

斐伊川における洪水観測について (2)

——洪水時の河床形状の変化特性——

上野 鉄男・宇民 正・木下 良作・池内 幸司・
福田 洲夫・池田 鉄哉・常保 雅博

ON THE FIELD OBSERVATION OF FLOOD FLOWS IN THE HII RIVER
— THE TIME VARIATION OF BED CONFIGURATIONS IN FLOOD FLOWS —

By Tetsuo UENO, Tadashi UTAMI, Ryouzaku KINOSHITA, Kohji IKEUTI
Kunio HUKUDA, Tetsuya IKEDA and Masahiro TSUNEYASU

Synopsis

The three-dimensional river-bed configurations were measured by an echo-sounder attached to a cross-type float which was tagged from the top of the bridge, and almost simultaneously, time series of photographs were taken of the flow patterns on the flow surface during a flood stage in the Hii River. Photograph data were analyzed by picture processing technique to obtain the mean velocity in water surface of flood flows.

5 series of measurements were made from 1993 to 1995. In this paper, by using the obtained data, the characteristics of bed configurations and their time variations were examined in relation to the time variation of flow depth, resistance and velocity.

1. 概 説

本研究は、平時にはうろこ状の砂州の発達が見られる斐伊川において、洪水の増水期と減水期の各段階で河床形状と水面流況とを連続的かつ同時に計測した結果の報告である。

斐伊川における洪水観測は、橋の上からの狭い範囲の河床形状の計測および洪水流況の写真観測、放水路開削地点におけるラジコンボートによる広域の河床形状の計測、そこでのラジコンヘリコプター、あるいは飛行機による洪水流況の撮影などの項目から成り立っており、1993年から1995年の間に5回の観測が行われた。ここではそれらのうち、橋上からの十字浮体による河床形状の計測結果と、水位と流速計測に基づく洪水時の河道の抵抗特性について述べる。

洪水時における河床形状や土砂輸送、あるいは河道の抵抗特性に関する実態把握は河川工学上重要であるが、これらの現地観測は、木下の1980年代以後の研究を除くと、決して多くない。

芦田ら¹⁾は、大戸川において1868年の洪水時に流砂と流速変動の計測を行った。伊勢屋²⁾は、桜川において1977年に6回の洪水観測を行い、水位、浮遊砂、水面勾配、流速および河床形状の計測結果から洪水流の河畔堆積現象を検討した。高木ら³⁾は、1981年の石狩川洪水において水位、河床形状、ならびに流向・流速を計測し、洪水時の貴重な資料を得た。木下⁴⁾は、利根川において1982年の出水時に浮遊砂濃度を観測し、浮遊砂濃度のピークが水位ピークの4～5時間前に生起することを示した。さらに木下⁵⁾は、天塩川において1986、87年の融雪出水時に測深機を取り付けた浮体を自由流下させる方法によって、洪水時の河床形状を三次元的に計測し、水位下降期に河床波の形成が顕著になることを指摘した。建設省土木研究所河川研究室⁶⁾により、ひ沼川において1988、1989年の洪水時に、浮遊砂、河床波、乱流計測ならびにラ

ジコンヘリコプターによる流況撮影など洪水流の総合的観測の開発がなされた。木下^{7),8)}は、1988, 1989年の石狩川の洪水時に河床形状の三次元計測を行い、1989年には同時に濁度の鉛直分布、ならびに表面流速・流向を計測し、洪水の増水期と減水期とで河床形態と乱流構造が異なった特性を示すことを明らかにした。さらに木下⁹⁾は、尻別川において1990年の融雪出水時にホバークラフトによって河床形状を計測し、洪水時に波長10数mの砂堆と波長約500mの砂州と同時に、波長約80mの中間規模の砂州が形成されていることを明らかにした。長谷川¹⁰⁾は、石狩川の小洪水時に浮遊砂濃度分布、流速分布ならびに乱流特性を計測した。著者ら^{11),12)}は、斐伊川において1993年から1995年の間に5回の洪水観測を行ったが、そのうち1993年の観測結果については洪水流の乱流構造の時間変化特性を中心に報告した。

本研究においては、橋上からの河床形状の計測と水位、流速の計測結果に基づいて、斐伊川では洪水時にうるこ状の砂州、中間規模の砂州ならびに砂堆というように、規模の異なる河床形状が多重構造性を持って形成されていることが示され、洪水の増水期と減水期の各段階に対応した河床波の波高と波長の時間的な変化特性が明らかにされた。また、砂堆の移動速度は中間規模の砂州のその4～5倍であり、流量が減少して水深と流速が小さくなるに従ってこれらの移動速度も小さくなることが示された。さらに、砂堆の移動速度をもとにして砂堆の流下に伴う流砂量が検討され、水位と流速計測に基づいて洪水の各段階における河道の粗度係数の変化特性についても考察が加えられた。

2. 橋上からの洪水観測と解析の方法

2.1 観測地点の概況と観測時刻

橋上からの洪水観測は、河口からそれぞれ10.8 km および13.5 km に位置する北神立橋および南神立橋において実施された。両観測地点とも周辺の河床砂の平均粒径は約2 mm である。北神立橋観測地点の河道全幅は約570 m, 低水路幅は約330 m であり、その上流側約3 km にわたって河道はほぼ直線であり、ここでは1993年の6月(大津におけるピーク流量は約1200 m³/sec)と9月(大津におけるピーク流量は約1600 m³/sec)および1994年の9月(大津におけるピーク流量は約320 m³/sec)の3回の観測が行われた。一方、1995年の7月には3～4日(大津におけるピーク流量は約580 m³/sec)と21～22日(大津におけるピーク流量は約730 m³/sec)の2回の洪水があり、その年に新しく架設された南神立橋において観測が行われた。南神立橋観測地点の河道全幅は約500 m, 低水路幅は約350 m であり、その上流側約1 km のところで河道は湾曲しており、その付近が放水路開削地点になっている。

上記の合計5回の洪水観測においては、各洪水の増水期から減水期までの各段階で5～8回にわたって、十字浮体による河床計測と流況観測が行われ、河床形状と流速に関する資料が得られた。各観測における観測時刻(あるいは時間帯)と水位観測所における洪水ハイドログラフをFig. 1に示す。図において、木次、新伊萱、大津および源光寺水位観測所はそれぞれ河口から28.5 km, 23.5 km, 12.5 km および4.0 km に位置しており、大津水位観測所は両洪水観測地点の間にあって、それらから近い。

斐伊川においては洪水の出水が早いので、洪水の増水期から観測するのが難しく、増水期から観測できたのは、1994年の9月と1995年の7月21～22日の2回だけであった。

2.2 観測方法

(1) 十字浮体による河床計測の方法

河床計測においては、木下^{7),8)}によって開発された十字浮体法を用いた。すなわち、十字浮体に測深機を装着し、橋下流の水面上を約50～65 m 自然流下させ、その流跡に沿う水深変化を橋上で記録した。このような計測を河道中央部の橋脚から次の橋脚まで、河道横断方向に2 m 間隔で40 m にわたって21測線について繰返し行い、河床の三次元形状を把握した。1回の計測に要する時間は流速や十字浮体の流下距離に応じて変わるが、40～70分であった。十字浮体の流下方向はアリゲードを用いて、平板測量で計測した。

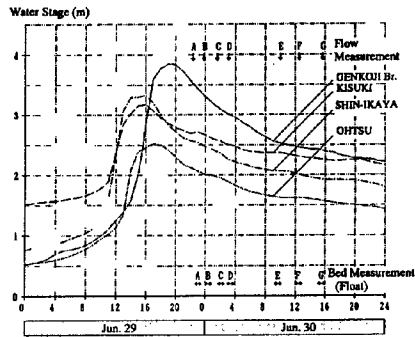


Fig. 1 (a) Hydrograph of the floods on Jun. 29-30, 1993

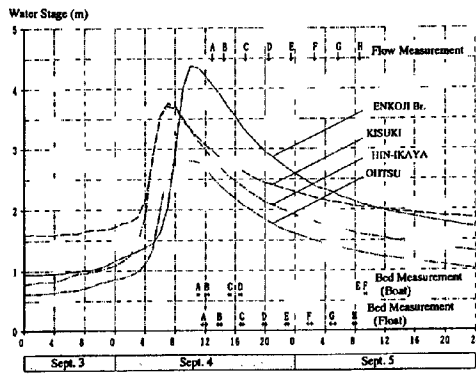


Fig. 1 (b) Hydrograph of the floods on Sept. 4-5, 1993

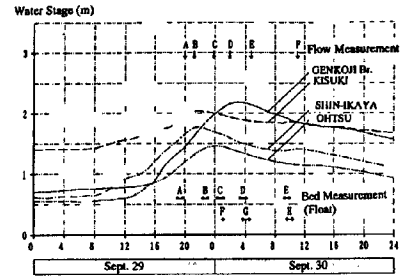


Fig. 1 (c) Hydrograph of the floods on Sept. 29-30, 1994

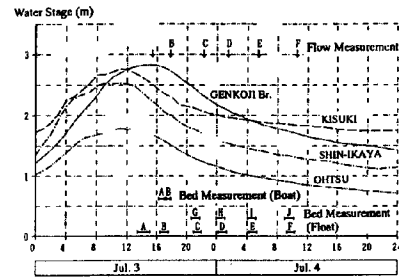


Fig. 1 (d) Hydrograph of the floods on Jul. 3-4, 1995

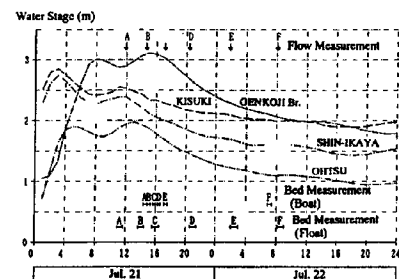


Fig. 1 (e) Hydrograph of the floods on Jul. 21-22, 1995

1994年の9月と1995年の7月の3～4日の洪水時の河床計測においては、2台の測深機（S社製ES-288型およびF社製FE-6300型）を用いたが、1台の測深機による計測開始から10～23分後に別の測深機によって同じ計測を行い、その間の河床波の移動と変形の特徴を捉えようとした。ただし、両計測とも初期の段階でF社製の測深機によって有効な記録が得られなかったために、計測が欠けることになった。この原因は、測深機の感度が良すぎるために、洪水の水位が高い段階で浮遊砂の影響を受けたためである。

(2) 流速および水位計測の方法

水面流速を計測するため、洪水の各段階で水面流況を撮影した。そのため、長さ4mのアルミニウム製

の梯子を橋の中央付近の欄干に沿わせてほぼ鉛直に立て、その頂部に 35 mm スチルカメラ (1993 年および 1994 年の観測に使用) あるいは高性能のビデオカメラ (1995 年の観測に使用) を斜め下向きに設置した。カメラの底部にはパンチルターを取り付けてカメラの向きを遠隔操作できるようにし、その撮影範囲はテレビ画面でモニターした。撮影時には、トレーサーとしてシュレッターの屑を橋の上流側から散布した。夜間の撮影には発電機 (2.4 kw) を 4 台準備し、各発電機には 400 w の照明ランプを 2 個ずつ装着して水面を照明した。また、画像を標定するため長さ 4 m の標定棒を、それが画像の左右の端に写し込まれるように、橋面から水平に突き出して設置した。

水位は、各洪水とも河床計測の前後に橋上から計測されたが、1995 年の 7 月 21 ~ 22 日の洪水時には、放水路開削部のラジコンボートによる河床観測地点の上下流左右岸に 4 台の自動水位計 (水圧式) を設置して、洪水期間中の水位ならびに水面勾配を把握した。上下流の水位計測地点間の距離は 570 m であり、下流側の水位計測地点と南神立橋のそれとの距離は 580 m である。

2.3 観測データの解析方法

(1) 河床計測結果の解析方法

測深機に記録された計測結果の波形を、鉛筆で鮮明に描き直した後ディジタイザーを用いて計算機に入力した。

また、河床計測においては異なるメーカーによって製作された 2 台の測深機を用いたが、両者は微妙に違う特性を有しているため水深の明らかな場所でそれぞれ検定を行い、測定結果を補正した。

結果の一例として、1995 年の 7 月 3 日の B の計測について、各測線上の水深の変化を Fig. 2 に示す。本図において、測線は測定範囲の中央を基準にして、右岸に近い側から $X_0 = 20$ m (第 1 測線), 18 m, ..., - 20 m (第 21 測線) と表されており、破線は移動平均された河床形状である。

(2) 流況写真の画像解析

スチルカメラによる観測結果に対しては、時間的に連続している 2 枚の写真フィルムの濃度を CCD デジタルカメラで 12 ビットデータに数値化した。ビデオカメラの場合には、ビデオキャプチャーボードを用いて 0.25 秒間隔でコンピューターに取り込んだ。本観測では、カメラを斜め下向きに設定してあるため、標定棒として設置してあるポールの画像を用いて画像の標定をした。すなわち、画像データから計算されたポールの縞模様の各々の長さが実際の長さと同じになるように、カメラの回転角度 (κ , ϕ , ω) ならびに倍率を決めた。その結果から、画像中の各点の真の位置を計算した。

これらの画像データをもとにして、多段階相互相関法^{12), 13)}によって流速ベクトルを計算し、洪水の各段階の水面における平均流速を計算した。

3. 観測結果

3.1 河床形状の多重構造的性

(1) 原河床の三次元形状

十字浮体と測深機で計測された河床の三次元形状の等高線図の一例 (1995 年の 7 月 3 日の B の計測) を Fig. 3 に示す。本図において、横軸は橋の欄干に平行に、縦軸は主流流下方向に設定されている。また、破線は十字浮体の流下方向を示している。斜線を施した部分は平均河床高さより低い部分を、点を施した部分はそれより高い部分を示している。河床計測は、本図の右の測線から順次行われたため、本図の右側と左側とで 65 分の時間差があり、その間に河床波の流下方向への移動があるので、そのことを考慮して河床波の配置や形状を検討する必要がある。

本図から、河床に規模の小さい砂堆が形成されていることがわかる。また、本図を大局的に見ると、さらに規模の大きい河床形状の上に砂堆が乗っているように見える。

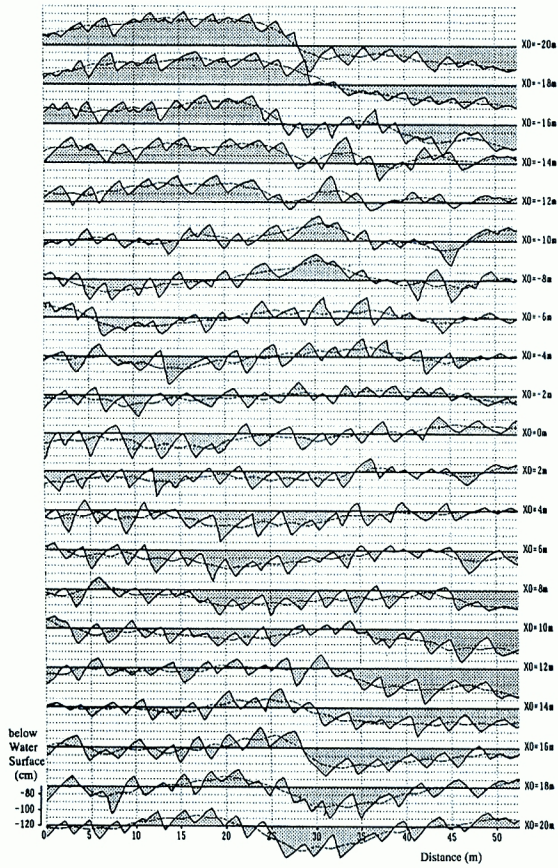


Fig. 2 Measured river-bed configurations (Series B, Jul. 3, 1995)

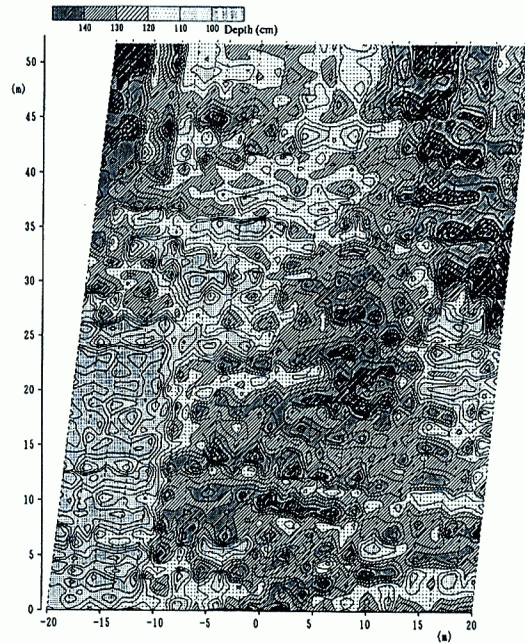


Fig. 3 Contours of river-bed configurations (Series B, Jul. 3, 1995)

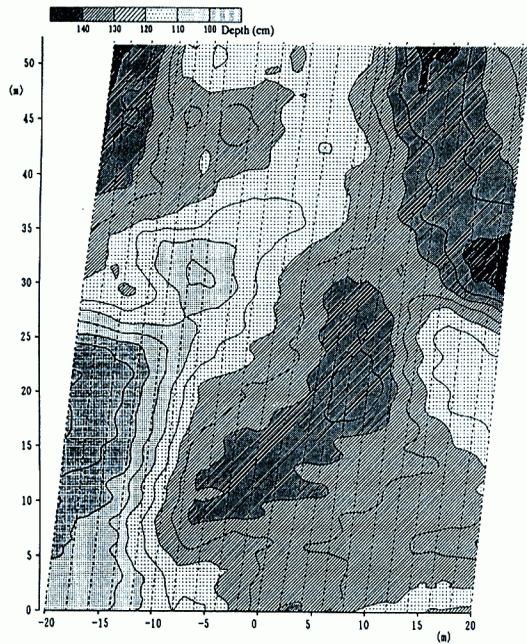


Fig. 4 Contours of smoothed river-bed configurations (Series B, Jul. 3, 1995)

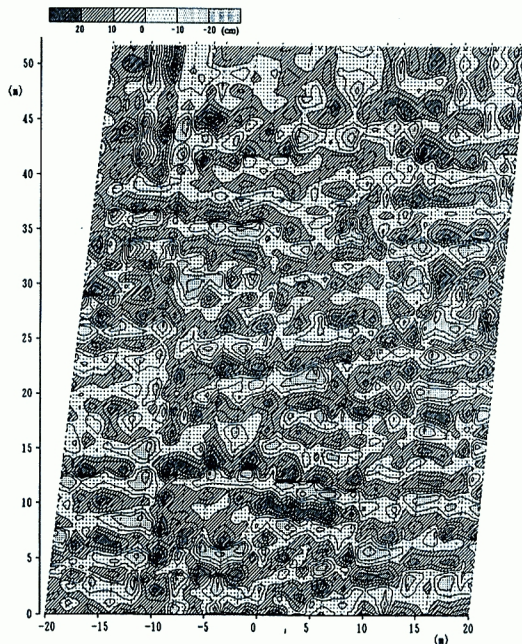


Fig. 5 Configurations of dunes (Series B, Jul. 3, 1995)

(2) 中間規模の砂州形状

そこで、**Fig. 3**の河床形状を5m×7mの範囲で局所的に平均することにより河床形状を平滑化し、その結果を**Fig. 4**(1995年の7月3日のBの計測)に示した。本図において、波長が30～40mの河床形状が認められる。この河床形状は川幅に比べて小規模なスケールを持つ砂州であり、木下が尻別川で見いだした中間砂州⁹⁾に相当すると考えられる。

(3) 砂堆形状

Fig. 3に示される河床高さから**Fig. 4**に示される平滑化された河床高さを差し引いたものの分布を**Fig. 5**(1995年の7月3日のBの計測)に示す。これらの図は、中間規模の砂州の上に乗っている砂堆の形状を示していると理解される。これらの図より、砂堆の波長は3～4mであることがわかる。この場合には、砂堆の波長は中間規模の砂州の波長の約1/10になっている。

(4) 河床形状の多重構造特性

上記の中間規模の砂州および砂堆は、1993年から1995年間の5回の洪水観測のどの時間帯の計測結果においても同様に捉えられている。一方、平水時の斐伊川においてはうろこ状の砂州形状が見られ、1995年の7月21日のラジコンボートによる河床観測によって、波長が200m余りのうろこ状の砂州形状を示す河床変動が捉えられた¹⁴⁾。ここで、洪水時に計測された砂堆形状が平水時の斐伊川の河床には認められないことが注目される。

以上の河床計測結果を総合すると、洪水時にはうろこ状の砂州、中間規模の砂州ならびに砂堆というように、規模の異なる河床形状が多重構造性を持って形成されていることがわかる。

3.2 河床波の時間変化特性

(1) 河床波の波高と波長の分布特性

河床波の波高を、河床の局所的な最高点からその直下流の局所最低点までの垂直距離で、河床波の波長を、河床の局所的な最高点からその直下流の局所最高点までの水平距離で定義することにして、各測線に沿う河床波の波高と波長を求めた。得られた波高と波長の分布を砂粒の粒径加積曲線と同じ考え方に基づいて整理し、その一例として、1995年7月3～4日の計測結果について示すと、**Fig. 6**および**Fig. 7**のようになる。本図におけるA, B, …は**Fig. 1**に示されている河床形状の観測時間帯を示している。

Fig. 6および**Fig. 7**において、実際には同じ値となるべきCとG, DとH, EとI, FとJの計測結果が

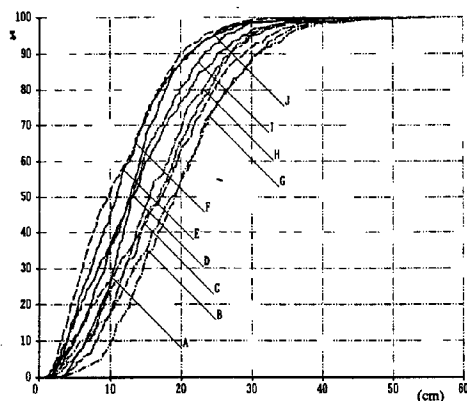


Fig. 6 Time variation of dune height distribution (Series B, Jul. 3, 1995)

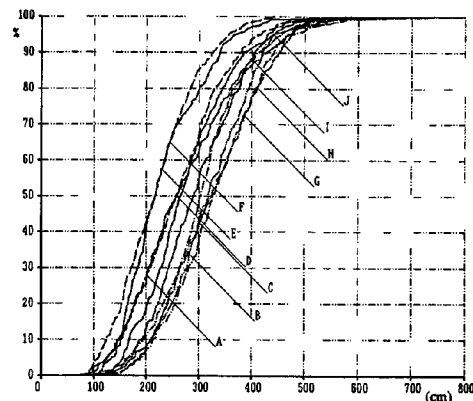


Fig. 7 Time variation of dune length distribution (Series B, Jul. 3, 1995)

異なっており、それぞれにおいて前者の波高および波長が後者のそれらより小さくなっていることがわかる。先述のように、前者はS社製測深機、後者はF社製測深機によって計測されたものであり、両者の特性の違いが現れたものと考えられる。1台だけの測深機で計測した1993年と1995年の7月21～22日の場合には、S社製測深機を使用したことなどを考慮して、以後の河床波の波高と波長の時間変化特性の検討においては、S社製測深機による計測結果を用いることにした。

なお、以下の検討においては、河床波の波高と波長として50%波高と50%波長を用いることにした。このようにして求められた波高と波長は、基本的には砂堆の波高と波長を意味する。一方、先のFig. 5より得られた砂堆の波長は70～80%波長に相当することがわかる。

(2) 河床波の波高と波長の時間変化特性

Fig. 8に河床波の波高、波長および水深の経時変化を示す。これらの図においては、砂堆の波高と波長に加えてFig. 3からFig. 5までに示した原河床、平滑化河床ならびに砂堆河床それぞれの測線に沿う縦断方向変動の標準偏差が合わせて示されている。また、水深は測深機による計測結果が用いられている。本図で、太い実線で結ばれている波長と水深のデータは図の左側の縦軸に対応しており、その他の細い実線で結ばれているデータは図の右側の縦軸に対応している。

Fig. 8の(c)および(e)図より、砂堆の波高は、水位のピークより2～3時間遅れて最大になることがわかる。これは、木下^{5),7),8)}が指摘した水位下降期に河床波の形成が顕著になるという観測結果と符合するものである。また、Fig. 8の(d)および(e)図より、砂堆の波長は、砂堆の波高のピークよりさらに2～4時間遅れて最大になることが注目される。砂堆の波高が最大になる時点までが、河床波が発達していると見做せる。過去3年間の橋上からの5回の洪水観測の結果を合わせて考えると、洪水の規模が大きいほど砂堆の波高および波長の最大値が大きくなると言える。

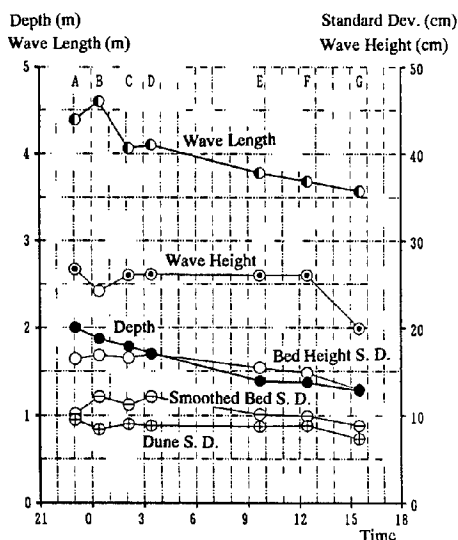


Fig. 8 (a) Time variation of dune height, dune length and water depth on Jun. 29-30, 1993

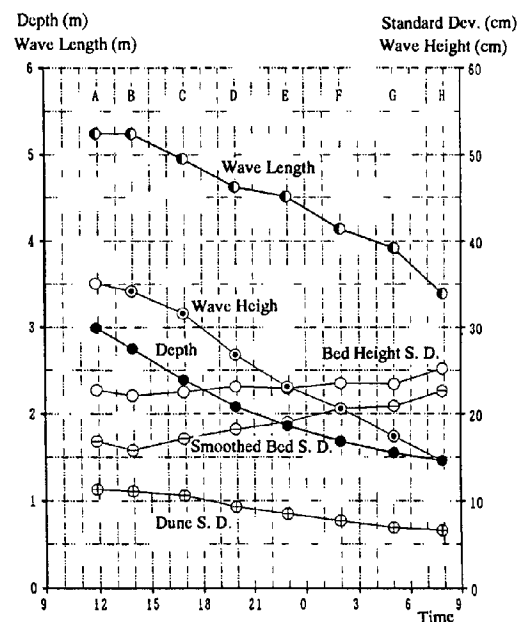


Fig. 8 (b) Time variation of dune height, dune length and water depth on Sept. 4-5, 1993

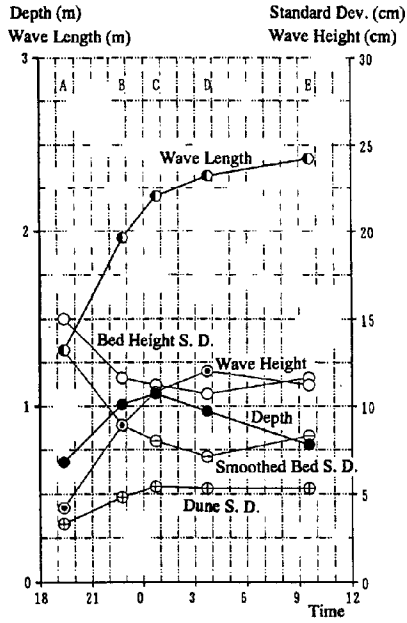


Fig. 8 (c) Time variation of dune height, dune length and water depth on Sept. 29-30, 1994

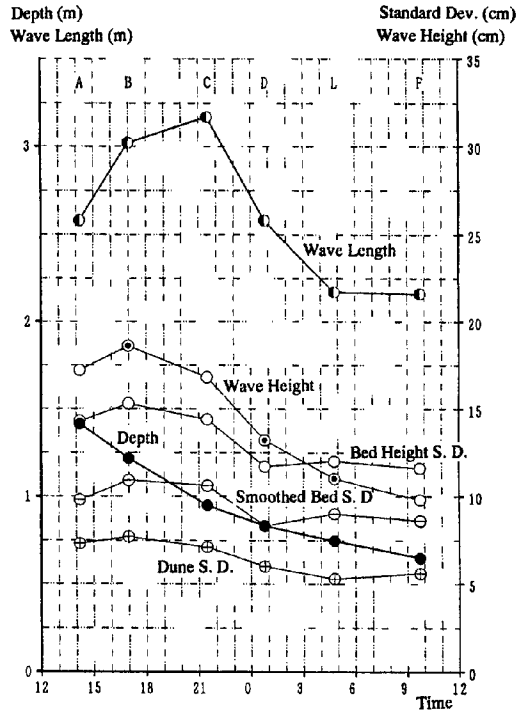


Fig. 8 (d) Time variation of dune height, dune length and water depth on Jul. 3-4, 1995

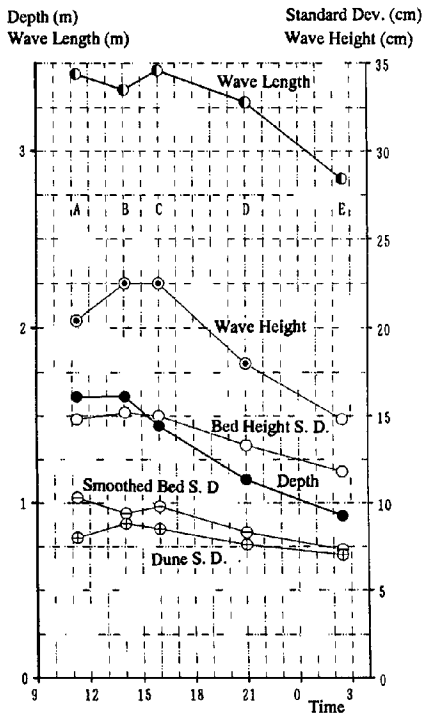


Fig. 8 (e) Time variation of dune height, dune length and water depth on Jul. 21-22, 1995

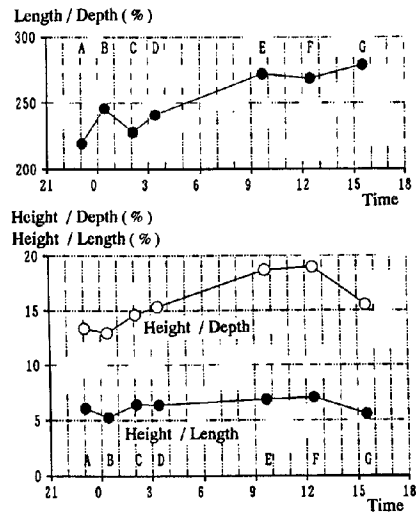


Fig. 9 (a) Relationship between dune height, dune length and water depth on Jun. 29-30, 1993

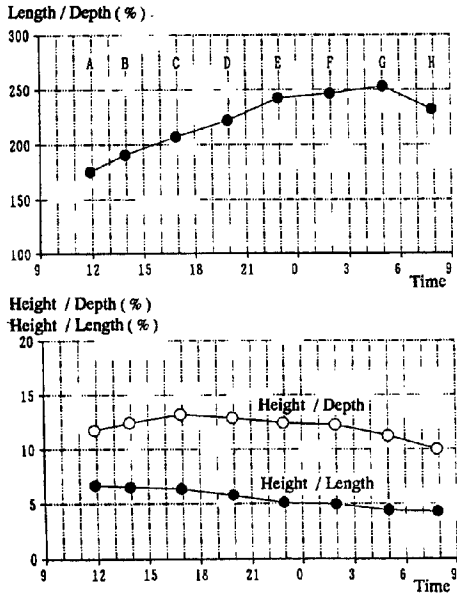


Fig. 9 (b) Relationship between dune height, dune length and water depth on Sept. 4-5, 1993

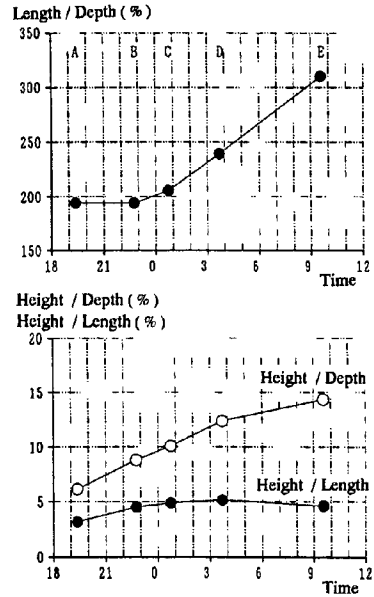


Fig. 9 (c) Relationship between dune height, dune length and water depth on Sept. 29-30, 1994

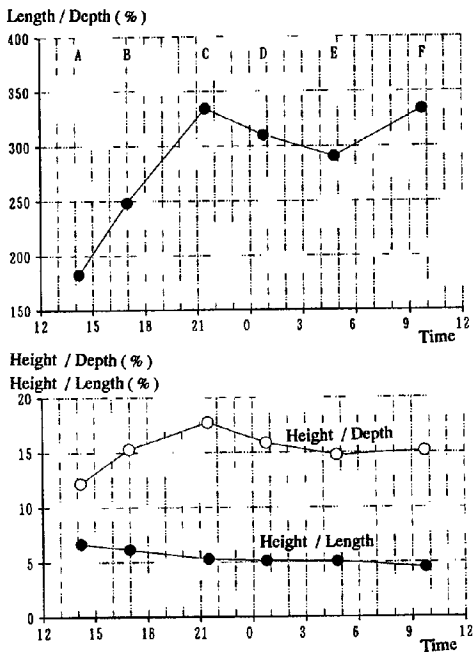


Fig. 9 (d) Relationship between dune height, dune length and water depth on Jul. 3-4, 1995

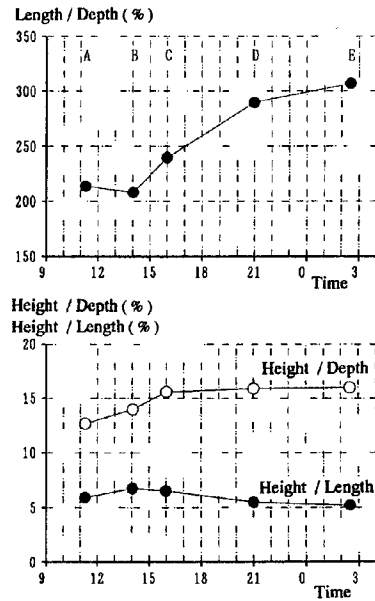


Fig. 9 (e) Relationship between dune height, dune length and water depth on Jul. 21-22, 1995

一方、中間規模の砂州の波高の時間変化特性を Fig. 8 の平滑化河床の標準偏差から検討したが、洪水の流量変化と対応するような規則性は見いだせなかった。これは、十字浮体による河床変動の計測範囲が中間規模の砂州の特性を把握するだけ十分に大きくなかったために、中間規模の砂州のどの部分が計測範囲にあるかによって、河床変動の標準偏差が大きく左右されるためであると考えられる。

また、過去 3 年間の 5 回の洪水観測の結果について、Fig. 4 と同様な平滑化河床を示す図から中間規模の砂州の波長の時間変化特性を調べてみると、中間規模の砂州の波長は洪水の期間中ほぼ一定であることがわかった。中間規模の砂州の波長は、1993 年の 2 回の観測結果では約 40 m、それ以外の 3 回の観測結果では 30 ~ 40 m となっている。すなわち、中間規模の砂州の波長は洪水の規模が変わってもそれほど差がないと考えられる。

(3) 砂堆の波高、波長、水深の相互関係

Fig. 9 に砂堆の波高、波長、水深の相互関係の経時変化を示す。

これらの図より、砂堆の相対波高は、波高そのもののピークより遅れて最大になり、水位のピークより 7 ~ 10 数時間遅れて最大になると言える。このような砂堆の相対波高のピークの発生の遅れは、水位ピーク後の砂堆の発達を意味するものではなく、洪水の流量の減少よりも遅れて砂堆が変形することを意味していると考えられる。また、砂堆の相対波高の最大値は 13 ~ 20 % であり、砂堆の波高は水深と深く関係していることがわかる。

一方、砂堆の相対波長は洪水の減水期に水深の減少にもなって大きくなってゆくが、これまでに得られた観測結果だけからは、それがピークを持つかどうかは結論づけられない。

波高と波長の比は、砂堆の波高のピークの発生と同時に最大になるようであるが、値の変化そのものは小さい。波高と波長の比の最大値は 7 % (その比は 1 : 14) ほどである。また、波高と波長の比の平均値はどのケースでも 5 % (その比は 1 : 20) 程度であり、実験水路で形成される砂堆の波高と波長の比とはほぼ同じ値になっている¹⁵⁾。

3. 3 河床波の移動速度

(1) 中間規模の砂州の移動速度

先に示した Fig. 4 と同様な平滑化河床を示す図を用いて、中間規模の砂州の河床形状を時間を追って比較することにより、中間規模の砂州の移動速度を求めることができる。中間規模の砂州の移動速度を求めた結果を Fig. 10 に示す。本図には、水深、水面流速が加えられており、部分的には後述する砂堆の移動速度も示されている。

本図より、洪水の減水過程では、流量が減少して水深と流速が小さくなるに従って中間規模の砂州の移動速度も小さくなり、洪水の増水期あるいはピーク時には、その移動速度は非常に大きいことがわかる。これは、河床波の移動速度は流砂量に関係しており、洪水の増水期あるいはピーク時に流砂量が非常に大きいためであると考えられる。

また、同じ水深に対して、(d), (e) 図に示される南神立橋の中間規模の砂州の移動速度は (a), (b), (c) 図に示される北神立橋のそれよりも大きい。これは、南神立橋付近の方が北神立橋付近よりも水面勾配が大きく、同じ水深に対する流速が大きいためである。

(2) 砂堆の移動速度

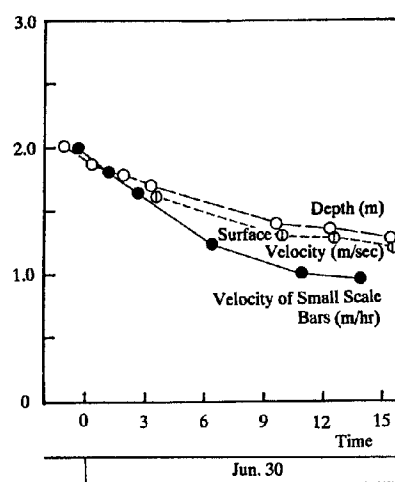


Fig. 10 (a) Time variation of the velocity of sand waves on Jun. 29-30, 1993

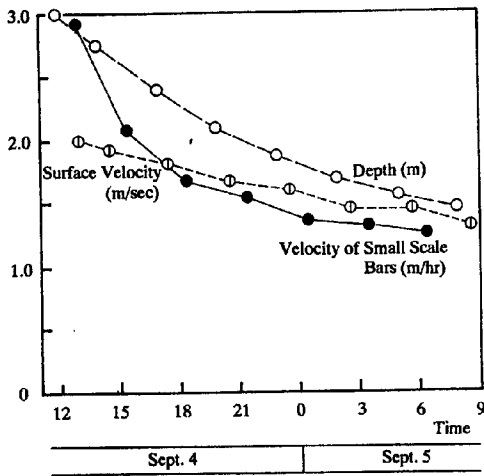


Fig. 10 (b) Time variation of the velocity of sand waves on Sept. 4-5, 1993

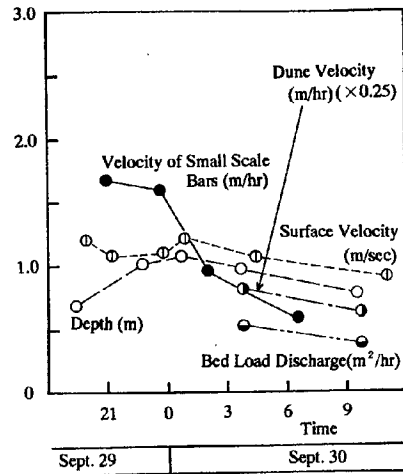


Fig. 10 (c) Time variation of the velocity of sand waves on Sept. 29-30, 1994

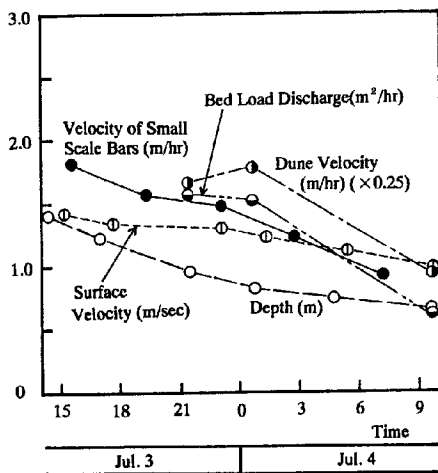


Fig. 10 (d) Time variation of the velocity of sand waves on Jul. 3-4, 1995

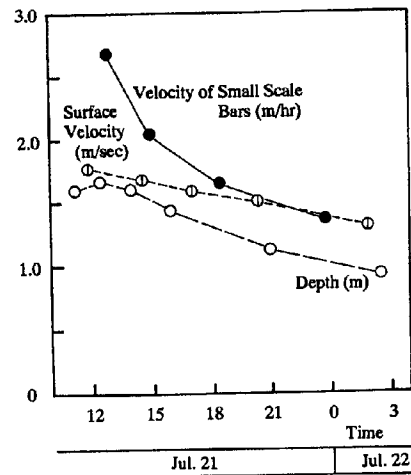


Fig. 10 (e) Time variation of the velocity of sand waves on Jul. 21-22, 1995

先に示した Fig. 5 と同様な砂堆河床を示す図を用いて、1994 年 9 月の洪水時の観測 D と G および E と H、1995 年の 7 月 3 日の洪水時の観測 G と C、H と D、I と E および J と F をそれぞれ比較して個々の砂堆の対応を調べることによって、これらの二つの観測時間帯の間の砂堆の平均の移動速度を検討した結果が Fig. 10 の (c) および (d) 図に示されている。ただし、後者の観測 I と E の比較からは砂堆の移動速度を求めることができなかった。

これらの図においては、砂堆の移動速度は 1/4 倍した値が示されているが、これらは中間規模の砂州の移動速度に等しいかわずかに大きくなっている。このことから、砂堆の移動速度は中間規模の砂州の移動速度の 4~5 倍であり、流量が減少して水深と流速が小さくなるに従って砂堆の移動速度も小さくなるのがわかる。

3.4 砂堆の流下に伴う流砂量

上記の検討から得た砂堆の移動速度を用いると、砂堆の流下に伴う流砂量を計算することができる。すなわち、砂堆の流下に伴う単位幅当りの流砂量は(砂堆の波高)×(砂堆の移動速度)として算出される。

砂堆の代表的な波高として、Fig. 6 と同様な波高の分布を示す図における 80 % 波高を用いたときの砂堆の流下に伴う単位幅当りの流砂量が、Fig. 10 の (c) および (d) 図に示されている。

これらの図より、洪水の減水過程では、水深と流速が小さくなるに従って砂堆の流下に伴う流砂量も小さくなるのがわかる。また、河道全体の砂堆の流下に伴う流砂量を検討してみると、例えば、1995 年 7 月 3 日の 21 時 20 分ごろの単位幅当り流砂量は $1.54 \text{ m}^3/\text{hr}$ となり(この時点の砂堆の波高は 24.2 cm, 砂堆の移動速度は 6.35 m/hr), 河道幅方向の流砂量が一様であると仮定すると、約 350 m の低水路全体にわたる流砂量は $540 \text{ m}^3/\text{hr}$ となる。

以上において検討した流砂量は砂堆の前縁に取り込まれる掃流砂量であるが、洪水時には跳躍して砂堆の峰を飛び越える砂粒が多く、しかも、両者の割合は洪水の各段階で大きく変化すると考えられる。

木下¹⁶⁾は、砂礫堆に関する定常流実験から全流砂量に対する砂礫堆の前縁に取り込まれる掃流砂量の割合が、勾配や流量を変えることによって大きく変化することを示した。

実河川の洪水において、洪水の各段階で掃流砂量と浮遊砂量を計測し、それらの割合がどのように変化するかを解明することは重要であり、これを通じて全流砂量を把握することも可能になると考えられる。これについては今後の検討課題としたい。

3.5 洪水中の粗度係数の時間変化特性

以上の結果から、洪水期間中の河床波の形成状況、ならびに河床波の波高と波長の時間変化特性が明らかにされたが、これに対応して流れの抵抗がどのように変化するかを検討する。

橋上からの洪水観測によって、流況写真の画像解析から洪水期間中の各観測時間の流況観測範囲内の水面における流速が得られ、河床計測の結果から水深が得られる。また、各河床計測の前後に水位も計測されており、1995 年の 7 月 21 ~ 22 日の洪水時には、放水路開削部のラジコンボートによる河床観測地点の上下流左右岸に 4 台の自動水位計(水圧式)を設置して、洪水期間中の水位も計測された。これらから南神立橋上流側の水面勾配が得られる。これらを用いると、洪水期間中の粗度係数の時間変化特性を検討することができる。

ここでは、橋より上流側においても水位が計測されている 1995 年の 7 月 21 ~ 22 日の洪水観測に関して述べる。

まず、水面勾配は、放水路開削部のラジコンボートによる河床観測地点の上下流の水位計測結果の平均値を求め、それと橋上からの水位計測結果を用いて計算した。

次に、平均流速は、水面における流速から推定したが、これに関しては過去の洪水観測における流速の鉛直分布の計測結果^{1), 6)}、ならびに実河川の平水時の流れ¹⁷⁾や大型の開水路における流速の鉛直分布の計測

Table 1 Relationship between water surface velocity and mean velocity

Channel	Condition	Observation (year)	Flow Width B (m)	Water Depth H (m)	B/H	Surface Velocity u_s (m/sec)	Mean Velocity u_m (m/sec)	u_m/u_s (%)
Uji River	Ordinary	1968	100	2.10	47.6	1.15	1.00	86.7
Daido River	Flood	1969	75	1.15	65.2	1.61	1.29	80.2
Nobi Agricultural Channel	Ordinary	1969	18	1.58	11.4	1.23	1.10	89.4
Hinuma River	Flood	1988	17	2.85	6.0	1.36	1.40	102.9
Hinuma River	Flood	1988	17	2.18	7.8	1.43	1.28	89.5

結果¹⁸⁾を参考にした。それらについて、観測時期、流路幅、水深、水面流速および平均流速（流速の鉛直方向の平均値）を示すと、Table 1 のようである。本表より、流路幅と水深の比が小さい場合には、水面流速と平均流速の比が大きいことがわかる。洪水時の斐伊川の流れは流路幅と水深の比が大きいことを考慮して、ここでは流路幅と水深の比が大きい大戸川の洪水時の流れと宇治川の平時の流れの平均値 0.835 を水面流速と平均流速の比として用いることとした。

Fig. 11 は、1995 年の 7 月 21 日の 11 時から 22 日の 8 時にかけて

の水面における流速から推定した平均流速、南神立橋観測地点の水深、南神立橋上流側の水面勾配、無次元掃流力およびマンニングの粗度係数の時間変化を示したものである。なお、図における粗度係数の計算に際しては、流れの流路幅と水深の比が大きいことを考慮して、径深の代わりに水深を用いた。

本図より、各水理量の変化の特徴を整理すると、次のようである。

水深は、7 月 21 日の 12 時 30 分ごろに最大になり、その値は 1.66 m である。それ以後、1 時間に 2 ~ 7 cm の割合で減少している。

水面における流速から推定した平均流速は、洪水観測期間中に 1.48 m/sec から 1.06 m/sec へと減少している。

南神立橋上流側の水面勾配は、洪水観測期間中ほぼ一定と見なされるが、洪水のピーク付近の 0.00113 から、減水にともなって、0.00105 まで僅かに減少している。

マンニングの粗度係数は、洪水観測期間中 0.027 から 0.032 まで変化しており、14 時 30 分ごろに最大になっている。一方、Fig. 8 から砂堆の波高は 7 月 21 日の 14 時から 16 時にかけて最大になっており、洪水観測期間中の流れの抵抗特性が砂堆の波高の時間変化特性に対応していると言える。

無次元掃流力は、洪水のピーク付近で大きく、減水とともに小さくなるが、その変化の割合は大きい。概略的には水深と同じ傾向を持って変化していると言える。また、先に Fig. 10 において検討した中間規模の砂州や砂堆の移動速度と無次元掃流力の時間変化特性との間に対応する関係があることが認められる。

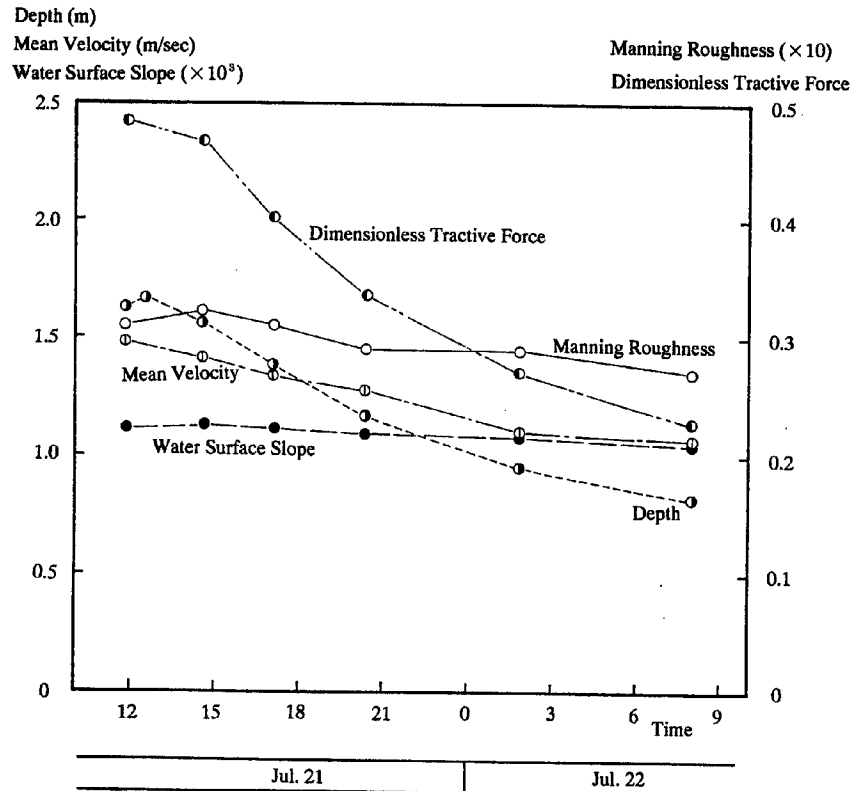


Fig. 11 Time variation of the mean velocity, water depth, water surface slope, dimensionless tractive force and Manning roughness on Jul. 21-22, 1995

4. 結 語

洪水時における流れの乱流構造と河床形状ならびに土砂輸送機構の間には密接な関係があるであろうという予想のもとに、1993年から3年間にわたって洪水流の水面流況と河床形状の同時計測を行ってきた。

この3年間に5回の洪水観測がなされたが、その間の2年目には、河床波の移動と変形の特徴を捉えるため2台の測深機を用いた計測が行われ、3年目には、橋上からの洪水観測地点を北神立橋から南神立橋に変え、放水路開削部のラジコンボートによる河床観測地点の上下流左右岸に4台の自動水位計（水圧式）を設置して、洪水期間中の水位ならびに水面勾配を詳細に把握するといった改善もなされた。

斐伊川における洪水観測は、橋の上からの水面流況と河床形状の同時計測、放水路開削地点における広域の河床形状の計測とそこでの洪水流況の撮影などの項目から成り立っているが、ここではそれらのうち、橋上からの十字浮体による河床形状の計測結果と、水位と流速計測に基づく洪水時の河道の抵抗特性について検討を加えた。

本研究によって明らかにされたこと、あるいは検討された結果の概要は以下のようである。

- ① 斐伊川においては、洪水時にはうろこ状の砂州、中間規模の砂州ならびに砂堆というように、規模の異なる河床形状が多重構造物を持って形成されていることがわかった。
- ② 砂堆の波高は、水位のピークより2～3時間遅れて最大になり、砂堆の波長は、砂堆の波高のピークよりさらに2～4時間遅れて最大になることがわかった。砂堆の波高が最大になる時点までが、河床波が発達していると思われる。過去の5回の洪水観測の結果から、洪水の規模が大きいかほど砂堆の波高および波長の最大値が大きくなることがわかった。
- ③ 一方、中間規模の砂州の波長は洪水の期間中ほとんど変化せず、それは洪水の規模が変わってもそれほど差がないことがわかった。
- ④ 砂堆の相対波高は、波高そのもののピークより遅れて最大になり、水位のピークより7～10数時間遅れて最大になることがわかった。また、砂堆の相対波高の最大値は13～20%で、砂堆の波高は水深と深く関係していると言える。
- ⑤ 砂堆の波高と波長の比は、砂堆の波高のピークの発生と同時に最大になるが、時間的変化は小さい。また、波高と波長の比の平均値は1:20程度であり、実験水路で形成される砂堆の波高と波長の比とはほぼ同じである。
- ⑥ 砂堆の移動速度は中間規模の砂州の移動速度の4～5倍であり、流量が減少して水深と流速が小さくなるに従って砂堆および中間規模の砂州の移動速度は小さくなる。また、中間規模の砂州や砂堆の移動速度と無次元掃流力の時間変化特性との間に対応する関係があることがわかった。
- ⑦ 洪水の減水過程では、水深と流速が小さくなるに従って砂堆の流下に伴う流砂量も小さくなることがわかった。洪水の各段階で砂堆の前縁に取り込まれる掃流砂量と砂堆を飛び越える砂の量は大きく変化すると考えられるから、洪水の各段階で掃流砂量と浮遊砂量を計測することが重要である。
- ⑧ マニングの粗度係数は、砂堆の波高が最大になる時間帯に最大になっており、洪水観測期間中の流れの抵抗特性が砂堆の波高の時間変化特性に対応していることがわかった。

以上は、斐伊川における限られた回数の洪水観測から得られた結果である。斐伊川に特有のものもあるが、一般の河川の洪水流に普遍的な特性も捉えられていると考えられる。今後、さらに洪水観測とその結果の検討を重ねることにより、洪水流の実態を明らかにしてゆきたい。

謝 辞

最後に、斐伊川における洪水観測にご協力いただいた社団法人中国建設弘済会ならびに出雲グリーン株式会社の諸氏に深甚の謝意を表します。

参考文献

- 1) 芦田和男・村本嘉雄・今本博健・田中祐一郎・奈良井修二・上野鉄男：大戸川に関する調査研究，京都大学防災研究所年報，第13号B，1970，pp.187-197.
- 2) 伊勢屋ふじこ：茨城県桜川における浮遊土砂と河畔堆積現象，第23回水理講演会論文集，1979，pp.145-150.
- 3) 高木譲治・牧野成雄・竹本成行・森田康志：石狩川下流部における洪水流と河床変動の観測，第26回水理講演会論文集，1982，pp.57-62.
- 4) 木下良作：航空写真による洪水流解析の現状と今後の課題，土木学会論文報告集，第345号/II-1，1984，pp.1-19.
- 5) 木下良作：洪水流の河底境界面の可視化，流れの可視化，Vol.7 Suppl.，1987，pp.27-30.
- 6) 建設省土木研究所河川部河川研究室：ひ沼川洪水観測所レポート(1)1988-1989，土木研究所資料，第2895号，1990.
- 7) 木下良作：洪水時の河床形態の変化，第33回水理講演会論文集，1989，pp.439-444.
- 8) 木下良作：石狩川下流部における洪水時の濁度鉛直分布と流れの構造について，水工学論文集，第34巻，1990，pp.463-468.
- 9) 木下良作：砂州・砂堆など河床波の洪水時形態変動，「種々のスケールにおける流れと流砂運動の同時計測による土砂輸送・河床変動機構の解明」，平成3年度科学研究費補助金総合研究(A)研究成果報告書(代表 芦田和男)，1992，pp.85-93.
- 10) 長谷川和義・道口敏幸・柿崎恒美・大串弘哉：石狩川における乱流と浮遊砂濃度の同時計測結果について，土木学会北海道支部論文報告集，第47号，1991，pp.347-352.
- 11) 宇民正・上野鉄男・木下良作・松本直也・盛谷明弘・室元孝之：斐伊川における洪水観測について—水面流況と河床形状の同時計測—，京都大学防災研究所年報，第37号B，1994，pp.511-528.
- 12) 宇民正・上野鉄男：写真画像処理による洪水流解析，土木学会論文報告集，No.503/II-29，1994，pp.1-17.
- 13) 木下良作・宇民正・上野鉄男：洪水流航空写真の画像解析，写真測量とリモートセンシング，Vol.29，No.6，1990，pp.4-17.
- 14) 木下良作，宇民正，上野鉄男：洪水時河床変動調査業務報告書，建設省中国地方建設局出雲工事事務所，1996.
- 15) 水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会：移動床流れにおける河床形態と粗度，土木学会論文報告集，第210号，1973，pp.65-77.
- 16) 木下良作：石狩川河道変遷調査—参考編一，科学技術庁資源局資料，第36号，1962，pp.131-138.
- 17) 石原安雄・余越正一郎・上野鉄男：河川におけるレイノルズ応力の分布について，京都大学防災研究所年報，第12号B，1969，pp.503-514.
- 18) 今本博健・上野鉄男：開水路流れにおける乱れの空間相関特性について，京都大学防災研究所年報，第13号B，1970，pp.333-345.