

京都大学防災研究所 正員 矢野勝正

〇高橋 保

学生員 松本 喬

固定床の一樣河動を伝播する洪水流については、すでにその特性がかなり明確となっている。しかし、河川における洪水流の挙動を明確にするためには移動床上の流れであることの影響が考慮に入れられなければならない。移動床であることの効果は主として粗度に影響を与える砂運のスケールの河床変動と、流砂量の時間的变化にともなう平均的河床変動の効果となって洪水流の特性を左右するものと考えられる。本報ではこれらの点に着目して実験的研究を進める。

1. 実験装置と方法 実験水路は長さ150 m, 幅60 cm, 勾配 $\frac{1}{500}$ の鋼製水路で、水路底は約9 cm厚さに平均粒径0.71 mmのほぼ均一な粒度分布を持つ砂が敷きつめられている。水位測定は30, 50, 70, 90, 110 m地点で抵抗線式波高形で行なわれ、79 m地点では水路中央部で超音波式河床測定装置によって河床の時間的変動を測定した。また実験3-3においては78 m地点に

表-1 実験の種類

実験番号	上流端 最大流量	基底流量	上流端 洪水継続時間
1-1	40%	20%	5 min.
1-2	"	"	"
2-1	"	"	15
2-2	"	"	"
3-1	"	"	10
3-2	"	"	"
3-3	"	"	"

鉛直方向に3 cm間隔で3本のピトー管を断面中央部に設置し流速分布の変化を測定した。予備実験として行なった定常流実験では、流量20, 30, 40%に対して、ほぼ2時間通水後の粗度係数はそれぞれ0.0167, 0.0184, 0.0212であった。不定常流実験の種類は、表-1に示すようなもので、継続時間のみを变化させて行った。また同一ハイドログラフを持つ実験を1時間程度間隔を置いて2回連続して行なっている。なお、基底流を前もって約1時間程度流して、河床の波がある程度発達してから洪水実験を行なった。

2. 洪水波の伝播特性 水位-時間曲線の1例を図-1に示す。河床のかなり大規模な変動を反映して水位曲線もかなり不規則な曲線を書く。また、洪水波の末端が非常に長く延び、基底流の水位には容易に戻らない傾向

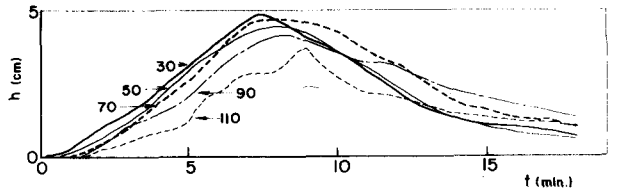


図-1 水位-時間曲線(実験2-2)

がみられ、一時的な流量変動によって発達した河床の不規則性外に及ぼすのに長時間を必要とすることを説明している。このような傾向は流量変化をはじめて経験する実験1-1, 2-1, 3-1, の方外1-2, 2-2, 3-2よりも顕著である。しかし、波形の平均的な伝播特性は固定床の場合と大きな違いはないようである。図-2は洪水ピークおよびフロントの伝播の状況を示したものであるが、図中の破線は実験3-3の79 m地点での最大水深12.7 cmを使い、粗度係数として $n=0.014$ をとってKleitz-Seddon式で伝播速度を計算したものである。水位曲線の不規則性を考慮に入れば実験値と計算値

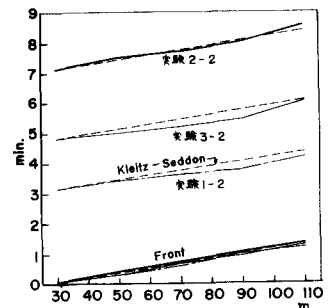


図-2 水位ピークとフロントの伝播

の固には大きな違いはないものと考えられ、移動床では、粗度係数の見積りも非常に重要であることがわかる。

3. 河床変動および粗度係数の変化 実際の河川での観測によれば、洪水期間中の河床変動量はかなりの量に達する。この変動が流水の不定流性に対応する平均的変動であるか、砂礫堆あるいは砂礫堆に対応する不規則変動スーアルのものであるか必ず明らかにされねばならない。いま掃流砂による河床変動を考えることにして、河幅が非常に広い長方形断面を仮定すれば

$$\text{流砂の連続式: } \partial z / \partial t + 1/\lambda \cdot \partial q_b / \partial x = 0 \quad \dots (1), \quad \text{流砂量式: } q_b = K T_0^{3/2} \quad \dots (2)$$

$$\text{流水の連続式: } \partial h / \partial t + \partial q / \partial x = 0 \quad \dots (3), \quad \text{流水の運動方程式: } g = \frac{1}{\lambda} h^{3/2} I_c^{1/2} \quad \dots (4)$$

によって平均的河床変動は解析され得る。ここで、 K, λ は後に見るよう大きく変動し一定ではないが、ここでは一応一定であるとして考えよう。1) ~ (4) 式を用いると、河床変動の基礎式は

$$\partial z / \partial t + 1/\lambda \cdot \frac{3}{2} K T_0^{3/2} \left(-\frac{3}{2} \frac{\partial h}{\partial x} / h - 2 \frac{\partial q}{\partial x} / g \right) = 0 \quad \dots (5)$$

で与えられる。さて、 $\alpha = \alpha_L (\text{const.})$ における河床の時間的変動を考えることにする。先に見たように洪水波は kinematic wave として伝播することと考えると、この地帯における $\partial h / \partial x$ の値は、

$$\partial h / \partial x = -\frac{1}{\omega} \partial h / \partial t, \quad \omega = \frac{g}{c} \quad \dots (6)$$

であり、エネルギー勾配 I_c に対して、 $\partial z / \partial x$ や加速項は河床勾配 α に比して無視できる程度であると考え、 $t=0$ のとき $z=0$ であることより (5) 式を用いて、

$$z = \frac{1}{1-\alpha} \cdot \frac{3}{2} K (g I_c)^{3/2} \left(1 + \frac{3}{2} \frac{1}{\omega} \frac{\partial h}{\partial t} \right) h^{3/2} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \dots (7)$$

として河床変動量が与えられることになる。しかし上式で与えられる z の値は一般に非常に小さく、無限に長い一様水路を伝播する洪水流による平均的河床の変動は無視され得ると思えるだろう。

したがって、実測される変動は不規則変動の一部であると解釈される。図-3にある断面における洪水中の河床変動を示しているが、水位変化にともなう河床の不規則性の発達がよくわかる。他の実験ケースの結果を整理するとこの図のように下降期に平均的に河床の低下の傾向のみられるものが多く、断面中央部での測定であるので、砂礫堆などの一次的河床変動の結果ではないかと想像される。このような河床の不規則性の発達は粗度係数の変化に影響する。ピトー管による実測の流速測定値よりほぼ等しいと思われる断面平均流速を求め、水面勾配をエネルギー勾配に等

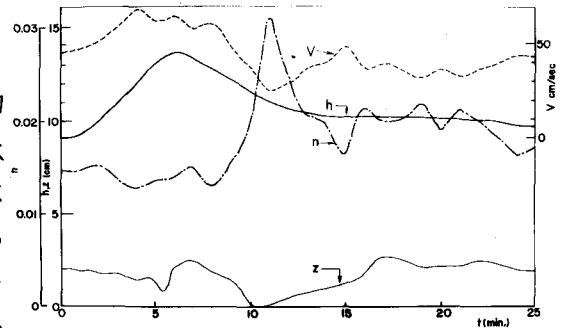


図-3. 水位、河床、流速、粗度係数の変化(実験3-3)

しいとして (4) および (6) 式を用いて計算した洪水中の粗度係数の変化は図-3に見られるようである。もとよりこの精度には問題があるが水位ピーク付近までは基底流に対するよりも小さめになっており図-2で20%の定常流に対する粗度係数より小さい値を用いて伝播速度を計算した結果が比較的良好なことに対応しているようである。ピーク後の粗度係数の変化は大きく洪水前より平均値が大きくなっている。このように、不定流下の粗度係数は平衡状態の粗度係数に至る遷移過程にあるものと考えられ、継続時間によって変化の様相がかなり大きく変化するものと思われる。困難な問題を含んでいる。