

網状河川の問題と最近の研究

藤 田 裕一郎

1. はしがき

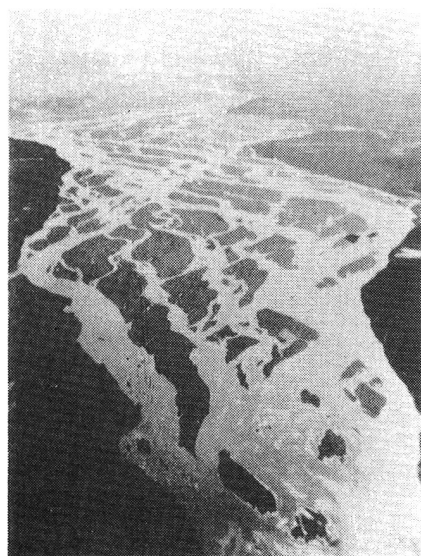
網状河川に関する問題を水工学－河川工学の観点に絞れば、当然治水上のものと利水上のものに分けられ、いずれも網状河川に共通してみられる流路変動の激しさに関係して生じる問題である。このため、既に『新河川工法』¹⁾のような実務的な見地から書かれてはいるが、研究上も極めて価値の高い著書が著されている。また、流路変動、流路形態、中規模河床形態に関する研究の一部として、網状河川あるいはその基礎形態である複列砂州に言及した研究はかなりある。しかし、それら自体を中心テーマとした研究は水理学、河川工学の分野では現在のところそれほど多くない。

網状河川も含まれる流路変動問題は重要であって、本研修会でもそれに関する話題²⁻¹⁰⁾は数多く取り上げられ、研究の流れや最新の成果が手際よく紹介されてきた。しかしながら、上述のような研究の状況を反映して、網状河川を中心として、その特徴や研究の動向が説明されたことはないので、ここではそれを試みたい。これまで流路変動、流路形態に関する研究に携わってきたとはいえ、網状河川の問題について取り組み始めて日が浅く、その実態や問題点あるいはこれまでの研究について十分に把握していない点が多いが、現時点で理解していることをまとめてみたい。

2. 網状河川に関する研究の概要

河川の作用が主体となって形成される地形は河川地形と呼ばれる。Lane, E. W.¹¹⁾によれば、河川地形の科学は、互いにはほとんど独立であった2つの分野から発展してきた。すなわち、最も活発であった分野は、主に地質学者が創始した地形学であり、地球表面の形状とその変化に水流作用の重要性を認識した人々が河川地形学を発展させてきた。もう一方は工学であって、地形学の創始よりも古く遡ることができる。これは、現在と同様に、水工技術者にとって重大な問題の多くが流れによる土砂の輸送と堆積によってもたらされる流路形状のために生じ、その適切な解決のためには河川地形の原理に関する知識が必要とされたからである。

写真－1～3¹²⁻¹⁴⁾のような網状河川は典型的な河



写真－1 Alaska, Knik 川の流れ
(上流向き)¹²⁾

川地形の一つであるので、それに関する研究は、地形を取り扱ういくつかの学問的分野で行われてきているが、上述のように、その主なものは地形学を含む地質学—堆積学と地理学、及び土木工学—水工学の分野である。前者は現象に関する科学的な興味から、一方、後者は実際上の観点から網状河川に関する問題に取り組む傾向にある。しかし、研究手法は、現地調査、室内実験及び理論解析であって、共通する面は数多く認められる。したがって、工学的な見地に立つ場合であっても、地質学、地理学分野で行われている地形学的な調査・研究に関心を持つことは必要であろう。これらの分野での河川地形に関する研究の全般的な特徴として次のような点が指摘できる。

地質学・堆積学的な調査研究は、鉱物資源の探査と関わっている場合もあるが、通常その目的が論文の中で明確に述べられることは少なく、その状況を記述し、説明すること自体が目的であるように見られる。しかしながら、いくつかの文献を比較すると、その目的は現在の地質・地層が形成されてきた過程と今後の変化の把握にあると解釈され、この観点から、現在の網状河川が石礫や土砂をどのような位置・向き・形に堆積するかについて綿密に調査し、それを引き起こした水流の作用状況を推定する。同時に、地質学的な時間スケールを含めた過去の堆積層に現在の網状河川に認められるものと共通の形態を見出し、往時の状況を類推して地層の成因推定に役立てようとする。そのため、理論的な解析では地質学的な時間スケールでの変化を対象として大胆な単純化が図られ、工学的な観点からは大きな変化と見られる事象でも微細な変動として無視されがちである。一方、具体的な地形や地層の状態・変化については記述的な研究が主であって、網状河川の挙動についての理解の助けにはなるが、定量的・力学的にその過程を追跡する場合に参考にすることは難しい。

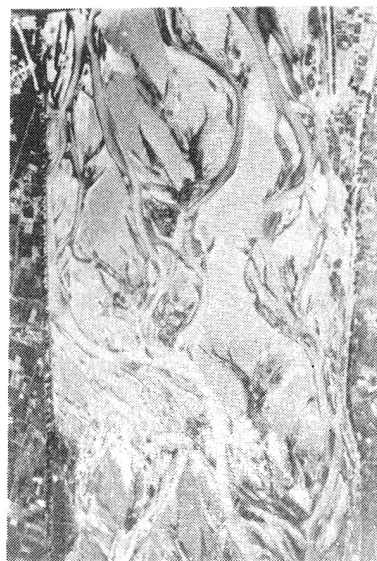
地理学的研究も現地調査を中心として、地質学的な研究と同様に、現象の定性的な理解が主体となっている。しかし、地上に展開される歴史的な人間活動と今後の発展方向を探る地理学の特質から、地質学分野の研究よりも地表面の自然的・人工的改變の解明に力点が置かれており、河川工学上で参考になることも多い。例えば、網状河川はわが国ではほとんどが沖積扇状地上にあって、それが扇状地を形成してきたので、その流路変動状況は人間活動の軌跡から逆に推定することもある程度可能であり、また、河川の作用から扇状地の微地形の形成過程を研究する基礎的な部分では河川工学と共通の地平に立つと考えられる。

一方、水工学分野での河川に関する研究では、基礎的なものであってもかなり明確な目的が念頭に置かれている。それらとしては、網状河川の場合、治水安全度を高めるために適切な河川改修工法を考案し、河道の縦断、平面、横断形状の決定指針を明確にすることなどの治水上の目的が、また、利水的な面からは取水構造物の施工やその維持管理、さらに河川の持つ環境・親水機能、漁業や生態への影響の問題に対する有効な対策の確立が挙げられる。このような目的に対して、例えば、網状河川の河道改修計画に関連して、河道変動の将来予測の模型実験を行う基礎資料を得るために実地的な立場からその特性が詳しく調査される。網状あるいは複列砂州河川を対象とした最近の例に、信濃川¹⁵⁾、大井川¹³⁾、斐伊川¹⁶⁾、黒部川¹⁷⁾の模型実験がある。利水に関しては、扇状地河川における農業用取水堰（頭首工）の設

置の適否を巡って複列砂州の挙動を論じた研究¹⁸⁾や後述の発電所の建設に伴う網状河川の流況変化の漁業への影響調査¹⁴⁾がある。しかしながら、模型実験等による予測も砂州の消長や移動特性の定性的な理解に止まり、河床変動量などについて原資料と模型との定量的比較までなされることは少ない。このため、局所洗掘深等を模型実験結果から予め見積っておくことは現在困難であって、このような観点からの実態把握の努力が続けられている^{19, 20)}。同時に、それらに合理的な根拠を与える基礎的な課題として、網状河川の水理特性の明確化、網状流路の基礎形態の複列－多列砂州の形成過程が研究されている。この多列砂州の発生過程は、後述のように、河床変動の安定理論と実験結果との比較によれば、蛇行の発生に関する砂州の形成の一般化された過程であるといえる。

3. 網状河川の様相とその定義

わが国の網状河川の大半は沖積扇状地に存在しているので、そのため、網状河川と扇状河川とはほとんど重複しているように思われるが、諸外国で調査研究の対象となっている網状河川には扇状地以外の場所を流れているものも多く、網状河川は、水文、地形、地質などの河川を取り巻く環境よりも河道自体がある条件を満たしさえすれば形成されるようである。実際、写真－1¹²⁾は Alaska の氷触谷に形成された網状河川であり、写真－2¹³⁾は大井川、写真－3は Newzealand のなだらかな氷河堆積物上を流れる Ohau 川である。河川材料はかなり異なるが流路形態として区別し難く、同一のカテゴリーに入るとするのが自然である。



写真－2 大井川の流れ¹³⁾

沖積河道の平面形態は、一般に同一の河川であっても自然的・人為的作用によって変化するが、網状河川のように、水深が小さく、幅の広い河道では一洪水期間中でもその変貌が激しい。平水時には、いくつかに分かれている流路も洪水時

にはその規模に応じて砂州が水中に没し、表面的には異なった状態を示す。その様子を Mosley の研究¹⁴⁾から見よう。彼は、新たな水力発電所の建設が網状河川の流れ自体の利用すなわち内水面漁業、とくに鮭の産卵やレクリエーションにとってどのように影響するかを評価するために、幅約 450 m、氾濫原の勾配 0.0065 の Ohau 川の対象 1.4 km 区間の上流の既設発電所から 5 段階、すなわち 50 年確率出水の低減期を模して 507, 240, 105, 56.5, 26.5 の流量を 6 時間の間隔を空けて 18 時間ずつ放流して網状流路の変化状態や最多 8 断面におけるその個々の流路の幅や水深、流速を詳細に測定した。その結果、Mosley は、このように流量が増加していても最大流量時を除いては河道内のこれまでの流路跡が順次水没して水流が形成されているので、鮭などの産卵に適切な流速を持つ流路本数の絶対値に大きな

差は現れないと結論している。写真-3はそのうちの3段階の流況を示したものであって、砂州の水没状況と流れの変化がよく判る。

河川地形について現地調査と実験的研究を数多く行っている Schumm, S. A.²¹⁾ は、河道の平面形態を周知の直線・蛇行・網状の3種に大別していく立場に立ちながら、流路形態をそれぞれの間に中間的な形態を加えて5つに分類し、それが河道の流砂の卓越形態－掃流，混合，浮流－に応じて図-1のように若干変形しながら現れるとした。その定性的な形成条件として、河道の勾配（谷勾配），stream power（流量と勾配の積）及び流砂量が増えるほど直線～蛇行～網状流路の形成へ向かうと述べた。これらの特徴から形成される河道

形態の予測は困難であるが、既に形成されている流路形態の傾向はよく説明されている。

ここで、網状河川を、砂州あるいはそれが発達した島によって流路が分割と合流を繰り返し、最大の流路とオーダーの異なる幅あるいは流量を有する他の流路が継続して存在するような河川と定義すれば、図-1の14形態のうち3，4，5，9，10，及び14の形態が網状流路に相当している。さらに、これらの流路が浮州で分離されていない場合でも明確に流量の集中した水流がかなりの区間で各断面に

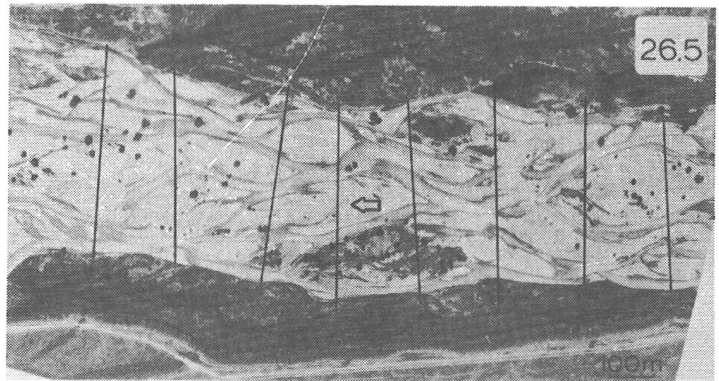
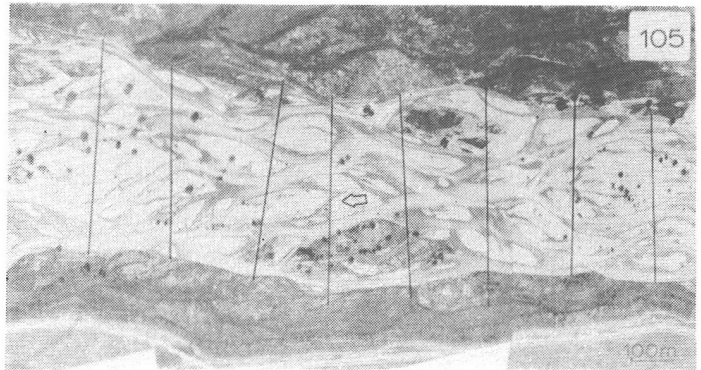
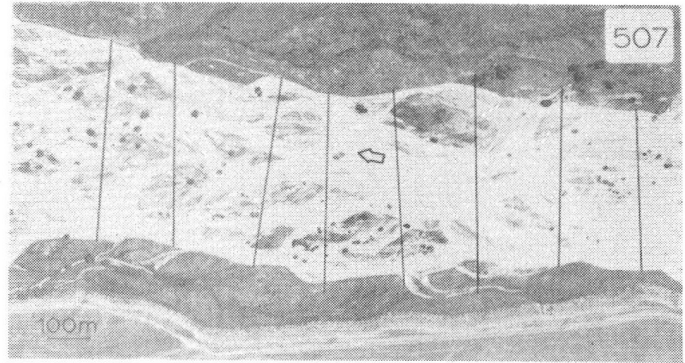


写真-3 Newzealand, Ohau川の流量規模による流れの変化(数字は流量， m^3/sec)¹⁴⁾

複数存在する場合すなわち複列・多列の砂州が形成されている河川も対象に含めることにする。

Church, M. & Jones, D. ²²⁾ は、河川に見出される多くの砂州形態を示し、その変形過程を詳しく説明するとともに、砂州を河床を変形してエネルギー損失効果を持つものと河床を上昇させて土砂を貯留する機能を持つものとに分けている。そうした砂州の集合体が網状区間の特徴であると述べ、その完全なヒエラルキー構造として図-2の模式図を示している。しかし、現実の河床形状は写真例のように複雑であるので、網状の程度を表すのに河道長に対するそこに含まれる流路長の総和の比²³⁾やトポロジーを用いた定量化²⁴⁾が図られてきた。

藤田・赤松・村本²⁵⁾は、複雑な河床形態からできるだけ単純かつ客観的に砂州のモードを判定する方法として、深掘れあるいは低水流路の配置に着目した平面形態によるものと平均河床横断形状が単列の交互砂州では一つのピークを示すことから複列砂州ではそのモードと同数のピークが現れるとの類推に

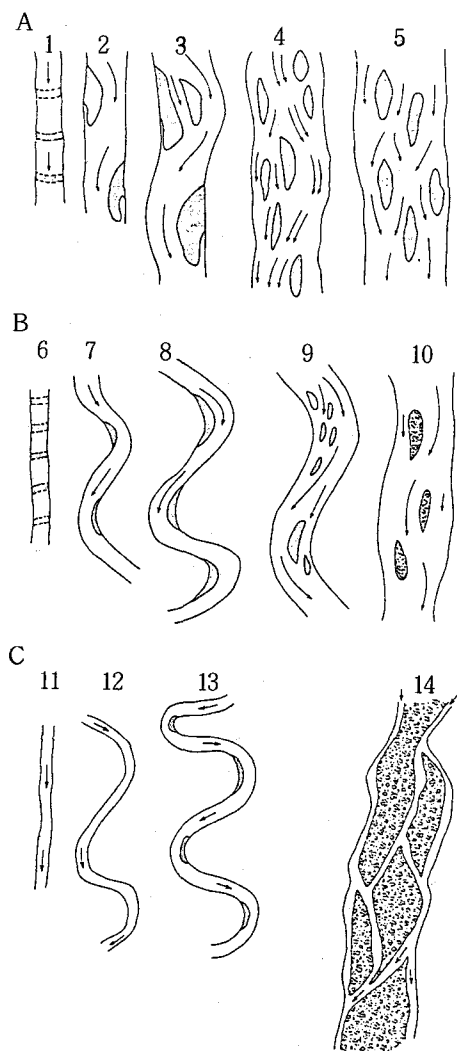


図-1 沖積河川の流路形態 (A:掃流砂型河川, B:混合型河川, C:浮遊砂型河川)²¹⁾

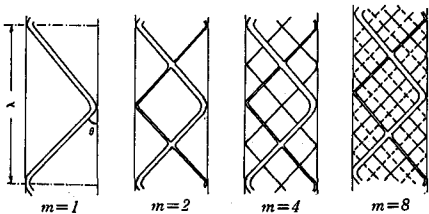


図-2 網状河川の流路のヒエラルキー構造 (λ :波長)²²⁾

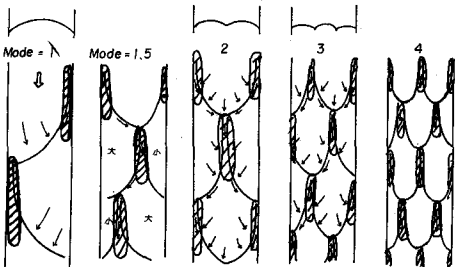


図-3 砂州のモードと深掘れ部(斜線部)の配置

よるものの2つの方法を比較し、両者に殆ど差のないことを示している。前者の方法は、図-3のように、複列砂州河床では各断面において砂州のモードに対応した数の深掘れが生じ、深掘れが比較的明確に把握できることに着目したものである。すなわち、深掘れの数の流下方向に変化すれば、モード m は $m = 2n, n, n+1, n, n+1, \dots$ と常に n であれば $m = 2n - 1$ と判断する。さらに、モード1とモード2との間で砂州の大小が明確な場合にのみ、小川・深見²⁶⁾と同様、中間的な形態と認めてこれをモード1.5とした。

この点に関して、木下³⁾は、網状河川の河床形態の特徴として、多列の鱗状砂州が形成され、平水時には砂州が水流で分断されて複雑な様相を見せている網状河川でも、全体としては単列の交互砂州状の蛇行形態を呈することを見出している。

4. 網状河川の流路変動と調査研究

4.1 網状河川の流路変動

50年確率洪水が数100 m³/sec程度である河川では網状化していても、写真-3のように比較的穏やかな出水時の流況である。しかし、わが国のように洪水時のピーク流量が大きな網状河川ではかなり激しい流況を示す。写真-4²⁷⁾は1969年8月出水時の常願寺川の5km地点における洪水流の様相であって、河床の砂州に対応してstanding wavesが河道の各所で生じ逆巻くように流れている。また、このような河川では一般に水深が小さく、河床の砂州の規模が相対的に大きいために、流量集中によって水位の局所的な変動の大きくなることが指摘されている。図-4²⁸⁾は、同豪

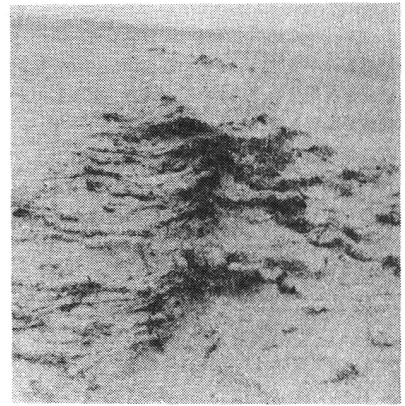


写真-4 常願寺川の河口から5km²⁷⁾における洪水流の様相

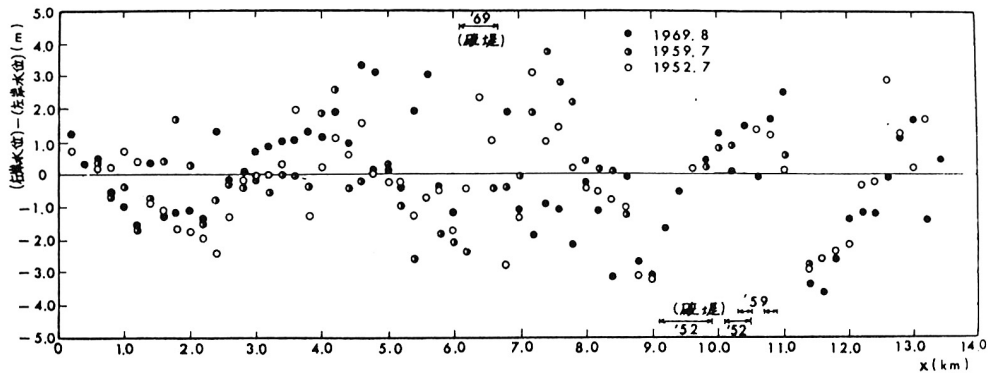


図-4 黒部川における洪水痕跡位の左右岸の差²⁸⁾

雨による出水で破堤に到った黒部川の左右岸の洪水痕跡位の差を他の2出水とともに示したものである。その差は最大4mにも及び、しかも多くの個所でその符号が出水毎に異なっていて、河床の変動が激しく、思わぬ個所に深掘れや水衝部が現れることを想起させる。実際、網状河川の一つである富士川で起きたJR東海道線の局所洗掘による落橋事故はまだ記憶に新しい。

また、このような河床変化の激しさと砂州の発達のために、中小洪水の場合や減水期の方がかえって流水の集中方向が河岸を直撃するようになって危険となることが多いといわれている。常願寺川では、1978年6月のピーク流量が $1000\text{ m}^3/\text{sec}$ にも満たない梅雨出水によって、多数の水制工・護岸工が被災するとともに、高水敷が長さ約400m奥行き70mにわたって侵食を受け、懸命の防水活動がなされている²⁹⁾。このような扇状地網状河川に頻繁に生じる側方侵食に対して高水敷に一洪水に対する削り代としての役割を持たせる考えを石川¹⁷⁾は述べている。

以上のように、扇状地の網状河川は、堤防による河道の固定化の進歩してきた今日でも流路変動の激しさを見せているが、ごく最近までいくつかの扇状地ではその上を自由に流れてそれを発達させてきた。門村³⁰⁾は、平均勾配が約1/100以下の扇状地を緩勾配扇状地と呼び、その微地形単位の分布パターンが低水時の砂礫流送河川の河床の微地形と酷似していることを指摘して、扇状地面にみられる微地形がかつての河床で形成された砂礫の中州と網状流路に起源するものであると考え、旧中州、網状流跡等と命名して天竜川扇状地及び大井川扇状地の地形発達過程を詳述している。同様に、樫根³¹⁾は、黒部川扇状地の水文地形図を作成するに当たって、明確な旧流路に囲まれた微高地は網状河川の河道内の砂州・砂礫堆と同じものであり、古い住家は少しでも洪水を避けようとその微高地に作られたと述べている。

網状河川の流路変動の激しさは諸外国にも例があるが、その中でもとくに有名なものはEverest山の麓に源を発し、Ganga河に注ぐKosi川の流路変遷^{32, 33)}であって、峡谷の出口から下流の地域に多量の土砂を堆積し、内陸デルタを形成しながら急激に流路を変えて、1736年から1950年の間に約120km西遷したことが報告されている。この間、河道自体は極めて高モードの網状形態を示していたようであるが、峡谷の出口から45kmの位置に幅約1150mの土砂攔止堰が1963年に右岸14km、左岸40kmの築堤とともに完成した後は、その上流側の河道では網状の程度がより激しくなり、一方、下流ではそれが著しく低下したと報告されている³³⁾。これは、土砂攔止堰によって下流区間への供給流砂量が減少し、河床の低下が生じたことの影響と判断される。

ダムによる堆積上昇区間で流路の変動が激しくなる傾向はGraf, W. L.³⁴⁾によっても認められている。Grafは合衆国Arizona州中央部の網状河川Gila川の56.4km区間の流路変動の特徴を過去112年間の地図や空中写真を用いて検討した。すなわち、この区間において流下方向に1.6km、幅方向に165mの間隔でメッシュを切り、主流路がその中に入っていた確率と主流路のsinuosityを求めて、この網状河道中の流路の安定・不安定の部分が約3.2km毎に現れ、不安定な部分が上述のダムの堆積域や濃い植生で覆われた領域に対応し、安定な部分は基岩や人工構造物で抑制されていることを明確にして、このような流路存在密度図が無堤の河川に堤防や橋を作る場合に有用であることを述べた。

一方、河道区間に対する供給土砂量の減少によって網状あるいは砂州のモードが低下する傾向のあることは、わが国では最近とくに強調されてきていることである⁹⁾。すなわち、それが全体的な河床の低下とともに極度の局所洗掘につながるものが懸念されて、その実態について調査研究²⁰⁾がなされ、主に集積された資料の統計的な解析からその予測方法が模索されている。

こうした網状河川について観測・調査がこれまでどういう観点からなされてきたかを次節で2, 3の例について紹介したい。

4.2 網状河川の観測・調査

Williams, P. F. & B. R. Rust³⁵⁾は, Canada, Yukon 地区南西部の洪水時流量約1400 m³/sec, 幅1.6 kmの網状河川である Donjek 川において, 地表の地形, 流送土砂の組成, その ripples や bars 等の表面の堆積構造及び堆積相 (堆積層の外観) の調査を行い, 堆積物が粘土, シルトから 20cm 以上の玉石までの広い範囲の粒度組成を持つことを見出した。そして, 表層の形態と堆積状態が7つの小規模 (河床) 形態と3種の砂州を含む4つの大規模形態で特徴付けられ, 堆積相が8つに分類できることを示して, Donjek 川は, 図-5 に示されるような4つのレベル, すなわち, 容易に砂州が移動する植生のない最低位のレベル1のゾーン, それよりも高いが毎年の洪水で冠水し流路が移動するレベル2, 水は流れるがほとんど変動しない流路の走る30年程度の灌木で覆われたレベル3及び300年ぐらい縦の木の生えた島と考えられるレベル4から成っていると述べた。さらにそれは, 川全体～レベル1, 2, 3の砂州を含む流路部分とそうでない部分～レベル1, 2, 3のそれぞれ砂州の間を流れる1次の流路～個々の砂州を分割する2次の流路～2次の流路をつなぐ3次の流路の, 5段階のヒエラルキー構造からなると考えた。

また, Cant, D. J. & R. G. Walker³⁶⁾は, Canada の南 Saskatchewan 川について, 空中写真の撮影と解読を行うとともに, 3シーズンにわたって測量, 調査溝掘削とコアサンプリング及び音響測深と

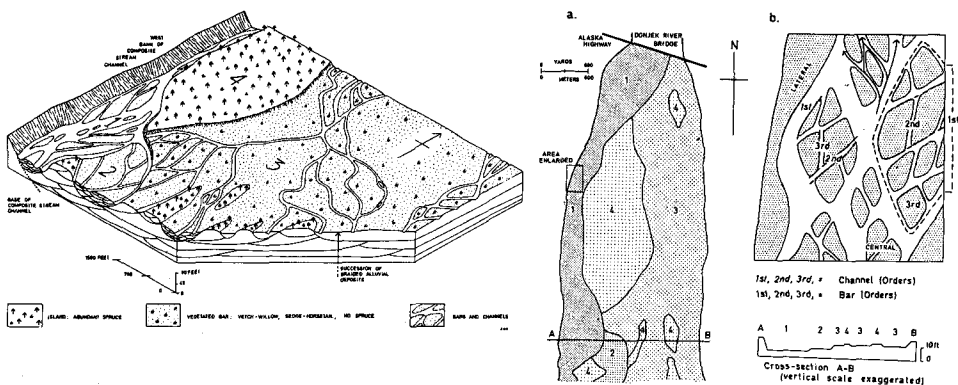


図-5 Donjek 川の基本的な様相³⁵⁾

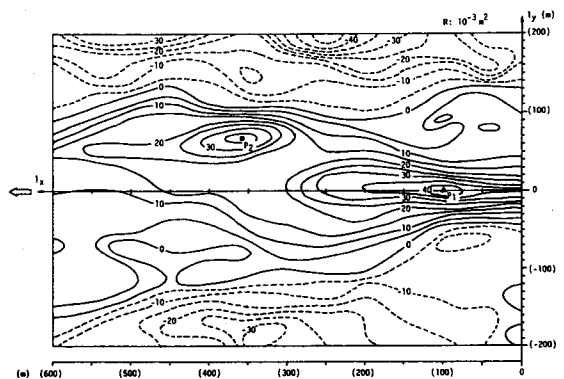
流速測定を行って、その地形学的な特徴を明らかにしようとした。南 Saskatchewan 川の対象区間は、幅 600 m、平均勾配 0.0003、長期間平均流量 275 m³/sec、洪水ピーク流量 1500–3800 m³/sec であり、河床材料は平均粒径 0.3mm のかなり均一な砂で一部の流路では 2cm までの礫も見出されていた。彼らは、この区間の要素を流路、砂州、sand flat（浮州）、及び植生のある島と洪水原の 4 種に大別し、調査結果から前 3 者の相互関係と流路の変動を検討し、流量減少時の土砂堆積に伴う sand flat の形成過程について観測結果を詳述している。最後に、地層内部に残存する上述の地形要素を見出して、現在の河道の形成に関わった数々の現象の要約図を示した。この論文から網状砂河川で生じている河床形態の変動状況を知ることができる。しかしながら、それらと水理諸量との関係が明確でないので普遍的な結論を引き出し、他の河川での観察結果と定量的な比較を行うことは難しい。

以上の 2 例からも先に指摘した堆積学的な研究の特徴が把握されよう。

一方、池田³⁷⁾は思川の河道形態を詳細に調査して、すでに実験結果に基づいて彼が定義している河道形態のタイプ 1（複列強蛇行）、2（単列強蛇行）、3（単列弱蛇行）、及び 4（非蛇行）が同川の上流からの各区間に認められることを明らかにし、同様の傾向が他の河川でも指摘できることを示した。また、網状河川に対応するタイプ 1 の形態について黒部、大井、常願寺の 3 川の特徴を述べて、木下の指摘した、鱗状砂州の場合でも大局的にみれば交互砂州の様相を示すことの理由として、中小出水時には複列砂州の形成領域に入る河道条件が大出水時にはタイプ 2 の領域に入ることを挙げた。この研究は、網状河川を含む河道形態に関する地理学と水理学分野の研究を結び付けようとするものと考えられる。

最後に水理学的な調査例を示す。木下³⁸⁾は、河道変動・河道計画の問題と関連して、扇状地の網状河川も含めて砂礫堆－砂州－の挙動の重要性を古くから明らかにして、現地調査と実験による基礎的な研究を進めている。その詳細については本研修会でも講義^{3, 5)}をされているので、ここでは重複を避け、それらを是非一読されるように勧めるに止める。

また、砂田³⁹⁾は、釜無川の富士川河口から 71km 地点付近の複列砂州河床 1.5 km 区間を対象として、20 年確率規模の出水の前後に河床測量を行い、一次元的な河床変動の影響を除いた上で砂州の形状特性、形成条件及び移動特性について検討している。とくに、波長の推定については等高線図や河床低位置図から判読する方法と河床変動強度分布による方法の 3 者からいずれも、850～900 m の波長の値を得ている。なお、最後の方法は、平均河床からの偏差の 2 乗の横断方向積分平均値の流下方向への波状変化から波長を読み取るものである。また、等高線図等では把握が恣意的になりやすい砂州の移動距離を図－6 の 2 次元の河床高の相互相関



図－6 洪水前後河床高の二次元相互相関値の分布³⁹⁾

値の分布から推定して大局的に 13.0 m/hr の値を得、実験結果として 1 オーダー以上小さいことを指摘している。これらの検討結果に基づいて、従来の主に実験による知見を実際に生かしていくためには、洪水時の水理条件の明確化とその非定常性の影響を明らかにすることが必要であると述べている。

以上のように、水理学的な観点からなされた観測調査では取り扱いが定量的であって、従来の知見との対応を記述するだけでなく、調査結果によって比較検討しようとする姿勢にある。上の例では、さらに対象区間を拡げて研究が続行されている⁴⁰⁾ので今後が注目される。一方、実験的な知見も交互砂州の形成に関するものが大半であって、次に述べるように網状流路や複列砂州に関しては基礎的な水理特性がようやく明らかにされ始めた段階にあるといえる。したがって、直ちに現地のもものと比較することは困難であり、それを可能にするように努力していくことが必要である。

5. 網状河川と複列砂州の形成条件

網状河川と複列砂州の形成条件は、形成過程の特徴を考察して論じられている場合と、そうでない場合とがある。前者については次章で述べ、ここでは従来の研究の大半を占める後者の場合について紹介したい。これには、網状河川の観測・実験資料を用いて経験的にその形成条件を見出そうとするものと、ある理論に基づいた定量的・定性的考察によって推定しようとするものがある。前者ではレジーム論的な方法と相似概念あるいは次元解析による方法が主なものであり、後者では河床変動の安定理論以外に流路変動過程に何等かの一般法則を導入して理論を展開したものなどがある。この一般法則としては、最小エネルギー逸散の法則や最小 stream power の法則が主張されきているが網状河川の形成条件を明確には示していないのでここでは述べない。また、網状流路の形成条件は、中規模河床形態に関する研究に関連して、林²⁾、村本⁴⁾、銚川⁶⁾、福岡¹⁰⁾によって紹介されているので、網状流路や複列砂州の形成にとくに関係していると思われるもののみを取り上げる。

5.1 レジーム式による網状河川の形成条件

網状河川の形成には、Schumm²¹⁾の指摘したように、河道の勾配（谷勾配）、流量及び河床材料が支配的であるとの経験的な知識から直ちにその形成条件を伝統的なレジーム型の次式で表すことが考えられてきた。

$$I = f(d) \cdot Q^m \quad (1)$$

ここに、 I は河道の平均勾配、 d は代表粒径（平均または中央粒径）、 Q は代表流量（平均流量、満杯流量等）及び m は指数である。このような形成領域区分法は村本⁴⁾によって纏められているが、その後も肯定的な立場から Osterkamp, W. R.⁴¹⁾ や Begin, Z. B.⁴²⁾の研究が、否定的な立場から Carson M. A.⁴³⁾の研究が、また関連したものとして Bettess, R. & White, W. R.⁴⁴⁾の研究が発表されている。

Osterkamp⁴¹⁾は、合衆国 Kansas 州の 76 の流路区間の勾配と平均流量のデータを、sinuosity の 4 段階と網状の 5 グループあるいは粒径と粒度分布による 4 グループに分けそれぞれについて、 $f(d)$ を d によらない定数と考え、その回帰分析を μ を固定しない場合と Lane の示した -0.25 に固定した場合

について行った。その結果、蛇行の場合は Lane が提案した式と一致したが、網状の場合は Q と I の小さい方に大きく外れた。この理由として、彼は、一方で他のデータを用いてカンザス州の網状流路の河床材料が Lane が収集したデータよりもかなり小さいことを指摘しておきながら、 $Q-I$ 関係で流路形態を区分することの限界には言及していない。そして、網状流路の原因について2、3のやや強引な推論をして分析結果の妥当性を述べているが、説得力はないように思われる。

Begin⁴²⁾は、この $Q-I$ 関係による区分線の物理的根拠を与えるために、底面せん断応力 $\tau = \gamma h I$ に平均水深 h のレジーム式 $h = cQ^f$ を代入した関係式を、359 河道のデータによって回帰分析し、 c を一定と仮定して全資料平均の次式を得た。ただし、 γ は水の単位体積重量、 c は係数、 f は指数である。

$$I = 0.00506 (\tau / \tau_{avr}) Q^{-0.327} \quad (2)$$

資料平均に対する相対せん断応力 τ / τ_{avr} の各段階について、1.5 以上の高 sinuosity、1.5 以下の低 sinuosity 及び網状の3つの流路形態の相対頻度を求め、相対せん断応力の増加に連れて高 sinuosity の流路が減少する結果を示した。彼は、この結果から網状河川の形成にとって $Q-I$ 図の物理的意味が明らかになったとし、 f の値がレジーム理論での0.3に近いので式に連立に不都合はなかったとしている。しかし、後者は単に収集資料が水深に関するレジーム式を満たすことが確認されているだけであり、 $Q-I$ 図では上方ほど掃流力が高いのは自明のことであって、網状河川が限界掃流力の大きい石礫の場合に多く形成されていることを確認したに過ぎない。 τ / τ_{avr} の各段階についても形態が明確に区分できないのはこの区分法が有効なものではないためと考えられる。例えば、次元解析による中規模河床形態の領域区分図を流路形態に適用して得られた直線、蛇行、網状の区分式を(1)式と同形に変形すればその差はほとんど無くなって⁴⁵⁾、 $Q-I$ 図は領域区分図として不適切だと判断される。

この不適切さについて、Carson⁴³⁾は、従来の提案者が用いた流量の代表性、流路勾配と谷勾配の関係及び検討基礎資料の河床材料の粒径範囲の影響の3点から詳細に吟味し、つぎのような理由でこの区分基準がたとえある粒度範囲の河床材料に限っても成り立たないことを明らかにした。すなわち、平均年流量は、定常流量の実験と ephemeral channel (出水時にしか水の流れない水路)をみても判るようにその流路形態に対する物理的意味は希薄であり、一方、満杯流量の使用も、例えば網状河川と蛇行河川ではその生起確率が非常に異なっているので、適切なものとは考えられない。また、流路勾配は sinuosity の影響を受けて蛇行河川と網状河川とは同一の谷勾配に対して異なった値となり、同一流量・同一谷勾配について矛盾した判定を下すことになる。ついで、データを移動限界勾配について検討すれば、その多くが移動限界付近に対応していて、従来の区分式は各形態について単に最も頻度の高かった河床粒径の移動限界関係と本質的に変わっていない。換言すれば、 $Q-I$ 図は網状流路が積 QI すなわち power の大きい領域にプロットされるに過ぎないことを表しており、逆にこの理由を明らかにすることが重要であると述べた。彼は、蛇行流路と網状流路の形成過程に関する野外観察結果と従来の実験事実に基づいて定性的に考察して、網状河川の特徴として幅水深比の高いことと、砂州による複数の

thalweg の存在が必要であることを挙げた。そして、網状河川の形成のためには上流もしくは側岸からの十分な掃流状態の給砂が不可欠であると考え、蛇行流路との形成の相違について側岸の構成材料や植生の重要性を指摘した。

上述のように、Carson は(1)式の不適切さを明確に指摘し、網状流路の形成条件について有用な考察をしているが、残念ながら、その定量的な指標は示していない。

以上のような難点にも拘らず、近年でも地形学的な分野で研究がなされてきた理由は、単純かつ伝統的なレジーム式形の表現であり、兩岸の明確でない自然河川では流路幅や水深の見積りは困難であるが、流量は流域の状態と降雨から、また河道勾配は測量によって比較的容易に評価できるためと判断される。

以上の地形学的な網状流路の形成条件の研究に関連して、Bettis, R. & White, W. R.⁴⁴⁾は、安定平衡流路の形成条件に関する彼らの研究結果を用い、流路の最終平衡状態に着目して、蛇行・網状流路の形成条件を考察している。彼らの安定流路条件によれば、その平衡勾配、幅、水深及び流速は上流からの流量、供給土砂の濃度と粒径によって一意的に決定される。同じ上流条件を持つ河道の谷勾配がそのときの平衡勾配よりも大きければ、流路は蛇行してその勾配が平衡勾配に一致するまで、すなわち、sinuosity が谷勾配と平衡勾配の比に等しくなるまで流路長を延ばしていく。もし、半分の流量の平衡勾配よりも谷勾配が急なときには2本の流路が蛇行する網状流路の現れる可能性が生じ、蛇行流路とのどちらかが何らかの基準で選択されねばならない。彼らは、便宜的に3本以上の流路の発生が可能な場合に網状となると仮定して議論を進めたが、その網状流路条件に従えば、流量が大きく、流砂濃度が高く、かつ粒径の大きいほど流路本数の分かれた場合の勾配が蛇行流路の場合に対して緩やかになって網状化しやすくなる。この結果から、(1)式には粒径と流砂濃度の考慮が必要であると指摘している。また、従来の実験資料と比較するだけでなく新たに実験を行って結果を検証し、さらに、発電に伴う流域変更で流量の増加した河川での流路変動と比較して理論の妥当性を明らかにしている。

この研究の考え方は興味深いが、蛇行流路や網状河川の個々の流路が安定流路と同じものであるとは考え難いし、3に近い sinuosity を持つような蛇行流路の形成も説明できないように思われる。

5.2 網状河川と複列砂州の形成条件に関する水理学的研究

無次元量による中規模河床形態の形成領域区分図で複列砂州の形成条件を明確に示したのはおそらく池田⁴⁶⁾が最初であって、それを黒木・岸・今泉⁴⁷⁾は水理条件と河床形態の明確な実験水路のデータを多量に追加して修正している。彼らの示した式はそれぞれつぎのようである。

$$\text{池田} \quad : U_* / U_{*c} < 1.4 (BI/h)^{1/3} \quad (3)$$

$$\text{黒木・岸・今泉} : U_* / U_{*c} < 1.2 (BI/R)^{1/2} \quad (4)$$

ただし、 U_* は平均摩擦速度、 U_{*c} は限界摩擦速度、 B は河道幅、 R は径深である。彼らの用いた領域区分図は、無次元掃流力が等しければ河川と実験水路は歪模型の関係にあると考えた鮭川⁴⁸⁾の相似概念に基づいている。また、玉井・長尾・三国⁴⁹⁾は、後述の実験を行うとともに、河川の資料も用いて複列砂州の形成条件を次元解析的に検討し、池田らの検討を参考にして次式を示している。ただし、 U は平

均流速である。

$$U/U_{*c} \leq 11.6 B I / h \quad (5)$$

一方、村本・藤田⁵⁰⁾は次元解析による無次元量を用いた詳細な検討結果から中規模河床形態の形成に勾配がほとんど影響しないことを示し、その支配パラメーターとして $(h/d)/(B/d)^{2/3}$ を見出した。そして、複列砂州の形成条件として $1 < \tau_1 \tau_c < 12$ のもとで次式を与えた。ただし、 τ_c は限界掃流力である。

$$(h/d)/(B/d)^{2/3} \leq 0.15 \quad (6)$$

これに対して、山口・岡部⁵¹⁾は、北海道における河川の砂州形態と河道特性量を調査し、融雪出水規模の流量が砂州を支配していると考えて、その流量に対する複列砂州河道の形成条件が下式のようになり、同一の h/B に対して I/F_r が大きくなると砂州の列数が増加するとした。また、同一の河川でも流量の増加したときには、池田の指摘と同様に、単列状の流況を示すようになると述べている。ここに、 F_r は Froude 数である。

$$I/F_r > 0.314 h/B \quad (7)$$

さらに、単列砂州河道についても示しているが、複列砂州河道における砂州の波長 l_B 、波高 Z_B 及び移動速度 U_B の回帰式として、それぞれ下記の3式を示した。

$$\left. \begin{aligned} l_B / \sqrt{Bh} &= 1.5 F_r \cdot \tau_*^{-1/3} (h/d)^{2/3} \\ Z_B / d &= 1700 \tau_* \\ U_B / U &= 3.7 \cdot 10^6 \tau_* (h/d) F_r^{-1} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

網状河川の形成条件と関連して、木下¹³⁾は、大井川の模型実験を実施するに当たり、従来は Froude 相似則のみが用いられていた実験則に対して、砂礫堆—砂州の形成が原型と模型とで相似になるように池田の形成領域区分図を用いそのパラメータを合わせることによって良好な結果を得た。この相似関係について、池田⁵²⁾は、幅4mの大型水路実験結果を原型として小型の水路実験を行い、木下の方法でかなり妥当な結果の得られることを確認している。また、三輪⁵³⁾は、原型—模型間で河床形態を一致させるように働いたある力を想定し、それに関する次元解析を試み、実測値との検討で河床形態の支配パラメータとして K_* 、すなわち Froude 数と幅・水深比の積、を与えている。しかし、この結果は、木下が重要ではないとした Froude 数が大きな支配要因になっており、さらに一般に水深・粒径比が大きくなる傾向にある低 Froude 数の河川ではむしろ幅・水深比のみで砂州形態が決まるとの深見⁵⁴⁾の検討結果とも逆であって、検討の余地をかなり残している。

一方、河床変動の安定理論による最近の解析では、基礎式の工夫によって、少なくとも浮流砂のない平坦河床に発生する砂州形態の形成条件は予測できるようになったと判断できる。これらの理論の中で複列砂州や網状流路の形成との関連で重要であるものは、やはり Engelund, F. & Skovgaard, O.⁵⁵⁾が導入した流砂量に対する横断方向勾配の影響と横断方向波数に対する擾乱の増幅率曲線から流路に現れる砂州のモードを決定する方法である。彼らは、具体的な形成領域区分図を示すには到らなかったが、

Fredsoe, J.⁵⁶⁾は、彼らの考え方を踏襲して最初に掃流砂、浮流砂の両者の場合について単列とともに複列砂州の形成領域を示した。この砂州モードの決定方法は、線形安定論の種々の仮定を吟味した黒木・岸⁵⁷⁾によって彼らの理論の計算結果の一例とともに丁寧に説明されている。紙数の都合上、彼らの理論の紹介はできないが、計算結果と説明は、実験結果の解釈にとっても参考になるので、以下に略述する。

平面2次元の河床変動の線形安定理論において、両側壁での境界条件を満たす河床擾乱 η の解は、 x (流下) 方向に k , y (横断) 方向に l の波数を持った二重調和関数で表され、次式のようになる。

$$\eta = \eta_0 \cdot \cos(l y) \cdot \exp \{ i k (x - Ct) \} \quad (9)$$

ただし、 η_0 は擾乱の振幅、 C は無次元複素波速であり、

$k = 2\pi h / (2l_B)$, $l = m\pi h / B$, m は y 方向の分割数すなわち砂州のモードである。

擾乱は k と C の虚部の積 kC_i の正負によって増幅・中立・減衰となるので、平均流の水理条件に応じて k , l を変化させ、 kC_i の値を求めていけば、その水理条件で現れうる砂州の平面形状、すなわち、 $k-l$ 平面状での擾乱の発達領域が判る。図-7はその一例であって、木の葉状の陰影の部分がそれに当たり、A~Dの点を連ねる曲線がその尾根を表す。流路の幅が無限であればこの領域のピークに相当する波長と幅を持った砂州が最初に河床を覆うと予測される。しかし、有限幅の場合には、 l は h/B と m の値の組合せに応じた離散的な値しか取りえないためにモードが決まる。すなわち、 $m \geq 2$ の複列砂州が現れうる流路幅の限界は、 k が連続的な値を取りうるので、図-7の尾根の値を l に対して示した図-8の $kC_{i,max}$ 曲線によって判定することができる。それに対する増幅率がその2倍の波数に対する増幅率と等しいような y 方向の波数を l_* とすると、 $m=1$ (全幅) に対して $l < l_*$ となるような流路 (図のA点) では、 $m=2$ (半幅) の複列砂州に対応するB点の方が増幅率が高くなる。したがって、 $l_* = \pi h / B$ となる水深・幅比がこの水理条件に対する複列と単列の砂州河床の限界条件を与える。

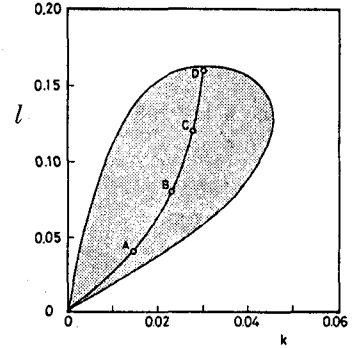


図-7 不安定領域の計算例
($I=0.01$, $\tau_* = 0.20$)⁵⁷⁾

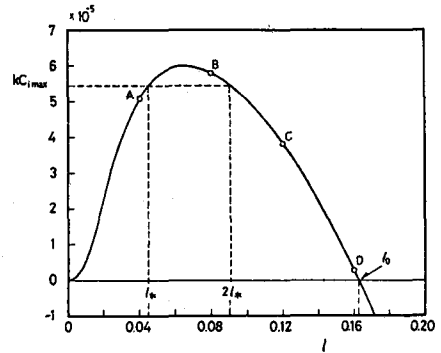


図-8 増幅率の計算例
($I=0.01$, $\tau_* = 0.20$)⁵⁷⁾

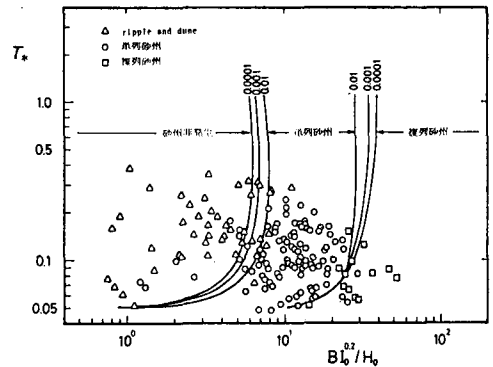


図-9 中規模河床形態の形成領域⁵⁷⁾

彼らは、種々の勾配と無次元掃流力で表される水理条件について水深・幅比の限界値を求め、図-9のような形成領域区分図を提示した。この研究では具体的にある条件下で発生し得る砂州の平面形状が示されており、複列限界の決定方法はより高次のモードの場合でも同じであるので、後述する複列砂州河床の変化過程の実験結果と比較することも可能である。

6. 網状河川の形成過程

網状河川が実験水路のように平坦な河床状態から形成されていく過程を自然の中で観察する機会は、緩やかであった河川の上流に大規模な土砂崩壊があって供給土砂量が急増したような場合に限られ、非常に稀であって、それをある準備のもとに観測することは事実上不可能である。したがって、観測は現在の網状河川の変化過程を対象にせざるをえず、その形成過程や基本特性の解明は自ずと実験に頼ることになる。本章では、形成過程についてこれまで行われてきた研究を側岸侵食を許した場合とそうでない場合に分けて説明する。

6.1 側岸侵食性流路における網状河川の形成過程

流路形態の形成過程を基礎実験によって明らかにしようとする試みは古くからなされており、その主なものは水理委員会研究小委員会の報告書⁵⁸⁾に一括表示されている。網状河川の形成過程についても、Leopold, L. B. & Walman, G.⁵⁹⁾は既に1957年に側岸侵食性流路の中央部にできた砂州が流路の拡幅に伴って低い部分が刻み込まれて分割されるとともに、一部が浮州となって網状化することを示している。その後も流路変動の実験の一部として網状流路の形成について上述と類似の過程が記述されることはあったが、最近までそれに重点が置かれて研究されることは少なかった。

池田⁴⁶⁾は、砂礫堆（砂州）の形成条件に関する実験の一部で複列砂州の形成には側岸侵食性流路を用いており、その結果についてやや詳しく触れている。それによれば、複列の砂州の現れる過程はつぎのようであって、流路の初期条件によって異なっている。すなわち、狭い流路では単列の交互砂州が形成され、それは流下しながら流路を拡げるが、流路がかなり広がると、図-10のように、交互砂州の側方に新たな小規模の砂州を生じ、この小砂州が拡幅に伴って成長し複列の砂州が形成されて8の字蛇行となり、低流量であれば砂州上の水深の小さい高位部に粗砂が停留して網状礫河川と酷似した様相を示すようになる。

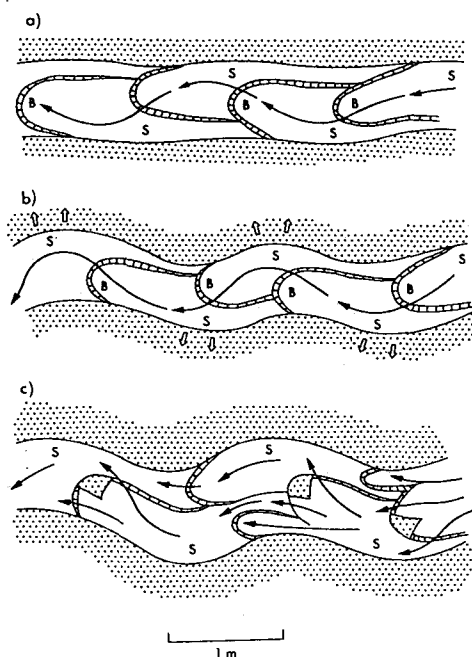


図-10 側岸侵食性流路における網状流路の形成過程⁶¹⁾

藤田・村本⁴⁵⁾は、大型水路で行った流路変動に関する実験の結果に基づいて、交互砂州の発達と移動及び側岸侵食速度が流路の最終状態としての形態を支配すると考えて、模式図とともに形成過程のダイアグラムを示し、砂州の発達速度とその移行限界の実験式と拡幅過程の1次元解析で計算した砂州発達条件の満足時間を用いて流路形態の形成を予測する方法を示した。網状流路は拡幅が速やかであったり、河岸からの供給土砂が大きくて流路勾配が急になり、水深が減少して交互砂州の発達が阻害される場合に形成され则认为られている。また、側岸侵食性流路実験で観察された流路形態の形成条件が彼らの中規模河床形態の形成領域区分図でかなりよく区分できることを示し、流路拡幅や蛇行増幅が進んで砂州が分割されて流路が網状を呈する条件として次式を提示した。

$$0.0034 (B/h)^2 \geq h/d \quad (10)$$

同時に、水深・粒径比 h/d が 10^2 よりも大きくなると形成条件が異なってくると指摘している。

Hong, Le Ba & Davis T. R. H.⁶⁰⁾は、小規模で急勾配の側岸侵食性水路を用いて網状流路の形状と水流の特性に関する実験を行い、その幾何学的特性量として、全水路幅に対する流水幅の総和の比、ある区間長に対するその区間にある全水流長の総和の割合及び各断面に含まれる流路の本数の3量を測定した。それらの量を Newzealand, Canterbury 平野の Rakaia 川のデータと比較して、両者に相似関係のあることを示し、さらに、流速や水深の測定結果も Froude 相似の関係にあったことを報告している。また、網状流路の形成過程については、1本の流路が砂州によって分かれることはなく、蛇行が発達してその切り離しや分岐が起こり、その影響が下流に伝わって現れていくと述べている。水流は総て層流であったにも拘らず特性量の点で河川と類似の状態が確認されたとしている点は興味深い。

一方、Ashmore, P. E.⁶¹⁾も実験から拡幅に伴う複列砂州の形成について、図-14のように、池田と同様の観察結果を示しているが、さらに個々の流路やそれらの相互作用による局所洗掘と流路の移動と新流路の生成、浮州の発生などについて詳しく観察し、こういった小規模の実験でも、先に取り上げた Willams & Rust³⁵⁾や Cant & Walker³⁶⁾が観測したような自然界における網状流路の挙動が模擬できることを強調している。しかしながら、定性的な記述に留まっており、実験もただ1例であるので、結果の説得力は弱い。これらの現象が定量的に比較できるように研究されていけば河川工学上の問題にとっても寄与するものと思われる。

以上の実験から、小規模の Hong らのものを除いて、網状流路の形成には砂州の形成・挙動が重要であり、拡幅に伴う水深の減少が必要であるという共通の面を抽出することができる。

6.2 側岸固定流路における網状流路の形成過程

現地観測の例や側岸侵食性流路の基礎実験の結果からわかるように、網状河川では複列の砂州の形成が大きな特徴であって、その水理特性を明らかにすることが網状河川の挙動を予測する上で重要であると認識される。移動床の平面的な流れに関する一般的な理論が確立途上にある現段階では、複列砂州の基礎的な特性の把握には水理条件がかなり明確に制御できる側岸固定水路を用いた基礎実験が最も有効である。

しかしながら、従来複列砂州河床あるいは網状流路に関する基礎実験のほとんどは中規模河床形態全体を対象に行われてきており、木下⁶¹⁾、近藤・小森⁶²⁾等の実験に複列砂州形成の例がかなり認められるが、それら自体を中心にした実験も最近のものに限られている。

玉井・長尾・三国⁴⁹⁾は、側岸固定の3種の水路にそれぞれ異なった路床材料を用いて実験を行い、最大幅の100 cmの水路では複列砂州と網状流路の形成を、粒度範囲の広い砂を用いた40 cm幅の水路では網状流路の形成を観察している。形成された複列砂州も時間の経過とともに単列に移行するものが多かったので便宜的に30分以上複列状態を保ったものを複列砂州と分類し、両者の発生領域が重複している可能性を指摘した。ついで、網状流路の発生について、広幅水路では複列砂州の発達後に現れるが、広粒度範囲の実験では粗砂が流路中央部に堆積して生じ、このような場合に河床形態の発生に履歴性が認められると述べている。

木下⁶⁴⁾は、既述の大井川の河道計画に関する模型実験の基礎資料を得るための一つとして、予備的な40 cm幅の水路実験と80 cm幅水路による本格的な実験及び水路途中に狭窄部や彎曲部を設けた場合や非常流の場合及び河床面の移動可能流砂を制限した場合の3種の応用実験を行い、鱗状砂州の挙動を考察している。予備実験によって、砂州形態の相似という観点から河床材料としては石炭粉よりも摩擦速度・限界摩擦速度比を考慮した砂粒の方が望ましいと結論し、基礎実験では、水理諸量の計測よりも河床形態の変化の追跡に重点を置いて詳細に河床の状況を観察して、つぎのような特性を指摘した。砂州形態は流下方向にも時間的にも発達していき、複列砂州の場合にはその発達が縦断的、垂直的だけではなく横断方向にも生じるので複雑になる。鱗状砂州の発達に初期河床の敷均しの影響などで不整が生じて、バランス作用を有しているかのように、ある時点で整った発達段階を示すようになる。この不整状態から規則的な状態への移行は砂州の数が減少しながら発達していくときにも認められ、それは斜め方向への影響の伝播という形をとる。このような変化を繰り返しながら、砂州の列数は減少するとともに水流は乱れ、2列や単列の状態になって、定常的な4、5列の状態は生じにくい。また、応用実験の結果からは、狭窄部があっても砂州の形態は時間的に変化すること、彎曲部の下流には直上流に比して列数の少ない大きな砂州の形成される傾向のあること、高水時に形成された砂州の高位部を中心にその配置に大きな変化は無いにも拘らず、減水時の網流パターンの形成とそれによる低水路部の変化で全体的な流路形態の印象が激変すること、移動可能土砂の厚さや供給量によって砂面の形態は支配されるが、水路底の一部を露出させながらも砂州と類似の形態が観察されることなど、今後の研究や実際上の問題に参考となる特徴が述べられている。

三輪⁶⁵⁾は、玉井らや木下が指摘している列数の異なる砂州の形成条件の重複を追認し、その重複領域の特性は統計的な取扱で明らかにできると考えて、彼が示した先述のパラメータ K_b の10段階について、軽量骨材を用いた実験を $F_r < 1$ の条件下でそれぞれ20回行い、最初に規則的に発達した砂州の列数を計測した。実験方法と列数の判定には細心の注意が払われているが、砂州の形成の乱れることもあって列数判定の時間には恣意性が残され、とくに、実験水路幅の狭いこともあって、4、5列以上の砂

州の形成例は少なくなっている。いずれにせよ、同一の K_B に対して種々の列数の砂州が形成され、それらの形成条件が重複していること及び各々の列数に出現のピークのあることが確認されている。しかしながら、既に指摘したことと合わせ、 $F_r \geq 1$ では K_B は現実には支配パラメータとしての有効性を失っていることや池田⁴⁶⁾の領域区分図との比較ではその不適切さを指摘しておきながらその実例を示していないなど問題を残している。

藤田・赤松・村本^{25,66)}は、以上のような河床の形態的な変化の観察が主体であった複列砂州と網状流路の形成過程に関する従来の実験に対して、幅 0.5 m、1.8 m 及び 8.0 m の 3 種の水路を用いて、その形

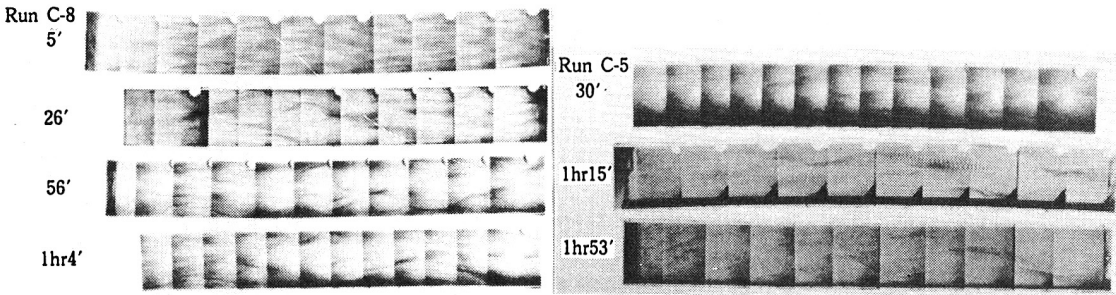


写真-5 複列砂州と網状流路の形成・変化状況（左：網状化，右：非網状化）²⁵⁾

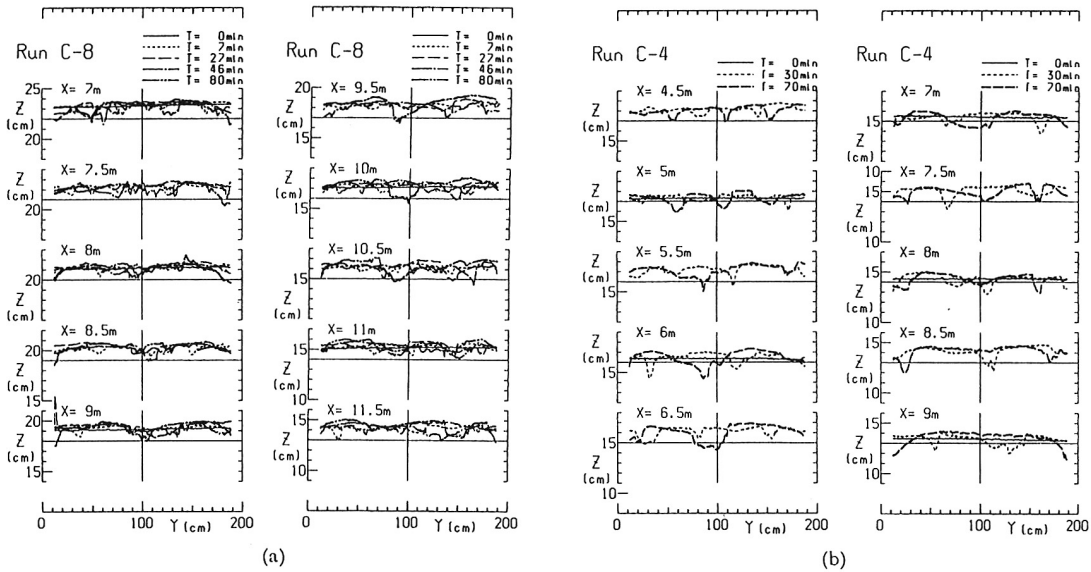


図-11 網状化の場合（左）と非網状化の場合（右）の路床横断形状の変化²⁵⁾

成過程における河床変動を詳細に測定した実験を行った。河床形態の変形過程は、写真－5に示すように、初期には多列の砂州が形成されるが、これまでの指摘と同様、時間の経過とともに砂州の列数（モード）は減少していく。最終的には、砂州の高位部が水面上に露出した浮州となって網状流路が出現する水深の小さい場合と主としてモード2の発達した砂州が浮州状態とならないで流下していく水深の大きい場合とが現れる。こうした砂州形態の変化に伴う河床変動の測定例を示せば、図－11のようであって、網状化する場合は細かい複雑な変化であり、非網状化の場合は大きな砂州の形成に対応したやや規則的で単純な変化となる。このような単純な河床状態は、常願寺川の古い測量資料にも認められる。彼らの先述のモード判定法に従って決定したモードの変化状態は、網状化した場合には減少速度が高く、流下方向の変化は殆ど無いが、非網状化の場合には流下方向の変化が大きく、上流区間は初期とそれほど変わらないモードのままである。

また、高モードの砂州の平面形状が交互砂州と相似であり、かつ大型水路で規則的に発達したモード2の砂州の個々の形状特性や土砂移動特性が交互砂州のものと同一であることから、いずれのモードにおいても、単位となっている砂州に対しては交互砂州形成時と同様の水理条件が満足されていると考えた。交互砂州の形成条件は、

$1 < \tau / \tau_c < 12$ を前提として平坦河床の場合、

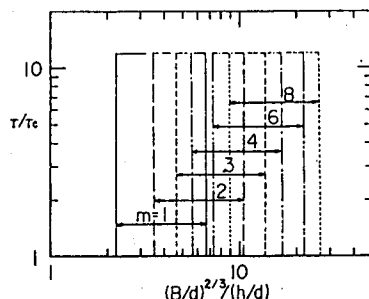
$$0.15 < h/d / (B/d)^{2/3} \leq 0.45 \quad (11)$$

で表されるので、いま、モードを m として上式の B を平均砂州幅 $B_B (= B/m)$ で置き換え、かつ、モードと水路幅が正の相関となるように従来のパラメータの逆数を用いると、モード m の砂州の形成条件は下式のようになる。

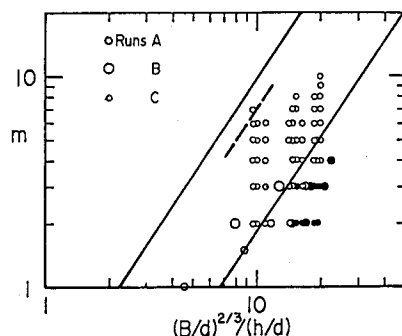
$$2.2m^{2/3} < (B/d)^{2/3} / (h/d) \leq 6.7m^{2/3} \quad (12)$$

各モードの砂州の形成領域は 図－12 のようになって、その範囲はかなり広い範囲で重複していて実験の観察とよく一致する。図－13 は、ある水理条件下で形成される可能性のあるモードの範囲を表しているが、全ての実験値は上限線よりも下にあって推論の妥当性を示している。ただし、最高次の砂州モードの範囲は(12)式から予測されるものよりもやや低いようである。網状化した場合のモードは図中の黒丸で表されているようにいずれも下限線の下にあって、この下限線は発達後も水没状態にある砂州の最低次モードを表すものと考えられる。

以上のように、同一の水理条件であってもある範囲のモードの砂州の形成が可能であるが、見かけ上複列砂州河床はモードが減少していくように変化していく。この第一の理由は各モードの砂州の発達した形状になるまでの所要時間の差にあると思われる。交互砂



図－12 各モードの複列砂州の形成条件⁶⁶⁾



図－13 モード m の複列砂州の形成条件の検討⁶⁶⁾

州の発達時間と平衡波高の予測式を上と同様にモード m の砂州に拡張すれば、その発達時間 T_e と波高 Z_B の予測式はつぎのようである⁶⁶⁾

$$T_e = [(0.6 \cdot 5 \cdot 0.0051) B^2 / \{ (U_* / U_{*c}) q_B \}] \cdot \{ (B / d)^{2/3} / (h / d) \} \cdot m^{-8/3} \quad (13)$$

$$Z_B = \{ 0.0051 / (U_* / U_{*c}) \} \cdot B \cdot \{ (B / d)^{2/3} / (h / d) \} \cdot m^{-5/3} \quad (14)$$

ここに、 q_B は流下方向単位幅当たりの流砂量である。
 図-14⁶⁷⁾は上2式を実験結果と比較したものであって、最も発達した時点の時間と波高はかなり一致しているが、より低モードの砂州がどの時点から観察されてくるかの予測には波高や波長の時間的変化の詳細を知ることが必要になってくる。

さらに、彼らは、実験結果から低モードの砂州ほど河床形態に対する支配力が強いと推察し、砂州モードの低下限界について砂州高位部が限界掃流状態になることを仮定して簡単な考察を行っている。上の波高の予測式は、交互砂州の場合のように水深が十分ある条件では砂州発達の抑制効果を含んでいるが、複列砂州のように横断方向の自由度の高い砂州の発達の場合には上述のような新たな制限を設ける必要があるものと考えられる。

一方、先述の河床変動の安定理論でも、図-8の不安定領域の横断方向の最高波数 l_0 の1/2以下の波数に対応する幅よりも水路の幅が広ければ、単列・複列砂州の重複発生の可能性が示されており、実験事実と対応している。さらに重要であるのは、一般に線形安定理論では黒木ら⁵⁷⁾の示した図-8の解析例のように、高モードの砂州が発生しうる場合には低モード、長波長の砂州は常に不安定領域に入る傾向にあって、計算される初期増幅率は低くても、長時間の後にはそれが先に発達した平衡に達していた高モード砂州に替わって河床を覆う可能性を否定できないことである。これは、藤田らが砂州モードの低下限界に関する基準を砂州上の砂粒の移動停止に着目した単純な考察によってでも見出そうとしたことの背景でもある。

最後に、現地観測及び実験観察と併行する理論的な取り扱いとして、前述の伝統的な線形安定解析に対して、最近では福岡¹⁰⁾が紹介したような2次の摂動展開を行った非線形解析が行われるとともに、数値解析法の発達に伴って平面2次元の河床変動の基礎式をそのまま数値計算する研究も行われてきていることを述べておかねばならない。後者の場合、模型実験と同様、上流端給砂量などの境界条件の設定が水理学的な問題となる。ここでは、明確な計算結果が示され、かつ網状流路の問題と関連している

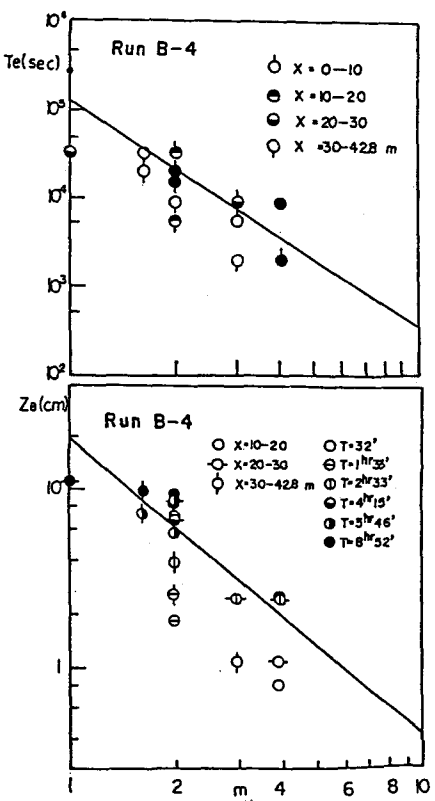


図-14 複列砂州の発達時間と波高の検討⁶⁷⁾

清水・板倉⁶⁸⁾の研究を簡単に紹介する。

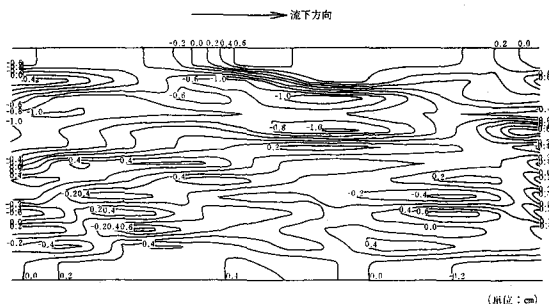
彼らは、河道に沿った曲線座標系による平面2次元の基礎式を数値計算して河道内の鉛直平均流れを解き、流速分布と座標軸の曲率による平均流と河床近傍の流速・流向差及び流砂への横断斜面勾配の影響を考慮した河床変動の計算プログラムを開発し

ている。彼らは、それを石狩川や実験結果に適用するとともに、一個所を盛り上がらせた平坦河床の変動を計算して河床形態—砂州—の発生過程の検討を行った。すなわち、黒木・岸の領域区分図

(図-9)の各領域の中央に位置する3ケースの流路条件について、河床変動計算を行い、領域区分に一致する河床形態が発生・発達していくこと

を示した。図-15は複列砂州領域の条件下で行われた計算結果であって、多列の砂州に対応した洗

掘部が現れている。このような数値計算は、砂州モードの変化過程の追跡の可能性を有し、実際の網状流路の激しい河床変動の予測にも有効と考えられ、今後の発展が期待される。



- 7) 福岡捷二：水工学シリーズ，81-A-5.
- 8) 池田駿介：水工学シリーズ，83-A-9.
- 9) 須賀堯三：水工学シリーズ，83-A-10.
- 10) 福岡捷二：水工学シリーズ，85-A-2.
- 11) Lane, E. W. : Trans. ASCE, Vol. 81, 1955, Paper 795, pp. 1-17.
- 12) Fahnenstock, R. K. and W.C. Bradley : Fluvial Geomorphology, ed. Morisawa, M., George Allen & Unwin (Publishers) Ltd., London, 1973, pp. 220-252.
- 13) 建設省中部地方建設局静岡河川工事事務所：大井川牛尾狭窄部開削の影響に関する「砂礫堆相似」による模型実験，1980，117p.
- 14) Mosley, M. P. : Water Resources Research, Vol. 18, No. 4, 1982, pp. 800-812.
- 15) 深見親雄・馬場 享：土木学会第32回年講概要集，II-286，1977，pp. 552-553.
- 16) 坂野 章・山本晃一：土木技術資料 23-3，1981，pp. 141-146.
- 17) 石川忠晴：第27回水理講演会論文集，1983，pp. 753-760.
- 18) 三輪 式：農業土木学会論文集，第90号，Dec. 1980，pp. 41-47.
- 19) 藤沢 寛・高秀秀信・中尾宗久：土木学会第37回年講概要集，II-270，1982，pp. 539-540.
- 20) 建設省河川局治水課・土木研究所：第36回建設省技術研究会報告，1982，pp. 582-619.
- 21) Schumm, S. A. : SEPM Special Publication No. 31, August 1981, pp. 19-29.
- 22) Church, M. and D. Jones : Gravel Bed Rivers, ed. Hey, R. D., J. C. Bathurst and C. R. Thorne, John Wiley & Sons Ltd., 1982, pp. 291-324.
- 23) Brice, J. C. : U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 422-D, 1964.
- 24) Howard, A. D., M. A. Keech and C. L. Vincent : Water Resources Research, Vol. 6, 1970, pp. 1674-1688.
- 25) 藤田裕一郎・赤松英樹・村本嘉雄：京大防災研年報，第29号B-2，1986，pp. 451-472.
- 26) 小川良市・深見親雄：土木学会第34回年講概要集，II-95，1979，pp. 189-190.
- 27) 釣谷義範・五十嵐 武：新砂防，78，1971，pp. 25-36.
- 28) 京大防災研富山地区災害調査グループ：富山地区災害調査，昭和44年8月水災害の総合的調査研究報告，1970，pp. 66-83.
- 29) 建設省北陸地方建設局富山工事事務所：常願寺川 53.6 梅雨出水災害状況，1978.
- 30) 門村 浩：扇状地-地域的特性-(矢沢大二・戸谷 洋・貝塚爽平編)，古今書院，1971，pp. 55-96.
- 31) 樫根 勇・山本莊毅：扇状地の水循環，古今書院，1971，pp. 12-17.
- 32) Gole, C. V. and S. V. Chitale : Proc. ASCE, J. Hy. Div., 1966, pp. 111-126.
- 33) Srivastava, P. L. : Proc. th Conf. IAHR, Moscow, 1983, pp. 116-125.

- 34) Graf, W. L. : Water Resources Research, Vol. 17, No. 4, 1981, pp. 1087 - 1094.
- 35) Williams, P. F. and B. R. Rust : J. Sedimentary Petrology, Vol. 39, No. 2, pp. 649 - 679.
- 36) Cant, D. J. and R. G. Walker : Sedimentology, Vol. 25, 1978, pp. 625 - 648.
- 37) 池田 宏 : 地理学評論 48-10, 1975, pp. 712 - 730.
- 38) 木下良作 : 土木学会論文集, 第42号, 1957, pp. 1 - 21.
- 39) 砂田憲吾 : 土木学会論文集, 第363号, Ⅱ - 4 (報告), 1985, pp. 235 - 243.
- 40) 砂田憲吾 : 土木学会第40回年講概要集, Ⅱ - 239, 1985, pp. 477 - 478.
- 41) Osterkamp, W. R. : American J. Science, Vol. 278, 1978, pp. 1253 - 1268.
- 42) Begin, Z. B. : J. Hydrology, 52, 1981, pp. 307 - 319.
- 43) Carson, M. A. : J. Hydrology, 73, 1984, pp. 315 - 334.
- 44) Bettess, R. and W. R. White : Proc. ICE, Part 2, 1983, pp. 525 - 283.
- 45) 藤田裕一郎・村本嘉雄 : 京大防災研年報, 第23号B-2, 1980, pp. 475 - 492.
- 46) 池田 宏 : 地理学評論, 46-7, 1973, pp. 435 - 450.
- 47) 黒木幹男・岸 力・今泉正次 : 土木学会第30回年講概要集, Ⅱ - 169, 1975.
- 48) 川 登 : 土木学会論文報告集, 第207号, 1972, pp. 47 - 50.
- 49) 玉井信行・長尾 哲・三国史雄 : 第22回水理講演会論文集, 1978, pp. 265 - 273.
- 50) 村本嘉雄・藤田裕一郎 : 京大防災研年報, 第20号B-2, 1977, pp. 243 - 258.
- 51) 山口 甲・岡部和憲 : 第35回建設省技術研究会報告, 1981, pp. 662 - 665.
- 52) 池田 宏 : 筑波大学水理実験センター報告, No. 6, 1982, pp. 3 - 14.
- 53) 三輪 式 : 第28回水理講演会論文集, 1983, pp. 733 - 740.
- 54) 深見親雄 : 土木技術資料, 21 - 10, 1979, pp. 27 - 32.
- 55) Engelund, F. and O. Skovgaard : J. Fluid Mech., Vol. 57, part 2, 1973, pp. 289 - 302.
- 56) Fredsoe, J. : J. Fluid Mech., Vol. 84, part 4, 1978, pp. 609 - 624.
- 57) 黒木幹男・岸 力 : 土木学会論文報告集, 第342号, 1984, pp. 87 - 96.
- 58) 土木学会水理委員会「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会報告, 1982, p. 92.
- 59) Leopold, L. B. and M. G. Wolman : U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 282-B, pp. 283 - 300.
- 60) Hong, Le Ba and T. R. H. Davies : Summary, Geol. Soc. Amer. Bull, Part 1, Vol. 90, 1979, pp. 1094 - 1095.
- 61) Ashmore, P. E. : Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 7, 1982, pp. 201 - 225.
- 62) 木下良作 : 科学技術庁資源局資料, 第36号, 1962, 130p.
- 63) 近藤幸雄・小森保数 : 土木試験社月報, No. 2 51, 1974. 4, pp. 1 - 9.
- 64) 建設省中部地方建設局静岡河川工事事務所 : 大井川河床形態と洪水流に関する検討業務報告書, 1979, 159p.

- 65) 三輪 式：第 28 回水理講演会論文集，pp. 775 - 781, 1984.
- 66) 藤田裕一郎・赤松秀樹・村本嘉雄：第 31 回水理講演会論文集，1987, pp. 695 - 700.
- 67) 村本嘉雄・藤田裕一郎・永田順宏：昭 62 土木学会 関西支部年講概要，1987, pp. II - 35.
- 68) 清水康行・板倉忠興：北海道開発局土木試験所 河川研究室，1986, 65p.