

## 釜無川(富士川)における一洪水による河床変動

RIVER BED VARIATION DUE TO A FLOOD RUNOFF IN  
KAMANASHI RIVER (FUJI RIVER)

砂田 憲吾\*

By Kengo SUNADA

It has been pointed out that clarification of the river bed variation characteristics is an important problem in river engineering.

In this paper, results of the research on the actual conditions of the bed variation based on detailed field survey in Kamanashi river are presented. The field survey is conducted for getting data of the bed form at two stages, just before and after a flood runoff, in the river.

Putting emphasis of consideration on the bars in the river bed, changes of bar geometry during the flood runoff are discussed. On the basis of existing theoretical and experimental study, migration distance and velocity of the bars during the runoff are tried to estimated. For quantitative evaluation of the bed variation characteristics, some effective methods to analyze various field data are also presented.

## 1. はじめに

実際のいくつかの扇状地河川では、大規模河床変動の扱いによる一次的、平均的な把握を大幅に上回る部分的な河床変動がしばしば生じ、河道の計画や維持管理の面からその変動諸特性は検討すべき重要な課題とされている。この種の変動特性は主として河幅の影響を支配的に受けて生じる中規模河床形態もしくは砂州の問題として位置づけられ、従来より実河川調査や理論・実験のさまざまな面から多くの研究が進められてきた<sup>1),2)</sup>。このうち、交互砂州については実験を中心に定量的な評価に迫るまでに研究の進展がみられるが、複列・網状砂州については現象の複雑さからいまだ不明確な部分の多い現状にある<sup>3),4)</sup>。後者の複列・網状砂州の形態を示す河床変動特性の解明のためにはさらに実験や現地観測資料の蓄積が重要であり、かつそれら実験・現地資料の比較検討を進める必要もある。この場合、実際河川の砂州の特性については、「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会報告<sup>3)</sup>でも指摘されているように、河道条件、水理条件を明確にしたより精度の高い資料の収集・解析が必要と考えられる。

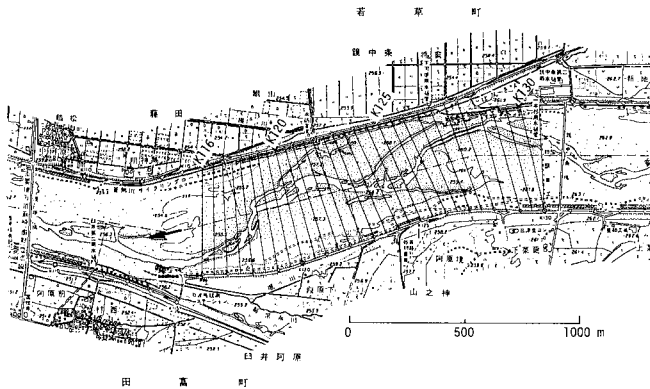
以上の観点から、著者は扇状地河川<sup>かまなし</sup>釜無川での現地観測の恒常化を目的としてその基礎資料を得るための調査を行ってきたところ、20年確率規模の洪水が生じた。本稿は、短区間ではあるが従来あまり得られていなかった一洪水直前、直後の実際河川での詳細な河床変動調査結果を報告し、河床変動特性について考察を行ったものである。後述するように、河道に形成される砂州は交互砂州からの遷移領域に近い複列砂州である。このため、研究の比較的進んでいる交互砂州の場合との比較を行い、その相違を示しながら砂州に注目した洪水前後の河床変動特性が議論される。加えて、他河川を含めた実際河川における多くの河床変動調査資料のより有効な解析方法を探る試みも示される。

## 2. 河床変動調査とその結果の概要

## (1) 調査の概要

調査は富士川本川釜無川の、河口より約71km地点、信玄堤より下流約6kmの長さ1.5kmの区間で行われた。富士川上流部ではこれまでに、芦田<sup>5)</sup>により長期の資料から長区間の平均で縦断方向に比較的小スケール(300~400m, 1.0~1.5km)の河床変動の卓越が指摘されている。今回の調査は短区間での重点的な検討として位置づけられる。図-1に調査対象区間の平面図を示

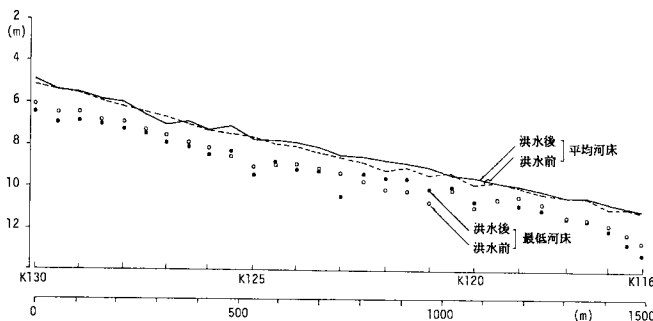
\* 正会員 工博 山梨大学助教授 工学部土木工学科  
(〒400 甲府市武田4-3-11)



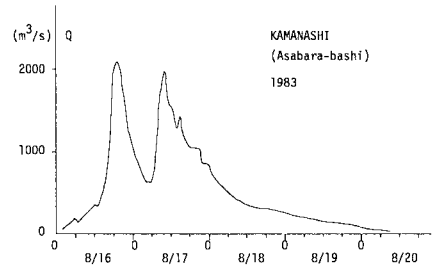
図一 河床変動調査区間

す。区間全体の平均河床勾配は  $I_0=1/220$ ，平均河幅は  $B \approx 400$  m (左岸側の恒常的な高い砂州域を除く) であり，河道中心線は上流部とは平面的に  $15^\circ$  程度の曲がりがある。この区間の上流部には直線河道が続いているが，前年の台風 (8210号など) 洪水による堤外側の構造物災害に伴う復旧工事が断続的に行われ河床等に人為的な変化が予想されたため，工事計画のない上記区間を選んでいる。区間の河床全体は前年および今回の洪水を経てわずかに上昇傾向にあり，水際部以外では armor coat はあまりみられなかった。河道内の一部砂州頂部には1年生の低い草生があり，無降雨低水時には滞筋に  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  未満の流れがある程度である。

調査の基本となる河床形状の測量は洪水直前・直後とも流れ方向約 50 m ピッチの横断測量を行い，各横断面内では高低の変化点のすべてを測定した。第一次測量を終了した直後 (3日後)，台風 8305号 (S.58.8.16~17) による洪水 (全断面 bankful 流量) が生じた。図一2は調査区間より下流 1 km 地点の浅原橋流量観測所で得られた洪水流量ハイドログラフである。一洪水といっても同程度の流量ピーク 2つを有しており，約  $2000 \text{ m}^3/\text{s}$  の最大流量は 20年確率に相当する洪水である。図一2のハイドログラフは短時間で流量が急変する特徴を示している。洗掘深や流砂量の観測は行えなかったが，流量



図一三 洪水前後の河床高



図一四 洪水流量ハイドログラフ

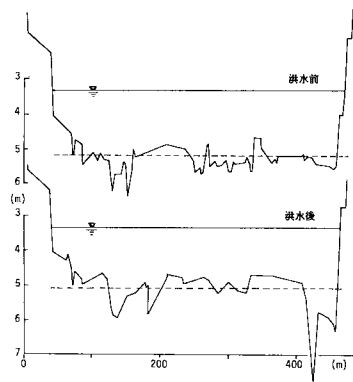
通減後第二次測量を実施し，併せて洪水痕跡水位の調査，河床材料調査を行った。

(2) 調査結果の概要

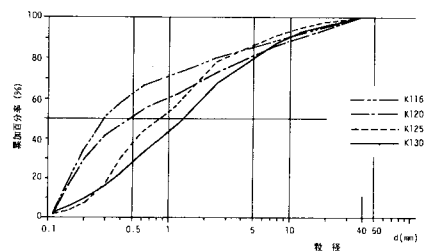
今回洪水の最高水位に対する河積が等しくなるように断面平均河床高を定義し，最低河床高とともに洪水前後の比較を示せば図一3のようである。平均河床としては区間全体的に変動は小さいが，距離標 K124 ~ K121 間でわずかに上昇傾向がみられる。最低河床の比較では 2~3 の断面で洪水後に顕著な深掘れが認められる。

横断面図の比較の一例を示せば K123 地点で図一4のようである。洪水前にみられた細かな凹凸が洪水後に消滅して新たな位置に堆積，洗掘が生じている。

洪水後の流れ方向 4 断面での河床材料粒度分布は図一5のようになる。各断面では，材料採取位置として砂州



図一四 横断面の比較例 (K123 地点)



図一五 河床材料の粒度分布

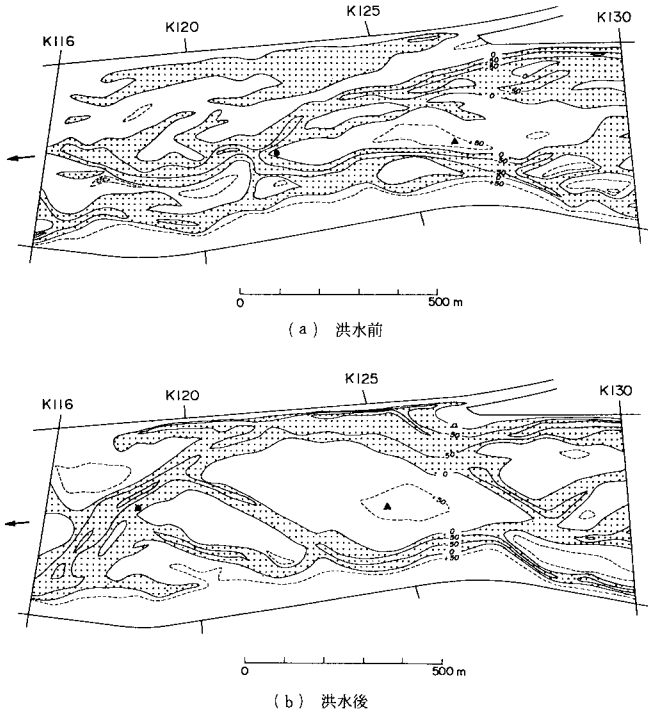


図-6 平均河床高基準の等高線 (50 cm 間隔)

中央部、前縁線付近、水際部付近の3か所でそれぞれ周辺の状況を代表すると思われる地点を選び、その表面から30 cmの下層から得た試料を平均している。区間全体で、平均粒径  $d_m = 3.43$  mm,  $d_{80}/d_{10} = 4.9$ ,  $\sqrt{d_{75}/d_{25}} = 3.2$  である。

一方、縦横断測量結果に基づいて、各断面での平均河床高を基準にした河床の等高線を（平均河床より高い場合を+として白ヌキで）描けば図-6のようになる。洪水前は横断方向に比較的短い波長の変動を示し、流路は網状をなしている。前年の台風8210号（1983年8月,  $Q_{max} \approx 4000$  m<sup>3</sup>/s）洪水後の航空写真<sup>6)</sup>ではこの区間に比較的整った砂州が観察されることから、図-6(a)の河床は、主として台風8210号および8218号（1982年9月,  $Q_{max} \approx 2000$  m<sup>3</sup>/s）洪水により形成された砂州がその後の中小出水、低水の流下、風雨により変形したものと考えられる。今回の洪水中に再び複列砂州として整えられ、図-6(b)からは3列のようにもみえるが、後に示される低河床位置（図-10(b)）のパターンとも総合すれば大域的に不完全な2列砂州として形成されているようである。以上のことは、複雑な網流河道でも洪水時にはかなり整然とした砂州形成を示すという木下<sup>7)</sup>の指摘の追認でもある。図-6からは右岸側水衝部も洪水前後でK129からK124地点に変化していることがわかる。なお、右岸側の小支川は洪水時にはほとんど影響を

与えない程度のものである。

中規模河床形態における河床変動特性に重要な役割を示す砂州の波高、波長、移動について以下に考察を進めていくが、その前に断面平均河床の計算による再現性を調べておく。

### 3. 一次元河床変動計算

対象区間の河床形態では本来流れの三次元性は無視できないが、きわめて単純に一次元河床変動計算を行ってみた。

流砂量式には掃流砂のみとして佐藤・吉川・芦田の式および一部浮遊砂を含む篠原・椿の式を用いた。芦田・道上<sup>8)</sup>は粒度分布  $\sqrt{d_{84}/d_{16}} = 3.7 \sim 4$  の河床材料を用いた実験により  $\tau_0/\tau_{ci} > 2 \sim 3$  では混合砂礫の流砂量は代表粒径を用いて均一砂礫と同様な扱いが可能であるとしている。後の結果から、変動計算に支配的な水深の領域で、 $\tau_0/\tau_{ci} = 3.7 \sim 7.5$  であり、今回の粒度分布は  $\sqrt{d_{84}/d_{16}} = 6 \sim 6.5$  と広いが芦田らの結果を準用して均一砂礫として扱った。対象区間上下流は同一河床材料で等流と仮定

し、粗度係数を変化させたいくつかのケースで計算を実行した。計算には流量時系列の与え方にも注意が必要<sup>9)</sup>であり、特に図-2のような急激な流量変化を示す今回の場合にはこの点を考慮する必要がある。このため、2, 3の試行ののち、観測流量に従い次ステップでの変化を最大  $\Delta Q/Q < 0.05$  程度として、時間間隔  $\Delta t = 6$  min で計算した。最終河床に与える粗度係数の影響は小さく、洪水前河床をもとにした洪水後（100 h 後）の河床変動計算結果の一例は図-7のようになる。

図-7では、下流区間での計算最高水位は痕跡水位と

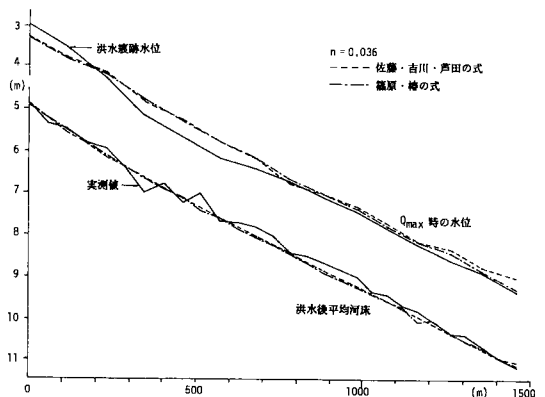


図-7 一次元河床変動計算結果

ほぼ良好な一致を示しているが、上流0~700 m区間では両者の不一致がみられる。これは、計算では起点(K130)直上流の橋脚の影響や洪水前後の河幅の変化を無視(最高水位に対する洪水前後の実測河幅の平均値で計算)したことによるものと考えられる。洪水後の計算河床はむしろ洪水前(図-3)に近い結果となっており、特に砂州が原因とみられる600~1000 m区間の実測河床上昇傾向までは計算できず、ここでの扱いのような一次元計算による河床変動の再現は十分とはいえない。

4. 砂州の波高と横断面特性

(1) 砂州波高の縦断方向変化

砂州の波高は通常1波長内もしくは1断面内の最高河床と最低河床との差で定義される。ここでは波長や砂州の配列が必ずしも規則的でないことから、1断面内での波高  $Z_B = Z_{max} - Z_{min}$  で定義する。この場合、河岸部分では洪水前後の横断面図の比較から最高河床  $Z_{max}$  への採否を判断する。また、洪水前後のそれぞれの平均河床を基準にその上下の高さを  $Z_+$ 、 $Z_-$  として、 $Z_B = Z_+ + Z_-$  で表わす。 $Z_B$ 、 $Z_+$ 、 $Z_-$  の横断方向の変化を示せば図-8のようになる。 $Z_B$  については、洪水後に部分的に大きな変化を示す以外に特別な傾向はみられない。他方、洪水前後において、 $Z_+$  が細かな凹凸の状態から滑らかになっているのに対して、 $Z_-$  は逆に比較的滑らか

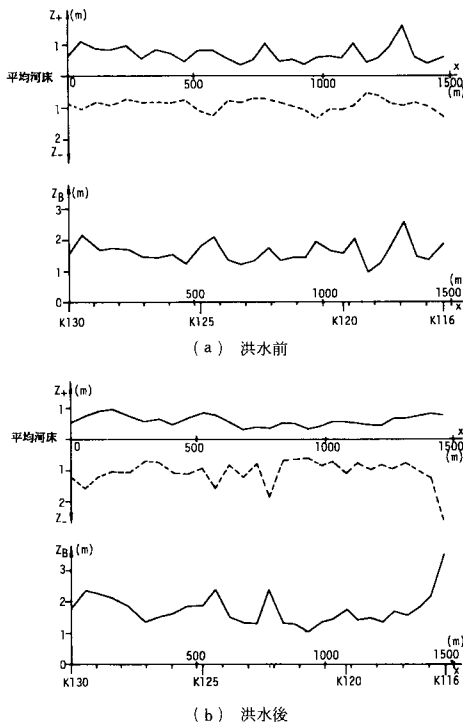


図-8 砂州波高の縦断方向変化

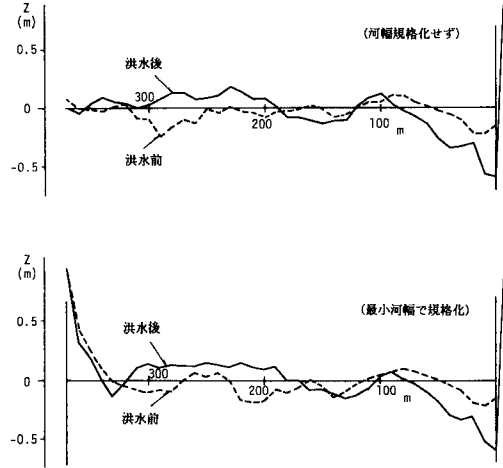


図-9 縦断方向砂州1波長平均の河床横断形状

な分布から局所的に大きな凹凸に転じていることがわかる。このことは、比較的大きな洪水によって形成された砂州が、その後の中小出水により  $Z_+$  の浸食、低河床  $Z_-$  の埋め戻しを受けて変形した結果と考えられる。

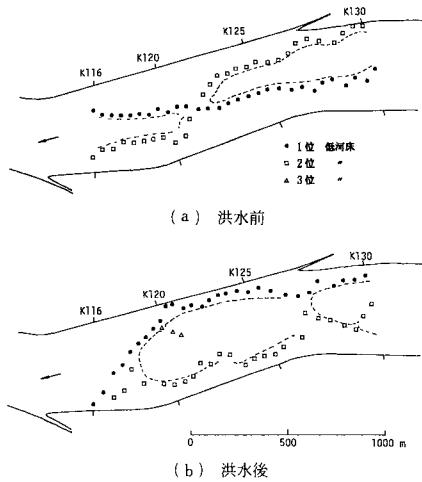
(2) 縦断方向1波長平均の河床横断形状

従来までの実験的検討によれば、交互砂州ではその特徴の1つに、各断面平均河床からの高低を縦断方向に砂州1波長間平均したものの横断方向の分布がいわゆる蒲鉾型になることが指摘され<sup>10)</sup>、複列砂州ではその並列のパターンをとることが観察されている<sup>11)</sup>。この点を調べるために、後に検討されるように、砂州1波長を900 mとしてK126.5~K117.5間(約905 m)で求めると図-9のようになる。図-9には右岸からの横断距離に生データを用いた場合と、河幅の変化を考慮して最小河幅に揃えて整理し直した場合とが示されている。図-9からは、特に洪水後の場合、左右岸および中心部右岸寄り低河床を示す傾向をもち、弱い逆W字型にあることがわかる。このことは、形状のうえからは交互砂州の並列の特徴を備えた複列砂州を想定させるものである。

5. 砂州の波長

交互砂州の場合に比べ複列砂州の場合の波長は、特に実際河川では不明瞭なことが少なくない。波長の推定方法はいくつか考えられるが、ここでは次のような推定方法で調べてみる。すなわち、1) 河床等高線図より判読する方法、2) 後述する低河床位置図より推定する方法、3) 河床変動強度の分布による方法、である。

まず、1)の方法では、図-6(b)を判読すれば、部分的な波長として  $l_B = 400 \sim 600$  m、大域的に把握して  $l_B = 850 \sim 880$  mを得る。2)の方法は1)の場合のような十分な調査結果がなくても、簡単な測量により得られる



図一10 低河床位置図

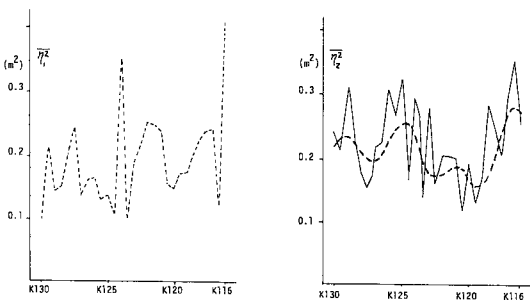
低河床位置図を用いる。今回の洪水前後の河床については図一10のようになる。図中の1位低河床とは、より多くの最低河床を示す点の経路を連続的に結んだものである。この方法は航空写真により従来から行われてきた低水路流線（滞筋）の判読による場合に類似している。図一10からは洪水後に  $l_b \approx 900$  m が得られる。

3)の方法は横断面河床の平均河床からの変動  $\eta$  について、その強度  $\overline{\eta^2}$  の縦断方向変化を調べるものである。洪水前後の強度をそれぞれ、 $\overline{\eta_1^2}$ 、 $\overline{\eta_2^2}$  として求めれば図一11のようになる。洪水後の図一11(b)では、不規則な変動を伴いながらある波長で変化する規則性も認められる。この点について以下に考察してみる。

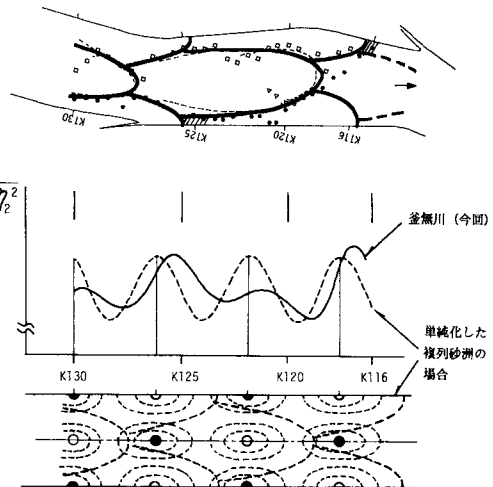
前述の考察から砂州の基本的な形状として交互砂州の並列のパターンを想定し、不規則な変動を無視して、福岡ら<sup>12)</sup>にない平均河床からの変動を単純に次式で表わす。

$$\eta(x, y) = \hat{\eta}(y) + a \cos \frac{2\pi y}{B} \cos \frac{2\pi x}{l_b} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $x$ 、 $y$  はそれぞれ縦断、横断方向の距離、 $\hat{\eta}(y)$



図一11 横断方向河床変動強度  $\overline{\eta^2}$  の縦断方向分布



図一12 変動強度  $\overline{\eta^2}$  の分布の解釈

は縦断方向砂州1波長の平均、 $a$  は定数である。 $\hat{\eta}(y)$  は河岸より  $B/2$ 、 $B/4$  の距離の軸に対して対称（逆W型）であると仮定すれば、変動強度は

$$\overline{\eta^2} = \frac{1}{B} \int_0^B \eta^2(x, y) dy = A + C \cos \frac{4\pi x}{l_b} \dots\dots\dots (2)$$

の形で表わされる。ただし、 $A$ 、 $C$  は定数である。

式(2)を定性的に示せば図一12の中段（破線）のようになる。ところで、今回の洪水後の砂州の概形、深掘れ部を示せば、図一12の上段のようになり、河心部の砂州が伸びて、河岸の州と前縁の近づいたやや変形した形状となっている。このうち  $\overline{\eta_2^2}$  は深掘れの影響を反映して図一12の中段の実線のようになり、波長を間接的に知ることができる。あらためて、図一11(b)の破線のピークより  $l_b = 850 \sim 900$  m であることが知れる。この3)の方法は、今回のような短区間を対象とした場合には特に効果的とも考えられないが、長区間を対象とする場合には、測量成果の数値のみによる処理によってスペクトル解析などと組み合わせると広範な資料解析にも有効な方法になり得るものと考えられる。

ここで得られた複列砂州波長は対河幅比で  $l_b/B = 2.2$  程度である。これは、池田<sup>13)</sup>により整理された種々の実験・調査による交互砂州の場合  $(l_b/B)_a = 4 \sim 17$  より小さく、今回と類似の単位幅流量・勾配をもつ大井川 ( $B = 800$  m) で木下<sup>14)</sup>により観察されたうろこ状砂州の場合  $(l_b/B)_o = 0.5 \sim 1.0$  より大きい。

### 6. 河床形態の形成領域区分の検証

今回釜無川で認められた砂州が中規模河床形態のどのような形成領域に属すかをみてみる。実際河川の場合には、後述するように砂州の形成発達の過程を一義的に規定しにくい。この点はいわゆる支配流量に関係する重要

な問題であるが、ここでは従来の例に習い最大流量時の水理条件・河道特性のパラメーターを用いる。水深 ( $h$ )、摩擦速度 ( $u_*$ ) 等は先に示した河床変動計算の際に得られる最大流量時の各断面での値を平均して定めることにする。

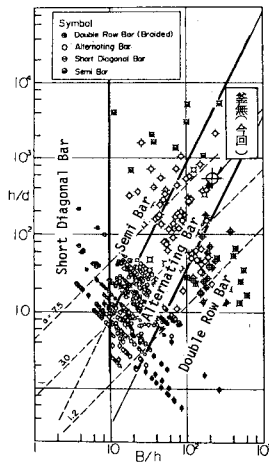
今回の洪水時における諸パラメーターを整理して示すと以下のようなものである。

$$\frac{B}{h} \doteq 200, \frac{h}{d} \doteq 580, \frac{Z_B}{h} \doteq 0.7 \sim 1.5, \frac{l_B}{B} = 2.2,$$

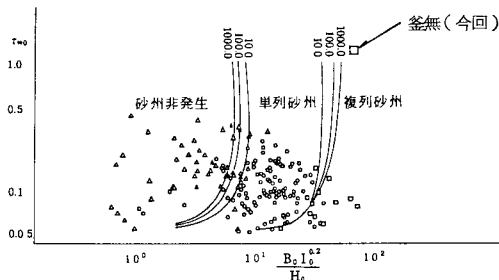
$$u_* = 27 \text{ cm/s}, \frac{u_*}{u_{*c}} = 5.13, \tau_* = \frac{u_*^2}{sgd} = 1.31$$

ここに、 $s$  は河床材料の水中比重、 $g$  は重力加速度、 $d$  には河床材料の平均粒径を用いている。

図一13、図一14 はそれぞれ村本・藤田<sup>15)</sup>、黒木・岸<sup>16)</sup>により提案されている中規模河床形態の形成領域区分である。図一13によれば、今回の水理・河道条件では交互砂州の形成領域になるが、同図は  $\tau_* < 0.5$  の範囲の観測資料により整理されているため、区分の検証としては、 $\tau_* > 0.5$  の場合の例として参考に示されている。図一14では、 $\tau_*$  の比較的大きい複列砂州の検証例が示されたことになるが、前述のように、砂州の形成・発達が十分であるのか、 $Q_{\max}$  時の  $\tau_*$  で代表し得るの



図一13 中規模河床形態の形成領域 (村本・藤田<sup>15)</sup>)



図一14 中規模河床形態の形成領域 (黒木・岸<sup>16)</sup>)

かの問題が残される。この点を実際河川の資料の整理に当たって重要であり、後にも触れるが今後検討すべき課題と考えられる。

### 7. 砂州の移動と移動速度

定期的な十分に発達した交互砂州の実験によれば、砂州腹部の河床砂が掃流され砂州前縁に堆積してほぼ定常的な下流への砂州の移動が観察される。しかし、交互砂州と比較し、相対的に水深が小さく、砂州波高も低い複列砂州の河川で、特に非定常な流れ(流量)のもとでは、砂州の移動は非一様かつ不明確になる。ここではそのような場合の移動距離の評価を試みながら、航空写真等による単純な解析による問題点についても触れる。

#### (1) 砂州の移動距離の推定

まず、図一6および図一10のそれぞれにおいて、大域的な砂州の位置の把握により、洪水前後の砂州の移動距離 ( $D_B$ ) として  $D_B = 300 \text{ m} \sim 400 \text{ m}$  が読み取れる。これは航空写真を平面的に観察して得られる移動に対応するもので、移動量そのものはそれによって生じた水衝部の変化(前述の K129 → K124 間約 400 m)とも符合し、みための大域的な移動距離として判読されるかもしれない。

一方、移動距離の定量的評価のために以下のような河床変動の相関による方法で検討してみる。

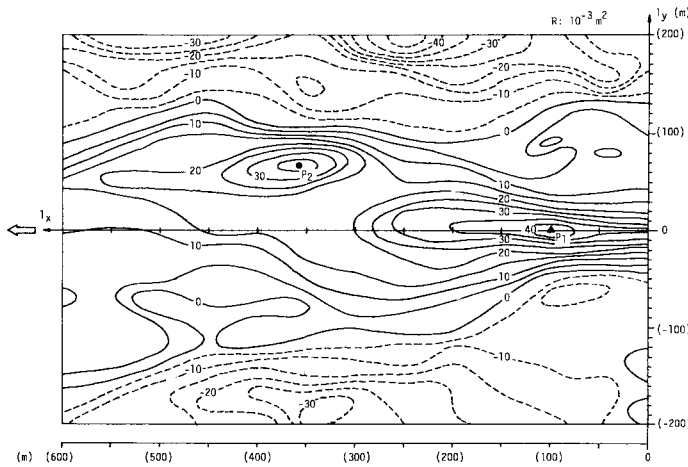
すなわち、洪水前後のそれぞれの平均河床高を基準に河床の変動量  $\eta_1(x, y)$ ,  $\eta_2(x, y)$  ととり、

$$R(l_x, l_y) = \eta_1(x, y)\eta_2(x+l_x, y+l_y) \dots \dots \dots (3)$$

なる二次元の相互相関を考える。ただし、 $x, y$  はそれぞれ縦断方向、横断方向距離を示す。

実際の計算では河幅が一定ではないので、横断方向の形状には多少のひずみが生ずるが、最小河幅で規格化して  $\eta_1, \eta_2$  とも  $y$  方向の分布を配列し直すなどの工夫も必要である。さらに、横断方向には細かな凹凸が存在するためデータの smoothing を何回か行う場合、また、極端な最深点データによる影響を軽減するために左右岸付近データの truncation を行う場合など代表的な組合せでの試算も必要である。結果的にはこれらの計算前処理の影響は少ないことが判明し、smoothing, truncation とも行わない場合の結果は図一15のようになる。 $l_x, l_y$  軸は断面間距離が距離標によっているため等間隔でないことおよび  $y$  方向に河幅を揃えていることのために概略値で目盛っている。

図一15では  $|l_y| \doteq 100 \text{ m} (\doteq B/4)$  を境に相関値  $R$  の符号が逆転している。このことは横断面の平均的な河床特性として  $y$  方向に  $B/4, B/2$  の波長の変動が卓越していることを示し、前述の逆W字型、並列の交互砂州形状を示すことに対応するものである。さらに、図一15



図一15 洪水前後河床高の二次元相互相関値  $R$  の分布

から相関値が  $P_1(l_{x1}, l_{y1}) = (100 \text{ m}, 0 \text{ m})$  および  $P_2(l_{x2}, l_{y2}) = (360 \text{ m}, 70 \text{ m})$  付近で同程度のピークをもつことが知れる。  $P_2$  点は前述の大域的な砂州の移動に対応するものと考えられ、式 (3) により定量的な評価が得られたことになる。 他方、  $P_1$  点は平面的な砂州の把握や図一10などからは判定しにくい変化に対するものである。 いま、図一6(a), (b) を見比べると、たとえば洪水前では K126 ~ K127 間に比較的高い砂州頂部が存在し、洪水後では K125 付近にやはり同規模の高い頂部が認められる。 これらに対応させると移動量は 100 m 前後であり、  $l_{x1}$  とほぼ同じ値になる。  $l_{x1}$ ,  $l_{x2}$  は、木下<sup>17)</sup>により示された大井川下流部における中規模出水時の地上写真測量からの砂州の推定移動量約 100 m と同程度かやや大きな値となっている。

$l_{x1}$ ,  $l_{x2}$  の差については次のようなことが考えられる。洪水前に頂部の高い比較規模の大きい砂州があり、流量増に応じてまず頂部以外の（周辺の）浸水区域で砂州の移動が開始される。この砂州頂部は最高点が水没する流量・水位になってようやく移動が始まる。その間は順次段階的な経過をたどり、減水時にはほぼこの逆の過程を経るであろう。  $l_{x2}$  は低い水位の段階からより長時間かけて移動した場合に相当し、  $l_{x1}$  は短時間での移動の場合と考えられる。当然のことながら、高い水位が長時間継続すれば、砂州はより定常・一様な移動を示すことになる。今回形成された砂州はそのような状態に至っていないものである。通常は滞筋にしか流水のない扇状地河川では、西谷ら<sup>18)</sup>の指摘や石川<sup>19)</sup>の試みのように、今後流量の非定常性も考慮された砂州の形成・移動についてのより詳細な検討も必要と考えられる。

以上の考察から砂州の移動過程は水位変化に伴って連続的に生ずるものと考えられるが、ここでは  $l_{x1}$ ,  $l_{x2}$  そ

れぞれを砂州の移動距離の推定地 ( $D_B$ ) と考えて併記しておく。砂州の全体的な移動と頂部の移動を示すこれらの値は、砂州の定常的な形成への過渡的な状態をある程度代表していると考えられるからである。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} D_{B1} &= 100 \text{ m} \\ D_{B2} &= 360 \text{ m} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

図一6(a), (b) には  $D_{B1}$ ,  $D_{B2}$  に対応する特徴的な地点間にそれぞれ▲印、●印が示されている。

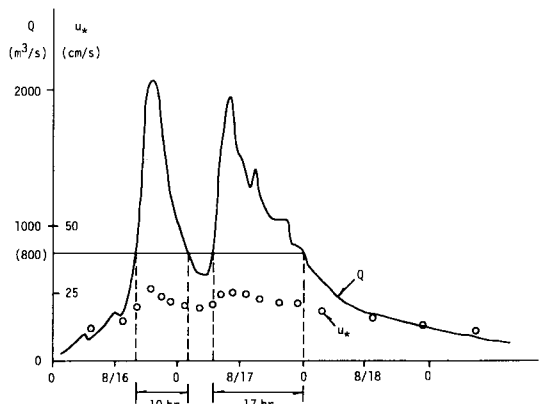
(2) 砂州の移動時間と移動速度

複列砂州の形成・移動過程は複雑であるが、実際河川における今後の検討のために簡単な考察を進めてみる。

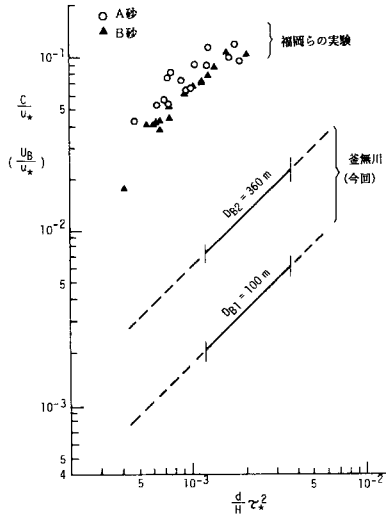
流量・水位の増加とともに土砂輸送が進み、砂州の形成が一部で開始されるが、いま、平均河床より  $h = 1.0 \text{ m}$  以上で砂州頂部のほとんどが水没し全面的な砂州の移動が開始されると仮定する。この水位に対応する流量はほぼ  $Q = 800 \text{ m}^3/\text{s}$  である。流量ハイドログラフよりこの値を超える時間は図一16のように考えて合計  $T = 27 \text{ h}$  であり、この間の砂州移動速度 ( $U_B$ ) の平均 ( $\bar{U}_B$ ) は次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} \bar{U}_{B1} &= \frac{D_{B1}}{T} = 3.70 \text{ (m/h)} \\ \bar{U}_{B2} &= \frac{D_{B2}}{T} = 13.0 \text{ (m/h)} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

上に仮定した  $T$  は先に述べた非定常な砂州の形成過程を考えれば同一とするのは本来適当ではない。低水位段階からの砂州の形成に関係する  $D_{B2}$  に対しては  $T$  はより大きく、  $D_{B1}$  に対してはより小さい値がとられるべきであるが、それぞれ妥当な  $T$  の評価は困難なため平均的に上記のように見積っている。



図一16 砂州移動時間の見積り



図一七 砂州移動速度と実験交互砂州波速との比較

一方、福岡ら<sup>20)</sup>は平衡状態での単列交互砂州の波速について掃流力との間に次のような関係を得ている。

$$\frac{C}{u_*} \propto \frac{d}{H} \tau_*^2 \dots \dots \dots (6)$$

ここに、 $C$ は交互砂州の波速、 $d$ は土砂の平均粒径、 $H$ は側岸での河床高の最高・最低の差、 $\tau_*$ は無次元掃流力である。式(6)は波高、波長および波速を一定に保ち、流砂は砂州前縁斜面上にすべて堆積するものとして導かれたものである。いま、式(6)の $C$ を $U_B$ に対応させ、前述の河床変動計算による刻々の $\tau_*$ を用いて、右辺を積分して $D_B$ になるよう定数を定めて、実験交互砂州の場合と単純に比較すれば図一七のようになる。 $\tau_* < 0.3$ で得られた福岡らの実験に比べ1オーダー以上低い。これは今回の砂州と実験交互砂州との間で、流砂の機構や砂州形成過程が大きく異なっていることによるものと考えられる。今後複列砂州の移動速度に関する研究の進展が望まれるとともに、洪水流量時系列その他の把握された他河川での砂州移動調査結果との比較も待たれる。

8. おわりに

本稿は単に現地調査結果の提示だけでなく、扇状地河川での中規模河床形態における一洪水前後の河床変動特性の把握を旨としたものである。その過程で、従来進められてきた主として実験的研究成果に基づく現地資料の解釈、および現地資料の有効な解析方法についてのいくつかの試みも示されたが、洪水時流況を初めとしていまだ多くの不明な点が残されている。現地の調査観測と資料収集は多くの困難を反映してその精度や水理・河道条件の明確さにおいて十分とはいえないが、種々の観点から着実な資料の蓄積が重要と考えられる。

本研究で明らかになった点、結論的に得られた事項を要約すれば以下のようなものである。

- (1) 調査対象とした区間の河道条件で  $Q_{max} = 2000 \text{ m}^3/\text{s}$  程度の流量では、平均河床としての変動は小さい。
- (2) 平均河床の変動は小さいが、洪水の三次元流況に伴う砂州の形成・変形は活発である。
- (3) 定常状態に達しなかったと考えられる今回の釜無川の複列砂州ではあるが、最大流量時のパラメーターのもとで、黒木・岸による形成領域区分が比較的適合する。
- (4) 対象区間での卓越した複列砂州波長 ( $l_B$ ) は約 900 m、河幅水深比 ( $B/h$ )  $\approx 200$  に対し波長河幅比 ( $l_B/B$ )  $= 2.2$  程度であった。
- (5) 段階的に生ずる非定常な砂州の形成・移動の検討には洪水前後の河床の二次元相互相関が有効である。
- (6) 砂州の移動距離の推定値として、100 m、360 m が得られた。

謝 辞：本研究を進めるにあたり調査・資料整理に協力された、当時学生の荒木邦明、村上守伸の両氏ならびに貴重な流量資料を提供された建設省甲府工事事務所に深甚なる謝意を表します。また、適切な助言を与えられた早稲田大学 吉川秀夫教授、建設省土木研究所 福岡捷二博士に厚くお礼申し上げます。なお、本研究の一部は昭和 58 年度・59 年度文部省科学研究費（自然災害特別研究、課題番号 58025017 および 59025019）の補助を受けて行われたことを付記し、併せて謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) たとえば、Leopold, L. B. and Wolman, M. G. : River channel patterns — braided, meandering and straight, U. S. G. S. Prof. Paper, 282-B, 1957 年。
- 2) たとえば、木下良作：石狩川河道変遷調査，科学技術庁資源局資料，No. 36, 1961 年。
- 3) 土木学会水理委員会研究小委員会（研究代表者：芦田和男）：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究，1982 年 3 月。
- 4) 土木学会水理委員会「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究，土木学会論文集，No. 345 / II -1, pp. 41 ~ 52, 1984 年 5 月。
- 5) 芦田和男：富士川の河床変動に関する研究，京大防災研究所年報，第 11 号 B, pp. 311 ~ 326, 1968 年 3 月。
- 6) 建設省関東地方建設局：空から見た関東の洪水，1983 年 3 月。
- 7) 木下良作：洪水と流路形態の現地観測，第 14 回水工学に関する夏季研修会講義集，pp. A-7-1 ~ 17, 1978 年 7 月。
- 8) 芦田和男・道上正規：混合砂礫の流砂量と河床変動に関する研究，京大防災研究所年報，第 14 号 B, pp. 259 ~ 273, 1971 年 4 月。
- 9) 山本晃一：ダム下流の河床低下，土木技術資料，Vol. 15,



- No. 6, pp. 284~319, 1973年.
- 10) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二：交互砂州の発達過程に関する研究，京大防災研究所年報，第24号B-2，pp. 411~431，1981年4月.
  - 11) 玉井信行・長尾 哲・三国史雄：直線流路における複列砂礫堆と網状流路の形成について，第22回水理講演会論文集，pp. 265~273，1978年2月.
  - 12) 福岡捷二・内島邦秀・山坂昌成・早川 博：交互砂州上の流砂量分布，第27回水理講演会論文集，pp. 697~703，1983年2月.
  - 13) 池田駿介：単列交互砂州の波長と波高，第27回水理講演会論文集，pp. 689~695，1983年2月.
  - 14) 木下良作：大井川牛尾狭窄部開削の影響に関する「砂レキ堆相似」による模型実験，建設省中部地建静岡河川工事事務所資料，1980年8月.
  - 15) 村本嘉雄・藤田裕一郎：中規模河床形態の分類と形成条件，第22回水理講演会論文集，pp. 275~282，1978年2月.
  - 16) 黒木幹雄・岸 力：沖積河道の流路形態の領域区分に関する研究，第26回水理講演会論文集，pp. 51~56，1982年2月.
  - 17) 前掲，14)に同じ.
  - 18) 西谷隆巨・吉野文雄・牧野立平：洪水による河床変動についての実験的研究，法政大学工学部研究集報，No. 9，pp. 29~51，1973年2月.
  - 19) 石川忠晴：移動床水理模型実験による黒部川洪水流況の把握，第27回水理講演会論文集，pp. 753~760，1983年2月.
  - 20) 前掲，12)に同じ.

(1984.11.19・受付)

---