

大礫を含む混合粒径河川における河道システムの本質に関する考察

BASIC STRUCTURE OF RIVER MORPHOLOGICAL CHANNEL PATTERN IN CASE OF GRADED LARGE BED MATERIALS

須賀 如川

Nyosen SUGA

フェロー員 工博 宇都宮大学名誉教授 河相工学研究堂代表

(〒276-0023 千葉県八千代市勝田台 4-2-4)

This paper deals with such river morphological concept of channel structure as divergence and convergence phenomenon which is formed based on bed material sifting during flood flows. Those phenomena are mainly characterized to rivers which have graded large bed materials. And formation of jam-up deposit of large stones causes flat and wide bed surface up-stream reach, and also steep and narrow reach down stream. This structure was clarified to be stable by this study based on field investigation and data of old aerial photo-graphs. Phenomenon of divergence and convergence is considered to be a controlling factor to act an important roll on the formation of specified meandering pattern of the river.

Key word: Divergence and convergence, river morphological structure, graded bed materials, large stones, meandering pattern

1. はじめに

大径礫や巨石を含む混合粒径河川では、多くの場合自然状態で流路と水流の発散・収束の現象がみられる。これは、混合粒径の流砂の分級作用の結集、河床材料の場所的分布に不均衡が生じ、なかでも特筆すべき現象として大径礫堆あるいは巨石堆が形成され、主としてこれが安定するために発達する河道形態のひとつのシステムであるといえる。この河道システムは、重要であるにも拘らず、これまでほとんど無視されてきたので、緊急に、まずシステムの本質を明らかにする必要がある。

河道の発散・収束現象の存在については、昭和30年代の頃、例えば木下良作等の指摘はあるが、注目されることもなく、本格的な研究は行われてこなかったと思われる。一方、特別の場合を除きマニュアルに従った河道計画においては、混合粒径の効果や、発散・収束の特性が計画に適正に反映されることは、従前にはほとんどなかったといえる。事実、河床材料の調査・分析法の技術基準では、表層の30 cmを取り除くこととなっており、粒径が10 cm以上の材料の分布は、平成4年迄は無視され、それ以降も表層大径礫の調査法のみが示されているに過ぎない。大径礫や巨石に関する資料は原則的にはあまりない。

最近では、魚類の生息条件等として、大径礫が注目されることがあり、また玉石や巨石が蛇行形態のパターン決定の重要な要因のひとつであることが、余笹川と黒川の河道調査^{1) 2)}からも明らかにされ、一部では関心が持たれている。しかし、この現象に関する理論的モデルの構築や実験的研究は容易でないので、ここでは2・3の河川の事例調査に基づいて、大礫を含む混合粒径の効果に焦点をあて、その河道形態の基本的構造に関し定性的な考察を行う。ただし、大局的な捉え方に限定し、細部の詳細な構造については今回はふれないこととするが、考察の結果が、河川の蛇行特性の評価及び築堤や護岸・根固・水制工等の位置づけとその計画に質することを目的としている。

2. 発散・収束河道の基本構造

大礫を含む混合粒径河道では、支配流量程度以上の洪水時に主として期間中の水理量の変化により、河床材料の分級作用が進行する^{3) 4)}。これは、粒径とその含有率等によって異なり、砂(0.1~2 mm)と砂利(2~100 mm)の程度であると分級の状況が緩やかであるが、礫(10~30 cm)・玉石(20~50 cm)・巨石(50 cm以上)の順で大礫(礫の分類と大きさの目安は私見)の含有量の増大と共に、分

級が顕著となる。一般に、急流河川では河床勾配は一定であるか、あるいは変化するにしても徐々に変化し、その変化は連続的と考えられているようであり、これは巨視的に捉えると正しいといえる。

しかし、河川の自然の状況を見ると、河床高（例えば平均河床高）は、緩やかなステップ状となっており、一様でない。また、粒度分布も大局的にみて上流から下流に向けて徐々に小さくなるというにはなっていない。実際には、図-1に示すように、大礫のジャムアップ現象がみられ、ステップを形成する。このステップは後に述べるように比較的安定するため、ステップの上流区間で堆積が進行し、これが発散面となる。

発散面では、勾配が若干小さくなり、流路幅は広がる。堆積する砂の粒径は流砂量が大きいほど小さくなって流路幅が大きくなり、かつ粒度分布が横断方向に一様化する傾向となるのが一般である。流砂量が少ない河川では、発散面内での粒径の分布が多様となる。ただし、河川によっては、土砂の流出が洪水生起以上に不規則となり、安定性評価の問題点となる。いずれにせよ、発散面では若干の移動・変動があるが、多くの場合数十年の時間スケールでは安定しているものと考えられる。発散面上の流れは、大洪水時には一様性を増すが、基本的には中央部において直進性の高流速束が生じ、大径礫の堆積が生じて横断面が上に凸のカマボコ型となる。従って洪水の減水期には、流れは左右に分割され、2列蛇行となる。

次に収束区間では、ここであるステップ区間から流れ落ちる段階で流路がまとまり、溝形(U字型)の明確な急勾配の水路が形成され、全体の流路幅は小さくなる。従って、勾配が発散区間より大きく、水流もまとまることから、河床材料の粒径は大きい。通常は、上流の発散区間よりもこの区間においてペイブイントあるいはアーモークートが発達し安定する。その強度は、この区間で時に発生する局所射流の水勢に耐えるものである。上流からの流砂は基本的には、この区間は通過するものが大部分と考えられる。そのため、河道の安定度が顕著な流路の節となっている。なお、この地点の標高は低いことから、支川合流があり、霞堤が設置される場合が少なくない。

以上のように大径礫を含む混合粒径河道では、発散と収束がベースとなった縦断・平面における波状地形が自然条件となり、河道内における中規模蛇行形態と粒度構成の平面分布及びその時間変化の特性等の河道構造の基礎を形成している。写真-1に鬼怒川、写真-2に渡良瀬川の例

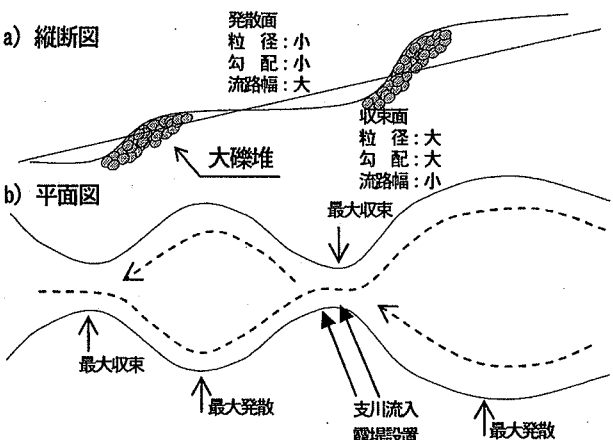


図-1 大礫堆と発散・収束現象の概念図

を示す。この他にも、巨石や大礫を含む河道では発散・収束現象は一般的に見られる現象である。

3. 発散・収束河道の安定条件 - 大礫堆の形成とその安定性

大礫を含む混合粒径河道において見られる発散・収束の現象は、各種の要因が係わるシステムであるが、大礫堆の形成が中心的な支配要因となり、その安定条件のもとに成立すると考えられる。反対に安定条件が得られない内容としては、例えば、均一粒径・大量の流出土砂・一定流量等の条件があげられ、この場合には発散・収束の現象は成立しにくい。その理由は、核となる大礫（玉

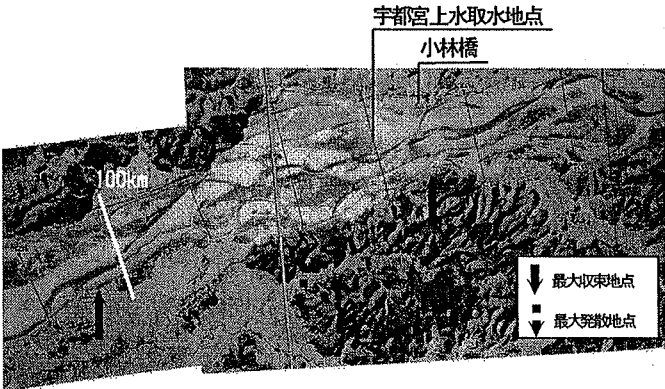


写真-1 航空写真(昭和22年) 鬼怒川

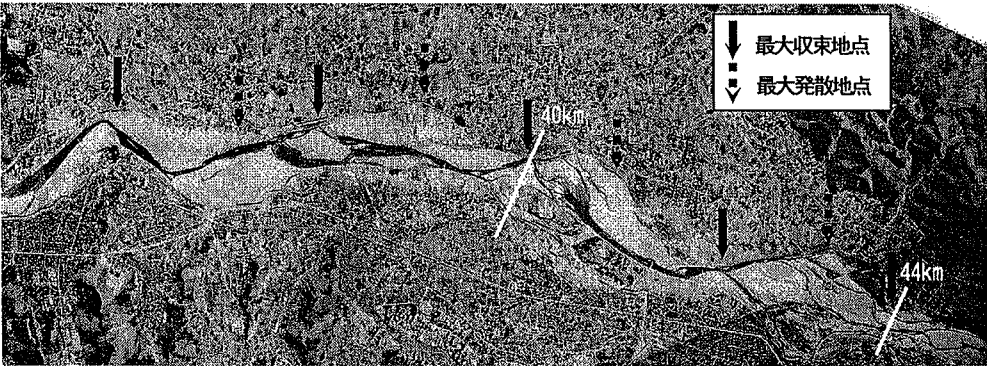


写真-2 航空写真(昭和22年) 渡良瀬川

石・巨石等)のジャムアップ現象に基づく大礫堆が形成されにくいと考えられるからである。システムの安定のためには、規模の大きい大礫堆の形成・発達が必要であると推察される。

次に十分条件に関連する項目として、大礫の生産・大礫の流送・大礫堆の形成・大礫堆の規模の拡大とその安定化等が挙げられる。まず、大礫の生産に関する系統的研究は不十分であるが、経験によれば大礫生産は直接生産と間接生産に分けられる。前者については、降水・風化・地震等に基づく侵食と崩壊であるが、岩質・地質構造・地形が関与していると思われる。後者については、土砂流堆(勾配1/10以上の急流部で十分な大礫の堆積がある場合)と土石流堆の流水による侵食及び崖錐等からの抜け出し等である。

大礫を含む混合粒径の流砂量関数は未解決である。これは、Egiazaroff 公式⁵⁾・芦田・道上公式⁶⁾・水山公式⁹⁾の適用範囲を超えている。実験や実測によるとコンクリートブロックは、密度は若干小さいが、数トンのものまで、また巨石であっても単体であれば大洪水時には流下することがある。これに対して、大礫堆や大礫群の動きは小さい。これは大礫の形状・配列や大礫群の粒度構成(fineness modulus)によるものと考えられる。一方、現実として河川では大径礫が十分下流まで輸送されることは、特別の場合を除き生起していない。

大礫堆の形成に関連する現象としては、step and pool・交互砂州・ジャムアップ等の現象がある。step and poolの河床形態は、山地河川で大礫の多い河川に見られ、山地の屈曲部・交互砂州部・直線部に分けることができる。問題は直線部でもstepが形成されることである。これは要となる巨石等が河岸または河道中央部にあって、それによりそうかたちで大礫のジャムアップ現象があり、天然の小ダムが形成されるものである。交互砂州の存在する河川ではFront上流部に大径材料が集積する。ジャムアップ現象はstep and pool及び交互砂州の現象の繰返しの結果、長期間にわたり徐々に成長し、かつ下流に波及・発達していったものと推察される。

大礫堆の安定性は、移動・伝播よりも早期に規模の拡大が行われた場合に得られるもので規模の拡大と共に安定性は増大する。場合によっては、それに植生の効果を評価する必要があるものも存在する。

次に大礫堆と収束部の実態を示す。図-2及び図-3は鬼怒川において顕著な収束現象を示す103km地点より上流の大礫堆における横断最高の河床高と低水路の水際高さの縦断変化及び最大砂州高地点の粒度分布の測定結果である。図-3で①-6から①-9あたりが縦断面上の局所的な大礫堆であり、礫や巨石割合が増えている様子がわかる。なお、大局的な基本となる大礫堆については今後平面的な調査を行う必要がある。

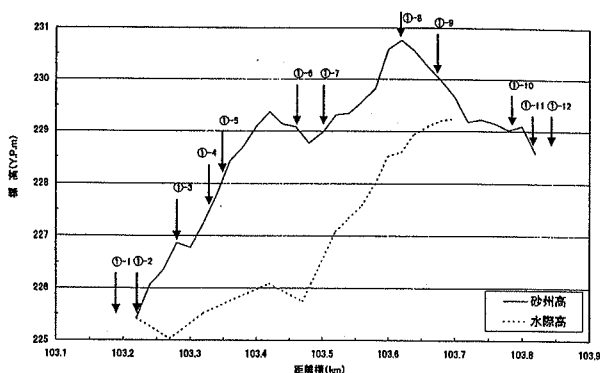


図-2 河床高縦断図 (小林橋 103.5km 付近)

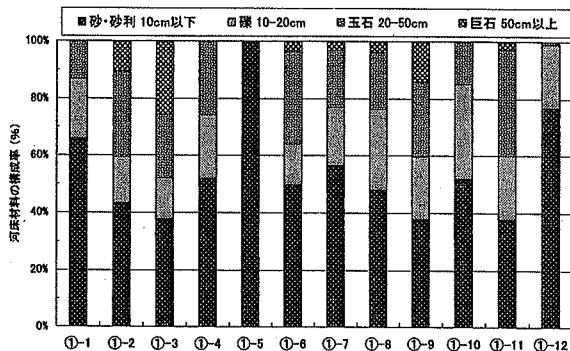


図-3 粒度分布 (小林橋 103.5km 付近)

4. 不安定大礫堆の形成と機能 - 派川形成原因

洪水中の分級作用により、大礫堆の形成・変形が行われる。大礫堆の機能については、位置・性状・規模・安定性等に依拠して検討を行う必要がある。人為効果は多様であるので省略し、まず自然状態を考える。

大礫堆の位置については、通常河道部の他、山地河道出口の扇頂部等・影響力のある支川合流点下流・露岩や河岸の耐侵食性の大きい地点等に分けて考察を行うことが適当である。典型例は扇頂部の大礫堆である。山地河道出口は通常勾配の急変や流路幅制限からの開放等があり、大礫堆の形成が容易な地点である。これに関して3つの事例を取りあげる。

(1) 渡良瀬川

群馬県桐生市は渡良瀬川の扇頂付近左岸に立地する。渡良瀬川本川は足尾の古い地質条件の山地から流下し、足尾鉾山の開発以前には、土砂量の多くない侵食河川で勾配も比較的緩やかである。ところが、山地河川の範囲では下流部右岸より赤城火山からの支川が合流し、火山の活性度に応じて土砂の流出があった。そのため渡良瀬川の桐生地区は若干不安定となり、左岸側だけでも少なくとも2ヶ所の旧派川が存在したと考えられる。上流側の旧派川は規模が小さくないやや不安定な大礫堆によるものと推察され、この大礫堆の流下(位置の変更)により下流側の旧派川が後に形成されたと考えられる。この大礫堆は発達しながら更に流下し、現在の大礫堆は横断

方向にも流路いっぱいには発達し、大礫堆の上流区間では規模の大きい堆積性の発散区間となっている。本来、扇頂付近の勾配急変点辺りで、かつて左岸より合流していた桐生川は、左岸側の山地境界近くに押しやられ、かなり下流まで流下・発達した現在の大礫堆下流の収束部下流で合流している。

(2) ラオアグ川

ラオアグ川はフィリピン・ルソン島北部の河川⁹⁾である。多くの支川があるが、その中で多くの玉石・巨石の存在するのがマドンガン川である。巨石は目立つが小径砂礫も多く土砂量が多いため、流路幅は200～300mと広くダイナミックな河道となっている。扇状地は初期の地盤高が低い右岸側において先行し、多数の旧派川沿いに発達した部落が点在するが、現在では河床低下が進行し、右岸側は安定している。左岸側は右岸側に比して人家は少ない。これは分派河道の消長が著しくなく、利水の便が良くないためと考えられる。左岸側には写真-3に見られるように現在2つの派川が存在する。上流側のものはほとんど旧派川化しているが、下流側の派川においては大規模な対応策が現在も施されている。この派川が生じた原因は、右岸から伸びる河道半分までの巨大な大礫堆の影響であると推定される。この河川では、渡良瀬川桐生地区と同様に、しかも現時点においても土砂の活性度が大きいために、この大礫堆は徐々に流下・発達しており、左岸2本目の派川の活性が持続しているものと推察される。

(3) 大谷川

次に写真-4に示す鬼怒川支川の大谷川の旧派川は土砂流出の多い支川である稲荷川合流後、直線的河道上の6.5 km下流において、左岸側に分派している。これは、右岸側は台地であり、左岸側は山地であるが、丁度この辺りで山地が終了しているためである。大谷川は、現時点では大規模な流路工が完成し、護岸・根固材料に最近では径1mを超す巨石が用いられているなど、大谷川河道の変化は著しいが、縦断的な巨石分布をみると、巨石は大礫堆が存在する旧分派点上流では多く、旧分派点下流では少なくなっている。過去の土砂流堆からの巨石生産があるため土砂流出量の多い河川ではあるが、分級作用による大礫堆の形成があり、流下と共に規模の拡大があったものと推察される。すなわち、大谷川のように巨石もあるが、土砂量の多い河川では大礫堆は徐々に下流に伝播したものと考えられる。マドンガン川の場合と同

様である。大谷川旧派川は現在も旧河道状を呈し、護岸の積石が残っている。その現状から判断すると旧派川に流入した土砂の粒径は大きな玉石もあるが、多くはただか10～20cm程度であったと思われる。本川下流の礫等はこれより大きい。なお、大谷川がその下流において左に屈曲しているのは、右岸の地山の形状によるものである。

大谷川が鬼怒川に合流する直下流右岸には大規模なポイントバーが発達している。

ただし、右岸側にも鬼怒川本川起因の流路が存在し、厳密には中州状となっており、大谷川から供給される砂や砂利が多いので2.5 km程の長い延長を有している。このポイントバーは、この下流端に位置する佐貫の岩礁部（取水堰が存在）の影響で安定しており、下流河道への土砂調整の役割りを果している。

5. 大礫堆の安定配列

鬼怒川における発散・収束現象は佐貫より下流において、礫が存在する範囲では約50 kmにわたって明確に存在し、河道形態の安定の基本を形成している（写真-1）。一方、渡良瀬川においても桐生地区の大規模な発散区間が存在し、その土砂の調整作用効果もあって、それより下流では河道の中央に岩礁の存在する岩井地区まで約10 km余りにわたって、ほぼ規則的に発散・収束が繰返されている（写真-2）。このことは、この現象が大礫堆が核となって安定していることの証と考えてよいと思われる。

なお、発散部の長さを定める水理量は、流送土砂の粒径（土砂量が多いほど一般には粒径は細かい）・河床勾



写真-3 マドンガン川

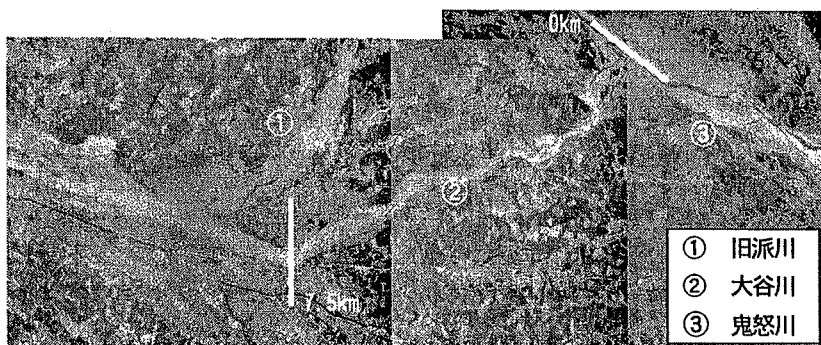


写真-4 航空写真(昭和22年) 大谷川と旧派川

配・流路幅及び流量等であり、前3者は小さいほど、また後者は大きいほど発散部の延長は大きくなる。発散部の堆積面では、一般に中央部が高く、両端で低くなり、堆積土砂の粒径も中央部で大きく、両端で小さくなる傾向がある。いわゆるカマボコ型といわれる横断形状である。

収束部河道は大礫堆が安定すれば、かなり安定である。その勾配は粒径が大きいほど大きく、流量が小さい段階では多くの場合局所射流となることがある。また、一般に土砂量が少ない河川の場合には、粒径が大きくなることが多いので急勾配となる。

以上は、大礫堆の形成を一次元的にみたものであるが、実際の河川では複雑であり、多くの場合二次元的である。その代表は交互砂州の単列モードの流路形態である。大礫堆は交互砂州の前縁線後方に存在し、斜めに傾いている。それによって河道も直線河道が蛇行河道に変形している場合が多い。それも、耐侵食度の大きい河岸が存在する場合や露岩床があるとその影響が現れる。このような場合には、収束が不安定なセミ収束となったり、片側収束となることもある。

6. 発散・収束部の河床変動

大礫堆は、攪乱要因が大きい場合には伝播・変形する。大谷川やマドンガン川に形成された大礫堆は、山地河道からの出口付近に位置し、土砂変動の影響を強く受けている。従って、発散・収束河道のシステムは未発達である。一方、渡良瀬川や鬼怒川の発散・収束河道のシステムは、前者においては桐生地区における大規模な発散部及び後者については、大谷川合流点から佐貫の岩礁地点に至る2.5kmにわたる堆積部があって、土砂供給の調整が行われ、攪乱勢力が緩和された結果、その下流部において安定したシステムに発達したと考えられる。このことは流送土砂量や流量等の攪乱効果が大きい場合には、システムの安定度が弱められることを物語っている。事実、例えば土砂量の多い安倍川では、基本形として存在する交互砂州の安定した単列蛇行形態は通常時には網流蛇行形態の裏に隠れたものとなっている。

しかしながら、土砂量の多くない鬼怒川にもシステムの変動は存在する。簡単のため、一次元的な場合について考えてみる。まず、大礫堆下流の急勾配部では水流はまとまった流れとなり、流砂は洪水の増水期・ピーク時・減水期を通じて多くの場合そのまま通過する。安定した大礫堆の場合には、大礫堆の変化は少ない。ただし、大礫堆は必ずしも横断方向に一樣ではないので、常に安定ということはないであろう。鬼怒川の典型的な収束部である小林橋(103.5km)のやや下流左岸側には、砂利・砂層と礫層の互層となっている段丘河岸が存在する。これは長期的にいうと収束位置の変動があったかあるいは洪

水規模による河床変動の存在を示すものと考えられる。ただし、それよりやや下流の右岸には砂利・砂のほぼ一樣な堆積面段丘が存在し、この位置は堆積性の発散面上流端付近であることを示しており、収束部位置の変動は限定的である。

発散面上流端付近は、比較的安定した区間である。その理由は、収束河道部の流れの影響が残存し、流路変動や土砂堆積量も少ないためである。鬼怒川における宇都宮市水道水取水のための水路(写真-1参照)が素掘りで発散開始点の流路に接続しているが、洪水時の土砂流入もわずかであり、簡単な浚渫で維持されているのは、この地点の河道特性をたくみに利用した結果と評価される。

なお、鬼怒川は礫床河川に自生するといわれるカワラノギクが群生していたことで注目されている。その最大の群生地は小林橋上流の大礫堆である。このことは、この場所が最も顕著な大礫堆であり、かつそれが安定していたことを示す根拠とも考えられる。

7. 流路形態と蛇行流

発散・収束現象が縦断的に安定するには、大礫堆が適当な間隔で固定し、ある程度の規則性が必要であり、例えば2列蛇行や交互砂州のような河道形態が出来上がっている状態である。このような概ね安定した発散・収束河道の横断形は、一般には発散域では上に凸のカマボコ型、収束域では下に凹の溝型となっている。また、河床材料の粒径は一般に発散域では中央付近で大きく、横方向に拡張している両端堆積部では細くなっている。また収束域では河床低下が生じている流路でアーマースコートが発達し、それ以外の比高の大きい所では植生等による耐侵食性の増大がみられる場合が多い。

流砂の堆積が生じる発散域の河床面はカマボコ型であるが、流砂量が多いほど平坦であり、流砂量が少なく粒径が大きくなるほど、横方向の高低差が大きくなる。洪水流の流れ方は、流量が多い段階ではほぼ一樣であるが、減水に伴って中央から両岸に向う流れが生じ、平坦性の度合によるが、河床面の露出が存在する段階では基本的には3本の流路に分かれることとなる。このうち2本の流路は、両端の河床高が低く、河床材料の相対的に細かいところを流れる。両岸に築堤を行うと、この流れはいっそう明瞭となり、通常安定する。ただし、堤防には護岸・根固・水制等が必要となることがある⁸⁾。第3の流路は河道の中央部を流れる。この流れは、河床勾配が大きいほど、また粒径が小さいほど直進する。すなわち、対岸の河岸に向ってほぼ直進的に流れる。河岸沿いの流れと合流すると局所洗掘が生じ、洗掘によって生産された土砂がすぐ下流部に堆積する場合には流れは反転して再び元の対岸に直線的に向う。その流れが生じるインパクトが不足する場合には、河岸沿いの流れが発達する。

しかしながら、河床材料の粒径が大きい場合には河道の中央部で蛇行流となることがある。このことは、前掲の余笹川及び黒川の調査結果からも明らかである¹⁾²⁾。

次に収束部では上記3本の流れがまとまって流下する区間であり、流れの位置は河道中央部と両端部の場合とがある。鬼怒川及び渡良瀬川の場合には、航空写真からの判読の結果、この位置は昭和22年から現在に至るまでほとんど移動していないことが判明した。この間には、例えば鬼怒川では人工的な砂利採取が行われ、特に昭和30年代から40年代初めまでは河道はかなり乱されている。平均河床高も2m以上低下している。それにも拘らず大礫堆の位置はほとんど動いていなく、安定の度合いが極めて大きいことを示している。大礫堆に基づく収束部の安定に関して、2列蛇行の安定性に関する検討結果⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾と対比してみると、安定する2列蛇行の節が鬼怒川の場合には収束部位置と一致していることが判明した。このことより大礫堆は2列蛇行等の蛇行形態と関係する現象であることが判明した。

8. 結 論

大礫を含む混合粒径の河床材料が河道形態に及ぼす効果については、従前には注目されることが余りなかったと思われる。ここでは洪水波の分級作用に基づく河道形態としての発散・収束の現象を取りあげ、その河道システムの本質について河川の資料に基づいて定性的な考察を行い、次の結論を得た。

この知見は、詳細な調査の研究をまわって今後の河道計画に資すると共に、河川環境のあり方や河道復元の考え方の基本事項として中心的役割を果たすものと期待される。

- ① 河道形態としての発散・収束現象の基本は、大礫堆の形成である。
- ② 大礫堆の上流側では、流砂の堆積が生じて流路幅が拡大し、河床勾配は若干緩くなる。横断形は基本的にカマボコ型である。
- ③ 大礫堆より下流側では、急斜面となって流れが収束し、流路幅は縮小する。横断形は基本的に溝型である。
- ④ 攪乱要因が限界以下であれば、例えば上流河道において土砂調整が行われるとか、もともと土砂量が少ない河川であり、極端な大洪水の生起がない場合には、大礫堆は安定する。十分に発達した大礫堆であれば若干の砂利採集の影響は無視しうる。
- ⑤ 大礫堆は攪乱要因が大きい場合には、流下変形し、徐々に拡大する場合が多い。典型例は、扇頂部の大礫堆である。扇頂部の旧分派水路は、時間的に遅れて形成される下流側のものほど規模が大きくなるのが一般である。
- ⑥ 発散・収束現象のシステムは、大礫が流下しジャム

アップすることにより大礫堆が形成される地点まで次々に延伸する。そして、全体として河道形態の基幹システムに成長し、安定する。

- ⑦ 大礫堆は鬼怒川の場合2m以上の砂利採取後も発散・収束現象の機能を果していることが判明した。
- ⑧ 築堤後は2列蛇行が強調される。
- ⑨ 2列蛇行の節の位置がほぼ固定される主な原因は大礫堆の安定性に基づくものと考えられる。
- ⑩ 発散・収束の河道形態システムは、システムが安定する河川では河道計画の基本条件を提供するものであり、今後の研究によりさらに発展することが期待される。

参考文献

- 1) 三品智和、須賀如川、他5名：余笹川の災害対策後河道の河道特性に関する考察、水工学論文集、第46巻、pp343～348、2002。
- 2) 三品智和、須賀如川、助川純一郎、古川保明：谷底沖積地の自由蛇行河川における護岸・根固の現地調査と二・三の考察、河川技術論文集、VOL. 9、pp131～136、2003。
- 3) 池田宏、伊勢屋ふじこ：混合砂れきの流送に伴う縦断的分級、水理講演会論文集、第30巻、pp217～222、1986。
- 4) 辻本哲郎、本橋健：混合砂礫における縦断方向の交互分級とその卓越波長、水理講演会論文集、第33巻、pp409～414、1989。
- 5) Egiazaroff, I. V. : Calculation of uniform sediment concentrations, Proc. ASCE, Vol191, No. HY4, pp225～247, 1965。
- 6) 芦田和男、道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究、土木学会論文集、第206号、pp59～69。
- 7) 水山高久：山地河川の掃流砂に関する研究、京大学位論文、1977。（または、新砂防107, pp. 9-17, 1978, 及び新砂防103, pp. 6-13, 1977）
- 8) 井上和則・御園 功・浜口憲一郎・須賀如川：扇状無堤河川に築堤する場合の堤防法線と河岸侵食防御工の実験とその考察、河川技術論文集、VOL. 9、pp25～30、2003。
- 9) 須賀堯三：河道内2列蛇行の縦断特性、第43回土木学会年次講演会、1988。
- 10) 須賀堯三：河道内2列蛇行の安定条件、水理講演会論文集、第33回、1989。
- 11) 河森克至、須賀堯三、池田裕一、洪水時の2列蛇行の安定性、第45回土木学会年次講演会、pp. II 376～377、1990。

(2004. 4. 7受付)