1) 解析条件・解析方法

現地の条件を単純化し、幅一定（半幅1m、干潮時前後の水面幅を参考）の矩形断面水路が、高さ一定の堆積層内に存在する状況とした。図-10は左岸側の半分を示しており、解析もこの範囲とした。

堆積層は、平面2次元で表流水・伏流水の挙動を表すものとし、堆積域では伏流水を平面2次元飽和地下水流（不圧地下水）として有限体積法で離散化して解いた。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \text{div}(C_{\text{sub}} \text{grad} \zeta) = 0, \quad C_{\text{sub}} \equiv k_s (\zeta - z_{\text{sub}}) / n_e \quad (1a, 1b)$$

ζ : 水面高さ, k_s : 堆積層の透水係数, z_{sub} : 堆積層下端面高さ, n_e : 堆積層の有効空隙率であり、膨潤は無視している。シルトの堆積がなかった時期を想定し、シルト層は無視し、一様な砂層を仮定する。飽和透水係数 $k_s = 2.5 \times 10^{-4} \text{ m/s}$, 有効空隙率 $n_e = 0.35$ （鷲見ら⁴⁾を参照）を基本条件とした。堆積層厚さは2mとし、不浸透面は水平を仮定した。上流流側（図-10中左端）・左岸側（上）、本川側境界（右）では不透過（水面勾配0）とした。水路側境界では水路内水面高さとした。

水路部下端に正弦波近似で周期水位変動を与えた。

$$\zeta_T(t) = \zeta_0 + A \sin(2\pi t / T) \quad (2)$$

現地の状況を参考に、堆積面と平均水位 ζ_0 との差 $\Delta = 0.25 \text{ m}$, 振幅 $A = 0.75 \text{ m}$, 周期 $T = 12 \text{ hr}$ を基本条件とした。

水路床は、上流部では堆積面から0.5m低い水平としたが、一部の計算では、 $x = 100 \text{ m}$ 地点から下流250mで1/300の勾配を持つものを扱った。また、表流水については基本的にその時刻での下流端水位で瞬時に水平に与えられるものとし、流れとしては解かない。堆積面がこれに水没した時刻に堆積層は速やかに全域が飽和するものとした。境界水位では水没しない水路部では、その上流側で非常に浅い水深であるとして、その水位を路床高と同じとした。そこでの流量は上流側で側方からのその時刻の浸出水流入量を積分して近似する。浸出条件となっている時の単位水路長さ当たりの浸出流量は、堆積層の水路側壁位置での下端不透過面までの横断方向流束（水平1次元Darcy流）で近似する。

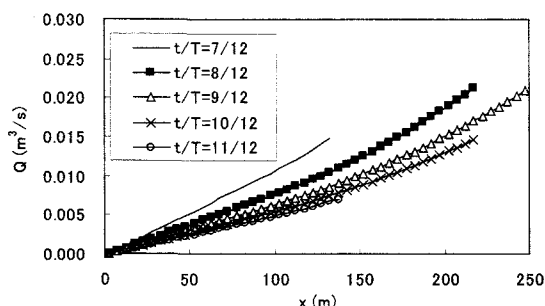


図-13 伏流水浸出水が形成する水路内流量の時空間変化

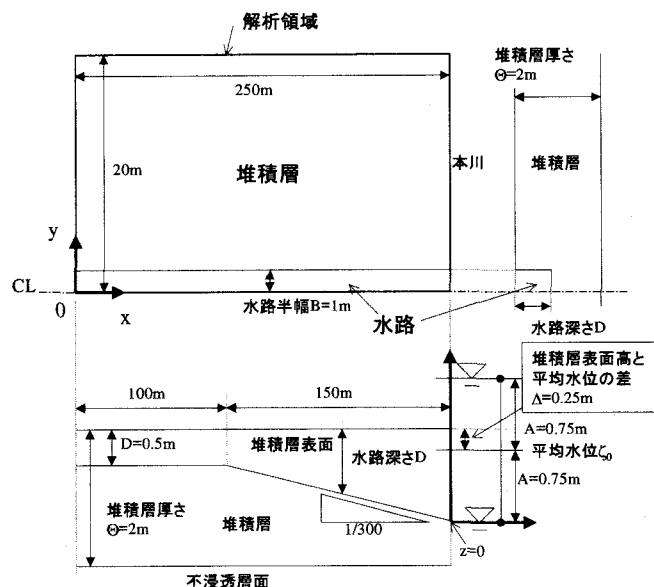


図-10 解析領域概略図

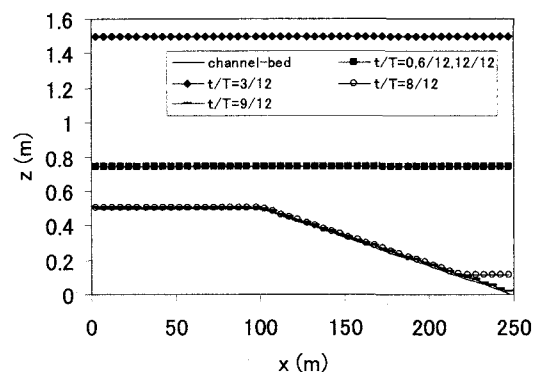


図-11 水路内縦断水位の時間変化

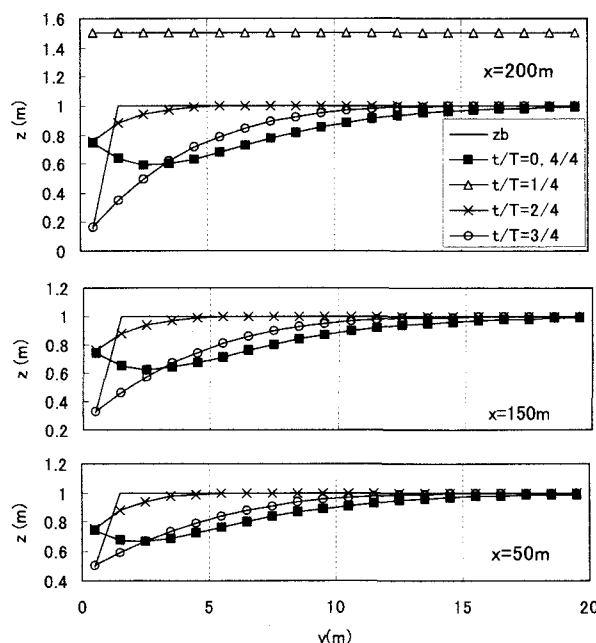


図-12 堆積層内横断水面形の時間変化

(2) 現況を近似した水路形状での流況

18.2kmわんど内水路の近似として水路の下流側150mに1/300の勾配をつけた場合について、水路内の水位変化させた場合(図-11)を見た。堆積層内の横断水位分布を図-12に示す。一旦飽和になってから下げ潮から干潮そして再び飽和するまでに水路から横断方向10m程度の堆積層内に不飽和領域が発生し、この部分からの流出水が、干潮時前後で水路内の流れを形成する。図-13は、堆積層面より表流水が低い時間帯の水路内流量の時間変化であるが、流量のオーダーは下流部で0.01～0.02m³/sであり、現地観測によるものとほぼ同じで、かなり単純化しているものの、流路内の流れの形成の説明には十分であることが分かる。

(3) 侵食水路の形成モデル

上記のモデルのうち、初期形状として水路床が水平であると仮定し、水路部(幅2m)の部分だけが移動床であると単純化して、流出水による侵食をシミュレートする。路床の砂の粒径を0.35mmとし、流砂はstream powerで流砂量を既定するNakagawa and Tsujimoto⁷⁾の式によって見積もる。

$$q_{B*} \equiv \frac{q_B}{\sqrt{(\sigma/\rho-1)gd^3}} = 0.117[q_*I_* - (q_*I_*)_c]^{5/3} \quad (3a)$$

$$q_* \equiv \frac{q}{\sqrt{(\sigma/\rho-1)gd^3}}, \quad I_* \equiv \frac{I}{(\sigma/\rho-1)} \quad (3b, 3c)$$

ここで、 q_B :単位幅流砂量、 q :単位幅流量、 σ 、 ρ :それぞれ砂、水の密度、 g :重力加速度、 d :砂の粒径、 I :エネルギー勾配である。また、 $(q_*I_*)_c$ は限界掃流力に対応する q_*I_* の値で、約0.224である。ここでは水深を無視していることから、エネルギー勾配は路床勾配で近似する。また水路床が下流端水位より低く水没している下流区間は、水位上昇が小さく流水断面が十分に大きいとみなして、せん断抵抗を無視し、流砂はないものとする。これらと流砂の連続式により、河床変動計算を行った。河床の空隙率は0.38と仮定した。

今、仮に前節での条件(下流150mの河床勾配1/300)で繰り返し周期計算で十分発達した伏流水挙動を得たあと、潮汐1周期計算して積分した単位幅流砂量の縦断分布が図-14であり、勾配のある区間の下流から50m付近の地点で最大値をとっている。非水没の時間と流量の兼ね合いでこの位置は決まると考えられる。

さて、水平水路床からの河床変動計算を行ったものが図-15である。ここで N は計算周期数である。これによると発達の時間スケールは、現在の状況(路床勾配1/300)に至るまでに2年程度(約1400周期)かかっていることがわかる。時間進行については、この地形の発達は初期は早く、1年を超えるとかなりその速度は小さい。これをさらにパラメータで示す為、図-16の上図

のように、侵食終了点を移動停止時の河床勾配急変点で定義し、急変点の下流端からの距離 L が移動停止時の95%(L_E)に至るまでの期間を平衡周期回数 N_E と定義した。

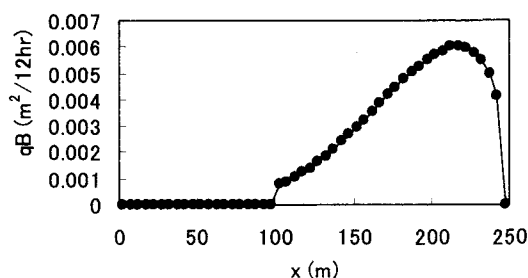


図-14 単位幅流砂量縦断分布(路床勾配1/300の条件)

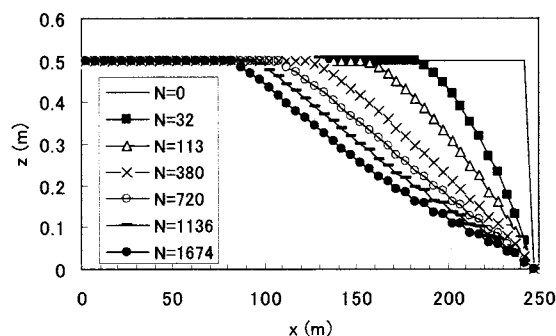


図-15 水路床侵食の計算結果(路床水平からの計算)

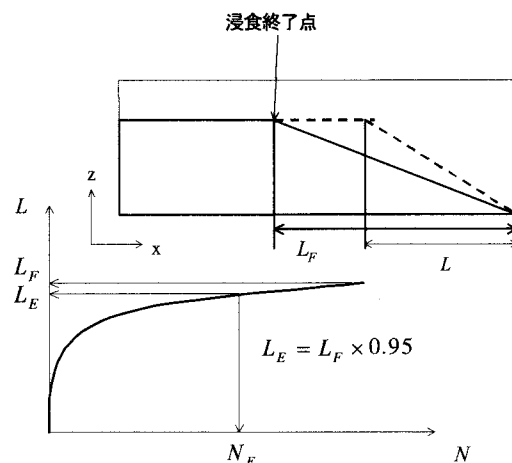


図-16 侵食を示すパラメータの定義

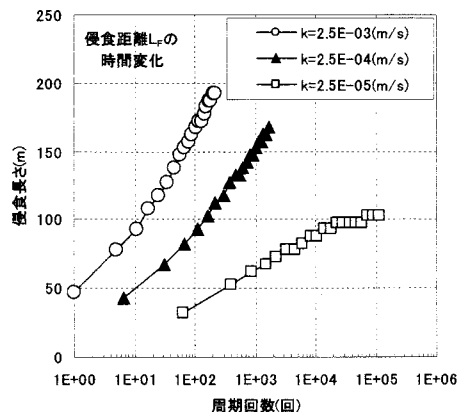


図-17 侵食距離の時間変化(透水係数による違い)

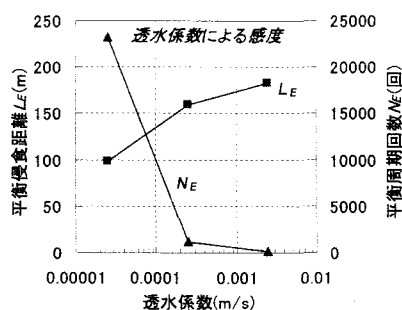


図-18 堆積層透水係数による感度

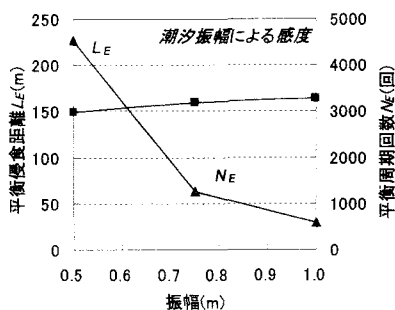


図-19 表流水潮汐振幅による感度

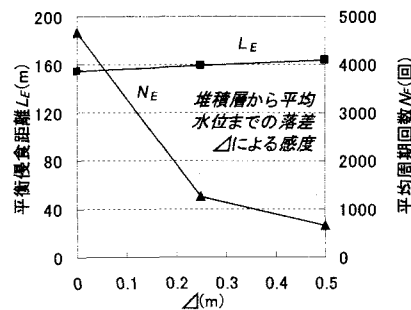


図-20 表流水平均水位の堆積面からの下げ幅Δによる感度

ここで計算に用いるパラメータに対する解の感度を見る。透水係数を変化させた場合の浸食距離 L の時間変化を図-17に示す。透水係数は、浸出流量に影響を与え、それは式(3a, 3b)に示すように流砂量を支配するから、浸食の進行時間スケールが大きく異なる。図-18はその平衡浸食距離と平衡周期回数の透水係数による感度を示しているが、浸食距離が実測に近ことや、計算結果が現実的な遷移時間を示すことから、始めに仮定した透水係数は適切であったものと考えられる。

次に、堆積層・水路床の高さに対する潮汐の条件を変えた場合の感度について見る。まず、振幅について現在0.75mである所を0.5m及び1.0mにした場合について計算したところ、図-19のようになり、浸食距離には大きな変化はみられないが、平衡周期回数は変化した。実際には、毎日異なった振幅(波形)の水位変化(大潮で1m程度)があるので、上記の振幅条件での計算結果の範囲に収まる時間スケール(およそ数年の時間スケール)であることが推測される。

さらに、平均水面の位置を、堆積面からの下げ幅 Δ を変えることでその影響を見た(図-20)。これも浸食距離には殆ど影響を与えなかったが、変化の時間スケールには大きく影響し、特に、平均水位が高いと浸食が進まないことは、平均水位の低下がこの地形の促進の役割を果たしたことを示唆している。

5. おわりに

本研究では、木曾川感潮域区間の水制群わんどの堆積域に形成される特徴的な水路状地形について、資料・現地調査にもとづいて、条件を単純化した数値解析によってその形成過程を考察した。まとめると、

- 1) 水路状地形は1/300~1/100の勾配を持っている。
- 2) その周辺堆積域は、1960年代以降1m程度の砂およびシルトの堆積によって形成されたが、水路状微地形の形成は砂の移動(流砂現象)によるものと考えられる。
- 3) 数値計算は、水路幅や初期地形の仮定によるものではあるが、現地の水路床勾配をほぼ再現するも

のであった。また、浸出流量もほぼ現地の調査結果と整合した。

- 4) これらの結果、水路侵食は、干満によって生ずる周辺堆積域からの伏流水浸出流量によるものであることが推測された。

現地の地形形成の再現には、本川の河床・水位低下、堆積域のシルト堆積の変化をより詳細に検討し説明する必要があるとともに、水平な堆積面、水路幅固定などの単純化した条件をより実際に近いものにして考える必要がある。すなわち、水制も含めたわんどおよびその周辺の微地形を考えることが重要と考えられる。

謝辞：本研究は、土木学会水理委員会河川懇談会共同研究(代表:木村一郎、松江高専)の一部として行われ、国土交通省木曾川下流工事事務所から多大の支援を受けた事を記して謝意を表す。

参考文献

- 1) Di Silvio, G., G. Barusolo and L. Sutto: Competing Driving Factors In Estuarine Landscape, 2nd IHAR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, 10-14 September 2001 obihro Japan, pp.453-462, 2001.
- 2) Hibma, H. J. de Vriend and M. J. F. Stive: Channel and Shoal Formation in Estuaries, 10-14 September 2001 obihro Japan, pp.463-471, 2001.
- 3) 北村忠紀, 山田淳夫, 辻本哲郎: 水制背後の局所的河床低下によるわんど地形の形成, 河川技術論文集, 第7巻, pp.327-332, 2001.
- 4) 鷺見哲也, 鷺津善之, 辻本哲郎: 木曾川わんど部での水域・堆積域水交換, 河川技術論文集, 第8巻, pp.365-340, 2002.
- 5) 篠田 孝, 水谷直樹, 松山康忠, 辻本哲郎: ケレップ水制周辺の地形履歴から見たワンド地形形成過程と水辺環境の特性に関する考察, 河川技術論文集, 第7巻, pp.333-338, 2001.
- 6) 木曾川水制技術検討委員会: 平成12年度 第3回 木曾川水制技術検討委員会資料, 財団法人国土開発技術研究センター編, 2001.
- 7) Nakagawa, H. and T. Tsujimoto: Lag behavior of unsteady flow with sand dunes, Proc. 2nd International Symposium on River Sedimentation, Nanjing, China, pp.173-186, 1983.

(2003. 4. 11受付)