

土 木 研 究 所 資 料

河川における土砂の移動機構に関する研究ノート

—混合粒径河床材料の移動特性—

—中規模河床波と小規模河床波の共存

建設省土木研究所

目 次

I 編 混合粒径河床材料を持つ移動床の水理

ま え が き	3
1 章 河床材料と河川に働く営力	4
1-1 は じ め に	4
1-2 河床材料の粒度特性と地質, 地形	4
1-3 河川の水路特性と河床材料	7
1-4 河道の人工的改変と河道の応答	14
1-5 河川の勾配を決めるものは何か	15
2 章 実際河川の観測資料より見た土砂の移動特性	17
2-1 は じ め に	17
2-2 実河川の河床波, 河床抵抗	17
2-3 土砂の移動形態	49
3 章 実験資料より見た混合粒径材料の移動特性	61
3-1 は じ め に	61
3-2 実 験 方 法	61
3-3 混合粒径河床材料を持つ移動床の水理	66
4 章 総括および今後の課題	106
4-1 土砂の分級機構	106
4-2 流砂量の評価法	107
4-3 今 後 の 課 題	108
あ と が き	111
土研資料第 1059 号, 1074 号, 1154 の訂正	112
(1) 土木研究所資料第 1059 号の訂正	112
(2) 土木研究所資料第 1074 号の訂正	113
(3) 土木研究所資料第 1154 号の訂正	114

II 編 中規模河床波を含めた河床形態領域区分

ま え が き	117
II-1 異種河床形態の共存	118
II-2 中規模および小規模河床形態の共存に関する実験	124

Ⅱ－3	中規模河床波を含む河床形態の区分	130
Ⅱ－4	実河川および河道模型に見る河床形態	137
あ と が き		151
付 表		157
付 図		191
参 考 資 料	均一砂の流砂現象総括論文	213
(1)	河川の抵抗係数の予測法	215
(2)	流砂量と河床波の関係	221

I 編

混合粒径河床材料を持つ移動床の水理

ま え が き

本報告は、河川事業調査費、河川生産物の動態に関する調査—河床材料移動機構のシュミレーション手法の開発—で昭和52年度に行った実験結果および測量試験費信濃川河道模型実験で行った実験結果について述べ、また沖積河道の特性について言及したものである。

なお昭和49年～51年度の河川事業調査費による実験結果、解析は、土木研究所資料第1390号にとりまとめられている。本報告はその続編である。

本資料集が河川における土砂動態の解明、河川計画のより良い指針となれば幸いである。

1 章 河床材料と河川に働く営力

1-1 はじめに

山地の解体によって生じた種々の粒径から成る土砂は、流水によって下流に運ばれ、流水の力に見合った環境の所に堆積する。本章においては河川堆積物としての河床材料の粒度特性と、その特性を決める河川営力の関係について論じ、河川における土砂移動機構解明の第一歩とする。

1-2 河床材料の粒度特性と地質、地形

河床材料の粒度特性は、まず第一に山地、崩壊地における生産土砂の粒度分布特性とその量に影響される。

量については地形学者による山地解体速度の把握、ダム管理者や河川管理者によるダム堆積土砂量予測、砂防工法の評価、骨材資源の量的把握という目的のために調査され、日本における土砂生産量の把握は、ある程度可能となってきたが、その質（粒度特性）については、ほとんど明らかにされていないというのが現状であろう。

私の知っているかぎりでは、小出博による岩質による物理的風化作用の相違に関する記述³⁾、Dorothy Carroll による岩石風化物の粒度分布特性に関する記述¹⁾があるのみである。

山地で生産される土砂の粒径は、山地の地質、岩質の違いによって大きさが異なり、またそれに応じて特定の粒径の所に粒度分布のピークを持っている。このように特定の粒径の所にピークを持つ生産土砂は、河を流下するにつれて、流水によってふるい分けられ、その流水の力（掃流力）に対応した粒度分布特性を持つことになる。

図1-1、図1-2は、河床材料の粒度分布がどのような特性を持っているかを調べるために日本の河川88地点の平均粒径 $d_m < d_{84} / d_{16}$ の関係、河床勾配と平均粒径の関係を示したものであるが、これから次のようなことが言えよう。

河床材料の平均粒径が10 cm以上の所では、そこに働く掃流力が大きく、小粒径（砂分）のものは下流側に輸送され、河床材料の大部分は礫質となり均一性が大きく、砂分は在ったとしても10%以下となる。平均粒径1～7 cmの河床材料は顕著な二峰性の粒度分戸を持ち、砂利成分70～80%、砂成分（0.5 mm前後が多い）20～30%を持ち、 d_{84} / d_{16} が非常に大きくなる。平均粒径1 cm～0.4 cmの河床材料を持つ所は、扇状地、山間地から沖積低地に変化する地点で、このような所では河床堆積物は、砂層と砂利層の互層になりやすく、洪水に応じて河床材料が大きく変わりやすい。これより粒径が小さい所は、砂利分（1 cm以上）が上流で抜け落ちた後の河川堆積物であり、河床材料は均一性を増してくる。均一性が一番良いのは河床材料が0.3～0.4 mm位の所であるが、これより細かい所では、河床材料は再び二峰性をおびるようになり、砂分（0.2 mm前後）と

表 1-1 地質による岩石の物理的風化作用の相違

地 質			物理的風化過程						備 考	
			基岩	岩塊	礫	砂利	砂	粘土		
火 成 岩 類	深 成 岩	花崗岩 (内緑岩) (斑輝岩)	○—————→○ ○→○						斑輝岩は砂になりにくい。	
	半 深 成 岩	石 英 斑 岩 (玢 岩)	○————→○→○ ○→○→○						基岩の節理の状態により異なる。	
	火 山 岩	安 岩 玄 武 岩	○→○						礫程度にはなるが砂利以下にはなりにくい。	
水 成 岩 類	古 生 層	頁 岩	○—————→○→○→○						平板状か厚めの基石状にこわれる傾向があり、大きな岩片になりにくい。	
		粘 板 岩 砂 岩	○————→○→○							
	中 生 層	頁 岩 (白亜紀)	○————→○						三疊紀の頁岩は古生層の頁岩に類似、時代が新しいほど砂になりやすい。	
		砂 岩 (白亜紀)	○————→○→○						砂利の期間は短い、若い砂岩ほどその傾向が強い。	
	第 三 紀 層	頁 岩	○————→○						古第三紀の岩石は短期間、砂利程度の大きさになる。	
		砂 岩	○————→○							
		縞 状 構 造 の 荒 い 珪 岩	○→○→○						珪岩はチャートともよばれ、主として古生層に分布する。古生層のなかでは粗大な風化産物をつくりやすい。	
		縞 状 構 造 の 細 か い 珪 砂	○————→○→○							
		石 灰 岩	○→○							
	緑 色 岩 と 緑 色 凝 灰 岩	○→○								

小出 博：日本の国土(上) 東京出版会 1973・8 P.59—P.64 より虫明作成による。

凡 例 岩 塊：人身大～以 上
 礫：人頭大～半身大
 砂 利：玉砂利～拳 大
 (砂：栗粒大～基石大)

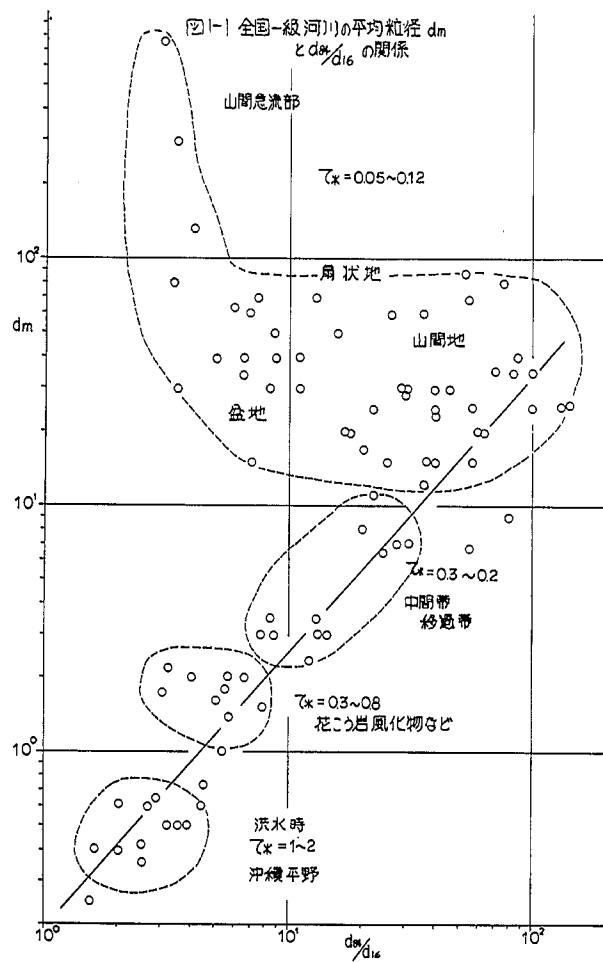


図1-1 全国一級河川の平均粒径 d_m と d_{84}/d_{16} の関係

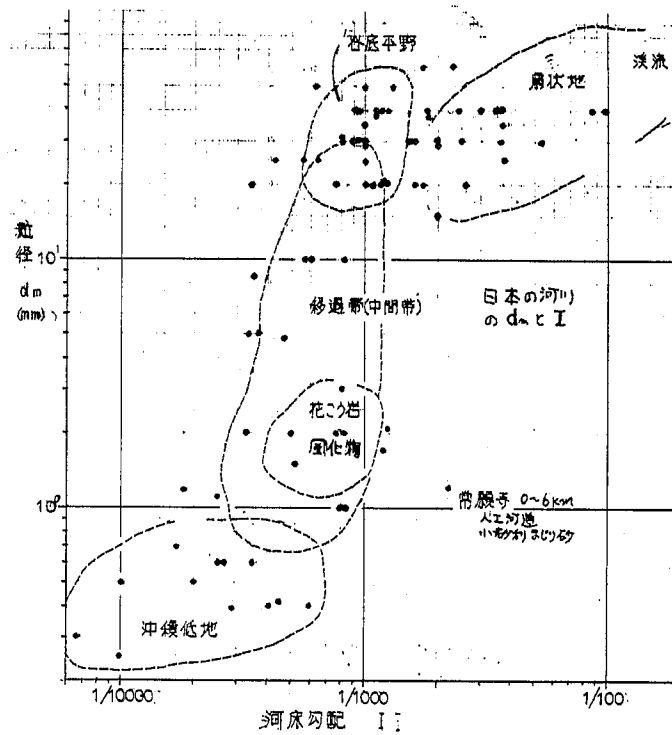


図1-2 河床勾配と平均粒径

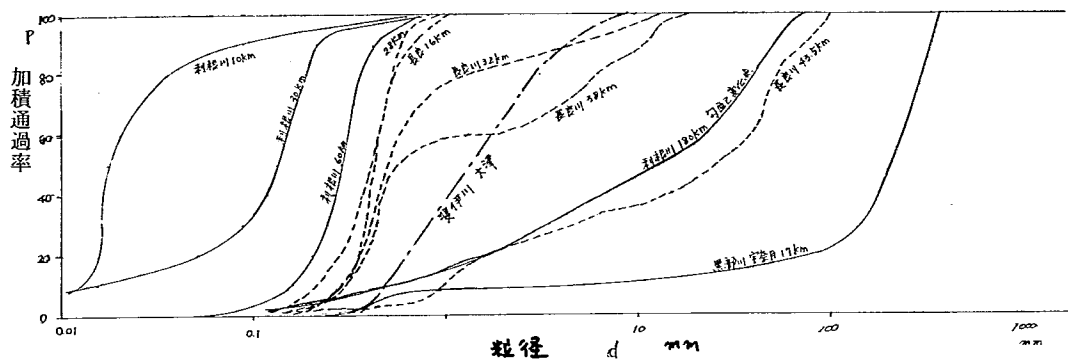


図1-3 河床材料の分布型

シルト (0.06 ~ 0.1 mm) を河床材料に持つようになる。図1-3に、河床の粒度分布の典型例を示しておいた。

河床材料とその分布特性を地形との関連性で述べれば、一般に次のごとくである。

河床材料の平均粒径が20 cm以上であるような、急流の谷を流れるような河川、および急勾配扇状地の河川では、黒部川宇奈月（河口より17 km）での河床材料分布に示されるように顕著な二峰性の粒度分布を持ち、小粒径成分は少なく、また大礫分の Sorting は良い。

通常の扇状地河川では、長良川43.5 km、利根川180 km地点のような粒度分布を持ち、扇状地から緩勾配の変化点直下流では、長良川38 kmのように砂分が多くなり、砂利分が急減する。通常砂利分が抜け落ちた後の河床材料の縦断方向の変化は小さいが、河口近くの人工水路（川幅が上流より拡がっており、また深さも深い場合）の所では、河床材料が砂分からシルトに急変する場合もある。また利根川40 kmより下流のように、砂分内での分級があり40~50 kmより上流の $d_m = 0.03 \sim 0.04$ cmの砂から0.015 ~ 0.02 cmに変化する場合もある。（利根川の場合は、40 kmより下流は汽水湖的性格が強い所である。）このように上流部で生産された土砂は、河川に働く営力（掃流力）に応じて沖積面を作りながら堆積する。

このことは堆積物の質を知ることによって、そこに働く営力を知ることができることを示している。

1-3 河川の水路特性と河床材料

前節において、河川地形、地質と河床材料の関連性について述べた。ここでは河川の水路特性（川幅、勾配）と河床材料、河川に働く営力との関係について検討してみよう。

まず河川の水路特性としては低水路の形状を検討の対象とする。低水路は洪水（河川に働く外

力)に応じた自己調整作用の中にあると考えられるからである。(もちろん日本の河川の低水路は半人工河道であるが、洪水は人的作用を調節し、それに見合った勾配、河床材料をかなり短い時間で作ってしまうようである。)河道を作る洪水として、平均年最大流量を取った。低水路満杯流量がほぼ上述の値に近いことから選んだだけで、この流量が河道を作っている流量ということでは無い。単に河道を作る洪水の代表値と考えるべきものであり、より詳しく検討しようとするれば、出水特性の異なる日本海側、太平洋側、北海道等と地域区分ごとに調べるか、気候特性や、地域特性を含んだ流量にするべきであろう。河床材料の特性としては平均粒径を取った。

前節で述べたように河床材料は河床に働く掃流力に対応した所に堆積すると考えられる。つまり河床材料の平均粒径と河床に働く掃流力の間には、ある種の関係が存在する、と考えられる。そこで平均年最大流量時の河道の無次元掃流力 $\tau_{*m} = u_*^2 / sg d_m$ と河床材料の平均粒径 d_m との関係求めてみた。その結果が図1-5に示されている。

具体的な τ_{*m} と d_m の関係を求めた手順は次のごとくである。(なお Q , B , I_b , d_m から τ_{*m} を求めるためには、河道の流速係数 $\varphi = u_m / u_*$ が知れていなければならない。日本の一級河川の場合、年最大流量時の φ は河床材料および I_b によってほぼ決まり図1-4のような値となって

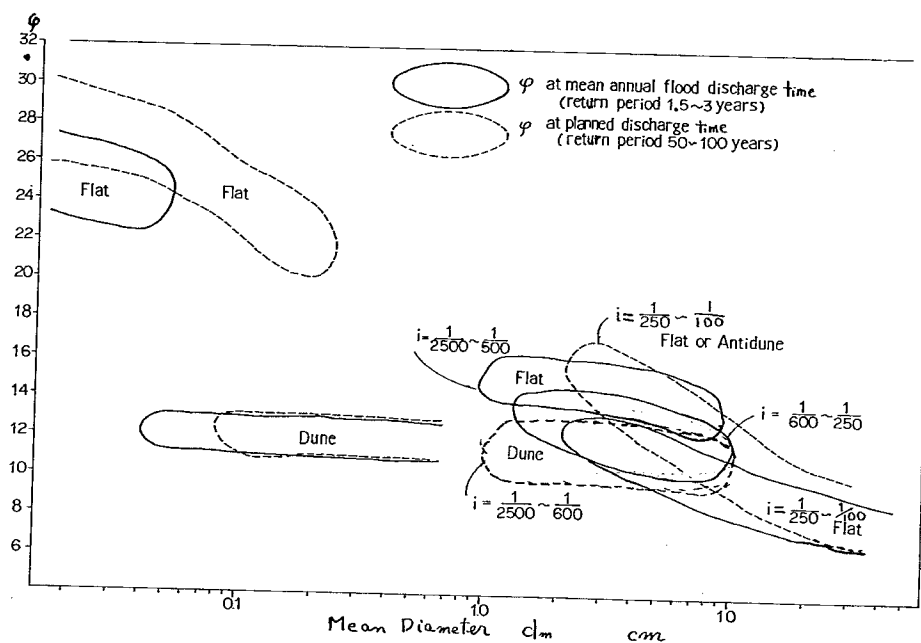


図1-4 φ at mean annual flood discharge time of Japanese Rivers
(1st Class Rivers)

いる。)

- 1) 河床材料があまり変化しない河道区間を選ぶ。
- 2) その区間の平均的な低水路幅 $\bar{B}$ を求める。
- 3) その区間の河床材料の平均的な d_{60} を求め、平均粒径の代りとする。
- 4) その区間の河床勾配を求める。(水面勾配を使ったものもある。)
- 5) その区間に一番近い流量観測所の資料より、平均年最大流量を求める。ほとんどの資料は昭和40年から49年の10年間の平均である。
- 6) 河床材料、勾配、河川地形、および粗度観測資料より、筆者の判断によって流速係数 φ を決める。(ほぼ図1-4に近い値となっている。)
- 7) 以上の水理資料より径深 R を次式より求める。

$$R = (Q/\varphi B \sqrt{g} \sqrt{I_b})^{2/3}$$

- 8) 無次元掃流力 $\tau_* = RI/sd_m$, $u_*^2 = gRI_b$, $\bar{B}/R$, R/d_m を計算する。
- 9) なお低水路満杯流量 Q_B と平均年最大流量との関係がどうなっているかを調べるため、低水路がはっきりしているものは、満杯時の平均水深 H_B を使い

$$Q_B = \varphi \sqrt{g H_B I_b} \cdot \bar{B}$$

を求めた。また実測値の有るものはその値を求めた。次に低水路満杯時の τ_{*m} , H/d_m を求めた。付表1に整理結果を示してある。

この付表1を作る時に気付いたことを述べると次のごとくである。

- (1) 平均年最大流量と、低水路満杯流量はほぼ同程度の値となり、一般に言われている低水路満杯流量は、2~3年に1回の洪水であることが、ほぼ正しいが、中には、低水路満杯流量が、平均年最大流量よりかなり小さいものがあった。例を上げると、

渚滑川 3~5 km, 芦田川 8~10 km, 木曽川下流, 揖斐川下流, 遠賀川下流, 淀川等である。この原因として木曽川下流, 淀川, 遠賀川などでは航路維持のための長大水制による川幅を狭めていること, 人工掘削河道の部分が多いことが原因と考えられるが, デルタ性河川では, まだ十分に高水敷が形成されていないのかも知れない。

- (2) 洪水特性の異なる日本海側河川と, 太平洋側河川とでは, 洪水時の τ_{*m} と d_m の関係が多少異なると思われたが, 有意な差を認めることはできなかった。
- (3) 砂利河川では, 粒径の場所的な変化が激しく, 計算に使った粒径が, その地点の代表粒径と一致しない確率が大きくなり τ_* と d_m の関係におけるばらつきの大きい原因となった。

なお図1-5には, simons⁴⁾等の報告による, 安定しているCanalのほぼ満水時の τ_{*m} と d_m の関係, および Lane⁵⁾による安定Canal設計のための τ_{*m} と d_m の関係, および外国河川の bankull^{6),7),10)}時の τ_{*m} と d_m の関係も示しておいた。

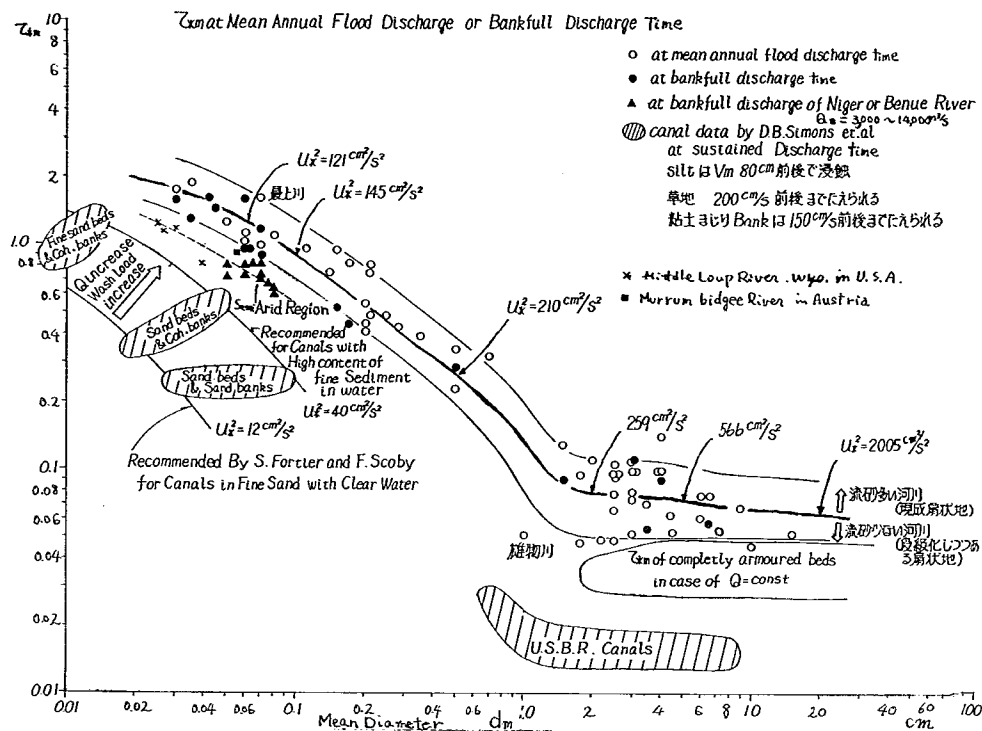


図1-5 τ_{*m} at Mean Annual Flood Discharge or Bankfull Discharge Time

この図より次のことが読みとれよう。

- (1) 河川の河床材料は、洪水時に河床に働く力（掃流利）と密接な関係があることを示し、河床の掃流利に対応した粒径を持つ。
- (2) 平均粒径 1 cm 以上の河川では、勾配の急な扇状地河川でも、勾配のゆるい谷底平野河川でも、 $\tau_{*m} = 0.05 \sim 0.1$ の間にある。このことは数年に 1 回起る洪水で、河床が全面的に動き出すことを示している。粒径によらず、 τ_{*m} がほぼ一定の移動限界より多少大きい値であるのは、河床材料が 1 cm 以上になると、その粒径の土砂を動かすための掃流利（ほぼ V_m の 2 乗に比例する。）が大きく、河岸物質がその掃流利にたええないために、洪水時に河床の土砂が、動き得るぐらいにまで河幅が広がってしまうためと考えられる。なお下刻しつつある河川では τ_{*m} が多少小さく、流砂の多い現成の扇状地では τ_{*m} が多少大きくなると思われたが、 d_m の評価等の問題があってはつきりさせることができなかった。

ところで河岸が河床と同一の砂で構成された人工の小水路、実験水路に水を通水した場合最終状態の河床が flat であれば、水路の τ_{*m} は 0.05 ~ 0.1 程度であり、また河床構成材料が、細

かく ripple の発生する場合には、 $\tau_{*m} = 0.2 \sim 0.3$ 程度になるように、水路幅を形成している。つまり、河床の土砂の移動が急激に増加する位の川幅、勾配に水路を形成していく。^{注1)}

扇状地河川が上述の flat の場合に相当し、砂を底質に持ち、側岸物質が非粘着性の canal の場合が、ripple に相当していることになる。砂利河川で側岸が粘着性である谷底平野河川や、中間地性、盆地の河川でも、 τ_* が $0.05 \sim 0.1$ であるのは、側岸の対浸食力が、河床材料を移動させる力より小さいためである。

粒径 0.5 cm 以下の河川では、 τ_{*m} は d_m にほぼ反比例して大きくなる。これは側岸物質が、粘土まじりシルトや、粘土まじり砂となり、側岸の耐浸食力が河床物質を動かす力より強いいため、側岸の流水に対する対浸食力に見合った河道を形成するためと考えられる。(これは河道が洪水に対して横方向に移動しないと言うことを意味しているのではない。横方向に完全に移動しない河道はたぶん、fine sediment を河水中に多く含む canal で安定な条件である $u_*^2 = 40 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ つまり $V_m = 1.0 \text{ m/s}$ 位の状態の河道であろう。)

なおアフリカの Benue River, Niger River, オーストラリアの Murrumbidgee River bank-full 時の τ_* が日本の河川より小さいのは、洪水継続時間の違いによるものと考えられる。また手元にある資料より北アメリカ大陸の砂利河川の bankfull 時の τ_{*m} を推定してみると τ_{*m} が極端に小さい例が多い。これは砂利が氷河によって生産され、氷期後の気候変化が、この砂利を動かすだけの十分な河川流量を生じさせていないためと考えられる。

(3) 河川の平均最大流量 Q 時の川幅 B 、河積 A 、径深 R 、 F_r は、図 1-4、図 1-5 および河床勾配 I_b 、 d_m と次式より

$$R = \frac{\tau_{*m} S d_m}{I_b} \quad (1-1)$$

$$B = 1/\varphi \cdot \tau_*^{-3/2} \cdot S^{-3/2} \cdot d_m^{-3/2} \cdot g^{-1/2} \cdot I \cdot Q \quad (1-2)$$

$$A = 1/\varphi \cdot \tau_*^{-1/2} \cdot S^{-1/2} \cdot d_m^{-1/2} \cdot g^{-1/2} \cdot Q \quad (1-3)$$

$$R/d_m = \tau_* S / I_b \quad (1-4)$$

$$B/R = 1/\varphi \tau_*^{-5/2} \cdot S^{-5/2} \cdot d_m^{-5/2} \cdot g^{-1/2} \cdot I^2 Q \quad (1-5)$$

$$F_r = \varphi \sqrt{I_b} \quad (1-6)$$

推定することができる。上述の関係を使って求めた、 R 、 F_r 、 R/d_m を図 1-6 に示した。同図

注1) 流砂量と河床波の関係は参考資料を参照してほしい。

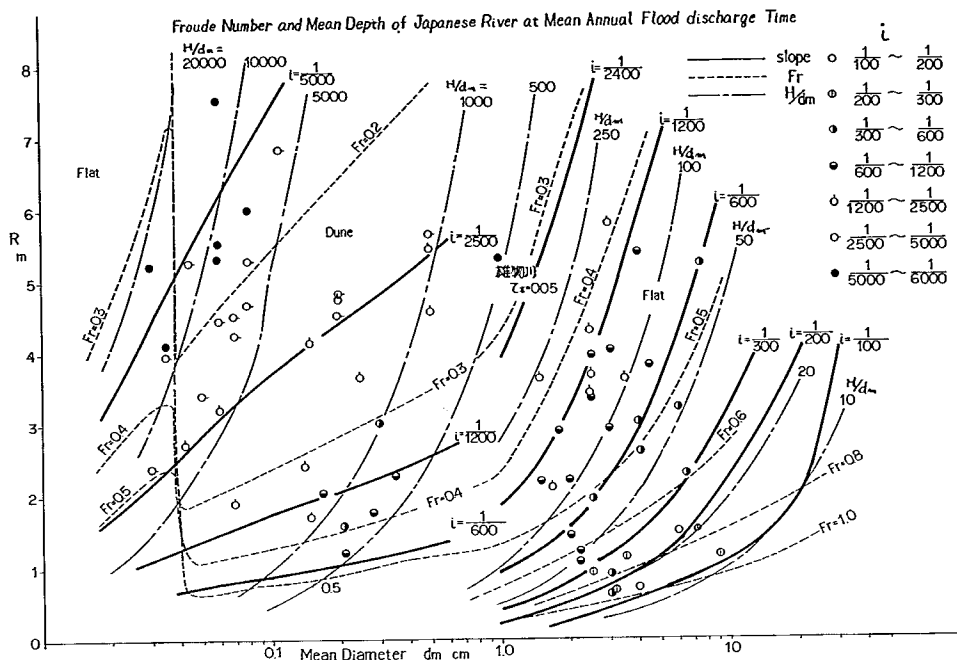


图 1-6 Froude Number and Mean Depth of Japanese River at Mean Annual Flood Discharge Time

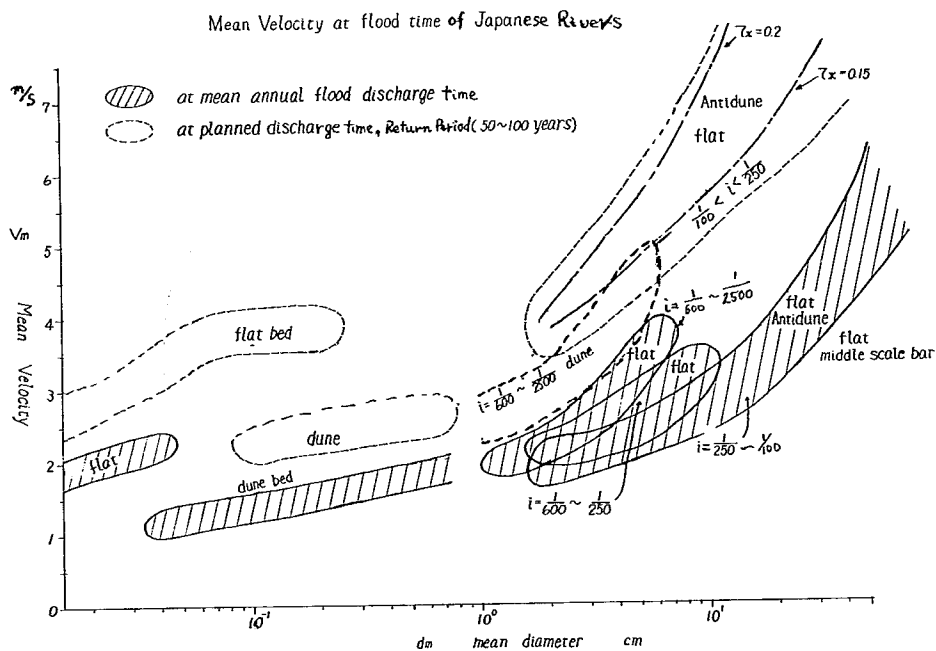


图 1-7 Mean Velocity at flood time of Japanese Rivers

中には、実河川の水深、勾配、粒径の関係をに入れておいた。ほぼ推定値に近い所に、実河川資料は存在する。また洪水時の流速と粒径の関係を図1-7に示しておいた。(粒径0.5mm以下の河川では洪水時、河床がflatであったことがあり、それに対応した河道計画(計画粗度等)となっているが0.6~2mm前後の河川では、計画洪水時河床がflatになり、 ϕ が増加し、流速が3~4mに達するという計画になっていない所が多い。今後このような河川での河道計画に当っては、河床の形態変化に対する考慮が必要となろう。特に放水路、遊水池計画には考慮が必要である。)

(4) Regime theory⁸⁾⁹⁾によれば

$$B \propto Q^{1/2} \dots\dots\dots (1-7)$$

と言われている。ところで(1-2)式はこの式と形が異なっている。(1-2)式によれば河床材料および勾配が同一であるなら川幅は Q に比例することになる。この相違の原因は次のごとく考えられる。

筆者の表現法は、 I_b, Q, d_m を独立の変数としているがRegime論においては、 I_b, Q, d_m が独立の変数にはなっていない。つまり Q が大きい所では、 I_b, d_m が小さく、 ϕ が大きくなるという縦断方向の変化の関係を含んでいる。これが筆者の表現法とRegime論の表現法に大きな差をもたらした原因である。Regime論で使われる関係は、気候や地形の違う所では、 I_b, Q, d_m の関係が異なるのでそのまま適用すべきでない。(Regime論の中には気候や地形にかかわらず普遍的な関係式もある。たとえば蛇行長と川幅の関係等)

日本の河川では I_b, Q, d_m を独立変数として、河道形状を見た方が、 I_b, Q, d_m の関係が河川ごとに大きく異なっているため、良いと思われる。

(5) (1-2)式によると川幅は河床の d_m および、 τ_{*m} の50%の違いに対して、約80%近く違って評価される。このことは扇状地河川の場合、(1-2)式および図1-5によって川幅を評価すると評価された値と実際の値と2~3倍の差が生じる場合があることを示している。ただし(1-7)式を使えばより誤差は大きなものとなろう。

注1) 流砂量と河床波の関係は参考資料を参照してほしい。

(6) ここでは詳しく述べないが、河道の平面形状特性、平面形変動特性も Q, I_b, d_m によって分類可能であり、また類ごとの違いの要因の説明も可能である。たとえば、自然河道の場合急勾配の扇状地河川では、水深が浅くフルード数も1に近いため、大出水時には、流路変更が起りやすく、このことが結局扇面を作っていくこと、中間地帯では、河床は小砂利であるが、勾配が緩くなり、水深が増すため、はん乱によって堆積した粘土まじり砂が河岸物質となり、河岸の耐浸食力が河道に働く掃流力に比し小さく、河岸浸食が起りやすく、河道の平面形状は蛇行、迂曲し、自然短絡が起りやすいこと、緩流部の沖積低地では、河岸物質が粘土まじりシルトとなり河岸の耐浸食力が増すにもかかわらず、河道に働く掃流力が小さいため、河道の横移動が小さく、河道の平面形状が安定している等々である。

1-4 河道の人工的改変と河道の応答

図1-5の関係から大幅にずれるような河道の人工的改変を行うと、河道はその改変された状況に応じるように変化する。ここでは前述の結果や今まで筆者が知り得た情報を元にして、河道の人工的改変と河道の応答について述べてみたい。

なお河川における応答を考える場合、対象とする現象の違いによって、それが現れてくる時間スケールが異なることに注意しておかなければならない。(河道掘削による水位低下は即時的であるが、掘削された河道の上昇はより時間がかかる。)

(1) 勾配の変化、ただし側岸の浸食を許す場合

蛇曲河道の short cut は河床の勾配を変える。一般に short cut の上流は河床低下、下流は河床の上昇と河幅の拡大が生じる。このような short cut を連続的に行うと、迂曲河道の河道距離は $1/1.5 \sim 1/2.0$ に短縮され、勾配は $1.5 \sim 2$ 倍にもなる。このような short cut の連続によって河道勾配が急になった河川は多いが、河床の低下が急激に起り、元の勾配にもどるという例は無いようだ。たしかにミシシッピー河のように再度蛇行を始め、元の勾配にもどろうとする傾向があるが、護岸等によって蛇行の進行を防いでも河床低下は急激には進まないようである。これは勾配の変化を川幅の増加によって流れの強さを調節するらしい。たとえば肝属川 ($d_m \approx 0.8 \text{ mm}$) のでは short cut により勾配が $1/2000$ から $1/1200$ に増加したが、川幅が増加することによって河床の急激な低下は生じていない。¹⁴⁾

このほかにも多くの河川で沖積河道の連続的 short cut は川幅の増加をもたらしている。

勾配の人工的改変による砂河川の変化は、縦浸食よりも、側方浸食によって調節され、改変前の τ_{*m} とはほぼ同一の値になるように川幅を変化させるらしい。

(2) 流送土砂量の減少

ダムの建設は、下流への流送土砂を減小させ下流の河床低下を生じさせるが、扇状地全体を低下させるわけではない。扇状地扇頂部では、河道内の低い所を流水が流れ、今まで網状であった所が、蛇行河川に変わり段丘状の河道を作っていくが、その低下量は大きなものではないようだ。これはダムによる洪水の平滑化と砂利河川では河床材料が限界掃流力に近いためアーミングによって静的平衡にすぐ近づいてしまうためである。近い将来扇状地を段丘化するほど河床低下があると思えない。(気候が変わりアーマコートを破壊するような大出水が続けば段丘化する。このことは治水容量の大きいダムほど扇頂の下刻化が小さいだろうことを示そう。)扇端部では上流で浸食された土砂が堆積し河床はむしろ上昇する。扇状地下流部の砂質部の河道は、砂分の供給低下によって、勾配が緩くなる方向に河床を変化させることになる。緩流部は水利用も高く、将来問題となろう。

なお砂防ダムは確かに流送土砂を減少させるが、下流部の砂河川への土砂供給量を大幅に減少させているとは思えない。砂防ダムが下流におよぼす影響を論ずる場合には流送土砂の質的側面をしっかりと把握しておかなければなるまい。今後の検討課題であろう。

(3) 河道の人工的改変と応答速度

河道の人工的改変によってまず応答する反応は、砂利河川では粒径、次に川幅、次に河床高の順であるようだ。砂河川では粒度の均一性が良いため、川幅、河床高、粒径の順になろう。ただし砂河川においても改変量が大きいと粒径の変化がまず第一に現われることがある。たとえば、河道の大幅な河積増は、河床材料を砂からシルトに変えてしまう。

なお側岸を人工的に固定してしまうと、河床高の変化速度が速くなる。

1-5 河川の勾配を決めるものは何か

1-3節において、 Q, I_b, d_m を独立変数として、河道の形状特性を論じたが、実際の河川では、 Q, I_b, d_m はまったくの独立変数ということではなく、何らかの関係で結ばれている。ここでは河川の勾配を決める要因について考えてみたい。

河川の勾配は、外的営力としての気候、内的営力としての地殻変動、それに応ずる岩質、地質の違いによって、その勾配が決まると考えられるが、ここでは、沖積層を流れる河川の勾配が、山地における土砂発生量、およびその質（粒度分布）、土砂を運ぶ力としての流量の違いによって勾配がどう変わるか概念的に述べてみたい。

まず初めに、山間部から出た土砂の第一次の堆積面である扇状地の勾配について述べよう。次のような思考実験を試みよう。扇頂に入る土砂量 Q_s 、流量 Q 、および土砂の平均粒径 d_m が一定とすると、扇状地では、流路部の τ_* はほぼ一定となる。それを τ_{*0} とすると、扇状地の川幅は

$$B = \frac{1}{\varphi} \tau_{*0}^{-3/2} \cdot S^{-3/2} \cdot d_m^{-3/2} g^{-1/2} \cdot I \cdot Q \quad (1-8)$$

ところで

$$Q_s = f(\tau_{*0}, H/d_m) \cdot U_* d_m \cdot B \quad (1-9)$$

である。扇状地では H/d_m が50以下でflat bedであるので H/d_m の効果は大きくなく

$$Q_s \approx f(\tau_{*0}) \cdot U_* d_m \cdot B \text{ となる。また、}$$

$$U_* = \tau_{*0}^{1/2} (sgd_m)^{1/2} \quad (1-10)$$

であるので、 $Q_s/Q = C$ とすると、(1-8)(1-9)式より

$$I = \varphi \tau_{*0} \cdot S / f(\tau_{*0}) \cdot C \quad (1-11)$$

となる。このことは、扇状地の勾配は、扇状地を構成する主モードの河床材料（砂利分）の扇頂での土砂濃度に大きく影響されることを示している。もちろん実際の河は流量、流砂量、 d_m も一定ではなく、その時間積分の現われが扇状地勾配となるのであり、また $f(\tau_{*0})$ は τ_{*0} が 0.05 ~ 0.1 であるので、 τ_{*0} の変動のオーダーに比しオーダー変動が大きく上述のような簡単な表現式とはならないが、扇状地勾配を決める要素として一番大きな要因であるのは、土砂濃度であると言えよう。

二次堆積物である砂河川においても本質的には扇状地河川と同様、砂分の供給量と流量の比が勾配を決める第一要因となることはまちがいあるまい。

参 考 文 献

- 1) Dorothy Carroll ; 岩石の風化 P.101~108 松尾新一郎監訳 ラライス
- 2) 深見親雄, 葛西敏彦 ; 混合粒径砂の流送実験資料集 土木研究所資料第 1390 号 1978
- 3) 小出 博 ; 日本の国土(上) 東大出版会 1973 P.59~P.64
- 4) D.B. Simons and M.L. Albertson ; Uniform Water Conveyance Channels in Alluvial Materials. A.S.C.E. Hy.5 May 1960
- 5) E.W. Lane ; Design of Stable Channels ; A.S.C.E Paper No 2776 July 1965
- 6) Nedeco ; River Studies Niger and Benue, North-Holland Publishing Company 1959 P.549
- 7) River Mechanics edited by H.W. Shen Vol.[1]5-15
- 8) L.B. Leopold and T. Maddock ; The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications U.S.G.S. Professional Paper 252 1953
- 9) Blench ; Mobile Bed Fluviology, The university of Alberta Press 1969
- 10) J.C. Brice ; Channel Patterns and Terraces of the Loup River in Nebraska U.S.G.S. prof. paper 422-D
- 11) L.B. Leopold and M.G. Wolman ; River Channel Patterns; Braided, meandering and Straight U.S.G.S. Professional paper 282-B 1960
- 12) S.A. Schumm ; The Shape of Alluvial Channels in Relations to Sediment Type. U.S.G.S. pro. paper 352-B
- 13) M.G. Wolman and L.M. Brush ; Factors Controlling the Size and Shape of Stream Channels in Coarse Noncohesive Sands. U.S.G.S. pro. paper 282-G 1961
- 14) 荒木正夫 ; 肝属川の河床平衡に関する考察 第 6 回建設省技術研究会 1952
- 15) 山本晃一 ; 河床材料から見た河床の縦断形, 第 31 回 土木学会年講 1976
- 16) 深見親雄 ; 河川における砂礫の分級, 土木技術資料 20-1 1978

2 章 実際河川の観測資料より見た河川の土砂移動特性

2-1 はじめに

本章においては、実際河川の流量観測資料、掃流砂および浮遊砂観測資料、堆積物調査を通じて、河川における土砂の移動機構、堆積機構、河床の変動機構について考察を行う。

2-2 実河川の河床抵抗，河床波

砂利河川の河床抵抗については、すでに細井正延⁵⁾によって調べられ、ある程度のこと分かっているが、砂利河川のように河床材料の混合度の大きい所の河床抵抗が均一砂とどの程度異なるかを再度調べてみる。

〔1〕調査対象河川

表2-1に、検討の対象とした河川名、観測地点、河床材料の特性を記した。

表2-1 観測所名と河床材料

河 川 名	観 測 地 点	勾 配	d_{mc}	d_{B4}/d_{16}
渡 川	具 同 (9km)	1/1400	2.3	8/0.15=53
球 磨 川	前 川 橋 (3.5km)	1/1000	3	5/0.06=83
雄 物 川	椿 川 (13.1km)		0.65	1.7/0.07=24
阿 賀 川	山 科	1/1500	2.0	7/0.07=100
仁 淀 川	伊 野	1/802	1.42	
菊 地 川	中 富	1/714	5	5.48
菊 地 川	山 鹿	1/990	1.51	24.2
豊 川	石 田	1/843	2.3	
物 部 川	戸 板 橋	1/250	4	
天 竜 川	富ヶ瀬	1/180	8	
安 倍 川	牛 妻	1/129	5	5
安 倍 川	手 越	1/211	4	4
大 井 川	神 座	1/220	2.7	2.7
豊 川	放水路			
大 淀 川	宮崎大橋			
長 良 川				

〔2〕 測 定 法

◦ 水面勾配

水面勾配は、ほとんどが縦断距離 100m 間の水位差を水位標によって測定している。

◦ 流量、流速測定

洪水時の流速・流量観測はすべて浮子によって行っているが、低水流量観測ではプライス流速計によるものもある。なお浮子による観測は河川砂防技術基準によって行っている。

◦ 粒 径

粒径は、流量観測地点近くの河床材料調査による。通常は表層 (30 cm) を取り除き、その下の土砂の粒度分布が測定される。

◦ 河床高

観測時に一番近い時期の河床横断測量結果を使っている

◦ 河床波

大淀川の場合は超音波測深機によって測定し、豊川の場合は、洪水後の縦横断測量による。

〔3〕 実測資料整理法とその問題点

◦ 水面勾配測定

河床の抵抗係数を知るためには、エネルギー勾配を知らなければならない。エネルギー勾配 I_e と水面勾配 I_s 、河床勾配 I_b の関係は

$$I_e = I_s - F_r^2 (I_s - I_b) \quad \cdots \cdots \cdots (2-1)$$

である。低平地河川 (粒径 1 mm 以下の河川) では F_r は大きくても 0.4 程度であり、 I_s と I_b がかなり異っていても I_e の代わりに I_s を使って τ_{*m} や U_{*m} を求めてもそれほど誤差が生じないが、粒径が大きい急流河川では F_r 数が大きく I_e の換りに I_s を使うと誤差が大きい。また河道内に瀬やふちが存在し、水深が場所的に大きく変わり、 I_b も場所的に変化が激しい。したがって、水面勾配と水深を使って河床の抵抗係数を求めると勾配の急な河川ほど、また流量が小さいほど誤差が生じやすくなる。また急流河川では砂礫堆の存在によって流れの方向も場所的に変化することも誤差を大きくする。

図 2-1 は、菊地川山鹿地点の τ_{*m} 、 H/d_m と流速係数 φ の関係図である。ここで τ_{*m} は実測された水面勾配を使っている。この図を見ると τ_{*m} が大きくなると φ が小さくなり、河床抵抗が増加したように見えるが、実際には、水面勾配の測定精度が悪く、 I_s の大きい資料が τ_{*m} が大きく、したがって φ が小さくなっており、水面勾配の測定精度の悪さが、図上に現われたにすぎない。

したがって本報告においては、水面勾配の測定精度の良いと考えられる調査地点の φ と τ_{*m} 、 H/d_m の関係は図示したが、悪いと考えられる地点は、平均流速 V_m と水深の関係を示し、それに

S.40.6.19.22.28 ~ S.46.7.22.16.28

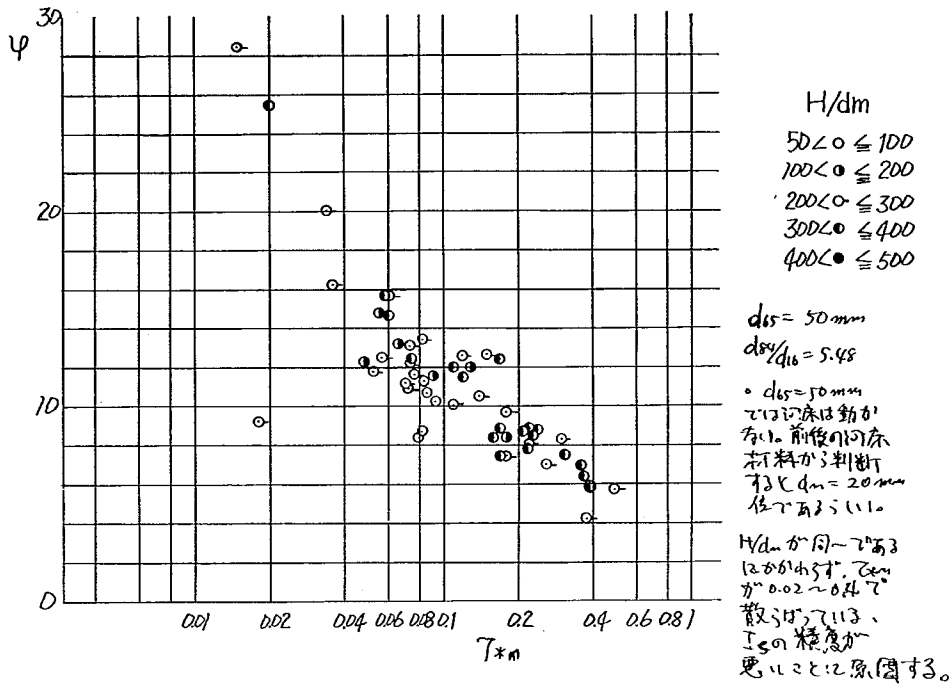


図 2-1 菊地川山麓

よって河床の状態を推測することにした。また観測資料の中に洪水の資料の無いものは、小流量では河床の平均勾配と水面勾配が、砂礫堆の影響で大きく異なり、河床の抵抗係数を推測しえないので除いた。

[4] 実河川の水位、流速、勾配の関係

本節では実河川の流量観測資料を使い、河川の抵抗係数、洪水時に生じる河床波について推論する。

1) 渡川・具同地点

渡川・具同地点は河口より 9 km の地点で、図 2-2 のように、粒径 0.5 mm 前後の砂 20% と 30 mm 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。

この観測所における右岸より 150 m ~ 400 m 間の各測点の水深と流速、観測勾配、粒径を使って ϕ , τ^*H/d_m の関係を表わしたものが、図 2-4 に示されている。また流速と水深の関係が図 2-5 に示されている。図 2-5 には水面勾配を 1/1000 および 1/1400 とし、また ϕ を 10, および $K_s = 2.5 d_m$ とした場合の計算値が示されている。この結果によると水深 4 m 前後から河床の粗度は flat bed の粗度から dune の粗度へ変わったことが分る。なお dune の発生しだす τ^* は

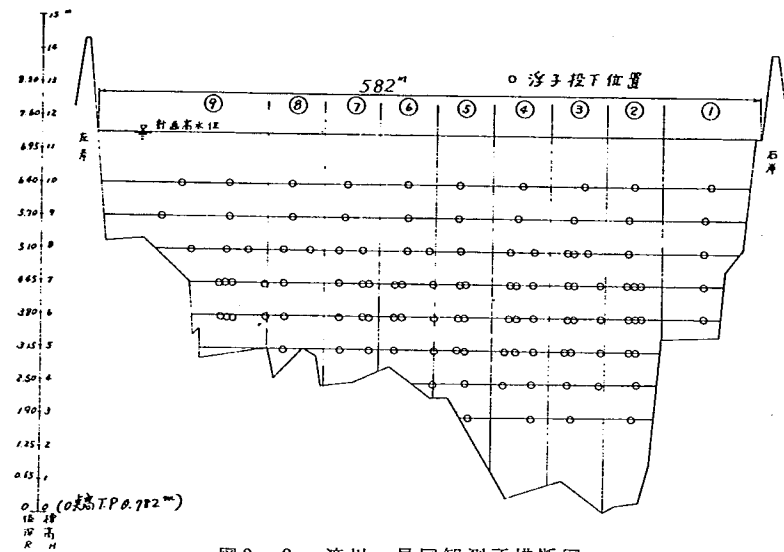


図 2-2 渡川・具同観測所横断面

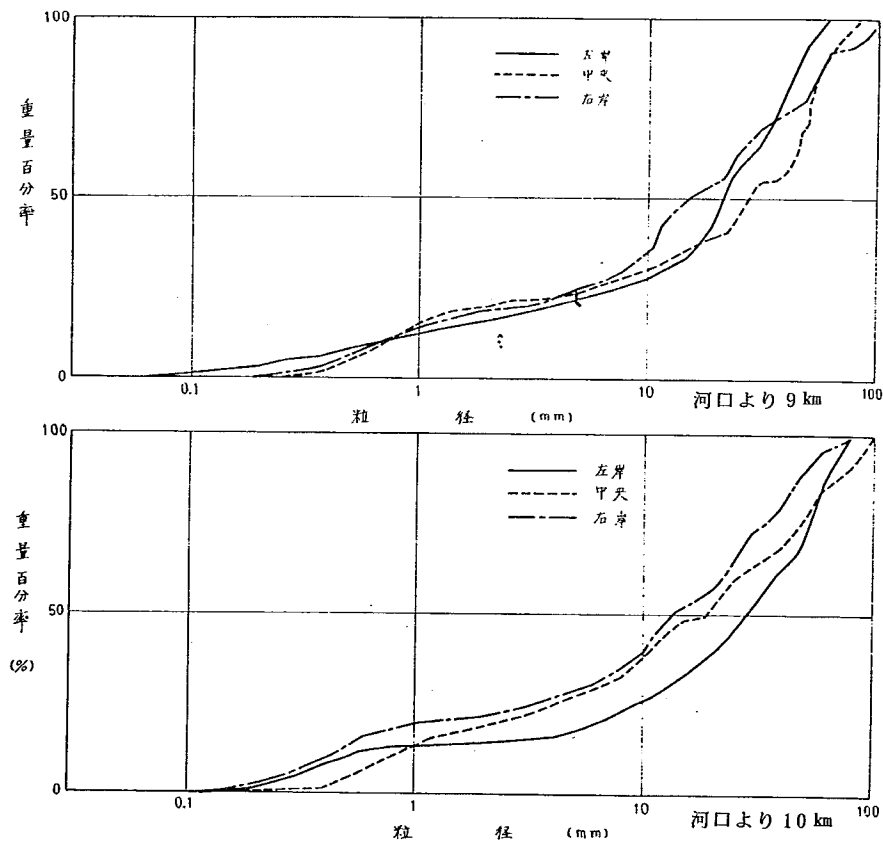


図 2-3 河川材料粒度分布曲線 渡川 (河口より 9 km) (河口より 10 km)

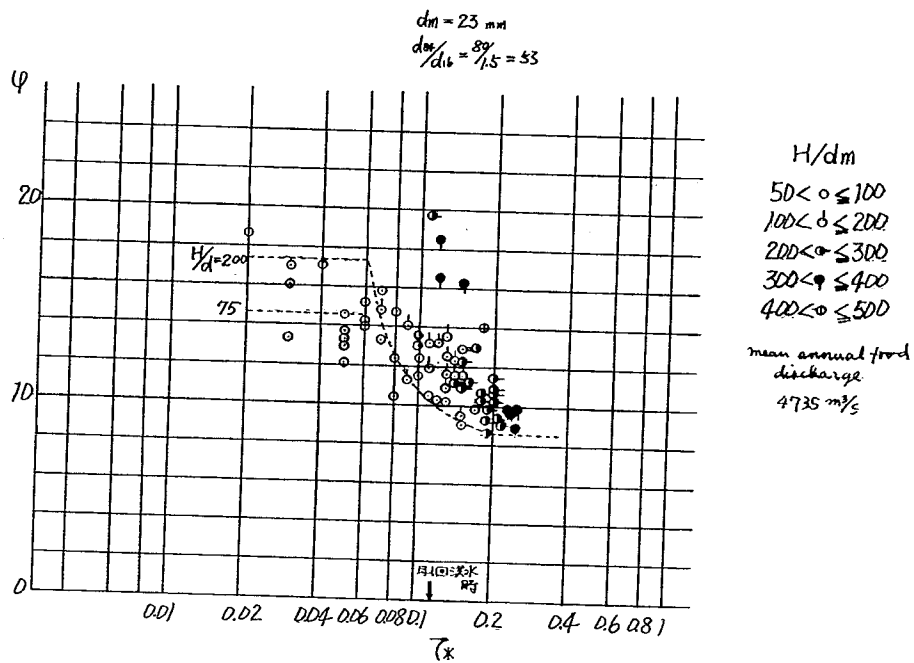


図2-4-1 渡川・具同地点 S.38.8.10.3.25 ~ S.40.9.10.18.30

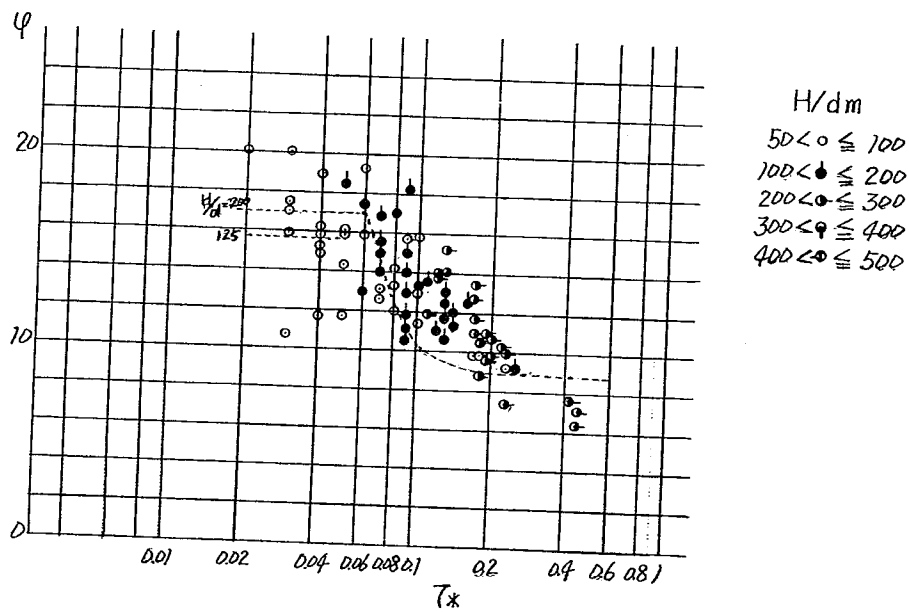


図2-4-2 渡川・具同地点 S.40.9.16.21.20 ~ S.45.6.15.16.30

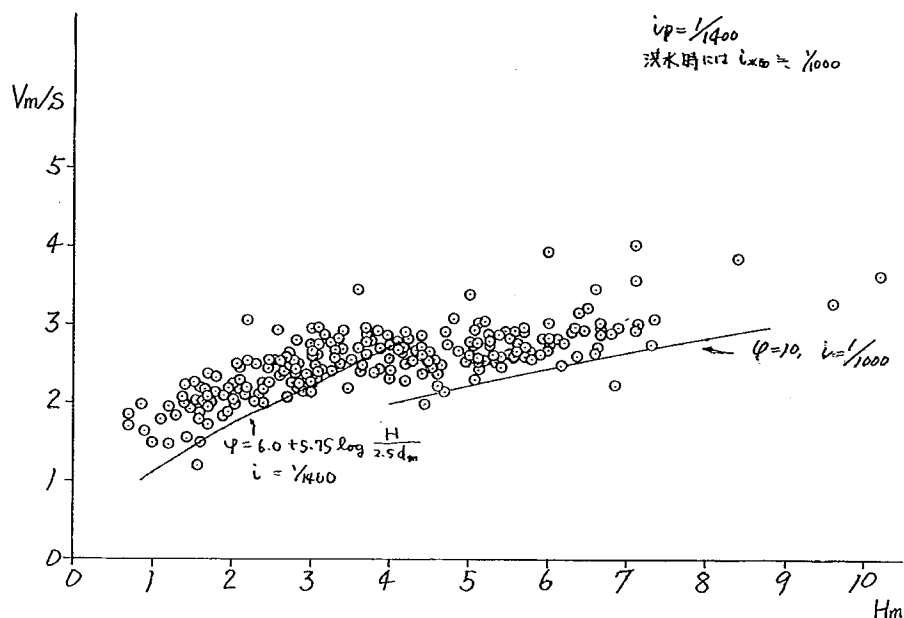


図2-5 渡川・具同地点 S.38.8.10.3.25~S.40.6.15.16.30

0.08 前後であり均一砂の場合と大きくは変わらない。なお dune の発達した時の粗度は 11 前後である。

2) 球磨川・前川橋

球磨川・前川橋地点は河口より 3.5 km 地点で、図 2-6 に示すような河床材料を持つ河川である。横断面が単断面なので、断面の平均の φ 、 V_m と R の関係を図示した。河口に近いので、潮位の影響を受け水面勾配の変化が大きく、観測結果の信頼性が多少とばしいが、河床の抵抗が、洪水時には dune に変化するの間違いのないようである。

3) 雄物川・椿川地点は、河口より 13.1 km の地点である。この観測所における φ 、 τ_* 、 H/d_m 、および V_m-R の関係を図 2-11、図 2-12 に示す。河床は洪水時 dune(ripple?) になっているものと推定される。

4) 阿賀川・山科地点

阿賀川山科地点は、図 2-13 に示すような横断面形を持ち、河床材料は砂分と砂利分が多い、二峰性の粒度分布である。

横断面形が長方形でないで、河道中央部で観測された流速、水深の関係を図 2-15 に、観測された水面勾配と水深、粒径を使って評価した τ_* 、 H/d_m 、 φ の関係を図 2-14 に示した。これ

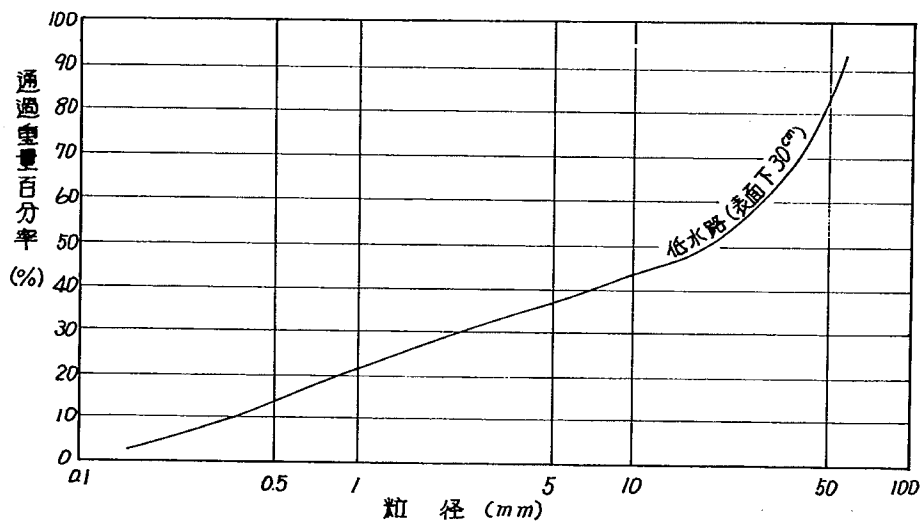


図 2-6 河川材料粒度分布曲線 球磨川前川橋観測所

河川名 球磨川 観測所名 前川橋
才2見透

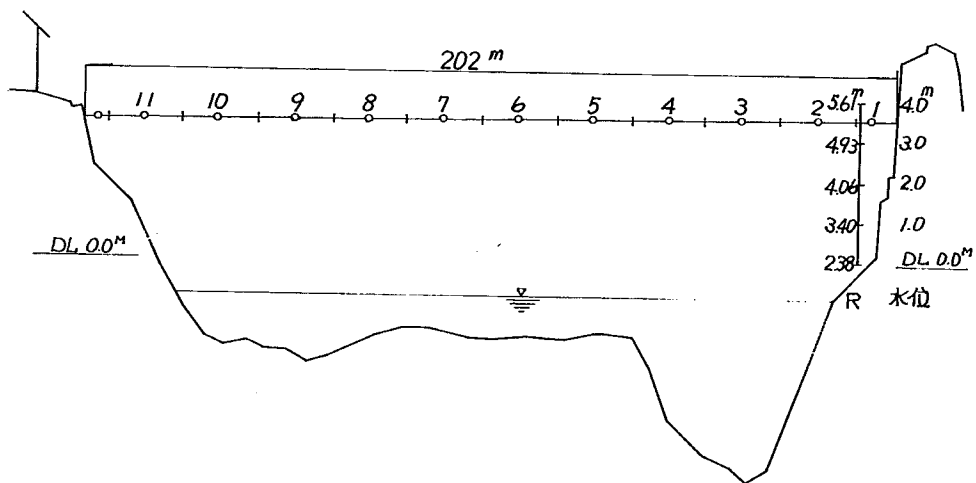


図 2-7 球磨川前川橋観測所横断面図

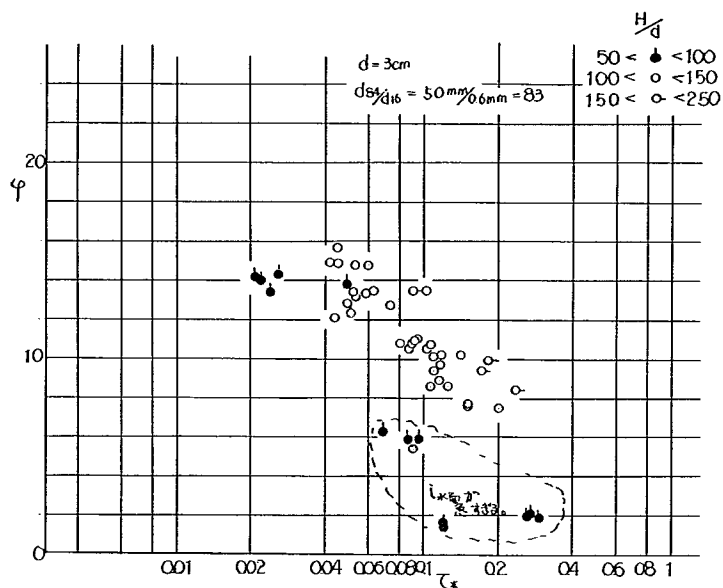


图2-8 球磨川・前川橋地点 3.5 km全断面

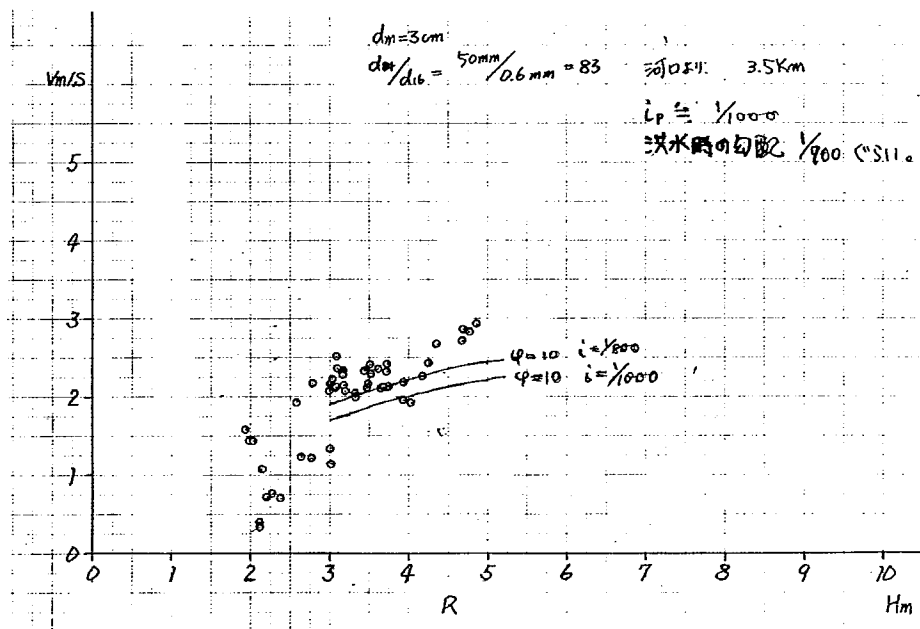


图2-9 球磨川・前川橋地点 S.29.6.30.900 ~ S.44.6.25.21.55

昭和41年9月11日実測

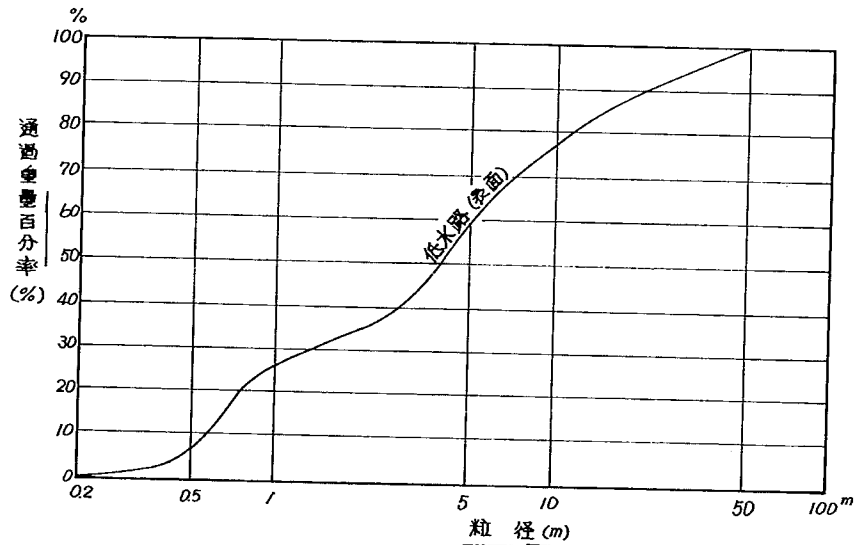
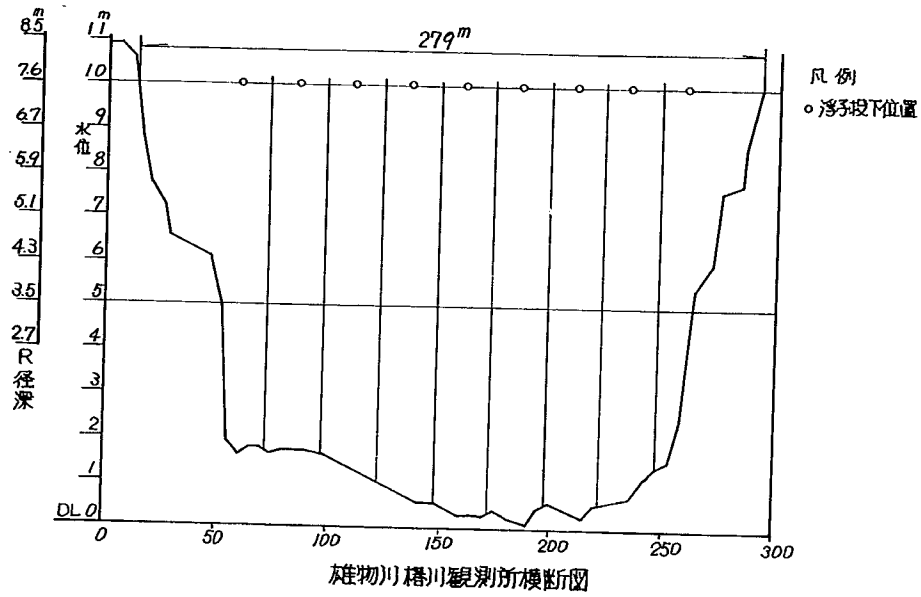


図2-10 雄物川・椿川観測所横断面図
河床材料粒度分布曲線 雄物川・椿川観測所

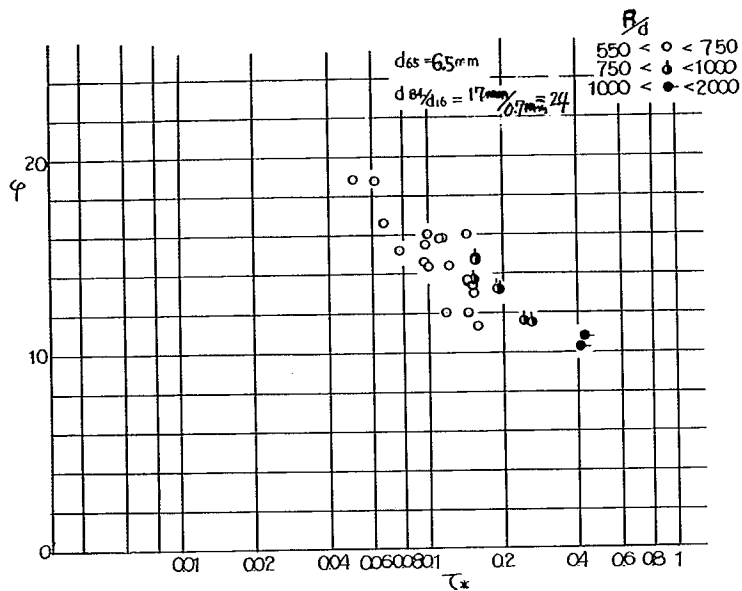


图 2-11 雄物川・椿川地点 130 km 全断面

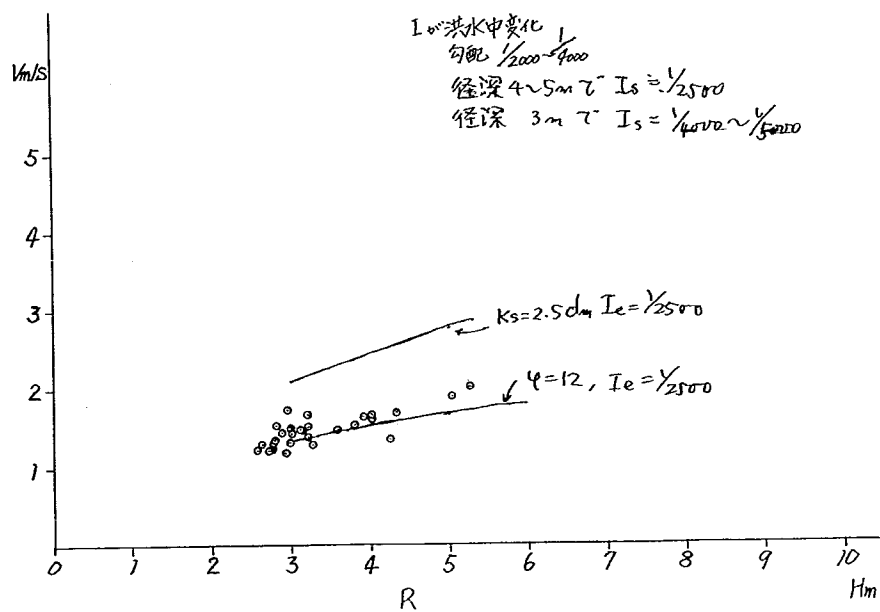
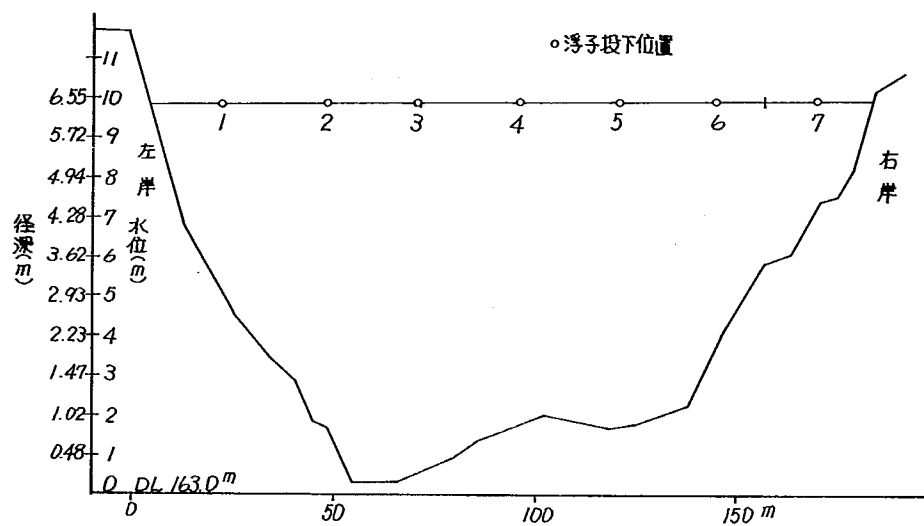
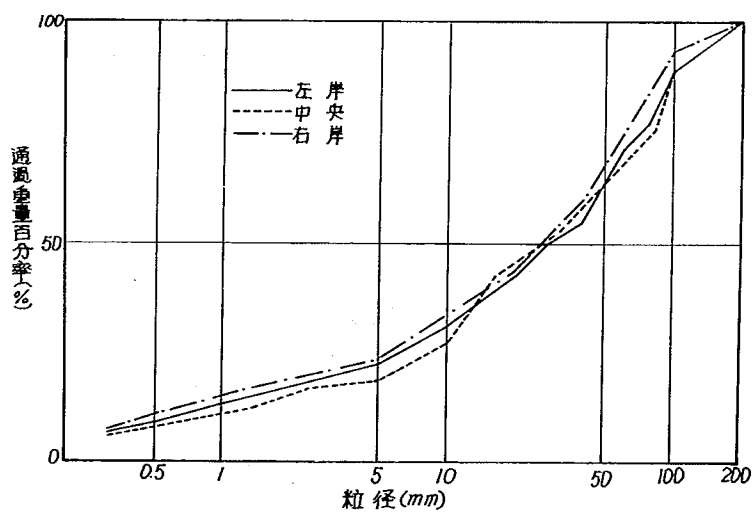


图 2-12 雄物川・椿川地点 S.27.7.18.14.00 ~ S.44.3.31.15.00

山科観測所



阿賀川 山科観測所横断面図



河床材料粒度分布曲線 阿賀川山科観測所

図 2 - 13 阿賀川山科観測所横断面図

河床材料粒度分布曲線 阿賀川山科観測所

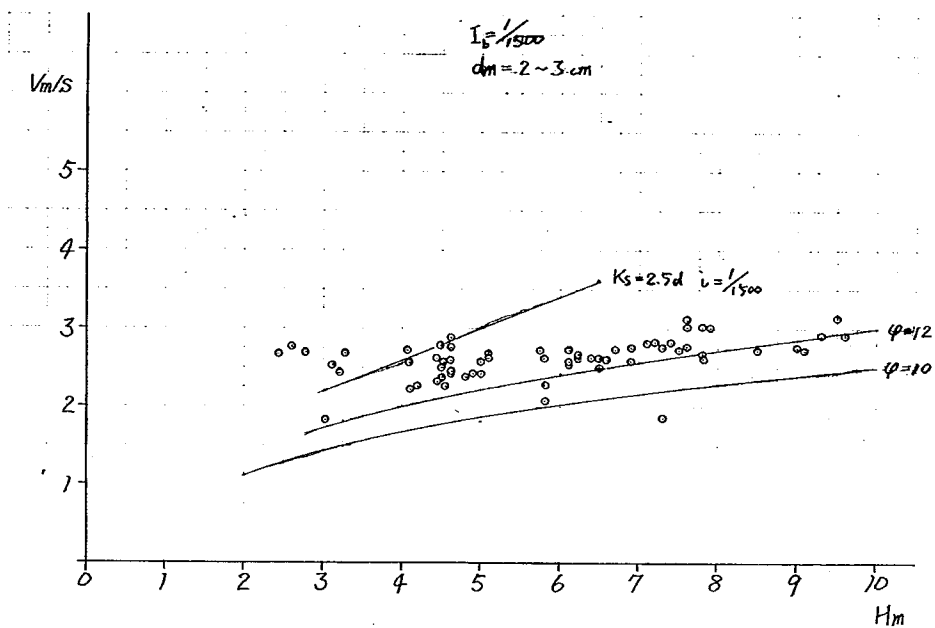


図2-14 阿賀川・山科地点

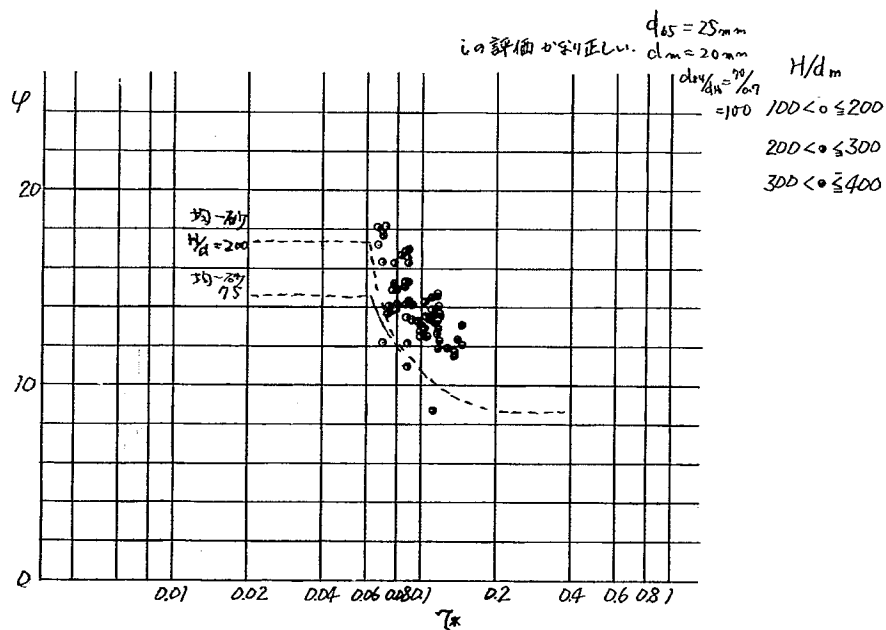


図2-15 阿賀川・山科地点

らの図によると、山科地点の河床は、水深 5 ～ 6 m で flat から dune に変化していることが推測される。

5) 仁淀川・伊野地点

仁淀川、伊野地点は図 2-16 のような横断面形を持ち図 2-17 のような河床材料を持つ。観

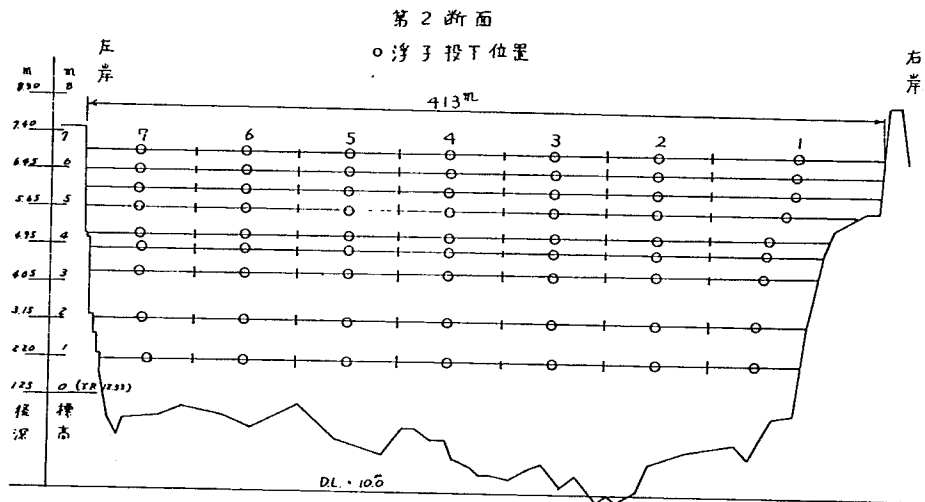


図 2-16 仁淀川伊野観測所横断面図 (S.45)

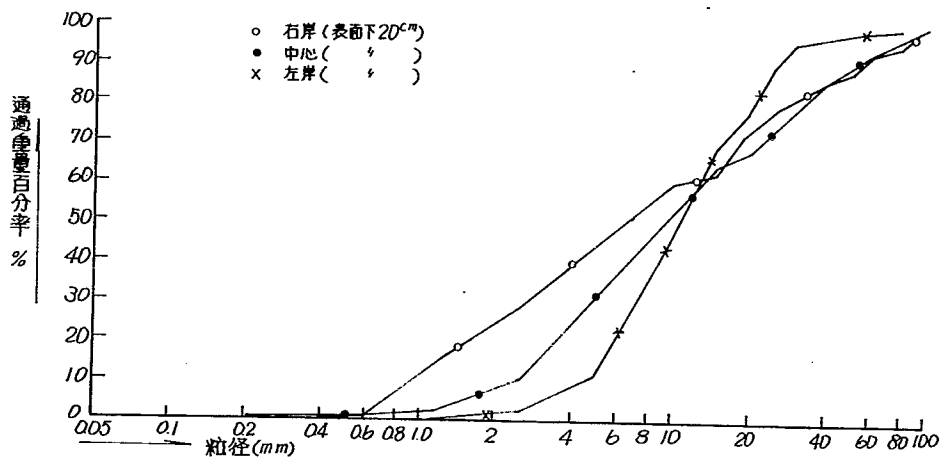


図 2-17 河床材料粒度分布曲線仁淀川地点 12K/0

測された平均流速と径深の関係は図2-18のごとくであり、 I_e と I_p が等しいとして計算した流速と径深の関係が、 $K_s = 2.5 d_m$ と $\varphi = 11$ の場合が図中に描かれている。この図よりこの地点の洪水時の河床形態はduneと思われる。なお河床材料平均粒径 $d_m = 1.42$ cmを使って τ_{*m} を評価すると、水深5 mで $\tau_{*m} = 0.3$ 、10 mで $\tau_{*m} = 0.58$ となり、 τ_{*m} が大きすぎる。11 km地点の $d_{60} = 2.5$ cm、13 km地点 $d_{60} = 3$ cmを考えると、この地点の河床材料の平均粒径は2~3 cmとすべきものと考えられる。なお I_p は計画高水水面勾配である。

6) 菊池川、中富および山鹿地点

菊池川、中富地点、山鹿地点はそれぞれ河口より44.5 km、327 kmの所である。観測地点の横断面図、粒度分布は図2-19、2-20に示す。

横断形状が長方形で無いので、低水路部の V_m と H の関係を図2-21、2-22に示した。両地点とも水深2~3 mになると河床にduneの発達が推測される。なお中富地点の水深2 m地の無次現掃流力 τ_{*m} は観測された $d_{65} = 5$ cmを使うと0.03にしかない。観測地点の前後の河床材料を見ると、河床代表粒径は2 cm位にした方がよいようである。

7) 豊川・石田地点

豊川石田地点は、河口より28.6 km地点で図2-23に示すような横断面形、図2-24に示すような河床材料を持つ。水深2 m以下の資料は、水面勾配 I_s とエネルギー勾配 I_e の関係が砂礫堆の移

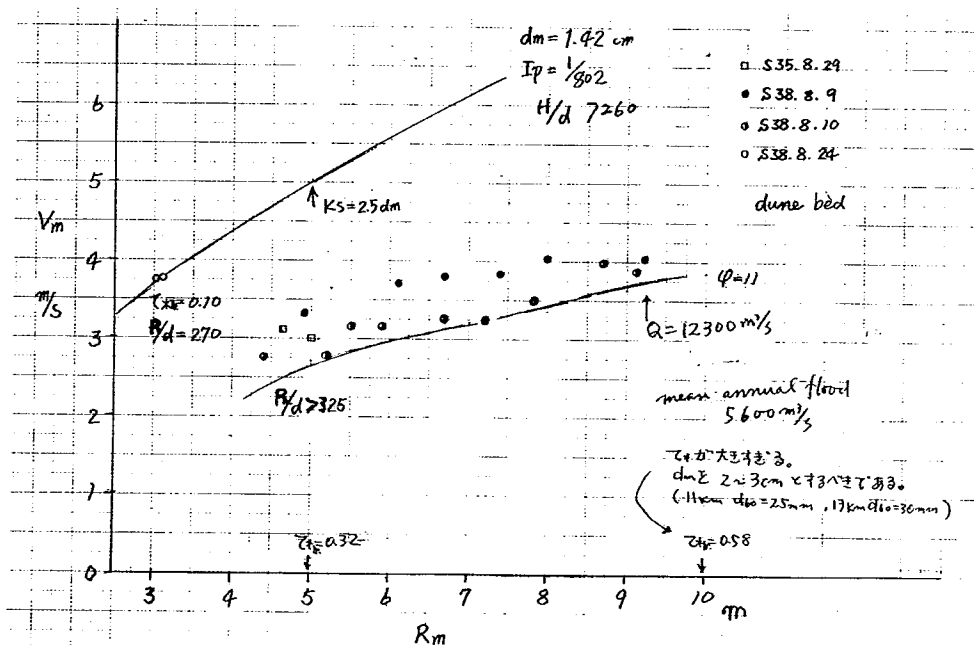


図2-18 仁淀川・伊野地点(全断面) 12 km

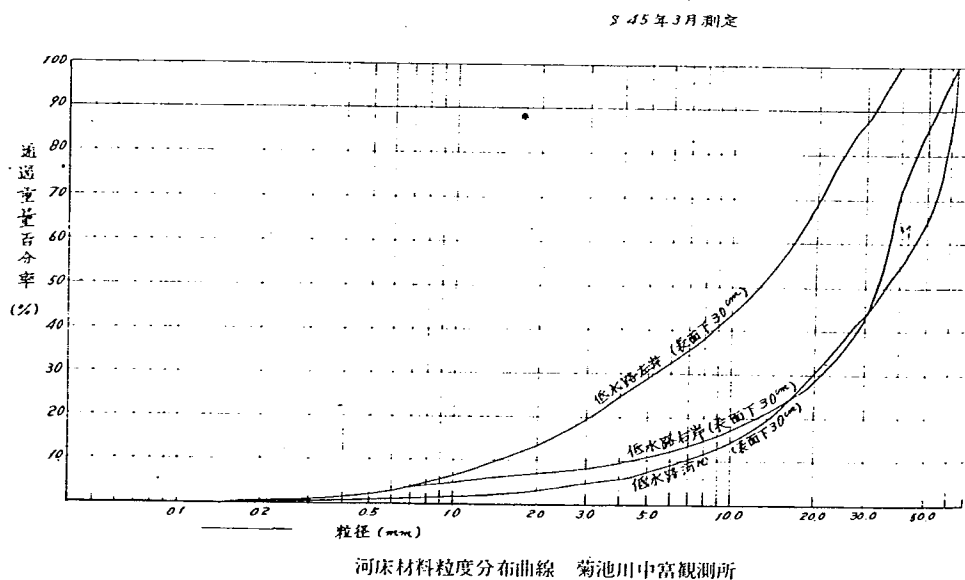
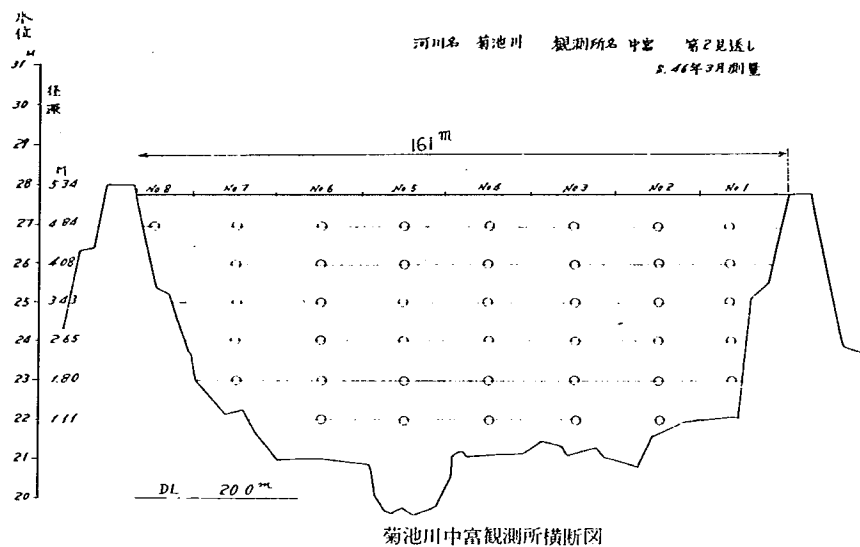


圖 2-19 菊池川中宮観測所横断図
河床材料粒度分布曲線 菊池川中宮観測所

動によって変動するため観測年度が異なると、資料の固まり範囲に大きな差がでた。なお径深 4 m の時の τ_{*m} を I_b , d_m を使って計算すると、 $\tau_{*m} = 0.12$ となる。使用した d_m が観測地点の平均的な粒径を表わしているとする、水深 4 m で dune が発生すると予測されるが、観測された流速は flat 河床に対応した流速となっている。

8) 物部川、戸板橋地点

物部川、戸板橋地点は河口より 6.0 km の地点である。横断図を見て分るように右岸側に流心が

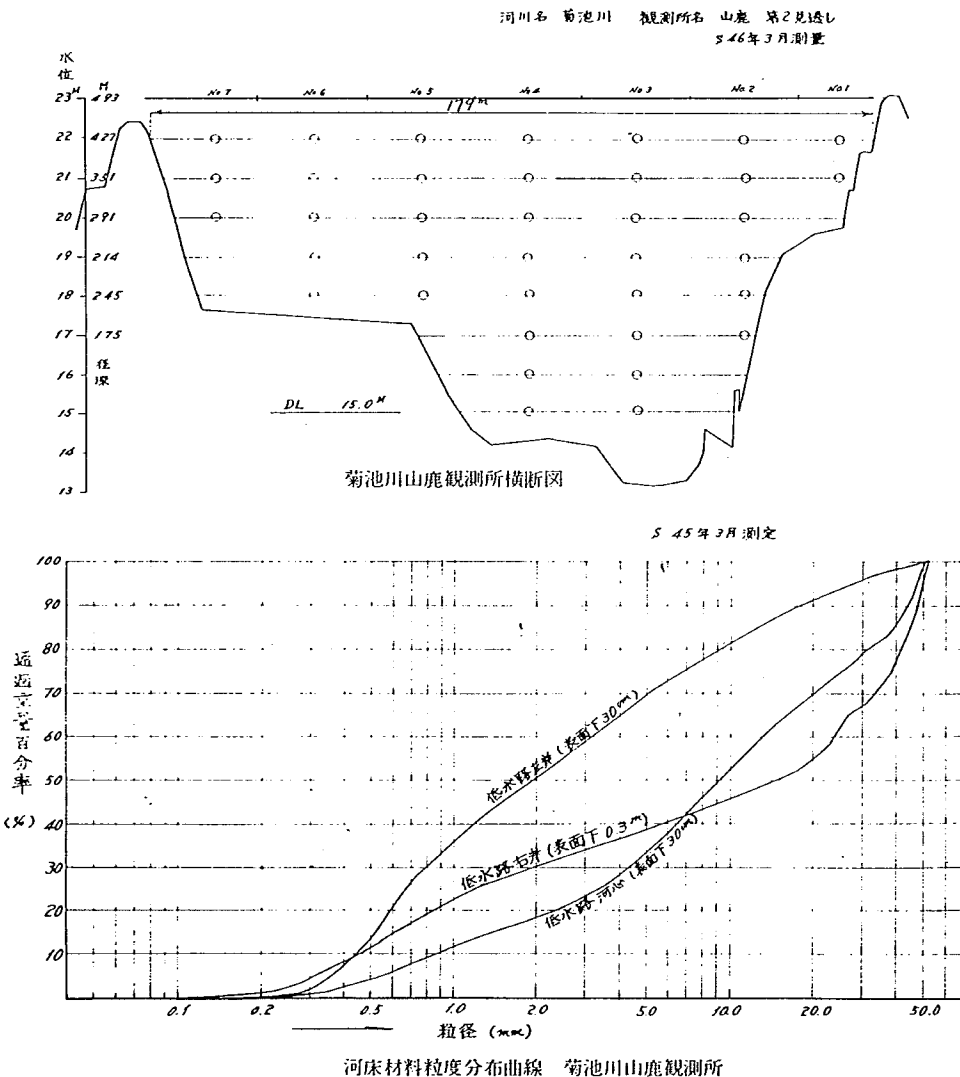


図 2-20 菊池川山鹿観測所横断図

河床材料粒度分布曲線 菊池川山鹿観測所

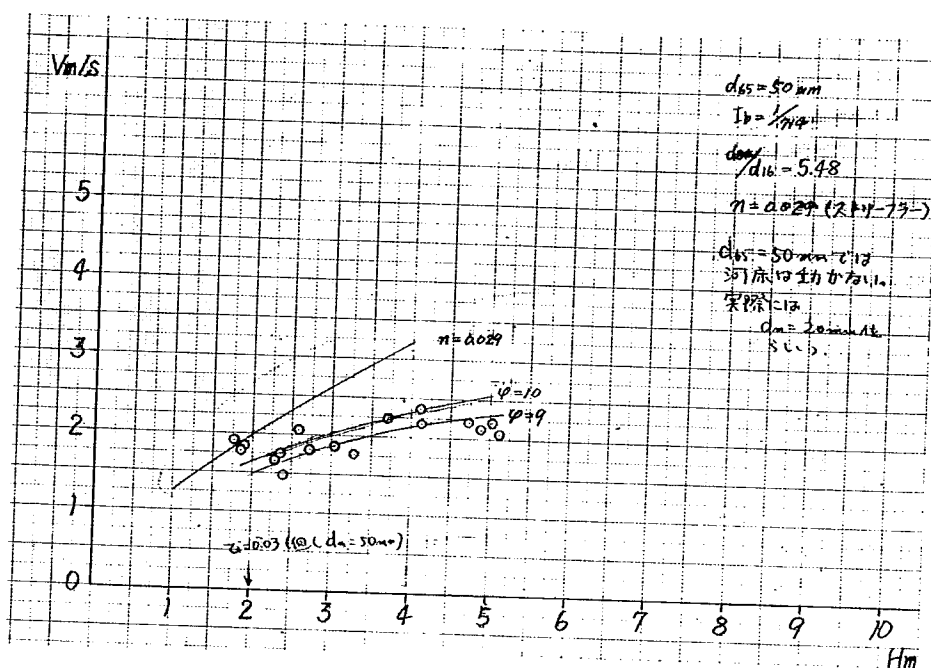


図 2-21 菊池川・中富地点 44.5 km S.40.6.19.22.42 ~ S.46.7.22.10.47

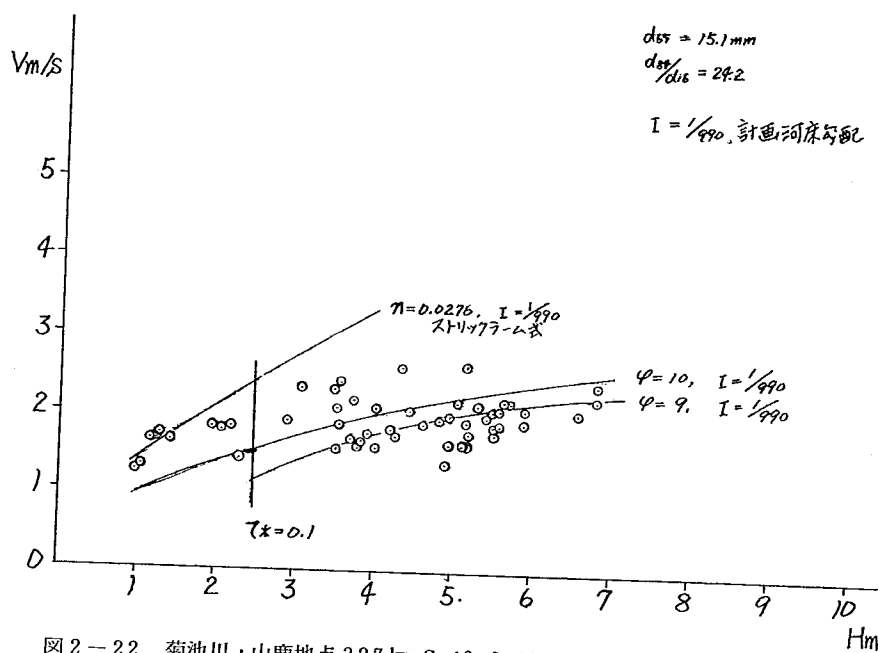


図 2-22 菊池川・山鹿地点 32.7 km S.40.6.19.22.28 ~ S.46.7.22.16.28

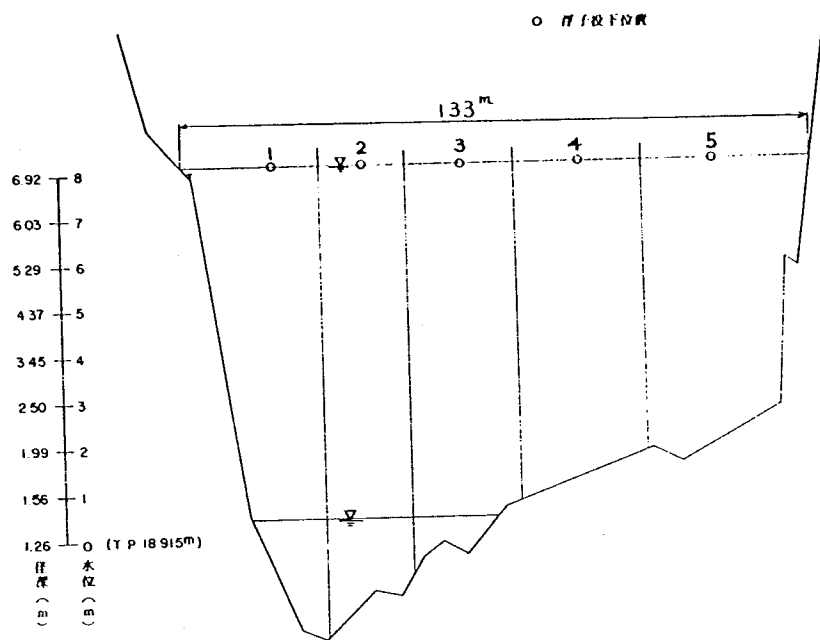


圖 2-23 豐川石田觀測所橫斷圖

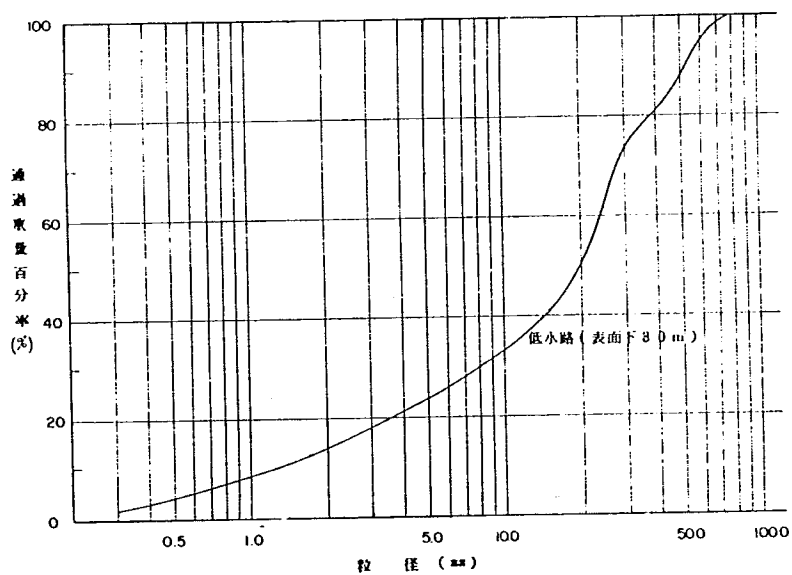


圖 2-24 河床材料粒度分布曲線 豐川石田觀測所

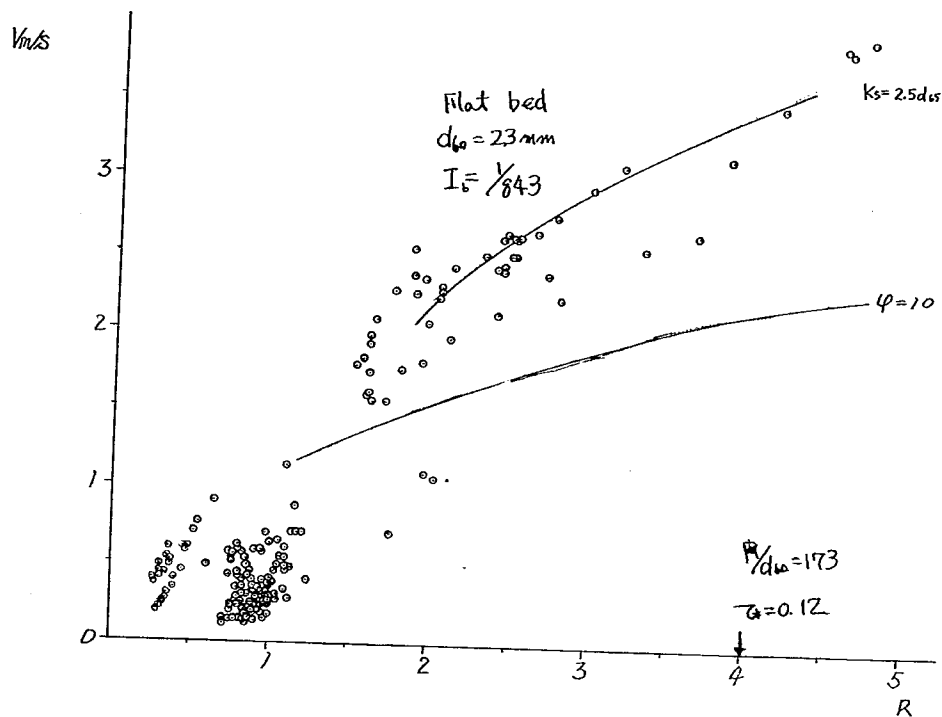


图 2-25 豐川石田地点 28.6 km S.38.11.1 ~ S.50.12.20

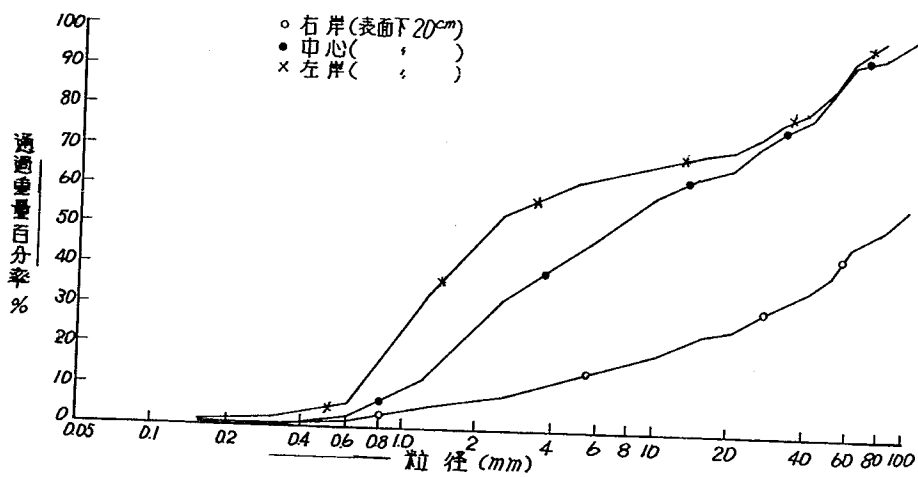


图 2-26 河床材料粒度分布曲线物部川地点 6K/0 (S.45)

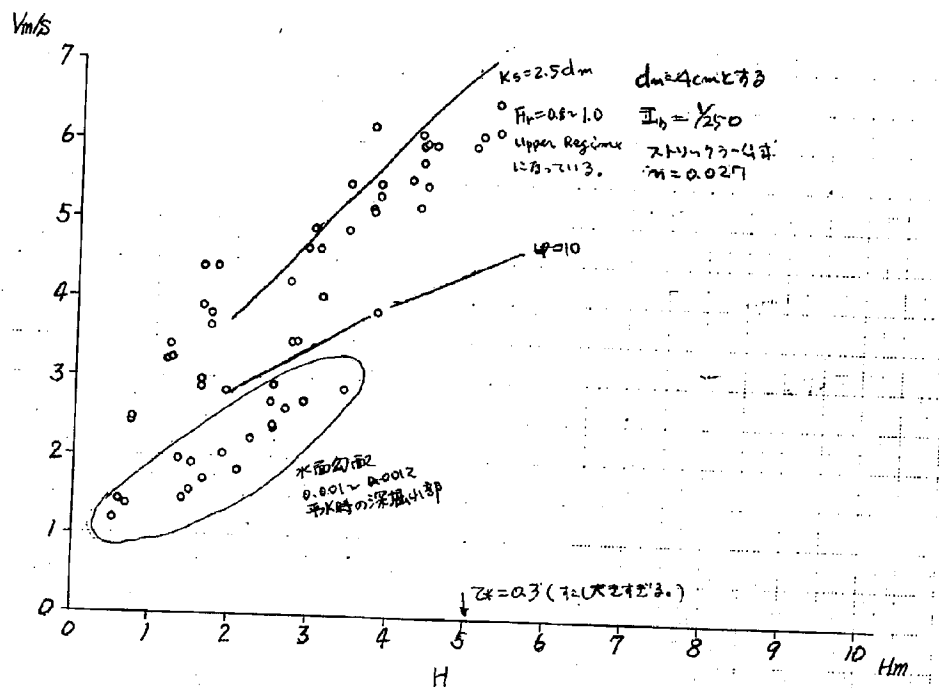


図 2-27 物部川・戸板橋地点 6.0 km

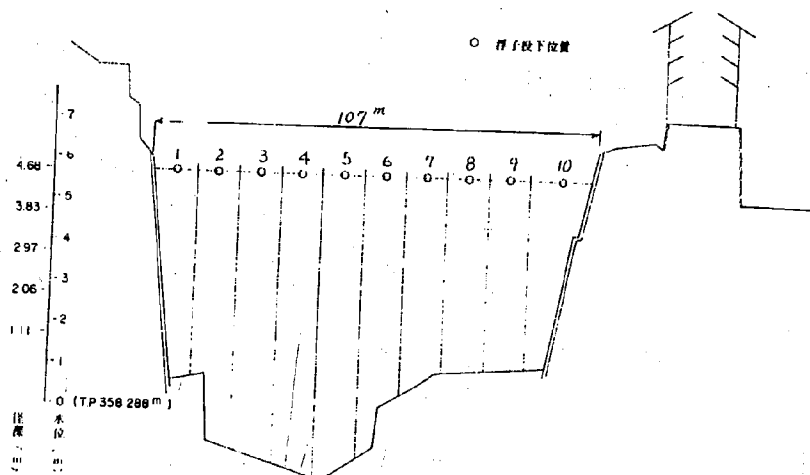


図 2-28 天竜川宮ヶ瀬観測所横断面

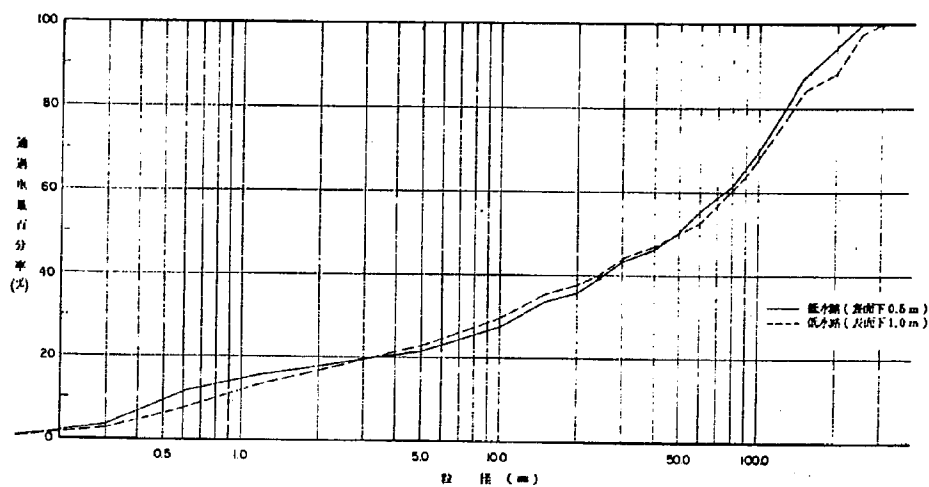


図2-29 河床材料粒度分布曲線 天竜川宮ヶ瀬観測所

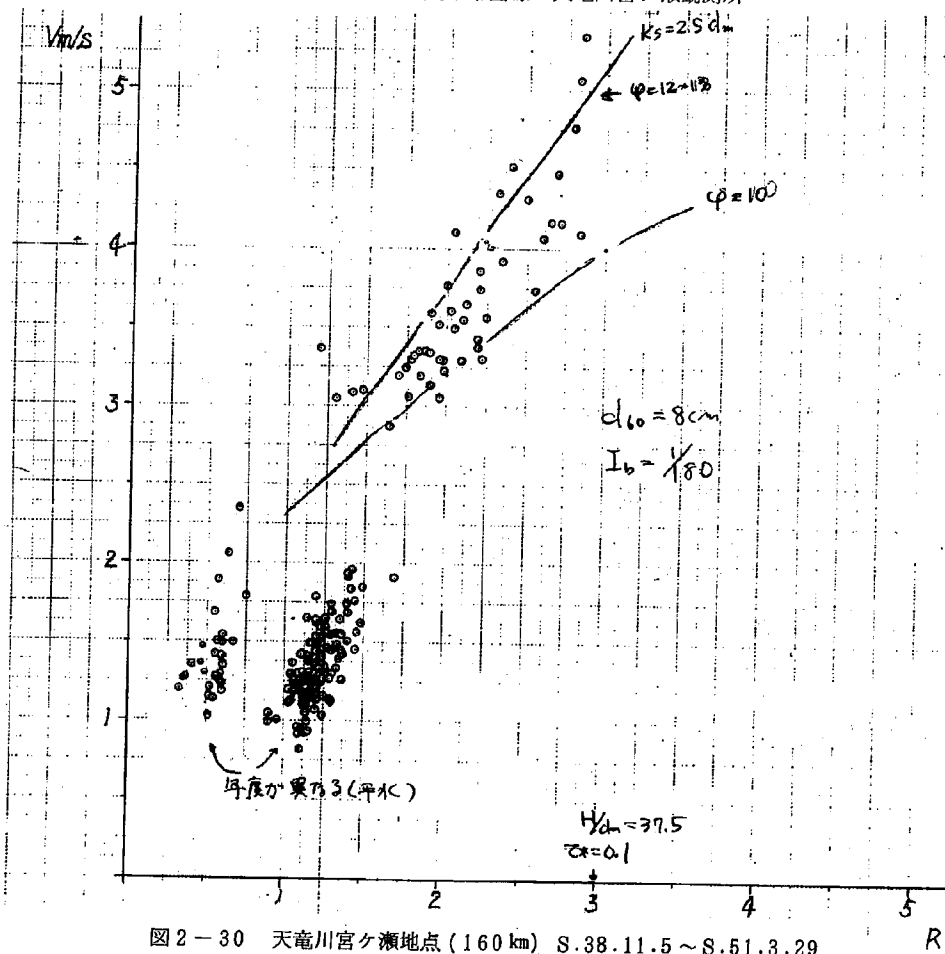


図2-30 天竜川宮ヶ瀬地点 (160 km) S.38.11.5 ~ S.51.3.29

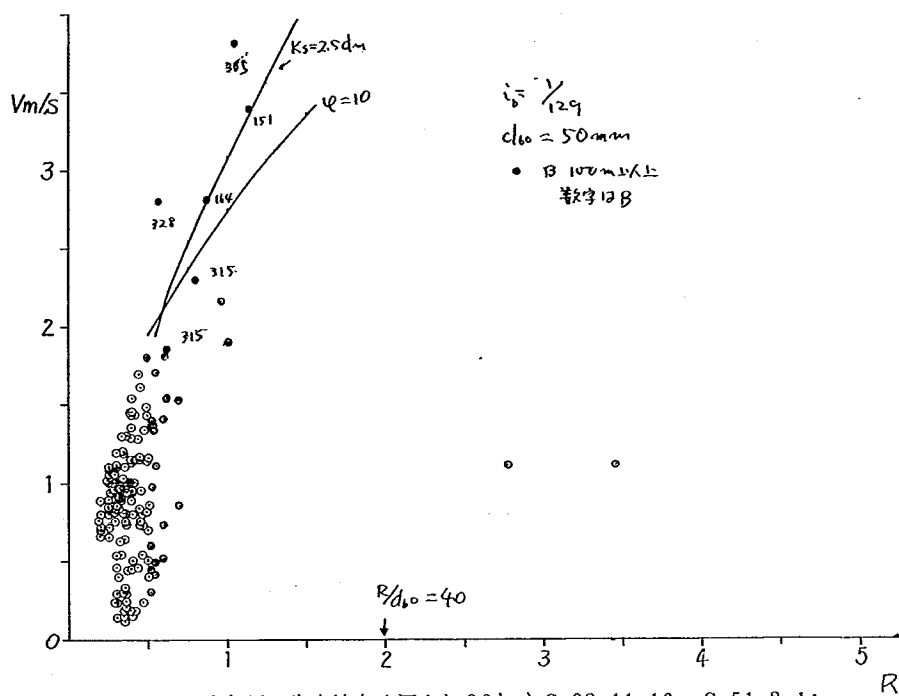


図2-31 安部川・牛妻地点 (河より20km) S.38.11.16~S.51.2.14

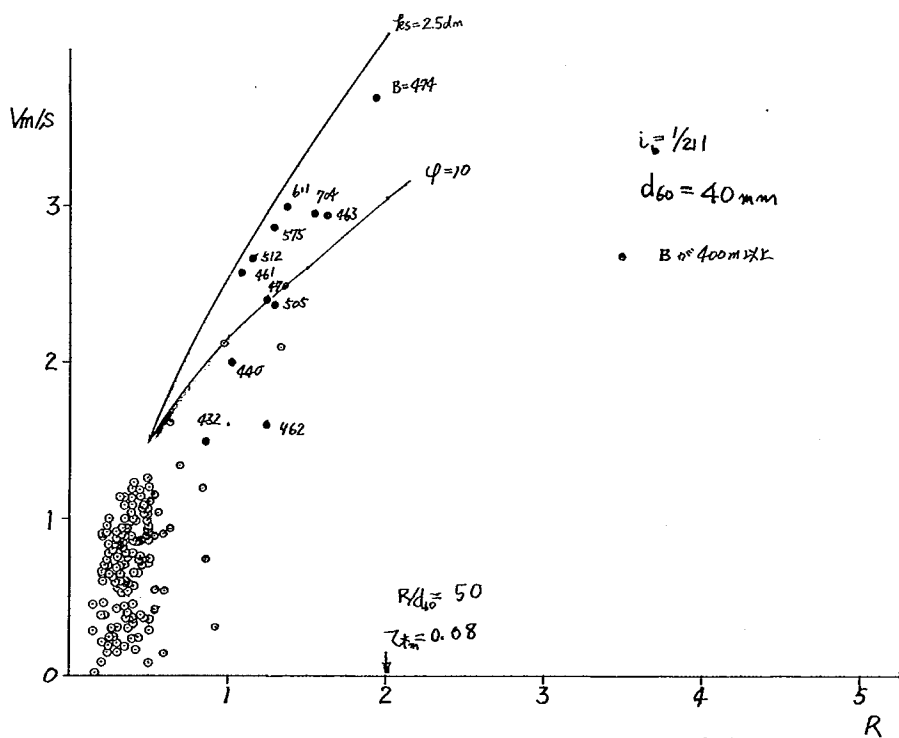
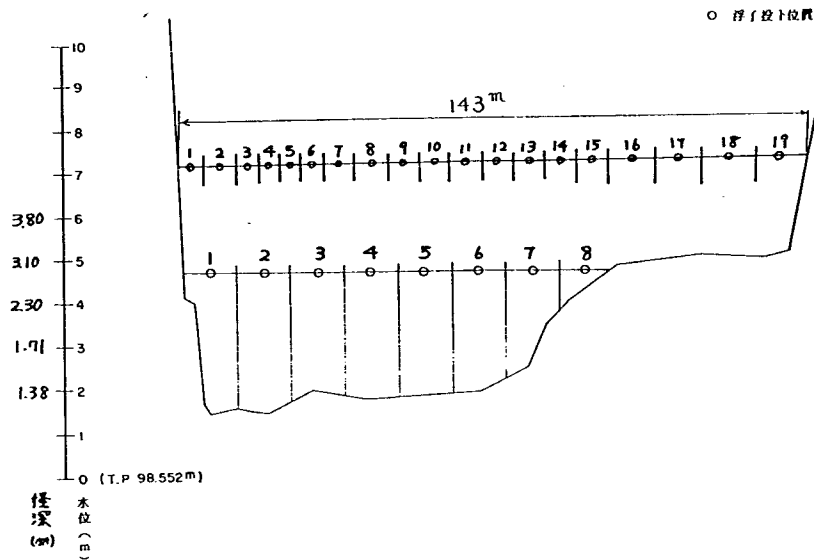
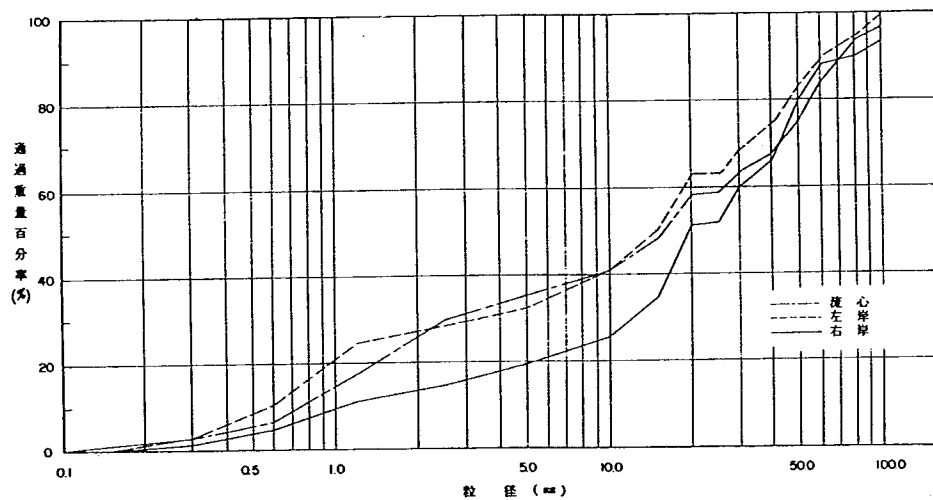


図2-32 安部川・手越地点4km S.38.11.5~S.51.2.14



大井川神座観測所横断面図



河床材料粒度分布曲線 大井川神座観測所

図 2-33 大井川神座観測所横断面図

河床材料粒度分布曲線 大井川神座観測所

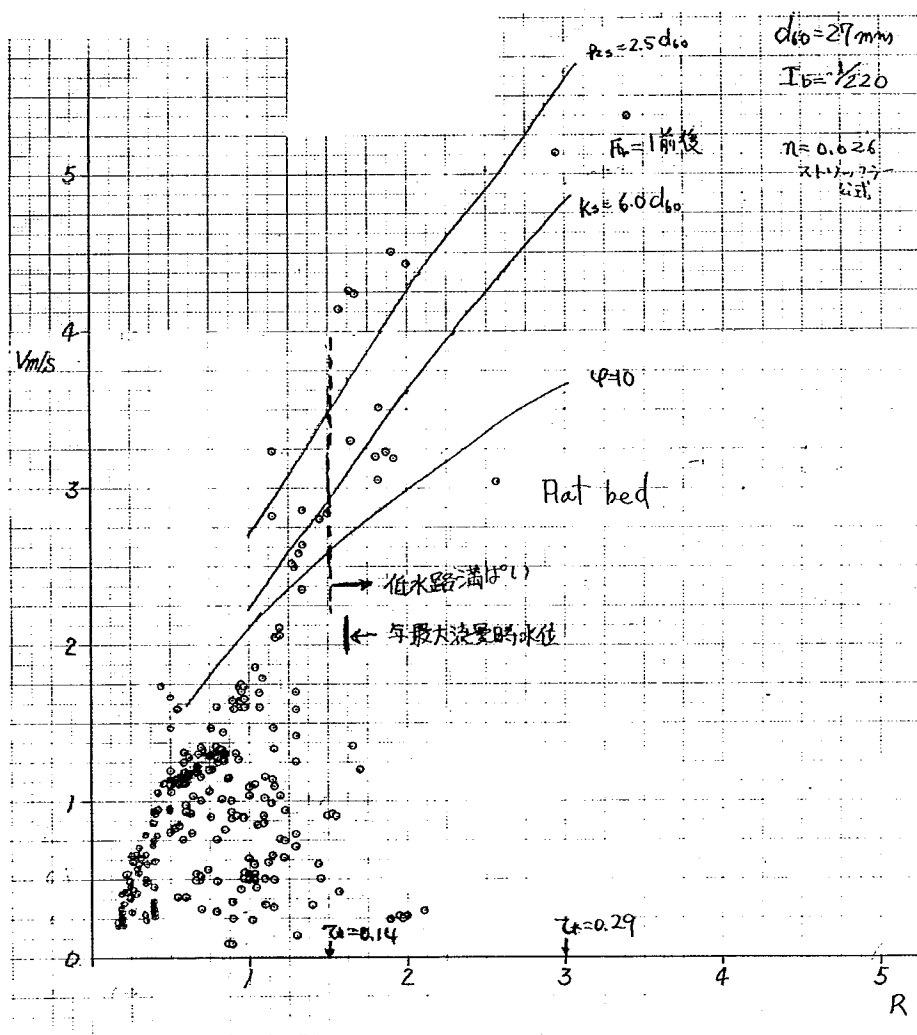


図 2-34 大井川神座地点 S.38.11.5 ~ S.51.2.25

表2-2 砂利河川の粗度

河川名地点	d_{65} mm	d_{84}/d_{16}	ストリックラー 公式による n	水深が小さい時の粗度		duneと考えられる粗度		移行時の水理量		そ の 他
				n	φ	n	φ	τ_*	R/d_{65}	
大井川神座	35	70/1=70	0.027	0.02~0.026	14~16	移行起らず				$\tau_{*max} = 0.17$
信濃川小千谷	65	150/25=6	0.030	0.025~0.03	15	0.04	10	0.10	900	はっきりせず
雄物川椿川	6.5	17/0.7=24	0.020	0.02~0.025	16~20	0.035~0.04	11~12	0.15	570	明 確
米代川二ツ井	25	40/1=40	0.028	0.021~0.026	15~19	0.035~0.04	12~14	0.10	220	はっきりせず
石狩川伊納	60	80/3=26	0.03	0.025~0.03	10~13	移行起らず				$\tau_* = 0.02$ 以下
天塩川誉平	25	40/0.7=57	0.028	0.02~0.03	13~16	移行起らず				$\tau_* = 0.09$ 以下
阿賀川山科	25	70/0.7=100	0.028	0.02~0.025	16~18	0.035~0.04	12	0.10	100	
仁淀川伊野	15	25/3 =7	0.025			0.035	10~12		150以上	$\tau_* = 0.17$ 以下の資料なし
物部川戸板橋	23	40/1=40	0.025	0.02~0.025	14~16	0.03	13	0.2	150	
川内川斧川	9	40/0.5=80	0.022	0.02	20	0.035	12	0.11	440	
球磨川渡	50	60/7=8.57	0.028	0.032	13.5	0.045	10	0.13	120	
球磨川前川	35	50/0.6=83	0.026	0.028	14	0.04~0.045	10	0.12	120	
大淀川嵐田	20	50/3=17	0.024			0.04	10			$\tau_{min} = 0.037$ 小さすぎる?
菊地川山鹿	15	40/1=40	0.023	0.02	20	0.035	12	0.09	250	
菊地川中富	40	50/10=5	0.027	0.027~0.030	12~14	0.04	10	0.03	75	移行 τ_* が小さすぎる?
菊地川玉名	3	8/0.6=40	0.018			0.035~0.045	10~12			$\tau_* = 0.069$ 以上の資料のみ
筑後川恵蘇の宿	130	200/50=4	0.033	0.03	13	移行起らず				$\tau_* = 0.10$ 以下の資料のみ
重信川出合	30	51/1.7=29	0.026	0.025	13	0.035	12	0.05~0.08	40~60	
渡川具同	40	70/0.8=87	0.027	0.03	13	0.04	10	0.010	125	
吉野川中央橋	20	60/1=60	0.024	0.02	20	移行起らず				$\tau_* = 0.12$ 以下の資料のみ
猪名川小戸	20	50/0.8=63	0.024	0.02~0.025	15~20	移行起らず				$\tau_* = 0.01\sim0.02$ 以下の資料のみ
紀の川船戸	20	35/2=17.5	0.024			0.03~0.04	10		100以上	$\tau_* = 0.1$ 以上の資料のみ
野州川中郡橋	30	55/1.8=31	0.026	0.02~0.025	16~20	移行起らず				$\tau_* = 0.115$ 以下の資料
野州川笠原	30	40/1=40	0.026	0.025~0.03		0.05	9	0.07	83	
由良川福地山	35	70/0.7=100	0.027	0.03~0.035	13	0.04	10	0.12	120	
鈴鹿川木田	8	20/1=20	0.021	0.02	20	0.035	10	0.2	220	

寄っている。河床材料は、図 2-16 に示すように左右岸で大きく異なっている。

図 2-27 に V_m と水深の関係（右岸寄りの主流部の資料）を示した。図中円でかこんだ資料は低水時の深掘れ部の資料で、水面勾配が 0.001~0.0012 となっている。これが水深が深くても流速の遅い理由である。なお洪水時の流速は河床が flat の場合に対応していて、 τ_{*m} が 0.1 を越えても dune は発生していない。これは F_r 数が 1 に近いためであると考えられる。

9) 天竜川・宮ヶ瀬地点

天竜川宮ヶ瀬地点は河口より 160 km の地点であり、図 2-28、2-29 のような横断面、河床材料を持つ径深 2 m 以下の低水流観測時の資料は、瀬の移動のためか、年度が異なると、資料のかたまり場所が異なっている。洪水時の河床は、flat と考えられる。

10) 安部川、牛妻、手越地点

安倍川、牛妻、手越地点は河口よりそれぞれ 20 km、4 km の地点である。

両地点の V_m と R の関係を見ると、河床は flat（中規模河床は存在している。）の流速となっているようだ。なお流れの F_r は 1 に近い。

11) 大井川・神座

大井川神座地点の横断形、河床材料、 V_m-R の関係を図 2-33、図 2-34 に示す。これによると洪水時の河床は、flat bed と考えられる。

12) その他

全国河川粗度資料集より、観測精度の良いと考えられる河川の粗度より、河床が flat から dune への移行する τ_{*m} 、 R/d_{65} の概略値を求めたのが、表 2-2 である。dune への移行は $\tau_{*m}=0.1$ 前後で生じているようだ。

〔5〕 混合粒径河床材料を持つ河川の河床波の観測例

平均粒径 1 cm 以上の河川での小規模河床波の観測例はほとんどなく、砂利河川では小規模河床波は発生しないのではないかという人は多い。筆者は砂利河川で dune 河床の直接観測例を文献などに記載されていないかと調べてみたが 1 例しか見つけることができなかった。（文献 6）の P194 に数インチの gravel 河床で約 12 m、高さ 2.4 m の河床波の観測例が記載されている。）

ここでは平均粒径が 1 cm 以上の観測例ではないが、顕著な二峰性の粒度分布を持つ河川の例を記してみたい

○ 豊川放水路

豊川放水路は昭和 40 年 7 月竣工したもので、放水路延長 6.5 km の大部分は水田を開削し、その河床材料は上流部は砂利を含むが中下流部では砂質となっている。この放水路に昭和 43 年 8 月 29 日~30 日に台風 10 号による $1360 \text{ m}^3/\text{s}$ の出水があった。この洪水直後河床に存在する河床波の観測が行れた。

8 月 29 日の出水により $1360 \text{ m}^3/\text{s}$ の最大流量を受け、水叩き下流端が洗掘され、この洗掘し

た砂が 6 km ~ 5.8 km にわたって長さ 20 ~ 37 m, 高さ 50 ~ 150 cm の dune を形成した。

図 2-36 は 6.0 km ~ 5.8 km の等深線図であり, 図 2-37 は放水路中央部の縦断面図を示した。図 2-38 には No 1 の dune の表層の河床材料の粒度分布を示した。またこの洪水時の塚田橋 (5.8 km) 地点の流量, 流速変化を図 2-35 に示した。

洪水後の河床は図 2-38 に示したように表層は 10 ~ 30 mm の砂利が多く乗っているが, 表面下 30 cm では平均粒径 3 ~ 4 mm となっている。これは減水期に表層がアーミングされたものと考えられる。

dune 河床であるので, $\phi = 11$ として洪水ピーク流量時の平均粒径に対する無次元掃流力を計算すると $\tau_{*m} = 1.24$ にも達する。この時の水深は 6 m 前後であり $R/d_m = 1500$ であるので, 洪水ピーク時には河床は flat であった可能性がある。河床波の波長から判断すると, この河床波は水深 3 ~ 5 m の時 ($\tau_{*m} = 0.3 \sim 0.4$) に生じたものと思われる。

なおこの洪水後の河床には図 2-39 に示すように交互砂州の発生が見られる。実質的な川幅は 70 m 前後であるので蛇行波長は川幅の 3 倍程度で室内実験で生じる砂礫堆の波長の最少値に近い。

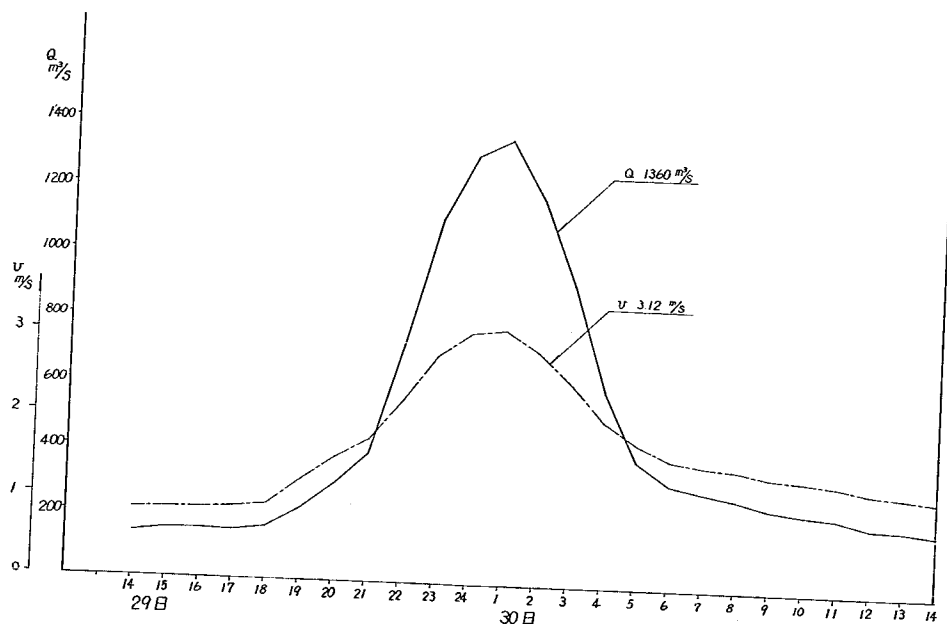


図 2-35 S.43.8.29 ~ 30 出水 塚田橋 $t \sim Q, U_*, v$ 図

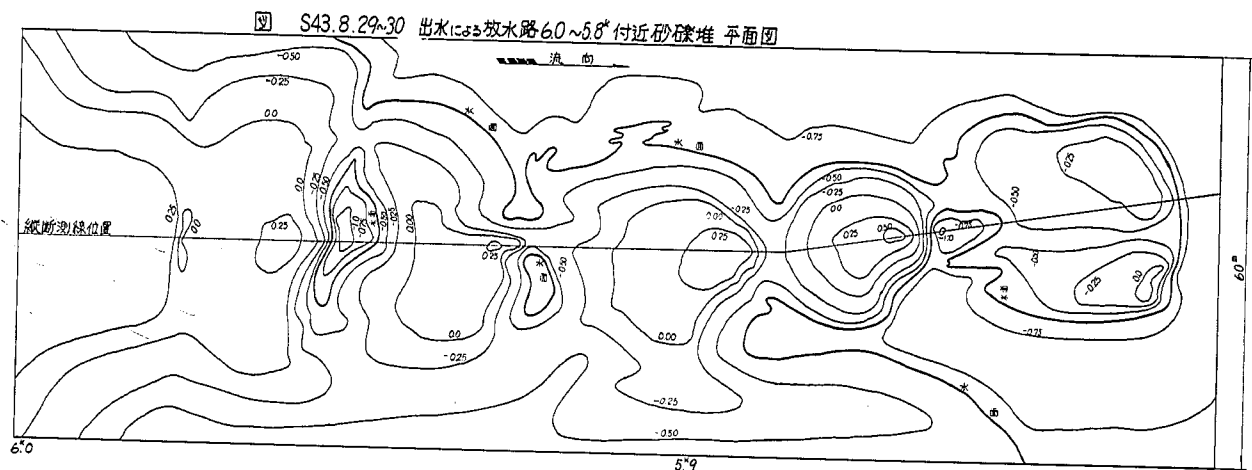


図 2 - 36 S.43.8.29 ~ 30 出水による放水路 6.0 ~ 5.8 k
付近砂礫堆平面図

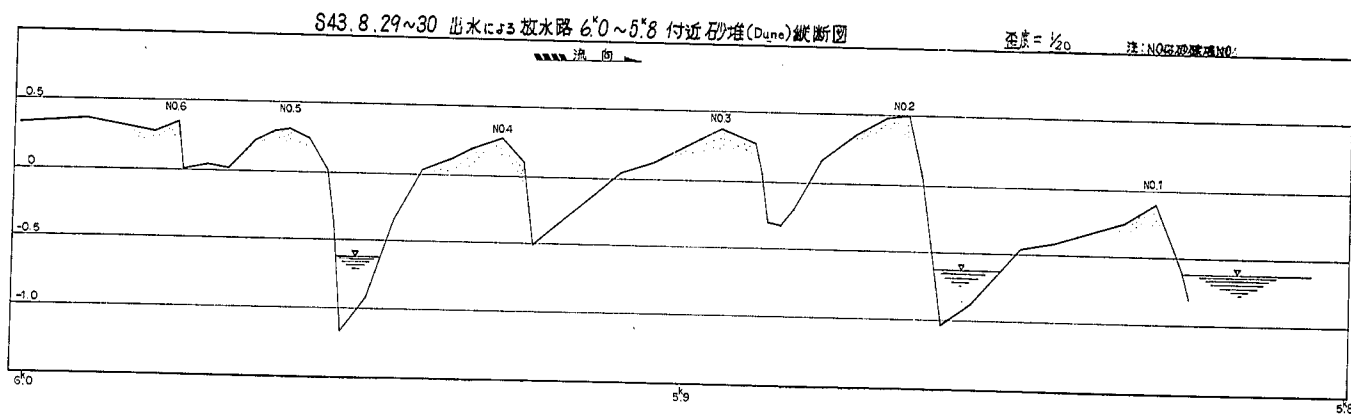


図 2 - 37 S.43.8.29 ~ 30 出水による放水路 6.0 ~ 5.8 k
付近砂堆 (dune) 縦断面図

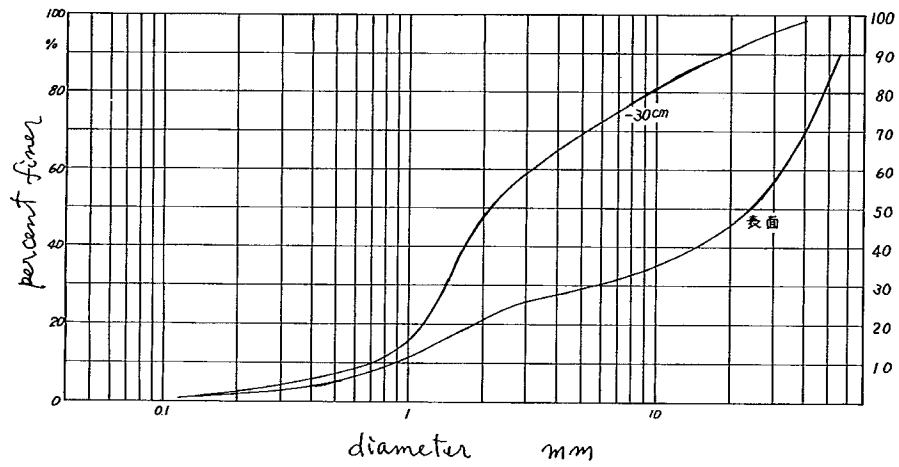
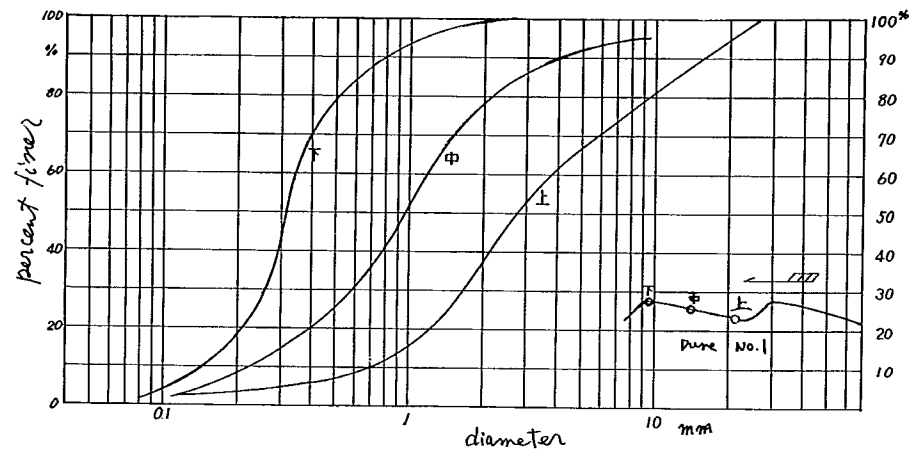


図 2-38 Dune No 1 を形成している河床材料

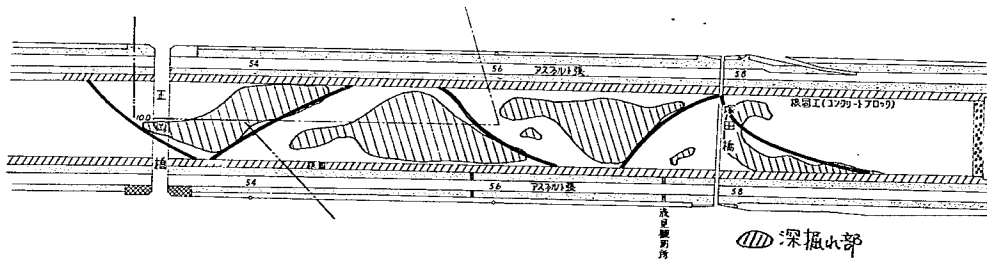


図 2-39

○ 大 淀 川

九州地建宮崎工事々務所では、宮崎大橋（河口より 6.65 km）に超音波測深機を設置し、河床波の観測を行っている。そこで得られた資料の報告¹⁰⁾を再整理してみた。

この観測地点は、図 2-40 に示す粒度分布縦断変化図を見て分るように、河床材料の分布は中

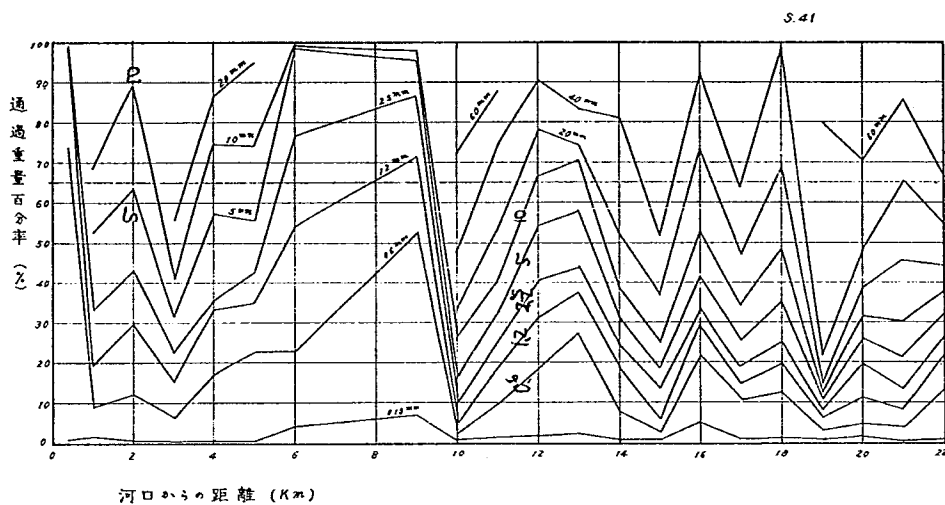


図 2-40 大淀川河床材料（低水路）縦断図

間地的な特性を持ち、砂の中に砂利がまざっている。このような中間地的な所の河床材料は、粒度分布の時間的変動の激しい所で、河床が砂で全面的におおわれたり、砂分がとり除かれて砂利分が表面をおおうこともあり、洪水時には河床表面の粒度特性の変化は激しいものと推定される。

河床波は、超音波測深器（TU-222 型）をトロリーに取り付け、ガイドレール上を縦断方向に 14 m 移動しうる。また水面勾配は、宮崎大橋直上流 1000 m 間の水位差を気泡式水位計で測定した。（水面勾配測定の精度は非常に良いものと思われる。）

表 2-3 は観測された資料を再整理したものである。この表から次のようなことが読みとれよう。

河床波の波長 L_s は L_s が 1 m 以上の場合は、ほぼ水深程度である。この波長は他の河川や実験室の dune の L_s に比べて非常に短い。この波長の短かさのためか、河床波の波形勾配はそれほど小さくないのに ϕ が dune 河床にしては 14~15 で大きい。（河床の相当粗度 K_s は $H_s \cdot H_s / L_s$ にある程度比例する。）洪水の減水時に河床波の観測が行われていることを考えると、河床波と水量の応答が即時的でないということが、 L_s を短かくしているのだと考えるべきではない。原因がはっきりしない。（Ripple と解釈すべきなのだろうか？）

波長 1 m 以下の河床波は Ripple と考えられる。河床表面に平均粒径 0.6 mm 前後の砂がおおって

表 2-3 大淀川・宮崎大橋 6.65 km

I 1000 m 水位差

観測月日		流量	V_m m/s	H_m 水深	I_s	U_* cm/s	$\tau_* = U_*^2 / s g d_m$	H/d_m	ϕ	L_s m	L_s/H	H_s m	H_s/L_s	F_r	V_s cm/s	$V_s H_s$ cm ² /s
47.7. 6	18:15	2804	1.81	455	1/2700	12.85			14.1	5	1.09	0.1	0.02	0.27	0.060	0.6
47.7. 6	19:10	2721	1.80	448	1/2700	12.75			14.1	5	1.12	0.1	0.02	0.27		
47.7. 6	20:25	2707	1.86	435	1/2700	12.57			14.7	5.5	1.26	0.1	0.018	0.28		
47.7. 6	21:07	2411	1.69	425	1/2700	12.42			13.5	6.5	1.52	0.2	0.031	0.26		
47.7. 7	10:16	1234	1.32	262	1/3333	8.78			15.0	2.03	0.77	0.133	0.066	0.26		
	11:05	1189	1.32	260	1/3333	8.74			15.1	2.30	0.88	0.183	0.080	0.26	0.057	
47.7.10	10:12	427	0.83	141	1/4545	5.51			15.1	1.95	1.38	0.163	0.084	0.22		
47.7.22	10:27	1424	1.46	290	1/3571	8.92			16.4	3.35	1.15	0.205	0.061	0.27		
47.7.22	10:59	1290	1.34	280	1/3571	8.77			15.1	2.20	0.78	0.250	0.114	0.26		
47.7.22	11:32	1251	1.32	275	1/3571	8.69			15.2	2.20	1.25	0.240	0.109	0.25		
47.9. 7	11:15	509	0.90	155	1/4166	6.04			14.9					0.23		
47.9. 9	9:55	213	0.60	108	1/6666	3.98			15.1					0.18		
48.7. 1	15:15	93	0.40	1.10	1/11764	3.03			15.0	1.27	1.15	0.03	0.023	0.12		
	17:45	90.3	0.34	1.30	1/14285	2.99			13.2	1.28	0.98	0.03	0.023	0.10		
48.7.20	14:05	309	0.74	1.65	1/4347	6.10			11.3	0.98	0.59	0.02	0.02	0.18		
48.7.20	15:43	316	0.76	1.65	1/4000	6.36			12.1	0.51	0.30	0.019	0.037	0.19		
48.7.25	14:00	656	0.93	2.50	1/3448	8.43			11.9	0.79	0.32	0.056	0.071	0.19		
48.7.25	15:15	638	0.93	2.45	1/3571	8.20			11.0	0.87	0.35	0.044	0.05	0.19		

いると推定される。

。 長良川

1976年1月筆者等は鹿島試験所の職員と長良川の河床波の観測にでかけた。そのおり合渡橋下流(45km地点)および墨俣橋上流(40km地点)で写真2-1, 2-2に示すような、ほぼ同一波長を持つ河床の高まりを見た。合渡橋下流の河床波の波長は37歩 $\times$ 80cm $\approx$ 30mであり、墨俣橋上流の場合は約12~13mであった。なお河床材料は、合渡橋は平均粒径30mm前後であり、40km地点は、砂と砂利が半々ぐらいであった。

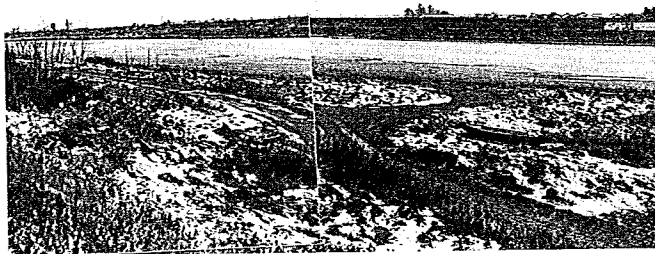


写真2-1 合渡橋下流
 $L_s \approx 30$ m



写真2-2 墨俣橋上流
500 m
1976年1月
 $L_s = 12 \sim 13$ m

[6] ま と め

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。勾配が $1/250$ 以上の急流扇状地では、 F_r が 1 に近くなるため、河床は洪水時、中規模河床上に Antidune あるいは flat の河床波となる。十分に発達した dune の場合の ϕ は $10 \sim 12$ ぐらいであり flat の場合は相当粗度 $K_s = 2.5 d_m$ 位にしておけば良い。ただし急流河川 ($\phi = 1/100$ 以上か?) 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¹⁴⁾ 実験値より判断すると $K_s = 6 d_m$ 位にした方が良さそうである。

2-3 土砂の移動形態

本節においては、実際河川の流砂観測例および堆積物調査を通して河川における土砂の移動形態について論じる。

土砂の移動形態を論じる場合、通常次の三つの成分に流送土砂を分けることが多い。

掃流砂 (bed load) 河床近くを転がり、すべり、Jump しながら移動する流砂

浮遊砂 (suspended load) 流れによって浮遊されながら流下する流砂で、流れの流送能力に応じて河床から浮遊し、また沈降する。つまり流れの流砂輸送能力以上の流砂が上流から流下すれば、過剰な砂分は沈積する。

Wash load 流れの流砂流送能力以下の土砂量で流下している流砂で、そこに Wash load とみなされる土砂が加わっても、河床にはその土砂は堆積することなく流下していくような流砂
三つの流砂形態は互にかさなり合った部分があり、厳密に区分できるものではないが、河川における土砂の移動形態を論ずる場合、有効な概念である。しかしこの場合次のことに注意しておかなければならない。河川に働く掃流力は、洪水量に応じて変化する。このことはある粒径を取りだすと 1 流水時には wash load 的であり平水時には浮遊砂的であるというように運動形態が流量変化に応じて異なるということである。

このことは我々が最終的な目標としている土砂流下量予測という問題に種々やっかいな問題を提起している。

本節では特に洪水時の各粒径ごとの運動形態がどのような形態であるかに重きを置きながら観測資料を解釈してみたい。

[1] 測 定 法

○ 掃 流 砂

掃流砂の観測は土研式採砂器、あるいは土研改良型採砂器を用いて河床近くの移動砂を採取している。その標準的な形状を図 2-41 に示す。採取口から流入した水は後端上流部から流出させるようにしているが、流速の遅い場合には、河床面近く ($0 \sim 20\text{cm}$) を流下する浮遊砂, wash load

が掃砂器に入ってしまうことを示し、この装置で採砂された土砂は純粹の掃流砂というわけではないことに注意を用する。

。 浮 遊 砂

浮遊砂は、図2-42に示されるような浮遊砂採水器で測定されている。なおノズルの部分の流水の速度は、河川水と同一流速になるようにくふうされている。含砂量は採取した水の重量を測定し、最少限24時間静置し、次に上澄液をゴム管などにより沈澱物を吸い出さないように排除し、後に残った沈澱物を乾燥して化学天秤で秤量し、含砂率を重量比で求める。したがって24時間静置後に沈降しない粘土分は計測されていないことになる。

浮遊砂の粒度分布をどのように測定したか筆者は詳しく知らないが、V A tubeによって計ったものがほとんどのようである。V A tubeによる測定法が、浮遊砂の正確な粒度分布を求めているかどうかたがわしいが、ここでは計測された値をそのまま使って検討を行う。なお日本で測定された浮遊砂の粒度分布形を見ると0.01mm以下は計測されていない。この原因は上澄み水を吸い出してしまう測定法によるものと思われる。

(今後浮遊物の質的問題を考察するために、浮遊砂の観測法、採取された採水の分析法に関する検討および粒度分析法の標準化が必要と思われる。)

[2] 砂利河川における土砂の移動形態

砂利河川においては、河床材料は出水時以外には全粒径が移動しない。通常の流れで、砂河川に変わる直上流より上流では表層の砂分が移動し、一部は下流へ、他は流れの弱い所に堆積する。したがって主流路はアーミングされ、他の場所より河床材料は大きくなる。砂河川に変わる直上流では上流から流下する砂分が堆積し、平常時では河床面が砂分でおおわれる。

ところで河川の表層下の河床材料の大きさは、径年的にはそれほど大きくは変わらない。このことは、洪水時の掃流砂は、ほぼ河床材料と同程度の粒度分布を持つことを示していよう。もし河床材料も大きく変わるようなことであれば、河床材料の経年変化は非常に激しいものとなるはずである。

ただし常願寺川や黒部川のような急流荒廃河川では洪水時の土砂発生源の土砂の粒径成分ごとの供給量の変化に応じて洪水前後で粒度分布が変わることがある。(この変化は主に砂分の上流

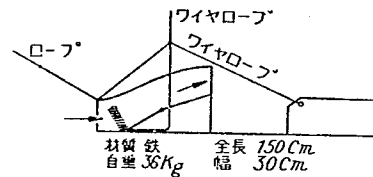


図2-41 掃流土砂採取器

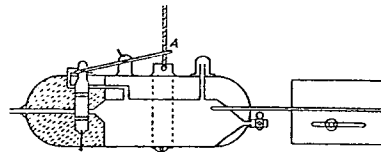


図2-42 浮遊砂採取器

からの供給量に支配されるようだ。) 土砂供給源に近い所の河床材料は、山地部の崩壊地の程度や、その崩壊土砂の質の変化によって、一回の洪水によっても変化してしまうようである。^{8),9)}

崩壊地から離れ、ある程度河道内で分級の進んでいる河川や、山が荒れていない河川では河床材料の経年変化は大きくはない。

洪水時の河床堆積物と流送土砂の関係を、二、三の実測例を通して述べよう。

1) 天竜川 8.9 km地点

天竜川 8.4 km地点において図 2-43 に示す位置に、図 2-44 の形状に河道を掘り下げ、洪水後(昭和 47 年 7 月 5 日出水)そこに堆積した土砂の粒度分布を調べた一例が、図 2-45 に示され

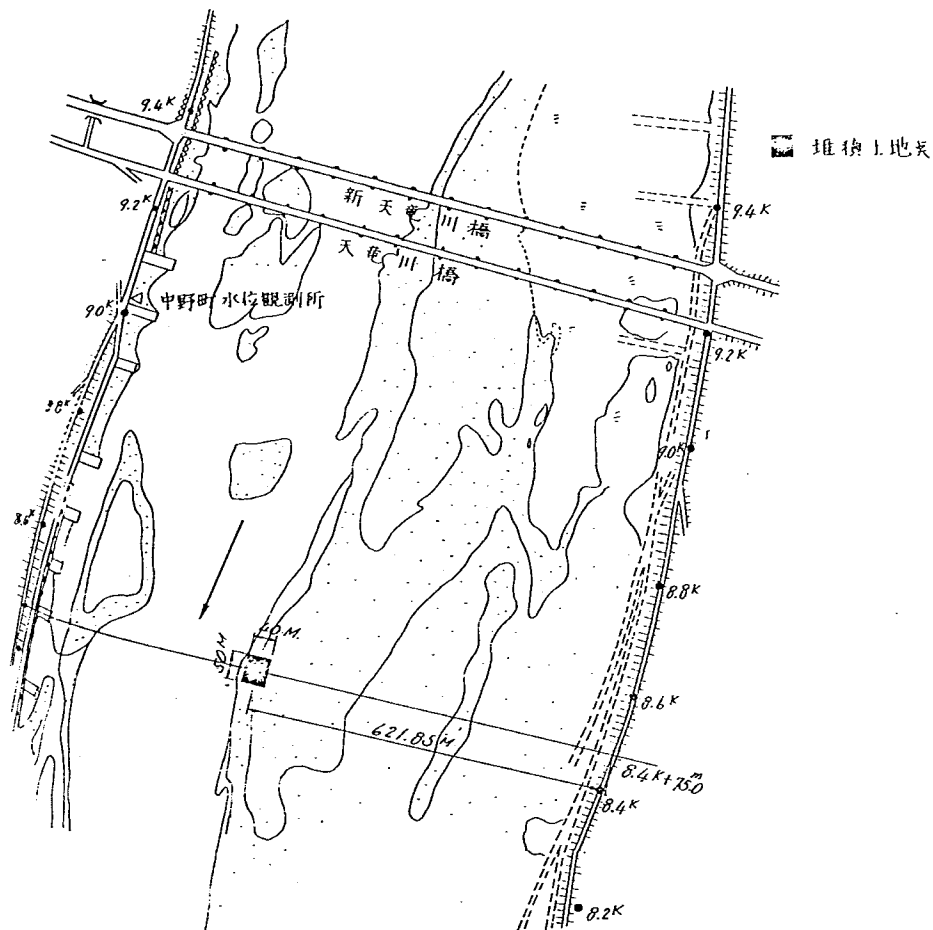


図 2-43 天竜川・中野町附近平面 S = 1/10,000

ている。なお比較のため昭和41年度に行った河床材料調査の成果も入れてある。これを見ると1mm以下の割合は、昭和41年度より小さいが、これ以上の粒径の粒度分布は、昭和44年7月5日出水後の堆積物の粒度分布とほぼ同じである。このことは砂利分の粒度組成は、洪水時は河床と同一粒度分布を持って流下するが砂分は、上流からの補給状況や、堆積環境の微妙な違いによってその堆積量を変化するものと考えられる。なお砂分が20%以下であれば、その砂分は単に砂利の間の空隙を充てんしているにすぎない。

7月5日洪水は鹿島量水所(河口より25km)で最大 $8671\text{ m}^3/\text{s}$ 、日平均 $2979\text{ m}^3/\text{s}$ の大出水であった。

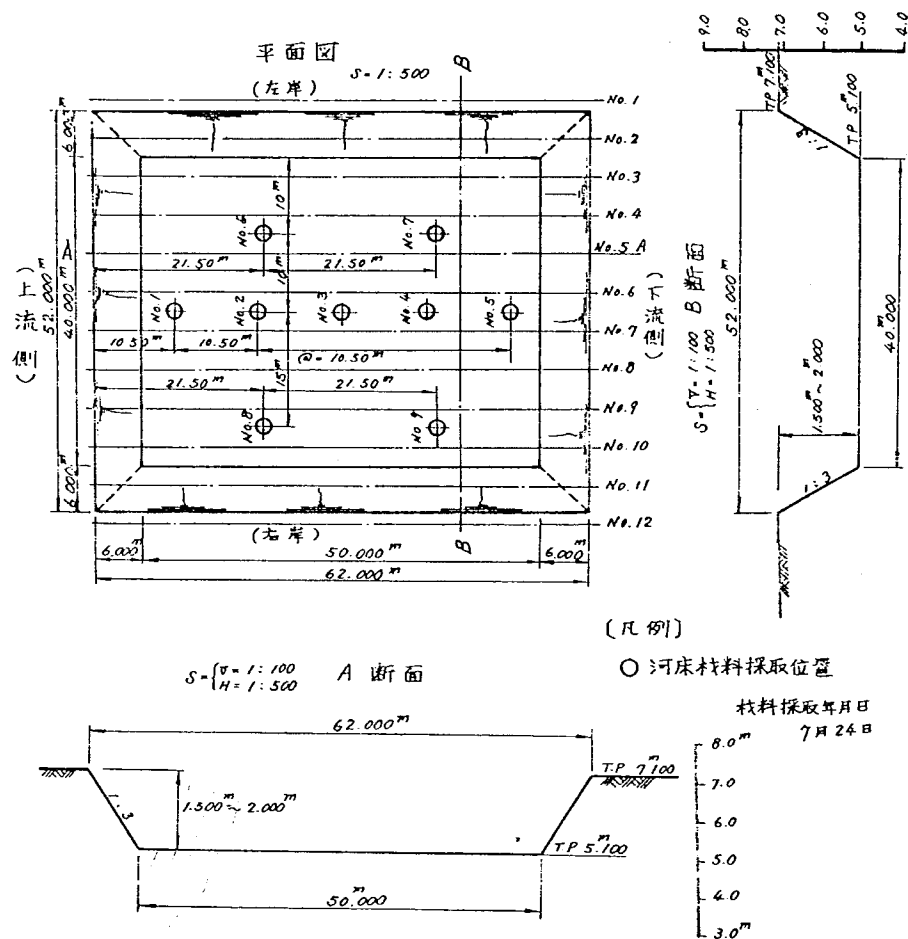


図2-44 流砂観測用溜弁詳細図(天竜下流)

河床砂(S41) = 昭和41年度において河床材料調査
を行なっているためその成果を使用した
き野井 粗骨材を含む 粒度曲線図

8.4K, 75m S44.6 27-7.8 出水

No.3

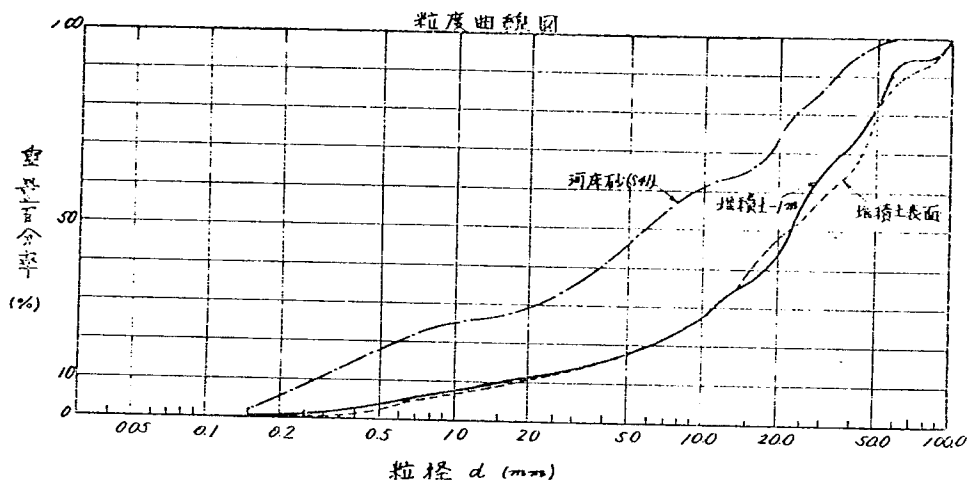


図2-45 堆積土粒度分布曲線(天竜川)

2) 肱川, 肱川橋 188km 掃流砂観測

昭和44年7月5日出水時, 肱川橋で, 土研式掃流採砂器による掃流砂観測が行われた。その時の掃流砂の粒度分布は, 図2-46に示されている。この時の採砂地点の水深は3.6~3.65m, $V_m = 2.5 \sim 2.6$ mである。流速が大きく, 河床波が発達していると思われるので $\phi = 12$ とすると, $U_* \approx 20$ cm/s, $\tau_{*m} \approx 0.13$, $H/d_m \approx 180$ の水量下の掃流砂の観測と考えられる。採砂器に入った土砂の粒度分布は, 二, 三の例外を除けば, ほぼ河床砂の粒度分布に近い。

3) 十勝川茂岩

前二河川の観測を通して全面的に土砂が動く時には, 河床面近くの土砂(掃流砂)は河床砂とほぼ同一の分布形を持っていることが推測されるが, これは全流送土砂量の粒度分布が河床砂とほぼ同一であることを意味しない。砂分は浮遊砂形式で流下していると考えられ, 砂分の割合はもっと大きいものと考えられる。砂利河川の浮遊砂の粒度分を十勝川茂岩地点の観測例を通して述べてみよう。

図2-47は, 昭和44年7月7日(水深4.55m, 平均流速1.4m)時の浮遊砂の粒度分布と掃流砂, 河床砂の粒度分布を示したものである。この観測地点は中間地的性質の河床材料を持ち, 砂

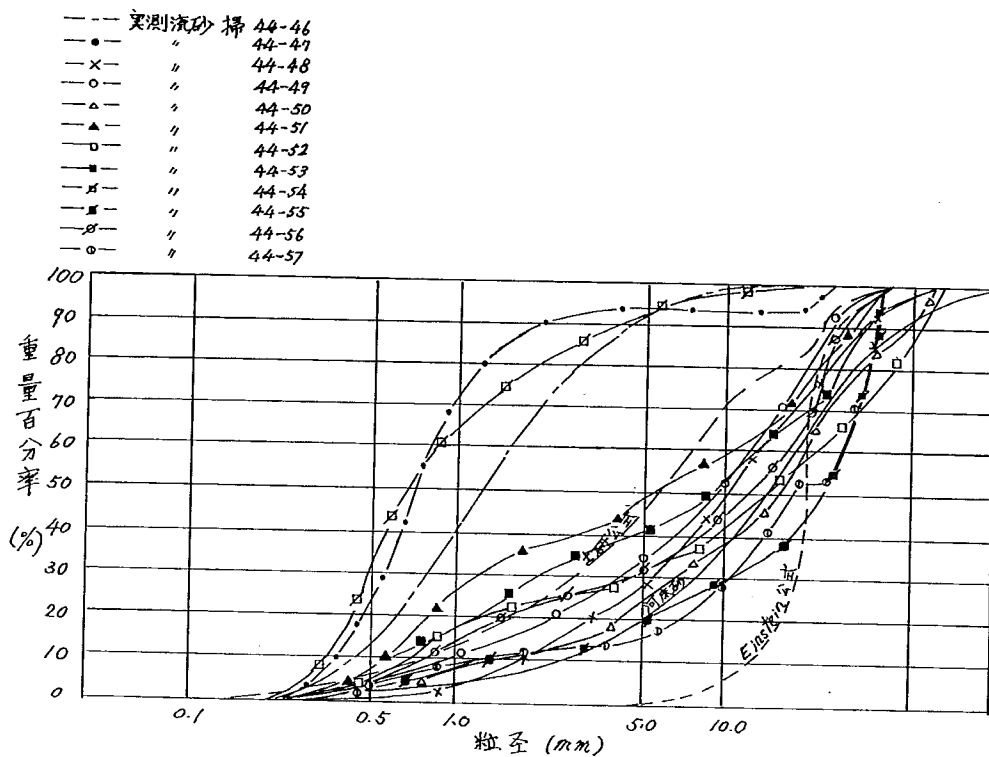


図 2-46 肱川実測計算粒度分布比較図

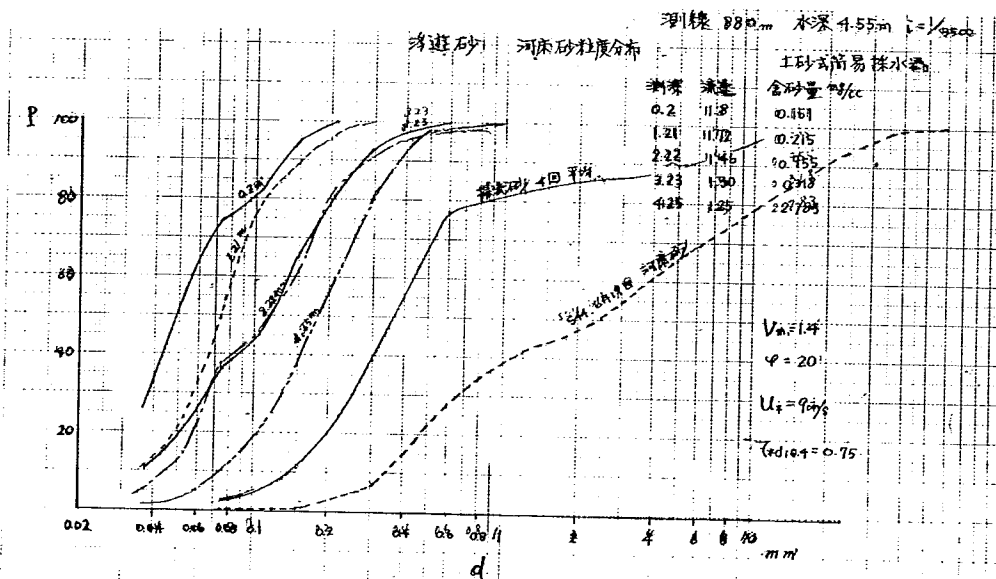


図 2-47 十勝川茂岩地点浮遊砂・河床砂粒度分布 昭和44年6月7日

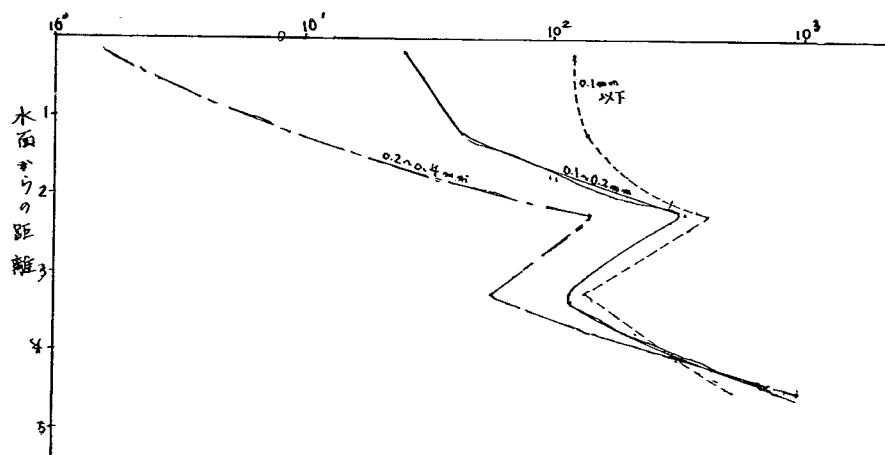


図 2-48 十勝川茂岩地点 C (重量濃度) p.p.m

利分の粒径も大きくはない。この図より、河床砂が全面的に動いてはいないが、河床近くでは砂分が浮遊して動いているのがわかう。なおこの観測時には水面勾配を測定していないが、河床勾配をエネルギー勾配とすると $U_* = 9 \text{ cm/s}$ となり、 $\phi \approx 16$ ，粒径 0.3 mm に対して $\tau_* = 1.67$ である。また平均粒径 6 mm に対しては $\tau_* = 0.083$ である。

図 2-48 には粒径別の浮遊砂の濃度の水深方向の変化を示した。この図より $v_m = 1.4 \text{ m}$ 位の時 0.1 mm 以下は wash board 的運動形態， $0.2 \sim 0.4 \text{ mm}$ は浮遊砂的運動形態を持っているのがわかう。

[4] 砂河川における土砂の移動形態 ($d_m = 0.3 \sim 0.6 \text{ mm}$)

砂河川では、砂利分が上流で堆積した後での河床材料であるため、均一性が増す。それゆえ河床波の予測や流砂量の評価、河床変動の計算等には、均一砂の場合の評価法を使っても、ほとんど問題がない。ただしこのことは砂分内において分級が行われていないということを意味しているわけではない。砂分内の分級が激しく生じている地点は、粒径 $0.4 \sim 0.6 \text{ mm}$ の砂河川の粒径 $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$ のシルトまじり細砂に急変する所である。(例としては利根川 $40 \sim 45 \text{ km}$ 地点、鶴見川 $1 \sim 3 \text{ km}$ 地点等である。) この急変点上流の河床材料は、洪水時には、河床の状態が flat になり浮遊形式で移動するが、この急変点で、掃流形式に変化し堆積していくものと考えられる。この急変点下流の河床材料は、上流部では wash load 的な動き方をし、河床材料中には数%しか存在しない。上流部で洪水時 wash load 的運動形態を持っていたものが、浮遊砂的運動に変わるのは掃流力がここで小さくなるためであるが、この掃流力の減少は日本の河川の場合、河川自身で、この急変

点を作ったものではなく、人間の河川に対する働きかけが原因していることが多い。利根川の場合は、40 km地点から、湖沼的性格が強く、事実数100年前までは低温地湖沼地帯であった。鶴見川の場合は、河道の拡幅、埋立てに原因している。通常の河川では0.1~0.2 mmの細砂は、高水敷堆積物になるか、海に出てしまう。

1) 天塩川・天塩大橋

砂河川の例として天塩川、天塩大橋地点の洪水時の掃流砂、浮遊砂の粒度分布を昭和44年5月2日(水深7.25 m, $V_m = 1.5 \text{ m/s}$)および7月30日(水深5.1 m, $V_m = 0.7 \text{ m/s}$)の観測結果を図2-49に示す。

5月2日の観測値には流速から判断するとdune河床と考えられ、 $\phi = 12$ とすると $\tau_{*m} = 1.2$ 、7月30日には $\tau_{*m} = 0.3$ 前後と考えられる。

掃流採砂器に入った砂の粒度分布は、河床砂より多少小さいが、ほぼ等しい。砂河川では掃流砂は河床砂粒度分布とほぼ等しいとして良いと考えられる。なお浮遊砂の粒度分布を見ると、流速の遅い7月30日の方が粒径が大きいものが多く含まれている。また採砂器に入った土砂も0.1~0.3 mmの砂が多い。この原因は明確でないが、掃流砂の粒度分布の変極点A、A'と浮遊砂の最大径がほぼ対応しているのは興味深い。このことはこの変極点A、A'に相当する粒径より大きい粒

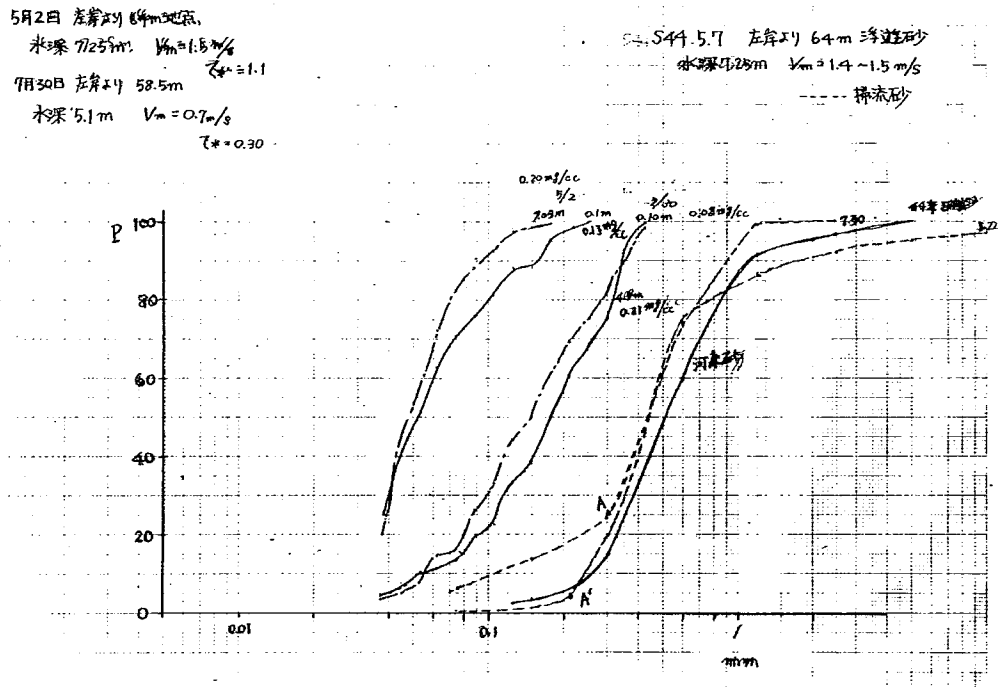


図2-49 天塩川・天塩大橋地点

子と小さい粒子と異なった運動形態を持っていることを示しているのではないと思われる。つまり大きな粒子は掃流砂的運動形態、小さいのは浮遊砂形態の運動をしているものと考えられる。

[5] 粗砂の場合 ($d_m = 1 \sim 2 \text{ mm}$)

平均粒径 $1 \sim 3 \text{ mm}$ の粗砂を河床材料を持つ場合の浮遊砂、掃流砂、河床砂の関係を斐伊川の例を通して述べてみよう。

図2-50は昭和42年10月28日、図2-51は昭和43年3月1日における掃流砂および浮遊砂の粒度分布である。これを見ると掃流砂の粒度分布は、河床砂に近いものもあれば、異なっているものもある。掃流採砂器に入った土砂の粒径が小さいものは採砂量が小さく、多いものは河床砂に近い。小さいものは、河床近くを浮遊して流下する砂を採取し、大きいものは河床近くを contact load として流下しているものと、浮遊砂を採取したものと考えられる。河床には、dune が発生していると考えられ、 $d = 2 \text{ mm}$ に対して $\tau_* = 0.6 \sim 0.7$ 、 $d = 0.4 \text{ mm}$ に対して $\tau_* = 3 \sim 3.5$ であり、粗砂は contact load、細砂は suspended load として動いている。このことは粗砂を河床材量に持つ場合、粒径 $0.7 \sim 3 \text{ mm}$ の砂と $0.2 \sim 0.6 \text{ mm}$ の砂の運動形態が異なっていると考えなければならないことを示し、土砂量把握のためには、両者を分けて考えていく必要があることを

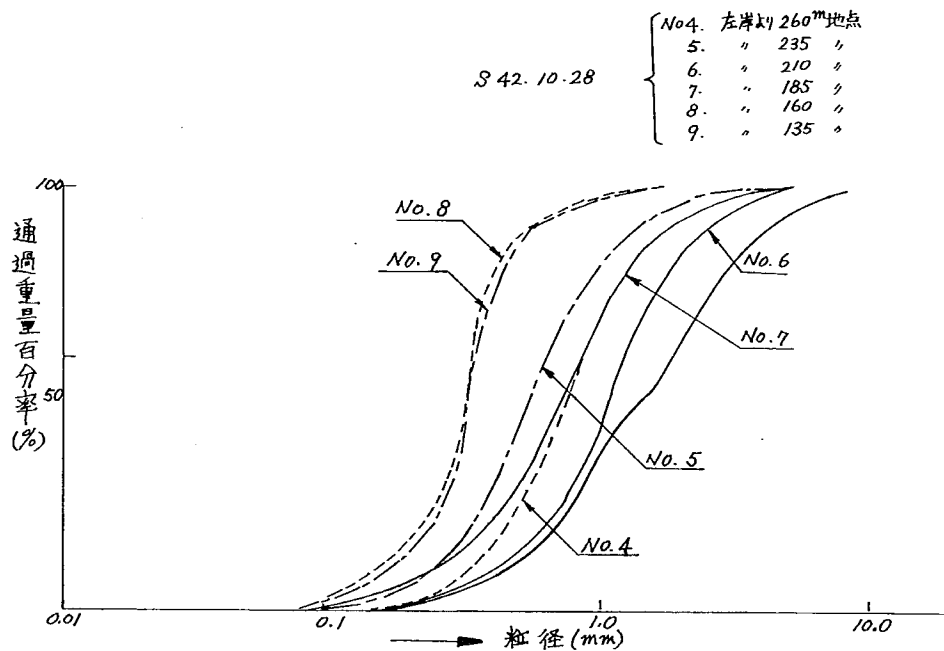


図2-50 掃流砂量粒度分布曲線 (源光寺橋)

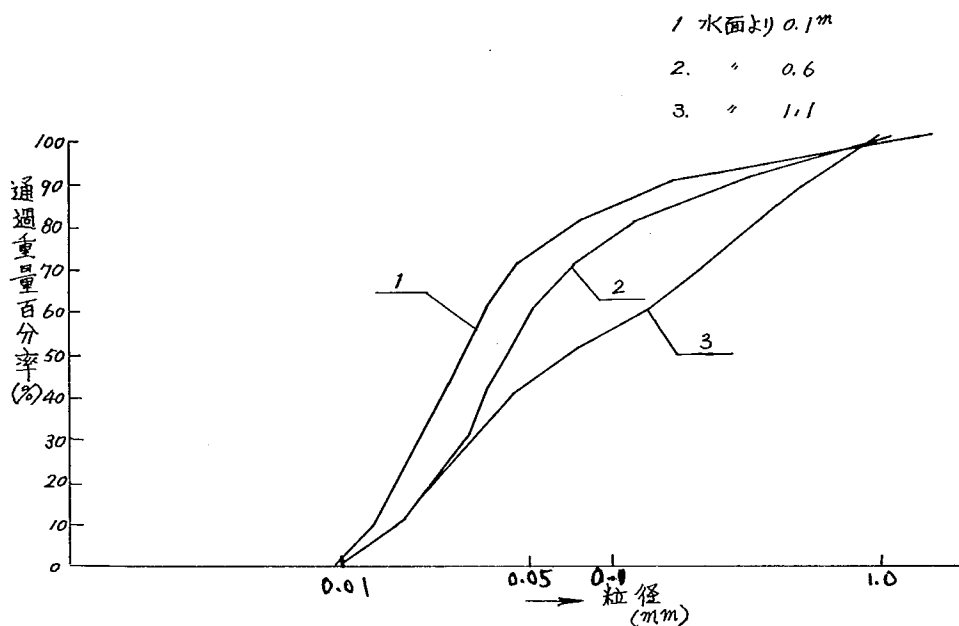


図2—51 浮遊流砂量粒度分布曲線 源光寺橋(4.3km)左岸より160m S.43.3.1

示そう。ただし河床変動の予測には粗砂分だけで把握しておけば十分であろう。

[6] ま と め

実際河川の土砂の移動形態は河床材料の粒度分布の型によって、その特徴が異なると考えられる。

一般に河床材料は、図2—52に示す如くその河床の主構成部分であるA集団、A集団の空隙をうめているB集団、またA集団より粒径が大きく、A集団と運動形態の異なるC集団に分けて考えるのが便利であると思われる。¹¹⁾¹²⁾¹³⁾各集団を区分する粒径をはっきり決めることはできないが、粒度分布曲線の勾配変化点の一つの基準となるようである。図2—52には筆者が判断した区分粒径を示しておいた。

実証的資料が少なくはっきりしたことは言えないが、水理実験結果や本章で述べなかった他の河川の観測例などから判断すると、河床材料の運動形態は次のごとくであると考えられる。

粒度分布形が①のような河川では、洪水時には河床は flat でA集団は浮遊砂形態であり、B集

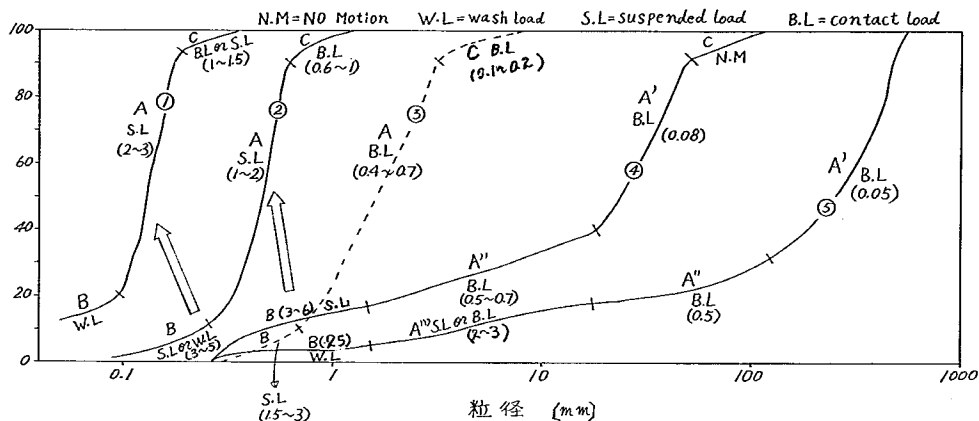


図2-52 年最大流量時における各粒子集団の運動形態と τ_{*i}
()内の数字は各集団の平均の τ_{*i}

団は wash load, C 集団は掃流砂あるいは浮遊形態で移動し, 平水時には, 河床は ripple となり, A 集団は掃流砂, B 集団は浮遊砂的であり, 流速の遅い所に堆積することもある。

緩流部の代表的粒度分布形である②の場合は, 年最大流量程度の洪水の時は, 河床は flat あるいは dune であり, A 集団は flat の場合は浮遊砂, dune の場合は掃流砂, B 集団は浮遊砂あるいは wash load 的, C 集団は, 掃流砂的に動くと考えられる。平水時には, 河床は ripple であり, A 集団は, 掃流砂, B 集団は浮遊砂, C 集団は移動量は河床砂の割合より小さく, 掃流砂的であると考えられる。

粗砂の河床材料を持つ③の場合は, 洪水時に河床は dune であり, A 集団は掃流砂, B 集団は浮遊砂, C 集団は, 掃流砂であり, 平水時には河床は dune あるいは ripple となり, A 集団は掃流砂, B 集団は浮遊砂あるいは掃流砂となり, C 集団は動かないと考えられる。

④のような河床材料を持つ場合は, 洪水時は dune あるいは flat で A 集団は掃流砂, B 集団は浮遊砂, C 集団は年一回洪水程度では動かないが, 大出水では掃流砂と考えられる。なお A 集団の粒径の拡がり範囲が 2 ~ 50 mm であり, この拡がりの中で土砂の移動形態が異なることが考えられ A', A'' の二つに分けた方が良いかも知れない。^{注1)} ただ A'' 集団は, 量が少なく無視しても良い場合が多い。平水時には C, A' 集団は動かず, 流れの強い所はアーミングされ, 弱い所に B 集団が堆積することがある。

注1) 河床材料の粒径が 0.3 mm 以上の場合, 全粒径が動く時, 同一運動形態を取りうる粒径の範囲は最大粒径と最小粒径の比で 10 程度であるようだ。

⑤に示すように大粒径河床材料を持つ河川では、洪水時、河床は flat であり、一般に C 集団を持たず、A' 集団は掃流砂、B 集団は wash load、A'', A''' 集団はそれぞれ浮遊、掃流と考えられるが、A'', A''' 集団は河床の中に占める割合が小さく無視しえる場合が多い。なお河床がアーミングされると B、A'' 集団が河床から抜け出て A', A'' のみで河床表面をおおう。平水時には A', A'' はほとんど動かず、B 集団は浮遊、A 集団は掃流で動くと考えられる。

参 考 文 献

- 1) 建設省土木研究所；建設省流砂観測資料集 土木研究所資料第 625 号 1971
- 2) 北海道開発局；河床変動に関する調査研究 第 13 回 北海道開発局技術研究発表会 1970
- 3) 芦田和男；河川の流送土砂の算定法と測定法 土木技術資料 Vol. 1-5 1959
- 4) 土屋昭彦；流送土砂観測の手びき 土木技術資料 Vol. 6-10 1964
- 5) 細井正延；河川急流部の粗度係数と河道計画との関連について、土木研究所報告第 115 号 1963
- 6) Leopold, Wolman, Miller ; Fluvial Processes in Geomorphology, W.H. Freeman and Company 1964
- 7) 全国河川粗度係数資料集 建設省技術研究会 1974
- 8) 北陸地方建設局立山砂防工事々務所；常源寺川における 44.8 月集中豪雨記録
- 9) 山本晃一；急流河川の河床材料調査法と表面粒度特性、土木研究所報告第 147 号 1976
- 10) 折田敷郎，畠中近良，仲道憲一；大淀川の河床形態と粗度 第 27 回建設省技術研究会 1973
- 11) 井口正男，国崎茂和；沖積河川における河床砂れきの粒度組成について(II) 地理学評論 47-9 1974
- 12) 井口正男，磯部豊彦，河村和夫；沖積河川における河床砂れきの粒度組成について(III) 筑波大学水理実験センター報告 No. 1 1977
- 3) Reineck, Singh ; Depositinal Sedimentary Environments Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York P.114 ~ 119 1973
- 14) 池谷浩，伊巻幹雄；急勾配河川における水理特性 土木研究所資料第 1309 号 1978
- 15) 中部地方建設局；観測流量年報 昭和 38 ~ 51 年

3 章 実験資料より見た混合粒径材料の移動特性

3-1 はじめに

前章において、実際河川の観測資料結果より土砂の移動特性について論じた。ここでは、土砂の移動特性がより観察しやすく、また観測精度も良いと思われる実験資料より土砂の移動特性について記述する。

なお、筆者の実験は河床材料の全粒径が全面的に動くような状態での土砂の移動特性を把握しようとして行ったものがほとんどである。したがってここでは河床材料の一部が動かなくなつて河床がアーミングする過程の現象についてはほとんど述べていない。

3-2 実験方法

本報告で使用した実験資料の実験方法について簡単に記し、またその問題点について考察を行う。

本資料集の中で解析に使った実験資料と実験方法は表 3-1 に示されている。

筆者が行った実験の方法をより詳しく述べると次のごとくである。なお他の実験の場合は原論文を参照されたい。

(1) 実験番号 4-1~6-5 (昭和 50 年 9 月実験)

実験は図 3-1 実験水路概略図に図示したように、長さ 28m、幅 0.6m、高さ 0.8m の水路に図 3-2 に示す混合砂を所定の勾配に敷きならした後、下流端のスルースゲートを閉じ、上下流から河床材料が動かない程度にゆっくり給水し、水深が 2~3 cm になった所で、下流のポンプを止めてゲートを少し開け、所定の流量に合わせながら下流のゲートを少しずつ開け、最終的には開放した。上流からの流量と水位が安定した所で、水位、流砂量を測定した。流砂量は下流から出た砂まじり水を合成せんの袋に所定の時間すべて流下させ、そこにたまった砂量および粒度分布を調べた。水位は図 3-1 に示した 2 点で測定し、通水後同一地点で河床高を横断方向に測定し、その平均値を河床高とした。また河床横断測定後、下流の固定床から 5 m 上流の河床面の砂を採取した。採取の時河床波が存在する場合は、河床波の谷より高い山の部分を半波長位採砂し、ふるい分け試験を行った。河床波の存在しないケースは表層 2~3 mm 位の深さの範囲の採砂を行った。なお河床整形は実験 4-1、5-1、6-1 の時に行い、それぞれ河床勾配を 1/200、1/300、1/500 とした。

なお、本実験方法の問題点として次のことが考えられる。

i) 河床砂が存在した場合、採砂時間が短かすぎた。本資料集では 1 分以上の採砂時間の資料を使うことにした。

表 3 - 1 実 験 ケ ー ス - 覧 表

実 験 者	平均粒径	d_{84} / d_{16}	水路幅	移動床長	補 給 法	採 砂 法	表層粒度の測定法	そ の 他	文献番号
Gilbert	1.1, 1.3, 1.5 ^{mm}	二粒径の場合	3048 ^{cm}	7.5 ^m	有	下流端流下量	無		1)
吉川・芦田・馬場・神谷	11.1, 1.4, 1.7	二粒径の場合	198	25	無	簡易採砂器	時々行う	I_0 の精度あまり 良くない	2)3)
吉川・芦田・馬場	18	3.2	176		無	簡易採砂器	無		4)
山 本 ケース 4 ケース 5.6	0.6~0.7	3.1	60	25	無	下流端流下量	有 (各ケース)		
安 芸 C 砂	1.22	4.0	100	16	無		無		5)
岸・板倉・森・黒木	0.7	5~7	100	20	ホッパー より補給	下流端流下量	無		6)
山 本 ・ ケ ー ス 7	0.67	6~7	60	25	無	下流端流下量	有 (各ケース)		
山 本 (S 実 験)	1.3~2.1	7~10	60	24	無	下流端流下量	有 (各ケース)		
阿 部 ・ 上 原	1.1	7~10	181			下流端流下量	無	移動床模型実験 精度良くない	7)
深 見 ・ 葛 西	2.7 (初期)	17 (初期)	80, 52.5	18, 20	無	下流端流下量	有 (各ケース)		8)
深 見 ・ 葛 西	4.76 (初期)	23 (初期)	80, 52.5	18, 20	無	下流端流下量	有 (各ケース)		9)
浅 田 ・ 石 川	約 2 (A砂)	10~25	100	32	回流水路	簡易採砂器	時々行う	dune の流砂量 の測定に問題あり	10)
浅 田 ・ 石 川	約 3 (B砂)	10~25	100	32	回流水路	簡易採砂器	時々行う		10)
安 芸 B 砂	0.7	6.7	100	16	無		無	二峰性粒度分布	5)
山 本 (B 実 験)	4~6	20~30	30	24	無	下流端流下量	有 (各ケース)	二峰性粒度分布	

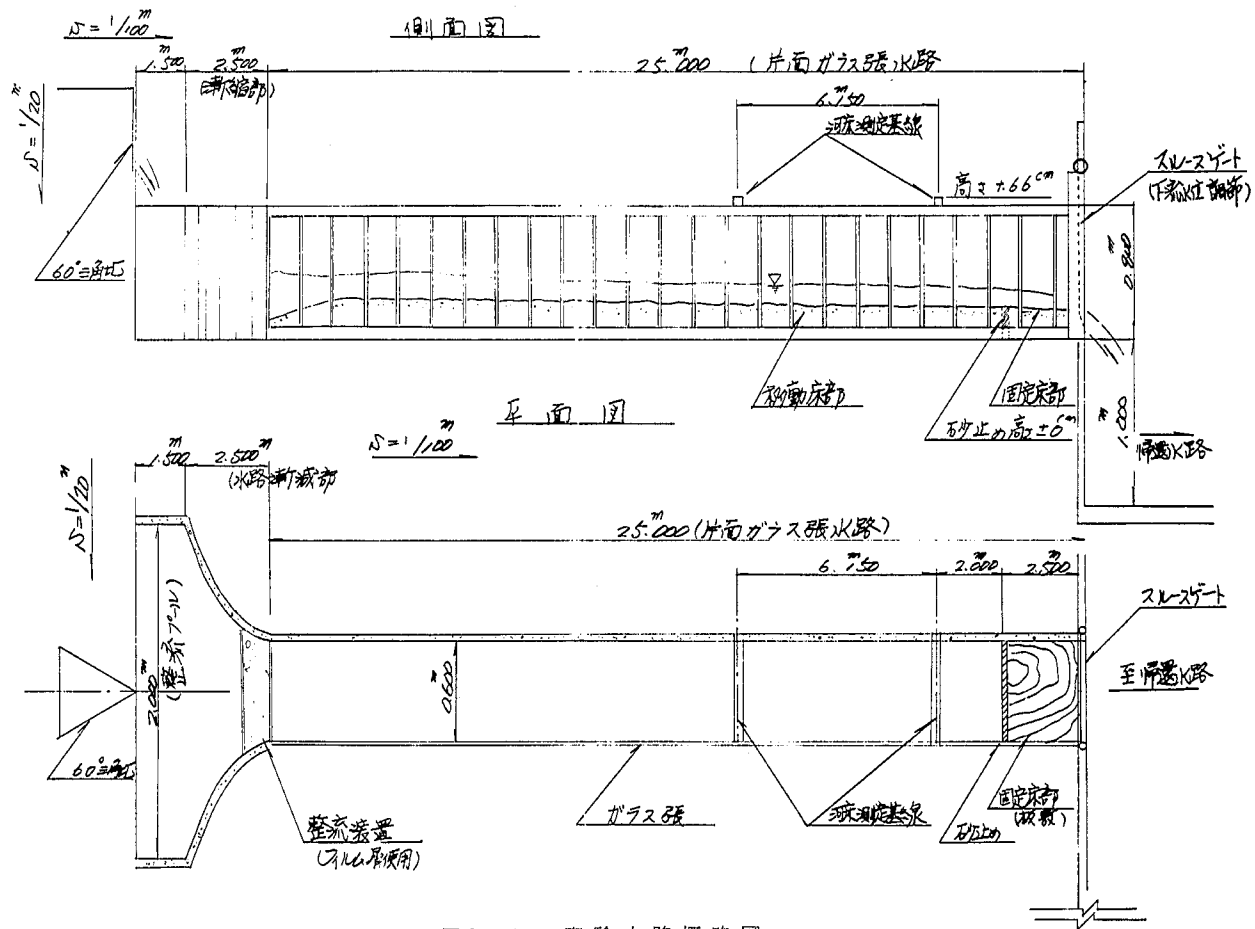


図3-1 実験水路概略図

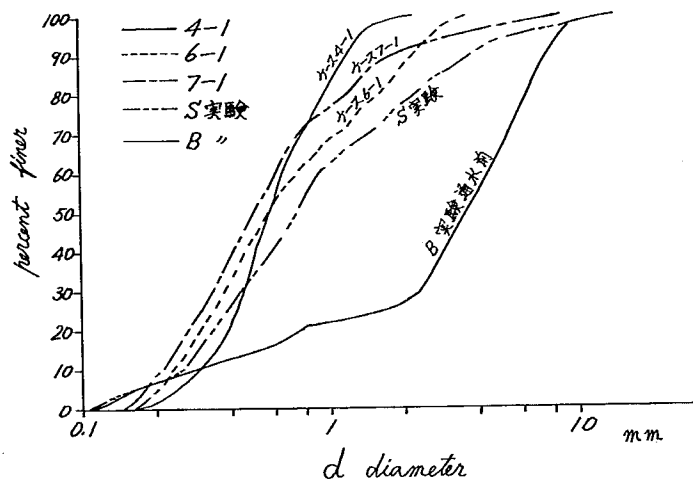


図3-2 実験用混合砂の粒度分布

ii) 河床高を二測線しか測定しなかった。したがって、その地点が、河床波の谷となりwake域である場合この河床を使ってエネルギー勾配を求めることに問題が残った。

(2) 実験番号7-1~7-9 (昭和50年12月実験)

ケース4-1~6-5の実験を行った水路と同一の水路に図3-2に示す混合砂を固定床部から11mの長さの路開に1/100の勾配で整形し、上流側は2割勾配で水路底にすりつけた。流量は32.7 l/sとし、通水10 min, 40 min, 60 min, 120 min, 180 min, 240 min, 360 min, 660 min, 2400 minに止水し、河床の縦断を水路の中央、流砂を前ケースと同様に採砂、水位測定を固定床部より2 m, 4 m, 6 m, 10 m行い、5 m, 10 mで表面砂の採砂を行いふるい分け試験を行った。

(3) ケースS-1-1~S-4-6およびS-A-1~S-A-6 (昭和52年9月および昭和53年1月実験)

図3-3に示すごとく、水路長28m、水路幅0.6m、高さ65cmの水路に下流端2mを固定床部とし、その上流24mに図3-2に示す河床材料を敷きならし、所定の流量を流し、十分に河床波が発達してから水位、流砂量、流砂の粒度分布、河床材料の粒度分布を測定した。なお河床整形はS-1-1, S-2-1, S-3-1, S-4-1, S-A-1, S-A-2, S-A-3, S-A-4, S-A-5の実験前に行った。河床勾配はそれぞれ1/909, 1/455, 1/303, 1/1515, 1/303, 1/303, 1/606, 1/1818, 1/303である。

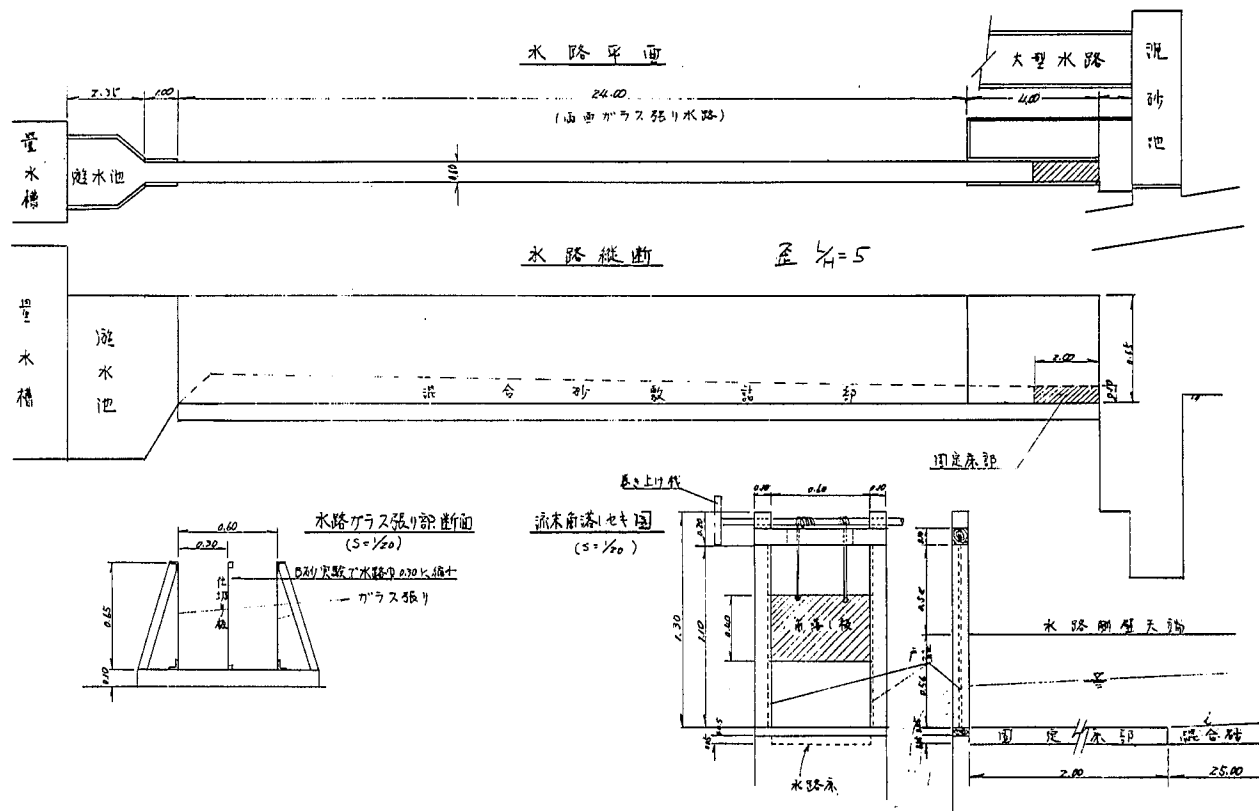


図3-3 実験水路概要図

水位測定はS-1-1からS-3-1までは下流端角落しより2m, 3m, 8m, 13m, 18m, 23mの6点とし, S-3-2からは, 3m, 4m, 8m, 13m, 18m, 23mとした。S-A-1からS-A-6は3m, 5m, 9m, 14m, 19mの5点とした。

流砂量はS-1-1からS-4-5までは, 約5~10m地点の一点を決め, そこをduneが一波長通過する時間を, 水路末端で沈砂池に落下する水脈を化学繊維で作った網で受け流砂を採取し, その量を計った。S-A-1からS-A-6は, 前述の方法では水路末端でduneの一波長分の採砂を行ったかどうかははっきりしないので, 30秒採砂, 30秒休む形式の繰り返しを15回行って計15の試料を採取した。

通水後の河床面の粒度分布はS-1-1からS-4-5は, 下流端より3m, 5m, 10m, 15mの地点で最大粒径程度の厚さの表層採取を行った。S-A-1からS-A-6はflat bedの場合は3m, 5m, 10mの地点の表層砂, dune bedの場合は, 3m, 5m, 10mおよびduneの山谷, 中間の表層砂およびduneの中の砂を採取した。

通水後の河床高は水路中央部分の縦断測量を行うことによって求めた。

なおdune河床の場合, dune波上で表層の粒度分布が異なるので, 河床の代表粒径をどのように決めたら良いか困った。資料の解析に当っては, 3m地点の河床材料を使って整理してある。

(4) ケースB-1~B-6 (昭和43年1月)

実験は図3-2に示すような粒度分布を持つ河床材料で行った以外はケースS-A-1~S-A-6と同様な方法で行った。ただし水路はベニヤ板で30cmに縮めたため水路幅は半分になっている。

このほかにこの実験結果より気づいたことを述べると

1) 二粒径砂にもかかわらず, 河床砂の移動限界 τ_{*m} は0.05前後である。

3-3 混合粒径河床材料を持つ移動床の水理

本節において, 筆者の実験結果および今まで行れた実験結果を通して混合粒径河床材料を持つ場合の河床波, 抵抗係数, 流砂量, 流砂移動形態について述べる。

3-3-1 二粒径河床の場合

○ Gilbert の実験

Gilbert は, 図3-4に示すような割合で二種の均一砂を混合し, その混合砂の流砂量, 抵抗係数, 河床形態を調べている。その結果を使って φ , q_s/U_*d_m と τ_{*m} , H/d_m の関係を整理したのが, 図3-5, 図3-6である。これによると抵抗係数, 河床波の発生区分は均一的砂とほとんど変わらない。ただ多少 upper regime への移行の τ_{*m} が均一砂に比較して多少小さい。流砂量について言えば, 図3-6に示すごとく均一砂に比べて2倍程度大きい。

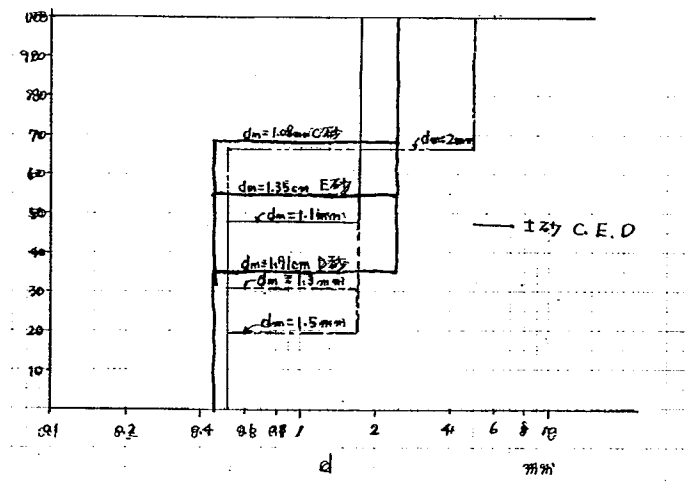


図 3-4 Gilbert 土砂の二粒径砂の粒度分布 (実際の粒度分布ではない)

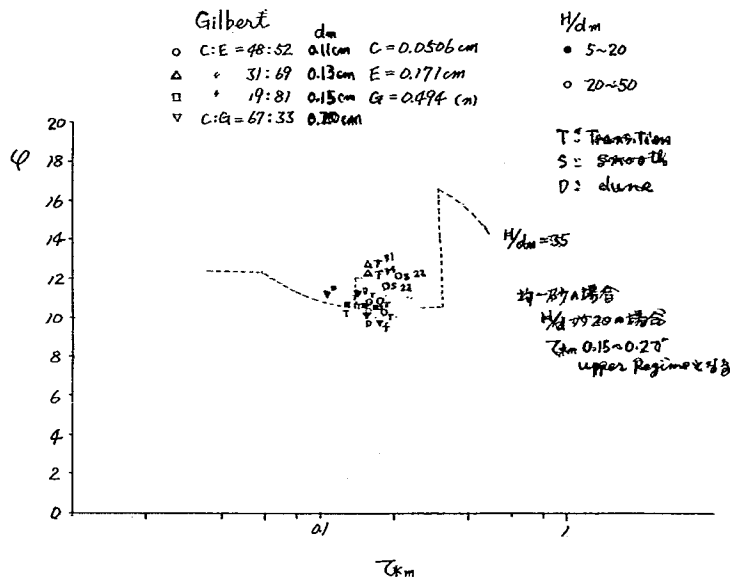


図 3-5 Gilbert

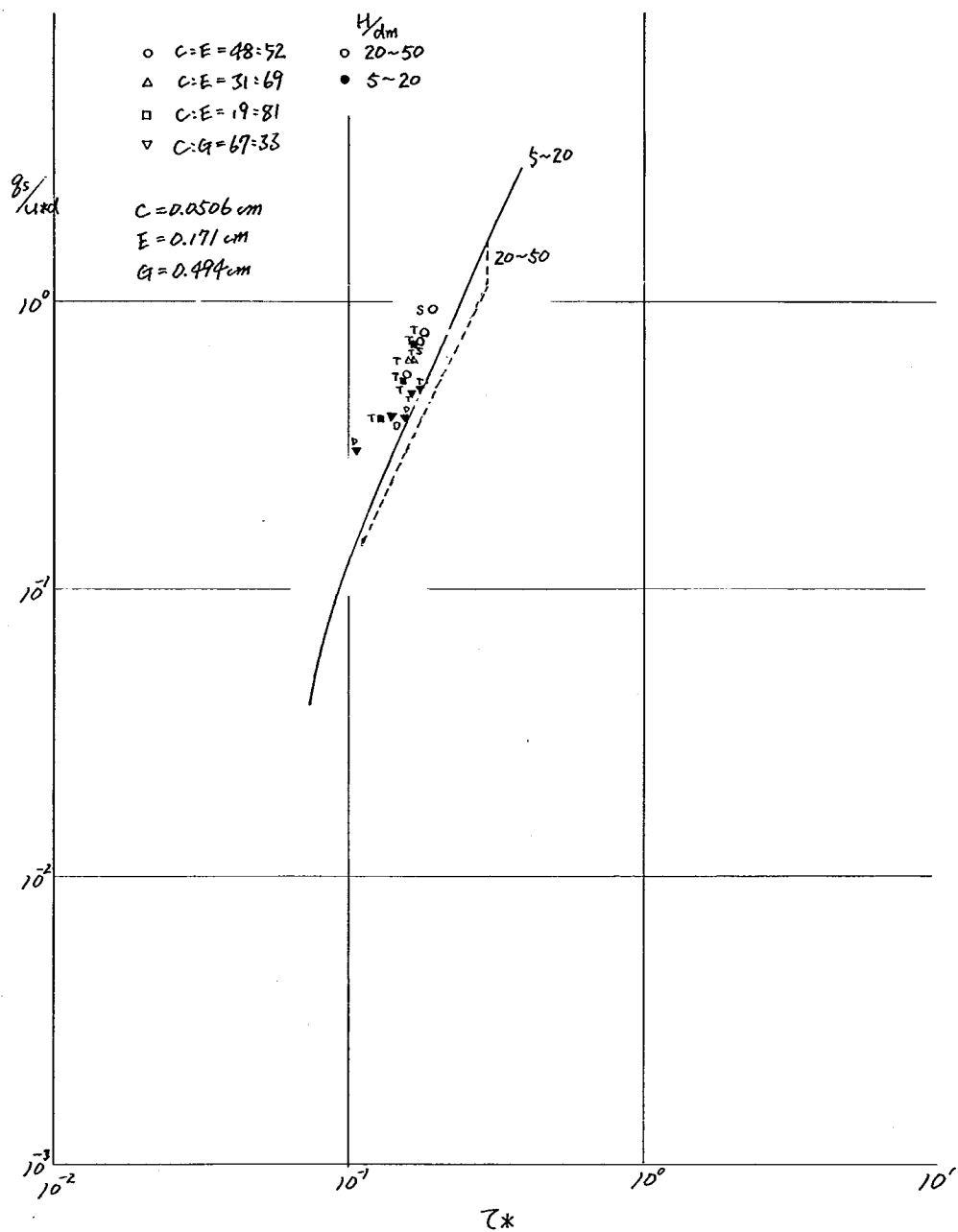


图 3-6 Gilbert

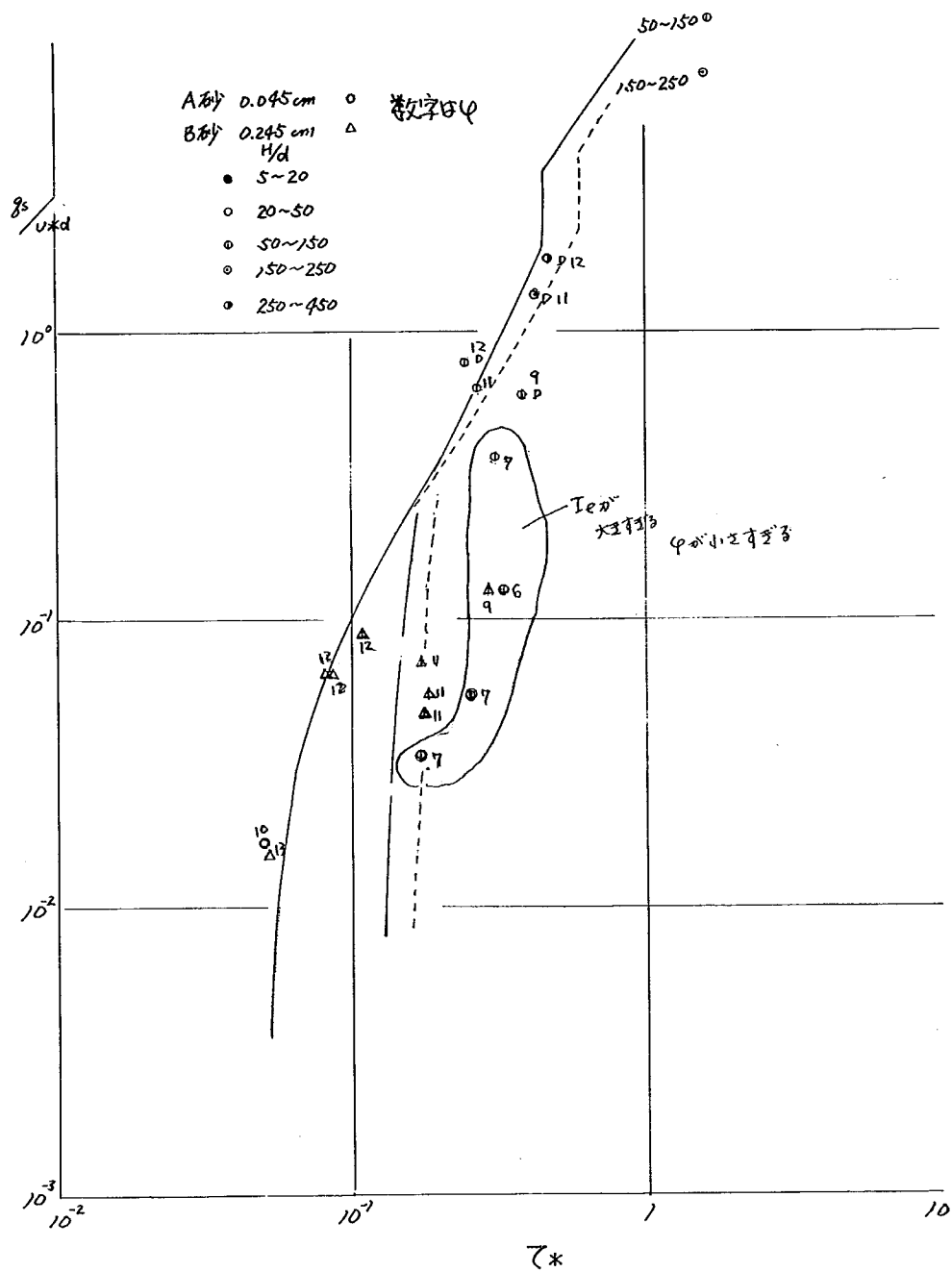
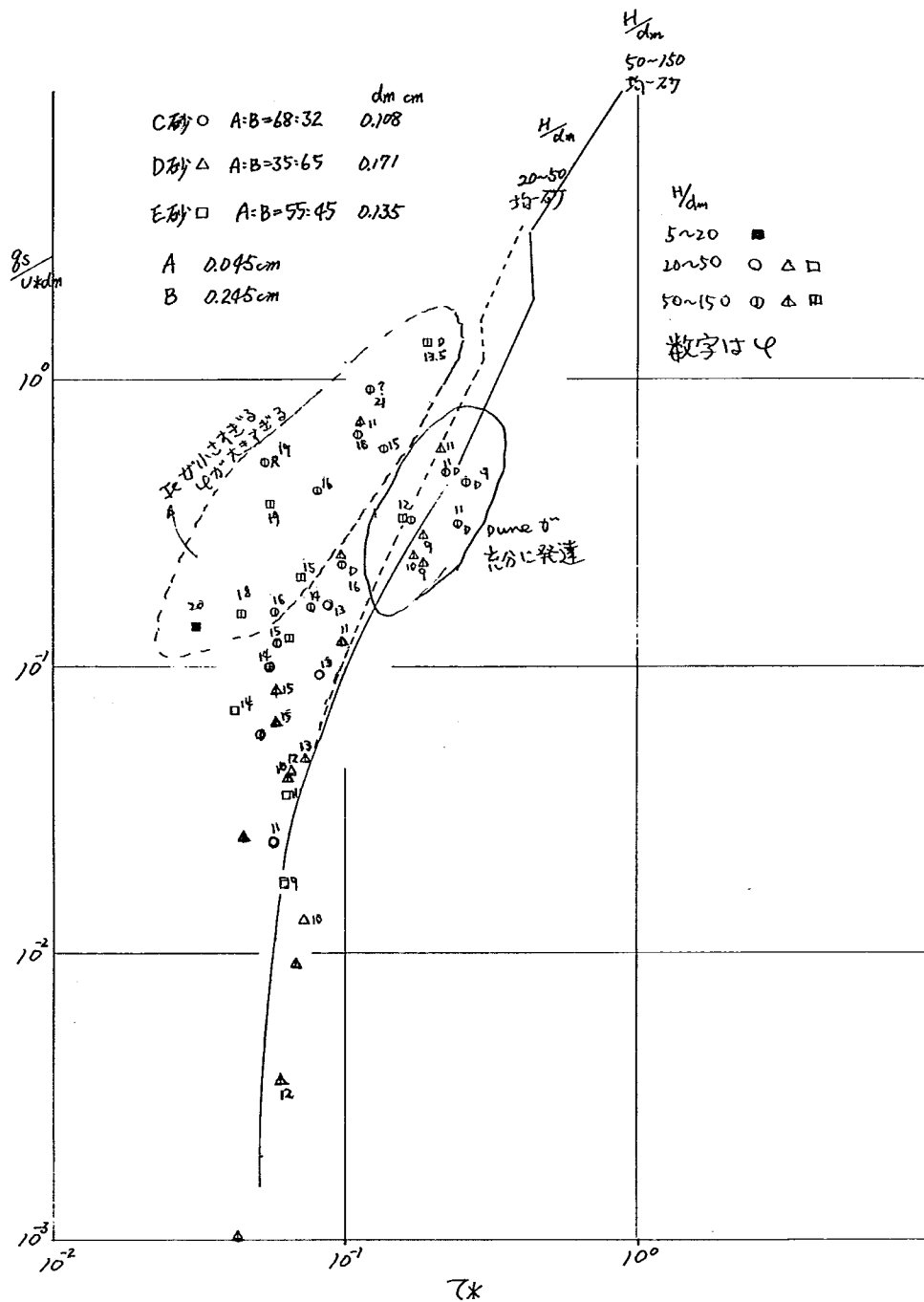


図3-7 土研均一砂



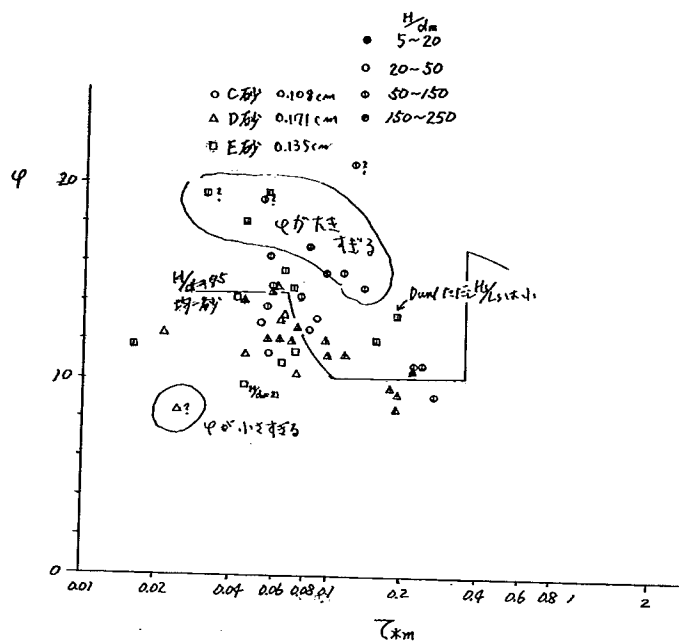


図 3-9

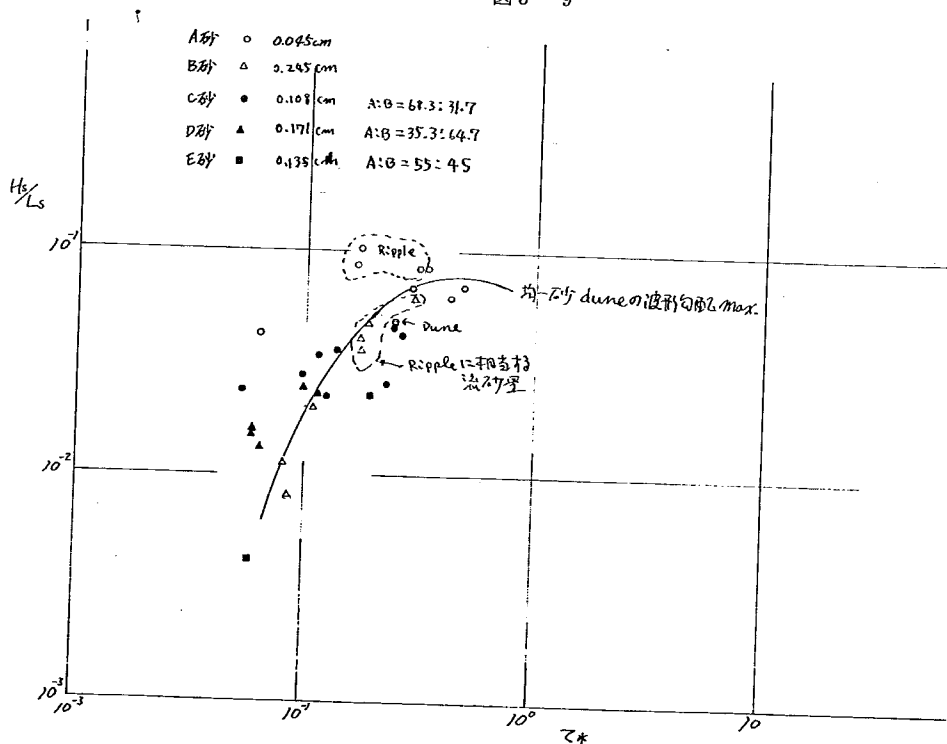


図 3-10

○土研の実験

土木研究所では昭和36年にA砂(平均粒径0.45mm), B砂(平均粒径2.45mm)およびそれらを3種の割合で混合したC, D, E砂を河床材料として, 流砂量の観測を行っている。河床勾配は1/300および1/1000の2種である。

図3-7は均一砂の場合の流砂量を示したものであるが, 多くの実験資料より得た流砂量と τ_* , H/d_m の関係式からずれたものがある。この原因は, 水面勾配の測定が精度が良いものでなかったらしく, 評価されたエネルギー勾配が実際のエネルギー勾配ではなかったようだ。図中に ϕ の値も示しておいたが, ϕ の値が予測されるものより小さい資料が右側にきている。つまり τ_* が実際値より大きく評価されたものと考えられる。 ϕ の値を予測される値つまり10~11程度として τ_* を再評価して整理しなおすと, ほぼ図中の均一砂の場合の関係式に合っている。

次に二種の砂を混合した場合であるが, 図3-8に示すようにばらつきが大きい。この実験の場合, 水面勾配の測定法に問題があったようで, ϕ の値が非常に大きい資料は同一 τ_* で q_s/U_*d_m が大になっている。 ϕ の値が大きい資料は I_e が河床勾配よりかなり小さくなっており, この結果をそのまま使用するべきではあるまい。^{注1)} ただし ϕ がほぼ妥当であると考えられる資料を見ると, Gilbertの結果と同様に均一砂より多少流砂量が多いようだ。

図3-9は ϕ と τ_* , H/d_m の関係であるが, これからも ϕ のばらつきが大きく, I_e の評価に問題が多いことがわかる。なお河床波の発生は, 二粒径の場合でも, その発生がそれほどおさえられないようで τ_* が0.07を越えれば河床波が発生している。またその河床波のスケールも図3-10に示すごとく均一砂とそれほど変わらないようである。

なおフルイ分け現象について原論文に次のような記述がなされている。²⁾

イ) 砂礫が発達すると, その谷の部分に粗い粒径のものが集まり, 局部的なフルイ分け現象がみられる。

ロ) 掃流砂を採取したものは, 河床砂よりも平均粒径が大きい。すなわち, 粗い粒径の砂粒の方が細かいものより掃流されやすい。(図3-11, 3-12)

3-3-2 多粒からなり粒度分布型が顕著な二峰性を持たない場合

本節においては, 河床材料が多粒の粒径からなるが, 図3-4に示すようにその粒度分布形が顕著な二峰性を持たない場合の流砂の運動形態, 抵抗係数, 流砂量が, 河床材料の分布形の違い

注1) 測定誤差が無次元流砂量におよぼす影響

筆者の実験結果の整理法のように, 測定された U_* をそのまま使って q_s/U_*d_m , τ_* , H/d_m の関係を図示すると, その図示された測定点は, 測定誤差をそのまま図上に表現することになる。ところが有効掃流力 τ_* を使って q_s を評価すると, 測定誤差を補正する方向で τ_* を評価する。つまり測定された I_e が真値より大きいと, 河床の抵抗が見かけ上大きくなったようになり, これを使って有効掃流力 τ_* を評価すると評価された有効掃流力が真値に近づく結果となる。

流砂量式の評価にあたっては, このような測定誤差を正しく位置づけた上で評価する必要がある。

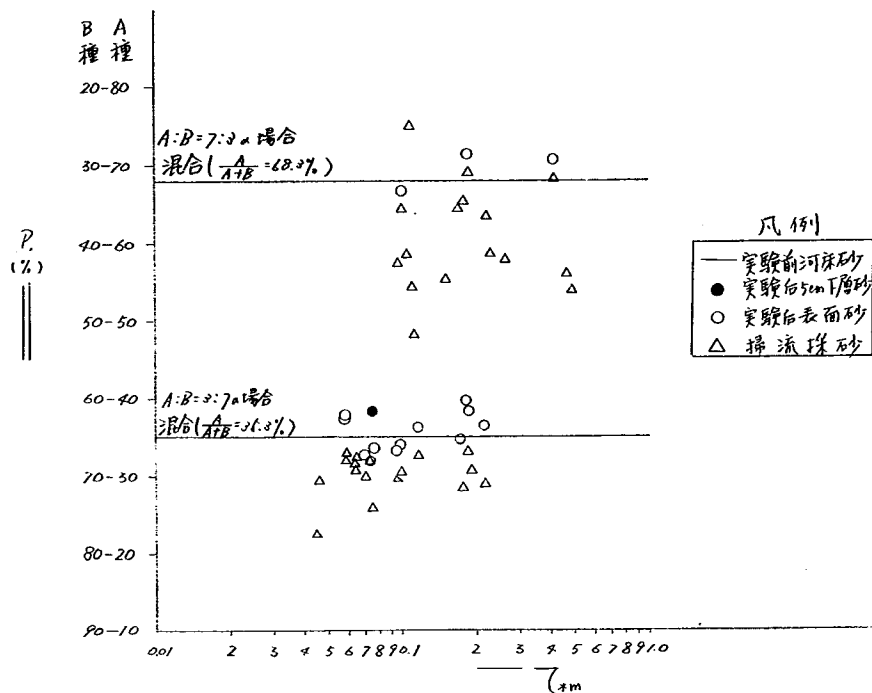


図3-11 実験砂の混合率変化 (原図 神谷)

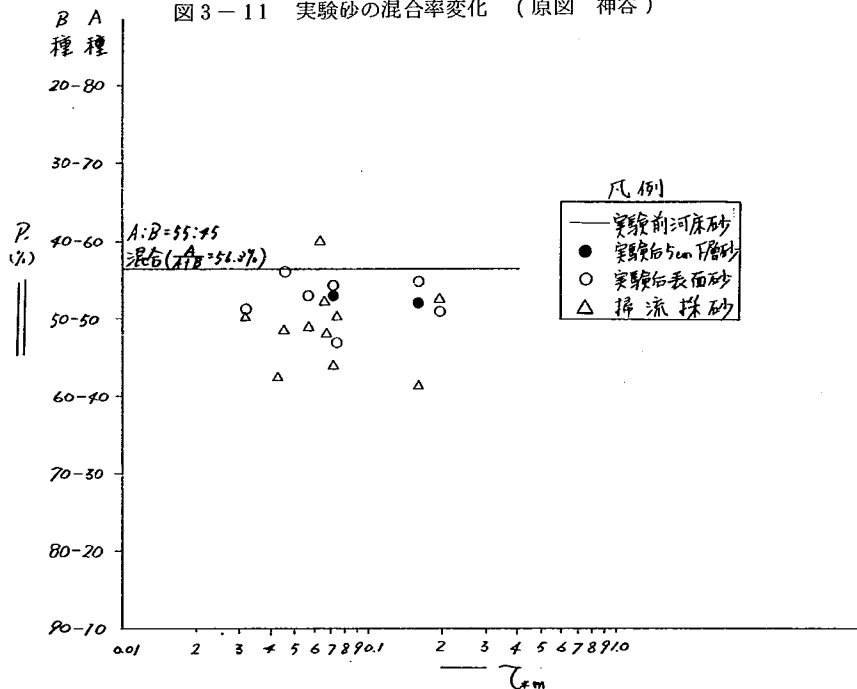
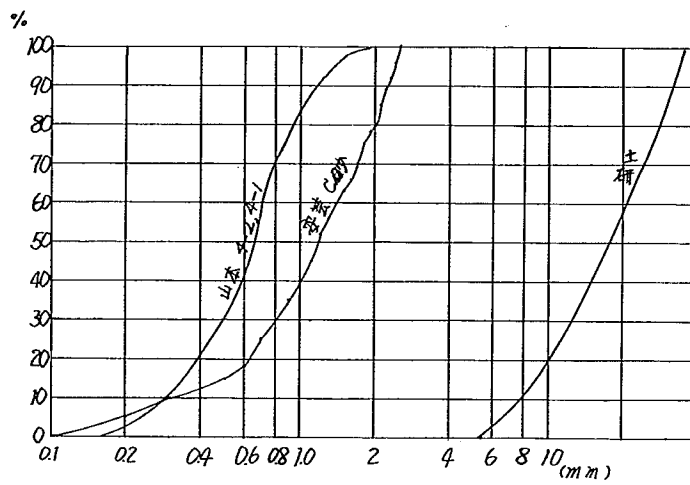


図3-12 実験砂の混合率変化 (原図 神谷)



3-13 $d_{84}/d_{16} = 2 \sim 5$ の場合の粒度分布

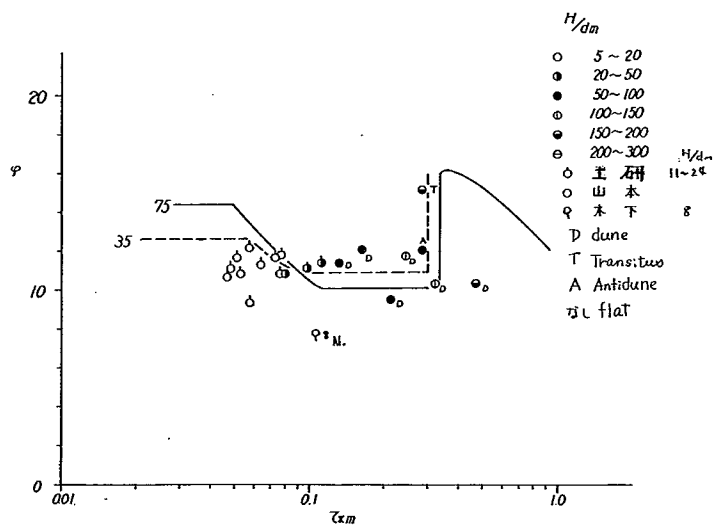


図 3-14 $d_{84}/d_{16} = 2 \sim 5$ の場合の粒度分布

によってどう変わるか論じてみたい。なお河床材料の粒度分布を表わすものとしてここでは d_{84}/d_{16} を使い、 d_{84}/d_{16} を 2~5, 5~7, 7~10, 10~20, 20~30 の 5 つに分け、 d_{84}/d_{16} の違いが流砂の運動形態におよぼす効果を均一砂の場合と比較することによって述べた。

(1) $d_{84}/d_{16} = 2 \sim 5$ の場合 (山本, 安芸, 土研)

図 3-14 は筆者 (ケース 4-1~5-6) および土研の実験結果の ϕ と $\tau_{*m}, H/d_m$ を示したものである。この図より、河床の低抗係数、河床波の発生領域は、均一砂の場合とそれほど変わらないと言える。図 3-15 は河床の平均粒径で、全流砂量を整理したものだが、ほぼ均一砂の流砂量と一致している。

次に粒径別流砂量を図 3-16, 図 3-17 に示した。ケース 4-1, 5-1, 5-4 の場合の粒径別流砂量は、各ケースごとに線で結んである。^{注2)} これによると、ほぼ 45° の線となり河床砂の粒度分布と流砂の粒度分布がほぼ等しいことを示しているが、粒径の大きい所が傾斜が緩くなり、大粒径の方が流れやすくなっていることを示している。土研の場合は、45 度の線と非常に異なっており河床砂より流砂の方が粒径が大きいものが多いことを示すが、土研の場合には各ケースごとに河床表層の粒度分布を調べておらず、河床に敷きならした河床材料を表層の粒度分布としたため、実際には表層粒度は河床の中の粒度と異なっていると考えられる。したがってこの結果をそのまま表層粒度と流砂の関係の資料として使うべきではないが、大粒径の方が動きやすいという性質があることは確かなようだ。同様な現象は木下¹⁰⁾、水山¹¹⁾ の実験でも生じている。このような現象が生じるのは無次元掃流力 τ_{*m} が小さい 0.04~0.08 位で特に生じるようである。この原因は小粒径砂が表層の大粒径砂の中に落ちこみ、大粒径砂が動きやすく、小粒径砂は大粒径砂の中にかくれて動きにくくなっているからと考えられる。したがって大粒径砂が動きやすくなるかは、表面における砂粒子の配置構造に支配されると考えられる。このような現象をより正確に評価するためには、表層の河床材料の配置状態をより正確に知らなくてはならない。またその状態が掃流力つまり流砂の量とその運動形態によってどう変わるかを知らねばなるまい。

図 3-18 は安芸 C 種砂の場合の ϕ と $\tau_{*m}, H/d_m$ の関係である。ほぼ均一砂の場合と等しいが、 τ_{*m} が 0.08 を越えても河床波が発生している。この原因は明確でないが、図 3-13 で示すように C 種砂の粒度分布が 0.6 mm 以下と以上で勾配を異なっていることにより、小粒径砂は、大粒径砂の中に落ち込み、河床表面はより粒径が大きくなっていたものと考えられる。

(2) $d_{84}/d_{16} = 5 \sim 7$ の場合 (山本, 北大)

注 2)

粒径別流砂量を単に $q_s/U_* d_i$ と τ_{*i} の関係図上に図示しただけでは、河床材料と流砂の粒度分布の違いが明確にならない。特に τ_{*m} が 0.1 以下では、各粒径別の限界掃流力を表示しているにすぎない。粒径別の流砂量と河床材料の分布形との関係を明らかにするには、筆者が行ったように各ケースごとの粒径別流砂量を線で結ぶ必要がある。もしその線の傾きが、両対数紙上で右上りの 45° の線となれば、流砂の粒度分布と河床材料の粒度分布が同一であることを示し、45° より急であれば、流砂の方が、細砂が多いことを示している。

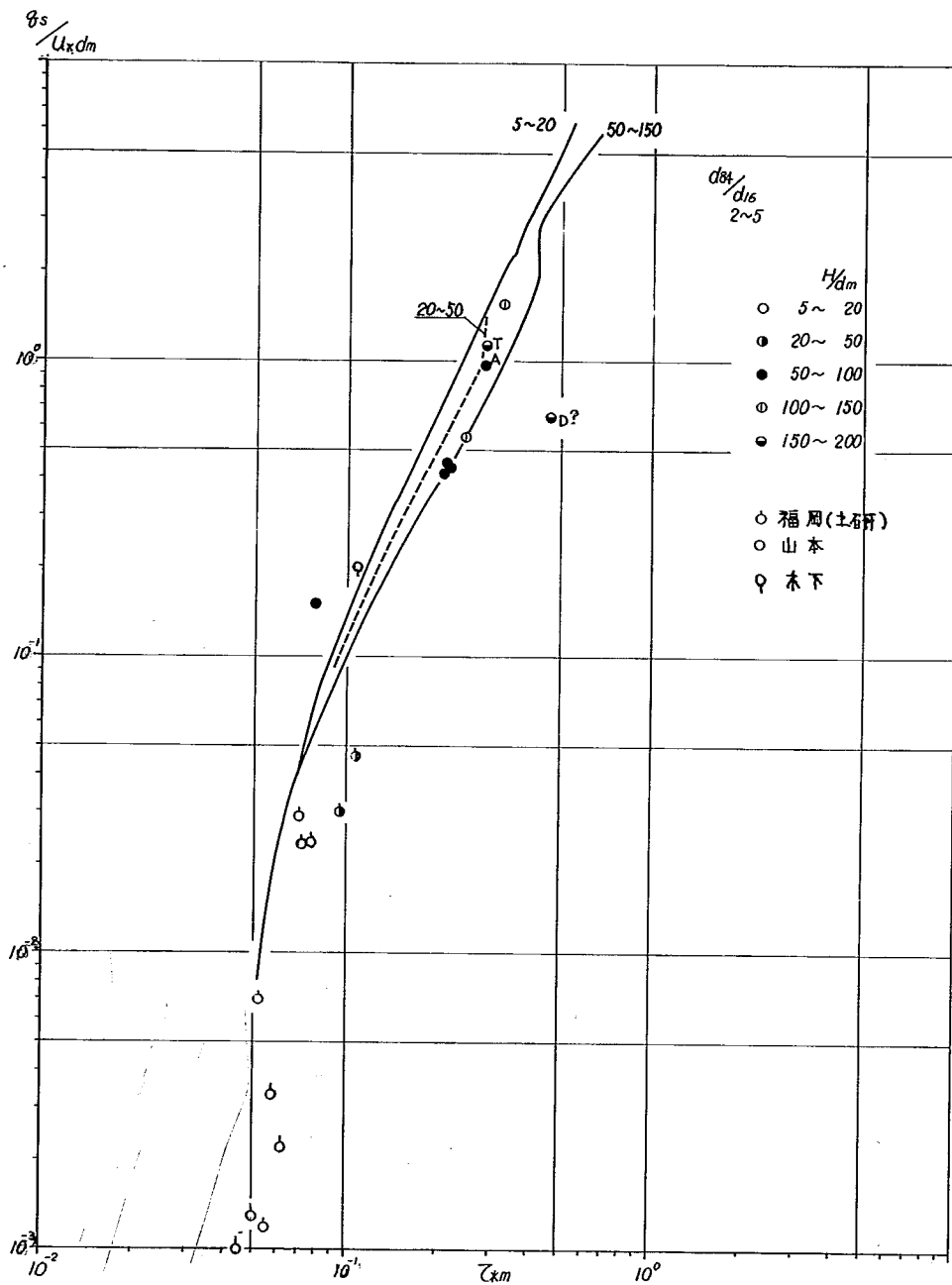


図 3-15 $d_{84}/d_{16} = 2 \sim 5$ の場合の粒度分布

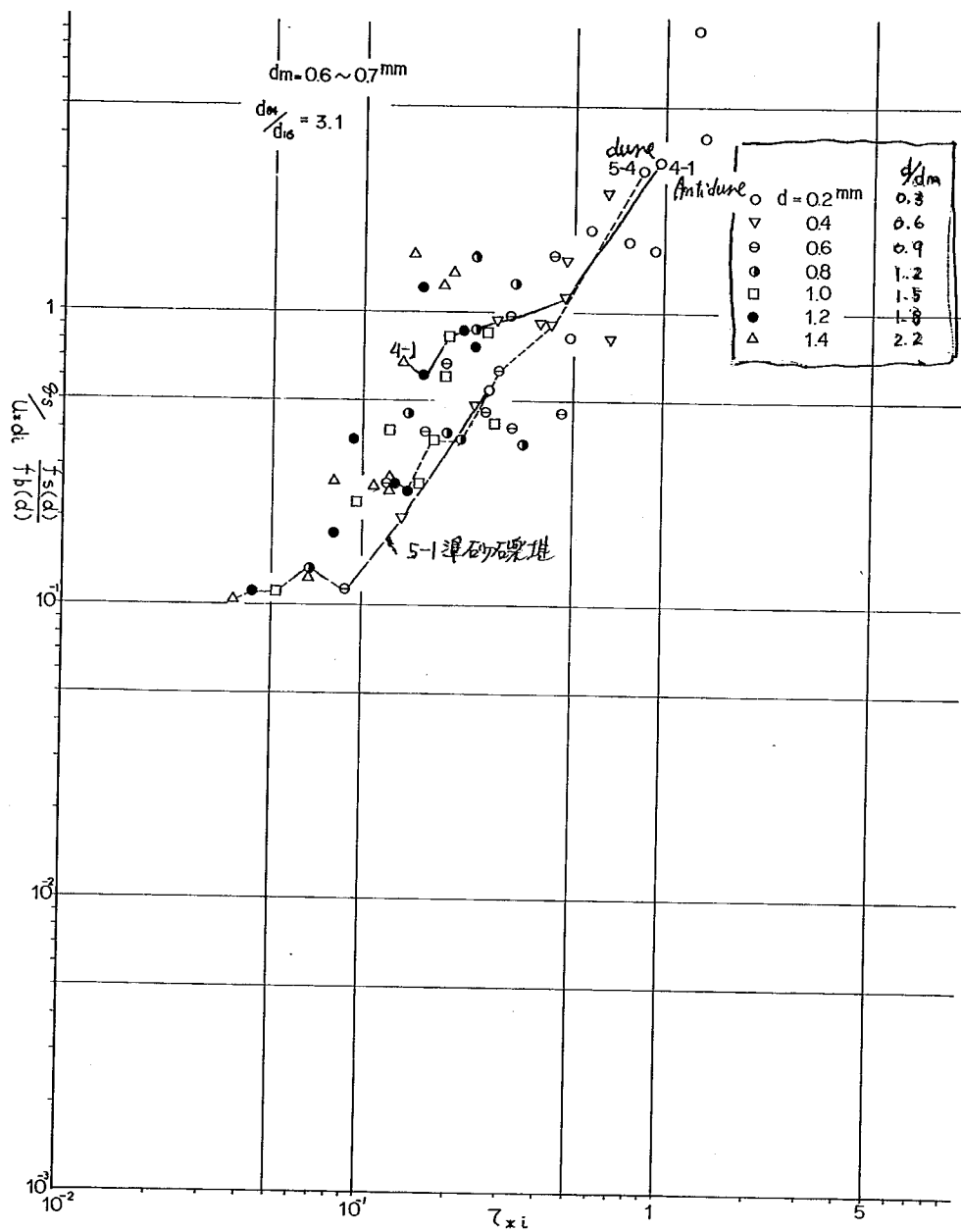


図3-16 CASE 4-1~5-6 (山本)

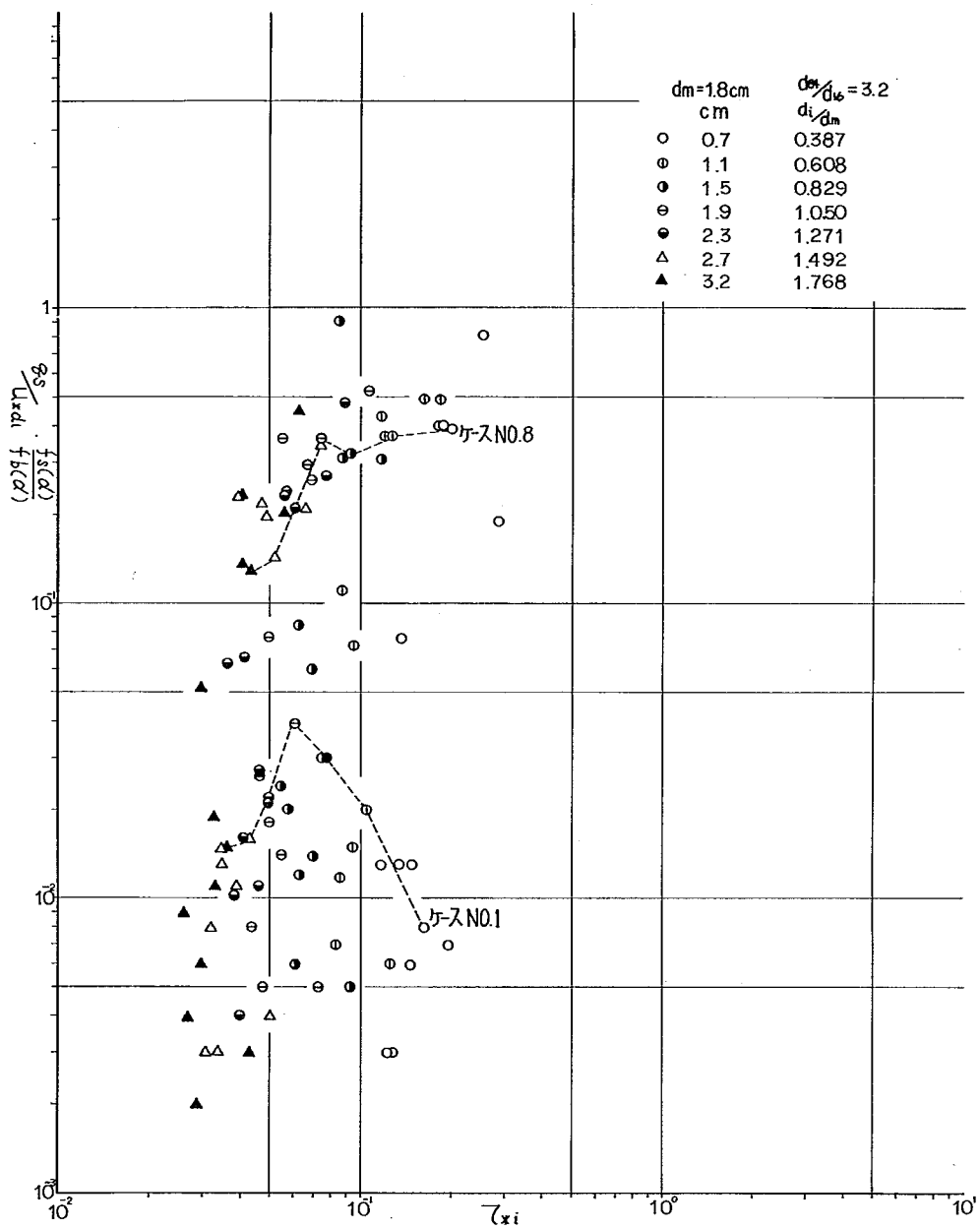


図3-17 土研 (福岡)

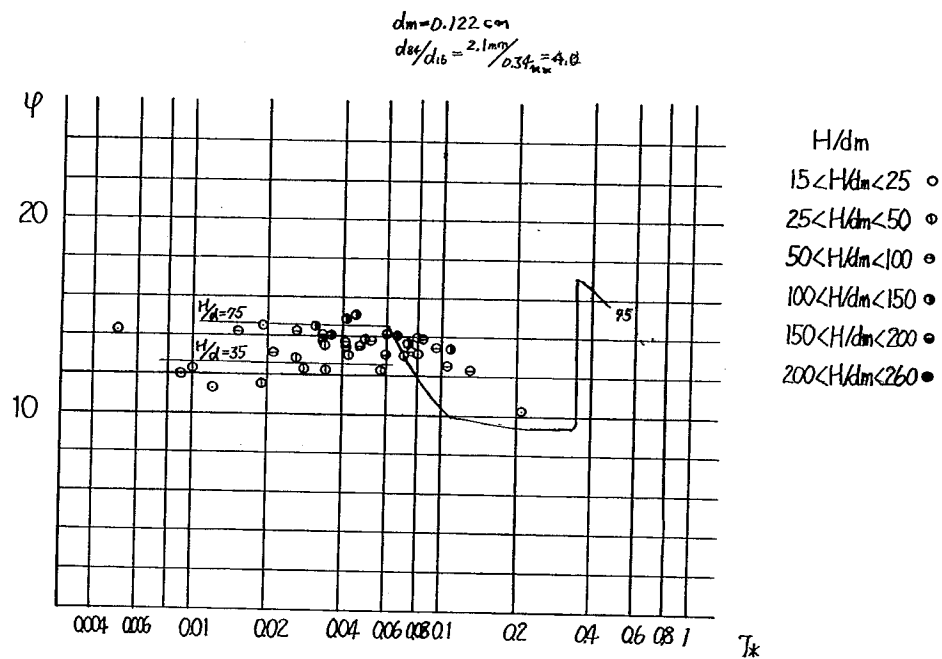


図3-18 安芸 C 種

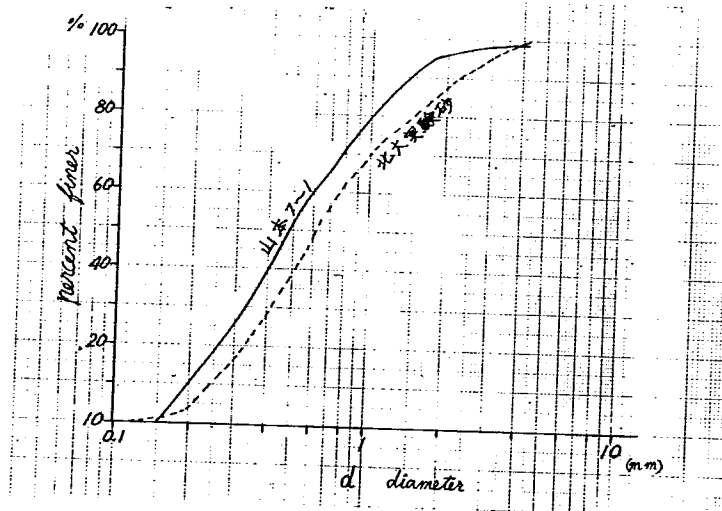
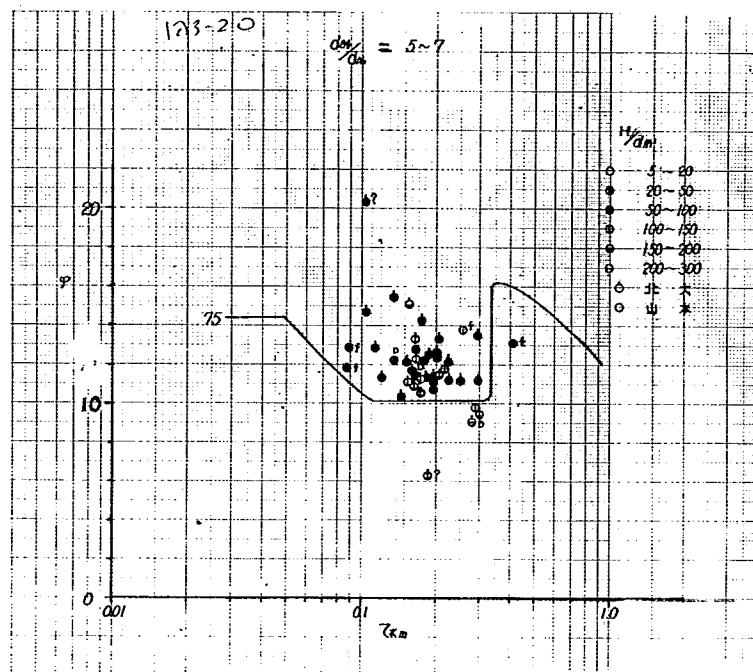


図3-19 $d_{84}/d_{16} = 5 \sim 7$ の場合

図 3-20 は φ と τ_{*m} , H/d_m の関係, 図 3-21 に q_s/U_*d_m と τ_{*m} の関係, 図 3-22 に κ -

図3-20 $d_{84}/d_{16} = 5 \sim 7$ の場合

これらの図面より、河床波は $\tau_{*m} = 0.1$ を越えると発生すること、また upper regime への移行 τ_{*m} も均一砂と大きく変わらないことが分る。 φ は均一砂の dune の場合より 1 程度大きいようである。全流砂量は、平均粒径で評価すると均一砂より 50 ~ 100% 程度多くなるようである。流砂と河床砂の粒度分布は、 τ_{*m} が 0.1 を越えていれば、ほぼ同一と考えて良いが、dune 河床の場合、ケース 6-5 で示すように、細砂分が dune の山を通過してしまうためか多くなるようである。(筆者の観測によると細砂は dune の谷を飛びこえて浮遊砂的運動形態をしていた。) flat 河床の場合 7-1 ~ 7-3 に示すように細砂分が少ないがこの原因は明確でない。なおケース 7-1 ~ 7-3 の場合は河床が急速に degradate していることを注意しておかなければなるまい。

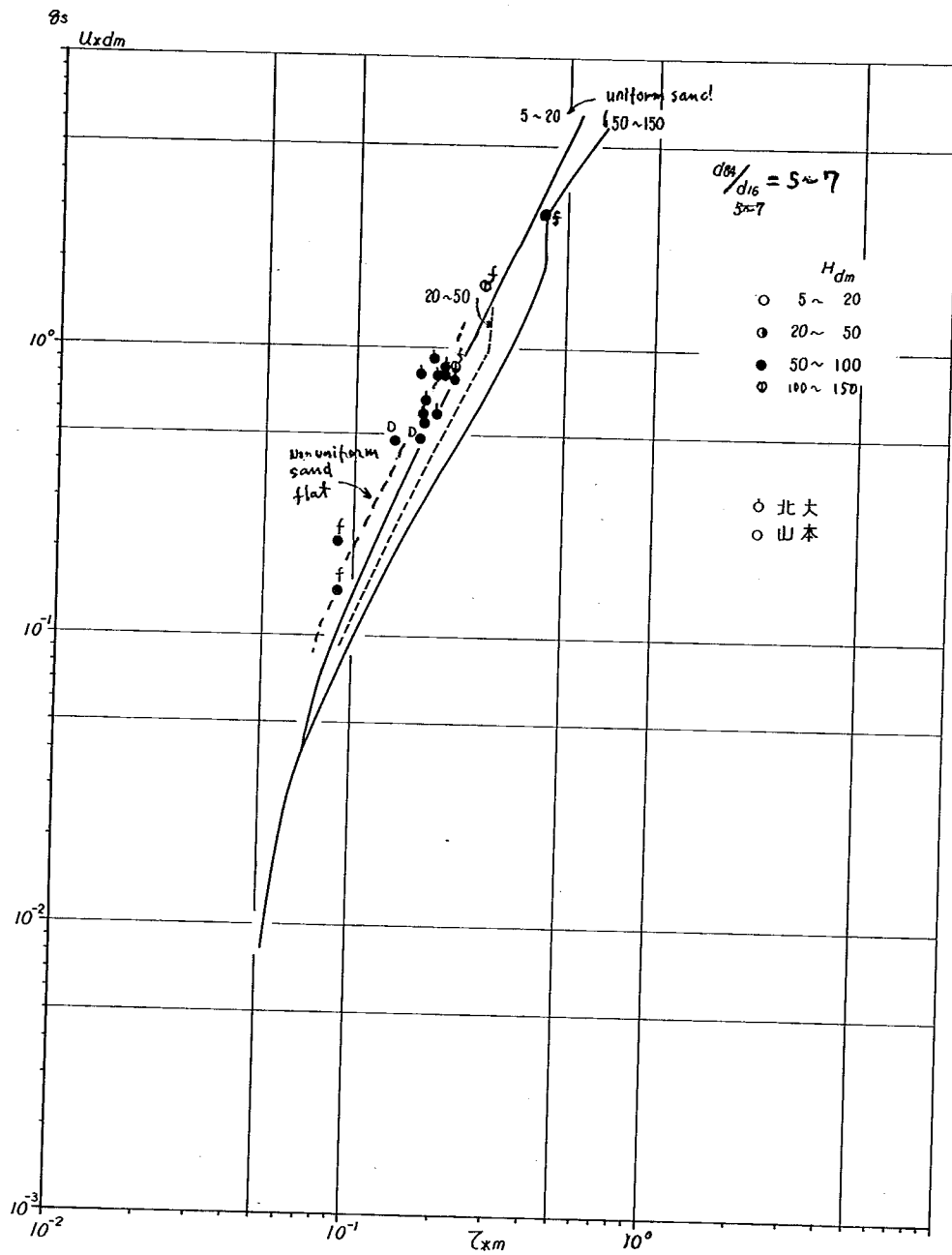


図 3-21 $d_{84}/d_{16} = 5 \sim 7$ の場合

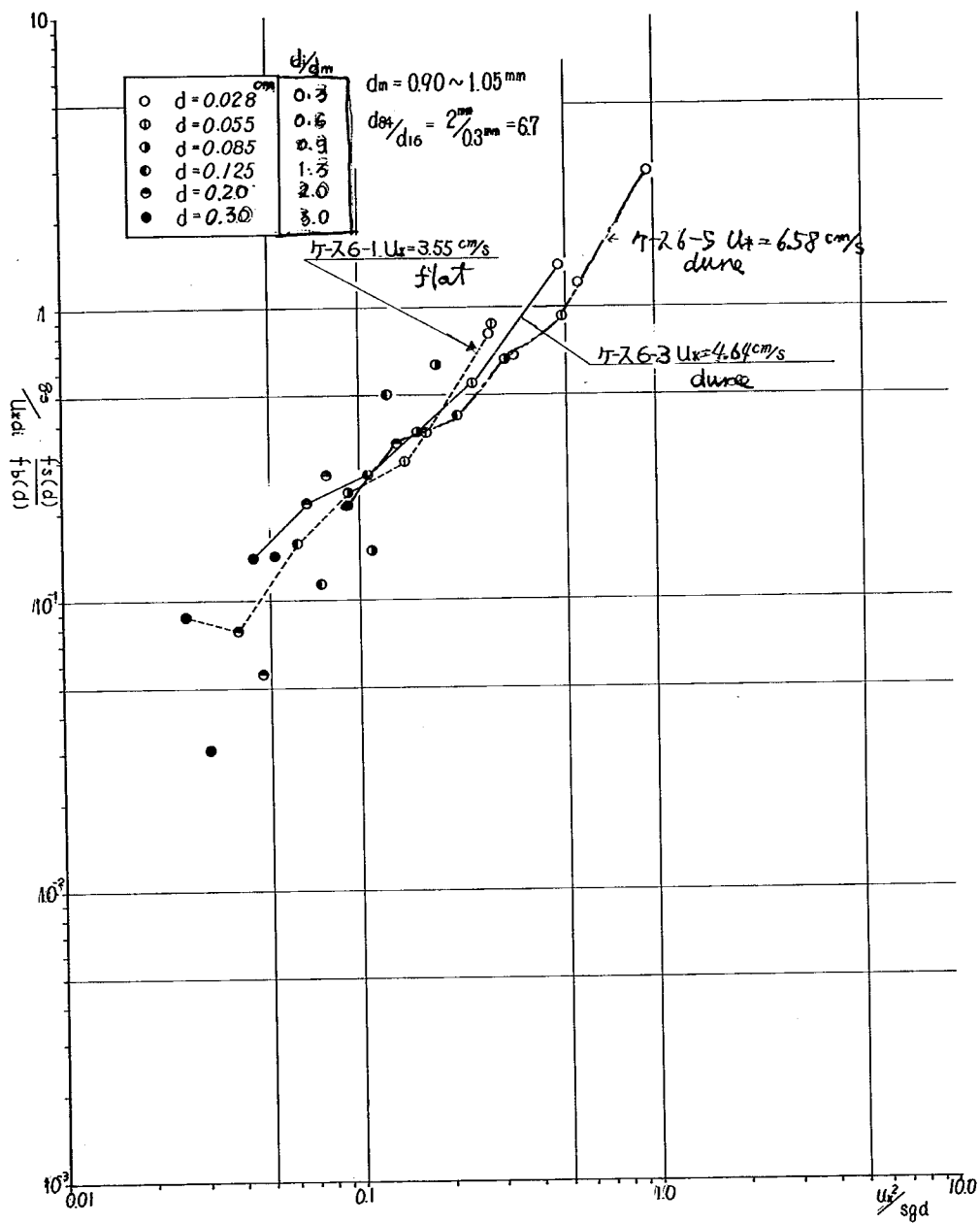
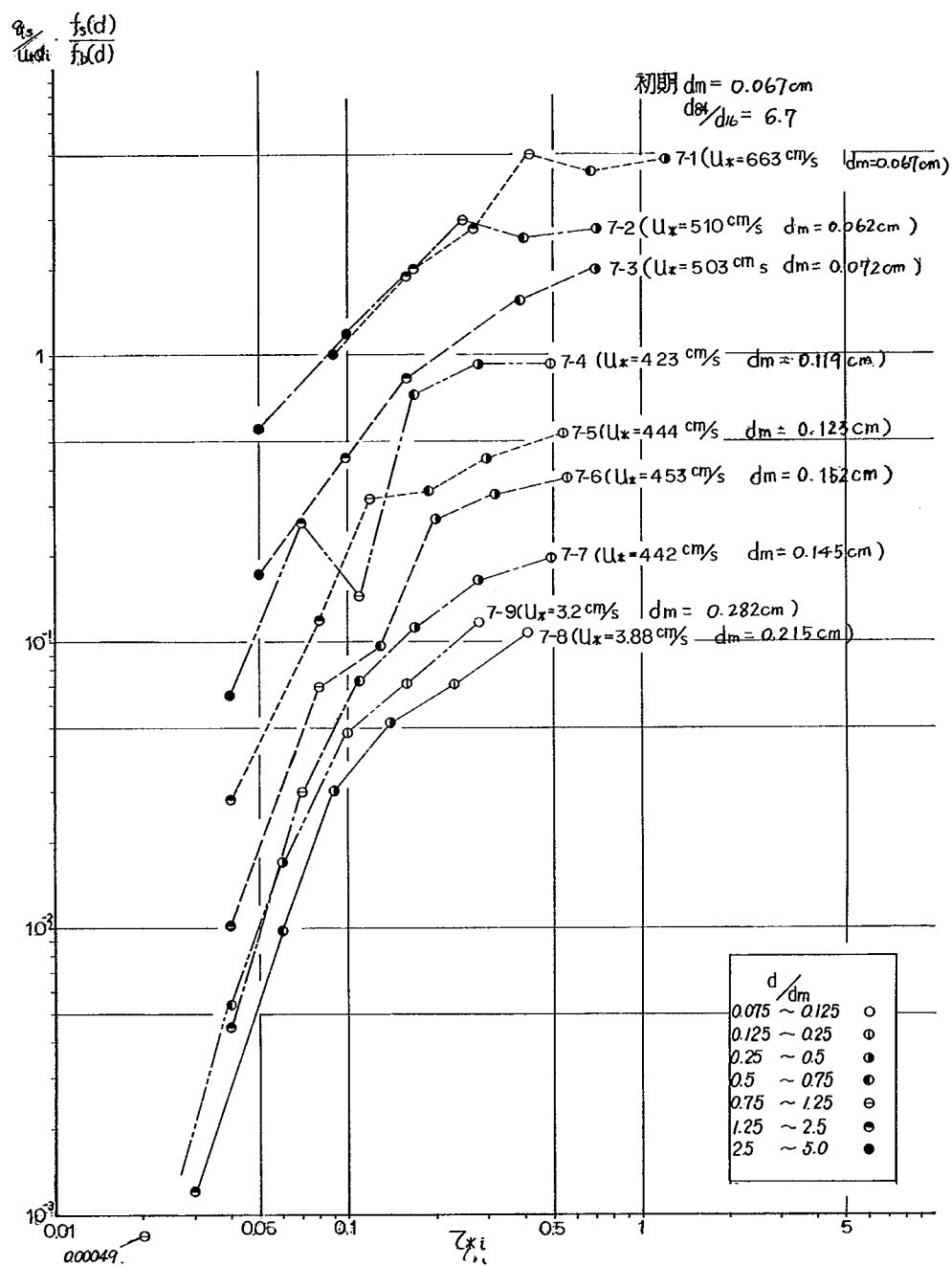


図3-22 実験6-1～実験6-5 (山本)



3-23 粒径別流砂量 (実験 7-1 ~ 実験 7-9) (山本)

(3) d_{84}/d_{16} が 7 ~ 10 の場合 (山本, 阿部)

d_{84}/d_{16} の場合の実験結果を筆者, 阿部の資料を通して述べる。なお阿部の実験結果は模型実験 (蛇尾川)⁷⁾ の結果であり精度はあまり良くない。

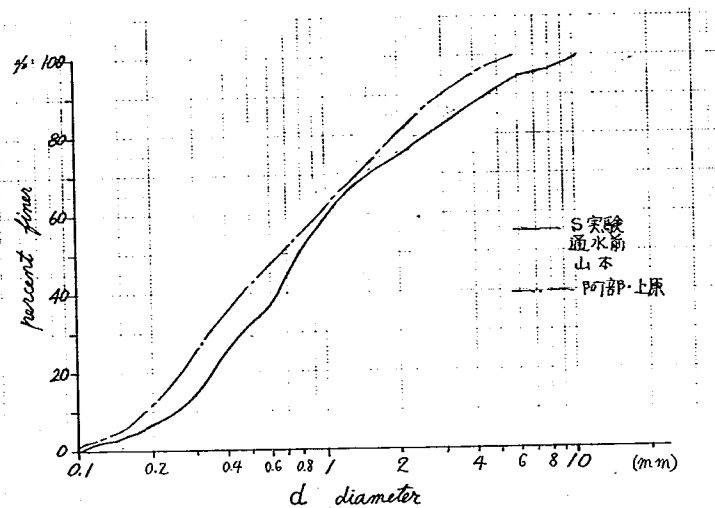


図 3-24 $d_{84}/d_{16} = 7 \sim 10$ 実験使用砂

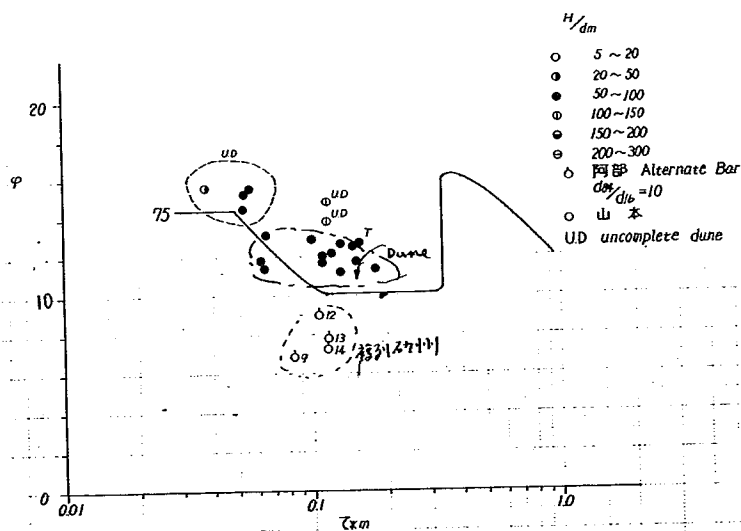


図 3-25 $d_{84}/d_{16} = 7 \sim 10$ 実験使用砂

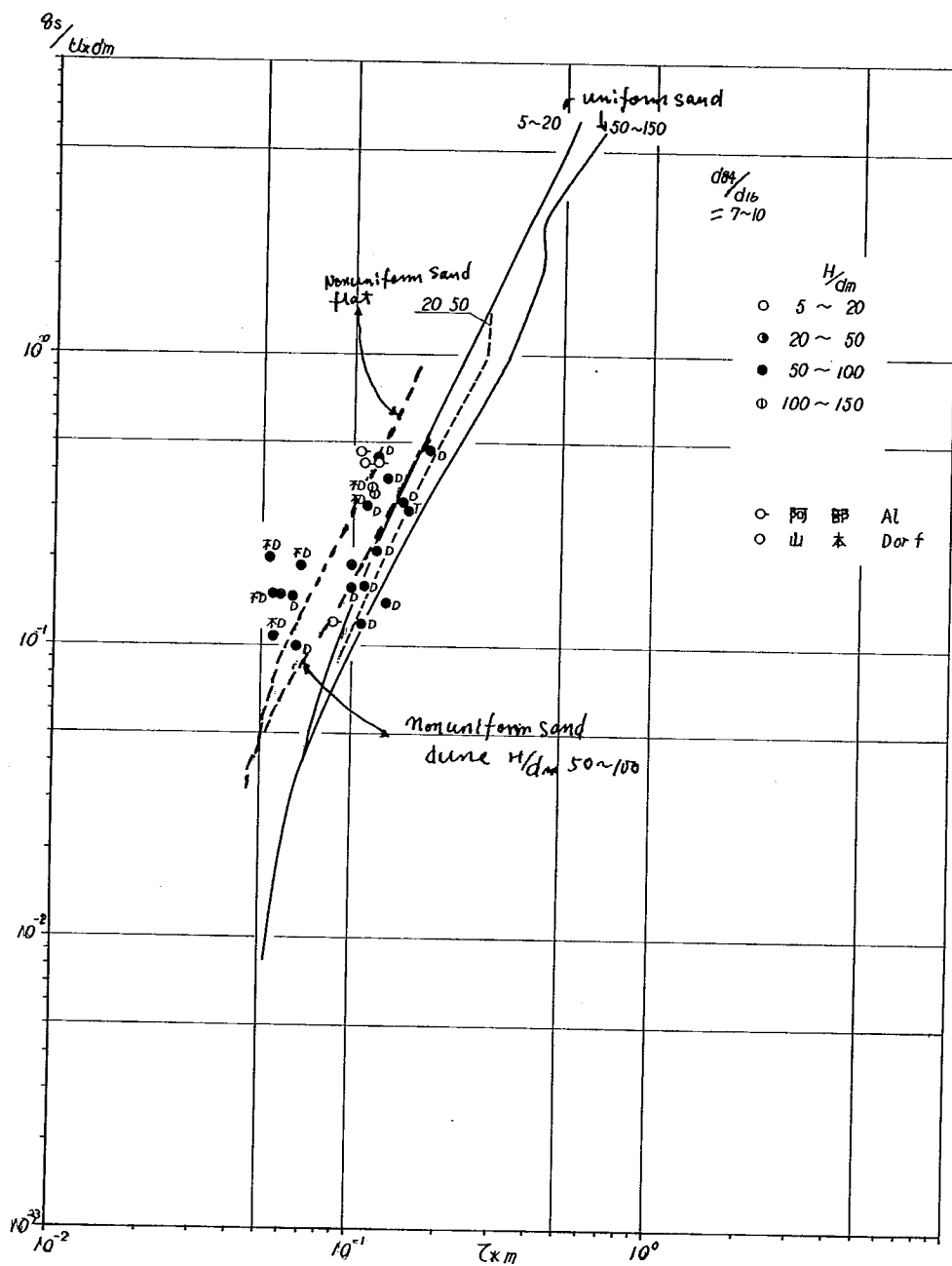


图 3-26 $d_{84}/d_{16} = 7 \sim 10$

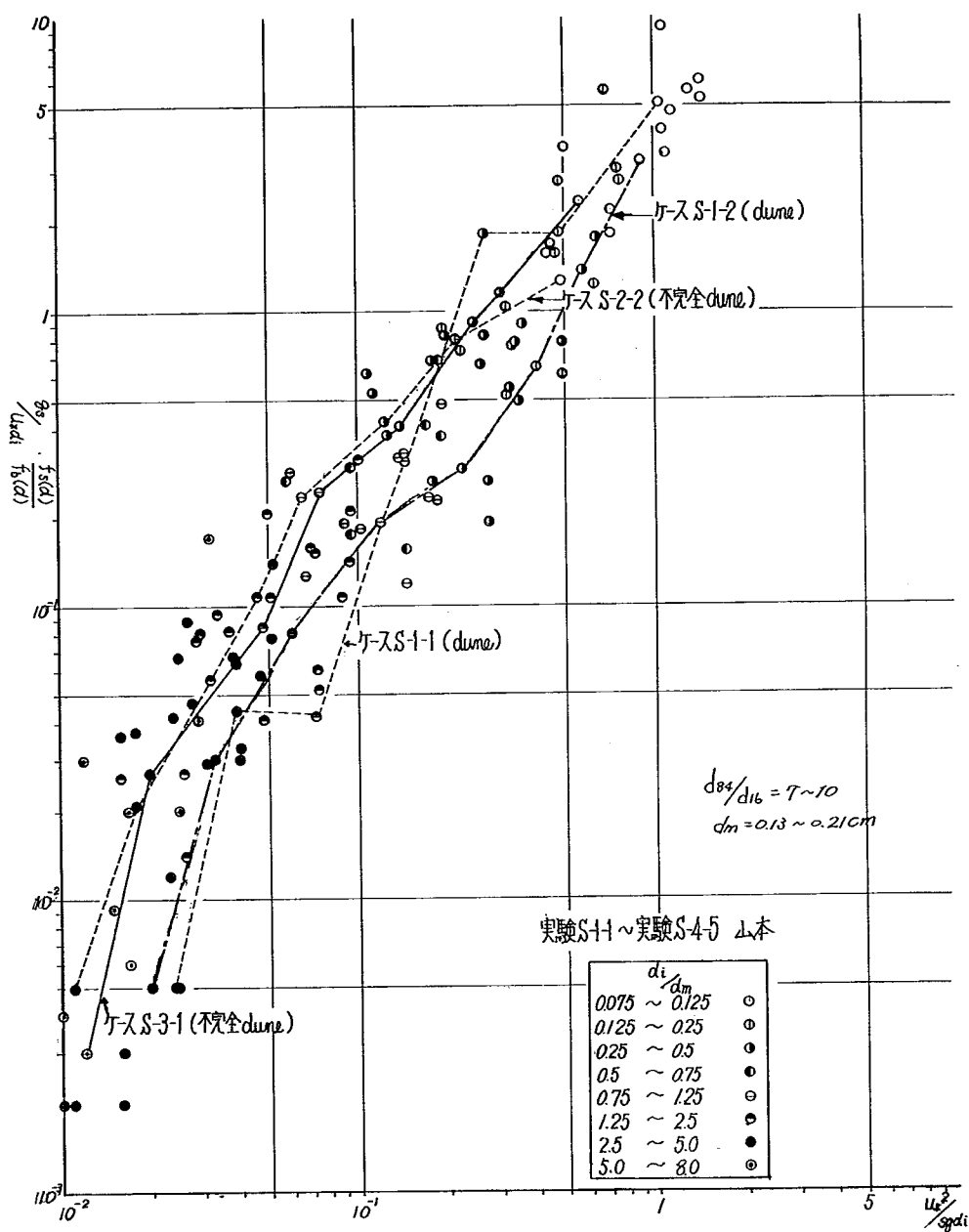


図3-27 粒径別流砂量

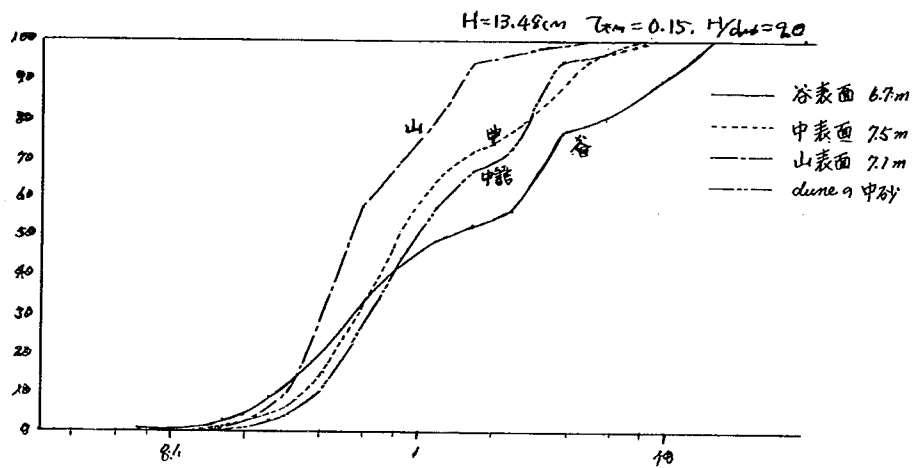


図3-28 ケース4-6 河床砂

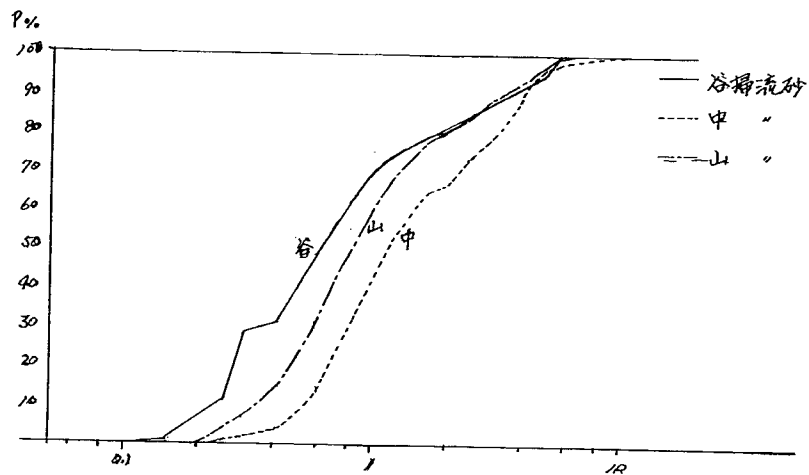


図3-29 ケース4-6 掃流砂

図3-25に φ , τ_* , H/d_m の関係, 図3-26に q_s/U_*d_m と τ_* , H/d_m の関係, 図3-27に粒径別流砂量の関係図を示した。

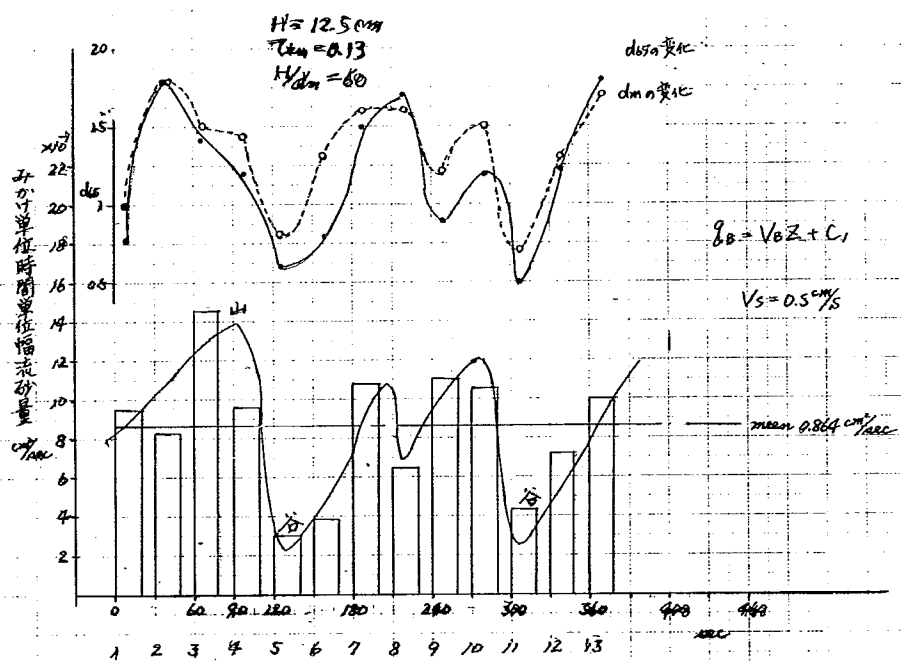
抵抗係数を見ると dune 河床の場合 $\varphi = 12$ 位であり, 均一砂の場合より2程度大きい。この原因は, dune の谷に大粒径が多く, 河床の低下を妨げるため dune の河形勾配 H_s/L_s が均一砂に比較して小さくなるためである。(H_s/L_s の値は付表8参照)

流砂量は dune 河床の場合は, 均一砂に比較して多少大きく, flat および不完全 dune (1波および2波程度 dune が発生したが, 河床の大部分は flat である。) の場合は, 流砂量は2倍程度大きい。粒径別流砂量について言えば, 図3-27に示すように, 細砂分が河床砂より多く, 大粒径砂は少ない。特に dune 河床の場合は細砂は, dune の山の前縁を飛び越え, 浮遊砂的運動形態を持っている。

○ dune 河床の土砂のふるい分け機構

図3-28, 図3-29はケースS-4-6の時の一つの dune 波上での掃流砂の粒度分布と, 表層および dune の中詰砂粒度分布を示したものである。ここで谷, 山, 中とは dune の谷部, 頂部, および中間部の位置を示す。

これより dune の頂部で河床表層の粒径が小さく, 谷部で粒径が大きいこと, また中間部の粒



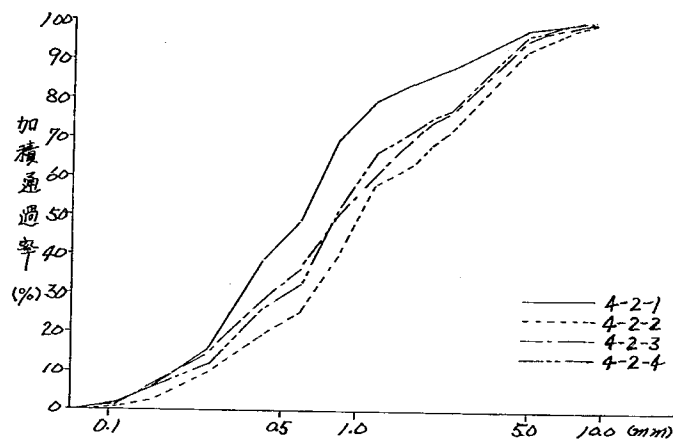


图 3-31-1

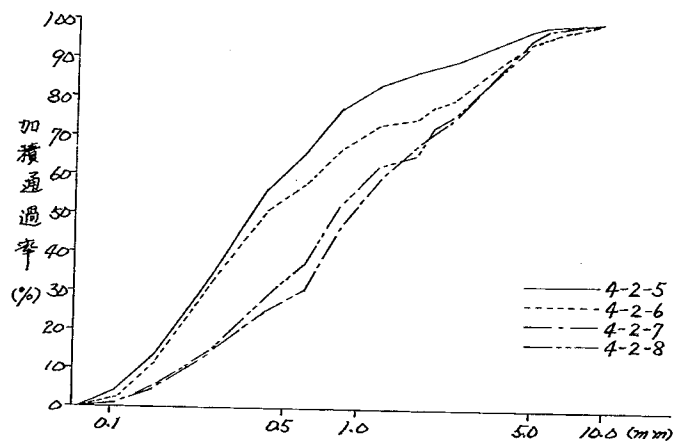


图 3-31-2

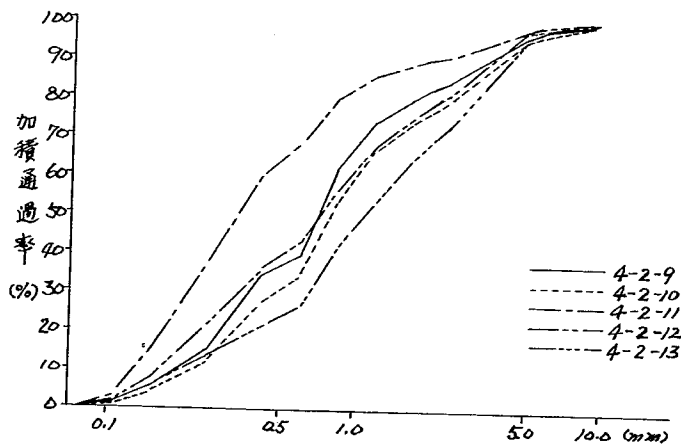


图 3-31-3

度は, dune の中詰砂とはほぼ同一の粒度分布を持つこと, 掃流砂は逆に谷部で細かいことが分る。

図3-30, 図3-31はケースS-4-2の時に20 sec採砂を30 secごとに13回行った結果より, 各時間ごとの粒度分布, 流砂量の時間変化を示したものである。これより dune の谷で流砂量が小さく, また粒径が小さくなることが分る。

以上のように, dune が発生すると, 河床材料の分級機構が, flat bed の場合と異なった形態を持つことが分った。特に谷の部分に大粒径のものが多くなり, その一部は移動しないものもある。このことは同一 τ_{*m} であっても dune の発生する方が, 河床材料の分級がより進むことを示している。

なお, S-5-1 の場合にも, S-4-2 と同様に流砂の粒度分布の時間変化を測定したが, この場合, 河床が flat であったため, 流砂の分布形の時間変化は少なく, また流砂量の時間変化も少なかった。

(4) d_{84}/d_{16} が 10~20 の場合 (深見・葛西, 浅田・石川)

d_{84}/d_{16} の場合を深見・葛西の実験結果を通して述べてみよう。なお実験は H/d_m が 23 以下で行なわれ, 河床はすべて flat である。またここでは τ_{*m} が 0.05 以上の場合についてのみ, φ , q_s と τ_{*m} , H/d_m の関係を調べた。

図3-33は φ と H/d_m , τ_{*m} の関係を示したもののだが, 均一砂に比較して φ が大きくなっている。この原因は明確でない。また流砂量も均一砂に比較して4倍程度大きい。粒径別流砂量について見ると dune 河床と違って, 細砂分の流砂量が多くなく, 河床材料と同程度の割合となってい

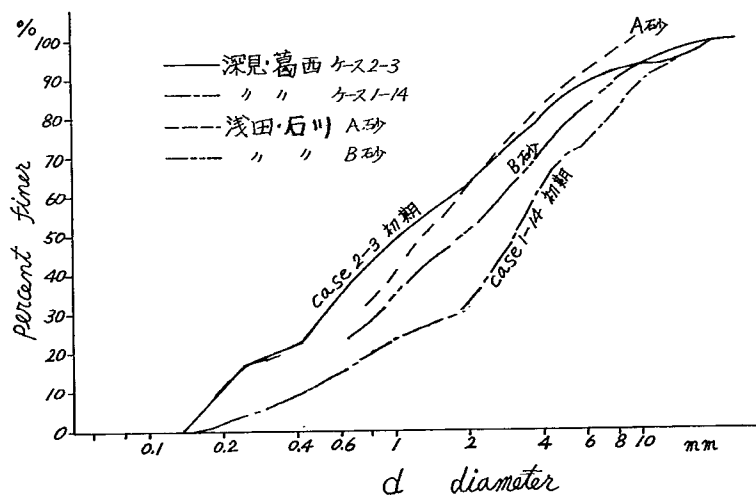


図3-32 $d_{84}/d_{16} > 10$ 実験用砂

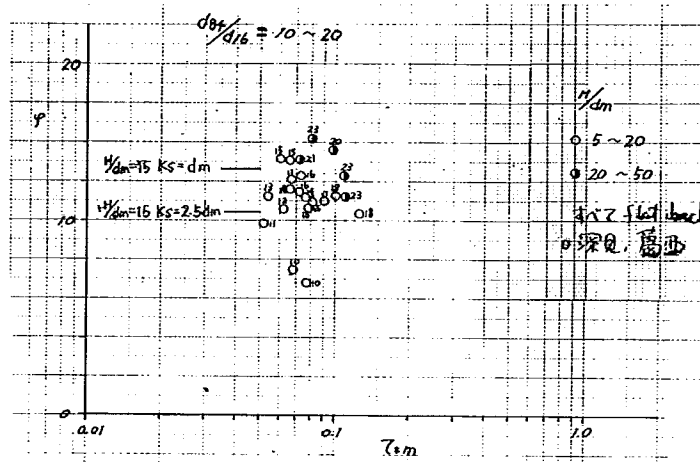


図 3-33-1 $d_{84}/d_{16} = 10 \sim 20$

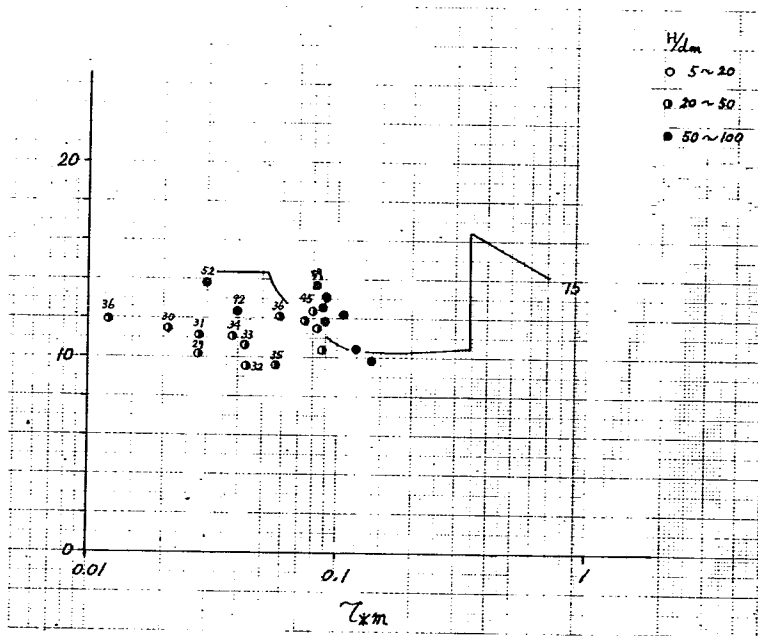


図 3-33-2 $d_{84}/d_{16} = 15 \sim 20$ 電研 (浅田・石川)

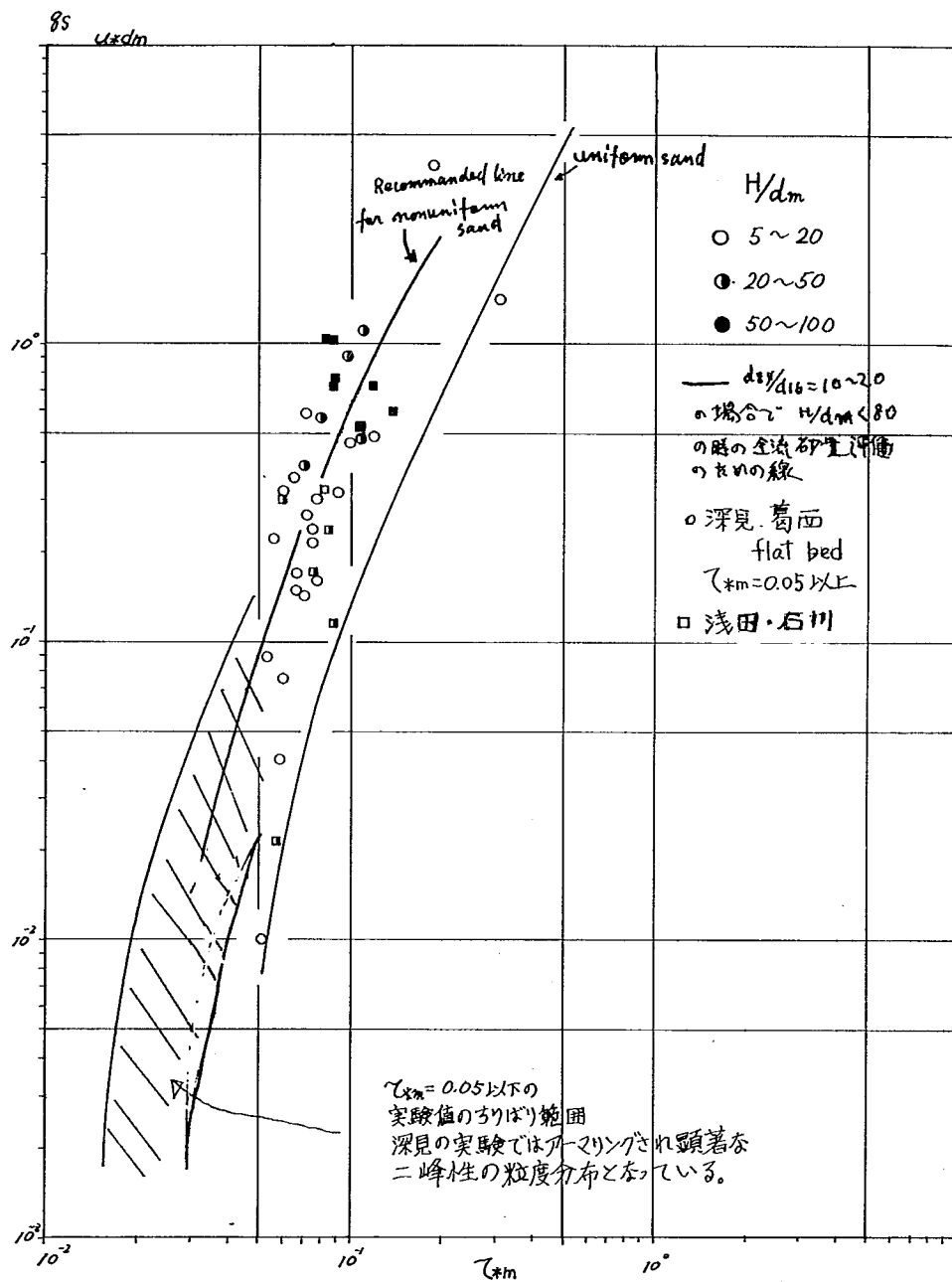


図 3-34 $d_{84}/d_{16} = 10 \sim 20$

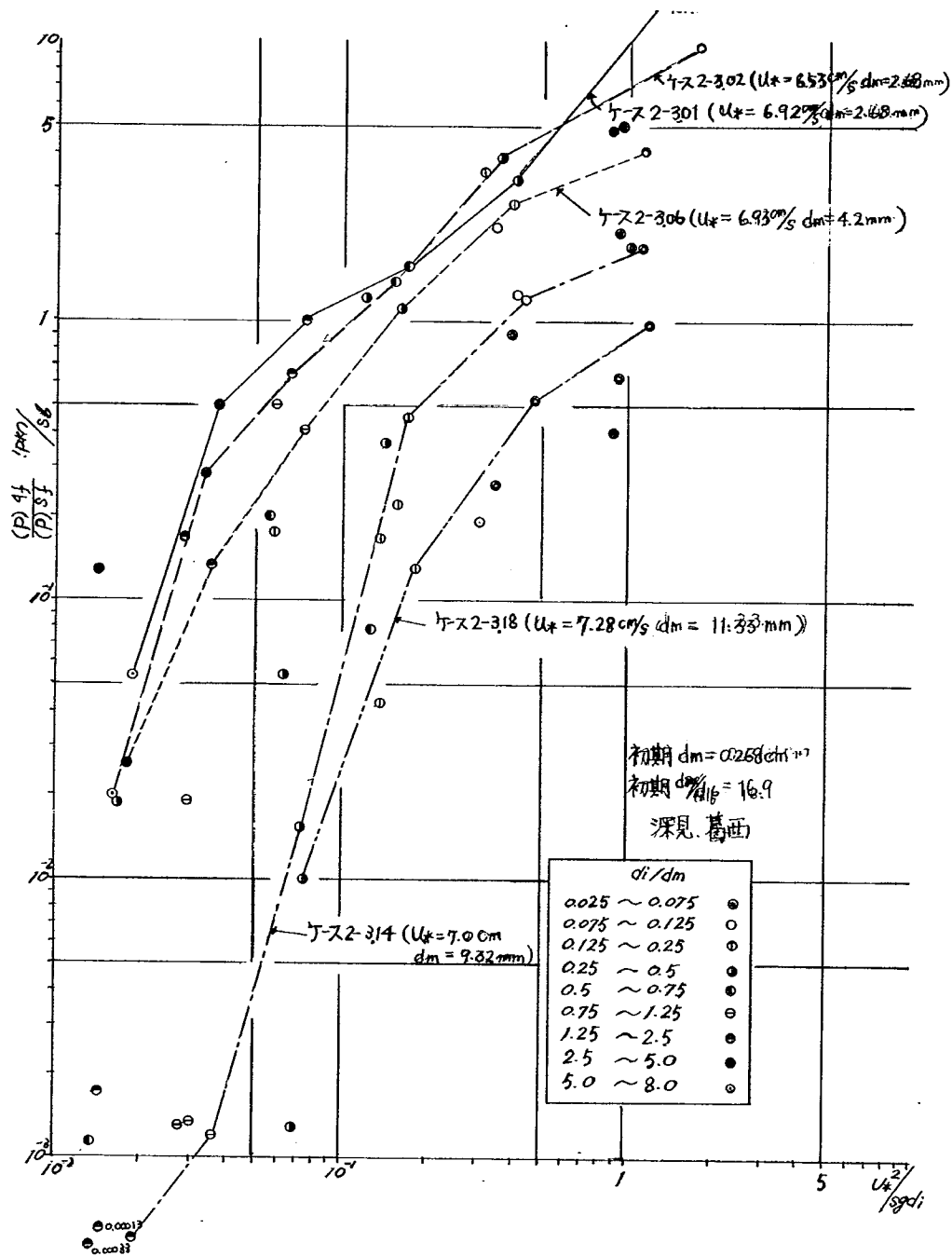


図 3-35

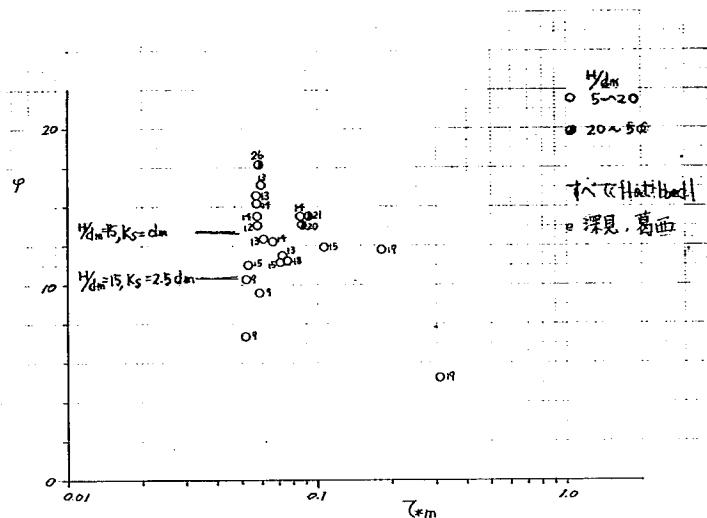


図3-36 $d_{84}/d_{16} = 20 \sim 30$

る。

なお、浅田、石川は図3-32に示す河床材料を使って流砂観測を行っている。観測時の河床表面の粒度分布形が表示されていないので d_{84}/d_{16} がどの程度であるかははっきりしないが、初期の河床材料の d_{84}/d_{16} が15~25程度であると考えられるので参考のために、その観測結果も図示しておいた。流砂量は、ほぼ深見、葛西の実験結果と同一程度の流砂量となっているが、 ϕ はほぼ均一砂の場合に近い。

(5) d_{84}/d_{16} が20~30の場合 (深見・葛西)

d_{84}/d_{16} が10~20の場合とはほぼ同様な結果となった。

(6) 多粒から成るが、顕著な二峰性の粒度分布を持つ場合 (安芸、山本)

ここでは河床材料は多粒から成るが、顕著な二峰性の粒度分布を持つ場合、どのような河床材料の移動形態を持つか論じてみよう。

図3-40は、図3-39に示す粒度分布を持つ河床材料の場合の ϕ と τ_{*m} 、 H/d_m の関係である。なお τ_{*m} の評価はすべて図3-39に示す粒度分布の平均粒径を使っており、各実験毎に表層の粒度分布を調べて、それによって τ_{*m} を計算しているわけではなく、河床波の発生している場合は、表層の粒度分布と図3-39に示す粒度分布はかなり異なっているものと考えられる。

粒度分布型を見ると $d = 0.23 \text{ mm}$ の砂が河床材料の50%近くを占めており、粒度分布の型としては、砂利河川から砂河川に変わる中間地性の粒度分布と言える。

ϕ の変化を見ると flat bed の ϕ および ripple bed の ϕ はほぼ均一砂の場合と同一で、ripple の発生する τ_{*m} もほぼ均一砂と同じだが、uppler regime への移行 τ_{*m} が均一砂に比較して非常

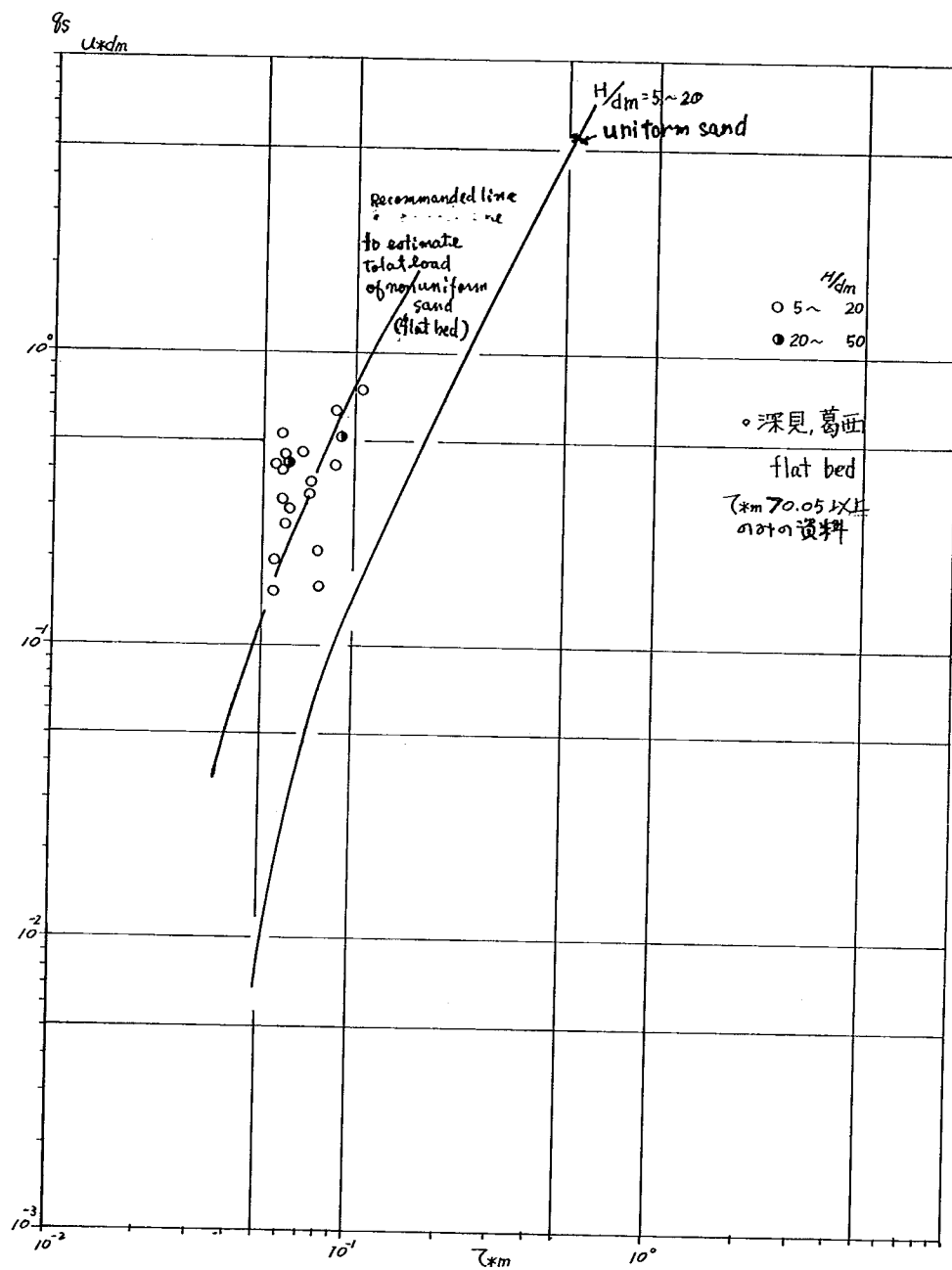


図3-37 $d_{84}/d_{16} = 20 \sim 30$

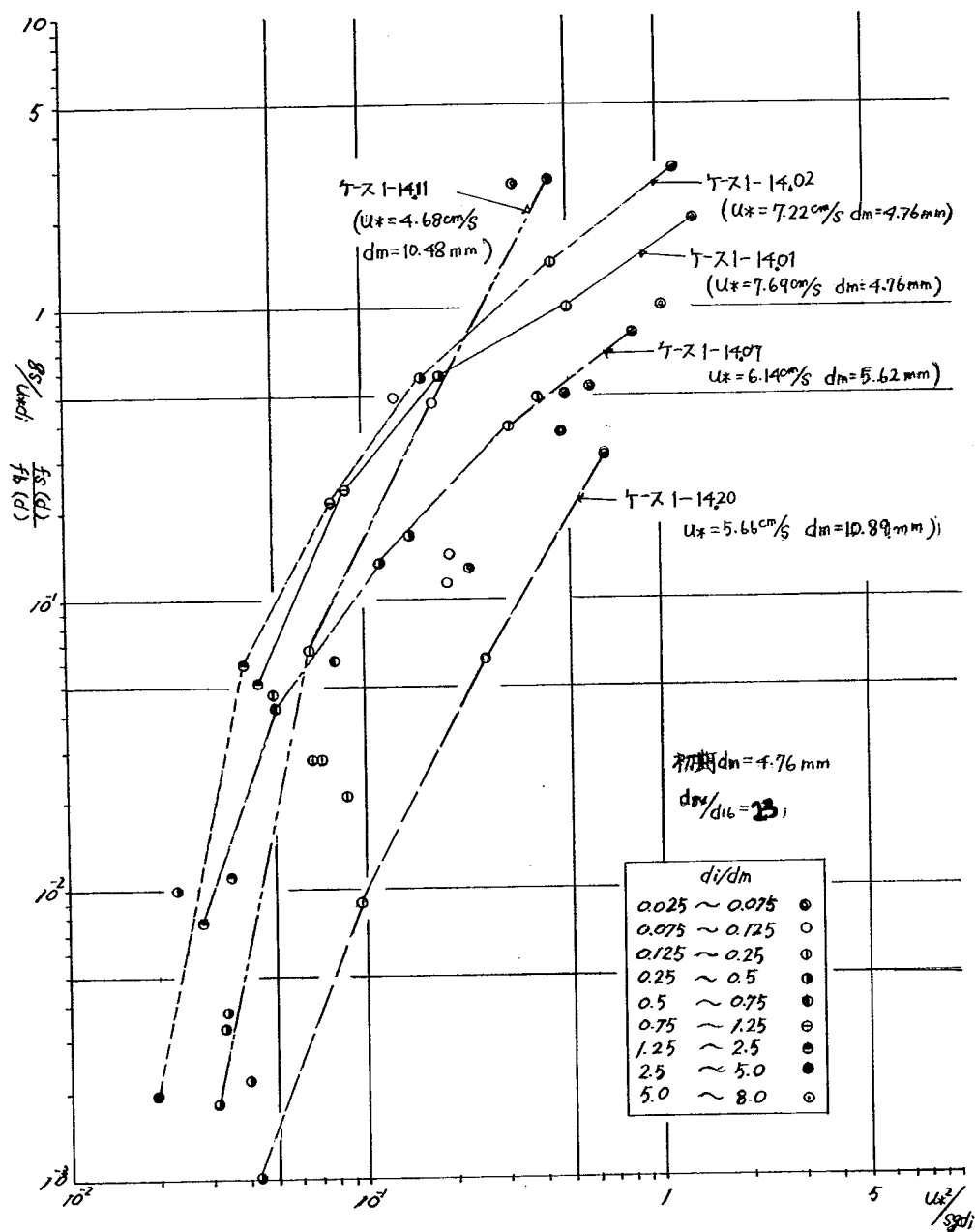


图 3-38

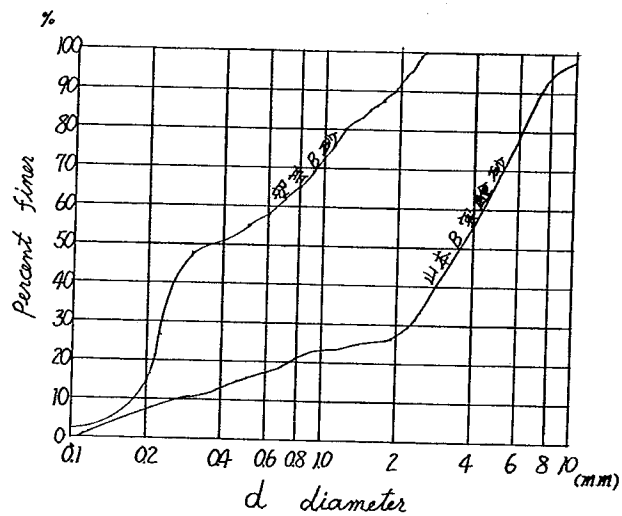


図3-39 顕著な二峰性粒度分布をもつ場合

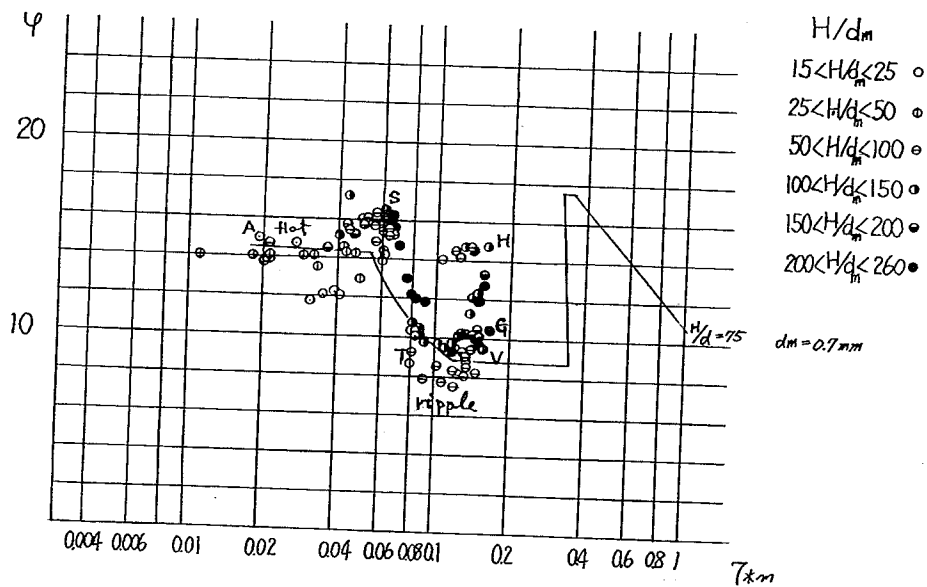


図3-40 安芸B種 $d_m = 0.07 \text{ cm}$ $d_{84}/d_{16} = 7$

に小さな値となっている。この原因は明確でないが ripple を形成した河床材料 はほとんどが 0.23 mm の砂で構成されていたのではないかと考えられる。もしそうだとすると upper regime への移行 τ_{*m} は実質的に τ_{*m} が 0.45 位となり、ほぼ均一砂の場合と一致する。なお安芸は, lower regime から upper regime への移行時の現象を次のように記述している。

“ G に至って砂漣の山は流水のために崩れ始め、ついに、H に至って河床面はあたかも箒で掃いたようになった。中粒以下の砂粒は粉雪の風に飛ばされるがごとくに浮遊、運搬され、比較的大粒のもののみが目まぐるしく河床を転動した。”

このように細砂分が 50% 近くも占めるようになると、その河床材料の移動形態は、細砂と粗砂と異なった移動形態を持つようになる。この実験の場合には細砂の運動形態の方が河床波の形態に強い影響力をあたえているようだ。なお ripple 消滅後に非常に平坦な波長 50 ~ 150 cm 位の河床波が発生したことが報告されている。この河床波は dune であり、河床表層は細砂がふきとばされ、1 mm 前後のものが多くなって粗砂的性格が強くなったと考えられる。

次に逆に粗粒の方が 80% 近くを占め、細砂分が 20% 位である場合、つまり扇状地性河川の粒度構成を持つ場合の土砂の移動形態を筆者の実験結果を通して述べてみよう。

本実験の場合、河床の状態は B-1 が Antidune、B-6 が flat、B-4 が flat と dune の混存状態だった以外はすべて dune 河床であった。

B-1 の Antidune が発生した時の水面は、写真 3-1 に示すように河床の高まりに応じて水面も高まっているのが観測された。河床波の平均波長は 57.1 cm である。

dune 河床の場合の波長は水深の 3 倍から 7 倍程度であった。

流砂の運動形態を見ると、砂分は浮遊砂形態で移動し粒径 1 mm 以上のものは掃流砂で移動する。図 3-41、図 3-42 に B 8、B 9 の流砂の粒度分布の時間変化、図 3-43、図 3-44 に流砂の平均粒径の時間変化、流砂量の時間変化を示した。これによって dune の進行にともなう流砂量の



写真 3-1
実験 B-1 時の状況

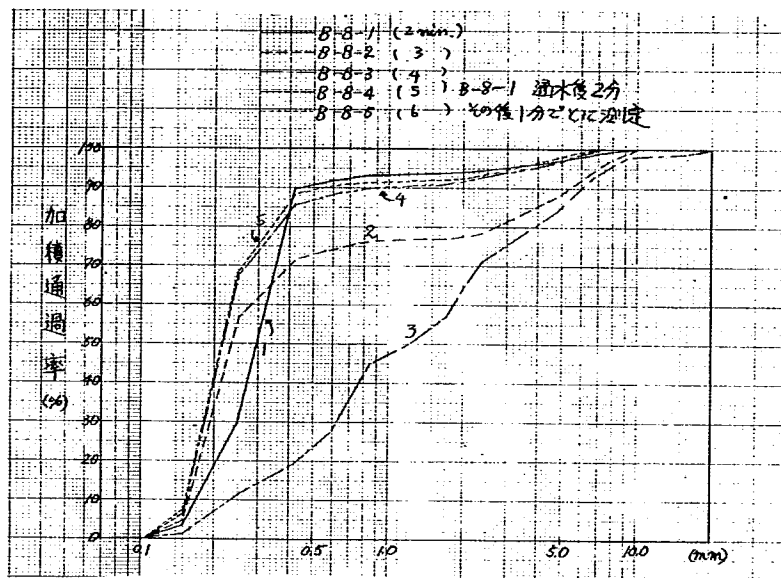


図 3-41-1

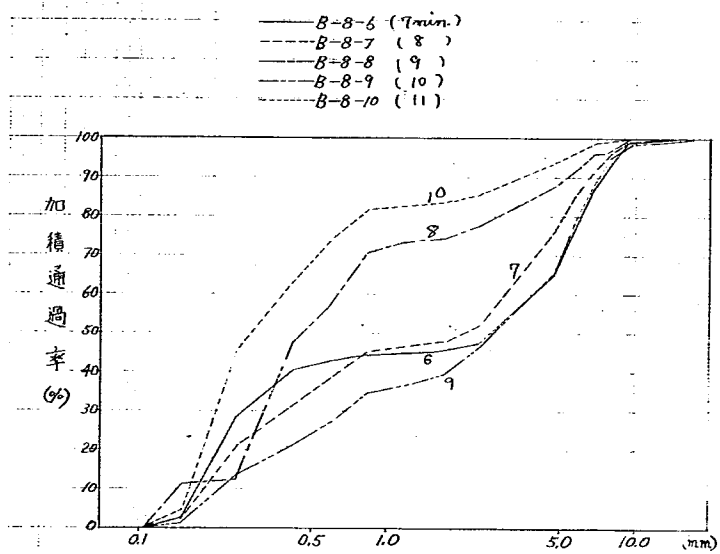


図 3-41-2

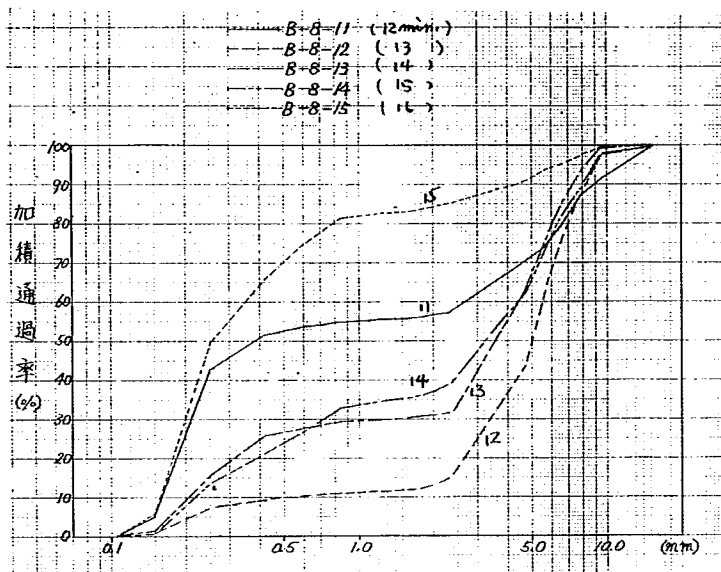


図 3-41-3

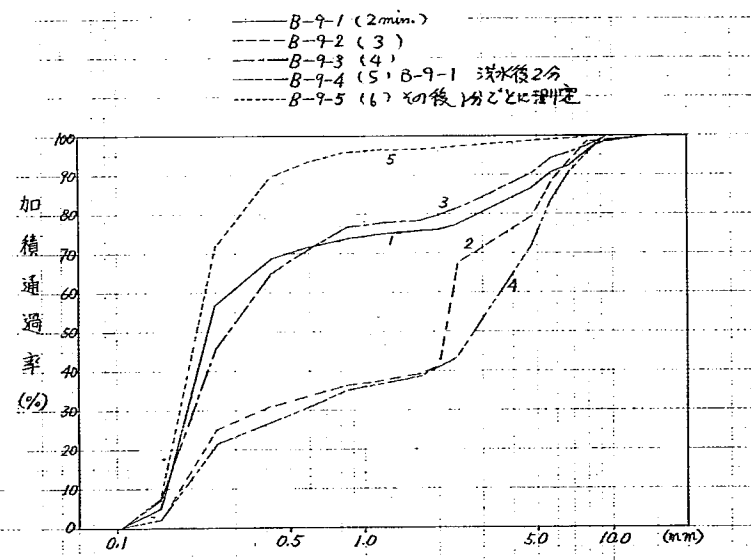


図 3-42-1

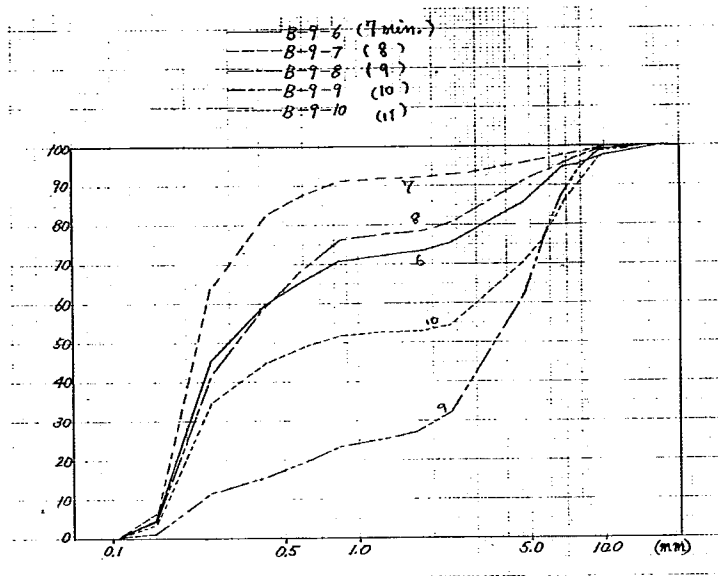


图 3-42-2

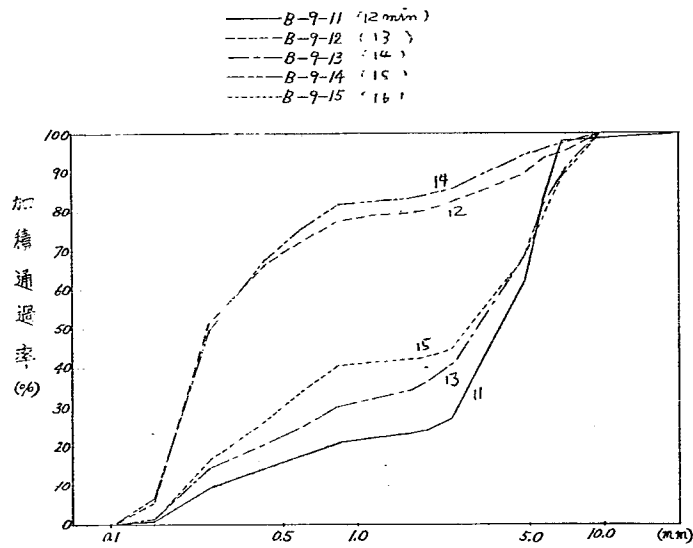


图 3-42-3

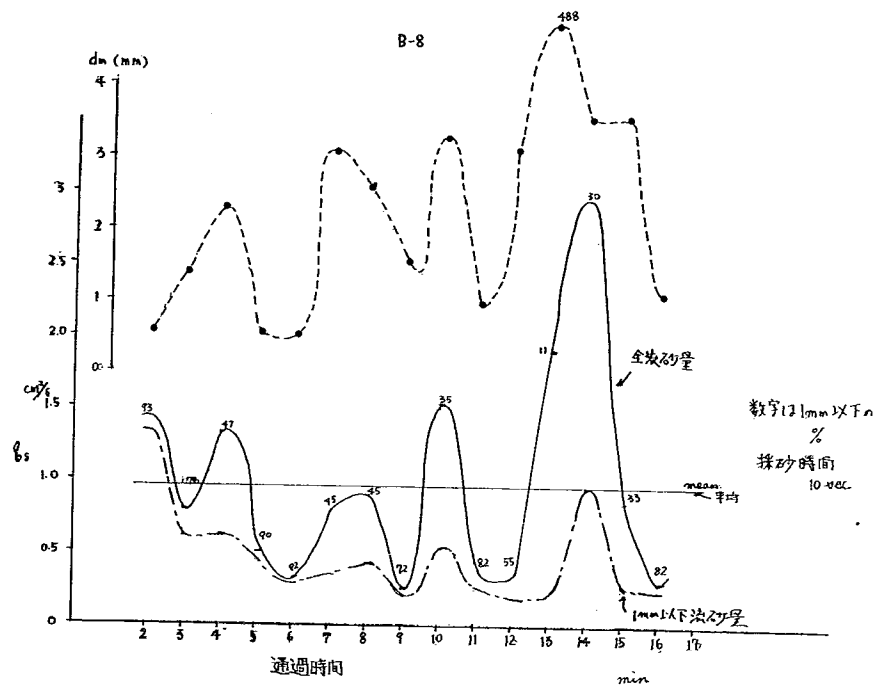


图 3-43

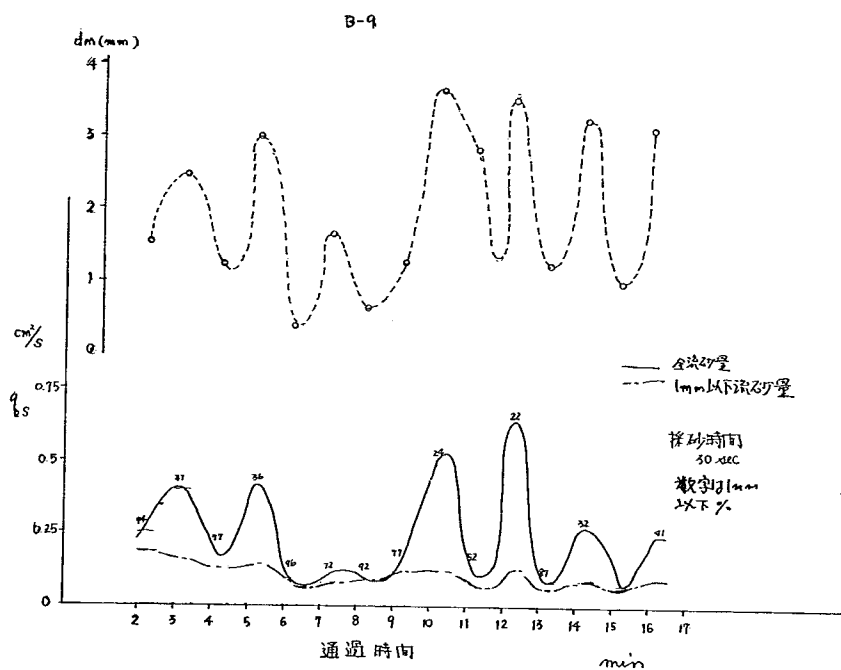
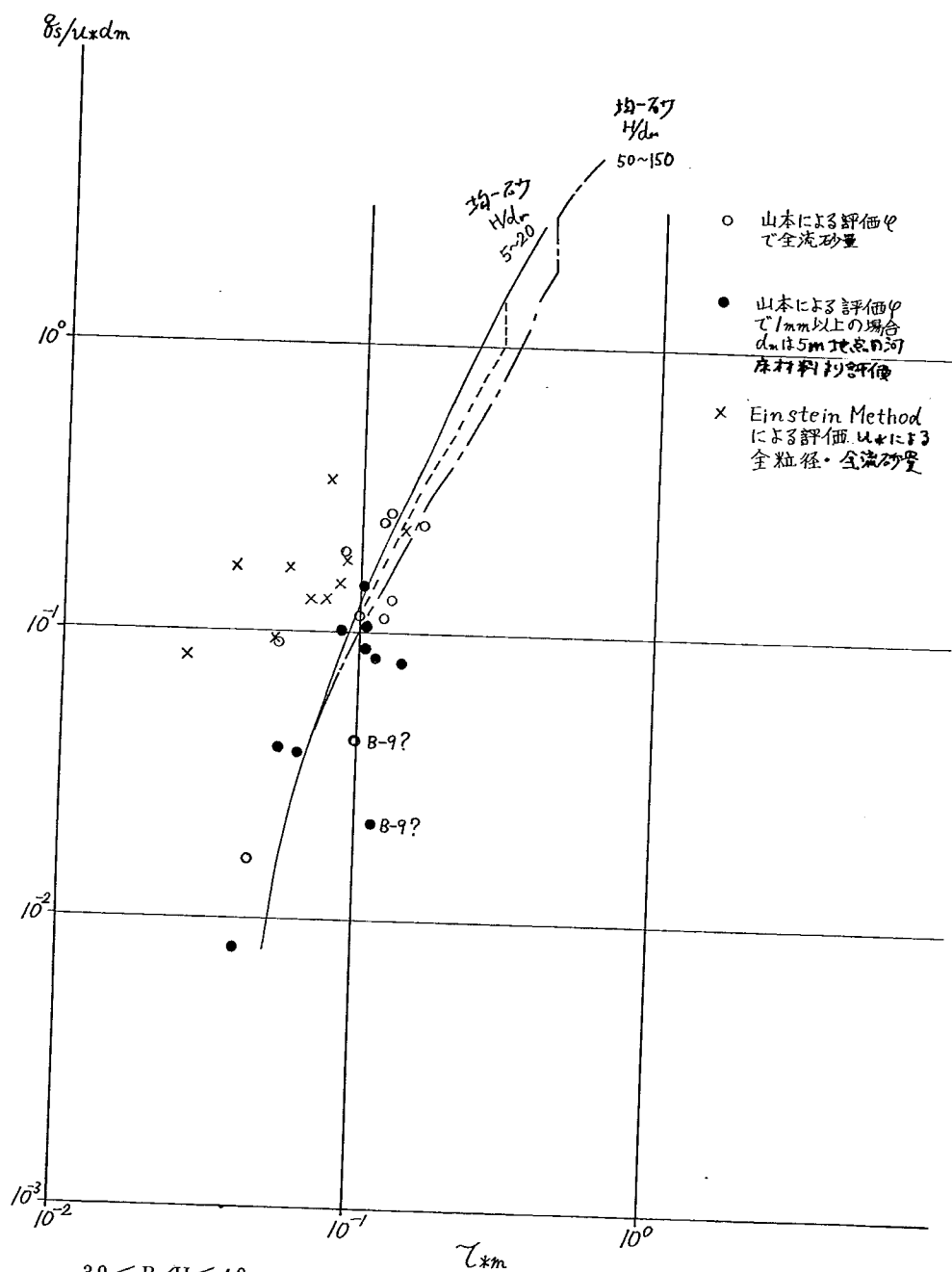


图 3-44



$30 < B/H < 40$

$d > 0.02 \text{ cm}$ 以上の領域区分 $B/H > 10$ 以上

$F_r - H/d$ 平面

図3-45 実験 B

変化，流砂粒度分布の変化が良く読みとれよう。なおケース B-8 によると通水時間 4 分ぐらいまで，砂分の流砂量が非常に多い。通水前の河床の砂分の割合が 20% 近くあり，この砂が通水初期に多量に移動していることがわかる。従ってこの実験は通水中に河床に占める砂分の割合が変化していると考えられる。また通水後の河床の粒度分布を見ると場所ごとに砂分の割合が異なっている。付図 63~72 は全採砂の平均粒度分布を示したもののだが，10~20 mm の方はほとんど流下していないことがわかる。つまりこの河床の C 集団は time lag deposit となっている。

次に流砂量であるが，本実験の場合 B/H が 1~2 で非常に小さいため側壁の影響を取り除いて U_* を評価し， U_* と流砂量の関係を調べる必要がある。側壁の効果は通常 Einstein の方法で評価するが，この評価法については筆者は疑問を持っている。（ B/H が 3 以上の場合，側壁効果を取り除いた τ_* と取り除かない τ_* は，大きくて一割程度しか異ならず，それほど問題とする必要はない。）

それゆえ，河床形状，相対水深の値から，筆者が河床の ϕ を推定し， U_m/ϕ より U_* を求め，この U_* を使って， τ_* を評価してみた。もちろんこの方法が正しいということではないが，図 3-45 に全流砂量と河床の平均粒径を使った τ_{*m} との関係，また河床の 1 mm 以上の平均粒径を使って τ_{*m} と求めた値と，流砂の 1 mm 以上の量との関係を示した。また Einstein の方法によって評価した U_* を使って求めた全流砂量と， τ_{*m} の関係も図示しておいた。

本図から結論を出すことはさしひかえるべきであるが筆者が推測した ϕ を使って評価した U_* を使い，粗砂のみで評価した q_s/U_*d_m ， τ_{*m} の関係は均一砂の場合とほぼ同一の関係となっている。なお細砂分の平均粒径を 0.25 mm として τ_{*i} を求めると τ_{*i} は 2~3 であり，また $q_s/U_*d_i \cdot f_s/f_b$ は 2~40 の間にちらばっている。

以上のように顕著な二峰性を持ち，粗粒の方が河床の大部分を示めるような場合には，粗粒の流砂量は細砂分を取り除いた A 集団のみの平均粒径を使って τ_{*m} ， H/d_m ， d_{84}/d_{16} を求め，これによって流砂量を評価すれば良いものと思われる。細砂分の流砂量は本実験結果からは，実験条件等の問題があり，はっきりさせることはできなかった。今後の重点課題であろう。

参 考 文 献

- 1) Gilbert ; The Transportation of Debris by Running Water, U.S.G.S. prof. paper 86, 1914
- 2) 神谷隆太郎；流送土砂調査・昭和 36 年度報告書 土木式術資料 4-11 1962
- 3) 吉川秀夫，芦田和夫，馬場享；混合砂れきの掃流運動 第 6 回水理講演会 1961
- 4) 吉川秀夫，福岡捷二，馬場享，河野二夫；大粒径砂礫の掃流砂量に関する研究，第 19 回水理講演会 1975
- 5) 安芸皎一；河相論，岩波書店
- 6) 岸力，板倉忠興，森明臣，黒木幹男，河床変動に関する調査研究（47, 48, 49 年度）

北海道開発局，河道維持に関する基礎的研究 1976

- 7) 阿部宗平，上原信司；蛇尾川流路工計画，土木研究所資料 1246 号 1977
- 8) 深見親雄，葛西敏彦；混合粒径砂の流送実験資料集 土木研究所資料第 1390 号
- 9) 浅田宏，石川晴雄；混合砂礫の掃流限界と掃流砂量式 技術研究所報告 No 68045 1968
- 10) 木下良作；石狩川河道変遷調査資料編 科学技術庁資源局資料第 36 号 1961
- 11) 水山高久；山地河川の掃流砂に関する研究，京都大学学位請求論文 1977

4 章 総括および今後の課題

本章においては、前章までの検討項目の総括を行う。また今後河道計画論をより合理的なものにしていくために今後検討しなければならないことを簡単に記す。

4-1 土砂の分級をうながす要因

多粒からなる河床材料を持つ河川では、掃流力に対して粒子の大きさごとに応答特性が異なり、土砂の分級をうながす。

本節においては、上述の分級現象を考える場合、どんな要因を考えておかなければならないか総括しておく。

〔1〕 生産土砂の粒度分布

岩石の物理的風化作用によって生産された土砂は、その岩質、地質、風化程度に応じて種々の粒径の土砂を生産するが、その粒度分布は、3つあるいは4つ顕著なピークを持つ。

〔2〕 河川の縦断方向の分散

一般に河川は、侵食基準面に向かって掃流力が小さくなる。この掃流力に見合った大きさの土砂を河床に堆積することによって河床材料は下流に向かって小さくなる。なお河床材料は徐々に下流に向かって小さくなるというより、所々に生じる勾配の変化点で急変することが多い。この勾配の変化は、河川自身によって形成されたというよりも、内的営力（基盤の上昇、下降）侵食基準面位置の変化、堆積空間の元地形に大きく影響されている。このことは河川は全川的に見れば非平衡の状態にあることを示しており、土砂の分級の場合であるという視点が必要である。

〔3〕 川幅程度のスケールの分級

川幅程度のスケールの分級をうながす要因については本報告では述べなかったが、次の二つが考えられる。

○ 洪水はんらんによる分級（横断方向堆積物の変化）

河川流量が低水路満杯流量より大きくなると、はんらん原に洪水水があふれることになる。はんらん原の流速は河道部分の流速より遅いので、河道部分では堆積しないような細粒物質が堆積する。一般に河岸近くほどその粒径は大きく河岸から離れるほど小さくなる。なお勾配 $1/5000$ 位の河川の高水敷堆積物の粒度分布と、河口近くで見られる河床材料の平均粒径が 0.15 mm 以下の河床堆積物の粒度分布が良く似ている。このことは堆積環境（流速）がほぼ同一であることを示そう。

- 砂礫堆による分級

砂礫堆が発生すると、流水の集中部および拡散部が生じる。したがって、河床に働く掃流力およびその方向が場所的に異なる。砂利河川の場合は、模型実験等より利断すると、流れの集中部で河床材料が粗くなり、拡散部で細くなる。このような分級現象は逆に砂礫堆の形状を変形することになる。なお粗砂が拡散部に堆積する実験結果も報告されている。河床材料の分布形、 τ_{*m} の違いが、sortingの違いを生じさせるものと考えられる。

- 河道の曲りによる分級

河道の曲りは、凸岸側に細かい土砂を、凹岸側に粗い土砂を堆積する。なお緩流部では平水時に凹岸側の深い部分に silt が堆積することもある。

[4] 水深規模の分級

水深規模の分級をうながす要因としては dune によるものと、水深規模の渦の規則性によるものがある。

- dune による分級

dune が発生すると、本論で述べたように土砂の分級をうながす。

- ボイルによる分級

河川においては、横断方向に水深程度のボイルが存在し、ボイルのわき出し部分が、2 H 間隙にならぶ。このわき出し部分では浮遊砂の濃度が濃く、沈降部分では薄い。この Boil によって砂利河川では 2 H 間隙に細砂の縦すじを河床に作ることがある。なお細砂は Boil のわき出し位置(つまり流速の遅い所)に堆積する。

- ripple による分級

ripple による分級は、水深程度に比較して小さな規模の分級をうながす要因であるが、形態的には dune と良く似ている。河川において ripple の発生する緩流部では、細砂と silt の分級を強めている。⁶⁾

4-2 流砂量の評価法

本調査によって、ほぼ実河川で生じる洪水時の河床波、抵抗係数、粒径別の流砂の運動形態を予測しえるようになったが、各粒径ごとの流砂量を明確に示うことはできなかった。しかしながら本調査によって得られた認識の段階で、流砂量を評価しておくことは必要なことであろう。

この場合、流砂量を使うて検討する対象によって流砂量式を変える必要があると筆者は考えている。つまり河床変動計算のための流砂量式と、河床のアーミング現象を検討の対象とする場合では流砂量を変えても良いのではないだろうか。河床に存在する全粒径を含んだ粒径別流砂量の普遍的な流砂量式を現段階で提示することは、早すぎると思われ、検討の対象に大きく影響する粒径成分のみを流砂量として表現しておけば良いと思われる。

[1] 河床変動計算のための流砂量

① 主モードの河床材料 (A 集団) が 70% 以上を占めており、その主モードの河床材料 (A 集団) のみの粒度分布の d_{84}/d_{16} が 7 以下であれば、その主モードの平均粒径を用いて、均一砂の場合と同じ流砂量であると計算して良い。また、空隙率 λ は 0.4 程度として計算して良い。B 集団は単に A 集団の空隙を埋めているだけであり、河床変動には大きな影響をあたえないと思われる。

ただし主モードの d_{84}/d_{16} が 5 ~ 7 では均一砂の場合より流砂量を 1.5 倍程度するべきであろう。

このことは砂河川では均一砂の流砂量を使って良く、砂利河川においても顕著な二峰性粒度分布を持つ所では均一砂と同じように計算すれば良い。

② A 集団の河床材料が 70% 以上を占め、A 集団の d_{84}/d_{16} が 7 ~ 10 の場合は、その主モードの平均粒径を使って、図 3-26 に示すような流砂量とする。(資料のばらつきが多いので、今後実測値を増やす必要がある。)

③ A 集団が河床材料の 70% を占め d_{84}/d_{16} が 10 以上の場合には、A 集団内で運動形態の差が生じるよう A 集団を二つ以上に分割し、各集団の流砂量を求めるという方向にいくべきだ。具体的な A 集団内の区分法は明確でなく、河床材料の粒度分布、縦断方向の粒度分布変化を考慮して区分するべきであるが、図 2-52 の④のような粒度分布の場合は 2 ~ 10 mm 程度を一つの A' 集団、10 mm 以上を A'' 集団とすれば良いようだ。A' 集団は一般に A' 集団に比し河床材料の中に占める割合が小さい。ダム下流のアーマコートの粒度分布などを見ると A'' 集団が河床表面から抜け落ち A' 集団が河床をアーミングするようである。

A 集団を区分しない場合で、河床が flat の場合は A 集団の d_{84}/d_{16} を求め、図 3-34、図 3-37 の流砂量評価のための曲線を使う。

図 2-52 の⑤のような粒度分布を持つ時は A'' を無視して、A'、A'' 集団の d_{84}/d_{16} を求め、図 3-34、図 3-37 の評価曲線を使う。

[2] 全流砂量の評価

C 集団は、堆積等と言う channel log deposit に相当するもので A 集団の移動からとり残されていく物質である。砂利河川ではこの C 集団が存在しないことが多い。

砂河川の場合の C 集団の流砂量は、C 集団の平均粒径と A 集団の平均粒径の比が 10 以下であり、A 集団が掃流砂で動いている場合には、河床に存在する C 集団の全流砂量に占める割合は、河床に占める割合と同程度と思われるが、A 集団が浮遊砂的に動く場合には、C 集団の割合は小さなものとなろう。C 集団の平均粒径と A 集団の平均粒径の比が 10 以上であれば、A 集団が掃流砂として動いている場合、C 集団はほとんど動かないものと考えられる。A 集団が浮遊砂的になれば、掃流砂的となるが、その量を予測することは今の所できない。

次に B 集団の流砂量であるが、今の所明確な答を出すことはできない。なお砂利河川で図 2-

52 ④のような粒度分布の場合、砂分の流砂量を水理量 (τ_* , H , A 集団と B 集団の割合とその粒径) によって評価しうるものと考えられるが、砂河川の場合 B 集団は wash load 的であり将来とも水理量で流砂量を評価することは難しいであろう。

河床に存在しないようなシルト、粘土分は流域の地質、地形、降雨特性、土地利用、植生によって変わるものと考えられるので流砂観測を行い、流域特性、気候特性を取り入れた流砂量推定法を完成させていく必要があろう。

B 集団、C 集団、またシルト、粘土分の流砂量評価は、我々の今後の検討課題といえよう。

[3] アーマリング効果

本報告では主に河床材料が全面的に動くような水理量下の現象について述べ、アーマリング現象についてはほとんど述べなかった。アーマリング現象を粒径別流砂量を通して検討するためには、Egiazaroff 型の粒径別流砂量式¹⁾²⁾³⁾⁴⁾⁵⁾を使用することは、ある程度有効であろう。しかし、この型の流砂量式が、実河川のアーマリング現象の実体をどれだけとらえられるかは疑問と言わざるを得ない。特に中規模河床形態の存在は、アーマリング現象を複雑にしている。また砂利河川の小出水時、平水時の流砂量評価を行う場合には、流路内の分級機構、アーマリング現象を取り入れる必要があるが、我々の今の土砂水理に関する認識では評価不可能であろう。

4-3 今後の課題

- i) 砂利河川の B 集団の流砂量を明らかにする。実験的に可能である。B 集団を環境水路でまわし、その濃度を変え、河床に占める B 集団の割合を求めれば良い。
- ii) はらん原堆積物と営力の関係をより明確にする。
- iii) 実河川の河床変動形態と河床材料、人的河道改変と河道、河床材料の変化の関係を明確にしていく。
- iv) 中規模河床形態と混合砂の関係
- v) 各粒径集団の区分粒径の明確化、水理量の変化に応じて変えるべきかどうか。
- vi) アーマリング効果、粒径別流砂量を通してこの現象を把握すべきか。実用主義的には、別の手段によった方が良いかもしれない。
- vii) 勾配急変点の水理、まず急変点の共通項を認識することから始めるべきであろう。⁵⁾
- viii) 土砂の堆積限界流速を明確化すること。(河口部の堆積問題)
- ix) 浮遊砂と掃流砂の接続について、混合粒径河床の粒径別流砂量把握のためには、浮遊砂と掃流砂の接続関係を明確にしていく必要がある。 $U_* / \omega_0 > 1 \sim 2$ を浮遊限界としてよい。底層濃度をどう評価するか。
- x) 流砂運動のモデル化、筆者は今まで流砂現象のモデル化ということを意識的に避けてきた。モデルも結局は、流砂現象の実体の後追いの説明でしかなく、実体を相似論的に把握すれば工学的には十分であると思ったからだ。混合砂の流砂現象を量的に把握していくためには、モ

デル化も必要ではないかという気にもなってきた。なぜなら混合砂の実体を把握するにはなお多くの実験的検討が必要と思われるが、近い内にそれがすべて行れるという見通しは少ない。少い実体資料から、実験の行われなかった場の現象まで推定しうるモデルが必要な気がする。また今ある多くの流砂運動の理論の有効性を上述のような観点から評価する必要がある。

xi) 地形と堆積物、地形変化と堆積物変化を気候変化、地殻変動、海水面変化との関係から調べ、現沖積世における河川地形変動速度を把握する。これを営力論的に説明する。堆積物の粒径別量の把握を行い、生産土砂の質を把握する。

xii) 砂礫の摩滅作用、本論ではこの問題は取り上げなかったが、砂分やシルトなどの発生限になっている可能性はあろう。

参 考 文 献

- 1) 芦田, 道上; 混合砂礫の流砂量と河床変動に関する研究, 京大防災研究所報告第 14 号 1971
- 2) 平野宗夫; 混合砂れきの河床変動と平衡河床に関する研究, 土木学会論文集 201 号 1972, 11
- 3) 浅田宏, 石川晴雄; 混合砂礫の掃流限界と掃流砂量式, 技術研究所報告 No 68045 1968
- 4) I.V. Egiazaroff; Calculation of Nonuniform Sediment Concentrations, A.S.C.E Hy4 July 1965
- 5) 深見親雄, 葛西敏彦; 混合粒径砂の流送実験資料集 土研資料第 1390 号 1978
- 6) J.M. Coleman; Brahmaputra River: Channel Processes and Sedimentation, Sedimentary Geology 3 1969

記 号 一 覧 表

B ; 水路幅	Q ; 流量
d ; 粒径	q_s ; 流砂量
d_m ; 平均粒径	q_{si} ; 粒径別流砂量
d_{16} ; 16% 粒径	R ; 径 深
d_{84} ; 84% 粒径	τ ; 掃流力
F_r ; フルード数	τ_* ; 無次元掃流力
g ; 重力加速度	τ_{*i} ; 粒径別無次元掃流力
H ; 水 深	τ_{*m} ; 平均粒径に対する無次元掃流力
I_s ; 水平勾配	φ ; 流速係数 $= V_m/U_*$
I_b ; 河床勾配	V_m ; 平均流速
I_e ; エネルギー勾配	U_* ; まさつ速度
K_s ; 相当粗度	

あ　と　が　き

河川技術の新たな発展をうながすためには、混合砂の水理現象を把握しなければならないと考え、資料の収集を始めたのは4年ぐらい前になる。このような基礎的研究課題が、土木研究所で取り上げられるとは考えていなかったので、機会を見つけて少しずつ河川における流砂現象の認識を増していけば良いと考えていた。ところで昭和49年～53年の河川事業調査費で混合砂の問題について赤羽支所で研究が始まり、深見親雄、葛西敏彦に引続いて最終年度を担当することになり、この問題に本格的にとり組まざるを得ない立場に立たされてしまった。本報告では十分な検討時間が無かったので今まで考えていたことをノートの的に記したものでしかないが、私の考えていたことをある程度総括することができたと思っている。今後も機会を見つけて河川における土砂動態について検討していきたいと考えている。特に1章で述べたことと、河道の平面論とを結合していくことは絶体的に必要なことだと考えている。

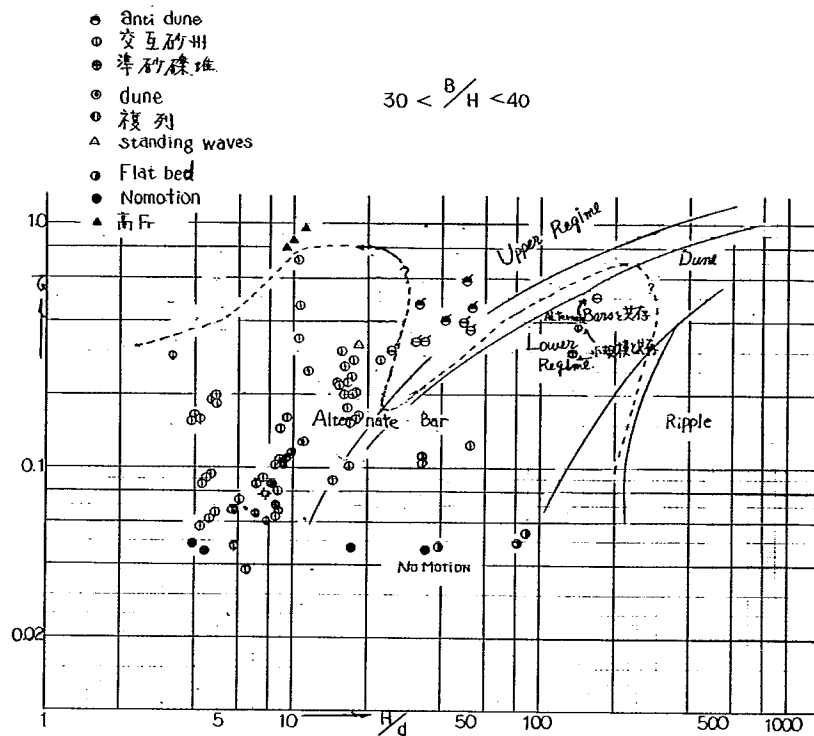
1978年7月14日

山　本　晃　一

土木研究所資料第 1059, 1074, 1154 号の訂正

(1) 土木研究所資料第 1059 号の訂正

- 1) 序言下 6 行「また資料集」を「まだ資料集」とする。
- 2) P24 下 5 行「Simon」を「Vanoni」とする。
- 3) P29 図 2-21「Laursen 1.1」を「Laursen 0.11」とする。
- 4) P38 下 7 行「 $L_s = 1100 \sim 1200$ 」を「 $L_s = 1000 \sim 1200\text{m}$ 」とする。
- 5) P46 下 16 行「手取川の Bars⁸¹⁾」を「手取川の Bars⁷⁵⁾」とする。
- 6) P46 上 13 行, P47 下 8 行および P110 上 4 行「ramdam」を「random」とする。
- 7) P47 下 9 行「P.B. william」を「P.B. William」とする。
- 8) P49 式 (3-1)「 $A_r + 1/K$ 」を「 $A_r - 1/K$ 」とする。
- 9) P74 下 9 行「 $U_{*c}^2 = U_*^2 \cdot C\phi_s^{-2}$ 」を「 $U_{*c}^2 = U_m^2 \cdot C\phi_s^{-2}$ 」とする。
- 10) P83 下 10 行「び 0.054 mm」を「び 0.054 cm」とする。
- 11) Aternative Bar をすべて Alternate Bar とする。
- 12) P227~P230 における QL/s はすべて計算まちがいである。 $Q = V_m \times H \times B$ で計算すれば正しい値となる。
- 13) 附表 2「 d_{84}/d_{16} , σ_{84}/d_{16} 」は「 d_{60}/d_{10} 」とする。
- 14) P201, 202 表「 $H_m/d \times 10$ 」は「 H_m/d 」とする。
- 15) P14 下 12 行「極端に」はこれを取る。
- 16) P4 (1-15) 式「6.25」は「6.0」とする。
- 17) P84 上 3 行「図- τ_* 」は「同一- τ_* 」とする。
- 18) P84 上 7 行「流砂量が」を除く。
- 19) P18 図 2-8 を下図に変える。



(2) 土木研究所資料第 1074 号の訂正

1) P16 表 2-1 の訂正

水面勾配の測定法に間違いがあった。再度工事事務所に調査を依頼し次の結果を得た。

水面勾配測定のための水位標間距離を B, 流速測定のための見通しぐい間距離 A とすると。

河 川 名	A	B
利 根 川, 川 俣	9463 m	100 m
芽吹橋	4542 m	100 m
布 川	12140 m	100 m
渡良瀬川, 早川田	7603 m	100 m
小 貝 川, 川 又	12726 m	100 m
鬼 怒 川, 平 方	5032 m	100 m
北 上 川, 登米橋	200 m	200 m
信 濃 川, 帝石橋	808 m	50 m

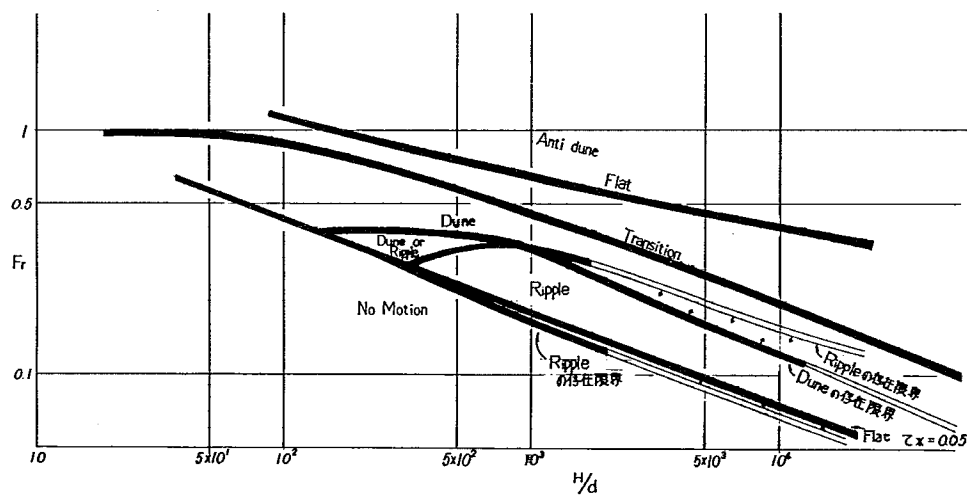
北上川, 野田橋	100 m	100 m
矢作川, 岩津	わからず	わからず
淀川, 枚方	500 m	100 m

- 2) P53 上7行「ほとんど」を「大きくは」とする。
- 3) P53 下2行「倍することによって」を「比例させることによって」とする。
- 4) P57 6, 7 行は除く。

(3) 土木研究所資料第1154号の訂正

- 1) P14 上4行「uppler」を「upper」とする。
- 2) P14 下8行「 $d = 0.015 \text{ mm}$ 」を「 $d = 0.015 \text{ cm}$ 」とする。
- 3) 図20を下图に変える。

図 $d > 0.02 \text{ cm}$ 以上の領域区分 $B_{H1} > 10$ 以上
 $Fr - H/d$ 平面



II 編

中規模河床波を含めた河床形態領域区分

ま え が き

移動床水路の河床形態に関する問題は、流砂量、河床抵抗、三次元流況などと、直接結びついてくるため、理論的な研究対象としてだけでなく、工学的な面から非常に重要であると言える。この河床形態に関しては、これまでに多くの実験的研究あるいは理論的研究がなされており、一見議論が尽くされたように見られるが、実際河川でどのような現象が生じているのかということになると、残念ながら不明確な点が多いと言わざるを得ない。特に、わが国の河川では、比較的勾配が急で、洪水の継続時間が短かく、流れも激しいことなどにより、実際に洪水時の河床波を観測するのが難しいため、実際河川の河床形態に関する実証的資料が乏しい。

したがって、多くの場合、これまでの研究によって得られている知見により、実際河川における洪水時の河床形態を推定することになる。たとえば、①流れから逆算した河床抵抗値より、Ripples や Dunes の存在を推定したり、②平面的な流況や水面上に現われる波模様などから、砂礫堆の存在を確かめたりする。あるいは、③河床形態の形成にかかわる諸物理量を分析し、実河川における水理量や河道状況から、そこに生ずるであろう河床形態を推定することも考えられる。いずれにせよ、実験水路における現象からの類推となることが多く、実験水路と実河川とで諸物理量のとり得る領域は、すべてが相似とはならないため、それぞれの現象の生ずる領域を明確にし、誤った推定を行わないようにしなければならない。河床形態に関しては、その形状特性や河床波上の流れに関する研究など、とり組むべき課題は多いが、ここでは上述のような観点から、実河川および、われわれが通常行っている河道模型実験で問題となることの多い、砂礫堆と小規模河床形態とが共存する場合の、河床形態の形成領域を中心に考察を行う。

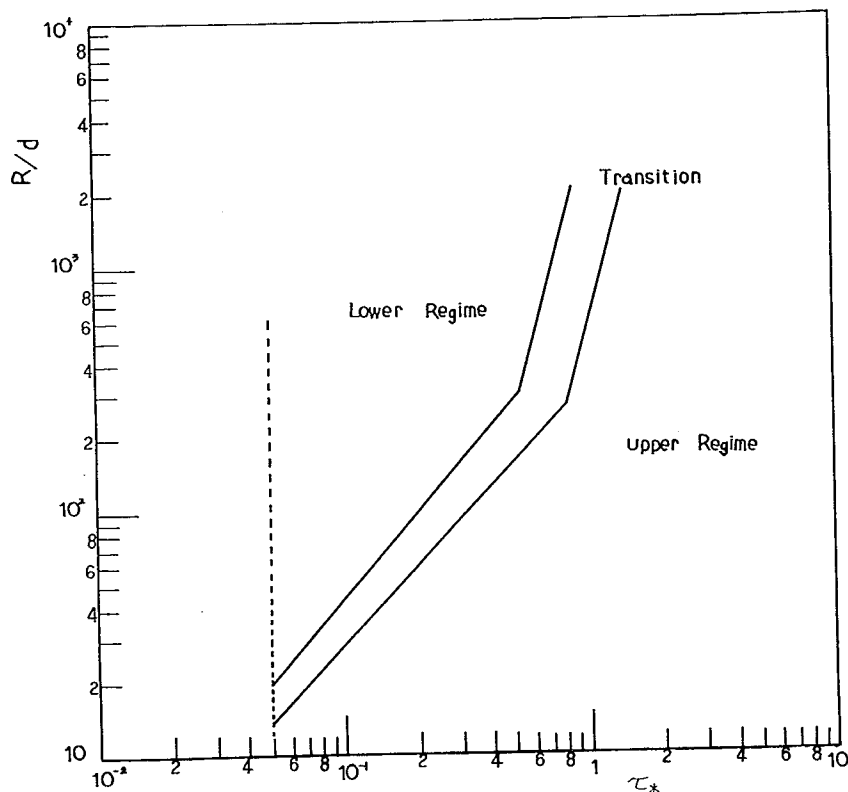
1 異種河床形態の共存

一般に河床形態は、大きさの上から中規模河床形態と小規模河床形態とに、河床波上の流れの様態から Upper Regime における河床形態と Lower Regime における河床形態とに、それぞれ大別される。中規模河床形態は、単列砂礫堆、複列砂礫堆（二列～ウロコ状砂礫堆）などで、他に河道わん曲部に形成される固定砂州（ポイントバー）も含めることがあり、河幅の数倍の規模を有する。中規模河床形態は、流れのフルード数によらず同様の形態のものが形成されるため、Upper Regime と Lower Regime との区分はされていない。小規模河床形態では、Lower Regime において Ripples（砂漣）と Dunes（砂堆）が、Upper Regime において Antidunes（反砂堆）と Flat bed（平坦河床）が形成され、それらの移行領域において Transition（遷移河床）が存在する、という分類がなされている。

現在のところ、これらの河床形態の発生機構は、十分に明らかになってはいないが、形状特性や発生条件などに関する主要な支配要素を整理すると、それぞれの河床形態が、主にどのような物理量によって、支配されているかを知ることができる。一般に、実験結果などから言われている諸事実は、次のようなことである。

- Ripples は主に粒子レイノルズ数 U_*d/ν と無次元掃流力 τ_* とに関係し、 U_*d/ν が 10～20 以下、 τ_* が 0.75 以下において形成される。（ただし、層流では形成されない。）
- Dunes は主に水深粒径比 H/d と無次元掃流力 τ_* とに関係し、フルード数 F_r （ τ_* と H/d の組合せで決まる）が 0.8～1.0 以下で、 U_*d/ν が 10～20 以上で形成される。
- Antidunes は τ_* と H/d の組合せで決まるフルード数 F_r が 0.8～1.0 以上で、水面波の影響によって形成される。
- 中規模河床形態は川幅水深比 B/H が関係する。

以上のようなことから、すべての河床形態について、それらの形成される場を領域区分するためには、少なくとも上述の諸量、 B/H 、 H/d 、 τ_* 、 U_*d/ν の 4 つを用いて表わされなければならない。小規模河床形態だけに限る従来の領域区分を見ても、 H/d 、 τ_* 、 U_*d/ν の三量を用いなければ、Ripples と Dunes の両方を含めた形成領域の区分は不可能である。一般に、一枚の図面上で形成領域区分を行う場合、これらのうちの二量を用いたものが多い。すなわち、 τ_* と H/d （あるいは、河床勾配 I と H/d 、 τ_* と F_r など）による場合は、これらの二量とによって流れの抵抗係数がほぼ決定されることを介在に、Upper Regime と Lower Regime との区分のみを表わすことになり、 τ_* と U_*d/ν あるいはそれに準ずるような二量による場合は、Ripples の形成が主に U_*d/ν に関係するということを前提に、Lower Regime における Dunes と Ripples との区分を表わすことになる。図Ⅱ－1－1、図Ⅱ－1－2 および図Ⅱ－1－3 は、このような小規模河床形態に関する領域区分図の例である。



図Ⅱ-1-1 河床形態区分 (芦田・道上)

中規模河床形態に関する領域区分法は、まだあまり明確なものではないが、 B/H の値によっておおよその区分ができることは、実験上からも実河川の例からも認められる。すなわち、 B/H が小から大となるにつれ、砂礫堆の形成されない状態から、(準砂礫堆、単列砂礫堆となり、さらに2列砂礫堆からウロコ状砂礫堆へと変化していくようである。それらの境界を与える B/H の値が他の諸量とどのような関係にあるのかは、はっきりしていない。中規模河床形態の領域区分を行おうとしたものに、図Ⅱ-1-4、図Ⅱ-1-5のような例があり、いずれも、移動床歪模型で掃流力と限界掃流力の比を同一にした場合、河床形態の相似が成立つという前提に立っている。一般に、移動床歪模型と実物との相似関係については、疑問な点が多く、たとえば U_*/U_{*c} が同一であっても、 $B/H=5$ かつ $I=1/100$ の水路と、 $B/H=100$ かつ $I=1/2000$ の水路のどちらにも(いずれも $B/H \cdot I = 0.05$)、同様の河床形態が生じるということは断言できない。特に、中規模河床形態と小規模河床形態が、同一のパラメーターで区分できるとしているところに問題

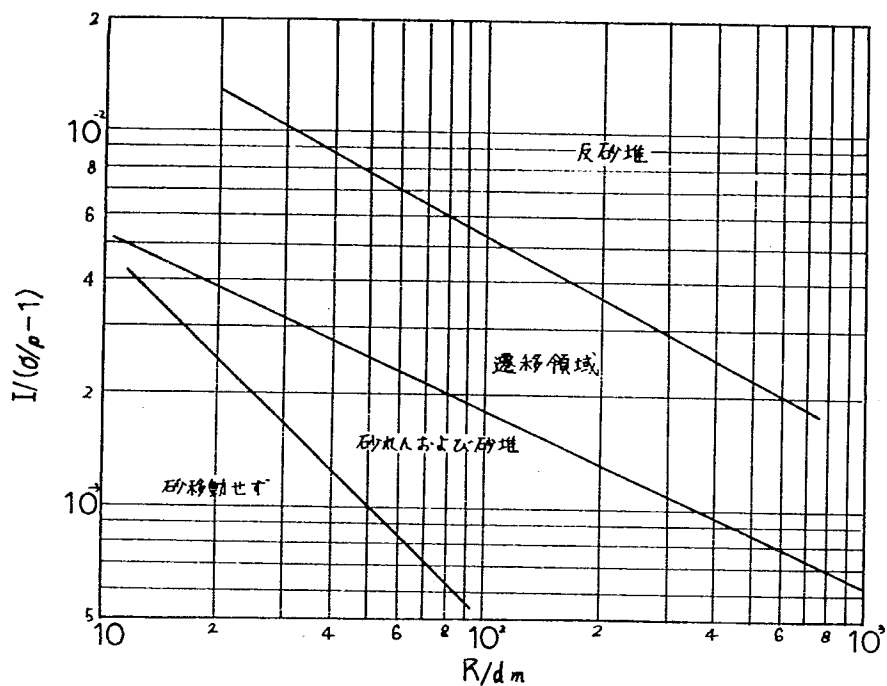


図 II - 1 - 2 河床形態区分 (Garde ; Raju)

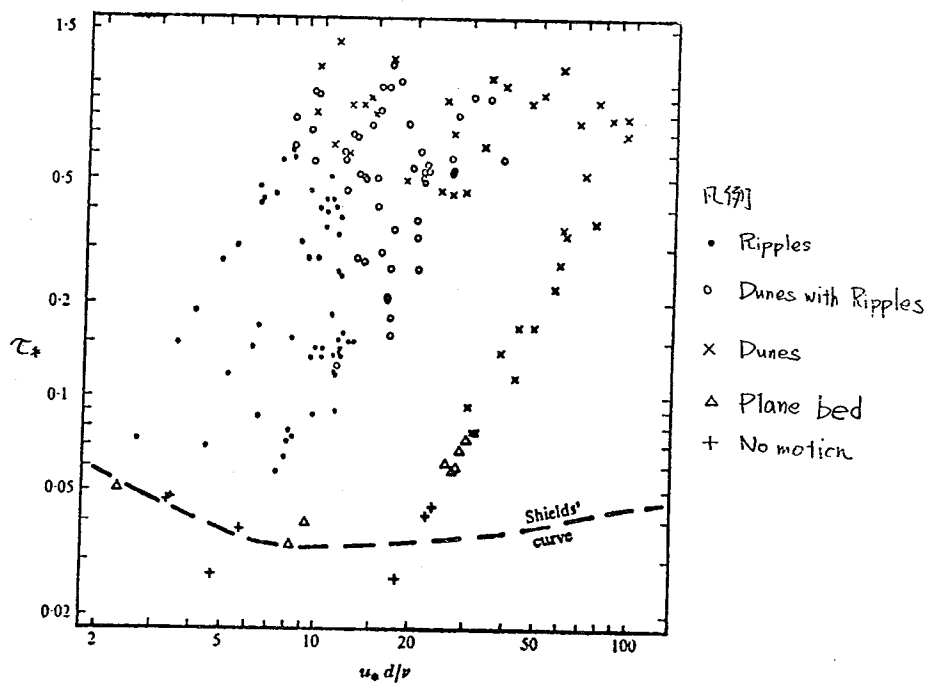


図 II - 1 - 3 Lower Regime における河床形態

(By R.G. Jackson using the data from Guy et al.)

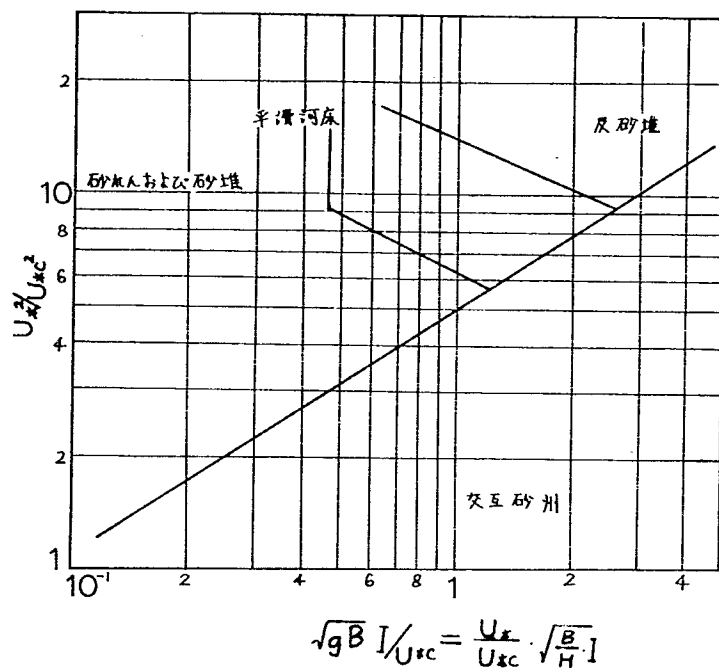


图 II-1-4 河床形态区分 (鲇川)

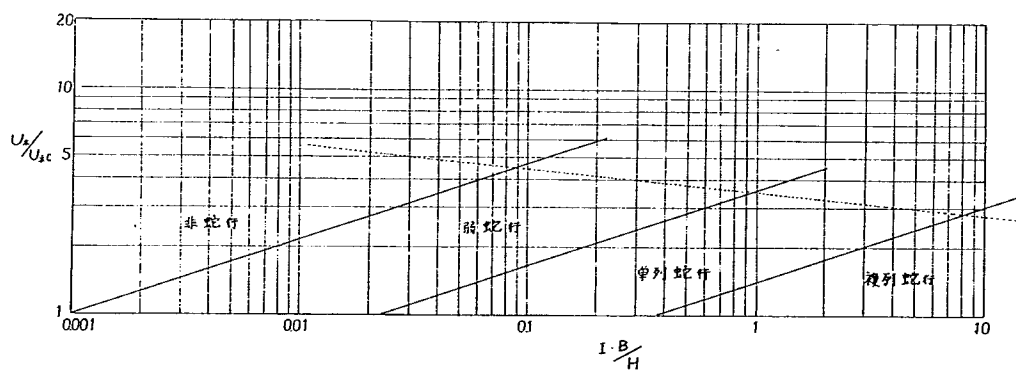


图 II-1-5 河床形态区分 (池田)

が多い。

河床形態の領域区分を行うには、それぞれの河床形態の形成に関する支配要因を、明確にする必要があるが、同時に、支配要因の異なる河床形態がひとつの水理領域で共存し得ることを前提とすべきであろう。「移動床水路で流量を徐々に増大させて行くと、砂床が移動を始め、平坦河床から Ripples が形成され、さらに Dunes へと変化する。なおも流量が増大すると、Dunes は吹き飛ばされて平坦な河床になり、次に水面波を伴う Antidunes が形成される。」というような、水理量と河床形態が一對一に対応させる記述は、概念的なものあるいはごく限られた条件におけるものであり、一般には Ripples と Dunes は共存し得ないものではない。

小規模河床形態だけを考えると、Ripples, Dunes, Antidunes 等は、それぞれの形成に係わる支配要因が異なるため、共存することが考えられる。しかし、これらのうち、Antidunes と Dunes との共存は、一般には見られず、Antidunes と Ripples との組合せも、Antidunes の形成されるような大きなフルード数の場合に、Ripples が形成されるような小さな粒子レイノルズ数であることは考えられないため、共存することはないであろう。しかし、Dunes と Ripples の組合せは、Dunes の波長 L_D が水深 H に比例し、Ripples の波長 L_R が粒径 d に比例することから、水深粒径比 H/d が十分に大きく、Dunes と Ripples の波長が大きく異なり ($L_D \gg L_R \because L_D/L_R \propto H/d$), U_*d/ν が 10 ~ 20 付近であれば、共存が可能である。図 II-1-3 において Dunes と Ripples の共存している例は、このような場合のものである。

中規模河床形態と小規模河床形態との組合せでは、両者の規模が大きく異なるため、共存する自由度はさらに大きいものと考えられる。実際に、河川における河床波観測例や河道模型実験例でも、砂礫堆上に Ripples あるいは Dunes の重っている場合、あるいは砂礫堆上にさらに規模の異なる砂礫堆が重っている場合などが多い。しかし、特に中規模河床形態と小規模河床形態とは、変形（形成）速度の相違、中規模河床形態上の流れの非均一性、中規模河床形態の形成に対する水路蛇行の影響などにより、同一の水理量に対して、同時に複数の河床形態が形成されるということを、証明できる例は少ない。すなわち、実際の中規模河床形態と小規模河床形態との共存には、以下のように種々の場合が考えられるのである。

- (1) 河道が直線であれば、小規模河床形態しか形成されない水路でも、河道が蛇行していることによって、中規模河床形態を生じ、両者が共存する。
- (2) 中規模河床形態が形成されている河床上で、流れが片寄り、部分的に小規模河床形態が生じて、両者が共存する。
- (3) ある流量で中規模河床形態が形成され、その後流量が変動して、小規模河床形態しか形成されない水理量になっても、中規模河床形態の変形速度が遅いために消滅せず、両者が共存する。
- (4) 上述のような条件によらず、同一の条件下で中規模河床形態と小規模河床形態は、共存する場合がある。

それぞれの河床形態の形成にかかわる支配要因が異なれば、上述のどの場合も起り得ることであるが、特に河床形態の領域区分に関して、検討を加えるためには、(4)についての是非が重要な問題となる。このことを調べるため、筆者は次節で述べるような実験を試みた。

2 中規模および小規模河床形態の共存に関する実験

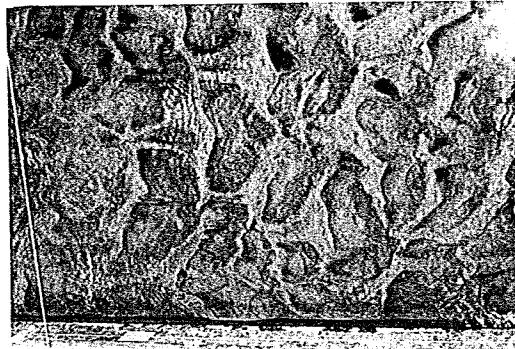
砂礫堆上に Dunes や Ripples が重っている例は、よく見られるが、前節で述べた通り、同一の条件下で純粋にそれらが共存するということを確認するためには、境界条件の明確な実験水路による検討が望ましい。ここでは、河幅対水深比 B/H の値を比較的大きくし、同時に小規模河床形態が形成されるように H/d の値を大きくとった条件で、両者が共存する実験を行った。実験に使用した水路は、幅 75cm、長さ 15m のコンクリート製のもので、上流端には長さ 2m、深さ 50cm の助走区可を設けてある。河床材料は平均粒径 0.031cm の砂で、通水前に水路に所定の勾配となるように敷きならし、通水中は水路上流端において、河床が初期の水平な高さを保持するように、適宜給砂を行った。表 II-2-1 がこの実験の一らん表である。

表 II-2-1 実験一らん表 $B = 75\text{cm}$, $d = 0.031\text{cm}$

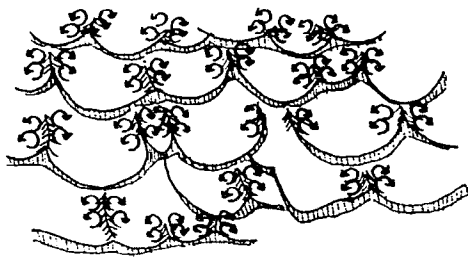
CASE	Ql/s	Hcm	I_w	$U_*\text{cm/s}$	τ_*	B/H	H/d	U_*d/ν	U_*U_*C	$I \cdot B/H$	通水時間	河床形態
1	21	9.2	1/588	3.92	0.306	8.15	297	122	2.45	0.0139	7	Ripples
2	6.5	3.9	1/400	3.09	0.191	19.2	126	95.8	1.93	0.0481	30	Ripples/ 準砂礫堆
3	5.0	3.3	1/217	3.86	0.297	22.7	106	120	2.41	0.105	20	Ripples/ 砂礫堆
4	5.0	2.2	1/123	4.19	0.350	34.1	71.0	13.0	2.62	0.277	5	Ripples/ 砂礫堆
5	9.2	2.2	1/112	4.38	0.384	34.1	71.0	13.6	2.74	0.304	2	Ripples? 砂礫堆
6		1.0	1/100	3.13	0.196	75.0	32.3	9.70	3.83	0.750	14	Ripples/ 二列砂礫堆?

〔実験 CASE 1〕

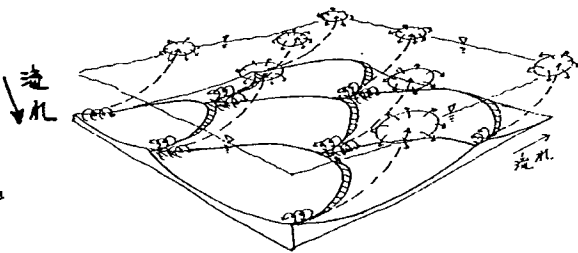
通水直後、河床一面に大きさ 2～3cm の鱗片状の河床波が生じ、しだいに発達して写真 II-2-1 に示すような、不規則な形状をした、長さ 10～15cm 程度の Ripples に成長した。この Ripples の形状と底面付近の流況を砂粒子の動きからスケッチすると、図 II-2-1 のようになっていたのが認められる。また、水面へわき上がる Boils と底面に生じている流況とが、図 II-2-2 に示すような配列で対応しており、さらに水面に生ずる縦すじの状況は、図 II-2-3 のようにボイルを連ねたものであった。Ripples は一見不規則な三次元的形状をしているが、それらの平均的な形状を想定すると、上述のように流れの構造（ボイルの発生間隔、縦すじの間隔）と密接な関係を有していることが考えられる。



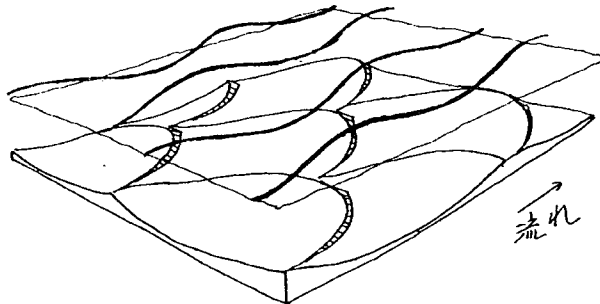
写真Ⅱ-2-1
実験CASE1の河床
を直上から写す



図Ⅱ-2-1 底面付近の流況



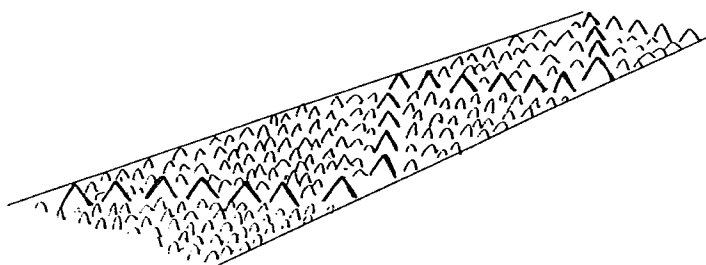
図Ⅱ-2-2 河床波とボイルの関係



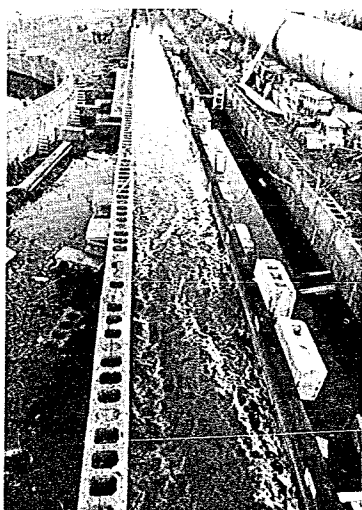
図Ⅱ-2-3 縦筋の状況 (アルミ粉散分によるスケッチ)

〔実験 CASE 2〕

通水開始から、不規則な三次元的 Ripples が成長するまでは、CASE 1 の場合と同様であるが、4～5 時間経過すると、図Ⅱ-2-4 に示すように Ripples の中に周辺より一段と高くなる部分が現われ、水路を斜めに横切って、交互に連なる状態となった。その後 30 時間まで通水を続けたがそれ以上の発達も、減衰も見られなかった。木下の行った実験で、平坦河床に砂粒子が寄せ集められてできた斜め交互に連なる直線が現われる河床形態（準砂礫堆）が認められているが、本実験のように Ripples 河床でも、まったく同様に、Ripples が寄せ集められてできた斜め交互に連な



図Ⅱ-2-4 Ripples 河床に現われた斜め線



写真Ⅱ-2-2

実験 CASE 3 の流れの蛇行

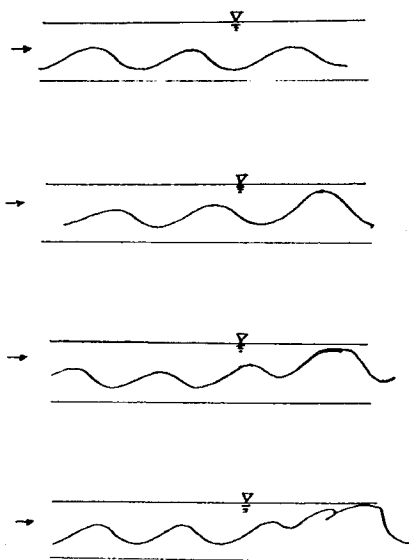
る直線が現われることがわかった。したがって、これをRipples河床における準砂礫堆と考える。このとき、流れの顕著な蛇行は見られない。

〔実験CASE 3〕

CASE2と同様にRipplesが形成され、そのうち特に高く発達したものは、水面付近まで高さを増し、頭部が偏平して動きがぶくなる。これに上流から流下してきた、Ripplesがおおいかぶさるように堆積して、斜め交互の直線状の高まりを形成した(図II-2-5)。この高まりの発達はCASE2の場合より顕著で、時間の経過とともに直線状の高まりの上流側が高くなり、同時に斜め交互の直線は下流へ張り出すような弧状になった。このようにして砂礫堆が形成されるようになると、主流部の蛇行が現われる。(主流部に沿う河床面には、比重の重い砂鉄分が多く、黒ずんで見えるため、流れの蛇行を容易に確認することができた。最終的に河床面に現われた単列砂礫堆は、下流側ほど形状が明瞭で、砂礫堆長(砂礫堆前縁線の流路方向の長さ)は約2 mすなわち水路幅の3倍弱であった。砂礫堆が形成された後も、Ripplesは河床全面に生じていた。

〔実験CASE 4〕

この実験では、砂礫堆の形成初期に、斜め交互の線状の高まりは生ぜず、Ripplesが積み重なった舌状の高まりが河床面に不規則に現われ、やがて統合されて交互の砂礫堆が形成される(図II-2-6)。砂礫堆前縁線先端の河床が高い場所では、Ripplesが偏平し、部分的に平坦河床のような状態となるため、線状の波状跳水が現われ、同時に平坦面に波状跳水に対応した小さな河床波(波長5 cm程度)が生じる。この小さな河床波は、しだいに生長して大きく(波長10~15 cm)なり、それにともなって波状跳水は消える。その河床波が、さらに生長して再び偏平して行く。このような状態を20分前後の周期でくり返しながらか、砂礫堆は全体として下流へ移動して行った(図II-2-7)。Ripplesと砂礫堆の高さは、どちらもCASE3の場合より低く、上述のように部分的なRipplesの変形はあるものの、全体的にはRipplesと砂礫堆の共存状態であった。



図II-2-5 Ripplesの堆積

[実験 CASE 5]

河床面の動きは激しく、初めは水路の諸処に波状跳水を生じる程であった。河床は水面波を伴う三次元的な河床波 (Ripples の高さを低くしたようなもの) と、Flat bed あるいは Antidunes になる部分とが半々にあり、三次元的な河床波の波長は 10 ~ 15cm, Antidune の波長は 20 ~ 30cm であった。やがて、Flat bed あるいは Antidunes になっている部分が、舌状の形で伸びて砂礫堆を形づくって行き、高さの低い Ripples の河床波は、主流部をはずれたところに集まって、流れに直角に二次元的配列を示した。河床面は全体に平坦で、砂礫堆の前縁線はかなり明瞭であるが、段差は非常に低いものであった。全体的な中規模河床形態は、波長 4 ~ 5 m の単列砂礫堆で、その上に舌状 Dunes に対応した波長 2 m 程度の、筋状の蛇行跡も見られる。この CASE は他と異なり、流れのフルード数が 1.2 と大きく、Upper

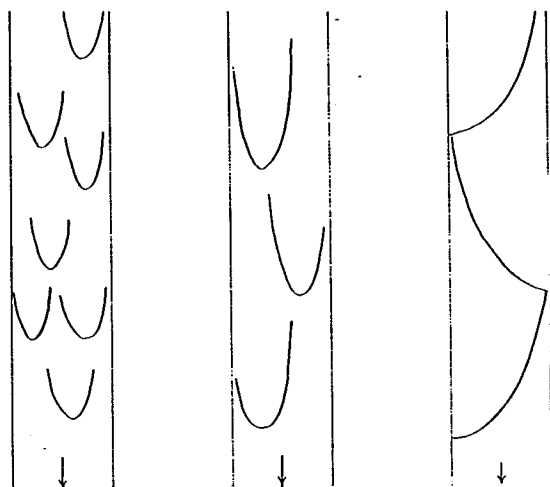
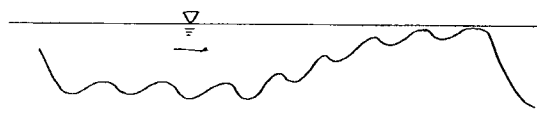
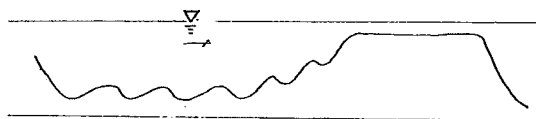


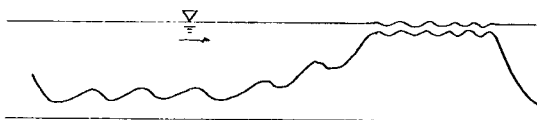
図 II - 2 - 6 舌状 Dunes が統合されて砂礫堆となる



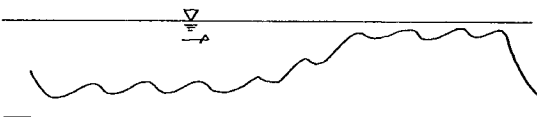
(1) 高い部分にも Ripples が生じている



(2) 高い部分が平坦化する

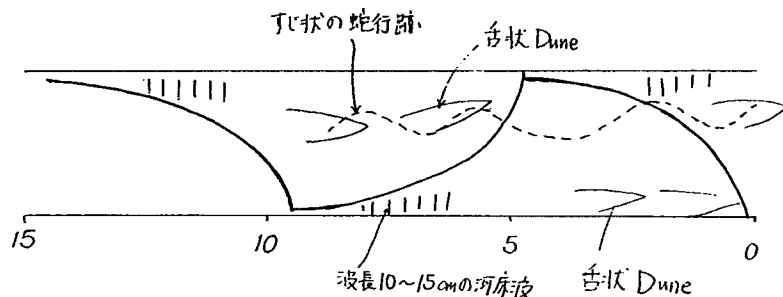


(3) 平坦面に水面波をともなう小さい河床波が生ずる



(4) 小さい河床波が生長して元の Ripples と同様となる

図 II - 2 - 7 実験 CASE 4 Ripples をともなう砂礫堆の状況



図Ⅱ-2-8 実験CASE 5 の河床状態

Regime における実験である。河床面に生ずる小規模河床波は、Flat bed あるいは Antidunes と予測されるが、実際は、河床面の半分には、フルード数が大きい場合の Ripples とでも言えるようなもの（波高が低く、水面波を伴い、流砂量に比して移動速度はきわめて遅い、しかし安定した形状を有する）が存在する。（図Ⅱ-2-8）

〔CASE 6〕

この実験では砂礫堆の発達状況はCASE3の場合と同様で、形成された砂礫堆は、単列と二列の中間的な形状を有していた。

以上6ケースの実験で、小規模河床形態と中規模河床形態とが、本来同一の条件下で共存可能であることを、再確認することができた。ただ、CASE5で見られたように Upper Regimeにおける小規模河床波は不安定で B/H が大きい場合、水路全幅にわたって形成されることは稀で、特に蛇行流が生じた後は、Antidunes の生じる位置が主流部沿いに限られるようである（線状跳水、帯状跳水の発生位置）。

3 中規模河床波を含む河床形態の区分

前節で述べた実験結果からも明らかなように、中規模河床形態と小規模河床形態との形成領域は、それぞれを排除するものではない。このことを河床形態の領域区分の中で表現するためには、区分しようとする河床形態のそれぞれについて、支配的と考えられるパラメーターをすべて導入しなければならない訳であるが、中規模河床形態の区分を重視して、小規模河床形態に関しては、Upper Regime におけるものと Lower Regime におけるものとの大別を行うだけにすれば、無次元掃流力 τ_* 、水路幅対水深比 B/H 、水深対粒径比 H/d の3つのパラメーターによって、中規模河床波を含む河床形態の領域区分を行うことが可能であろう。すなわち、河床抵抗予測という観点からは、 τ_* と H/d との組合せで小規模河床形態を大別し、河道法線計画等に関係する洪水流況予測という観点からは、主に B/H を導入することによって中規模河床形態を大別することにする。 τ_* 、 B/H 、 H/d の三量の組合せによって河床形態の区分を行うということは、この三量によって、水路の規模を含めた流れの状態を表わすことが可能と考えられるため、後で触れるように、網状河川蛇行河川、礫河川、砂河川などのような河相を表わす領域区分が、ある程度可能となるのではないだろうか。

図Ⅱ-3-1～図Ⅱ-3-4は、木下・池田、筆者のそれぞれの砂礫堆に関する実験結果、および実河川のデータを用いて、 τ_* 毎に、 B/H と H/d の平面図上で、河床形態の区分を行ったものである。ただし、河川のデータは、平均年最大流量あるいは低水路満杯流量における値である。小規模河床形態を τ_* と H/d の値で領域区分するという、従来の方法からすると、一定の τ_* の値に対して、 H/d がある値以下では Upper Regime、以上では Lower Regime と区分される。あるいは、Upper Regime と Lower Regime との境界をフルード数で決め、河床抵抗を予測すれば、 τ_* ～ H/d によって区分することができる。いま、境界のフルード数を 0.9 とし、抵抗係数 U/U_* を 10 と仮定すると、図Ⅱ-3-1～図Ⅱ-3-4 中の縦の実線で示す境界が得られる。これによれば、従来の小規模水路における砂礫堆形成実験は、Lower Regime における小規模河床波の Dunes や Ripples が生じない領域におけるものであることがわかる。図中には、線状跳水あるいは帯状跳水などと言われる波状跳水領域が区分されているが、これは $U/U_* = 10$ とするとフルード数が 0.9 から 1.4 の間で B/H の小さな場合に見られる。波状跳水領域は、従来の小規模河床形態の領域区分法では、Antidunes の形成領域に対応するものと考えられるが、 B/H が大きくなって、明瞭な砂礫堆が形成されると、不安定な波状跳水は消えるか、部分的なものになってしまうようである。

τ_* と H/d とによって、河床抵抗が一義的に決まらないため、図Ⅱ-3-1～Ⅱ-3-4 に示す Lower Regime と Upper Regime の境界は、目安にすぎないが、フルード数の大きな Upper Regime においては、①砂礫堆が明瞭に形成されない領域、②波状跳水の卓越する領域、③交互砂礫

$$\tau_* = 0.05 \sim 0.10$$

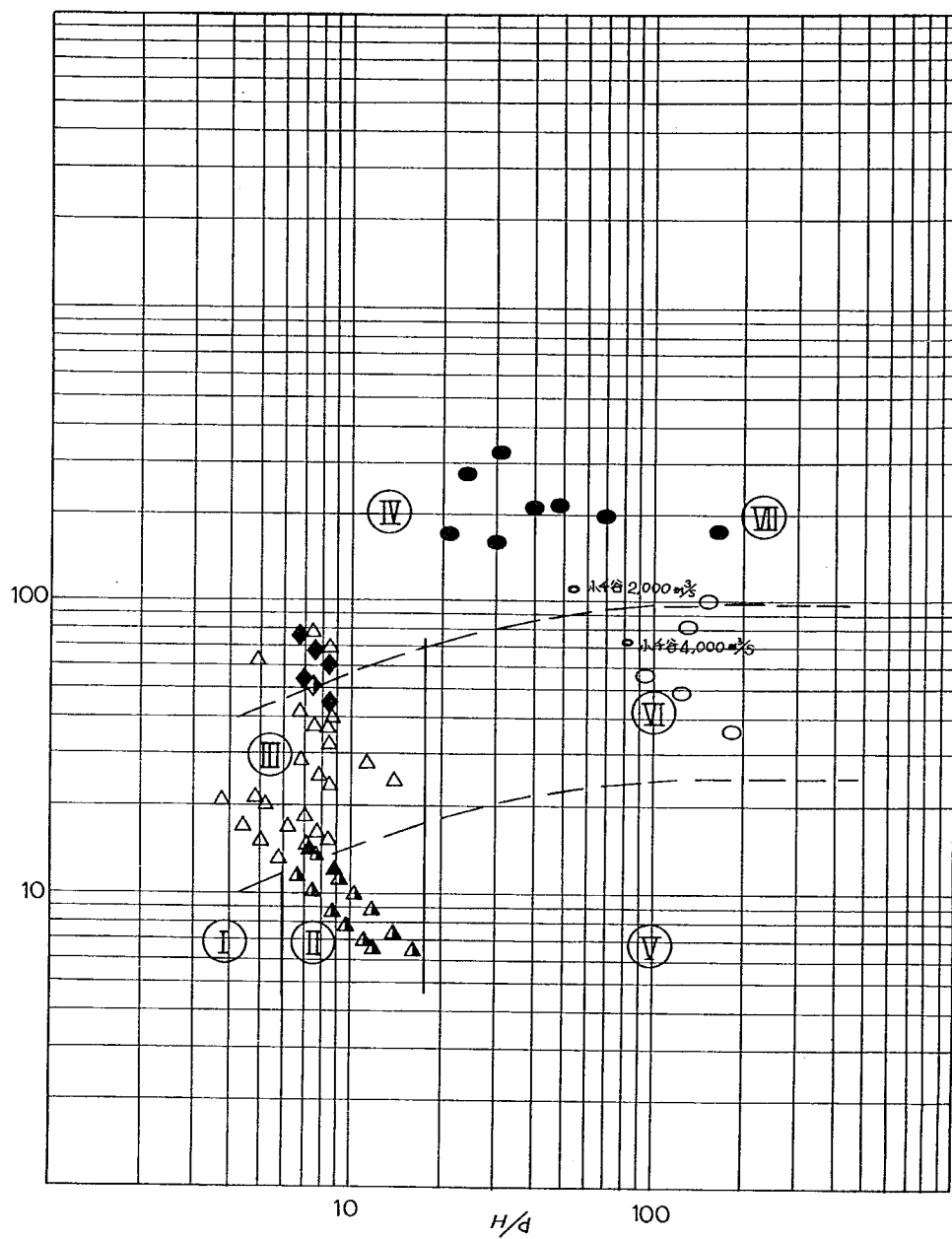


图 II-3-1 河床形态区分 $\tau_* = 0.05 \sim 0.10$

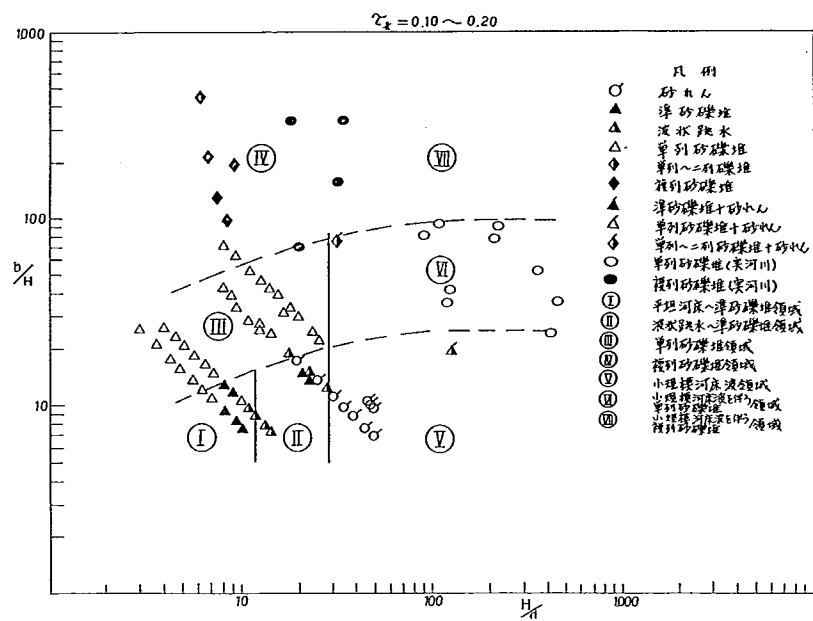


图 II-3-2 河床形态区分 $\tau_* = 0.10 \sim 0.20$

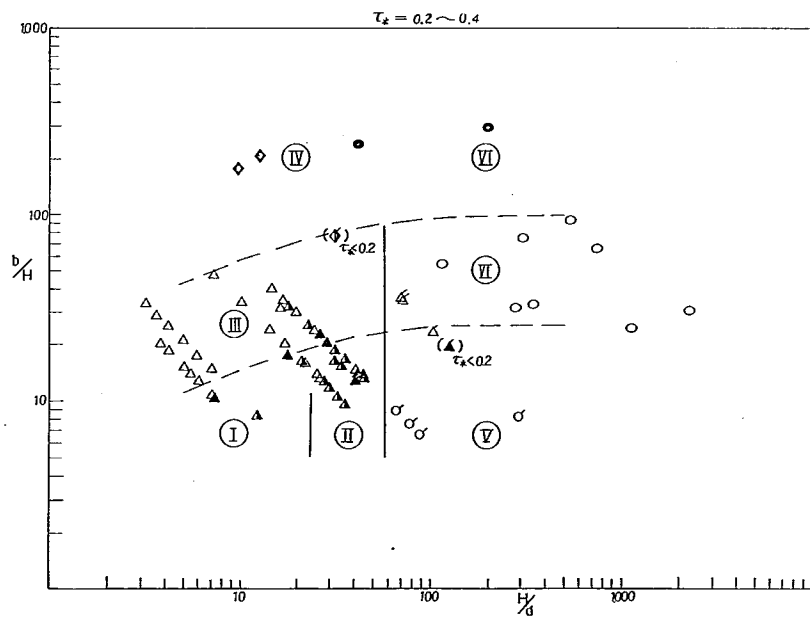
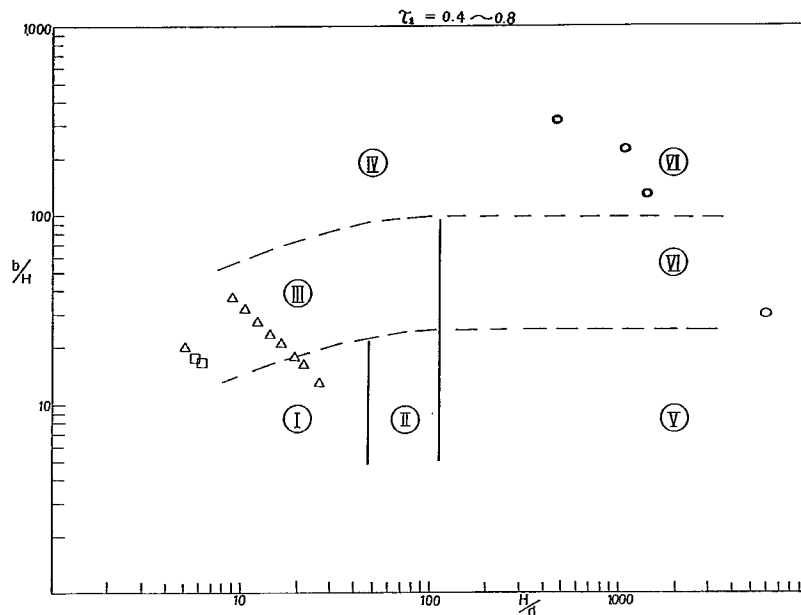


图 II-3-3 河床形态区分 $\tau_* = 0.20 \sim 0.40$



図Ⅱ-3-4 河床形態区分 $\tau_* = 0.40 \sim 0.80$

堆が明瞭に形成される領域、㊸複列砂礫堆の形成される領域が考えられる。なお、複列砂礫堆には、二列以上で形成される砂礫堆をすべて含めて考え、網状河道も複列砂礫堆の変形であると考えられるので、ここに含めることとする。（砂礫堆の基本形態は流れの集中と発散をひとつの単位とする河床波であるとすれば、それが一定の水路幅の中にどのように配列しているかが、形態区分の基準となるべきで、その形状特性や変形状態をも領域区分の中に入れる必要はないであろう。）
 いっぽう、Lower Regimeにおいては、DunesあるいはRipplesが形成される条件にあって、同時に砂礫堆が形成される場合の領域区分となる。したがって、㊸小規模河床波（Dunes, Ripples）（砂礫堆非形成）だけの領域、㊸小規模河床波（Dunes, Ripples）を伴う単列砂礫堆領域、㊸小規模河床波（Dunes, Ripples）を伴う複列砂礫堆領域が考えられる。

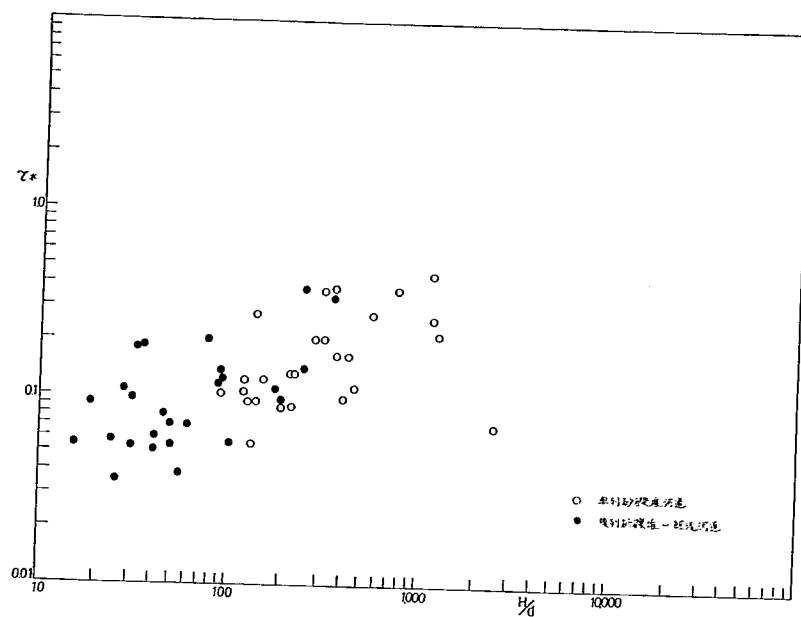
筆者による実験結果は、Lower Regimeにおける小規模河床波と砂礫堆との共存を考えたもので、図Ⅱ-3-2と図Ⅱ-3-3にプロットされている。さらに大きな H/d の範囲にわたって、砂礫堆を形成させた実験結果はないので、実河川のデータでおぎなうことにする。実河川では、中規模河床形態の存在は明らかであるが、小規模河床形態については、洪水中における河床波の実測例などが少なく、なんとも言えないが、河川の抵抗係数に関する研究結果などから、 τ_* と H/d がある値以上になれば、小規模河床波が形成されているのは、ほぼ間違いないところである（た

たとえば「相似律の観点から見た移動床流れの水理」山本）。ただ、実河川のデーターは、直線水路における実験結果と異なり、河道の曲がりや不定流効果などによりその解釈には若干の問題がある。特に中規模河床形態の区分に関しては、河道の曲がり強く影響すると考えられている。たとえば、直線河道であれば複列砂礫堆となる条件であっても、河道の蛇行によって単列砂礫堆に変形される場合、直線河道であれば砂礫堆は形成されないという条件であっても、河道の蛇行によって強制的に砂礫堆（あるいは砂礫堆状のもの）が形成される場合などが考えられ、単列砂礫堆の形成領域が完全な直線水路におけるものより広がっている可能性はある。しかし、砂礫堆の形態によって、現在の河道形状がある程度決められたと考えることもできるので、デルタ河道などのような場合を除けば、一概に実河川のデーターが砂礫堆の形成領域区分に不適合であるとばかりは言えないであろう。この点に関しては、さらに検討の必要なところであるが、ここでは別の機会にゆずることとする。

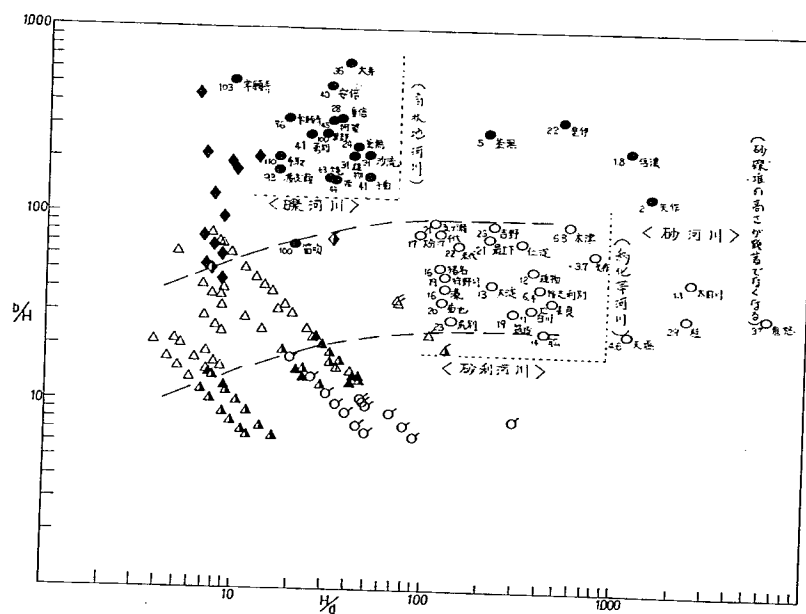
図Ⅱ-3-1～図Ⅱ-3-4では、中規模河床形態に対する形成領域は τ_* とはあまり関係せず、主に B/H と H/d によって決まる。 H/d が小さい場合は、砂礫堆非形成、単列砂礫堆、複列砂礫堆の形成領域を区分する B/H の値は、 H/d の値によって変化する。また、 H/d の大きな実河川のデーターでは、単列および複列砂礫堆の境界が B/H の値で100前後にあることが多い。従来の小規模水路における単列および複列砂礫堆の境界である $B/H \approx 50$ から、実河川の境界値100へそのままつながるかどうかを、筆者の実験によって調べてみると、ほぼ区分線を延長して良いらしいことがわかったので、図中に示す破線のように、 H/d の増大につれて、単列および複列砂礫堆を区分する B/H の値が増大しながら100に近づくような区分線を記入した（実河川のデータをそのまま使用するという前提で）。砂礫堆非形成と単列砂礫堆形成の境界を与える B/H の値も、 H/d の値によって変化するようであるが、実河川でのそのような境界値が不明なので、単列および複列砂礫堆の区分から想定して、実験値より前と同様の延長によって、区分線を与えることとした。

小規模河床形態は、中規模河床形態の存在とほとんど関係ないものと考え（砂礫堆による河床抵抗の増大は、非常に小さいので、小規模河床形態の形成領域を変化させないと考えられる。）、 τ_* と H/d の値によって河床抵抗が決まり、Upper RegimeとLower Regimeとの区分ができる。図中では $U/U_* = 10$ の仮定によって、 $F_r = 0.9$ をUpper RegimeとLower Regimeとの境界線にしているが、実際にはある幅を持ってTransition領域が存在する。その付近では、砂礫堆の存在によって流れが片寄り、実験CASE5のように、場合によってはUpper Regimeになる部分とLower Regimeになる部分とが、同一水路内に半々に生ずるような場合も起るようである。

これらの図のように、 τ_* 毎に描いた $B/H \sim H/d$ の平面図上では、 B/d が一定値のデーターは、右下り45°の直線上にプロットされる。 B/d の小さいものは、小規模水路による実験値あるいは大粒径河床材料を有する礫河川のデーターで、図上の左側に位置し、 B/d 大きいものは小粒径河床材料を有する砂河川のデーターで、図上の右側に位置する。これらの中間に移化帯河川



図II-3-5 $H/d \sim \tau_*$ の関係



図II-3-6 河状の区分 (数字は粒径 m/m)

のデーターや筆者の実験値のようなデーターが位置する。実験水路においては、 $B/H, \tau_*, H/d$ の値を自由にとることが、物理的には可能であるが、実際の河川では、その河道の地形条件等によって、勾配、粒径、無次元掃流力のとり値がほぼ決ってしまうため、たとえば $\tau_* \sim H/d$ の間には図II-3-5のような相関が見られる。したがって、 τ_* 毎に描いた $B/H \sim H/d$ 図上には、砂河川と礫河川あるいは移化帯河川と扇状地河川というような、河状を表わす区分までを考慮することが可能であろう。(図II-3-6)

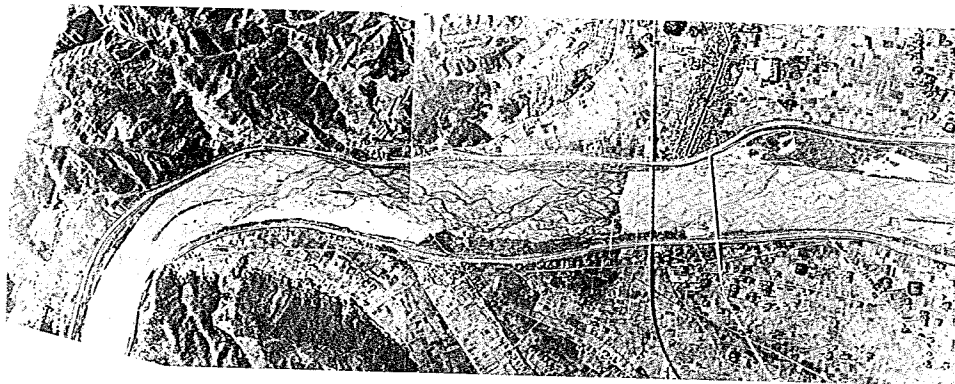
以上のように、 $\tau_*, B/H, H/d$ の三量によって、中規模河床形態と小規模河床形態とを含めた河床形態の領域区分が可能となった訳であるが、① Upper Regimeにおける中規模および小規模河床形態の共存が、実河川でどうなっているかは不明で、小規模水路の実験結果のみから共存していないと見なしている、②中規模河床波の形状が顕著になり、流れが片寄った場合に小規模河床形態の形成領域がどのように変化するか(特にUpper RegimeとLower Regimeとの境界付近)、③ τ_* が極端に大きくなった場合、中規模河床形態の形成領域がどのように変化するか、④Lower RegimeにおけるRipplesとDunesとの区別は粒子レイノルズ数 U_*d/ν で行うことになるが、小規模河床形態がRipplesの場合とDunesの場合とで、中規模河床形態との共存状態が変化するか、などの問題が残されている。特に、④の問題は、河道模型実験を行う場合に考えなければならないことで、一般に実河川で砂礫堆とDunesの形成されている河床が、河道模型では砂礫堆とRipplesの形成される河床に置き換えられる(実河川と模型での無次元掃流力を同一とした場合、粒子レイノルズ数は同一とならず、模型上では10~20以下となることが多い)ことになる。

4 実河川および河道模型に見る河床形態

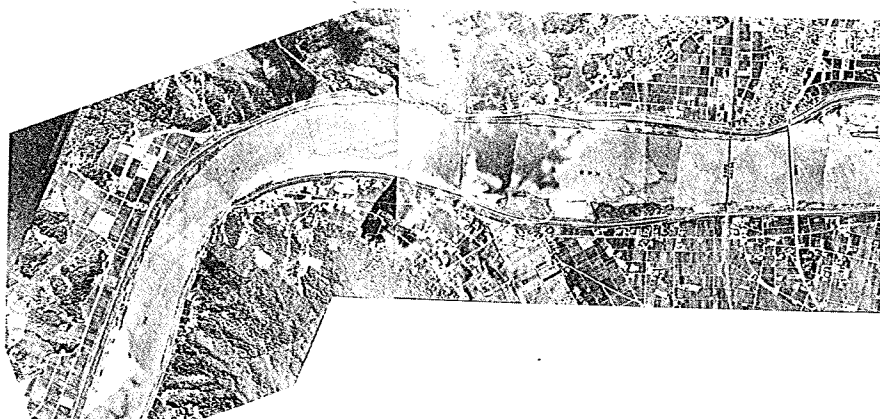
前節で述べたように、実際の河床形態は複数のものが共存する領域にあることが多い。特に、中規模河床形態と小規模河床形態は、常に同時に生じると言っても良いであろう。

。 斐伊川の場合

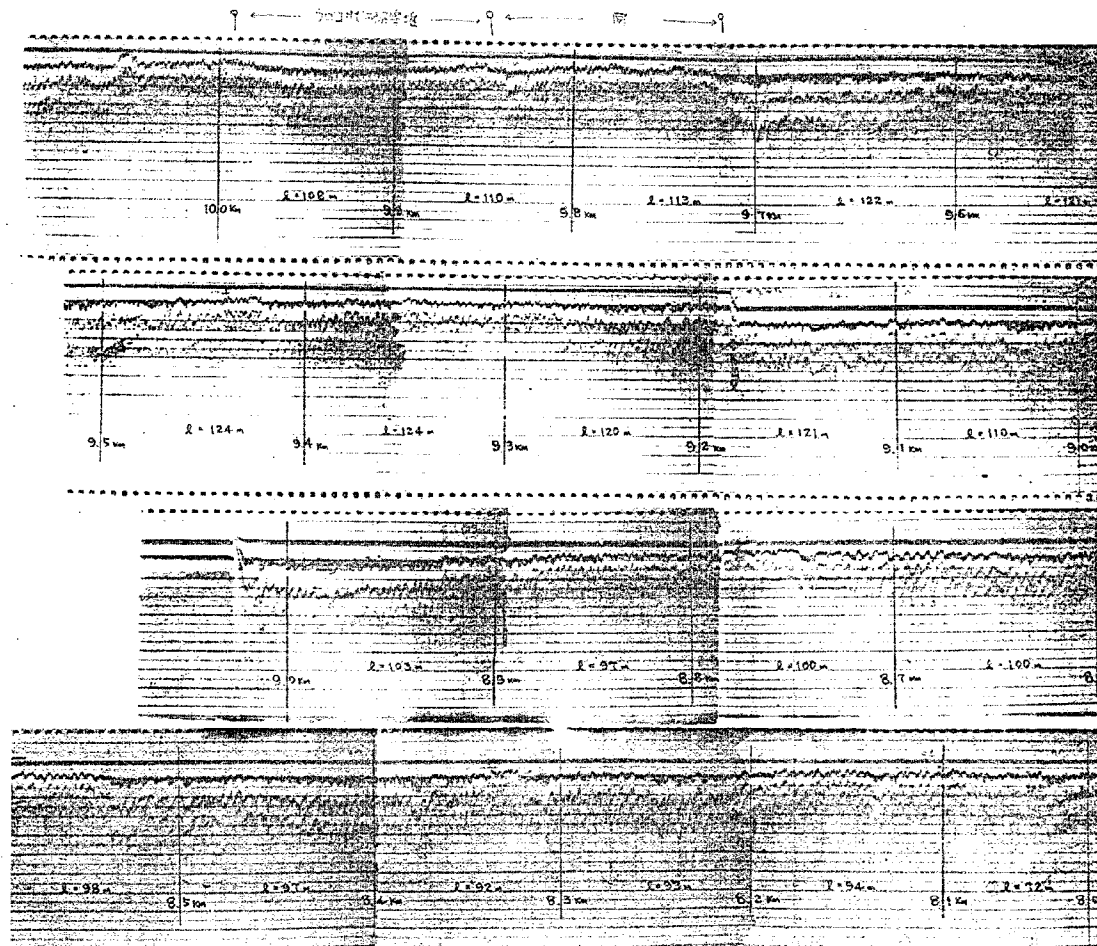
斐伊川は、河床材料が約2mmの均一に近い砂で、宍道湖にそそぐ河口から15km上流までは、河床勾配が1/900程度、河幅が400～500mである。下流2km～9kmには、水制工によって低水路が作られ、その幅は約150mである。平水時の水流は網流し、写真Ⅱ-4-1のような状況を呈している。また、写真Ⅱ-4-2は、流量 $2,300\text{m}^3/\text{s}$ の洪水の一週間後に撮られた河床状況で



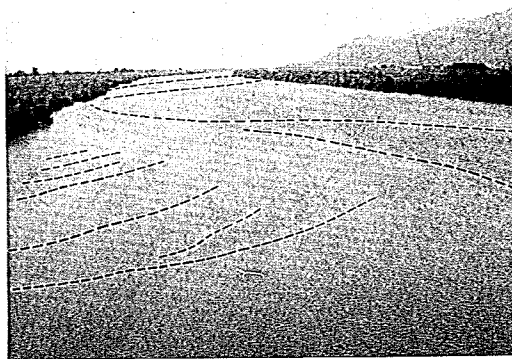
写真Ⅱ-4-1 斐伊川 S.36 撮影の航空写真



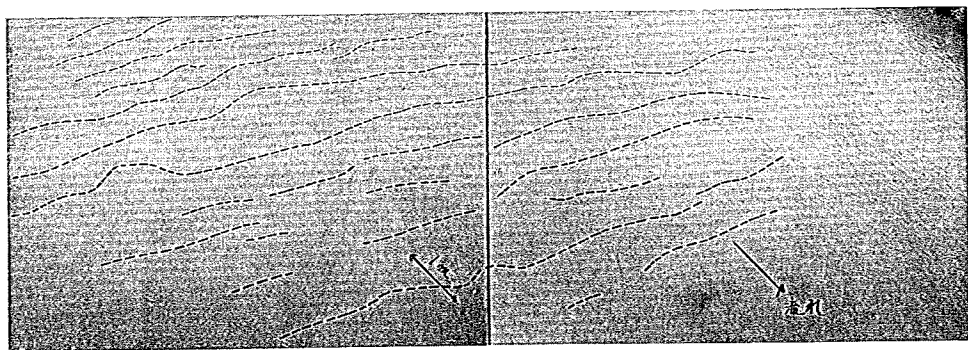
写真Ⅱ-4-2 斐伊川 S.47 撮影の航空写真



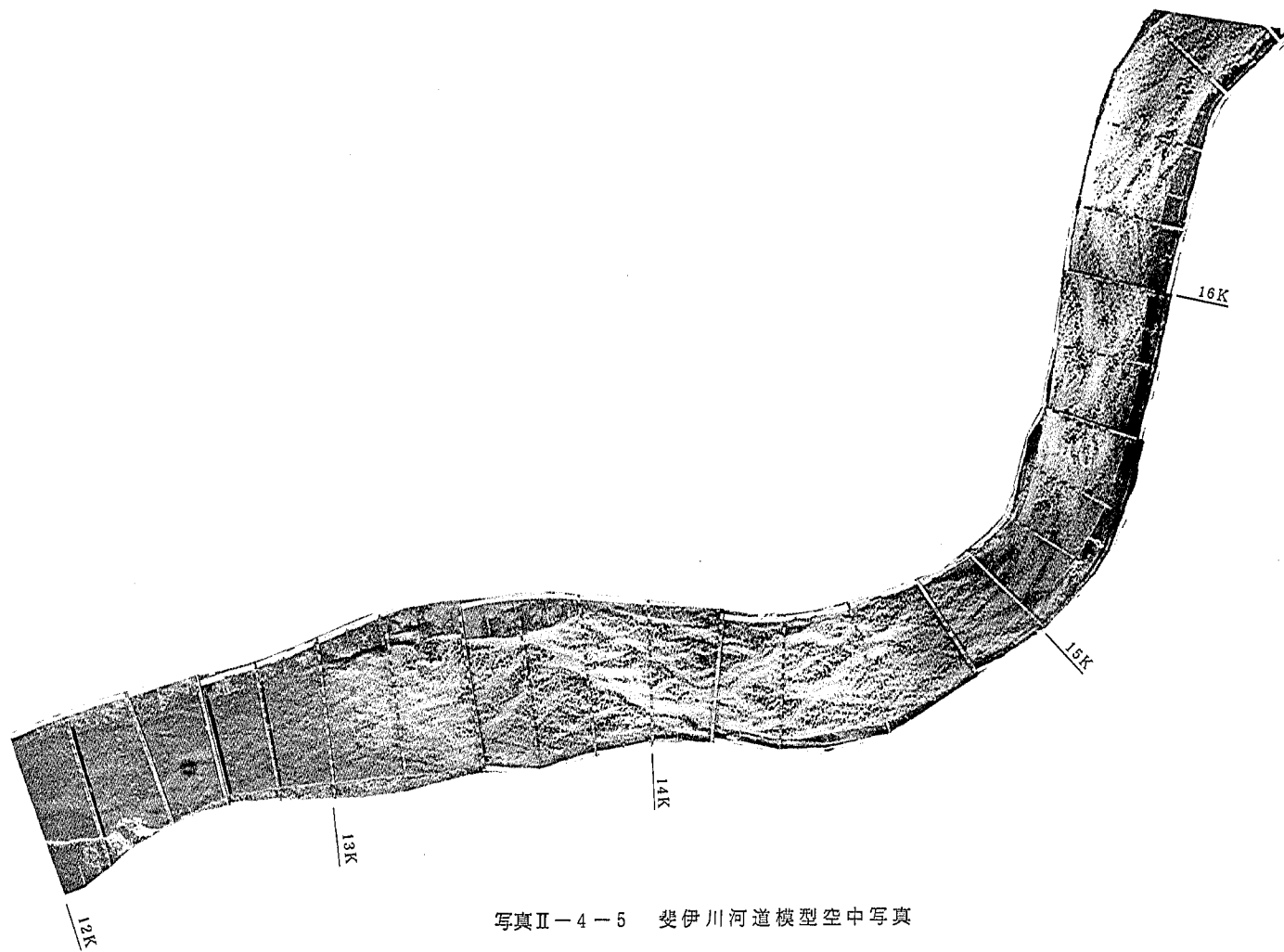
図Ⅱ-4-1 斐伊川における河床波観測例 (建設省出雲工事事務所)



写真Ⅱ-4-3 4 k 瑞穂大橋より上流
4 k 付近の砂礫堆を表わす Ripple face



写真Ⅱ-4-4 瑞穂大橋直下
4 k 付近砂礫堆上に生じている Dunes



写真Ⅱ-4-5 斐伊川河道模型空中写真

あるが、洪水中に河道の曲がりにみあった交互の砂州が形成されていること、および洪水後になり整ったウロコ状砂礫堆が形成されていることなどが認められる。おそらく、写真Ⅱ-4-1のような網流状態はこのようなウロコ状砂礫堆が変形されて生じたものであろう。

斐伊川 14 km地点における流量毎の各水理量を調べると、表Ⅱ-4-1のようになる。流量が

表Ⅱ-4-1 斐伊川 14 k 地点の水理量

河幅～360m, 河床勾配～1/770, 河床砂粒径～2.2mm

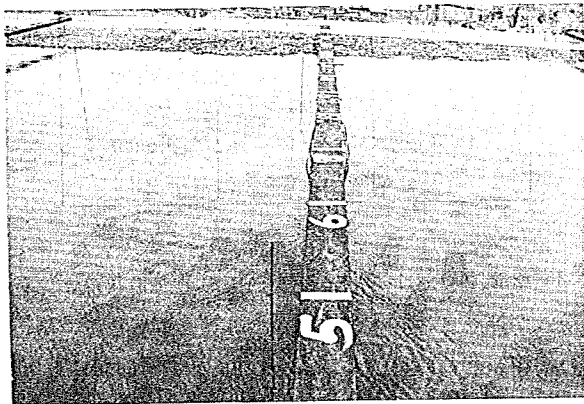
流 量 Q	水 深 H	河幅水深比 B/H	無次元掃流力 τ_*	水深粒径比 H/d
200	0.69	521	0.247	314
400	1.05	343	0.375	477
1,000	1.81	199	0.648	823
1,500	2.31	156	0.826	1,050
2,300	2.99	120	1.07	1,360
3,000	3.51	103	1.26	1,600
4,500	4.47	80	1.60	2,030

200m³/sでの河床形態区分を図Ⅱ-3-2にプロットしてあるが、実際の河道状況から、この付近ではウロコ状砂礫堆の領域であることが推察される。いっぽう、出雲工事事務所では、S.46.7の出水の際に超音波による河床波の観測を行っており、図Ⅱ-4-1はその観測結果の一例である。観測結果を見ると、波長2～3m程度の小規模河床波と波長100m程度の中規模河床波とが認められ、前者はDunesに、後者はウロコ状砂礫堆に相当するものと考えられる。観測時の流量は約200m³/sで、6km～10kmの平均水深は1.1m、低水路の平均幅は約200mである。一般に考えられているDunesの波長は水深の4～15倍程度であるから、観測されている波長は、かなり短いということになる（筆者が小流量時に、観察した時にも、水深30cm程度の場所で砂礫堆上に波長1m前後の比較的短かいDuneが形成されていた。いづれにしても、流量200m³/s程度の時に、この川の河床には、ウロコ状砂礫堆（中規模河床形態）とDunes（小規模河床形態）とが共存していることは事実のようである。

現在、鹿島試験所では斐伊川 14 km付近の河道模型実験を行っているため、筆者は実物と模型における河床形態の相似性について、検討する機会を与えられた。河道模型は実物の1/30で造られており、河床材料には粒径0.27mmの石炭粉を用いて、実物と模型の無次元掃流力 τ_* が一致するようにしてある。写真Ⅱ-4-3は、この河道模型に流量200m³/sの洪水を流した後の河床状況で、みお筋に白色ペイントが流されているが、河床に生じたウロコ状砂礫堆の形状は写真Ⅱ-4-1の実物に非常によく似ているのがわかる。しかし、小規模河床形態を見ると、模型上ではRipplesとなっており、これはRipplesの形成に関係するとされている粒子レイノルズ数が、実物と

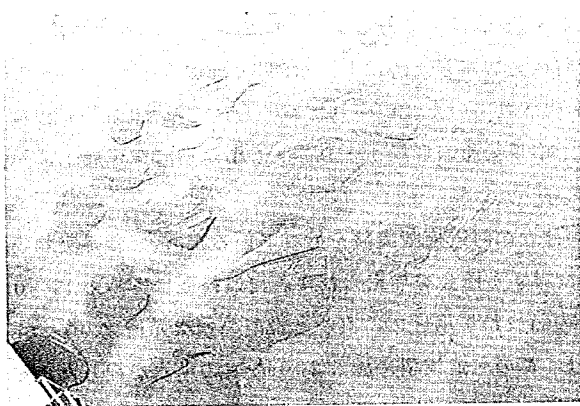
模型とで異なることによるためと考えられる（実物で $U_*d/\nu \approx 190$ ，模型で $U_*d/\nu = 4.7$ ）。模型に $200\text{ m}^3/\text{s}$ の流量を通水した当初は，まず河床一面に三次元的な Ripples ができ，その中に斜め線状の高まりが生じて菱形の格子模様を形成し，さらに発達してウロコ状の砂礫堆が形成されて行く。この過程は，直線水路で筆者の行った実験（この場合は単列砂礫堆が形成された）によく似ている。ウロコ状砂礫堆の上にある Ripples は，やはり頭部が極端に偏平化されて，写真Ⅱ-4-7 のようになっており，通水当初に生じたものと比べると，かなり異なっている。すなわち，実物でウロコ状砂礫堆と Dunes の共存している現象が，模型ではウロコ状砂礫堆と Ripples の共存する現象に置き換えられていることになる。

模型の河床材料が石炭粉であるため， H/d の値は模型上で 85 と実物より小さく（砂の場合と



写真Ⅱ-4-6

菱形の格子模様



写真Ⅱ-4-7

頭部の偏平化した
Ripples

石炭粉の場合の H/d を同等に評価するのはおかしいかも知れないが), 河床に生じている小規模河床形態も, まったく異なるにもかかわらず, 中規模河床形態の相似が得られるということは, 中規模河床形態の形成にとって, B/H が特に重要な支配原因となっていることを表わしているのではないだろうか。なお, 模型上だけの観察であるが, 浮遊砂が支配的となるような流量では, B/H で支配されるような中規模河床形態の形成は, 認めづらくなり, 河道の曲がりによって強制的に砂州が形成されるようになることから, 流砂形態の違いも, 中規模河床形態の形成条件に考慮すべきではないだろうか。

石炭粉によって, このようにみごとなウロコ状砂礫堆が形成された例はなく, 今後行われるであろう網状河道に関する基礎実験方法, 砂河川に関する河道模型実験方法などに, 多くの示唆を与えるものである。

。 信濃川小千谷地区の河道模型

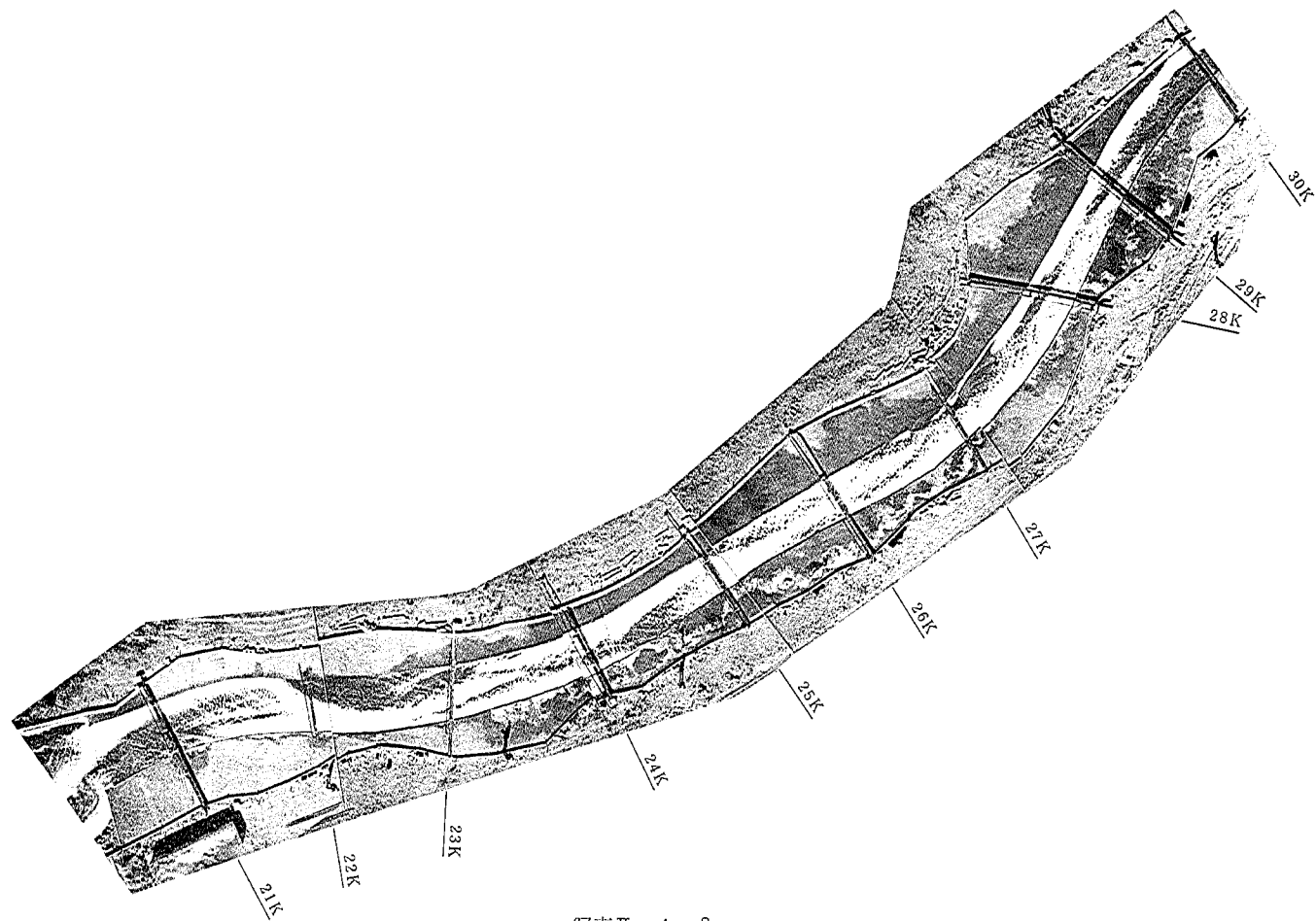
信濃川小千谷地区の河道模型も, 鹿島試験所に造られており, その低水路法線計画の検討が行われている。現地の河道は, 本来扇状地性のもので, 河床勾配が約 $1/650$, 河床材料の平均粒径は約 50 mm , 川幅は拡縮をくり返しているが平均的には 900 m 前後である。川幅の広い部分には中州が形成されており, みお筋は2列蛇行をしていたが, 近年の砂利採取による河床低下と砂州の変形で, 左岸沿いのみお筋が深くなっている。このような河道の縮尺 $1/80$ の模型を造り, 平均粒径 0.6 mm の砂を用いて実験が行われている (τ_* , B/H , H/d の相似性が満足されている。)

低水路法線計画を決める場合, 大洪水時の蛇行流の状態と中小洪水に対して低水路内に生ずる砂礫堆形状を知ることが, 複断面河道を維持できるかどうかの決め手となる。信濃川小千谷地区における低水路幅を, 300 m に設定することにすれば, 流量別の水量は, はば表Ⅱ-4-2の通りで, 低水路満杯流量は $4000\text{ m}^3/\text{s}$ であるから, 毎年生ずる融雪出水の流量 ($2000 \sim 3000\text{ m}^3/\text{s}$) は, 低水路内を流れることになる。このような年1回程度の洪水に対して, 低水路内にどのような河床形態が生ずるかを見るため, 図Ⅱ-3-1にこの場合のプロットをしてみると, B/H が 100 前後であるため, 実河川 (完全な直線河道ではない) から判断した領域区分によれば, 複

表Ⅱ-4-2 信濃川小千谷地区水量 (低水路)

低水路幅 $\sim 300\text{ m}$, 全河幅 $\sim 900\text{ m}$, 河床勾配 $\sim 1/670$, 河床砂粒径 $\sim 50\text{ mm}$

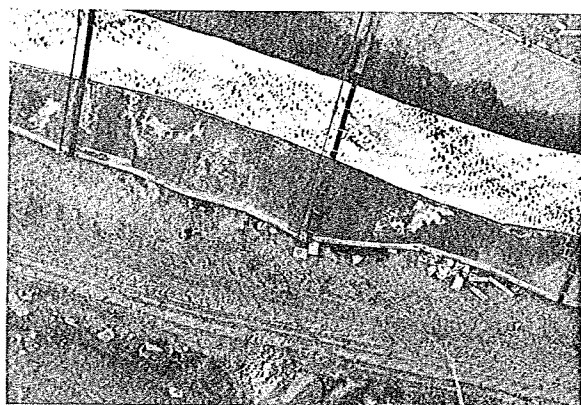
流 量 Q	水 深 H	河幅水深比 B/H	無次元掃流力 τ_*	水深粒径比 H/d
2,000	2.7	111	0.049	54
4,000	4.0	73	0.074	82
8,000	5.5	55	0.118	130
11,000	6.2	48	0.130	144



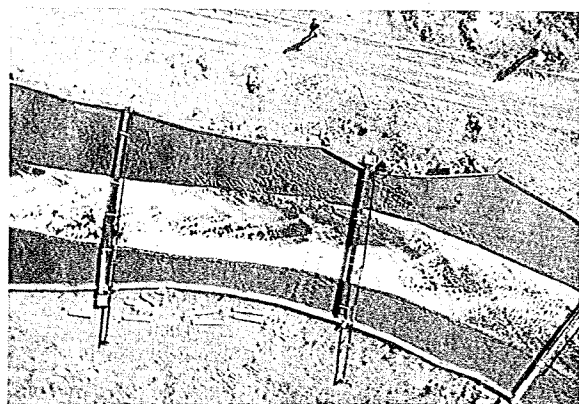
写真Ⅱ-4-8

列砂礫堆と単列砂礫堆とのちたうど境界付近にあることがわかる。また、中規模河床形態と小規模河床形態との共存領域にあるため、実際には砂礫堆の他に、Dunes が形成されるであろうことは予想に難くない。

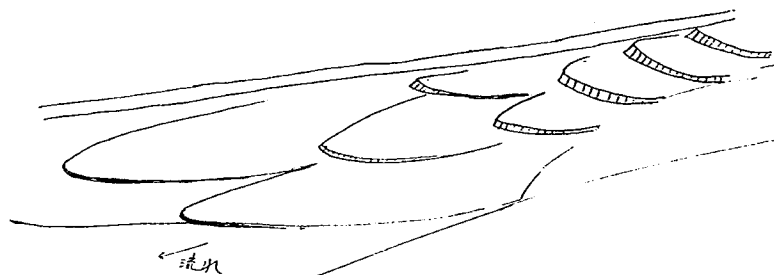
それでは、このような現象が、模型上でどのように現われるであろうか。模型における低水路は、大洪水の主流線に合わせて設定されており、中小洪水時にも低水路内の砂礫堆が安定するかどうか問題となる。このような低水路に、その満杯流量を80時間通水した結果が写真Ⅱ-4-8である。 B/H の値が100前後と大きいため、河道が曲っていても、完全な単列砂礫堆にはならない部分もあり、低水路の安定にとって、若干疑問が残るところである。低水路をさらに強く蛇行させれば、単列砂礫堆が形成されるであろうが、そのようなことは低水路維持の上からも、かえって悪い影響をおよぼすことになる。あるいは、低水路幅をもう少し狭くして、 B/H を小



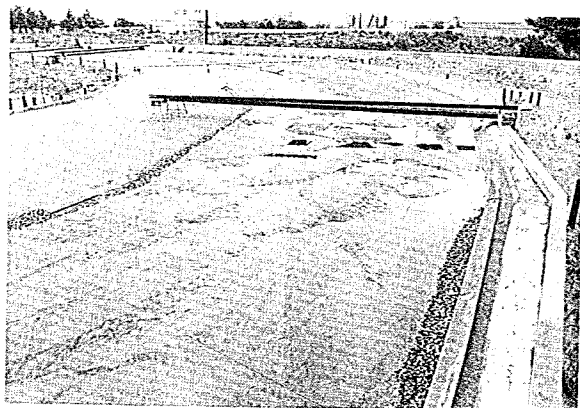
写真Ⅱ-4-9
信濃川小千谷地区河道
模型にみられた斜め格子縞



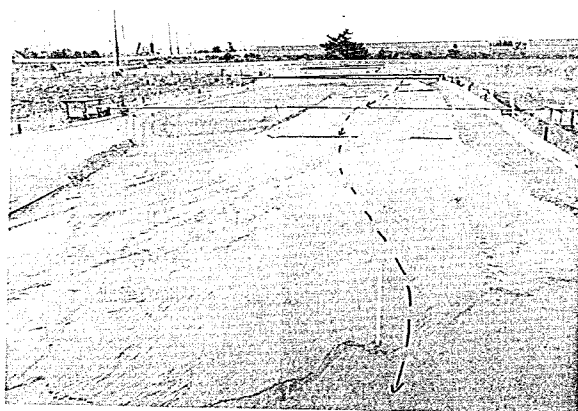
写真Ⅱ-4-10
斜の格子縞からの砂礫堆の形成



図Ⅱ-4-2 Dunes が重なり合って砂礫堆を形成する



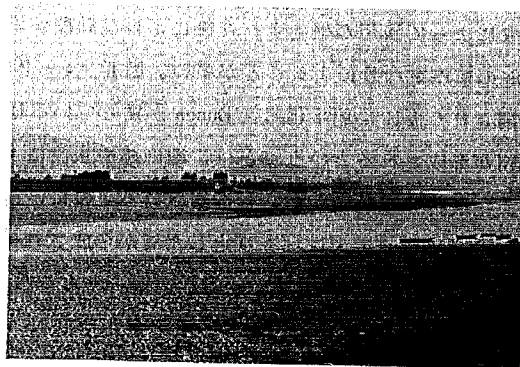
写真Ⅱ-4-11
水深の大きい所で形
成される Dunes



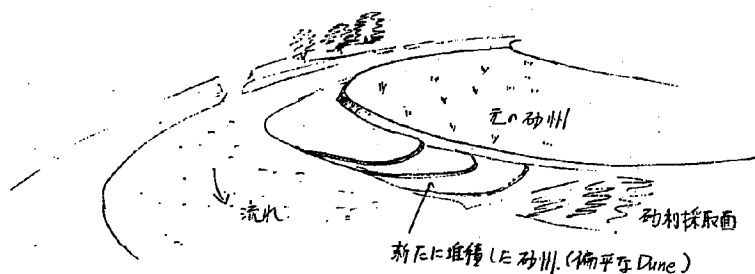
写真Ⅱ-4-12
水深の小さい所へ流
下して偏平化する
Dunes

さくすることも考えられるが、低水路幅は頻度の大きい洪水に合わせて決めるということであれば、それも不可能である。それより、このように、本来複列砂礫堆河道であったところに、低水路を設けるということ自体についての是非から、実際に設けた場合の維持方法等を検討しておくべきではないだろうか。

模型における中規模および小規模河床形態の組み合わせは、流量 $4000\text{ m}^3/\text{s}$ では粒子レイノルズ数が 15 程度で、砂礫堆と Ripples, 流量 $8000\text{ m}^3/\text{s} \sim 11000\text{ m}^3/\text{s}$ では粒子レイノルズ数が 20~25 程度で砂礫堆と Dunes および Ripples の混じったものが共存している。流量 $4000\text{ m}^3/\text{s}$ 程度の通水当初は、Ripples が河床一面に生じ、その中に写真Ⅱ-4-9 に示すような、斜めの格子縞が多数形成される。それらのあるものが発達して、やがて写真Ⅱ-4-10 に見られるような砂礫堆が形を現わす。この過程は、直線水路での低流量における実験結果（実験 CASE 3）と同様である。したがって、このような斜めの格子縞の形成は、水路が直線か曲線かには無関係であり、 B/λ



写真Ⅱ-4-13
砂礫堆上へ重なる偏
平化した Dunes
(那賀川)



図Ⅱ-4-3 砂州の再形成段階 (S.53.7: 阿武隈川でスケッチ)

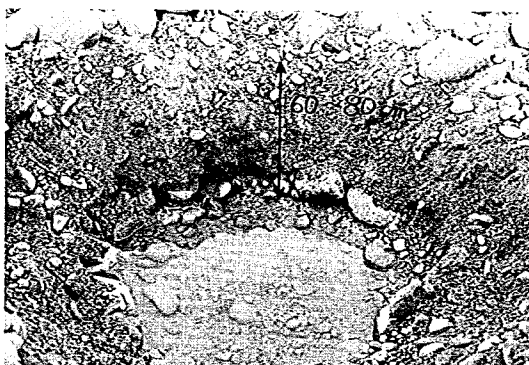
H の値を比べても、信濃川模型が100程度、直線水路が20以上で生じていることから、 B/H がある値以上にあれば形成されるものと考えられる。また、それが砂礫堆形成の初期に顕著に見られること、小規模河床形態の生じないフルード数の大きな実験でも見られている（斜め線のまま発達しないものを、木下は準砂礫堆とよんだ）ことなどから、砂礫堆の形成原因を知るひとつの手がかりとなるのではないだろうか。

河道模型に $8,000 \text{ m}^3/\text{s} \sim 11,000 \text{ m}^3/\text{s}$ という大きな流量を流した場合には、Ripplesをのせた舌状あるいは菱形状のDunesが発生し、まとまって砂礫堆を形成していく。この状態は、直線水路で行った実験CASE 4とよく似ている。砂礫堆がある程度まで発達すると、水深の大きい所で形成されたDunesは、そのまま消えずに、砂礫堆上の水深の小さい所まで進み、偏平化して広く大きなDunesとなって、砂礫堆をおおっていく（図Ⅱ-4-1、写真Ⅱ-4-11、Ⅱ-4-12）。Dunesに重っているRipplesも水深の小さな所では偏平化されるが、Dunesのように波長が変わるまでには至らない。このような偏平なDunesは、実際の河川でも多く見られる。写真Ⅱ-4-13は、非常に顕著な単列砂礫堆の形成されている、那賀川の砂礫堆上に重った、偏平なDunesと考えられるものである。また、砂利採取によって砂州が掘削された後に、再び砂礫が堆積していく場合も、このような偏平化したDunesの積み重なりによることが多い。図Ⅱ-4-2は阿武隈川33 km付近のわん曲部における砂州の掘削された後に、偏平化したDunesが重っている様子である。このようにして、砂礫堆あるいは砂州が形成されるということは、掘削跡や水流による洗掘で現われた、砂礫堆の断面によく見られる、層状の堆積構造からも推察される。特に、河床材料が大小粒径の差の激しい場所では、砂礫の分級によって、はっきりとした層が形成されていることがある。写真Ⅱ-4-14、Ⅱ-4-15は、天竜川135 km付近の砂礫堆を掘ったところで、30 cm程度の大礫が表層とその80 cm位下層に、敷きつめたように並んでいるのがわかる。

このように砂礫堆が高く発達するような場所では、共存するDunesは、砂礫堆上の水理量の変



写真Ⅱ-4-14
砂礫堆表層（天竜川）



写真Ⅱ-4-15
砂礫堆の層状構造



写真Ⅱ-4-16
河道模型にみられる
流れのたて筋
(信濃川模型)

化によって変形されてしまうが、斐伊川の場合のように、砂礫堆があまり高くない所では、砂礫堆上にきれいな Dunes の重なりを見ることができると考えられる。またこれは、河床材料の粒径の大小の違いと一致するようである。Dunes が偏平化される場合、砂礫堆上の水深の小さい部分に対応する河床形態は Flat bed であって、しかしながら深い部分で発生した Dunes の波動性が、そのまま持続しているという見方はまちがいであろうか。

信濃川の河道模型実験は、各に行われた実験が多く、その場合の水温は 10℃ 以下となっていよう。しかし、今年度は実験が早く始められ、水温が 30℃ にもなった時に流量 $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ の実験が開始された(実験用水は循環しているので、外気温と同程度まで温まる)。通例では、まず Ripples が一面に生じるところであるが、今回は Ripples の発達が見られず(Ripples の形跡だけ

はある)，ほとんどフラットなまま，砂礫堆が発達した。種々の条件を考慮しても，今回Ripplesが発達しなかった理由は，水温の違い（粘性係数の違い）としか思えず，模型における河床粗度を決めるRipplesが，水温によって生じたり，生じなかったりすることになれば，実験方法もさらに検討しなおさなければならないであろう。

あ と が き

中規模河床形態と小規模河床形態は共存する，という観点から，実河川における砂礫堆の状態や，航空写真，また，種々の現象が（実河川と似ているところ，似ていないところを含めて）生じている，河道模型実験を見ているうちに，砂礫堆の形成のされ方や，同時に生ずる Dunesや Ripples の挙動と砂礫堆との係わり（砂礫堆上での変形あるいは分布）などが，若干見えてきたように感じて，ここにノートとしてまとめることにした。しかし，これらは結論ではなく，これからの研究のデッサンであり，今後さらに“そこにどのような現象が生じているのか”を見るということをお忘れずに，研究を進めて行きたい。

最後に，このような問題を考えるきっかけを多くの論文によって与えて下さった木下良作先生，このノートをまとめる機会を与えていただいた河川研究室の山本晃一氏に深く感謝したい。なお，Ⅱ－２の実験は鹿島試験所坂野章技官の助力によるところが大きい。

1978年7月1日 深見親雄

記号一覧表

H : 水 深

B : 河 幅

d : 粒 径

U_* : 摩擦速度

ν : 動粘性係数

τ_* : 無次元掃流力

F_r : フルード数

U_{*c} : 限界摩擦速度

I : 河床勾配

L_D : Dunes の波長

L_R : Ripples の波長

参 考 文 献

- 1) 土木学会水理小委員会, 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 年 2 月
- 2) Yalin, M.S, *Mechanics of Sediment Transport*, Pergaman Press, 1972
- 3) 芦田・道上, 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集第 206 号, 1972
- 4) Garde R.J. & R.Raju, Regime criteria for alluvial streams, *Proc. ASCE*, HY6, 1963
- 5) Jackson, R.G., Sedimentological and fluid-dynamic implications of the turbulent bursting phenomenon in geophysical flows, *J. Fluid Mech.* 1976, Vol. 77. part 3.
- 6) 鮭川: 実験水路における交互砂州の形成条件, 土木学会論文報告集第 207 号, 1972
- 7) 池田: 実験水路における砂礫堆とその形成条件, *地理学評論*, 46-7, 1973
- 8) 木下: 石狩川河道変遷調査—参考編—, 科学技術庁資源局資料, 1971
- 9) 山本: 相似律の観点から見た移動床流れの水理, 土木研究所資料 1059 号
- 10) 建設省中国地方建設局出雲工事事務所: 砂漣の特性について, 1971, 8

Comment

— ripple と dune の形態区分について —

まず最初に河床の形態を区分する場合、各種の河床波をそのスケールで区分すべきでないと考えらるべきであろう。(堆積学の研究者の河床波の形態区分の方式は、その大きさに区分しているものが多いようだ。)河床波の区分は、その成因の違い(河床波を発生させる要因による区分)から区分すべきであろう。

その場合、ripple と dune をどう区分したら良いのであろうか。一般に ripple と dune の区分は、そのスケールで区分しているものが多く、 $d_m = 0.6 \text{ mm}$ 以上では ripple は生じず、 $U_* d_m / \nu < 20$ 以下で ripple が発生するというものが多い。また dune は、その波長が水深と密接に関係しているとして河床波の波長が水深の 4 ～ 6 倍であるものを dune とみなしているようである。ところで H/d_m が 100 ～ 400 の範囲では dune のスケールと ripple のスケールがほぼ等しくなり、このような状態で発生する河床波をどちらに区分するか判断にまよってしまうことが多い。しかも実験室で行われる移動床実験は、せいぜい大きくて 40 cm 程度である。このことは粒径 2 mm の砂を使って実験すると $H/d = 200$ にしかならず、その河床波は水深に規定される dune 河床になることが多く、ripple 河床を見ることができない。もし水深 2 m で 2 mm の砂を使い τ_{*m} を 0.2 程度としたらどんな河床波が生じるのだろうか、ripple と考えられる波長 100 ～ 300 cm の河床波だろうか、それとも波長 600 ～ 1200 cm と考えられる dune であろうか。

ripple の発生要因に粘性底層の存在を必要とすると言う意見は多いが、それは正しいのだろうか。もし粘性底層が関係しているとしたら、ripple の形状特性そのもの $U_* d_m / \nu$ と密接な関係にしなければならないように思える。ripple の波長が粒径にほぼ比例し、また τ_{*m} の大きさによって波長が多小変わるとするのは、むしろ ripple 形状を規定しているものは τ_{*m} であるように思える。確かに河床材料の粒径が 0.3 mm 以下となると粒子の沈降特性がそれより大きな粒径と異なるため、同一 τ_{*m} に対して小粒径のものは浮遊砂の割合が多いようであり、これらが原因するのか、ripple の波形勾配も粒径の小さいものほど大きくなり、ripple 形状を支配する要因として τ_{*m} 、 $U_* d_m / \nu$ が必要であるが、その発生要因として $U_* d_m / \nu$ が主要因として関係するような物理的スケール(たとえば粘性底層の厚さ)が、ripple の波長を決めているように思えない。

筆者は今の所 ripple というものを次のように考えている。水深の深い場で考えた場合、ripple の発生は、流れの乱れと、河床の凹凸の自己増幅作用によって発生するが、その乱れ規模は、流れの中に存在する水深規模の乱れより小さく、河床近くで完結してしまうような小規模現象であると考えている。流速が速くなると流砂量も多くなり ripple は安定な形状をたもつことができなくなり、消滅し、水深規模の乱れ成分が強くなり、その成分に対応した dune が発生するのであろう。 H/d_m 100 ～ 400 で見られる ripple はその波長が水深の 1 ～ 2 倍であり、水深規模の乱れと

の関係も強く、深見の観察のように、dune河床で見られるような、水面に現われる Boil と ripple 形状との対応性が強いものとなったものと考えられる。従って ripple と dune の区分は、河床波から発生する乱れと、水深規模の乱れとのスケール差によって表現すべきではなかろうか。

ripple と dune を成因論的に区分していくには、今後、ripple と dune の発生過程における河床の変化と流れの乱れの特性変化の詳細な観察が必要であろう。また粒径の大きい場合で ripple が発生するかどうかは、実験を行うとすると施設が巨大なものとなりすぎ、実現不可能であり、また、実河川では丁度 ripple が発生するような水理条件で H/d_m が 1000 を越えるような所が少ないためと、観測が難かしいため、困難であるが、雄物川の洪水時の河床波を観察することができれば、ある程度の答を出すことができよう。

付 表

○おぼく

		Q m³/s	T _b	B _m	d ₅₀ cm	R _m	B/R	T _*	R/d ₅₀	Estimated CP	U ₂ %	Channel Pattern	Estimated Bankfull meander discharge	Flow discharge	Remarks	
1	天満川	10~15 km³/A	165.4	✓3200	155	0.11	6.80	22.79	0.960	6150	12	171	A1	1560	1250	7.0~10.0
2	流野川	1~2 km³/A	489	✓720	62	0.22	4.26	12.32	1.410	1320	10	528	A1		889	4位水増し2.5m
3	天神川	1~2 km³/A	630	✓890	260	0.28	1.75	128.57	0.430	625	10		Br		830	
4	日野川	2~3 km³/A	930	✓220	320	0.50	1.12	267.86	0.270	32	14		Br		930	
5	斐伊川	2~3 km³/A	900	✓833	180	0.17	2.01	94.53	0.860	1120	10		Br→A1		700	
6	"	10~15 km³/A		✓800	280	0.21	1.19	235.28	0.430	53	10		Br		"	
7	高瀬川	4~7 km³/A (1533~3461)		✓540	120	0.20	2.22	27.50	0.660	57	14.7			610	1200	
8	新瀬川	6~7 km³/A (1344~3461)		✓500	150	0.50	1.26	76.53	0.285	72	12.0		Br 22A1	617	755	
9	吉田川	2~3 km³/A (862)		✓1320	220	0.14	2.26	118.64	0.750	1720	10		A1			
10	太田川	10~14 km³/A (2450)		✓580	180	4.00	3.50	54.38	0.280	87	15		A1	2430	2273	
11	吉田川	10~14 km³/A (2450)		✓580	180	0.15	1.70	105.88	0.520	1120	10	125	A1	382	882	Bankfull 流量小??
12	吉井川	1~4 km³/A (1720)		✓320	420	0.23	2.28	137.48	1.580	72.82	18		Br		1720	勾配不正同
13	吉井川	1~4 km³/A (2280)		✓1320	320	3.50	4.10	73.17	0.253	117	15		A1		2280	short cut 地
14	" (津山)	2~3 km³/A	740	✓400	80	6.50	2.20	39.13	0.258	32	15		A1		740	
15	湯野川	2~3 km³/A		✓370	150	2.20				14	14		A1	390	263	
16	"	A	364	✓370	150	2.20	1.22	113.00	0.288	60		120	A1			
17	天満川	10~15 km³/A (1666)		✓1260	120	2.50	4.22	25.25	0.282	191	15		A1	1893	1666	
18	" (岩手)	1~5 km³/A (488)		✓600	110	2.00	2.20	50.00	0.110	110	15		A1	1083	688	* 水面勾配
19	十勝川	4~7 km³/A (1249)		✓500	220	0.26	5.28	38.19	0.270	8800	12		A1		1249	139" Bankfull discharge
20	" (浅野)	2~3 km³/A (1320)		✓500	210	0.6	5.50	28.18	0.101	9657	12		A1	1320	1325	
21	" (浅野)	2~3 km³/A (1320)		✓1250	150	1.50	4.10	36.57	0.130	221	12		A1	1320		
22	新瀬川	2~3 km³/A (4320)		✓3200	220	0.15	11.20	17.08	0.950	7800	12		A1		4320	* 満水時勾配
23	" (岩手)	1~5 km³/A (1500)		✓820	120	4.50	2.20	34.21	0.222	84	14		A1	861	1500	
24	荒川	4~7 km³/A (890)		✓400	220	4.00	2.57	77.22	0.082	64	14		A1		890	
25	阿賀野川	5~10 km³/A (890)		✓400	60	0.26	4.21	15.24	1.120	72.82	12	108	A1		890	nealy bankfull discharge
26	" (馬下)	2~3 km³/A (428)		✓270	210	3.20	4.50	46.67	0.110	225	15		A1	248	2207	
27	東郷川	1~2 km³/A (1000)		✓200	420	6.00	1.27	232.52	0.235	25	10		Br		1720	
28	"	5~10 km³/A		✓100	420	15.00	1.26	380.95	0.051	8	8		Br		1720	
29	常陸川	1~2 km³/A (600)		✓500	320	0.21	1.21	222.69	0.750	623	10		A1	266	620	
30	"	10~15 km³/A	620	✓87	320	4.00	2.21	422.27	0.140	17	8		Br		620	
31	小笠原川	5~10 km³/A (550)		✓600	170	1.70	2.27	82.13	0.246	121	12		A1	126	550	
32	奥川 (高野)	2~3 km³/A (55)		✓220	75	2.50	2.65	22.55	0.228	122	15		A1	239	55	
33	津波川	5~10 km³/A (854)		✓122	350	9.00	1.66	210.84	0.088	18	10		Br		1854	
34	岩木川	1~4 km³/A (128)			100	0.14			0.340						75	

A: Mean annual flood discharge
B: Bankfull discharge (洪水溢流時)

f: Flat
D: Dune

Al: Alternate Bar
Br: Braided Bar (Double Bar)

channel-shape characteristics of Japanese rivers

		G m ³ /s	b	B m	d ₅₀ cm	R m	B/R	T*	H/d ₅₀	Estimated Cp	U*	channel pattern	Bankfull discharge	mean annual flood discharge	Remarks
35	米代川 8~15	Km A (515~546) 216	1200	200	0.500	5.58	53.78	3.220	11.16	12.0	182	AI	2700	1950	*高水位時白濁
36	雄物川 10~17	Km A (531~544) 280	1200	270	1.000	5.22	51.08	2.250	10.9	15.3	82	AI	1950	1950	*高水位時白濁
37	3~8	Km A (541~544) 240	1200	300	0.200	4.42	66.78	0.450	22.40	12.0	146	AI	2460	2460	
38	最上川 1~5	Km A (531~546) 2460	1200	400	0.270	5.22	75.61	1.640	7.57	12.0	125	AI	980	980	
39	寺川 0~18	Km A (531~546) 240	1200	150	0.150	4.11	26.50	0.220	2.740	12.0	175	AI	240	240	
40	高洲川 2~5	Km A (531~546) 240	1200	130	0.350	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
41	北上川 (岩手県) 2~7	Km A (531~546) 240	1200	300	0.270	6.00	55.00	0.900	8.571	12.0	161	AI	240	240	
42	阿賀野川 1~6	Km A (531~546) 240	1200	500	0.250	2.36	148.81	1.380	6.720	12.0	161	Br	240	240	
43	久慈川 5~15	Km A (531~546) 240	1200	100	0.500	5.41	18.48	0.340	1.020	12.0	228	AI	675	675	
44	3~7	Km A (531~546) 240	1200	100	0.500	5.41	18.48	0.340	1.020	12.0	228	AI	675	675	
45	那珂川 5~10	Km A (531~546) 240	1200	200	0.260	7.50	26.67	0.970	12.500	12.0	84	AI	1425	1425	*during period 1.0 year
46	矢張川 60~80	Km A (531~546) 240	1200	250	0.230	5.19	48.17	1.720	12.200	12.0	84	AI	240	240	*flat, dune 9.0 year
47	利根川 (群馬) 104	Km A (531~546) 240	1200	200	0.245	4.10	53.66	1.220	11.700	12.0	72	AI	1920	1920	
48	118 150	Km A (531~546) 240	1200	450	0.240	2.70	166.67	1.600	6.400	12.0	108	AI	240	240	
49	渡良瀬川 (群馬) 10	Km A (531~546) 240	1200	145	0.260	3.20	45.31	1.610	5.333	12.0	156	Br→AI	695	695	*flat, dune 9.0 year
50	江戸川 30~45	Km A (531~546) 240	1200	25	0.245	4.00	76.22	1.480	8.888	12.0	102	AI	880	880	
51	荒土川 (1~4)	Km A (531~546) 240	1200	850	9.1	4.98	57.42	0.053	27	10.5	694	Br→AI	3095	3095	*かなりに3.0年(水割)に3.0年
52	荒野川 0~4	Km A (531~546) 240	1200	100	0.200	4.81	20.79	0.550	2.405	12.0	177	AI	770	770	
53	安倍川 0~3	Km A (531~546) 240	1200	600	0.200	1.12	535.71	0.222	27	12.3	254	Br	1675	1675	
54	大井川 0~3	Km A (531~546) 240	1200	900	0.500	0.91	989.01	0.277	26	12.3	254	Br	1675	1675	
55	3~15	Km A (531~546) 240	1200	65	0.270	1.20	46.76	1.000	2.671	12.0	112	AI	240	240	*making Bankfull discharge
56	3~15	Km A (531~546) 240	1200	65	0.270	1.20	46.76	1.000	2.671	12.0	112	AI	240	240	
57	3~15	Km A (531~546) 240	1200	65	0.270	1.20	46.76	1.000	2.671	12.0	112	AI	240	240	
58	天竜川 2~7	Km A (531~546) 240	1200	800	1.800	2.29	276.22	2.094	1.60	14.4	272	Br	6021	6021	
59	2~7	Km A (531~546) 240	1200	800	1.800	2.29	276.22	2.094	1.60	14.4	272	Br	6021	6021	
60	豊川 10	Km A (531~546) 240	1200	250	0.200	4.72	52.97	0.950	2.260	12.0	202	AI or Br	2475	2475	
61	天保川 5~10	Km A (531~546) 240	1200	150	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
62	木曾川 25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
63	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
64	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
65	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
66	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
67	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
68	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
69	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
70	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	
71	25~35	Km A (531~546) 240	1200	250	0.250	2.27	57.27	0.380	6.89	10.0	222	AI	240	240	

		Q m ³ /s	b	B m	d ₁₀	R m	P/R	T*	H/d ₁₀	Estimated C _f	U _{cr} m/s	Channel Pattern	Estimated Bankfull Discharge	Mean annual flood discharge
74	高野川 2.5-3.0 km A(100)	2.21	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.21	7.774
75	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
76	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
77	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
78	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
79	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
80	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
81	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
82	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
83	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
84	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
85	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
86	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
87	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
88	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
89	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
90	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
91	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
92	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
93	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
94	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
95	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
96	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
97	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
98	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
99	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774
100	那須川 2.5-3.0 km A(100)	2.20	100	1/200	650	2.500	2.88	167.53	0.104	155	15.5	423	2.20	7.774

附表 2 土研二粒径砂

 F_r は R_b を使って計算

R_b は Einstein Method による

$$B = 198 \text{ cm}$$
[illegible]

点线编号	H	I ₁₀	V _m	Fr	U*	Z*	U	R _D dm	B H	q _s	q _s vxd	L _s	H _s	Q _L	R _b	河床形状	H _s L _s	dm
1001	7.55	0.50	22.2	0.2647	1.88	0.0162	11.809	53.19	26.23					33.1	7.18			0.135
1001'	6.12	1.00	27.4	0.3585	2.42	0.0722	11.322	44.15	32.35					33.1	5.96			0.135
1001"	8.36	2.20	52.8	0.6016	4.12		12.816	58.22	23.68	0.0331	0.0574			87.4	7.86			0.135
1002	10.72	0.64	50.7	0.5200	2.59	0.0307	19.575	71.85	18.47	0.0491	0.1420			107.5	9.70			0.135
1003	13.82	0.80	57.3	0.5167	3.14	0.0449	18.248	92.96	14.33	0.0688	0.1570			157.0	12.55			0.135
1004	20.37	0.80	59.7	0.4453	3.80	0.0657	15.711	135.85	9.72	0.0686	0.1290			240.0	18.34			0.135
1005	17.76	0.80	68.2	0.5507	3.50	0.0558	19.486	115.93	11.15	0.1853	0.378	(350)	(1.5)	240.0	15.65		0.0043	0.135
1006	2.87	3.60	31.1	0.5895	3.17	0.0452	9.811	21.04	68.99					17.2	2.84			0.135
1007	14.04	3.30	87.5	0.7705	6.52	0.1926	13.420	97.48	14.10	1.211	1.330	112	2.5	243.5	13.16		0.0223	0.135
A: B = 68.3: 31.7																		
1101	3.91	1.46	35.4	0.5801				35.19	50.64					27.0	3.80			0.108
1102	5.09	1.86	38.7	0.5518	3.00	0.0515	12.9	46.48	38.90	0.0885	0.0582			39.0	5.02			0.108
1103	7.90	1.30	42.9	0.4955	3.70	0.0550	13.839	70.83	25.06	0.0345	0.1030			67.1	7.65			0.108
1104	10.27	1.08	47.3	0.4851	3.20	0.0586	14.781	89.81	19.28	0.0426	0.1233			96.3	9.70			0.108
1105	13.44	0.82	51.7	0.4690	3.15	0.0568	16.413	114.81	14.73	0.0529	0.1555			137.5	12.40			0.108
1106	15.56	0.70	51.7	0.4459	3.64	0.0759	14.203	127.04	12.72	0.0633	0.1610			158.8	13.72			0.108
1107	15.77	1.00	63.2	0.5333	3.74	0.0801	16.898	132.69	12.56	0.1660	0.4110			197.5	14.33			0.108
1108	20.28	2.38	62.4	0.4535	6.74	0.2601	9.258	178.89	9.76	0.315	0.4327	125.0	5.07	250.7	19.32	D	0.0416	0.108
1109	20.66	2.26	72.0	0.5224	6.55	0.2457	10.992	179.44	9.58	0.222	0.3138	117.5	5.46	280.0	19.38	D	0.0466	0.108
V																		
201	1.88	3.58	17.0	0.3971				17.31	105.32					6.27	1.87			0.108
202	2.12	3.61	19.8	0.4396				19.17	73.40					8.28	2.07			0.108
203	2.70	3.20	26.9	0.5259				24.72	73.33					14.30	2.67			0.108
204	3.20	3.24	36.1	0.6487	3.17	0.0575	11.388	29.26	61.88	0.02815	0.0238			23.0	3.16			0.108
205	3.86	3.31	47.8	0.7874	3.77	0.0814	12.679	34.81	51.30	0.0369	0.0906			36.6	3.76			0.108
206	5.06	3.22	51.8	0.7452	3.90	0.0871	13.282	45.65	39.13	0.0679	0.1612			51.8	4.93			0.108
207	6.65	1.44	58.2	0.7442	3.04	0.0529	19.145	57.78	29.77	0.1660	0.5056	22.15	0.52	76.5	6.24		0.0239	0.108
208	8.21	2.14	64.8	0.7421	4.12	0.0972	15.728	72.04	24.12	0.0785	0.2214	43.07	1.25	105.2	7.28		0.0289	0.108

里程	H	I _{1/2}	V _m	F _r	U _x	T _x	φ	R _b /dm	B/H	g _s	g _s /v _{sd}	L _s	H _s	Q _s	R _b	河床冲刷	H _s /L _s	dm
209	9.56	4.16	67.0	0.7041	6.20	0.2201	10.826	85.56	20.71	0.3174	0.4740	59.40	1.51	126.6	9.24		0.0255	0.108
211	12.07	1.74	70.8	0.6518	4.543	0.1182	15.584	111.48	16.40	0.312	0.6357	77.00	2.73	169.0	12.04		0.0354	0.108
212	13.61	1.80	72.5	0.6285	4.874	0.1371	14.814	125.74	14.55	0.303	0.5733	70.80	2.59	195.6	13.58		0.0366	0.108
213	14.53	1.50	96.9	0.8140	4.613	0.1219	21.006	133.89	13.63	0.453	0.9093	76.50	1.37	279.0	14.46		0.0225	0.108
		Δ. B = 35.3	64.7															
1201	10.84	0.84	36.6	0.3641	2.91	0.0294	12.577	60.29	18.27					78.3	10.31			0.171
1211														83.4				0.171
1205	9.81	1.36	49.3	0.5170	3.52	0.0447	14.006	54.27	20.18	0.00064	0.00107			88.3	9.28			0.171
1202	11.77	0.90	41.0	0.3931	3.20	0.0354	12.813	64.91	16.82	0.000283	0.00052			95.3	11.10			0.171
1212														103.7				0.171
1203	9.91	1.38	52.7	0.5511	3.55	0.0456	14.845	54.56	19.98	0.0155	0.02554			107.4	9.33			0.171
1206	11.63	1.38	47.0	0.4517	3.86	0.0540	12.176	64.62	17.02					108.2	11.05			0.171
1207	13.01	1.38	49.3	0.4489	4.08	0.0602	12.083	71.99	15.22	0.00249	0.00357			126.9	12.31			0.171
1204	10.84	1.62	60.1	0.6026	4.01	0.0582	14.988	59.36	18.27	0.0575	0.0838	99.0	1.62	129.0	10.15		0.0164	0.171
1208	13.88	1.48	52.5	0.4632	4.36	0.0688	12.041	76.67	14.27	0.00687	0.00922			142.7	13.11			0.171
1209	14.19	1.34	54.9	0.4809	4.18	0.0632	13.134	72.78	13.95	0.03145	0.04398	135.0	1.87	154.3	13.30		0.0138	0.171
1213	16.74	1.26	59.1	0.4808	4.00	0.0580	14.775	92.18	11.83	0.0441	0.0645	85.6	1.42	195.5	15.42		0.0166	0.171
1214	19.82	1.50	59.2	0.4324	5.23	0.0989	11.319	108.83	9.99	0.1130	0.1264	117.0	2.89	235.7	18.61		0.0247	0.171
1215	22.34	1.54	64.3	0.4502	5.60	0.1136	11.482	121.75	8.86	0.684	0.714	80.1	1.85	287.0	20.82		0.0231	0.171
1301	5.23	1.36	22.0	0.3097	2.62	0.0248	8.397	30.12	37.86					22.1	5.15			0.171
1302	5.78	1.06	30.1	0.4056	2.42	0.0211	12.438	32.87	34.26					33.4	5.62			0.171
1303	6.60	2.04	40.8	0.5144	3.58	0.0464	11.397	37.54	30					54.5	6.42			0.171
1304	7.81	2.72	46.3	0.5368	4.52	0.0732	10.243	44.39	25.35	0.0100	0.01883			71.0	7.59			0.171
1305	7.25	2.56	56.4	0.6819	4.18	0.0633	13.493	40.82	27.31	0.0277	0.0415	119.0	0.95	81.0	6.98		0.00806	0.171
1306	9.75	2.26	58.6	0.6132	4.61	0.0747	12.711	54.50	20.31	0.0384	0.0487	201.0	2.21	113.0	9.32		0.0110	0.171
1307	11.04	2.54	61.8	0.6075	5.13	0.0950	12.047	61.75	17.93	0.2128	0.2428	218.4	2.09	134.5	10.56		0.0096	0.171
1308	12.58	4.28	61.9	0.5656	7.16	0.1854	8.645	71.46	15.74	0.287	0.2347	215.3	3.79	153.2	12.22		0.0176	0.171
1309	14.51	3.70	67.6	0.5777	7.12	0.1832	9.494	81.70	13.65	0.361	0.2868	133.7	3.49	193.8	13.97		0.0261	0.171
1310	17.42	3.02	68.7	0.5380	7.02	0.1783	9.786	97.31	11.37	0.289	0.2408	173.3	4.16	236.0	16.64		0.0240	0.171
1311	17.51	3.62	83.0	0.6507	7.67	0.2130	10.821	97.08	11.31	0.7832	0.5775	120.1	4.11	285.5	16.60		0.0342	0.171

付表 3 GIIBERT 二粒径砂

試料番号	H mm	L mm	E mm	I ₀	Q ₅₀	m %	F	W ₅₀ %	T ₅₀	f	φ	H ₀ μ	B ₀ μ	G ₀ μ	f ₀ μ	
2.726	0.132	30.48	0.0079	5.154	57.770	1.079	5.328	0.155	0.0680	10.846	25.848	10.417	9.9186	0.575		
2.743			0.0117		61.646	1.189	5.608	0.172	0.0662	10.993	24.231	11.112	1.3123	0.744	C42	
2.774			0.0127		60.957	1.169	5.876	0.187	0.0743	10.374	24.505	10.988	1.3451	0.763	E52	
2.469			0.0143		68.487	1.322	5.882	0.189	0.0590	11.643	21.811	12.345	1.6404	0.930		
			0.0150													
2.499			0.0151		67.665	1.367	6.081	0.202	0.0646	11.127	22.076	12.197	1.7060	0.935		
4.572	0.134	30.48	0.0074	10.280	73.769	1.102	5.758	0.153	0.0487	12.812	31.389	6.667	1.3123	0.642	C31	
4.602			0.0076		73.288	1.091	5.855	0.158	0.0511	12.517	34.3	6.623	1.3451	0.647	E69	
2.835	0.1481	30.48	0.0110	5.154	59.645	1.132	5.538	0.128	0.0687	10.790	19.14	10.757	0.8530	0.393	C19	
2.682			0.0137		63.048	1.230	6.001	0.150	0.0725	10.506	18.11	11.364	1.2795	0.544	E69	
2.499			0.0164		67.665	1.367	6.338	0.168	0.0702	10.676	16.9	12.197	1.8701	0.752		
2.591	0.196		0.0129		65.262	1.295	5.723	0.103	0.0615	11.403	13.2	11.764	0.9186	0.309	C87	
2.408			0.0161		70.222	1.446	6.164	0.139	0.0616	11.392	12.3	12.658	1.3123	0.410	G33	
2.560			0.0165		66.052	1.319	6.434	0.151	0.0759	10.266	13.06	11.906	1.3780	0.393		
2.377			0.0188		71.138	1.474	6.618	0.160	0.0692	10.749	12.13	12.823	1.6732	0.487		
2.499			0.0193		67.665	1.367	6.875	0.173	0.0826	9.842	12.75	12.197	1.7717	0.496		

付表 4 安芸資料

B種— $\frac{1}{100} 0$

観測番号	H	d cm	B cm	I	Q	V	F	U _z	T _z	φ	H/d	B/H	備考	
1	1.71	0.07	100	0.00333	29.00	24.0	0.097	1.997	0.005	12.079	17	22.645		
2	1.42				2700	26.1	0.0700	2.150	0.041	12.123	20	20.423		
3	1.71				5200	20.4	0.0760	2.362	0.049	12.870	24	58.650		
4	2.04				7000	25.8	0.080	2.580	0.057	12.876	29	49.020	移動開始	
5	2.50					26.1	0.0875	2.023	0.081	12.604	40	25.714	到達終了	
6	4.10				11300	27.6	0.0435	2.658	0.119	7.565	59	24.090		
7	4.60				14500	21.0	0.0465	2.887	0.100	8.052	66	27.598		49
8	5.10				17500	24.0	0.0485	4.080	0.147	8.407	70	27.68	移動開始	
9	5.60					28.0	0.0510	2.442	0.104	14.000	52	27.548	到達済	
B種— $\frac{1}{400} 0$														
1	1.42			0.0025	2000	21.8	0.0584	1.865	0.031	11.689	20	22.423		
2	1.77				4500	25.4	0.0610	2.082	0.039	12.200	25	56.497		
3	2.24				6800	30.4	0.0649	2.360	0.049	12.875	22	24.650		
4	2.80				10600	27.5	0.0712	2.600	0.061	14.242	40	25.006	移動開始	
5	3.79					28.0	0.0689	2.047	0.081	9.289	54	26.085	到達済	
6	4.77				12900	29.2	0.067	2.469	0.100	8.541	58	20.814		
7	5.67				16000	29.8	0.0607	2.661	0.119	8.140	78	20.222		
8	6.12				20200	24.0	0.0476	2.872	0.100	8.523	87	16.040		
9	6.52				24500	27.6	0.0470	2.997	0.134	9.407	70	15.007	移動開始	
10	7.08				29800	41.7	0.0477	4.124	0.156	9.840	100	20.828	到達済	
11	5.67					28.0	0.0708	2.727	0.123	14.167	81	27.607		
1	1.27				2000	26.0	0.0727	1.264	0.027	14.209	18	20.740		
2	1.87				6200	21.5	0.0717	2.127	0.050	14.008	28	50.257		
3	2.77				10400	27.5	0.0720	2.605	0.060	14.085	40	26.107	移動開始	
4	4.00					25.2	0.0766	2.581	0.090	9.822	59	24.220	到達済	
5	4.67				12200	26.2	0.0787	2.390	0.101	7.765	68	21.440		
6	5.67				17200	26.4	0.068	2.727	0.123	8.147	81	27.607		
7	6.07				21800	25.4	0.0655	2.888	0.100	9.105	88	16.207	移動開始	
8	6.87				29000	41.7	0.0505	4.102	0.151	10.082	100	24.047	到達済	
9	5.47					23.0	0.0724	2.661	0.119	14.477	78	20.222		
10	6.07				27200	28.4	0.0709	2.851	0.129	14.781	91	15.687		
11	7.07				46200	60.7	0.0708	2.247	0.160	14.756	105	24.569		

桩号	H	D	B	L	Q	V	F	U _x	T _x	φ	H _g	B/H	备注
1	2.31	0.07	100	0.001667	6100	26.4	0.555	1.742	0.022	10.527	0.0	40.290	
2	0.28				11000	22.2	0.526	2.315	0.047	14.041	4.7	40.488	
3	4.28				17800	40.6	0.620	2.675	0.060	15.178	6.0	22.817	移动开始阶段
4	5.28				1	0.0.0	0.409	0.020	0.080	10.023	2.0	17.007	移动结束
5	7.58				24500	20.5	0.589	0.519	0.110	9.520	10.8	10.100	
6	8.58				22300	27.7	0.411	0.744	0.144	10.068	12.0	11.655	
7	9.58				42700	44.6	0.466	0.856	0.139	11.274	10.7	10.408	移动开始阶段
8	10.18				51400	50.5	0.506	0.978	0.147	12.084	14.5	9.503	移动开始阶段
9	9.08				1	56.6	0.600	0.841	0.121	14.687	10.0	11.000	移动结束
1	1.01				2850	21.8	0.608	1.460	0.009	14.801	1.9	26.006	
2	2.02				5200	25.6	0.574	1.821	0.028	14.058	2.7	40.201	
3	2.92				9200	21.7	0.580	2.184	0.042	14.575	4.2	40.207	
4	4.28				14300	27.2	0.602	2.508	0.056	14.222	5.5	25.274	
5	5.28				18300	41.7	0.606	2.675	0.060	15.588	6.0	22.817	移动开始阶段
6	7.11				1	0.1.7	0.421	0.070	0.080	10.016	2.0	17.007	移动结束
7	8.18				23600	22.2	0.488	0.1408	0.103	9.2742	10.2	14.065	
8	9.28				29000	25.8	0.400	0.656	0.118	9.772	11.7	12.225	
9	9.28				34700	29.1	0.449	0.808	0.128	10.265	12.7	11.061	
10	9.18				46000	48.0	0.470	0.977	0.140	12.067	10.8	10.001	
11	0.58				58800	55.2	0.544	0.157	0.150	20.075	15.1	9.552	移动开始阶段
1	1.91	0.07		0.00125	4100	21.4	0.435	1.620	0.027	14.087	2.7	40.201	
2	2.97				7900	26.0	0.407	1.807	0.022	14.060	4.2	40.170	
3	4.11				14200	24.6	0.545	2.244	0.044	15.419	5.9	24.001	
4	4.78				18450	28.8	0.566	2.422	0.052	16.220	6.8	20.277	
5	5.44				22300	40.2	1.545	2.607	0.060	15.400	7.9	20.002	
6	6.14				2600	41.7	0.538	2.743	0.066	15.202	8.8	11.257	移动开始阶段
7	8.06				1	0.1.9	0.358	0.142	0.087	10.121	11.5	12.447	移动结束
8	9.28				22700	24.1	0.408	0.408	0.108	9.248	14.0	10.070	
9	12.14				42100	25.5	0.426	0.856	0.131	9.206	12.0	2.237	
10	10.44				50000	22.3	0.419	0.897	0.141	9.552	12.6	7.668	
11	10.24				52400	41.0	0.460	0.927	0.140	10.081	10.9	7.550	
12	10.58				57800	42.5	0.468	0.950	0.147	0.461	10.4	7.068	

观测序号	H	d	B	I	Q	V	F	U	T	φ	ψ	BA	备注
13	13.84	0.07	100	0.0015	68000	49.2	0.422	4.118	0.60	11.748	1.88	7.225	修正前0.047
14	14.17				75400	53.1	0.454	4.169	0.154	12.707	2.00	7.047	修正前0.047
15	14.88					58.2	0.527	4.783	0.140	14.612	1.85	7.722	
B. 1000													
1	2.44	0.07	100	0.001	5380	21.7	0.446	1.646	0.071	14.006	0.5	40.894	
2	4.72				17000	34.6	0.480	2.196	0.060	15.756	70	20.025	
3	6.02				24600	37.0	0.496	2.469	0.055	16.627	70	15.823	
4	6.51				26800	41.2	0.516	2.526	0.066	16.010	90	15.041	
5	7.04				30800	44.2	0.527	2.627	0.061	16.583	101	14.205	移动开始修正
6	7.49					42.5	0.537	2.704	0.081	16.712	104	10.650	修正了
7	7.98				31900	42.6	0.530	2.704	0.085	16.620	140	10.225	
8	8.02				44600	42.8	0.529	2.572	0.100	16.462	186	7.880	
9	15.22				52100	44.2	0.520	2.812	0.102	16.856	177	6.571	
10	16.38				60300	49.0	0.520	2.822	0.100	16.154	220	6.602	
11	16.17				64400	49.8	0.516	2.891	0.140	16.997	231	6.094	
12	17.17				70000	50.8	0.515	2.102	0.149	16.846	245	5.829	
B. 1000													
1	2.09	0.07		0.001	4200	20.1	0.446	1.441	0.078	14.046	0.0	42.847	
2	4.12				12000	27.1	0.458	2.007	0.026	14.585	5.9	24.272	
3	5.72				21000	27.1	0.496	2.368	0.050	15.667	8.2	17.484	
4	6.87				27800	40.5	0.494	2.595	0.059	15.607	28	14.556	移动开始修正
5	7.09					40.6	0.524	2.885	0.077	16.057	109	11.007	修正了
6	10.42				22600	41.0	0.510	2.126	0.080	16.280	149	9.687	
7	12.54				46000	44.0	0.525	2.640	0.117	16.002	180	7.086	
8	14.02				49500	45.1	0.529	2.707	0.127	16.469	200	2.000	
9	15.82				60500	46.1	0.527	2.850	0.108	16.152	227	6.081	
10	17.07				70900	46.8	0.520	2.126	0.160	16.889	248	5.257	
11	18.07				84700	46.9	0.520	2.000	0.160	16.450	270	5.099	
B. 1000													
1	2.51	0.07	100	0.0015	4850	15.5	0.420	1.109	0.011	10.877	0.6	42.841	
2	4.62				7550	20.7	0.420	1.505	0.020	10.784	1.6	24.145	
3	6.12				1550	15.4	0.428	1.702	0.027	14.665	8.7	16.350	
4	7.14				27350	20.1	0.429	2.116	0.040	15.170	12.1	10.741	
5	10.54				26400	24.6	0.440	2.273	0.046	15.222	15.1	7.020	

観測番号	H	d	B	I	Q	V	F	U _x	T _x	γ	μ _g	B/H	備考
6	11.64	0.07	100	0.0005	44400	48.2	0.058	2.388	0.050	15.797	166	2.581	
7	12.84				52000	44.0	0.055	2.518	0.056	15.856	185	2.728	
8	20.54				55500	41.0	0.054	2.576	0.057	15.716	190	2.026	
9	42.4				62400	42.3	0.052	2.687	0.064	15.742	211	2.284	
10	55.01				66000	43.1	0.052	2.739	0.066	15.726	219	2.522	移動開始
11	55.48				1	42.7	0.0547	2.755	0.067	15.489	221	2.556	
12	18.18				1	46.3	0.072	2.885	0.079	12.161	260	5.507	砂塵発達終了
13	19.29				70900	46.8	0.068	2.074	0.080	11.871	276	5.204	
1	4.27	0.07		0.0005	10800	22.5	0.026	1.545	0.021	14.560	70	20.504	
2	10.47				46300	44.7	0.050	2.265	0.065	15.220	150	2.541	
3	20.22				47000	42.5	0.048	2.238	0.064	17.200	146	2.285	
4	14.22				59000	41.5	0.052	2.640	0.062	15.720	203	2.022	
5	5.37				66100	42.4	0.054	2.744	0.067	15.816	220	2.506	
6	5.27				67900	44.5	0.064	2.725	0.066	16.271	228	2.548	移動開始
7	16.05				1	41.5	0.028	2.230	0.071	14.664	234	2.116	
8	17.17				1	42.4	0.032	2.242	0.076	14.052	252	5.559	砂塵発達終了
9	18.57				71500	42.6	0.064	2.087	0.085	11.818	280	5.110	

C種-1/1000 ①

観測番号	H	a	B	I	Q	V	F	Ux	Tx	φ	ψ	BH	備考
1	1.71	0.122	1.00	0.00333	4400	25.7	0.608	2.362	0.025	10.881	14	58.420	移動開始
2	1.42				14100	24.2	0.722	1.241	0.057	12.332	28	29.460	H=250m
3	4.25				20600	24.5	0.762	1.724	0.070	12.024	45	23.529	
4	4.57				25600	24.6	0.761	1.987	0.081	12.020	40	20.534	
5	6.27				26500	26.8	0.720	4.569	0.105	12.657	52	15.679	
6	7.27				(29600)	26.4	0.711	5.088	0.100	12.314	45	12.706	
C種-1/600 ②													
1	1.58	0.122		0.001667	5500	24.0	0.424	2.060	0.021	10.075	21	48.760	
2	4.12				12100	24.8	0.500	2.574	0.034	12.259	44	24.272	
3	5.11				19300	27.5	0.534	1.889	0.042	12.084	42	2.549	移動開始
4	5.89				25500	28.2	0.569	1.112	0.047	12.226	48	16.228	H=570m
5	7.24				28000	28.5	0.532	1.415	0.059	12.007	59	14.006	
6	8.19				29600	28.1	0.507	1.588	0.065	12.169	67	12.210	
7	9.09				26500	28.2	0.542	1.254	0.076	12.285	75	11.001	
8	10.09				54200	26.2	0.565	4.060	0.084	12.242	80	9.911	
9	11.59				27800	28.5	0.549	4.241	0.076	12.445	85	8.628	
10	12.09				29400	28.1	0.568	5.644	0.108	12.200	107	7.607	
C種-1/200 ③													
1	1.91	0.122		0.0025	2300	27.0	0.400	1.530	0.012	11.007	16	52.356	
2	2.99				6500	27.7	0.512	1.914	0.019	12.472	25	30.426	
3	4.44				12800	28.8	0.607	2.332	0.028	12.050	46	22.523	
4	5.54				19600	28.4	0.480	2.605	0.024	12.589	45	2.081	移動開始
5	6.54				25500	27.0	0.687	2.230	0.041	12.287	54	15.271	H=700m
6	7.54				28500	28.1	0.490	2.229	0.047	12.850	62	12.263	
7	8.54				27100	28.5	0.486	1.244	0.050	12.226	70	11.141	
8	9.54				46200	28.2	0.587	1.447	0.060	12.065	77	10.408	
C種-1/1000 ④													
1	1.54	0.122		0.0010	2700	26.1	0.279	1.240	0.009	11.988	15	54.248	
2	2.27				2700	27.4	0.264	1.947	0.019	11.505	42	25.860	
3	5.27				15300	27.1	0.406	2.278	0.026	12.202	40	22.225	
4	6.27				23300	28.0	0.400	2.557	0.023	12.688	55	12.920	
5	7.22				21500	28.2	0.427	2.832	0.041	12.425	67	12.165	
6	9.22				28100	28.9	0.428	1.044	0.046	12.525	76	12.218	移動開始
7	10.27				46400	28.2	0.427	2.203	0.052	12.207	86	9.551	H=980m

観測番号	H	D	B	L	Q	V	$\bar{n}$	U_x	T_x	φ	η_d	B/H	備考
8	12.07	0.122	100	0.0010	58900	44.8	0.449	0.439	0.060	14.272	99	8.206	
9	12.07				68100	40.9	0.445	0.620	0.066	14.061	110	7.427	
10	14.67				76000	47.8	0.432	0.792	0.070	14.660	120	6.207	
11	15.17				87600	44.2	0.442	0.944	0.079	14.992	130	6.001	
C.種-12000													
1	1.88			0.0085	2800	14.05	0.208	0.287	0.005	14.235	12	50.261	
2	4.14				7000	17.6	0.276	1.404	0.010	14.360	24	24.155	
3	6.17				12200	24.7	0.308	1.709	0.015	14.204	51	16.207	
4	8.16				23100	27.0	0.285	2.049	0.021	14.154	70	11.862	
5	10.08				30400	28.2	0.209	2.265	0.026	14.229	85	7.604	
6	12.64				45700	26.2	0.205	2.409	0.031	14.544	104	7.311	
7	14.51				54700	27.7	0.206	2.666	0.036	14.141	119	6.892	
8	16.44				69700	42.4	0.204	2.832	0.041	14.740	135	6.000	移動開始
9	18.24				80800	45.4	0.209	2.990	0.046	15.184	150	5.452	1220.0001

試料番号	H _{cm}	cm		I _e	θ 1/2	V _m cm/s	F _r	U _s	T _m	U _p	cm		cm		H ₂ %	Bed conditions
		dm bed	dm bedbed								G _{cm}	H ₂	G _{cm}	H ₂		
土 木	2.7	(day/116 = 3.2)	dm bed	7.1	K											flat
1	29.3	1.81	2.14	0.00649	800	155.1	0.915	13.65	0.064	11.36	16.19	176	6.2	0.141	0.0072	
2	28.7	"	2.21	0.00602	"	158.4	0.944	13.01	0.058	12.18	15.84	"	6.1	0.074	0.0012	
3	25.1	"	1.46	0.00545	550	124.5	0.794	11.58	0.044	10.75	13.87	"	7.0	0.034	0.0010	
4	26.3	"	2.07	0.00550	610	131.8	0.821	11.91	0.048	11.07	14.53	"	6.7	0.039	0.0004	
5	21.6	"	2.00	0.00700	540	142.0	0.976	12.17	0.051	11.07	11.93	"	8.1	0.023	0.0004	
6	34.2	"	2.04	0.00670	1080	179.4	0.980	14.99	0.077	11.97	18.90	"	5.1	0.032	0.0241	
7	34.5	"	2.06	0.00631	1046	172.3	0.937	14.61	0.073	11.79	19.06	"	5.1	0.089	0.0241	
8	36.0	"	1.99	0.00640	1039	164.0	0.873	15.03	0.077	10.91	19.90	"	4.9	0.174	0.0241	
9	29.6	"	1.97	0.00585	627	120.4	0.707	13.03	0.039	9.24	16.35	"	5.9	0.212	0.0034	
10	22.3	"	2.02	0.00699	528	134.5	0.910	12.36	0.052	10.88	12.32	"	7.9	0.079	0.0013	
11	25.8	"	1.90	0.00610	616	135.7	0.853	12.41	0.053	10.83	14.25	"	6.8	0.414	0.0070	
12	28.2	"	2.15	0.00750	908	182.9	1.100	14.40	0.071	12.70	15.58	"	6.2	0.034	0.0284	
13	40.7	"	1.92	0.00720	1350	188.5	0.944	16.95	0.098	11.12	22.49	"	4.3	2.344	0.0313	
14	44.7	"	2.24	0.00746	1633	207.6	0.992	18.02	0.111	11.50	24.70	"	3.9	4.070	0.0470	
木 下	0.7	0.105	0.11	0.025	0.3	32.4	1.23	4.14	0.105	7.82	6.64	13.2	12.8	0.088	0.2014	Alternate
		(day/116 = 3.7)														
		cm														
阿部家 上原		(day/116 = 10)	初 期	day = 0.11 cm	day/116 = 1.1											Alternate
A	1.45	0.11		0.0149	9.5	36.1	0.96	4.60	0.118	7.86	13.1	18.15	125	0.162	0.32	
B	1.04	"		0.0146	4.75	26.6	0.83	3.86	0.083	6.89	9.4	"	174	0.051	0.12	
C	1.54	"		0.0147	9.5	34.0	0.88	4.67	0.122	7.29	13.9	"	117	0.162	0.316	
D	1.34	"		0.0147	9.5	39.1	1.09	4.32	0.104	9.04	12.1	"	135	0.171	0.36	

付表 6 北 大 資 料

 u_* は Einstein Method による補正 u_* は R によって計算 $B = 100 \text{ cm}$ $d_m = 0.07 \text{ cm}$

実験番号	H	$I \times 10^3$	V_m	F_r	U_*	Z_*	φ	H/d_m	θ/H	q_s	q_{mod}	L_s	H_s	Q/γ_s	R_b	河床形態
4	5.8	2.25	68.97	0.90	3.39	0.101	20.35	82.86	17.24		0.365			40		
5	5.0	2.60	50	0.71	3.41	0.104	14.66	71.43	20		0.407			25		Dune
6	7.5	3.35	29.33	0.35	4.63	0.190	6.33	107.14	13.33		1.084			22		
7.8	7.6	3.60	52.63	0.61	4.56	0.206	11.54	108.57	13.16		1.195			40		
9.10	6.5	3.80	61.54	0.77	4.56	0.190	13.50	92.86	15.38		1.045			40		
11.12	7.5	3.50	53.33	0.93	4.72	0.198	11.30	107.14	13.33		1.115			40		
13.14	6.0	3.10	41.67	0.54	4.04	0.144	10.31	85.71	16.67		0.691			25		
15	6.8	3.40	51.47	0.63	4.54	0.182	11.34	97.14	14.71		0.983			35		
16	6.3	3.40	55.56	0.71	4.33	0.165	12.83	90	15.87		0.852			35		
17	6.9	3.10	50.72	0.62	4.16	0.152	12.19	98.57	14.49		0.738			35		
18	7.0	3.00	50	0.60	4.25	0.159	11.76	120	14.29		0.811			35		
19	7.0	3.10	50	0.60	4.32	0.165	11.57	100	14.29		0.811			35		
20	7.0	3.23	50	0.60	4.41	0.172	11.34	120	14.29		0.903			35		
22	6.4	6.40	54.69	0.71	4.28	0.161	12.78	91.43	15.63		0.825			35		
23	7.5	7.50	46.67	0.59	4.28	0.162	10.90	107.14	13.33		0.828			35		
24	6.9	6.90	50.72	0.66	4.75	0.199	10.68	98.57	14.49		1.123			35		
25	5.8	5.80	60.34	0.70	3.89	0.134	15.51	82.86	17.24		0.734			35		
26	7.5	7.50	46.67	0.59	4.42	0.173	10.56	107.14	13.33		0.915			35		
27	7.4	7.40	47.30	0.60	4.73	0.198	10	105.71	13.51		1.310			35		
28	6.3	6.30	55.56	0.75	4.52	0.180	12.29	90	15.87		0.950			35		
29	7.4	7.40	47.30	0.59	4.23	0.158	11.18	105.71	13.51		0.859			35		
30	6.7	6.70	52.24	0.69	4.63	0.190	11.28	95.71	14.93		1.045			35		
31	6.7	6.60	52.24	0.70	4.34	0.167	12.04	95.71	14.93		0.865			35		
(R_b/d_m)																
1	6.1	4.24	57.38	0.762	4.90	0.212	11.71	82.57	16.39					35	5.78	
2	6.2	4.41	56.45	0.743	5.05	0.225	11.18	84.14	16.13					35	5.89	
3	5.7	4.84	61.40	0.844	5.06	0.226	12.13	77.14	17.54					35	5.40	
4	5.7	4.84	61.40	0.844	5.06	0.226	12.13	77.14	17.54					35	5.40	
5	5.7	4.84	61.40	0.844	5.06	0.226	12.13	77.14	17.54					35	5.40	
6	5.7	4.84	61.40	0.844	5.06	0.226	12.13	77.14	17.54					35	5.40	
7	5.9	4.15	59.32	0.803	4.76	0.200	12.46	79.57	16.95					35	5.57	
8	5.9	4.15	59.32	0.803	4.76	0.200	12.46	79.57	16.95					35	5.57	
9	5.9	5.13	57.32	0.799	5.32	0.250	11.15	80.29	16.95					35	5.62	
10	5.9	5.13	57.32	0.799	5.32	0.250	11.15	80.29	16.95					35	5.62	

AL: Alternate Pass
D: Dune
R: Ripple

实验号	H	I	V _m	Fr	U*	Z*	φ	Rb/d _m	B/H	q _{s0.05}	q _s /und	L _s	H _s	Q/s	Rb	沉积形态	
1(1-A)	5.4	1.256	5.85	0.768	4.44	0.177	11.69	74.49	18.52	17.16	0.55			28.0	5.14	Transition	AL
2(1-B)	5.6	1.273	5.0	0.724	4.38	0.172	11.41	77.39	17.86	20.66	0.67			28.0	5.34	Transition	"
3(1-C)	5.5	1.242	5.091	0.743	4.61	0.191	11.04	76.09	18.18	19.06	0.59			28.0	5.25	Transition	"
4(2-A)	5.8	1.249	5.670	0.819	4.65	0.193	12.23	79.57	17.24	26.38	0.81			33.0	5.49	Transition	"
5(2-B)	5.8	1.259	5.690	0.821	4.55	0.186	12.51	79.42	17.24	29.45	0.92			33.0	5.48	Transition	"
6(2-C)	6.2	1.267	5.323	0.743	4.64	0.192	11.47	84.93	16.13	26.12	0.80			33.0	5.86	Transition	"
7	7.7	1.215	5.584	0.658	5.78	0.299	9.65	105.94	12.99					43.0	7.34		
8(3-A)	7.4	1.284	5.811	0.704	4.90	0.215	11.86	100.72	13.51	26.92	0.78			43.0	6.95	Transition	AL
9	6.8	1.317	6.324	0.806	4.41	0.174	14.33	91.16	14.71					43.0	6.29		
10(3-B)	7.5	1.275	5.733	0.695	4.26	0.163	13.45	100.72	13.33	24.45	0.82			43.0	6.95	Transition	D
11(3-C)	6.6	1.261	6.515	0.839	4.81	0.205	13.56	89.13	15.15	29.40	0.87			43.0	6.15	Transition	D
12(4-A)	3.6	1.180	5.556	0.954	4.34	0.169	12.81	50.14	27.78	17.62	0.58			20.0	3.46	Transition	R
13(5-A)	4.8	1.333	4.167	0.608	3.68	0.121	11.34	66.67	20.83					20.0	4.60	Ripple	
15(5-B)	4.4	1.340	4.545	0.697	3.54	0.112	12.85	63.04	22.73					20.0	4.35	Ripple	
16(6-A)	5.5	1.225	6.0	0.845	4.74	0.201	12.66	74.61	18.18	27.21	0.82			33.0	5.148	Transition	AL
17(7-A)	12.9	1.630	6.202	0.601	4.17	0.1561	15.11	162.31	7.75					80.0	1.12	Dune	
18(8-A)	21.2	1.600	5.094	0.37	5.61	0.282	9.07	279.7	4.72					108.0	19.3	Dune	

付表 7 浅田・石川資料

No	H	d	Q	V _m	I	F	U _r	φ	B	H _{dm}	B _h	g _s	g _{bed}	T _{bed}	T _{bed}
1	100	20	1470	0.0006	0.277	2.02	0.012	11.9	100	16.77	12.36			37.75	0.6mm 以下 50051999
2	160	26	2175	0.00076	0.346	2.61		12.0		16.82	0.0010				
3	123	30	3070	0.00078	0.325	2.72		10.6		10.84	0.0002				
4	102	35	3440	0.0007	0.347	2.70		12.7		7.90	0.0008				
5	120	40	4009	0.00079	0.304	2.07		11.0		8.27	0.0001				0.6mm 以下 50051999
6	122	40	4751	0.0008	0.332	2.7		11.8		7.62	0.0006				2~4.5mm 以下 50051999
7	150	40	4770	0.00072	0.328	2.08		12.3		7.67	0.0183				2~4.5mm 以下 50051999
8	160	45	4890	0.00067	0.342	2.44		11.3		7.63	0.0270				2~4.5mm 以下 50051999
9	166	60	4840	0.00074	0.309	2.30		11.3		1.26	0.0028				2~4.5mm 以下 50051999
10	170	75	4045	0.00065	0.332	2.45		10.0		5.74	0.0029				2~4.5mm 以下 50051999
11	160	80	4840	0.00070	0.359	2.35		11.1		5.45	0.0025				2~4.5mm 以下 50051999
12	160	80	4785	0.00061	0.344	2.61		11.0		1.27	0.0017				
13	100	15	4061	0.00077	0.334	2.26		9.53		1.25	0.0270				
14	100	16	4070	0.00062	0.325	2.40		12.4		5.66	0.0002				
15	120	123	4742	0.00071	0.337	2.46	0.040	12.3		7.17	4.717	0.0004	0.0602		4.5mm 以下 50051999
16	160	128	4742	0.0006	0.345	2.06	0.021	11.5		5.64	11.723	0.0006	0.0005		0.4mm 以下 50051999
17	122	100	4742	0.00064	0.352	2.60		15.1		7.22	0.0020				2~4.5mm 以下 50051999
18	157	111	70	5.100	0.361	2.40	2.25	15.9		7.40	0.0170				4.5mm 以下 50051999
19	162	115	70	5.412	0.344	2.46	2.75	13.7		1.07	0.0233				
20	168	132	70	4.670	0.310	2.47	2.37	13.8		7.21	0.0027				
21	120	120	70	4.36	0.307	2.43	2.64	14.0		7.47	0.0074				4.5mm 以下 50051999
22	162	128	70	4.65	0.308	2.46	2.39	13.8		5.78	0.017	0.018	0.0020		2~4.5mm 以下 50051999
23	120	124	100	4.50	0.300	2.41	2.07	13.4		5.65	0.0102				2~4.5mm 以下 50051999
24	110	127	100	4.62	0.307	2.40	2.00	14.9		5.75	0.0144				
25	121	129	100	4.50	0.300	2.41	2.07	13.8		5.65	0.0146				
26	164	120	120	4.700	0.306	2.47	2.00	14.3		10.28	0.0209	0.0168			2~4.5mm 以下 50051999
27	120	151	100	4.742	0.306	2.48	2.52	10.2		4.26	0.0177				2~4.5mm 以下 50051999
28	155	151	100	4.742	0.306	2.48	2.52	10.4		4.42	0.0165	0.0160			
29	170	148	117	0.00074	0.306	2.78	0.057	12.1		5.68	5.744	0.0179	0.0096		
30	168	140	145	0.00070	0.323	2.96	0.025	11.9		4.42	5.440	0.0180	0.0126		flat bed
31	165	147	155	0.00070	0.354	2.70	0.021	12.4		4.72	5.462	0.0183	0.0126		dune
32	165	170	156	0.00079	0.347	2.14		13.8			2.84				flat bed
33	160	166	140	0.00074	0.343	2.05	0.022	10.1		5.74	0.0160	0.0170	0.017		0.4~0.5mm 以下 50051999
34	170	177	150	0.00064	0.340	2.08	0.020	11.1		5.72	5.475	0.0175	0.0183		2~4.5mm 以下 50051999

表面河床流沙

No	H _{max}	Q _{max}	Q _{min}	Q	V _m	T	F	u _t	z _e	CO	B	W _{6m}	W ₁₁	q _s	q _{6m}	河床冲刷
35	1.25	0.08	0.04	60	50.07	0.00226	0.465	5.22	0.044	9.6	100	0.250	0.077	0.0407	0.0256	
36	1.40	0.08	0.05	70	54.8	0.00281	0.420	4.77	0.047	11.1		0.4057	7.603	0.0427	0.0225	526mm 57.6149387
37	1.45	0.40	0.05	70	58.4	0.00266	0.485	6.08	0.057	9.6		0.5075	7.067	0.0577	0.0220	2248mm 4.2039330
38	1.27	0.42	0.15	100	56.71	0.00171	0.421	5.61	0.060	10.5		0.2206	5.604	0.0241	0.0106	
39	1.00	0.42	0.00	100	57.69	0.0025	0.421	5.63	0.060	10.6		0.2206	7.160	0.0265	0.0161	2~4.5mm 57.694537 flat bed
40	1.55			150	72.71	0.00206	0.506	6.27		11.6						4.8mm 57.694537
41	1.20	0.38	0.02	150	72.69	0.00270	0.500	7.19	0.046	11.5		0.4506	5.720	0.0532	0.0147	dune 57.694537
42	1.20	0.46	0.00	150	72.69	0.00266	0.607	6.74	0.048	11.9		0.5647	5.208	0.0288	0.0221	dune 2~4.8mm 57.694537
43	1.20	0.05	0.00	200	72.67	0.00222	0.607	7.05	0.050	12.6		0.2086	4.647	0.0064	0.0068	dune 57.694537
44	1.25	0.05	0.00	200	71.69	0.00257	0.555	6.97	0.049	9.8		0.2087	4.647	0.0066	0.0076	"
45	1.50	0.07	0.00	200	72.61	0.00200	0.652	8.05	0.047	11.4		0.0000	4.661	0.0000	0.0000	"
46	1.20	0.07	0.00	200	72.61	0.00205	0.662	8.00	0.047	12.1		0.0000	4.660	0.0000	0.0000	"
47	1.15	0.07	0.00	200	72.60	0.00235	0.665	7.10	0.046	13.7		0.0000	4.677	0.0000	0.0000	"
48	1.55	0.07	0.00	200	71.61	0.00252	0.667	7.00	0.047	13.2		0.0000	4.660	0.0000	0.0000	"

付表 8 山本資料

data experimented by Kuniichi Yamamoto

$$\begin{array}{l} 4-2 \\ 4-1 \sim 5-6 \\ 6-1 \sim 6-5 \\ 5-1 \sim 5-4-6 \end{array} \quad \begin{array}{l} \bar{d}_{894/11} = 3.1 \\ " = 6.7 \\ " = 7.9 \end{array}$$

[illegible]

観測番号	cm		cm		Ie	Q/s	Vn	C%	Fr	U	x	z	φ	Δm	B	H	cm		cm		Ls	Hs	時刻	方位	Ls	Hs	時刻	方位	Bed configuration
	H	am	bed	am													bed	Ls	Hs	Ls									
S-3-1	10.48	0.17	0.10	1.65	34	54.1	0.53	4.12	0.066	13.14	62	60	5.73	0.13	0.19			1200	5'00"									D 不規	
S-3-2	10.93	0.17	0.10	1.366	36	54.9	0.53	3.83	0.053	14.33	64		5.49	0.13	0.20			1649	12'19"									"	
S-3-3	13.19	0.13	0.11	1.224	50	63.2	0.56	4.02	0.036	15.72	73		4.55	0.11	0.15	1820	191	1710	5'00"	9.9	68.1							"	
S-3-4	15.28	0.14	0.10	1.474	60	65.5	0.54	4.70	0.114	13.9	127		3.93	0.20	0.35	1833	178	1021	2'31"	6.3	54.5							"	
S-3-5	15.97	0.16	0.12	1.563	70	73.1	0.58	4.95	0.116	14.8	123		3.76	0.22	0.34	1840	130	1100	5'00"	6.1	74.6							"	
S-4-1	12.07	0.18	0.11	2.966	63	87.0	0.52	5.92	0.120	14.7	67		4.97	0.45	0.42	119	1.84	5'25"	5'55"	9.9	64.7							dune	
S-4-2	12.51	0.13		3.636	63	83.9	0.76	6.68	0.130	12.6	60		4.80	0.54	0.38	145	2.14	7'35"	4'20"	11.6	67.8							"	
S-4-3	12.78	0.19	0.15	3.636	65	84.8	0.76	6.75	0.148	12.6	67		4.69	0.31	0.24	133	2.19	5'04"	2'44"	10.4	60.7							"	
S-4-4	14.19	0.16	0.15	3.40	67	78.69	0.67	6.88	0.18	11.44	89		4.22	0.53	0.48	108	1.96	6'40"	2'10"	7.6	55.1							"	
S-4-5	13.89	0.24	0.12	3.091	69	82.8	0.71	6.49	0.153	12.76	79		4.31	0.32	0.29			8'25"	3'30"									Transition	
S-4-6	13.48	0.15		2.788	60	71.4	0.62	6.07	0.15	11.8	90		4.45	0.17	0.19	119	4.20	22	3000	10'30"	8.83	54.1							dune
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
S-A-1	11.71	0.082	0.1045	2.56										60	5.12	0.073			30'	7'30"									flat
S-A-2	19.34	0.180	0.0999	2.77	90	77.8	0.56	7.25	0.160	10.93	107	"	3.10	0.353	0.270	212	3.5	29'	7'30"	10.57									dune
S-A-3	20.23	0.199	0.1072	1.88	90	72.0	0.50	6.18	0.216	11.64	190	"	2.88	0.254	0.379			29'	7'30"										flat-28dune
S-A-4	22.99	0.185	0.1107	0.89	86.8	63.0	0.42	4.48	0.095	14.06	176	"	2.61	0.123	0.248			34'	7'30"										flat
S-A-5	23.99	0.158	0.0998	0.69	90.0	65.0	0.43	3.95	0.06	16.45	145	"	2.10	0.077	0.102			29'	7'30"										flatanddune
S-A-6		0.1635																											
初期 dm = dry A ₁₁ = 4 was estimated by K. Yamamoto																													
B-1	19.46	0.406	0.347	8.4	68.5	121.9	0.88	9.74	0.12	12.5	40.8	30	1.54	1.16	0.24	57.1	3.31	29'	3'45"	17.25									Antidune
B-2	19.94	0.48	0.253	5.15	56.5	94.8	0.68	8.25	0.083	11.5	54.5	"	1.50	0.72	0.18	143	2.2	19'	3'45"	65									dune
B-3	18.84	0.428	0.202	2.99	43.5	77.2	0.57	6.17	0.054	12.5	44.0	"	1.59	0.24	0.09			18'30"	3'45"										flatanddune
B-4	28.27	0.517	0.316	4.85	99.6	118.4	0.71	10.3	0.126	11.5	54.7	"	1.06	0.64	0.26	172	3.44	19'	2'30"	50									dune
B-5	28.18	0.392	0.336	3.95	97.6	118.6	0.71	10.3	0.167	11.5	71.9	"	1.06	0.95	0.234	140	3.0	19'	2'30"	46.7									"
B-6	30.04	0.382	0.252	2.94	81.0	89.9	0.52	8.52	0.079	11.5	78.6	"	1.00	0.33	0.112	88	1.6	29'	7'30"	55									"
B-7	30.29	0.508	0.242	2.15	75.5	83.1	0.48	5.94	0.043	14	59.6	"	0.99	0.05	0.016			29'	7'30"										flat
B-8	26.10	0.635	0.290	5.36	99.6	127.5	0.80	11.5	0.170	11.0	41.1	"	1.15	0.78	0.13	104	2.7	16'	2'30"	38.5									dune
B-9	30.94	0.583	0.24	2.45	97.6	107.4	0.62	9.76	0.101	11.0	53.1	"	0.97	0.24	0.075	117	3.4	16'	7'30"	34.4									"
B-10	32.31	0.437	0.351	2.92	97.6	102.8	0.58	9.34	0.122	11.0	73.9	"	0.93	0.48	0.11	97	2.2	19'	7'30"	44.1									"
*は山本より平野よりUPしてUPを求め こすり付け石俵																													

附表 9 粒径别流砂量

实验号 No. 1 工研					实验号 No. 2					实验号 No. 3					实验号 No. 4								
d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.05) (G=0.1217) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.05$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.05) (G=0.1217) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.05$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.05) (G=0.1217) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.05$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.05) (G=0.1217) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.05$				
5	0.7	0.007	2.5	0.165	0.0008	5	0.7	0.007	2.0	0.125	0.0008	5	0.7	0.007	2.0	0.125	0.0008	5	0.7	0.007	2.0	0.125	0.0008
10	1.1	0.008	9.5	0.005	0.0020	10	1.1	0.008	7.0	0.005	0.0001	10	1.1	0.008	7.0	0.005	0.0001	10	1.1	0.008	7.0	0.005	0.0001
17	1.5	0.009	19.0	0.007	0.0020	17	1.5	0.009	25.0	0.005	0.0020	17	1.5	0.009	25.0	0.005	0.0020	17	1.5	0.009	25.0	0.005	0.0020
25	1.9	0.010	23.0	0.061	0.0029	25	1.9	0.010	28.0	0.066	0.0026	25	1.9	0.010	28.0	0.066	0.0026	25	1.9	0.010	28.0	0.066	0.0026
35	2.4	1.271	14.0	0.050	0.0022	35	2.4	1.271	10.0	0.048	0.0010	35	2.4	1.271	10.0	0.048	0.0010	35	2.4	1.271	10.0	0.048	0.0010
45	2.7	1.492	10.0	0.040	0.0016	45	2.7	1.492	11.0	0.042	0.0008	45	2.7	1.492	11.0	0.042	0.0008	45	2.7	1.492	11.0	0.042	0.0008
55	3.2	1.768	22.0	0.036	0.0015	55	3.2	1.768	20.0	0.027	0.0004	55	3.2	1.768	20.0	0.027	0.0004	55	3.2	1.768	20.0	0.027	0.0004
实验号 No. 2					实验号 No. 5					实验号 No. 6					实验号 No. 7								
d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.01) (G=0.076) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.01$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.01) (G=0.076) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.01$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.01) (G=0.076) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.01$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.01) (G=0.076) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.01$				
5	0.7	0.007	2.0	0.150	0.0006	5	0.7	0.007	5.5	0.101	0.0007	5	0.7	0.007	5.5	0.101	0.0007	5	0.7	0.007	5.5	0.101	0.0007
10	1.1	0.008	12.0	0.085	0.0015	10	1.1	0.008	20.5	0.080	0.0007	10	1.1	0.008	20.5	0.080	0.0007	10	1.1	0.008	20.5	0.080	0.0007
17	1.5	0.009	14.5	0.070	0.0014	17	1.5	0.009	17.5	0.061	0.0006	17	1.5	0.009	17.5	0.061	0.0006	17	1.5	0.009	17.5	0.061	0.0006
25	1.9	0.010	18.5	0.055	0.0014	25	1.9	0.010	16.0	0.048	0.0005	25	1.9	0.010	16.0	0.048	0.0005	25	1.9	0.010	16.0	0.048	0.0005
35	2.4	1.271	12.0	0.046	0.0011	35	2.4	1.271	12.5	0.040	0.0004	35	2.4	1.271	12.5	0.040	0.0004	35	2.4	1.271	12.5	0.040	0.0004
45	2.7	1.492	10.0	0.039	0.0011	45	2.7	1.492	14.5	0.034	0.0003	45	2.7	1.492	14.5	0.034	0.0003	45	2.7	1.492	14.5	0.034	0.0003
55	3.2	1.768	20.0	0.034	0.0011	55	3.2	1.768	11.5	0.029	0.0002	55	3.2	1.768	11.5	0.029	0.0002	55	3.2	1.768	11.5	0.029	0.0002
实验号 No. 3					实验号 No. 6					实验号 No. 7					实验号 No. 8								
d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.08) (G=0.052) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.08$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.08) (G=0.052) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.08$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.08) (G=0.052) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.08$	d	d ₅₀	f(s) 泥沙	f(d) 河床	(U _s =1.08) (G=0.052) $\frac{U_s \cdot U_{s0}}{f(s) \cdot f(d)} = 1.08$				
5	0.7	0.007	9.0	0.118	0.0019	5	0.7	0.007	10.0	0.109	0.0007	5	0.7	0.007	10.0	0.109	0.0007	5	0.7	0.007	10.0	0.109	0.0007
10	1.1	0.008	22.0	0.075	0.0040	10	1.1	0.008	15.0	0.125	0.0006	10	1.1	0.008	15.0	0.125	0.0006	10	1.1	0.008	15.0	0.125	0.0006
17	1.5	0.009	14.0	0.055	0.0024	17	1.5	0.009	15.0	0.090	0.0005	17	1.5	0.009	15.0	0.090	0.0005	17	1.5	0.009	15.0	0.090	0.0005
25	1.9	0.010	11.0	0.044	0.0008	25	1.9	0.010	14.0	0.073	0.0005	25	1.9	0.010	14.0	0.073	0.0005	25	1.9	0.010	14.0	0.073	0.0005
35	2.4	1.271	7.5	0.036	0.0003	35	2.4	1.271	12.0	0.050	0.0004	35	2.4	1.271	12.0	0.050	0.0004	35	2.4	1.271	12.0	0.050	0.0004
45	2.7	1.492	5.0	0.031	0.0003	45	2.7	1.492	12.0	0.051	0.0004	45	2.7	1.492	12.0	0.051	0.0004	45	2.7	1.492	12.0	0.051	0.0004
55	3.2	1.768	2.5	0.026	0.0009	55	3.2	1.768	22.0	0.040	0.0003	55	3.2	1.768	22.0	0.040	0.0003	55	3.2	1.768	22.0	0.040	0.0003

实验序号 NO.7						实验序号 NO.10							
$(U_{\infty}=14.61) (G=1.68P)$						$(U_{\infty}=12.36) (G=0.07P)$							
ξ	d	$Q_{\text{流量}}$	$f(\xi)$ 流时	$f(\xi)$ 河床	$\frac{Q \times f(\xi) - f(\xi)}{P \times d} = U_{\infty} \times d - 2.65$	ξ	d	$Q_{\text{流量}}$	$f(\xi)$ 流时	$f(\xi)$ 河床	$\frac{Q \times f(\xi) - f(\xi)}{P \times d} = U_{\infty} \times d - 2.65$		
5	0.7	0.087	11.0	17.0	0.089	0.0403	5	0.7	0.087	6.0	16.0	0.085	0.0019
7	1.1	0.088	16.0	17.0	0.089	0.0023	7	1.1	0.088	12.0	16.5	0.086	0.0017
17	1.5	0.089	17.0	16.0	0.088	0.0010	17	1.5	0.089	19.0	16.5	0.083	0.0019
21	1.9	0.050	14.5	12.0	0.067	0.0255	21	1.9	0.050	20.0	14.0	0.050	0.0018
25	2.3	1.271	12.5	12.0	0.057	0.0237	25	2.3	1.271	14.0	7.0	0.041	0.0016
29	2.7	1.472	11.0	7.0	0.047	0.0177	29	2.7	1.472	12.0	7.0	0.045	0.0014
35	3.2	1.768	7.0	1.0	0.041	0.0016	35	3.2	1.768	15.0	17.0	0.040	0.0016
实验序号 NO.9						实验序号 NO.11							
$(U_{\infty}=15.03) (G=1.741)$						$(U_{\infty}=12.40) (G=0.446)$							
ξ	d	$Q_{\text{流量}}$	$f(\xi)$ 流时	$f(\xi)$ 河床	$\frac{Q \times f(\xi) - f(\xi)}{P \times d} = U_{\infty} \times d - 2.65$	ξ	d	$Q_{\text{流量}}$	$f(\xi)$ 流时	$f(\xi)$ 河床	$\frac{Q \times f(\xi) - f(\xi)}{P \times d} = U_{\infty} \times d - 2.65$		
5	0.7	0.087	10.0	16.0	0.080	0.0020	5	0.7	0.087	7.0	16.5	0.086	0.0026
7	1.1	0.088	16.0	17.0	0.087	0.0024	7	1.1	0.088	16.0	16.5	0.087	0.0011
17	1.5	0.089	16.5	15.0	0.083	0.0021	17	1.5	0.089	16.0	16.0	0.083	0.0014
21	1.9	0.050	12.5	12.0	0.074	0.0055	21	1.9	0.050	14.0	12.0	0.050	0.0077
25	2.3	1.271	12.0	11.0	0.067	0.0007	25	2.3	1.271	12.0	10.0	0.041	0.0066
29	2.7	1.472	1.0	7.0	0.052	0.0764	29	2.7	1.472	10.0	10.0	0.045	0.0047
35	3.2	1.768	17.0	20.0	0.064	0.0010	35	3.2	1.768	25.0	17.0	0.040	0.0052
实验序号 NO.9						实验序号 NO.12							
$(U_{\infty}=15.03) (G=2.12)$						$(U_{\infty}=14.40) (G=2.034)$							
ξ	d	$Q_{\text{流量}}$	$f(\xi)$ 流时	$f(\xi)$ 河床	$\frac{Q \times f(\xi) - f(\xi)}{P \times d} = U_{\infty} \times d - 2.65$	ξ	d	$Q_{\text{流量}}$	$f(\xi)$ 流时	$f(\xi)$ 河床	$\frac{Q \times f(\xi) - f(\xi)}{P \times d} = U_{\infty} \times d - 2.65$		
5	0.7	0.087	2.5	17.0	0.050	0.0003	5	0.7	0.087	9.0	17.0	0.080	0.0040
7	1.1	0.088	20.5	16.0	0.075	0.0072	7	1.1	0.088	15.0	17.0	0.087	0.0048
17	1.5	0.089	23.5	15.0	0.070	0.0064	17	1.5	0.089	17.5	16.0	0.085	0.0019
21	1.9	0.050	14.5	12.0	0.055	0.0006	21	1.9	0.050	13.5	13.0	0.057	0.0027
25	2.3	1.271	12.0	12.0	0.046	0.0027	25	2.3	1.271	10.0	10.0	0.056	0.0032
29	2.7	1.472	1.0	1.0	0.039	0.0023	29	2.7	1.472	12.0	7.0	0.047	0.0019
35	3.2	1.768	17.0	17.0	0.040	0.0019	35	3.2	1.768	25.0	17.0	0.040	0.0019

実験番号 No. 13

($U_0 = 16.0$) ($G = 2.100$)

山本 (T-2A-1)

d	Q_{Am}	$f(s) \rightarrow f(d)$	$f(s) \rightarrow f(d)$	$U_0/s \rightarrow f(d)$	$G \rightarrow f(s) \rightarrow f(d)$	d	Q_{Am}	$f(s)$	$f(d)$	$U_0/s \rightarrow f(d)$	$G \rightarrow f(s) \rightarrow f(d)$
5	0.2	16.0	16.0	0.250	0.0209	0.02	0.200	12	12	0.26	0.25
7	0.608	16.0	17.0	0.062	0.0425	0.04	0.606	20	27	0.422	1.12
17	0.829	14.0	17.0	0.118	0.0311	0.06	0.829	22	25	0.422	0.925
24	1.060	12.0	12.0	0.084	0.0210	0.08	1.022	18	12	0.339	0.829
25	1.271	12.0	11.0	0.077	0.0269	0.10	1.515	18	10	0.131	0.844
27	1.422	7.0	7.0	0.066	0.0210	0.12	1.818	8	7	0.159	0.818
28	1.768	21.0	18.0	0.056	0.0226	0.14	1.515	6	4	0.106	0.825
実験番号 No. 14											
d	Q_{Am}	$f(s) \rightarrow f(d)$	$f(s) \rightarrow f(d)$	$U_0/s \rightarrow f(d)$	$G \rightarrow f(s) \rightarrow f(d)$	d	Q_{Am}	$f(s)$	$f(d)$	$U_0/s \rightarrow f(d)$	$G \rightarrow f(s) \rightarrow f(d)$
5	0.7	16.0	16.0	0.228	0.0790	0.02	0.222	7	7	0.284	1.215
11	0.808	11.5	12.0	0.084	0.0624	0.04	0.808	11	26	0.282	0.805
17	0.829	14.0	15.0	0.104	0.0605	0.06	0.825	22	25	0.256	0.660
24	1.060	15.0	18.0	0.106	0.0566	0.08	1.127	18	18	0.131	0.822
25	1.271	12.0	10.0	0.088	0.0421	0.10	1.408	10	12	0.154	0.262
27	1.422	10.0	7.0	0.075	0.0250	0.12	1.890	7	7	0.127	0.262
28	1.768	22.0	17.0	0.062	0.0468	0.14	1.892	5	6	0.109	0.262
山下											
d	Q_{Am}	$f(s) \rightarrow f(d)$	$f(s) \rightarrow f(d)$	$U_0/s \rightarrow f(d)$	$G \rightarrow f(s) \rightarrow f(d)$	d	Q_{Am}	$f(s)$	$f(d)$	$U_0/s \rightarrow f(d)$	$G \rightarrow f(s) \rightarrow f(d)$
0.02	0.286	2.0	11.0	0.286	0.1288	0.02	0.286	12	7	1.232	2.231
0.05	0.626	6.0	11.0	0.212	0.2319	0.04	0.626	26	27	0.266	2.594
0.07	0.867	10.0	11.0	0.151	0.2761	0.06	0.867	25	28	0.1031	1.624
0.09	0.867	12.0	14.0	0.118	0.2024	0.08	1.076	18	14	0.1233	1.250
0.11	1.064	21.0	29.0	0.086	0.2066	0.10	1.471	10	12	0.2588	0.897
0.13	1.238	20.0	12.0	0.082	0.2725	0.12	1.785	6	6	0.225	0.897
0.15	1.429	15.0	11.0	0.071	0.2657	0.14	2.059	5	4	0.225	1.232
0.17	1.619	4.0	4.0	0.062	0.250						

T-2 (5-1) 本						T-2 (5-4)					
d	d/dm	f(s)	f(d)	(U ₀ =2.903) U ₀ ² /sgd	(g ₀ =0.229) g ₀ ² /U ₀ ² f(d)	d	d/dm	f(s)	f(d)	(U ₀ =4.247) U ₀ ² /sgd	(g ₀ =0.202) g ₀ ² /U ₀ ² f(d)
0.02	0.002	11	10	0.261	0.56P	0.02	0.020	16	10	0.264	0.502
0.04	0.004	25	21	0.100	0.201	0.04	0.040	26	27	0.267	0.274
0.06	0.006	22	26	0.087	0.114	0.06	0.060	23	23	0.265	0.240
0.08	0.008	14	12	0.065	0.085	0.08	0.080	11	14	0.264	0.277
0.10	0.010	11	10	0.052	0.110	0.10	0.100	10	10	0.271	0.284
0.12	0.012	8	6	0.040	0.111	0.12	0.120	6	8	0.263	0.260
0.14	0.014	6	4	0.037	0.107	0.14	0.140	4	4	0.272	0.274
T-2 (5-2)						T-2 (5-5)					
d	d/dm	f(s)	f(d)	(U ₀ =3.740) U ₀ ² /sgd	(g ₀ =0.086) g ₀ ² /U ₀ ² f(d)	d	d/dm	f(s)	f(d)	(U ₀ =4.716) U ₀ ² /sgd	(g ₀ =0.0284) g ₀ ² /U ₀ ² f(d)
0.02	0.020	7	9	0.480	0.28P	0.02	0.020	16	8	0.274	0.272
0.04	0.040	23	25	0.260	0.160	0.04	0.040	25	20	0.267	0.28P
0.06	0.060	28	25	0.160	0.280	0.06	0.060	24	24	0.265	0.268
0.08	0.080	14	14	0.120	0.266	0.08	0.080	11	15	0.264	0.260
0.10	0.100	11	10	0.076	0.235	0.10	0.100	9	8	0.277	0.262
0.12	0.120	8	8	0.080	0.227	0.12	0.120	7	6	0.232	0.265
0.14	0.140	5	6	0.069	0.217	0.14	0.140	5	1	0.199	0.264
T-2 (5-3)						T-2 (5-6)					
d	d/dm	f(s)	f(d)	(U ₀ =4.266) U ₀ ² /sgd	(g ₀ =0.160) g ₀ ² /U ₀ ² f(d)	d	d/dm	f(s)	f(d)	(U ₀ =4.697) U ₀ ² /sgd	(g ₀ =0.147) g ₀ ² /U ₀ ² f(d)
0.02	0.020	9	9	0.560	0.28P	0.02	0.020	4	7	0.292	0.268
0.04	0.040	25	25	0.281	0.28P	0.04	0.040	23	27	0.266	0.274
0.06	0.060	26	25	0.180	0.280	0.06	0.060	7	29	0.261	0.260
0.08	0.080	14	14	0.141	0.257	0.08	0.080	23	14	0.233	0.267
0.10	0.100	11	11	0.110	0.274	0.10	0.100	9	11	0.266	0.262
0.12	0.120	8	7	0.084	0.275	0.12	0.120	9	5	0.265	0.263
0.14	0.140	5	5	0.080	0.281	0.14	0.140	9	4	0.264	0.264
実験 (6-1)											
d	d/dm	f(s)	f(d)	(U ₀ =3.55) U ₀ ² /sgd	(g ₀ =0.07) g ₀ ² /U ₀ ² f(d)	d	d/dm	f(s)	f(d)	U ₀ ² /sgd	g ₀ ² /U ₀ ² f(d)
0.02	0.021	40	25	0.272	0.28P	0.02	0.020	12	15	0.269	0.27P
0.04	0.041	20	26	0.162	0.28P	0.04	0.040	8	6	0.268	0.28P
0.06	0.064	10	10	0.083	0.232						
0.12	0.129	10	10	0.063	0.28P						

實驗(6-2)				$(U_x = 0.88)$ $(\beta_s = 0.06)$			
d	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$U_x^2/s^2 d$	$\beta_s/U_x d$	$f_s(d)$	$f(d)$
0.02	0.26	22	26	0.334	0.620		
0.05	0.62	26.5	19	0.169	0.277		
0.08	0.81	11.0	10.5	0.110	0.148		
0.12	1.20	11.5	12.0	0.074	0.118		
0.20	1.72	14	17.5	0.047	0.056		
0.30	2.58	6	10	0.031	0.031		
實驗(6-3)				$(U_x = 4.44)$ $(\beta_s = 0.17)$			
d	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$U_x^2/s^2 d$	$\beta_s/U_x d$	$f_s(d)$	$f(d)$
0.08	0.26	22	20	0.476	1.096		
0.05	0.62	19	23	0.342	0.550		
0.08	0.81	10	11	0.157	0.392		
0.12	1.20	11	12	0.107	0.267		
0.20	1.72	20	17	0.067	0.216		
0.30	2.58	8	7	0.044	0.140		
實驗(6-4)				$(U_x = 5.01)$ $(\beta_s = 0.23)$			
d	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$U_x^2/s^2 d$	$\beta_s/U_x d$	$f_s(d)$	$f(d)$
0.02	0.26	25	24	0.554	1.206		
0.05	0.62	23	22	0.382	0.820		
0.08	0.81	10	11	0.180	0.448		
0.12	1.20	15	11	0.124	0.557		
0.20	1.72	17.5	15	0.078	0.268		
0.30	2.58	6.5	7	0.052	0.142		
實驗(6-5)				$(U_x = 6.58)$ $(\beta_s = 0.42)$			
d	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$U_x^2/s^2 d$	$\beta_s/U_x d$	$f_s(d)$	$f(d)$
0.02	0.26	27	27	0.956	2.708		
0.05	0.62	22	27.5	0.487	0.728		
0.08	0.81	11	12.5	0.215	0.441		
0.12	1.20	10	12	0.146	0.426		
0.20	1.72	14	14	0.096	0.446		
0.30	2.58	6	8	0.069	0.211		

實驗 2-1	d	f(d)	f _s (d)	T _{xi}	$\frac{f_s - f(d)}{f(d)}$	實驗 2-4	d	f(d)	f _s (d)	T _{xi}	$\frac{f_s - f(d)}{f(d)}$			
d/d _m	mm				$(U=663\%) (35=1.225\%)$	d/d _m	mm				$(U=425\%) (35=1.225\%)$			
0.34	0.225	36.0	20	1.21	0.363	0.19	0.225	37.5	26.2	0.49	0.382			
0.60	0.400	24.4	23.8	0.68	0.382	0.54	0.400	19.9	24.5	0.28	0.382	✓		
0.97	0.650	16.6	26.2	0.42	0.382	0.55	0.650	13.5	21.1	0.17	0.382			
1.49	1.0	8.9	12.6	0.27	0.382	0.84	1.0	8.1	2.9	0.11	0.382			
2.39	1.6	6.9	11.4	0.17	0.382	1.34	1.6	7.0	2.7	0.07	0.382			
4.48	2.0	2.7	4.2	0.09	0.382	2.52	2.0	5.2	2.4	0.04	0.382			
		2.5	1.8					8.8	1.2					
實驗 2-2	d	f(d)	f _s (d)	T _{xi}	$\frac{f_s - f(d)}{f(d)}$	實驗 2-5	d	f(d)	f _s (d)	T _{xi}	$\frac{f_s - f(d)}{f(d)}$			
d/d _m					$(U=5.10\%) (35=0.382\%)$	d/d _m					$(U=4.42\%) (35=0.382\%)$			
0.36	0.225	41.0	22.9	0.71	0.382	0.183	0.225	34.8	29.0	0.54	0.382			
0.65	0.400	24.7	22.8	0.40	0.382	0.33	0.400	17.2	23.0	0.30	0.382			
1.05	0.650	12.4	23.1	0.25	0.382	0.53	0.650	14.5	21.7	0.19	0.382	✓		
1.61	1.0	8.1	12.5	0.16	0.382	0.81	1.0	8.8	12.5	0.12	0.382			
2.58	1.6	2.8	11.7	0.10	0.382	1.30	1.6	7.8	10.3	0.08	0.382			
4.84	2.0	3.0	4.5	0.05	0.382	2.44	2.0	6.3	2.1	0.04	0.382			
		2.0	1.2					7.6	2.4					
實驗 2-3	d	f(d)	f _s (d)	T _{xi}	$\frac{f_s - f(d)}{f(d)}$ <td>實驗 2-6</td> <td>d</td> <th>f(d)</th> <th>f_s(d)</th> <th>T_{xi}</th> <th>$\frac{f_s - f(d)}{f(d)}$</th> <td></td> <td></td> <td></td>	實驗 2-6	d	f(d)	f _s (d)	T _{xi}	$\frac{f_s - f(d)}{f(d)}$			
d/d _m					$(U=6.03\%) (35=0.382\%)$	d/d _m					$(U=6.55\%) (35=0.382\%)$			
0.31	0.225	36.0	26.5	0.70	0.382	0.148	0.225	29.3	25.8	0.56	0.382			
0.56	0.400	22.1	22.5	0.39	0.382	0.26	0.400	19.9	27.2	0.32	0.382			
0.93	0.650	14.7	21.0	0.24	0.382	0.43	0.650	14.0	25.5	0.20	0.382			
1.39	1.0	10.3	12.8	0.16	0.382	0.66	1.0	8.1	2.8	0.13	0.382			
2.22	1.6	7.5	11.2	0.10	0.382	1.05	1.6	6.6	10.0	0.08	0.382			
4.17	2.0	4.5	2.8	0.05	0.382	1.97	2.0	7.0	2.5	0.04	0.382			
		2.0	1.2					2.6	1.2					

实验 2-7	d mm	f(d)	f _s (d)	T _{gi}	$\frac{f_s}{f(d)}$
d/d _m					
0.16	0.225	31.0	30.7	0.49	0.170
0.28	0.400	17.2	16.0	0.28	0.164
0.45	0.650	12.8	12.5	0.17	0.111
0.69	1.0	7.5	12.2	0.11	0.073
1.10	1.6	5.5	9.2	0.07	0.030
2.07	2.0	2.0	2.4	0.04	0.0205
		1.0	0		
实验 2-8	d	f(d)	f _s (d)	T _{gi}	$\frac{f_s}{f(d)}$
d/d _m	mm				
0.10	0.225	15.0	33.3	0.41	0.107
0.19	0.400	16.8	15.0	0.23	0.071
0.30	0.650	10.0	12.7	0.14	0.052
0.47	1.0	7.3	12.0	0.09	0.030
0.74	1.6	7.7	5.6	0.06	0.0078
1.40	2.0	1.6	2.4	0.03	0.0012
		20.4	17		
实验 2-9	d	f(d)	f _s (d)	T _{gi}	$\frac{f_s}{f(d)}$
d/d _m	mm				
0.08	0.225	12.5	22.0	0.28	0.117
0.14	0.400	10.1	22.2	0.16	0.071
0.23	0.650	7.1	12.9	0.10	0.048
0.35	1.0	2.4	10.3	0.06	0.017
0.57	1.6	11.4	7.9	0.04	0.0064
1.06	2.0	1.0	2.1	0.02	0.0029
		27.5	0		

山本

実験 S-1-1						実験 S-1-4					
d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_x/sadi$	$\eta_s/\frac{f_s(d)}{u_x d_i f(d)}$	d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_x/sadi$	$\eta_s/\frac{f_s(d)}{u_x d_i f(d)}$
0.2	0.111	24	11	1.080	4.124	0.2	0.105	19.5	11	1.045	5.052
0.45	0.250	20	27	0.480	1.844	0.45	0.237	20	16	0.464	1.583
0.8	0.444	25	6.5	0.270	1.817	0.8	0.421	25	27	0.261	0.660
1.5	0.833	15	11.5	0.144	0.329	1.5	0.789	15.5	19.5	0.139	0.302
3	1.667	11	33	0.072	0.042	3	1.579	13	15.5	0.070	0.159
5.5	3.056	4.5	7	0.039	0.044	5.5	2.895	5.5	8.5	0.038	0.067
9	5.000	0.5	4	0.024	0.005	9	4.737	1	5.5	0.023	0.012
実験 S-1-2						実験 S-1-5					
d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_x/sadi$	$\eta_s/\frac{f_s(d)}{u_x d_i f(d)}$	d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_x/sadi$	$\eta_s/\frac{f_s(d)}{u_x d_i f(d)}$
0.2	0.111	28	12.5	0.900	3.226	0.2	0.118	24	6	1.105	4.760
0.45	0.250	21	21.5	0.400	0.625	0.45	0.265	21.5	14.5	0.491	0.784
0.8	0.444	21	26	0.225	0.291	0.8	0.471	18.5	28.5	0.276	0.193
1.5	0.833	14	14	0.120	0.192	1.5	0.882	16.5	22	0.147	0.119
3	1.667	11	13	0.060	0.081	3	1.765	12.5	19	0.074	0.052
5.5	3.056	4	7	0.033	0.030	5.5	3.235	5.5	8	0.040	0.030
9	5.000	1	6	0.020	0.005	9	5.294	1.5	2	0.025	0.020
実験 S-1-3						実験 S-2-1					
d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_x/sadi$	$\eta_s/\frac{f_s(d)}{u_x d_i f(d)}$	d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_x/sadi$	$\eta_s/\frac{f_s(d)}{u_x d_i f(d)}$
0.2	0.100	20	7	1.100	3.429	0.2	0.087	19	18	0.437	1.578
0.45	0.225	19	16.5	0.488	0.614	0.45	0.196	19	14.5	0.194	0.871
0.8	0.400	24	27	0.275	0.267	0.8	0.348	25.5	15.5	0.109	0.615
1.5	0.750	17.5	18	0.147	0.156	1.5	0.652	17.5	13	0.058	0.268
3	1.500	12.5	16.5	0.073	0.061	3	1.304	12.5	16.5	0.029	0.076
5.5	2.750	6	8	0.040	0.033	5.5	2.391	5	10.5	0.016	0.026
9	4.500	1	5	0.024	0.005	9	3.913	0.5	10.5	0.010	0.002

實驗 S-2-2						實驗 S-2-5					
d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	U_{s^2}/s_{sdi}	$g_s/\frac{f_s(d)}{U_{sdi} f(d)}$	d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	U_{s^2}/s_{sdi}	$g_s/\frac{f_s(d)}{U_{sdi} f(d)}$
0.2	0.111	14.5	15.5	0.486	1.263	0.2	0.143	15.5	9	0.770	2.773
0.45	0.250	24	18	0.216	0.800	0.45	0.321	23	21	0.342	0.784
0.8	0.444	30	24	0.122	0.422	0.8	0.571	28	30	0.193	0.376
1.5	0.833	17.5	13.5	0.065	0.233	1.5	1.071	16.5	19.5	0.103	0.182
3	1.667	9	14.5	0.032	0.056	3	2.143	11.5	11.5	0.051	0.107
5.5	3.056	3	7	0.018	0.021	5.5	3.929	4	5	0.028	0.047
9	5.000	1	6	0.011	0.005	9	6.429	0.5	3	0.017	0.006
實驗 S-2-3						實驗 S-3-1					
d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	U_{s^2}/s_{sdi}	$g_s/\frac{f_s(d)}{U_{sdi} f(d)}$	d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	U_{s^2}/s_{sdi}	$g_s/\frac{f_s(d)}{U_{sdi} f(d)}$
0.2	0.091	18	9	0.715	2.200	0.2	0.118	19	13	0.561	2.360
0.45	0.205	20	19	0.318	0.515	0.45	0.265	23	18	0.249	0.917
0.8	0.364	28	29	0.179	0.266	0.8	0.471	27	25	0.140	0.404
1.5	0.682	17.5	14.5	0.095	0.177	1.5	0.882	17	15	0.075	0.244
3	1.364	11.5	20.5	0.048	0.041	3	1.765	9.5	12.5	0.037	0.082
5.5	2.500	3.5	10	0.026	0.014	5.5	3.235	3	6.5	0.020	0.027
9	4.091	1	7	0.016	0.003	9	5.294	0.5	6	0.012	0.003
實驗 S-2-4						實驗 S-3-2					
d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	U_{s^2}/s_{sdi}	$g_s/\frac{f_s(d)}{U_{sdi} f(d)}$	d_i mm	d_i/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	U_{s^2}/s_{sdi}	$g_s/\frac{f_s(d)}{U_{sdi} f(d)}$
0.2	0.087	18	17	0.713	1.826	0.2	0.118	15.5	15.5	0.451	1.700
0.45	0.196	24	18	0.317	1.022	0.45	0.265	22	20	0.200	0.831
0.8	0.348	26	16.5	0.178	0.680	0.8	0.471	30	24	0.113	0.531
1.5	0.652	15.5	12	0.095	0.297	1.5	0.882	18	14.5	0.060	0.281
3	1.304	11.5	15.5	0.048	0.085	3	1.765	10	14	0.030	0.081
5.5	2.391	4.5	10.5	0.026	0.027	5.5	3.235	3.5	6	0.016	0.036
9	3.913	0.5	9.5	0.016	0.002	9	5.294	0.5	5	0.010	0.004

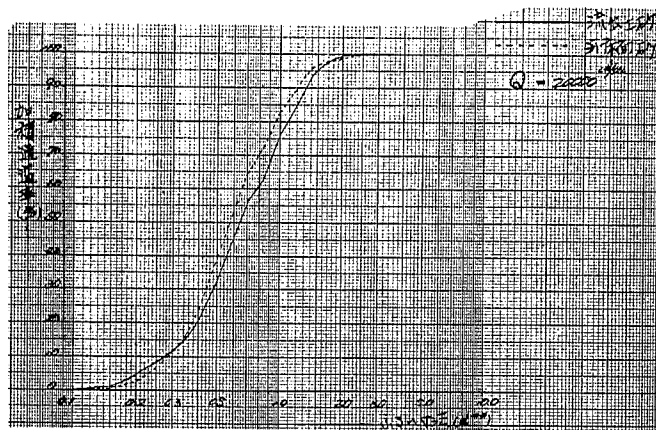
実験 S-3-3						実験 S-4-1					
d_i mm	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_{sg}^2/s_g d_i$	$g_s/u_{sg} \cdot f_s(d)/f(d)$	d_i mm	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_{sg}^2/s_g d_i$	$g_s/u_{sg} \cdot f_s(d)/f(d)$
0.2	0.111	24	9	0.504	3.600	0.2	0.111	22	9	1.080	9.240
0.45	0.250	21.5	17.5	0.224	0.737	0.45	0.250	23.5	14.5	0.480	2.723
0.8	0.444	22	19.5	0.126	0.381	0.8	0.444	24	27.5	0.270	0.825
1.5	0.833	13.5	19	0.067	0.128	1.5	0.833	12	19.5	0.144	0.310
3	1.667	12.5	12	0.034	0.094	3	1.667	12	20	0.072	0.151
5.5	3.056	4.5	6	0.018	0.037	5.5	3.056	3.5	7.5	0.039	0.064
9	5.000	0.5	6	0.011	0.002	9	5.000	1	2	0.024	0.042
実験 S-3-4						実験 S-4-2					
d_i mm	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_{sg}^2/s_g d_i$	$g_s/u_{sg} \cdot f_s(d)/f(d)$	d_i mm	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_{sg}^2/s_g d_i$	$g_s/u_{sg} \cdot f_s(d)/f(d)$
0.2	0.167	20	7.5	0.684	5.600	0.2					
0.45	0.375	21.5	17.5	0.304	1.147	0.45					
0.8	0.667	27.5	35	0.171	0.412	0.8					
1.5	1.250	15	22	0.091	0.191	1.5					
3	2.500	10.5	13.5	0.046	0.109	3					
5.5	4.583	3.5	4	0.025	0.067	5.5					
9	7.500	1	0.5	0.015	0.033	9					
実験 S-3-5						実験 S-4-3					
d_i mm	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_{sg}^2/s_g d_i$	$g_s/u_{sg} \cdot f_s(d)/f(d)$	d_i mm	d/d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	$u_{sg}^2/s_g d_i$	$g_s/u_{sg} \cdot f_s(d)/f(d)$
0.2	0.154	18	13	0.754	3.060	0.2	0.105	14	6	1.406	5.320
0.45	0.346	20	25	0.335	0.786	0.45	0.237	17	14	0.625	1.230
0.8	0.615	24.5	19.5	0.189	0.694	0.8	0.421	24	27.5	0.352	0.497
1.5	1.154	16.5	15.5	0.101	0.314	1.5	0.789	15	20	0.188	0.228
3	2.308	14	10	0.050	0.206	3	1.579	19	20.5	0.094	0.141
5.5	4.231	5	4.5	0.027	0.089	5.5	2.895	8	8.5	0.051	0.078
9	6.923	1	2.5	0.017	0.020	9	4.737	2	3.5	0.031	0.029

流砂のグググなし

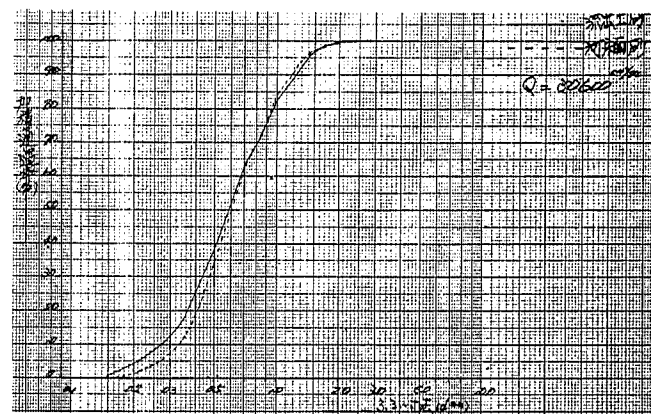
实验 5-4-1							
	d_i / mm	d_i / d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	u_s / s_{gd}	$s_s / u_{nd} \cdot \frac{f_s(d)}{f(d)}$	
	0.2	0.125	13.5	8.5	1.440	6.099	
	0.45	0.281	19.5	18.5	0.640	1.799	
	0.8	0.500	25	26.5	0.360	0.906	
	1.5	0.938	17	18	0.192	0.484	
	3	1.875	16.5	20	0.096	0.211	
	5.5	3.438	7.5	7.5	0.052	0.140	
	9	5.625	1	0.5	0.032	0.171	
实验 5-4-5							
	d_i / mm	d_i / d_m	$f_s(d)$	$f(d)$	u_s / s_{gd}	$s_s / u_{nd} \cdot \frac{f_s(d)}{f(d)}$	
	0.2	0.118	20.5	9	1.301	5.615	
	0.45	0.265	21	16.5	0.578	1.394	
	0.8	0.471	22.5	25.5	0.325	0.544	
	1.5	0.882	16	20	0.173	0.263	
	3	1.765	13	20	0.087	0.107	
	5.5	3.235	4.5	7	0.047	0.058	
	9	5.294	1.5	2	0.029	0.041	

付

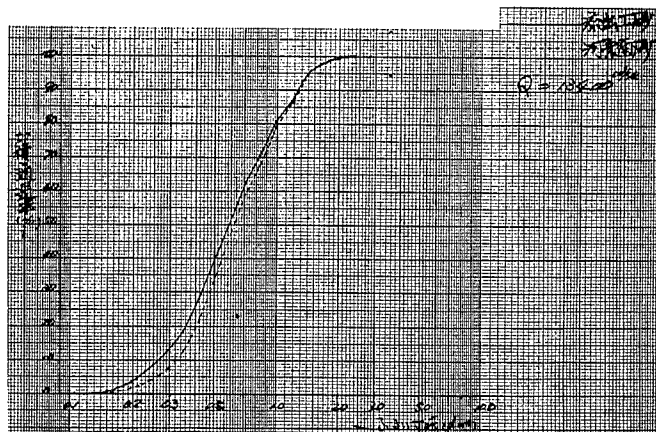




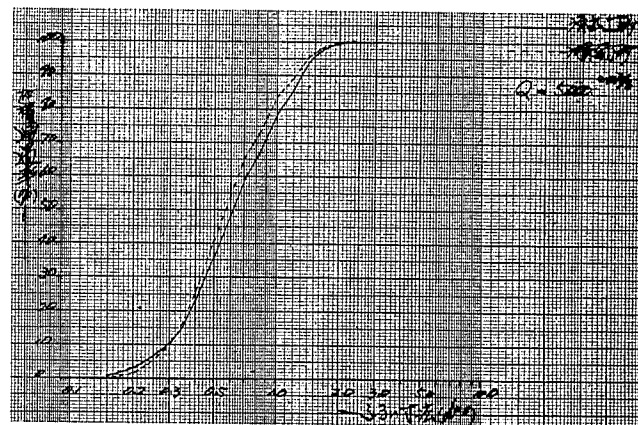
付图 1 粒径加积曲线图 实验 4-1



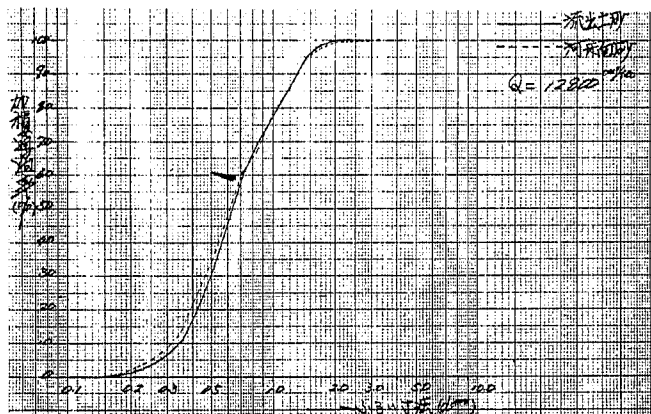
付图 3 粒径加积曲线图 实验 4-3



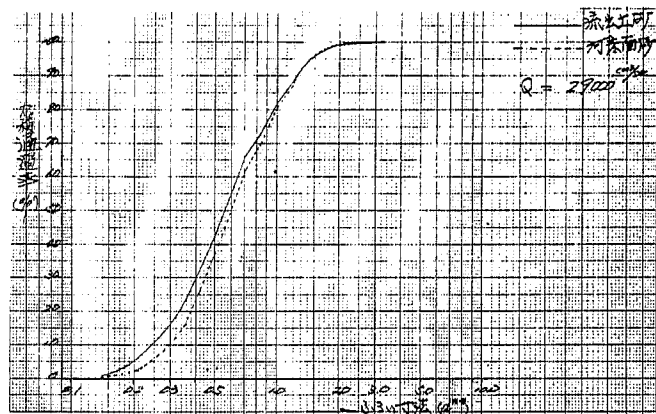
付图 2 粒径加积曲线图 实验 4-2



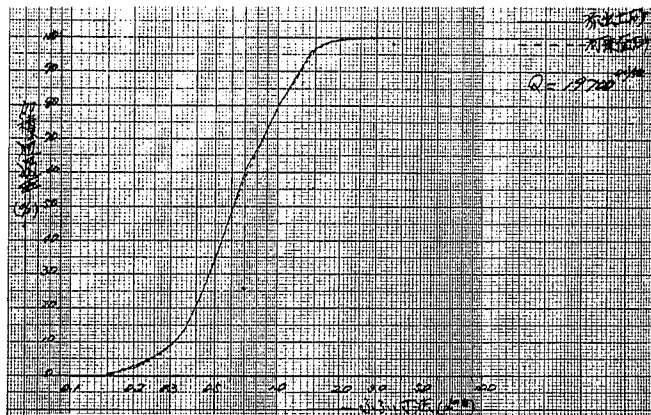
付图 4 粒径加积曲线图 实验 5-1



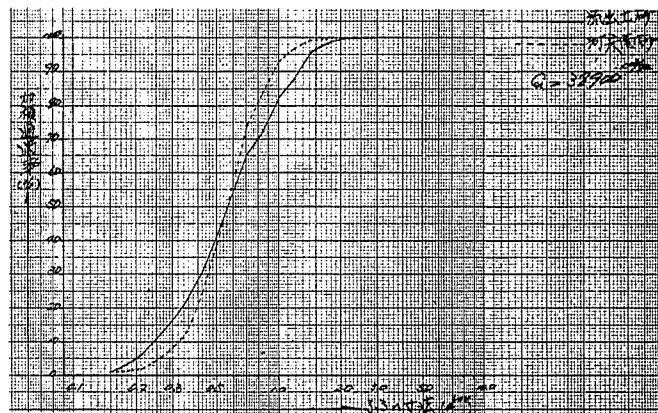
付图 5 粒径加積曲線圖 実験 5-2



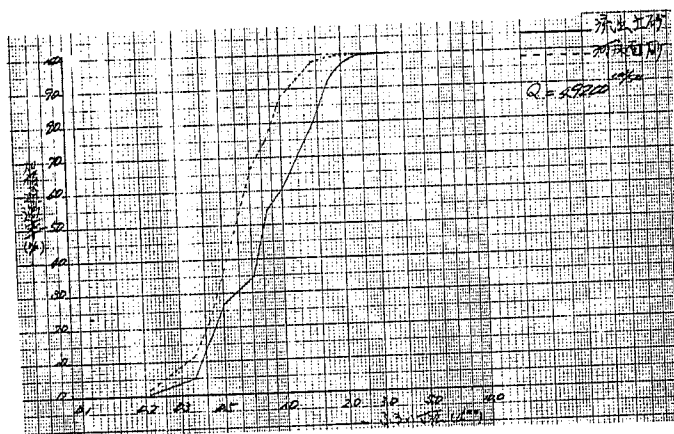
付图 7 粒径加積曲線圖 実験 5-4



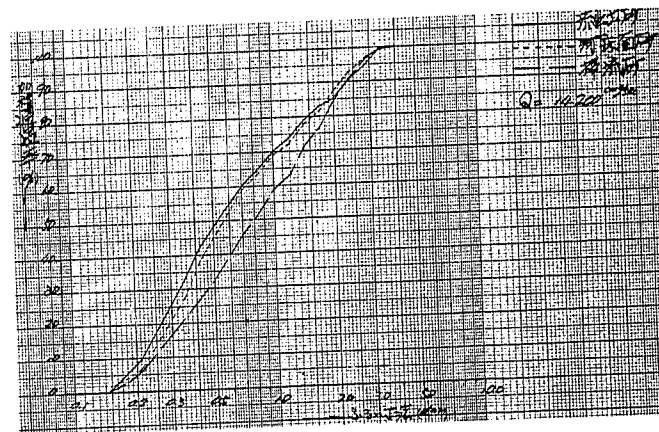
付图 6 粒径加積曲線圖 実験 5-3



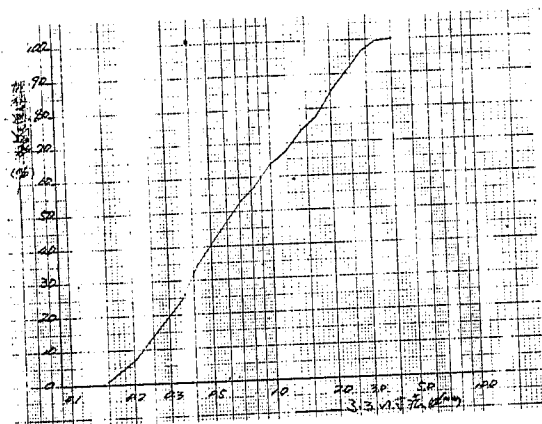
付图 8 粒径加積曲線圖 実験 5-5



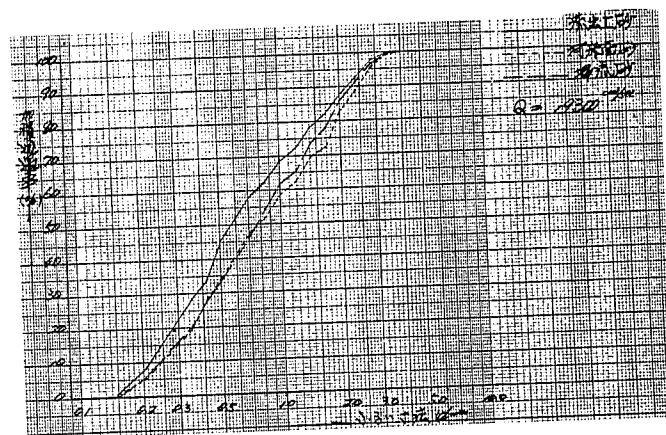
付图 9 粒径加積曲線图 実験 5-6



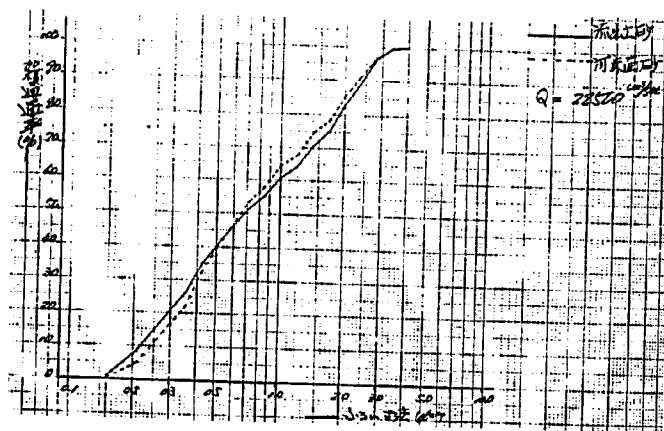
付图 11 粒径加積曲線图 実験 6-1



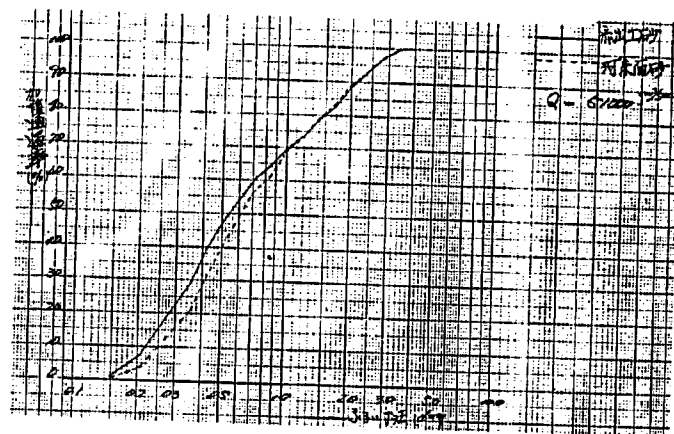
付图 10 粒径加積曲線图 実験前 (実験 6)



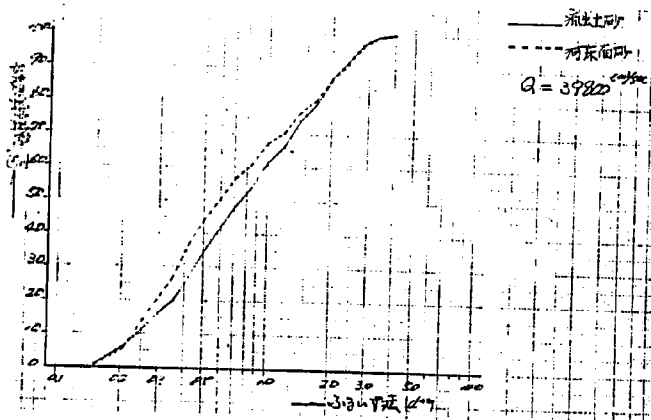
付图 12 粒径加積曲線图 実験 6-2



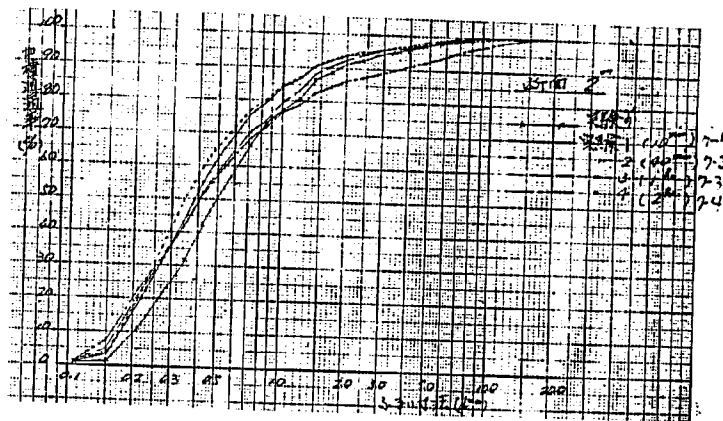
付図 13 粒径加積曲線図 実験 6-3



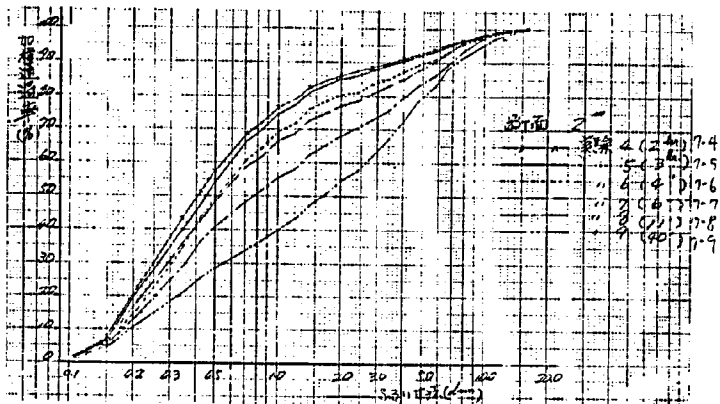
付図 15 粒径加積曲線図 実験 6-5



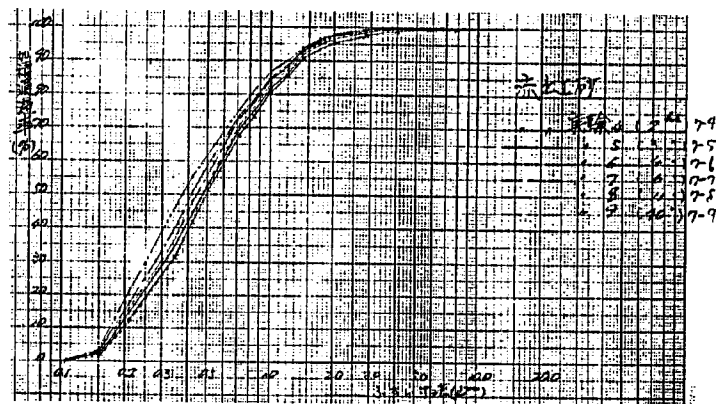
付図 14 粒径加積曲線図 実験 6-4



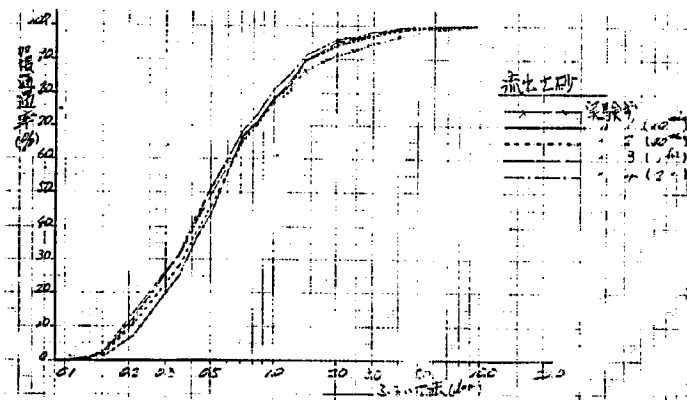
付図 16 粒度分布の時間的変化図 実験 7-1 ~ 7-4



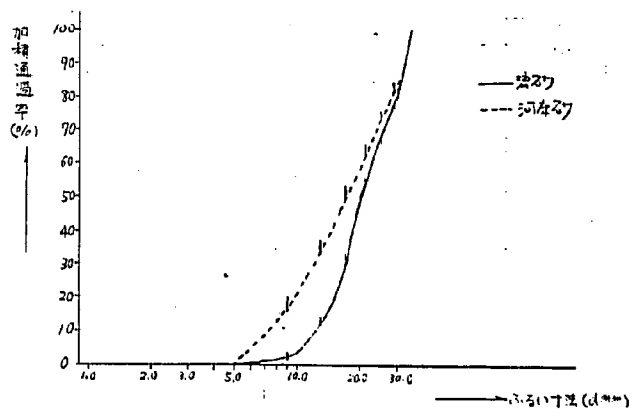
付図 17 粒度分布の時間的变化図 実験 7-4 ~ 7-9



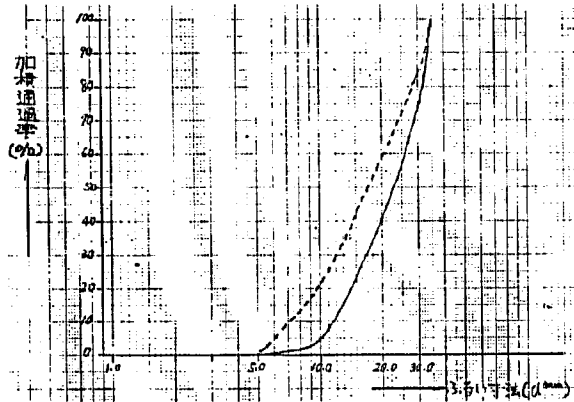
付図 19 粒度分布の時間的变化図 実験 7-4 ~ 7-9



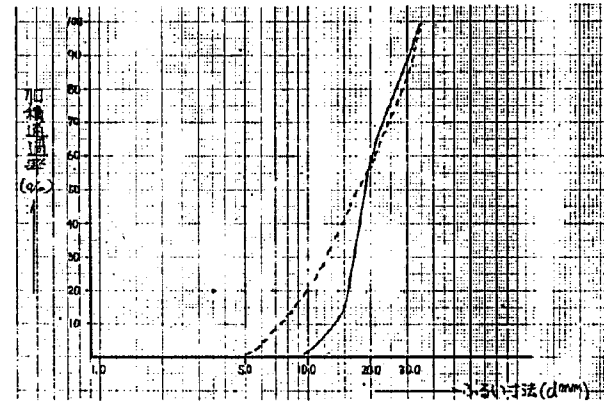
付図 18 粒度分布の時間的变化図 実験 7-1 ~ 7-4



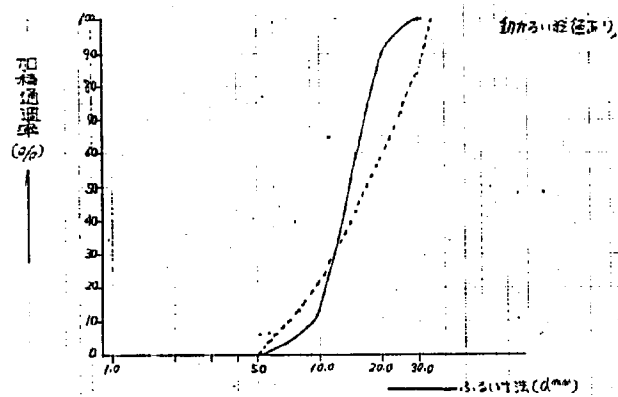
付図 20 5/7 実験番号 No. 1



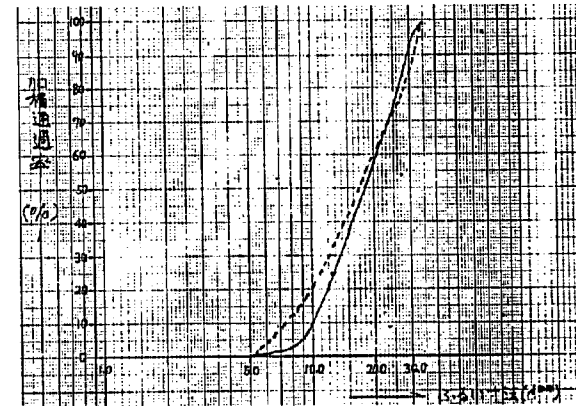
付図 21 5/8 実験番号 No 2



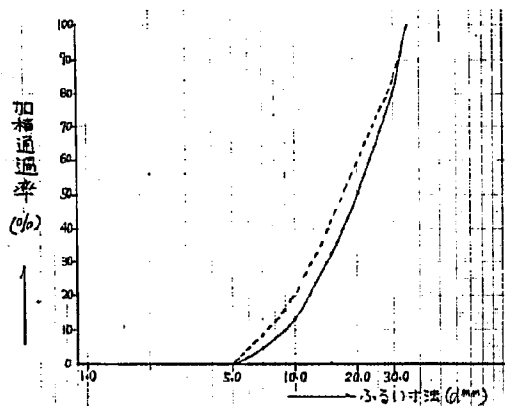
付図 23 5/11 実験番号 No 4



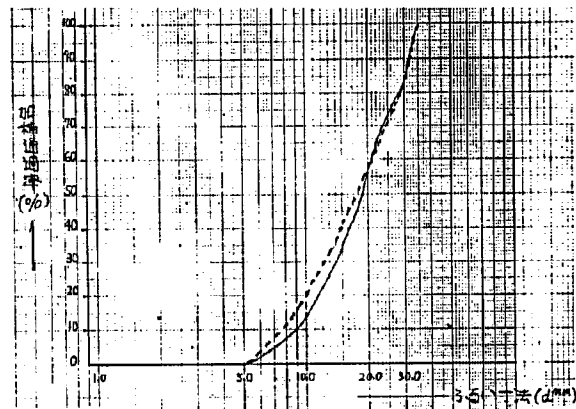
付図 22 5/10 実験番号 No 3



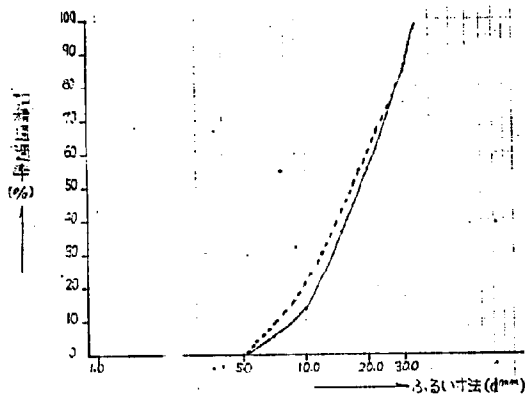
付図 24 5/23 実験番号 No 5



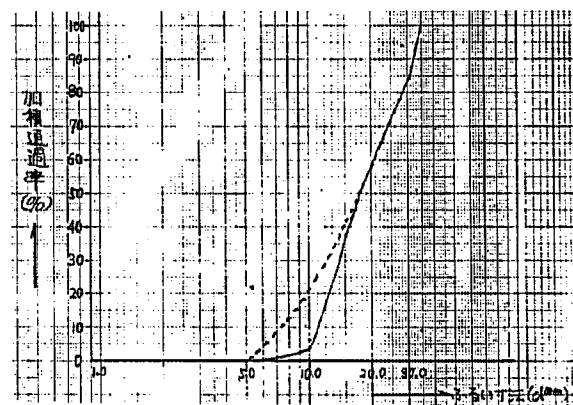
付図 25 6/5 実験番号 No. 6



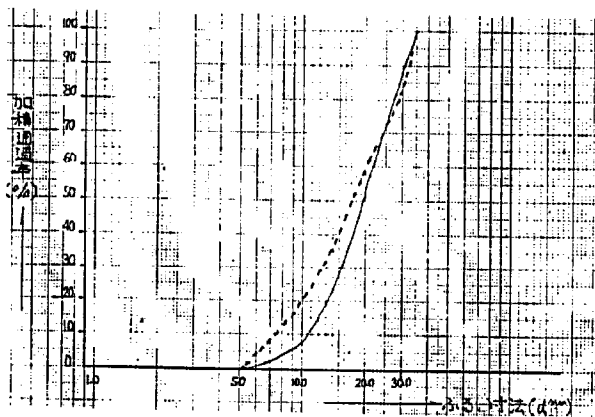
付図 27 7/3 実験番号 No. 8



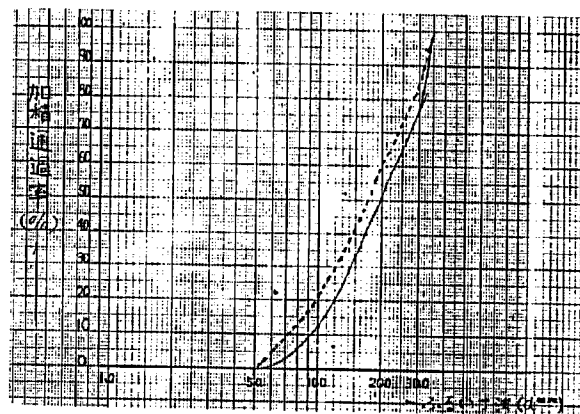
付図 26 7/16 実験番号 No. 7



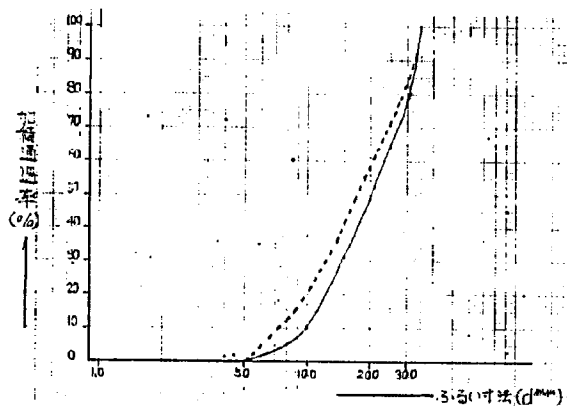
付図 28 7/3 実験番号 No. 9



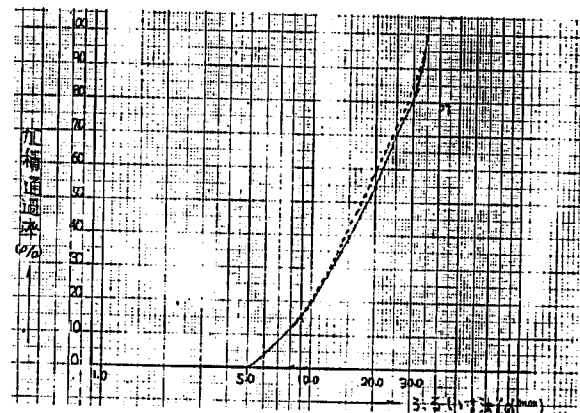
付図 29 7/13 実験番号 No 10



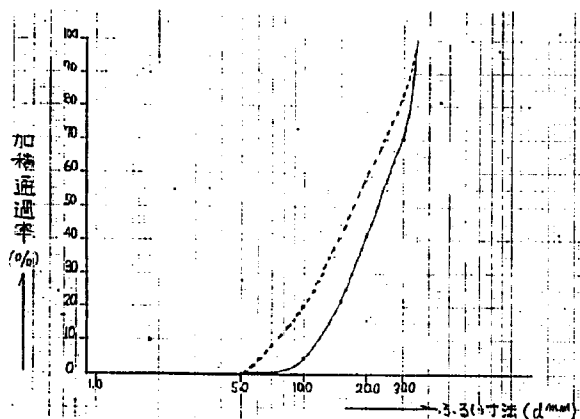
付図 31 7/26 No 12



付図 30 7/16 No 11

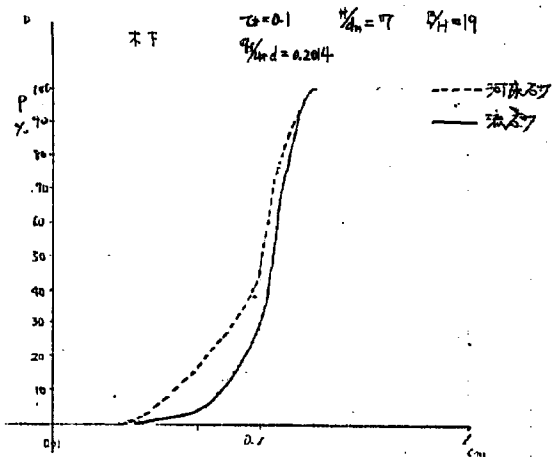


付図 32 7/31 No 13

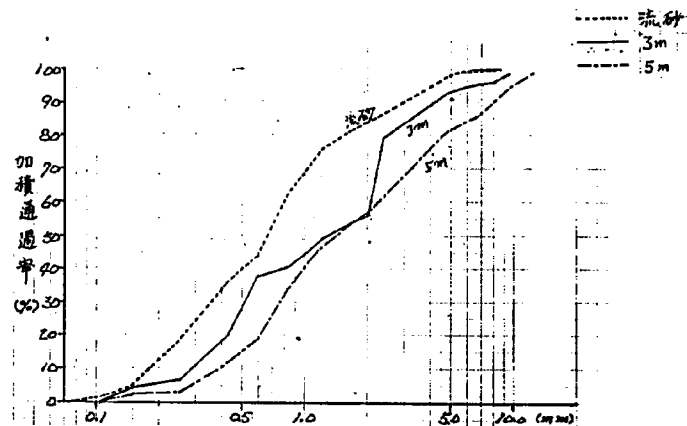


付図 33 9/4

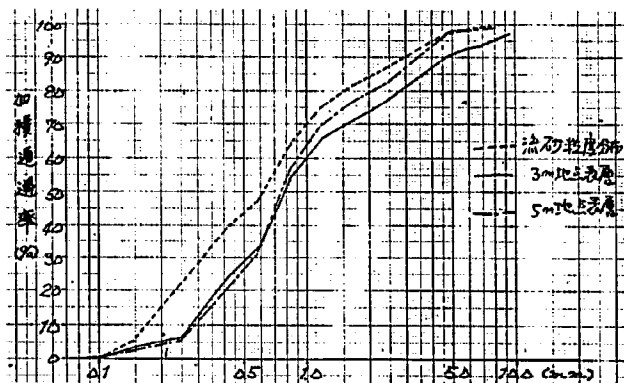
Na 14



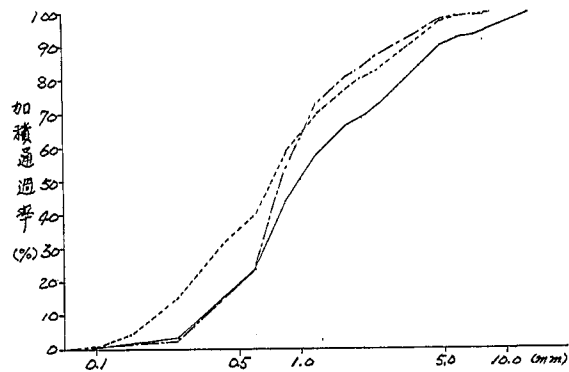
付図 34 木下



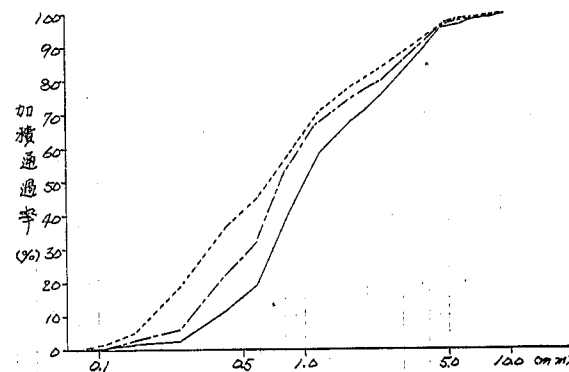
付図 35 ケース S-1-1



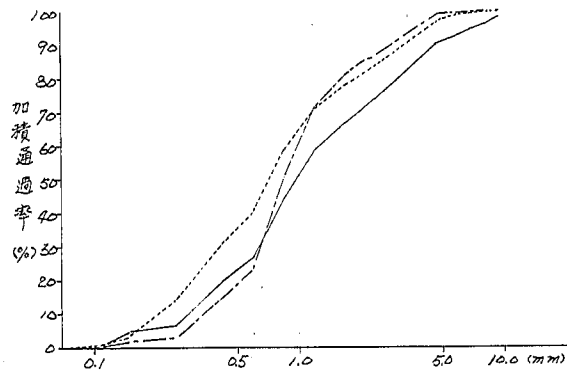
付図 36 ケース S-1-2



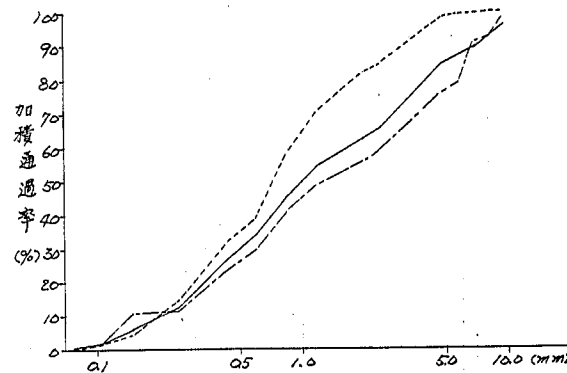
付図 37 ケース S-1-3



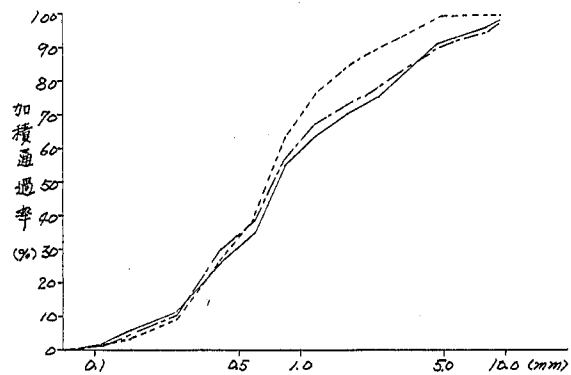
付図 39 ケース S-1-5



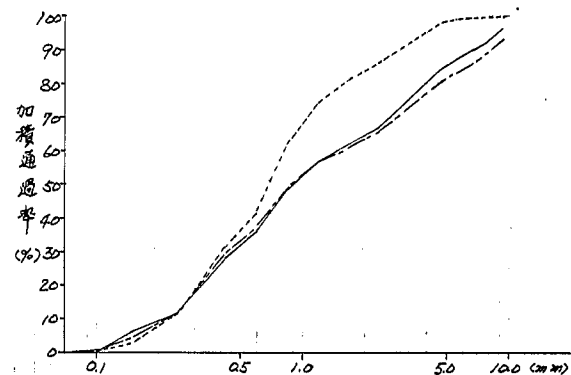
付図 38 ケース S-1-4



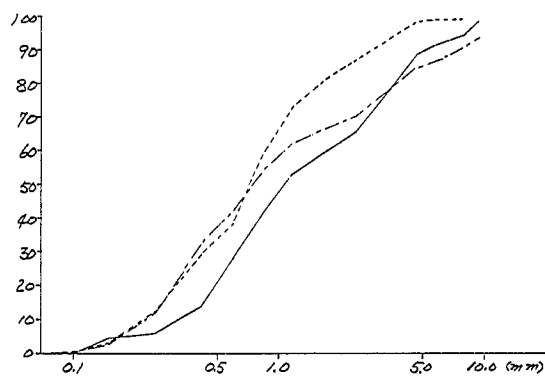
付図 40 ケース S-2-1



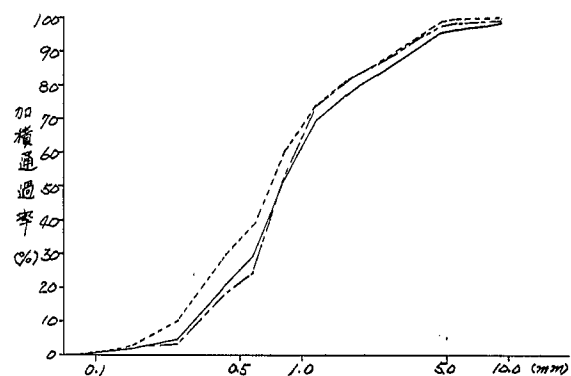
付図41 ケース S-2-2



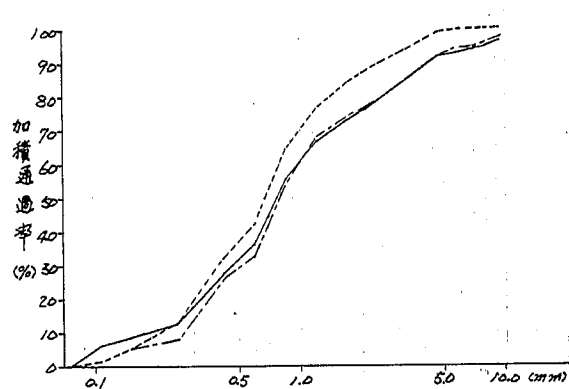
付図43 ケース S-2-4



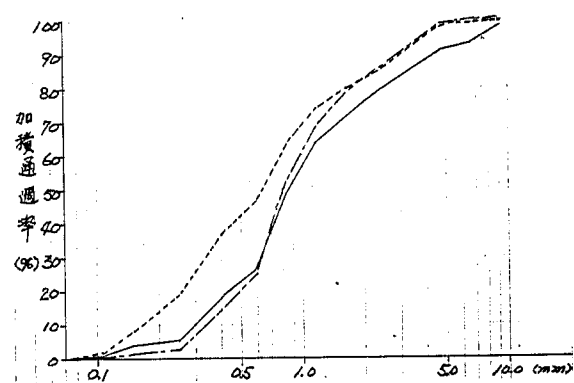
付図42 ケース S-2-3



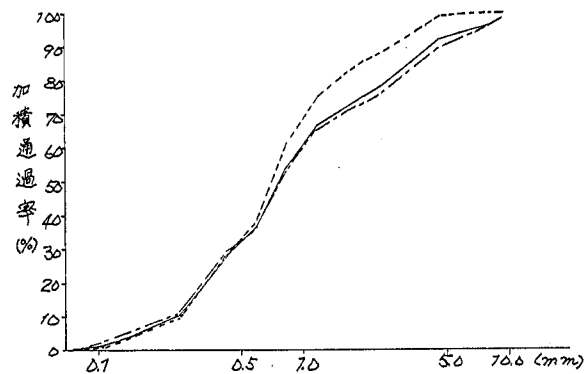
付図44 ケース S-2-5



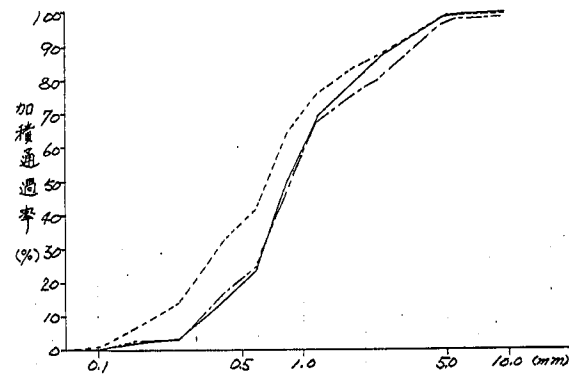
付図 45 ケース S-3-1



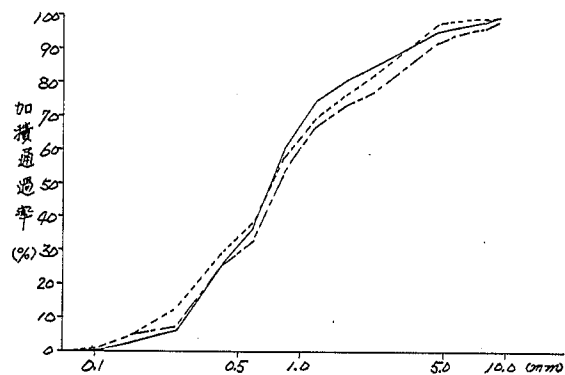
付図 47 ケース S-3-3



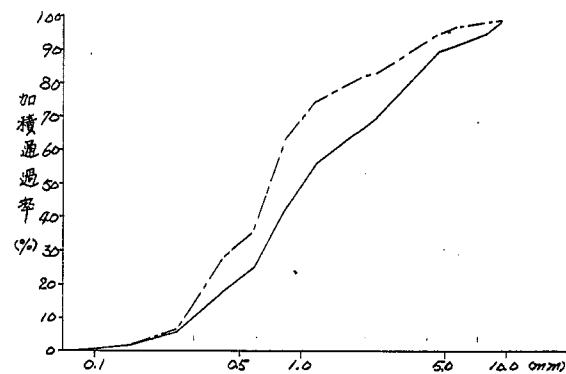
付図 46 ケース S-3-2



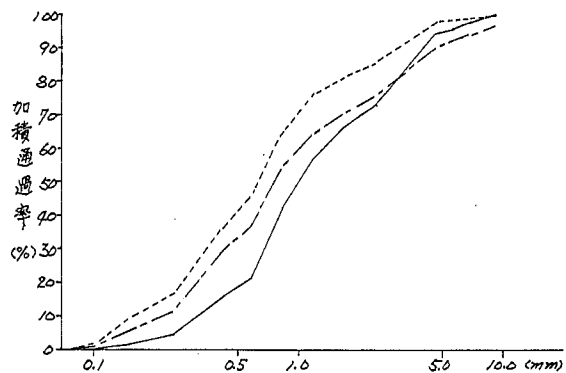
付図 48 ケース S-3-4



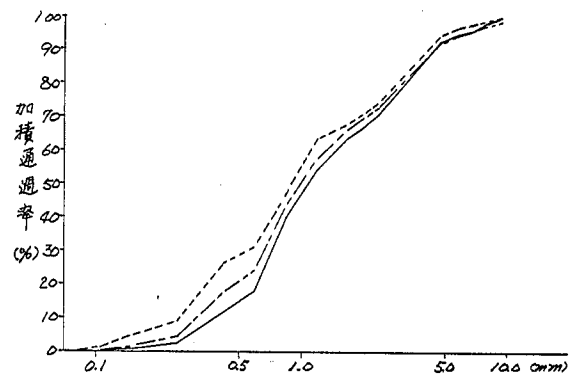
付図 49 ケース S-3-5



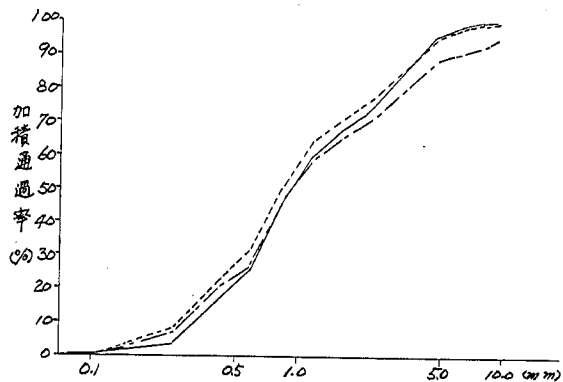
付図 51 ケース S-4-2



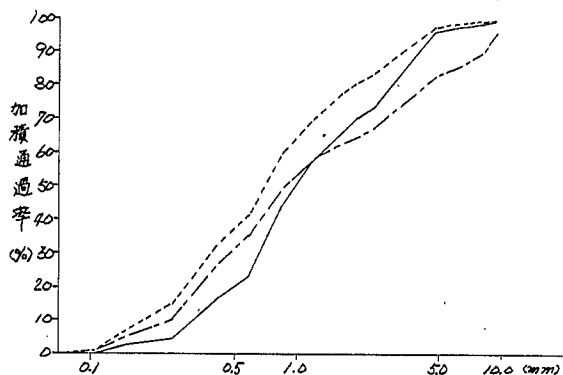
付図 50 ケース S-4-1



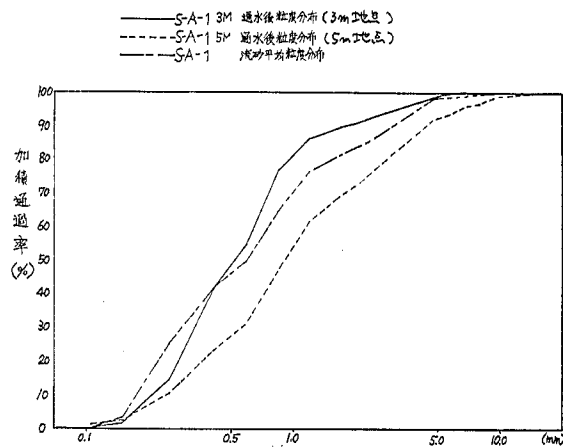
付図 52 ケース S-4-3



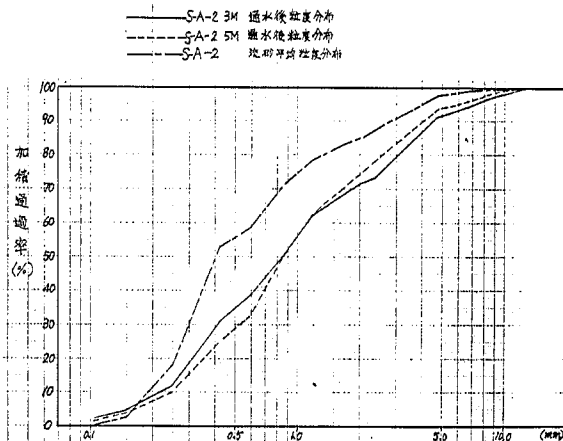
付図 53 ケース S-4-4



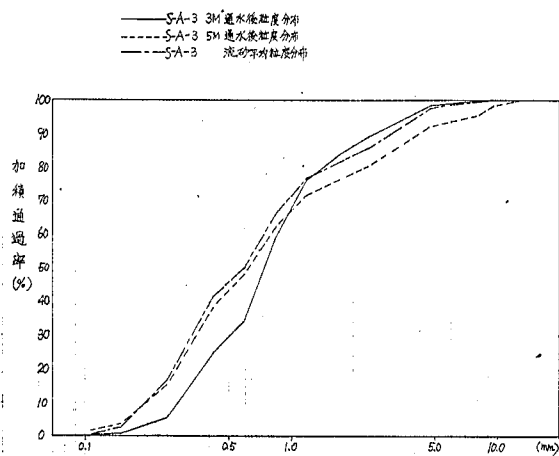
付図 54 ケース S-4-5



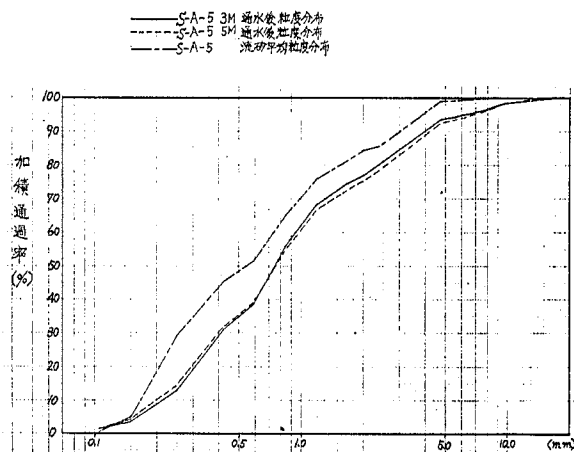
付図 55



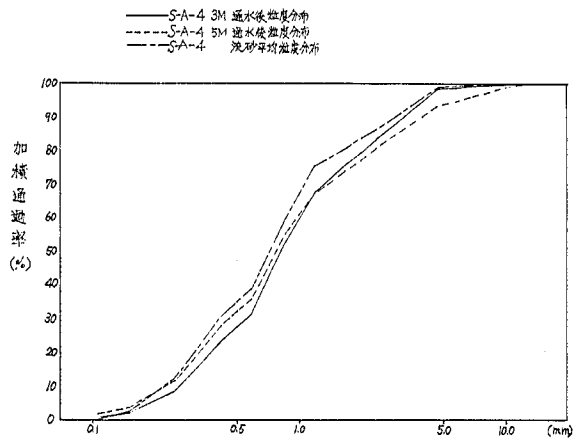
付図 56



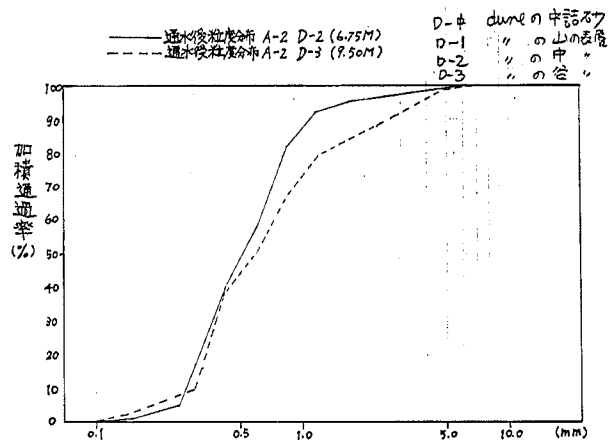
付図 57



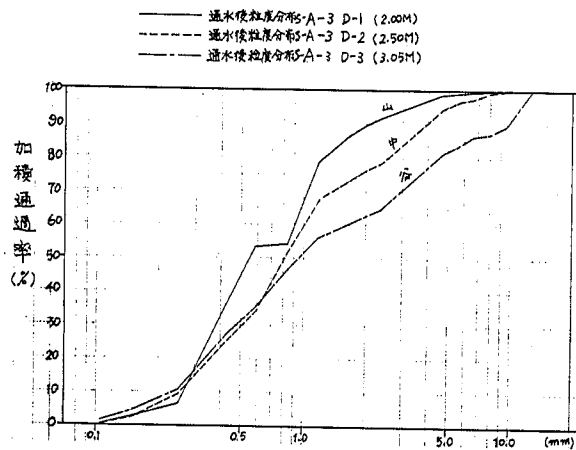
付図 59



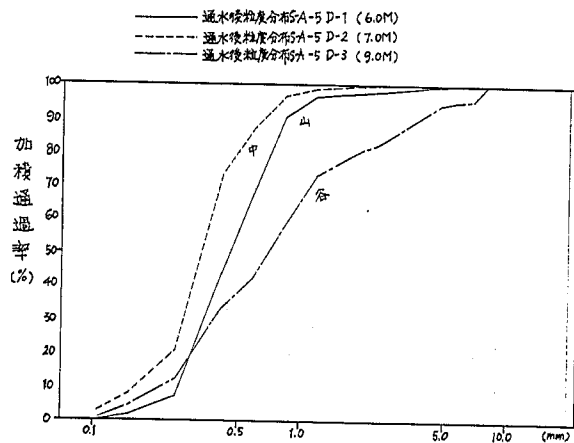
付図 58



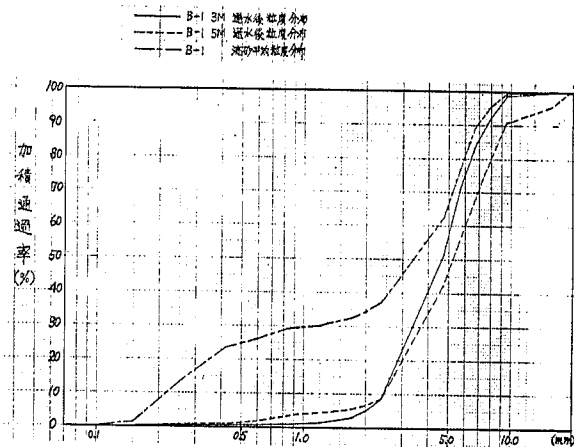
付図 60 通水後粒度分布 A2



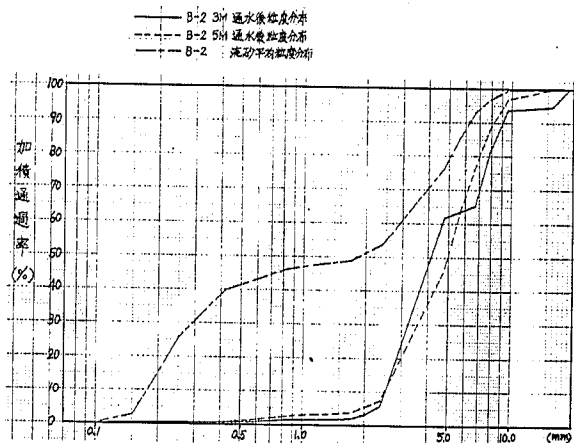
付図 61 通水後粒度分布 A 3



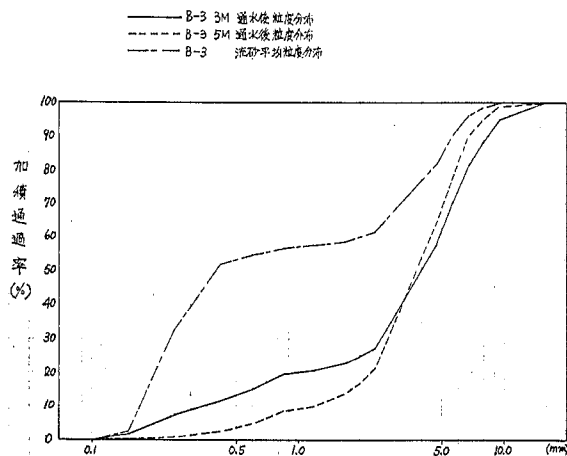
付図 62 通水後粒度分布 A 5



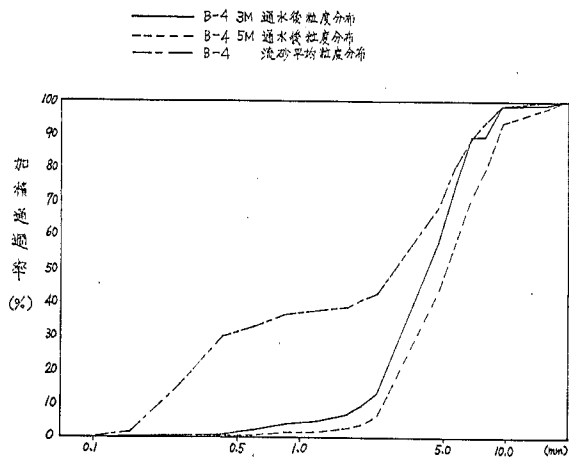
付図 63 通水後粒度分布 B 1



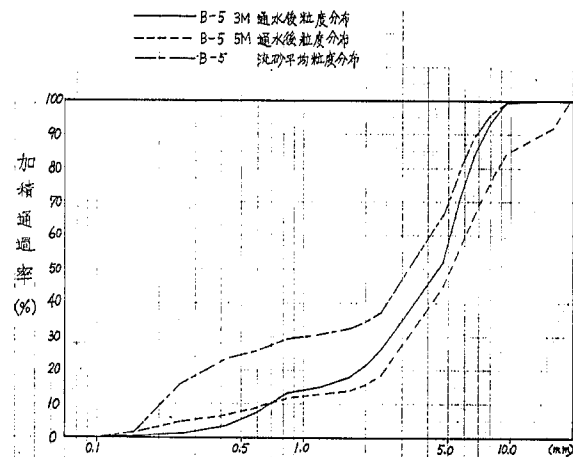
付図 64 通水後粒度分布 B 2



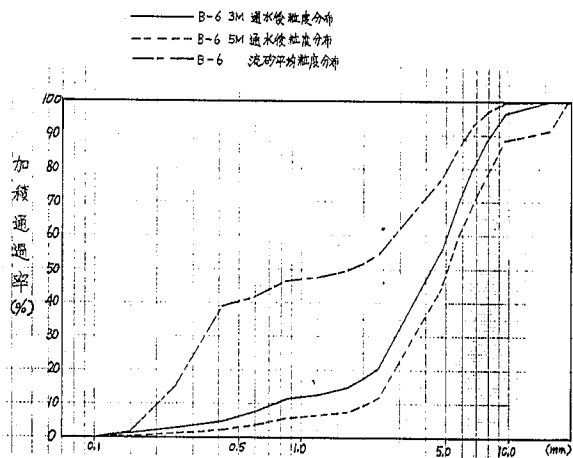
付図 65 通水後粒度分布 B3



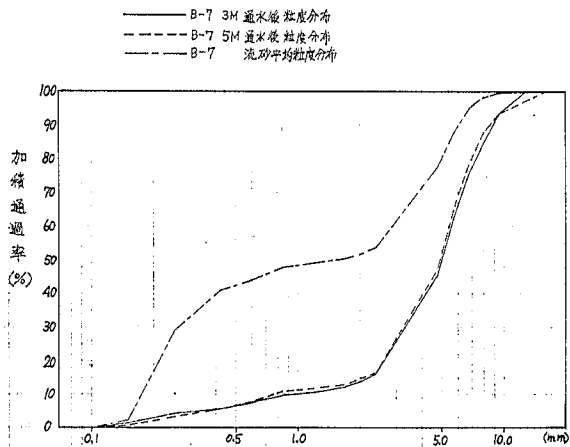
付図 66 通水後粒度分布 B4



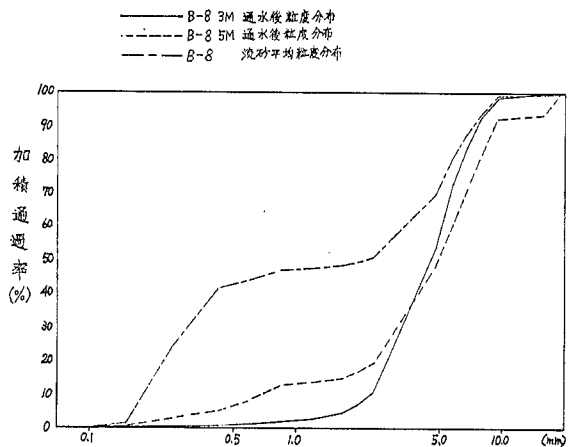
付図 67 通水後粒度分布 B5



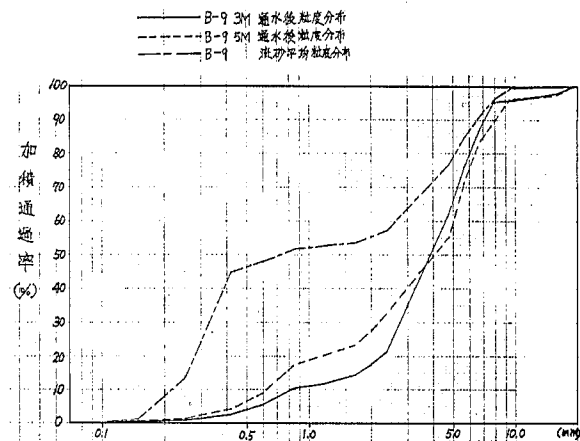
付図 68 通水後粒度分布 B6



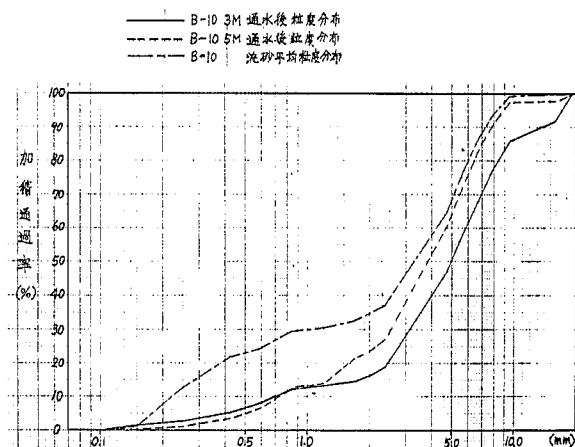
付図 69 通水後粒度分布 B7



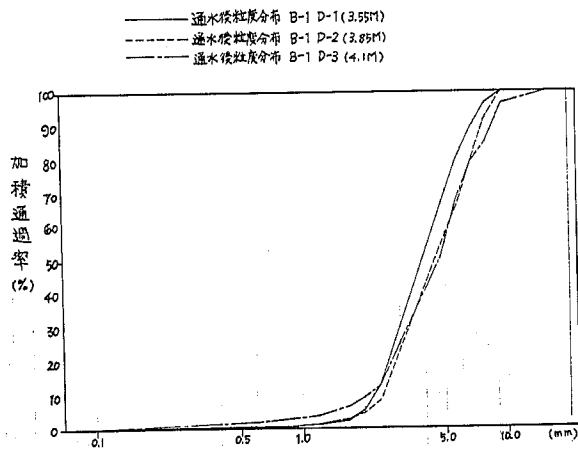
付図 70 通水後粒度分布 B8



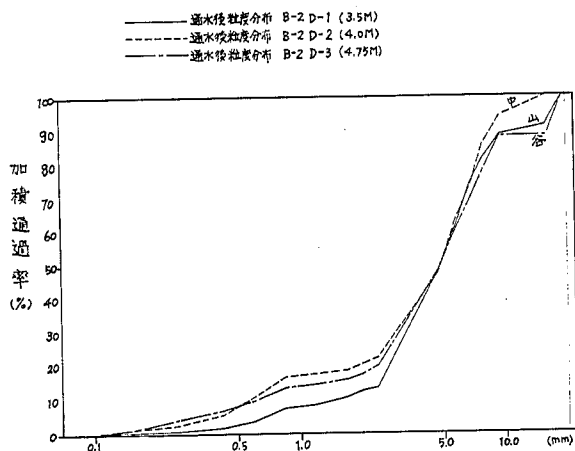
付図 71 通水後粒度分布 B9



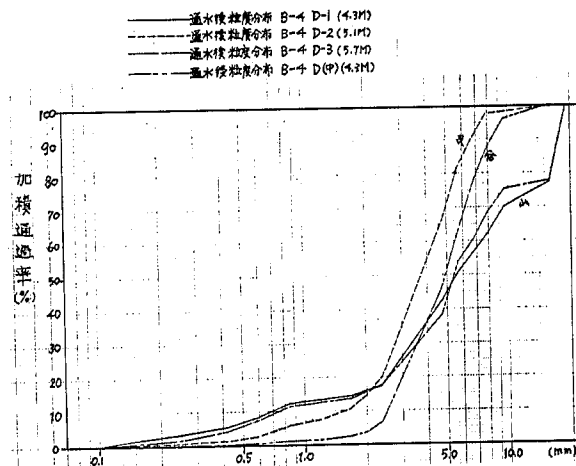
付図 72 通水後粒度分布 B10



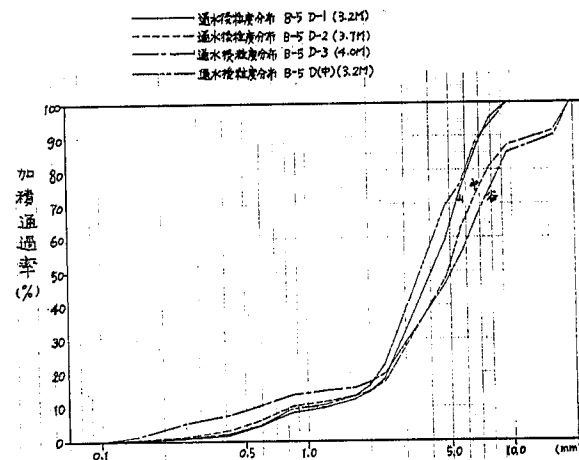
付図 73 通水後粒度分布 B1



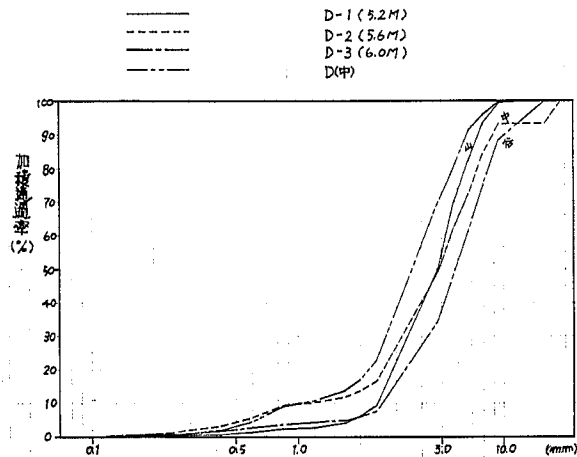
付図 74 通水後粒度分布 B3



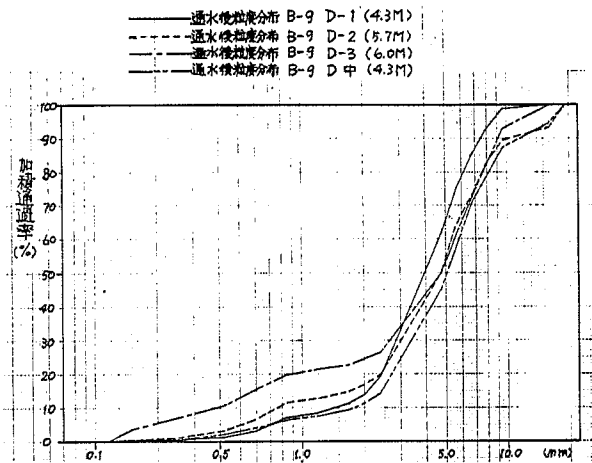
付図 75 通水後粒度分布 B4



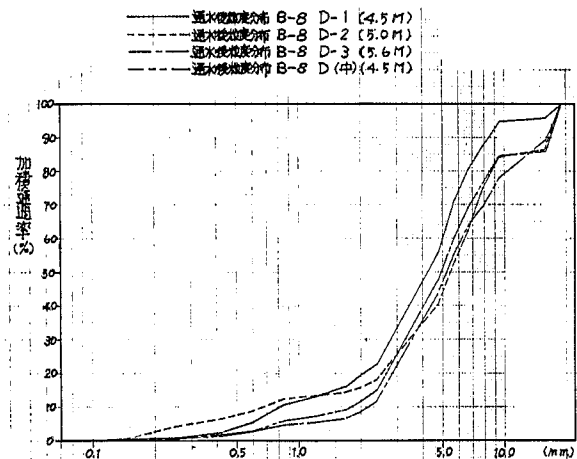
付図 76 通水後粒度分布 B5



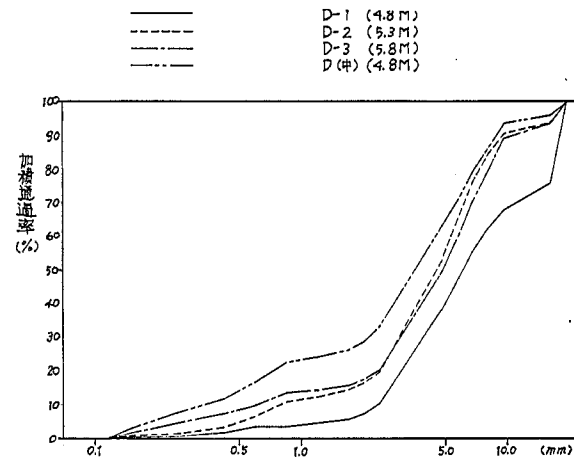
付図 77 通水後粒度分布 B6



通水後粒度分布 B9



付図 78 通水後粒度分布 B8



通水後粒度分布 B10

参 考 資 料

均一砂の流砂現象総括論文

- 1 河川の抵抗係数の予測法 土木技術資料 Vol. 19 No. 7 1977 33～38
- 2 流砂量と河床波の関係 第16回 土研研究発表会資料 P. 27～32

河川の抵抗係数の予測法

山 本 晃 一*

はじめに

河川の洪水時の水位を予測するためには、河川の粗度の正確な評価が必要である。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現状である。もちろんこの方法は工学的には間違っているわけではないが、基礎的な実験資料や理論を取り入れて、より正確に河床の粗度を評価する時期にきているのではないだろうか。

筆者は移動床の相似律を検討する必要にせまれ、実験室の資料、現実の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。本論ではその結果を利用して、河川の抵抗係数をどのように評価すれば良いかを述べてみたい。なおここで述べることは平均粒径 d_m が 0.02cm 以上、低水路部分の抵抗についてである。

1 河床の抵抗の表現法

開水路の抵抗を表わすものとして、次のような係数が良く使われる。

$$\varphi = u_m/u_* = A_r - 1/\kappa + 1/\kappa \log H/k_r \quad (1)$$

$$f = 4RI/(U_*^2/2g) = 8 \cdot 1/\varphi^2 \quad (2)$$

$$C = U_m/u_* \cdot \sqrt{g} = \sqrt{g} \cdot \varphi \quad (3)$$

$$n = U_m/H^{2/3} I^{1/2} = H^{1/6} / \sqrt{g} \cdot 1/\varphi \quad (4)$$

ここで U_m : 平均流速, u_* : 摩擦速度, κ : カルマン定数, k_r : 相当粗度, H : 水深, I : 勾配, g : 重力加速度である。(1)式はプラントールの混合距離理論より求められた流速分布公式を使って求めたものであり, f は抵抗係数, C は chezy 係数, n はマンニングの粗度係数である。

河道計画においては河床の抵抗を表わすものとして、マンニングの粗度係数 n が使われているが、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 φ を使って河床の抵抗を表わすものとする。なお(4)式を使うことによって φ を n に換算することができる。

2 河床波と抵抗係数

図-1は、利根川、川俣地点 ($d_m=0.42\text{cm}$, 河床勾配 $i_b=1/2500$) における、昭和34年8月洪水時の低水路部平均水深と平均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河床の抵抗が大であり、水

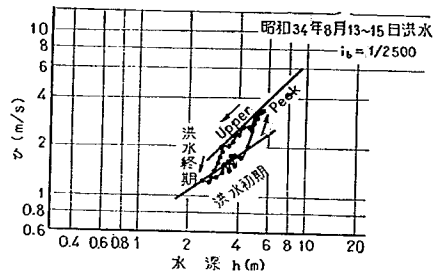


図-1 利根川・川俣地点

深4mを越えた辺りから急激に河床の抵抗が減少して、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0.5mm以下の一般河川では、ほとどの河川でも生じている。これは河床に生じている河床波の形態が変化したために生じたものと思われ、この洪水の場合には、河床が砂堆から平坦河床へ、さらに洪水終期にまた砂堆河床にもどったものと推定される。

このように河床の粗度は、河床に生じる河床波と密接な関係があり、河床の粗度を予測することは、とりもなおさず河床波を予測することである。

移動床水路では、水理条件と粒径に応じて河床面に各種の河床波が発生し、これが河床の抵抗係数や流砂量に大きな影響をあたえる。それゆえ初めに河床波について簡単に説明しよう。

○砂澁 (Ripples): 砂澁は河床近傍の物理量によって支配される最も小規模な河床形態であって、その波長、波高は粒径と密接な関係があり、平均水深のような物理量にはほとんど影響を受けない。波長は粒径の800~1500倍である。

○砂堆 (Dunes): 砂堆は、その波長、波高が水深と密接な関係にあり、その波長は水深の3倍から10倍ぐらいである。

○反砂堆 (Antidunes): 反砂堆は、水面波 (重力波) と強い相互干渉作用によって形成され、河床波と同位相の水面波を伴う河床形態である。

○砂州 (Bars): 砂州は、最も規模の大きい河床形態であって、 B/H があまり大きくなければ直線水路では交互に発生する。その波長は水路幅と密接な関係がある。ここで B は川幅である。

○平坦河床 (Flat Bed): 一般には砂澁、砂堆、反砂堆および砂州を伴わない河床形態であるが、ここでは小規

*建設省土木研究所河川部河川研究室研究員

模河床波を伴わなければ砂州が存在しても平坦河床とする。

○遷移河床 (Transition): 砂漣や砂堆と平坦河床の遷移領域における河床形態である。

各河床波は、それぞれ異なった要因によって形成されるものと考えられ、水量の変化に応じて河床形態を変化させ、それに応じて河床の抵抗も変化する。

3 相似律から見た河床形態区分と φ

まず初めに、直線河道で側壁によって側方への河道の移動のない場合を考えてみる。このような河道の流れの場の状態量 λ を決める要因をいろいろ出すと次のごとくである。

- 流体の特性 ρ : 水の密度, ν : 水の動粘性係数
- 底質の特性 ρ_s : 密度, d_m : 平均粒径, σ : 河床材料の径の標準偏差
- 流れの構造 u_* , H
- 水路の特性 B : 川幅
- 場の特性 g : 重力加速度

混合粒径河床の場合、粒度分布形そのものが河床形態, φ を決める一つの要因であるが、ここでは d_m と σ で分布形を代表しておく。

次元解析より、流れの場の無次元状態量 π_λ (φ , 河床形態) は

$$\pi_\lambda = f(u_* d_m / \nu, u_*^2 / g d_m, H/d_m, B/H, S, \sigma/d_m) \dots \dots \dots (5)$$

となる。なお u_* , H は、もし河川流量 Q , 勾配 I を独立変数とすれば、 u_* , H は状態量 (従属変数) となるが、ここでは、あくまで u_* , H , つまり I , H を知って Q および河床形態を予測するという立場をとる。

まず初めに、河川における洪水時の φ の値について代表的な三例を示し、河床波と φ の関係を示そう。

○粒径が細かい場合 ($d_m = 0.2 \sim 0.6 \text{ mm}$)

粒径が細かい河川の例として、前述した利根川、川俣地点の低水路平均の φ の値と $\tau_* = u_*^2 / g d_m$, H/d_m の関係を示したのが図-2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 の変化の方向を示しておいた。 τ_* が2前後で φ の値が10前後から $\varphi = 24$, 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 lower regime (dune) から upper regime (flat bed) に変化し、それが洪水終期にまた dune に変化したためである。

○河床材料が粗砂の場合 ($d_m = 1 \sim 2 \text{ mm}$)

河床材料が粗砂の場合の例として斐伊川大津観測所の観測例を図-3に示す。この川は、河口より8~24km 区間では、常水路幅約300m 河床勾配1/640で、河床は $d_m = 0.2 \text{ cm}$, $d_{84}/d_{16} = 5 \sim 6$ の河床材料から構成される。 $(d_{84}, d_{16}$ はそれぞれ、84%粒径、および16%粒径)。 τ_*

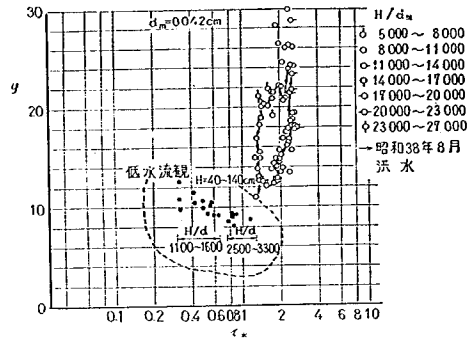


図-2 利根川・川俣地点

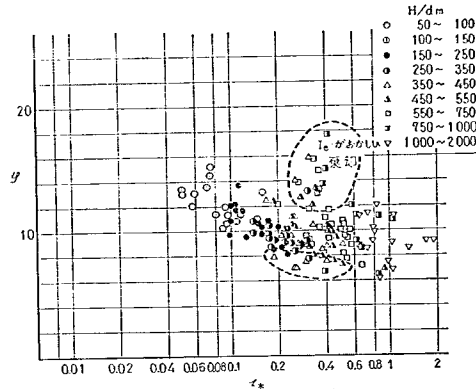


図-3 斐伊川の φ vs. τ_*

が小さいほど φ が大きく、また $\tau_* = 0.2 \sim 1$ で φ が8~11前後となっている。これは流量が小さく τ_* が小さい場合は、河床が flat であり、 φ は大きい、流量増加につれて河床が dune bed に変化するためである。なお音響測深機による河床波の観測によると河床波の波長は、水深の3~6倍となっていた。

・河床材料が砂利の場合 ($d_m > 1 \text{ cm}$)

河床材料が砂利河川の例として球磨川前川橋地点の観測結果を図-4に示す。砂利河川の場合河床材料は混合度が大きい、洪水の規模によって平均粒径、粒度分布形も変化すると思われるが、この河川のみならず、他の河川の観測例を見ると、平均粒径に対する τ_* が、0.1~0.15前後で φ は flat bed の φ の値から dune bed に相当する $\varphi = 10 \sim 12$ に変化している (河床が移動床の状態になると φ が変化することはすでに細井正延によって報告されている⁵⁾)。砂利河川での dune 河床波の直接観測例を筆者は知らないが、長良川の中流部墨俣橋上流で波長10~15m, 合渡橋下流で波長約30mの河床の高まりを見たことがあり、また実験室において、実際の河川と

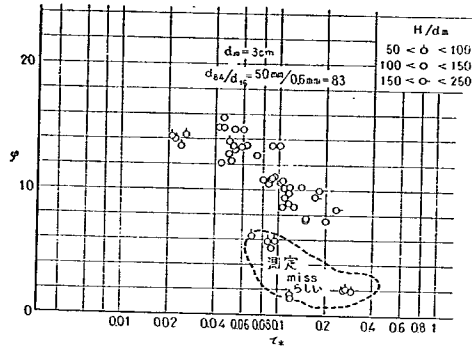
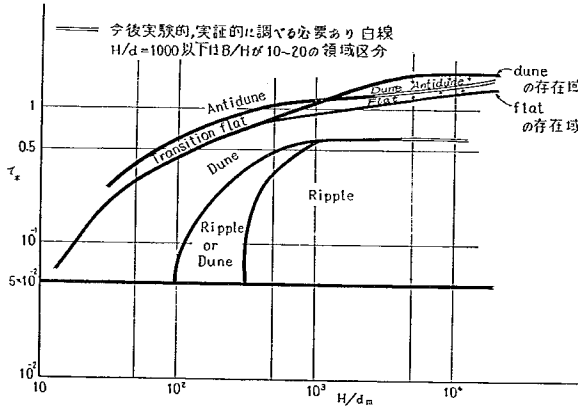
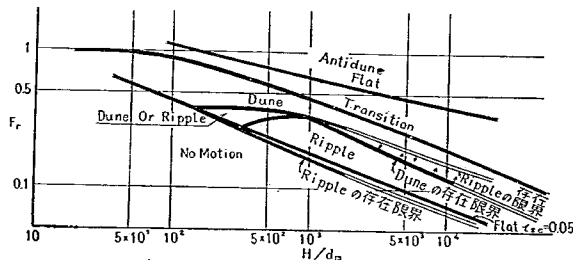


図-4 球磨川・前川地点3.5km 全断面

同様な混合度よりなる河床で dune が発生することを考えると、この ϕ の減少は dune による抵抗増と考えて良いと考えられる。ただし以上の結果は H/d_m が80以上の場合で、溪流河川や小扇状地のように H/d_m が小さいと τ_* が大きくなっても dune は発生しないようだ。

以上三例で示したように、河床の抵抗は河床波の状態により大きく変化する。したがってどのような水理条件下なら、どのような河床波が生じ、また ϕ がどのような値になるかを知ることが必要になってくる。これを調べるために筆者は、今まで行われた実験室資料、実際の


 図-5 $d_m > 0.02 \text{ cm}$ 以上の領域区分 $\tau_* - H/d$ 平面

 図-6 $d_m > 0.02 \text{ cm}$ 以上の領域区分 $B/H > 10$ 以上 $F_r - H/d_m$ 平面

河川資料を(5)式にしたがって整理してみた。なお $u_* d/\nu$ の影響は d_m が 0.02 cm 以上なら大きくないとして無視した。 σ/d_m の影響は d_{81}/d_{16} が5~6以下の場合には、均一砂とほとんど変わらないが、これより大きくなると混合度の影響が生じてくるようだ。この効果についてはまだ明確でない。 B/H は、中規模河床波の発生に大きく関係するが、小規模河床波への効果はそれほど強くないようだ。本論では始めに均一砂の結果について述べ、 σ/d_m 、 B/H の効果について順次言及する。

図-5 に $\tau_* - H/d_m$ 平面上での領域区分を示した。ただし H/d_m が2,000以下の領域区分は、 $10 < B/H < 20$ の場合を示してある。図-6は $\tau_* - H/d_m$ 平面上の領域区分をフルード数 $F_r = \phi \cdot S^{1/2} \cdot \tau_*^{1/2} \cdot H/d_m^{-1/2}$ の関係を使って $F_r - H/d_m$ 平面上に転換したものである。図-7は、直線水路における中規模河床波の発生領域を B/H が変わることによってどのように変化するかを示したものである。小規模河床波と中規模河床波は B/H が小さい内は、中規模河床波によって、小規模河床波の発生がおさえられてしまうが、 B/H が30~50になると、 H/d_m が100から150以上では、中規模河床波と小規模河床波は共存可能となる。 B/H がより大きくなると、 H/d_m がより小さくても dune ripple が河床の一部に生じてくるようである。以上のように、 B/H によって領域区分が多少変わるが、 B/H が大きい資料がなく B/H が小規模河床形態にどのような効果をおよぼすかはまだ明確でない。

次に ϕ の値が τ_* 、 H/d_m によってどう変わるかを述べる。図-8、図-9は、中規模河床波が発生せず、また、ほぼ均一砂の場合の ϕ と H/d_m 、 τ_* の関係を示したものである。 H/d_m の大きな所の資料は、実際の河川の資料しかなく、また測定精度も悪く、 $\tau_* - H/d_m$ の全平面上でその関係を実証的に調べるわけにはいかず、 $H/d_m < 2,000$ 以下の河床波の特性や資料のある所の、 τ_* 、 H/d_m の関係より ϕ がどのような値になるかを推定したものである。

河床波ごとに ϕ の値がどうなるのか説明しよう。

○ Flat bed

Flat bed は、 τ_* が限界掃流力 $\tau_{*c} \approx 0.05 \sim 0.06$ 以下、および τ_{*c} を多少越える領域、transition から antidune に移行する前、中規模河床波との共存として存在する。

flat bed の河床は

$$\phi = 8.5 - \frac{1}{\kappa} + \frac{2.3}{\kappa} \log H/k,$$

とし $k_s = 2.5 d_m$ 、 $\kappa = 0.4$ とすれば、ほぼ妥当な値を得る。

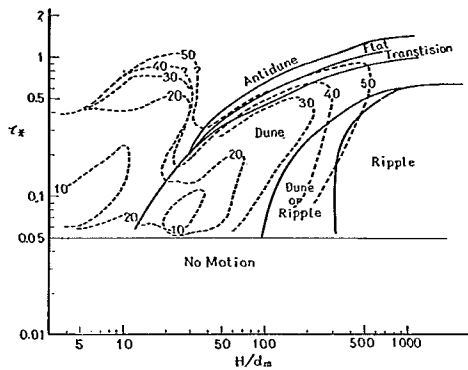


図-7 Alternate Bars の存在域、小規模河床波は $10 < B/H < 20$ の区分図 (数字は B/H の値)

○ Ripple bed

Ripple bed の場合、河床の抵抗は ripple による形状抵抗が、そのほとんどを占める。したがって ϕ は ripple の形によって決まってしまう。 H/d_m がある程度大きければ、ripple 形状は H/d_m によらず、主に τ_* に支配され粒径に比例すると考えられる。このことは ripple 河床の相当粗度 k_s が粒径に比例すると考えて良いことを示しており、ripple 河床の ϕ は

$$\phi = 6.0 + 5.75 \log H/d_m$$

となろう。ここで α は粒径によらず、主に τ_* に関係し、十分に発達した ripple の場合は α は定数とみなせる。実験室資料の結果から推定すると $\alpha = 165$ 程度であるようだ。なお $H/d_m > 2000$ 以上の場合の ripple 河床の ϕ の実験資料、実際の河川資料はなく、図-9の ϕ の値は推定値である。

○ Dune bed

H/d_m が大きくなると、dune bed は $\tau_* = 0.6 \sim 0.7$ から、 $\tau_* = 1.5 \sim 2$ の領域で存在するようである。河床波形状はほぼ水深に比例するため、 H/d_m によってはほとんど変わらないと考えられしたがって ϕ の値も H/d_m によってそれほど変わらない。ただ H/d_m の ϕ の値が大きい方が、砂粒子による表面抵抗の割合が減少するために ϕ の値が多少大きくなるようだ。

○ Antidune bed

Antidune bed では、 τ_* が増加すると水面波によるエネルギー消散のために ϕ が減少すると考えられるが、 $H/d_m > 6000$ 以上では資料が無く確かめることができなかった。 H/d が 6000 以下同様 τ_* の増加によって ϕ が減少していくものと考えられる。

4 河川に働く營力と河床波

次に実際の河川は、洪水時どのような水理量下にある、また河床の状態はどうなっているのかを述べてみよう。河川の河床材料、地形的特性は、そこに働く河川營力の反映であり、河川營力に応じた共通性を持っている。

図-10 は全国一級河川の河床材料の平均粒径 d_m と d_{84}/d_{16} の関係を示したものである。 d_m が 1 cm 以下では粒径が小さくなると河床材料の混合度は小さくなり、10 cm を越えるとまた均一性を増してくる。このような河床材

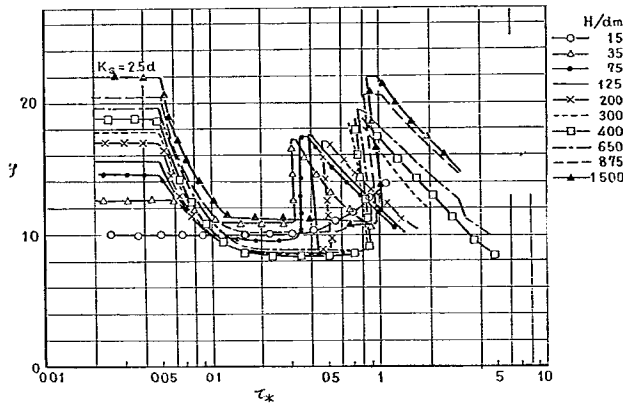


図-8 交互砂州の発生しない場合の ϕ と τ_* , H/d

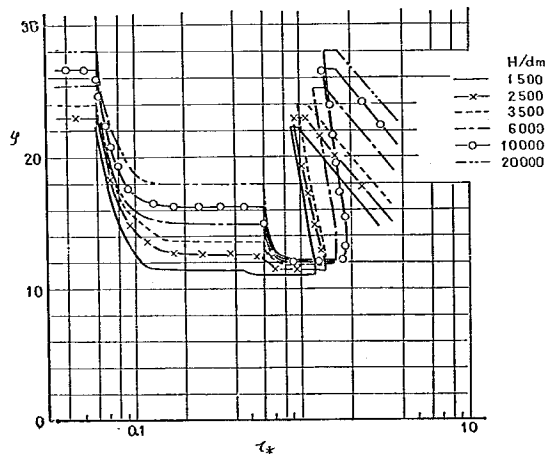
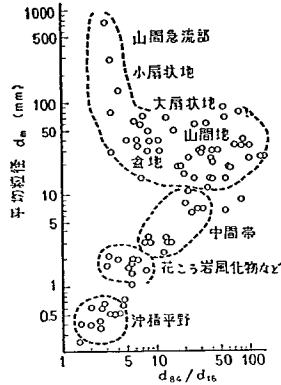


図-9 ϕ と H/d_m , τ_* の関係推定図

図-10 平均粒径と d_{80}/d_{16}

料の混合度の違いは、粒径別流砂量の場所的な違いおよび粒径別土砂生産量の反映である。つまり沖積低地においては礫分の上流での抜け落ちによる均一性の増大、山地急流部では小粒径の小流量時の下流への流送によって均一性が増し、粒径10~30mmの扇状地や谷底平野、盆地では砂分と礫分の共存可能な水理状態にあることを示している。

図-11と図-12は河床に働く営力を調べるために、年一回洪水に対応する河床の掃流力、水深を調べてみたものである。図-11によると d_m が1cm以上では河床の平均粒径は年一回洪水で限界掃流力を多少越える掃流力であるが、一方粒径の細かいものは τ_* が1~2にも達している。また τ_* と H/d_m の関係は、ばらつきがあるが、 τ_* が大きくなると H/d_m が大きくなる。ここで述べた事実は、河口近くのみならず山間地、扇状地でもほぼ成立する⁴⁾。

このことは、河床材料さえ知れば、ほぼ洪水時における河床形態、 ϕ を予測しうることを示している。それについて述べてみよう。

○ 粒径0.2~0.5mmの河川

粒径0.2~0.5mmの河床材料を持つ河川は、日本においては、ほぼ沖積低地河川に限られている。このような河川では、洪水時の河床は、flatと考えると良いようだ。平時は河床は ripple あるいは dune と考えられる。なお大出水時においても antidune 河床になるまで τ_* が大きくなるこ

とは無いものと思われる。

○ 粒径 0.6mm~2mm の河川

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まき土帯を流下する河川、および沖積低地河川への移行域で多い。このような河川では洪水時の河床は dune であり $\phi=9\sim11$ 前後として良いようだ。ただし大出水時には河床が flat になる可能性もあろう。

○ 粒径 0.2cm~1cm の河川

このような粒径の生じる河川は、砂利河川から砂河川に変わる中間帯で生じ、洪水時の河床は dune と考えて良いようだ。豊川放水路 (平均4mm位、砂利混り河床)

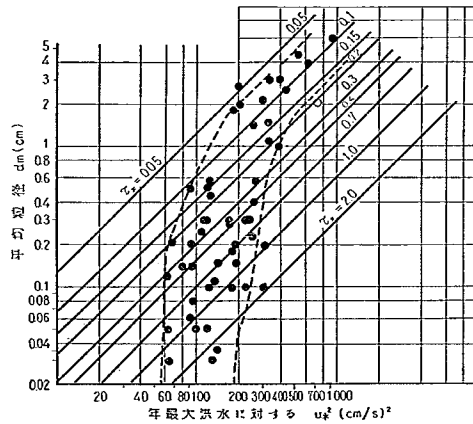
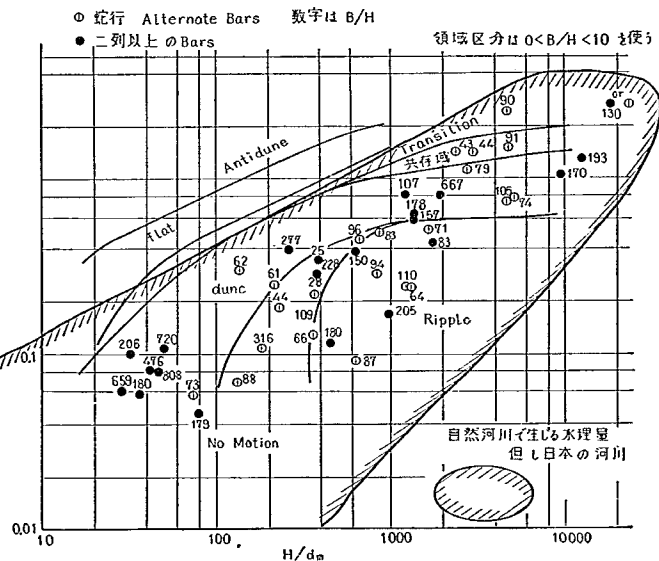


図-11

図-12 年一回洪水に対する τ_* , H/d

で波長約25m, 高さ100cm 前後の dune の観測例がある。

・粒径1cm 以上の河川

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 が大きくなっていくために, 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。筆者が資料の精度の良いと考えられる観測所の資料を調べたところによると, 砂利河川においても洪水時には, dune が発生していると思われ, ϕ の値が平均粒径に対する τ_* が0.1~0.2前後で flat bed の ϕ の値から dune bed の ϕ の値に相当する9~12に変化している所が多い(ただし, 洪水時に τ_* が0.1を越えず河床が flat に対応する ϕ のままの河川もあった。このような河川も大出水時には dune 河床への移行することがあると思われる)。このことは河床の全粒径が $\tau_*=0.1$ 前後で動きだすことを示していると考えられる。この現象は実験室での混合砂の移動状況とも良く似ていて間違いないものと考えられる。

なお flat bed の n は, ストリックラー公式 $n=0.015 d_m^{1/6}$ で推定できるようだ(ストリックラー公式は H/k_s が50~5,000の間では $k_s=(2\sim3)d_m$ に相当する)。

ただし河床が flat から dune に変化するには, ある程度 H/d_m が大きくなければならないようで, H/d_m が小さい溪流河川や, 急勾配河川では, τ_* が0.1以上となっても河床は flat のままのようである。 τ_* が大きくなっても flat のままか, それとも dune が発生するかの限界は, 河床砂の混合度 ϕ/d_m や中規模河床波によって変化するものと考えられるが, その限界はまだ明確になっていない。 H/d_m が80を越え, また τ_* が0.1を越えていけば dune が発生するようだ。溪流河川や山間扇状地河川のように H/d_m が小さく20以下となるような所では dune は発生しないらしい。また H/d_m が20より小さくなると flat bed においての ϕ の推定値をアメリカの河川の例や実験値をもとにして推定すると, $k_s=6d_m$ 位として推定した方が良さそうである⁶⁾。

砂利河川では, 河床に中規模河床波が存在するが, これが洪水時の粗度におよぼす影響はそれほど小さくなく多少 ϕ の値を小さくする程度と考えられる。なお通常

みられるゆるやかな蛇行河川の場合(蛇曲河道)にも抵抗増は無視しても良いと思われる。ただし曲がりの激しい迂曲河道, B/H が小さい人工河道や水路などでは曲がりの考慮が必要となろう。迂曲が河道の抵抗におよぼす効果は, まだ明確でない。

あとがき

河床の粗度を評価するためには, 今後も実測値を通して評価していくことは必要なことである。ただし実測値のみによって評価することは危険なことと思われる。出水時には河床の状態がどうなっているのかということを予測し, 粗度を評価していくことが必要であろう。

今後の課題としては, 河床材料の混合度の影響と中規模河床波が小規模河床波にどのような影響をあたえるのか, 高水敷上の粗度評価の問題が残っている。

参考文献

- 1) 水理委員会移動床流れ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, 土木学会論文集第210号 1973.
- 2) 山本晃一: 相似律の観点から見た移動床流れの水理〔I〕,〔II〕,〔III〕, 土木研究所資料第1059, 1074, 1154号 1975, 1975, 1976.
- 3) 山本晃一: 河床材料から見た河川の縦断形, 第31回土木学会年講 1976.
- 4) 深見親雄: 河川の蛇行に関する研究, 第30回建設省技術研究会講演集 1976.
- 5) 細井正延: 河川急流部の粗度係数と河道計画との関連について, 土木研究所報告第115号 1962.
- 6) Wolman, M. G.: The natural channel of Brandywine Creek, Pennsylvania, U. S. Geol. Survey Prof. paper 271, 1955.
- 7) 混合砂の水理現象については, 深見親雄, 葛西敏彦による実験に教えられることが多かった。溪流河川, 小扇状地の流砂現象については, 砂防部による模型実験, 阿部宗平研究員に教えられた。またこのほか100 近くの文献を使い, 各工事事務所の調査課から貴重な資料を提供いただいた。

流砂量と河床波の関係

河川研究室 山本晃一

1. まえがき

河川の河道計画の策定に当っては、将来の河床の変動を予測し、維持が容易な河道計画をたてることが望ましい。特に河道掘削による河道改修方式や、放水路計画、ダム建設が河道の変動におよぼす影響を正しく評価することは大切なことである。この予測のためには、河川における土砂の流送過程、流砂量に関する正しい知識が必要である。ところで河川の流砂量については長年の研究努力にもかかわらず、その量的評価はむずかしく、多くの河川技術者は、現在ある種々の流砂量式と、実際の河川の流砂量の対応について疑問をいだきながら、土研式等の流砂量式を使って河床の将来予測等を行っているのが現状である。

流砂量の評価が難しい原因を挙げれば次のごとくである。

1) 河床は流れの変化に応じて種々の河床波を発生させる。この河床波の発生は流れの抵抗を変え、また流砂量を変える。この河床波と流砂量の関係が明確でない。

2) 河床材料の流送型式は大きく分けると、掃流砂、浮遊砂、wash load の三つに分類される。これらの流砂型式の持続関係が明確でなく、流砂量を三つの型式に明確に分けられないこと。

3) 河床砂は種々の粒径からなる混合砂からなる。それゆえ粒径ごとに流れに対する移動機構が異なる。この粒径別の土砂移動量が明確でない。

等々である。ここでは上述の問題点の内、河床波と流砂量の関係についてはば均一砂で粒径0.02cm以上の場合について特に論じてみたい。なお1), 3)の問題については現在河川研究室、鹿島試験所で検討中である。

2. 流砂量を支配する要素

直線河道で側壁によって側方への河道の移動のない場合を考えてみる。このような河道の流れの場合の流砂量 q_s 、河床形態を決める要素を拾い出すと次のごとくである。

流体の特性 ρ : 水の密度、 ν : 水の動粘性係数

底質の特性 ρ_s : 密度、 d_m : 平均粒径、 σ : 河床材料の径の標準偏差

流れの特性 u_* : まさつ速度、 H : 水深

水路の特性 B : 川幅

場の特性 g : 重力加速度

混合粒径河床の場合、粒度分布形そのものが流砂量、河床形態を決める一つの要素であるが、ここでは d_m 、と σ で分布形を代表しておく。

次元解析より 無次元流砂量は $S = (\rho_s - \rho)/\rho$ 、 $\tau_* = u_*^2 / \nu g d_m$ とすると

$$q_s / u_* d = f(u_* d / \nu, \tau_*, H / d_m, B / H, S, \sigma / d_m) \quad \text{----- (1)}$$

となる。右辺はまた河床形態を決める関数でもある。なお u_* 、 H は、もし河川流量 Q 、勾配 i を独立

変数とすれば、 U_x, H は状態量(従属変数)となるが、ここではあくまで U_x, H 、つまり I, H を知って、 Q 、河床形態、流砂量を予測するという立場をとる。

3. 河床波と流砂量($H/d_m < 2000$ の場合)

移動床水路では、水理条件と粒径に応じて河床面に各種の河床波が発生し、これが河床の抵抗係数や流砂量に大きな影響をあたえる。それゆえ初めに河床波について簡単に説明する。

・砂連(Ripple)：砂連は河床近傍の水理量によって支配される最も小規模な河床形態であって、その波長、波高は粒径と密接な関係があり、平均水深のような物理量にほとんど影響を受けない。波長は粒径の800~1500倍ぐらいである。

・砂堆(Dune)：砂堆は、その波長、波高が水深と密接な関係があり、その波長は水深の3倍から10倍ぐらいである。

・反砂堆(Antidune)：反砂堆は、水面波(重力波)と強い相互干渉作用によって形成され、河床波と同位相の水面波を伴う河床形態である。

・砂州(Bar)：砂州は、最も規模の大きい河床形態であって B/H があまり大きくなければ直線水路では交互に発生する。その波長は水路幅と密接な関係がある。

・平坦河床(Flat)：一般には砂連、砂堆、反砂堆および砂州の伴わない河床形態であるが、ここでは小規模河床波を伴わなければ砂州が存在しても平坦河床とする。

・遷移河床(Transition)：砂連や砂堆と平坦河床の遷移領域における河床形態である。

各河床波は、それぞれ異なった要因によって形成されるものと考えられ、水理量の変化に応じて河床形態を変化させ、それに伴って河床の抵抗、流砂量が変化する。

河床波と流砂量の関係を調べるために、筆者は内外の実験資料、実際の河川資料を集め、(1)式に従って資料を整理してみた。なお資料は S の変化ごとに、また沈降速度 w_0 が $\sqrt{sgd}$ に比例する関係からずれ、 U_{*dm}/ν の影響を受けると考えられる $d_m = 0.03\text{cm}$ 以下と上で分けて考える必要があると考えられるが、 $d_m = 0.02\text{cm}$ で分けた。ここでは、この粒径以上の均一砂の場合について報告する。

図1は、 $S=1.65$ 、 H/d_m 50~150の場合の $\frac{8S}{U_{*dm}} \sim \tau_x$ の関係、図2は $S=1.65$ 、 H/d_m 750~1,000の場合の $\frac{8S}{U_{*dm}} \sim \tau_x$ の関係を示したものである。この二つの図をみると、 $\frac{8S}{U_{*dm}}$ は同一 τ_x でも大きな違いがあることがわかる。これは河床に生じる河床波が、同一 τ_x でも H/d_m によって異なること、荷砂量が H/d_m に影響されるからである。 H/d_m が小さい場合は、流砂量が砂粒子の限界掃流力 $\tau_{xc} \approx 0.05$ を越えると流砂量が急激に増加し、河床はflatであるが、 H/d_m が大きい場合には限界掃流力を越えると、砂連が発生し、河床波によるエネルギー

図1 $\frac{8S}{U_{*dm}} \sim \tau_x$

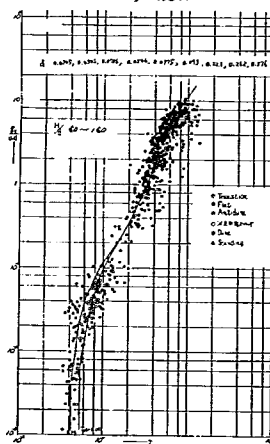
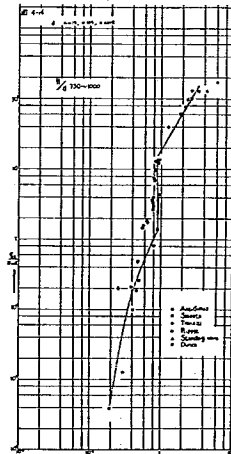


図2 $\frac{8S}{U_{*dm}} \sim \tau_x$



一損失を生じ、 τ_x が 0.2 ~ 0.3 にならないと流砂量が増加しない。 τ_x が 0.6 ~ 0.7 になると河床波は dune となり、 τ_x が 1 前後で、流砂量が急激に増加する。これは河床波が dune から flat になったためで、河床に働く有効掃流力が急増し、浮遊砂が多くなる。

上述のように流砂量は、河床波と密接な関係がある。図4は τ_x 、 H/d_m が変わることによって、どんな河床波が生じるかを示したものであり、図3は H/d_m が2000以下の場合、 Q_s/u_{*dm} が τ_x と H/d_m によってどう変わるかを(1)式に従って整理した結果をまとめたものである。河床波と流砂量は次のような関係にあるものと考えられる。

・ Flat bed. 限界掃流力を越えに所で生じる flat bed の場合、河床砂は掃流形式で動き、また河床近の流速分布は、 u_{*dm} 、 τ_x によって決ってしまう。したがって Q_s/u_{*dm} は τ_x と u_{*dm} のみに支配される。粒径が大きくなれば u_{*dm} の影響は少なく、 τ_x のみによって決まる。しかし transition から anti dune に移行する前に生じる flat bed の場合には、浮遊砂が大部分を占め、浮遊砂の存在する範囲が水深によって変わるため、 H/d_m の影響が大きくなる。

・ Ripple bed. Ripple 形状は主に τ_x 、二次的に u_{*dm} に支配されると考えられるから、Ripple 河床では H/d_m の影響は小さい。ただし H/d_m が 500 以下では表面波の影響を受けるようで、 H/d_m が大のものに比し、同一 τ_x で Q_s/u_{*dm} が大きくなっている。

・ Dune bed. Dune 形状は、 τ_x 、 H/d_m に支配され、 H/d_m によって dune による形状損失と表面まっつ損失の割合が変わるため、 Q_s/u_{*dm} は τ_x と H/d_m の両方の影響を受ける。 H/d_m が大の方が形状損失の割合が大きくなるため Q_s/u_{*dm} は同一 τ_x に対して小さくなるようだ。

・ Flat bed, Anti dune bed, この場合河床波による流れのはく離がなくなり、形状損失が減少するから dune に比較して Q_s/u_{*dm} が大きくなるが、dune 同様形状損失、表面波による損失は τ_x 、 H/d_m に影響を受ける。また浮遊砂が多いため、 H/d_m が 400 以上では、 Q_s/u_{*dm} が同一 τ_x に対して増加し、 Q_s/u_{*dm} はほぼ τ_x の二乗に比例する。

以上のように河床波の違いによって、流砂量の τ_x に対する変化特性は異なり、

図3 Q_s/u_{*dm} と τ_x 、 H/d_m

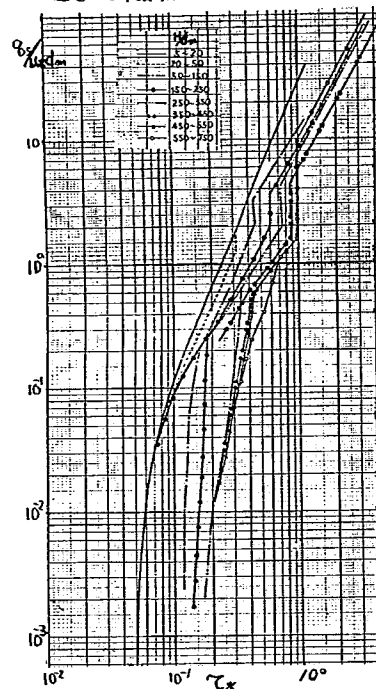
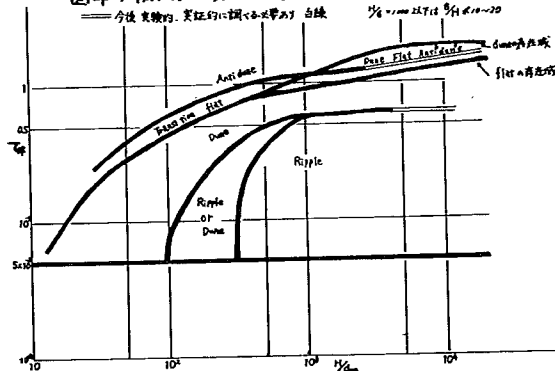


図4 河床波の領域区分



流砂量の評価に当っては、その河床に生じている河床波を予測する必要がある。

4. H/d_m が 2000 以上の場合の流砂量

d_m が 0.02cm 以上で、 H/d_m が 2000 を越える場合の全流砂量の資料は無い。これは実験がむずかしいからだが、実際河川では H/d_m が洪水時に 10,000 から 20,000 達する河川があり、このような所での全流砂量を知ることは必要なことである。 H/d_m が 2000 以下の場合の流砂量から、 H/d_m が 2000 以上の場合の流砂量は次のように考えられる。

○ Ripple bed この場合は q_{s/uxd_m} は H/d_m によらないから、 $H/d_m = 1000 \sim 2000$ の q_{s/uxd_m} と τ_x の関係と同一となる。

○ dune bed, dune bed の場合、 H/d_m が大きくなると、河床の抵抗にしめる表面抵抗の割合が減少するに、 H/d_m が小さい時より同一 τ_x で q_{s/uxd_m} が小さくなると考えられるが、 H/d_m が 400 付近より dune 河床の無次元流砂量 q_{s/uxd_m} は H/d_m の増加に対して減少が見られないことにより、 H/d_m が 500 ~ 1,500 の q_{s/uxd_m} とあまり変わらないと思われる。

○ Flat bed, Anti dune bed, この場合、有効掃流力が dune bed に比較して急激に増加し、浮遊砂の割合が大部分を占めるようになる。河床から $z=a$ の位置から水面までの浮遊砂量は、

$$q_{ss} = \int_a^H u c dz \quad \text{----- (2)}$$

と表わせ、流速分布に $u/u_m = 1 + \frac{1}{K} \frac{z}{H} + \frac{1}{K} \ln \frac{z}{H}$, 濃度分布に $C/C_a = \exp \{ -b \omega_0 / K u \cdot z - a/H \}$ を使えば、

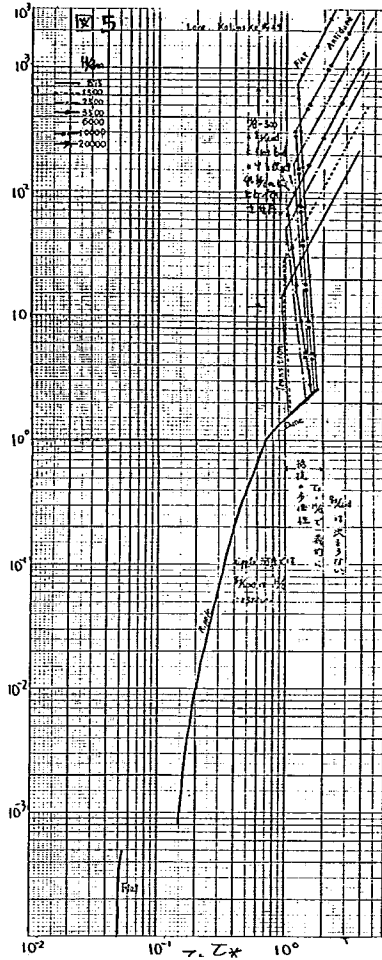
$$q_{ss} = q C_a \exp \{ b a \omega_0 / K u_m H \} \int_{a/H}^1 (1 + \frac{1}{K} \eta + \frac{1}{K} \ln \eta) \exp \{ -b \omega_0 / K u_m \eta \} d\eta \quad \text{----- (3)}$$

となる。ここで z は河床よりの距離、 C は浮遊砂の濃度、 ω_0 は底質の沈降速度、 φ は流速係数で平均流速 $u_m \div u_x$ 、 K はカルマン定数、 q は単位幅流量である。Lane-Kalinske は $K=0.4$, $a=0$ として $q_{ss} = q \cdot C_0 \cdot P$ とした。ここで $P = \int_0^1 (1 + 2.5 \frac{1}{\varphi} + 2.5 \frac{1}{\varphi} \ln \eta) \exp \{ -15 \omega_0 \eta / u_x \} d\eta$ である。 $q = \varphi u_x H$ であるので

$$q_{ss}/u_x d_m = \varphi \cdot H/d_m \cdot C_0 \cdot P \quad \text{----- (4)}$$

となる。今 $\tau_x > 1$ で flat bed を考えてみよう。この場合、 P は φ の違いによらずには大きくは変化を受けず、 u_x/ω_0 つまり τ_x のみに変化を受ける。このことは、全流砂量は τ_x が同一なら $q_{ss}/u_x d_m$ は $\varphi \cdot H/d_m \cdot C_0$ に比例することになる。ところで底面の濃度は τ_x の関数と考えられるので、同一 τ_x で $q_{ss}/u_x d_m$ は $\varphi \cdot H/d_m$ に比例することになる。

$H/d_m > 400$ 以上の場合 flat bed の $q_{ss}/u_x d_m$ は図3を見ると、ある程度 $\varphi \cdot H/d_m$ に比例してい



るようだ。なお $H/d_m < 400$ 以下では H/d_m の増加に伴って同一 ϕ で $Q_{s/uxdm}$ が減少するが、この原因は明確でない。たぶん相対水深が浅く、浮遊砂の濃度が濃くなることによる流速分布形の変化が原因しよう。図5に $H/d_m = 500$ 時の $Q_{s/uxdm}$ の値を flat bed の ϕ を使い、 $H/d_m = 500$ の $Q_{s/uxdm}$ を $\phi \cdot H/d_m$ に比例させることによって、 H/d_m が大の時の flat bed、Anti dune bed の全流砂量の推定値を示しておいた。

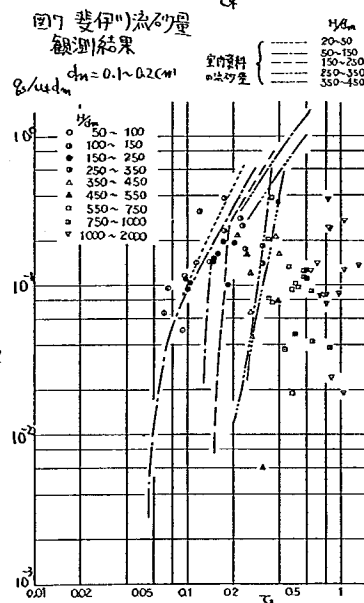
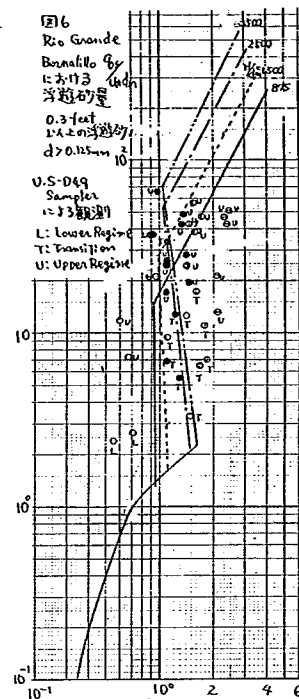
図5の推定値を確かめるための正確な資料は無いが、実河川の浮遊砂の観測例は参考になろう。図6はアメリカの Rio Grande 川の Bernadillo 地点における浮遊砂量の観測結果を示したものである。この地点の河床材料は $d_m = 0.022 \sim 0.035 \text{ cm}$ のほぼ均一砂であり、浮遊砂は河床面より 0.3 feet 以上の $d > 0.0125 \text{ cm}$ の浮遊砂量である。河床面近くの流砂量が測定されていないこと、また d が 0.0125 cm を wash load と bed material load の区分粒径としたことより、測定された浮遊砂量を Q_s とすることには疑問が大きい。dune から flat、anti dune に変わると H/d_m が大きい場合には、 $Q_{s/uxdm}$ が10の一乗から二乗に増加することは間違いが無い。

5. 流砂量の観測について

建設省の各工事々務所では河道計画策定のために、流砂量の観測を行う所が多い。これは現場技術者達が現在ある各種流砂量に対して、信頼感が薄いということの現われであると思われる。河川ごとに流砂特性が異なるのであるから現地資料を元にして各河川ごとの流砂量式を作れという声も強い。しかし現地資料というものが河川の流砂量の実体を反映しているものであろうか。

図7は、出雲工事々務所によって、斐伊川の流砂を掃流採砂器(幅30cm、長さ75cm、高さ20cm)で採砂(1回3~5分、5回観測)した結果を整理したものである。なお河床材料は $0.1 \sim 0.2 \text{ cm}$ の粗砂である。この図によると水深が浅くて ϕ が小さい場合には、ほぼ実験室内資料と合っているが、 ϕ が 0.3 を越えるとすれが極端に大きくなり、掃流採砂器による流砂観測は、bed load の実体をほとんどつかんでいないと考えられる。他の河川の掃流砂観測資料も同様な結果を示し、掃流砂採砂器による bed load の把握は流速の遅い時のみ可能と考えた方が良さそうだ。掃流砂観測法に関する研究、採砂器の改良が今後必要であろう。

Ripple や dune の発生する河川では、河床波の形状、その移動速度を超音波河床高計によって測



定することにより流砂量を推定した方がより精度の良い流砂量の把握が可能と思われる。河床材料が0.5mm以下の河川では、洪水時に河床はflaむになる。このような場合の流砂量は浮遊砂量を測定することにより、ある程度の把握が可能であるが、流速が3~4mにも達するため、通常の観測法では採砂器を所定の水深に設置することが難しく特別な装置が必要であろう。

なお河川における抵抗係数の変化や河床波の変化を見ると、実験室資料より予測した値とはほぼ合っており、流砂量は違っているとは考えられず、図3の $\frac{u_*}{u_{*c}}$ 、 τ_x 、 $\frac{1}{d_m}$ の関係は、実河川でも適応可能と考えている。

6. あとがき

本報告において、ほぼ均一河床材料を持つ場合の流砂量と河床波の関係について述べたが、実河川、特に砂礫河川における流砂量把握のためには、まえがきでも述べたが混合河床材料を持つ場合の流砂特性の把握が必要である。そのためには、室内実験による現象把握も必要であるが、実河川における河床波の観測、抵抗係数の把握、河床材料の縦断変化、ダム等の堆積物調査、掃流砂、浮遊砂の粒度分布、および調査が難しいが流砂量観測を行って、総合的に河川における土砂動態を把握していく必要があろう。今後の我々の課題としていきたい。

参考文献

- 1) 山本晃一：相似律の観点から見た移動床流れの水理〔Ⅰ〕、〔Ⅱ〕、〔Ⅲ〕、土木研究所資料第1059 1074、1154号 1975、1976
- 2) 山本晃一：河川の抵抗係数の予測法、土木研究所資料 19-7 1977
- 3) 葛西敏彦：混合粒径砂の流砂量、第15回土木研究所研究発表会 1976
- 4) C.F. Nordin: Aspects of Flow Resistance and Sediment Transport Rio Grande near Bernalillo, New Mexico U.S.G.S water supply paper 1498-H, 1964
- 5) 木下良作；石狩川河道変遷調査，科学技術庁資源局資料36号 1961
- 6) H.P. Guy, D.B. Simons & E.V. Richardson; Summary of Alluvial Channel Data from Flume Experiment, U.S.G.S. Professional Paper 462 1966
- 7) G.H. Gilbert; The Transportation of Debris by Running Water, U.S.G.S. Professional paper 86 1914
- 8) 佐藤清一，吉川秀夫，芦田和男；河床砂礫の採流運搬に関する研究，土木研究所報告 98号 1958
- 9) W.E.S.; Studies of River Bed Materials and Their Movement with Special Reference to the Lower Mississippi River, U.S. Waterway Experimental Station, Vicksburg, Mississippi. paper 17 1935
- 10) その他、多くの文献を借りた。詳しくは1)を参照されたい。