

博士論文

扇状地河川の粒度組成にみられる
特徴と河床形態への影響

The characteristics of grain size distribution in alluvial fan
rivers and its effect on the bedform

秦 梦露

目次

要旨	3
第1章 序論	6
1.1 背景	
1.2 既往研究	
1.2.1 河床材料の粒度組成に影響を及ぼす因子	
1.2.2 粒度組成が河床形態の特性に及ぼす影響	
1.3 既存の理論を実河川へ展開する上での問題点	
1.4 目的	
1.5 研究の構成	
第2章 河床材料と流路形態の特性に関する調査	20
2.1 流域地質および扇状地の類型化結果	
2.2 対象扇状地河川の選定	
2.2.1 流域地質と河床材料の粒度組成との関係を分析する対象河川	
2.2.2 扇状地の流路形態を分析する対象河川	
2.3 観測手法	
2.3.1 現地観測による河床材料の計測	
2.3.2 地形量の計測方法	
2.3.3 網状度の計測方法	
第3章 扇状地河川における河床材料の粒度組成の特性と流域地質との関係	30
3.1 河床材料の粒度組成の特性を踏まえた流域地質分類の再考	
3.2 各粒径集団の割合と流域地質との関係	
3.3 粒度組成の特徴に関する定量的な評価	
第4章 臨海型5扇状地からみられた扇状地河川の粒度組成と河床形態との関係	40
4.1 扇状地発達過程に伴う流路形態の違いと供給土砂の粒度組成との関係	
4.2 河床形態の変動特性と河床材料の粒度組成との関係	
4.3 扇状地河道における粒度・勾配・川幅の縦断変化	
4.3.1 河床材料の縦断変化	
4.3.2 河床勾配の縦断変化	
4.3.3 川幅の縦断変化	
4.3.4 小セグメントの形成機構	
4.4 河床形態と河床材料の粒度組成の関係	

第5章	水路実験による仮説の検証および考察	84
5.1	実験概要	
5.2	実験結果	
5.2.1	各ケースの河床形態と流砂量違い	
5.2.2	各ケースの結節点密度	
5.3	各粒径階粒子の移動性と結節点密度との関係	
5.3.1	最小粒径階粒子の割合が河床材料の移動性に及ぼす影響	
5.3.2	芦田・道上の混合砂流砂量式による粒径別の流砂量と実験結果との比較	
5.3.3	河床材料の移動性が結節点密度に及ぼす影響	
5.4	実験のまとめ	
第6章	結論	107
6.1	まとめ	
6.2	研究の意義と展望	
	謝辞	112
付録1	河床形態の分析に用いた空中写真	113
付録2	実験の各ケースにおける河床変動の縦断傾向と表層粒度の縦断分級	129

要旨

扇状地河川における樹林化や河岸侵食など、河床の変動性に関する諸問題が指摘されている。しかし、国土に多様な地質構造を有する日本において、河道特性を規定する流域の地質・地形条件に注目した検討は少ない。従って本研究は、異なる流域地質の扇状地を対象に河床材料を計測し、その粒度組成の特性を定量的に評価し、流域地質との関係を明示することから始める。次に、それらの粒度組成の特徴と河床形態の特徴との関係について、扇状地スケール、小セグメントスケール、砂州スケールといった階層的な空間スケールで分析する。そして、各粒径集団が河床形態に及ぼす役割を水路実験で解明する。こうした一連の研究により、流域地質が扇状地河川の土砂動態、流路形態に及ぼす影響を解明するのが目的である。(第1章参照)

まず、扇状地に影響を及ぼすと思われる、流域の地質及び地形の二つの観点で、二種類の類型化を行った。地質の観点では、日本の全一級河川流域を9つに類型化した。地形の観点では、扇状地が形成された堆積場と活断層の影響に着目し、平野型・臨海型・大盆地型・小盆地型の4つの類型を提案し、各類型の地域分布特性および扇状地の特徴を示した。(第2章参照)

次に、小盆地型を除く3類型から、花崗岩、火山岩、付加体の割合が異なり、9種類の地質類型の内7種類を含む20の扇状地河川を対象に、河床材料を計測し、その粒度組成と流域地質との関係を分析した。その結果、以下のように河床材料の粒径集団の割合に明瞭な相違がみられた。花崗岩流域と火山岩流域は巨礫(>256mm)と大礫(64~256mm)が多く、大礫が主要材料となり、付加体流域は、大礫以上の材料が少なく、中礫(16~64mm)が主要材料となる。また、砂の割合は崩壊地の多い花崗岩流域が特に高く、双峰性の粒度分布となる。そして、すべての河川において、移動形態の異なる材料s(Sub材料)、すなわち砂を除いた、材料m(Main材料)のみの粒度分布は対数正規分布に従い、扇状地の河床材料の粒度組成の特徴を材料sの割合と材料mの標準偏差を用いて定量的に評価できることを示した。そして、この手法を用いて流域地質による粒度の違いを定量的に表現できた。(第3章参照)

続いて、花崗岩流域の黒部川・常願寺川、火山岩流域の庄川・手取川、および付加体流域の大井川の扇状地を対象に、河床材料の粒度組成が、各扇状地における新旧河道の流路形態及び河床形態の変動性に及ぼす影響を分析した。その結果、対象河川の流路形態は、小玉ら(1987)が実験で確認した、供給土砂の砂礫比が扇状地の形成に与える影響をよく反映していることがわかった。すなわち、大礫以上が多く砂の少ない火山岩の河川では、扇頂から放射状に新旧河道が形成され、それぞれに明瞭な扇頂溝と呼ばれる地形を伴い、河道が最も安定している。一方、砂も多い花崗岩の河川では、扇頂で消長を繰り返してきた浅い扇頂溝が存在し、新旧河道はそこを抜けた後で扇面に放射状に分岐する。最後に、粒径が全体的に小さい付加体の河川では、扇頂から新旧河道は分岐して流れるが、扇頂溝を形成せず、扇端まで首振りをするため河道が最も不安定である。そのため、細かい旧流

路が扇面にまんべんなく分布する。こうした違いは歴史的な河川改修にも現れていた。

(4.1 参照)

また、粒度の違いは河床形態の変動性にも影響することを解明した。ここで、河床形態を表す指標として、結節点網状度、中州網状度という河床形態の複雑さを表す指標に加え、砂州の形状を表す結節点密度という指標を新たに開発し、これら三指標の変化を70年分の空中写真から分析した。その結果、粒度が全体的に小さい付加体流域では、比較的高頻度の小出水でも河床が大きく変動し、変動性は最も大きかった。それとは対照的に、粒度が全体的に大きく砂も少ない火山岩流域では、大出水がない限り河床変動が生じにくく、変動性が最も小さかった。一方、大礫と砂の両方が多い双峰性分布の花崗岩流域では、中小出水では火山岩流域と同じくらい安定するものの、大出水時に河床が一気に移動するため、変動性は中程度であった。これら、流域地質ごとの河床形態の変動性は扇状地全体の流路の変動性とも対応しており、付加体流域≫花崗岩流域>火山岩流域となる。

(4.2 参照)

一方、扇状地河川には、地質によらず4種類の小セグメントがみられた。まず、扇頂部付近で山地河川同様の諸元を有するセグメントMがある。その次が扇頂溝の範囲と概ね一致し、 $D_{80}\sim D_{90}$ の材料は τ^* が0.03以下となる巨礫であり、これらが骨格材料となって河床を安定させ、河床勾配がほぼ一定で、川幅のみが徐々に広がるs1-①となる。その下流が、巨礫の半分程度の64~256mmの大礫が骨格となるが、河床勾配は徐々に低下し、川幅が最も広がるs1-②となる。最後に、大礫以上の材料が少なく、 τ^* が0.03以下となる骨格材料は1割以下となるため、安定した骨格を形成できず、勾配がある値に漸近するようにどんどん減少しつつ川幅が急減して、蛇行原の緩勾配河川に漸近していくs2-①となる。しかし、河床材料の縦断分級の特徴には、地質によって差がみられた。火山岩の河川では、粒径加積曲線の形状を保つように細粒化していくが、これが基本形である。花崗岩の河川でも、材料全体の細粒化が生じており、流下と共に $D_{80}\sim D_{90}$ は小さくなっていくが、材料sである砂の割合はそれと関係なく変動するため、粒径加積曲線の形状は安定しない。付加体流域では、基本的には細粒化が起らず $D_{80}\sim D_{90}$ の材料は変化しない。しかし、砂と細礫の割合が流下と共に増加することによって平均粒径は細粒化していく。なお、このように勾配と川幅と粒径が各小セグメントで変化するが、平均年最大流量が流れている状態での τ^* は、セグメントMでも大きくても0.2程度で、それ以外の小セグメントでは常に限界無次元掃流力である0.05程度であったことから、勾配と川幅と粒径は相互に調整していることもわかる。(4.3 参照)

最後にリーチスケールで、砂州の形状を結節点密度に着目して分析すると、河川間で大小が明瞭に分かれた。しかし、流域地質との対応関係は曖昧であり、材料mのみに注目した材料の混合度が重要であった。これは材料mの混合度が小さければ、洪水時に全ての材料が動くか動かないかのどちらかになりやすく砂州の形状が明瞭なのに対し、この混合度が大きければ、部分的に細粒分のみが移動するため、砂州に水みちを形成したり、これらの水みちや流路を埋もれてワンドとたまりを形成したりして、形状が乱れるからであると

推察された。(4.4 参照)

この材料 m の混合度は、材料 m の最小粒径集団となる細礫集団 (2~16mm) の割合で決まっていたため、この細礫集団が結節点密度に及ぼす影響について、水路実験による確認を行った。その結果、細礫集団の割合が多いほど骨格材料となる巨礫や大礫が流れに触れる面積が減少し、骨格材料の動きを抑える働きが見られた。また、砂州上で流れが集中した場合、細礫集団の割合が少ないと明瞭な水みちが上下流と接続し、新たに連続した流路となるのに対し、細礫集団の割合が多いと埋め戻しも生じ、不連続な流路となりやすかった。材料 s である砂は、河床の空隙率を下げ河床全体の変動性に寄与する一方、砂州形状自体への影響は見られなかったのに対し、材料 m の最小粒径集団である細礫集団には砂州形状を支配するという役割が存在した。(5 章参照)

このように、主に地質に起因する粒度分布によって、扇状地全体の流路形態、河床形態の変動性、扇状地上の小セグメント形成、結節点密度で表現される砂州形状が大きく異なることを示し、その背後にあるメカニズムと共に明らかにした。そして、河床材料を粒径集団に分け、各々の粒径集団が各地の河道特性に応じて、どのように河床変動に寄与しているのかを検討することが重要であることを示した。すなわち、地域ごとに異なる粒径集団の比率に注目すれば、流下方向あるいは河川間で流砂に関わる諸問題がどのように異なるのかを理解することにもつながり、有効な河道管理方策の提案に資することができると考えている。(6 章参照)

第一章

序論

第1章 序論

1.1 背景

扇状地河川では激しい河岸侵食による護岸や堤防の被害が多く、特に近年の集中豪雨の多発による被害は顕著^{1) 2) 3)}である。また30年も前から取り上げられている樹林化問題は依然として深刻になっている⁴⁾。しかし、これらの実態は、気候以外に、流域の地質・地形条件によって河川間に顕著な差異が見られるように思われる。例えば、図1.1.1に示す平成28年8月北海道豪雨による十勝水系の2大扇状地河川、音更川と札内川における河道被害の事例である。この災害に対して、前田²⁾は、堤防決壊の原因は洪水の継続時間が長く、大量の土砂が移動する伴う側方侵食が生じたためであると説明した。そして音更川では平成23年にも洪水による堤防決壊の被災があったが、これに関しても、桑村¹⁾が、同じく洪水の持続時間が長いから、河岸侵食が生じたと説明した。一方、図1.1.1に示す流域規模と河床勾配がほぼ同じ音更川（流域面積740km²、扇状地河道区間河床勾配約1/100~1/300）と札内川（流域面積720km²、扇状地河道区間河床勾配約1/100~1/300）における河道の被災状況を比較すると、堤防決壊のような大きい被災は両河川に大きな差がないものの、護岸の被災と河岸洗掘を比較すると音更川の方が圧倒的に多いことがわかる。つ



図 1.1.1 平成 28 年北海道豪雨による十勝川水系における河道の被災（平成 28 年度十勝川中流部市民協働会議報告会³⁾に加筆）

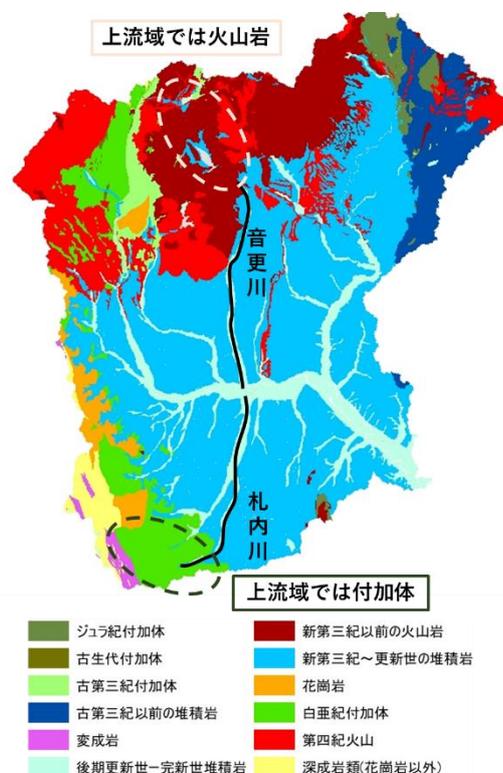


図 1.1.2 十勝川流域地質(シムレース地質データより作成した)

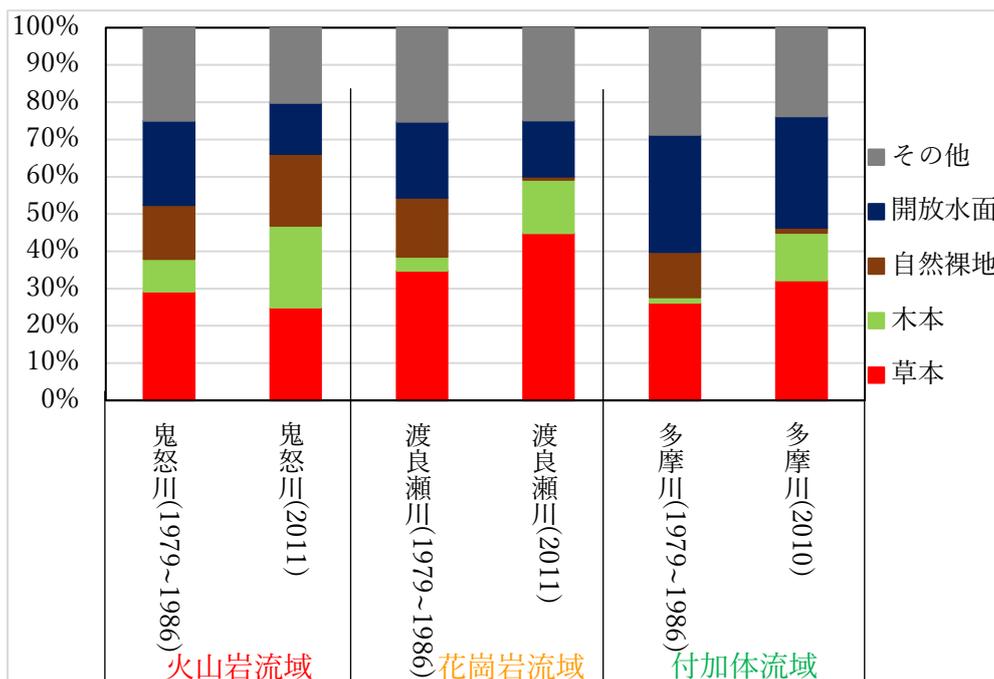


図 1.1.3 流域地質の異なる3河川における河道内土地被覆の変化

1979~1986：環境省による緑の国勢調査のデータから編集した

2010年，2011年：国土交通省による河川水辺の国勢調査のデータから編集した

まり，この2河川は流域規模，河床勾配，気候条件がほぼ同じであり，洪水の規模にも大きな差がなかったにも関わらず，被災の状況が大きく異なっていたといえる．一方，図 1.1.2に示す両河川の流域地質図を比較すると，上流域の地質が全く異なることがわかる．ここで，上流域の地質は下流に供給する土砂の量と質を規定することを考えると，2河川で河床材料の粒度組成に大きな違いがあると推測できる．そうであれば，粒度組成の違いによって河床の変動特性は大きく異なるため，被災状況の差が地質の差によるものとしても不自然ではない．しかし，河床変動に関する先行研究は，主に出水時の外力の強さを中心に検討が進められており，河床の変動特性が地質・地形によってどのように規定され，出水に対してどのような河道の応答特性があるのかについては十分検討されてこなかった．

また，樹林化問題に関しては，地域によって問題となる樹種が異なることは，既に指摘されており⁴⁾，問題樹種の生育特性に応じた伐採や除根などの対策も，各現場で積極的に取り込まれているが，問題が根本的に改善している様子は見当たらない．著者は，2015年から関東地方を中心に，多くの扇状地河川を訪ね，各樹林化の状況は砂州の形態とともに，河床材料の粒度にも影響されていることを感じていた．ここで，まず，多くの樹林化に関する研究に対象とされていた，流域地質の異なる3河川，火山岩流域の鬼怒川（流域面積：1761km²）⁵⁾，花崗岩流域の渡良瀬川（流域面積：2621km²）⁶⁾，付加体流域の多摩川（1240km²）⁷⁾における樹木の変化状況を調べた．図1.1.3のように，80年代に比べ，3河川とも2010年代では，樹木の面積が大きく増加したが，火山岩流域の鬼怒川は80年代で

も樹木の面積が河道内で1割弱占めていたのに対して、他の2河川はほとんどなかった。また、河道内の土地被覆の変化を比較すると、鬼怒川では、樹木の拡大がある一方で、自然裸地の減少がみられず、開放水面の面積の減少が3河川で最も大きかった。渡良瀬川と多摩川では、樹木の拡大とともに、自然裸地が急激に減少していたが、渡良瀬川では開放水面の減少もみられ、多摩川では開放水面の面積がほとんど変化していなかった。このように、3河川では、異なった樹林化過程が確認された。このような各河川における樹林化問題の相違を理解するために、流域地質別に全国の樹林化問題を整理して、河床材料による影響を検討する必要がある。これによって、河道を構成する材料そのものの物理基盤の特性と、その上で生育する植生の生育特性の2側面から樹林化問題の対策を考える必要がある。

以上のことから、各河川に適した河道管理を考える上では、河床材料の粒度組成と河床の変動特性との関係をまず解明しなければならないと考えたのが、本研究を始めた原点である。

1.2 既往研究

1.2.1 河床材料の粒度組成に影響を及ぼす因子

扇状地河川の河床材料は、上流域の山地が崩壊したり、侵食されたりして生産された土砂は、その後流水によって運搬されて河道の河岸や河床を形成する。そして、上流域の河岸や河床が侵食されることにより、再び下流域へ供給されていく。こうして扇状地河川の河床材料が形成されているが、これらのプロセスのうち重要なのは、最も上流に位置する山地域からの土砂供給である。すなわち、下流域における河床材料の粒度組成は山地域からの供給土砂の量と粒度によって大きく影響され、流下していく過程で各地点での流れの運搬能力によって選択的に輸送され、また摩耗などの作用も加わって徐々に **Downstream fining** が生じる。従って、河床材料の粒度組成に影響する因子を、供給源となる山地域の特性が供給土砂の量と粒度に及ぼす影響と、流れによる分級作用の影響の2つにわけて説明する。

・山地域の地質による供給土砂の粒度と量への影響

小出⁸⁾によると、供給源となる山地域では岩体が風化作用を受けるが、岩質によって分解された後に安定する粒径が異なる特徴を示す傾向があり、これを風化の不連続性と呼ぶ。小出は日本全土を対象に、多様な岩質について、生産される土砂の粒度特徴を定性的に考察し、流域地質の風化特性が河床材料の粒度特性に大きく影響することを示した。その後、知花⁹⁾はその結果に基づき、流域地質の風化特性と河床材料の粒度との関係を日本 109 の一級河川で観察し、より詳細に流域地質と河床材料の粒度との関係を整理した (図 1.2.1)。ここで、小出と知花の研究結果を中心に、現状での知見をまとめて簡単に説明する。花崗岩の風化特性は岩塊から基岩 (1024mm 以上) か砂 (0.062~2mm) かで安定しやすく、中間の細礫から巨礫までの風化産物は形成しにくいである。次に、火山岩は岩塊 (1024mm 以上)、巨

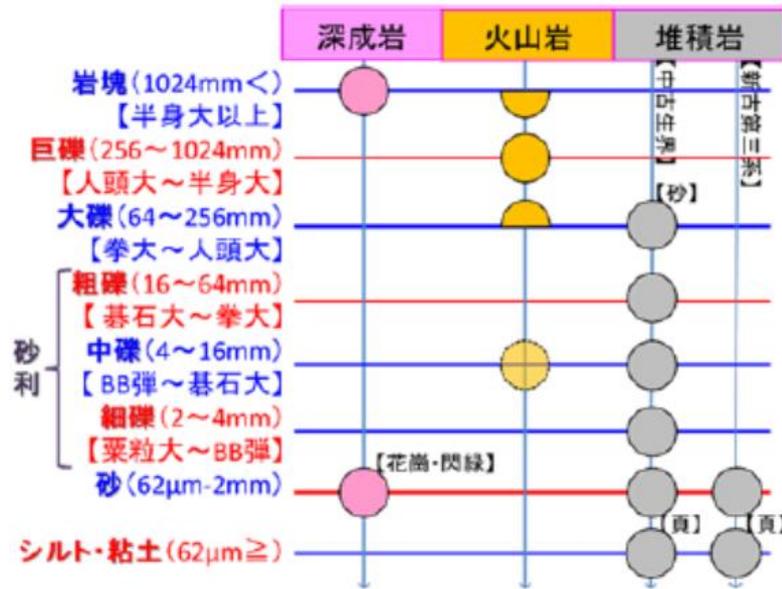


図 1.2.1 岩質の風化の不連続性 (知花 2015)

礫(256~1024mm), 大礫(64~256mm)の大きい粒径集団に安定しやすく, 砂利(2~64mm)と砂(0.062~2mm)を生産しにくい. 但し, 第四紀の火山では, 火山体を構成する溶岩, 集塊岩, 凝灰岩, 火山灰などから風化産物が生成されるため, 火山岩より細かい風化産物を形成しやすく, 様々な粒径を持つ構成になる. 最後に堆積岩は年代による風化特性が大きく異なることが特徴である. 古生代の堆積岩は頁岩の場合は砂利, 砂, 粘土までの細かい粒径集団に安定しやすく, 砂岩の場合は巨礫, 大礫, 砂利までの礫集団に風化されやすい. 一方, 中生代の堆積岩は頁岩が基岩から直接砂に分解されやすい特徴を有している. 古第三紀と新第三紀の場合は頁岩が基岩から直接粘土になり, 砂岩が基岩から砂になりやすい特徴がある. このように, 堆積岩は年代による風化産物の特徴が大きく異なるが, 花崗岩と火山岩に比べ, 古い堆積岩は粒径が比較的連続的に風化されるため, 花崗岩と火山岩より砂利が多く生産されるという特徴がある. そして, 付加体は堆積岩が付加作用を受けて形成された地質であるため, 堆積岩と同じものと見なせる.

一方, 海外でも, このような地質と河床材料の粒度との関係について, 調べている研究がある. 例えば, Wolcott¹⁰⁾は砂岩と玄武岩からなる 2 流域で河床材料を計測している. そして, 砂岩を有する流域は砂の多い双峰性の河床材料の粒度分布になるが, 玄武岩の流域は単峰性の粒度分布になることを示し, 流域地質が河床材料の粒度に大きく影響することを検証した. そして Attal ら^{11), 12)}も, 現地観測と実験によって, 石英岩や片麻岩などの摩耗に強い岩類が大礫, 巨礫の粗粒集団の生産に寄与し, 片岩などの摩耗に弱い岩類は砂利, 砂, 浮遊砂の細粒集団の生産に寄与することを示した.

このように岩質の風化の不連続性や岩体の耐摩耗性など, 流域地質の特性が河床材料の粒度分布へ及ぼす影響に関する既往研究は, 日本内外においても少なく, 定性的な考察にとどまっている.



図 1.2.2 地質別崩壊生産土砂量の分布 (井上ら (1992) ¹³⁾)

そして、供給土砂の粒度だけではなく、その量に影響する因子も検討されている。例えば、井上ら ¹³⁾ は、北海道から九州までの各地をカバーするように 21 の流域を選び、新生代火山岩、新生代新第三紀堆積岩、中・古生代堆積岩、花崗岩、変成岩の 5 種類に分けられた地質に、山地域の起伏量比と降雨量を含めた 3 因子が崩壊生産土砂量 (崩壊地における生産土砂量) に及ぼす影響を分析した。その結果、流域地質間で崩壊生産土砂量には明瞭な差が見られ、花崗岩の流域では崩壊生産土砂量が最も大きく、新生代火山岩流域では最も少ないことを示した。その分布を図 1.2.2 に示す。また、起伏量比^{注1}と崩壊生産土砂量には比例関係があり、中部地方の標高の高い山を持つ流域では、全体的に大きい崩壊生産土砂量を示していた。降雨量もやや正の相関を示していたが、地質や起伏量比に比べれば、局所的な影響しか及ぼしておらず、長い時間スパンで平均化すれば無視しうる因子であると説明されてい

注1 Strahler 法による 2 次流域を単元流域とし、2 次流域内の最高標高と最低標高との差を主谷長で割った値である。

る。このように、日本の地質・地形と気候の条件においては、流域の地質・地形による供給土砂の量に及ぼす影響が大きいことがわかる。

・流れが分級作用に及ぼす影響

河床材料の粒度分布は、対数正規分布に近いと言われている。河床材料の粒度分布形がいくつかの集団によって構成されていることは Pettijohn¹⁴⁾, Doegals¹⁵⁾によって提唱されたが、なぜそうなるかについての物理的な解釈はなかった。その後 Sindowski¹⁶⁾によって初めて、粒度分布が対数確率紙にプロットされ、その分布形を経験的に分類するという研究がなされた。また Moss¹⁷⁾は、Inman¹⁸⁾と Bagnold¹⁹⁾が、流砂の移動を①表層クリープ、②躍動、③浮遊の3モードに分類したことを受け、粒度分布は、粒子の移動のモードの異なる3の粒径集団から成り立っていると提唱した。最も輸送されやすいのは跳躍するグループで、粒度分布曲線の不連続点あるいは終わりはこの粒径集団より大きい側と小さい側の両方に存在することを見いだしている。そして、それより大きい集団は、基本的に静止しているか、大きい掃流力の時、滑動あるいは転動のモードになる粒子である。一方、それより小さい集団は浮遊のモードになる。その後、多くの研究者が、これらの粒径集団の数や形などの考え方について修正している^{20), 21)}。日本では、山本²²⁾が河道の縦断方向における河床材料の分級現象を考慮し、沖積河川の小セグメントごとに、その分布形や粒径集団の分け方や代表粒径の決め方を詳細に記述している。まず基本的には、図1.2.3のように河床材料の主モードを

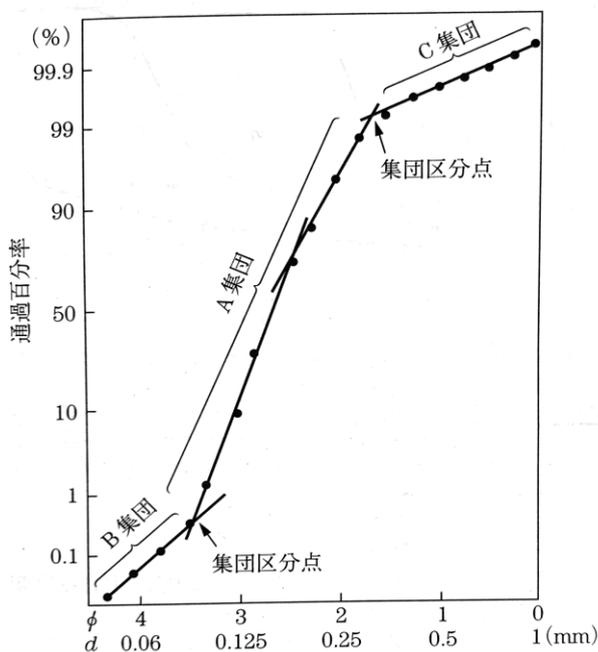


図 1.2.3 山本²²⁾による沖積河川における河床材料の A 集団, B 集団, C 集団の分類

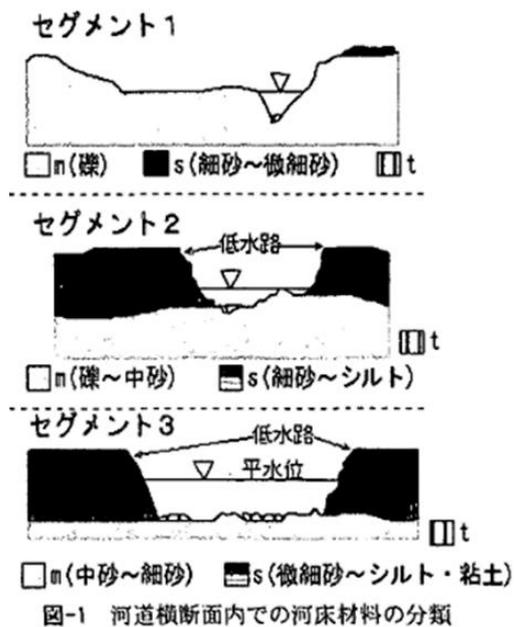
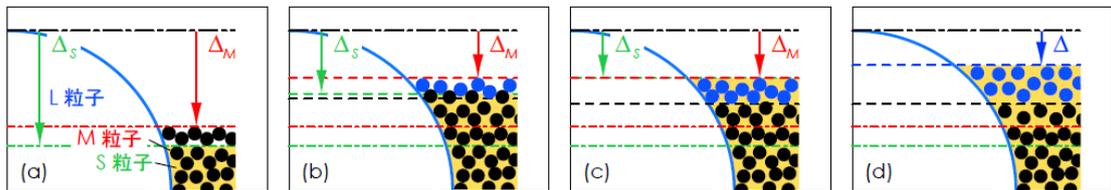


図 1.2.4 藤田²³⁾による河床材料の材料 m, 材料 s, 材料 t の分類

代表する A 集団と、A 集団より小さい B 集団、およびそれらより大きい C 集団の 3 種類の粒径集団に分ける。そして、各河床材料の粒度分布特徴とそれが対応する小セグメントの河道特性に合わせ、A, B, C の 3 集団をさらに細分する必要があるかを判断している。なお、小セグメントによっては、B 集団あるいは C 集団が欠けていることもある。そして藤田²³⁾は、各セグメントにおける河床材料の河道横断方向の分布特性を意識し、それが堆積するまでの輸送形態も考慮して、m, s, t の三種類の粒径集団 (図 1.2.4) を提案している。材料 m が掃流砂として低水路にある材料であり、3 種類の中最も粗く、断面内の Main 材料となるものである。材料 m の堆積する場所は山本が取り扱っている低水路の河床材料に対応するが、その輸送形態や大きさからみれば、山本による A 集団と C 集団に対応する²²⁾。材料 s は主に浮遊砂として、高水敷に堆積する Sub 材料であるが、セグメント 1 の河道であれば、山本の B 集団と対応する砂成分になる²²⁾。なお、浮遊砂の材料 s が A 集団を細分した最小粒径集団 A' 集団になることもある²²⁾。最後に材料 t は断面を通過するか一時期のみ堆積する Transient 材料であり、ほとんどウォッシュロードとなるため、河床にほとんど堆積しないが、急勾配の扇状地河川の場合、河床に堆積することがあり、その時は山本による B 集団に含まれる。なお、この m, s, t の 3 材料の割合や大きさも各セグメント間で変化する。

このように、河道の縦横断方向における河床材料の分級機構を、粒径集団の粒度・割合・運動形態の相違によって、巨視的に捉える研究に対して、関根と平松ら^{24), 25), 26)}は、出水時の運動形態が異なる 3 粒径集団において、それらが河床の鉛直方向の分級機構に及ぼす影響を、水路実験によって分析している。関根と平松らは河床材料の粒径集団を L 粒子集団：出水時に河床に安定する骨格材料，M 粒子集団：掃流砂，S 粒子集団：浮遊砂の 3 粒径集団



平衡状態における河床の鉛直構造の概念図：(a) 静的平衡状態，(b)～(d) 動的平衡状態の河床を表しており、この順に S 粒子の供給量 Q_s が大きくなる。また、図中の一点鎖線は静的平衡状態における高さを、破線は動的平衡状態の高さを示している。
●で示された M 粒子は、動的平衡状態に到達した後に供給されたものであり、この M 粒子による層が M-S 粒子交換層に相当する。

図 1.2.5 平衡状態の河床の鉛直構造 (平松 (2015)²⁵⁾)



M-S 粒子交換層ならびに M-S 粒子堆積層の概念図

図 1.2.6 動的平衡状態の河床の鉛直構造 (平松 (2015)²⁵⁾)

に分けた。そして、掃流砂の M 粒子集団と浮遊砂の S 粒子集団は、L 粒子のような大きい骨格材料による遮蔽効果を受けるが、その遮蔽効果は L 粒子の表面が水中に露出するほど大きく、その間隙にある粒子に作用する掃流力は減少する²⁴⁾が、それによる分級を次のように解明した。河床が静的平衡状態の場合、L 粒子の間隙で鉛直方向の分級が生じ、一番下層には、S 粒子が浮遊し始める高さまで、M 粒子と S 粒子が混合した M-S 混合層が形成され、その上に、M 粒子だけとなる M 層がその限界掃流力になる高さまで堆積し、M 層の厚さは M 粒子の粒径の 1-2 倍になることを示した²⁴⁾ (図 1.2.5 の (a))。そして、動的平衡状態の場合は、河床の鉛直構造は図 1.2.6 のようになり、下から初期の状態と変わらない層、その上は河床が動的平衡状態になるまで M と S 粒子が堆積する M-S 粒子堆積層、一番上面となる動的平衡状態になってからも土砂の出入りのある M-S 粒子交換層が形成される。この交換層の厚さは掃流力と関係なく、M 粒子だけ供給される場合は M 粒子粒径の 1.3-1.4 倍になり、S 粒子が供給される場合は、給砂量が多いほど交換層の厚さは厚くなるが、M 粒子の粒径の 3 倍程度に漸近する²⁵⁾。そして、S 粒子の供給量が多くなると、すべての M-S 粒子の混合層において、M 粒子間の距離が拡大し、その間を S 粒子が充填することで層厚を増大させている (図 1.2.5 の (d))²⁵⁾。さらに、掃流砂となる M 粒子が粒度をもつ場合、M 層の中でも鉛直方向の分級が生じ、大きい粒子ほど限界掃流力が大きくなるため、上方に堆積する構造になる²⁶⁾。このように、河床材料を粒径集団に分け、河床の表層材料の縦横断方向における分級機構と鉛直方向における分級機構に関する知見は深まりつつあるが、これらの知見を統合して、実河川における河床材料と河床変動との関係を検討しなければならない。

近年、河床材料の粒度分布の特徴を、実河川における調査による現象解明を目的とした帰納的研究と、水路実験による形成機構解明を目的とした演繹的研究による知見を組み合わせ、実河川における粒度分布の規定因子に注目する研究も増えている。例えば、Sulaiman ら²⁷⁾は、河床材料の粒度分布を対数正規分布、タルボット分布と双峰性分布に分類し、対数正規分布の標準偏差 σ 、タルボット分布のタルボット値 n と最大粒径と最小粒径の比 D_{\max}/D_{\min} 、双峰性分布における細粒モードの割合を用いて、それぞれの分布形の形状特性を定量的に表現し、粒度分布形状と河床の空隙率との対応関係を定量的に示した。原田ら²⁸⁾は、山地河川、扇状地河川および蛇行原河川における河床材料の粒度分布の形状を、Sulaiman ら²⁷⁾の方法によって定量的に評価し、その形状の特徴と平均年最大流量時の代表粒径に対する無次元掃流力の大きさとが関係していることを示した。また、藤田ら²⁹⁾は、Sulaiman らが提示した河床材料の粒度分布と河床空隙率との関係を河床変動の計算モデルに適用し、その重要性を示した。

1.2.2 粒度組成が河床形態の特性に及ぼす影響

扇状地河川では単列砂州、複列砂州、多列砂州、網状流路の多様な河床形態を有し、このような河床形態の形成する水理条件の違いを検討する実験や理論的な研究^{30), 31), 32), 33)}は 70 年代から 80 年まで、日本で盛んになった。現在最も一般的に使われているのは黒木ら³³⁾

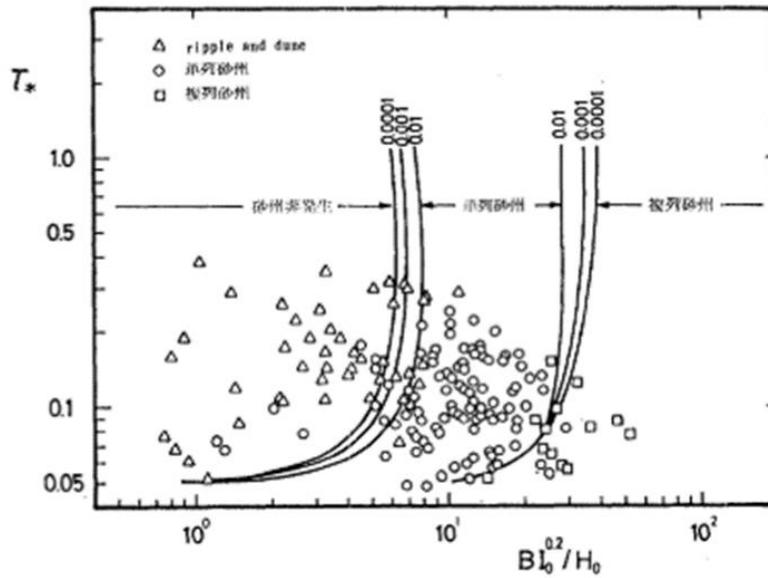


図 1.2.7 中規模河床波の区分図 (黒木ら (1984) ³³⁾)

による中規模河床波の区分図 (図 1.2.7) である. それ以前に, Englund ら ³⁰⁾は流れと流砂の基礎方程式に微小な攪乱を与え, その増幅率を用いて, 河床形態を判定する方法を最初に提案した. 黒木らはそれを受け, さらに局所流砂量式に砂粒子の移動距離の影響を考慮した遅れ距離という概念を導入し, 基礎方程式を改良した. それによって, 実験結果によく一致する, 砂州なし, 単列砂州, 複列砂州を区分する境界値を得ている. このように, これら理論解析による河床形態の形成・遷移の臨界条件に対する検討は, 主にアスペクト比の影響について検討したものであった. しかし, 実河川を見ると, アスペクト比にはそれほど差がないものの, 砂州のモード数がかなり異なる例も少なくない. これに関しては, 90 年代以降に混合砂を用いた実験や理論解析が行われ, 一様砂の砂州形態との比較や, 混合砂特有の流路変動や砂州の変動に及ぼす影響に注目して研究が多く行われていた ^{35), 36), 37)}. 寺本ら ³⁸⁾は混合砂の場合水理量と混合度の組み合わせによって, 砂州の特性が異なってくると考え, 数値解析と線形不安定解析によって, 粗粒分と細粒分の含有率と粒度の差の違いが砂州のモード数の形成に及ぼす影響を分析した. その結果, 粗粒分と細粒分の含有率が一定であると, 粒度の差が大きくなるほどモード数が増加することを示している. なお, 細粒分が 85% の時に, 粒度の差に伴うモード数の増加が最も顕著であった. また, 粗粒分が 20%以上になると, 粒度構成がモード数の影響がなくなることも示している. その後竹林ら ³⁹⁾は, 混合砂の粒度分布形状も砂州形状に影響を与えると考え, 粒度分布形が異なる 5 種類の混合砂を用いて数値解析と理論解析を行った. その結果, 2 粒径型の混合砂は線形解析には不向きであったが, 粒径が連続的に変化する対数正規分布型とタルボット型が発達した砂州の特徴をよく再現できた. また, 粒度の幅が広がるほど, 砂州の不安定領域が広がり, 砂州の時空間的な変化が小さくなった. このように, 粒度組成が砂州形態へ及ぼす影響は理論的検討が進んでいる一方, 実河川における現象の実態と理論の検証は不十分である.

1.3 既存の理論を実河川へ展開する上での問題点

これまで述べてきたとおり，河床材料の粒度分布形は水理量との関係を中心に検証されてきたため，岩質の風化特性により供給土砂の質の特異性が生じて，具体的に扇状地の粒度組成に与える影響については依然として不明瞭である．河床形態に関しては，水理量を中心に発展してきた理論が，かなり高度な解析に適応できるものの，河床材料に関しては，代表粒径あるいは大小 2 粒径集団に簡易化して解析を行うことが多く，あるいは連続的な粒度分布を扱う研究であっても，現象の考察では砂州のモード数や波高や波長など，河床材料より遥かに大きいスケールのものに注目していることがほとんどで，混合砂を構成する粒子あるいは粒径集団が河床形態の特徴の形成に対してどのような役割を果たしているかは十分解明されていない．そのため，これらの理論をより広い粒径階をもつ，実河川の流砂現象に関する問題に十分対応できるかどうかには疑問がある．そして，山本²²⁾，藤田²³⁾による実河川の河道特性に応じ，河床材料の粒径集団をどのように対応させるかを考えないと，これまで流域の流砂環境が人為的に大きく改変された日本の各河川において適切な管理を講じることはできない．

1.4 研究目的

前節で記述したように，流域地質の風化特性が扇状地河川の河床材料の粒度組成に及ぼす影響は定性的な考察しかない．そこで，異なる流域地質の扇状地の河床材料を計測し，その粒度組成の特性を定量的に評価し，各流域地質との関係を明確に示す．次に，流域地質が異なる複数の扇状地河川を対象に，それらの粒度組成の特徴と河床形態の特徴との関係について，河床材料の粒径集団ごとに分けて考察し，先行研究の知見や本研究の水路実験の結果と照らし合わせて，扇状地河川の河床材料にある各粒径集団が河床形態の変動特性に寄与する役割を解明する．これらを踏まえて，河床材料の粒度組成は各河川の特性を規定する要因であり，流況と並び，河床形態の変動を含む河道における流砂に関する諸問題に重要であることを示す．そして，河床材料における各粒径集団の役割を解明することによって，各河川の特性に応じて，適切な河道管理の実施に基礎的な知見を提供することを目指す．

1.5 本研究の構成

本研究は流域スケール，扇状地スケール，小セグメントスケール，リーチスケールの 4 空間スケールの分析によって構成される．まず流域スケールで，一級水系の扇状地を対象に，扇状地の堆積場の地理条件によって扇状地を分類し，各類型の扇状地の地域特性を 2 章にまとめた．次に，扇状地スケールでは，火山岩，花崗岩，付加体の 3 種類の地質が流域に占める割合の異なる 20 の扇状地河川を対象に，その河床材料を現地で計測し，粒度組成を分

析した。そして、流域地質別の粒度組成の特徴を、その混合度と粒径集団の割合によって定量的に評価した(3章)。これを踏まえ、4章の4.1-4.2では、流域地質に起因する粒度組成の相違が、扇状地の流路形態および河床形態の変動性に及ぼす影響を分析した。その後、4.3では、小セグメントスケールで扇状地河床材料の分級に伴う小セグメントの形成機構を考察し、小セグメントごとの河道特性と河床形態の特徴を調べ、その縦断変化を示した。最後に、4.4でリーチスケールにみられる砂州形状の特性が、粒径集団の割合の変化による粒度組成の相違による影響を調べ、5章の水路実験によって、そのメカニズムを分析した。

参考文献：

- 1) 桑村貴志, 河合崇, 永多朋紀：音更川における堤防流出の原因分析, 寒地土木研究所平成23年度技術研究発表会, 2012.
- 2) 前田俊一：平成28年8月北海道豪雨災害について一主に堤防決壊と流路変動に焦点を当てて一, 土木研究所講演会, 2017.
- 3) 平成28年8月洪水における十勝川水系での対応について, 十勝川中流部市民協働会議報告会, 2016.
- 4) 宮本仁志, 赤松良久, 戸田祐嗣：河川の樹林化課題に対する研究の現状と将来展望, 河川技術論文集, 441-446, 2013.
- 5) 池田祐一, 幸村智史, 井村耕介, 佐藤雄斗：鬼怒川における礫河原再生事業後の植生遷移に関する基礎的研究, 環境システム研究論文発表会講演集, 第43回, 117-122, 2015.
- 6) 池田祐一, 亀田涼, 浅枝隆, 坂本健太郎：渡良瀬川砂州上におけるハリエンジュの繁茂状況に関する基礎的調査, 河川技術論文集, 18, 71-76, 2012.
- 7) 藤田光一, 李参熙, 渡辺敏, 塚原隆夫, 山本晃一, 望月達也：扇状地礫床河道における安定植生域消長の機構とシミュレーション, 土木学会論文集, 747(65), 41-60, 2003.
- 8) 小出博：日本の国土—自然と開発—(上), 東京大学出版会, 53-64, 1973.
- 9) 知花武佳：全国一級河川の河相比較とその類型化に関する研究, 河川整備基金助成事業, 平成26年度.
- 10) John Wolcott：Nonfluvial control of bimodal grain-size distributions in river-bed gravels, *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(6), 979-984, 1988.
- 11) M. Attal, J. Lavé：Changes of bedload characteristics along the Marsyandi River (central Nepal): Implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts, *Geological Society of America Special Paper*, 398, 143-171, 2006.
- 12) M. Attal, J. Lavé：Pebble abrasion during fluvial transport：Experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers, *Journal of Geophysical Research*, 114, 2009.
- 13) 井上大栄, 角田隆彦, 河村和夫, 友利方彦：わが国における地質別の崩壊特性と貯水池堆砂(その1)-地質から見た崩壊特性-, *応用地質*, 33(3), 123-132, 1992.

- 14) Pettijohn F. J : Sedimentary Rocks, Harper and Bros, New York, 526, 1949.
- 15) Doegals D. J : Interpretation of the results of mechanical analyses, Journal of Sedimentary Petrology, 16, 19-40, 1946.
- 16) Sindowski K. H : Die synoptische Methode des Korkuryen – Vergleiches zur Aussenzug fossiler Sedimentationsraume: Geol. Jahrb, 73, 235 -275, 1958.
- 17) Moss A. J. : The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II, America Journal Science, 261, 297-343, 1963.
- 18) Inman D. L. : Sorting of sediment in light of fluvial mechanics, Journal of Sedimentary Petrology, 19, 51-70, 1949.
- 19) Bagnold R. A. : The flow of cohesionless grains in fluids, Phil. Trans. Roy. Soc. London, 249, 235-297, 1956.
- 20) Spencer D. W. : The interpretation of grain size distribution curves of classic sediments, Journal of Sedimentary Petrology, 33, 180-190, 1963.
- 21) Klován J. E. : The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions, Journal of Sedimentary Petrology, 36, 115-125, 1966.
- 22) 山本晃一：沖積河川—構造と動態—, 技報堂出版, 92-97, 161, 2010.
- 23) 藤田光一：流砂系における土砂動態のとらえ方と広域土砂動態制御への展望, 土木学会海岸工学委員会・水理委員会, 水工学シリーズ 00-B-4, 2000.8.
- 24) 関根正人, 平松裕基, 三國寛正, 門井勇樹：三つの粒径集団からなる河床の静的安定状態に関する実験的研究, 土木学会論文集 B1(水工学), 67(4), 733-738, 2011.
- 25) 平松裕基, 関根正人, 劔持尚樹：骨格となる大礫を伴う河床の動的平衡状態の鉛直構造, 土木学会論文集 B1(水工学), 71(4), 865-870, 2015.
- 26) 関根正人, 平松裕基, 中川裕貴：骨格が大礫により構成される河床上で生じる鉛分級のメカニズム, 土木学会論文集 B1(水工学), 74(4), 1069-1074, 2018.
- 27) Muhammad SULAIMAN, Daizo TSUTSUMI, Masaharu FUJITA : Porosity of Sediment Mixtures With Different Type of Grain Size Distribution, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 51, 133-138, 2007.
- 28) 原田大輔, 知花武佳, Agus SANTOSO : 河床材料の粒度分布の特徴とその規定要因について, 土木学会論文集 B1(水工学), 73, 4, 931-936, 2017.
- 29) 藤田正治, Muhammad SULAIMAN, Jazaul IKHSAN, 堤大三 : 河床材料の空隙率の変化を考慮した河床変動モデルとその適応, 河川技術論文集, 14, 13-18, 2008.
- 30) 池田宏：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), 435-450, 1973.
- 31) 玉井信行, 長尾哲, 三国史雄：直線水路における複列砂礫堆と網状流路の形成について, 水理講演会論文集, 22, 265-273, 1978.
- 32) 村本嘉雄, 藤田裕一郎：中規模河床形態の分類と形成条件, 水理講演会論文集, 22, 275-282, 1978.
- 33) 黒木幹男, 岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究, 土木学会論文報告集,

342, 87-96, 1984.

- 34) Frank Engelund, Ove Skovgaard : On the origin of meandering and braiding in alluvial streams, *Journal of Fluid Mechanics*, 57(2), 289-302, 1973.
- 35) 芦田和男, 江頭進治, 里深好文, 後藤隆之, 寺西直之 : 網状流路における混合砂礫の分級と流路変動, 京都大学防災研究所年報, 34, 247-260, 1991.
- 36) Lanzoni Stefano, Tubino Marco : Grain sorting and bar instability, *Journal of Fluid Mechanics*, 393, 149-174, 1999.
- 37) 竹林洋史, 江頭進治 : 混合砂河床における砂州の動態, 水工学論文集, 45, 727-732, 2001.
- 38) 寺本敦子, 辻本哲郎 : 卓越砂州モード数へ及ぼす河床の粒度構成の影響, 水工学論文集, 48, 1003-1008, 2004.
- 39) 竹林洋史, 江頭進治 : 土砂の粒度分布形状及び粒度の予測法が交互砂州の変動特性に与える影響, 水工学論文集, 52, 595-600, 2008.

第二章

河床材料と流路形態の特性 に関する調査

第2章 河床材料と流路形態の特性に関する調査

流域地質と河床材料の粒度分布の形成との関係を調べるために、多様な地質を有する日本列島において、まず全一級河川流域を類型化した上で対象地を検討する必要があると考えた。そこで、シームレス地質図のGISデータを用いて、109の一級水系の流域地質分布図を作成し、ラスタ分析によって、各水系の地質分布特性で類型化を行った。

次に、扇状地河川の河道特性は、それらが流れる扇状地自体の地形特性にも影響されるため、扇状地の類型化も行った。なお、斉藤¹⁾によると、日本の集水域面積が200km²以上になる扇状地の分布に最も影響する因子は堆積場の状態であると結論づけている。そこで、日本の全一級水系の扇状地を対象に、堆積場の違いによっても扇状地を分類した。

こうして、堆積場の状況によって類型化されたグループから本研究の対象にふさわしいグループを選び、その中で地質による類型が異なる河川間の比較を行えるよう対象河川を抽出する。そして、対象河川における現地調査手法、および、データ分析手法について述べる。

2.1 流域地質および扇状地の類型化結果

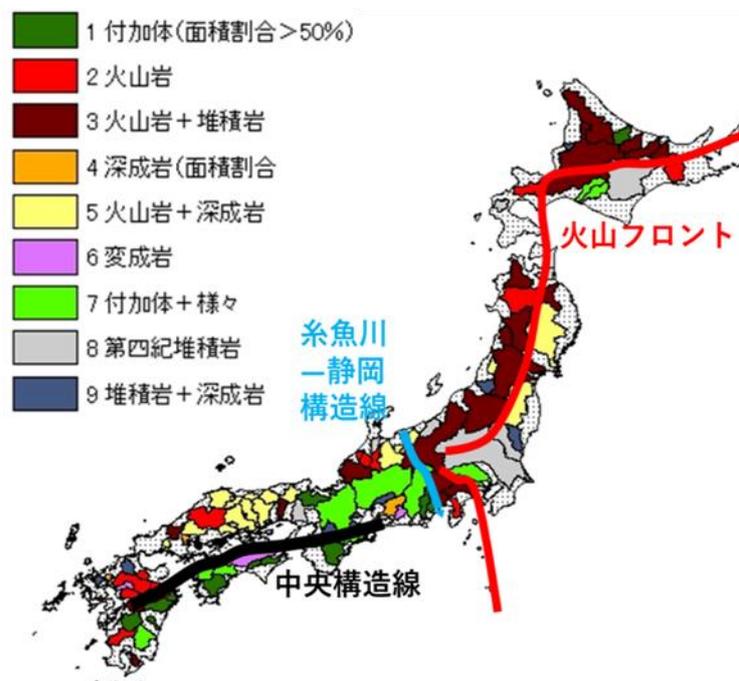


図 2.1.1 流域地質による一級水系の類型化結果 (秦(2019)²⁾)

20 万分の 1 シームレス地質データに記録された地質種類を深成岩、火山岩、中古代以前の堆積岩、新・古第三紀堆積岩、第四紀堆積岩、変成岩、付加体の 7 種類に再分類した。次に、ArcGIS を用いてこれら 7 種類の地質が各一級河川流域に占める面積割合を計算し、クラスター分析を行った。その結果、図 2.1.1 に示す 109 の一級河川流域を 9 種類の流域に類型化することができた。さらに、この 9 種類の流域の分布傾向を検証すると、火山フロントの影響によって、火山岩質の地質や火山岩が含まれる分類の流域は、北海道や東北地方に多く集中し、付加体地質の流域は、中央構造線以南の外帯地域に多いことが見て取れる。また、中国地方は深成岩と火山岩が多く含まれる流域がほとんどであり、日本の地質構造をよく反映した流域地質の分類になっていることがわかる。

一方、全部の一級河川流域内に必ずしも扇状地が形成されているわけではなく、その存在と分布にも地域の偏りがある。齊藤¹⁾によれば、堆積場の条件は日本の扇状地の分布に影響する因子であり、そして流域の面積が 200km²以下の小扇状地に対しては、谷口付近における活断層の有無もその分布に大きく影響を及ぼしている。従って、本研究は扇状地の堆積場の種類に着目して、扇状地の堆積場を平野型、臨海型、大盆地型、小盆地型の 4 種類に分類した。平野型と臨海型は、いずれも平野に形成されるものであるが、臨海型は扇状地を堆積する平野の規模が小さく、海までの距離が短いため、扇状地の形成において海からの影響が大きいと考えて、大平野のような海からの影響が小さい堆積場と区別した。盆地型の 2 種類の堆積場は海からの影響のない内陸の地形環境であるが、盆地の大きさが河成扇状地の発達に影響するため、大小盆地型の 2 種類に分けた。それに加え、堆積

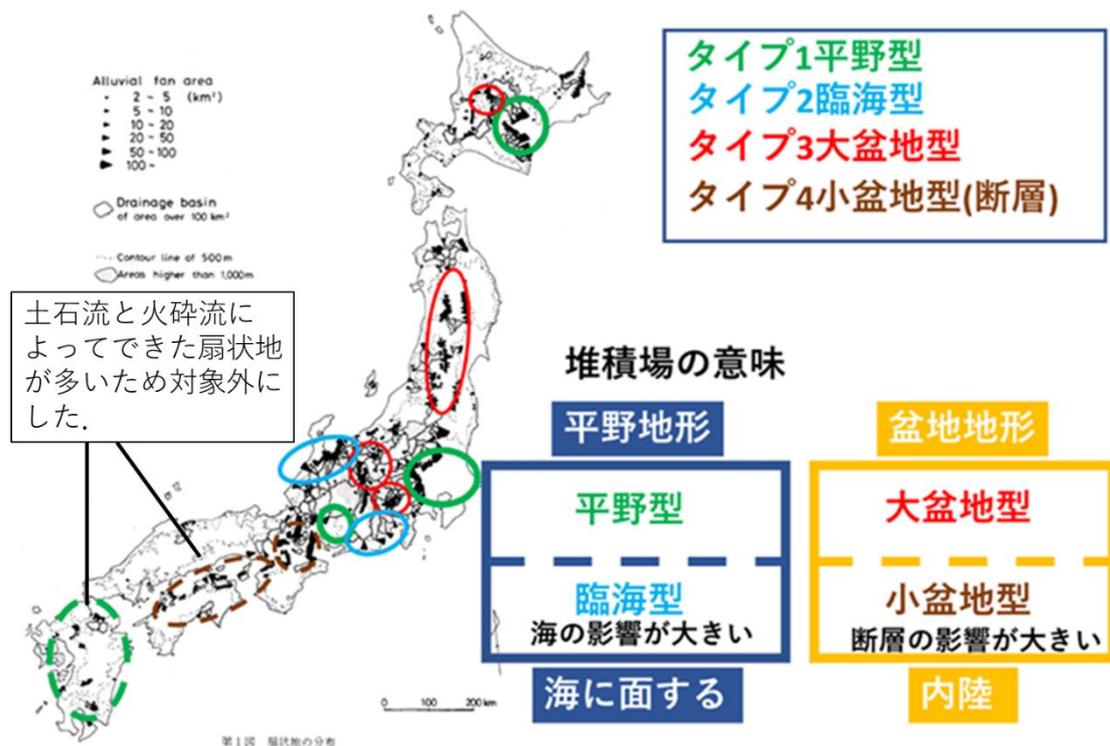


図 2.1.2 堆積場の違いによる一級水系流域の扇状地の分類結果
(齊藤(1985)³⁾ を秦(2019)²⁾より編集しものに加筆した)

場付近の活断層の状況と扇状地形成への影響も考察した。なお、斉藤³⁾が整理した、扇面積が2km²以上、扇面平均勾配1/500より大きい計490扇状地（一級水系以外の流域の扇状地も含む）を、本研究で提案した4種類の堆積場に基づいて、分類したのが図2.1.2である。但し、中国地方では扇状地がほとんど形成されていない。こうして分類されたグループごとに、扇状地の特徴を考察し、以下にまとめる。

・平野型扇状地

この類型の扇状地は、主に北海道の十勝平野、関東の関東平野、中部の濃尾平野、九州の筑後平野や熊本平野などの大平野に分布しており、古いものが多いため、古い扇状地の段丘化と現扇状地面での開析が進んでいるのが特徴である。そして、九州以外の3地域に位置する平野は、基本的に山の比高が高く、平野の面積も大きいため、比較的支川も本川も大きい扇状地が多く分布している。一方、九州地域は山の比高が全体的に低い特徴があり、扇状地の形成に不利な地形条件であるにも関わらず、扇状地が形成されている。それに、九州南部では、火砕流扇状地となっていることが多いため、九州地域の扇状地は、特徴が異なる。

・臨海型扇状地

すべての扇状地は、標高が高く、土砂生産量の多い日本アルプスを源とし、太平洋側と日本海側の臨海平野に堆積して、海岸線沿いに連続的に分布し、扇状地群になっていることが多い。また、扇状地の形状は、円錐体の半分あるいは一部であり、等高線は扇頂を中心同心円状の典型的な扇状地形状を成している。一方、その勾配と規模は、日本海側と太平洋側では大きな相違がみられる。日本海側の扇状地群を代表する黒部川、常願寺川の扇状地と、土砂生産量が同様に多い太平洋側の扇状地群を代表する大井川、安倍川の扇状地とを比較すると、勾配と規模とも前者の方が大きいことがわかる。すなわち、流域地形と土砂供給量はほぼ同じ条件であるにもかかわらず、日本海側の臨海型扇状地は、太平洋側の臨海型扇状地より、勾配も規模も大きい傾向を示している。これは日本海側と太平洋側の流域地質、および平野に隣接する海の状況が異なるのが主な原因だと考えられる。図2.1.2からわかるように、日本海側の扇状地群の流域地質は主に花崗岩と火山岩となっている。そのため、花崗岩と火山岩の風化特性^{4), 5)}により扇状地区間に供給する巨礫や大礫などの粗粒土砂の割合が多く、扇状地の勾配も急になる。一方、太平洋側の流域では巨礫が生産されにくく、砂利が多く生産される付加体地質^{4), 5)}が多いため、日本海側の巨礫と大礫が多く含まれる扇状地より緩勾配になっている^{3), 6)}。また、日本海側の海（富山湾）は、太平洋側の海（駿河湾）と比べて浅いため、比較的大きい平野が形成されやすく、その上に形成される扇状地の規模も大きくなる。そして、現扇状地面はほとんど完新世に形成されたものであり、その扇面上での開析が比較的進んでおらず、扇状地の地形特徴とその河川の河道特性との関係性を分析するのに最適なグループである。また、流域地質も多様であるため、流域地質に起因する河床材料の粒度組成の違いによる扇状地およびその河

川の特徴の相違も比較できる。従って、このグループから対象流域を選択することが多い。

・大盆地型扇状地

大盆地は東北日本に集中している地理的特性があるため、このグループの扇状地は東北日本に偏在する特徴がある。北海道の上川盆地、東北の横手盆地、山形盆地、米沢盆地、会津盆地、北上盆地、福島盆地、郡山盆地、中部の長野盆地、松本盆地、甲府盆地に分布する。また、これらの流域は火山フロント沿いに位置し、扇状地が堆積する盆地では、谷口に活断層が分布することが多い。従って、扇状地は、断層沿いに火砕流の二次堆積物によって形成され、本川よりも支川の扇状地が発達していることが多い。平野型の扇状地と比べると、中小規模の扇状地が多く形成されている。

・小盆地型扇状地

扇状地は、大盆地型の扇状地と同様に断層沿いに発達する傾向を示すが、近畿地方の京都盆地、近江盆地、奈良盆地、そして、四国地方の中央構造線に沿う吉野川の谷底平野に分布しているため、盆地の規模が一層小さく、河川流による堆積作用が発達できず、土石流によって形成された扇状地が多い。従って、この類型の扇状地も特徴が異なる。

以上の特徴を踏まえ、平野型扇状地（ただし火砕流扇状地の多い九州南部を除く）、臨海型扇状地、大盆地型扇状地から対象河川を選ぶこととした。

2.2 対象扇状地河川の選定

2.2.1 流域地質と河床材料の粒度組成との関係を分析する対象河川



図 2.2.1 河床材料を計測した河道区間 (Google Earth を編集した)

まず、河床材料と流域地質との関係を分析するためには、図 2.1.1 に示す流域地質に基づく類型を参考に、調査地を選ぶ必要がある。そこで、なるべく多くの類型が含まれるよう、そして、図 2.1.2 に示す扇状地の類型の内、西南日本には今回の分析対象に適した扇状地が含まれていないため、図 2.2.1 に示す北海道から中部までの 20 の扇状地河川を対象に、合計 76 サイトで調査を実施することとした。

2.2.2 扇状地の流路形態を分析する対象河川



図 2.2.2 詳細な分析を行う対象河川および観測サイト
(Google Earth を秦(2019)⁷⁾より編集)

河床材料と扇状地河川の縦横断面形、河床形態、旧流路形態との関係を分析するために、2.1 で分類された臨海型扇状地の類型から、日本海側の花崗岩流域：黒部川、常願寺川、火山岩流域：庄川、手取川と、太平洋側の付加体流域：大井川の 5 河川の扇状地河道を対象とした (図 2.2.2)。選定理由は以下の 3 点である。①土砂生産量の多い日本アルプスから流下する流域であり、深刻な河床低下の問題が生じていない。②現扇状地面は完新世以降に形成されており、その上での開析作用が進んでいないため、扇状地の地形と河川地形の特徴がよく対応しており、両者の関係を分析できる。③扇状地区間では支川の合流がないため、それによる局所的な河川地形変化や粒度分布変化の影響がない。なお、これらの河川は 2.2.1 の対象河川に含まれている。

2.3 観測手法

2.3.1 現地観測による河床材料の計測

扇状地河道区間において、上流から下流まで、河床材料が分級することが多いため、各対象河川において、扇頂、扇央、扇端の 3 区間をカバーするよう、また河道縦断的に河床形態の変化を包括できるよう、航空写真を参考にできるだけ等間隔に 2km~5km おきとなるように計測サイトを設けた。特に、2.2.2 の 5 対象河川 (図 2.2.2) は、扇状地地形がよ

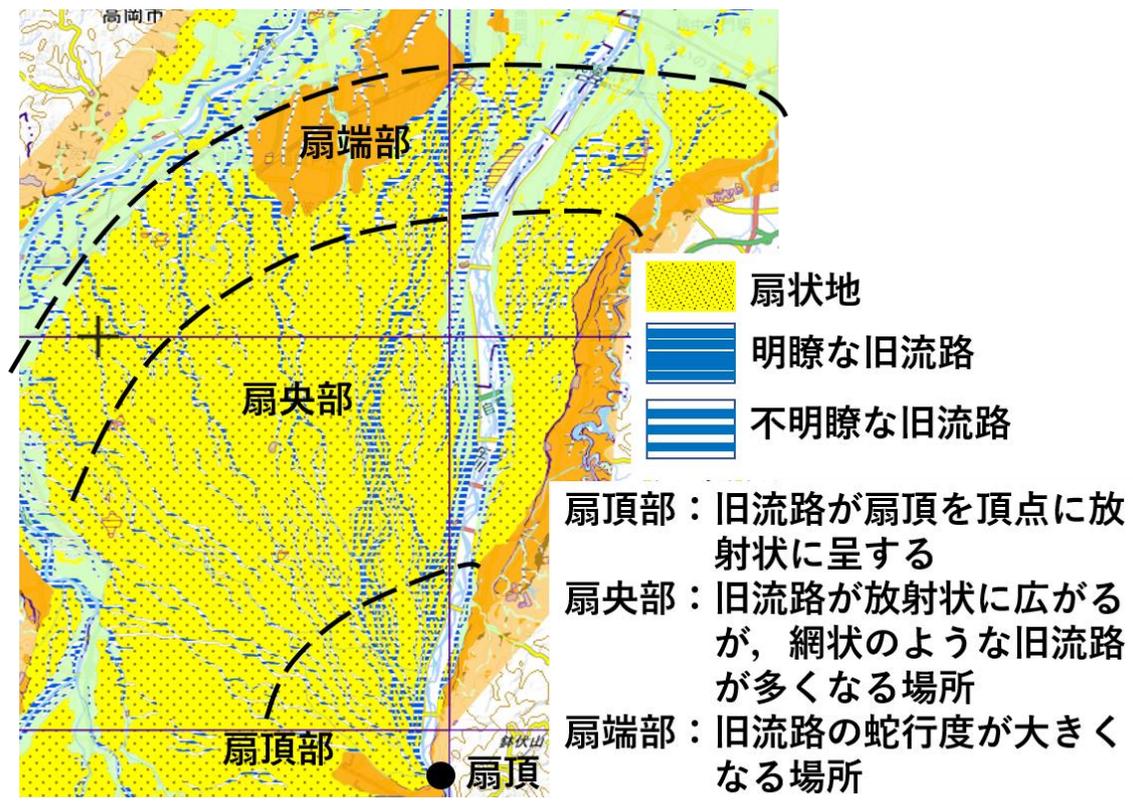


図 2.3.1 扇頂部，扇中部，扇端部の判別例（国土地理院庄川の治水地形分類図を編集した）

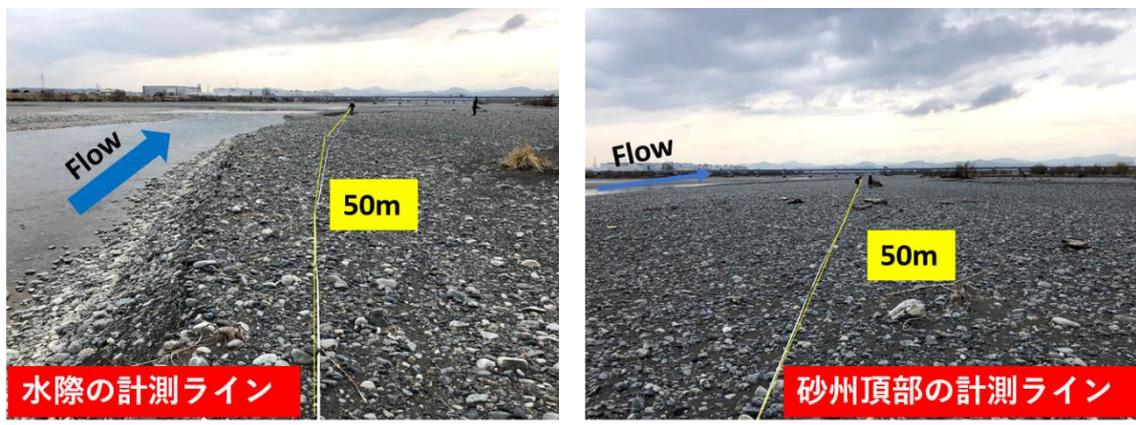


図 2.3.2 線格子法による砂州上の河床材料を計測する様子

く発達しているため，国土地理院の治水地形分類図を用いて，容易に扇状地の範囲を確定することができる（図 2.2.2 赤線の領域）．また治水地形分類図に示す旧流路の線形，明瞭度，密度の特徴から，扇状地の新旧河道が放射状に広がる頂点を扇頂部とし，旧流路が最も多く広がり，網状のような流路が多くなる場所を扇中部とし，および旧流路の蛇行度が急に増加する場所を扇端部として，判読した（図 2.3.1）．顕著な旧流路形態の違いが見られなかった場合は，現河道の勾配，川幅，及び河床形態の違いによって，扇頂部，扇中部，扇端部の大まかな範囲を判定した．そして，砂州の上でも，河床材料の分級が生じる

ため、図 2.3.2 のように、1 サイトにつき、砂州の頂部と水際にそれぞれ 50m メジャーを河道の縦断方向に設置し、1m 間隔で計 102 個の石を採取し、その中間径を計測する方法（線格子法）によって、河床材料の計測を行った。

2.3.2 地形量の計測方法

まず、5mDEM データを用いて、地形解析ソフト「カシミール」により、河道の中心線に沿って約 200 m おきに標高を計測した。ただし、水中になっている地点では、下流にずらすか、左右で最も近い砂州の上での標高を計測した。そして、これらの地点の河床勾配は、各地点の上流 1km の地点の標高との差から算出された。また、各サイトの河床勾配は、サイトの上流の 500m と下流の 500m、計 1km 範囲における各地点の標高を平均したものである。

次に、川幅は、図 2.3.3 のように、各地点において、低水路内で左右岸の護岸に隣接する密な植生範囲を除いた幅と定義し、Google Earth を用いて、計測した。ここで、低水路内の密な植生域と疎な植生域とを Google Earth の写真によって、目視で判断し、密な植生域のみ除外したが、現地でも両者の間に段差が生じていることを確認した。すなわち、水面、裸地、疎な植生域がみられる範囲を出水時に土砂が有効に移動できる、実際の低水路幅と考えた。そして、河床材料計測地点の川幅は、この方法でサイトの断面を含め、その上下流、200 m 間隔に、計 5 断面の川幅を測って、それらを平均したものである。なお、Google Earth の写真は出水時や工事時を避け、植生の生育範囲がはっきり判別できるものを選定した。



図 2.3.3 Google Earth を用いた低水路幅の特定および計測方法 (Google Earth を編集)

2.3.3 網状度の計測方法

本研究は図 2.3.4 で示すように中州網状度，結節点網状度，および結節点密度の 3 指標を用いて，対象扇状地河道の砂州形態を評価することとした。

中州網状度は計測区間内の中州数を計測区間長で割ったもの，結節点網状度は計測区間内における流れの合流点，分岐点，砂州の上のたまりの数あるいはワンドを計測区間長で割ったものである。そのため，これらの指標は川幅による影響が大きい。こうした点を踏まえて，本研究で提案するのが結節点密度という指標である。結節点密度は，計測区間内の結節点数を中州数で割ったものであり，1 個の中州あたりの結節点数になるため，砂州単体の形状を反映することができ，他の 2 指標のように，川幅による影響を受けることがない。なお，流れの合流点と分岐点については，言うまでもなく，中州の上下流の端部を，それぞれに流れの分岐点と合流点とみなせる。それ以外に，砂州の上で一部しか残っていない水みちは，流路と砂州の伏流水の分岐あるいは合流点のどちらかの一つとみなせる。同様に，ワンドとたまりは，地形的には，流路などの表面に流れる流水と隔離しているが，伏流水を通して，流路と繋がっているため，結節点とみなせる。

これらの指標を計算するに当たって，Egozi ら⁸⁾によれば，網状流路の網状度を有意に評価するためには，対象地点の上下流に，その断面の潤辺の 10 倍以上の区間を対象とする必要がある。したがって，本研究は図 2.3.5 のように，計測地点から上下流にそれぞれ 400m 離れた断面から，200m 間隔で，合計 5 断面の川幅を計測して，その平均値を各サイトの川幅とし，その川幅の 10 倍長さの縦断区間の砂州形態を空中写真から判読した。ここで，出水時や工事中以外の空中写真は平水時の状態にあるものと仮定して，前述した 3 指標を式 2.3.1–2.3.3 によって，算出している。

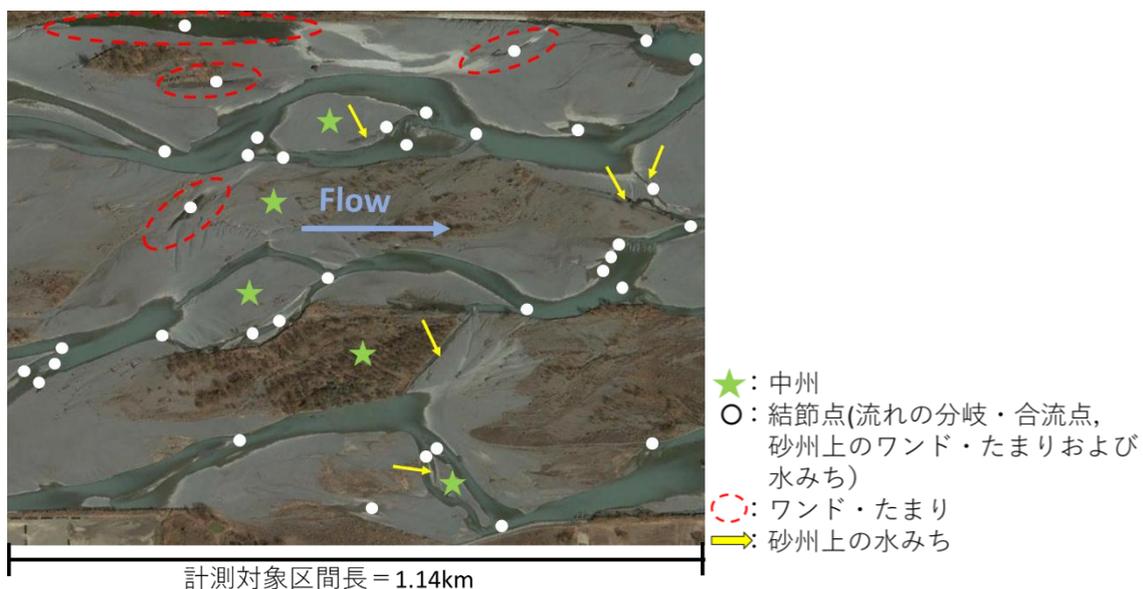


図 2.3.4 網状度の定義および計測方法 (Google Earth を秦(2019)⁷⁾より編集)

$$\text{中州網状度} = \frac{\text{中州の個数}}{\text{計測区間の長さ}} \quad \text{式 2.3.1}$$

$$\text{結節点密度} = \frac{\text{結節点の個数}}{\text{計測区間の長さ}} \quad \text{式 2.3.2}$$

$$\text{結節点密度} = \frac{\text{結節点網状度}}{\text{中州網状度}} \quad \text{式 2.3.3}$$

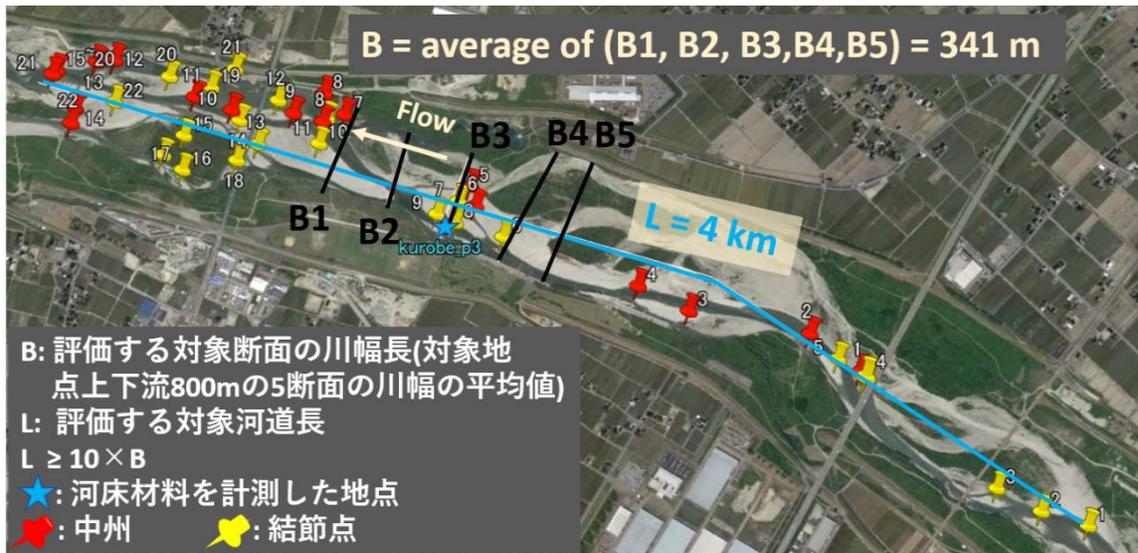


図 2.3.5 各サイトの網状度評価方法 (Google Earth を編集した)

参考文献：

- 1) 斉藤享治：扇状地の存否・分布を決定する因子，東北地理，36(1)，1-12，1984.
- 2) 秦夢露：扇状地形状及び網状流路形態の相互作用とそれらの形成機構に関する地理学的水理学的分析，河川整備基金助成事業，平成30年度.
- 3) 斉藤享治：扇状地の特性を形成する因子，東北地理，37，43-60，1985.
- 4) 小出博：日本の国土—自然と開発—(上)，東京大学出版会，53-64，1973. (再掲)
- 5) 知花武佳：全国一級河川の河相比較とその類型化に関する研究，河川整備基金助成事業，平成26年度. (再掲)
- 6) 小玉芳敬，伊勢屋ふじこ：混合砂礫を用いた扇頂溝形成に関する水路実験，筑波大学水理実験センター報告，11，1-11，1987.
- 7) 秦夢露，知花武佳：河床材料の粒度分布とその分級特性が扇状地河道の砂州形態に及ぼす影響，土木学会論文集 B1(水工学)，75(2)，985-990，2019.
- 8) Roey Egozi, Peter Ashmore：Defining and measuring braiding intensity, Earth Surface Processes and Landforms, 33, 2121-2138, 2008.

第三章

扇状地河川にける河床材料の 粒度組成の特性と流域地質との関係

第3章 扇状地河川にける河床材料の粒度組成の特性と流域地質との関係

第1章で説明したように、山地域の岩質の風化特性によって、生産土砂の粒度組成が大きく異なるため、本章は2.2.1で紹介した流域地質が多様な20の扇状地河川（図2.2.1）を対象に、流域地質と河床材料の粒度組成との関係を分析した。

3.1 河床材料の粒度組成の特性を踏まえた流域地質分類の再考

表 3.1.1 対象扇状地河川の流域地質

河川名	流域地質	詳細な地質種類
札内川	付加体	白亜紀付加体(花崗岩少々あり)
荒川	付加体	古生代付加体混じりのジュラ紀付加体と一部変成岩と古い堆積岩（古生代以前）
神流川	付加体	古生代付加体混じりのジュラ紀付加体と一部変成岩と古い堆積岩（古生代以前）
多摩川	付加体	古生代付加体混じりのジュラ紀付加体と新第三紀から更新世の堆積岩
浅川	付加体	白亜紀付加体と新第三紀から更新世の堆積岩
安倍川	付加体	古第三紀付加体（面積割合 76%）
大井川	付加体	白亜紀付加体 68%，古第三紀付加体 24%
天竜川	付加体	三波川変成岩と白亜紀付加体
最上川	花崗岩	新第三紀以前の火山岩を含む新第三紀以降の堆積岩と花崗岩
木曾川	花崗岩	花崗岩とジュラ紀付加
黒部川	花崗岩	花崗岩(面積割合 71%)
常願寺川	花崗岩	花崗岩を含む更新世以前の堆積岩，花崗岩の割合は 33%
渡良瀬川	花崗岩	ジュラ紀付加体と花崗岩
富士川	花崗岩	新第三紀以前の火山岩と第四紀火山と花崗岩
十勝川	火山岩	第四紀火山と白亜紀以降の付加体と花崗岩もあり
音更川	火山岩	新第三紀以前の火山岩と第四紀火山
庄川	火山岩	新第三紀以前の火山岩が多いが，花崗岩と第四紀火山もある
利根川	火山岩	第四紀火山が主要で，新第三紀以前の火山岩もやや多い，花崗岩もある
鬼怒川	火山岩	新第三紀以前の火山岩と第四紀火山は同じくらい多い
手取川	火山岩	新第三紀以前の火山岩と古第三紀以前の堆積岩，第四紀火山もある

表 3.1.1 に示す各河川の流域地質の分類は、第2章での流域地質分類結果に基づくものであり、ここに示されたとおり、火山岩といっても第四紀の火山岩や新第三紀以前の火山岩、堆積岩と言っても、古生代、ジュラ紀、白亜紀、古第三紀など様々である。これらによって特徴は異なるものと考えられたため、付加体と火山岩に関しては形成された地質年代に分けて、粒度組成に違いがあるか否かの分析を行った。

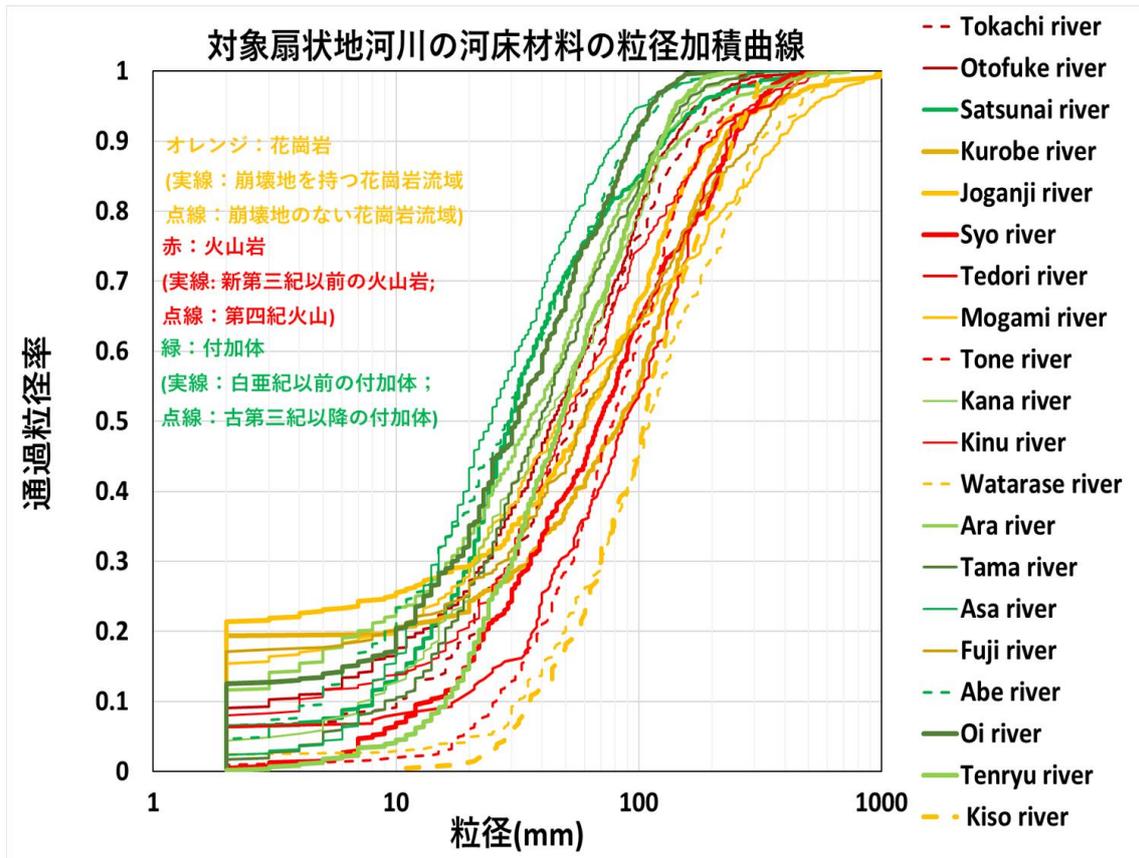


図 3.1.1 対象 20 の扇状地河川における河床材料の粒径加積曲線

その結果、付加体は古生代、ジュラ紀、白亜紀と古第三紀に分け、火山岩は新第三紀以前と第四紀火山に分けたものの、河床材料の粒径加積曲線を示す図 3.1.1 からは、付加体と火山岩のいずれについても、地質年代と河床材料の粒度分布の間に関連が見られなかった。そのため、第 2 章の類型化に用いたとおり、堆積岩を中生代、新・古第三紀、第四紀でわけば十分であり、付加体は中生代のものであることから、地質年代と関係なく、付加体と（あらゆる地質年代を含む）火山岩という分類とした。これらについて少し補足する。この付加体というものはメラングジュ基質と呼ばれるものであり、主に海溝に堆積した砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層の基質に、海洋プレート側の玄武岩質火山岩類や石灰岩やチャートなどが混ざり合って形成されるものである。従って、実際には様々な特徴を有する岩石が混じり合ったものである。一方、これとは別に変成岩というものも生成されるが、主には中央構造線付近のジュラ紀付加体が白亜紀に変成作用を受けて、形成されたものである。このような変成作用を受け、付加体とは異なる岩体になってはいるが、河床材料の粒度分布は、他の付加体と明瞭な差がなかったため、これも付加体と同じ類型とした。

また、火山岩に関しては、今回年代による違いは見られなかったが、小出¹⁾知花²⁾は、新第三紀以前の火山岩が大礫以下の風化産物が少ないが、第四紀火山は大礫以下粘土まで



図 3.1.2 花崗岩流域の扇状地河川における河床材料の粒度の違い

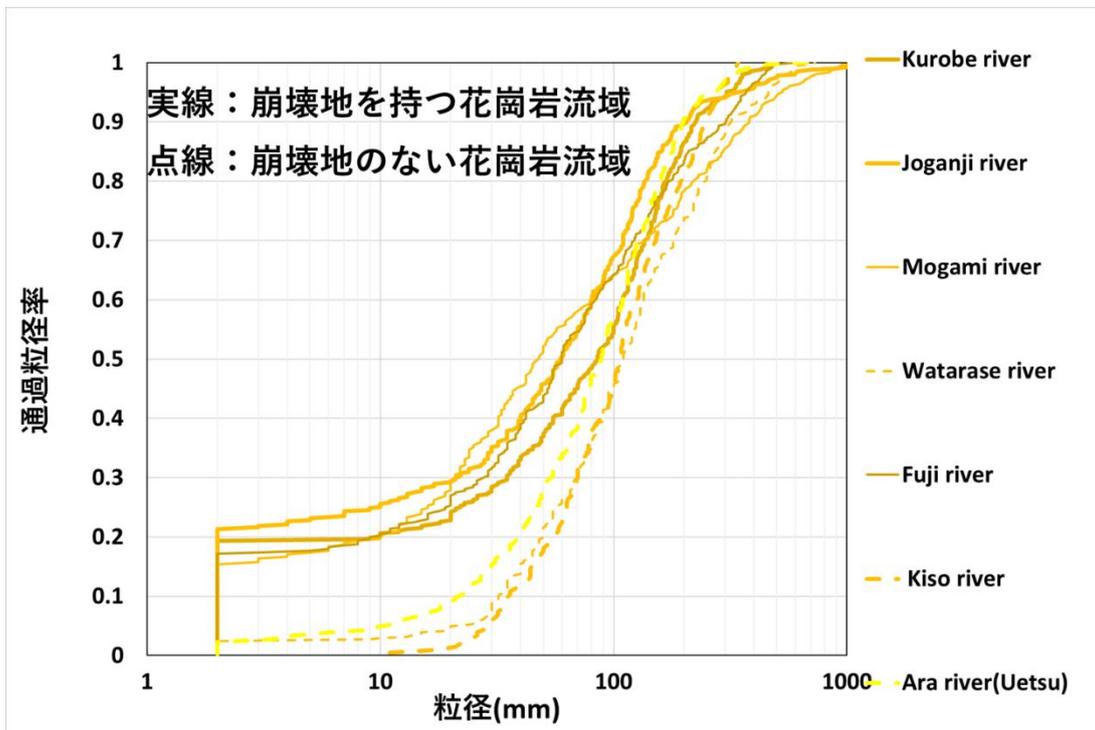


図 3.1.3 花崗岩流域のセグメント1河道における河床材料の粒度分布

の風化産物も含むという特徴を確認している。これについては今後対象河川を増やして検討する必要がある。

最後に、花崗岩については、小出¹⁾知花²⁾によると、マサ化現象によって砂が多く生産されることが確認されている。しかし、図 3.1.1 の花崗岩流域の河川を比較すると、扇状地河道区間全体で河床材料の 2 割近くが砂になっている黒部川、常願寺川、最上川、富士川に対して、渡良瀬川と木曽川はほとんど砂がない。実際に、図 3.1.2 に示す黒部川と木曽川の河床材料の写真からも同じ花崗岩流域でも扇状地河道における砂成分の割合は明瞭な差があることがわかる。これは年代による違いであるとは考えにくいため、その理由に

ついて検討する。河床勾配が急な扇状地河川においては、砂は一部が河床の礫間にトラップされる以外、主に浮遊砂として輸送される材料となる³⁾。よって扇状地河川では、河道を構成する主要な材料ではなく、大半は下流の緩勾配のセグメントへ流出する。しかし、第1章でも述べたとおり、平松ら⁴⁾は供給する浮遊砂量が増えると大粒径の材料間での堆積量が増えることを明らかにしている。これを考えれば、河床勾配が扇状地河川の中でも特に急である常願寺川と黒部川において、扇状地河道区間全体で、河床材料の2割程度が砂になることは、供給される砂の量がとても多いことを意味している。そして、花崗岩流域でその砂の量を規定しているものは崩壊地の有無であると考えた。よって、花崗岩流域をさらに崩壊地の有無に分けることによって、扇状地河道区間における河床材料に砂割合の多少の2グループに分けることができる。さらに、**図 3.1.3**に扇状地のない花崗岩流域の荒川（羽越）のセグメント1の河床材料の粒径加積曲線を追加して検証すると、やはり崩壊地のない花崗岩流域のセグメント1の河道区間においては、河床材料に砂の割合が低いことがわかる。このような崩壊地の有無は、先ほど第四紀火山で細粒分が見られず、新第三紀火山との間に明瞭な差が見られなかったことも、同様に説明できる可能性はある。

3.2 各粒径集団の割合と流域地質との関係

次に各粒径集団の割合と流域地質との関係を詳細に分析し、その結果を**図 3.2.1**に示す。**図 3.2.1**では、巨礫集団：256mmより大きい、大礫集団：64～256mm、中礫集団：16～64mm、細礫集団：2～4mmの細礫、と4～16mmの細かい中礫となるが、これ以降の分析はこの2～16mmを細礫集団と呼ぶ、砂：2mm以下という5つの粒径集団に分け、流域地質ごとに各粒径集団の割合をばらつきと共に表している。これによって、各河川の河床勾配は様々であっても、流域地質タイプに応じて各粒径集団の割合に有意な差があることが見て取れる。粒径集団別で比較すると、巨礫集団と大礫集団の割合とも花崗岩流域≧火山岩流域≧付加体の順になっており、その中でも巨礫集団の割合は花崗岩流域が最も多く、付加体流域では非常に少ないことが特徴である。大礫集団は花崗岩流域と火山岩流域において最も多い粒径集団であり、全体の半分以上になることが多い。つまり、花崗岩流域と火山岩流域の扇状地河川の主要な河床材料は大礫となる。その次に、中礫集団と細礫集団の割合は付加体流域≧火山岩流域≧花崗岩流域になる。そのうち、付加体流域では中礫集団が花崗岩流域と火山岩流域の大礫集団の割合と同じくらいで、主要な河床材料となっている。細礫集団は付加体流域では花崗岩流域と火山岩流域の倍以上多く含まれ、花崗岩流域での割合が数パーセントから10パーセントで非常に少ない特徴がある。最後に砂の割合は花崗岩流域≧付加体流域≧火山岩流域になるが、崩壊地のある流域以外では、流域地質と関係なく、ほとんど数パーセントしかない。これによって、砂の割合は流域地質よりも供給量によって規定されると推測される。

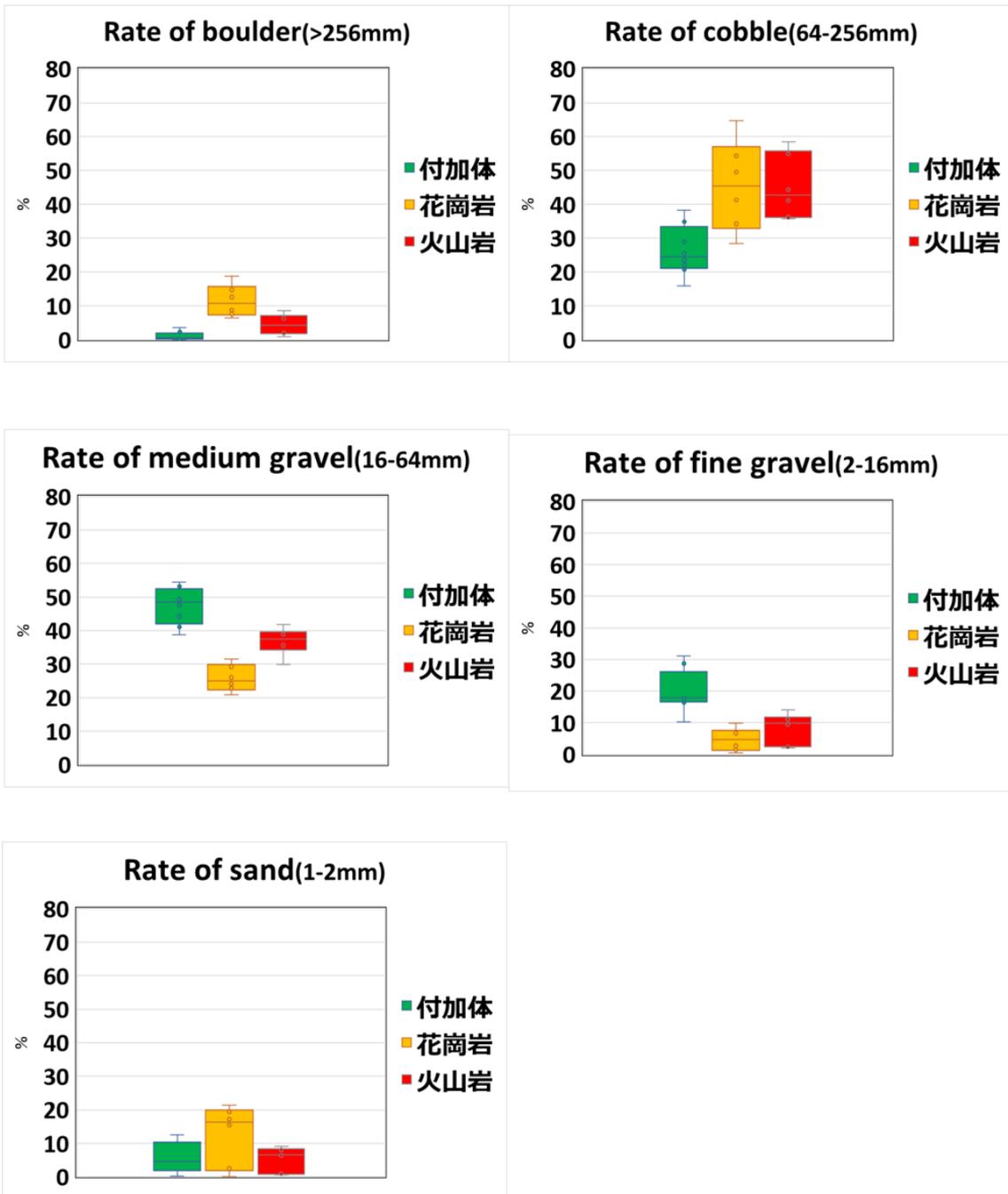


図 3.2.1 流域地質別で河床材料の粒径集団の割合分布

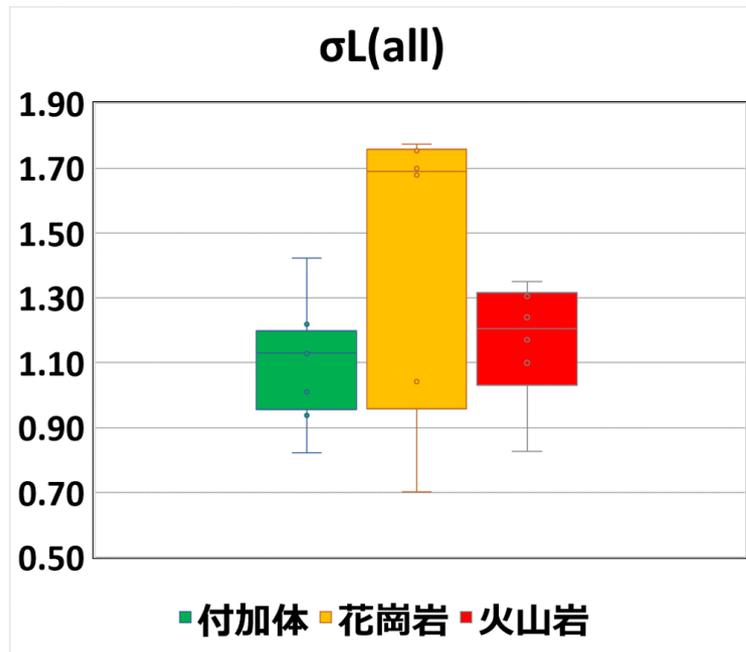
3.3 粒度組成の特徴に関する定量的な評価

これまで各粒径集団の割合は山地域の岩質の風化特性に大きく影響されることを実際の粒度分布を用いて確認してきたが、続いて各流域地質における河床材料の粒度組成の特徴を定量的に分析する。まず、SULAIMANら⁹⁾によると扇状地河道の河床材料は対数正規分布と双峰性の粒度分布が多いという特徴があるとされているが、本研究の対象河川における河床材料の粒径加積曲線も、すべてこの二つの分布形のいずれかに属していた。ここではまず粒度分布形が単峰性か双峰性かを問わず、各河川の粒度分布を各粒子の粒径をそれぞれの D_{50} で割って無次元して、式 3.3.1 の対数正規分布に当てはめ、式 3.3.1 の標準偏差 σ_L を各河川における河床材料の混合度を表す指標とした。すなわち、 σ_L が大きいほど粒径の分布幅が広く、混合度が高いことを意味する。

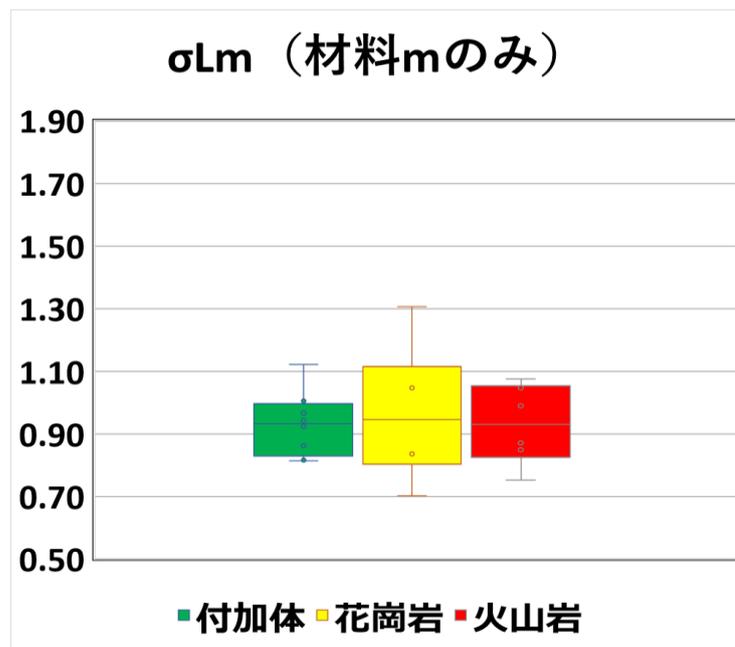
$$p(\ln d) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_L} \exp\left[-\frac{(\ln d - \ln D_{50})^2}{2\sigma_L^2}\right] \quad (\text{式 3.3.1})$$

ここで、 $p(\ln d)$ は $\ln d$ の確率密度関数、 d は対象粒子の粒径、 D_{50} は通過する個数が 50% になる粒子の粒径、 σ_L は $\ln d$ の標準偏差である。

その結果は図 3.3.1 (a) に示す通りである。20 の対象河川の河床材料の粒度分布標準偏差 σ_L を流域地質別に整理すると、各地質タイプの中央値（箱の中の線を示す）は大きく異なるが、同一地質タイプの中でのばらつきもかなり大きいことがわかる。さらに、全粒径集団を D_{50} で基準化した各対象河川の粒径加積曲線を図 3.3.2 (a) に示す。この図に σ_L が最小値 0.7 と最大値 1.8 になる 2 曲線を描いてみると、すべての粒径加積曲線で D_{50} 以上の部分はこの 2 曲線の範囲内に収まるのに対し、 D_{50} 以下の部分では最大値の $\sigma_L = 1.8$ の曲線よりも大きくはみ出しているものが存在し、これらが双峰性を有する粒度分布であることがわかる。よって、これらについては、 σ_L による混合度の評価は不適切であると判断した。また、図 3.1.1 と比較すると、図 3.3.2 (a) における D_{50} 以下の $\sigma_L = 1.8$ の曲線よりも大きくはみ出している部分はすべて砂集団であった。すなわち、扇状地河川の河床材料は砂の割合の多少によって、双峰性粒度分布になるか対数正規分布になるかが決まると言える。そして、前述したように、砂集団は扇状地河川においては材料 s となり、大きさが数十倍から数百倍まで大きい礫の間隙に充填するように堆積が起こるので、砂集団の粒度分布よりも、礫河床の間隙にどのくらい埋もれたか、ひいてはどれだけ上流から輸送されてくるかが重要である。そして、これら材料 s の輸送量が多くなると、材料 m となる礫の間の距離が増加するため⁴⁾、河床の変動特性に影響を与えることになる。従って、礫が主要な河床材料となる扇状地河川においては、砂集団が河床変動の特性に及ぼす影響はその量によるものが大きいと考えてよい⁹⁾。こうした結果を踏まえ、河床材料の混合度は材料 m の礫集団だけを対象とした粒度分布の標準偏差 σ_{Lm} を用いて評価することを試みた。その結果得られたものが図 3.3.1 (b) と図 3.3.2 (b) である。まず図 3.3.1 (a) と (b) を比較すると、

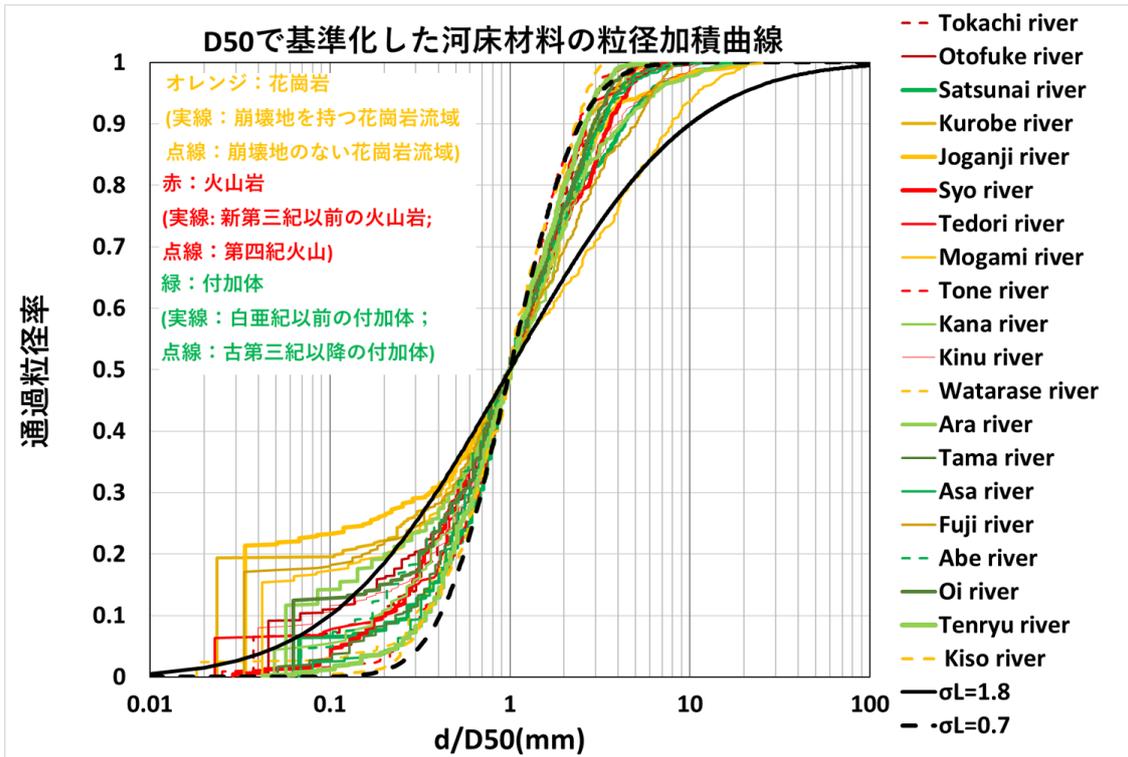


(a) 全粒径集団

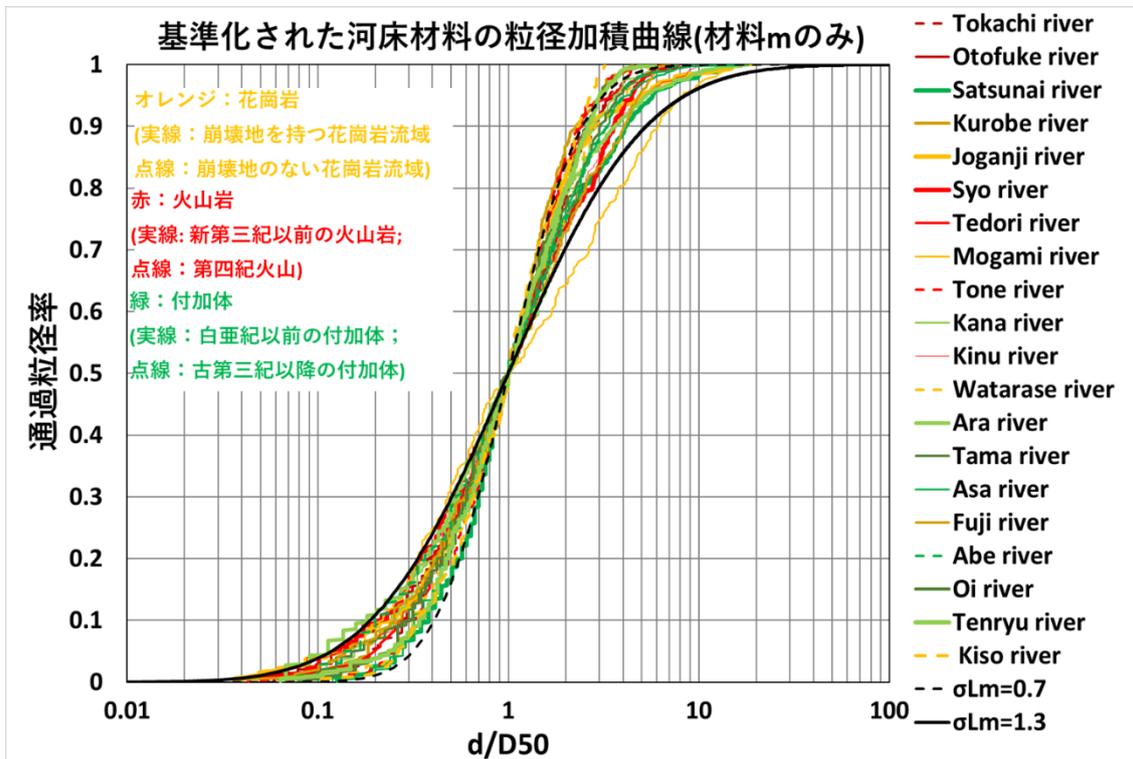


(b) 礫集団のみ (材料 m)

図 3.3.1 河床材料の粒度分布の標準偏差のばらつき(流域地質別)



(a) D_{50} で基準化した粒径加積曲線(σ_L)



(b) 礫集団のみ D_{50} で基準化した粒径加積曲線(σ_{Lm})

図 3.3.2 D_{50} で基準化した粒径加積曲線

礫集団だけを対象とした図 3.3.1 (b)の方が標準偏差 σ_{Lm} の差が大幅に小さくなっており、中央値は地質によらずほぼ同じ 0.9 くらいになっている。このことは図 3.3.2 (b)に示す材料 m の礫集団だけを対象に基準化した粒径加積曲線が σ_{Lm} の最小値 0.7 と最大値 1.3 の 2 曲線の間すべての粒径加積曲線が収まっていることから確認できる。こうしたことから、基本的には砂集団を除いた礫集団のみの σ_{Lm} が、扇状地河川の河床材料の特徴を表す重要な指標であり、材料 s としての挙動を示す砂集団はそれとは異質の動きをするものであることがわかる。それ故に、砂集団のみが対数正規分布にはのらず、双峰性の分布になるということもわかる。そして、前述したように砂集団の粒度分布より、その割合が河床変動の特性に大きな影響を与えるため、材料 m となる礫集団の標準偏差 σ_{Lm} と材料 s となる砂の割合の 2 指標によって扇状地河川の河床材料の分布形を定量的に評価することを提案する。なお、 σ_{Lm} は流域地質との対応関係が明瞭ではなかった点から、岩質の風化特性によって、扇状地河川の河床材料における各粒径集団の割合を大きく影響を及ぼすが、その分布形に及ぼす影響は小さいことが言える。これは、供給土砂の粒度組成と流れによる粒径集団の選択的輸送と両方の影響から、河床材料の粒度分布が成しているためだと考えられる。今後、流れによる影響も含めて、河床材料の粒度組成の形成について検討する必要がある。

参考文献：

- 1) 小出博：日本の国土—自然と開発—(上)，東京大学出版会，53-64，1973。(再掲)
- 2) 知花武佳：全国一級河川の河相比較とその類型化に関する研究，河川整備基金助成事業，平成 26 年度。(再掲)
- 3) 藤田光一：流砂系における土砂動態のとらえ方と広域土砂動態制御への展望，土木学会海岸工学委員会・水理委員会，水工学シリーズ 00-B-4，2000.8。(再掲)
- 4) 平松裕基，関根正人，劔持尚樹：骨格となる大礫を伴う河床の動的平衡状態の鉛直構造，土木学会論文集 B1(水工学)，71(4)，865-870，2015。(再掲)
- 5) Muhammad SULAIMAN, Daizo TSUTSUMI, Masaharu FUJITA : Porosity of Sediment Mixtures With Different Type of Grain Size Distribution, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, 51, 133-138, 2007。(再掲)
- 6) Peter R. Wilcock, Stephen T. Kenworthy : A two-fraction model for the transport of sand/gravel mixtures, Water Resources Research, 38(10), 12-1-12-2, 2002.

第四章

臨海型 5 扇状地からみられた扇状地
河川の粒度組成と河床形態との関係

第4章 臨海型5扇状地からみられた扇状地河川の粒度組成と河床形態との関係

本章では、実河川の河床形態を詳細に分析するために、花崗岩流域の黒部川と常願寺川、火山岩流域の庄川と手取川、付加体流域の大井川の5河川（第2章図2.2.2に参照）を対象に、第2章の2.3節で説明した河床材料の観測と空中写真による河床形態の分析を行った。

なお、これらすべての対象河川では現在、河川沿いに堤防が整備され、河道の変動が完全に制御されている。しかし、本来であれば、扇状地の河川は扇面で頻繁に変動しながら、扇状地を形成していたはずである。河道の変遷は、こうして扇状地の地形環境と大きく関わっていたため、扇状地の発達とともに、現河道に至るまでの河道の変遷過程を調べ、現河道の位置と線形を規定する要因を明らかにすることは、扇状地河川の特徴を捉える上で有用である。その上で、岩質の風化特性に起因する供給土砂の粒度組成と、新旧河道（現河道と昔の本流筋）と旧流路（現在では水が流れていない）の流路形態との関係を分析することとする。さらに、扇状地区間において、流下方向にむかって、河床材料の粒度組成や河床勾配や川幅が変化していくため、これら要素間の相互作用と、それが河床形態に与える影響を調べる。よって、本章ではまず4.1で供給土砂の粒度組成の違いと、扇状地の新旧河道の形態特性およびその形成過程との関係について分析する。続いて、4.2では河床形態の年変動特性と河床材料の粒度組成との関係を分析する。その後4.3では、対象河川の河道特性の縦断的变化に注目する。そして、4.1や4.2の結果を参考にしつつ、供給土砂の粒度組成の特性が扇状地河川の河道特性（川幅、河床勾配）の形成にどのように影響を及ぼしているかを解明する。そして、最後に4.4では、縦断的な河道特性が河床形態に及ぼす影響について考察する。

4.1 扇状地発達過程に伴う流路形態の違いと供給土砂の粒度組成との関係

流域地質に起因する供給土砂の粒度組成が、扇状地河川の河道変動特性に与える影響を分析するために、河道制御の影響のない自然な条件で形成された旧流路の形態を分析することにした。河道の変遷は河川の最も重要な自然特性であり、河道変遷によってできた旧流路や自然堤防などの微地形を調べることは、こうした特性を知るための有用な手段である。また、このような河道変遷の特性は水害の特徴とも密接な関係を持つため、河川整備およびその管理計画にとっても重要な知見である。このような河道変遷に関わる沖積低地の微地形調査は、1956年の大矢ら²⁾による「木曾川流域水害地形分類図」をはじめ、近年、全国範囲での整備が進んでおり、国土地理院によって、多くの河川における治水対策のために整備されている「治水地形分類図」³⁾が公開されつつある。このように近年になって、たくさんの河川における治水地形分類図が整備されることによって、扇状地の旧流路形態の特徴を比較できるようになっているが、本研究のように流域地質条件に注目

し、旧流路形態の特徴を分類して、その形成機構を分析する研究はまだ見当たらない。海外においても、広範囲で単調な地質種類になることが多いため、流域地質による粒度組成の相違の検討や、さらにそれが扇状地の微地形の特徴に影響するという発想が生まれにくく、こういった観点から分析している研究は見出せなかった。従って、花崗岩、火山岩、付加体の3種類の流域地質による異なる粒度組成の特性に基づいて、扇状地全体の流路形態の特徴が異なるかどうかを、それぞれの流域地質に属する5河川を対象に確認する。

まず、湿潤地域における緩勾配扇状地（河成扇状地）の形成過程については、Schummら⁴⁾による谷口から土砂の拡散と扇頂溝の洗堀と埋積の3過程の繰り返しによって扇状地が形成される説が一般的に知られている。具体的には図4.1.1に示すように、①の拡散の過程においては、土砂は谷口から下流に向かって放射状に拡散して、同心円状の扇面が広がる。扇面上には、明瞭な主流路がほとんどなく、浅い網状流路が発達する。次に、②の洗堀の過程においては、谷口から下流に向かって、河道の下刻が生じ、扇頂溝が形成される。扇頂溝では強い侵食性蛇行流路が発達し、土砂はその河道に集中して下流側に運搬さ

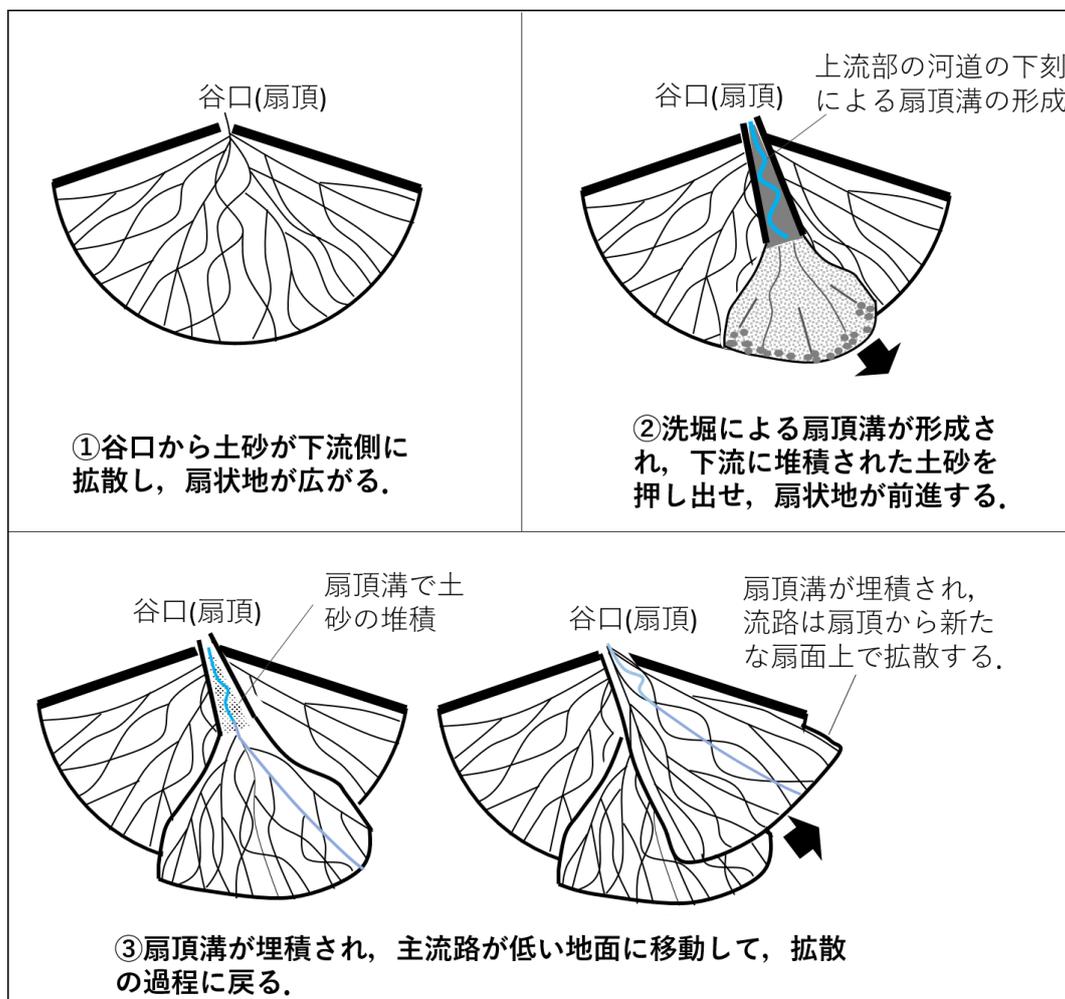


図 4.1.1 扇状地の形成過程

(Schummら⁴⁾(1987)による①拡散、②洗堀、③埋積過程を修正して図式化した)

れ、下流端から土砂が堆積するとともに、扇状地が徐々に前進していく。③の埋積過程になると、下流側の堆積面に網状流路が再び発達し、扇面の範囲もさらに拡大し、扇頂溝の水深が浅くなり、堆積が卓越しはじめる。最終的に扇頂溝が埋積されたら、主流路全体が低い地面へ変位し、また①の拡散過程に戻って、扇状地を横断方向に広げていく。

そして Schumm ら⁴⁾はこのような扇状地の形成過程において、扇頂溝の形成と埋積が周期的に現れる原因は、谷口からの河道がある閾値の勾配に達すると、河道に侵食が生じ、勾配が緩くなっていくが、谷口付近の河道での河床低下が生じることによって、上流にある峡谷部の侵食も発達し、結果として、大量の土砂が供給され、河床に再び堆積が生じると説明した。但し、勾配の閾値はどのような条件によって規定されるかについては言及していない。

そこで小玉ら⁵⁾は、供給土砂の粒度組成に注目して、扇頂溝の形成過程に粒度組成が影響するかどうかについて、実験で確かめた。この小玉ら⁵⁾の実験結果について説明する。図 4.1.2(a)のように砂が5割以上の砂礫混合砂の場合、扇状地の形成過程において一本の浅い河道が形成され、河道から溢れた弱い流れによって扇面に浅い流路が残る。一方、図

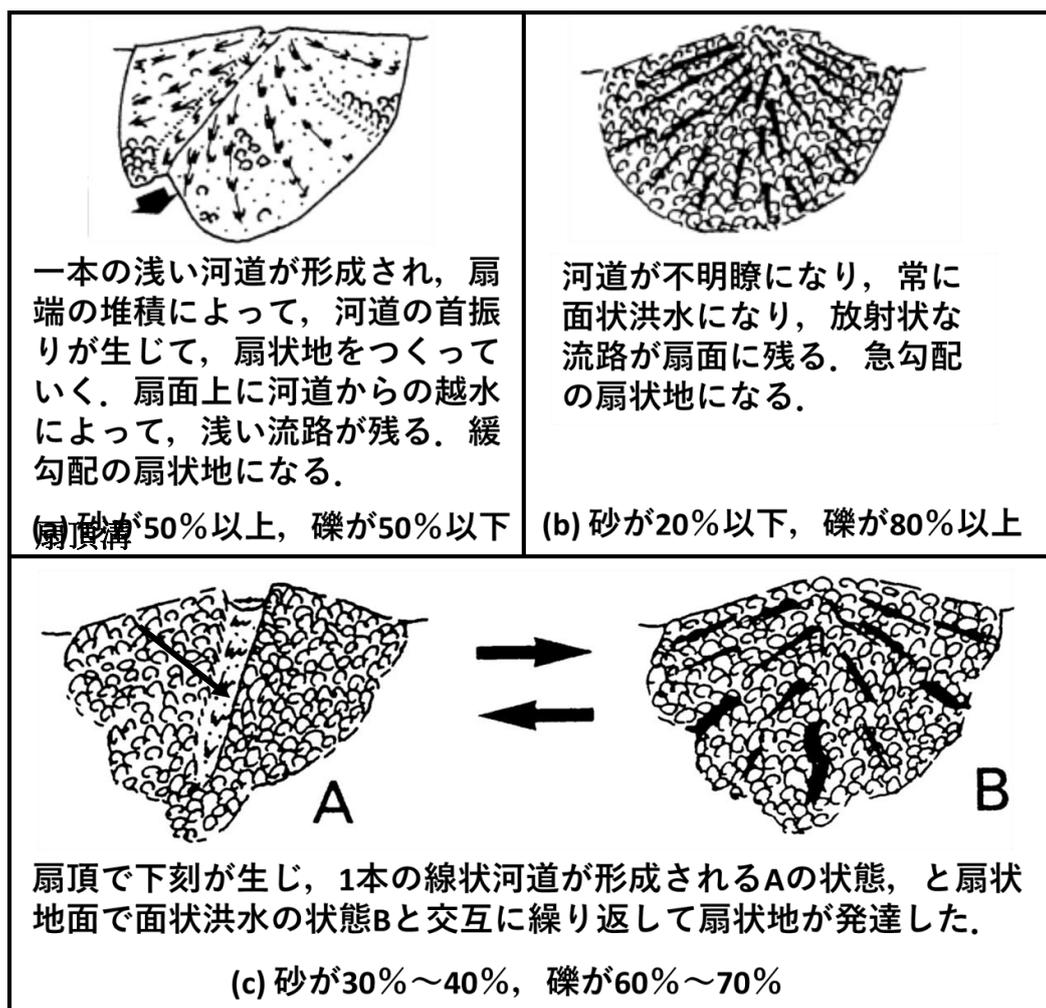


図 4.1.2 砂礫混合度による扇状地旧流路形態の違い(小玉ら(1987)⁵⁾を編集)

4.1.2(b)のように礫が8割以上の場合は、河道が不明瞭になり、通水中は扇面上が常に面状洪水になり、不連続な放射状流路が扇面に残る。そして、**図 4.1.2(c)**のように砂が3～4割の場合は扇頂で下刻が生じ、1本の線状河道が形成されるAの状態、と扇状地面で面状洪水の状態Bと交互に繰り返して扇状地が形成される。すなわち、(c)だけ扇頂溝の周期的な消長が見られており、Schummらの説明した現象が見られる。ここで、小玉らが実験に用いた3種類の砂礫混合材料と、本研究で取り扱う3種類の地質に起因する粒度組成との対応関係について考察する。小玉らの実験は砂と礫の2粒径混合砂を用いたため、まずこの2種類の実験用砂のどちらを主要な材料としているかを分けると、(a)だけは砂が半分以上となり、主要材料は小粒径になる。3地質種類の中、付加体流域だけは比較的小さい材料となる中礫材料が最も多く生産され、扇状地の河床材料も唯一に小粒径の中礫型の粒度分布になるため、(a)は付加体流域と見なすことが可能である。(b)と(c)ともに礫が主要材料になるが、(b)の砂の割合が低く、(c)の砂の割合が2割から3割と高い割合に配合されている。この2ケースは大礫型の粒度分布になる火山岩流域と花崗岩流域に対応するが、(b)は砂の生産量が低い火山岩流域に、(c)は砂の生産量が多い花崗岩流域に対応すると見なすこともできる。

続いて、扇状地の流路形態を国土地理院の治水地形分類図を用いて、その特徴を分析しつつ、古い地形図や既往研究も参考して、河道の変遷について考察した。すると、対象5河川はすべて背後に高い山地を持つ臨海型扇状地のため、扇状地の形成は、海水準の変動、臨海平野の沈降、および山地の隆起といった、複雑な気候・地形の変化によって規定されていた。対象の5河川の旧河道と現河道が扇状地のどこに位置しているかを見れば

(**図 4.1.4 - 5**, **図 4.1.7**, **図 4.1.9 - 10**)、旧河道は現河道の位置に向かって、徐々に変遷してきたように見え、いわゆる河道の首振り現象が確認できる。しかし、臨海型扇状地では、堆積する平野の最大傾斜方向に向かって、古い扇状地が開析され、そこに開析谷が形成される⁶⁾。さらにその傾斜方向は背後の山の隆起、前面の海や湾の沈降、局所的な断層運動による谷口付近での曲隆性の増傾斜運動⁷⁾によって規定される。そのため、対象扇状地の河道変遷に統一的方向性が見られるのは、上流端と下流端の地形高を固定した定常状態の水路実験⁸⁾とは異なり、粒度の違いではなく、堆積平野周辺での激しい地殻変動によって規定されると考えるべきである。従って、各対象扇状地の河道変遷に関する主な先行研究の成果を整理しながら、その変動に見られる共通性と個別の特徴について考察する。

・黒部川の河道変遷

黒部川扇状地は**図 4.1.3**示す通り、富山平野に数多く存在する臨海型扇状地のうち、最も東に位置するものである。藤井⁹⁾によると黒部川扇状地はウルム氷期の最大海退以前に、立川面(約2万年前に形成された)に対比される東側の船見野台地と西側の前沢台地の旧扇状地(**図 4.1.4**に参照)が形成されていた。その後約2万年前から、ウルム氷期の

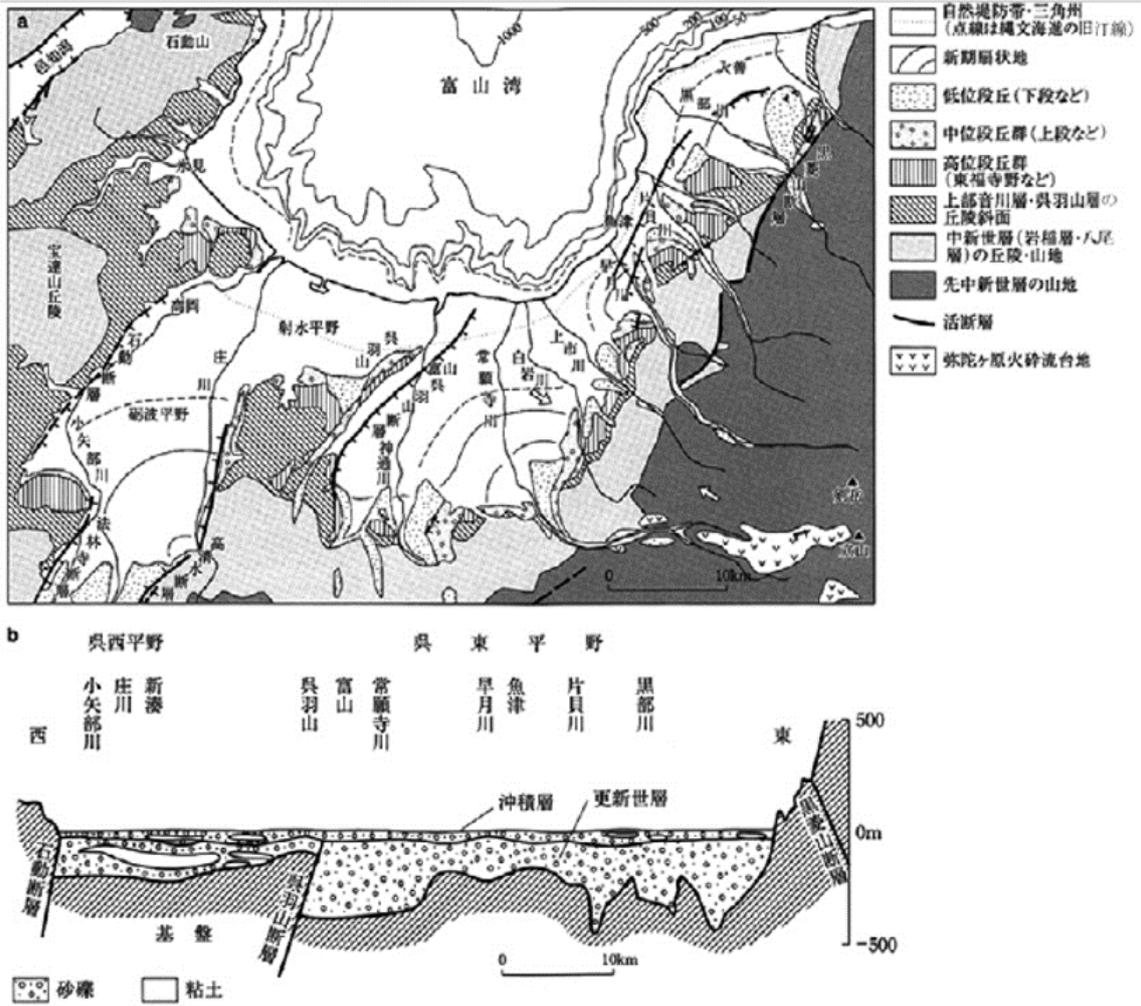


図 4.1.3 富山平野の地形(a)とその東西断面図(b) (町田ら(2006)⁸⁾)

最大海退かつ背後の山地の増傾斜的隆起⁷⁾によって、旧扇状地面が開析され、現在の扇状地面の堆積場が形成されていった。海退が終わると、海面の上昇によって開析谷に堆積が進み、現在の扇状地面が形成された。その扇状地面での河道変遷は、図 4.1.4 で示した主要旧流路のように、最初 1535 年では愛本から船見段丘の崖下に沿って流れており、その後主流路が徐々に西側に変遷していき、最終的に 1685 年の大洪水によって現在の河道の付近で主流路を取ったとされる^{10) 11)}。しかし、明治初期まで、黒部川を「いろは川」や「黒部四十八ヶ瀬」と呼んでいたこと、あるいは多くの水害に関する記録や、黒部川に関する古い絵画などを見る限り、かつての黒部川は洪水の度に河道を変えつつも、一本の主流だけではなく、扇面上でたくさんの分岐流路が同時にあったことがあるのも事実である^{10) 11)}。そして、富山湾沿岸では一般的に沈降性を示しており、黒部川扇状地の堆積平野付近ではその沈降運動が西向きに進行していることが明らかになっている¹²⁾。その沈降と背後の山地の隆起によって黒部川扇状地に西向きの増傾斜的運動が働き、主流路を西遷させたと考えられている。図 4.1.4 と図 4.1.14 の黒部川扇状地の旧流路と現河道との分布をみると、扇頂の愛本からほぼ扇面の中心に真っ直ぐに流下する扇頂溝区間があり、旧河道

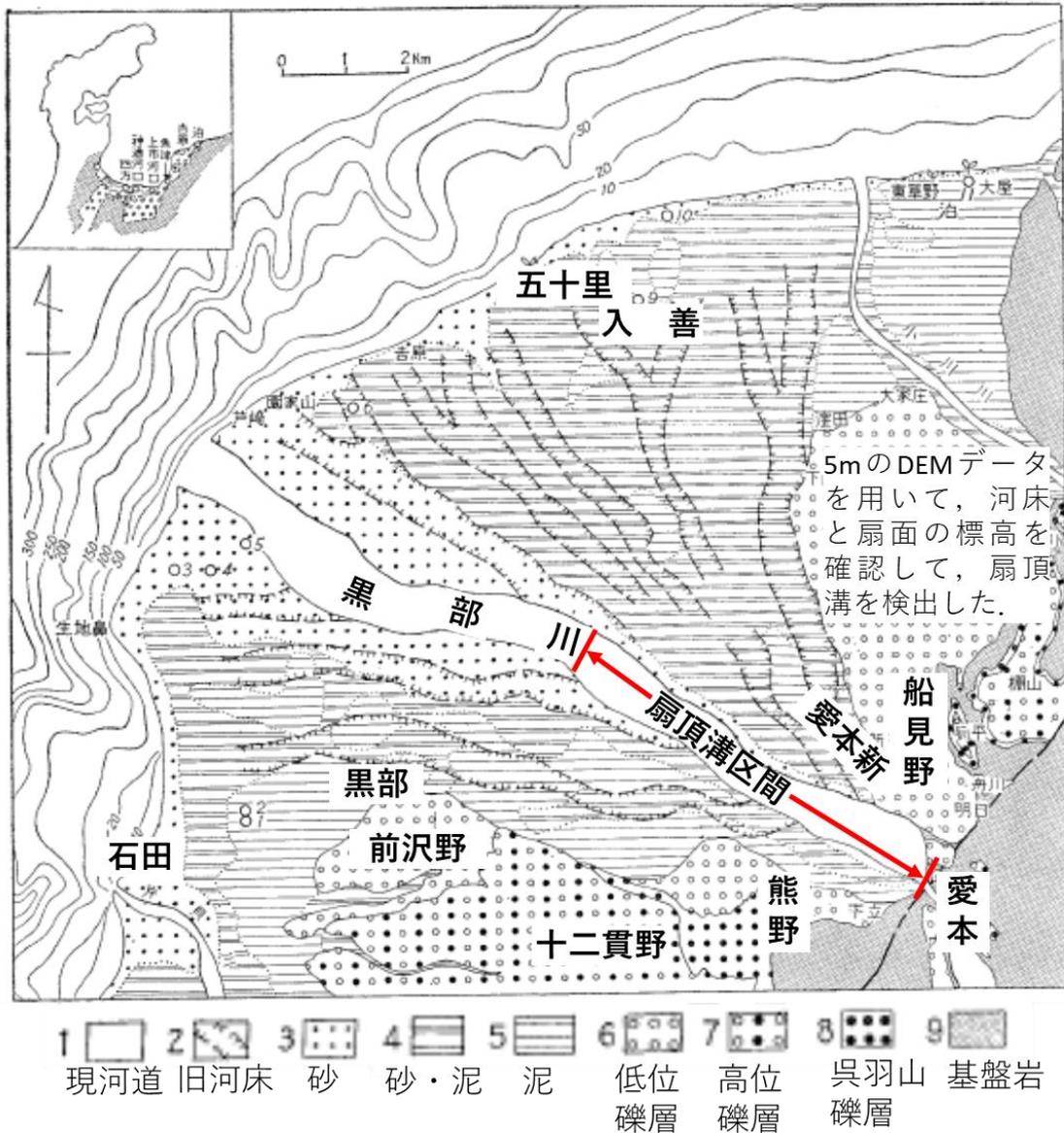


図 4.1.4 黒部川扇状地表層地質図 (土屋ら (1987) 11)

は、その河道区間をから放射状に広がっている。つまり、黒部川の主流路が西遷してきたのに対し、扇頂溝は、横方向に大きく変化していないと考えられる。これによって、黒部川は小玉らの実験(c)に対応しており、その新旧河道が、扇頂溝の消長によって、一本の明瞭な扇頂溝を形成するAの状態と、扇頂溝が不明瞭になって、河道がいくつかの流路筋に分岐し、扇面に面状洪水を起こすBの状態を繰り返してきたため、AとBの2状態を反映するように、すべての河道がAの状態で形成された同じ扇頂溝を流れてから、分岐して、扇面に広がっている形態となったと考えられる。

・常願寺川の河道変遷

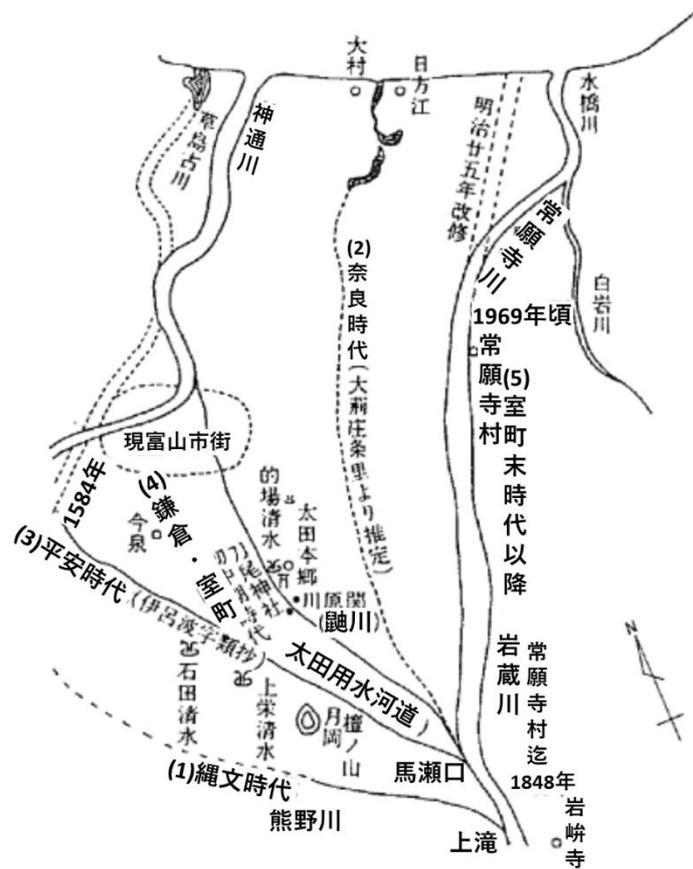


図 4.1.5 常願寺川の流路変遷¹³⁾

常願寺川扇状地は富山平野の中央にある呉羽山地以東の呉東平野に位置し、図 4.1.3 に示す富山市平野部の扇状地群の中で最も大きい扇状地となっている。この扇状地は富山市の南方にある基盤の盆状構造と西北丘陵性断層山地に限られているため、扇状地を北西に発達させた¹²⁾と推定されている。開析された古い扇状地も西に向かって低下していくことも、このような地形環境を裏付けている。常願寺川の河道変遷は概ね図 4.1.5 で示すようになっており、縄文時代には、扇頂からすぐの所にある上滝から、西の熊野川に向かって合流していた。次に奈良時代では東に変遷して、ほぼ扇状地の中心部を流れていた。それが、平安時代になると、流路が再び西に変遷して現在の大田用水路と一致する位置を流れていた。その後鎌倉・室町初中時代ではまた東に寄ってきて、馬瀬口から現在のイタチ川に沿って現在の富山市街地を経て、神通川と合流していた。室町末期以降になると流路は一気に東に遷移して、ほぼ現河道同じ位置に流れていた。なお、常願寺川は日本で勾配が最も急で暴れ川という印象が強いが、黒部川や後で説明する他の 3 河川と比べても、現在の大山町の上滝まで舟運も開かれているなど、かなり安定していた河川であったと言われている¹⁵⁾ ¹⁶⁾。その河相を一気変化させたのは安政の大地震（1858 年 2 月 26 日）であった。この震災によって、立山連峰・鳶山は山体崩壊が生じ、日本三大崩れの一つ鳶山崩れになった。さらに、その後たまった土砂が洪水で 2 回に分けて、常願寺川の扇状地部に土

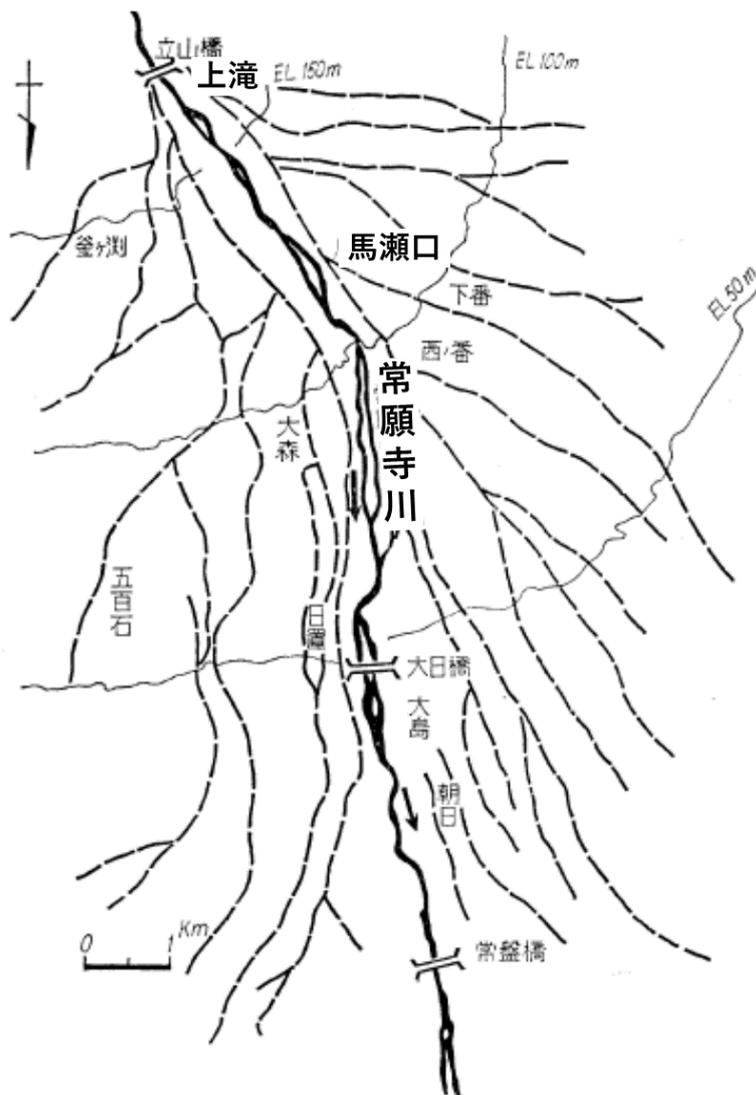


図 4.1.6 常願寺川の用水路図¹⁴⁾

表 4.1.1 対象河川の諸元

河川名	流域地質	流域面積 (km ²)	扇面積 (km ²)	山地域の幹川 流路延長(km)	源流と扇頂部の 標高差(m)	山地幹川流路 勾配(%)	扇状地勾配 (%)	平均年最大流 量(m ³ /s)
黒部川	花崗岩	682	69.2	72	2798	3.91	1.06	836
常願寺川	花崗岩	368	94.2	38	2498	6.57	1.10	582
庄川	火山岩	1180	131.3	89	1533	1.72	0.50	882
手取川	火山岩	809	117.2	58	2620	4.52	0.60	1295
大井川	付加体	1280	76.8	158	3109	1.97	0.46	2327

流域面積：国土交通省水管理・国土保全局水政課「一級河川の河川延長等調 *水系別・指定年度別・地方整備局等別延長等調」¹⁸⁾

山地域の幹川流路延長 = 上記資料の幹川流路総延長 - 河口から扇頂までの河道長

山地域の幹川流路勾配 = 源流と扇頂部の標高差 ÷ 山地域の幹川流路延長

扇面積、扇状地勾配：斉藤(1998)¹⁹⁾による日本の扇状地の特性値を引用した

平均年最大流量：各河川1990年から2017年までの流量データから算出した

石流のまま押し込んできた^{16) 17)}。しかし、**図 4.1.6**に示す常願寺川扇面にある主要な用水路の多くは昔の主流路である¹⁴⁾ことから、常願寺川扇状地に黒部川扇状地と同じくらい旧河道が多いことがわかる。安定して流れていた河川とは、考えにくい。確かに歴史的な記録を見れば、扇面上にたくさんの流路に分岐し、河道の変遷がありつつも、他の急な扇状地と比べて安定して流れていたようだが、これは常願寺川の流域面積が他の4河川と比べてかなり小さく、平均年最大流量もかなり低いのに対し、扇状地面積が中程度(**表 4.1.1**)であることから、扇状地全面に流れるような流量規模の洪水は他の4河川に比べて低頻度であったためだと考えている。また、歴史的な水害記録は破堤によるものが多く¹⁴⁾、古くからの堤防工事も扇頂溝の左岸に集中していた²⁰⁾。つまり、常願寺川は流域面積が小さいことによって、流況は他の4河川と比べて、かなり安定しているが、扇状地を形成するような千年オーダーのスケールからみれば、激甚な出水が時々あり、時に土石流のまま扇状地区間を襲うこともあったようである。この時は、左岸側の扇頂溝から破堤することが多いため、そのたび、大量な土砂を左岸側の扇状地面に堆積させ、ランダムに河道の変遷をもたらしたと推測できる。なお、新旧河道は、黒部川と同様に、位置が安定している扇頂溝から分岐し、放射状に広がっている。よって、小玉らの実験(c)になる。

・庄川の河道変遷

庄川扇状地は呉西平野最大の扇状地である(**図 4.1.3**)。常願寺川と地理的に近く、同じく西北丘陵性断層山地に囲まれ、盆状の基盤構造が平野の中央地域に推定されるため、扇状地も西北方向に展開している¹²⁾。庄川も一般的な急勾配扇状地の河川と同じく、古くから洪水のたび主流路を変え、扇状地上で乱流していた。庄川も常願寺川と同じように、現河道が扇状地の右扇側を流れており、旧河道は現河道の左岸側の扇面を変遷してきた。しかし、流路筋に関する記録から、これらの旧主流路はすべて扇頂部である付庄川町青島付近から分岐して、放射状に扇面で流れており、洪水によって、主流路を変えていたものと考えられる。「加越能三ヶ国御絵被仰付候覚書」によると、応永13年(1407年)の洪水によって、**図 4.1.7**に示す最も西側にある野尻川が主流路となり、その後、現在の中村川、千保川の川筋に主流が変遷してきたが²¹⁾、天正13年(1585年)の洪水によって小河川だった中田川(現在の庄川)に水が流れ込み、寛永7年(1630年)の大洪水によって、本川となった²⁰⁾。その後、主流路はまた徐々に千保川の川筋へと移り変わっていったが、寛文10年(1670年)に、千保川を中心に、中村川、野尻川を含む旧河道であった川を締切って、複数ある河道を現在の庄川となる中田川に一本化し固定している。さらに下流の高岡町の水害を防ぐために、扇頂左岸に松川除堤を作りはじめた(**図 4.1.7**)^{20) 21)}。その後、中田川筋が現在の庄川となって、扇状地上の洪水被害は大きく低減した。これらのことから、庄川は前述した花崗岩流域の黒部川と常願寺川と同じく、古くから扇状地上での水害を頻発させていたが、古い時代の水害とそれに対する治水の特徴を比べると、庄川は扇頂部の破堤によって、扇状地全面に水害をもたらす、頻繁に扇頂部を中心に流下方向が大き

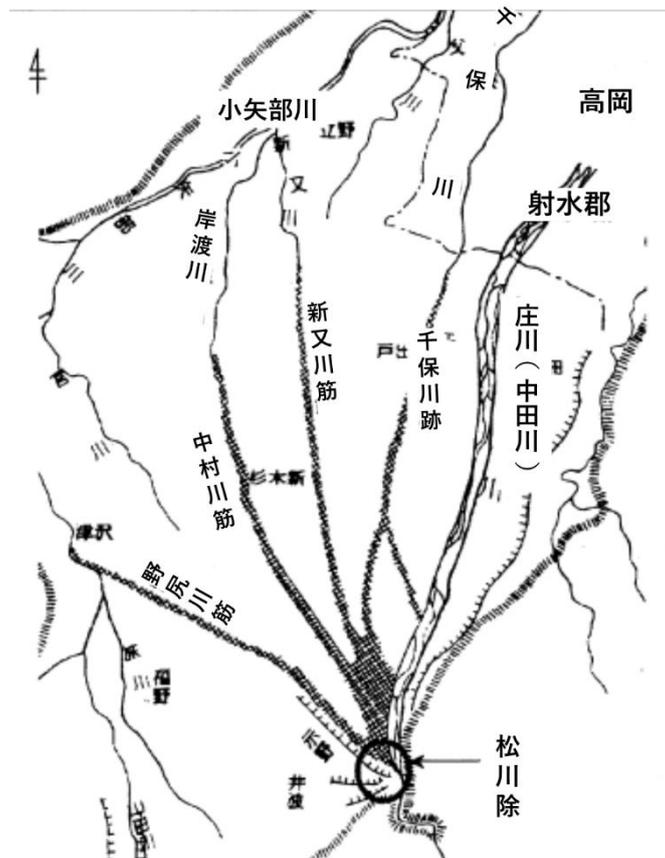


図 4.1.7 庄川の旧流路（「礪波市史，1965 年」を寺村ら（2005）²⁰より編集）

く変動する主流路筋を変えていたことがわかる。そのため、治水の中心は、扇頂部に置かれていた。つまり大きい流路筋はすべて扇頂部から分岐して、扇状地面で放射状に流れていたため、最も扇側にある流路筋を扇頂部からある程度の河道区間長で築堤すれば、一本の流路に安定させられた。そして、洪水時に扇頂部の堤防が破堤しないかぎり、扇頂から扇状地全面に洪水にさらされることはない。すなわち、小玉らの実験(b)のように、扇面に面状洪水の発生が、扇状地を形成させたため、新旧河道は共通な扇頂溝を形成せず、扇頂から分岐して、それぞれの扇頂溝を形成すると考えられる。

・手取川の河道変遷

手取川扇状地は加賀平野の中央にある金沢平野の中央に位置し、鶴来町付近を扇頂として、北西に扇面を展開している。手取川扇状地は図 4.1.8 の古地図に示すように縄文時代から扇頂からいくつかの流路に分岐しており、扇状地面を流れていた。安達ら²²)によると現在の手取川扇状地にある七ヶ用水の水路は、手取川の旧河道とその分流の跡を利用していったため、図 4.1.9 の用水路は手取川の旧河道を含めた旧流路と考えてよい。さらに、主流路の変遷過程については、日本海の手退によって扇状地の両側域が浮き上がり、これによって、最初は、山島用水の南水系を流れていた本流が、次第に扇中央稜線の南側へ分派す

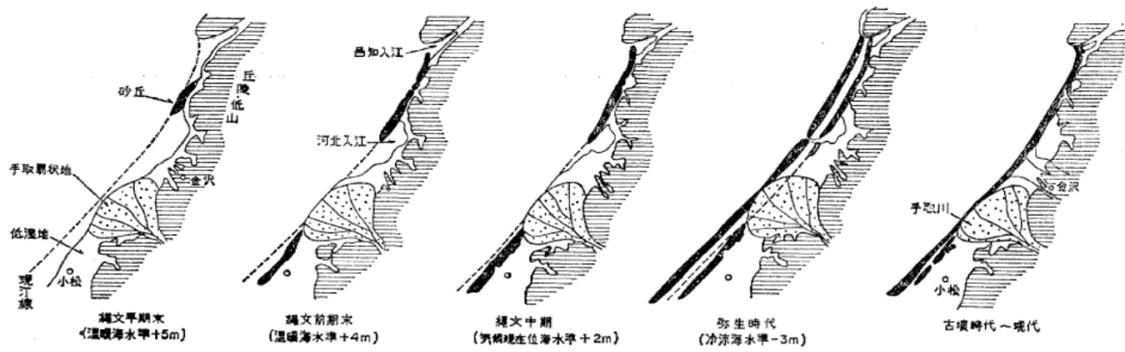


図 4.1.8 金沢平野における完新世各期の地形の変遷 (藤則 (1975) 21)

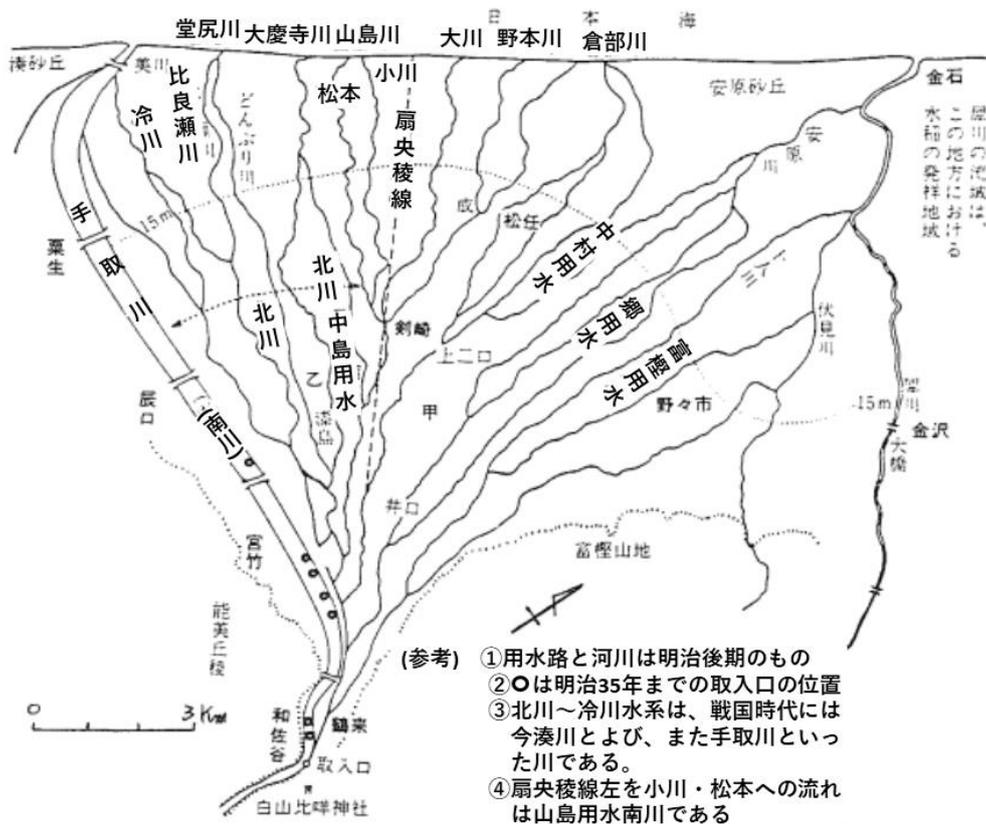


図 4.1.9 手取川の流路変遷

(「手取川大水害復興五十年誌」(1984)を安達ら(1995) 22)により編集)

るようになり、大慶寺川と比良瀬川が形成されたとも言われている²²⁾。なお、海退末期では複数の主流路が同時に存在していたことも明記されている。中川²³⁾も縄文時代以降は「扇央稜線より北側で本流を取ったことはなく、南側にある流路間で主流を移り変えきた。」と主張し、主流路が現在の7用水路に沿って、北側から順番に南遷してきたという手取川流路七変化説²⁴⁾を否定した。すなわち、手取川扇状地の形成は海水準の変動によって大きく影響されていたが、海退の後には、扇状地の南側に複数の流路が存在しており、大洪水の度に、本流を変えて、手取川の河道が徐々に南遷してきて、現在の河道となった。そして、図4.1.9からわかるように手取川の新旧河道は同じ火山岩流域の庄川と同様に、扇頂部から分岐し、それぞれに扇頂溝を形成する、小玉らの実験(b)に対応する。

・大井川の河道変遷

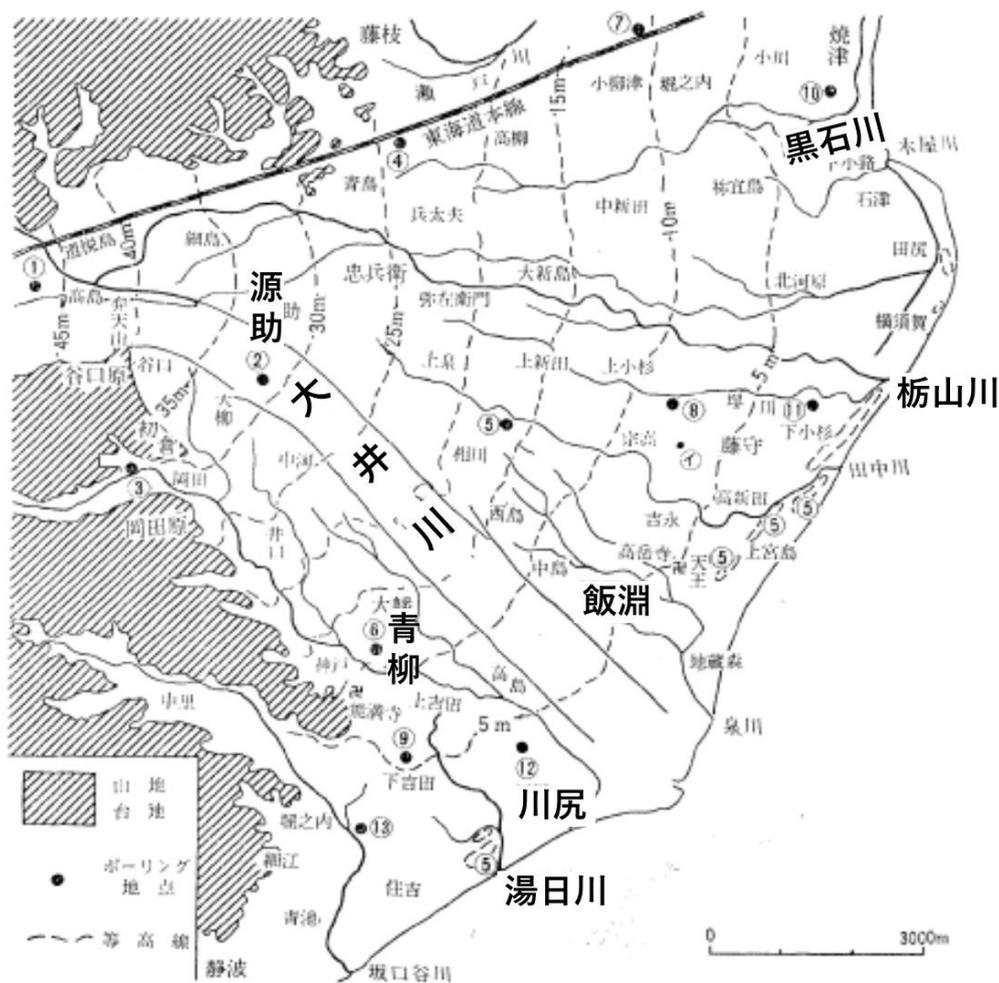


図 4.1.10 大井川扇状地の流路と地域概念 (日下 (1969) ²⁷⁾)

大井川扇状地は赤石山地を源とし、山地には大小数多くの崩壊地を抱え、静岡県の中央部で東に展開し、前面の深い駿河湾に注ぐ。土²⁵⁾は大井川下流の平野部における新第三系と第四系地層の構造に明瞭な相違がみられることに注目し、新第三紀末期から第四紀の4回の海退にわたって、大井川扇状地が形成される過程を明らかにした。土によると、第四紀初期から大井川の背後の赤石山地が著しく隆起しつつ、大量の土砂は大井川の下流に供給され、それに加え、第四紀初期以降、この地方の曲隆運動および4回の海退・海侵運動は、大井川の流路を時に南へ、時に東へと、大きく変化させながら現扇状地面と階段状の開析扇状地面を形成した。現在の扇状地面はおそらくウルム氷期に対応する第4海退期に、現河口付近で約100mの谷を侵食し、その後の海進によって現在の扇状地を堆積させたものだとしている。このことから、大井川扇状地は長さが短いものの、古い扇状地面を開析する過程において、流路が南と東とに激しく行き来してきたため、幅は他の扇状地に匹敵する程度になったことがわかる。続いて、現扇状地面の河道変遷については、少なくとも3本の旧河道があったと推定している。それぞれに図4.1.10に示す最北にある黒石川、ほぼ現扇状地面の中央部に流れる栃山川、と最も南側にある湯日川である。しかし、岡村²⁶⁾によると、現河道に変遷する過程および現河道に固定された年代については2説ある。一つは、最北側から順番に南遷し最南端の湯日川に変遷してきて、700年代頃（大宝年間）に現河道に至った（黒石川－栃山川－湯日川－現河道）という説である。もう一つは、栃山川から一回北遷して黒石川に主流路を取って、その後一気に最南端の湯日川に主流路を変え、寛永4年（1627年）以降に現河道が主流路となった（栃山川－黒石川－湯日川－現河道）という説である。このように、旧主流路の変遷過程と現河道に定着した年代ははっきりしていないが、やはり、現扇状地面を流れる大井川も、河道が非常に広い範囲で移り変わって来たというこの地域の地史を継承していると言える。そして、前述した4扇状地と同様に、主流路があるものの、常にほかの複数の派川を持って、扇面に流れており、洪水のたびに扇面上に乱流するような河川だった^{26)・27)}。また、他の4扇状地河川と比べ、旧流路形態には異なる特性を示していたことがわかる。図4.1.11に示すのは、日下²⁷⁾によって推定された、長期的に存在した流路と一時的にしか存在しなかった流路である。日下によると、長期的に存在する旧流路は大洪水時に扇頂から溢れた水によって扇端まで流下するものと、扇端部の河道から溢れた水が作ったものが多いのに対し、一時的に存在する旧流路は断片的なものが多く、扇頂から扇央に集中している。また、他の4扇状地では、扇頂部、あるいは特定の箇所重心をおいて、築堤などの治水事業の努力をしてきた。大井川ではこれと異なって、近世初期に河道が現河道に定着した後、扇頂部より上流側の谷底平野の区間に属する向谷（島田市）から扇端部あたりの飯淵まで築堤工事を進めてきた²⁶⁾。宝永8年（1711年）の古地図から当時の大井川の左岸沿いは扇頂（源助）から扇端（飯淵）まですでに築堤されており、右岸側は当時の流路が現在より西に広い幅をとって流下していたため、扇央（青柳）と扇端（川尻）では上流側を囲む輪中堤の形式をとっていた²⁷⁾。またこのような堤防整備の特徴からも、大井川では扇頂からいくつかの流路が分岐し、洪水のたびにその主流筋を変え、扇頂溝は不明瞭かあるいは形成されてもすぐ

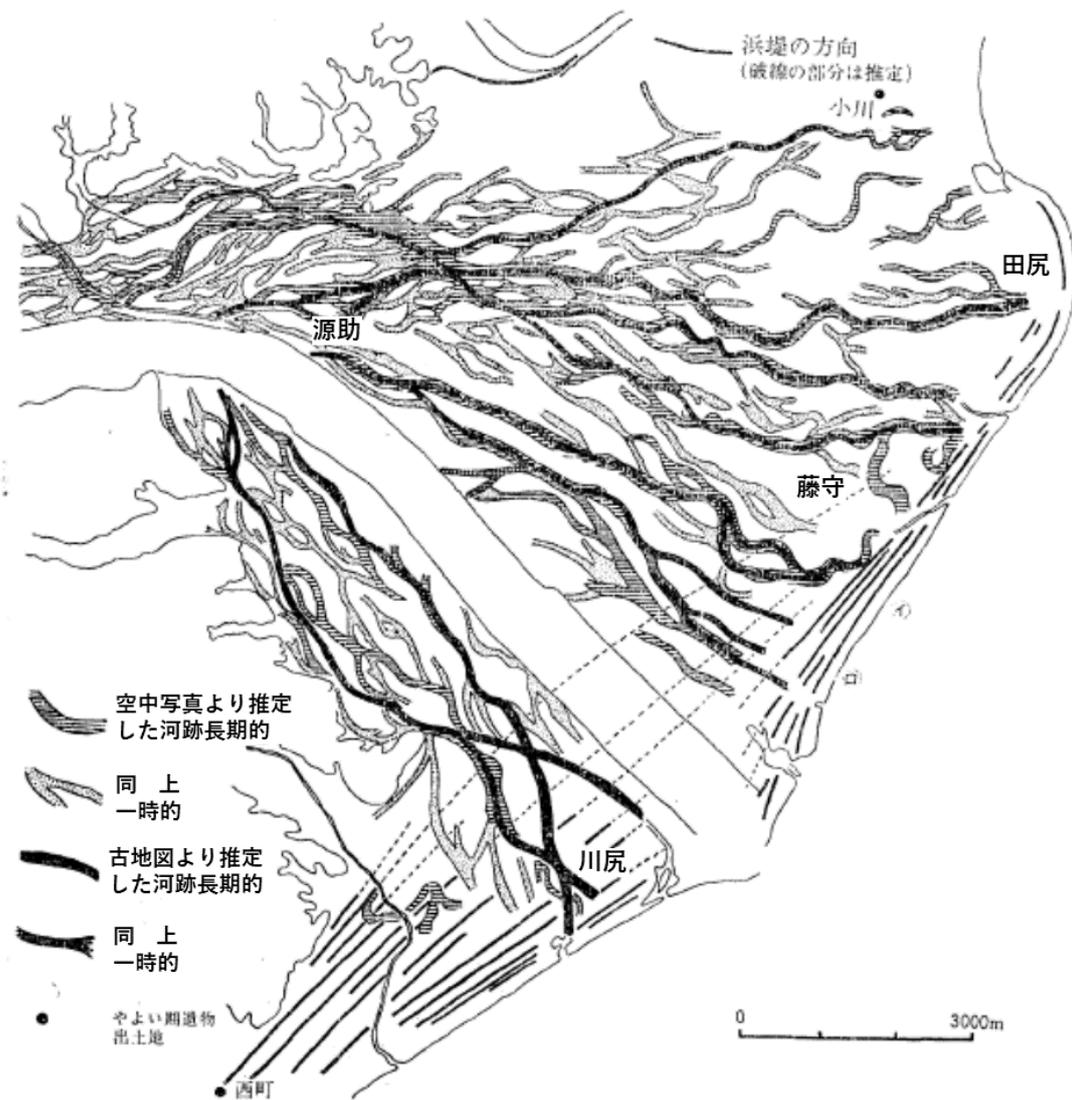


図 4.1.11 大井川の旧流路

(日下(1969)²⁷⁾ が空中写真と古地図から推定された比較的連続性のある旧流路)

に埋積されるか、かつ大洪水時の破堤は扇頂から扇央の主流路だけではなく大きな派川筋に沿って発生したと推測される。それによって、旧流路は扇頂から扇端まで続く明瞭なもの、現河道とそれらの河道沿いに無数に溢れてきた不明瞭な浅い旧流路が分布する。これらの流路形態は、他の4河川ではみられず、大井川の河道だけが首振りの挙動をしていたためであると思われる。従って、大井川は小玉らの実験 (a) の状態に対応して、浅い河道が形成されるため、溢水によって、無数の浅い旧流路を形成し、それに伴って、河道が首振りをしてきたと考えられる。

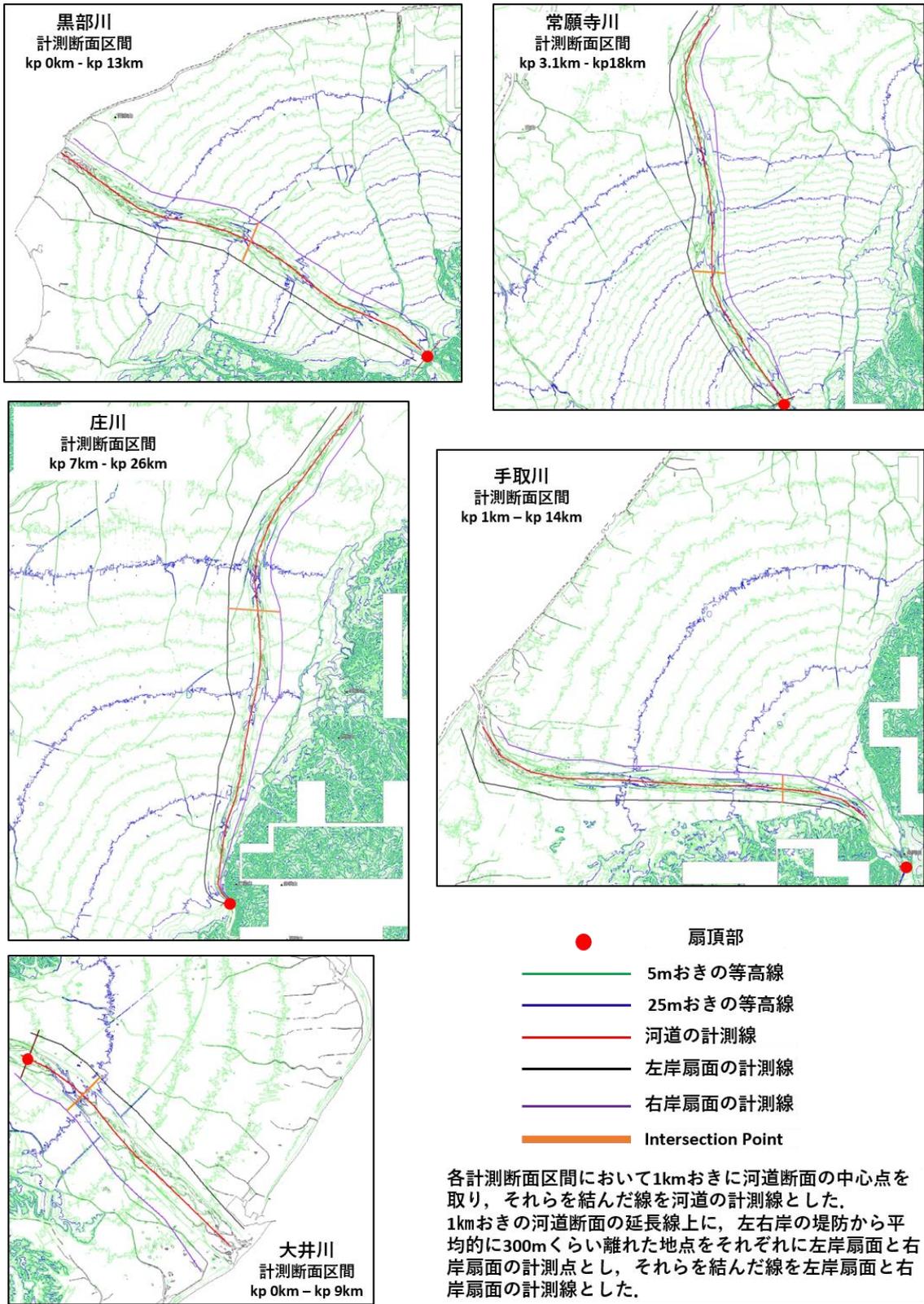


図 4.1.12 対象河川の河道と扇面における縦断面形の計測線(カシミール 3D を用いて 5m の DEM データから等高線を作成した)

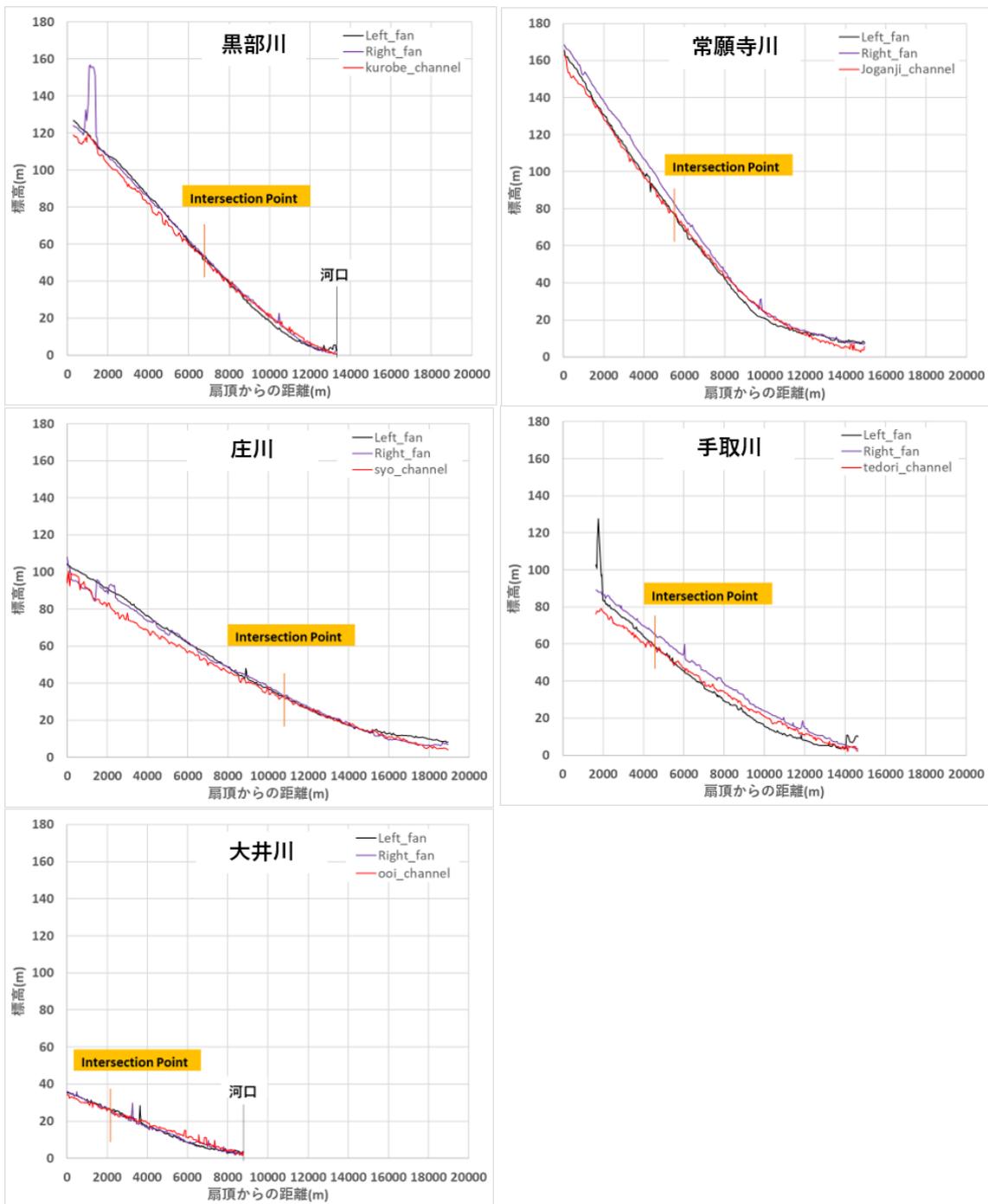


図 4.1.13 対象 5 扇状地の河道と扇面の縦断面形

これまでの説明からわかるように、扇状地における河道の変遷は出水、地殻変動、海水準の変動のような、引き金になる断続的あるいは継続的なイベントに対する河道の応答を反映したものである。ここで、外力に対する河道の応答を規定する因子は、やはり河床材料の粒度組成の特徴だと考えている。そこで、これまで紹介してきた対象河川の河道変遷を踏まえ、小玉ら⁹⁾の実験結果に基づいて、河床材料の粒度組成による対象扇状地の扇頂溝の特徴と旧流路形態の違いについて分析する。まず、対象5河川の扇頂溝の特徴について、説明する。なお、小玉らの実験における扇頂溝の定義は、実験(c)におけるAの「周期的な下刻現象により形成される一本の河道」であるが、一般的に扇頂部で下刻が進むため、河床が扇面より低くなった河道区間を扇頂溝と呼んでいる。従って、本研究は、扇頂部から河床が扇面と同じ高さとなる Intersection Point までの河道区間を扇頂溝とした。しかし、前述したように、各対象河川では扇面上で激しく河道の変遷が生じていたため、扇状地中心部の扇頂から扇端にかけて現河道が流れていることなく、扇頂部から扇側を流れているか、扇頂部から中心線に沿う扇頂溝を流れて、扇央部付近から屈折して、扇側に流れているかのどちらかになる。そこで、Intersection Point となる河道断面を検出するために、図 4.1.12 のように、計測対象断面区間内において、1km おきに河道断面の中心点を取り、それらの中心点を結んだ赤線を河道の計測線とした。そして、これらの河道断面に対応して、左右岸の堤防から 300m くらい離れた地点を、それぞれ左岸扇面と右岸扇面の計測点にし、それらの点を縦断的に結んだ線を左岸扇面の計測線（黒線）と右岸扇面の計測線（紫線）とした。そして、河床の標高が左右の扇面のどちらかの標高と同じになる地点を Intersection Point（オレンジ線）と判断した。次に、図 4.1.13 に示す扇頂溝区間の河床と左右扇面の標高を比較すると、上段の花崗岩流域黒部川と常願寺川では扇頂溝の長さが扇状地河川区間の半分くらいまでである一方、扇面の標高との差が全区間で小さいため、浅い扇頂溝であることがわかる。中段の火山岩流域庄川と手取川では、扇頂溝の長さは扇状地の半分以上の庄川と、半分より短い手取川に分かれたが、その深さは2河川とも3種類の地質の中で最も大きい。最後に下段の付加体流域大井川では、対象河川の中、扇頂溝が最も短く、浅く、不明瞭なものになる。

続いて、扇面上の旧流路形態の特徴を説明する。図 4.1.14 は対象河川の治水地形分類図であるが、分類図の黄色の部分で扇状地の範囲で、青いライン状のものが旧流路である。旧流路の線が太く、色が深いほど、その旧流路が明瞭であることを表している。このような対象河川の旧流路の分布模様と明瞭度の特徴に注目して比較した。但し、常願寺川と手取川は現在用水路となっている旧流路が多いため、図 4.1.14 の治水地形分類図では旧流路として定義されていないようである。そのため、この2河川の旧流路形態は前述した先行研究の水路網（図 4.1.6、図 4.1.9）から特徴を考察した。その結果、対象5河川は流域地質の違いによって、旧流路の密度と分布の位置に大きな違いがみられた。図 4.1.14 左の付加体流域の扇状地河川では、扇面上に短い旧流路がまんべんなく発達している。それとは対比的に、中間の火山岩流域では扇頂から放射状に断続的に扇端まで続く旧流路が形成されている。右の花崗岩流域では、旧流路が主に扇頂溝の河道沿いから放射状

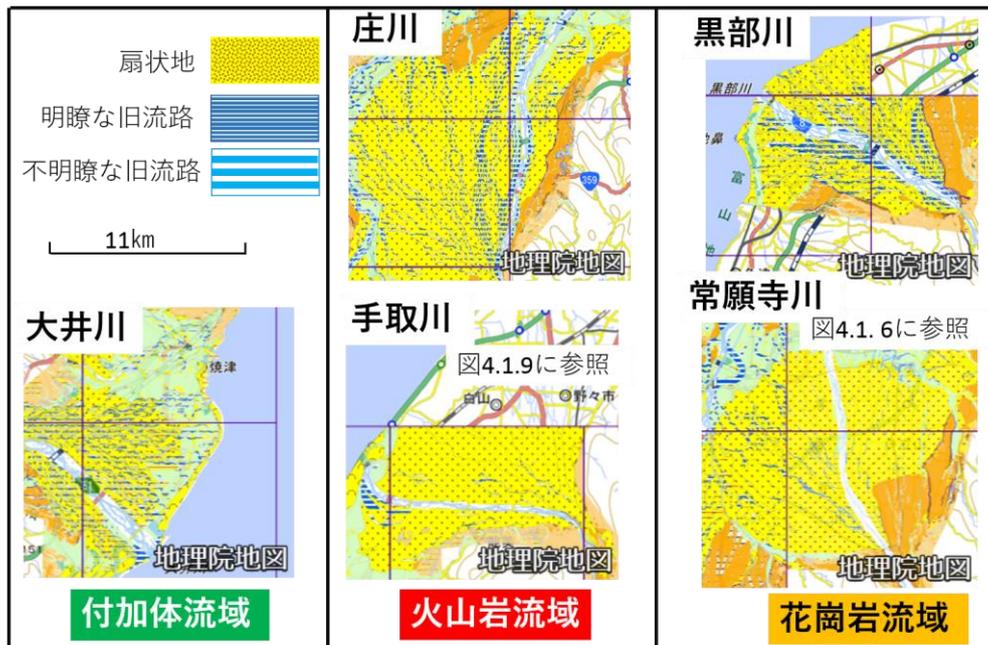


図 4.1.14 対象河川の治水地形分類図(地理院地図を秦(2019)²⁸⁾より編集)

に広がり、密度と長さは3者の中で中程度だと思われる。

最後に、これまで分析してきた扇頂溝と流路形態の特徴の形成について、小玉ら⁹⁾の実験結果と対比しながら説明する。まず付加体流域の大井川は、図4.1.15の付加体流域の特徴のように、旧河道と現河道は扇頂から放射状に扇面を流下する。河床材料の粒度の特性は図4.1.2の実験ケース(a)に対応するが、実験結果によると、浅い河道が形成され、河道に沿って溢水によってできた浅い高密度の旧流路が発達するという特徴がある。すなわち、付加体流域では、浅い河道が形成され、扇頂溝が発達しにくく、扇頂から扇端までの河床と扇面の比高差がほぼ同じく小さいか、河床の方が高いため、河道の首振りが生じやすく、河道沿いから溢れた流れが不明瞭な旧流路を無数に形成すると考えられる。そして、定常流を用いた実験とは異なり、現実の河川では、大出水の時、扇頂部の浅い河道からさらに幾つかの河道に分流して、扇端まで放射状に扇面に分布する。それらの河道も浅いため、河道からの溢水による小さい旧流路も形成され、扇面上にまんべんなく旧流路が分布することになる。流路の変動性が最も大きいこともわかる。次に火山岩流域の庄川と手取川は8割以上が礫の実験ケース、図4.1.2(b)に対応しており、図4.1.15の火山岩流域の特徴に示す通り、扇状地に面状洪水が生じることが多いため、扇頂から放射状な不連続的な旧流路が残る。旧河道と現河道は扇頂から分岐して、放射状になるが、深い扇頂溝が形成されやすいため、各流路に共通の扇頂溝は形成されず、それぞれに扇頂溝が形成されている。旧流路の密度は3者の中最も低く、流路の変動性も最も低い。最後に花崗岩流域の黒部川と常願寺川は図4.1.2(c)のように扇頂溝の消長によって、Aの状態、とBの状態と交互に繰り返して扇状地が発達してきたことが推測される。そして、地形図と扇頂溝の深さの分析結果から、扇頂溝は浅くて、ほぼ扇頂部から扇面の中心部に位置することがわかった。従って、図4.1.15の花崗岩流域のように、扇頂溝の消長によって、その深

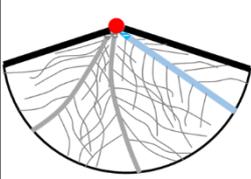
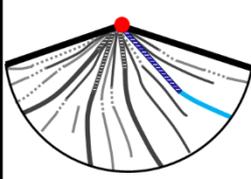
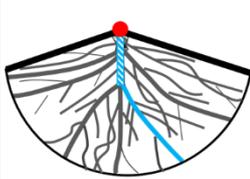
流域地質	付加体流域	火山岩流域	花崗岩流域	凡例
流路形態の模式図				扇頂 ● 旧流路 — 旧河道 — 現河道 — 扇頂溝  各凡例の色の濃さは河道の深さ
河床材料の粒度組成の特性	大礫以上の粒径集団が少ない，砂利集団が多く，粒度が全体的に小さい．	大礫以上の材料が多いが，砂以下の材料が少ない．	大礫以上の材料が多いが，砂の割合も多い．	
旧流路の密度	大	小	中	
扇頂溝の特徴	発達しにくい，不明瞭である．	長いものと短いものがあるが，深いため，新旧河道はそれぞれに有する．	扇頂から扇面の中心に位置が固定するままで，消長するため，比較的浅く，新旧河道に共通されるものになる．	
流路形態の特徴	旧河道と現河道は扇頂から放射状に扇面に流下する．これらの河道に沿って溢水によってできた浅い高密度の旧流路が発達する．	旧河道と現河道は扇頂部から分岐し，それぞれに扇頂溝を形成し，放射状に扇面に流れている．扇状地に面状洪水が生じることが多いため，扇頂から放射状な不連続的な旧流路が残る．	現河道と旧河道は扇頂部から共通な扇頂溝を真っ直ぐに流れてから，屈折して扇面の中心線から離れるように扇端まで放射状に発達する．小さい旧流路はこれらの新旧河道の沿いからまた放射状に呈する．	

図 4.1.15 流域地質別の扇状地における流路形態の特徴



写真 4.1.1 扇頂から放射状な河道が発達する Tater Creek 扇状地(Schumm ら(1987)²⁹⁾)



写真 4.1.2 扇頂から共通の扇頂溝を持つ Morgan Creek 扇状地(Schumm ら(1987)²⁹⁾)

さと長さは変化するものの，位置と向きはほぼ変わらない．そのため，すべての新旧河道は同じ扇頂溝を通るようになり，扇頂溝の位置はほぼ扇面の中心部に固定される．従って，扇頂溝沿いから放射状の旧河道が残り，現河道と旧河道は同じ扇頂溝から扇面のいろんな方向に向かって流下するため，新旧河道は真っ直ぐな扇頂溝から屈折して扇面の中心線から離れた方向に発達する．小さい旧流路はこれらの旧河道沿いから放射状に広がっており，密度は3者の中では中程度である．なお，ここで説明した共通の扇頂溝の有無による扇面上の河道線形の特徴は河道の整備などのない，自然状態の**写真 4.1.1 Tater Creek 扇状地**と**写真 4.1.2 Morgan Creek 扇状地**からも，確認できる．

4.2 河床形態の変動特性と河床材料の粒度組成との関係

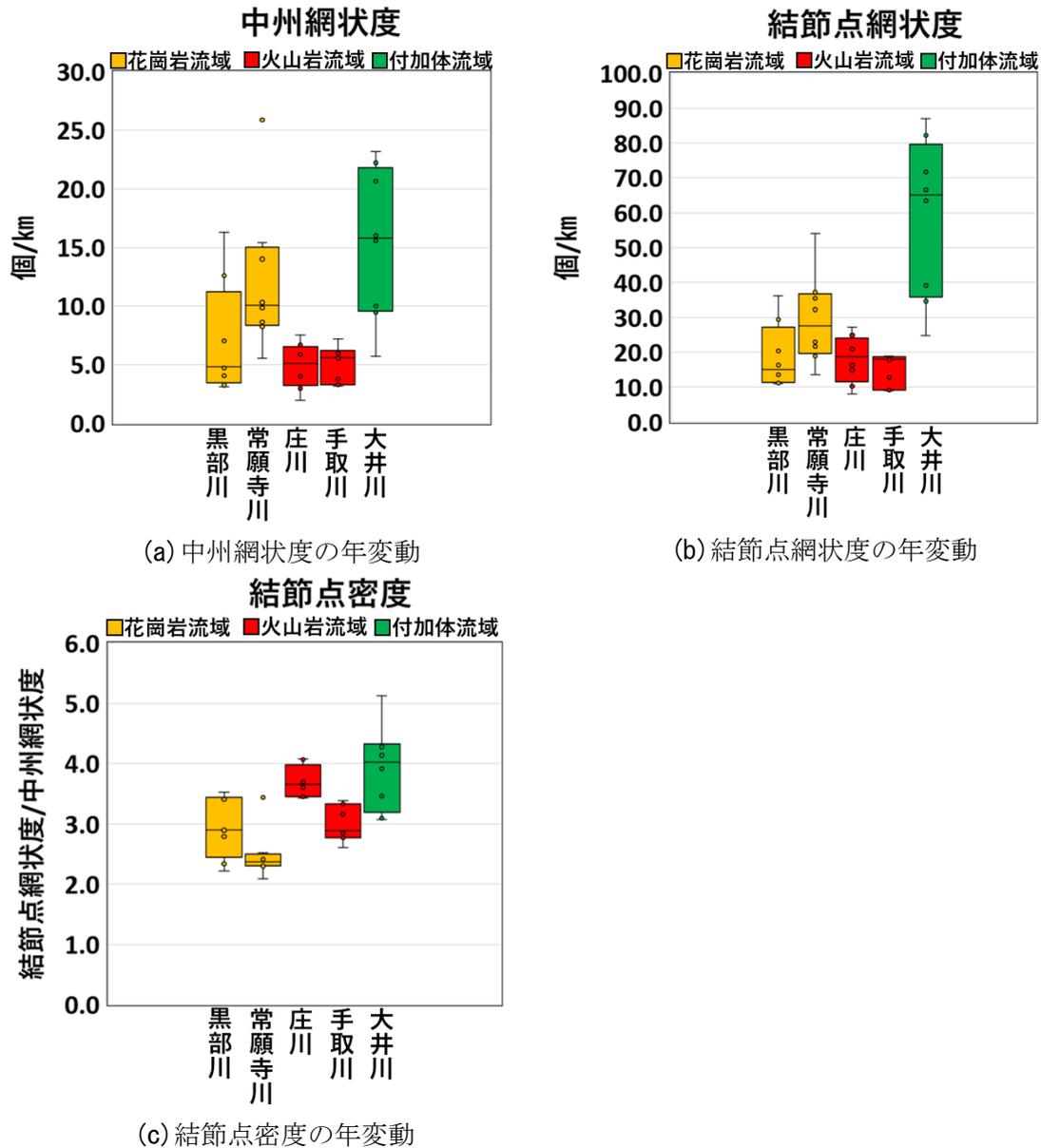


図 4.2.1 網状度 3 指標の年変動(1940 年代~2010 年代)

前節では、地質に起因する河床材料の粒度組成が、扇状地上の河道の変動特性に及ぼす影響について分析したが、ここからは、河床形態の特徴及び変動特性に及ぼす影響を分析する。ここで、河床形態の特徴及びその変動特性を評価するために、2章で説明した中州網状度と結節点網状度および結節点密度の3指標(図 2.3.4)を用いる。

まず、対象 5 河川の扇状地区間における、1940 年代から 2010 年代までの河床形態の年変動を分析する。具体的には、各対象河川の 1940 年代から 2010 年代までの空中写真を、出水時と工事中の写真を避けつつ、約 10 年間隔で一枚ずつ写真を選定して、扇状地河道区間全域を対象に、各年代の中州網状度、結節点網状度と結節点密度を計測した(解析に

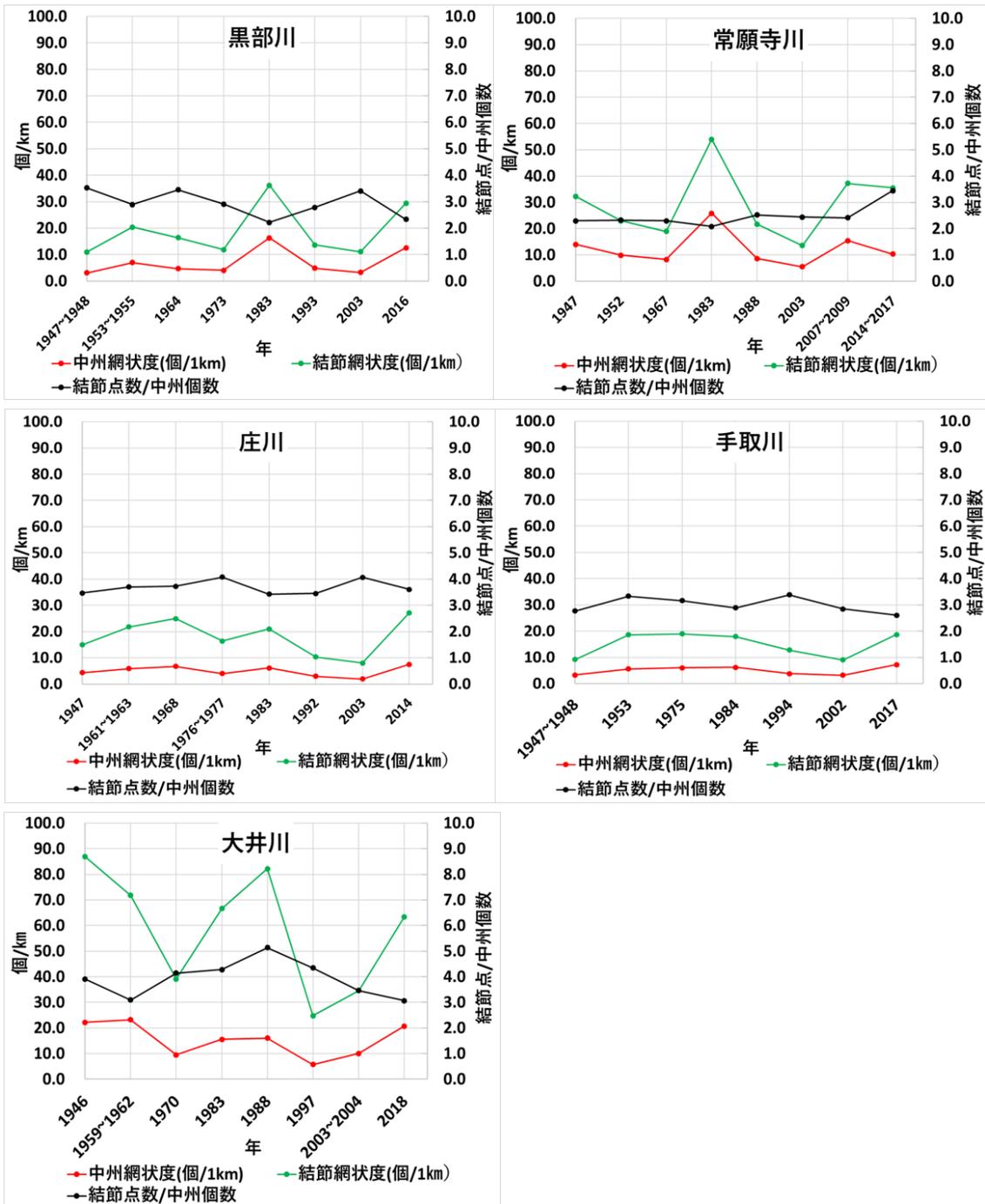


図 4.2.2 対象河川における河床形態 3 指標の経年変動 (秦(2019)²⁸⁾)

用いた空中写真は付録 1 の空中写真を参照)。また、選定された写真はほとんど 4 月から 10 月に撮影されたものであり、出水時と工事中の写真を除けば、おおよそ平水時における河道内の状況を表しているものと仮定した。図 4.2.1 の (a), (b), (c) は、それぞれ各対象河川の中州網状度、結節点密度と結節点密度の年変動を示している。これによると、3 指標ともに、変動の大きさは付加体流域 (大井川) >> 花崗岩流域 (黒部川, 常願寺川) >

火山岩流域（庄川，手取川）の順になっており，流域地質に応じて異なる変動性を示した．これらの河床形態を示す指標の変動は，もちろん出水にも大きく影響される上，各対象河川は40年代から約70年間にわたって，ダム，砂防，および護岸などが整備されており，出水や土砂供給の条件も大きく変化したと考えられ，人為的な影響も無視できない．しかし，図4.2.2に示す3指標の経年的な変動傾向を見る限り，各指標の値はある範囲で変動しており，この70年間に大きな出水があったり，河川整備がなされたりしたとはいえ，それにより傾向が変化したとは考えにくく，少なくともここ10年では河床形態の変動特性に大きな変化が無いように見受けられる．一方，各河川の解析に用いた各年代の空中写真（付録1）から，80年代を境に砂州表面の様子が大きく変化している様子が見取れる．80年代以前の砂州は裸地あるいは草本が一部を覆うような状態であったものが，80年代以降になると安定した植生域が形成されている．特に大井川以外の4河川では樹林化するに至っており，かなり安定な植生域が見られる．すなわち，80年代以降の河床はそれ以前より安定し，河床の変動特性が大きく変化したと言える．

こうした植生域の大きな変化は，河床形態の経年変動がある範囲内に収まっていることと矛盾しているようにも聞こえる．しかし，これに関しては，本研究で分析している河床形態の変動と砂州の植生化では，それぞれの現象を規定する流量規模が異なることに起因すると考えている．すなわち，図4.2.2で見られる変動周期はおおよそ20年から30年である．そのため，それに影響する流量規模は回帰年数が20年の出水に対応するとは言えないにせよ，少なくとも，平均年最大流量よりは遥かに大きい流量だと考えるのが妥当である．一方，植生域の安定化は，砂州が裸地から草本の拡大，その後さらに樹林化という変化を示すことから，草本の拡大を食い止めるには，1年から2年に一回，砂州を裸地に回復できるような出水が重要であり，平均年最大流量に規定される現象である．つまり，これらの対象河川においては，回帰年数が20年くらいの洪水であれば河床を十分に攪乱できるものの，平均年最大流量くらいの中規模出水による河床に与える攪乱は期待できなくなっているようである．

ここで，1年から2年に一回，あるいは，平均年最大流量（2～3年確率流量³⁰⁾と述べたが，実河川の河床形態に規定する流量についてももう少し検討しておく．まず流量と河道の断面形の形成との関係を簡単に説明する．地形学の分野ではBankfull Discharge（低水路満流流量）が，自然河道の低水路断面形の支配流量となることを多くの実河川の分析から明らかにしている．しかし，河川工学分野では支配流量と河道断面形成との関係に関する物理機構を知ることが重要となる．そのため，流量と流砂量の関係が注目され，掃流砂の輸送率が最も高くなる流量を Q_E ：Effective Discharge³¹⁾と定義している．その流量規模を分析した結果， Q_B ：Bankfull Dischargeと同程度規模の流量³¹⁾($0.98 < Q_E/Q_B < 1.31$ ³²⁾)で，確率年数は1.18年～3.26年³³⁾，平均的には確率年数が1.5年程度の洪水である³⁴⁾ことが解明されている．これらは，日本と異なる気候や地理環境にある海外の河川を対象に分析された結果であるが，山本³⁰⁾は，日本の沖積河川における平均年最大流量は2～3年確率流量の洪水に対応するとし，上記Bankfull Dischargeと同規模で実河川における砂州や河道の平

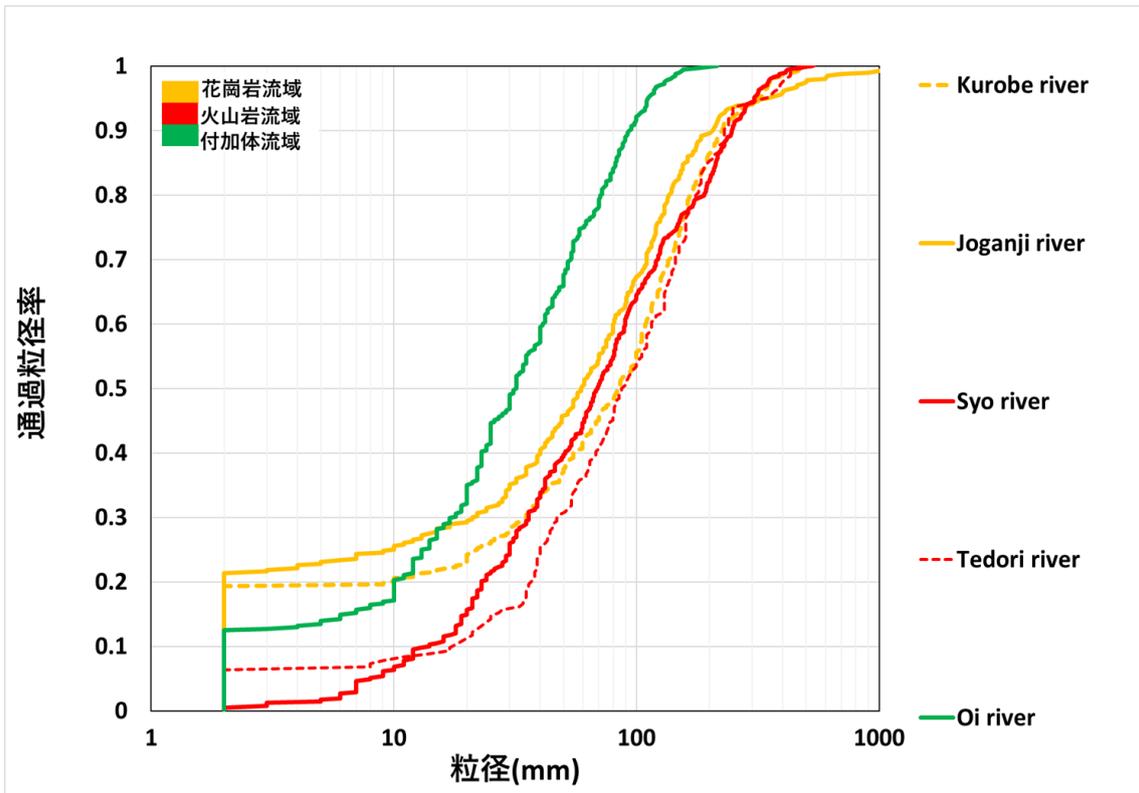


図 4.2.3 対象河川の扇状地河道における河床材料の粒径加積曲線

面形状を平均年最大流量で整理すると水路実験の結果とよく整合するとしている。したがって、各河川の平均年最大流量がそれぞれの河床形態を規定する流量とした。

なお、本研究は流量と河床材料と河床変動の三者の関係を以下のように考えた。出水イベントは河床の変動を引き起こす決定的な因子であるが、このように流量という外力の変化に対して、河床の変動を含む河道がどのように変動するかは河床材料の粒度とその組成によって異なる。具体的に、粗粒分の大きさと割合が河床の変動性を規定しており、粗粒分が大きい、あるいは多くなると河床の変動が生じにくく³⁵⁾、特に網状流路の河床形態においては、中小規模の出水でも代表粒径クラスの土砂が十分に移動できるが、それだけでは河床に大きな変動が生じにくく、結局粗粒土砂 (D_{90} 程度) の移動状態によって河床変動が規定される³⁶⁾ことが数値計算と水路実験から解明されつつある。これらの知見を踏まえ、付加体流域、花崗岩流域、および火山岩流域の扇状地河川の河床材料の粒度組成 (図 4.2.3) に応じた河床形態の変動特性がみられるものと考えられる。付加体流域の大井川は河床材料には、大礫以上の粒径集団のように移動頻度が少なく安定した材料がすくなく、粒径が比較的小さい砂利が主要な材料となるため、頻度の高い中小規模の出水でも河床が活発的に変動するものと考えられる。それと対比して、火山岩流域の庄川と手取川では、大礫以上の材料が集中しており、かつ砂が非常に少なく、アーマールコートのような河床が形成されやすいため、大きい出水がない限り、砂州が変形・移動しにくく、経年的な変動が小さいことは理解できる。そして、花崗岩流域の黒部川と常願寺川は、粗粒分の分

布は火山岩流域とほぼ同じ特徴を持つが、砂が約 20%で、礫間の隙間がほぼ砂によって埋まっているため³⁷⁾、礫の輸送率は低減される。しかし、河床の粗度が低くなることによって、礫が一旦動き出すと、より速く、長距離に移動することになる^{37), 38), 39)}。結果として、地形の変動は砂の量が低い礫河床より大きくなると推測される。

これらの特徴は、4.1 で述べた扇状地の河道形状とも対応しているように見える。すなわち、礫径の小さな付加体の河川では、浅くて不明瞭な旧流路群が見られた通り、一つ一つの河道も不安定である。一方、礫径の大きな火山岩の河川は、それぞれに扇頂溝を有する明瞭な旧河道が扇頂部から放射状に広がっており、河道自体は安定している。そして、花崗岩の河川がその中間で、比較的安定した河道を形成するものの、時にそれは不安定になる。

4.3 扇状地河道における粒度・勾配・川幅の縦断変化

次に各扇状地河川の河道特性に見られる縦断変化について分析する。

4.3.1 河床材料の縦断変化

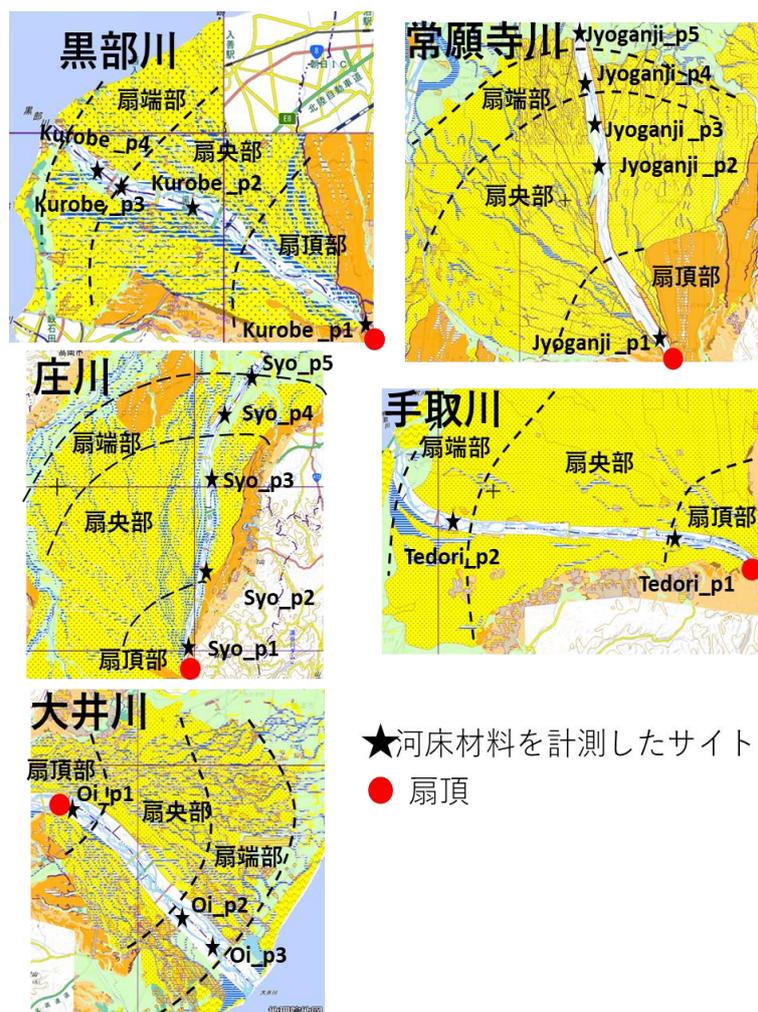
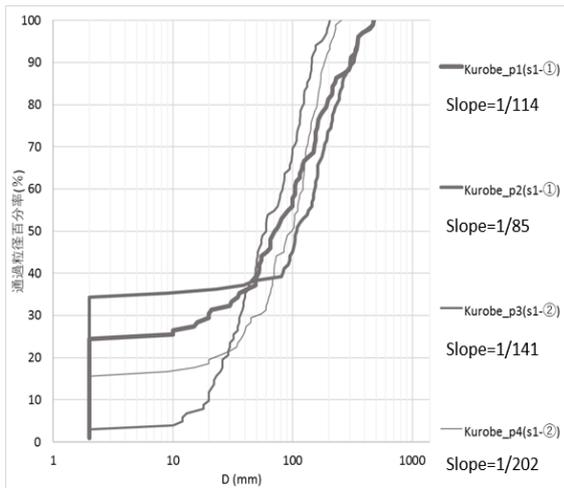
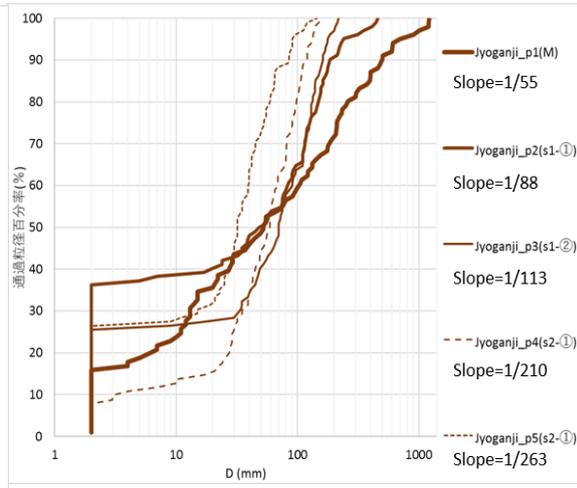


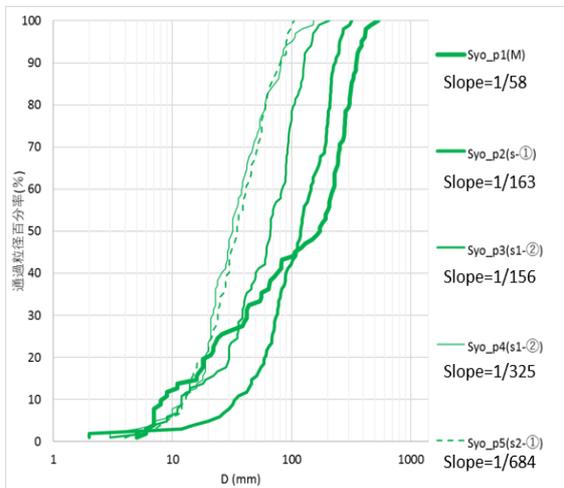
図 4.3.1 河床材料を計測したサイトの位置



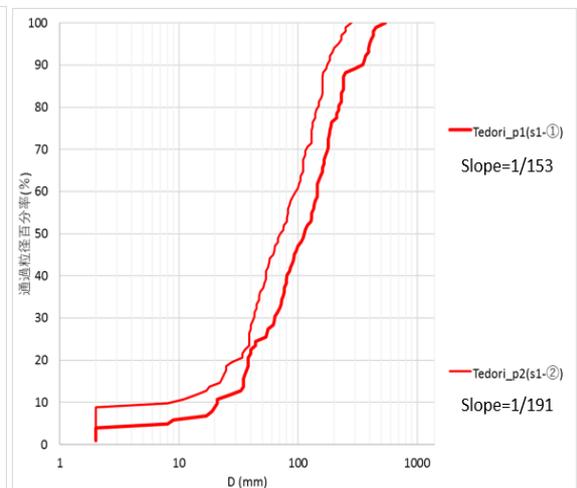
(a) 黒部川



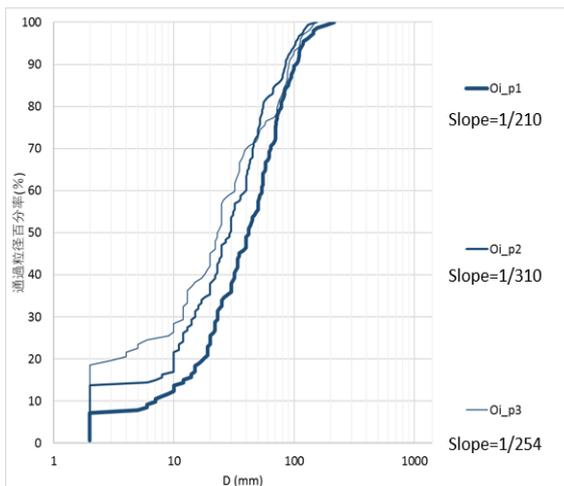
(b) 常願寺川



(c) 庄川



(d) 手取川



(e) 大井川

図 4.3.2 対象河川の各サイトにおける河床材料の粒径加積曲線 (秦(2019)⁴⁰⁾

図 4.3.1 に示す対象 5 河川の扇状地区間において、計 19 サイトの河床材料を計測した。それらの河床材料の粒径加積曲線を図 4.3.2 の (a) – (e) に示している。図 4.3.2 を見ると、常願寺川の jyogANJI_p1 と庄川の syo_p1 という 2 サイトは、扇頂部に位置しており、他のサイトに比べて、粒度分布の幅が広く、多様な粒径を含んでいる。これに関して、原田ら⁴¹⁾が示したセグメント M における河床材料の粒度分布の標準偏差は 1.2 程度で、セグメント 1 ではそれより小さいことも考えると、扇状地というよりは山間部に近い粒度分布であることがわかる。また、河床勾配もそれぞれ 1/50 と 1/58 であり、セグメント 1 (河床勾配は 1/400~1/60) の定義⁴²⁾よりも急である。そのため、これらは扇状地上にあってもセグメント M の河道の延長であるとみなす。すなわち、山間部の河川ではなくても、扇頂部の河床材料や河床勾配などの河道特性はセグメント M になることがある。そして、この 2 サイトを除く他の 17 サイトでは、河床勾配と河床材料の粒度からみれば、すべて典型的なセグメント 1 かセグメント 2-①の諸元⁴²⁾となっている。このように、扇状地河川の河道特性は概ねセグメント 1 の河道特性と対応するものの、河川によって、セグメント 1 の河道だけではなく、上流側の山地河道と結合する扇頂部ではセグメント M 河道、下流側の蛇行原に遷移する扇端区間ではセグメント 2-①河道となり、扇状地の上に複数のセグメントが存在することがある。こうした複数のセグメントからなる扇状地の河道において、粒度分布が上下流にどのように変化するかについて検討する。図 4.3.2 に示すサイトの名前は上下流の位置関係がわかるように、上流から小さい順に番号をふっている。5 河川における各サイトの河床材料の縦断変化を比較すると、流域地質の異なる河川間では、河床材料の縦断変化にも異なる特徴がみられた。まず、図 4.3.2 (a) と (b) の花崗岩流域の黒部川と常願寺川は、下流へいくにつれ最大粒径級の粒子が小さくなっているが、砂の割合が他の地質からなる河川より多いため、サイト間で砂の割合の変動がある。しかしそれは、流下方向に一律に減少あるいは増加することがなく、高い割合を保持する傾向を示した。続いて、(c) と (d) の火山岩流域庄川と手取川は、上流から下流にかけて、河床材料の粒径加積曲線の形状が似ており、同じ分布形を保持するように、グラフの粒径の小さい方へシフトしていく様子が見て取れる。いわゆる典型的な Downstream Fining が生じている。最後に (e) の付加体流域の大井川では下流に向かって、砂の量が増える傾向がみられ、これによって代表粒径 D_{60} が小さくなっているが、 D_{85} 程度以上の粒子の大きさは変化しておらず、縦断的な河床材料の分級が生じていなかった。つまり、 D_{85} 程度以上の粒径集団は上流から下流までずっと同じ大きさの粒径集団になっており、最小粒径集団の砂の割合が増加することによって、見かけの Downstream Fining が生じているが、河床材料の粒度幅が変化しない。

これらの状況を踏まえると、以下のようなシナリオが考えられる。まず火山岩の河川に見られる分級が基本となる。すなわち、いずれのサイトでも D_{80} ~ D_{90} 程度以上の材料が骨格となって、それに応じた粒度分布を作っている。そして、流下に伴って、ある場所での大きさのものが見られなくなり、少し細かくなった D_{80} ~ D_{90} を骨格とした粒度分布になる。そのため、全体的に粒度が細かくなる。しかし、花崗岩ではここに砂が含まれ、すでに解析したように材料 s である砂は、流下方向に傾向が変わることはない。そのため、 D_{80}

～D₉₀ 程度以上の材料は徐々に細くなるが、それ以下の粒度分布には流下方向の変化が見られない。一方、付加体の大井川は骨格となる D₈₀～D₉₀ 以上がそもそも小さく、上流から下流にかけてその大きさを減ずることがない。今回は特に D₈₅ 以上の分布がそろっていた。そのため、粒度は全体的に変わらないが、ここでも砂の割合は地点間によって異なっている。ただし、花崗岩流域とは異なり、砂割合が下流に向かって増えていくのは、大井川の扇状地が全体的に緩勾配であることが影響しているかもしれないが、定かではない。

4.3.2 河床勾配の縦断変化

続いて、河床勾配の縦断変化に着目する。河床勾配は河道の中心線に沿って、200m おきに、河床の標高を計測し、各地点の上流 1km 地点の標高との比較で算出された。その縦断的な変化を図 4.3.3 に示している。点線は各地点の河床勾配の縦断変化を表しており、実線はこの勾配変化に合致する指数曲線である。本来、河川の縦断面形は 1 本の指数曲線によって表すことが多いが、谷津^{43),44)}は、日本の平野部に流れる河川の縦断面形には、勾配の不連続点が存在し、1 本の指数曲線では表せないことを指摘している。そして、その不連続点の上流側の河床材料は礫、下流側は砂となる特徴がある。さらにその原因については、岩石の崩壊過程で 2～4mm の土砂が生産されにくいため、これらの粒径に対応した勾配を持つ河道が形成できず、勾配の不連続点が生じると説明している。なお、谷津の指摘した勾配の不連続点は、河床材料の主要な材料が礫から砂に変化する場所を指しているが、本研究の対象河川では最も河床材料が細かい s2-①の区間においても、主要材料は礫であって 4mm よりも大きい。そのため、谷津の指摘した河床勾配の不連続点は、本研究の対象区間よりもさ

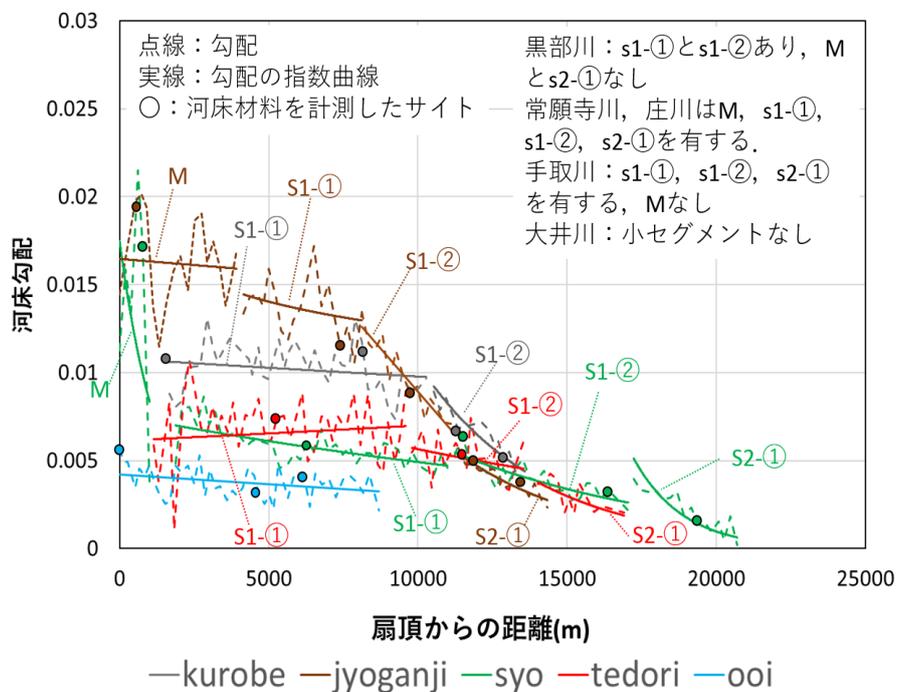


図 4.3.3 対象河川の河床勾配の縦断変化 (秦(2019)⁴⁰⁾に加筆)

らに下流側にある、s2-①から s2-②への遷移地点ではないかと思われる。しかし、本研究の対象河川はすべて扇状地区間を流れているにも関わらず、図 4.3.3 からわかるように、勾配の不連続点が形成されていることが多い。よって、これらの勾配不連続点によって、セグメント 1 をさらに s1-①と s1-②の 2 小セグメントに分ける。ただし、大井川の扇状地河道だけ小セグメントがみられず、それ以外の 4 河川は、セグメント M と s2-①の河道区間を有するかどうかの差はあるが、すべてセグメント 1 には、小セグメント s1-①と s1-②が存在する。そして、セグメント M の区間を除いて、s1-①、s1-②と s2-①の小セグメントにおける勾配の変化傾向は、4 河川で共通の特徴を示していた。s1-①の勾配は地点ごとの変動幅が大きいものの、3 つの小セグメントの中では、流下方向の減少率が最も小さく、ある値の付近で安定する傾向がある。また、s1-①の勾配は、ある一定値付近での変動であるのに対し、s1-②は勾配が一定率で減少していき、s2-①になるとその減少率が一層大きくなった後、勾配がある値に漸近するように低下する。

4.3.3 川幅の縦断変化

次に、流下方向における川幅の縦断変化を分析した。その結果、小セグメントごとに、川幅の縦断変化にも共通の特徴がみられた。図 4.3.4 と図 4.3.5 に示す赤点線は各小セグメントにおける川幅の変化を示す一次線形近似線であり、水色の点線は図 4.3.3 の勾配変化を近似した指数曲線である。セグメント M の区間も含め、扇頂部の s1-①区間では、赤

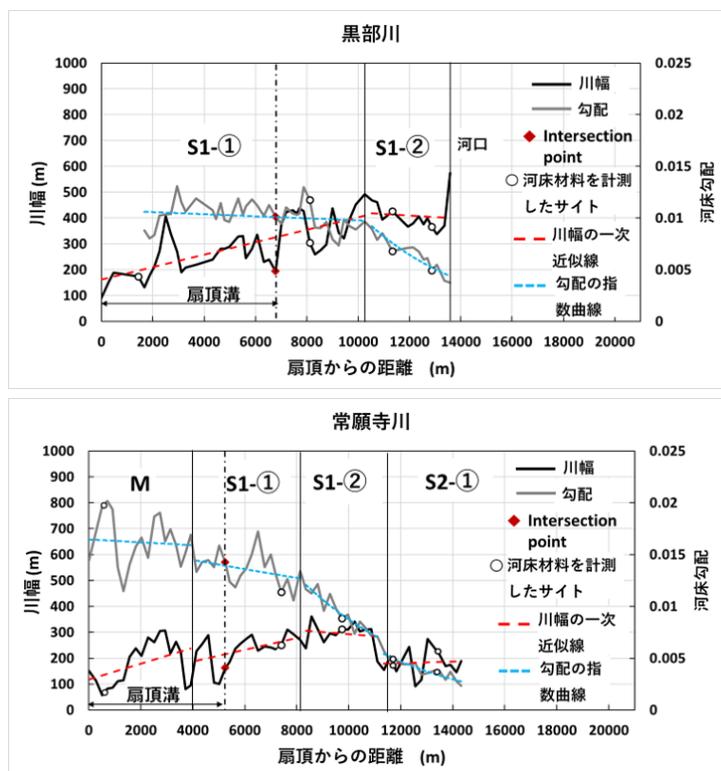


図 4.3.4 分級のある対象河川における川幅および勾配の縦断変化
(浅い扇頂溝を有する河川)

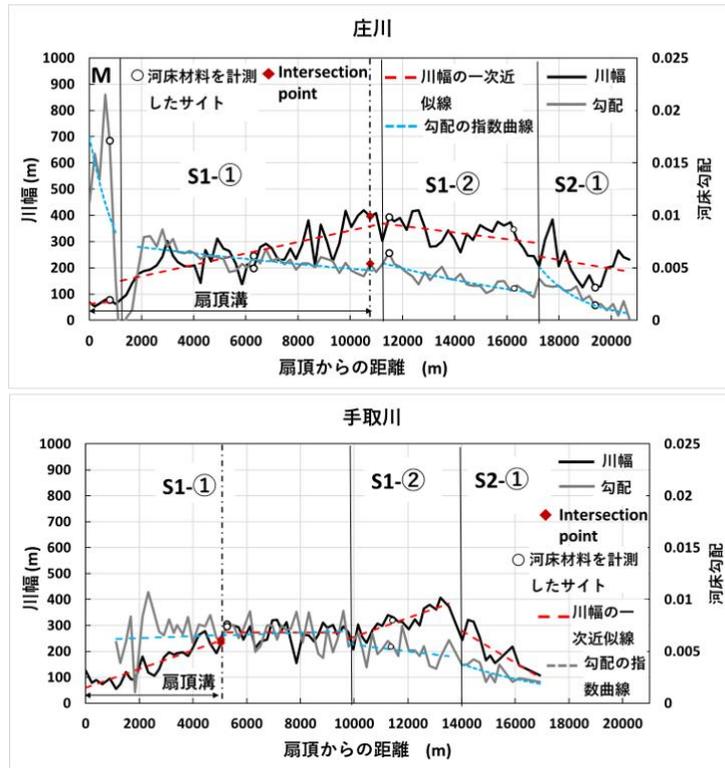


図 4.3.5 分級のある対象河川における川幅および勾配の縦断変化
(深い扇頂溝を有する河川)

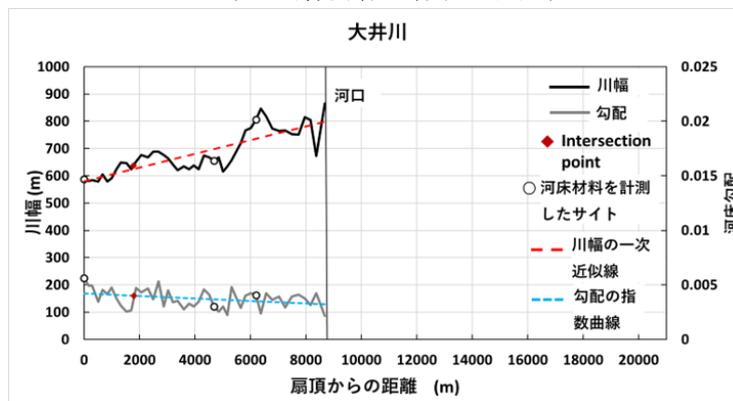


図 4.3.6 分級の無い大井川における川幅および勾配の縦断変化
(扇頂溝が発達していない河川)

点線が右上がりに増加する特徴を示している。一方、その下流の s1-②では川幅の変化が異なる傾向を示し、川幅が扇状地区間で最大になる。最下流の s2-①においては、扇状地の範囲に属する河道長が短く、川幅の変化傾向を十分読み取ることができないが、川幅最大の s1-②区間から s2-①へ遷移すると、急激に川幅が減少するという特徴は共通してみられた。なお、4.1 で示したとおり、この 4 河川の s1-①に含まれる扇頂溝の深さは、図 4.3.4 の 2 河川は浅く、図 4.3.5 の 2 河川は深いという、異なる特徴が見られた。しかし、4 河川の s1-①区間の川幅と河床勾配の変化を比較すると、勾配は扇頂溝の深さと関係なく、s1-①で同じ傾向を有している。ただし、浅い扇頂溝を有する図 4.3.4 の黒部川と常願寺川

においては、扇頂溝の長さに関係なく、s1-①の末端まで川幅が一定率で増加するのに対し、深い扇頂溝を有する図 4.3.5 の庄川と手取川においては、s1-①での川幅が一定率で増加する区間は扇頂溝の存在する範囲と合致する。特に手取川では、扇頂溝区間では川幅が一定率で拡大するものの、扇頂溝を通過した後の s1-①の後半は、扇頂溝末端の川幅を維持したまま s1-②へ接続しており、いわば s1-①から s1-②への移行帯のような区間が存在する。また、庄川の s1-①は、ほぼ扇頂溝区間と一致する。そして、図 4.3.6 の扇頂溝が発達しにくい大井川も、浅い扇頂溝の 2 河川と同様に、扇頂から河口まで川幅が増加していることがわかる。すなわち、扇頂溝が明瞭な場合には、扇頂溝の末端から、s1-②の始点までの間に遷移区間が存在する。

このように、川幅の縦断変化と、すでに明らかにした粒径分布および勾配の縦断変化には対応がみられた。しかしながら、両者の間の関係についてはここでは不明であり、流下土砂の総量なども加味した考察が必要になる。また、扇頂溝との関係についてもはっきりしたことはわからなかったが、扇頂溝区間はほぼ全区間 s1-①に属しており、両者の形成メカニズムが類似のものであることを示唆するものである。

4.3.4 小セグメントの形成機構

図 4.3.2 (a) - (d) に示す小セグメントの形成がみられた 4 河川の河床材料の縦断変化と、図 4.3.3 に示す各河川の上流から下流にかけての河床勾配の縦断変化を比較する。すると、河床勾配の変化を表す指数曲線が一つ下流側の勾配を表す指数曲線へと変化すると、それより上流側で $D_{80} \sim D_{90}$ 程度以上となっていた粒径集団が見られなくなる。すなわち、上下流で $D_{80} \sim D_{90}$ 程度以上の粒径集団に変化が見られない、黒部川の P1 と P2、および P3 と P4、そして、大井川全区間の中では、勾配の不連続点が出現せず、黒部川の P1 と P2 が s1-①、P3 と P4 が s1-②となり、大井川は小セグメントが形成されていないことになる。そして、やはり D_{85} 程度以上の粒径集団は全川にわたって変化が無い。よって、最小粒径集団の材料 s となる砂の割合が増加することによって代表粒径が小さくなることはあるが、結局、 $D_{80} \sim D_{90}$ 程度以上の粒径集団が停止しないと、次の小セグメントを形成しないと推測した。

ここからは、平均年最大流量時に、各小セグメントにおける代表粒径の無次元掃流力の変化と、縦断の勾配不連続点の形成を規定する材料 m の無次元掃流力の変化を分析し、小セグメントの形成を検討した。

図 4.3.7 は、対象河川の各小セグメントにおける計測サイトの平均年最大流量時、代表粒径 D_{60} に対する無次元掃流力を示している。まず、常願寺川と庄川の扇頂部で形成されたセグメント M の河道区間の河道特性は、下流側のセグメント 1 や s2-①の河道とは大きく異なり、粒度分布の幅がセグメント 1 とセグメント 2 における小セグメントに比べて非常に広く、 D_{60} に対する無次元掃流力は、無次元限界掃流力 0.05 より数倍大きい特徴である^{41) 42)}。但し、山地河道のため、一般的にその河床材料は流れの運搬作用によって供給されるもの以外に、土砂崩れやがん壁の崩れなどの非河成作用によって供給される土砂が

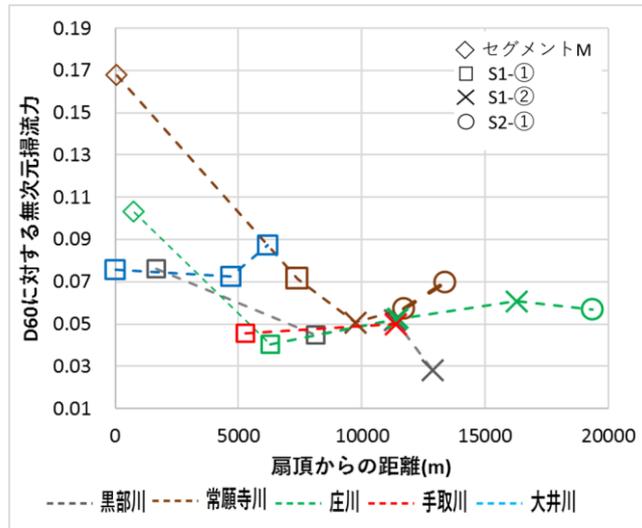
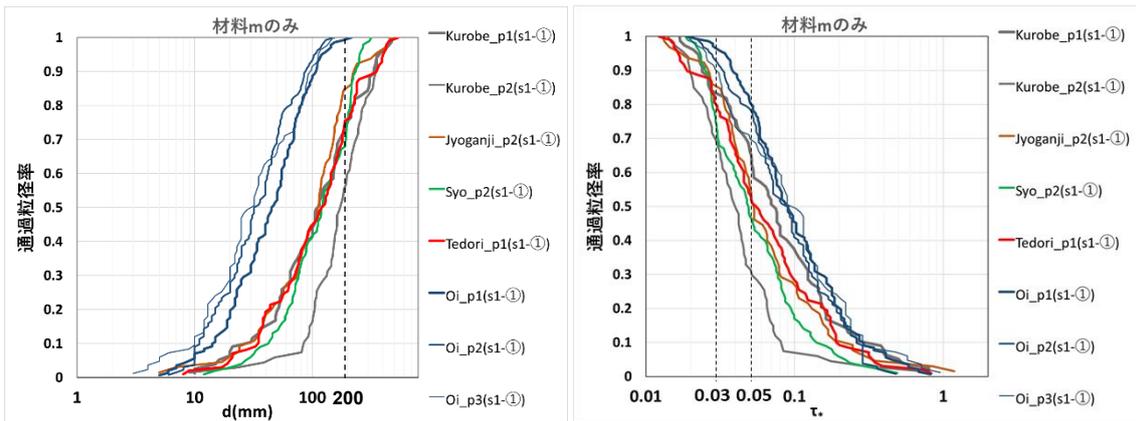
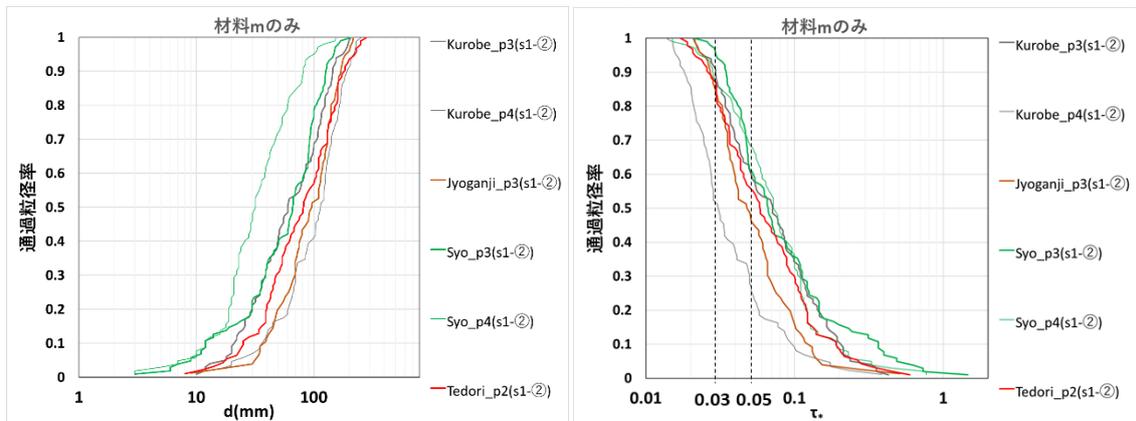


図 4.3.7 各サイトにおける平均年最大流量時 D_{60} の無次元掃流力
(秦 (2019) ⁴⁰⁾に加筆)

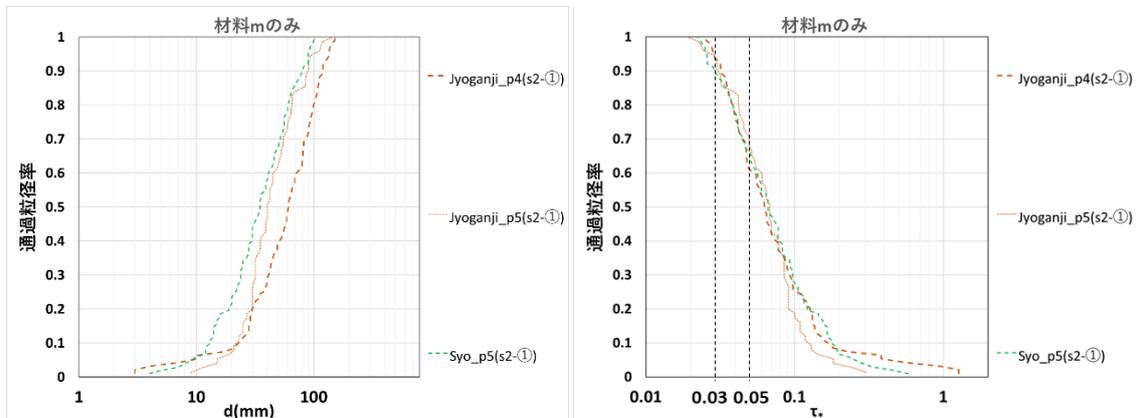
あるため、ここでは、流れの作用によって形成した材料 m に関する掃流力の検討を行わず、これ以降の沖積河川に属するセグメント 1 とセグメント 2 に属する小セグメントのみに検討した。従って、その次の小セグメントは、図 4.3.3 の勾配の縦断変化からわかるように、黒部川、常願寺川、庄川、手取川のセグメント 1 区間では $s1-1$ と $s1-2$ といった小セグメントが形成されている。 $s1-1$ では、 U_*^2 はほぼ同じ程度 $1000\text{cm}^2/\text{s}^2$ になるが、砂集団の割合によって、 D_{60} の粒径が大きく異なってくるため、同じ $s1-1$ の河道でも、砂の少ない、 D_{60} が大きくなる火山岩流域では限界掃流力をやや下回り、砂の多い、 D_{60} が小さくなる花崗岩流域では限界掃流力より大きくなる。一方、図 4.3.8 の (a) に示す $s1-1$ の材料 m のみの粒径加積曲線とそれらの粒子に対する無次元掃流力の加積曲線を見ると、 D_{m80} 程度の 200mm を超える巨礫集団に対する無次元掃流力は 0.03 前後で、平均年最大流量程度ではこのような巨礫集団が局所的に移動することはあっても、流路全体で移動することはないと考えられる。この状態では、 D_{m80} 以上の巨礫集団となる材料は $s1-1$ 区間では移動しない骨格材料となる。このような巨礫は、存在割合自体は少なくとも河床の骨格を作るため、勾配の低下を妨げる (図 4.3.4, 図 4.3.5 に参照)。勾配がこの区間で安定する。逆に 200mm 以下の材料はこの区間を通過する。その下流の $s1-2$ 区間にさしかかると、平均年最大流量時に 100mm 程度の全河床材料の代表粒径がぎりぎり移動する状態になり (図 4.3.7 の $s1-2$ のサイトに参照)、図 4.3.8 の (b) より、 $100\sim 200\text{mm}$ の D_{m80} 程度の材料はこの区間で無次元掃流力が 0.03 程度になるため、移動しない、 $s1-1$ の骨格材料より一段小さくなる大礫となるが、同じく骨格構造が形成されている。従って、 $s1-2$ では、平均年最大流量以上で時折移動することはあっても、代表粒径以上の材料 ($100\sim 200\text{mm}$ 程度) が上流から順次停止し始めて、河床の骨格材料となる。そして、骨格となる材料の大きさが徐々に小さくなるに伴って勾配が緩くなるが、それにつれ、動きにくくなる材料の粒径が細かくなり、結果として動きにくくなる材料の割合がどんどん増加する。そのため、多く



(a) s1-①



(b) s1-②



(c) s2-①

図 4.3.8 小セグメントにおける材料 m の粒径および無次元掃流力の加積曲線
(無次元掃流力が 0.03 以下になる河床材料が骨格材料とみなした)

の土砂がここで停滞することになり、川幅は最も広くなり、勾配の減少率が s1-①より大きくなる。そして、黒部川は s1-②で海に達するが、さらに下流でまだ海に到達しない常願寺川、庄川、手取川では、図 4.3.3 中に 3 本目の指数曲線で表現できる区間が存在する。すると、河床材料の分級がもう一段階進み、s2-①を形成する。ただし、手取川の s2-①区間では調査が行えていない。この区間では、代表粒径は 40mm 程度で、中礫集団になり、最

大粒径が 100mm くらいで、巨礫がなく、大礫も少ないため、図 4.3.8 の(c)に示すように、無次元掃流力が 0.03 以下となる骨格材料の割合は、1 割弱となり、s1-①と s1-②より、動きにくい大粒径の材料が半分くらい少なくなり、無次元限界掃流力 0.05 になる材料も他の 2 小セグメントより多くなる傾向をした。そのため、s2-①では、河床に安定した骨格構造が作られず、河床全体が動きやすくなるものと推察される。従って、平均年最大流量時に河床材料が全体的に移動しているが、骨格材料となりえる大きい粒子の移動が不活発な状態になると推測される。なお、海に向かって徐々に勾配を減じていくために、いずれこれらの粒度の材料もどこかで停止するものと思われるが、全体的に粒径も小さいため、表層と準表層の粒度の差も小さくなり、掃流土砂の粒度と準表層の粒度とが同じになる区間も扇端部から離れていくにつれ現れてくる。このような河床状態になると、小さい出水時に表層に砂利が堆積して、アーマー化するが、平均年最大流量くらいの洪水でも移動できるアーマーレイヤー⁴⁵⁾になるため、洪水のたびに海へとフラッシュされているものと推察される。

一方、付加体の大井川においては河床材料が他の扇状地河川に比べて、全体的に小さいため、河床材料の分級が生じておらず、小セグメントも形成されなかったが、本研究で検討した川幅や勾配の縦断的变化は、他の対象河川の s1-①と同様であり、s1-①とみなしている。但し、図 4.3.7 から砂の多く、 D_{60} が小さくなる花崗岩河川の s1-①と同様に平均年最大流量時の D_{60} に対する無次元掃流力は限界掃流力より大きい傾向を示した。しかし、巨礫集団がなくかつ大礫集団の含有率も他の 4 河川より少ないため、図 4.3.8 の (a) から、骨格材料となる材料は、材料 m の 1 割以下となり、限界掃流力より大きい材料の割合は、7~8 割となるため、安定した骨格構造が形成されにくく、他の s1-①と異なって平均年最大流量時でも、全体的に河床材料が移動していると推察できる。

このように、扇状地内の 4 種類の小セグメントごとの河道特性と河床形態の特徴を調べ、それらの縦断变化の特徴を解明した。地質によらず、共通する特徴としては、まず、扇頂部付近で山地河川同様の諸元を有するセグメント M がある。その次が扇頂溝の範囲と概ね一致し、 $D_{80} \sim D_{90}$ の巨礫に対する τ_* が 0.03 以下となる骨格材料を有し、河床勾配が安定で、川幅のみが徐々に広がる s1-①となる。その下流が、巨礫の半分程度の 64~256mm の大礫が骨格となり、勾配が徐々に低下し、川幅が最も広がる s1-②となる。最後に、大礫以上の材料が少なく、 τ_* が 0.03 以下となる骨格材料が 1 割以下となり、安定した骨格を形成できず、川幅と勾配が急に減少して、蛇行原の緩勾配河川に漸近していく s2-①となる。このように勾配と川幅と粒径が各小セグメントで変化していたが、平均年最大流量が流れている状態での τ_* は常に限界無次元掃流力である 0.05 から 0.2 程度であったことから、勾配と川幅と粒径は相互に調整していることもわかる。そして、これらの小セグメントの存在は、河床勾配、河床材料の粒度、扇端部下流の蛇行原の有無で決まっていた。

4.4 河床形態と河床材料の粒度組成の関係

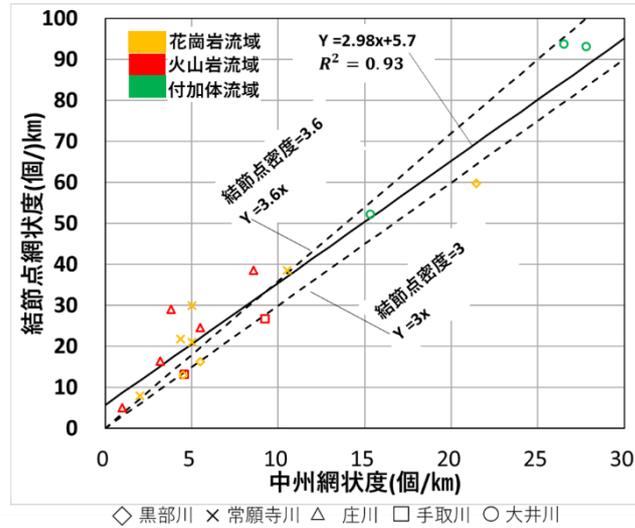


図 4.4.1 各サイトの網状度 3 指標の特徴 (秦 (2019) 40)を編集した)

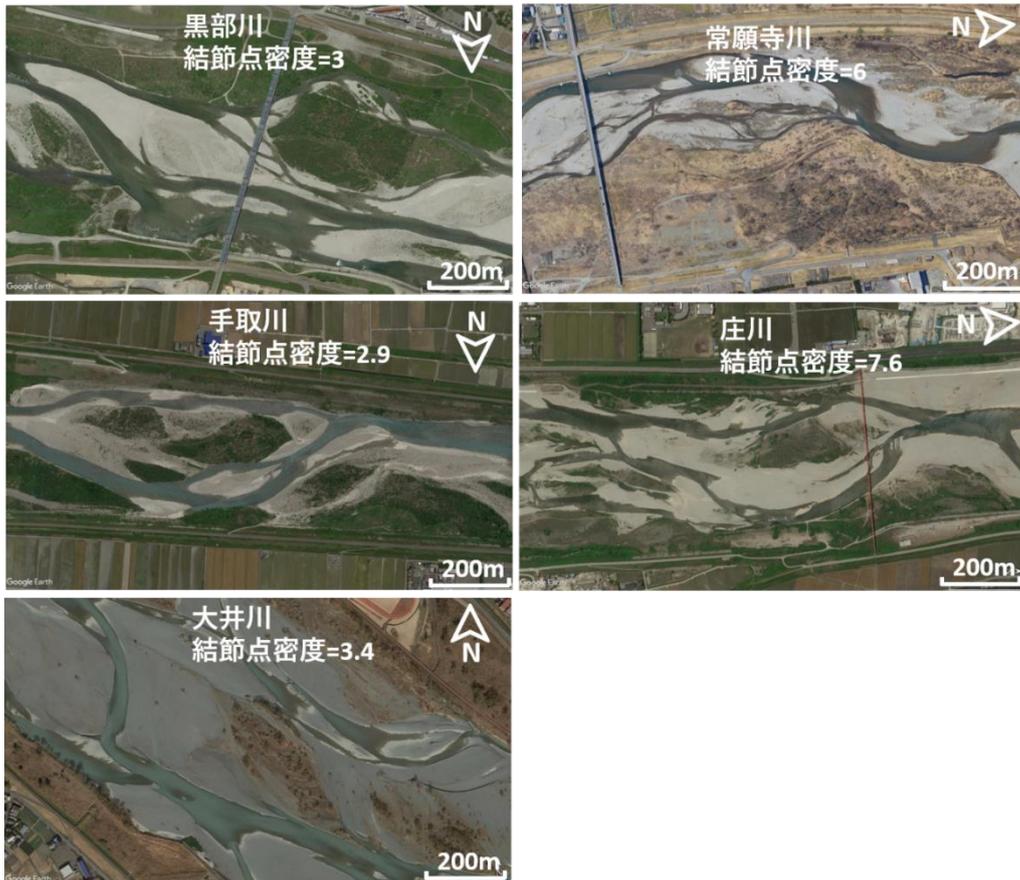


図 4.4.2 対象河川の結節点密度(秦(2019)40)

ここでは、さらにスケールダウンし、リーチスケールの特徴に注目する。そして、河床形態を表す 3 指標 (中州網状度, 結節点網状度, 結節点密度), 川幅, 勾配, 河床材料の粒度分布について、各河川内の縦断的变化と河川間の相違の両方の観点から分析を行った。なお、河床形態の 3 指標の計測に用いたのは河床材料を計測した時に最も近い時期の

空中写真である（図 4.2.2 の最後の年のものに該当する）。図 4.4.1 は各サイトにおける網状度の 2 指標と結節点密度の特徴を示したものである。同じ河川でも、サイトによって中州網状度と結節点網状度は大きく異なるが、これは前述した小セグメントによって川幅が大きく異なるためである。このように、網状度は、中州や結節点の数であるために、川幅の影響を強く受ける。そこで、両者の比である結節点密度という指標を新たに開発することで、川幅の影響を受けにくく、純粋に中州や流路の入り組んだ形状を評価することと

した。図 4.4.1 における、図中の点の傾き ($\frac{\text{結節点網状度}}{\text{中州網状度}}$) が結節点密度に該当する。図中、中州網状度と結節点網状度との相関関係を表す一次線形式を代表する実線より左上のエリアにおいては、対象河道区間の中州の数に対して、結節点個数が多いことになり、右下のエリアにおいては、中州の数に対して、結節点の個数は少ないことになる。すなわち、実線の左上にあるサイトに関しては、平均的な結節点密度より大きいことになり、砂州の形が入り組んでいたり、水みちやたまりが多かったりすることを意味している。逆に実線の右下にあるサイトでは、結節点密度が小さく、砂州の形が入り組んでいないことを表している。図 4.4.2 の分析に用いた各対象河川の空中写真を見れば、結節点密度の差に砂州水際線の入り組み具合がよく反映されていることがわかる。こうした結果を参考に、図 4.4.1 に結節点密度がそれぞれ 3 と 3.6 になる線（点線）を描き、結節点密度に応じて対象河川を 3 つのグループに分けた：①常願寺川と庄川：結節点密度が最も高く、すべてのサイトが 3.6 より大きい、②黒部川と手取川：結節点密度が最も低く、すべてのサイトで 3 より小さい、③大井川：結節点密度が中程度で、すべてのサイトで 3 と 3.6 の間になる。これらの結節点密度の大きさに反映されている砂州の形状特徴を、図 4.4.2 の空中写真から読み取れる砂州の植生被覆状況と対応づけて説明する。まず結節点密度 3 以下の黒部川、手取川では、砂州と流路ははっきり分離し、中州の上では島状の樹林域が形成されている。このように、樹林化している領域では、洪水による攪乱頻度が低いため、砂州上に流路跡やたまりが見られず、水際に入り組んでいない砂州形状となっている。一方、結節点密度が 3.6 より大きい常願寺川と庄川でも、中州に一部植生域がある。しかし、樹林化している領域は、主に高水敷化した河岸沿いの寄州に集中している。また、中州の上でも水みちやたまりが多く、砂州の水際線が入り組んでいるのは、黒部川と手取川に比べて砂州上での局所的な侵食や堆積が生じやすいためであると考えられる。そして、3.6 をやや下回る大井川では、これら常願寺川や庄川に比べれば中州上の水みちやたまりが少なく、比較的砂州上での局所的な侵食や堆積は生じにくい。

なお、ここで、対象河川における結節点を形成する地形の種類を詳細に調べ、その実態を明らかにした。2 章の 2.2.3 に説明したように、結節点は、中州の上下流端部による流路の分岐点と合流点のそれぞれ一つずつと、砂州内部を流れる伏流水が流路との分岐点および合流点によるものに大きく分けられる。一方、それらの数は、前者は砂州と対応するが、後者は、砂州の上を一部分断する水みちと、流路と完全に伏流水によって繋がっているワンドとたまりの 2 種類がある。従って、結節点の種類を中州の結節点、分岐水みちの結節

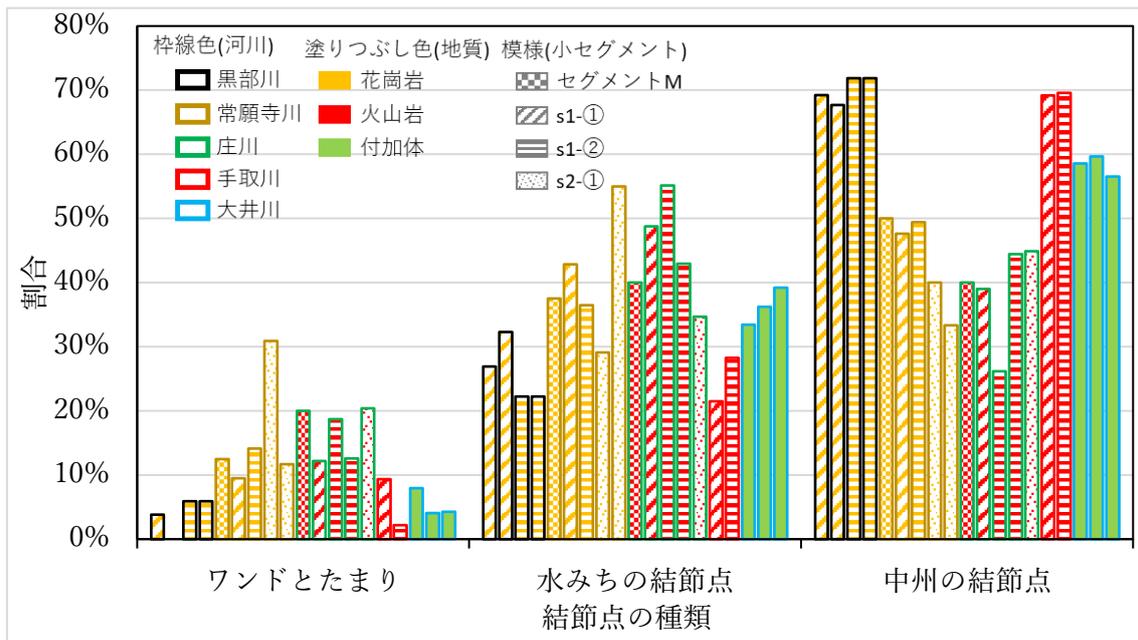


図 4.4.3 対象河川における結節点を形成する地形種類の割合

点と、ワンド・たまりの結節点の3種類に分けて、各サイトにおける各種類が占める割合を分析し、図4.4.3にまとめた。まず、図中の中州の結節点を比較すると、結節点密度が最も高い3.6以上となるグループになる常願寺川と庄川と、他の結節点密度が小さい河川との間で明瞭な差が見られた。結節点密度が低い河川（黒部川、手取川）では、扇状地の全河道区間において、中州による結節点の割合が3種類の結節点のうち7割前後を占めていた。一方、結節点密度の高い河川（常願寺川、庄川）では、中州による結節点ですべての小セグメントにおいて、5割以下となっていた。すなわち、砂州を分断する水みちに係る結節点（水みちの結節点、ワンドとたまりの結節点）の割合は、結節点密度の低い河川より高かった。また、この結節点のうち、すべての河川において、水みちの結節点の割合が、ワンドとたまりによるものと比べ、圧倒的に高かったことから、前述した砂州の水際線の入り組み具合の違いが顕著にみられる結果と一致した。つまり、結節点密度の高い河川（常願寺川、庄川）では、中州全体の集合と解体は生じにくく、中州の上で、部分的な土砂移動が活発的であることが考えられる。一方、図4.4.3に小セグメントごとの結節点種類の割合も示したが、小セグメント間の違いはみられなかった。そのため、これまでみてきた結節点密度の差は、中州上にできる細流の水みちの分岐点と合流点によるものであり、結節点密度が高い河川では、特に前縁線を乗り越える流れが砂州の水際を削れて、水みちとして残っていたが、結節点密度の低い河川では、その流れが砂州を完全に分断するように、流路となって、中州が形成されていることも図4.4.2の空中写真から見て取れた。この詳細のメカニズムを5章の実験で検証した。

ここで味深いのは、大井川以外の4河川は結節点密度の大きさによって高結節点密度グループ（常願寺川と庄川）と、低結節点密度グループ（黒部川と手取川）に分けることが

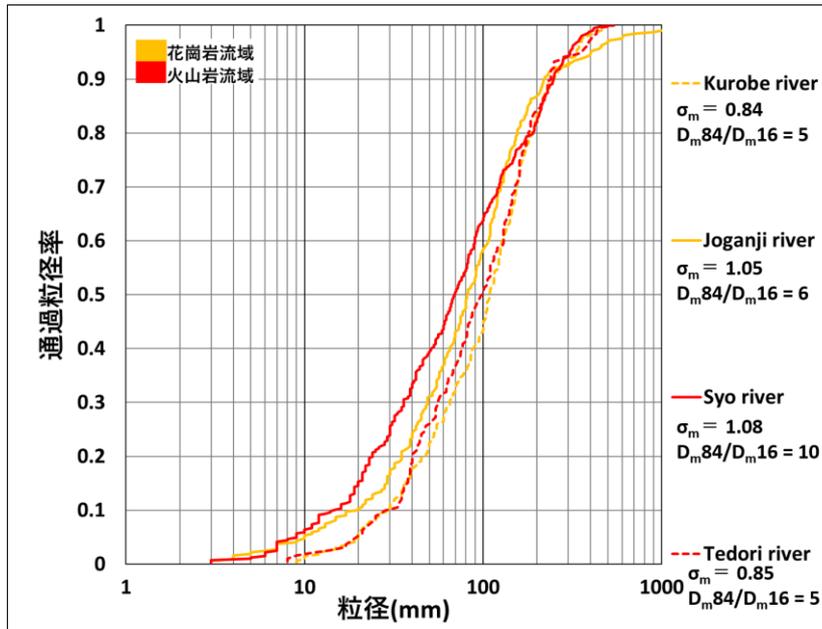


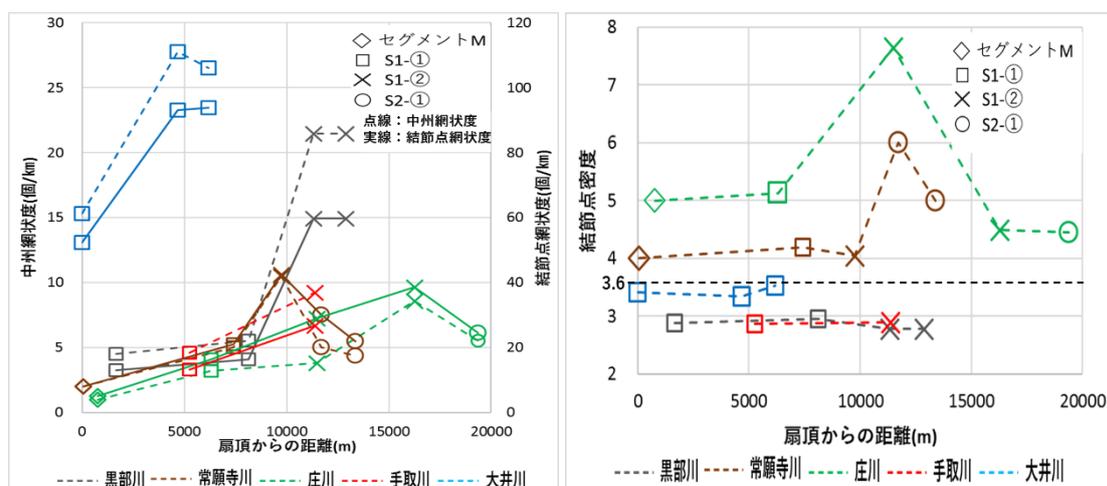
図 4.4.4 大礫が主要材料の4河川における材料 m の粒径集団の粒径加積曲線

できるものの、これまでのように花崗岩と火山岩に分かれているわけではなく、流域地質と対応していない点である。年変動の特性に関しては、河床に 20% くらいの高い砂割合を有する花崗岩流域では、礫が砂に埋もれている間は動き出しにくい、一旦動き出したら、逆に動きやすくなるという両極端な移動状態になるため、火山岩流域より変動しやすいこともわかった。しかし、ここで検討している結節点密度の差は、砂州上の局所的な堆積と侵食による地形変化の度合を反映しているものであり、河床全体の変動性の議論とは異なる。そこで、材料 m だけの粒度分布の違いに注目して、結節点密度の差が生じる原因を調べた。黒部川、常願寺川、庄川、手取川の材料 m の粒度分布と材料 m のみを対象とした標準偏差 σ_{Lm} および一般的に用いられる D_{m84}/D_{m16} も合わせて、図 4.4.4 に示す。これによると、この 4 河川では材料 m の D_{m80} 以上の粒度とその組成はほぼ同じであるが、それ以下の粒度組成をみれば、結節点密度の小さい黒部川と手取川の粒径は、結節点密度の大きい常願寺川と庄川より全体的に大きいことがわかる。さらに、 σ_{Lm} の値を比較すると、結節点密度小さいグループではそれぞれ 0.9 弱で、大きいグループは 1.1 弱であるため、結節点密度と材料 m の混合度と正の相関が示唆される。また、 D_{m84}/D_{m16} の値を比較しても、やはり大きい値の方が結節点密度は高くなる傾向が示された。ここで、 D_{m80} 以上の粒度分布は比較的類似しているため、 D_{m84} はほぼ同じ大きさで、 D_{m16} の差が D_{m84}/D_{m16} に影響していることになる。このことを図 4.4.4 で確かめると、結節点密度大きいグループ（常願寺川、庄川）と小さいグループ（黒部川、手取川）は、前者は 16mm 以下の材料が 1 割くらい存在するのに対し、後者は 16mm 以下の細礫～細かい中礫、本研究で細礫集団と分類した材料の割合が数パーセントしかない。これまでのことをまとめると、河床全体の動きやすさとしては砂の割合が重要であったのに対し、砂州形状の複雑さを表す結節点密度に関しては、材料 s となる砂を除く材料 m の粒度が重要である。すなわち、材料 m

に細礫集団が含まれず、比較的均質な粗粒の材料からなる場合は、黒部川や手取川のように、結節点密度は小さく、明瞭な形状になる。これは河床が中小の出水では動かず、大洪水の時に全体が一気に動くためであると推察される。一方、細礫集団が含まれる常願寺川や庄川では、中小出水や洪水の減水期でもこれら比較的細粒の土砂が動く一方、粗粒分は移動しないため、形状が乱れやすい。その中間の大井川は、急勾配の割に、付加体の風化特性によって河床材料の粒度が全体的に小さいため、他の巨礫と大礫を多く持つ扇状地河川と比較して、出水による変動の規模が大きいことは、4.2 で述べたとおりである。このような河道の場合も、河床材料には大礫以上で骨格となれる材料は少なく、小規模の出水（平均年最大流量 $2000\text{m}^3/\text{s}$ の約 $1/3$ に該当する $800\text{m}^3/\text{s}$ ）でも全体的に流路の変動が生じる⁴⁶⁾。つまり、変動の大きな大井川ではあるが、粒径の小ささと勾配の急さによって、ある程度の水量があれば、水がのっている範囲の土砂は全体的にまんべんなく動くため、形状は乱れず、ごく小さな洪水での局所変形のみ起こりうるため、結節点密度が中程度になると考えられる。

このように、材料 m のみを対象とした粒度、とりわけ材料 m の最小粒径集団である細礫集団の割合が結節点密度には大きく影響していた。ここでは砂州の形状というものに注目しているが、植生域の安定性を考える上で重要な示唆が得られたと言える。しかしながら、細礫集団の割合を規定している要因については必ずしもはっきりとしなかった。これらの割合の多い、常願寺川と庄川では、セグメント M が扇状地上に見られたことと関係があるのか否かも含め、今後の課題である。

次に、河床形態の縦断変化について検討する。まず図 4.4.5 の (a) に示す網状度に関する 2 指標は、川幅に規定されており、河床材料の分級のある河川では、川幅が最も広くなる $s1-②$ で最大になっており、河床材料の分級のない大井川では、上流から河口に向かって、川幅が広がるため、網状度もそれに従って大きくなる傾向を見てとれる。一方、(b) に示す結節点密度は、結節点密度が 3.6 より小さい河川では、扇頂から扇端まで結節



(a) 網状度の 2 指標 (b) 結節点密度
 図 4.4.5 小セグメントと河床形態との関係 (秦 (2019)⁴⁶⁾ に加筆)

点密度が一定値で安定しているのに対し、3.6 より大きいグループでは途中で急に増加する地点が見られる。この不安定になる地点は、常願寺川では、s1-②から s2-①へさしかかるサイト Jyoganji_p4 であり、庄川では s1-①から s1-②へさしかかるサイト Syo_p3 である。すなわち、勾配変化点の付近である。従って、結節点密度は、川幅の影響が小さいため、扇状地河川の区間では上下流で安定する傾向を示す。但し、勾配変化点で、局所的に不安定になることがある。

最後に 4.2 から 4.4 までの分析結果を表 4.4.1 に整理し、扇状地河道における河道および河床形態の特性と河床材料の粒度組成との関係性を説明する。まず、扇状地河道を扇頂部に山地河道の有無、河床材料の分級の有無と、下流側に蛇行原の有無によって、山地河川に対応するセグメント M と沖積河川に対応する s1-①, s1-②, s2-①の 1~4 区間に区分した。河床材料の分級によって小セグメントが形成されている花崗岩流域と火山岩流域では、図 4.4.6 の模式図に示すように上流から、まず、河床勾配が 1/60 より急で、河床材料の粒度の幅が非常に大きい山地河道が存在すれば、扇頂部から最初にセグメント M の河道が含まれる。その次に勾配が安定する巨礫が骨格材料となる s1-①区間になって、扇央まで到達すると、勾配が一定率で減少し、大礫が骨格材料となる s1-②区間になる。その下流で蛇行原がある場合は、勾配と川幅が急に減少して、蛇行原の河川の諸元に漸近していく遷移区間であり、安定した骨格構造を作れず材料全体が移動しやすい s2-①区間が形成される。火山岩流域では、砂が少ないため、代表粒径が大きくなり、その無次元掃流力が限界掃流力より小さくなり、明瞭な扇頂溝が形成される。花崗岩流域では、砂が多いため、代表粒径が火山岩流域より小さくなるため、その無次元掃流力が限界掃流力より大きくなり、不明瞭な扇頂溝が形成されることを明らかにした。そして、河床形態を表す 3 指標の年変動特性も、粒度組成によって規定され、砂の多い双峰性を有する大礫型の粒度組成となる花崗岩流域では変動が中程度で、砂の少ない大礫型粒度組成の火山岩流域では最も安定している。それら大きい材料が多く含まれる河川に対して、材料が全体的に小さい中礫型粒度組成の付加体流域ではその変動が最も激しい傾向を示す。なお、このような中礫型粒度分布の大井川では、扇頂から扇端まで、無次元掃流力が 0.03 以下になるような骨格材料となる粒子が 1 割以下となり、河床材料の分級が起らないため、小セグメントを形成しなかった。しかし、川幅と勾配の縦断的な変化と無次元掃流力の特徴からみれば、花崗岩流域の s1-①の河道区間に相当する。川幅は、s1-①から s1-②に向かって、一定率で増加し、s1-②で最大になって、s2-①から再び縮小するため、s1-①と s2-①では中州網状度と結節点網状度は比較的小さく、s1-②では川幅とともに網状度が最大になる。一方、結節点密度は川幅の変化に影響されにくく、勾配変化点で不安定になることもあるが、網状度と比べて縦断的にかなり安定している。その大きさは、材料 m の混合度によって規定され、混合度が大きいほど、密度が高くなる傾向を示す。

表 4.4.1 扇状地河川の河道および河床形態の特性の形成と粒度組成の関係

粒度組成の特徴		大礫型粒度組成(花崗岩流域, 火山岩流域)				中礫型粒度組成(付加体流域)	
河道の区分		M	s1-①	s1-②	s2-①	s1-①に当該する	
河道特性	河床勾配	$I > 1/60$	$1/60 > I > 1/160$ 勾配はある値の付近で変動	$1/90 > I > 1/200$ 減少率が中程度	$1/260 > I > 1/700$ s1-②から急減してから, 蛇行原河川の緩勾配に漸近していく.	$1/200 > I > 1/350$ 減少率が小さい	
	河床材料	巨礫から砂まで, 広い粒度幅を有する.	無次元掃流力が 0.03 以下となる D_{60} - D_{90} の巨礫が骨格構造を作る.	無次元掃流力が 0.03 以下となる D_{60} - D_{90} の大礫が骨格構造を作る.	無次元掃流力が 0.03 以下になる材料は 1 割以下かつ無次元限界掃流力以上になる材料が大半となるため, 安定した骨格構造を形成しない.	大礫集団以上の材料が少ないため, 安定した骨格構造を形成しない.	
	川幅	最小	s1-②に向かって拡大	最大	蛇行原へ縮小していく	扇頂から河口まで拡大	
	平均年最大流量時 D_{60} の τ_*	0.1 より大きい	深い扇頂溝 限界掃流力より小さい, 0.04 程度	浅い扇頂溝 限界掃流力より大きい 0.07-0.09	限界掃流力になる 0.06~0.07	扇頂溝が発達しにくい	限界掃流力より大きい 0.07-0.09
河床形態の特性	網状度	川幅によって規定されるため, 川幅が最大になる s1-②で最大値になる.				大きい	
	結節点密度	材料 m の混合度と相関があり, 混合度が大きいほど, 結節点密度が高くなる. 縦断的に大礫型粒度分布から中礫型に分級することによって, 河床勾配の不連続点が生じる付近で, 急に増大する.				中程度	
	年変動	砂の多い花崗岩流域は中程度で, 砂の少ない火山岩流域は最も安定している.				最も激しい	

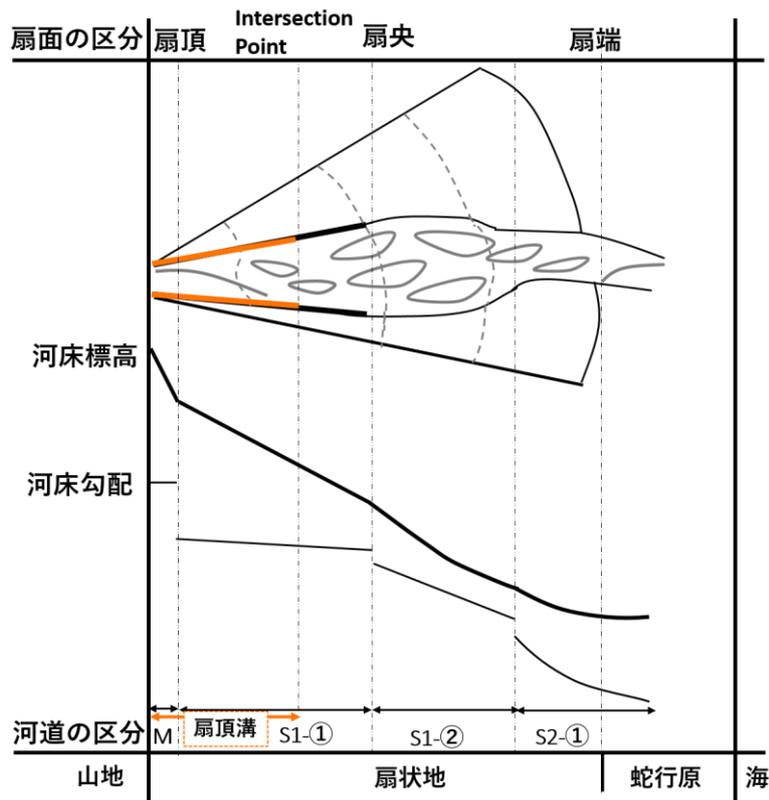


図 4.4.6 扇状地河川の河道および河床形態の縦断変化

参考文献：

- 1) 大矢雅彦：河道変遷の地理学，古今書院，1-4，2006.
- 2) 大矢雅彦：木曾川流域水害地形分類図，水害地域に関する調査研究第1部，総理府資源調査会，1956.
- 3) 国土交通省国土地理院 治水地形分類図：https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/fc_index.html
- 4) Schumm S.A., Mosley M.P., Weaver W.E.： Experimental Fluvial Geomorphology, John Wiley & Sons, New York, 335-336, 1987.
- 5) 小玉芳敬，伊勢屋ふじこ：混合砂礫を用いた扇頂溝形成に関する水路実験，筑波大学水理実験センター報告，No.11，1-11，1987.
- 6) 武藤鉄司：臨海扇状地の海水準規制，堆積学研究会報，32号，55-62，1990.
- 7) 深井三郎：立山山麓の隆起扇状地，地理学評論，29巻4号，218-231，1955.
- 8) 町田洋，松田時彦，梅津正則，小泉武栄：日本の地形5中部，東京大学出版会，384，2006.
- 9) 藤井昭二：黒部川扇状地の形成と富山湾周辺部の埋没林について，地球科学，第78号，11-20，1965.
- 10) 佐藤俊郎：扇状地を形成する河川の治水特性と地域文化(I)-黒部川を中心として-，水

- 利科学, 44 卷 4 号, 1-35, 2000.
- 11) 土屋義人, 芝野照夫, 須山洋, 吉村敏明: 黒部川扇状地海岸の形成と変化について, 海岸工学講演会論文集, 34 卷, 322-326, 1987.
 - 12) 深井三郎: 富山平野とその地形発達, 地理学評論, 31 卷 7 号, 416-429, 1958.
 - 13) 大山町史編集委員会: 大山町史, 842, 1964.
 - 14) 池谷浩: 常願寺川における危険度調査について—地形, 古文書等を中心として—, 砂防学会誌, 29 卷 1 号, 31-41, 1976.
 - 15) 安達實, 大塚安兵衛, 北浦勝: 常願寺川・藩政期から明治期の治水, 土木史研究, 第 19 号, 331-336, 1999.
 - 16) 田町洋: 荒廃河川における侵蝕過程—常願寺川の場合—, 地理学評論, 35 卷 4 号 157-174, 1962.
 - 17) 藤井昭二, 中村俊夫, 酒谷幸彦, 高橋裕史, 工藤裕之, 山野秀一: 常願寺川扇状地の形成と災害についての 2, 3 の知見, 立山カルデラ研究紀要, 第 12 号, 1-10, 2011.
 - 18) 国土交通省水管理・国土保全局水政課: 一級河川の河川延長等調 *水系別・指定年度別・地方整備局等別延長等調, 2017.4.30.
 - 19) 斉藤享治: 日本の扇状地, 古今書院, 262-263, 1998. (再掲)
 - 20) 寺村淳, 大熊孝: 北陸扇状地河川における霞堤の変遷とその役割に関する研究, 土木史研究論文集, 24 卷, 161-171, 2005.
 - 21) 藤則雄: 北陸の海岸砂丘, 第四紀研究, 14 卷 4 号, 195-220, 1975.
 - 22) 安達實, 北浦勝: 手取川と七ヶ用水, 土木史研究, 15 卷, 381-392, 1995.
 - 23) 中川武夫: 加賀・手取川の流路変遷考, 日本土木史研究発表会論文集, 2 卷, 124-129, 1982.
 - 24) 土屋義休: 重修加越能大路水経, 石川県図書館協会, 1931.
 - 25) 土隆一: 大井川下流地方第四系の地史的考察, 地質学雑誌, 66 卷 781 号, 639-653, 1960.
 - 26) 岡村光展: 大井川扇状地における近世散居集落の展開, 人文地理, 25 卷 3 号, 259-289, 1973.
 - 27) 日下雅義: 歴史時代における大井川扇状地の地形環境, 人文地理, 21 卷 1 号, 1-21, 1969.
 - 28) 秦夢露: 扇状地形状及び網状流路形態の相互作用とそれらの形成機構に関する地理学的水理学的分析, 河川整備基金助成事業, 平成 30 年度. (再掲)
 - 29) Schumm S.A., Mosley M.P., Weaver W.E.: Experimental Fluvial Geomorphology, John Wiley & Sons, New York, 346, 1987. (再掲)
 - 30) 山本晃一: 沖積河川—構造と動態—, 技報堂出版, 108-112, 2010. (再掲)
 - 31) M. Gordon Wolman, John P. Miller: Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes, The Journal of Geology, 68, 54-74, 1960.
 - 32) William W. Emmett, M. Gordon Wolman: Effective discharge and gravel bed rivers, Earth

- Surface Processes and Landforms, 26, 1369-1380, 2001.
- 33) Edmund D. Andrews : Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming, *Journal of Hydrology*, 46(3-4), 311-330, 1980.
- 34) Leopold L.B. : Sediment Size That Determines Channel Morphology, *Dynamics of Gravel-bed Rivers*, 297-311, 1992.
- 35) Lucy G. MacKenzie, Brett C. Eaton : Large grains matter: bed stability and morphodynamics during two nearly identical experiments, *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(8), 1287-1295, 2017.
- 36) S. Peirce, P. Ashmore, P. Leduc : Evolution of grain size distributions and bed mobility during hydrographs in gravel-bed braided rivers, *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(1), 304-316, 2019.
- 37) Peter R. Wilcock, Stephen T. Kenworthy : A two-fraction model for the transport of sand/gravel mixtures, *Water Resources Research*, 38(10), 12-1-12-2, 2002. (再掲)
- 38) H. Ikeda, F. Iseya : Thresholds in the mobility of sediment mixtures, *International Geomorphology, Part I*, 561-570, 1987.
- 39) 藤田光一, 山原康嗣, 富田陽子, 伊藤嘉奈子, 小路剛志 : 大礫床表面における砂の堆積状況と浮遊砂量との関係についての実験的研究, *水工学論文集*, 52, 547-552, 2008.
- 40) 秦夢露, 知花武佳 : 河床材料の粒度分布とその分級特性が扇状地河道の砂州形態に及ぼす影響, *土木学会論文集 B1(水工学)*, 75 卷 2 号, 985-990, 2019. (再掲)
- 41) 原田大輔, 知花武佳, Agus SANTOSO, 河床材料の粒度分布の特徴とその規定要因について, *水工学論文集*, 第 73 卷, 931-936, 2017.
- 42) 山本晃一 : 沖積河川—構造と動態—, 技報堂出版, 89, 2010. (再掲)
- 43) 谷津榮寿 : 平衡河川の縦断面形について (I), *資源研彙報*, (33), 15-24, 1954.
- 44) 谷津榮寿 : 平衡河川の縦断面形について (2), *資源研彙報* (34), 14-21, 1954.
- 45) Peter R. Wilcock, Brendan T. DeTemple : Persistence of armor layers in gravel-bed streams, *Geophysical Research Letters*, 32(8), 1-4, 2005.
- 46) 溝口敦子, 赤堀良介 : 多列砂州を有する大井川の河床変動特性と流量時系列の変化が河床変動へ及ぼす影響, *河川技術論文集*, 23, 537-542, 2017.

第五章

水路実験による仮説の検証 および考察

第5章 水路実験による仮説の検証および考察

本章では、これまでの実河川の分析から推測した、河床材料の粒度組成と河床形態及びその変動特性との関係を検証するために水路実験を行う。そこで、まずは実河川の分析で示された、河床材料の粒度組成が河床形態の特性に及ぼす影響についてこれまでの考察を振り返り、既存の知見によって説明できる所と説明できない所を明らかにする。

まず3章において、地質によって粒度分布が異なることを現地調査で定量的に示した。これを受け4章の4.1では、地質によって新旧河道の流路形態に違いが見られることを示し、小玉らの実験を踏まえれば、やはり地質に起因する粒度組成に応じた流路形態となっているものと考えられた。具体的には、火山岩は扇頂から河道が分岐して、それぞれの河道に明瞭な扇頂溝を形成して、放射状に流れていた。花崗岩は、一本の不明瞭な扇頂溝を抜けた後、放射状に流れていた。最後の付加体では、浅くて不明瞭な流路群が特徴であった。4.2では、河床形態の変動性は付加体流域>>花崗岩流域>火山岩流域の傾向があることを示した。特に付加体流域では河床形態の年変動が大きいものに対して、火山岩流域ではかなり安定していた。これは付加体流域と火山岩流域は両方とも砂の少ない河床材料となるものの、前者は骨格となる材料のすくない砂利型粒度分布であるのに対し、後者は安定した骨格をもつ大礫型粒度分布となるからであり、河床材料全体の粒度が大と小の対比的な粒度組成になっているためである。そして、河床形態の年変動が中程度であった花崗岩流域に関しては、次のように説明できる。既往研究の知見^{1) 2) 3)}によると、砂となる材料sが対象河川の2割くらいになると、礫間の隙間がすべて埋もれた状態に近いたため、礫間の浸透流が発達しないため、礫は相対的に動きにくくなる。しかし、砂の堆積量が多くなると、礫間の距離が増加するため、砂が侵食され続けて、礫に作用する掃流力が移動限界掃流力を超えると、すぐに動き出す。したがって、砂州が変動する時、一回の変形・移動が大きいものの、安定している時間が長いため、全体の変動性としては中程度である。こうした変動性の違いと4.1でみた流路形態の違いは対応しているようにも見受けられる。次に4.3では、扇状地区間の河道がいくつかの小セグメントに区分できることを示した。各小セグメントの特徴は河川間で類似しており、山地河道の影響が続くセグメントM河道、川幅が徐々に増大し、勾配が一定で、巨礫が骨格材料となるs1-①、川幅は一定で、勾配が徐々に低下し、大礫が骨格材料となるs1-②、大礫以上の骨格材料はなく、勾配が一層低下していくs2-①であった。しかし、いずれの区間においても、平均年最大流量で河床に働く掃流力が限界掃流力程度かそれより少し大きいかになるような河道形状となっていた。さらに4.4では、結節点密度と、河床材料の粒度組成との関係を分析した。二種類の網状度指標は各サイトの川幅に規定されるのに対し、提案した結節点密度は砂州の形状を表すのに適切な指標であり、粒度組成と大きく関係していた。そして、その結節点密度の大きさは流域地質との対応関係は見られず、骨格となりうる粗粒集団の割合が十分にあるか否かと、中小出水で部分的に移動する16mm以下の材料がある程度存在するか否かが重要であ

った。

本章の水路実験では、これらのうち、4.3で述べた結節点密度と粒度分布との関係についての再現を試み、そのメカニズムの検証を行う。すなわち、河床材料の粒度組成が河床形態とその変動特性に及ぼす影響を、砂となる材料s、材料mの中で骨格となりうる巨礫集団と部分的に移動する材料mの最小粒径集団である細礫集団に分けて、それぞれの役割を既存の知見と実験から明にした。

5.1 実験概要

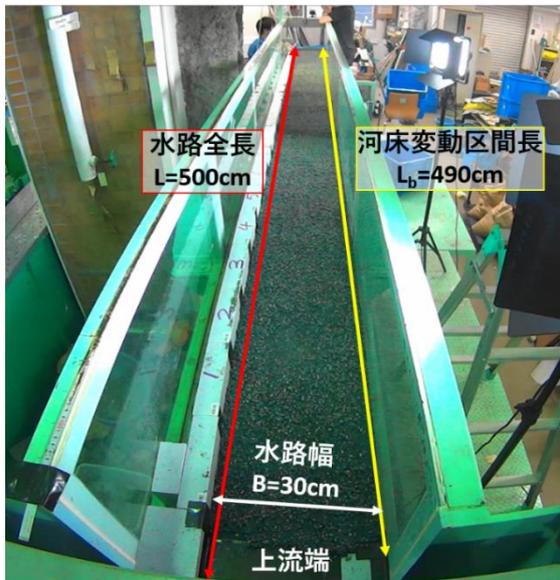


写真 5.1.1 実験水路

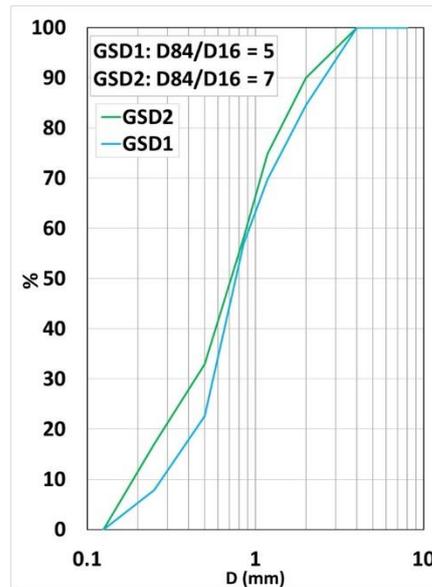


図 5.1.1 2種類混合砂の粒度分布

表 5.1.1 実験用砂の粒径、色および材料mとの対応関係

実験用砂の色	実験用砂の粒径(mm)	実河川の材料mに対応する粒径(mm)	材料mの粒径集団
白	4	256	巨礫
緑	2	128	大礫
黄	1.18	76	
黒	0.85	55	中礫
青	0.5	32	
赤	0.25	16	細礫

実河川における解析から、河床材料の材料mの混合度が、砂州の変動特性に大きな影響をもたらす可能性が示唆された。すなわち、混合度の小さい場合は、礫径が大きい場合も小さい場合も、砂州が移動するときには全体的に移動する傾向が強く、逆に混合度の大きい場合は砂州が全体的には移動しにくく砂州上での局所的な地形変化となり、結果として結節点密度が増加する傾向がみられた。また、その混合度の相違は、主に細礫や細かい中礫からなる本研究で細礫集団と呼ぶ材料の割合によって生じていたことがわかった。その

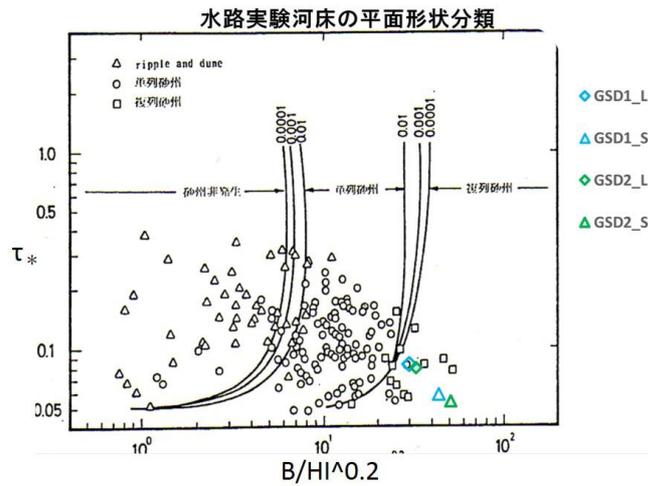


図 5.1.2 各実験ケースの河床形態 (黒木・岸 (1984) 4)

表 5.1.2 各ケースの実験条件

case	Q(m ³ /s)	B (m)	I	H(m)	D60 (m)	τ*
GSD1_L	0.00034	0.3	0.025	0.005	0.0009	0.081
GSD1_S	0.00018	0.3	0.025	0.003	0.00089	0.057
GSD2_L	0.00030	0.3	0.025	0.005	0.0009	0.078
GSD2_S	0.00014	0.3	0.025	0.003	0.00083	0.053

表 5.1.3 各ケースにおける粒径階粒子に対する無次元掃流力

粒径(mm)	GSD1_Lにおける τ*	GSD2_Lにおける τ*	GSD1_Sにおける τ*	GSD2_Sにおける τ*
4	0.019	0.017	0.013	0.011
2	0.038	0.034	0.026	0.022
1.18	0.064	0.058	0.043	0.037
0.85	0.089	0.081	0.060	0.051
0.5	0.151	0.138	0.102	0.087
0.25	0.301	0.276	0.204	0.175

ため、本実験はこのように材料 m の最小粒径集団である細礫集団の割合の違いによる河床材料の混合度の変化が、結節点密度に及ぼす影響を検証して、そのメカニズムを確認することを目的にした。

本実験は、写真 5.1.1 に示す幅 30cm、全長 5m の可変勾配式水路に、0.25~4mm までの 6 粒径階をもつ混合砂を用い、混合度を調整しながら実験を行った。また、各粒径階の粒子は表 5.1.1 に示すように最小粒径階 0.25mm を細礫集団、0.5 mm、0.85mm を中礫集団、1.18mm、2mm を大礫集団、4mm を巨礫集団に対応させており、さらに粒径別に表 5.1.1 の 6 色に着色した。これによって図 5.1.1 に示す 2 粒径加積曲線のように、代表粒径 (D_{60}) を同じにし、細礫集団を代表する 0.25mm の砂が 1 割以下で $D_{84}/D_{16} = 5$ の GSD1 と、細礫集団が 2 割弱で $D_{84}/D_{16} = 7$ の GSD2、の 2 種類の混合砂を用意した。そして一定流量で、それぞれの D_{60} に対する無次元掃流力が限界無次元掃流力 0.05 程度になる小流量と、無次元掃流力が 0.08 程度になる大流量の 2 流量規模の実験を行い、合計 4 ケースの実

験を行った。なお、各ケースの河床形態が複列砂州の領域（図 5.1.2）に区分されるように実験の諸元（表 5.1.2）を調整している。なお、表 5.1.3 から D_{60} に対する掃流力が限界掃流力になる小流量の 2 ケースにおいて、4mm と 2mm の粒径階粒子の無次元掃流力が 0.03 以下になるため、これらの粒子が GSD1 と GSD2 の骨格材料とみなす。また、実験中に給砂を行わないため、上流端からの 90cm 区間は、下流に土砂を供給するために侵食される環境として設け、上流から 90cm の位置から、下流端の影響を受けない 390cm の位置までの、合計 3m 長の水路区間を分析対象とした。また、上流端と下流端には、極端な河床低下による水位の変化を防ぐために、それぞれに上流に初期河床高と同じ高さの 10cm 区間の固定床を設置し、下流端は可動堰を初期河床高に合わせ、実験中に河床高を維持した。また、実験終了まで下流端で 4 分置きに流出土砂を回収し、その量と粒度分布を調べた。それに加え、実験終了後の水路床全長の表層を撮影し、色解析ソフト「デジタル画像色解析 Feelimage Analyzer」を用いて、実験後の表層の粒度分布を調べ、流出土砂との関係を分析した。最後に各実験の結節点密度の違いを分析するために、複列砂州の地形がよく発達した時と実験終了時の 2 時刻において、河床高を計測し、その地形データからそれぞれの結節点密度を計測した。結節点密度に関しては、通水を停止した後に、初期河床高の高さに水面があるものと仮定して、想定される水際線を想定した上でカウントした。詳しくは後述する。なお、テスト実験の結果により、大流量時の 2 ケースは通水開始 12 分くらいで複列砂州の地形がよく発達したので、この 2 ケースに対しては、通水開始後 12 分で一回通水を止め、その地形を計測して、その後再び通水することとした。また、実験終了時間に関しては、土砂が上流から下流端まで到着するのに時間差があるため、できるだけ長い時間で通水した方がよい。しかしながら、40 分くらいで一番上流端の河床が露出しはじめたため、連続して 40 分間通水することとした。小流量時の 2 ケースでは土砂の移動が遅く、上流端の河床の侵食状況から判断して、GSD1_S は 48 分間、GSD2_S は 104 分間通水することとした。すると、GSD1_S が最初から実験終了まで単列砂州のままであったのに対し、GSD2_S の土砂の動きはかなり遅く、上流端の侵食が顕著になるまで 104 分間通水しても、下流端から土砂が流出されず、下流側に堆積が進んで、流路が網状化しただけであった。そのため、この 2 ケースに対しては、詳細な結節点密度の計測を行わなかった。その他の、河床高の計測、表層の撮影と下流端の掃流砂の回収は大流量時と同じ方法で実施したが、途中通水を止める時刻に関しては、2 ケース共に初期の土砂移動が遅かったため、複列砂州の地形が発達するかどうかと関係なく、水路に明瞭な滞筋が形成された段階で一回通水を止め、河床高の測量を行った。その結果、GSD1_S は 20 分、GSD2_S は 28 分で一度通水を止めた。

これ以降の分析は主に、複列砂州の形態が形成されていた大流量の 2 ケースを中心に説明したが、4 ケースの違いを確認できるように、各ケースにおける詳細な縦断河床高の変化と粒度の変化を付録 2 にまとめた。

5.2 実験結果

5.2.1 各ケースの河床形態と流砂量違い

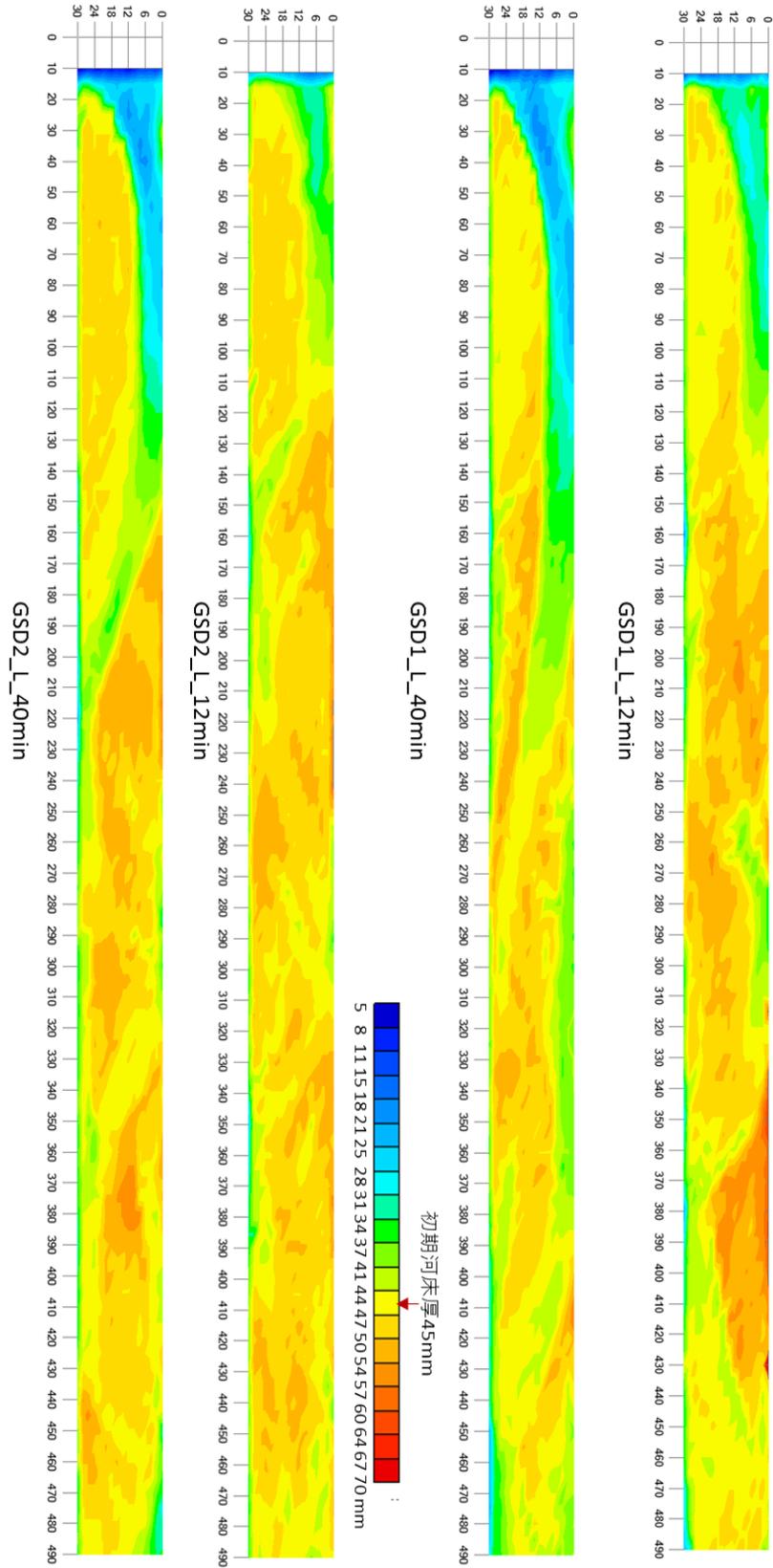


図 5.2.1 大流量シリーズ2ケースの砂床厚

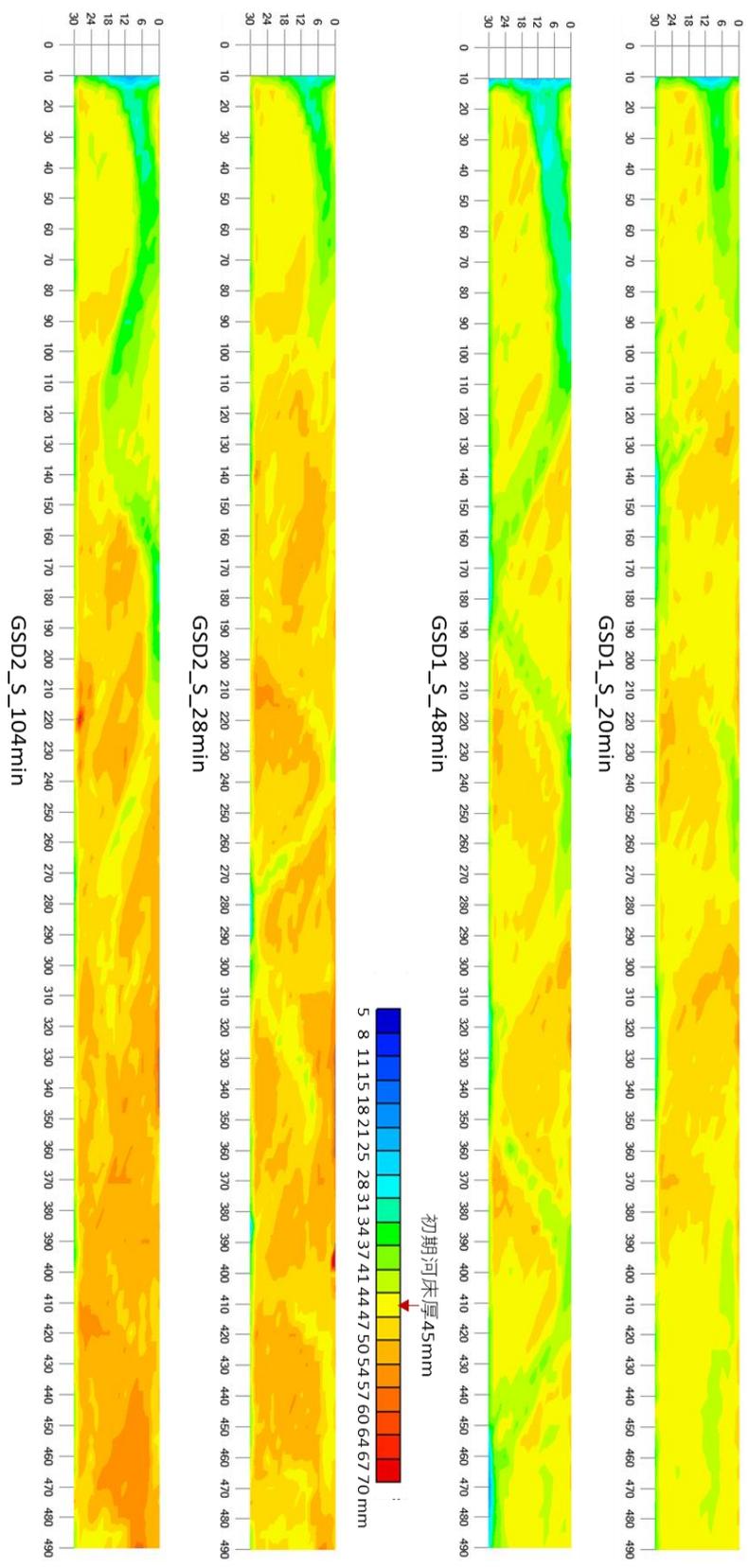


図 5.2.2 小流量シリーズ2ケースの砂床厚

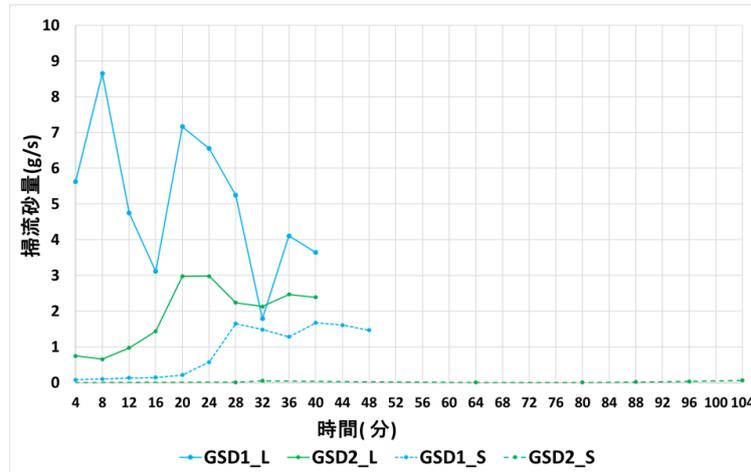
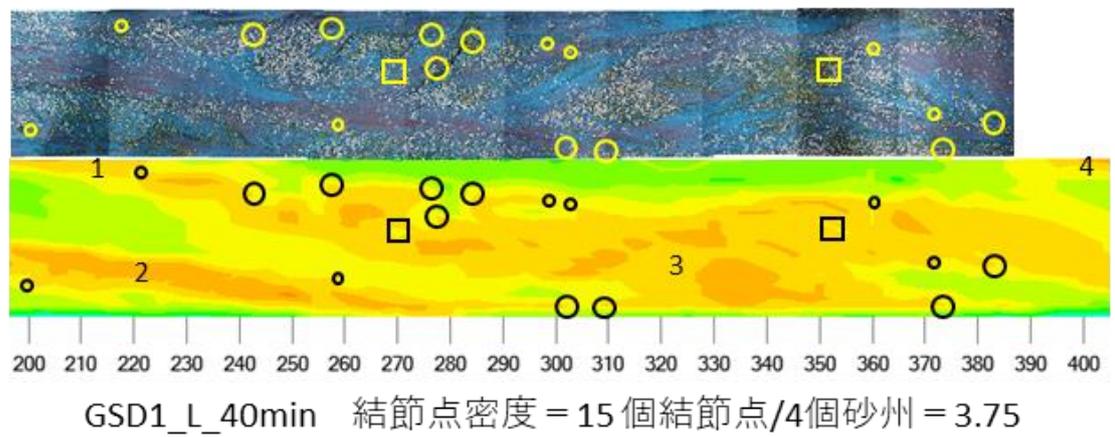
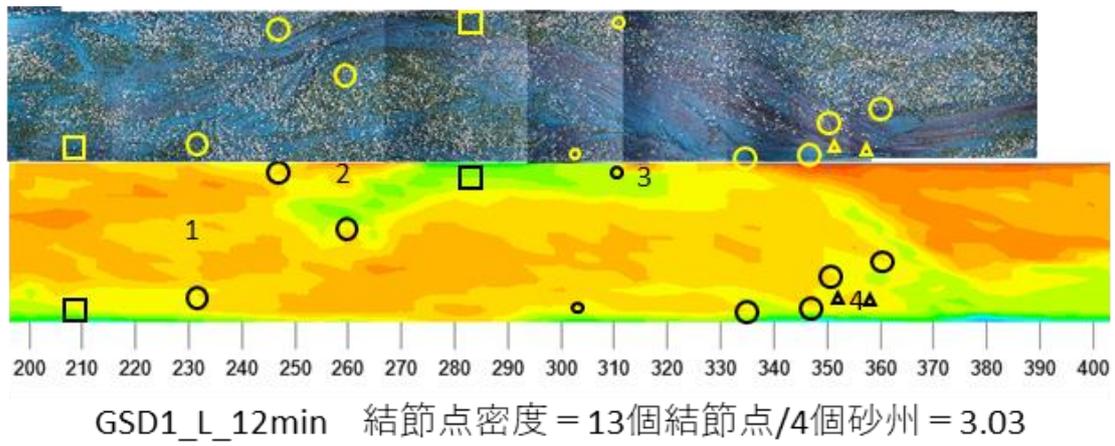


図 5.2.3 4 ケース通水中流砂量の時間変動

各ケースの実験途中の通水を止めた時と実験終了後の河床高について、大流量時の2ケース GSD1_L と GSD2_L を図 5.2.1 に、小流量の2ケース GSD1_S と GSD2_S を図 5.2.2 に示した。図 5.2.1 と図 5.2.2 の砂床の厚さを示すコンター図を比較すると、大流量時の2ケースはいずれも複列砂州から 1.5 列砂州へと変遷したが、小流量時の2ケースは、混合度の小さい GSD1_S は最後まで単列砂州が発達し、混合度の大きい GSD2_S は網状流路のままであった。このように、それぞれ異なる河床形態を形成した。次に、各ケースの流砂量を比較した。図 5.2.3 は各ケースにおける4分間の平均流砂量の経時変化を示している。実線は大流量時のケース、点線は小流量時のケース、青は混合度の小さい混合砂 GSD1、緑は混合度の大きい混合砂 GSD2 を表している。各ケースの流砂量が周期的に変動しているのは、砂州の移動に伴い、下流端の河床形状が周期的に変動しているためである⁵⁾。GSD2_S の流砂量が実験中にずっと低いままになるのは、下流側の水路床に実験中に明瞭な流路が形成されず、下流端から流出される土砂は非常に少なかったためである。この図から実施された4ケースの実験では、流量が大きいほど、また、混合度が小さいほど、流砂量が大きくなることがわかる。

5.2.2 各ケースの結節点密度

複列砂州が形成された大流量時の2ケースについて、結節点密度の分析を行った。結節点密度を計測する区間は、2ケースともに通水終了まで砂州上の土砂移動が良好に見られた、上流から2mと下流端の影響が少ない4mまでの2m区間とした。なお、実河川における結節点密度を計測した際には、空中写真に写っている状態を平水時と仮定しているが、実験水路にどのくらいの流量を流せば、同様の状況になると仮定していいかは判断し難い。そこで、12分と40分に通水を止めて計測した砂床厚のデータを用いて、次のように結節点密度を計測した。まず、図 5.2.4 と図 5.2.5 は大流量時の2ケース GSD1_L と GSD2_L の12分時と通水終了の40分時の砂床厚のコンター図とそれに対応する時刻で、通水を止めた後、表層の粒度分布を調べるための写真を示した。ここで、初期砂層厚は45mmだったため、砂床厚のコンター図の47mm以下を代表する黄、緑、青の領域を水面



□ ワンド・たまりによる結節点
 ○ 水みちによる結節点 △ 中州による結節点
 数字：砂州 初期河床厚45mm

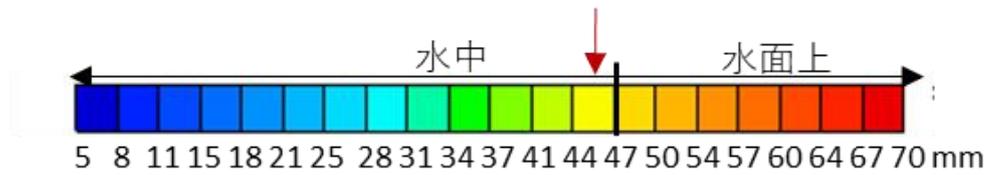
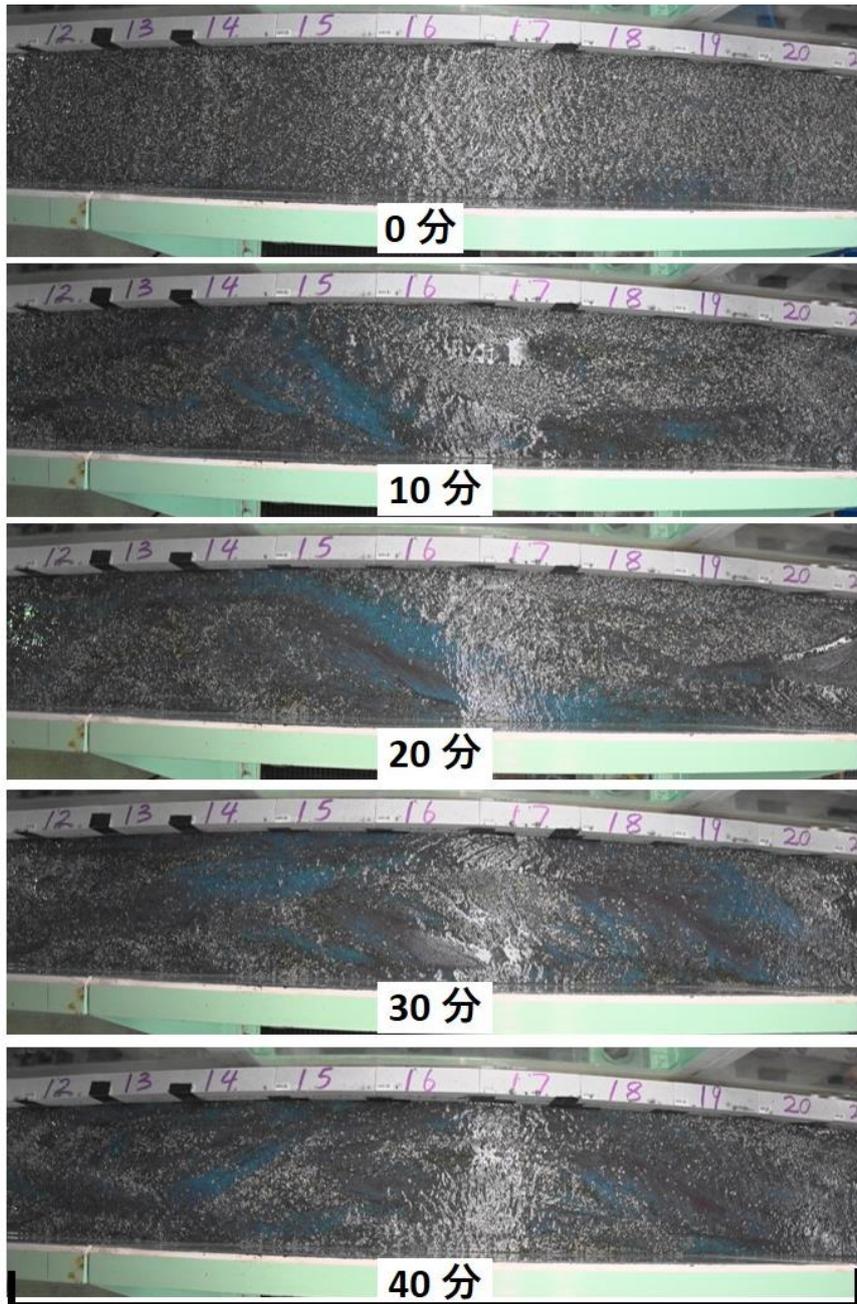


図 5.2.4 GSD 1_L の結節点密度

時が 3.03 と 3.75 となったが、GSD2_L ではそれぞれ 8.67 と 5.67 と大きく異なり、両時刻とも混合度の大きい GSD2_L の方が大きかった。これは現地で観測された現象と一致した。このメカニズムを解明するため、以下粒度別の流砂量等について分析していく。

5.3 各粒径階粒子の移動性と結節点密度との関係

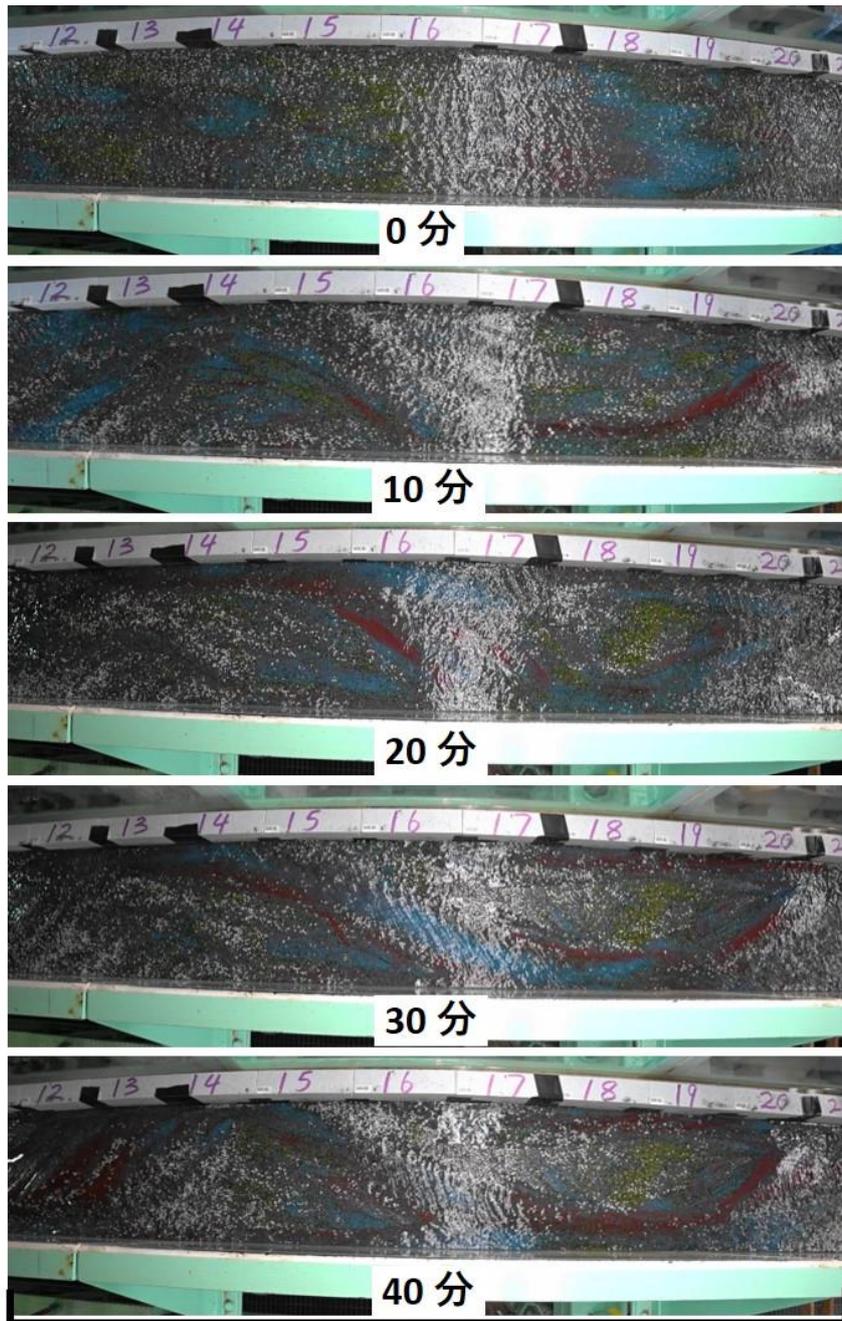
5.3.1 最小粒径階粒子の割合が河床材料の移動性に及ぼす影響



上流端から
230 cm

上流端から
420 cm

図 5.3.1 GSD1_L 通水中 10 分おきの水路床の様子



上流端から
230 cm

上流端から
420 cm

図 5.3.2 GSD2_L 通水中 10 分おきの水路床の様子

初期河床，流出土砂，及び実験後の表層の粒度分布を比較し，混合度の違いによって，各粒径階粒子の移動性がどのように変化したかについて考察する。まず通水開始から終了までの 40 分間の水路の様子を，10 分おきに撮影した図 5.3.1 (GSD1_L) と図 5.3.2

(GSD2_L) で示した。2 ケースの実験写真を比較すると，2 ケースとも偏流性の強い複列砂州から 1.5 列砂州の形態へと遷移している様子がわかるが，混合度の大きい GSD2_L の

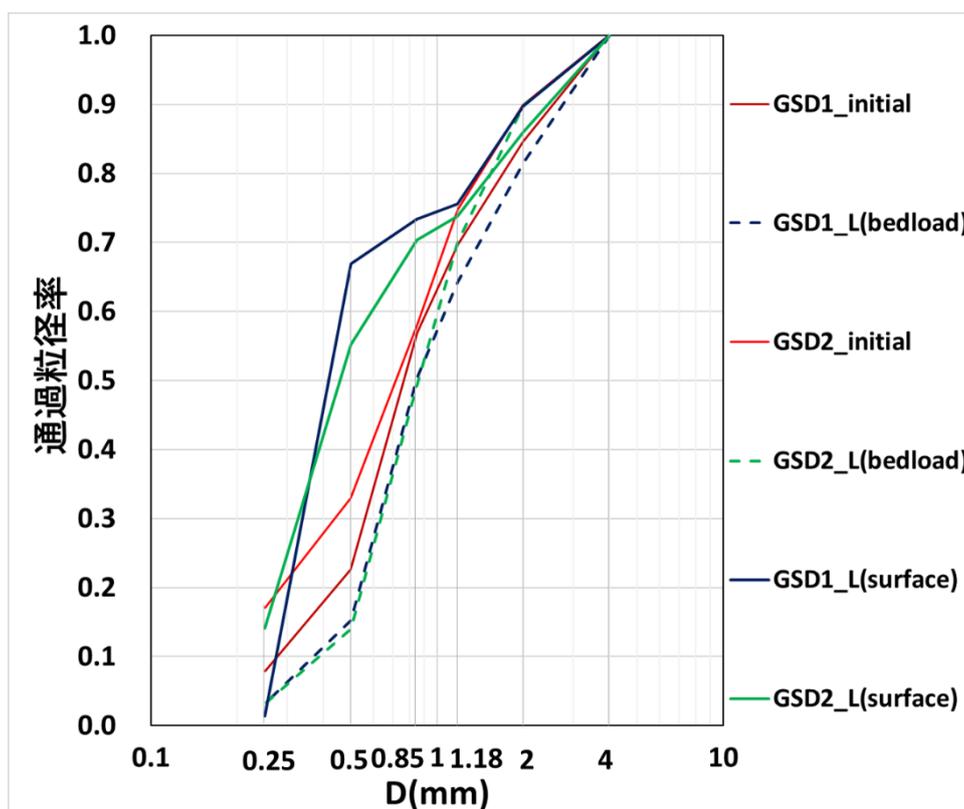


図 5.3.3 大流量時 2 ケースにおける掃流砂と通水後水路床表面層の粒度分布

方が流路はより蛇行しており，砂州の移動が比較的遅く，変形しにくい傾向が見られた．これを図 5.2.3 に示した流砂量の特徴と合わせて考えると，GSD1_L の流砂量の方が大きく，混合度の小さい GSD1_L における河床材料全体の移動速度が速いことがわかる．そして，表面層の色合いから，粒度に差が生じていることも見て取れる．そこでこれら大流量の 2 ケースにおいて，実験終了時の全水路の表面層材料と実験中に回収したすべての流出土砂の粒度分布を図 5.3.3 に示した．図 5.3.3 中の赤線は各ケースの初期河床の粒度分布を示し，青実線と緑実線はそれぞれ GSD1_L と GSD2_L における通水後の表面層の粒度分布を示し，点線は実験中に回収した流出土砂の粒度分布を示す．表面層の粒度を表す実線を比較すると，GSD1_L の方が最小粒径階 0.25mm の粒子は少ないものの，0.5mm の粒子が 6 割以上あるため，全体的には GSD2_L より細かい粒度となっていた．GSD2_L の通水後の表面層材料は，GSD1_L と同じく 0.5mm 粒径階の粒子が最も多くなっていたが，その割合は全体の 4 割くらいで，GSD1_L より低かった．一方，0.25mm の粒子が 1 割以上含まれており，代表粒径に最も近い粒径階 0.85mm と最大粒径階 4mm の 2 集団も GSD1_L より高い割合になっていた．そして，点線で表す流出土砂の粒度分布を比較すると，代表粒径に最も近い粒径階の 0.85mm 以下の粒径集団の割合は 2 ケースではほとんど同じであったが，それ以上の粒径階の粒度分布に関しては，特に最大粒径階 4mm の粒子の割合が 2 ケースで明瞭に異なっており，GSD1_L の方が 1 割ほど多く流出していたことがわかる．つまり，GSD2_L は流出した最大粒径階 4mm の粒子が GSD1_L より少なく，表面層にも GSD1_L よ

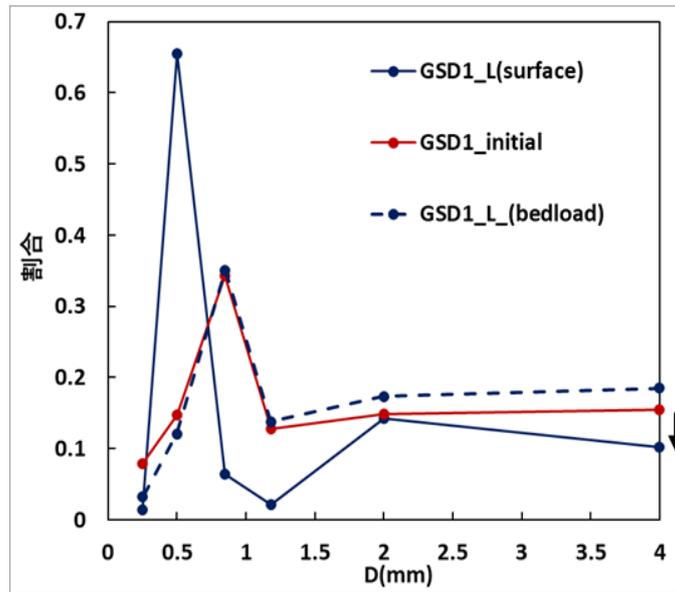


図 5.3.4 GSD1_L の掃流砂と通水後水路床表層における粒径別の割合比較

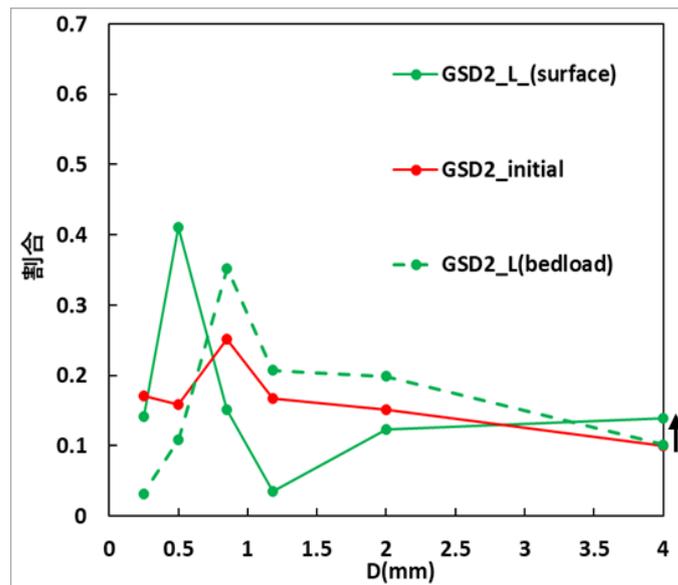


図 5.3.5 GSD2_L の掃流砂と通水後水路床表層における粒径別の割合比較

り多く残っていた。このように2ケースでは粒径階の幅と掃流力とも同じ程度であるものの、粒径集団が異なる移動性を示した。

そこで、図 5.3.4 と図 5.3.5 にこの2ケースの通水前における水路床の初期粒度分布（赤線）、実験終了後の水路床表層の粒度分布（GSD1_L は青線、GSD2_L 緑線）ならびに実験中に流出した土砂の粒度分布（GSD1_L は青点線、GSD2_L 緑点線）を再び比較して、そのメカニズムを考察した。まず2ケースそれぞれの流出土砂と初期水路床の粒度分布とを比べると、流出土砂には初期水路床を構成する全粒径階の粒子が含まれている上、大粒径のものほど初期水路以上に輸送されており、すなわち、最小粒径階 0.25mm の粒子は初期河床材料の含有率と関係なく、流出土砂に占める割合が初期河床材料より低く、一

定値で安定する傾向がみられた一方、最大粒径階の 4mm の粒子は初期河床材料の割合より流出土砂の方が高い割合になっていることもある (GSD1_L). 図 5.3.4 の GSD1_L では実験終了後の水路床表層 (GSD1_L (surface)) における最小粒径階 0.25mm の粒子と最大粒径階 4mm の粒子の両方とも、初期河床材料 (GSD1_L (initial)) よりも低くなっていた. すなわち、GSD1_L では、最小粒径階の粒子の輸送率と表層に堆積する割合の両方とも初期河床材料の割合より低いものに対して、最大粒径階の 4mm の粒子は初期河床材料の割合より多く輸送されたため、実験後に表層に取り残される割合も低くなっていた. このことから、最小粒径階の粒子は、表層から大きい粒子間の隙間を充填するように入り込み、河床の鉛直方向の分級⁹⁾に寄与する動きをしていたと考えられる. つまり、実験では、材料 m だけを対象にしているが、このように最小粒径階の粒子に対応する細礫集団も材料 s と同じく、隙間を充填する材料の役割を果たしている. 但し、その粒径集団は、材料 s より大きいため、入り込める最小の隙間も材料 s の場合より数倍以上大きいと考えられる. そのため、侵食されたら、骨格材料 (大流量のケースでは 4mm の粒子) が流れに触れる面積率が一気に増大するため、すぐ不安定になり、大粒径のものが流出するのではないかと考えている. 一方、図 5.3.5 の GSD2_L では、実験後表層の 0.25mm 粒子は流出された分だけ僅かに減っており、最大粒径階 4mm の粒子は初期河床材料より多く表層に堆積していた. GSD2_L の場合は初期河床材料には 0.25mm 粒径階粒子が 15% くらいあるため、0.25mm の粒子が表層の大粒子間の隙間から抜け出した後、流下する過程において下流側の河床の間隙を充填することは少なく、表層に残るものと継続的に流送されるもののいずれかになることが多い. また、小粒径集団が表層に多く存在するため、最大粒径階 4mm の粒子が流れに接触する表面積も小さくなるが、その周りの小粒径集団が侵食され、露出する表面積が増えて、掃流力が移動限界掃流力まで増加すると移動する. こうした状況であるため、GSD2_L の場合、4mm の粒子は骨格の役割となる安定状態から流出されるまで時間を要するため、その流出量が GSD1_L より少なくなると推察されるが、これについては後ほど検証する.

5.3.2 芦田・道上の混合砂流砂量式⁷⁾による粒径別の流砂量と実験結果との比較

混合砂の場合、一様砂に比べ、大小様々な粒子が含まれており、小さい粒子は大きい粒子に遮蔽され、一様砂より、動きにくくなり、一方、大きい粒子は隙間に小さい粒子の移動があるため、一様砂の時より、動きやすくなる. そのため、Egiazaroff⁸⁾は混合砂における各粒子に作用する流体力をそれぞれの粒径 d_i と平均粒径 d_m の比 $\frac{d_i}{d_m}$ を用いて、式 5.3.2

のように各粒径 d_i の限界掃流力を求める式を提案した. その後、芦田ら⁷⁾は $\frac{d_i}{d_m} < 0.4$ の範囲

における d_i の限界掃流力を式 5.3.3 のように修正し、式 5.3.1 の芦田・道上 (1972) ⁷⁾ の混合砂の流砂量式を提案した. ここでは、この混合砂の流砂量式 (式 5.3.1-5.3.3) によって、2 種類の混合砂とも流出土砂量を十分回収できた大流量時の 2 ケースについてそ

それぞれの流砂量を算出した。そして、計算結果と実験結果とを比較して、粒度組成の相違による流砂量の影響を検討する。

$$\frac{q_{bi}}{p_i u_{*e} d_i} = 17 \tau_{*ei} \left(1 - \frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*i}}\right) \left(1 - \frac{u_{*ci}}{u_*}\right) \quad \text{式 5.3.1}$$

$\frac{d_i}{d_m} \geq 0.4$ の時

$$\frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*cm}} = \frac{(\log 19)^2}{(\log 19 \frac{d_m}{d_i})^2} \quad \text{式 5.3.2}$$

$\frac{d_i}{d_m} < 0.4$ の時

$$\frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*cm}} = 0.85 \frac{d_m}{d_i} \quad \text{式 5.3.3}$$

ここに、 q_{bi} : 粒径 d_i の流砂量, p_i : 河床材料に d_i の占める割合, u_{*e} : 有効摩擦速度, $\tau_{*ci} = u_{*e}^2 / s g d_i$, $\tau_{*i} = u_*^2 / s g d_i$, $s = 1.65$ 砂の比重, τ_{*ci} : d_i の無次元限界掃流力, u_{*ci} : d_i の限界摩擦速度, d_m : 河床材料の平均粒径, τ_{*cm} : 平均粒径 d_m の無次元限界掃流力, d_m の一様砂の限界掃流力となる。

図 5.3.6-図 5.3.7 は大流量の 2 ケースにおける式 5.3.1 によって計算された流砂量と実験結果との比較である。2 図を比較すると、全粒径階流砂量は GSD1_L の計算結果が実験結果より小さくなるのに対して、GSD2_L では計算結果が実験結果より倍以上大きくなっていることがわかる。そして、粒径階別の流砂量を比較すると、GSD1_L の方は特に大きい粒径階集団 (4mm, 2mm) に対する計算結果が実験結果よりかなり小さく、過小評価になっていたが、GSD2_L の方は小さい粒径階集団 (0.5mm, 0.25mm) の計算結果が実験結果に比べて、過大評価になっていた。これより、この理論では混合砂の各粒子の移動限界

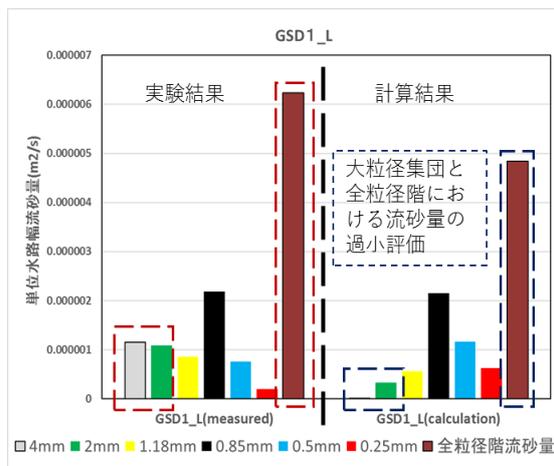


図 5.3.6 GSD1_L における流砂量の計算結果と実験結果の比較

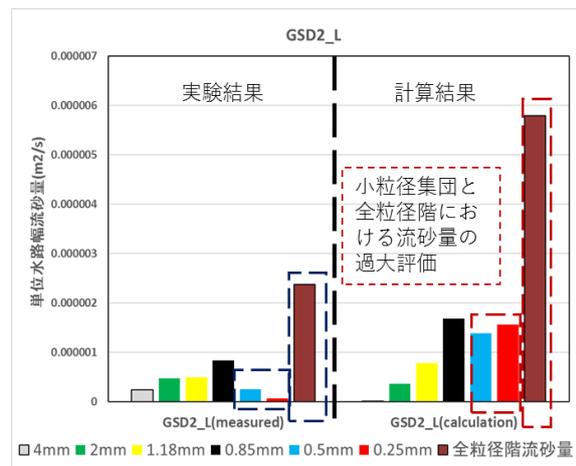


図 5.3.7 GSD2_L における流砂量の計算結果と実験結果の比較

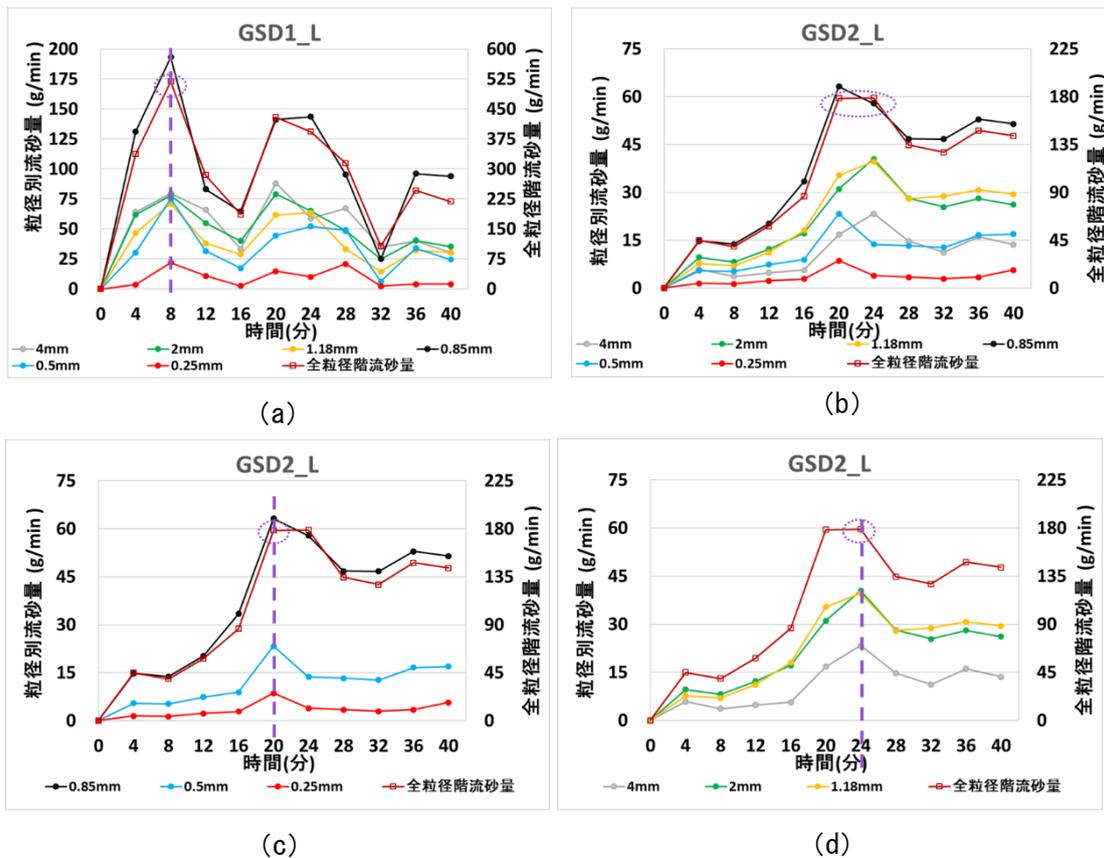


図 5.3.8 各粒径階粒子の流砂量および粒径階総流砂量の経時変化

掃流力は、粒子の大きさの違いによる混合作用を考慮しているが、本実験のように粒度の幅が同じで、特定の粒径集団の割合の変化による影響を十分に表現されないと思われる。従って、2 ケースにおける各粒径階粒子の流砂量の時系列の変化から、それぞれの移動性を考察した。図 5.3.8 の (a) GSD1_L と (b) GSD2_L を比較すると、河床材料に同程度の掃流力が働いていたものの、GSD1_L は、実験開始して間もなく、全粒径階総流砂量のピークに達したのに対して、GSD2_L は、初期はかなり小さい流砂量から始まり、次第に増大してピークになった。すなわち、前述した GSD1_L の河床材料が全体的に移動しやすく、GSD2_L は、大きい粒子が移動しにくいと、小さい粒子が河床で部分的に移動する現象が卓越する。そして、全粒径階総流砂量が最大になる時、(a) の GSD1_L では、すべての粒径階の粒子の流砂量が同時に最大になって、1 つのピークになったのに対し、GSD2_L では、(c) と (d) のように先に 0.85mm 以下の細粒集団が最大になり、この時に総流砂量が最大となった後、1.18mm 以上の粗粒集団の流砂量が最大になって、総流砂量の最大値が 1 単位計測時間持続する現象が生じていた。これは、0.25mm の粒子の割合が多い GSD2_L の方が、河床の間隙材となる細粒集団を侵食してから、粗粒集団が移動し始めるのに時間がかかるためである。すなわち、細粒集団の割合が多いほど、粗粒集団より遅れて移動し始めるために、両者の流砂量が最大になる時間に差が生じて、総流砂量に二つのピークが現れたと考えられる。

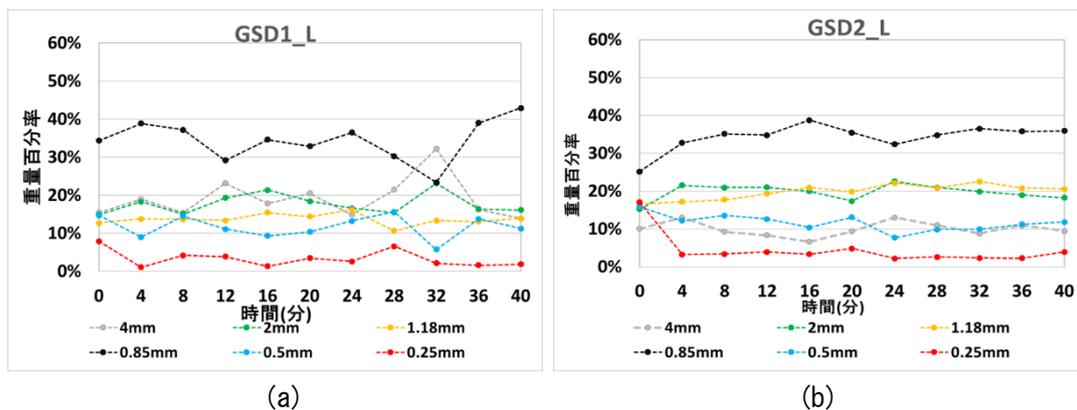


図 5.3.9 流出土砂に占める粒径別割合の時系列変化

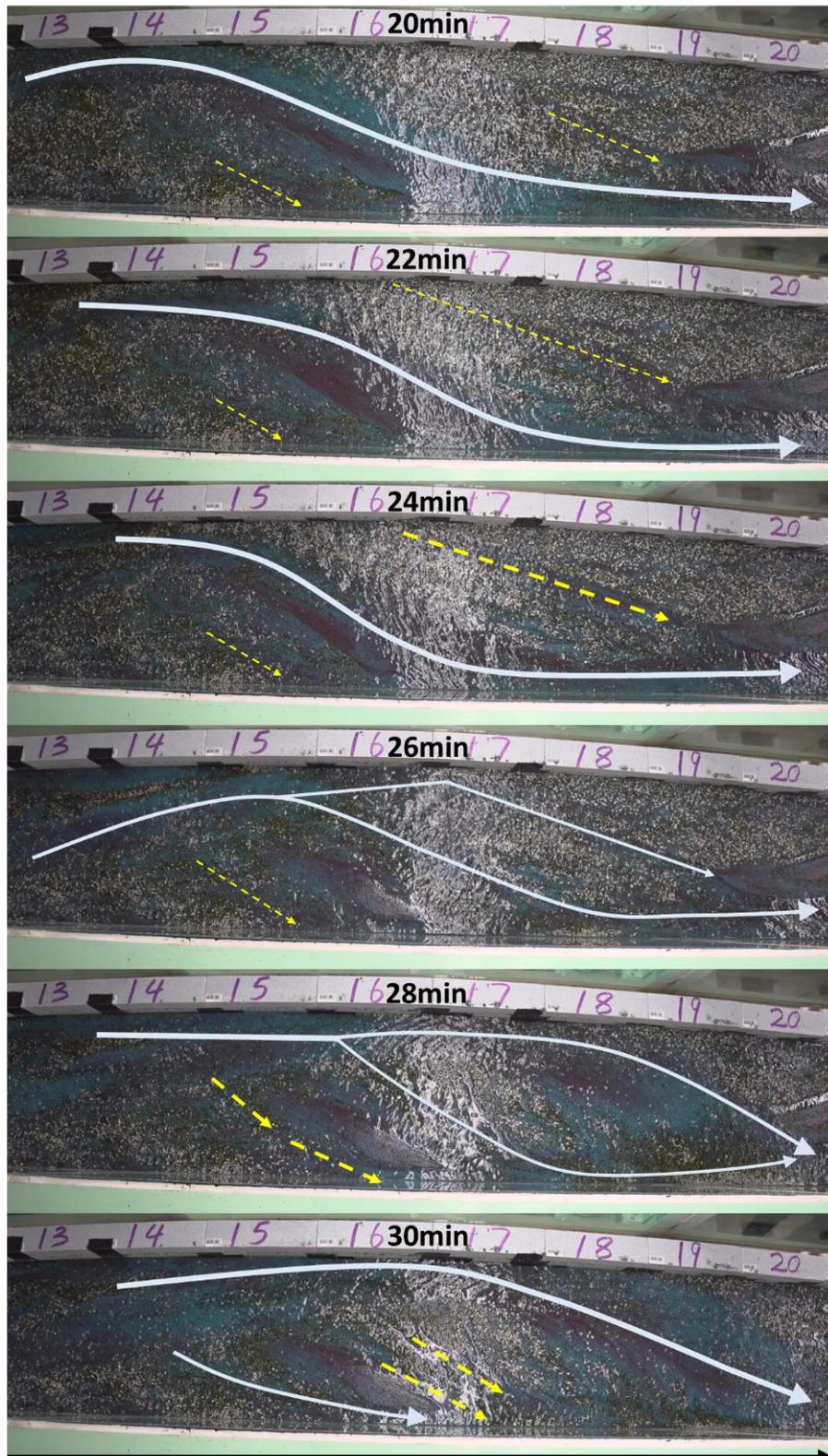
そして、図 5.3.9 に示す 2 ケースの流出土砂における粒径別の割合の経時変化を比較すると、0 分時刻に示す初期河床材料の粒径別流量の割合に比べ、最小粒径階 0.25mm 粒子の少ない GSD1_L では、最大粒径階 4mm 粒子は実験中に初期河床材料より高い割合のまま輸送されていた。一方、最小粒径階 0.25mm 粒子の多い GSD2_L では、最大粒径階 4mm 粒子は初期河床材料より低い割合で輸送されていた。すなわち、最小粒径階 0.25mm 粒子の割合が大幅に増加することによって、混合砂床の空隙率を有意に減少させ、最大粒径階 4mm 粒子の移動性を低下させたと考えられる。

これらのことから、混合砂における各粒子の移動性は、従来芦田・道上の混合流砂量式 (式 5.3.1-5.3.2) のような、大小粒径の粒子の混合効果によって、粒径別の移動限界掃流力の差異が生じることによる影響と、本実験でも確認された、各粒径集団の割合の相違による影響の双方を考慮しなければならない。

5.3.3 河床材料の移動性が結節点密度に及ぼす影響

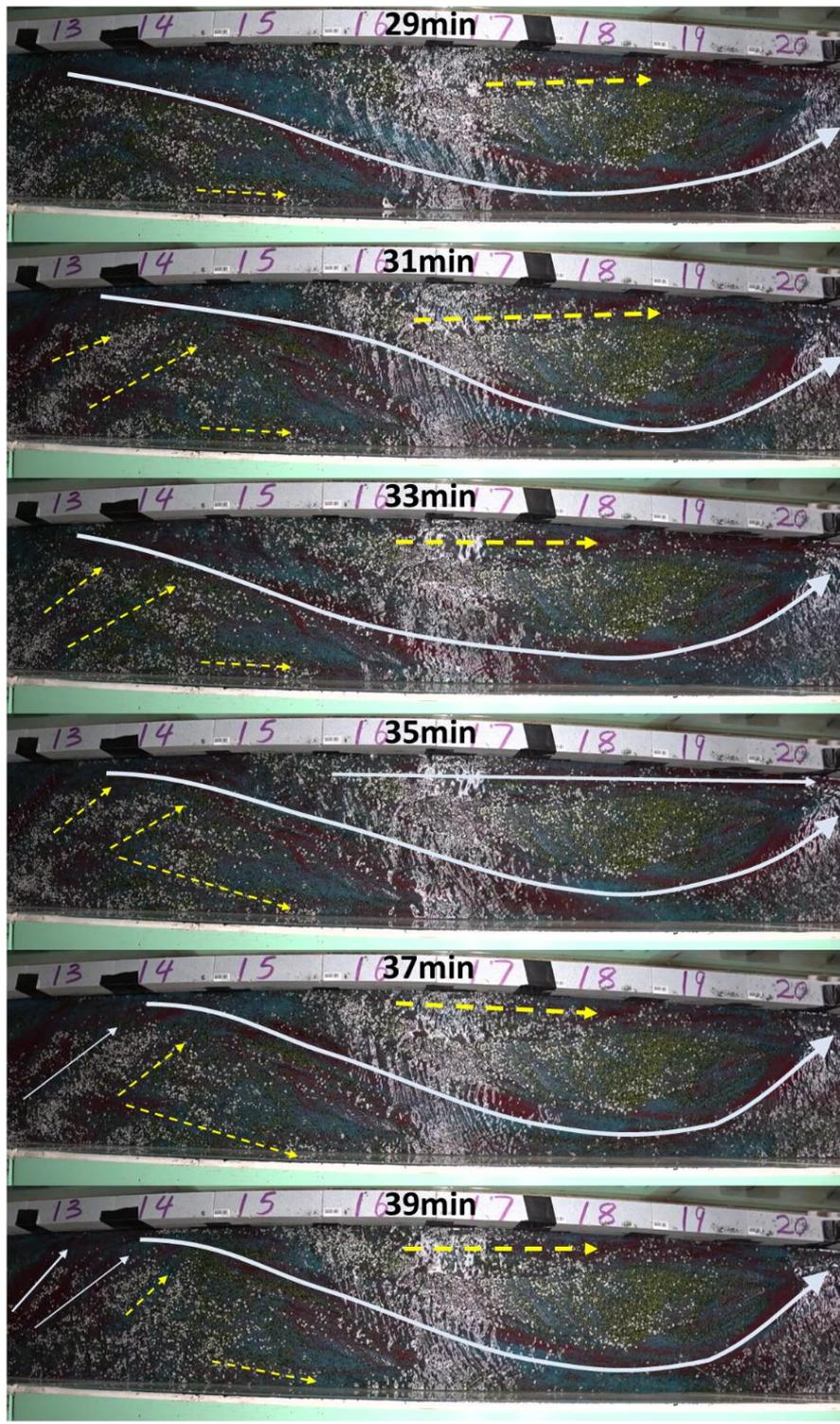
これまで、最小粒径階粒子の割合によって、骨格材料となりうる粒径階粒子の移動性に大きく影響することを解明した。ここで、それが砂州の移動と形状に影響する結節点の形成との関係について分析した。

図 5.3.10 と図 5.3.11 はそれぞれ GSD1_L と GSD2_L の様子であり、いずれも最大流砂量が確認された後、一度低下した流砂量が再び増加している 10 分間の状態である。写真は 2 分おきに撮影され、水路床の変動を捉えた。2 図を比較すると、水みち、流路、砂州の変動性に大きな差が見られる。図 5.3.10 に示す細礫集団の少ない GSD1_L では、20 分の時、図中左岸側の 15 番と 16 番のブロックあたりを境界に、上下流に半波長の交互砂州が存在し、流路は一本だった。その後、下流側の砂州上にある水みちでは、表層下で伏流水が流れているため、その浸透流によって侵食が進み、最終的には砂州の上流端まで到達して、26 分に主流路と繋がっている。そして、流路が二つに分岐して、下流側の砂州が急速に侵食され始めた。28 分に下流側の砂州上を分断する流路が明瞭になったことによって、そちらへ主流路が移りつつ、分岐する 2 流路の分岐点から新たな中州が発達した。30 分に、左岸側の流路が主流路となり、最初にあった右岸側の主流路が細かい粒子（青と赤



上流端から 250cm 流路 → 上流端から 410cm
 砂州上で一部伏流水となる水みち - - - - -

図 5.3.10 水みちと流路の活発的な変動による砂州の解体と集合 (GSD1_L)



上流端から 250cm 流路 上流端から 410cm
 砂州上で一部伏流水となる水みち

図 5. 3. 11 水みちと流路の部分的な変動による砂州の停滞 (GSD2_L)

の粒子が表層を覆っていた)の堆積によってなくなり、そのなごりが中州の新たな水みちとなった。すなわち、砂州上の水みちの下に集中した浸透流によって、主流路まで砂州を侵食することによって、主流路の大きな変動とともに砂州の全体的な移動をもたらした。これらの現象を、図 5.3.11 に示す細礫集団の多い GSD2_L でも観察すると、10 分間は主流路と砂州に大きな変動がなく、停滞しているように見受けられる。そして、砂州上の水みちは、上流側に向かって侵食と埋め戻しが繰り返して生じていたが、砂州上に形成された水みちが上流端まで到達し、新たな流路として上下流とつながることはなく、砂州の移動が生じていなかった。このように、GSD1_L のような細礫集団が少なく、混合度の小さい河床では、大きい粒子が移動しやすくなり、砂州上の水みちが上下流とつながって新たな流路が形成されたり、砂州が全体的に移動しやすくなったりする傾向が見られた。よって、材料 m の混合度の小さい河床では、結節点密度が大きくなりにくい。細礫集団が多い GSD2_L のような河床では、大きい粒子間の細粒分が侵食され、流れに接する表面積が増加して初めて移動するため、大きい粒子は安定する時間が長くなる。一方で、細かい粒子の移動性は、2 ケースの粒度組成の違いによる影響を受けず、同程度であるが、砂州の骨格となる大粒子が移動しにくいいため、砂州が全体的に侵食されたりあるいは前進したりしにくく、砂州の個数の変化が小さくなる。一方、細かい材料が集合して、砂州の上で移動することによって、水みちを作ったり、流路だったところに堆積して、ワンドやたまりを形成したりするような部分的な地形変動ももたらすため、結節点が増えて、結節点密度が大きくなりやすい。

そして、実河川での状況を確認すると、図 5.3.12 の写真から、たまりの右岸側に砂州の上での土砂より細かい土砂が堆積しているものの、左岸側は図の左の写真に示す主流路付近の粒度と似っており、細粒土砂が少ないことがわかる。これによって、実験でみられた細かい材料が侵食されて、砂州上での水みちを形成して、またそれらがこの水みちに堆積することによってたまりを形成するという現象を確認した。



図 5.3.12 たまり周辺の粒度 (常願寺川 s1-①のサイト Jyoganji_p2)

5.4 実験のまとめ

0.25mm から 4mm の 6 粒径階の砂を用いて、現地河川における材料 m の粒径集団に対応させ、代表粒径 D_{60} を等しくなるようにし、混合度の大きい ($D_{84}/D_{16} = 7$) と混合度の小さい ($D_{84}/D_{16} = 5$) の 2 混合砂を配合した。2 混合砂の代表粒径に対して、無次元掃流力が無次元限界掃流力くらいの小流量、とそれより 1.6 倍くらい大きい掃流力になる大流量の 2 流量シリーズ実験、合計 4 ケースの実験を実施した。その結果、流量規模と関係なく、混合度が大きいほど、結節点密度が大きくなることを検証できた。さらに、実験結果の分析によって、材料 m の最小粒径集団である細礫集団に対応する、混合砂の最小粒径階 0.25mm 粒子の割合によって、総流砂量に大きく規定する骨格材料に対応する最大粒径階 4mm 粒子の移動性が大きく変化することが原因だとわかった。0.25mm 粒子の少ない、混合度の小さいケースでは、骨格材料も移動しやすくなるため、流れが集中すると上下流連続した流路として発達しやすく、結節点密度は大きくならない。一方、0.25mm 粒子が多くなることによって混合度の大きくなるケースでは、骨格材料の移動を抑制するため、砂州が全体的に移動しにくく、部分的に細粒分のみが活発になる。それによって、細粒分が侵食されて、砂州の上で一部伏流水となる水みちを形成したり、それが埋もれて、ワンドやたまりを形成したりする。したがって、砂州の形状が乱れ、結節点密度が大きくなる。但し、実河川では細礫集団よりさらに小さい材料 s の砂集団も同様に、河床の間隙に存在しており、砂集団の多い河川では河床の空隙率がさらに小さくなると考えられるが、黒部川のように砂の割合が 20% くらいあり、河床の空隙率が非常に小さいと考えられる場合においても、結節点密度は小さかった。このように、全体的な流れの動きやすさには寄与しても、局所的な流れの集中に伴う河床形態の変形には寄与しない材料 s としての砂の役割と、砂州上の水みちのような集中した流れに対して河床を安定させる材料 m の最小粒径集団である細礫や細かい中礫の役割は異なり、骨格材料の大きさの比によって役割が異なることも重要である。

参考文献：

- 1) H. Ikeda, F. Iseya : Thresholds in the mobility of sediment mixtures, International Geomorphology Part I, 561-570, 1987. (再掲)
- 2) Peter R. Wilcock, Stephen T. Kenworthy : A two-fraction model for the transport of sand/gravel mixtures, Water Resources Research, 38(10), 12-1-12-2, 2002. (再掲)
- 3) 藤田光一, 山原康嗣, 富田陽子, 伊藤嘉奈子, 小路剛志 : 大礫床表面における砂の堆積状況と浮遊砂量との関係についての実験的研究, 水工学論文集, 52, 547-552, 2008. (再掲)
- 4) 黒木幹男, 岸力 : 中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究, 土木学会論文報告集, 342, 87-96, 1984. (再掲)

- 5) 芦田和男, 江頭進治, 里深好文, 後藤隆之, 寺西直之: 網状流路における混合砂礫の分級と流路変動, 京都大学防災研究所年報, 34, 247-260, 1991.
- 6) 関根正人, 平松裕基, 中川裕貴: 骨格が大礫により構成される河床上で生じる鉛分級のメカニズム, 土木学会論文集 B1(水工学), 74(4), 1069-1074, 2018. (再掲)
- 7) 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, 土木学会論文報告集, 206, 59-69, 1972.
- 8) Egiazaroff V. I. : Calculation of Nonuniform Sediment Concentrations, Journal of the Hydraulics Division, 91(4), 225-247, 1965.

第六章

結論

第6章 結論

6.1 まとめ

本研究は、扇状地河川を対象に、流域地質に起因する河床材料の粒度特性を、粒径加積曲線の形状特性と各粒径集団の割合の差異によって定量的に評価し、流域地質との関係を明示することから始めた。その上で、その粒度組成が扇状地河川の河床形態の変動特性および形態に及ぼす影響を、扇状地スケール、小セグメントスケール、砂州スケールといった階層的な空間スケールで解明した。ここで、メカニズムが不明であった現象については水路実験で確認した。すなわち、流域地質が異なることで、扇状地河川にどのような地形の違いが生じるのかを現地観測と水路実験により分析したものである。ここで得られた成果をまとめる。

まず、扇状地に影響を及ぼすと思われる流域の地質及び地形の二つの観点で、二種類の類型化を行った。地質の観点では、日本の全一級河川流域を対象に、その構成地質に基づき、9つの類型に分類することができた。地形の観点では、扇状地が形成された堆積場と活断層の有無に着目し、平野型・臨海型・大盆地型・小盆地型の4つの類型を提案した。

(2章参照)

次に、流域地質が河床材料の粒度特性に及ぼす影響を見るため、土石流型扇状地の多い小盆地型を除いた3つの類型と、9つに分類した地質類型の内7つを含む、北海道から中部までの20河川の扇状地76サイトにおいて、河床材料の調査を実施し、粒径加積曲線を作成した。その結果、扇状地河川の河床材料の粒度組成は、花崗岩、火山岩、付加体の3地質の風化特性によって大きく影響を受けていることがわかった。巨礫(>256mm)・大礫集団(64~256mm)の割合では、花崗岩流域>火山岩流域>>付加体であるのに対し、中礫(16~64mm)・細礫集団(2~16mm)の割合は付加体流域>>火山岩流域>花崗岩流域となり、花崗岩流域や火山岩流域は大礫、付加体流域では中礫が主要材料となる。なお、細礫は付加体流域でのみ多かった。砂の割合は崩壊地のある流域>>その他の流域となり、扇状地河川の河床に堆積する砂の量は、供給土砂の量に規定されると推測される。ここで、砂の割合が多い河川では二峰性の粒度分布となるのに対し、それ以外の河川では対数正規分布にのった粒度分布となる。これは、砂が礫間を埋める材料s(sub)として、それ以外の材料m(main)とは異なる挙動を表しているためであり、2mm以下を材料sとみなして除去した場合には、すべての粒度分布が、粒度幅の狭い対数正規分布(規準化した対数正規分布の σ_{Lm} が0.7~1.3)に当てはまった。これらの特徴に従って、河床材料の粒度組成の特徴を材料mの標準偏差 σ_{Lm} と材料sの割合の2指標によって定量的に評価する手法を提案した。(3章参照)

続いて、扇状地スケールで、こうした粒度の違いが扇状地の河道および河床の変動性に及ぼす影響について分析した。ここでは、現扇状地表面での開析が進んでいない、土砂供給量の大きい中部地方に分布する臨海型扇状地を対象を絞り、花崗岩流域の黒部川・常願寺

川、火山岩流域の庄川と手取川、付加体流域の大井川を対象とした。

まずは、人為的に河道を固定する前の河道を、各種資料と治水地形分類図の旧河道の分布状況から判断し、扇状地スケールで河道の変動性と河床材料の粒度組成との関係を示した。対象河川に見られた新旧河道の流路形態は、小玉ら（1987）の実験結果とよく対応していた。小玉らは、砂が5割以上を占める材料で実験を行った結果、扇状地上に一本の浅い河道が形成され、河道から溢れた弱い流れが扇面に浅い流路を形成しつつ、河道が首振りし、緩勾配扇状地を形成するとしている。実験のスケールを考えると、これは粒度が全体的に小さい付加体流域に該当する。一方、礫が8割以上の場合、河道が不明瞭になり、扇面上で面状の洪水となって不連続な放射状流路を形成し、急勾配扇状地を形成するとしている。これは大礫が主材料の火山岩・花崗岩流域に該当する。砂が3~4割の場合は扇頂で下刻が生じ、1本の線状河道が形成される状態と扇状地面で面状洪水の状態を交互に繰り返して扇状地が形成し、扇頂部で明瞭な扇頂溝の形成と消滅を繰り返すとしている。これは、崩壊地の花崗岩流域に該当しそうである。

実際に、付加体流域の大井川は緩勾配の扇状地で、本川が首振りをしつつ、ところどころで破堤して不明瞭かつ断片的な旧流路を形成していたことがわかった。扇頂部のみならずまんべんなく治水を行っていたことも、扇頂溝を形成しにくいことと対応していそうであり、河道は最も不安定である。火山岩流域の庄川や手取川は、新旧河道それぞれに明瞭な扇頂溝を持つため、最も安定した河道となり、新旧河道は扇頂から分岐して扇面に放射状に分布する。これに対して、砂も多い花崗岩の河川では、扇頂溝の消長があるため、河道が比較的不安定になり、浅い扇頂溝を抜けた後で扇面に放射状に分岐する。（4.1 参照）

また、こうした地質に起因する粒度の違いは、河床形態の変動性にも影響することを確認した。ここで、河床形態を表す指標として、従来から用いられている結節点網状度、中州網状度という河床形態の複雑さを表す指標に加え、砂州の形状を表す結節点密度という新たな指標を開発し、これら三指標の変化を70年分の空中写真から分析した。その結果、粒度が全体的に小さい付加体流域では、高頻度の小出水でも河床が大きく変化し、これら三指標の変動は最も大きかった。それとは対照的に、粒度が全体的に大きく砂も少ない火山岩流域では、低頻度の出水でなければ河床が動かず、変動は最も小さかった。そして、大礫と砂の両方が多い花崗岩流域では、礫間が砂によって埋もれており、砂の量多いほど礫間の距離も大きくなるため、礫間の砂がある程度侵食されない限りは動きにくい。砂が侵食され、礫が移動する限界掃流力に達すると、いざ動き出す挙動をする。そのため、中小出水での変動は小さいが、ある程度の出水になるとこれらの指標が突然大きく変化する。こうした河床の変動特性は4.1で整理した河道の変動特性とも合致していた。

（4.2 参照）

そして、さらにスケールを落とし、扇状地内での小セグメントごとの河床勾配、川幅、河床材料といった河道特性と河床形態の縦断変化の特徴を解明した。存在したセグメントは、扇頂部付近で山地河川同様の諸元を有し、平均年最大流量時に代表粒径に対する無次元掃流力（ τ^* ）が限界掃流力より大きいセグメント M. $D_{80} \sim D_{90}$ の巨礫に対する τ^* が 0.03

以下となるため、巨礫が骨格材料となり、河床勾配がほぼ一定で、川幅のみが徐々に広がるセグメント 1-①。巨礫の半分程度の 64~256mm の大礫が骨格となり、勾配が徐々に低下し、川幅が最も広がるセグメント 1-②。大礫以上の材料が少なく、 τ_* が 0.03 以下となる骨格材料が 1 割以下となり、安定した骨格が形成できず、川幅が急減すると共に勾配もどンドン減少して、蛇行原の緩勾配河川に漸近していくセグメント 2-①。これら四種類の小セグメントが見られた。なお、このように勾配と川幅と粒径が各小セグメントで変化していたが、平均年最大流量が流れている状態での τ_* は常に 0.05 から 0.2 程度であったことから、限界無次元掃流力くらいになるように勾配と川幅と粒径は相互に調整していることもわかる。これらの内、どの小セグメントが存在するかは、河床勾配、河床材料の粒度、扇端部下流の蛇行原の有無で決まっていた。(4.3 参照)

さらにスケールを落として、砂州の形状に注目すれば、結節点密度は砂州形状の複雑さを表す有効な指標であり、河川間で大小が明瞭に分かれた。しかしながら、これまでの様な地質との関係は見られなくなり、材料 m の内の細粒分である細礫集団の割合との間に相関が見られた。すなわち、材料 m のみに注目した材料の混合度 (σ_{Lm}) が重要であった。これは材料 m の混合度が小さければ、洪水時に全ての材料が動くか動かないかのどちらかになりやすく、砂州の形状が明瞭なのに対し、この混合度が大きければ、部分的に細粒分のみが移動するため、砂州を分断する水みちを形成したり、それが埋もれてワンドとたまりを形成したりするからであると推察された。(4.4 参照)

材料 m の最小粒径集団となる細礫集団が結節点密度に及ぼす影響については、水路実験によって検証した。その結果、細礫集団の割合が多いほど大礫や巨礫といった骨格材料が流れに触れる面積が減少し、大礫や巨礫の動きを抑える働きが見られた。また、砂州上で流れが集中した場合、細礫集団の割合が少ないと明瞭な水みちが上下流と接続し、連続した流路となるのに対し、細礫集団の割合が多いと埋め戻しも生じ、不連続な流路となりやすかった。さらに、前者は新たな流路が砂州上を分断するため、砂州全体の解体をもたらすこととなり、結節点密度が増加しにくくなる。後者はこのような流路を形成しにくく、砂州が移動しにくくなる一方で、その上ではワンドやたまりに起因する結節点を増やしやすく、結節点密度が大きくなりやすいことを検証した。現地の河川の分析結果からも、材料 s である砂は、河床の空隙率を下げ河床全体の変動性に寄与する一方、砂州形状自体への影響は見られなかったのに対し、材料 m の最小粒径集団である細礫集団には砂州形状を支配するという役割が存在することが確認された。(5 章参照)

このように、主に地質に起因する粒度分布によって、扇状地全体の流路形態、河床形態の変動性、扇状地上の小セグメント形成、結節点密度で表現される砂州形状が大きく異なることを示し、その背後にあるメカニズムと共にまとめた。

6.2 本研究の意義と展望

本研究は、各扇状地には地質に起因する固有の粒度分布が存在し、それによって流路形態やその変動性が異なることを解明した。また、各粒径集団には、骨格材料となる巨礫や大礫集団、局所的な河床地形の変動を支配する細礫集団、河床の空隙率を規定し河床全体の移動性に影響する砂集団と、それぞれの役割が存在する。そのため各粒径集団が河床材料に占める割合の変化によって、それぞれの役割が機能しなくなったり、あるいは機能が増したりするため、これらの集団の組み合わせを規定する粒度組成の相違、ひいてはそれを規定する地質構造の違いが重要であるということがわかる。また、バランスを保っていた流路形態を人為的に変化させることによって、特定の粒径集団が増減することがあり、結果として河床の移動性が大きく変わってしまうこともある。

本研究で提案した、階層的な空間スケールによる土砂動態の評価法は、このように地質に起因する粒度分布が全体の流路形態やその変動性にどのように寄与しているかを明らかにするものであり、本手法によりどの粒径集団が何に影響しているのか、それがいかなる人間活動によって改変されたのかを分析しやすくなると考えている。例えば、1章で述べた樹林化問題は未だ解決の道筋が見えていないが、粒度組成との関係性を追求することで、そのメカニズムが見えてくる可能性もある。このように、本研究は各粒径集団が河床変動における役割を解明することによって、扇状地河川における流砂に関する諸問題の理解と改善策に資する基礎的知見を提供できたと考えている。今後、扇状地河川の河道管理における諸問題を取りあげて、各粒径集団の割合の変化によって、お互いの移動性にどのように影響し、河床の変動形態に寄与しているかを引き続き詳細に検討していく必要がある。

謝辞

本研究の実施にあたり、まず主査の知花武佳先生には、修士課程から5年間にあたり、河川工学の研究の面白さとその意義を教えてくださいました。また、日本中数多くの河川現場に赴き、自ら現場から課題を見つけて、その課題を解くのに、河川工学に限らず、地理や歴史など多様な分野の観点から検討するアプローチをご指導いただきました。そして、研究だけではなく日本での留学生活の全般を含めて、始終一貫して温かいご指導やご支援をいただき、心より感謝申し上げます。また、ご多忙の中副査を引き受けていただいた名城大学の溝口敦子先生、本学の桑野玲子先生、田島芳満先生、下園武範先生には、何度も長い研究内容のご相談をお付き合いさせていただいて、多様な視点からご指摘やご助言を賜り、研究の本質的な意義を追求できましたことを、深く感謝いたします。

そして、土木研究所水災害・リスクマネジメント国際センターの原田大輔博士は、本研究室から卒業された後も、熱心に研究内容のご相談や実験資材のご支援をいただきました。謝意を表します。また2017年から本研究室に在籍した数十名の皆様には、現地観測や実験の手伝いやゼミなどを通じてたくさんのご意見をいただいたことを、大変感謝しております。

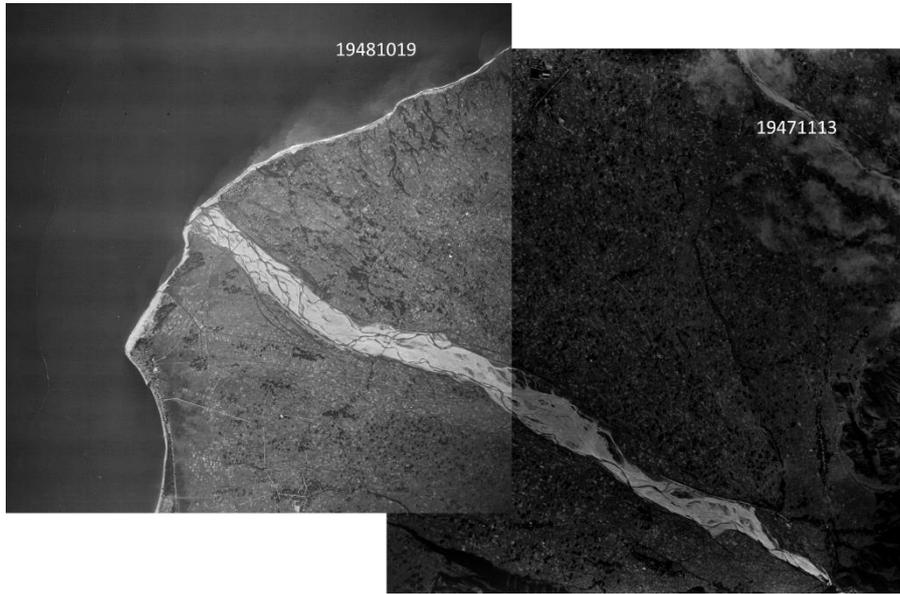
なお、この研究は、公益財団法人河川財団の河川基金助成事業（助成番号：2018-5311-007, 2019-5311-011）の助成を受け実施されました。関係者の皆様に謝意を表します。

最後に、10年半の留学生活を支えてくれた母国にいる両親に感謝したいと思います。
谢谢！

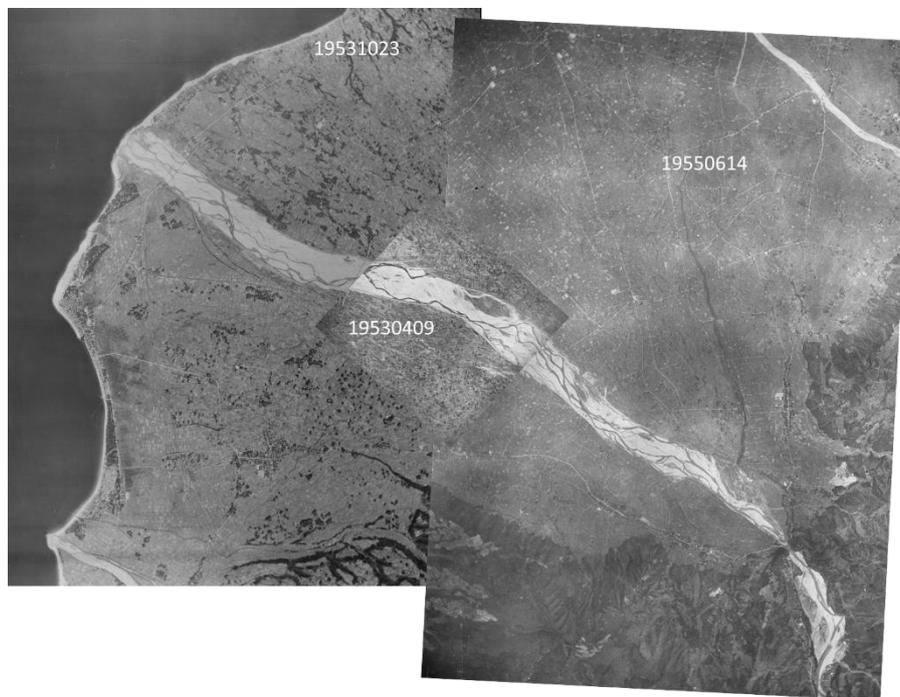
付録 1

河床形態の分析に用いた
空中写真

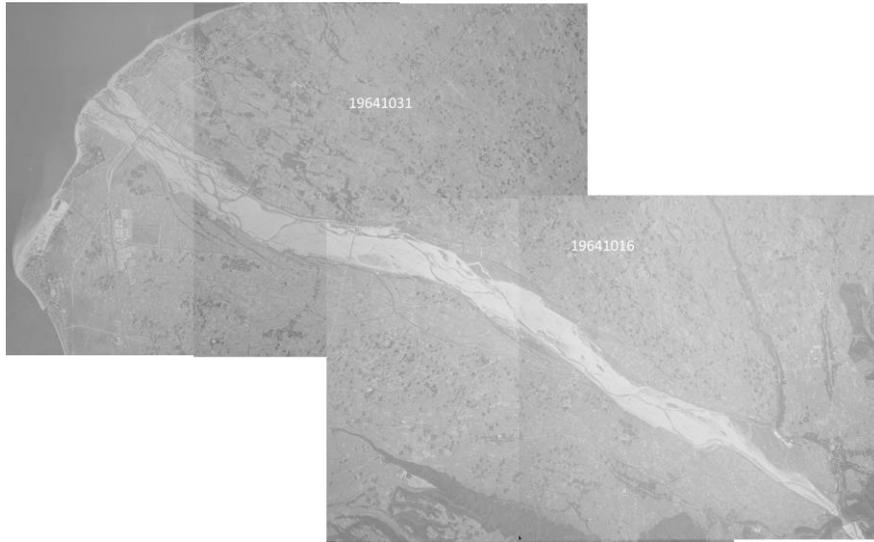
黒部川



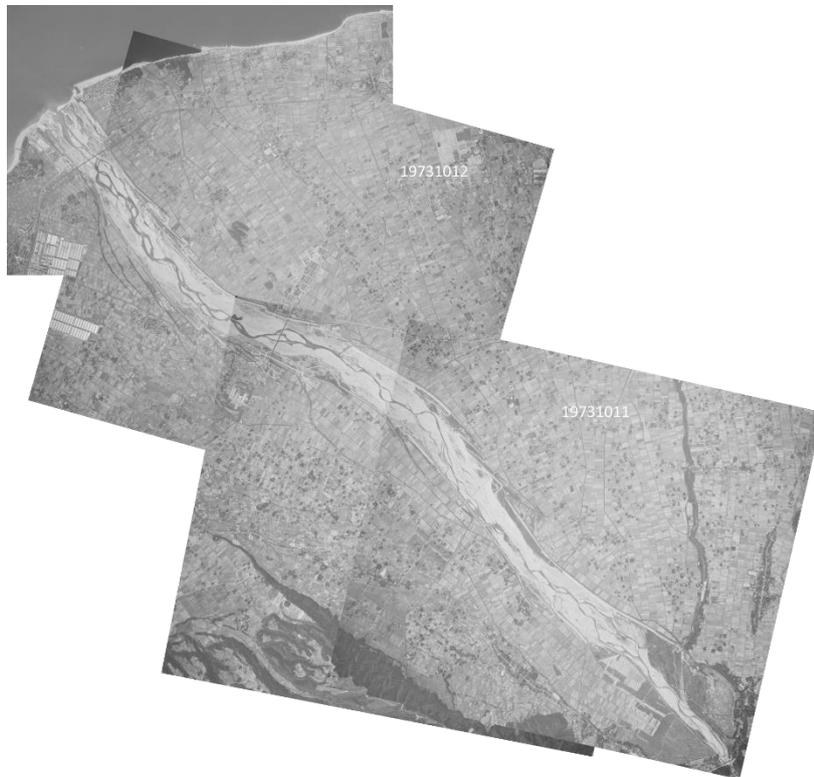
1940年代



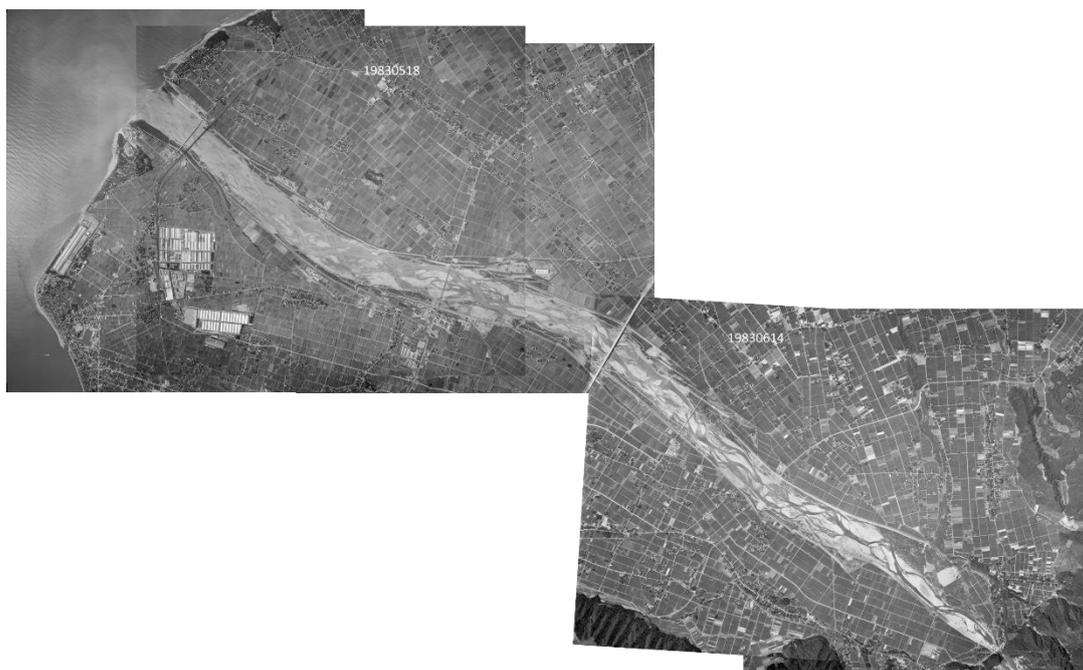
1950年代



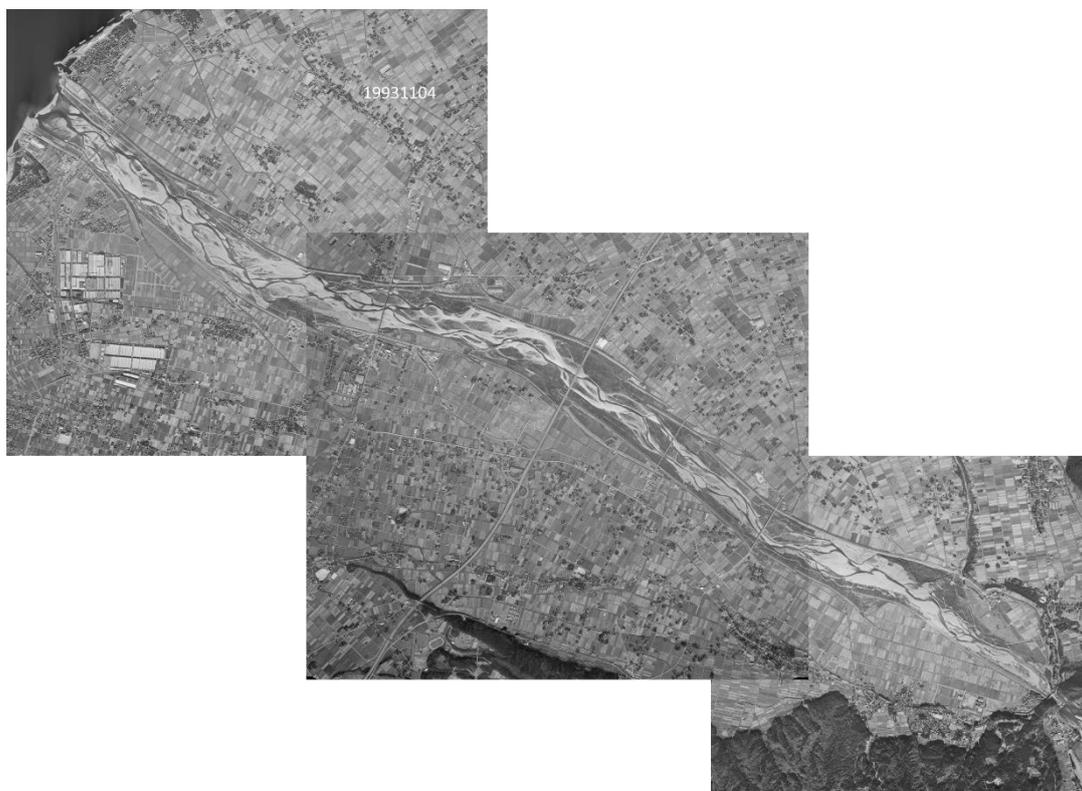
1960年代



1970年代



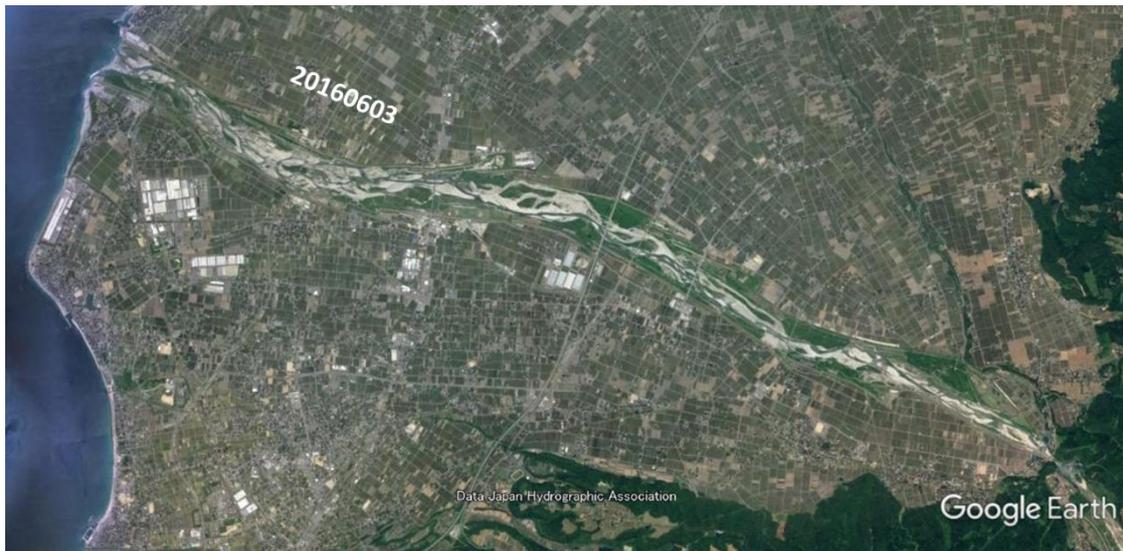
1980年代



1990年代

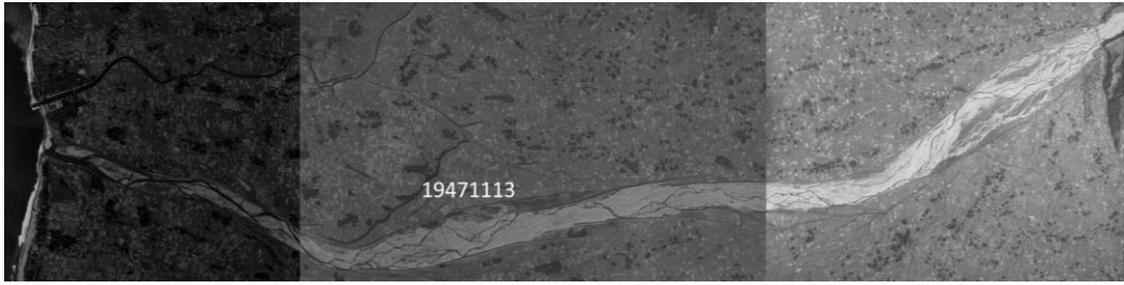


2000年代



2010年代

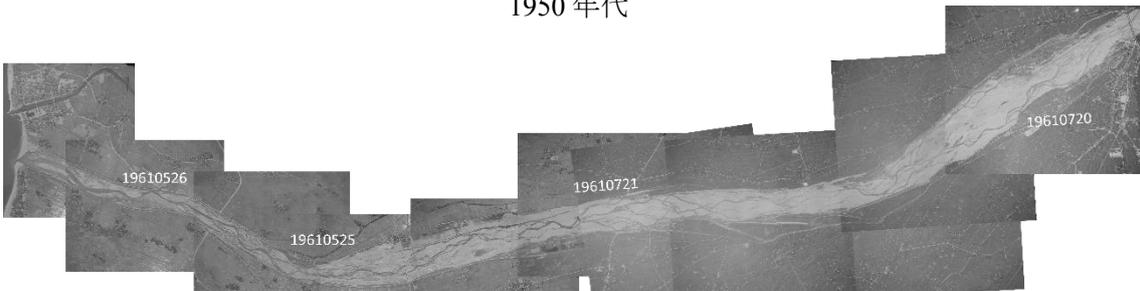
常願寺川



1940年代



1950年代



1960年代



1970年代



1980年代



1990 年代

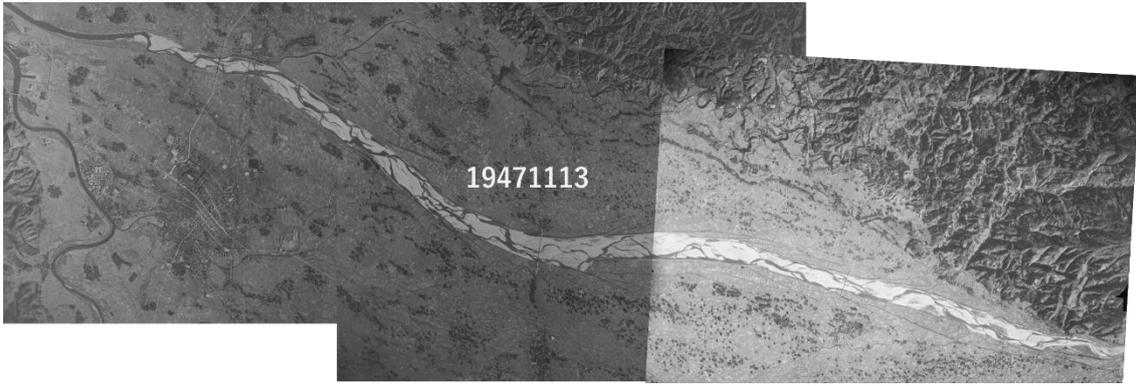


2000 年代

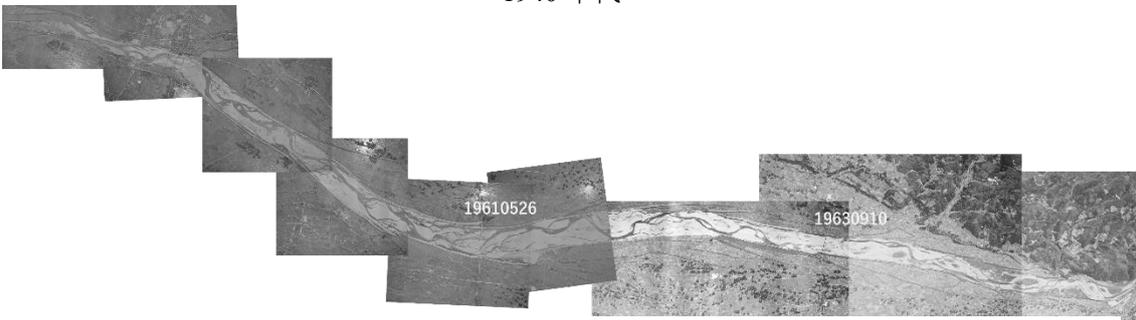


2010 年代

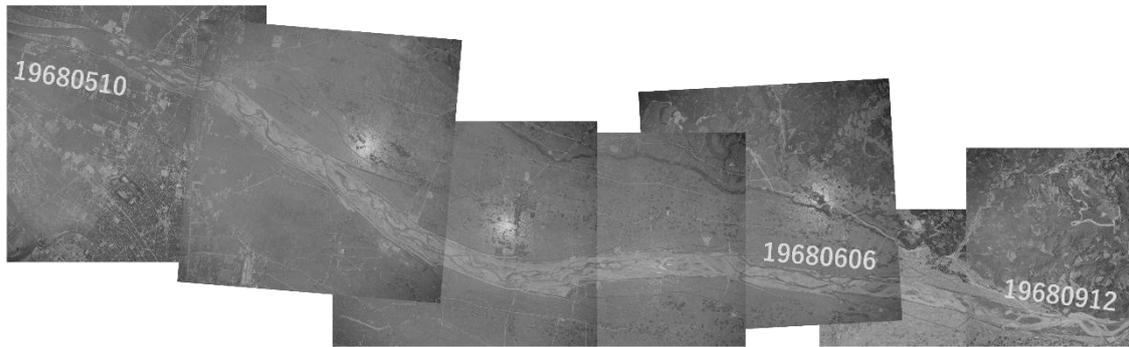
庄川



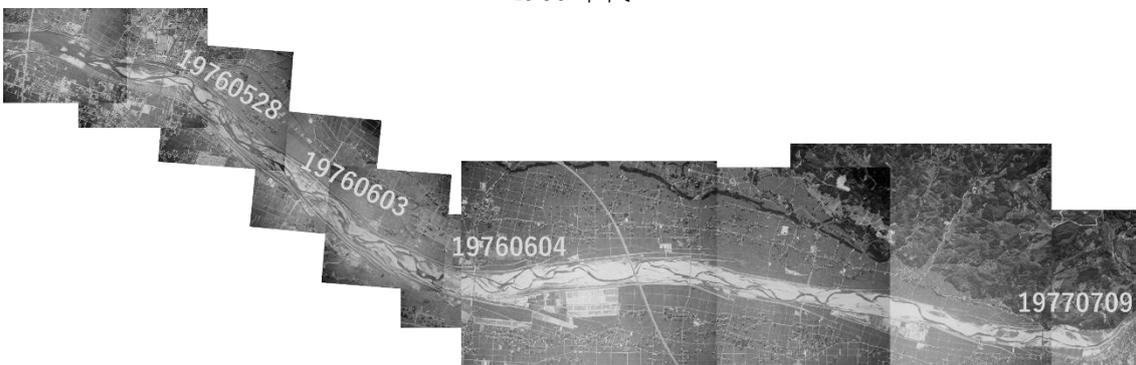
1940年代



1950年代



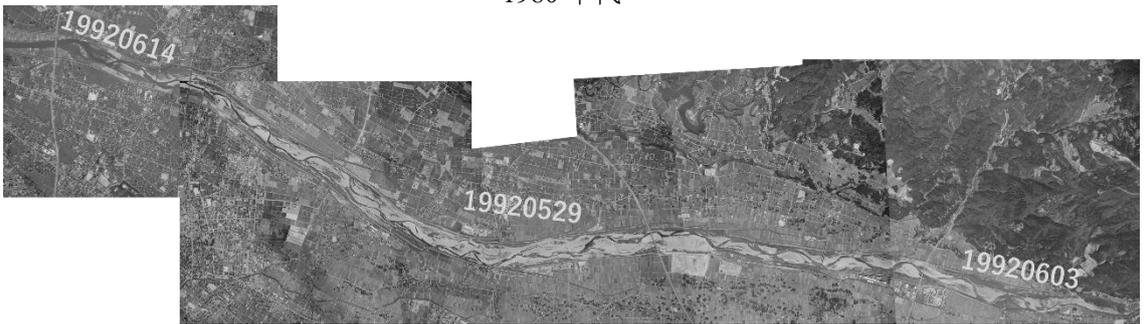
1960年代



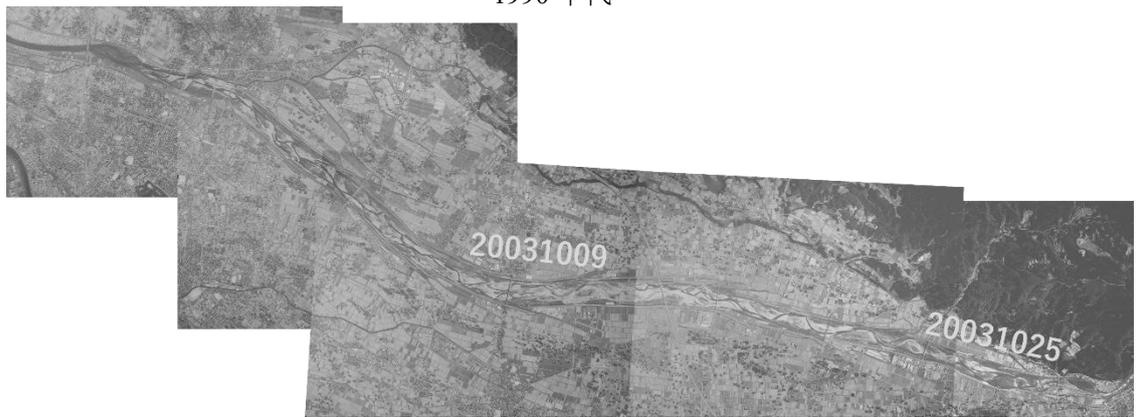
1970年代



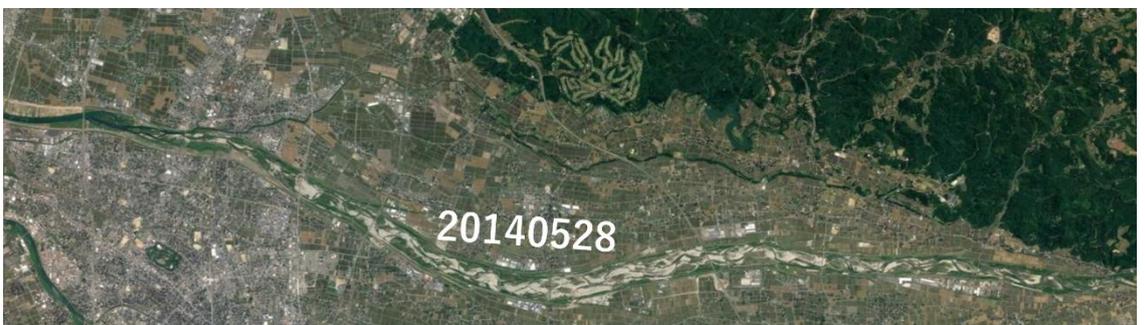
1980年代



1990年代



2000年代



2010年代

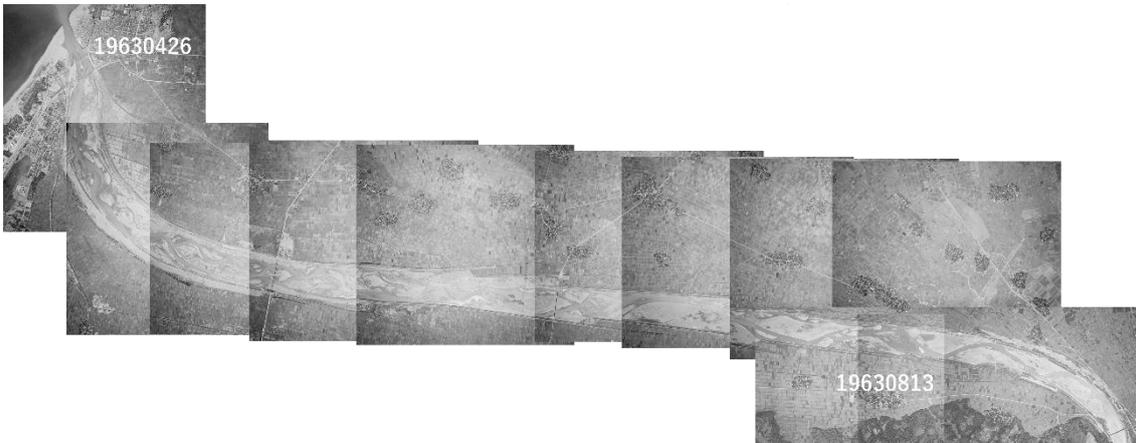
手取川



1940年代



1950年代



1960年代



1970 年代



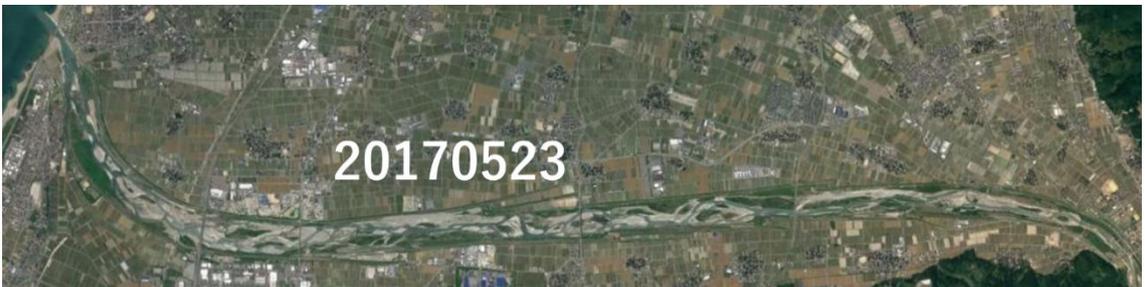
1980 年代



1990 年代

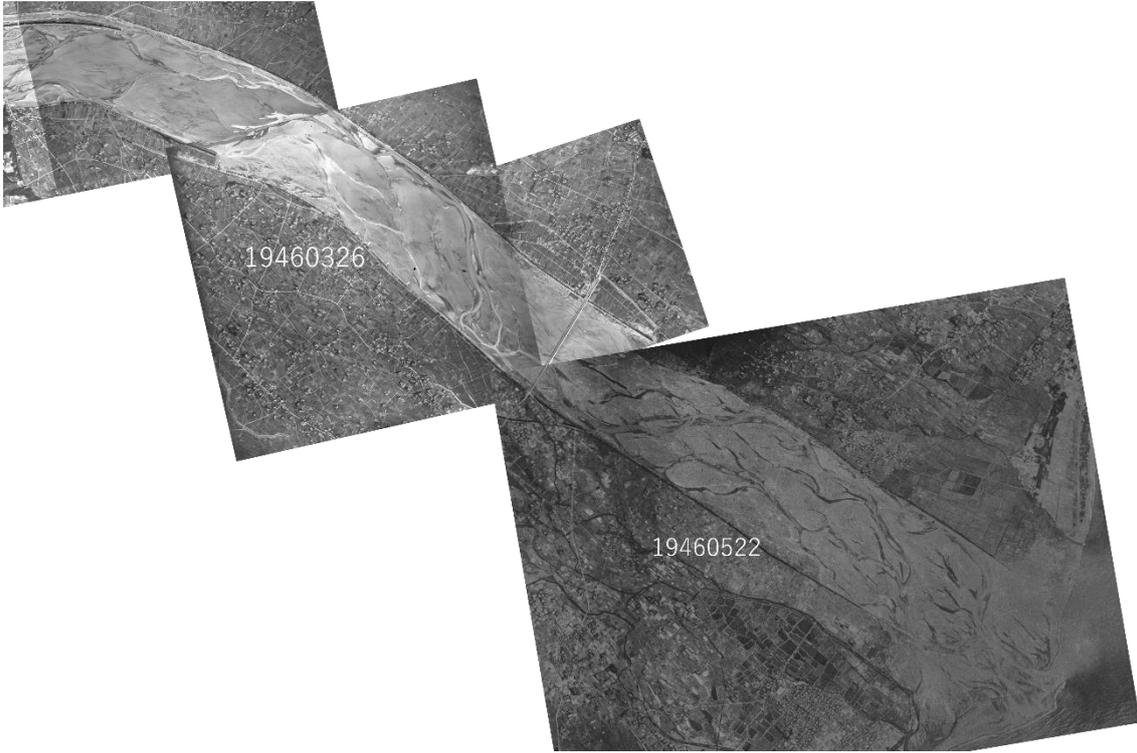


2000年代

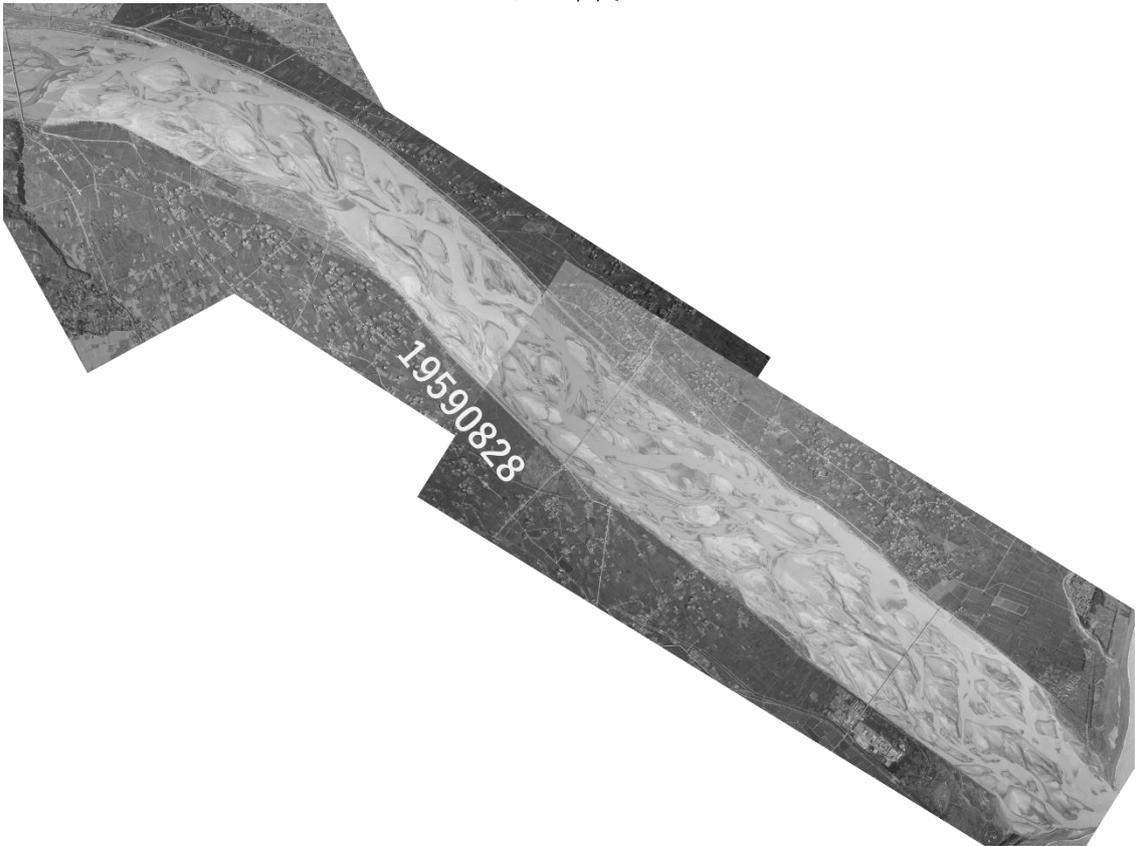


2010年代

大井川



1940年代



1950年代



1960年代



1970年代



1980年代



1990年代



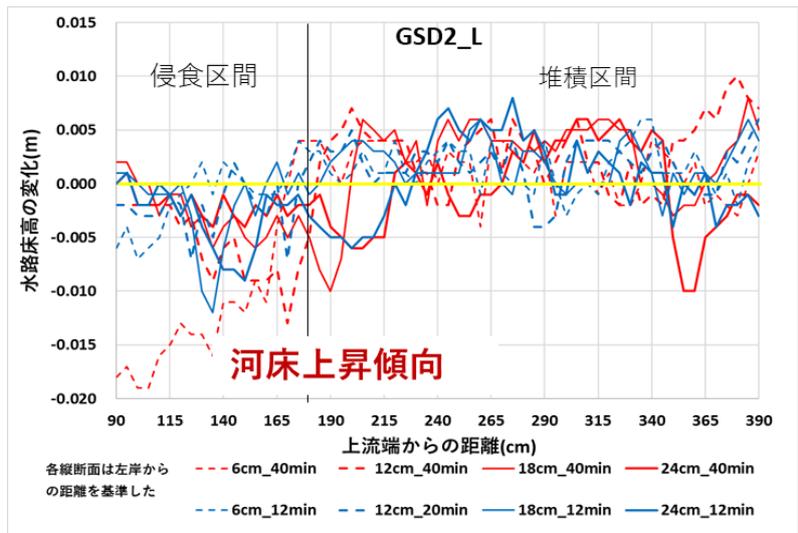
2000年代



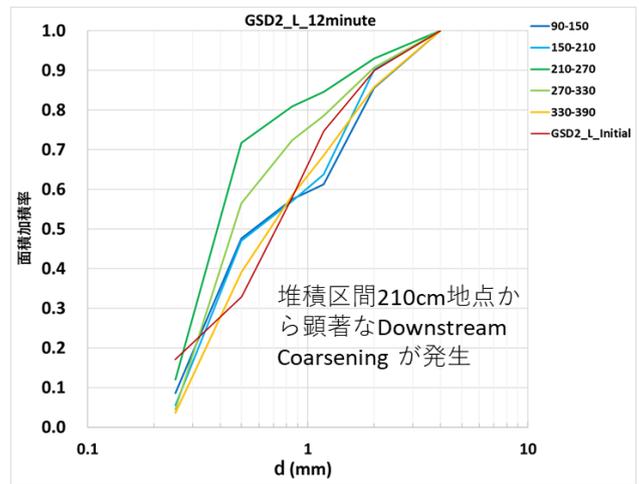
2010年代

付録 2

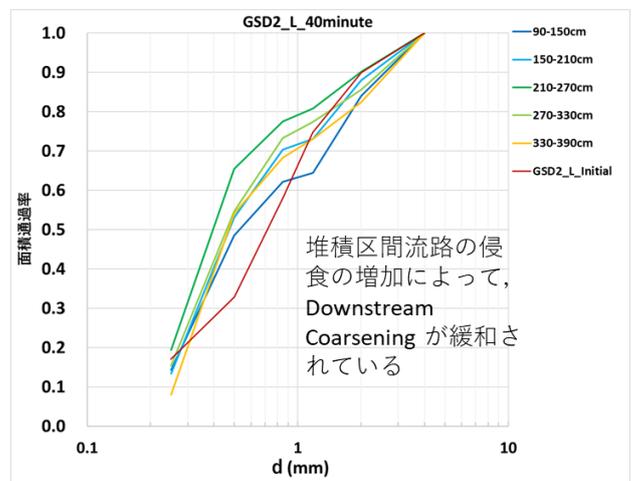
実験の各ケースにおける河床
変動の縦断傾向と表層粒度の
縦断分級



(a) 河床変動の縦断傾向

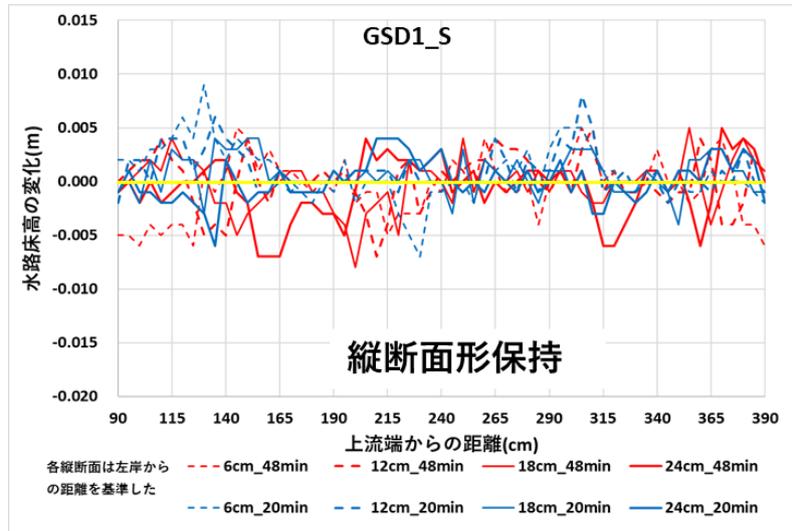


(b) 通水開始 12 分時の表層粒度の縦断変化

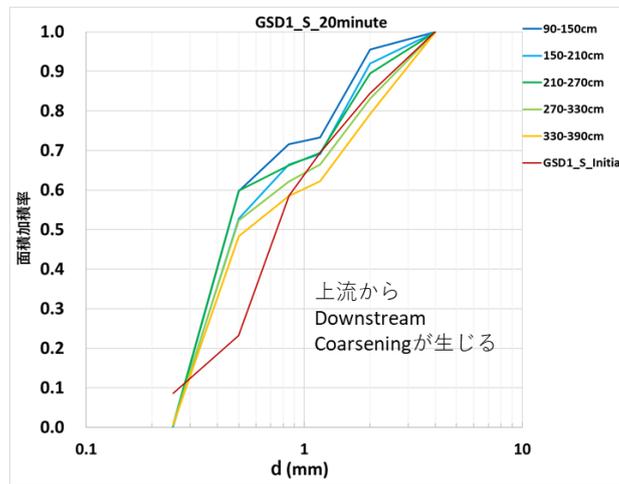


(c) 通水終了時(40 分)の表層粒度の縦断変化

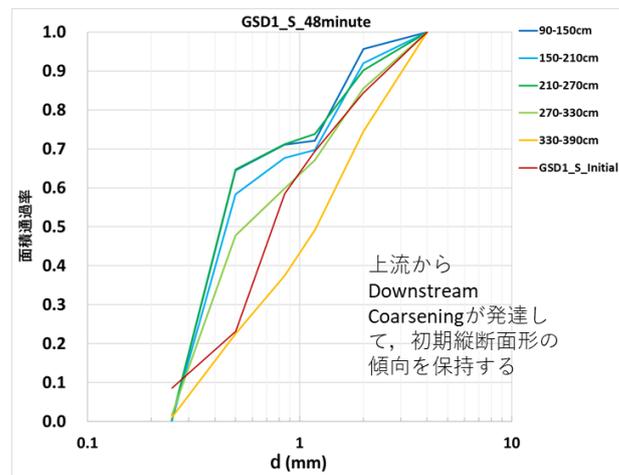
細礫集団の多い GSD2_L における河床変動および表層粒度の縦断変化 (大流量時)



(a) 河床変動の縦断傾向

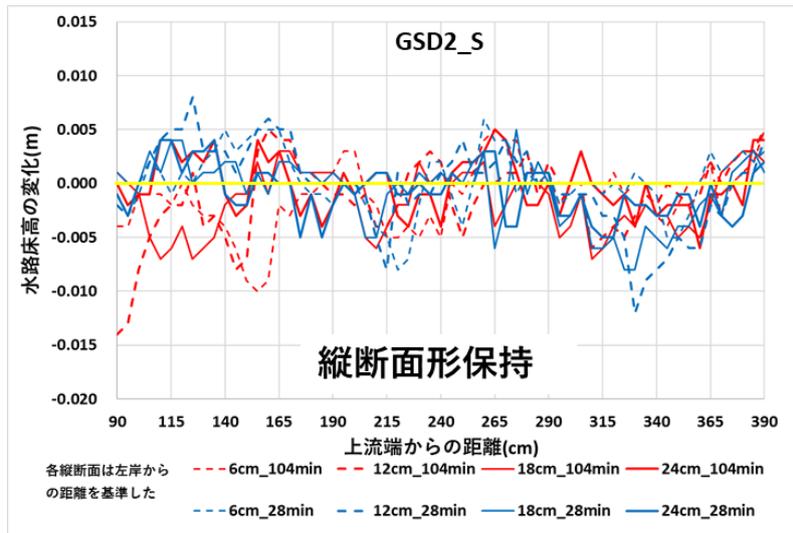


(b) 通水開始 20 分時の表層粒度の縦断変化

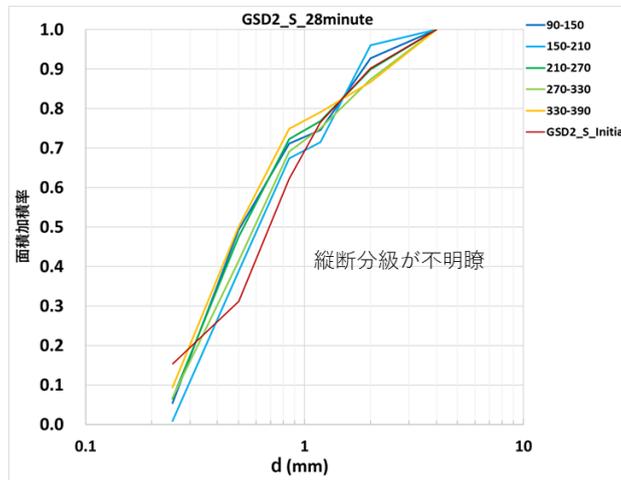


(c) 通水終了時(48 分)の河床材料の縦断変化

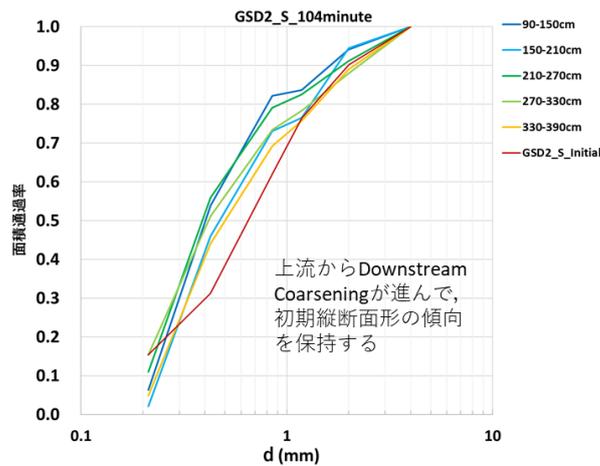
細礫集団の少ない GSD1_S における河床変動および表層粒度の縦断変化 (小流量時)



(a) 河床変動の縦断傾向



(b) 通水開始 28 分時の表層粒度の縦断変化



(c) 通水終了時(104 分)の表層粒度の縦断変化

細礫集団の多い GSD2_S における河床変動および表層粒度の縦断変化 (小流量時)

