

河道セグメント 2 における川幅縮小のメカニズムと予測技術 ～ 掘削後の河道応答を「もっと読もうとする」河川技術のために～

Mechanism and Prediction of Channel Narrowing in a River Segment of Natural Levee -As an Introduction to Building an Engineering Framework for Incorporating Channel Responses to Impacts into River Works and Management-

藤 田 光 一
Koh-ichi FUJITA

1. 掘削後の河道変化を読み込む能力が改めて問われる時代 (藤田 2006b)

河道改修の多くは流過能力の増大を必須事項とする。計画高水位を引き上げるという手段は一般的になり得ず、また引堤の実施も、必要に応じて実施すべきとは言え、そう簡単ではない現状においては、「河道掘削」が實際上、流過能力を増大させる最も有力な手段となる。河道掘削に際しては、その治水上の効果が定量的に評価されるのはもちろん、環境への直接的影響も様々に検討されるようになっている(たとえば、河川環境資料の活用に関する検討会編 2006; (財)リバーフロント整備センター編 2005)。しかし、掘削後、時間とともに現れる河道の応答にはまだ未解明な部分が多く、掘削時点では見えないものだけに、起こることが技術的に明らかな応答は別として、必ずしも十分に考慮できる状況には至っていない。

掘削後の河道変化は治水機能に影響する場合があります、また生物が生息・生育する場の変化に他ならないから、当然、生物・生態系にも有意な影響を与えうる。河川の本質が自律的に変動するシステムにあることにも鑑み、掘削後に起こる河道変化を想定し、それを治水と環境保全の両面から一体的に評価することは、川づくりに求められる根幹技術の1つと言える(藤田 2006a)。

従来、河道計画の検討に際して、改修後の縦断的な河床変動の計算が必要に応じて行われ、また、過度な低水路拡幅案をチェックするという観点から、平均年最大流量時の摩擦速度 u_* の改修による変化が一定以上になる場合には精査を行うなどの考慮がなされている。模型実験や平面河床変動計算を通じた詳細検討が行われる場合もある。しかし、環境保全と治水の両面で、知るべき河道変化の内容がきめ細かくなってきており、従前の変化予測手法やその適用の考え方に安住せず、応答予測が

表1 インパクト(掘削)にตอบสนองした河道変化パターンの代表例

河道セグメント	インパクト(掘削,その他)	可能性のある河道レスポンス	治水機能への影響の可能性	環境変化にかかわる含意
セグメント1	段差縮小	植生消長サイクルの変化	・流過能力変動 ・水位の縦断変化	・礫河原の消長 ・植物群落の消長
	砂州の上刎ね	砂州形状の回復or変化	深掘れ深,水衝部位置の変化	瀬・淵パターンの変化,表層材料変化
セグメント1における側方侵食固定,側方侵食再解放の河道環境システム上の評価				
セグメント2-1	低水路拡幅	川幅縮小,河岸・高水敷形成	流過能力減少	自然河岸形成,湿地の消長
	高水敷切り下げ	高水敷堆積		
セグメント2-2	高水敷切り下げ	砂州形状の回復or変化	深掘れ深,水衝部位置の変化	瀬・淵パターンの変化,表層材料変化
	砂州の上刎ね	川幅縮小,河岸・高水敷形成		
セグメント2-3	低水路拡幅	高水敷堆積	流過能力減少	自然河岸形成,湿地の消長
	高水敷切り下げ	高水敷堆積		
セグメント3	河床掘り下げ	河床上昇	流過能力減少	表層材料の変化,干潟の減少
	河岸・高水敷存置	侵食による縮小	堤防洗掘	
セグメントM / 中上流部の中小河川	河床掘り下げ	改修区間上流端からの河床低下と下流端付近の河床上昇	上流端からの洗掘による護岸損傷 / 下流端付近での流過能力減少	岩盤露出とその拡大,河床礫の流失 / 河道安定化のための落差工あるいは三面張工

これらの精査にとどまらず、起こりうる代表的パターンについての技術的引き出し(現象理解,予測,対応法)を着実に増やしていくことが大事

各河道変化を個別に捉えるだけでなく、流砂系の観点も入れて縦断的につなげ、上流から下流への影響を分析することや、相互作用にまで目を向けることも重要である。

できる現象を拓げていくことが求められる。河川工学を専門にする者は、その存在意義からも、とりわけ、河道変化とその影響を読み込む技術力の確保・確立に大きな責任を負うと考えるべきであろう。

掘削後の河道変化と言っても、たとえば表1に示すように様々なものがある。変化予測のポイント、治水・環境機能への影響の出方は、河道変化パターンによって違ってくる。表に掲げたものにとどまらず、重要な河道変化パターンを見定め、治水・環境保全の両面からの知見を蓄積・整理し、実務に耐える川づくり技術を確立していくこと、そのようなことが可能となる“引出し”を増やしていくことが肝要である。

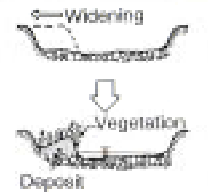
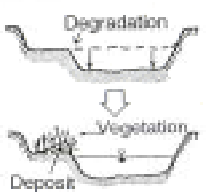
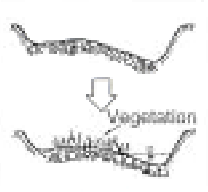

本講義では、以上のような認識を持ちつつ、代表的な河道変化の1つである河道セグメント2（自然堤防帯の河川）における川幅縮小現象を取り上げる。川幅縮小は、疎通能力の観点からは掘削効果の低減を意味し、一方、自然環境という観点からは自然河岸の自己形成機能と見ることもでき、川幅という基本諸元に関わるものであることとあわせ、重要な河道変化の1つである。さらに河道セグメント2における川幅縮小は、後述するように、低水路の河床主材料に有意には存在しない細粒土砂による地形変動という、重要でありながら土砂水理的取り扱いが従来必ずしも体系化されていなかった分野に関わるものであり、学術・河川技術の両面で、今後の展開が必要とされ、また期待される興味深い題材と言える（藤田、Moody、宇多、藤井 1996；関根 2004）。なお、ここでは、川幅縮小の現象理解と予測手法に焦点を当て、災害復旧を含めた河川整備・管理への実際的対応については立ち入らない。これについては、筆者が一般論ながら1つの基本的な考え方を提示しているため、必要に応じ別途参照されたい（藤田 2006a；藤田 2006b）。

2. 川幅縮小タイプの分類と着目する川幅縮小現象の位置づけ

ここでは、川幅の10倍程度以上の長さにならないうち、縦断方向に一様に近い川幅縮小が見られた場合だけを「川幅縮小」としてとりあげる。川幅縮小は、航空写真などにおいて、砂礫や水面の幅が小さくなり、植生で覆われた領域にとって代わられたことをもって認識されることが多い。しかし、外見上同じような川幅縮小に見えても、実際は全く異なる機構による川幅縮小である場合もある。したがって、川幅縮小の機構を考察する際には、種々のタイプの川幅縮小のうちどれを対象にしているかを、あらかじめ明確にしておくことが重要である。川幅縮小について著者らの知りうる観察事例を総合すると、川幅縮小はおおよそ表2に示す4つのタイプに分類できる（2つのタイプの中間的なものも存在するが）。表中に、各タイプに分類される事例をあわせて示してある。

タイプ I は、河道セグメント2の礫床河川（セグメント2-1と細分される）において河床の一部に堆積が生じることによる川幅縮小であり、この堆積に比べそれ以外の場所での河床変動は小さい。形成された高水敷には植生が繁茂している。タイプ

表2 川幅縮小のタイプと事例

タイプ I	タイプ II	タイプ III	タイプ III'
			
川内川 1979-1987 Powder River 1978-1988 丸子川(雄物川右支川) 1961-1988 (山本ほか 1993)	利根川 1961-1985 (藤井、宇多、深谷 1994) 木津川 1968-1984 (山本ほか 1993) Plum Creek 1973-1980 (Osterkamp, Costa 1987; Friedman, Osterkamp, Lewis 1996;) Cimarron River 1943-1954 (Schumm, Lichty 1963)	Gunnison River 1936-1976 (Auble, Friedman, Scott 1994) 神流川 1969-1999 (井上、大沼、藤田 2006) Platte River 1900-1970 (Johnson 1994) Sandstone Creek 1954-1961 (Williams, Wolman 1984)	常願川 1969-1988 (山本、高橋 1993) 雲石川 1965-1989 (菅場、島谷 1995) 多摩川 1974-1994 (李ほか 1996; 藤田、李ほか 2003) 神流川 1969-1999 (井上、大沼、藤田 2006)

下欄が事例。数字は縮小が起こった主な時期。川幅縮小は、当該河川の全区間でなく、一部区間。英語表記はいずれも米国の河川。

は、やはり河道セグメント2の砂床河川において(セグメント2-2と細分される)、河床の一部が低下し、低下しないで残った部分に堆積が生じ、そこが新しい高水敷となることにより川幅縮小が起こるというものである。このタイプの新高水敷も植生を持つ。タイプは、主に河道セグメント1(扇状地礫床河道など)において、有意な河床変化を伴わず河床の一部が植生で覆われることにより、外見上川幅が小さくなったように見えるタイプである。なお、河床の一部が低下し、低下せずに残った部分に植生が繁茂するというタイプもあり、ここではこれをタイプの亜種として'と分類する。タイプ、'とも、植生域において、河川地形変化とみなされるようなスケールの堆積が生じることはないが、シルト混じり細砂が数cmから数十cmの厚さで礫床を覆う状況はしばしば観察される。これは表層細粒土層と呼ばれ、扇状地礫床河道の樹林化促進要因として重要な役割を果たす(藤田、李ほか 2003)。

これらのうち本講義では、タイプを取り上げる。タイプは、上述のように、河道セグメント2-2において低水路の一部に堆積が生じるためだけに起こる最も単純な川幅縮小である。このタイプの川幅縮小は、強制的に拡幅された河道のその後の応答という形で、あるいは、注目する区間の洪水流量が減少することをきっかけとして現れることが多い。

川幅変化の全体的傾向については、以下のことがわかっている(山本ほか 1993)。

河道がほぼ自然状態を保ち安定している場合には、日本の一級河川について、平均年最大流量 Q_{ap} 発生時に河道に作用する摩擦速度の自乗 u_*^2 と低水路の平均粒径 d_m が、図1の実線に示す関係を持つこと、また、 Q_{ap} が概ね低水路満杯流量に相当することが知られている(山本 2004)。十分な河道長(変化前の低水路幅の10倍以上が目安)で低水路川幅改変が行われた事例について、改変前、改変直後、一定の時間が経過した後の3時点における Q_{ap} 発生時の摩擦速度を算出し、川幅変化事例を u_*^2 の軌跡として表したのが図1である(一定の時間が経過した後については、現河道と表記している)。この際、川幅変化にともなう d_m 変化は無いものとしている。図中の u_*^2 の増・減が、それぞれ川幅の減少・増大に対応する。図には川幅を小さくした事例(捷水路のパイロット水路など)も含まれているが、ここでは川幅を人為的に広げた後の応答を見る。

区間は、河道セグメント3に属し、河口近くであることに加えて下流に堰があるため、平水時にも比較的水位が高く、低水路の川底が露出することは年間を通してない。掘削による拡幅が実施された後、12年間その川幅を維持している。区間は、捷水路工事により本川区間が支川だけの流量を受ける区間となり、支川の洪水流量を基準に考えた場合、川幅が急激に拡大したと見なせるケー

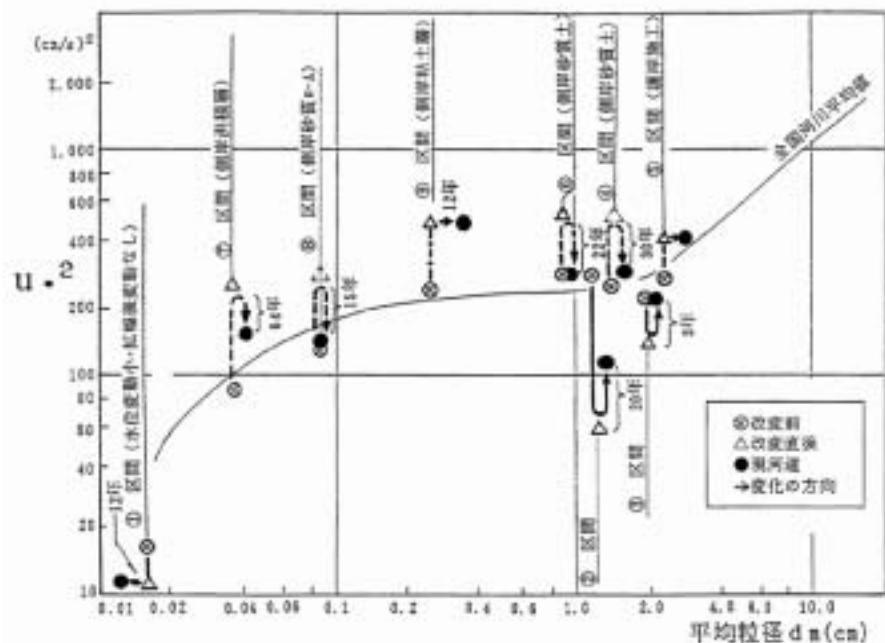


図1 u_*^2 変化の軌跡による低水路川幅変化の表現
(u_* : 平均年最大流量時の摩擦速度)

スである。図からわかるように、川幅縮小がある程度進んでいる。区間は、元の河道よりも大きい川幅を持つ捷水路を掘削した事例であり、元の u_*^2 値にかなり早く戻っている。この両区間とも、河床主材料の平均粒径が礫の、河道セグメント 2 - 1 に属する河道であり、区間に比べ、水位変動が大きく、平水時には低水路川底が露出しやすい。以上の事例からうかがえる傾向、すなわち、河道セグメント 3 では拡幅後の川幅縮小が生じにくく、一方、礫を河床主材料に持つ河道セグメント 2 - 1 の河川では、低水路拡幅後の川幅縮小が起こりやすいことは、後ほど述べる川幅縮小のメカニズムと深く関わってくる。

3. 代表的事例についての詳細分析 - パウダー川と川内川における川幅縮小 -

3.1 パウダー川の場合

米国のパウダー川 (the Powder River; 米国モンタナ州, ワイオミング州) においては、1978年に非常に大きな洪水が発生し、河道の各所で河岸侵食が生じ、その結果数カ所で川幅が顕著に拡大した。その後、流量変化が通常の範囲に収まる状況が1990年代半ばに至るまで続いている。したがって、これらの川幅拡大区間の1978年洪水後の河道変化は、川幅を強制的に拡大した後の応答とみなせる。Moody・Meade (1990) は、1975年以来パウダー川の113km断面 (上流側) から206km断面 (下流側) までの20断面で、1 ~ 2年おきに地形変化の詳細な測量を行っている。この区間の河床勾配はほぼ一定で、およそ1/900であり、また、安定状態にある川幅は45 ~ 55mである。この区間に堤防は無い。測量結果によると、120km断面を中心とした河道延長約800mと、156kmA断面を中心とした河道延長約400mの2区間においては、1978年洪水による川幅拡大後の川幅縮小が特に顕著な形で起こっている。以後、36km離れたこれら2区間に焦点を当てる (両断面を、図中では、それぞれPR120, PR156Aと表記する)。

図2は、120km断面と156kmA断面における1978年洪水直後 (すなわち川幅拡大直後) から1993年あるいは1994年までの横断図を比較したものである。この図から、両断面とも、右岸側に土砂が堆積し高水敷が新しく形成され、明確な川幅縮小が起こっていることがわかる。堆積部分は、水路近傍が最も高く水路から離れるにしたがって徐々に低くなる形状を持っている。堆積部分の横断幅は、年を追うごとに0から徐々に広がるだけでなく高水敷形成の初期段階からほぼ一定であり、縮小後の川幅 (新河岸法尻の位置) が縮小過程の初期段階でほぼ決まっているように見える。土砂堆積が起こっていない河床部分の形状変化は、これらの堆積に比べはるかに小さい。図3は両断面付近の平面図であり、横断図も合わせて示している。120km付近の堆積は緩い湾曲区間の内岸側に、156kmA付近の主たる堆積域はほぼ直線の区間に生じていることがわかる。120km断面と156kmA断面の堆積部分の河岸側の横断形状は、36kmも離れているにもかかわらずほぼ同じである (横断形がぴったり重なる)。湾曲と直線で異なるにもかかわらず、堆積部分の横断形状が同じで、縮小後の川幅に大きな差がないことは、高水敷形成機構が元河道の川幅や湾曲度に強く依存しないことを示唆している。

図4は、上記2断面の堆積部分の土質構造と植生繁茂状況である。図5は、図4に示す ~ の13箇所から採取した堆積土の粒度分布を、シルト粒径以下と砂に分けて示したものである。これらの図から、堆積土は大部分がシルト混じりの砂であり、シルト粒径以下の分を相当含み (数% ~ 90%; 平均でも30 ~ 40%)、また砂分もその多くは微細砂 (0.063 ~ 0.125mm) に分類される。水路から離れるにしたがって粒径が小さくなるという明確な傾向は見られないが、120km断面の河岸の肩付近にだけ例外的に、図4中の のように、他の場所に比べ明らかに粒径の大きい厚さ数十cmの良く分級された中砂の層がある。一方、河床材料は粒径2 ~ 3cm程度の礫であり、その中に微細砂以下の粒径成分はほとんど存在しない。以上のことから、新しい高

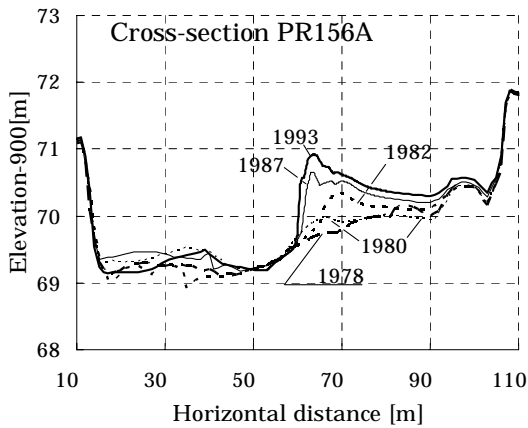
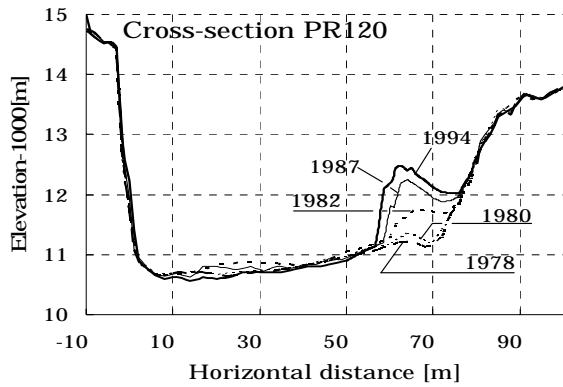


図2 河岸・高水敷の発達（パウダー川）

水敷の材料は、河床にほとんど存在しない微細砂とシルト，一部粘土から成ることがわかる．

堆積土に図5に示される割合でシルト粒径以下が混ざっていることは、土に有意な粘着性が付与され限界掃流力が大きく増大することを意味する．たとえば、高水敷から不攪乱で採取した供試体を含む種々の土塊の耐侵食性を調べた佐々木ら、宇多らの実験の結果によれば（佐々木ほか 1994；宇多ほか 1997），平均粒径からは砂に分類される平均粒径0.1mmの供試体でも、シルト粒径以下を2～3割含む場合、その限界掃流力は、平均粒径から計算される非粘着性材料の限界掃流力よりも1オーダー以上大きい．高水敷材料が粘着性を持つことは、地形変化機構を考察する上で重要である．なお、図4からわかるように、堆積部分は水面近く（調査時は平水位であった）まで植生で覆われている．

図6は、120km断面について、発達過程にある高水敷と河床部分の体積の時間変化を、1978年洪水直後を0として単位河道長当たりで表したものである．この図から、高水敷形成の始まりが1978年洪水直後でなく2年たった1981～1982年であること、その後の高水敷の成長はステップ状であり、特定の年に高水敷堆積が進んでいること、この間河床には有意な変化が無いことがわかる．このステップ状の成長は、高水敷を発達さ

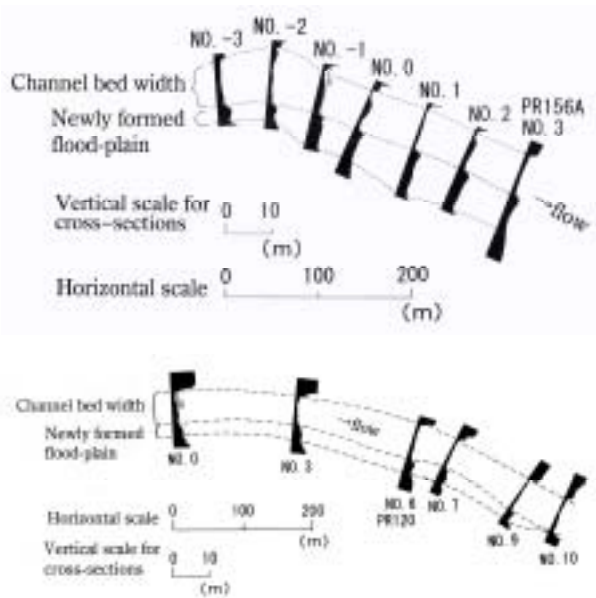


図3 平面図と横断図（パウダー川）

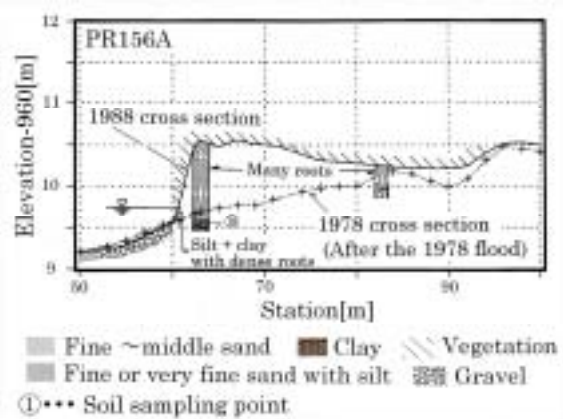
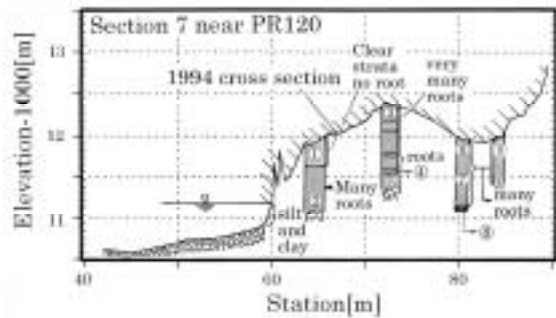


図4 形成された高水敷の土質構造（パウダー川）

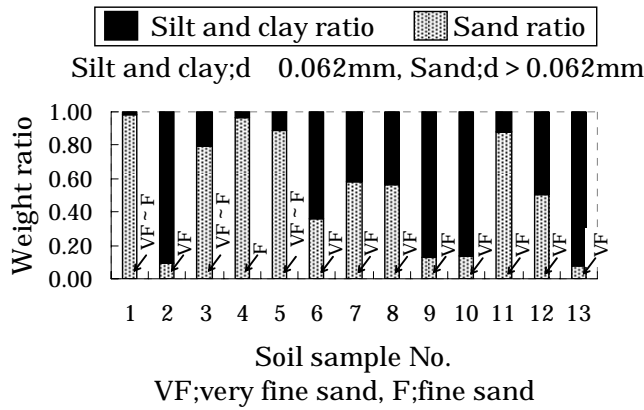


図5 高水敷堆積土の粒度 (Soil sample No.は、図4中の丸番号に対応)

せる大きさを持った洪水の年ごとの有無によって生じたものである。

米国地質調査所では、Moorhead (パウダー川115km断面付近)において、継続的に水位・流量および浮遊砂を観測している。この観測データによれば、微細砂、シルトともに流送量 Q_{ws} と流量 Q との間には良い相関があり、それぞれ次式で表される。(Q_{ws} , Q とも[m³/s]の単位)

$$\text{シルト } Q_{ws} = 1.7 \times 10^{-5} Q^{2.1} \quad (1)$$

$$\text{微細砂 } Q_{ws} = 2.7 \times 10^{-6} Q^{2.2} \quad (2)$$

前述のように、河床には微細砂とシルトはほとんど存在しないことから、これらはいわゆるウォッシュロードであり、流送量と流量との良い相関は、河床材料と掃流力との水利的関係を反映したものではない。式(1)、(2)は、高水敷になり得る材料の上流からの供給量を規定するもの、すなわち高水敷形成の上流端境界条件の1つと言える。

図7には、最初に高水敷形成が生じた1981、1982年(Water year : 10月から翌年9月)の水位の頻度分布が、横断図とともに示されている。この図から、形成された高水敷の河岸法尻の高さが、高い出現頻度を持つ水位帯(図7中では80日以上)の上限に位置していることがわかる。156kmA断面も同様であった。この水位帯は、広い意味での平水位に当たると考えられ、これより高い水位の出現頻度は急激に小さくなる。以後、このような水位帯を総称して平水位帯と呼ぶ。

3.2 川内川の場合

九州の川内川の一部区間では、1979年に捷水路工事が完成し、その際、低水路川幅が元の2倍程度に拡げられた。この区間の河床勾配は現在1/1900程度である。この区間の河床材料は粗砂～礫である。図8に平面図を示す。図9は、図8に示す代表的な3断面での河道横断形状の改修後の時間変化を示したものである。この図から、河岸・高水敷形成と、それに伴う川幅縮小が起きていることがわかる。図8には、形成された高水敷の範囲が示されており、高水敷形成が湾曲区間内外岸、直線区間を問わず全般的に起きていることがわかる。図10は、図9の68.8km断面のCの位置において縦断方向に掘削したトレンチの断面(縦断面)を示したものである。堆積材料の大部分は細砂・微細砂・シルト混じり細砂からなり、河床材料を構成する粗砂～礫とは異なる。このことは、高水敷材料が河床からでなく土砂生産源から直接供給されたものである

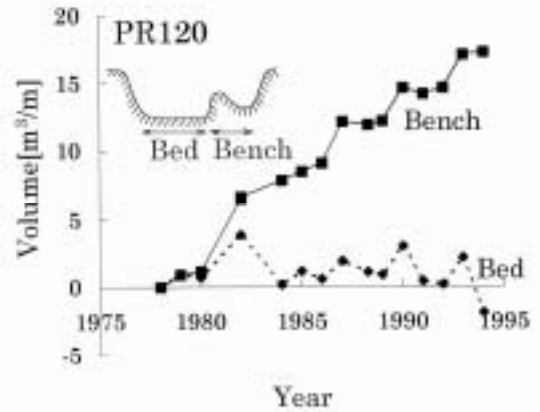


図6 高水敷および河床体積の時間変化 (パウダー川)

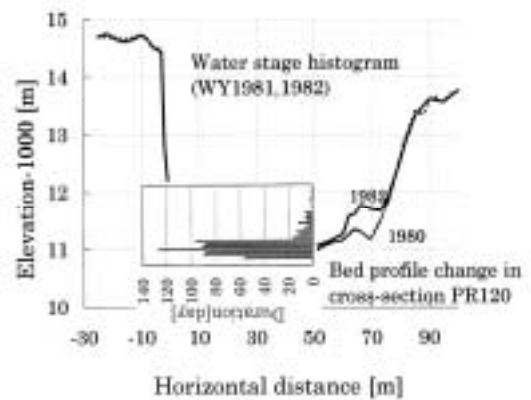


図7 高水敷形成が最初に現れた1981、1982年 (Water Year)の水位頻度分布(パウダー川)

ことを示している。
 図10をよく見ると、
 高水敷材料の中では
 最も粗粒の中砂が、
 形成された高水敷の
 最下部と最上部に限
 られていることがわ
 かる。このように、
 高水敷下部だけでなく
 河岸の肩に相対的
 に粗い粒径（中砂）

があるという特徴は、パウダー川の場合と同じである。
 なお、形成された河岸・高水敷は平水位より上において
 は密な植生で覆われている。形成された高水敷の河
 岸の法尻高さは、ほぼ平水位帯の中であった。

図9の横断形状変化からは、高水敷形成の初期段階
 で、川幅縮小後に新たに河岸となる位置が決まってい
 るように見え、また、土砂堆積が起こっていない河床
 部分の形状変化は高水敷形成をもたらす堆積に比べ小
 さい。これらの点でも、ここで起こっている河道変化
 の特性がパウダー川のそれとよく似ている。ただし、
 図9のうち68.8km断面について、形成された高水敷部
 分を拡大して示した図11を見ると、高水敷形成の過程
 で、小さいながらも河岸線の後退が起こっており、堆
 積過程とおだやかな侵食過程が共存していることがわ
 かる。このことは、縮小過程における川幅決定のメカ
 ニズムを考える上で興味深い。さらに、当初は、低水
 路中心側の比較的狭い幅で堆積が進行するのに対して、
 高水敷形成が進むにつれて、堆積が背後（堤防側）に
 も及ぶようになり、全体として新しい高水敷の川幅方
 向の厚みが増すようになっている。図12は、当該区間
 の年最大流量の経年変化である。400～700m³/s規模の
 出水がほぼ毎年あること、グラフ中では1993年の洪水
 流量が大きかったことがわかる。毎年のように発生す
 るこうした出水によって、高水敷形成が比較的コンス
 タントに進んだと考えられる。

川内川では、2006年7月に非常に規模の大きい洪水
 が発生し、図8の荒田地点においても既往最高水位を

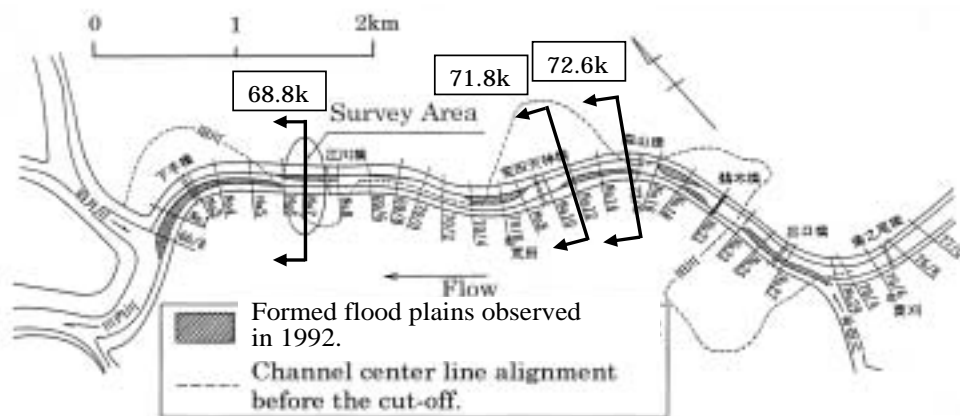


図8 平面図（川内川）

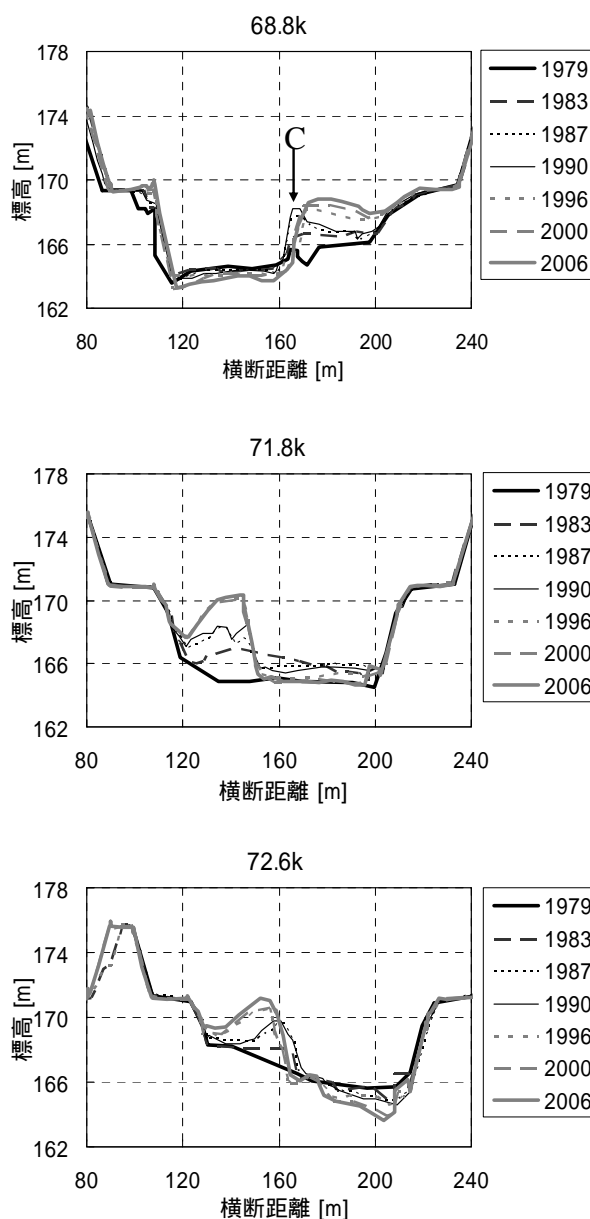


図9 高水敷の発達過程（川内川）

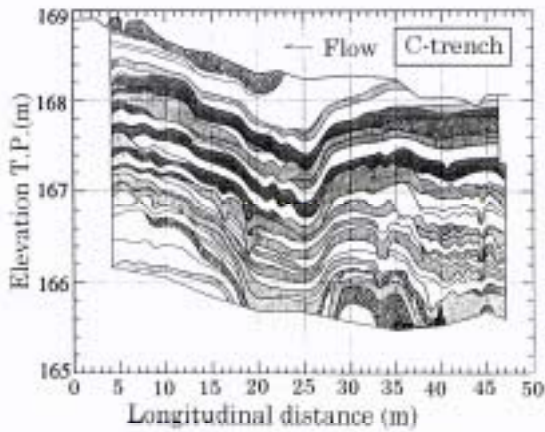


図10 形成された高水敷の土質構造(図9のC地点での縦断面)

上回る洪水水位となった。写真1は、この洪水前後の河川状況を比較した斜め航空写真である(国土交通省川内川河川事務所2007)。この写真から、形成された高水敷に大きな侵食は見られず、縮小した川幅の再拡大は起こっていないようである。洪水後の高水敷上でところどころ白く見える部分は、植生域内に堆積した砂と考えられる。ただし、写真2からわかるように、形成された高水敷の中で、洪水の主流がぶつかるような場所では(この例では、江川橋直下流の右岸)、形成された高水敷の側方侵食と洗掘が起こっており、条件によっては部分的な河岸後退が起こることを示している。

3.3 両事例に共通する特徴

川幅縮小は、比較的短時間(大きめに見積もっても10年のオーダー)に、低水路内の一部に土砂が堆積することにより河岸・高水敷が新たに形成された結果起こったものである; 新しく形成された高水敷の材料は、河床材料(両川とも礫主体)よりも細かい細砂・微細砂・シルトである; 新しく形成された高水敷は、限界掃流力に有意な影響を与えるだけの粘着性を持つ; 形成された河岸の肩付近には、新しい高

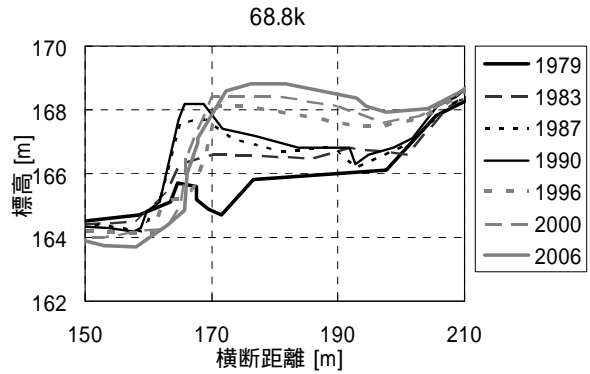


図11 形成された高水敷部分の拡大横断面

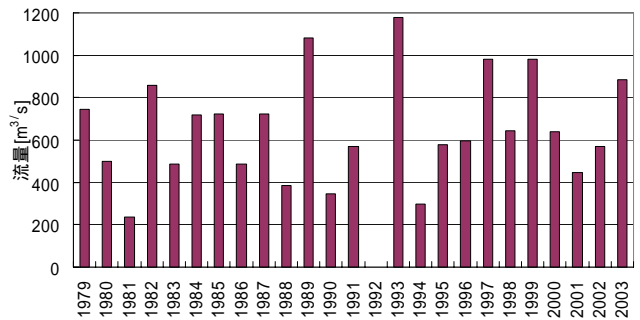


図12 荒田地点(71km付近)の年最大流量(1992は未収集)

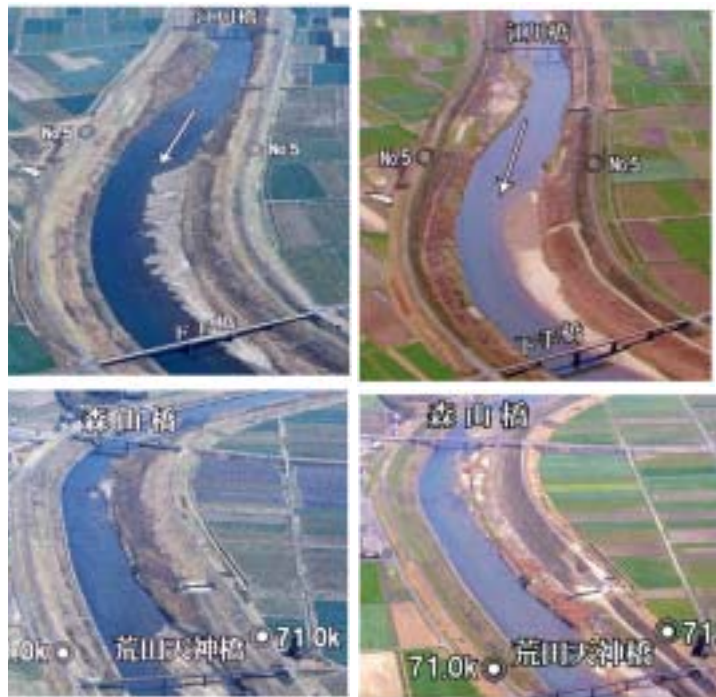


写真1 平成18年7月洪水前後(同年3月-左,翌年3月-右)の比較(上:68.8kmを含む区間/下:71.8,72.6kmを含む区間)(写真下方が下流向き)

水敷の中でとびぬけて粗い材料の層がある； 高水敷形成領域以外の河床の形状変化は、高水敷形成領域に比べ小さい；

形成された高水敷の河岸は河床に比べはるかに急な横断勾配を持っており、また、高水敷高は水路から離れるほど低くなる； 新高水敷の横断方向の幅はその形成初期から大きな変化がなく、新高水敷の河岸法尻の横断面内での位置が形成初期から決まっているように見える； 新高水敷は密な植生に覆われている； 新高水敷の河岸の法尻高さは概ね平水位帯の中にある； 高水敷形成は湾曲内岸に限らず湾曲外岸や直線部にも起こる（図3，図8）。



写真2 江川橋から下流向きに見た68.8km測線付近（右岸側）

また、強制的川幅拡大前、直後、川幅縮小後の川幅が、おおよそ、パウダー川120km断面の場合60m、73m、55m、川内川の場合40m、90m、50mであることから、川幅が強制的拡幅後、概ね元の川幅に戻ると言えそうである。これらの新しく形成された高水敷・河岸の地形的特徴は、地形学の分野でベンチ（Bench）と呼ばれるものと似ており、その特徴が調べられている（Leopold et al. 1964； Kilpatrick, Barnes 1964； Woodyer et al. 1979； 宇多，平林ほか 1994）。

4．高水敷形成材料の流砂系における位置づけ

4．1 ウォッシュロードとの関係

「ウォッシュロード（wash load）」は一般に次のように定義される（たとえば、吉川編 1985）；「河床材料よりはるかに細粒で、常に浮遊状態を保ったまま土砂生産域から直接河川に供給され、その流送量が河道の局所的な水理量（掃流力など）に応じて決まるのでなく主に流量と関係づけられる」。3章で詳述した川幅縮小現象において新しく形成された高水敷の材料は、低水路の河床主材料（両川とも礫）よりも細かい細砂・微細砂・シルトであり、出水時における低水路内での流送は、粒径と洪水時の摩擦速度から考えて浮遊状態が卓越すると考えられることから、ウォッシュロード（の一部）が起源になっているとしてよさそうである。ただし、ウォッシュロードを「濃度の鉛直分布がほぼ一様な流砂」と定義するなら（たとえば山本 2004，pp.219），より細粒に限定されるので、必ずしもウォッシュロードとは言えなくなってくる。この議論を整理するには、さらに以下のような土砂の動きと河床材料の捉え方を持ち込む必要がある。

4．2 河床材料m，s，t（横断分布特性から見た河床材料分類）との関係

河床材料の横断分布特性から、河床材料を3つに分けてとらえる考え方があり（藤田 1998；藤田 2000）。1つは、流れを頻繁に受ける低い河床領域にある、最も粗い粒径の集団であり、材料m(Main材料)と区分する。次は、材料mが存在する場所の脇の高い河床部分にあるもので、材料mの平均粒径よりもふつう1オーダー以上粒径が細かい材料からなる集団であり、材料s(Sub材料)と区分する。最後は、平水時に水面下となる河床部分の一部に存在するもので、材料mの上に（多くの場合薄く）乗った材料であり、これを材料t(transient材料)と区分する。図13は、材料m，s，tの横断面内の存在パターンを河道セグメント1，2について模式化して示したものである。

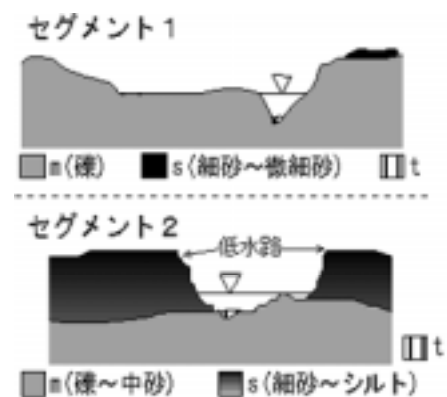


図13 材料m，s，tの横断方向の分布パターン

材料_mは安定的に存在し、河道の骨格である縦断形状や砂州形状、低水路の粗度係数などを規定する。「(低水路の)河床材料」と言えばふつう材料_mを指す。材料_sからなる河床は、主流路の脇で浮遊してきた細粒土砂を堆積させることでできる。材料_sは、セグメント1ではせいぜい材料_mの表面を薄く覆うだけだが、セグメント2では前章までに見てきたように高水敷本体を構成するまでになる。また材料_sは、粒度の面でも場所的にも植生繁茂に好ましい条件を持つので、堆積厚によらず密生した植生を持つことが一般的である。材料_tの存在は、一時的で不安定なことが多く、ちょっとした出水があるとフラッシュされ、あるいは増減する。

以上からわかるように、ここで対象としている河道セグメント2における川幅縮小を起こす高水敷形成は、まさに材料_sの堆積によるものとして整理される。

表3 沖積河道における河床材料の存在状況

	河道セグメント分類 (カッコ内は材料 _m に着目したもの)				下流 海岸・沿岸部
	上流 セグメント1 (Gセグメント)	セグメント2-1 (Gセグメント)	セグメント2-2 (Sセグメント)	セグメント3 (Sセグメント)	
材料 _m (洪水が挙動を決める)	礫以上	礫	砂(粗砂~中砂)	砂(中砂~細砂)	
材料 _s (洪水が挙動を決める。植生や横断形による流速低減効果も重要)	細砂中心(中砂~シルトが混じることも)	細砂, 微細砂, (シルト混じりが多い。中砂が混じることもある)	シルト混じりの細砂および微細砂, シルト	シルト混じり微細砂, シルト(粘土が混じることも)	
材料 _t (平水時や小出水時の供給&タイミングが大事。洪水でフラッシュされる)	中砂以下? 含; 粒状有機物	中砂以下? 含; 粒状有機物	微細砂以下? 含; 粒状有機物?	シルト以下? 含; 粒状有機物?	
海岸・沿岸にかかわる材料分類					

注) 河川から供給される土砂が海岸・沿岸にとって重要な場合、印の部分を入れることが重要。

次に、これらの材料の縦断変化パターンについて説明する。表2に示した調査事例などからつかむことができる材料_sに関する傾向を、材料_mの特性と合わせて表示したのが表3である。この表から、1)従来河床材料調査の対象となっていた材料_mは、重要ではあるが沖積河道を構成する材料の一部に過ぎず、これだけに限定しないで材料_s, _tを含めて河道を構成する材料を幅広くとらえておくこと、2)当該セグメントの材料だけに着目するのではなく、当該河川を構成するセグメント全てにおける河床材料の存在状況を把握しておくこと、3)粒径が異なる(互いの粒径範囲が重ならない)材料の組み合わせが多いことに着目すること(たとえば、材料_mと材料_s, _tの粒径はすべての河道セグメントで互いに異なり、また、材料_mだけで見ても、GセグメントとSセグメントの粒径は異なる)、の重要性が浮かび上がる。粒径の異なる(粒径範囲がほとんど重ならない)材料間では流砂系における動態のパターンが異なっていると見ることができ、表3のような整理から、同じような動き方をする「粒径集団」について当たりをつけておくことは重要である。沖積河道を構成する材料の全体像をとらえる際には、たとえば図14に示すように、礫以上、中砂程度、細砂以下という3つ粒径集団の動態を考えることがよい出発点になる。図14については、次項と合わせ、再度説明する。

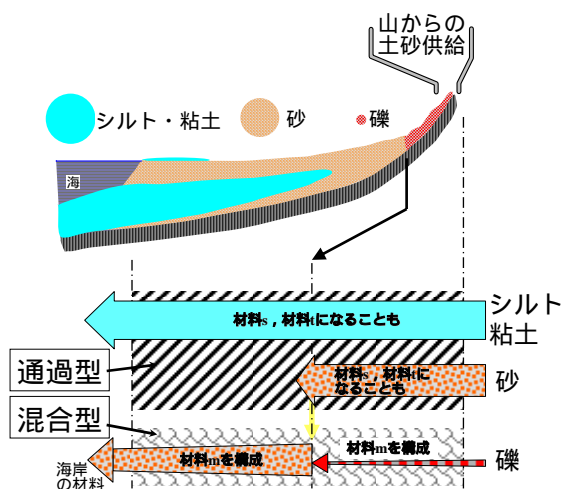


図14 各粒径集団の動きと通過型、混合型の別についての代表的なパターン(急勾配礫床に緩勾配砂床が接続する河道タイプ)

4.3 「混合型、通過型」材料との関係

「土砂輸送形態」については、水理的な観点から「掃流砂，浮遊砂」という流砂形態の分類がなされ、また前述のように流砂の起源に着目した分類として「wash load，bed material load」の区別がある（土木学会水理委員会 1999）。筆者は、流砂系の観点から土砂動態を理解するには、もう一つ「混合型，通過型」という分類が必要になると考えている（藤田 2000）。ここでは、これを「流砂系という観点からの土砂輸送形態の分類」と呼んでいる。これらを表4にまとめて示す。

表4 流砂系という観点からの土砂輸送形態の分類と他の分類法との対応関係

流砂系という観点からの土砂輸送形態の分類 (ある粒径集団に対して)	従来の分類との関係	
	水理的分類 (流砂形態に着目)	一出水程度の時間スケールで見た(?)土砂起源による分類
混合型： その場所の主河床材料（材料m）と有意に混じり合いながら輸送される。河床変動に寄与し、その分、自身の流送量も縦断的に変化する。材料mの流送はその定義から混合型である。河床材料を起源とする。	掃流砂または浮遊砂	Bed material load
通過型： その場所の主河床材料（材料m）と有意には混じり合わない（せいぜい材料mの隙間を満たす程度）。材料mにかかわる河床変動にほとんど寄与できない。その場所は基本的に“通過区間”で、自身の流送量の縦断変化は小さい。一部が材料s，tになるが、その量は一般に全フラックスに比べればごく小さく（材料s），あるいは堆積が一時的（材料t）なので、マクロにとらえて通過型に分類できる。	多くの場合，浮遊砂。小出水時，平水時には掃流砂のこともあり。	多くの場合Wash load。小出水時，平水時には，Bed material loadのこともあり。

注目する粒径集団が通過型となるには、次の3条件が満足される必要がある。第1は、起こりうる水理条件すべてにおいて、当該粒径集団が材料mと同じ流砂形態をとらないことである。具体的には、材料mが静止の時、当該材料は掃流あるいは浮遊卓越で流送され、材料mが掃流形態で動く時、当該材料は浮遊が卓越する状態で流送される状況になることである。第2は、このうち材料mが動くモード下で、浮遊卓越で流送される当該材料が、材料mの表面を覆わず、その一部（礫間など）に存在するにとどまることである。第3は、第2の条件を満たしつつ、材料mの流送量に比べ当該粒径集団の流送量がずっと大きいことである。以上の3条件が満足されると、当該材料は、材料mを構成する礫などの隙間を埋める程度で、材料mと有意に混合せず、材料m河床の変動に寄与することはほとんど無く、さらに、当該粒径集団の流送量が縦断的に大きく変わることはない（材料m河床の変動量に比べ当該材料の流送量のはるかに大きいから）。結果として、当該粒径集団の流送量は、流量と概ね1対1の関係を持つことになる。

さて、3章で扱った河道セグメント2 - 1では、材料mは礫主体であり、高水敷形成は、シルト混じりの細砂～微細砂が材料sとして堆積することにより起こっている。さらに、細砂粒径以下の細粒土砂の沖積河川への供給量は、一般に、礫の供給・流送量よりもずっと大きく（藤田，山本，赤堀 1998；櫻井，柏井，大黒 2003），それでも、出水中に礫表面を覆い尽くすほどの供給量ではない。以上から、川幅縮小をもたらした材料は、通過型の材料と行うことができる。図14に示した粒径集団別の典型的な土砂動態は、以上の通過型，混合型の別が反映されている。

4.4 まとめ

当該区間の材料mよりも細かい「シルト混じり細砂～微細砂」の粒径集団が、通過型で輸送され、その一部が材料sとなって低水路の脇に堆積し、その堆積が進行して高水敷が新たに形成され、川幅縮小が起こった。高水敷となった材料は、通過型に分類でき、出水時には浮遊形態が卓越する条件にあることから、その全てが一樣な鉛直濃度分布を持つものではないが、「土砂生産域から直接河川に供給され、その流送量が河道の局所的な水理量に応じて決まるのではなく主に流量と関係づけられる」が概ね成立する、「ウォッシュロード的挙動」をする土砂と考えてよい。

5. 通過型でウォッシュロード的に挙動する粒径集団の一部が堆積し高水敷形成を起こすための水理条件

3章に示した高水敷形成過程からわかるように、横断面内で緩い勾配を持った斜面(礫河床)の中程から、シルト、微細砂を主材料とする高水敷の成長が始まることが、川幅縮小現象の中核的プロセスである。パウダー川の場合を取り上げて、このような堆積が起こるための水理条件を、特に堆積初期段階に絞って検討し、基本的水理メカニズムを説明する。

5.1 矩形横断面に堆積するかの検討

パウダー川の河道諸元を参考に、図15のケースAに示す矩形一様断面水路を設定する。ケースAでは、水深Dが断面内で一定であり、また、鉛直側壁による流速低減を考慮していないので、横方向の浮遊砂の拡散は計算上起こらず、鉛直方向の浮遊砂の拡散だけが考慮される。等流を想定し、ある横断面で、単位幅当たり $q_{ws} = Q_{ws} / B_{mc}$ のウォッシュロードが流送され、そこで縦断方向に平衡な土砂濃度分布が形成されるとする。ここで、 Q_{ws} : ある断面を通過するウォッシュロード流量、 B_{mc} : 川幅、鉛直方向の渦動粘性係数と拡散係数がいずれも ε_z という値をとり、鉛直方向に一定で $\varepsilon_z = \kappa u_* D / 6$ と仮定すると (D は水深)、流速 u 、土砂濃度 c の鉛直分布は次式で表される。

$$u = \frac{6u_*}{\kappa D} \left(z - \frac{z^2}{2D} \right) + u_* \left(\varphi - \frac{z}{D} \right) \quad (3) \quad \Bigg| \quad c = A \exp(-6Z \cdot \frac{z}{D}) \quad (4)$$

ここで、 z : 底面を0とする鉛直上向きの座標、 κ : カルマン定数、 φ : 河床の流速係数、 $Z = w_0 / (\kappa u_*)$ 、 w_0 : 土砂の沈降速度、 u_* : 底面摩擦速度であり、 A は決定すべき係数である。なお、 D と u_* は、流量 Q 、川幅 B_{mc} 、河床勾配 I_b 、 φ を用いて等流条件から求める。 q_{ws} と流速 u 、土砂濃度 c との関係は次式で表される。

$$q_{ws} = \int_0^D u c dz \quad (5)$$

4章で説明した通過型のウォッシュロード的に挙動をとる粒径集団を扱う場合に特徴的なのは、先に q_{ws} が与えられ、水理条件から式(5)により係数 A が求まり、その結果次式に示す土砂の鉛直濃度分布が得られるという点である。

$$c = \frac{q_{ws} \cdot \exp(-6Z \cdot z / D)}{u_* D \left\{ \left(-\frac{\varphi}{6Z} - \frac{1}{6Z\kappa} + \frac{1}{36Z^3\kappa} \right) e^{-6Z} + \left(\frac{\varphi}{6Z} - \frac{1}{3Z\kappa} + \frac{1}{6Z^2\kappa} - \frac{1}{36Z^3\kappa} \right) \right\}} \quad (6)$$

底面 $z = 0$ での土砂濃度を c_b とすると、堆積速度 dz_b / dt は次式となる。

$$\frac{dz_b}{dt} = \frac{w_0 c_b - q_{wsb}}{1 - \lambda} \quad (7) \quad \text{ただし、} z_b = 0 \text{ かつ } w_0 c_b < q_{wsb} \text{ の時、} dz_b / dt = 0$$

ここで、 λ は対象材料が堆積した時の空隙率である。この値は、メカニズムの説明には本質的でないので、5章の計算ではすべて0としている。 q_{wsb} は、対象材料が材料mからなる河床表面を完全に覆う条件で、河

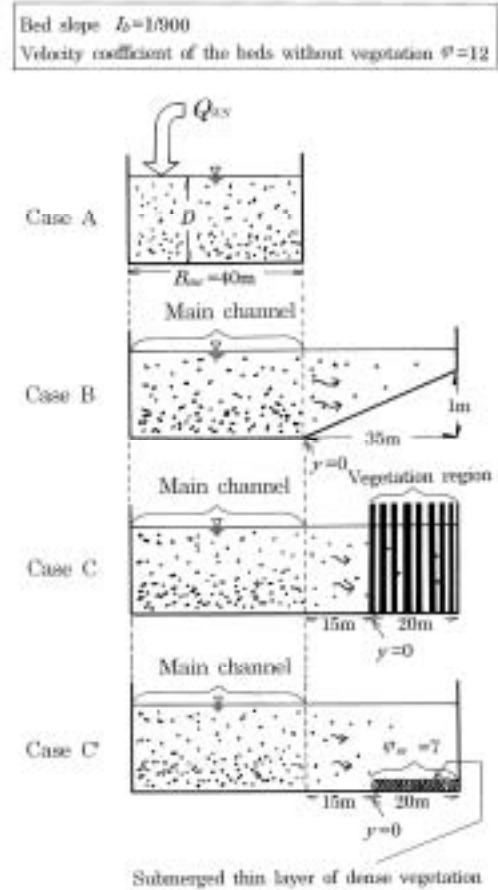


図15 堆積が起こる水理条件を明らかにするために設定したモデル河道

床から浮上する浮遊砂の鉛直上向きフラックスである．式(7)のただし以下の意味は次のようである．

$q_{ws\text{sub}}$ は，一般には w_0 , u_* , d_{ws} (対象材料の粒径)に加え，材料mからなる河床表面における対象材料の存在割合などから決まる．通過型のウォッシュロード的挙動を示す粒径集団の流送については，当該材料が河床表面を覆わず，その一部にしか存在しないのが通常であり，その状況下では Q_{ws} や q_{ws} の変化の大部分は当該材料の河床表面での存在割合の変化に吸収され， z_b の応答はごく小さい．このため，實際上， Q_{ws} や q_{ws} が河床表面における当該材料の存在状況を規定すると考えて良い(このこと自体が通過型の説明でもある)．以上を踏まえ，式(7)において， $z_b = 0$ かつ $w_0 c_b < q_{ws\text{sub}}$ の時には， $dz_b/dt = 0$ とし，そうなるような $q_{ws\text{sub}}$ の値が決まるとする．この設定により，対象材料の流送量が水路の輸送能力よりも小さい時には，上流から供給された流送量を変化させずに流下することになる．

この取り扱いは，「通過型のウォッシュロード的挙動」について，その本質的特性を失わずに，流れ中の濃度分布の表現を簡潔に行うという意図からの近似法である．材料m表面における対象材料の存在状況を詳細に知る必要がある場合や，対象材料の流送量がさほど多くないため， Q_{ws} あるいは q_{ws} と河床表面に部分的に存在する対象材料との間に相互作用関係を想定する必要がある場合には，河床表面についてより厳密な取り扱いが必要となる(たとえば，関根，矢島 2005；山原，小路，藤田 2007)．河川地形変化の“システム”を理解する際， Q_{ws} あるいは q_{ws} という当該区間にとっては外的に与えられる条件が現象を概ね規定すると考えるのか，当該区間内のローカルな流砂メカニズムとの相互作用も重要になってくると見るのかは，採るべきアプローチを考える上で重要である．ここでは前者の立場を取っていることは言うまでもない．

さて，シルト，微細砂の Q_{ws} が式(1)，(2)のように得られている．これらの関係を用いて，流量 Q を 1~500[m³/s]まで変化させて，式(6)，(7)からシルト，微細砂の堆積速度を求めると，どの流量においても堆積速度が0になる結果が得られた．これは，流量が大きくなり上流からのウォッシュロードの供給量が増大しても，それ以上に水路の土砂輸送能力が増大するためである．この結果から，これらのウォッシュロード材料を河床に堆積させるためにはケースA以外の機構を必要とすることがわかる．なお，シルト，微細砂の粒径 d_{ws} としてそれぞれ0.05mm，0.1mmを，沈降速度 w_0 としてそれぞれ0.0025m/s，0.008m/s を与えた(以後の計算も同様)． $q_{ws\text{sub}}$ は，Itakura・Kishiの式 (Itakura・Kishi 1980) に u_* を代入して求めた．流速係数 ϕ には12を与えた(以後も同様)．

5.2 横断方向の水深変化による浮遊砂の横断方向拡散がある場合の検討

図15のケースBに示す状況，すなわち右岸に1:35の横断勾配を持つ緩傾斜河岸を付け，横方向拡散による右岸への浮遊砂輸送が発生しうる条件を設定した．これは，高水敷形成前の120kmおよび156kmA断面付近の横断形状をモデルにしたものである．土砂濃度と堆積速度の計算に用いた式を以下に示す．

$$\bar{c} = \frac{1}{D} \int_{-D}^0 c \cdot dz \quad (8) \quad | \quad \bar{c} = c_b \frac{1}{6Z} \{1 - \exp(-6Z)\} \quad (10)$$

$$\varepsilon_y \cdot \frac{d^2}{dy^2} (\bar{c}D) + \frac{d\varepsilon_y}{dy} \frac{d}{dy} (\bar{c}D) - \varepsilon_y \frac{dD}{dy} \frac{dc_b}{dy} - \left(\frac{d\varepsilon_y}{dy} \frac{dD}{dy} + \varepsilon_y \frac{d^2 D}{dy^2} \right) c_b + [q_{ws\text{sub}} \sqrt{1 + \left(\frac{dD}{dy} \right)^2} - c_b w_0] = 0 \quad (9)$$

c は任意の点の土砂濃度， \bar{c} は鉛直平均した土砂濃度であり， ε_y は横断方向の拡散係数である．座標は図16の通りである．以後， $z = 0$ を水面に採り，一方 c_b は前節と同様に底面での土砂濃度としている．基本式である式(9)に式(10)を代入して解くことにより，横断方向各点の鉛直平均土砂濃度と堆積速度が得られる．式(9)は，流れと土砂濃度が縦断方向に変化しないと仮定することにより得られる横断面内の土砂濃度に関する拡散方程式を鉛直方向に積分することにより得られるもので，基本的には，砂床河川の安定川幅理論において

Parker (1978) が用い、泉・池田 (1991) が修正した式と同じである。[]の項に -1 を掛けた値が堆積速度に対応するが、ここでは河床に存在しないウォッシュロード材料を扱っているため、[]の項の値が 0 以上の場合にはこの項を 0 とする (前節の説明と同様)。 ε_y については、 $\varepsilon_y = \beta' \varepsilon_z = \beta' \kappa u_* D / 6$ と置き、後の計算ではすべて $\beta' = 2$ とした。また、 $u_* = \sqrt{g D I_b}$ とし、 q_{wsb} は前節と同じ方法で求めた。

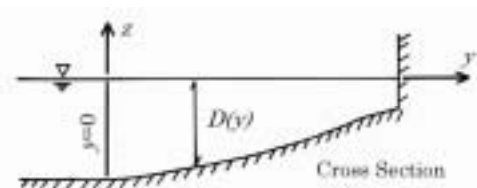


図16 記号と座標の説明

図16の右側鉛直壁での境界条件は、浮遊砂の横断方向フラックスが0という条件から、

$$-\varepsilon_y \cdot D \frac{d\bar{c}}{dy} + \varepsilon_y \frac{dD}{dy} (c_b - \bar{c}) = 0 \quad (11)$$

を与えた。左側 (主流路側) すなわち $y = 0$ での境界条件は、ウォッシュロードを対象にしていることを考慮して、主流路 (図15の幅 B_{mc} の部分) での流量と式(1)、式(2)から Q_{ws} を求め、それより \bar{c} を算出して与えた。これにより、緩傾斜河岸上での土砂の挙動が、その場の局所的水理量だけでなく、流量に応じて土砂生産域から直接運ばれるウォッシュロード量と関係づけられることになる。なお、ウォッシュロードの堆積が少しでもある場合、縦断方向に土砂濃度が平衡とは言えず、厳密には非平衡の土砂濃度場を対象にしなければならない。縦断方向に平衡状態を想定しているここでの計算は、河道の各場所で堆積した分だけ、主流部にウォッシュロードを補充している状況を仮定していることになる。通過型のウォッシュロードの挙動をとる粒径集団について短区間の解析を行う場合、ウォッシュロード堆積の水理特性を把握するためのこのような計算法は合理性を持つと考えられる。次節5.3でも同様の考え方をとっている。

パウダー川が経験した代表的流況を与えて、以上の方法により行った計算による堆積速度は、しかし、実際の堆積速度のオーダーよりはるかに低いものであった。これは、対象とした材料 (高水敷形成材料) の粒径が小さいため、横断方向に浮遊砂輸送が起きないような横断濃度分布の下、右岸水際近傍のごく小さい水深の場所でも式(9)の[]の項が負になりにくいためである。このことは、図15のケースBでも高水敷形成を説明できないことを意味する。

5.3 河岸近傍に背の高い非水没の植生群がある場合の検討

図7の説明で述べたように、高水敷形成が最初に起こった2年間において、平水位の上限が新河岸の法尻高さとほぼ一致しており、また、植生に損傷を与え得るような大きな洪水は起こっていない。宇多ほか (1994) は、利根川、鬼怒川の河道低水路内に繁茂している植生の位置と水理環境との関係を調べ、平水位が植生繁茂領域の下限 (標高の一番低い所) を規定する場合があることを示している。Hupp (1992) は、改修された後の河道変化を追跡し、裸地河岸に繁茂した植生が、細粒土砂をトラップすることにより河岸・高水敷の再形成に重要な役割を果たしていることを指摘した上で、裸地河岸に最初に根付く植生の領域の最低標高が、1年の50%の期間水面下にある高さに等しいとしている。これらから、パウダー川120kmおよび156kmAで高水敷が新たに形成された領域に、高水敷形成前、植生が繁茂していた可能性が十分にあった判断する。なお、前述のように、川内川の高水敷形成区間においても、水位について図7と同様の特徴が見られることから、上記の推定は川内川の高水敷形成についても同様に成り立つと言える。

そこで、高水敷成長前に右岸よりの河床の一部に植生があった場合を想定し、図15のケースC、すなわち、ケースBの緩傾斜河岸を水平にし、右岸より20mの範囲に植生を非水没状態で繁茂させた条件を設定する。植生左端の位置を $y = 0$ とし、計算領域左端での境界条件設定位置となる位置を $y = -15$ [m] とおく。植生諸元としては、高水敷上の植生繁茂状況を参考に、 1m^2 当たり直径7mmの茎が225本ある状況を想定した。これは

透過係数 K に直すと3.53m/sとなる。なお、 K は、植生内のみかけの平均流速がエネルギー勾配の二乗根に比例するとした時の比例定数である（福岡，藤田 1988）。

鉛直平均流速 \bar{u} に関する横断方向の運動方程式として式(12)を用いる。

$$gDI_b - \frac{1}{2}F\bar{u}^{-2} + D\varepsilon_y \frac{d^2\bar{u}}{dy^2} = 0 \quad (12)$$

ここで、 F は摩擦損失係数である。植生の無い - 15 < y < 0 mの領域では、 $F = 2/\phi^2$ となり、植生領域 0 < y < 20 mでは、 $F = 2gD/K^2$ となる。上式中の y 方向の拡散係数 ε_y については、次のように考える。植生群内

外では組織的水平渦による運動量および流体の活発な混合が起こり（福岡，藤田 1988），これが物質の水平拡散にも影響することが知られている（池田，太田，長谷川 1992）。そこで、山崎・石川・金丸（1984）の方法を用いて、式(13)により植生領域内外の組織的な流体混合の効果を横方向拡散係数に反映させる。

$$\varepsilon_y = f \cdot \Delta u \cdot \Delta y \quad (13)$$

ここで、 f ：境界混合係数、 Δu ：植生領域内外の流速差、 Δy ：水平混合層の幅、である。式(12)と式(13)を連立させることにより、ある f 値の下での鉛直平均流速 \bar{u} を得る。 f 値については、福岡・藤田（1988）の実験によりその特性が詳細に調べられており、それに基づき以下の計算では $f = 0.02$ を標準値としている。

得られる \bar{u} の横断分布に基づき、基本式として式(8)～(10)を、境界条件に式(11)を用い、ウォッシュロードの拡散計算を行う。 ε_y には式(13)の値を用いる。また、 q_{wsub} については、底面に作用するせん断力に関する摩擦速度を u_* とした上で、 $u_* = \bar{u} / \phi$ を Itakura・Kishiの式に代入して求めた。ここで、植生領域内の ϕ 値にも主流路と同じ12を用いた。これにより、植生領域内において、鉛直平均流速が植生による大きな摩擦損失係数 F により小さく計算される分だけ、底面に作用するせん断力が小さくなり、植生領域内では浮遊砂の堆積が主流路に比べ起こりやすくなる状況が表現される。なお本計算の力点は、浮遊砂の起源がウォッシュロードであるという特徴を計算モデルに組み込み、さらに観測されたウォッシュロード供給量に基づき、植生が堆積に与える効果を評価し、実際と比較しようとしているところにある。

図17に、1981，1982年に経験した水深とその出現日数を与えて計算したシルトと微細砂の総堆積高を横断面図で示す。図中の計算堆積高の求め方は、ある水深での堆積速度の横断分布を求め、それと継続日数との積を求めるという作業を、経験した全ての水深について行い総和するというものである。この図には、120kmおよび156kmAでの1980年から1982年にかけての高水敷初期成長高も一緒に示してある。この実績値については、新しい高水敷の法尻の位置を横断方向の0mに合わせている。計算では、堆積後の土砂移動を考慮していないので、微細砂により植生外縁近くに安息角以上の横断勾配を持つ鋭いピークが出ている。しかし、これが安息角を保つように再移動すると考えれば、計算堆積高と実績とは比較的よい対応を示すことがわかる。少なくとも、植生の無い5.2のケースBの場合と違って、堆積量のオーダーについては計算と実績とが一致する。以上から、植生効果の導入により、実際に起こった高水敷形成の初期段階の水理的な説明が可能になったと言える。

5.4 各因子が高水敷形成に与える影響の比較

パウダー川での高水敷形成を想定した前節5.3までの堆積計算法を用いて、堆積高を支配する各因子の

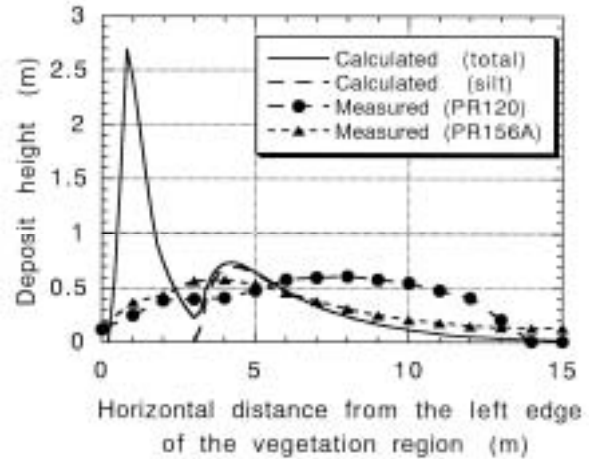
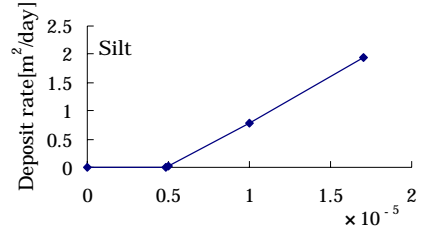


図17 1980～1982年の高水敷成長高横断分布についての計算値と実績

影響度を調べると以下ようになる（詳細は、藤田・Moody・宇多・藤井（1996）を参照されたい）。

(1) 微細砂の堆積が植生域外縁近くに集中するのに対し、シルトの堆積域は幅広い範囲に及ぶ。ただし、実際には微細砂も新しい高水敷に幅広く堆積しており、平面二次元的な土砂流送の効果などさらに検討が必要である。



(2) 植生内外での流体混合の強度が堆積量を強く支配し、境界混合係数 f が小さくなると堆積量が大幅に減る。また、 K 値に対する堆積量の応答が敏感で、 K 値が少し大きくなるだけでシルトの堆積が0になる。この特性は、シルトのような細粒土砂を堆積させる植生は一定以上の密生度を持たなければならない、逆に、植生の持つ密生度が、自身が扱って立つ土壌環境の形成に影響を及ぼしていることを意味する。

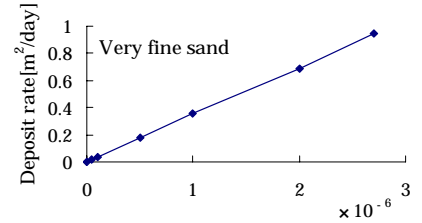


図18 堆積速度と α との関係 ($D=1.8m$)

(3) 式(1), (2)の Q^p にかかる係数を α とし、この α 値が堆積速度に与える影響を調べると、図18のようになる。この図から、その一部が高水敷材料となるウォッシュロードの供給量が、高水敷形成の“活性”に大きな影響を与えることがわかる。このことは、実際の河道の川幅や河岸高に関する形状特性およびその外的擾乱に対する応答が、流域状況から決まるウォッシュロード供給特性 ($Q_{ws} \sim Q$ 関係など) に支配される可能性を示唆している。

(4) 図15のケースC' に示すように、厚さが水深に比べ十分小さく、非常に密な植生層を設定した場合、非水没のケースCに比べ堆積量はやや減少するが、同じ規模の堆積が計算される。横断分布形状については、水没植生の方が主流路に近寄った形になるものの、主流路から離れるにしたがって堆積高が徐々に小さくなるという特徴はケースCと同じである。以上より、植生が水没形態になっても、堆積量が大幅に減ることとはなく、高水敷形成における植生の重要性は、水没状態の植生についても変わらないと言える。

6. 平面二次元解析への展開

前章で説明した高水敷形成の水理的メカニズムを組み込むことで、高水敷形成の計算を平面二次元に展開できる。ここでは、大沼ほか（2007）が九州の遠賀川の一部河道区間に適用した方法を概略紹介する。以下に出てくる個々の数字は、対象河道区間の計算を想定して決めたものである。

6.1 計算対象とする土砂と計算法の基本的整理

計算対象とした河床材料の起源と粒径毎の流砂の計算法を図19にまとめて示す。通常の河床変動計算では、

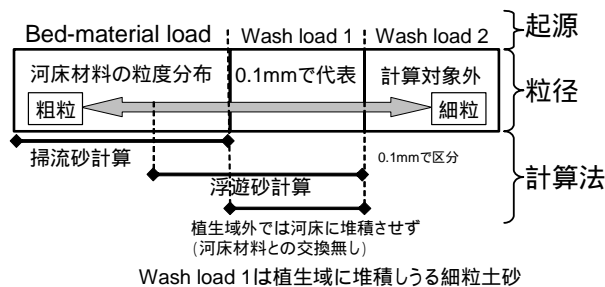


図19 河床材料の起源と粒径毎の流砂の計算法

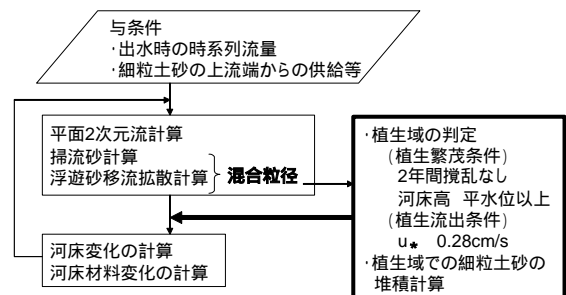


図20 植生による細粒土砂の堆積効果を考慮した2次元河床変動解析モデルの骨格

図中のBed-material load (河床起源の材料)だけが対象となるが、前述の河岸・高水敷形成を再現する必要があるため、ここでは新たに、ウォッシュロード的に挙動し、植生域にトラップされ得る細粒土砂をWash load 1として、計算対象に加える。ただし、この粒径集団については、浮遊砂計算において、植生の無い河床上では常に[沈降水量 = 浮上量]となるように置く(式(7)のただし書きの条件)。さらに粒径が小さく、植生域にもほとんど堆積しないWash load 2は計算対象外とする。対象区間で形成された河岸・高水敷の材料調査結果を参考に、Wash load 1の粒径を0.1mmで代表させる。Bed-material loadの粒度分布には河床材料調査の結果を用いる。

6.2 計算法の全体構成

平面2次元河床変動計算の全体構成は図20のとおりである。まず、5章で行ったと同じように、検討対象区間におけるすべての出水時の流量時系列を与える(平水時は計算対象としない)。上流からの土砂供給条件の設定は次のようである。Bed-material loadについては、計算区間上流端で有意な河床変動や河床材料変化が起きないように掃流砂と浮遊砂を与える。Wash load 1については、式(1)、(2)と同様の式形を適用して与える。これらの条件の下で平面二次元流計算を行い、あわせて、粒径毎に掃流砂の平面分布の計算と浮遊砂の移流拡散計算を行う。流れの計算と掃流砂の計算は小川ほか(1999)が用いている二次元河床変動解析モデルに基づく。浮遊砂計算は、基本式に式(9)を平面二次元に展開した、鉛直平均浮遊砂濃度 \bar{c} に関する平面2次元移流拡散方程式を用い、 \bar{c} の平面分布を求めるものであり、河床からの浮上量には芦田・藤田式(藤田 1986)を用いる。ここで、高水敷形成を支配する現象すなわち植生域への細粒土砂のトラップを組み込むため、以上に示した通常の河床変動計算に、図20の太枠の部分を次項のように加える。

6.3 植生域に関する計算法

植生の消長や植生による細粒土砂の堆積過程を、藤田・李ほか(2003)の考え方を参考にモデル化する。まず、裸地の河床面に先駆的に繁茂し、冠水時に細粒土砂をトラップする機能を持つ植物が生育する過程を設定する。ここで、植生生育が可能になるために、1)河床面高が平水位以上で河床低下してない、2)河床上昇が0.2m/年以下(植物が埋没しないように)、3)植生の流出を起こすイベントが期間 T_{pr} 生じしない、の3条件が全て満足されなければならないとする。この計算では T_{pr} を2年と置く。植生の流出を起こすイベントとしては、植生で被覆された地面の耐侵食性を考慮して、 $u_* > 0.28\text{m/s}$ の流水作用が起こった時と置く。

この植物が生育した場所を以後植生域と呼ぶ。植生域では、浮遊砂(Wash load 1と河床起源の浮遊砂;量は前者はるかに多い)が堆積し、前述の河岸・高水敷形成となっていく。植生域の河床面では、植生の抵抗効果により、Wash load 1を再浮上させない程度に有効摩擦速度が低減しているとして、沈降した浮遊砂の再浮上が無いことを前提に、式(7)において q_{wsub} を0と置いた次式により、堆積速度を求める。

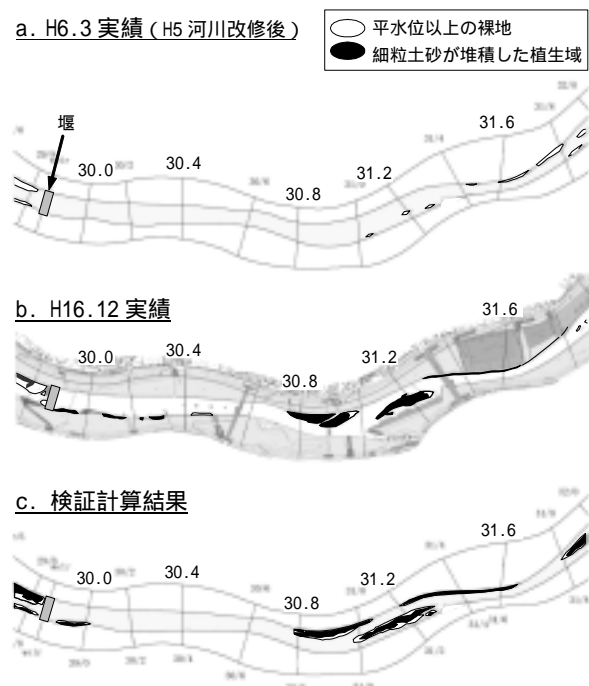


図21 平水位以上の裸地及び細粒土砂が堆積した植生域の変化と検証計算結果

$$\frac{dz_b}{dt} = \frac{w_0 C_b \cdot \sigma}{1 - \lambda} \quad (14)$$

ここで、底面濃度 c_b は、式(10)を介して、平面2次元移流拡散計算で算出される各点の \bar{c} から求める。ここで σ は、植生の空間的粗密などによって、そのトラップ効果が低減される場合を想定した係数であり、この計算では1/3としている。空隙率 λ は0.4と置いている。

6.4 計算結果の例

遠賀川の28.8-32.8km区間を対象に、低水路の拡幅が行われた直後からの平成6年～平成16年について、対象区間内にある流量観測地点の観測流量時系列を与え、計算を行った。計算の詳細な条件は大沼ほか(2007)を参照されたい。結果を図21に示す。平成6年実績と平成16年実績を比較すると、この間細粒土砂が堆積した植生域は堰直上流の左岸、30.9k付近の右岸、31.2k付近、31.4k付近の右岸に広がっている。堰直上流で植生域が狭いのは、この付近が堰による湛水の影響で水深が比較的深くなっており、平水位まで材料m河床が上がりやすく、したがって植生がなかなか繁茂しにくいためと考えられる。このような、土砂堆積や植生繁茂の範囲の変化について、図21のb.とc.の比較からわかるように、計算は概ね実態を再現できている。

高水敷形成に関して平面二次元解析を行うことにより、その特性や機構の理解がより深められ、また、河道整備に関わる技術判断に役立つ実践的情報が得られると期待される。材料mからなる主流路の河床変動と一体的に解析できることも利点である。

7. 川幅縮小の機構についてのまとめと考察

1)強制的に拡幅された河道の河床は、河岸の勾配に比べはるかに平坦であったが、その河床のうちある幅が平水時に水面上に露出する程度の凹凸を持っていた。この凹凸形成の原因として最も一般的なのは河床主材料(材料m)の流送による砂州形成である。2)高水敷形成が始まるまでの数年間は、植生を全面的に剥ぎ取るような大きな洪水がなく、このため、平水位より高い範囲の河床に植生が繁茂した。その植生は、直立あるいは倒伏状態で、通過型のウォッシュロードの挙動をとる粒径集団の一部を有意に堆積させるだけの低い K 値を持っていた。3)この状態で小規模な洪水が数度作用し、植生がなければ堆積しない上記の粒径集団の一部が、植生の減勢効果により植生繁茂領域にたまり、高水敷形成の初期過程が完成した。4)堆積した材料はシルト混じり細砂～微細砂で、それを好む植生への遷移を起こしながら、引続き密生度の高い植生が形成途上の高水敷に繁茂する状態が続いた。5)植生の効果と、高水敷と河床の段差による流速差により、高水敷形成が引き続き進行した。6)さらに高水敷が成長し、河床との段差が大きくなると、水位が高水敷をわずかも上回った時に、より粗粒の材料を高水敷に運ぶ強い流況が生じ、中砂が河岸肩に堆積した。また、高水敷が側方侵食を受け、その耐侵食力に見合う洪水営力となるよう川幅が調整される状況も起こった。

以上の機構から考えて、一般的には、扇状地、デルタ河道に比べ、自然堤防帯にある河川が川幅縮小を起こしやすいと言える。扇状地の河川は勾配が大きすぎて、植生がフラッシュされる頻度が高く、デルタの河川は平水位が高いため、拡幅後も、河床の一部に植生が繁茂する状況が起こりにくい。一方、自然堤防帯の

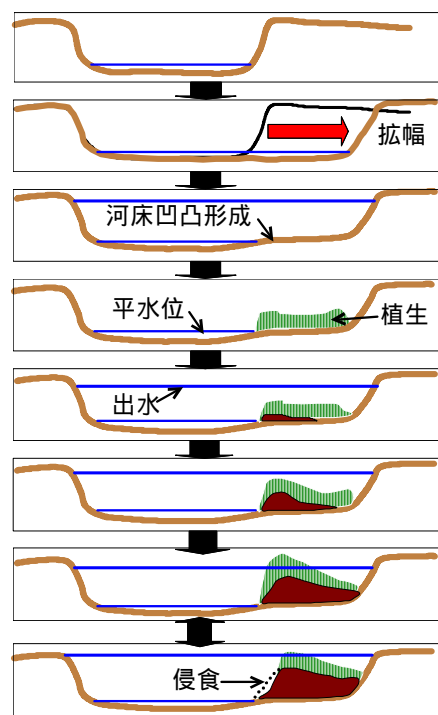


図22 河道セグメント2-1での強制的拡幅後の川幅縮小のシナリオ

河川は、少しの拡幅で平水時に河床が露出し植生が繁茂できる条件が現れ、また、ウォッシュロードが植生内にたまり得る河床勾配を持ち、植生のフラッシュも、側方侵食を除き稀と考えられる。

高水敷形成による川幅縮小という地形変化を考える上で、流送土砂を堆積させる水理機構とともに、河床のどこにいつどのような植生が繁茂するかという生物的なメカニズムが不可欠と言える。さらに、こうした高水敷形成がウォッシュロード材料で起こされることは、次の三つの意味で重要である。第一は、ウォッシュロード堆積物が粘着性を持ち、これが、泥を好む植物の繁茂と相まって、堆積物の耐侵食力を大きくし、このことが地形変化にも重要な影響を与えることである。第二は、ウォッシュロードが上流土砂生産域から直接供給されるものであることから、ローカルな水理条件だけでなく、上流からの土砂供給条件が地形変化を支配することである。第三は、ウォッシュロードの供給量が、それ以外の土砂（中砂や礫）の流送量に比較して多いことから、それが堆積する条件がひとたび整うと、急速な地形変化が起こりうることである。

以上の川幅縮小について理解をさらに深め、より合理的な現象予測を行うには、堆積だけでなく侵食を同時に扱うことが重要である。パウダー川では、中規模以下の洪水で堆積が卓越し、洪水規模が大きくなると堆積した高水敷が侵食を受ける傾向がある（Pizzuto 1994）。3.2で述べたように、川内川の川幅縮小過程も明らかに侵食過程を伴っている。川幅決定機構を考える上では、堆積と川幅縮小が進行する中でも、洪水の作用によって過度な川幅縮小が侵食過程により時に調整されるシステムの存在（図22）を想定した方が合理的と言え、安定川幅の存在を前提にする図1との関係も付けやすい。

8. おわりに

最初に述べたように、川幅縮小に代表されるようなインパクト付与後の河道変化を織り込んで、治水・環境の両面で河道整備・管理を行っていくことの重要性は今後ますます高まっていく。こうした状況下で、河道変化状況を丁寧に見ながら、実務的・即効的対応法を個々の局面ごとに逐次検討・実施し、チェックしていくことが必要である。同時に、河道変化メカニズムの基本的理解を土台に、起こりうる現象についての確かな見通しを持った上で、状況に適った対応法を幅広く検討できる技術体系を作っていくことも大事である。

参考文献

- 池田駿介，太田賢一，長谷川洋（1992）：側岸部植生帯が流れ及び粒子態物質の輸送に及ぼす影響，土木学会論文集，No.447/ -19，pp.25-34。
- 泉典洋，池田駿介（1991） 直線砂床河川の安定横断河床形状，土木学会論文集，No.429/ -15， pp.57-66。
- 井上優，大沼克弘，藤田光一（2006） 流水と土砂の作用による立地条件変化に着目した植生消長の簡易計算手法の開発，河川技術論文集，土木学会水工学委員会河川部会，第12巻，pp.31-36。
- 宇多高明，平林桂，藤井政人，深谷渉（1994） 潤沼川におけるポイントバーの発達過程の分析，土木技術資料，第36巻7号，pp.70-75。
- 宇多高明，藤田光一，佐々木克也，服部敦，平館治（1994） 河道特性による植物群落の分類，土木研究所資料，第3249号，pp.70-81。
- 宇多高明，望月達也，藤田光一，平林桂，佐々木克也，服部敦，藤井政人，深谷渉，平館治（1997） 洪水流を受け時の多自然型河岸防御工・粘性土・植生の挙動 - 洪水に対する安定性・耐侵食性を判断するために - ，土木研究所資料，第3489号，第2編。
- 大沼克弘，藤田光一，佐藤泰夫，西本直史，松木洋忠，井上優（2007） セグメント2河道を対象とした河道掘削後の河道変化予測に基づく治水・環境機能の一体的評価に向けた試み，河川技術論文集，土木学会水工学委員会河川部会，第13巻，pp.375-380。
- 小川義忠，伊藤寛，西本直史，三浦真貴雄，劉富山（1999） 二次元河床変動解析の現地への適用に関する研究，水工学論文集，第43巻，pp.701-705。
- 河川環境資料の活用に関する検討会[編集]（2006） 河川環境資料の活用の手引き～河川環境情報図等の有効な活用方法～，（財）リバーフロント整備センター発行。
- 萱場祐一，島谷幸宏（1995） 扇状地河川における地被状態の長期的変化とその要因に関する基礎的研究，河道の水理と河川環境シンポジウム論文集，pp.191-196。
- 吉川秀夫編（1985） 流砂の水理学，丸善，第4章4節， pp.141-144。
- 国土交通省川内川河川事務所（2007） 川内川航空写真集，平成19年3月撮影，平成18年3月撮影。

- 櫻井寿之, 柏井条介, 大黒真希 (2003) ダム貯水池の堆砂形態, 土木技術資料, 第45巻, 3号, pp.56-61.
- 佐々木克也, 藤田光一, 宇多高明, 服部敦, 平館治 (1994) 大型不攪乱供試体を用いた堤防・自然河岸の耐侵食強度評価実験, 水工学論文集, 第38号, pp.677-682.
- (財)リバーフロント整備センター[編集] (2005) 治水と環境の両立を目指した川づくり - 北川河川激甚災害対策特別緊急事業の報告 -, 国土交通省九州地方整備局・宮崎県土木部河川課発行.
- 関根正人 (2004) 移動床流れの水理学, 共立出版, pp.197-207.
- 関根正人, 矢島英明 (2005) 礫・シルト充填河床モデルを用いた植生を伴う流路の変動解析, 水工学論文集, 第49巻, pp.991-996.
- 土木学会水理委員会 (1999) 水理公式集, 土木学会, 第2編「河川編」.
- 福岡捷二, 藤田光一 (1988) 洪水流に及ぼす河道内樹木群の水理的影響, 土木研究所報告, 第180号, p.143-150, pp.178-181.
- 藤井政人, 宇多高明, 深谷渉 (1994) 河岸の形成過程, 土木学会第49回年次学術講演会, -242.
- 藤田光一, John A. Moody, 宇多高明, 藤井政人 (1996) ウォッシュロードの堆積による高水敷の形成と川幅縮小, 土木学会論文集, No.551/ -37, pp.47-62.
- 藤田光一 (1998) 河床材料の見方, 土木技術資料, 第40巻, 12号.
- 藤田光一, 山本晃一, 赤堀安宏 (1998) 勾配・河床材料の急変点を持つ沖積河道縦断面の形成機構と縦断面変化予測, 土木学会論文集, No.600/ -44, pp.37-50.
- 藤田光一 (2000) 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, 2000年度 (第36回) 水工学に関する夏期研修会, B-4-1~4-15.
- 藤田光一, 李参熙, 渡辺敏, 塚原隆夫, 山本晃一, 望月達也 (2003) 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, No.747/ -65, pp.41-60.
- 藤田光一 (2006a) 河道変化を治水・環境保全の接点においた川づくりの考え方, 2006年度 (第42回) 水工学に関する夏期研修会講義集Aコース, pp.A-8-1~A-8-16.
- 藤田光一 (2006b) 河道の応答を環境保全と治水の両面にきちんと織り込む技術の体系化に向けて~多自然川づくりに求められる基本技術として~, 河川, No.724, pp.23-27, 平成18年11月号.
- 藤田正治 (1986) 河床砂礫の浮遊機構と浮遊砂量の算定法に関する基礎的研究, 京都大学学位論文, pp.93.
- 山崎真一, 石川忠晴, 金丸督司 (1984) 開水路平面せん断乱流に関する実験的研究, 第39回土木学会年次学術講演会, -237.
- 山原康嗣, 小路剛志, 藤田光一 (2007) 大礫床への浮遊砂の堆積および抜け落ちプロセスに関する実験的検討, 土木学会第62回年次学術講演会, 第 部門-198.
- 山本晃一, 高橋晃 (1993) 扇状地河川の河道特性と河道処理, 土木研究所資料, 第3159号, pp.21-66.
- 山本晃一, 藤田光一, 佐々木克也, 有澤俊治 (1993) 低水路川幅変化における土砂と植生の役割, 河道の水理と河川環境シンポジウム論文集, pp.233-238.
- 山本晃一 (2004) 構造沖積河川学 その構造特性と動態, 山海堂, 7章.
- 李参熙, 山本晃一, 島谷幸宏, 萱場祐一 (1996) 多摩川扇状地河道部の河道内植生分布の変化とその変化要因との関連性, 土木学会環境システム研究論文集, Vol.24, pp.26-33.
- Auble, G. T., Friedman, J. M. and Scott, M. L. (1994) Relating riparian vegetation to present and future streamflows, Ecological Applications, Vol.4, No.3, pp.544-554.
- Friedman, J. M., Osterkamp, W.R. and Lewis, Jr., W. M. (1996) The roles of vegetation and bed-level fluctuations in the process of channel narrowing, Geomorphology 14, pp.341-351.
- Hupp, C. R. (1992) Riparian vegetation recovery patterns following stream channelization: a geomorphic perspective, Ecology, Vol.73, No.4, pp.1209-1226.
- Itakura, T. and Kishi, T. (1980) Open channel flow with suspended sediment, Proc. of ASCE, J. of Hyd. Div., Vol.106, No.HY8, pp.1325-1343.
- Johnson, W. C. (1994) Woodland expansion in the Platte River, Nebraska: patterns and causes, Ecological Monographs, Vol.64, No.1, pp.45-84.
- Kilpatrick, F. A. and Barnes, Jr., H. H. (1964) Channel geometry of Piedmont Streams as related to frequency of floods, USGS Professional Paper 422, pp.E1-E10.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G. and Miller, J. P. (1964) Fluvial processes in geomorphology, W.H. Freeman and Company, pp.465-468.
- Moody, J. A. and Meade, R. H. (1990) Channel changes at cross sections of the Powder River between Moorhead and Broadus, Montana, 1975-1988, USGS Open-File Report 89-407.
- Osterkamp, W. R. and Costa, J. E. (1987) Changes accompanying an extraordinary flood on a sand bed stream, in Mayer and Nash eds. Catastrophic flooding, London, Allen and Unwin, pp.201-224.
- Parker, G. (1978) Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 1. The sand-silt river, J. Fluid Mech., Vol.89, pp.109-125.
- Pizzuto, J. E. (1994) Channel adjustments to changing discharges, Powder River, Montana, Geological Society of American Bulletin, Vol.106, pp.1494-1501.
- Schumm, S.A. and Lichty, R. W. (1963) Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in southwestern Kansas, USGS Professional Paper, 352-D, pp.71-88.
- Williams, G. P. and Wolman, M. G. (1984) Downstream effects of dams on alluvial rivers, USGS Professional Paper 1286, pp.31-56.
- Woodyer, K. D., Taylor, G. and Crook, K. A. W. (1979) Depositional processes along a very low-gradient, suspended-load stream: the Barwon River, New South Wales, Sedimentary Geology, Vol.22, pp.97-120.