

木曽川感潮域の水制間堆積域における侵食水路の形成過程に関する研究

名古屋大学大学院工学研究科 学生員 ○岡嶋和義

名古屋大学大学院工学研究科 正 員 鷺見哲也

名古屋大学大学院工学研究科 正 員 辻本哲郎

1. はじめに

木曽川下流域 15km～25km 区間は河岸防護や航路確保を目的としたケレップ水制群が設置されている。現在 17km 地点より上流では水制間が陸地化し、水制背後にわんど状の水域を形成しているところが多く見られる。この周辺の堆積域では潮位変動によって干潟的な環境を呈しており、独特の生息場を提供している。またわんどや本川につながる水路状の微地形も数多く見られ、この水路を通じて堆積層内や本川と物質の輸送が活発に行われていると考えられる。

本研究では、この水路状の地形が生物生息場の提供や物質循環に重要な役割を果たしているとの仮定のもと、その形成過程について明らかにする初めての段階として、まず測量によって水路の形状的な特徴を把握し、次に潮位変動にともなう水路内の流況について調査を行った。さらにこの観測に基づき、流砂量の推定を試み、地形変化速度のオーダーについて議論する。

2. 研究対象地域の概要

研究対象としたのは木曽川河口から 18.8km 地点の本川側の水路である(図-1)。この地域は潮汐の影響によって大潮時には-0.8～1.1m+T.P.、小潮時には-0.4～0.5m+T.P.の周期的な水位の変動を受けるが、塩水の遡上は見られない。なお、図中の A～E は水路の横断測量を行った地点を示している。

3. 現地調査

(1)水路の特徴

図-2 に水路の縦断形状を示す。下流端から地点 D までは約 1/100 の勾配であるが、地点 D より上流は比較的平坦であることがわかる。また東西兩岸の堆積面高さとの比高を見てみると、下流に進むに従って比高が大きくなっている。これらのことから水路の下刻は下流から進行してきたと考えられる。図-3 は地点 A～E の水路の横断形状を示したものである。こちらも下流に進むにつれて拡幅が進行しており、下流から水路の形成が進行してきたことが窺える。また各断面の形状的な特徴として、水路最深部から側岸に向かう緩い斜面と側岸の急な斜面の 2 つの勾配が見られ、一定の相似性を有している。特に下流側の側岸には崩落のような跡も確認されており、ここから横断方向に水路中心へ向かう土砂流入も相当量あるのではないかと考えられる。

(2)潮汐に伴う流況の変化

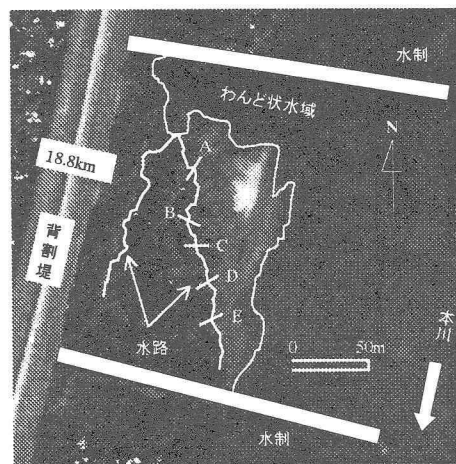


図-1 研究対象地点

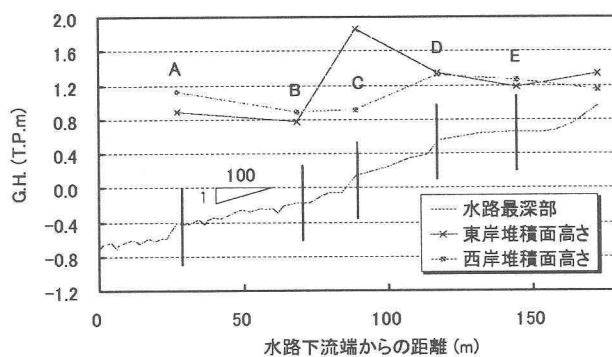


図-2 水路の縦断形状

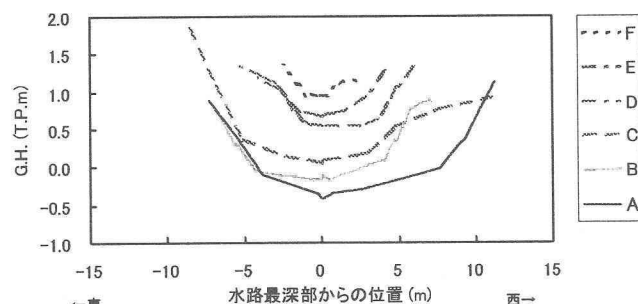


図-3 水路の横断形状

図-4 は 2003 年 12 月 8 日に観測した 18.8km わんどの表流水位変化と対象水路内の水深分布を示したものである。これより潮位の低下に伴って水路内では非常に浅い流れを形成してわんど水域に流入する様子がわかる。また図-5 は水路流量の縦断分布であるが、下げ潮から干潮時にかけて下流に向かって流量が増加している。これは周辺堆積域からの浸出水の供給によってもたらされる現象である。特に表流水位が下がりきった時間帯に水路内には水面幅 50cm~150cm, 水深 5cm 程度の流水が認められ、この時の流速は下流付近で 10~25cm/sec にも達する。その後上げ潮によって水位が水路床より高くなると、その地点での流水は駆動力を失い流量はゼロとなる。以上のことから水路内の土砂が運ばれる時間帯は、潮汐 1 周期のうちの下げ潮から干潮時にかけての 4 時間程度に限定されていることがわかる。

4. 流砂量の推定

以上現地のデータを踏まえて地点 A~D の範囲で潮汐 1 周期にわたって水路内の流砂量がどのように変化するか推定してみた。ここでは流水部 (1m) の部分だけが移動床であると単純化して、路床の砂の粒径を 0.3mm とし、流砂は stream power で流砂量を規定する Nakagawa and Tsujimoto の式によって見積もる。

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

$$q_* = \frac{q}{\sqrt{(\sigma/\rho - 1)gd^3}} \quad ; \quad I_* = \frac{I}{(\sigma/\rho - 1)} \quad (2a, 2b)$$

ここに、 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、 $(q \cdot I)_c$ は限界掃流力に対応する $q \cdot I$ の値で、約 0.224 である。流砂の生じる時間ステージでは非常に浅い流れを形成するものとしてエネルギー勾配は路床勾配で近似した。図-6 はこれらの条件に基づいて算出した各地点での q_B の時間変化である。この図より下流に向かって q_B が増加傾向にあり、上げ潮に伴って減少していくことがわかる。この水路から潮汐 1 周期にわたる砂の流出

量を見積もるため最下流の地点 A における流砂のトータルボリュームを計算したところ 0.248m^3 であった。今仮に水路の河床高が A~D までの区間が河床低下したと考えると、この区間長が約 90m, 河床空隙率を 0.38 と仮定すると平均して約 4mm の河床低下を生じることになる。概算値ではあるが、周辺堆積層からの浸出流量が水路の形成に大きく影響を及ぼしているものと思われる。

5. おわりに

本研究では木曽川河口より 18.8km の水制間堆積域内の水路に着目し、その形状特性と流況の変化について整理し、水路下流部において現地のデータより水路の流砂量を推定した。水路全体にわたって河床変動解析を行うには流量の時空間分布が必要となる。今後は飽和不飽和浸透流解析を援用して水路への浸出流量の見積もりを行い、さらに表層シルトの役割や流路断面の拡幅についても議論を進めていく予定である。

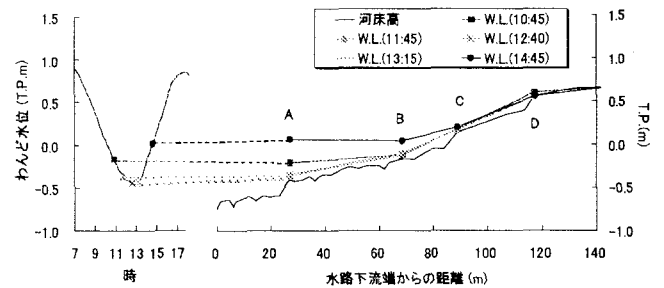


図-4 水路内の水位変化(2003 年 12 月 8 日)

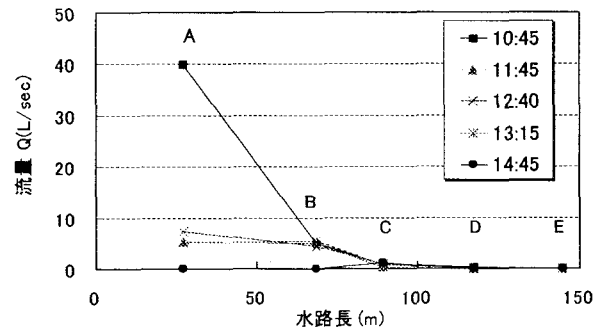


図-5 水路内の流量の時間変化

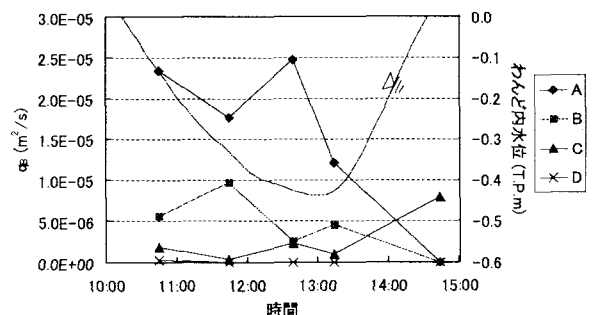


図-6 単位幅流砂量の時間変化