

水工学シリーズ 08-A-5

沖積河川地形－粒径集団と分級の視点から－

河川環境管理財団

山本 晃一

土木学会
水工学委員会・海岸工学委員会

2008 年 8 月

沖積河川地形—粒径集団と分級の視点から—

Topography of Alluvial River — Grain Size Population and Sorting—

山本晃一

Koichi Yamamoto

1. はじめに

本論は、沖積層を流れる河川を沖積河川と呼び、その構造・動態特性を粒径集団と粒径集団の分級と言う観点から示すものである。以下に本論における沖積河川地形把握の基本的スタンスを示す(山本、2004)。

(1) 沖積河川地形は生産土砂の分級・堆積機構の現れ

河川は流水とそれを流下させる器である河床・河岸と氾濫原からなる。河川を流下する水は主として降雨によってもたらされ、その降雨の集水範囲を流域という。河川・流域の地形(景観)は、主に内的営力による地殻変動、外的営力である降雨、地下水、風、熱などによる物理的・化学的風化作用による山地の解体、流水による侵食・運搬・堆積という自然の作用と人間社会の労働・生活活動に伴う人為的作用により、絶えず変化しつつある。

沖積河川は、完新世において河流・波・潮汐・風によって運ばれた堆積物上を流れている地形であるが、河床材料また氾濫原材料は主に洪水によって運ばれたものであり、その材料の質(大きさ)は洪水時の外力の現れである。また河川流下方向および横断報告に堆積物材料の質に差異が生じる主要因は、山間地で生産された土砂が粒径集団からなり、それが流水によって分級されたものである。

(2) 河川地形の階層性と説明因子

河川の地形は、種々のスケールの地形単位が組織化・構造化されたものである。筆者は大、中、小の3つのスケール地形単位に系を階層化し、小さい階層の系では大きい階層の系を仮に固定的な境界条件として、その内部の種々の特徴や変化を規定する主要因子を用いて記述していくことにしている。なお、大スケールは流域スケールの地形スケールであり、河道の水系網や河道縦断形状などである。中スケールはセグメントから川幅の10倍程度のスケール(リーチスケール)の地形であり、蛇行形状、川幅などである。小スケールは水深の10倍程度以下の地形スケールであり、小規模河床波などの小地形である。

例えば、大スケールの河川地形として河川の縦断形を取れば、これを規定する支配因子として上流域の地形・地質(岩質)、地殻変動、気候変化(植生)を取り、これに従属する植生、土壌、生産土砂の量と質、降雨・降雪、気温、海水面変化などを媒介として記述するが、沖積地を流れる河川での中スケール河川地形である河道平面形状を取れば、流量、勾配、河床材料を支配因子と取るのが適切である。

ところで、沖積河川とそれを取り巻く環境との関係を理解しようとするとき、また河道制御という技術の視点から河川を見るとき、本章で記述する河川地形の3つの階層(大, 中, 小)間で表出された情報を相互にやり取りする必要がある。技術の観点(制御の観点)からの情報の流れは、図1.1のようになろう。当該対象階層を意図的に改変するには、対象階層の境界条件を制御(技術)の対象とせざるを得ないこと、その情報は上位階層から流れてくると、下位階層は当該階層の内部構造とその時空変化の説明因子であり、制御の有効性評価の情報として位置付けられ制御対象ではない。すなわち下位階層は上位階層に包摂されるのである。

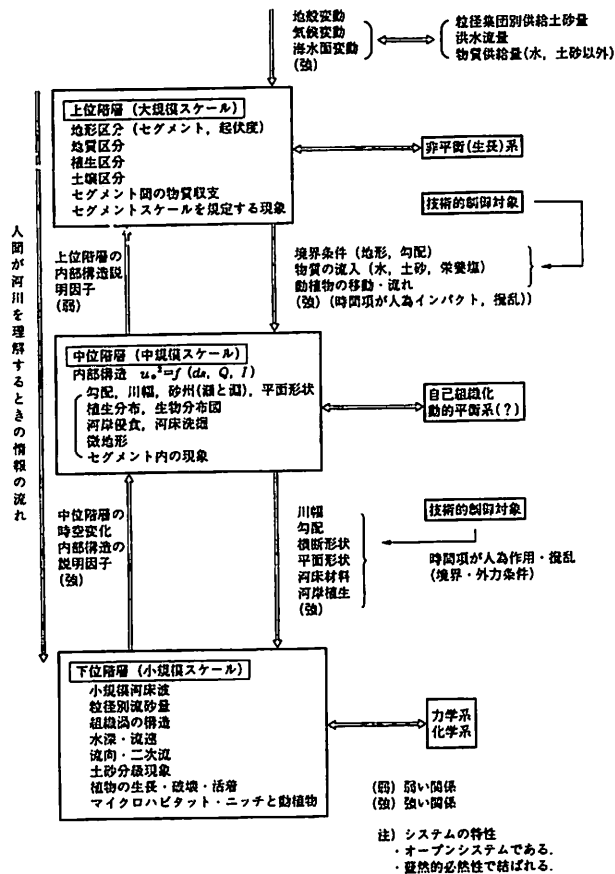


図 1.1 河川地形（大・中・小）を理解・未来予測するための階層間情報の流れ

(3) 人為作用の影響に対する対応

わが国の河川に全くの手付かつの自然河川はない。現存する河川は、人間が河川に働きかけた歴史的産物であり、時代が下るにつれて自然的規定要因から人為的要因の影響がより強くなった人間の手垢のついた 2 次的自然である。

河川地形システムとその構造特性に及ぼした人為的影響とその評価は、本来、人間を含めた歴史的、生態史的視点が必要であるが、人間系は河川地形に対する外力変数として取り扱い、また 通時的視点は系を取り巻く環境要因の時間変化に対する応答関数として捉えることにする。

(4) 河川生態系における河川地形の位置

河川の地形は河川生態系の絶対的存続基盤であることより、河川地形システムは、河川生態系システム記述の土台となるものである。

河川地形の変化を直接的に支配するのは流水と土砂である。生態学の観点から微小地形（10 cm 程度以下）を検討対象空間スケールとする場合には、水生動物を地形形成の説明因子として取り入れなければならないが、通常、河川地形を制御するという技術的対象の考慮スケールではない。河川沿いの草本・樹木は、流水に対して粗度となり流速を軽減したり、時には樹木の周辺の流速を速くしたりして、土砂の堆積や再移動に影響を及ぼす。また草本類は表層土壌の侵食を防ぎ、樹木の根は河岸侵食の抑制効果を持つ。河川およびその近傍に生育する植物は、洪水という攪乱受け、これに耐えられる植物が生き残り河川植生という独自の植性景観を形づくる。

図 1.2 に河川地形と植生の相互作用を流れと流砂を媒介としてその関連を示す。なお河川植生については説明因子として通常時の水量と水質（河川生態系に関わる微生物の作用に大きな影響を受けている）を重要な説明因子として加え、その他に二次的説明因子として気候や周辺地形や周辺植生などが付加する必要がある。

中規模河川地形、河床材料、氾濫原土壌、表層土壌水分はセグメント(⇒2.1)ごとに変わるので、河川生態系の一般的特性を気候帯、河川水質とセグメントにより分類・記述可能である。すなわち、セグメントは河川生態系の河川縦断方向空間区分として利用しうる。また攪乱あるいは人為的インパクトに対しても気候帯がほぼ同じところを流れている河川間では、セグメント毎に河川生態系の応答は似たようなものとなる。

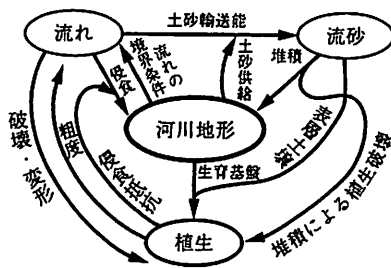


図 1.2 河川地形と植生の相互関連

(5) 時間項の取り扱い

沖積河川地形の時間変化については、検討対象空間の階層スケールに応じて境界を設定し、地形を変化させる攪乱要因ごとに被説明変数がどのように反応するか記述することになる。

中規模スケールの河川地形については、それが動的平衡構造体とみなし、先ず種々の河道特性の共時態特性を記述する。その時間変化に対しては、構造体の説明因子に時間項 t を付し応答方向を予測するが、応答速度については経験的事例を通して共通項を述べることにする。

2. 大規模スケール河川地形と土砂の分級

2.1 河川の縦断形とセグメント

河川の縦断形は大スケールの地形の現れである。河川の縦断形は、一般に上流から下流に向かって徐々に緩くなると見なされているが、実際の河川の縦断形はそれほどスムーズなものでなく、むしろ、ある地点で急に勾配が変わると考えた方が実態に合っている。

山間部を出ると河川は主に自身で運んだ沖積層上を流下する。図 2.1 は木曽川の河床高の縦断形を示したものである。これを見ると河川の縦断形は徐々に変化するとよりも、ある地点で急に変わると考えた方がよい。わが国の沖積河川の縦断形を調べると木曽川事例が例外というものでなく、むしろ一般的なものである(山本, 1981)。山間部を含めて河川の縦断形は、ほぼ同一勾配を持ついくつかの区間に分かれているとみることができる。このような河床勾配がほぼ同一のである区間は、河床材料や河道の種々の特性が似ており、これをセグメントと呼んでいる。河川におけるセグメントの数は、河川によって、また河川をセグメントに区分する目的によって異なる。図 2.1 に示す木曽川の例では、扇状地を流下する区間に当たるセグメント 1、その下流で粒径 0.5mm 程度の中砂を河床材料にもつセグメント 2-2、その下流で粒径 0.25mm 程度の細砂をもつセグメント 3 からなる。上流山地の起伏度が大きくなく単位面積当たりの砂利成分の供給量が少ない河川では、扇状地をもたず、直接自然堤防帯に入り、砂利を河床材料にもつセグメント 2-1 をもつことが多

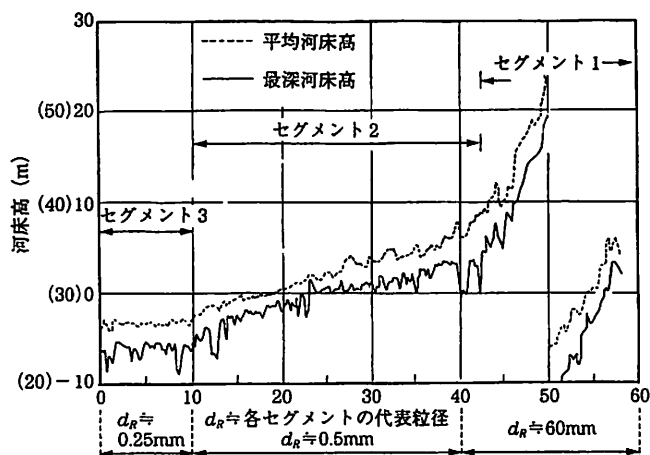


図 2.1 木曾川の河床高縦断形とセグメントの代表粒径

い。

セグメント 1, 2-1, 2-2, 3 に加え、沖積河川の上流の山間部および狭窄部をセグメント M と呼び、これらを地形特性と対応した大セグメントと呼んでいる。表 2. 1 に各セグメントの定義と特徴を示した。このようにセグメントごとの河道の特徴が大きく異なることは、それを存在基盤とする河川生態系もセグメントごとにその特徴が大きく異なるものとなる。セグメントは河道の特徴の単位であると同時に河川生態系空間区分の単位でもあるのである。

実際の沖積河川は詳細に見ると図 2. 2 のように大セグメントを 2 つ以上の小セグメントに区分しえることがあり、これらは小セグメントといっている。粒径 1 cm 以上の供給土砂のうちに平均粒径が 1 オーダー程度の差がある顕著な粒径集団を持ち、かつ各粒径集団の供給土砂量が別々の堆積地形を作るだけの量があると、勾配のかなり異なる別々の小セグメントを形成する。粒径集団の平均粒径の差が 1 オーダー程度の差がない場合や 1 cm 以上の粒径集団の数が多いと、勾配の差の小さい小セグメントが形成され、かつ小セグメントの繋ぎ目が明瞭でなくなる。大支川の合流点は、そこで土砂濃度が変化するので小セグメントの結節点となる(山本、2004)。

表 2. 1 各セグメントとその特徴図

セグメント	M	1	2		3
			2-1	2-2	
地形区分	山間地	扇状地 ← 谷底平野 → ← 自然堤防帯 → → デルタ →			
河床材料の代表粒径 d_R	様々	2 cm 以上	3~1 cm	1 cm~0.3 mm	0.3 mm 以下
河岸構成物質	河床河岸に岩が出ていることが多い。	表層に砂、シルトが乗ることがあるが、薄く、河床材料と同一物質が占める。	下層は河床材料と同一。細砂、シルト、粘土の混合物。		シルト、粘土
勾配の目安	様々	1/60~1/400	1/400~1/5 000		1/5 000~水平
蛇行程度	様々	曲がりが少ない。	蛇行が激しいが、川幅水深比が大きい所では8字蛇行または島の発生。		蛇行が大きいものもあるが、小さいものもある。
河岸侵食程度	露岩によって水路が固定されることがある。沖積層の部分は激しい。	非常に激しい。	中、河床材料が大きい方が水路はよく動く。		弱、ほとんど水路の位置は動かない。

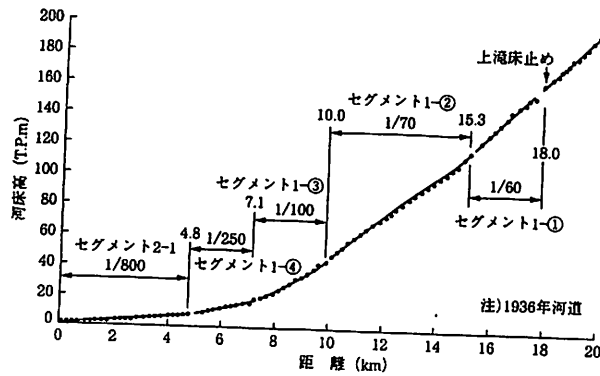


図 2.2 常願寺川の河床縦断系とセグメント区分

セグメント M の区間は、河岸や河床に岩が露出たり、崖からの崩壊礫などの供給により、沖積河川と河道特性が異なるが、兩岸の大部分が現世河川による堆積物である場合は、沖積河川と同様な河道特性を持つ。沖積谷の狭い山間部の河川では、沖積河川と同様な河道特性を持つ区間とそうでない区間を区別し小セグメント区分するとよい。セグメント区分は、地形区分ではなく河道特性から見た区分である(山本、2004)。

わが国の河川は内湾に流出する河川を除けばセグメント 3 をもたないことが多く、また外海に流出し、その前面に海盆が迫る場合には、砂より小さい土砂成分が波浪によって他の場所に運ばれてしまうためセグメント 1 しかもたないことがある。すべての大セグメントを持つ河川は少ない。

2.2 セグメントの形成機構

山間部は所々に堆積地形を持つが、基本的に侵食区間であり沖積地への土砂の供給区間である。その縦断形は、河床岩質、地殻変動、気候変動、河系次数などに影響され、その勾配を規定する要因が多々あり、短い小セグメントの区分されることが多い。一方、沖積地のほとんどは、山間部で生産された土砂が洪水によって運搬され堆積した地形である(洪水以外の土砂運搬要因としては波浪、潮流、風などがある)。沖積河川が 2 つ以上のセグメントを持つのは、山間部で生産される土砂のうちに 3 つ以上の粒径集団(河床材料の粗度の粒径分布形は、対数正規分布形に近いといわれているが、実際には、特性の異なる三つ以上の集団を持っているのが普通である。堆積学では図 2.3 のごとく河床材料の主モードである集団を A 集団、それよりも細かいものを B 集団、A 集団より粒径の大きいものを C 集団と呼んでいる。粒径集団に区分するのは、粒径集団ごとに土砂の移動形態や河道形成や河川生態系に及ぼす役割や影響程度が異なり、河川で生じる現象やその変化を予測するのに実用的であるからである)があり、それらが分級堆積するためと考えられている。

土砂がほとんど深海に流出しない内湾に流出する河川では、沖積層の土質別体積をボーリング資料から算

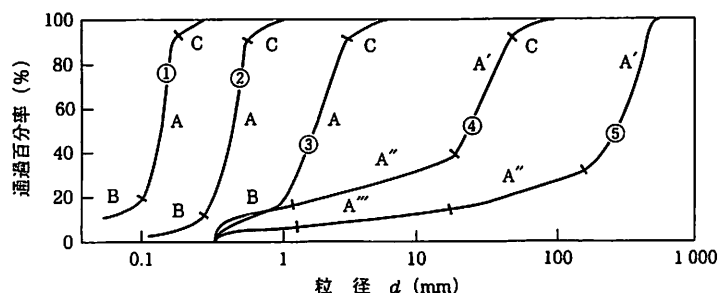


図 2.3 種々の粒度分布形におけるポピレーションブレイク

出ることによって、沖積作用が生じた期間の平均的な河川への供給土砂量を種類別に把握することができる。図 2.4 はこのようにして求めた 5 つの河川の年供給土砂量(1 万年の平均値)と大ダム貯水池の堆積量から評価した年供給土砂量(10~30 年程度の平均値)を、それぞれの土砂生産面積で除し比供給土砂量の形に示したものである。平均化に用いた年数が大きく異なるにもかかわらず、2 つの方法による比供給土砂量は信濃川と淀川を除き近いところにある。この両川は上流に盆地があり、そこでの堆積を考慮していないために差異が生じたものと考えられる。ちなみに信濃川については長野盆地上流域を土砂生産域から除外して求めた比供給土砂量*を付して示した。なお信濃川については潟湖が埋まった後、河口より流失した土砂があるが、それを堆積量としてカウントしていない。供給土砂の質については、砂利：砂：シルト・粘土＝(0~10%)：(35~40%)：(50~60%) 程度の構成比となっている。少ない事例であるが大ダム貯水池の堆積土砂の構成比も同様なものである。参考のため図 2.4 にはアメリカのダム貯水池の例も示した(藤田他, 1998; 山本他, 1999)。

以上のことは、わが国において、ここ 1 万年の平均自然供給土砂量は、近年の平均土砂供給土砂量と大きく変わらないこと、また沖積河川の縦断形が 1 万年程度の時間スケールで三つ以上の粒径集団を持つ生産土砂が堆積分級したものであることを強く示唆している。

実際に砂利と砂の 2 粒径に相当する材料を供給した地形形成模型実験によると、はっきりと分かれた 2 つのセグメントが形成される。完新世における沖積河川形成過程をなるべく単純化し河床変動計算で追い、その再現を試みた。木曽川での検討結果(土砂の輸送は川幅で行われ、堆積は河道の側方移動現象を簡略化して沖積谷幅で生じるとした。また海部においては河道幅が沖積平野幅に等しくなるとした)は実河川の縦断形と堆積層序構造とよく似ていた(藤田ほか、1998)。

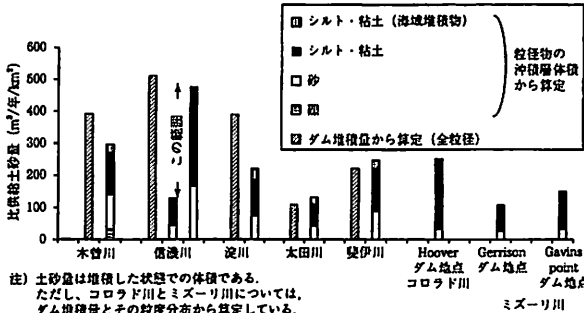


図 2.4 各河川の比供給土砂量 (山本他、1999)

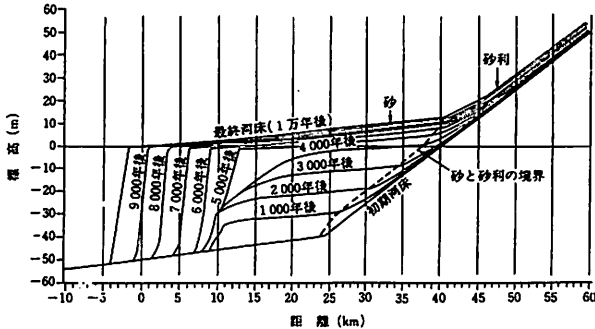


図 2.5 河道縦断形成過程シュミレーション結果 (藤田ほか、1998)

2.3 セグメント垂直変動速度と土砂動態マップ

本来、沖積河川には安定な縦断形は存在しない。われわれ人間はこの変化に意識的に（理論的に）対応することが求められている。そのためには種々の要因により起こっている（起こりうる）縦断形変化速度を見積もり、各変化要因の影響度を知る必要がある。前述した木曽川モデル河川と対象に、種々の要因に対するセグメント1とセグメント2-2の大局的な変化速度、具体的には河床上昇・河床低下速度を木曽川を対象に見積もってみる（藤田他, 1998）。

まず、流量と供給土砂量、海水面が一定の条件での変化速度を①とする。河川改修により築堤が行なわれると、堤防外には土砂の堆積がなくなるので、河床の上昇速度が増加する。この条件下の変化速度を③とする。さらに、この条件下で供給土砂量が大きく減少した場合の変化速度を④とする。この他、地殻変動速度を②、地盤沈下速度（地下水の汲み上げによる地盤の圧密沈下）を⑤とする。

①の変化速度はシミュレーション結果より求めた。③は堆積幅を谷幅Bから河道幅bに変えて評価した。④については供給土砂量零を最も供給量の減少した場合として計算した。②は地殻変動の見積もり結果を参考にした。⑤については主要沖積平野での地盤変化速度を参考とした。

得られた結果を図2.6に示す。得られ変化速度がセグメント全体に及ばない場合には、最も変化速度の大きい場所の値を用いている。図2.6より①の速度は、両セグメントとも1mm/年のオーダーである。築堤し河道の側方への移動をとめた②の場合には河床の上昇速度が1オーダー速くなる。③の地殻変動速度は、①の速度より1オーダー小さく沖積河川縦断形変化に対しては余り考慮する必要はないが、⑤の地盤沈下の速度は、河川堆積作用を超えた時があったことを示す。④の供給土砂量減少による変化速度は、セグメント2-2の方がセグメント1より早く1オーダーの差がある。なお、④の評価における河床変動計算では河床のアーミング現象や沖積層の層序構造について考慮していない。実際の河川の河床変化速度はこれより小さいと判断される。

この他に河床変化速度に影響を与える要因として河床掘削（浚渫）がある。掘削計画によりこの速度は調整可能である。人間の持つ機械力は年間1000mmを超える掘削をも可能としている。

人間が河川・流域に加える諸活動は非常に大きなものであり、従来であれば、ゆっくり変化していた河道が、かなり早い速度で変化し、セグメントスケールの地形変化現象が技術的課題として顕在化した。ダム貯水池の建設、河床掘削、捷水路の建設によって、河道が急速に変わり、また海岸侵食が生じ、河川および河川周辺域の生態系も大きな影響を受けるようになった。

これに対処するには、水系を上から下まで通した土砂の収支を的確に把握・評価しなければならない。流砂系を移動する土砂は、粒径集団ごとに流送形態、移動速度、河床材料との交換、河岸形成、河床変化へ役割が大きく異なる。これについては十分な理論化、技術化が進んでいないが、各粒径集団が河川を流下するに従って、セグメント毎にどのような運動形態をもち、かつ河道形成に寄与しているかを量的に把握するという方向で検討が進んでいる（藤田ほか, 1999；山本他, 1999；河川局治水課他, 2000；海野他 2004）。

流砂系を移動する土砂は、粒径集団ごとに、またセグメントごとに流送形態、移動速度、河床材料との交換、河岸形成、河床変化、生態系への役割が大きく異なる。セグメント1あるいはセグメント2-1とつながる場合には、少なくとも粒径1cm以上の砂利、砂、シルト・粘土という3つの粒径集団ごとに土砂動態と収支を考えることが適切である。図2.7のように砂利の動きは砂利区間の河床変動を、砂の動きは砂河床の河床変動を、シルト・粘土（一部、細砂、微細砂を含む）は河岸・高水敷（氾濫原）の形成や河口部・沿岸域の低速域での堆積を支配する。これらの種類の異なる河川地形変化を予測・制御するためには、それぞれの河川地形を支配する粒径集団（有効粒径集団という）に着目して土砂の収支を把握しなければならない。逆に当該粒径集団以外の粒径集団を合わせて追跡する必要は必ずしもない。

現在、土砂の動態・収支の表現法については、視覚的に流砂系全体を捉えるため、粒径集団ごとの、ある

いは検討の対象とする有効粒径集団の水系土砂動態マップの作成が進められている。これは、土砂生産域から河口まで粒径集団ごとの土砂移動量を図 2.8 のように土砂移動量の太さで示したものである（河川環境管理財団、2002）。河川・流域における人間のインパクトが水系のどこにどのように影響を及ぼすかは、過去、現在、近未来の 3 枚の土砂動態マップを描くことにより、的確に判断しえるようになる。さらにこの土砂動態マップ情報を 1 次元河床変動計算に繰り込むことにより、河床縦断形の将来予測が、より適確になるのである。

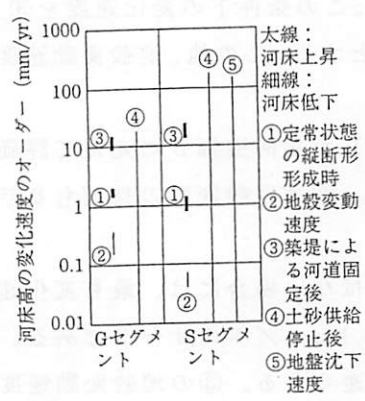


図 2.6 モデル縦断形変化速度のオーダー
(藤田ほか、1998)

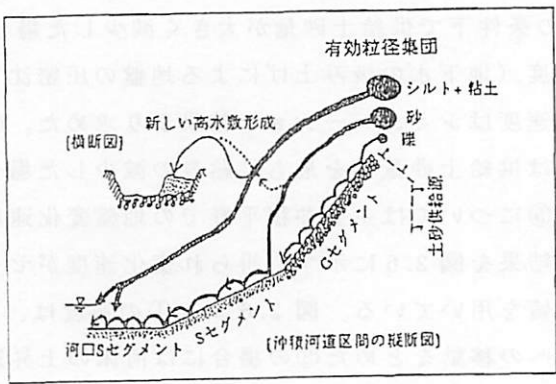


図 2.7 粒径集団の流送形態と河川地形変化
に与える影響（藤田ほか、1998）

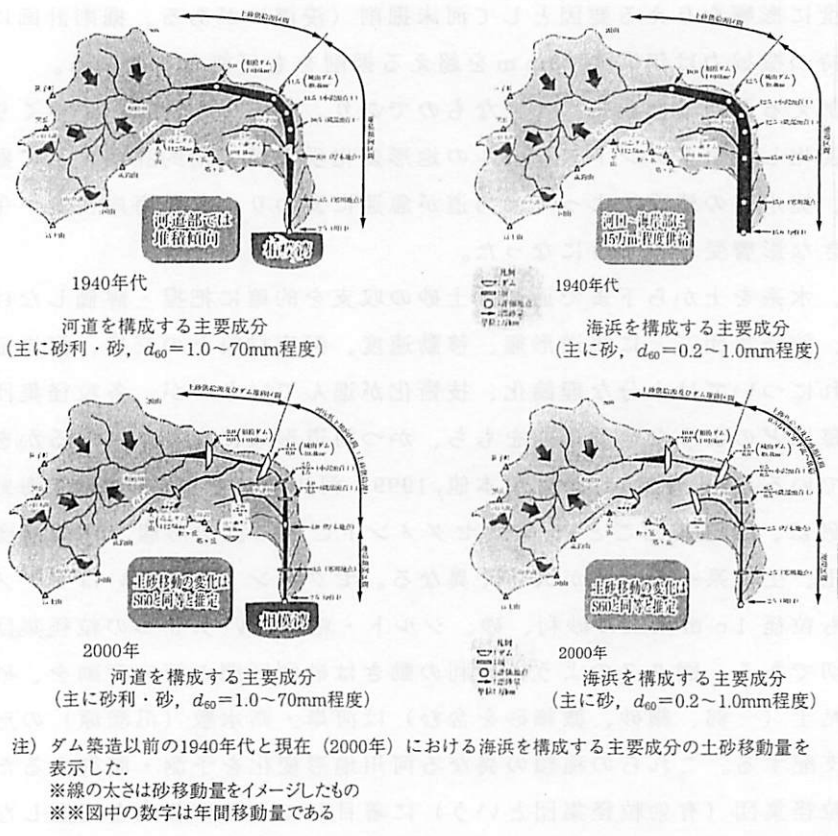


図 2.8 相模川における年平均土砂移動量に関する土砂動態マップ（河川環境管理財団、2002）

3. 中規模スケール地形と土砂の分級

3.1 河床に働く洪水時の掃流力と河道材料

図 3.1 は、日本の一級河川沖積河道区間において平均年最大流量 Q_m 時に低水路河床に働く平均掃流力（ここでは掃流力 τ を水の密度 ρ_w で除した摩擦速度に 2 乗 $u_*^2 = g \cdot H_m \cdot I_b$ で表してある。 g は重力加速度、 H_m は平均水深、 I_b は河床勾配である。 $1 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ は、 0.1 N/m^2 に相当する）と代表粒径 d_R （河床材料のうち、小粒径成分であるマトリックスを除いた河床材料の平均粒径）の関係を示したものである（山本、2004）。

d_R が 2 cm 以上の河道では、 Q_m 時の u_*^2 は河床材料が全面的に動きうるような値となっている。セグメント 1 では河岸が河床材料と同様なもので構成されており、河床材料が全面的に移動し得る掃流力の状態まで川幅が拡がり、それ以上拡がると砂州の移動を伴いつつ、一方で侵食、他方で堆積が生じて、ある範囲に落ち着くのだと考えられる。セグメント 2-1 では河岸の上・中層が粘着力をもち流水にある程度耐えられる材料から成るが、下層は河床材料と同様であり、洪水時に河床が全面的に移動すると、湾曲部に深掘れが生じ河岸が崩れてしまうので、セグメント 1 と同様な代表粒径と u_*^2 の関係になるものだと考えられる。

d_R が 2 cm 以下 0.6 mm 以上の河道では u_*^2 がほぼ $150 \sim 200 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ となっている。これは河岸の粘土混じりシルト・細砂の耐侵食力の大きさが、河床材料を移動させる力より大きく、河岸の耐侵食力に応じた河道スケールになるためと考えられる。ただし、これは河岸が侵食されないということではない。凹岸側が侵食をされると、その後、凸岸側への細粒物質の堆積が生じる水理環境となり、ある川幅に落ち着くのである。これより d_R が小さくなると急に u_*^2 が小さくなる。中砂を河床材料としてもつセグメント 2-2 の河道では、上流のセグメントで浮遊砂的に流下していた中砂が掃流砂となるような u_*^2 の値に、また d_R が 0.3 mm 以下の河床材料をもつセグメント 3 の河道では、上流のセグメントでワッシュロード的であったものが、浮遊砂的な運動形態をもつ水理量（ $u_* / \omega = 4 \sim 5$ 程度、ここで ω は粒子の沈降速度）となっている。

低水路のスケール、すなわち、川幅 B 、河積 A 、水深 H_m は、図 3.1 および別途求めた平均年最大流量時の流速係数 ϕ と代表粒径 d_R の関係を示す図 3.2 より、平均年最大流量 Q_m 、河床勾配 I_b 、代表粒径 d_R の 3 量でほぼ評価される。なお低水路満杯流量は平均年最大流量に近い。

図 3.2 より ϕ は d_R と I_b によってほぼ定まるので

$$\phi = f_1(d_R, I_b) \quad \dots \dots \dots (3.1)$$

図 3.1 より

$$u_*^2 = f_2(d_R) \quad \dots \dots \dots (3.2)$$

であるので、 $u_*^2 = g \cdot H_m \cdot I_b$ および $Q_m = B \cdot V_m \cdot H_m$ より

$$H_m = 1 / g \cdot f_2 / I_b \quad \dots \dots \dots (3.3)$$

$$B = f_1^{-1} \cdot f_2^{-3/2} \cdot g \cdot I_b \cdot Q_m \quad \dots \dots \dots (3.4)$$

$$A = f_1^{-1} \cdot f_2^{-1/2} \cdot Q_m \quad \dots \dots \dots (3.5)$$

となる。図 3.3、図 3.4 に平均年最大流量時の水深と流速と代表粒径、勾配の関係を示す。

以上、河道の平均的なスケールは、 Q_m 、 d_R 、 I_b の 3 量の関数として表現しうる。その他の種々の地形要素 Y_i についても

$$Y_i = f_i(Q_m, d_R, I_b) \quad \dots \dots \dots (3.6)$$

の関係が成立するものとして記載が可能である。すでに大セグメントごとに基本的な共通性が整理されている（山本、2004）

なお河口域については、波浪、潮汐、潮流、風、河水と河川水との密度差などの要因の影響を受けるが、河口より少し上流であれば、潮汐流の影響の大きい有明海湾奥に流出する河川（河道の形・スケールが潮汐流に規定されている）を除けば、これらの要因の影響は小さい。

セグメント M（山間部河川）の河道で河岸が谷壁で硬く、かつ河床がアーマ化していない場合は、平均年

最大流量時の u_*^2 の値が同一代表粒径の沖積河川の場合に比べて少し大きい。土砂流出量の大きくない河川では、河床はアーマ化し平瀬状となり、またベドロックが河床に露出することが多い。このような場合は、図 3.1 の関係が成立しない。

河川生態系と中規模河川地形（生態学で言うメソハビットスケールの地形）は、相互に密接な関係にある。特に植生は中規模河川地形形成の重要な要因であり、中規模河川地形は流水と植生の相互作用の現れでもある。河川生態系の基本的な特性・特徴についても、式（3.6）式の関数関係が成立するのである。

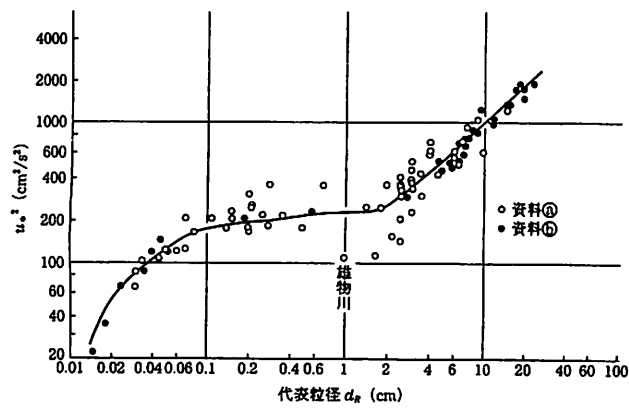


図 3.1 日本の沖積河川の u_*^2 と d_R の関係

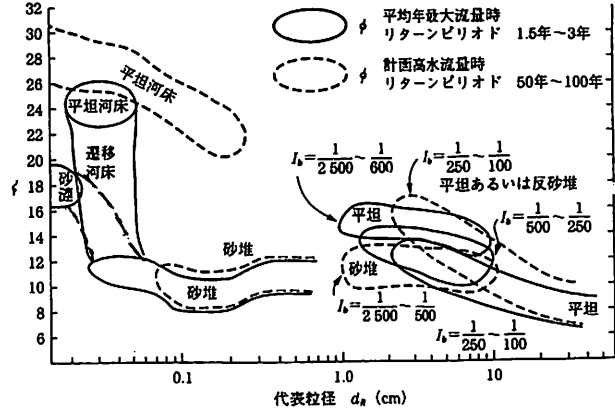


図 3.2 平均年最大流量時の ϕ と d_R の関係

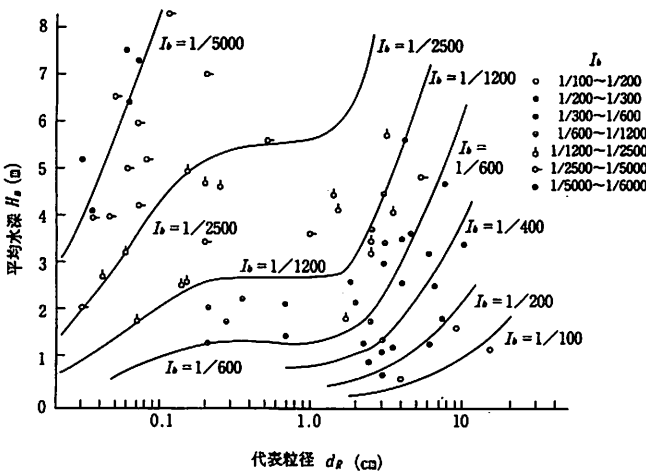


図 3.3 平均年最大流量時の水深 H_m と d_R 、 I_b の関係

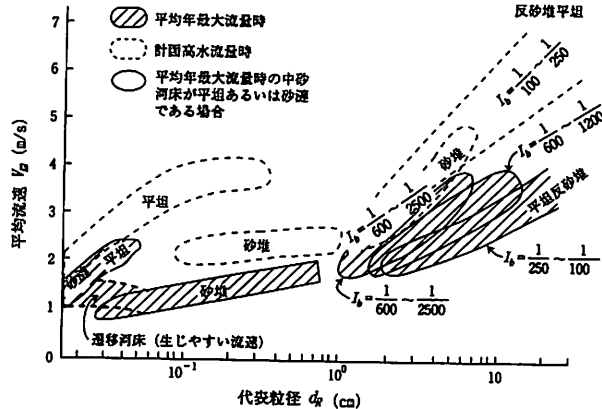


図 3.5 平均年最大流量時の流速と d_R 、 I_b の関係

3.2 河床地形と土砂の分級

河床は、河床に発生する砂州や湾曲などによって生じる流れの不均一により、河床に凹凸や土砂の分級堆積が生じる。このような河床の凹凸とそれに対応した河床材料粒度構成と堆積構造は、水棲昆虫、魚類、水辺の植生などの空間特性を規定する重要な要素である。それゆえ、河川生態系の観点から、河床地形の分類がなされている。

可児（1944）は、水棲昆虫の生態系の説明要素として河床地形の分類を行っている。

平水時における河床地形を水深、流速、河床材料などの状態から図 3.5 に示す平瀬、早瀬、淵の 3 要素の分け、下流に向かって平瀬、早瀬、淵と連なる一組を単位形態（単位景観）と名付けた。また可児は河川を平面的に見ると、河川の屈曲と単位地形との関係にいくつかの型があるとし A、B の 2 型に分けた。

A 型：1 屈曲（蛇行の半波長）内に、多くの単位形態の瀬と淵が縦断方向に連続する。主として溪流に見られる。瀬はすべて早瀬である。

B 型：1 屈曲内に瀬と淵が 1 つずつ交互に出現する。河川の中・下流に典型的に見られる。

さらにこれに加えて、流れの状況を a、b、c 型に区分した。

a 型：瀬から淵に変わる時、河床が縦断的に連続せず、小さな滝となって落ちる。

b 型：瀬から淵に変わる所は河床が急であり、水面が波立ち早瀬となる。その上流は平瀬となる。

c 型：瀬から淵の変わる所の波立ちが無くなり、平瀬となる。

a、b、c 型は、溪流部、上・中流部、下流部にそれぞれ典型的に生じるものであり、また A、B 型と a、b、c 型とは河川の空間位置との関連から組み合わせとして、Aa、Bb、Bc の 3 通りがあるとした。

上述した河床型は中小河川を対象としたものであり、大河川を含む河床型については網羅しきれていない。河川工学的視点から見た河床型を、瀬・淵、砂州、河道平面型の 3 つの概念で、セグメント別に説明し、河床型概念の拡大を図る。

勾配が少し緩い山間部の河川、沖積地河川では中規模河床形態といわれる砂州が発生する。砂州は、河道地形の一つのユニット（可児の言う単位形態に相当する）であり、瀬や淵はその部分である。図 3.6 は直線河道における砂州の形態とスケールを示したものである（山本、1994）。洪水時には、交互砂州の発生している河道では水流が蛇行し、複列砂州およびうろこ状砂州の存在する河道では水流が集中と発散を繰り返す。直線河道では、砂州は下流に向かって移動し、それに伴って河岸侵食位置が変化する。

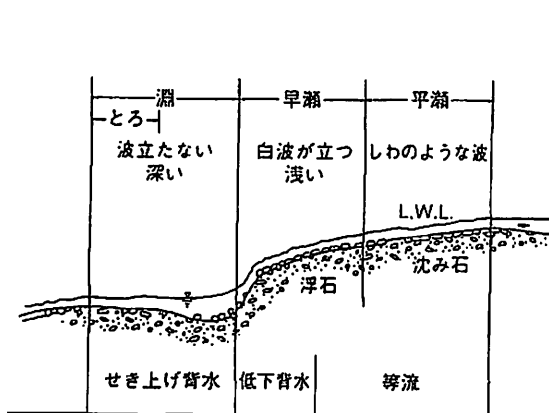


図 3.5 単位河床形態の模式図

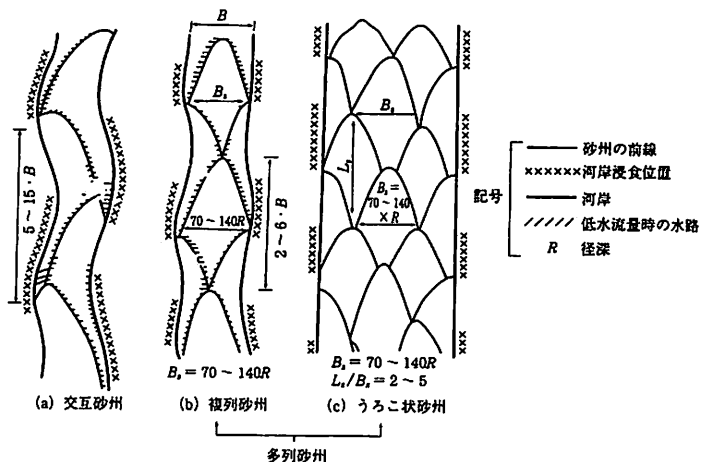


図 3.6 典型的な砂州のスケール

セグメント 1 および 2-1 の河道では、砂州のスケールは図 3.6 に示すように低水路の川幅 B と平均年最大流量時の水深 H_m に規定される。交互砂州の波長 L_s は B の約 10 倍程度であり（ただし河幅水深比が 40 を越えるとは L_s/B の値は小さくなる）、緩やかな蛇行する河川の蛇行長に対応する。自然河川では、河岸侵食に伴う河道位置が変化し、蛇行が発達する。セグメント 2-1 および 2-2 では、川幅水深比の小さいほうが蛇行度 S （水路長を谷長で除したもの）が大きい。複列砂州およびうろこ状砂州の L_s/B は 2～5 程度である。複列砂州が生じるような B/H_m が 100 程度では、流水の集中点が両岸に生じるので、蛇行度は小さく狭広を繰り返す平面形状となる（山本、1994）。

河川の水深は流量変動に伴って変化するが、砂州のスケールは河床材料を全面的に移動させるに十分な流量で、かつ頻度の比較的高い流量における水深に対応すると考えられ、セグメント 1、2-1 では平均年最大流量程度である。すなわち、砂州の形態、蛇行程度は Q_m 、 H_m 、 I_b の 3 量に規定される。一方、砂を主成分とするセグメントでは、比較的小さい流量でも河床材料が動くので、大流量時と小流量で砂州の形態やスケールが異なることが多い。したがって、平水時の河床地形データから洪水時の砂州形態を推定できないことが多い。

屈曲した河道が護岸施設や岩・谷壁によって固定されていると、それらが砂州の移動・配置に影響を与える。河道の湾曲度が大きい場合で交互砂州が発生するような B/H_m であれば、砂州は移動しなくなり、深掘れ部の位置が固定される。

(1) セグメント 1

セグメント 1 の河床形態は、大河川(流域面積 100 $k\ m$ 以上)では、平均年最大流量時の川幅水深比が 100 を超えるので、2 列以上の多列砂州が発生し、その位置が、洪水により移動変形する。可児の言う単位形態が川中に多く現われ、流れの状態は b 型あるいは平水時に流れが無い状態となる。中小河川では、交互砂州が発生し、 Bb 型の河床型となる。河道の側方移動より、砂州の流下方向移動速度の方が速いので、河道は大きくは蛇行しない(ただし河道が下刻し、段丘地形を作るような所では大きく蛇行することがある)。

セグメント 1 の河道においては、上流部に活火山や崩壊地があり小流量でも上流部から砂分を供給するような河川を除けば、洪水後期、主流部の表層の砂分・小礫分は流水により移動し、砂州前縁線沿い(ただし、平水時、流水のある早瀬となるところは除く)に堆積する。したがって平水時流水が流れる滞筋部の表層材料は大きくなる。早瀬に近い平瀬の所は、平水時、流水の一部が河床に潜りこむので、表層下のマトリックスに細砂・シルトがトラップされ、徐々に透水性が悪くなる。砂州を動かすような洪水がないと、小出水時に輸送される細粒物質(シルトを含む)が表層礫の間にトラップされるので、これに拍車をかける。

洪水後砂州上の河床材料は、滞の所の粒径が大きく、砂州頂付近は小さい場合が多い(移動床実験の観察によると、洪水中、滞の所に細粒が集中的に流れ、河床に細粒分が多くなることもある)。

このような状態で植生が進出し、より細粒土砂をトラップし島状の地形(氾濫原的層序構造を持つ地形)を作ることがある。ただし大洪水時には、この細粒砂層は破壊されてしまうことが多く安定的地形とはいえない。

(2) セグメント 2-1

セグメント 2-1 の河道は一般に蛇行河川であり、 Bb 型の河川(蛇曲)となることが多いが、川幅水深比が 70 を超えると、複列的砂州あるいは複列砂州となり単位形態の発生位置が Bb 型とは異なるものとなる。複列砂州的な砂州形状となると、その一部は、平水時、ワンド状地形となることがある。大きな洪水がないと砂州の一部に草本類が生育し細粒物質が堆積し、さらに樹林化が進む。複列的砂州が発生している区間では、緩い蛇行形状であることが多く、また砂州の移動速度が遅いこともあり、かつての砂州淵部が固定的なワンドとして長い期間存置する事がある。

セグメント 2-1 の河川において、沖積谷の広い所を流れる自由蛇行河川(河岸侵食による側方変動の制限の無い河川)では、蛇行の進行に伴い、淵と瀬の配置形態が交互に発生する Bb 型とは異なり、淵が片方の岸に連続したりする(迂曲)。

一般に、平水時の流路は B 集団が抜け出し粒径が大きい、勾配のゆるい場合には淵に砂が堆積することもある。ポイントバーが形成されている所では、湾曲による 2 次流により土砂の分級作用、横断方向の流速差により、凸湾部河岸に近いほど粒径が小さく、砂となることもある。凹部が侵食されると、凸岸部の堆積が進み浮遊砂の堆積により河岸形成が進む。このような堆積機構の結果として、河岸は下部が河床堆積物である礫が、中層が砂質土となり、上層が細砂・シルト層となる。なお大洪水時には、砂州上に砂堆が発生する。

小河川で河道を人為的に直線状とすると(平均年最大流量時の川幅水深比が 10 以下)、砂州が発生しなく

なるので、瀬と淵が不明瞭となる。

(3) セグメント 2-2

セグメント 2-2 の河川においては、小流量でも河床材料の A 集団が移動しえるので(ただし河口部は除く)、洪水時に形成された砂州は小流量で変形されてしまう。わが国の河川は洪水の流下する時間が短く、洪水時の水理量の対応する砂州が発達しないうちに流量が小さくなってしまふので、淵の位置や深さが安定しない。特に直線形状の平面形を持つ河川では安定しない。河道平面形が湾曲している場合は、洪水時にポイントバーが湾曲形状に応じて発生するので、直線状河川より淵の位置が安定するが、小流量時の水理量に対応した砂州が発生すると、滞の部分が埋められてしまう(山本, 1989)。単位河床形態は、c 型である。

日本海側でセグメント 2-2 が河口と接続する場合は、海水面の影響により小流量時 A 集団の材料が余り動かず、洪水時の砂州スケールを保持し、淵の位置がその砂州の配置により規定される(例、阿賀野川下流部)。

わが国ではセグメント 2-2 における砂州上での土砂の分級作用は、洪水時間が短く高い砂州が形成されないこと、従って小流量に対応する小規模の砂州が形成され易く移動するので強くない。ただし砂州の高い所に河床材料の A 集団より 1 つ粒径の小さい粒径集団が小流量の時に掃流砂として堆積する。斐伊川(河床勾配 $I_b=1/800$ 、A 集団 $2\sim3\text{mm}$)では、写真 3.1 のように砂州の高い所に $0.3\sim0.4\text{mm}$ の砂が分級堆積している(この B 集団は洪水時河床近くを浮遊砂として移動している。洪水終期に A 集団が移動しない水理条件の所で掃流砂として移動集積するのである)。図 3.7 に砂州頂部付近に堆積した中砂集団と河床の小礫集団(河床材料)の粒度分布を示す。なお、1960 年代低水路であり、現在高水敷となったところ(17km 右岸)の堆積物は、検土丈による調査によると、大部分が表層から地中方向に、シルト混じり細砂、 0.3mm の砂(70~90cm)、 $2\sim3\text{mm}$ の小礫となっている。なお他の地点の調査により 0.3mm の砂層に下にシルト層が挟むものもあった。蛇行河川におけるポイントバーでは、凸岸部河岸の後半部付近に B 集団が堆積する。

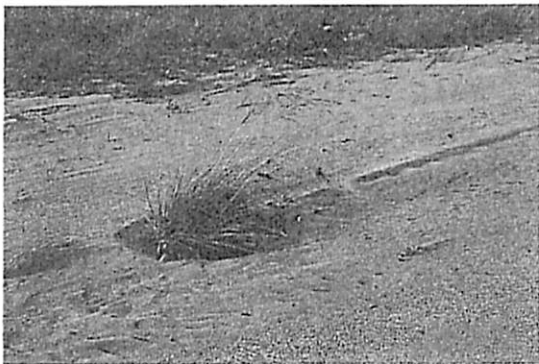


写真 3.1 斐伊川 12.4 km 砂州頂付近の砂分級堆積(山本、2004)

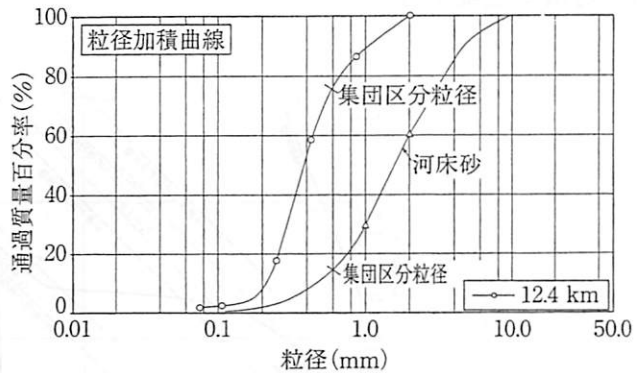


図 3.7 斐伊川 12.4km の砂州頂付近表層堆の砂の積物と河床材料

(3) セグメント 3

セグメント 3 で直線状の河道で細砂 ($0.1\sim0.25\text{mm}$) を河床材料とする場合で川幅水深比が 100 を超える黄河、ブラマプトラ川では、形が複雑な砂州(砂利州のようにきれいなうろこ形状ではない)が発生しているが(黄河水利委員会、1991. Coleman, 1969)、わが国の河川では砂州の顕著な発生事例はない(川幅水深比が大きくないこと、洪水時間が短く洪水時の水理量に対応した砂州が形成されないことによる)。さらに A 集団が 0.1mm 以下では砂州の発生がみられない(粘土混じりシルトとなり分級度の悪い堆積物となってしまう。いわゆる泥川)。ただし、河道が蛇行していると、水衝部(凹岸)が深く、そこでは河道横断形状が逆三角形

となる。

細砂をA集団として持つ河川で河口に接続する場合は、流れの弱い川岸付近や川幅の広い所に粘土混じりシルトが堆積する。筑後川ではA集団は細砂であるが、河岸付近にはB集団であるシルト質の堆積物となっている。六角川ではA集団はシルト・粘土であるが、主流部（滞筋）にはC集団である細砂が存在する。

細砂を河岸付近に持つ場合で滞りが河岸によった所の河岸付近河床横断方向勾配は 1/3 程度である。シルト・粘土質である六角川の河岸付近河床横断方向勾配は、1/10～1/5 程度であり、若い河岸（ここ数100年で形成された河岸付近）ほど緩い（山本、1991）。

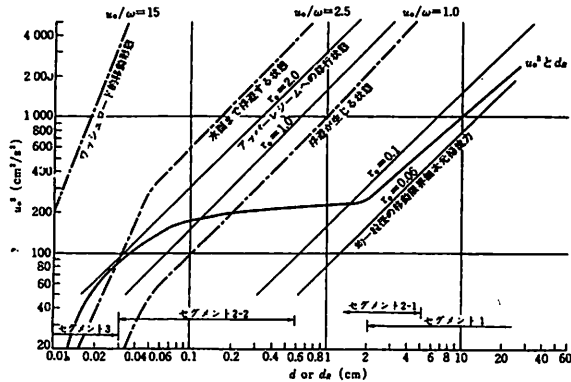
セグメント 3 の長さが短く、河口に接続している場合は、洪水の大きさによって河床に働く掃流力が大きく変わるので、河床材料のA集団の粒径が洪水によって変わってしまうことがある。

3.3 河岸侵食および氾濫原堆積に伴う土砂の分級と堆積構造

図 3.8 は、 u_*^2 の値と粒径 d の平面図上に粒径 d の材料の u_*/ω が、1、2.5、15、粒径 d の材料の無次元流力 τ_* が 0.1、0.06 となる条件を一点鎖線で示したものである。ここで ω は粒径 d の粒子の沈降速度である。 u_*/ω の値 1、2.5、15 は、粒径 d の材料が流水中においてワッシュロード的運動形態で輸送されるのに必要な u_*^2 、水面まで浮遊されるに必要な u_*^2 、浮遊が生じるに必要な u_*^2 の値を示すものであり、 τ_* の値 0.06 は、均一粒径の材料の移動限界無次元掃流力に相当する。同図中には、日本の沖積地河川における平均年最大流量時の u_*^2 と代表粒径 d_R の関係も太実線で示してある（山本、2004）。

ところで大洪水（1/100 年確率相当）時の低水路の u_*^2 は、氾濫を防ぐ堤防が完成している場合は、平均年最大流量時の 2 倍程度であり、堤防が無ければ氾濫するのでこれほど大きくならない（沖積谷幅が川幅に比較して大きいほど、平均年最大流量時の値に近づく）。

以上のことを踏まえてセグメントごとに、河岸侵食および氾濫に伴う中規模河川地形と氾濫原堆積物の土質材料の特徴を記載する。



ところの表層に細粒物質が堆積することがあり、そこに草本類が生え、後の洪水で侵食されないまま、礫がその上に堆積することがある。河岸の層序構造の中に砂層が挟まるのは、このような現象の結果である。

扇状地河川の河岸高は低く、一方で土砂の堆積作用が激しいので、堆積し易い所（小セグメントの結節点、川幅の広がる場所）では、河床が周辺より高くなり、流路の変更が生じる。新しい流路となるところは、周辺より相対的に低いところである。扇面には放棄された河道跡、すなわち砂州を単位とした地形が残る。人為的に堤防・護岸により流路変更を防止すると、堆積作用が侵食作用より卓越する区間が天井川となっていく（下流から上流に伝播）。

従来河床であったが人為的河床掘削や主流部の河床低下により高水敷化した所では、過去の砂州形状が高水敷に残り、淵の部分が水溜りになったり、ワンドとして残ったりした。草本類が生えると浮遊砂がトラップされ細砂や中砂が堆積し、徐々に高水敷の凹凸の度を低減させていく（李ほか、1998）。大洪水時には、流水が走る所で高水敷の表層土が侵食され窪地を作ることがある。

(2) グメント 2-1

平均年最大流量時の川幅水深比が 50 以下で河岸が硬いもので構成されていない自由蛇行河川での蛇行の発達過程の典型例（1 蛇行長に 2 つのプール（淵）のある蛇曲から 3 つ以上ある迂曲へ）を図 3.9 に示す（Kondrat'yev, 1968；木下, 1961）。蛇曲の状態においては、外湾部の最大曲率点に位置を基準点とすると河岸侵食部の長さは下流の方が長いので、蛇行の振幅を増しつつ低水路位置を全体に下流に移動させるが、振幅の増大につれて水路長が長くなると、砂州の分裂あるいは新たなプールが発生し、これが生じると低水路全体の下流への移動は停止する。侵食部の長さは、砂州の前縁線が河岸から離れる地点から対岸に達する地点まで、あるいは滞りが河岸に寄った範囲であり、一回の河岸侵食量は、河岸高の数倍程度である。

河岸侵食が生じると対岸は堆積が進み河岸付近には中砂が堆積し、そこに植生が生えると細砂・シルトをトラップして土砂の堆積速度が増し高水敷化していく。堆積側には線状の微高地が認知されることがある。線状の微高地の間隔は、河岸高の 2～3 倍であり、これはちょうど一回の河岸侵食量に対応している。線状構造は対岸の間欠的な河岸崩壊に起因していることを示唆している。高度の差異により表層土壌の水分条件および氾濫堆積物が異なり、植生配列が線状構造と調和する。

河道の側方移動が制御された河川では河岸沿いに自然堤防が発達する。その高さは 1～2m 程度であり氾濫原側の斜面勾配は 1/30～1/40 程度である。大洪水時には、流水が乗り上げる所に中砂、細砂を堆積する。これを特に河畔堆積物といっている。河畔林あるいは水防林があると氾濫原への流水の乗り上げが妨げられ河畔堆積物量の堆積量が減少する。河畔林あるいは水防林が流下方向に切れているとそこから流水が氾濫原に流れ込み、砂が多量に堆積することがある。乗り上げ部流速が速いと（2～3m/s 程度か）、砂分が堆積でき

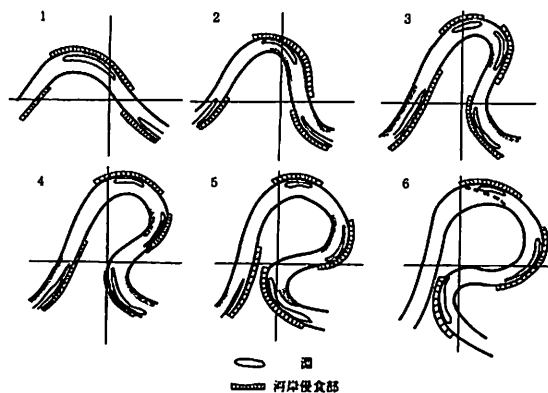


図 3.9 蛇行の発達過程（コンドラチョフ、1968 に付加）

ず高水敷表土を侵食し侵食水路を形成することがある。

平均年最大流量時の川幅水深比が 70 を超えると、湾曲部の下流側には図 3.10 のような砂州形態となり、より川幅水深比が大きくなると、いわゆる複列砂州が発生し、河道内の島状の地形が生じる頻度が増す(山本、2003)。

セグメント 2-1 では、氾濫時流水の乗り上げ部に堆積した細砂・中砂は河岸侵食により侵食されてしまうので、河岸に沿った自然堤防の存在は顕著でない。しかしながら河道位置を固定してしまうような曲がりのある狭い沖積谷を流下している場合、あるいは人為的に河岸侵食を防止すると(近世に始まる)、河道位置が固定されるので、高い自然堤防が形成される。ここには水防林が残り、その背後は水田化されていることが多い(由良川、江の川、豊川)。

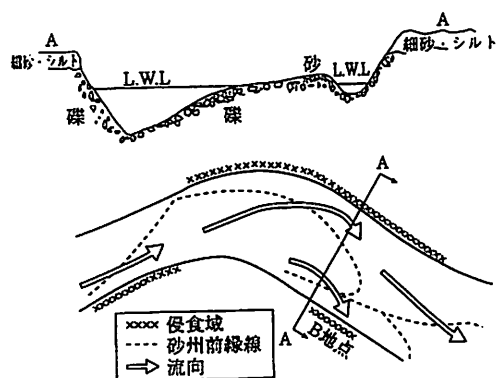


図 3.10 川幅水深比が 70 程度の湾曲部

(2) セグメント 2-2

自然蛇行河川の河道平面の変動形態は、セグメント 2-1 と同様であるが、平常時と洪水で砂州のモード(列数)が変わることがあるので水衝部がセグメント 2-1 ほど安定しない。多列砂州の発生する場合、その砂州幅 B_s は水深の 100 倍程度となろうとする。セグメント 2-2 では小流量時でも河床材料が動くので、洪水時と平水時では砂州のスケールが異なるのである。勾配の急なほど平水時の砂州移動が活発で砂州のスケールが小さく、水衝部が固定されないで、河道の蛇行度は大きくなる(山本、1989)。

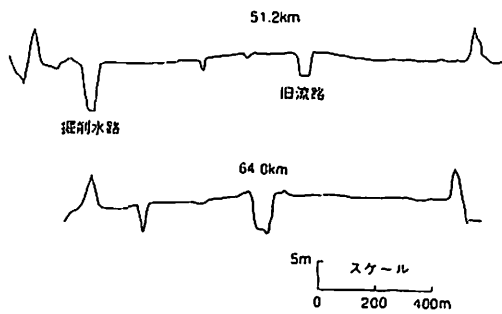
また、わが国のセグメント 2-2 の河道区間は、縄文海進時、海面下であった所を流れていた河川が多く河岸に粘土層が存在することが多いためか、河道の側方移動量が小さい。

河岸は、一般に、下層が河床堆積物と同様な掃流堆積物であり、中層は洪水時の岸よりのポイントバー堆積物(細砂とシルト混じりの細砂の互層である)である。上層は氾濫原堆積物でありシルト混じり細砂あるいは細砂混じりシルトであるが、洪水時に河岸に乗り上げた流れにより運ばれた中砂を挟むことがある。しかしながらセグメント 2-2 の河道では側方移動が顕著でないこともあり、後背湿地堆積物である粘土層が河岸侵食部に露出することが多い。

側方移動が余り見られなかった河川では、河岸沿いに自然堤防が発達し、背後より 1~2m 高く、その横断方向勾配は $1/30 \sim 1/150$ 程度である(形成されてから 30 年以下の若い自然堤防、また A 集団の粒径が大きいほど横断方向勾配が急である)。

大洪水時には、洪水が高水敷に乗り上げる所、あるいは低水路と高水敷の流速差に基付く河岸渦が形成され渦により低水路の物質が高水敷まで運ばれる所の河岸沿いに細砂あるいは中砂を帯状に堆積する(伊勢屋、1980; 建設省河川局ほか、1990)。

(1) 荒川セグメント2-1
1629年久下瀬越へ後、400年で形成された自然堤防



(2) 利根川セグメント2-2 (88.5km)

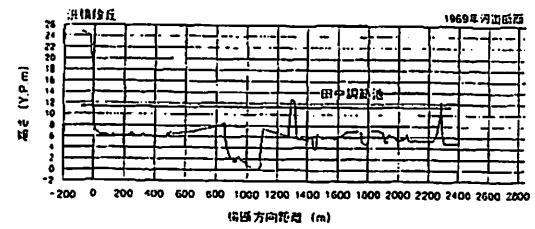


図 3.11 約 400 年で形成された自然堤防

(3) セグメント 3

わが国のセグメント 3 の河道区間が存在する所は、ここ 50～1000 年の間に沖積地となった所が大部分であり、沖積地は人為的影響を強く受けている。河岸侵食は、ほとんど見られない。河岸近くの表層堆積物は細砂混じりのシルト・粘土である。自然堤防の発達は顕著でなく、氾濫原は平坦であり、よし原であることが多い。

3.4 人為的インパクトに対する中規模河川地形の応答

図 3.1 は、沖積地河川が持つ基本特性であり、この関係となるように河道が調整される。実際、河道掘削によって河積を増大したり、蛇行していた河川を直線化したりした後の変化は、図 3.12 に示すように、図 3.1 の関係に戻ろうとしている(山本、2004)。

河川地形および生態系の変化に関する事例研究と図 3.1 より、河岸の侵食が許されている沖積河川での平均年最大流量 Q_m および対象としているセグメントの河床材料の A 集団の土砂の上流部からの供給量 Q_s が変化した場合において、対象セグメントの特性がどう変わるかを概略推察することができる(山本、2004、2005)。

なお、河床掘削、供給土砂量の減少により、河床および河岸に沖積粘性土、洪積層、第三紀層が露出する河川が増え、河道の変化に河床下の土層構造に関する情報を加味しないと現象の解釈ができない河川、すなわち沖積河川の枠組みから外れた河川が増えている。幸い堤防の安全度の点検のために堤防下の土層構造が調査されているので、河川地形の変化と河道地質・土質の関係に対する分析が可能になり、新たな知見が増えつつある(山本、2008)。

セグメント 2-1 および 2-2 の氾濫原は、北海道および東北北部の河川を除けば、近世以来沖積地開発の対

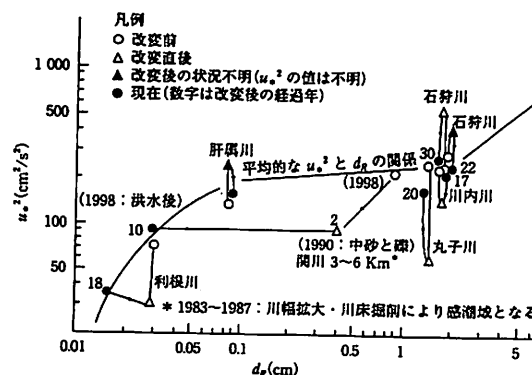


図 3.10 人工的河道改変後の河道の応答

象であった。セグメント 2-1 の自然堤防では、水防のため樹林の存置、あるいは水防林の造成がなされたが、開発意欲が強い所では伐採され畑作地となった。その背後は水田となったところが多い。セグメント 2-2 では、河岸近くまで流作場として畑地、桑畑などに利用された。低湿地でなければ高水敷は高度に利用され、生態系に対して大きな攪乱因子となっていた。ただし、高水敷上の地形を大きく変えるものではなく、高水敷に存在する自然堤防、旧流路跡などの地平面の凹凸に応じた土地利用であった。

1970 年代以降、都市に近いところでは、公園的利用などのため高水敷の整斉工事が行なわれ、平坦化した。近年、占用解除、農業的利用の放棄により未利用地となった高水敷は、植生の繁茂、樹林化が進行しつつある。

4. 小規模河川地形とその変化

4.1 流水障害物と淵（プール）

河岸あるいは河床に基岩・大転石・水制・倒木が存在すると、その周辺に淵や堆積地形が生じ、また土砂の等級により多様な水環境が生じ動物のハビッタとして好ましい場所となったところが多々ある。

4.2 河床材料とマトリックス

河床材料は洪水により移動堆積した後においても、平水、小出水により運ばれた物質が堆積したり、逆に流出したりする。

A 集団が砂分である河床材料材料（セグメント 2-2 および 3）において A 集団が移動しない状態では、A 集団粒径間の空隙が小さいので B 集団であるマトリックス材の流出や潜りこみは少ない。海水面の影響を受けていない河道区間では、小流量でも河床材料が移動するので、マトリックス材は A 集団の移動に伴い流出し河床材料の均一度はよくなる。B 集団はまとまりを増し、流速の遅い砂州上や湾曲部内湾側河岸寄りに堆積したりする。河口近くや堰上流のように小流量時において A 集団が移動しない条件にあるところでは、平水時細粒物質（B 集団）が河床を覆うことがある。ただし洪水時には浮遊し下流に流下する。

A 集団の河床材料が 0.2mm 以下の細砂である場合は、洪水時でも流速が遅いこと、海水の影響により粘土分のフロキュレーションが生じることにより流速の遅い河岸付近、浅瀬に粘土混じりシルトが堆積することがある。これらは洪水後のマトリックス材料の再移動による堆積ではない。

河川生態系にとって問題としなければならないのは粒径数 cm 以上の礫床河川（セグメント 1 および 2-1）におけるマトリックス材の存在様式である。マトリックス材の粒径やその存在量が水分量の保持と栄養塩の量に関係し、植生の生育条件を規定する（渡辺ほか、1998）。また魚類や底生動物の産卵・生育条件とも関係する。

礫成分と砂成分は同一水理量場における運動様式が異なり、分級現象が生じ易い。洪水時に礫成分が移動しているときには砂成分は浮遊し、その移動量も大きい。礫の間にトラップされ、あるいは礫や玉石を含む混相流堆積物としてマトリックス材となる。流速が遅くなり礫の移動が止まっても、表層近く砂成分は流水により移動し得る環境にある。移動する砂分は集まり、帯状あるいは薄く層として移動し、再度礫間のマトリックス材となるものもある。

セグメント 1 においては、砂州の頂部付近に小礫がときには砂分が堆積することがある。また洪水終期に移動した砂が、写真 4.1 のように砂州の頂部に近いところの前邊線前面に集団として堆積することもある。急勾配扇状地河川（勾配 1/250 以上）では、砂州の淵部に砂分は堆積しないが、緩勾配扇状地河川では小流量で運ばれた細粒物質が淵部にたまることがある。流水が流れる砂州前邊線部分は瀬となり、砂分は抜け出し、浮き石状となる。

後期更新世に噴火した火山流域から流下するセグメント 1 の河床材料のマトリックスには、シルト分含まれることがある。火山灰が風化されシルト・粘土・砂の供給量が多く、洪水時の濃度が高く、これが洪水時トラ

ップされるのであろう。

セグメント 2-1 では淵部は小流量時流速が遅いので細粒物質・有機物などが堆積し易い。また湾曲部のポイントバーにおいては河岸側の方が河身川に比べて粒径が細かく、河岸付近には砂がたまることもある。またポイントバーの上流側の方が、下流側に比べて粒径が大きい。

礫河床で A 集団を移動させるような出水が何年もないと、砂州上では小出水時に運ばれる細砂・シルトが表層河床材料下の流速の遅いところに堆積して、写真 4.2 のようにシルト分が多いマトリックスが形成される。また瀬による平水時の水位上昇に伴う淵部から瀬にかけての流水の河床への潜り込みにより、瀬の上流部でマトリックスに細砂・シルトが多くなる。逆に瀬のところでは細粒分が抜け出す。

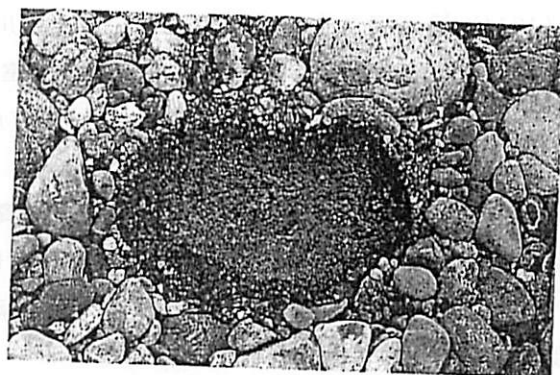
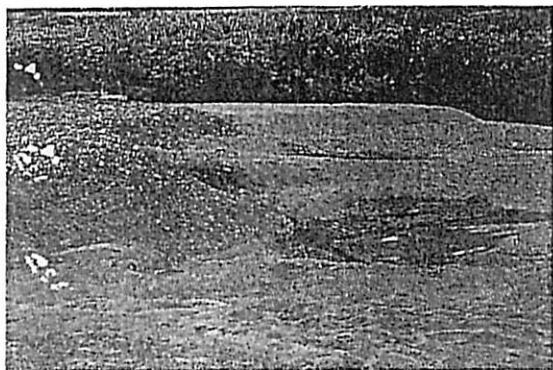


写真 4.1 多摩川 25.4 km 右岸側 ($I_b=1/480$)
にける砂の堆積 (2001 年)

写真 4.2 多摩川 51.0 km 地点の玉石下の砂州前縁線
シルト

4.3 小規模河床波

移動床である河道には流水の作用により、写真 4.3 に示す粒径の 500~1200 倍スケールの砂漣、写真 4.4 に示す水深の 4~6 倍スケールの砂堆あるいは反砂堆などと呼ばれる水深スケール小規模河床波が生じ、これが流量の変化に応じてスケールと形態が変化する。この小規模河床波の形態とスケールは流れの抵抗係数や、流砂量、河床表層材料の移動層厚さに大きな影響を与える。どのような形態・スケールの小規模河床波がどのような水理量場で生じるかについては、概略評価できる (山本、1994)。

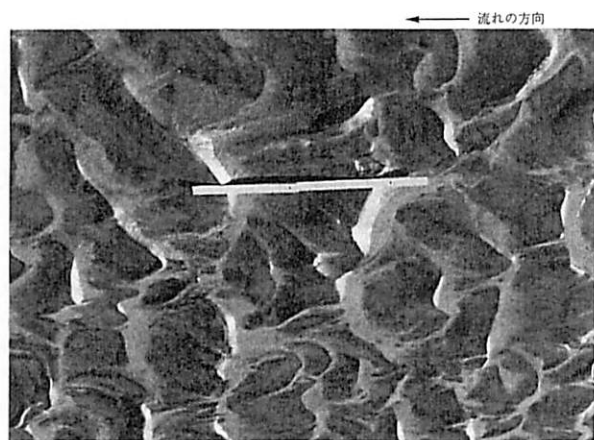


写真 4.3 砂漣 ($d = 0.022 \text{ cm}$)



写真 4.4 千曲川中州掘削部に生じた砂堆

5. おわりに

紙数の関係で沖積河川の変動については十分な記述ができなかった。詳しくは山本（2004、2008）を参照されたい。

引用文献

- 李参照, 藤田光一, 塚原隆夫, 渡辺敏, 山本晃一, 望月達也 (1998) 礫床河川の樹林化に果たす洪水と細粒土砂流送の役割, 水工学論文集, 第 42 巻, pp. 433-438.
- 伊勢屋ふじこ (1980) 砂床河川における自然堤防の形成, 1980 年日本地理学会春季大会 前刷.
- 海野修二、辰野剛志、山本晃一、渡口正史、本田信二 (2004) 相模川水系の土砂管理と河川環境の関連性に関する研究、河川技術論文集、第 10 巻.
- 可児藤吉 (1944) 溪流棲昆虫の生態. 昆虫 (上)、古川晴男 (編)、研究社 pp. 117-317.
- 河川局治水課、河川局防災課、土木研究所河川研究室、土木研究所海岸研究室 (2000) 水系一貫土砂管理に向けた河川における土砂観測、土砂動態マップの作成およびモニター体制構築に関する研究、第 54 回建設省技術研究会指定課題、(財)土木研究センター.
- 木下良作 (1961) 石狩川河道変遷調査、科学技術庁資源調査局資料 36 号.
- 黄河水理委員会宣伝出版中心編 (1991) 黄河系列画冊 黄河花園口、中国環境科学出版社. 藤田光一、山本晃一、赤堀安宏 (1998) 勾配・河床材料の急変点を持つ沖積河道縦断形の形成機構と縦断変化予測、土木学会論文集、No. 600/II-44、pp. 37-50.
- 藤田光一、平館治、服部敦、山内芳郎、加藤信行 (1999) 水系土砂動態マップの作成と利用 一酒沼川と江合川の事例から一 土木技術資料 41-7、pp. 42-47.
- 河川環境管理財団 (2002) 第 3 回相模川水系土砂管理懇談会資料.
- 山本晃一 (1981) 河道特性論ノート [1], 土木研究所資料第 1625 号.
- 山本晃一 (1989) 気候・地形・地質が河道特性に及ぼす影響に関するノート、土木研究所資料第 2795 号、pp. 101-122.
- 山本晃一 (2003) 気候の違いは河道特性の内的構造を変えるか、河川環境総合研究所資料第 6 号、(財)河川環境財団、p. 67.
- 山本晃一 (2004) 構造沖積河川学、山海堂.
- 山本晃一編著 (2005) 流量変動と流送土砂量の変化が沖積河川生態系に及ぼす影響とその緩和技術、河川環境総合研究所資料第 16 号.
- 山本晃一、佐美敏和、田中成尚、新消晃 (2008) 鬼怒川の河道特性と河道管理の課題—沖積層の底が見える河川—、河川環境総合研究所資料第 24 号予定、(財)河川環境財団.
- 山本晃一、高橋晃、佐藤英治 (1989) 河道平面形状と砂州の関係に関する基礎調査、土木研究所資料第 2806 号.
- 山本晃一、藤田光一 (1999) 土砂の制御は可能か、科学 Vol. 69 No. 12、pp. 1060-1067
- 渡辺敏、藤田光一、塚原隆夫 (1998) 安定した砂礫州における草本植生発達の有無を分ける規定要因、水工学論文集、第 42 巻 pp. 439-444.
- Coleman, J.M. (1969) Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation, Sedimentary Geology, Vol. 3, pp. 129-239.
- Kondrat'yev, N. Y. (1968) Hydromorphological principles of computation of free meandering, Trans. of the State Hydrologic Institute (Trudy GGI), No. 155, pp. 5-38.