

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

藤田光一¹・John A. MOODY²・宇多高明³・藤井政人⁴

¹正会員 工博 建設省土木研究所 河川部河川研究室 主任研究員 (〒305 茨城県つくば市旭1番地)

²U. S. Geological Survey, Water Resources Division

³正会員 工博 建設省土木研究所 河川部河川管理総括研究官

⁴正会員 建設省河川局河川環境課 (〒100 東京都千代田区霞ヶ関2-1-3)

川幅が強制的に拡大された後、河床の一部にはほぼ一定幅でウォッシュロードが堆積したことにより、高水敷が形成され川幅が縮小した3つの河道区間を対象として、川幅縮小の過程、形成された高水敷・営力・供給土砂の特性を、地形変化計算モデルの検証に耐える詳細さで、定量的に明らかにした。土砂生産域から直接供給され、流量とほぼ一意の関係を持つウォッシュロードの供給特性を考慮して、その堆積横断分布を計算するモデルを作成した。これと、河道内の植生繁茂を支配する水理環境から、高水敷形成前の河床での部分的植生繁茂が、川幅縮小の第一の原因であることを明らかにし、形成初期の高水敷横断形状を再現する計算結果を得た。この計算モデルを用いて、川幅縮小に果たすウォッシュロードと植生の役割、その工学的応用法を示した。

Key Words: equilibrium channel width, channel narrowing, flood-plain accretion, wash load, silt and clay, deposit, vegetation, sediment supply, cohesive material, forced channel widening

1. はじめに

それまで安定していた河道に外的擾乱が加わると、その後、低水路川幅が顕著な規模・速さで縮小することがある。川幅縮小をもたらす外的擾乱として、流量の減少、極端に規模の大きい洪水や改修による強制的川幅拡大がある。川幅縮小は、洪水流下能力に影響を与えるだけでなく、河道内の水理環境を変え、生物が生息する場であるハビタットの構造にも影響するので、その機構を解明し予測を可能にすることは、治水と河川環境保全の両方にとって重要である。

河川工学や力学の立場からは、安定川幅について、経験的な手法に基づく Lacey の研究¹⁾、経験的な手法に力学的考察を組み合わせた山本の研究²⁾、理論的な手法による Parker³⁾、泉・池田⁴⁾の研究など多くの検討が従来から行われている。しかし、川幅縮小過程の力学的機構と予測手法の研究は未だ少ない。最近になって泉・パーカー⁵⁾が、礫床河道における細砂の河岸への堆積について理論的な研究を行っている。

一方、地形学の分野においては、非常に大きな洪水により強制的に拡大された川幅のその後の縮小過程が Schumm・Lichty⁶⁾や Osterkamp・Costa⁷⁾によって、また、上流のダム建設により流量の大幅な減少が短期間に起こった河川での川幅縮小過程が Williams・

Wolman⁸⁾によって調べられている。これらの研究においては、植生が、その繁茂領域への土砂堆積を促進させ、その結果新しい高水敷を形成させる機能を持ち、川幅縮小の重要な因子になっている可能性が指摘されている。Friedman et al.⁹⁾は、川幅縮小過程における河床地形および植生の変化を調べ、その研究対象河川の場合、河床地形の時間変動が植生よりも重要な川幅縮小要因であったとしている。山本ら^{10,11)}は、日本の河川で生じた川幅変化の事例を分析し、川幅縮小がおよそ3つのパターンに分類できること、川幅縮小の主な要因が河床低下に伴う河床横断方向の段差の発生と植生繁茂であると推定している。以上の川幅縮小についての研究は、いずれも巨視的、定性的な考察が中心であり、現象の力学的機構の解明や河川工学につながる予測手法を意識したものには必ずしもなっていない。また、観察されたいくつかの川幅縮小パターン間の関連性も十分には明らかになっていない。

ところで、九州の川内川の一部区間では低水路の川幅縮小が起り、その特徴が藤井ら¹²⁾、藤田ら¹³⁾により分析されている。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) においても、Moody・Meade による詳細な地形測量結果¹⁴⁾から、その一部区間で川内川と極めてよく似た川幅縮小現象が生じていることが確認されている¹⁵⁾。すなわち、これ

表-1 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) ¹⁰⁾ 1961-1988	利根川 1961-1985 ²²⁾ 木津川 1968-1984 ¹⁰⁾ Plum Creek 1973-1980 ^{7), 9)} Cimarron River 1943-1954 ⁶⁾	Gunnison River 1936-1976 ¹⁹⁾ Platte River 1900-1970 ¹⁸⁾ Sandstone Creek 1954-1961 ⁸⁾	常願寺川 1969-1988 ²⁰⁾ 雫石川 1965-1989 ²¹⁾

注) 下欄が事例。数字は西暦年であり、縮小が起こった主な時期を示す。川幅縮小は、当該河川の全区間でなく、一部区間で生じている。英語表記は、いずれも米国の河川。

らの事例では、高水敷・河岸の新たな形成が比較的短時間(大きめに見積もっても10年のオーダー)で起こり、これが川幅縮小を招いており、また、形成された高水敷はそれぞれの河川でウォッシュロードに対応する細粒土砂からなっている。

ウォッシュロードは一般に次のように定義される¹⁵⁾；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はなく主に流量と関係づけられる。本論文においても、この定義を基本にして、ウォッシュロードの特定やその挙動のモデル化を行っている。特に、ウォッシュロードの起源が、浮遊した一部または全部の河床材料ではなく、土砂生産源から直接供給される材料にあるという性質に一貫して着目している。

さて、ウォッシュロードが原因となる河川地形変化は、河口近くの低流速域や塩水影響域での堆積を扱う場合を除いて、水理的な分析の対象にはほとんどならなかった。しかし、上述の川内川やパウダー川での現象は、ウォッシュロードの堆積による河川地形変化が一般的かつ比較的短時間に起こり得ることを示している。ウォッシュロードについては、河川への全供給土砂に占めるウォッシュロード成分の割合が砂や礫に比べ相当大きいこと¹⁶⁾、さらに、ウォッシュロードに含まれるシルト・粘土がわずかでも混ざると、平均粒径からは砂と分類される材料でも粘着性が付与され、その耐侵食力が大きく増加すること¹⁷⁾がわかっている。以上のことは、河川地形形成を支配する一因子として、ウォッシュロードの役割を今一度よく吟味する必要があることを示している。

本研究では、ウォッシュロードが起こし得る一般的な地形変化の1つとして、川内川・パウダー川でのウォッシュロード堆積による河岸・高水敷形成、その結果としての川幅縮小という現象に着目し、まず、現地

調査結果に基づき川幅縮小と高水敷・河岸形成の特性を明らかにする。次に、この特性を反映させたウォッシュロード堆積計算モデルを作り、これを用いて、観察されたウォッシュロード堆積が起こるための水理条件を明らかにする。以上の結果に基づき、ウォッシュロード堆積による川幅縮小機構を力学的・定量的な観点から示し、さらに、ウォッシュロードが河川地形形成に果たす役割、その河川工学的応用について考察する。

2. 川幅縮小タイプの分類と川内川、パウダー川で観察された現象の位置づけ

本研究では、川幅の10倍程度以上の長さにわたって、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、縦断方向スケールが川幅の2、3倍程度以下の、局所的な高水敷形成は対象外とする。川幅縮小は、航空写真などにおいて、砂礫や水面が露出している領域の幅が小さくなり、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-1に示す3ないし4つのタイプに分類できそうである。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、礫床河川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、堆積する場所以外の河床では有意な変動がほとんど見られない。形成された高水敷には植生が繁茂している。タイプIIは、砂床河川において、河床の一部が低下し、低下しないで

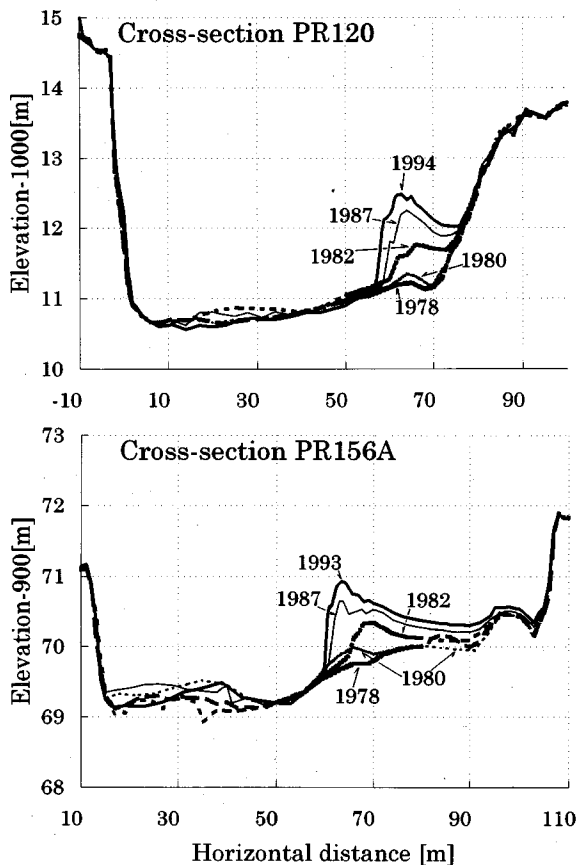


図-1 高水敷の発達過程 (パウダー川)

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Ⅲは、礫床河川において、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、有意な堆積は伴わないが、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Ⅲの亜種としてⅢ'と分類する。

次章以降で述べる川内川とパウダー川の川幅縮小はタイプⅠに分類され、河床の一部に堆積が生じるためだけに起こる最も単純なものである。この場合、平坦に近い初期河床の特定の部分だけに堆積が生じ始める機構を明らかにすることが、現象解明の鍵となる。

3. パウダー川と川内川における川幅縮小の特徴

(1) パウダー川の場合

パウダー川においては、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現在に至るまで続いている。

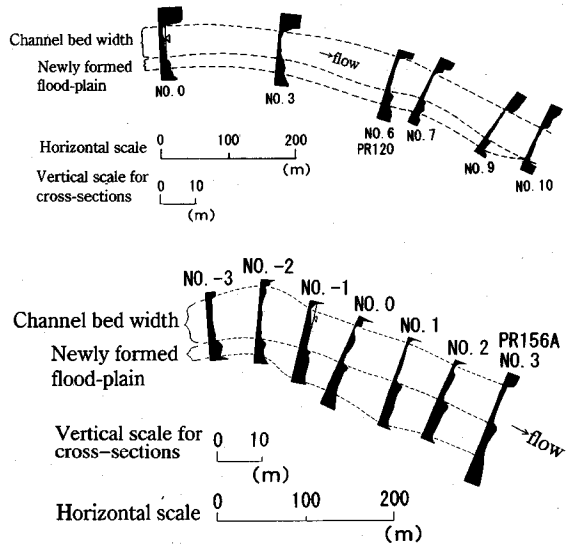


図-2 平面図と横断面 (パウダー川)

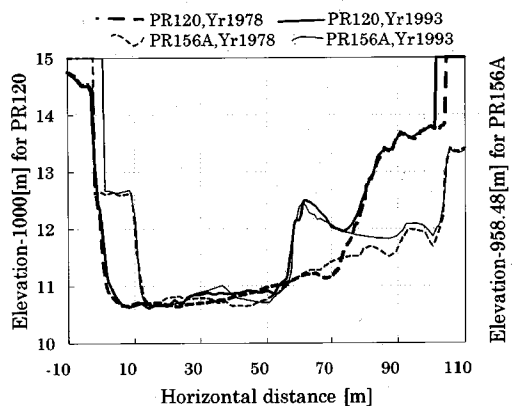


図-3 120km断面と156kmA断面の横断面の重ね合わせ (パウダー川)

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・Meade¹⁴⁾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。本節では以後、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-1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

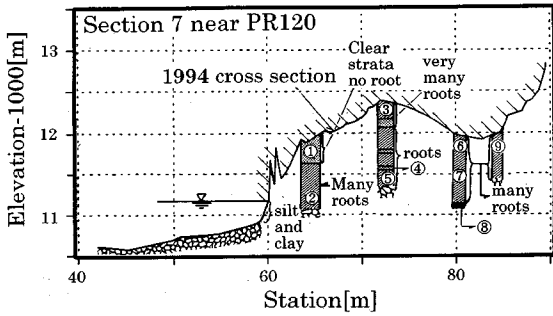


図-4 形成された高水敷の土質構造 (パウダー川)

るいは 1994 年までの横断面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から徐々に広がるのでは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ほとんどない。図-2は両断面付近の平面図であり、横断面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。

図-3は、図-1の2断面の横断形状を重ね合わせたものである。重ね合わせに際しては、平均河床高と新しく形成された河岸の位置をほぼ一致させている。この図から、36km も離れているにもかかわらず、2断面の堆積部分の横断形状が同じであることがわかる。ただし、120km 断面では、形成された河岸と背後の元の河岸との距離が156kmA 断面よりも小さいため、そこでの堆積部分の横断形状は、156kmA 断面での堆積部分横断形状の右側(水路と反対側)を切り落とした形になっている。これら2断面で川幅縮小前(1978年洪水直後)の川幅が大きく異なり、しかも平面形状が

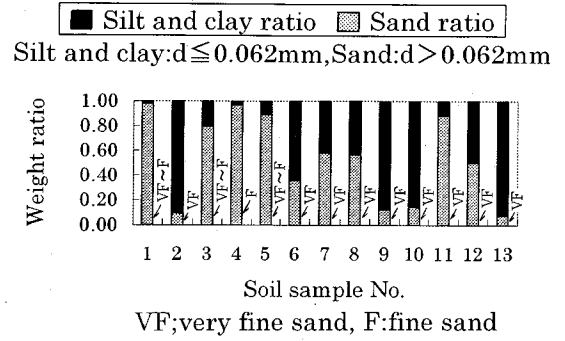


図-5 高水敷堆積土の粒度 (Soil sample No.は、図-4中の丸番号に対応)

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している。さらに、36km 離れた2地点で同じ堆積形状が現れていることは、ここでの川幅縮小が両断面に共通する条件すなわち流量、供給土砂、植生に依存していることを示唆している(4章で詳述)。

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①~⑬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 断面の現在の河岸の肩付近にだけ例外的に、図-4中の①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、新しい高水敷の材料は、河床にほとんど存在しない細粒土(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の実験の結果によれば¹⁷⁾、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(図-4の調査時は平水位であつ

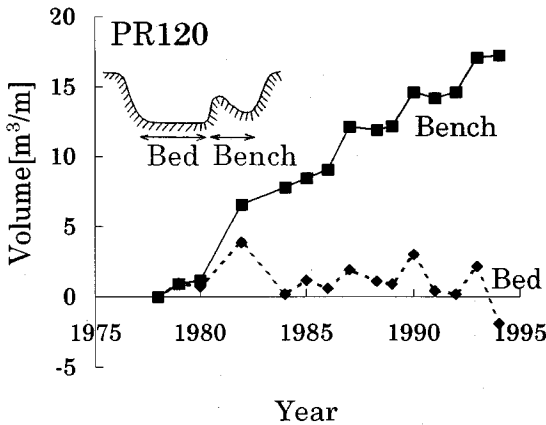


図-6 高水敷および河床体積の時間変化 (パウダー川)

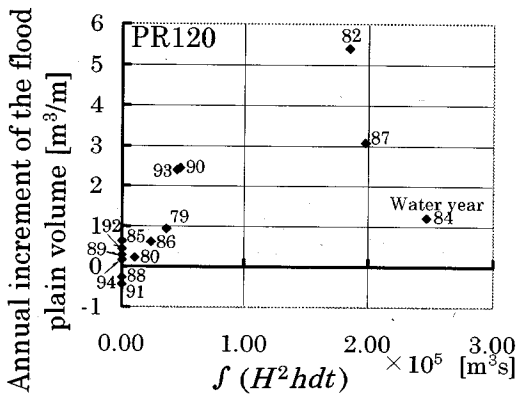


図-7 洪水外力と高水敷発達量との関係 (パウダー川 120km 断面)

た)まで植生で覆われている。また、堆積土中には全体的に根などの植物の痕跡が確認された。

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。156kmA断面でも、同じ年にステップ状の高水敷発達が見られる。図-7は、各年(10月から翌年9月までのWater yearで表示)毎に、高水敷形成に寄与したと考えられる洪水外力と高水敷体積増加量との関係を示したものである。プロット横の数字は年を表す。各年の洪水外力は $f(H^2hdt)$ で表した。ここで、 H :形成中の河岸の法尻から図った水深、 h :当該年当初の高水敷代表高さから測った水深、 t :時間である。なお、 H^2h は、河道単位長さ、単位時間当たりの高水敷への土砂輸送量のオーダー見積りを根拠にしており、この際、この輸送量のオーダーが、低水

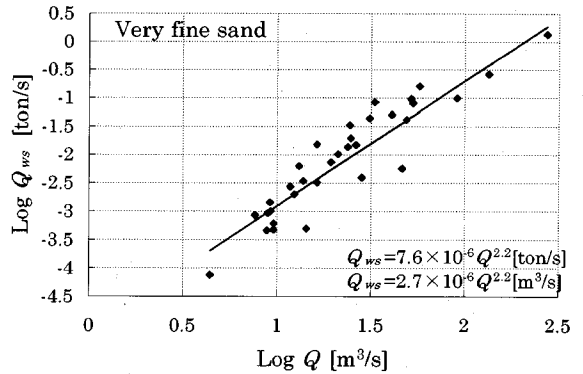
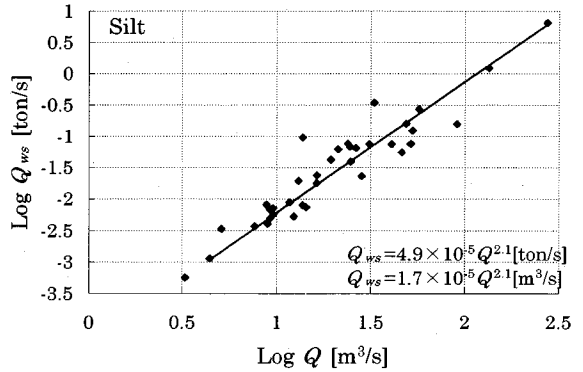


図-8 シルト、微細砂の流送量 Q_{ws} と流量 Q との関係 (パウダー川 Moorhead 地点)

路の浮遊砂濃度と流速、高水敷水深の積に比例し、前2項の積が H^2 に比例すると仮定している。図-7は、洪水外力の増大とともに高水敷体積増加量が増大するという傾向を表している。このことから、図-6のステップ状の成長は、高水敷を発達さ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と判断できる。図-7の中で、1990、93年の増加量は、それ以前のデータと比べると洪水外力が小さい割には大きい。このことは、1990年頃以降高水敷が発達し河床との標高差が大きくなって、高水敷発達の機構が変化したことを示している可能性がある。前述のように、新しい高水敷の中で河岸肩にだけ他に比べ粒径が明らかに大きい中砂の層が存在することも、それまで堆積することの無かった粗粒材料を輸送し堆積させる流況が最近になって生じたという意味で、この機構変化を示唆している。実際、120km断面における1993年の高水敷成長量の1/4程度は、中砂層によるものであった。

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。図-8は、高水敷形成の主材料である微細砂とシルトについて、浮遊砂観測により得られた流送量 Q_{ws} と流量 Q との関係で示したものである。微細砂、シルトともに流量と良い相関をもっており、

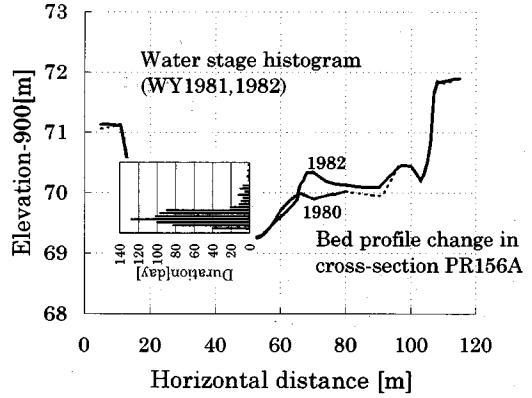
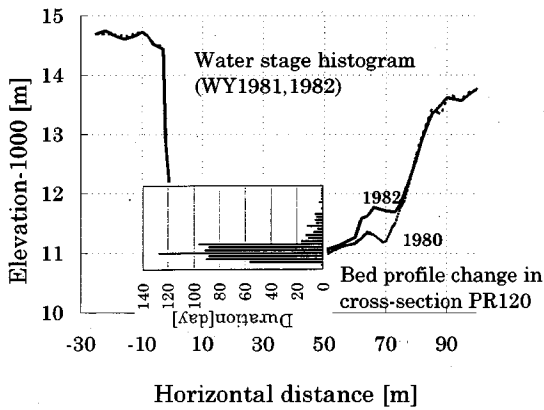


図-9 高水敷形成が最初に現れた1981, 1982年(Water Year)の水位頻度分布(パウダー川)

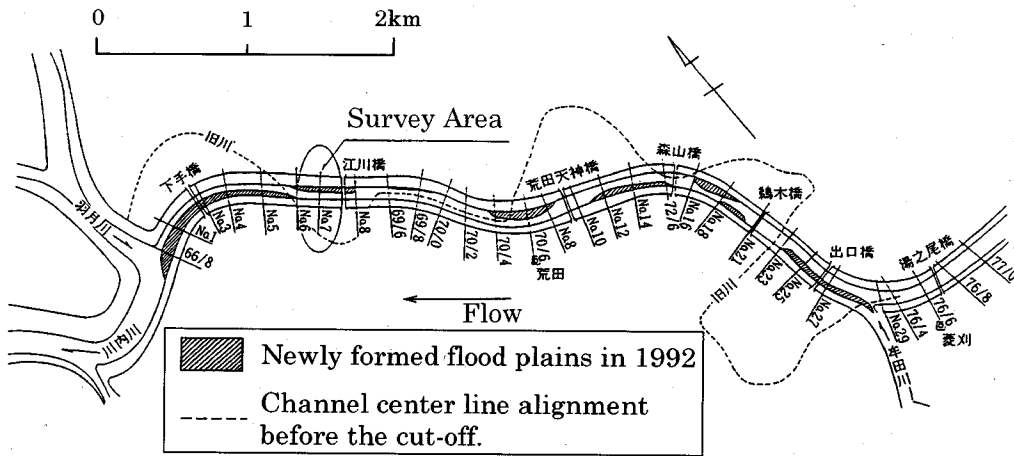


図-10 平面図(川内川)

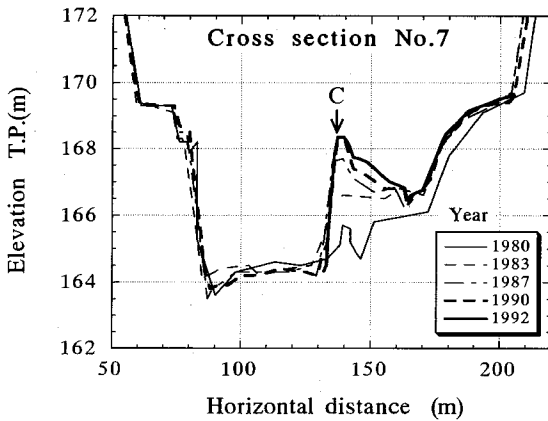


図-11 高水敷の発達過程(川内川 No.7 断面)

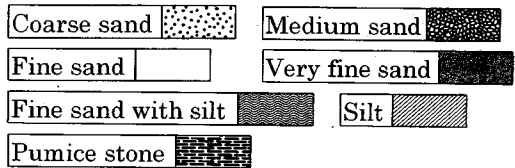
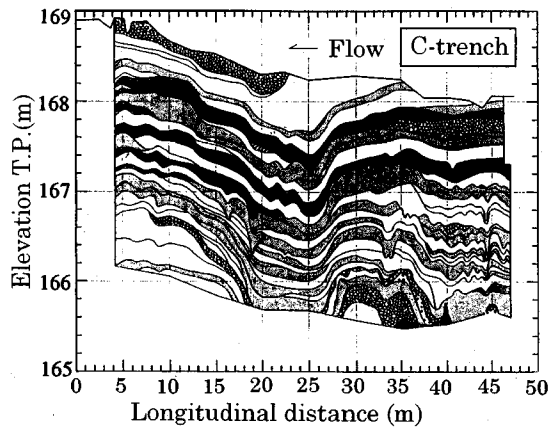


図-12 形成された高水敷の土質構造(図-11のC地点での縦断面)

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、図-8のシルト、微細砂はいわゆるウォッシュロードであり、これらの流量と流量との

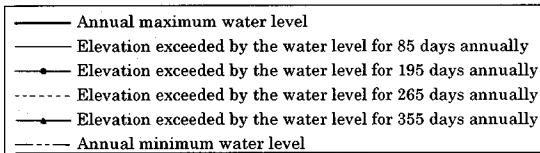
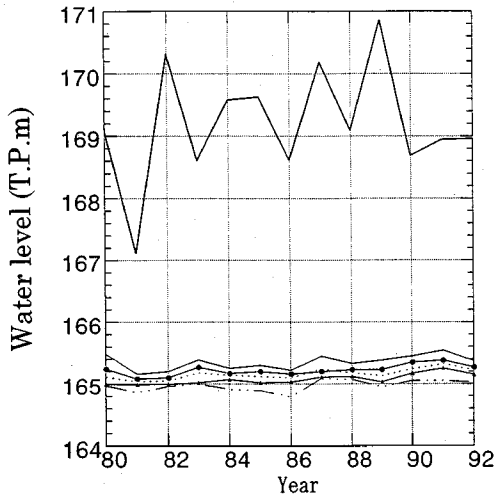


図-13 川内川No.7断面より220m上流地点での高水敷形成時期における水位

良い相関は、河床材料と掃流力との水理的關係を反映したものではない。図-8の關係は、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-9には、最初に高水敷形成が生じた1981、1982年(Water year)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、120kmと156kmAの両方において、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-9中では80日以上)の上限に位置していることがわかる。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。

(2) 川内川の場合

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1/1300程度である。この区間の河床材料は粗砂～礫である。図-10に平面図を示す。図-11は、代表的断面(No.7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、右岸側においてパウダー川の場合と良く似た特徴を持つ高水敷形成が起こっていることがわかる。なお、この高水敷は密な植生で覆われている。図-10に

は、改修後に形成された高水敷の範囲が示されており、これから、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こっていることがわかる。図-12は、図-11のCの位置において縦断方向に掘削したトレンチの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ウォッシュロード起源のものであることを示している。図-12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。図-13は、高水敷形成過程での水位状況をNo.7断面より220m上流の地点について示したものである。この図と図-11を、220mという河川縦距のずれを考慮して比較すると、形成された高水敷の河岸の法尻高さがほぼ平水位帯の中にあることがわかる。

(3) 共通の特徴

以上の分析結果を総合すると、パウダー川の2区間と川内川の1区間の川幅縮小現象には、種々の周辺条件が異なるにもかかわらず、次のような共通の特性が広範にあることがわかる；①川幅縮小は、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；②新しく形成された高水敷の材料は、河床材料(両川とも礫)よりもはるかに細かい細砂・微細砂・シルトであり、本来ウォッシュロードの材料と呼べるものである；③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性を持つ；④形成された河岸の肩付近には、新しい高水敷の中でとびぬけて粗い材料の層がある；⑤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無視できるほど小さい；⑥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；⑦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の位置が形成初期から決まっているように見える；⑧新高水敷は密な植生に覆われている；⑨新高水敷の法尻の高さは概ね平水位帯の中にある；⑩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。

なお、⑩の特徴は、図-2と図-10を根拠にしている。また、強制的川幅拡大前、直後、川幅縮小後の川幅が、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、川幅が強制的に拡大後、概ね元の川幅に戻ると言えそうである。

ところで、これらの新しく形成された高水敷・河岸の地形的特徴は、地形学の方野でベンチ(Bench)と

呼ばれるものと似ている。すなわち、Leopold et al.²³⁾, Kilpatrick・Barnes²⁴⁾は、沖積河道近傍にある小規模なテラスをベンチと呼び、同一断面で複数あるベンチについて、ベンチの高さと冠水頻度との関係から、どれが高水敷に当たるかを検討している。さらに、Hickin²⁵⁾とPage・Nanson²⁶⁾は、強蛇行河川の凹型平面形状を持つ河岸に形成されるベンチの特性を調べ、凹型河岸領域が河川流の剥離域となり、そこに細粒の浮遊砂が堆積してベンチが形成されるとしている。また、ベンチ上の草木がベンチをさらに発達させるとしている。Woodyer et al.²⁷⁾は、実河川の調査から、ベンチには、ポイント・ベンチ (Point bench), 凹岸ベンチ (Concave bench), 直線河道において木の繁茂とともに形成されるベンチ (Ti-tree bench) の3種類に分けることができ、いずれも細粒で泥が混じり、また、浮遊砂観測により採取される材料から考えてかなり大きな材料 (細砂～中砂) がベンチの上部に堆積していることを指摘している。宇多・平林らも²⁸⁾、湾曲内岸下流域におけるシルトと細砂の堆積によるベンチ状地形の発達を見いだし詳細に追跡し、植生繁茂とベンチ状地形発達との相関を指摘している。

本研究で取り上げた河岸・高水敷の形成は、上述のベンチと少なくとも横断面での特徴について共通点が多く、特にWoodyer et al.²⁷⁾の指摘したTi-tree benchは、直線河道に形成されるという点で類似性が高い。以上のことは、川内川、パウダー川での河岸・高水敷の形成機構の力学的説明が、河川で広く観察されるベンチ形成の定量的解釈に役立つことを示唆している。

4. ウォッシュロードの堆積が起こるための水理条件

高水敷形成が進み、新しい高水敷と河床との間に一定の段差ができた状態では、出水により水位が高水敷高を上回ったときに、低水路から輸送された浮遊砂が高水敷に堆積する。このことは、少なくとも定性的には従来から良く知られている。本研究で取り上げた現象で特徴的なのは、図-1、図-11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であり、これが後の川幅縮小現象を大きく規定しているように見える。そこで、パウダー川の場合を取り上げて、このようなウォッシュロード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する。本章で用いられる水理計算法の特色は、ウォッシュロードの起源が当該地点の河床材料でなく土砂生産源から直接供給される材料にあるという重要な特徴を表現できるように、浮遊砂の浮上・拡散・堆積に関する従来の計算法を修正しつつ適切に組み合わせたところにある。

Bed slope $I_b=1/900$
Velocity coefficient of the beds without vegetation $\phi=12$

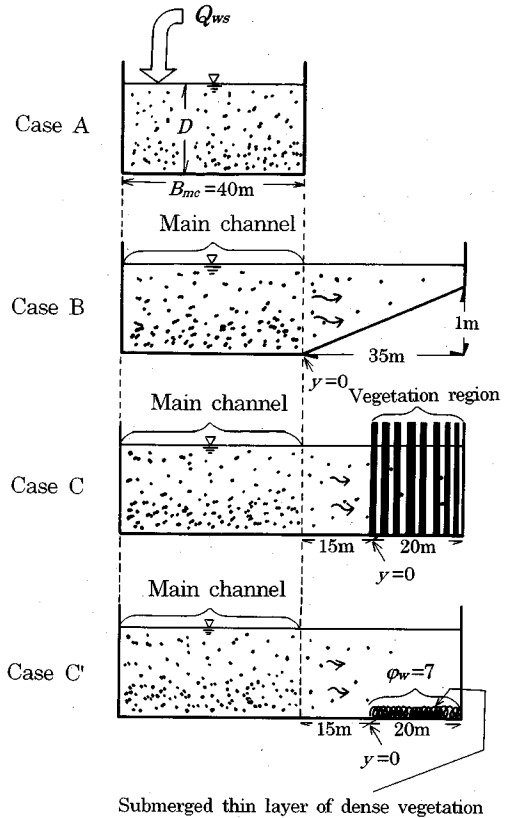


図-14 シルト・微細砂の堆積計算の対象としたモデル河道

(1) 矩形横断面を持つ水路の場合

まず、パウダー川 120km および 156kmA 断面付近の河道諸元を参考に、図-14のケース A に示す矩形一様断面水路を設定する。この水路に水と土砂が流下した時の土砂堆積速度を計算した。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。計算は以下の方法による。

等流を想定し、ある横断面で、単位幅当たり $q_{ws} = Q_{ws} / B_{mc}$ (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) 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。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 $\varepsilon_z = \kappa u_* D / 6$ (D : 水深) と仮定すると、流速 u 、土砂濃度 c の鉛直分布は次式で表される。

$$u = \frac{6u_*}{\kappa D} \left(z - \frac{z^2}{2D} \right) + u_* \left(\phi - \frac{2}{\kappa} \right) \quad (3)$$

$$c = A \exp(-6Z \cdot \frac{z}{D}) \quad (4)$$

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、 $Z = w_0 / (\kappa u_*^2)$ 、 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_{ms} 、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。

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

1章に述べたウォッシュロードの定義に従った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。

$$\frac{dz_b}{dt} = \frac{w_0 c_b - q_{wsb}}{(1-\lambda)} \quad (7)$$

ここで、 λ は堆積状態での空隙率である。 λ 値を定めるのは難しく、また本章の目的から見て本質的でもないもので、以後の計算ではすべて0としている。 q_{wsb} は、河床から浮上する浮遊砂の鉛直上向きフラックスで、一般に w_0 、 u_* 、 d_{ws} (土砂の粒径) の関数である。ウォッシュロードの材料は元々河床には存在しないことから、上式において、 $w_0 c_b < q_{wsb}$ の時には、 $dz_b/dt = 0$ としなければならない。この設定により、ウォッシュロード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ウォッシュロードが流送量を変化させずに流下することになる。

前述のように、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た。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。以後の計算でもすべて、これらの値をシルト、微細砂の粒径、沈降速度に用いている。 q_{wsb} は、Itakura・Kishiの式²⁹⁾に u_* を代入して求めた。図-14に示したとおり、流速係数 φ には12を与えた。この値は、パウダー川における低水路水深1~1.5mの小出水による痕跡水位を基に行った粗度係数逆算により求めたものである。図-14に示す主流路については、以後すべて $\varphi=12$ を与えている。以上による計算の結果、どの流量においても堆積速度が0になる結果が得られ

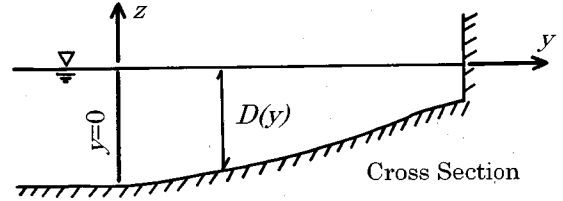


図-15 記号・座標の説明

た。これは、流量が小さくなり水路の土砂輸送能力が小さくなくても、上流からのウォッシュロードの供給量がそれ以上に減少するためである。以上のことは、図-8に示される流送土砂が文字どおりウォッシュロードであることを意味し、また、こ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を示している。

(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

次に、図-14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。

$$\bar{c} = \frac{1}{D} \int_{-D}^0 c \cdot dz \quad (8)$$

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

$$\bar{c} = c_b \frac{1}{6Z} \{ 1 - \exp(-6Z) \} \quad (10)$$

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-15の通りである。以後、 $z=0$ は水面に採り、一方 c_b は、前節(1)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が用い³⁰⁾、泉・池田が修正した式³¹⁾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。 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

表-2 緩傾斜河岸におけるウォッシュロードの堆積速度と計算水深

Water depth D[m]	Total duration estimated [day] [*]	Deposit rate for silt [m ² /day]	Deposit rate for very fine sand [m ² /day]
1.8	0.2	0	0
1.4	1	0	0
1.2	5	0	0
1.0	13	4×10^{-7}	≈ 0
0.8	28	≈ 0	≈ 0
0.6	31	2×10^{-7}	≈ 0

*This is for the two water years of 1981 and 1982 in the Powder River. The estimate was based on discharge data and water stage-discharge rating curves at PR120 and PR156A sections.

$\beta' = 2$ とした。また、 $u_* = (gD\beta)^{1/2}$ とし、 q_{wsub} については、前節と同じ Itakura・Kishi の式²⁹⁾に u_* を代入して求めた。

図-15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、次式のように設定した。

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

なお、計算条件によっては、右側鉛直壁の手前で土砂濃度が0になることもある。この場合でもその点で式(11)が成立することから、 $\bar{c} = 0$ 、 $c_b = 0$ の点において $d\bar{c}/dy = 0$ という境界条件を用いた。

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、次のように定めた。すなわち、主流路(図-14の幅 B_{mc} の部分)での流量から、図-8の関係を用いて Q_{ws} を求め、それを主流路幅 B_{mc} で割って得られる q_{ws} を式(6)に代入して c_b を求め、それを式(10)に代入して \bar{c} を求め、これを $y = 0$ での鉛直平均土砂濃度とした。これにより、緩傾斜河岸上での土砂の挙動が、その場の局所的な水理量だけでなく、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。シルトについては式(1)を用い、微細砂については式(2)を用いて、種々の水深条件での左側の濃度境界条件を求めた。

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な状態は生じず、厳密には非平衡な土砂濃度場を対象にしなければならない。このことが、ウォッシュロードの堆積計算の重要な特徴とも言える。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想定していることになる。短区間で考えた場合、ウォッシュロードの堆積量に比べ供給量が圧倒的に多いこと、計算の目的がウォッシュロード堆積の水理条件の明確化、すなわち堆積にかかわる要因とその影響度の把握にあることから、本論文では、縦断方向に平衡状態を仮定した計算に意味があると考えている。次節(3)と5章(1)

での計算も同様の考え方に基づいている。

以上により得られた堆積速度の計算結果を表-2に示す。計算水深は、高水敷形成が最初に顕著に現れた1981、1982年の水位頻度分布(図-9参照)を参考に、河岸・高水敷形成に寄与した可能性のある水深をカバーするように定めている。この表から、いずれの水深においても、実際にパウダー川で起こった堆積のオーダーよりはるかに低い堆積量しか計算では得られないことがわかる。このことは、表-2に併記している1981、1982年の各水深の出現日数を考慮したとしても変わらない。これは、ウォッシュロード粒径が小さいため、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。

(3) 河岸近傍に背の高い非水没の植生群がある場合

1章で述べたように川幅縮小における植生の役割の重要性が指摘され^{6),7),8)}、また、ベンチの形成に関しても植生の効果が指摘されている^{25),26),27)}。そこで、本節では、植生が川幅縮小に果たす役割を水理的に考察する。

まず、パウダー川で川幅縮小が起こった2地点において、河道内に植生が繁茂していた可能性について検証する。図-9の説明で述べたように、高水敷形成が最初に起こった最も重要な2年間においては、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がない。宇多ら³⁰⁾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。Hupp³¹⁾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。これらの知見と、図-9を合わせて考えると、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と推定する合理的な根拠があると判断できる。なお、図-13と図-11の比較からわかるように、川内川の高水敷形成区間においても、水位について図-9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、図-14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した。これは、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たものである。植生左端の位置を $y = 0$ と置き、計算領域の左端となり、境界条件設定位置とな

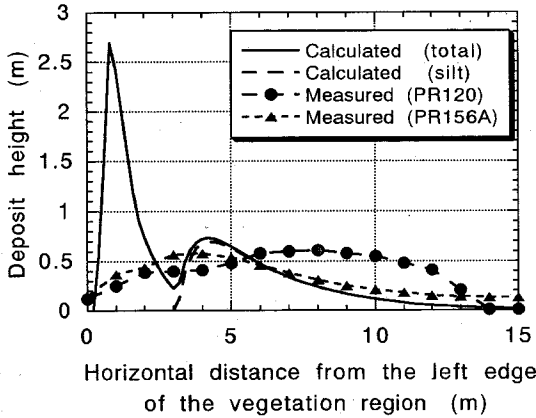


図-16 1980～1982年の高水敷成長高横断分布についての計算値と実績

る位置を、 $y=-15\text{m}$ 、すなわち植生群左端から15mの位置とした。植生諸元としては、現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 $K=3.53\text{m/s}$ 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。以下に計算方法を説明する。

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。

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

ここで、 F は摩擦損失係数である。 $-15 < y < 0\text{m}$ 、すなわち植生の無い領域では、 $F=2/\phi^2$ となり、 $0 < y < 20\text{m}$ 、すなわち植生領域では、 $F=2gD/K^2$ 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³²⁾、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³³⁾。そこで、石川ら³⁴⁾、福岡らの方法³²⁾を用いて、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。この場合、横断方向の拡散係数 ϵ_y は石川らの方法³⁴⁾により式(13)により与えられる。

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

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。 Δu と Δy は \bar{u} の y 方向分布から決まるので、式(12)と式(13)を連立させることにより、ある境界混合係数 f 値の下での鉛直平均流速 \bar{u} を得ることができる。 f 値については、福岡らの実験³²⁾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。

以上により得られた \bar{u} の横断分布に基づき、ウォッシュロードの拡散計算を行う。用いる式は前節(2)と同

じであり、基本式として式(8)～(10)を用い、境界条件に式(11)を用いる。これらの式に現れる ϵ_y には、流速計算で用いた式(13)の ϵ_y 値を用いる。また、 q_{sub} 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、 $u_* = \bar{u}/\phi$ より得られる u_* をItakura・Kishiの式²⁹⁾に代入して求めた。ここで、植生領域内の底面粗度が主流路と同じと仮定して、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 値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与えられ、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。境界条件の設定は前節と同じ方法で行い、左端の境界条件は、前述のように $y=-15\text{m}$ に設定する。

河床材料を起源とする浮遊砂の植生領域への堆積の計算については、既に、泉・池田・伊藤³⁵⁾、Ikeda・Izumi・Ito³⁶⁾、池田・太田・長谷川³³⁾が行っている。浮遊砂の拡散と植生の水理的影響の表現については、これらの計算における基本的な考え方を、本計算でも用いている。その上で、浮遊砂の起源がウォッシュロードであるという特徴を前節(2)に示した方法で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、本計算の力点がある。

図-16に、表-2の1981、1982年の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図で示す。図中の計算堆積高の求め方は次のようである。すなわち、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、表-2の全ての水深について行い総和する。また、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、植生の無い前節(2)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。この結果を前節の結果と対比すれば、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. 考察

(1) ウォッシュロードの堆積による高水敷形成を支配する因子について

前章において、高水敷形成以前の河床の一部に植生

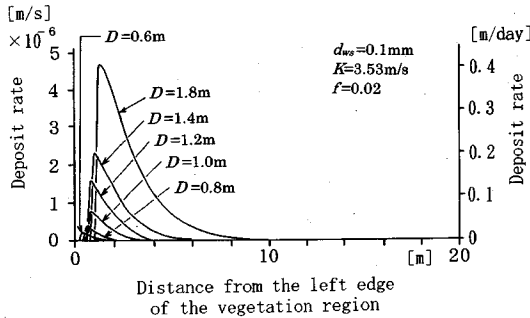
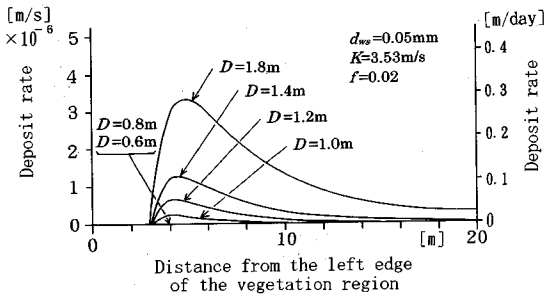


図-17 堆積速度の横断分布と水深Dとの関係

が繁茂していることが、パウダー川で見られた高水敷形成・川幅縮小を起こすための本質的な条件の一つであることが示された。また、この条件は、川内川の高水敷形成区間でも満たされていた可能性が十分あることも示された。以上のことを踏まえ、高水敷形成において植生の役割が一般的に重要とする立場から、前章(3)での堆積計算モデルを使って、堆積高を支配する各因子の影響度を調べる。なお、ここでは、図-16の作成に用いた計算条件(河道・植生条件、水理パラメータ)を標準値とし、標準値をずらした時の堆積量の変化を調べるという方法を採用する。

図-17に、図-16の計算結果の元になった各水深下での堆積速度の横断分布を微細砂とシルトについて示す。この図から、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こと、堆積量に大きな差がないこと、水深が減少することによる堆積速度の減少度合いは微細砂の方が小さいことがわかる。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、微細砂が計算以上に拡がるメカニズムについてはさらに検討が必要である。また、後述するように、植生が倒伏して水没する状況も考慮に入れなければならない。

図-18は、粒径 d_{ws} 、境界混合係数 f 、植生群の透過係数 K を変えて行った堆積速度の横断分布の計算結果である。水深 $D=1.8m$ としている。この図から、 f が小さくなると堆積量が大幅に減り、植生内外での流体混合の強度が堆積量を強く支配していることがわかる(①と④の比較)。なお、④で与えた $f=0.05$ は、組織

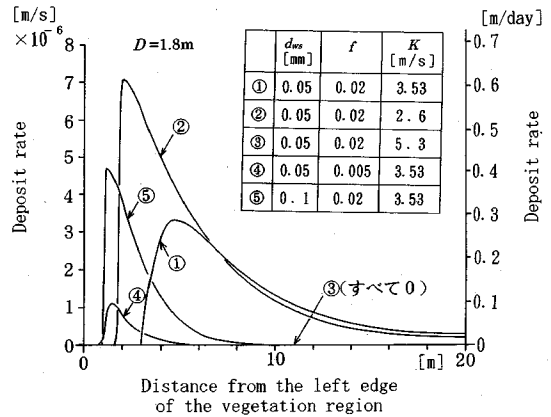


図-18 堆積速度の横断分布の感度分析

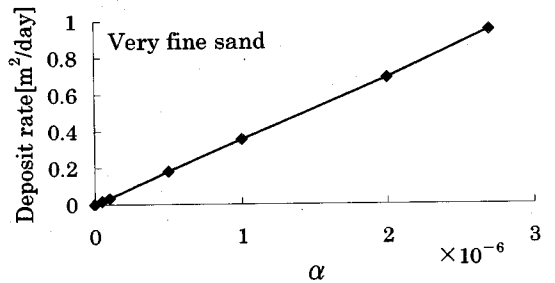
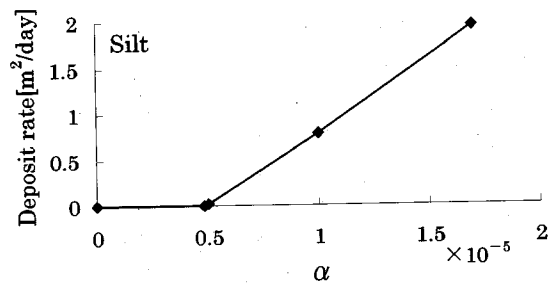


図-19 堆積速度と α との関係

的混合が無い前章(2)で対象にしたような流れでの拡散状況に対応する。また、 K 値が少し変化しただけでも堆積量が大きく変化する(①、②、③の比較)。 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になるというこの特性は、植生の構造がウォッシュロード堆積を可能にする上で非常に大事な因子になっていることを意味する。すなわち、シルトのような細粒土砂を堆積させる植生は一定以下の密度を持たなければならない。逆に、植生の持つ密度が、自身によって立つ土壌環境の形成に影響を及ぼしていることとなる。

図-19は、シルト、微細砂について、 f 、 K に標準値(図-18の①)を与え、水深を1.8mにした条件で、式(1)、(2)の Q^2 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たものである。ここで堆積速

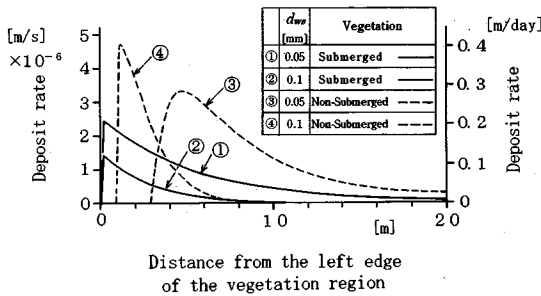


図-20 水没植生の場合の堆積速度の横断分布

度は、横断分布を積分した形で表現されている。この図から、 α が減少すると堆積量が減少すること、特にシルトの堆積量は α 減少に対する感度が高く、 α が標準値の1/4になると堆積量が0になってしまう。このことは、ウォッシュロードの供給量が高水敷形成の活性度に大きな影響を与えることを示している。たとえば、強制的川幅拡大が起こった時にウォッシュロード供給量も一緒に急減した場合、川幅縮小が起こりやすくなると言える。したがって、これらのことは、実際の河道の川幅や河岸高に関する形状特性及びその外的擾乱に対する応答が、流域の条件から決まるウォッシュロードの条件（具体的には、 $Q_{ws} \sim Q$ 関係）に支配されている可能性を示唆している。

さて、以上の考察は、水没せず立ったままの植生を想定していた。しかし実際には、背が低く、あるいは倒伏することにより水没した状態の植生となっていることも十分に考えられる。そこで、水没植生を想定した場合の堆積量を、最も単純な状況を仮定して考察する。

図-14のケースCが、計算の対象とした植生状況である。前章(3)で設定した非水没植生と同じ位置に、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ている。ここで、植生層の下面すなわち河床では、薄いながらも高い密生度の植生により、植生上面に作用するせん断力が大きく減勢され、ウォッシュロード粒子を浮上させるだけのせん断力が作用していないと仮定する。したがって、植生域では $q_{wsb}=0$ とする。植生上面の流れに関する流速係数 ϕ_{ws} は7とした。以上の条件を適用し、前章(3)と同じ計算法により、堆積速度の横断分布を計算した。ところで、塚原・宇多らは³⁰⁾、水路床に敷かれた薄い(5~10cm程度)密な植生層模型が水深50cm程度、流速1m程度の流れ中の浮遊細粒土砂の挙動に及ぼす影響を調べており、それによると、この底面植生層模型により、それが無い時には全く堆積しなかった浮遊細粒土砂の大部分がすみやかに堆積し、この過程での浮遊土砂濃度の減少過程が、 $q_{wsb}=0$ と考えることにより概ね説明できることを示している。ここで用いた $q_{wsb}=0$ の仮定について

は、さらに検討を要すが、水没密生植生の影響を把握するための第一次近似としては、妥当と言える。

水深1.8mで、 f 、 K に標準値(図-18の①)を与えた場合の堆積速度の横断分布を、前述の非水没の計算結果と合わせて図-20に示す。この図から、非水没の場合に比べ堆積量は減少するが、そのオーダーは同じであることがわかる。横断分布の形状については、水没植生の方が主流路に近寄った形になっている。しかし、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失われていない。これらから、植生が水没形態になっても、堆積量が大幅に減ることにはならないと言える。少なくともここで用いた植生条件の下での計算結果からは、ウォッシュロード堆積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判断できる。

(2) 高水敷形成による川幅縮小の機構について

本論文で対象にした川幅縮小の過程とその機構について、前節までの内容を総合して得られる最も有力なシナリオは以下の通りである。

- 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。
- 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ウォッシュロードを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ウォッシュロードが、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) 堆積したウォッシュロードは泥で、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。ただし、堆積する粒径の範囲は、上記3)の過程のものと同じであった。
- 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でも上回った時に、粗粒の材料を高水敷に運ぶ強い流況が生じ、今までよりも粗い中砂が河岸の肩に堆積した。

このシナリオを前提にすれば、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学的なメカニズムが不可欠となる。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。これは、河川地形変化が流域の状況ともつながっているという意味で重要である。第三は、ウォッシュロードの供給量が、それ以外の土砂（砂や礫）の流送量に比較して多いことから¹⁰⁾、それが堆積する条件がひとたび整えられると、急速な地形変化が起こりうることである。

本研究では、前章において高水敷初期形成の計算を試み、形成機構の考察や各要因の影響度を定量的に調べることに役立てた。これをさらに厳密な予測手法として発展させるには、次の三点を検討する必要がある。第一に、堆積だけでなく侵食を同時に扱う方法である。洪水中には、堆積したウォッシュロード粒子に再移動が起こる。さらに Pizzuto⁹⁸⁾がパウダー川について指摘しているように、洪水が中規模以下では堆積が卓越し、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。著者らも、形成された高水敷に侵食が起こっている様子をパウダー川 156kmA 付近で観察している。したがって高水敷の形成は、堆積が中心とはなるものの、より厳密には侵食の影響も見なければならぬ。第二は、平面二次元での堆積の評価である。前章では、ウォッシュロードに関する境界条件を横断面内の左端で与えていたが、厳密には平面二次元の中の上流端で与えなければならない。前章での近似計算により高水敷堆積機構の本質的な部分は把握できるが、より厳密には平面二次元という場を設定することが必要である。第三は、高水敷が成長し、河床との段差が十分大きくなった後で、粗粒材料を高水敷まで持ち上げる流況である。この流況による土砂運搬は、ここで取り上げた水平方向の拡散では表現しきれないと考えられる。

(3) 工学的応用について

本研究の成果は、次のような形で工学的な応用に結びつく。第一は、川幅変化の予測である。河道改修などにより低水路幅を拡幅するとき、新たに設定した低水路川幅が元に戻る性質（可逆性）を持つのか、そのままの性質（不可逆性）を持つのか、さらに、可逆性の場合の復元速度がどれ程かをあらかじめ知ることが重要である。すなわち、河道計画にあたっては、安定な河道を設定することが望ましく、それが種々の事情から困難な場合でも、設定した河道の変化速度を見積もり、予想される河道維持労力との関係から、妥当な河道を設計することが求められるようになってきている⁹⁹⁾。本研究の成果から、河床に植生が繁茂する可能性、ウォッシュロード流送量と流量との関係から、上記の判断をすることがある程度可能となった。一般

的には、扇状地、自然堤防帯、デルタのうち自然堤防帯にある河川が可逆性を持ちやすいと言える。パウダー川、川内川の当該区間もこれに当たる。これは、次の理由による。扇状地の河川は勾配が大きすぎて植生があってもウォッシュロードがたまりにくく、デルタの河川は平水位が高いため、拡幅しても、河床の一部に植生が繁茂する状況が拡幅後も起こりにくい。一方、自然堤防帯の河川は、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つからである。自然堤防帯の河川で低水路の拡幅を行う場合には、前章(3)の計算モデルにより、復元速度のオーダーを掴み、河道設計に役立てることができる。

第二は、本研究で明らかにした高水敷形成機構の河岸処理への応用である。すなわち、ウォッシュロードを堆積させる構造を持った植生が安定的に繁茂する条件を河床の一部に意図的に造り、通常の条件ではほとんど堆積しないウォッシュロードを堆積させ、自然河岸を形成させるという工法である。これにより、条件を整えば、図-1あるいは図-11のような比較的早い自然河岸形成が期待できる。この方法は、水制を設置して、水制間に土砂をためようとする方法と次の点で異なっている。洪水時に水制間では、空間平均すれば死水域状となっているものの、そこで形成される平面渦により、局所的に見ればどこでもある程度の流速を持つため、ウォッシュロードは堆積しにくい。この結果、主として堆積するのは元々流送量の少ない粗粒の材料となり、堆積速度が河道計画の時間スケールから見ると小さくなりすぎる可能性がある。一方、植生があれば、植生域内のいたるところでウォッシュロードを堆積させるのに十分な低流速が維持されている。このことが、植生領域におけるウォッシュロード堆積を効率的なものにし、ウォッシュロードの流送量が粗粒材料よりもはるかに多いため、大きな堆積速度が期待できる。

6. 結論

本研究により得られた結論を以下に列挙する。

- 1) 自然堤防帯に属し、河床材料に礫を持つ日本と米国の河川の3区間に生じた、強制的川幅拡大の後の川幅縮小現象について、3章(3)に示す10の共通した特性があることが明らかになった。
- 2) 鉛直・横断方向の浮遊砂の拡散計算に基づくウォッシュロード堆積計算モデルを得た。この際、川幅縮小が、ウォッシュロードを材料とする高水敷の形成によるものであることを踏まえ、対象とする浮遊砂が河床材料起源でなくウォッシュロードであるという本質的な特性を組み込んだ。
- 3) 高水敷形成前に高水敷の形成範囲に植生が繁茂する条件を与えない場合、実際に起こった高水敷形成を

計算で再現できないことを、対象とした河川区間に上記堆積計算モデルを適用することにより明らかにした。

4)上記の植生繁茂は、河床表面の水理環境と植物繁茂の特性から判断して、実際に起こっていた可能性が非常に高い。

5)上記の植生繁茂条件の下で、平水から洪水までの各実績流量による堆積を計算し総和することにより、実際の堆積量・横断形状を形成初期段階について比較的良好に再現する計算結果を得た。

6)以上を踏まえ、対象にした川幅縮小現象について、高水敷形成前の河床での植生繁茂を第一の原因とし、上記1)の特性を説明することができる川幅縮小の過程とその機構を、5章(2)に示す通り得た。

7)高水敷形成を支配する各要因の影響度が明らかになり、その中で、河床上の植生の密度と上流から供給されるウォッシュロードの濃度が、高水敷の成長速度に大きな影響を与えること、また植生の水没、非水没にかかわらず、植生がウォッシュロードを堆積させる効果に本質的な変化がないことがわかった。

8)以上により得られたウォッシュロード堆積の機構に関する知見は、低水路川幅などの河道設計と河岸処理に応用することができる。このための基本的な考え方を得た。

謝辞：川内川の調査に際して建設省九州地方建設局川内川工事事務所の方々より多大な援助を受けた。土木研究所の山本晃一氏からは、本研究に着手する際に数々の有益な助言をいただいた。また、筆者の一人(藤田)は、科学技術庁長期在外研究員として米国地質調査所に在籍した間に、本研究を行う機会を得た。米国 National Biological Service の J.M.Friedman 氏からは、河床上の植生の繁茂条件について有益な助言をいただいた。土木研究所の深谷渉氏には、川内川の堆積物調査・分析に際し多大な援助を受けた。以上の関係各位に深甚の謝意を表します。

参考文献

- 1) Lacey, G.: Stable channel in alluvium, *Minutes of Proceeding of the Institution of Civil Engineers*, Vol.229, pp.259-292, 1929.
- 2) 山本晃一: 沖積河川学, 山海堂, 第3章, pp.35-57, 1994.
- 3) Parker, G.: Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 1. The sand-silt river, *J.Fluid Mech.*, Vol.89, pp.109-125, 1978.
- 4) 泉典洋, 池田駿介: 直線砂床河川の安定横断河床形状, 土木学会論文集, No.429/II-15, pp.57-66, 1991.
- 5) 泉典洋, パーカー・ゲリー: 礫床河道内に堆積する細砂について, 水工学論文集, 第39巻, pp.665-670, 1995.
- 6) Schumm, S.A. and Lichty, R.W.: Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in southwestern Kansas, *USGS Professional Paper*, 352-D, pp.71-88, 1963.

- 7) Osterkamp, W.R. and Costa, J.E.: Changes accompanying an extraordinary flood on a sand bed stream, in Mayer and Nash eds. *Catastrophic flooding*, London, Allen and Unwin, pp.201-224, 1987.
- 8) Williams, G.P. and Wolman, M.G.: Downstream effects of dams on alluvial rivers, *USGS Professional Paper 1286*, pp.31-56, 1984.
- 9) Friedman, J.M., Osterkamp, W.R. and Lewis, Jr., W.M.: The roles of vegetation and bed-level fluctuations in the process of channel narrowing, *Geomorphology* (in print).
- 10) 山本晃一, 藤田光一, 佐々木克也, 有澤俊治: 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, 1993.
- 11) 山本晃一, 藤田光一, 佐々木克也, 有澤俊治: 河岸形成における水と植生の役割, 土木技術資料, 第35巻, 第8号, pp.54-60, 1993.
- 12) 藤井政人, 宇多高明, 深谷渉: 河岸の形成過程, 土木学会第49回年次学術講演会, II-242, 1994.
- 13) 藤田光一, Moody, J.A., 宇多高明, Meade, R.H.: 川幅縮小機構についての考察—パウダー川と川内川の観察結果から—, 河道の水理と河川環境シンポジウム論文集, pp.183-190, 1995.
- 14) Moody, J.A. and Meade, R.H.: Channel changes at cross sections of the Powder River between Moorhead and Broadus, Montana, 1975-1988, *USGS Open-File Report 89-407*, 1990.
- 15) たとえば, 吉川秀夫編著: 流砂の水理学, 丸善, 第4章4節, pp.141-144, 1985.
- 16) 藤田光一, 服部敦, 宇多高明: 有効粒径集団に着目した流域スケール土砂収支の分析, 土木学会第50回年次学術講演会, II-222, 1995.
- 17) 佐々木克也, 藤田光一, 宇多高明, 服部敦, 平舘治: 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巻, pp.677-682, 1994.
- 18) Johnson, W.C.: Woodland expansion in the Platte River, Nebraska: patterns and causes, *Ecological Monographs*, Vol.64, No.1, pp.45-84, 1994.
- 19) Auble, G.T., Friedman, J.M. and Scott, M.L.: Relating riparian vegetation to present and future streamflows, *Ecological Applications*, Vol.4, No.3, pp.544-554, 1994.
- 20) 山本晃一, 高橋晃: 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, 1993.
- 21) 萱場祐一, 島谷幸宏: 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, 1995.
- 22) 藤井政人, 宇多高明, 深谷渉: トレンチ掘削による利根川河岸の発達過程の研究, 水工学論文集, 第38巻, pp.671-676, 1994.
- 23) Leopold, L.B., Wolman, M.G. and Miller, J.P.: *Fluvial processes in geomorphology*, W.H. Freeman and Company, pp.465-468, 1964.
- 24) Kilpatrick, F.A. and Barnes, Jr., H.H.: Channel geometry of Piedmont Streams as related to frequency of floods, *USGS Professional Paper 422*, pp.E1-E10, 1964.
- 25) Hickin, E.J.: Concave-bank benches on the Squamish River, British Columbia, Canada, *Can. J. Earth Sci.*, 16, pp.200-203, 1979.
- 26) Page, K. and Nanson, G.: Concave-bank benches and

- associated floodplain formation, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.7, pp.529-543, 1982.
- 27) Woodyer, K.D., Taylor, G. and Crook, K.A.W.: Depositional processes along a very low-gradient, suspended-load stream: the Barwon River, New South Wales, *Sedimentary Geology*, Vol.22, pp.97-120, 1979.
- 28) 宇多高明, 平林桂, 藤井政人, 深谷渉: 瀬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, 1994.
- 29) Itakura, T. and Kishi, T.: Open channel flow with suspended sediment, *Proc. of ASCE, J. of Hyd. Div.*, Vol.106, No.HY8, pp.1325-1343, 1980.
- 30) 宇多高明, 藤田光一, 佐々木克也, 服部教, 平館治: 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, 1994.
- 31) Hupp, C.R.: Riparian vegetation recovery patterns following stream channelization: a geomorphic perspective, *Ecology*, Vol.73, No.4, pp.1209-1226, 1992.
- 32) 福岡捷二, 藤田光一: 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, 1988.
- 33) 池田駿介, 太田賢一, 長谷川洋: 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/II-19, pp.25-34, 1992.
- 34) 山崎真一, 石川忠晴, 金丸督司: 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, II-237, 1984.
- 35) 泉典洋, 池田駿介, 伊藤力生: 流水抵抗及び浮遊砂濃度に及ぼす植生の効果, 第33回水理講演会論文集, pp.313-318, 1989.
- 36) Ikeda, S., N. Izumi and R. Ito: Effects of pile dikes on flow retardation and sediment transport, *the Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol.117, No.11, pp.1459-1478, 1991.
- 37) 塚原隆夫, 宇多高明, 藤田光一: 水路床に敷かれた薄い植生層が細粒土砂堆積に果たす役割, 土木学会第51回年次学術講演会, II-272, 1996.
- 38) Pizzuto, J.E.: Channel adjustments to changing discharges, Powder River, Montana, *Geological Society of American Bulletin*, Vol.106, pp.1494-1501, 1994.
- 39) 建設省河川局治水課, 土木研究所: 河道特性に関する研究その3, 第46回建設省技術研究会報告, pp.600-651, 1992.

(1996. 2. 29 受付)

ACCRETION OF FLOOD-PLAINS BY WASH LOAD DEPOSIT AND RESULTING CHANNEL NARROWING

Koh-ichi FUJITA, John A. MOODY, Takaaki UDA and Masato FUJII

Channel narrowing triggered by forced channel widening in three reaches of the Powder River in the US and the Sendai River in Japan was investigated. The reaches have been narrowed by newly formed flood-plains, main deposits of which originate in wash load material, much finer than the bed material of gravel. Wash load transport calculation was made to evaluate deposit rates on the beds with/without vegetation. Calculation results and the hydraulic conditions governing possibility of vegetation growth on the beds strongly suggest that the flood-plain accretion should be attributed primary to the vegetation growth. Hydraulic and geomorphic roles of vegetation and wash load were analyzed, and their practical application was proposed in terms of designing a stable width channel and controlling geomorphic change in a riparian bank.