

収束流の成長と大礫中州の変形に伴う クランクフローの発達に関する考察

A STUDY ON A DEVELOPMENT PROCESS OF CRANK FLOW
DUE TO A CHANGE OF JAM-UP DEPOSIT OF LARGE STONE
BY A STRAIGHT FLOW AT CONVERGENCE REACH

三品 智和¹・須賀 如川²

Tomokazu MISHINA, Nyosen SUGA

¹正会員 博(工) 中央技術株式会社 河川チーム (〒310-0902 茨城県水戸市渡里町3082番地)

²フェロー員 特別上級技術者[防災] 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番地)

This paper deals with a development of crank flow and bank erosion due to a slight change of meandering system in divergence-convergence channel. Field investigation was made in Kinu-river before and after the development of crank flow. And numerical calculation was also made in order to clarify the change of velocity and flow direction in both thal-wegs. Main cause of this phenomenon was found to be the extension of convergent channel upstream.

Key Words : crank flow, concentrated flow at sharp angle to the bank, causes of development of crank flow, divergence-convergence meandering system, field investigation, 2-D simulation, Kinu-river

1. はじめに

近年の大礫を含む砂礫河川の流路形態を見ると、河岸前面みおの鮮明化が顕在化し、流路の単列化が進行している。特筆すべきは河岸前面みおの下流側への延伸と左右岸みおの比高差の増大等によっては、河岸に対し鋭角な流路形態(クランクフロー)に発達していることである。この場合、河岸前面にみおを呼び込む原因として、直線的な護岸施工が挙げられ、クランクフローの発生に直接的に係っている¹⁾。一方、護岸施工の無い場所においても、クランクフローの発達が確認されている。本論文では後者のクランクフローを取上げ、その発達過程に関する考察を行った。なお、クランクフローを主たる原因別に前者は護岸施工が直接係ることから直接型クランクフローとし、後者は収束流の成長と蛇行流路の変化に起因するため間接型クランクフローと呼称する。対象河川として、大礫構成の砂礫砂州(以下大礫中州)が顕著に見られる鬼怒川を取上げ、河道内地形や大礫径の縦断分布等の現地調査、及び流路変遷や水位変化等の資料調査、さらに2次元流況等の数値実験を行い、実態の究明を試みた。

2. 研究の背景

(1) クランクフローの現状と課題

最近10年内において、クランクフローの発生数が急増し、その勢力の増大は度々被災を招いている¹⁾²⁾。なかでも、大礫中州が発達し安定傾向にある扇状地河川では、流路の単列化が進行し、河岸沿いみおの鮮明化とその延伸によっては、大規模な河岸侵食力を有するクランクフローへと発達している。鬼怒川の事例では、東北新幹線地区(94k 左岸)と佐貫地区(106k 左岸)の2地区において、横断方向に約100mの大規模河岸侵食が発生し、堤防の脅威となった。クランクフローに関連した被災は全国的に顕著となっていることから、その原因究明及び適正な対策工は防災上の緊急課題と言えよう。

ところで対策工の現状としては、護岸・根固・水制工等の対症療法的な河岸保護工が挙げられるが、渡良瀬川³⁾では大礫中州の中央部に掘削路を整備し、河岸沿い流れの低減効果が図られており、常願寺川⁴⁾では流路線形に配慮した巨石設置による河岸侵食と深掘れ対策の検討が行われている。また、鬼怒川⁵⁾では河道中央部に巨石・玉石の集積部を整備し、洪水流の分流効果を促進した礫河原

再生事業が行われている。何れの事例も、H18年度以降にスタートしたばかりであり、現段階では現地モニタリングによる検証検討が行われている。

(2) クランクフローの分類と本研究の位置付け

まずクランクフローの勢力について、その水流量をエネルギー勾配(i)・流路幅(B)・水深(h)・流量(Q)とすると、洪水時(例えば低水路満杯流量)には、洪水流は直線性を増し、河岸方向(クランク沿い)の流速は流下方向に比して小さく、計算⁶⁾によると同区間の平均断面流速以下となる。クランクフローの流速が最大となるのは、砂州天端以下の流量時であり、大流量時の減水期や中小洪水が対象となる。すなわち、大洪水の減水期には河岸方向に流向が移行して B と h は小さくなり、 i は大きくなる。その最大流速は、 B が縮小変化したときの最大掃流力時に最大となる。これらクランクフローの流況変化については、2次元流況の計算結果⁹⁾からある程度予測することができる。次に減水期の流路形成とクランクフローの遷移過程については、例えば益本⁷⁾は減水期のみお形成に着目した水路実験を行っており、その支配要因として洪水減水期における急激な流路幅の減少とそれに伴う掃流力の増大等の指摘はあるが、実験の内容は限定的である。そこで、次に実現現象の面からクランクフローの実態を述べる。

大礫を含む砂礫河川において、クランクフローを発生原因別で分類すると、直接型と間接型に分類される。直接型の原因である直線的な護岸施工によるクランクフローとして、例えば鬼怒川の観測結果⁸⁾によれば護岸前面にみおが寄っている区間は、経年的に左右岸流路の比高差が増大し、時に横断方向に卓越した流れが生じ、クランクフローに発達している。クランクフローの勾配は左右岸流路の比高差増大により区間平均河床勾配(1/150~1/250)に対して、1/30~1/50と急である。また、常願寺川の現地調査⁴⁾では、河岸沿いみの鮮明化の原因として、低水路内の砂州発達、護岸前面の深掘れによる高水敷と河岸流路との比高差増大及び流路蛇行線形の増大等を指摘している。これら両河川の調査結果から見ても、護岸施工による蛇行流路の変化は着実に顕在化してきている。

一方、間接型クランクフローの発生原因は、大礫中州の安定性の低下とそれに伴う蛇行流路の変形と考えられる。一般に砂河川では護岸無しの自然状態に近い河道において、複列砂州から交互砂州に変化し、さらに自己形成流路⁹⁾に変移することがある。その遷移過程は砂州の安定性が比較的低い場合には、緩やかに変化し、クランクフローに発達することは少ないものと判断される。これに対し、礫河川では大礫構成の砂州の安定性が比較的高く、長期に亘り安定しているものの、一度大礫の表層の組織が崩れると大礫中州の変形があり、蛇行流路が急変

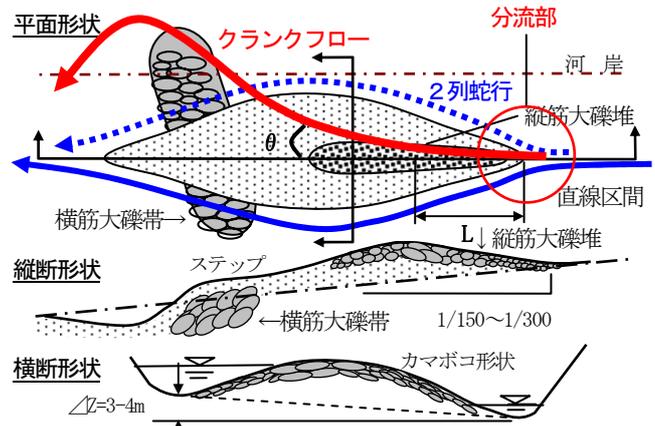


図-1 大礫中州と縦筋大礫堆の概念図

し、時にクランクフローに発達することがある。そこで本論文では、不明確な点が多い間接型クランクフローについて、大礫中州の変形による流路変化の面からその発達過程に関する考察を行うこととする。

3. 間接型クランクフローの発達過程

(1) 発達過程の基本的な考え方

間接型クランクフローの発達過程を図-1に模式的に表わす。発生以前の蛇行形態は直線区間を経て縦筋大礫堆による分流が生じ、その後横筋大礫帯のステップを介して合流する2列蛇行を基本としている。ここでは便宜上、大礫中州の上流部に存在する巨石・玉石の大礫集積部を「縦筋大礫堆」と呼び、また低水路内のステップに存在する大礫集積部を「横筋大礫帯」と呼ぶことにする⁶⁾¹⁰⁾。縦筋大礫堆の形成は河道中央部が主流となる大流量時に輸送・堆積したものであり、大礫の堆積過程で下流側に河床が上昇するので逆勾配の地形が形成されることがある。この形成機構は鬼怒川⁶⁾以外に常願寺川の現地観測¹¹⁾でも確認されており、礫河川での一般的な現象と言える。また、横筋大礫帯の形成は歴史の変遷を経て徐々に拡大したものであり、山地河川の合流部で見られるステップ構造¹²⁾と類似する。このステップ区間の特徴としては、時に発生する局所射流の流勢に耐えており、他の区間と比較してアーモアコートが発達している。また、流送土砂の大半はステップを通過し、その安定性から長年の間ステップを維持している¹⁰⁾。着目すべきは、前者の縦筋大礫堆は、後者の横筋大礫帯に比べ安定性は低いが洪水流の分流に直接係り、後者の横筋大礫帯は、そのステップ構造から2列流路の合流に直接係っていることである。

間接型クランクフローの発生には、この縦筋大礫堆を構成する大礫表層組織の弱体化(ペイプメントの破壊)が関与している。すなわち、従前の洪水流に耐えうる縦筋大礫堆が近年の収束流の急成長によって大礫の離脱を生じさせ、分流機能の低下を招いている。その結果、分流

点が下流に移動し、片側流路の流勢が増大したことでカマボコ断面を挟んだ左右岸流路に比高差が生じ、さらに分流点の延伸により河岸方向への分流角度が増したことで、クランクフローに発達したと推察することができる。

(2) 鬼怒川 佐貫地区の現地観測

a) 収束部の断面特性と低水路内の大礫中州の構造

佐貫地区は大谷川合流点を要とする広義の鬼怒川扇状地において、最上流の扇頂部に位置する。佐貫地区の経年写真を写真-1に示し、大礫中州上流側の直線河道(106.9k)の横断形状を図-2に示す。扇頂部の観音橋付近(107k)より下流約500m区間では直線河道の溝型断面であり、一部基岩が露出しており、洪水時には流送土砂の大半がこの地点を通過し、その流れは収束流を呈している。

平成14年頃までは佐貫地区は典型的な2列蛇行を呈していた。その後クランクフローの発達年度は、航空写真と洪水生起よりH14(2002)からH15(2003)と判断される。その対象洪水は、図-3の平成14年7月洪水以降の3洪水(赤丸)が考えられ、河岸侵食幅はH14とH18の写真比較から106k右岸において横断方向に約100mである。

クランクフローの発生に直接係った大礫中州(105.75k~106.35k)について、縦断地形と河床材料等の現地調査を行った。図-4には大礫中州の縦断地形と河床材料構成率を示している。調査時期はクランクフロー発生後のH15.12月である。測量時の平常時の分流点は106.3kであり、写真-1のH14.5月と比べて50m下流に延伸している。当時の大礫中州の構造は、砂州頂点(106.1k)より上流側では巨石・玉石等の大礫の支配率が高く、逆勾配(-1/200)の縦断形状を呈している。また、頂点下流側では急な順勾配(1/100)となり、大礫の支配率は低くなっている。この頂点上流側の大礫部が縦筋大礫堆に相当する所である。

b) 直線河道の収束流と分流点の延伸

まず収束流と河床低下の関連について、図-5に佐貫観測所(下)の年最大・年平均・年最低水位の経年変化を示した。当該地区は直轄区間外であるため、過去の測量データは殆ど存在しないので経年水位から河床低下の推定を行うと、年平均最低水位からはS53からS61にかけて約3~4m低下し、S62年以降はほぼ安定している。断定はできないが、S53以前と比べて3m程度の河床低下が生じているものと考えられる。次いでこの結果と図-2の横断形状を用いて、簡易的に等流計算を行い、河床低下後の流速を推測する。図-6は収束流を呈する直線河道を代表して、106.9k地点の河床低下と流速の関係を示したものである。対象流量は図-3に示した佐貫観測所(下)の主要洪水から1000・2000・3000m³/sの3ケースとした。ここに粗度係数0.035、河床勾配1/150としている。結果として、Q=3000m³/sでは河床低下の影響は少なく4m/sで一定であ

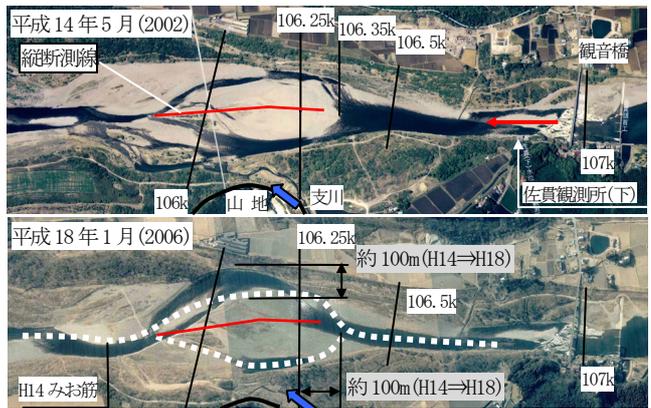


写真-1 鬼怒川佐貫地区の航空写真

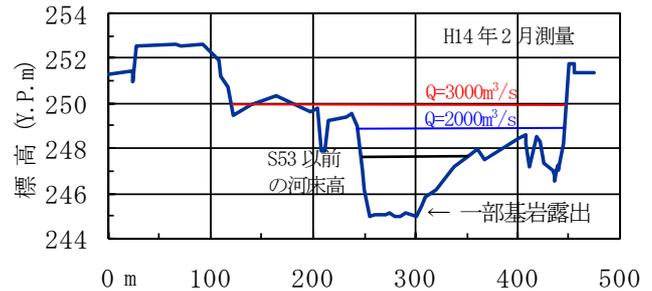


図-2 鬼怒川佐貫地区106.9kの横断形状

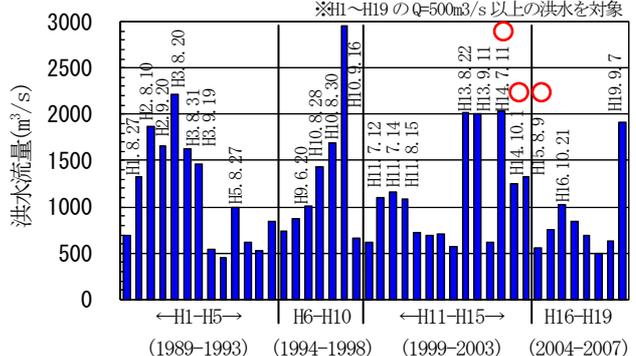


図-3 主要洪水流量(佐貫観測所 下)

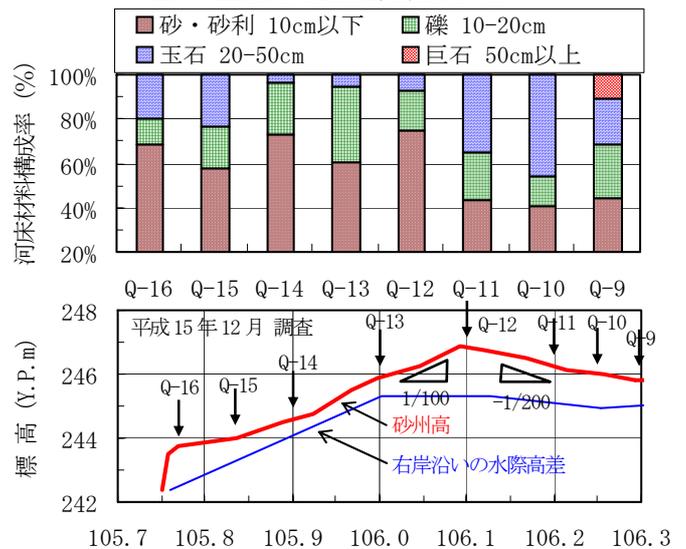


図-4 大礫中州の縦断形状(下図)と河床材料構成率(上図) だが、1000・2000m³/sでは4mの河床低下で0.5m/sの流速増大が確認された。

収束流による分流点の下流への移動距離については、

航空写真から判読すると、a)H2 から H11 (1990～1999) の9年間に分流位置は約 50m(106.45k～106.4k)、b)H11 から H14 の3年間に約 50m、c)H14 から H18 の4年間に約 100mである。また、期間内の洪水生起回数については、対象洪水を $Q=1000\text{m}^3/\text{s}$ 以上とすると、a)10回、b)5回、c)4回であり、 $Q=2000\text{m}^3/\text{s}$ 以上とすると、a)2回、b)2回、c)1回である。どの洪水でどれだけ延伸したかは不明であるが、平成14年以降、急激に延伸している。洪水継続時間については、3ダム(川治・川俣・五十里)のダム操作により、減水期の継続時間が長く、洪水前の水位まで低下するのに数日を要する。断定はできないが、大流量(ex. $3000\text{m}^3/\text{s}$)に比して中小流量(ex. $1000\sim 2000\text{m}^3/\text{s}$)の継続時間が長いことは河岸沿い流路の鮮明化を助長することになる。また増水期の最大水位上昇量は、H19.9月洪水($Q=2600\text{m}^3/\text{s}$)で $0.65\text{m}/\text{hour}$ 、H21.8月洪水($Q=1200\text{m}^3/\text{s}$)で $0.86\text{m}/\text{hour}$ であり、局部的に急激な流速増加とそれに伴う大礫の離脱・移動が生じているものと考えられる。

佐貫地区の河床低下の原因としては、昭和50年代頃は砂利採取が直接関与し、昭和60年頃以降は大谷川からの供給土砂量の減少が関与している。後者の原因として鬼怒川の供給土砂の多くは大谷川から供給されている。その土砂量をダム堆砂量から推定すると、比流出土砂量換算で本川ダム(五十里ダム) $200\text{m}^3/\text{km}^2/\text{year}$ に対して、大谷川(稻荷川の日向ダム)は $8000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{year}$ と桁違いである。しかし、砂防事業の進展により大谷川の土砂供給は減少し、なかでも昭和60年頃以降は流路工の全川整備(2～3倍に拡幅)による減少幅は大きいものと判断される。

4. 間接型クランクフローの数値実験

(1) 計算条件

鬼怒川佐貫地区を対象にして、間接型クランクフローの2次元流況計算¹³⁾を行った。計算条件としては、河道地形を4ケース、定常流量を4ケース($500\cdot 1000\cdot 2000\cdot 3000\text{m}^3/\text{s}$)とし、計16ケースの計算を行った。河道地形の作成は、H14航空写真とH15.12月測量データを基に模式的に表現し、これをCase1とし、図-7に示す。Case2～4については、Case1を基準にして分流点を図-8に示すように $L=50\cdot 100\cdot 200\text{m}$ 下流に延伸させた地形とした。この時の河岸方向の角度 θ (図-1参照)は、Case1～4でそれぞれ $\theta=30\cdot 35\cdot 45\cdot 70^\circ$ である。地形データとしては、直角座標で18361メッシュ(X方向301、Y方向61)とし、1メッシュを $5\text{m}\times 5\text{m}$ とした。その他、粗度係数0.035、平均河床勾配 $1/200$ とし、下流端水位は等流水位を与えた。

なお、計算地形の設定について、当該区間の2列流路の主水路は、流路幅や左右岸流路高及び河岸沿いの大礫径等から見て右岸側と判断される。分流点の延伸後は、

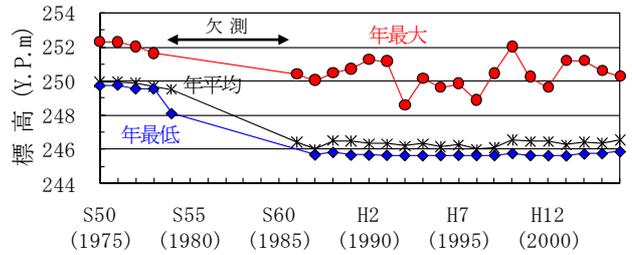


図-5 佐貫(下)観測所の各水位の経年変化

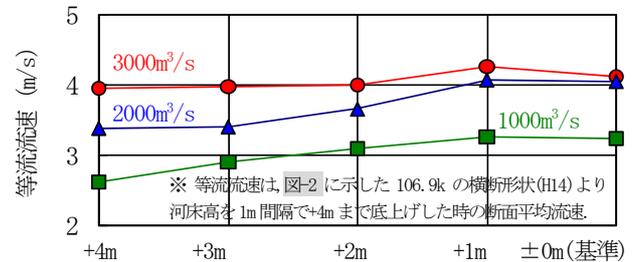


図-6 河床低下と流速の関係(106.9k地点)

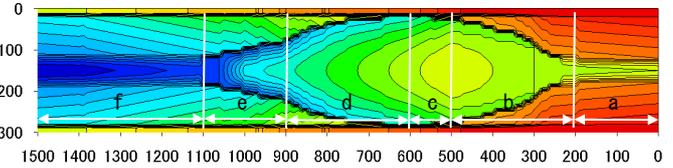


図-7 河道地形コンター (Case1) コンターピッチ: 50cm

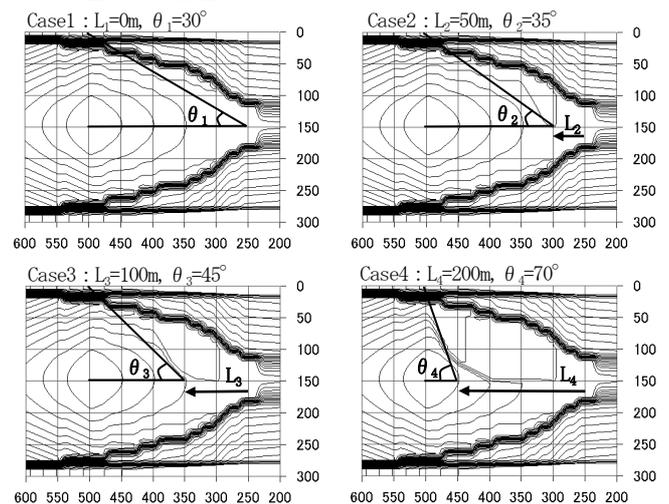


図-8 分流部のコンター (Case1～4) コンターピッチ: 25cm

流路高の低い右岸側に流れが集中したものと予測し、計算地形では分流点の延伸と河岸方向への流下角度を変化させた地形を設定した。

(2) 計算結果

計算結果として、図-9及び図-10にCase1とCase4における流速とFrの縦断変化を示した。なお、流速値はベクトルの絶対値であり、河道の中央部($y=150$)と河岸部(右岸)を示した。Fr値はクランクフローの最大値である。計算区間を区間別に分類すると、a区間(0～200m):大礫中州より上流側の直線河道部、b区間(200～500m):分流部、c区間(500～600m):河岸の勢力増大部(水衝部)、d区間(600～900m):2列流路部、e区間(900～1100m):大礫中州の下流部(合流部)、f区間(1100～1500m):大礫中

州より下流側の直線河道部となる。

まず適正な2列蛇行を有する Case1 において、その流況特性を列挙すると以下のようである。1) 全体を通して、流速の局所的な増大区間は b 区間と e 区間、次いで c 区間である。b・c・e 区間の Fr は局所的に射流を呈する。2) a 区間と f 区間では一定波形を呈しており、流量の増大とともに流速が増大する。これは一般的な溝型断面の等流に近い流況と判断される。3) b 区間では $Q=500\text{m}^3/\text{s}$ から $Q=1000\cdot Q=2000\text{m}^3/\text{s}$ にかけて流速 5m/s 以上の高速域が下流 $x=400$ まで移動している。 $Q=2000\text{m}^3/\text{s}$ から $Q=3000\text{m}^3/\text{s}$ にかけては b 区間全体に亘り高速域が広がっている。これは b 区間が分流点に位置し、下流に高い逆勾配の縦断地形を呈するため、 $Q=500\sim 2000\text{m}^3/\text{s}$ にかけて、流量の増大と共に分流点の下流に移動している。特に $2000\text{m}^3/\text{s}$ の

時には水位が砂州天端高付近にあり、水深の減少により局所的な射流が発生し、流速の高い乱れが生じている。 $Q=3000\text{m}^3/\text{s}$ になると水位が砂州高より高く、直線性を増すため、流速の乱れは発生していない。4) c 区間の河岸流速は流量の増大とともに大きくなり、河岸中央と河岸部の流速差は流量の増大とともに小さくなる。特に $3000\text{m}^3/\text{s}$ では河岸流速と中央流速がほぼ同じになる。5) d 区間では c 区間と同様の傾向を示し、河道中央と河岸部との流速差は流量の増大とともに小さくなる。その流速差は概ね $\Delta v=2.5\Rightarrow 1.0\text{m/s}$ ($500\Rightarrow 3000\text{m}^3/\text{s}$) である。6) e 区間では $Q=500\text{m}^3/\text{s}$ から $Q=1000\text{m}^3/\text{s}$ にかけて区間最大流速(中央)の位置は上流に若干移動するが、 $Q=2000\cdot 3000\text{m}^3/\text{s}$ では変化は小さい。また、 $X=1000$ より下流区間において流速が急激に低下し、その低下量は流量の増大

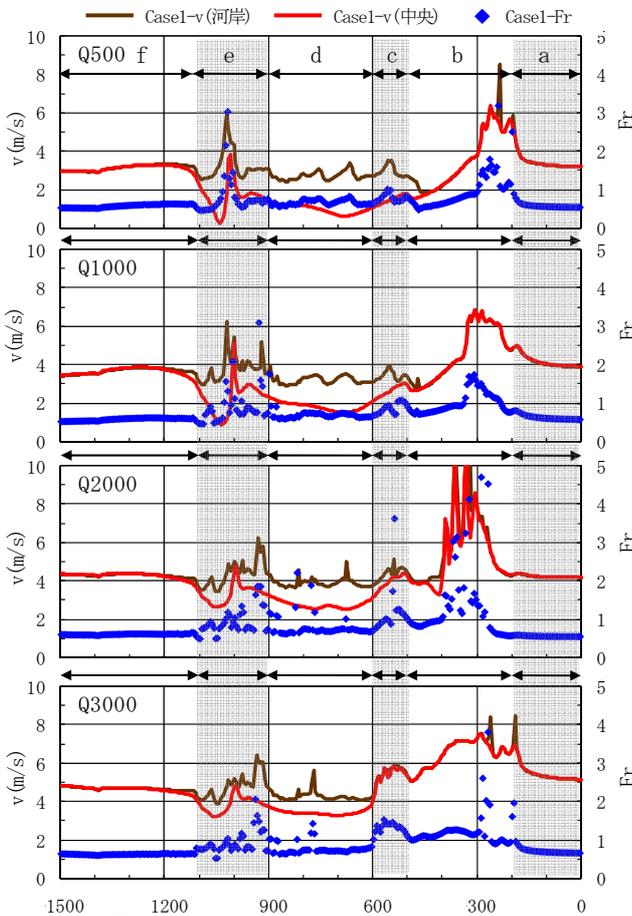


図-9 Case1における流速とFrの縦断分布

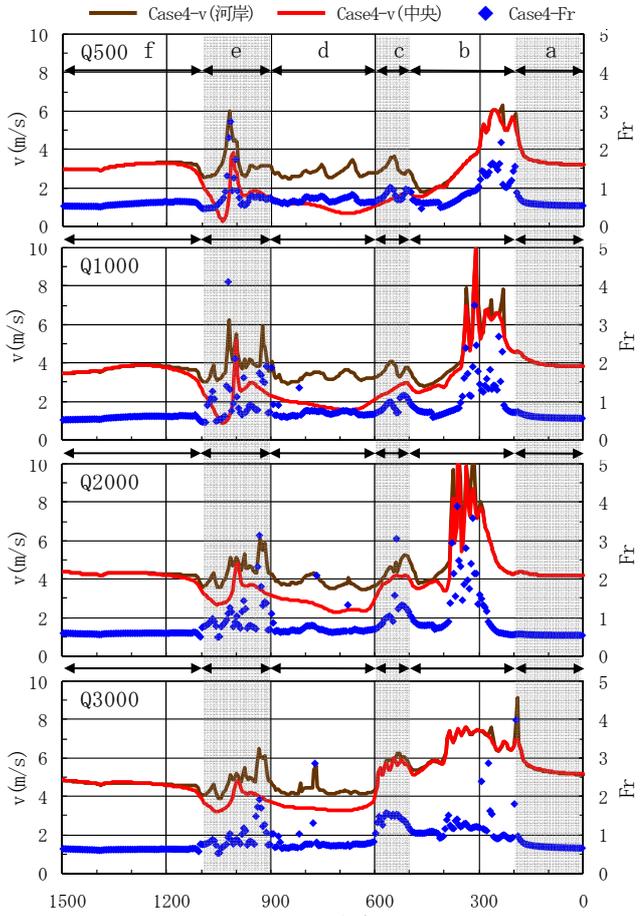


図-10 Case4における流速とFrの縦断分布

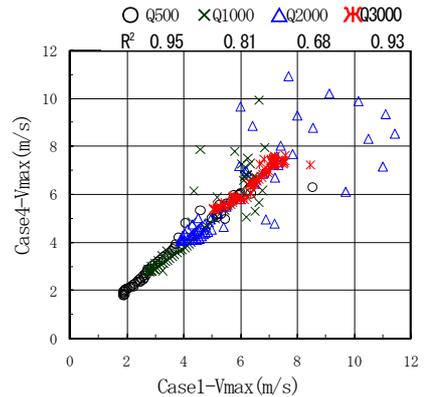
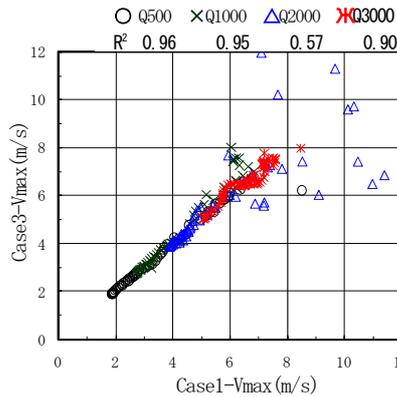
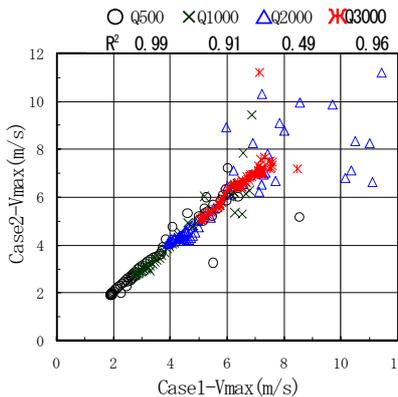


図-11 分流部(b区間)におけるCase1-VmaxとCase2・3・4-Vmaxの相関図 (R^2 : 相関係数Rの2乗)

とともに小さい。

次いで Case1 と Case4 を比較して見ると、顕著な差が生じているのは b 区間である。そこで、図-11 には b 区間において、横断方向の最大流速値を用いて Case1 を基準に Case2~4 の相関関係を示した。その結果、Case1 と Case2 及び Case1 と Case3 では $Q=2000 \text{ m}^3/\text{s}$ 時の相関性は低く、 $Q=500 \cdot 1000 \cdot 3000 \text{ m}^3/\text{s}$ の相関性は高い。Case1 と Case4 では $Q=1000 \cdot 2000 \text{ m}^3/\text{s}$ の相関性は低く、 $Q=500 \cdot 3000 \text{ m}^3/\text{s}$ の相関性は高い傾向を示している。

以上の結果から分流出の延伸が進行することで、b 区間の流況に変化が生じたが、それ以外の区間では変化の差は小さく、分流出の延伸による影響は小さいようである。b 区間で発生する局所的な流速の高い乱れは、Case1 では $Q=2000 \text{ m}^3/\text{s}$ のみであったが、Case4 では $Q=1000 \text{ m}^3/\text{s}$ でも発生していることがわかった。

5. 間接型クランクフローに関する考察

まず間接型クランクフローの発生・発達において、大礫中州の変形を与えた要因は、地区上流の直線河道における収束流の増大である。その増大内容は、溝型断面の直線河道部における流路幅の縮小と洪水水深の増大によって、洪水流速の増大が生じた。その増大幅は $1000 \sim 2000 \text{ m}^3/\text{s}$ 時に従前と比べ最大 0.5 m/s 増である。また、河床低下の進行時期は、大谷川流路工の完成年度と佐貫観測所の経年水位から昭和60年頃(1985)以降と推測される。

大礫中州の変形が顕在化したのは平成14年頃(2002)以降であり、直線河道部の河床低下の進行から約17年経過している。その間の蛇行形態は縦筋大礫堆を介した2列蛇行を呈しており、比較的安定していた。大礫中州の変形は縦筋大礫堆の大礫組織の弱体が引き金となった。それが急激に変化したのは H13~H14(2001~2002)であり、その対象洪水は計算結果から $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ 規模の洪水3回と考えられる。2次元計算によれば、大礫組織の弱体をもたらす局所的な流速の高い乱れは、当初 $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ 規模であったが、分流出の延伸が進行したことで、それより流量の小さい $Q=1000 \text{ m}^3/\text{s}$ でも発生することになり、分流機能の低下を招いた。ただし、 $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ 規模の洪水は、洪水流が直進性を増すので、局所的な流速の高い乱れはなく、大礫組織の弱体化に与える影響は小さい。

佐貫地区の大規模河岸侵食の発達過程としては、大礫組織の弱体による分流機能の低下によって、右岸側流路への分流量が増大し、洪水流の単列化が進行したことで水衝部の流速増大を生じさせたことにある。特に H13~H14 にかけて $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ 規模の洪水が立て続けに3回生起しており、単列化の進行に拍車を掛け、大規模な河岸侵食に至ったものと推察される。

6. 結論

本論文の主要な結果を以下に示す。

- 1) 間接型クランクフローの発生・発達の直接原因は、近年の収束流の急成長による縦筋大礫堆の大礫表層組織の弱体化である。すなわち、数十年規模の洪水流に耐えてきた縦筋大礫堆でも収束流の勢力拡大によっては大礫組織が弱体化することがある。収束流増大の原因は、供給土砂の減少による河床低下があり、特に直線河道部では単位幅流量の増大と流速の増大が生じたことが大きい。
- 2) 間接型クランクフローの発達過程は、まず縦筋大礫堆の弱体による分流機能の低下によって片側流路の分流量の増大が生じ、左右岸流路の分流量のバランスが崩れたことにある。次に度重なる中小洪水の生起により洪水流の単列化が進行したことで、クランクフローに発達した。
- 3) 大礫組織の弱体化をもたらす要因は、大礫中州の上流部で発生する局所的な流速の高い乱れによる影響が大きい。今後は特に大流量に比して、中小流量による大礫組織の弱体化が顕在するものと予測された。
- 4) 今後の間接型クランクフローの対策としては、直線河道部では収束流の緩和処置、及び2列蛇行部では適正な縦筋大礫堆の再生に留意すべきである。また、間接型クランクフローの予測には、直線河道部の河床低下量と大礫中州の大礫構造の動向に注視する必要がある。

参考文献

- 1) 須賀如川: 大きい河岸侵食力を有するクランクフローの基本的事項に関する考察, 水工, Vol. 49, pp. 955-960, 2005. 2.
- 2) 溝口敦子・鈴木洋之・黒田勇一・辻本哲郎: 急流河川における砂州変動状況の把握, 河川技術, Vol. 12, pp. 91-96, 2006. 6.
- 3) 岩見収二・清水義彦: 低水路管理における中州掘削の有効性とその留意点について, 河川技術, pp. 279-284, 2009. 6.
- 4) 長田健吾・安部友則・福岡捷二: 急流礫床河川における低水路護岸沿いの深掘れ流路形成とその特性, 河川技術, Vol. 13, pp. 321-326, 2007. 6.
- 5) 増子輝明・前村良雄: 鬼怒川中流部における礫河原再生について, リバース研究報告, 第19号, pp. 12-22, 2008. 9.
- 6) 須賀如川・三品智和・長谷部正彦・池田裕一: 大礫中州と2列蛇行の水理特性に関する考察, 水工, Vol. 52, pp. 775-780, 2008. 2.
- 7) 益本孝彦・渡邊康玄・佐々木章允: 洪水減水期における水みち形成に関する実験, 河川技術, Vol. 15, pp. 225-230, 2009. 6.
- 8) 須賀如川・三品智和・唐沢潔・竹内清文・古川保明: 発散・収束河道のクランクフローに関する現地調査とその考察, 水工 (CD-ROM), pp. 979-984, Vol. 50, 2006. 2.
- 9) 竹林洋史・江頭進治: 自己形成流路の形成過程と形成水理条件, 土木学会論文集, NO. 677, II-55, pp. 75-86, 2001. 5.
- 10) 須賀如川: 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, 河川技術, Vol. 10, pp. 95-100, 2004. 6.
- 11) 須賀正志・前嶋達也・藤本昌利・長田健吾・福岡捷二: 澁筋化・低下した石礫河川の河床高回復技術の開発研究, 河川技術, Vol. 15, pp. 273-278, 2009. 6.
- 12) 三國谷隆伸・知花武佳・丹波聖泰: 山地河川合流部における河床構造の分析, 河川技術, Vol. 15, pp. 237-242, 2009. 6.
- 13) 水理公式集例題プログラム集: 平成13年版。

(2009. 9. 30 受付)