

沖積河川の流れの抵抗と河床波

Flow resistance and sand waves of alluvial rivers in Japan

建設省土木研究所 正会員 山本晃一

1. はじめに

沖積河川の流れの抵抗を予測することは、河道計画に当って重要な問題である。現状の河川の粗度評価は、実測値に多少の安全を考えて計画粗度としているのが実状である。もちろんこの方法は工学的に間違っているわけではないが、基礎的な実験資料や実際河川の資料を取り入れて流れと河床の抵抗の間の法則性を把握し、それを実際の河川計画に取り入れていく時期にきているのではなからうか。

筆者は、移動床の相似律を検討する必要にせまられ、実験資料や実際河川の資料を使って移動床の水理について検討する機会を持ったことがある。その作業を行っているうちに、沖積河川の流れの抵抗について、ある種の共通性があることに気づいた。ここではその共通性を河床材料という指標を通して述べてみたいと思う。

2. 河床材料と洪水時の河床波、粗度の関係

河道計画においては、河床の流れの抵抗を表わすものとして、通常マンニングの粗度係数が使れるが、ここでは物理的意味が明確であり、抵抗の表現法が簡単な流速係数 φ を使う。 φ は平均流速 V_m をまさつ速度 U_* で除した値である。

(1) 平均粒径 0.2 mm 以下の場合

粒径0.2mm以下の河床材料を持つ一級河川はあまりない。一つは利根川の0～40km地点のように、数百年前まで湖沼の性質を持っていた河川、また河口近くで治水のために人工的に河川を開削および掘削し、その河積がその直上流より大幅に大きい江戸川や鶴見川河口近くの河川である。

このような地点の洪水時の河床形態や河床粗度の直接観測例が無く、また水理実験による観測資料も少なく、洪水時の実体は明確で無いが、痕跡水位からの粗度把握によると大きな出水時には、河床はflat bedと考えてよく $\varphi = 25 \sim 30$ 程度 ($n = 0.01 \sim 0.015$) である。

ただし平均年最大流量時の平均流速は、粒径0.015 cm程度の利根川(10km～40km)で65～85cm/s。粒径0.007 cm程度の鶴見川(2～7 km)で80cm/sである。もし年最大流量時で、河床がflat bedとすると、河床の平均粒径に対する無次元掃流力 τ_* は利根川で、 $\tau_* = 0.4 \sim 0.5$ 程度、鶴見川で $\tau_* = 0.8 \sim 1.0$ 程度になる。このことは、平均年最大流量時には、まだ河床がflat bed($\varphi = 25 \sim 30$)で無く、ripple($\varphi = 18 \sim 19$)である可能性が強い。rippleであるとする、利根川で $\tau_* = 0.8 \sim 0.9$ 、鶴見川で $\tau_* = 1.57$ 程度となる。

なお粒径0.01cm程度になると、duneは発生せずrippleからflat bedに直接移行するらしく、また河床がrippleであっても浮遊形態で土砂がかなり移動する。

(2) 平均粒径 0.2 mm～0.6 mm の場合

粒径0.2mm～0.6mmの河床材料を持つ河川は、日本においては、ほぼ沖積低地河川および、盆地から再び狭さく部に入る直前の河道区間に限られている。

このような河床材料を持つ河川の洪水時の河床波、粗度を、利根川、川俣地点($d_m = 0.42$ mm, 河床勾配 $i_b \div 1/2500$)の例を通して見てみよう。

Fig. 1は、昭和34年8月洪水時の低水路部平均水深と平均

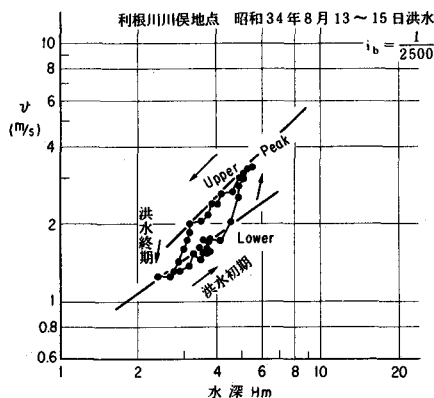


Fig. 1 relation between depth and velocity in the 1959 flood

流速の変化図である。この図から、洪水初期には水面勾配が洪水ピーク後より大きいにもかかわらず、同一水深で流速が遅く、流れの抵抗が大であり、水深4mを越えた辺りから急激に流れの抵抗が減少して流速が速くなったのがわかる。このような現象は河床粒径0.6mm以下の一級河川では、ほぼ、どの河川でも生じている。

Fig.2 は、前述した利根川、川俣地点の低水路平均の ϕ の値と $\tau_* = U_*^2 / \text{sgd}_m \cdot H/d_m$ の関係を示したものである。昭和38年8月13～15日洪水の資料については、矢印で ϕ の変化方向を示しておいた。 τ_* が2前後で ϕ の値が10前後から24近くまで上昇し、洪水ピーク時には河床の抵抗が急激に小さくなったことがうかがえる。これは河床の状態が dune から flat bed に変化し、それが洪水終期にまた dune に変化したものである。また洪水に対して河床波の応答は、水理量の変化にすぐ応答するものではなく時間的ずれが生じているのがわらう。実際河川の音響測深器および、航空写真による河床波形状の観測によると、dune の波長は河床勾配が大きく、従って水深および相対水深の小さい河では、Middle loup 河 ($i_b = 1/1000$, $d_m = 0.04\text{cm}$ $H/d_m = 1500 \sim 2000$) のごとく、水理実験結果とほぼ同一の水深の6倍前後の波長を持つが、勾配が小さく相対水深の大きい河では、江戸川 ($d_m = 0.3 \sim 0.4\text{mm}$ $H = 6\text{m}$) Mississippi River ($d_m = 0.2 \sim 0.4\text{mm}$, $H = 20 \sim 30\text{m}$) Wabash River ($d_m = 0.3 \sim 3.5\text{mm}$, $H = 2 \sim 8\text{m}$) などでは、水深1～2倍程度の dune を持つことがある。これらの河川では、dune の形状は、うろこ状 dune と考えられ、音響測深器による dune 波長の観測は、dune の代表波長より短く観測されることが一因と考えられるが、相対水深が大きい場合には、本質的に dune の波長が短いのかも知れない。なお Mississippi 河では、水位が高くなると、水深(25m)の約6倍程度の河床波も発生する。この河床波の上に水深1～2倍程度の河床波が共存している。波長の短い dune (水深1～2倍程度)と波長の長い dune (Carey, W. C と Keller, M. D. は sand wave と呼んでいる。水深の6倍程度の長さ)との質的な差異は明確で無い。この差異を明確にするには、河床形状の三次元的把握が必要とされよう。このような河床材料を持つ河川の洪水時の河床波は dune であり、 $\phi = 9 \sim 12$ 程度であるが d_m が $0.2 \sim 0.3\text{mm}$ の河川では平均年最大流量時に河床が、flat になる河川もあるようだ。大出水時には河床は flat である。

(3) 平均粒径 0.6～2mm の場合

このような粒径を持つ河川は、上流が花こう岩の風化物であるマサ土地帯を流下する河川、および上流の砂利河川から砂河川への移行域が多い。このような河川の代表例として、斐伊川大津での観測例を示そう。斐伊川は河口より8～20km区間は、常水路幅300m、河床勾配1/800の河川で、大津地点(125km)で平均粒径 $d_m = 2 \sim 2.5\text{mm}$ 程度の河川である。Fig. 3 は斐伊川で観測された ϕ と τ_* の関係である。 τ_* は水面勾配と水深を使って計算されている。この結果は、実験室内の結果とほぼ同じであり、実験室内の結果は、そのまま実際河川でも適応できることを示している。次に斐伊川の河床波の特性について述べる。河床波は、ゴムボートに音響測深器を乗せ水面に直角に固定し、10～4km地点を自然流下して観測したものである。観測された斐伊川の河床波は、領域区分図から見ると、ほとんどが dune に入るが、 H/d が大きなものは ripple 領域に入る。ただし、この資料は、dune scale と ripple scale とがほぼ同一であるので、実測された河床波が dune であるか ripple であるか判断できなかった。Fig. 4 は、 L_s/H (観測

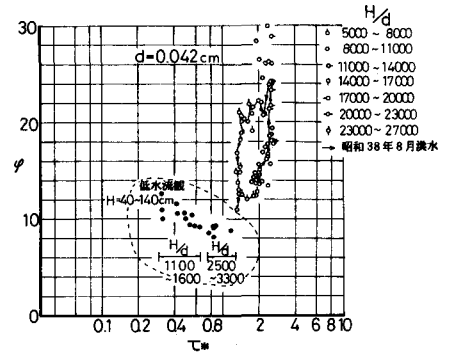


Fig. 2 Relation between ϕ and τ_* .

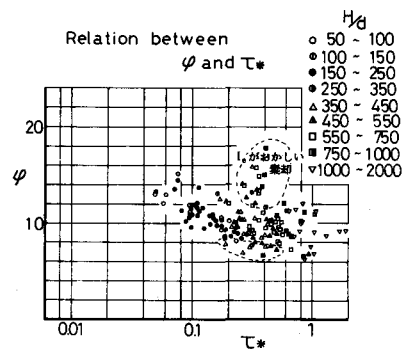


Fig. 3 Relation between ϕ and τ_* .

された河床波の波長÷水深)と τ_* , Fig. 5は, H_s/L_s (観測された河床波の波形勾配)と τ_* の関係である。波長 L_s は水深の2倍から7倍の間に固まっている。この結果は実験室資料の4~15倍に比較して約半分の長さである。この原因は明確ではないが、一つにはうろこ状duneの発生によるものとも考えられる。河床波の波形勾配も実河川資料より大きい。

このような河床材料を持つ河川では、洪水時の河床はduneであり $\phi=8\sim11$ 前後と考えると良いようだ。ただし、大出水時には河床がflatになる可能性もあろう。

[4] 平均粒径 2 ~ 10 mm の場合

このような粒径を生じる河川は、砂利河川から砂河川に変わる中間帯で生じるが、その河道区間は長いものではない。

このような地点の洪水時の河床形態は、duneと考えると良いようだ。たとえば豊川放水路(平均粒径4mm位の砂利混り河床)で、波長25m、高さ1m前後のduneの観測例がある。

ただし、このような中間地的な河床材料を持つ所は、粒度分布の時間変動の激しい所で、河床が砂で全面的におおわれたり、砂分が抜け砂利分が表面をおおうこともあり、水理量の変化に応じて砂河川の性格の河川、砂利河川の性格の河川に変わることがあるようだ。一般に流量が小さい時ほど砂河川の性格が強いようである。

[5] 平均粒径が 1 cm 以上の河床材料を持つ場合

粒径が1cm近くなると河床材料の混合度が大きくなり、河床材料の粒度分布形は砂利と砂に相当する所にピークを持つ二峰性となってくる。このような混合度の影響と、川幅が広く B/H が大きくなるために、河床波の発生条件や ϕ の値が均一粒径と多少異なった値となる。二、三の観測例を示そう。

・渡川、具同地点

渡川、具同地点は河口より9kmの地点で、Fig. 6のように、粒径0.5mm前後の砂20%と30mm前後の砂利という顕著な二峰性の河床材料を持つ河川である。

この観測所において、右岸より150~400m間の各測点の水深と流速、観測水面勾配、粒径を使って、 ϕ , τ_{*m} , H/d_m の関係を表わしたものがFig. 7に示されている。また流速と水深の関係がFig. 8に示されている。同図には水面勾配を1/1000および1/1400とし、また ϕ が10、および河床相当粗度 $K_s=2.5d_m$ とした場合の計算流速値も示されている。この結果によると水深4m前後から河床の粗度はflat bedの粗度からduneに相当する粗度に変ったことが分かる。なおduneの発生しだす τ_{*m} は0.08前後であり均一砂の場合と大きくは変わっていない。

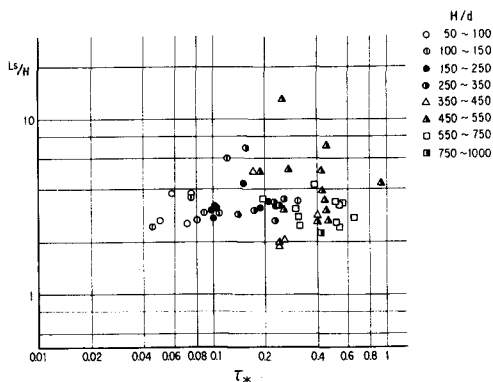


Fig. 4 斐伊川河床波の波長

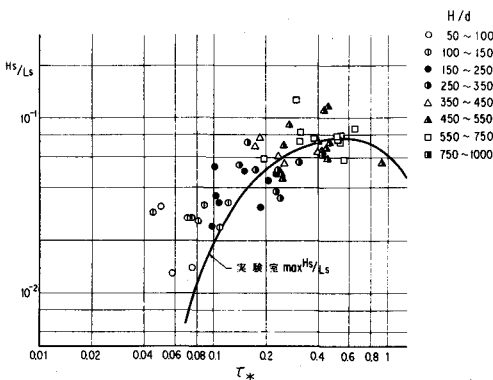


Fig. 5 斐伊川 河床波の波形勾配

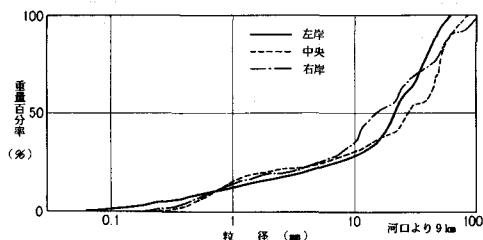


Fig. 6 渡川・具同観測所横断面

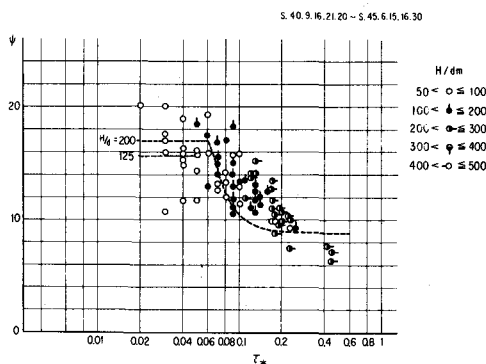


Fig. 7 渡川 具同
S. 40. 9. 16. 21. 20 ~ S. 45. 6. 15. 16. 30

・天竜川，宮ヶ瀬地点

天竜川宮ヶ瀬地点は河口より160km地点であり，Fig. 9に示すような河床材料を持っている。Fig. 10には，流速と径深の関係を示した。径深2m以下の低水流量観測時の資料は，瀬の移動のためか，測定年度が異なると資料のかたまり場所が異なっている。洪水時の ϕ は河床材料の平均粒径の2～3倍の相当粗度に対応する ϕ となっており，洪水時の小規模河床は，flatあるいはantiduneと考えられる。

以上二例を示したが，他の河川の観測資料の整理結果や，移動床模型実験結果から推定すると，砂利河川においても河床勾配が1/500以下の河川では， τ_{*m} が0.1を越えればdune(ripple?)が発生する。実際に航空写真による河床形態の判読によると，吉野川20～25km地点($d_m \div 25\text{mm}$ ， $i_b = 1/800 \sim 1/1000$)では，波長 $L_s = 30 \sim 50\text{m}$ (1972年，11月3日撮影)が，また木曾川40～42km地点($d_m \div 40\text{mm}$)，長良川45km($d_m = 30\text{mm}$)ではそれぞれ L_s が12m，30mの河床波がうつつている。勾配が1/250以上の急流扇状地河川では，フルード数が1に近いめ，また中規模河床波が小規模河床波の発生をおさえるため，洪水時の小規模河床波はflatあるいはantiduneとなる。勾配1/500から1/250の間の河川は，観測例が無くはつきりしないが，大出水時には中規模河床波上にduneやflat bedが，混在する形となろう。

流速係数 ϕ は，十分に発達したduneの場合 ϕ は9～12位であり，flatの場合は，相当粗度 $K_s = 2.5 d_m$ 位にしておけば良い。ただし I_b が1/100以上の急流河川では， F_r が1前後となり，antidune等が発生するため，砂防河川の観測例，実験値より判断すると， $K_s = 6 d_m$ 位にしておいた方が良さそうである。

3. 洪水時の低水路の流速係数

前節で述べたように，河床材料の平均粒径が同じような河川なら，洪水時に生じる小規模河床波の形態，流速係数 ϕ の値が，同じような値を持ち，そこで生じている現象に共通性があることが推測される。

ここでは，前節で述べなかった他の観測所の小規模河床波の観測，抵抗係数の観測と，本報告では述べないが洪水時に河床に動く掃流力と粒径の関係，また実験室資料および実際河川資料を使って作成された ϕ と無次元掃流力 τ_* ，相対水深 H/d との関係より，日本の一級河川大臣管理区間の河道の平均年最大流量時(確

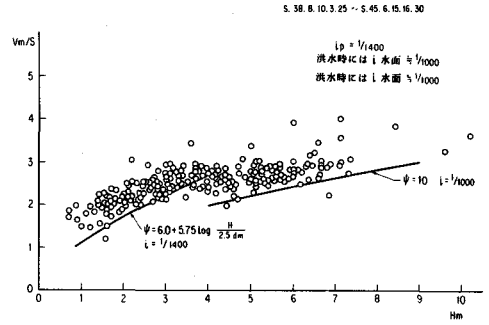


Fig. 8 渡川 具同
S. 38. 8. 10. 3. 25 ~ S. 45. 6. 15. 16. 30

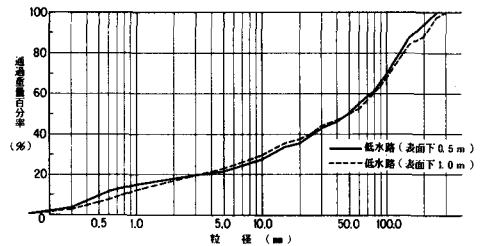


Fig. 9 河床材料粒度分布曲線 天竜川宮ヶ瀬観測所

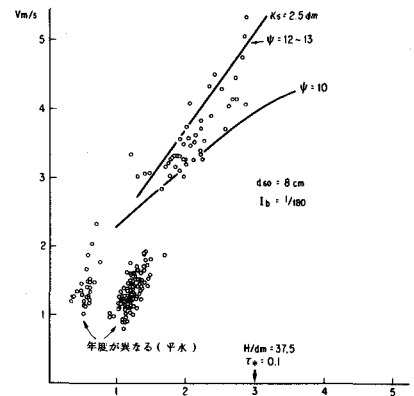


Fig. 10 天竜川宮ヶ瀬地点 (160km)
S. 38. 11. 5 ~ S. 51. 3. 29

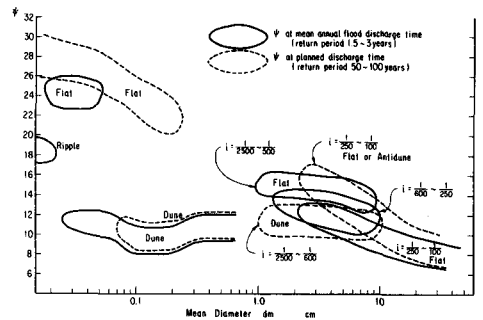


Fig. 11 ϕ at mean annual flood discharge time of Japanese Rivers (1st class Rivers)

率年 1/2~1/3)の低水路部の流速係数を、Fig.11 に示してみた。

本図からの読み取りに当っては、次のことを考慮しておく必要がある。

- ①計画高水流量(1/80~1/150年確率洪水)は、平均年最大流量の2~4倍程度であり、その時の水深は、平均年最大流量時の2~3倍程度である。計画高水流量時の φ の予測に当っては、上述の水理量に対応する φ の予測値を示した。
- ②砂利河川で勾配が1/500~1/2500の場合、平均年最大流量時の無次元掃流力は、 $\tau_{*m}=0.05\sim0.08$ 程度と考えられるので、duneの発生しない場合の流量係数 φ を示した。しかしながら τ_{*m} の値はduneが発生するかしないかの限界に近い値であり、平均年最大流量時には、河床の一部、あるいは全部にduneの発生している河川もあると考えられる。
- ③本図作成の目的は、河川におこる現象の共通性を把握することに目的がある。洪水時の流速係数の予測に本図をそのまま使うべきではない。
- ④粒径0.07mm~0.2mmの河床材料を持つ河川の平均年最大流量時の平均流速 V_m は、60~80cm/s程度と考えられ、この流速時の河床はrippleと予測されるが、確認されたわけではない。
- ⑤粒径0.2~0.4mmの河床材料を持つ河川では、平均年最大流量時の掃流力は、ちょうどduneからflatに遷移するような水理量である。同一河川の同一地点でも、duneであったり、flatであったりすることがあろう。
- ⑥マンニングの粗度係数 n と流速係数 φ との関係は、

$$n = \frac{R^{1/6}}{\sqrt{g} \varphi}$$

である。Fig. 11で示された φ を使ってマンニングの粗度係数を計算すると、計画粗度係数とかなり異なった値を持つ所がある。特に急流扇状地河川では異なっている。これは粗度係数を痕跡水位より計算しているためである。水位計画のためのマンニングの粗度係数と、実体の粗度(流砂量計算や洪水時の流速評価に使われる。)と分けて考えておく必要性があろう。

- ⑦本図は一級河川の大臣管理区間の河川を対象として図示された。一般に小河川ほど、粒径が同一であっても、勾配が急であり、また川幅が狭いので河岸の影響もあり、一級河川の指定区間の河川や、二級河川では、Fig.11に示された φ の値と多少異なった値と考えられるが、その差はそれほど大きなものではあるまい。

4. あとがき

Fig.11作成に当っては、建設省の各工事事務所から貴重な資料の提供をいただいた。また移動床模型実験の結果や基礎実験資料は、多くの示唆を筆者にあたえた。今後河道計画をより合理的にしていけるためには、高水敷上の粗度評価をどうするかの問題が残っている。また計画の粗度をどのように決めていたら良いかということは、放水路計画や遊水池計画では重要な問題点として残っており、どのくらいの流量で河床の小規模河床波が変化するかの予測精度の向上が望まれている。

参 考 文 献

- (1) 山本晃一；相似律の観点から見た移動床の水理〔Ⅱ〕,〔Ⅲ〕,土木研究所資料第1074,1154号,1976
- (2) 山本晃一；河川における土砂の移動機構に関する研究ノート〔Ⅰ〕,〔Ⅱ〕,土木研究所資料第1416号,1543号,1978,1980

本論のために多くの参考文献を参照した。紙数の制限でそれらをここで記せないが、詳しくは(1),(2)を参照してほしい。