

草津白根山，芳ヶ平の礫床蛇行河川の河床形態

The Bed Configuration of Gravel Bed Meandering River at Yosigadaira,
Mt.Kusatsu-Shirane

中野 彰夫*・池田 宏**

Akio NAKANO*・Hiroshi IKEDA**

I はじめに

河川蛇行に関する研究は，河道の側方移動や洪水時の氾濫などによる災害の防止を目的として，長い間続けられている．このような研究には一般に実際河川を例にとる場合と，水路実験を行うことにより現象をモデル化する場合がある（Thompson, 1986など）．近年になって，コンピューターの発達に伴い，蛇行河川における二次流と砂礫の移動を，実験を通して再現し，せん断応力などに関する数値処理を行ってそのメカニズムを明らかにしようという研究が増えてきた（Dietrich E.W. *et al.*, 1989など）．しかし後者の研究は，実験水路という閉じた斉一な条件下のものであるため，実際の現象を理解するには限界がある．中でも礫床蛇行河川については，砂礫の挙動が複雑なため，数値処理だけによる解明は困難であり，実際河川で起こっていることを理解することはできない．ゆえに，前者のような実際河川の調査に基づく研究が，河川蛇行の解明において重要となる．

このような研究の中で，砂礫堆（bar）の形態や形成プロセスが研究され（池田ほか，1987；Lisle *et al.*, 1991）その多様性が明らかになり，河川蛇

行との関係が重視されるようになった．例えば，礫床における河川蛇行のプロセスと砂礫堆の関係について考察した高橋・笹（1985），池田・伊勢屋（1986）のヌポロマポロ川の研究がある．高橋らは，ここでのカットオフの原因として出水時の湾曲部における河床の洗堀，砂礫の移動・堆積が重要であるとしている．つまり砂礫堆が湾曲部で成長することにより，河道形状が変化していくという関係があることを示している．それに対し，池田らは，この河川は側方移動の制約を受けない自由蛇行河川であると捉え，河道は網状流によって元々与えられていたものであると考えた．つまり湾曲部にある砂礫堆は，蛇行することによって形成されるという関係があることを示している．この全く相反する意見に対しどちらがより真実を捉えているかについて明らかにするために，山地の蛇行河川についての研究が成された（前田，1990など）．これによって礫床蛇行河川の場合には，砂礫堆が河川蛇行形成において重要な役割を果たすことが理解された．これによって，砂床蛇行河川と礫床蛇行河川は異なるプロセスで河道が変遷しているということが明らかになったが，具体的にどのようなプロセスが働くのかについては解明されていない．

*筑波大学第一学群自然科学類（現 同大学大学院地球科学研究科） **筑波大学地球科系

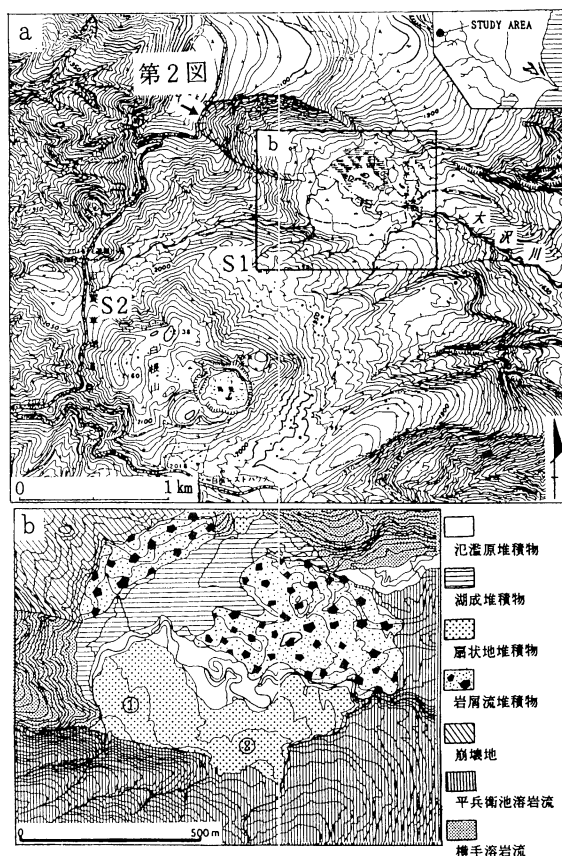
そこで本研究では、河道変遷過程を示すであろう河道幅に着目した。通常蛇行河川の河道幅は、攻撃斜面側で侵食が生じるとそれを補うように滑走斜面側に堆積が生じる。そのため特に勾配の小さい緩流砂床河川の場合、河岸の侵食力が小さいため河道幅は河道の湾曲部や直線部に関わらずほとんど一定になる。それに対して礫床河川の場合は湾曲部において河道幅が拡幅しており複雑に変化するという特徴がある。この両者を比較する時に、礫床蛇行河川は山間地にあることが多く、河岸の強度の差異や側岸からの土砂供給の有無などの局所的な条件が複雑で、実際に何が河道幅を決めているかについて議論することは難しい。本研究では、このような複雑な条件を持たない平坦地の小規模な礫床蛇行河川を選び、河道幅と河床形態の関係を明らかにし、水路実験を通して、河道プロセスについて考察した。

II 調査地域の概観

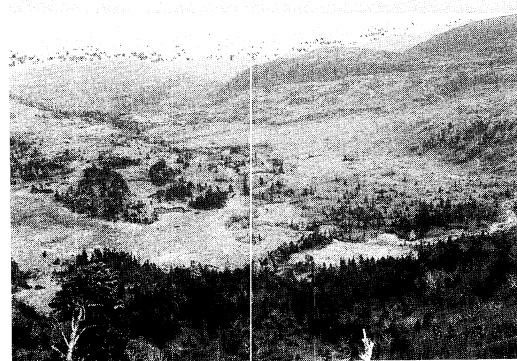
1. 草津白根火山周辺の地形・地質

白根火山は、群馬県の北西端に位置する標高2,162mの活火山である（第1図a）。白根火山火口、湯釜の北西側には新第三系の火山岩類が急崖を成して露出している。この基盤は硫気変質を受けて脆弱化しているために多数の地すべりや崩壊が生じている（坂井ほか、1994）。湯釜の東側には、白根火山から流下した平兵衛池溶岩流や香草溶岩流がある。平兵衛池溶岩流は14,000年前に流下し、香草溶岩流は約11,000年前から5,000年前の間に流下したといわれている（坂井ほか、1994）。また、平兵衛池溶岩流の北部には、草津白根火山とは異なる火山から流下したと考えられる横手溶岩流がある（早川、1983）。しかしその火口は現在残っていない。この横手溶岩流の南向きの溶岩流末端崖に大規模崩壊地がある。どの溶岩流も安山岩質であるが、横手溶岩流に比べて、平兵衛池溶岩流は緻密で斑晶が小さい。また、1805年～1939年の間に湯釜で水蒸気爆発が8回起こり現在も火口周辺から硫化水素ガスが噴気している。

平兵衛池溶岩流と横手溶岩流に囲まれるように芳ヶ平と呼ばれる盆地があり（第1図b、第2図）、



第1図 調査地域の概観
a 調査地域周辺の地形、b 調査地域の地質



第2図 調査地域の鳥瞰写真

この中央部を大沢川が西から東へと流下している。

大沢川は白根火山火砕丘にS1、S2の源をもち（第1図a）、S2は横手溶岩流と平兵衛池溶岩流の境

を、S1は平兵衛池溶岩流を刻みそれぞれ流下する。芳ヶ平で合流し、芳ヶ平の平坦地を経て、再び平兵衛池溶岩流に深い谷を刻んで流下し、やがて吾妻川の支流の白砂川に六合村で合流する。全長約12km、流域面積約32km²の小河川である。S2の沢には常に流れがあり、平兵衛池溶岩流末端崖で滝になっているのに対し、S1の沢には常には流れがなく、溶岩流末端崖で急崖をなしており、径2mを超す岩塊がたもとにある。大沢川は芳ヶ平の平坦地を除いた部分では勾配が1/30を上回り部分的に峡谷をなしているが、平坦地では勾配が1/100程度で広い谷底上を流下している。

1982～1992年の10年間の降水量データによると年降水量は1,000～2,000mm前後である。最も降水量が多いのは7月から9月にかけてで、台風の通過いかんによるが、およそ200～500mm/月である。また、この時期に30mm/時間を越える豪雨が毎年観測されている。ついで降水量が多いのは、5月から6月の梅雨期で、100～150mm/月ほどである。また年によっては冬季の降雪が1mを越えることもある（群馬県気象月報より）。

調査中に二回の小規模な出水を確認した（1994年9月21日、27日）。9月27日には、雨足が強くなってから20分と経たないうちに沢の水量は増大した。これは、流域内が溶岩流で覆われており植生が発達していないことによる降水に対する流出の反応の速さを示している。

2. 芳ヶ平の概観

芳ヶ平は、白根火山火口、湯釜の北東2kmに位置する面積およそ2km²、標高1,800mほどの平坦地である（第1図b）。

芳ヶ平の平坦面は、平兵衛池溶岩が流下した際に、横手溶岩との間に凹地が残されて湖ができ、ここに湿原植物遺骸と火山灰層が交互に堆積することにより形成されたと考えられている（坂井ほか、1994）。現在平坦面の地表には部分的に湿原が残っている。しかし、大沢川が刻んでいるのは河岸の露頭から判断すると湖成堆積物とは考えにくい。そこでこの部分は氾濫原堆積物として図に示した。この堆積状況についてⅢ-2で述べる。また、大規模崩壊地起源

の岩屑流堆積物が芳ヶ平の北部を覆っており地形は起伏に富んでいる。ここにある流れ山の比高は最高のもので十数mである。平兵衛池溶岩流の末端崖から①、②の扇状地が張り出し芳ヶ平の南部を覆っている。大沢川は①の扇状地を形成しており、②の扇状地は平兵衛池溶岩流末端崖に刻まれた沢からの土砂の流入によって形成されたと考えられる。

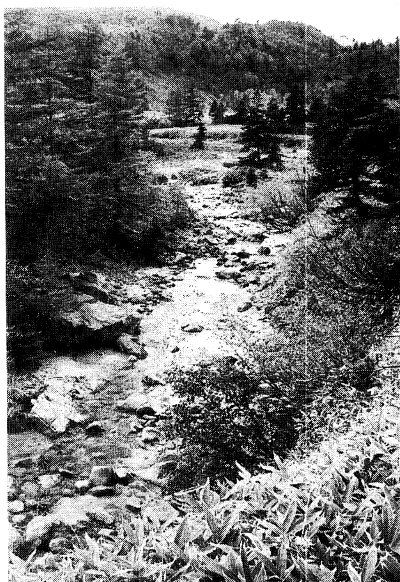
Ⅲ 調査区間の河道形状

1. 調査区間の選定

芳ヶ平の平坦地において大沢川は沖積河川の形態を成しているが、上流から下流にかけての河道形態は様々ではない。①の扇状地を形成している部分で流れは伏流しており、河床には粒径20～50cmの巨礫が存在する（第3図）。河岸の高さは数十cmで、構成物質には細粒の火山灰が見られる。ここでの河床勾配は、1/5,000の火山基本図から、1/60前後である。扇端付近に達すると、河床には砂礫堆が見られるようになり、氾濫原堆積物を刻む地域にはいると河道は蛇行形態を呈する。この区間で河道は著しく屈曲しており、特に湾曲部では砂礫堆が発達し、河道幅は大きく拡幅している。勾配は減じて、河床構成礫径は最大で30cmほどになる。平坦地を越えた芳ヶ平の東端付近では、岩屑流堆積物や火砕流堆積物を起源としてもつ径1mを越える巨礫が河床に卓越し、ステッププールのような河床形態になって



第3図 芳ヶ平の扇状地での河床の様子
（上流を見る）



第4図 芳ヶ平東端付近での河床の様子
(上流を見る)

いる(第4図)。河床勾配は再び大きくなり、 $1/30$ ほどになる。

岩屑流堆積物と扇状地堆積物とによって南北が制約されたごく狭い範囲を蛇行帯としてもつ、蛇行の最も発達した全長約850mの区間を調査対象とした(第5図)。図中の0~800の数字は距離標で、位置を示す時に用いる。この区間では、礫床でありながら網状流の形態をとらず、河岸に側方移動を制約されて蛇行を維持していると考えられる。

河岸は、ほとんどが上流から下流にかけ、凝集性の強い堆積物からなり、局所的な強度の差異はほとんど見られない。山地河川の場合、側岸からの崩壊物が河道変遷において重要な役割を果たすと考えられるが、沖積層を侵食して河道を変遷している本河川の場合、側岸からの河岸崩壊物は容易に運搬され、その影響による河道変遷は見られない。また小河川であるため、大きな支流の合流はなく、流量が縦断的に急変することはない。またこの区間において人工的な地形の改変はされていない。

2. 調査区間の地形的特徴

河道には円弧を連ねたような湾曲部あるいはヘアピンのような湾曲部が見られ、複雑な河道形態をとっ

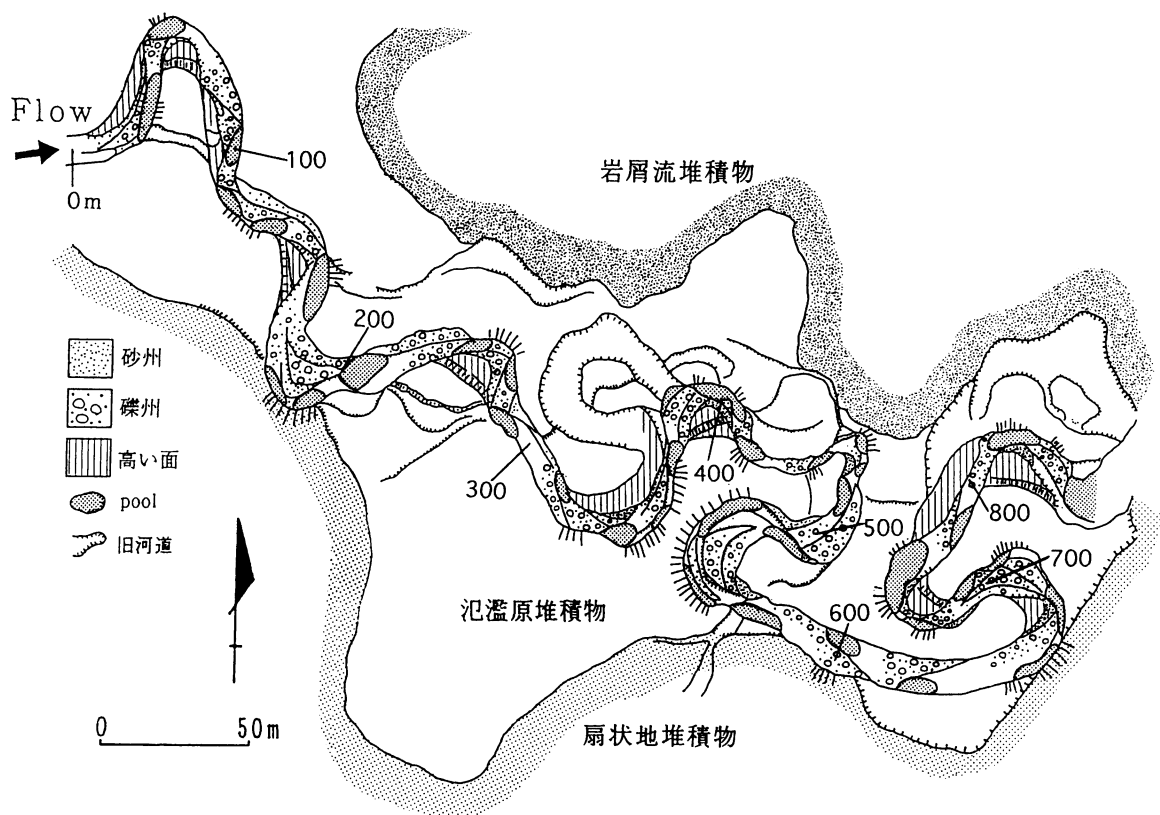
ている(第5図)。

氾濫原や扇状地にはササが繁っており、強い根茎で覆われているため、部分的に河岸にオーバーハングしていることがある。また、樹齢30年ほどの高木が点在しており、流れ山の頂部付近に集中している。河道近辺に立ち枯れした高木が目立ち、これが出水時に流され河道内に残されていることもある。

氾濫原には旧河道が見られるが、そのほとんどが明瞭ではなく、不連続な凹地として残っている。北部では岩屑流堆積物の外縁に沿うように旧河道があり、蛇行形状が変化する過程で部分的に岩屑流堆積物が河岸に露出したと考えられるが、現在の河道にはそのような露頭は見られない。南部では現在の河道が扇状地堆積物を切っており、3ヶ所でこの堆積物が露出している。特に680m付近では火砕流起源の堆積物の露頭が見え、この部分だけは側岸の影響が河道形状に反映されている。

河床には様々な粒径の砂礫が存在する。径5~20cmの礫が卓越しており、河床には礫州(Gravel bar)が形成されている。上流から下流にかけて、河床構成礫の粒径はほとんど変化しない。また、低水時の水面下の河床礫は、硫化水素が水に溶解して水質が酸性になっているため赤色に変色している。

河岸の露頭の下部層には、場所によって河床礫層が露出しており、上部層との間に原形をとどめた木が狭在し河道内に突出していることもある。この礫層は、現河床の礫のように赤色に変色している部分もあり、旧河床堆積物と見られる。礫層の層厚は30cm以下で、この層と現河床との比高は50cmにも満たず、場所によっては現河床と連続していることもある。このようなことから、この河川は形成当時から火山灰などによる埋積と河川による開析を繰り返しており、下刻はほとんど進んでいないと考えられる。上部層には火山灰層と、火山噴出物により埋積されて形成された腐食土層が互層する凝集性の高い層が見られ、出水後にはこのような層が偏平な塊状のまま河床に見られた。河岸は、二回目の出水(1994年9月27日)で820m付近の湾曲部の凹岸側が25cm近く後退した。また、1971年と1984年の空中写真を比較すると、この13年間で190m付近の湾曲部



第5図 調査区間の河道形態（空中写真（1984）より作成）

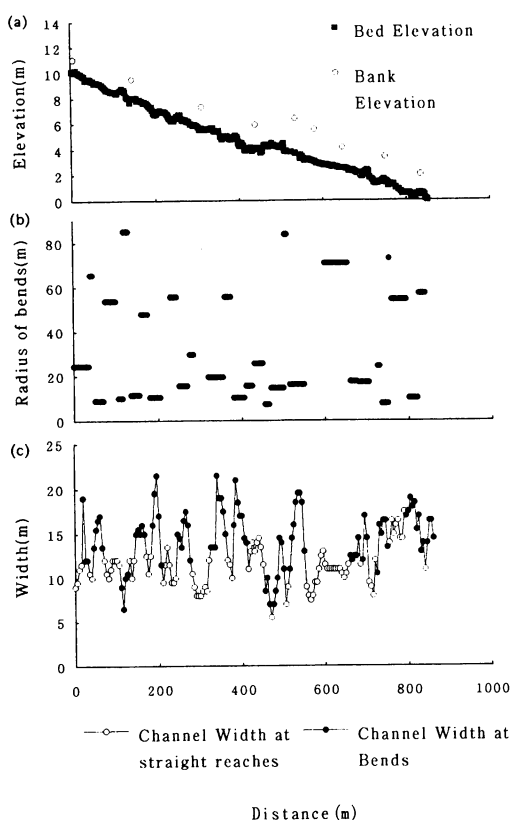
の凹岸側が2 mほど後退している。

河床高と河岸高の縦断的な変化を第6図aに示す。河床高は、河床の中央線に沿ってオートレベルにより測量した。ただし、河道の中央に大きな高まりがある場合は、低水時の水流がある部分の中央線をとった。この縦断形に見られる小さな凹凸は一つ一つの砂礫堆に対応している。河岸高は攻撃斜面側のおよその高さを示しており、下流ほど高い傾向にある。河道が直線的である区間（540～660m）では砂礫堆の比高が小さく、縦断形は直線的で、勾配も他の部分と比べるとやや小さく $1/125$ 程度である。この部分を除外した、湾曲部だけの勾配は $1/70 \sim 1/80$ 程度で局所的な変化はなく、調査区間全体では $1/85$ 程度になる。

蛇行の湾曲率を河道中央線の曲率半径で表したものが第6図bである。ラインの長さは湾曲部での河道の長さを示す。部分的に値がない場合があるが、

これは河道が直線であることを示す。これによると、40m以上と20m以下の曲率半径に分けられる。これは直線的な部分と湾曲部をそれぞれ示している。特に湾曲部が連続しているところでは、曲率半径が15m付近に集中していることがわかる。

河道幅の変化を第6図cに示す。河道幅は、両岸が明瞭ではない部分もあるため、ササの生えていない部分と定義した。しばらく水がかかっていないと思われるが、まだ植生はわずしかない高い面も河道内になる。河道幅は変化に富んでおり、広いところで22mほど、狭いところで5mほどと4倍以上も開きがあることがわかる。湾曲部で広く転向点で狭いという傾向はあるが、そのようなばらつきだけに限らず、特に湾曲部では同じような曲率半径であっても河道幅が1.5倍も違うことがわかる。また、直線区間では河道幅が一定であることも読みとれる。



第6図 調査区間の河道形状
a 河床縦断形 (オートレベル測量)
b 河道曲率半径, c 河道幅

3. 出水による砂礫堆の部分的な変化

大沢川の芳ヶ平東端における流域面積は約2.3km²である。二回の出水の芳ヶ平での水位は、出水痕跡から40~50cm (1994年9月21日) 及び60~70cm (1994年9月27日) であったと推測できる。

一回目の出水では多くのプールが中砂などにより埋積され、河床の景観が大きく変化した。このとき河道幅が大きい湾曲部では、砂礫堆の一部が侵食されることで、平面的にはほとんど変化しないが横断的な凹凸が出水以前より顕著になった。出水以前に、いくつかの砂礫堆に赤ペンキで横断線を引き、これを礫の移動の指標とした。この指標から、一回目の出水で、5cm以下の礫が主に動かされたことがわかった。

二回目の出水では、埋積されたプールが再び洗掘

された。この出水によって一回目の出水で侵食された砂礫堆の一部に砂礫が堆積し、一回目の出水以前の状態へともどった場所もあった。一回目の出水後に同じくペイントをすることで10~15cmの礫まで動いたことがわかった。二回の出水で、上述したように河床形態が明らかに変化した湾曲以外に、一見すると変化していない湾曲部もあった。これらの違いは、湾曲部に形成される砂礫堆の形態と対応しており、このことについては次章で述べる。

また融雪期の出水については、1994年6月の河床の状態と1993年11月との状態を比較することで推察できる。6月の調査では、11月と比べ砂礫堆の形態は変化していないが、シルトや粘土などが部分的に砂礫堆の上を覆ったことが確認できた。これは融雪期に堆積したと考えられ、このことから融雪による出水が小規模であったことが推測できる。

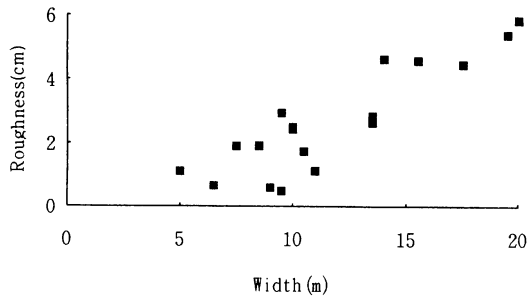
IV 河道湾曲部の河床形態のタイプ

河床には多様な形態の砂礫堆 (bar) が発達している。砂礫堆の縦断的に見た基本的な形態は、上流側に緩傾斜の背面部をもち、下流側に急傾斜の前縁部をもっており dune の形態と類似する。砂礫堆の前面には深いプール (淵) が伴われることが多い。砂礫堆の背面部の水流は瀬をなしてプールへ続いており、河床にはこの瀬とプールが繰り返し出現している。

砂礫堆の横断的な起伏は河道平面形状によって異なり、湾曲部にある砂礫堆は直線部のものに比べ起伏が大きい。特に湾曲部において河道幅が大きいほど起伏が大きくなるという傾向が見られる (第7図)。これは、出水による砂礫堆の部分的な侵食が河道幅が大きいほど顕著であることを示すと考えられる。

砂礫堆はその成因により大きく二つのタイプに分けられる (Rubin *et al.*, 1990; Schmidt, 1990)。ひとつは、拡幅した湾曲部において流れが発散することによって形成される expansion bar で、もうひとつは流れの剥離域に形成される eddy bar あるいは reattachment bar である。

しかし調査の結果、この区間には同じ成因により形成されたと考えられる砂礫堆であっても、全く形



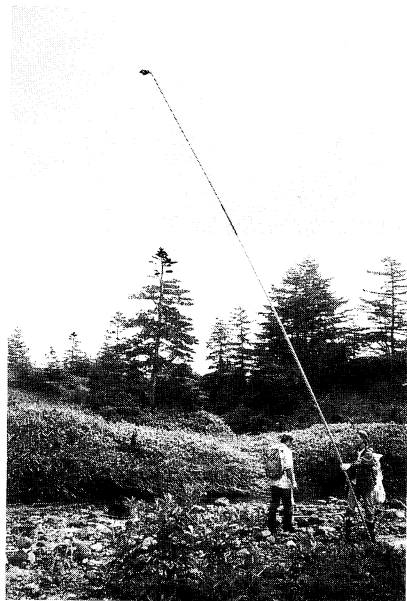
第7図 河道幅と河床の起伏の関係
縦軸：河床横断形を直線回帰したときの標準誤差。この値が大きいほど河床の起伏（Roughness）が大きいことを示す。

態の異なるものが存在することが明らかになった。例えば、同じ expansion bar と考えられる砂礫堆であっても、寄州（Point bar）や、中州（Mid-channel bar）、あるいは寄州と対象的な凹岸側の寄州などの形態を持つものが存在する。

そこで、expansion bar を別々に扱うために、砂礫堆の低水時に現れる高まりの位置によってそれぞれ凸岸州（Convex-bank bar）、中州（Mid-channel bar）、凹岸州（Concave-bank bar）の三つに分類した。ただし凹岸州と凸岸州の中間的なものも実際にはある。また、これらに対応して低水時の水流の位置も異なる。例えば、凸岸州の場合は外岸の凹岸側にあり、凹岸州の場合は内岸の凸岸側にある。

Eddy bar についても二つに分類できる。ひとつは砂州（Sand bar）で、これは出水時に流速がほとんどない部分に形成されたと考えられる。この比高は50cm前後で、縦断形は上述した砂礫堆の基本的な形態とは異なり、表面は平坦で周囲は急斜面になっている。もうひとつは規模の小さい礫州で、比高が30cm前後で、凸岸側にトラフがある。この二つのうち前者はほとんどの湾曲で見られ、後者は凸岸州が形成されている湾曲部に見られる。

ここで、曲率半径15m前後の同じような形態の湾曲部から上述した三つの河床形をもつ湾曲部を選び、垂直写真などを利用して砂礫の分級状態などについて調査を行った。垂直写真は、オートフォーカスカメラを長さ8mのアルミパイプの先端に固定し、リモートシャッターを利用して撮影した（第8図）。



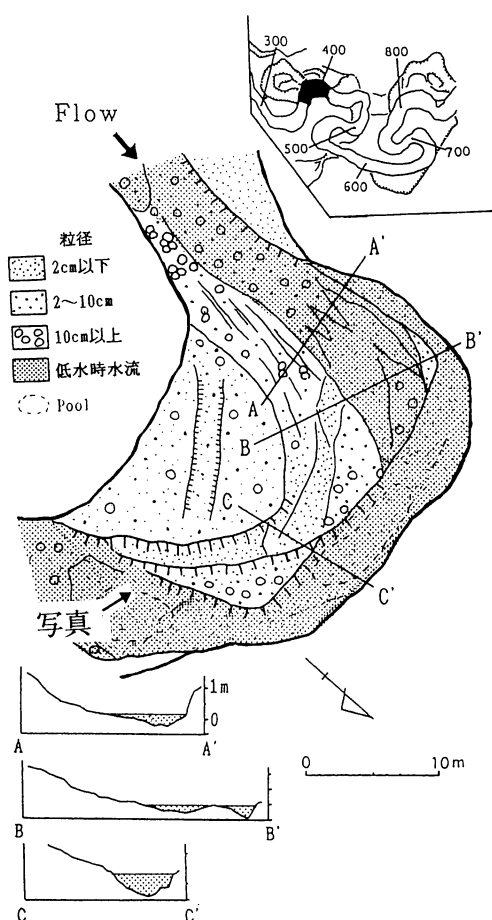
第8図 垂直写真撮影風景

撮影時には着色した1mのスケールを河床に置いて粒径を判断する目安とした。写真一枚で5m四方の撮影が可能であるが、縁の部分がかなり歪むため、実際に利用できるのは3m四方程度である。このように撮影したものを補正しつつ貼り合わせ、一枚の平面写真とした。この写真によって粒径2cmほどの礫まで識別できた。

これらに基づいて作成した平面図を、第9図、10図、11図に示す。

1. 凸岸州（第9図）

凸岸州は平坦な高い面と、そのより低水時の流路よりにある傾斜した部分に分けられる。高い面の比高は約1mで、この面では粒径数cmの礫を砂や細礫が覆っている。深さ10cm程のトラフがあり、表面には植生がまばらに認められる。この面からその外側の部分へはなだらかに連続している。外側の部分の上流部には10cm以上の礫が数個ずつかみ合って点在しており、その下流には流れによって侵食された線状の洗掘が見られる。さらに下流部は砂や細礫が覆っている。水流の位置は凹岸側にあり、この水面下での分級状態は良くないが、浅い窪地に部分的に砂が集積しているところもある。



第9図 凸岸州

また、出水時に水裏側の流れの剥離域になると考えられる部分に砂礫堆 (eddy bar) が形成されている。このうち高い面の外側に沿うようにあるのが砂

州で、比高およそ50cmである。そのさらに外側にある三角形の高まりが eddy bar の礫州で、比高20cm弱である。この礫州は凸岸側のトラフがあまり発達していない。プールがこの礫州と凸岸州の間にあり、深さは50cm前後である。

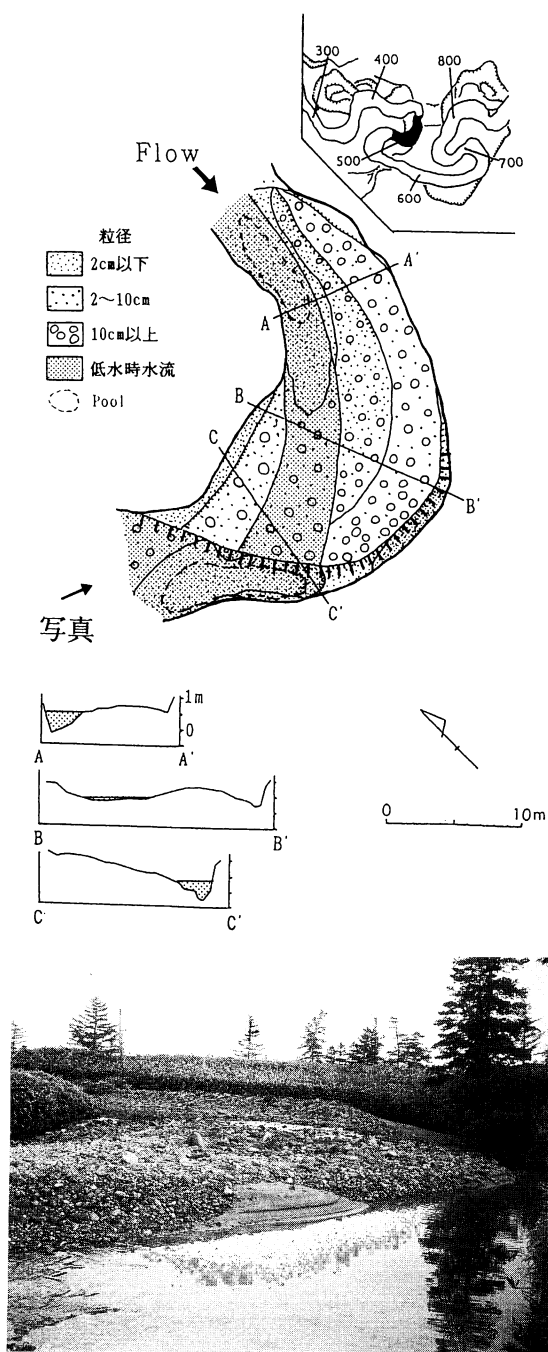
この図は二回目の出水 (1994年9月27日) 後に作成した。二回の出水でこの湾曲部の礫は高い面を除き動かされたが、砂礫堆の一見した形態はほとんど変化しなかった。高い面の側壁部がやや侵食されていたことから中規模な出水では高い面は離水しており、一方的に侵食、改変されと考えられる。そのため高い面とその外側の部分の間には小さな段差があると考えられる。河岸はプールの位置よりやや上流の凹岸の一部が最も侵食されている。また旧河道の砂礫が堆積していた部分が局所的に侵食されており河道幅が西方へ部分的に拡大した。この湾曲部の河道幅は最大で20mほどで部分的には広いが湾曲部全体ではそれほど拡幅していないといえる。

2. 凹岸州 (第10図)

凸岸州のような高い平坦面はないが、凹岸側に湾曲とほぼ平行に尾根のような高まりが続いている。最高点の比高は1m前後であり、この高まりは上流部では凹岸に沿って続いているが、下流になるほど離れている。

この高まりには、凹岸に近いほど粒径の大きい礫が集積しており、最高点付近には最大粒径20cm前後の礫までである。この礫は黒ずんでいることから長い間動いていないと考えられるが、この高まりには植生はほとんどなく凸岸側になだらかに傾斜している。凸岸側ほど小礫が多く、砂が覆っている。凸岸側にある低水時に陸化する部分での分級状態は良くない。水流の位置は凸岸側にあるが、この水面下の分級状態も良くない。ただ上流部のプールがある付近には砂が集積している。

この図は一回目の出水 (1994年9月21日) 後に作成した。この出水の前には凸岸の水裏側に沿って細い流路があったが、現在は図のように砂や細礫で埋積され平坦な面を形成している。これは、eddy bar の砂州にあたると考えられる。この砂州は、二回目の出水後にもほとんど変化しなかった。



第10図 凹岸州

この湾曲部ではプールが二ヶ所にある。一方は凹岸州の上流部で深さ70cm弱で、もう一方はこの州の前縁部で深さ1m前後である。後者のプール付近が最も深く侵食されているが、河岸はほとんど後退していない。河道幅は最大で15mほどである。

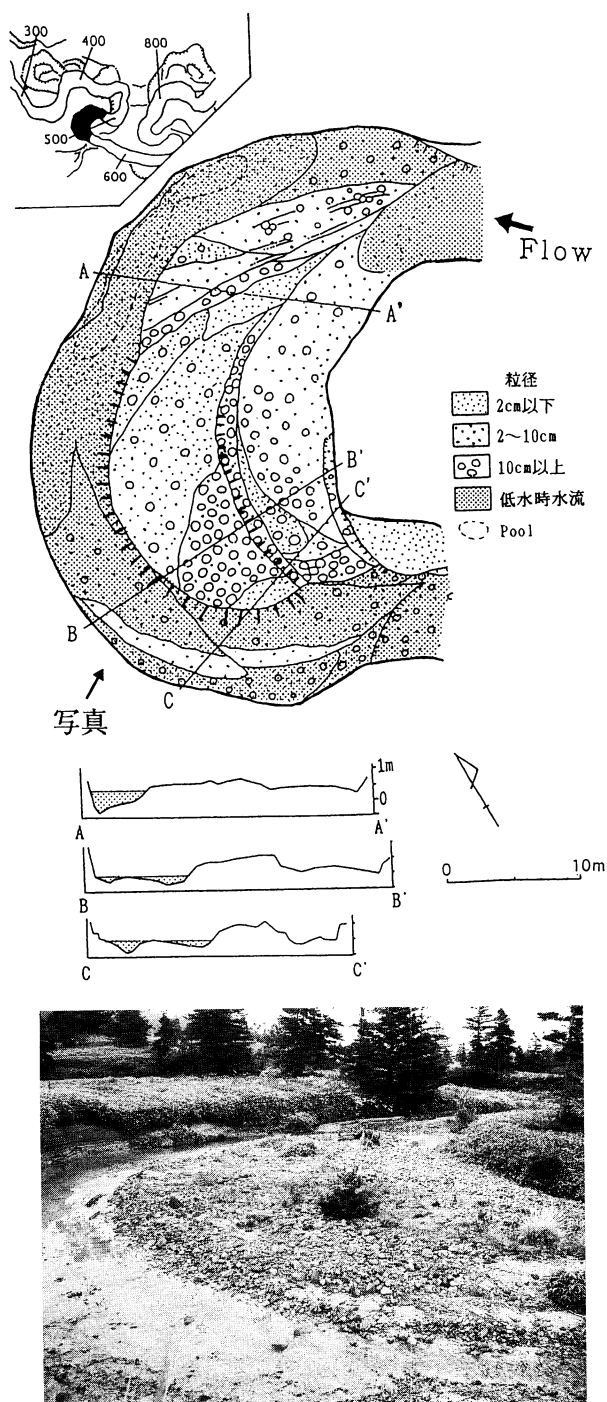
3. 中州 (第11図)

河道中央部にはわずかに植生が付いた低水時に陸化している三日月状の広い面がある。この広い面は下流端で最も比高が大きく高さ70cm前後である。ここには粒径20cm以上の黒ずんだ礫が集積している。この上流側には分級状態の良くない部分があり、さらに上流には凸岸州の外側の部分に似た分級が見られる。また、凸岸に沿ったトラフの下流端にも20cm以上の礫が集積しているが、この礫は広い面のものとは異なり現河床のものと同じように赤色に変色している。このトラフの上流部には、10cm以下の礫が卓越する部分がある。

比高10cm前後、構成粒径2～5cm程度の小規模な砂礫堆が凹岸側の下流部にあるが、これは中州の一部ではなく、小出水時に形成された eddy bar と考えられる。

この図は、出水の前に撮影したものを二回の出水後に修正したものである。二回の出水で、凸岸州と似た形態をもつ広い面上流部分と、凸岸側のトラフの部分が大きく変化した。一回目の出水（9月21日）で前者は大きく侵食された。後者は、広い面の凸岸側が侵食され凹岸方向に幅を広げて、トラフ内に砂礫堆のようなものをつくり、その下流に浅い窪みを形成した。

この湾曲部にはプールが二ヶ所ある。一方は中州の上流部で深さは1m前後である。もう一方は広い面上流側の凸岸州に似た形態をとる部分の前縁部で、深さは50cm前後である。河岸はプール付近だけに限らず凹岸側全体が侵食されているが、中でもプールの上流部分と小出水時に形成された砂礫堆のある付近がよく侵食されている。また、二回の出水で部分的に河岸にオーバーハングしていたササの根茎が取り去られ、河岸が露出しており、20cmほどの河岸侵食が確認できた。河道幅は20m以上あり凸岸州と異なり全体的に大きく拡幅している。



第11図 中州

V 河道湾曲部の河床形態に関する水路実験

1. 実験目的

以上のような調査の結果から河道幅と河床形態には何らかの関係があると推測できる。そこで、水路幅が制御できる実験水路を用いて、幅の変化が河床形態に与える影響を調べることを目的として水路実験を行った。

2. 実験方法

1) 水路幅可変水路の形状

蛇行河道の模型水路は、幅180cm、長さ360cmの合板に幅15cmのブリキ板を立てて側岸とした(第12図、第13図)。水路には、湾曲の連続する実際河川の河道形状に基づき、原型として半円を連続させる平面形を与えた。スケールはフルード相似則で与え、実際河川と実験水路の水平縮尺比 L_r を50にした。実際河川において、湾曲部の曲率半径は15m前後が最も多く(第6図b)、また転向点における河道幅が7.5m前後であるため、水路の曲率半径は30cm、水路幅は15cmとした。

水路幅の拡幅を容易にするために、各湾曲部の凹岸側の側壁だけをスライドできるようにした。砂礫の挙動を実際河川の実例に近づけるために、勾配を1/50程度にした。実際河川の縦断勾配は1/70程度なので、模型は縦に1.4倍歪ませたことになる。水平縮尺比を1/50にしたために、垂直縮尺比は1.4倍で $Y_r=35.7$ になる。

ここでの水路幅は転向点の水路幅を基準として次のように与えた。

$$C = W_b/W_c \quad (W_b: \text{拡幅部幅}, W_c: \text{転向点幅})$$

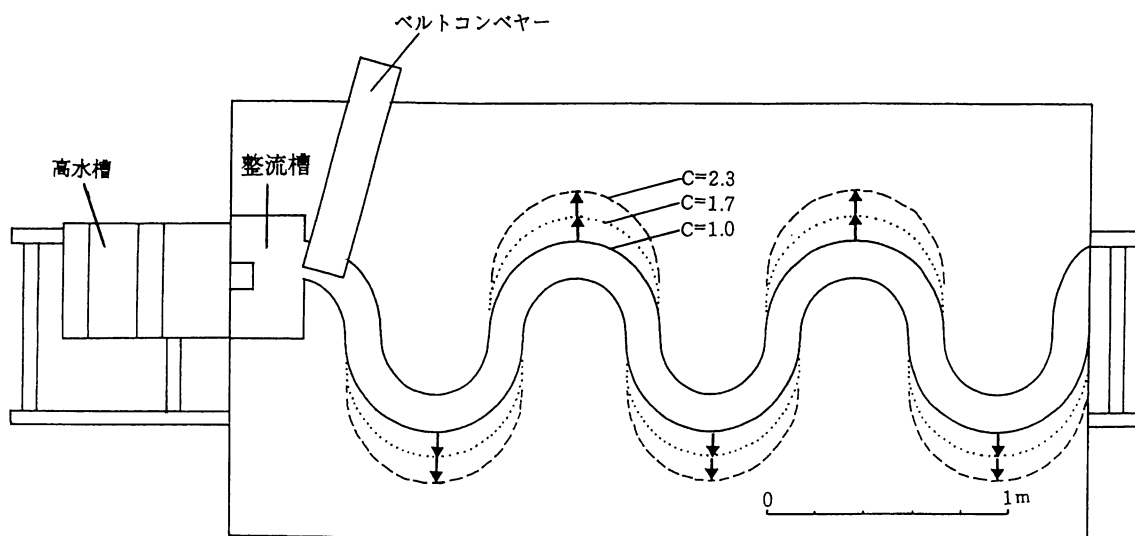
$$C = 1.0, 1.7, 2.3$$

$$(C = 1.0 \rightarrow \text{河道幅一定})$$

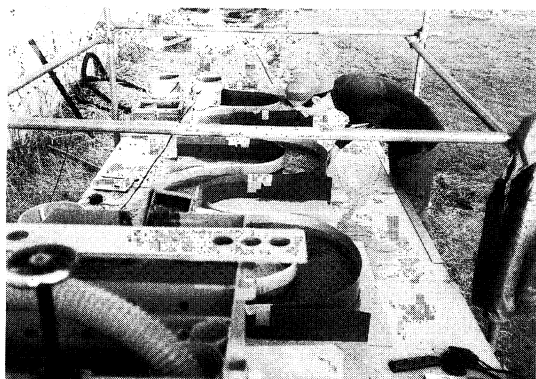
なお、水路の制約により、砂礫の供給地点である最上流湾曲部の水路幅は、拡幅させることができなかった。

2) 実験条件について

上述のようにして与えた水路で流量や砂礫量を様々に変化させて実験を行った。実験はベルトコンベアーを用いた給砂方式で行い、流量は高水槽と径50φのポンプで制御した。流量、礫径については、歪み模



第12図 実験水路平面図



第13図 実験水路（下流を見る）

型であることに注意を要する。流量比 Q と移動限界摩擦速度比 U_{*c} は次のようになる。

$$Q = Lr \cdot Yr^{3/2} = 50 \cdot 37.5^{3/2} = 11480$$

$$U_{*c} = Yr / \sqrt{Lr} = 37.5 / \sqrt{50} = 5.3$$

これより実験で与えた流量 $1.0 \sim 4.0 \text{ l/s}$ は実際河川では $11.5 \sim 46 \text{ m}^3/\text{s}$ にあたり中規模程度の出水に相当することになる。また実験砂礫の粒径は径 $2 \sim 8 \text{ mm}$ と径 $0.6 \sim 0.7 \text{ mm}$ で、これは実際河川において径 $5 \sim 25 \text{ cm}$ と径 $1 \sim 2 \text{ cm}$ に相当する。

3) 実験手順

実験は、 $C = 1.0, 1.7, 2.3$ の順でそれぞれ固定床

と移動床の実験を行った。

固定床では、流量を $1.0 \text{ l/s}, 2.0 \text{ l/s}, 3.0 \text{ l/s}$ 変化させて底面と水面の流向についてスケッチをした。

移動床実験では径 $2 \sim 4 \text{ mm}$ の礫を主に用い、流量を $1.0, 2.0, 3.0, 4.0 \text{ l/s}$ と変化させて、それぞれ観察を行った。水路下流端の堰によって河床が見えないように調節したがこの堰落ちの影響は一つの湾曲部より上流には及んでいない。初期条件は、砂礫を厚さ数 cm に敷き詰めた場合と、固定床の状態に砂礫を供給していく場合の二通りとした。砂礫の供給量は流出量と等しくなるように調整した。およそ等しくなった時点で平衡状態として観察を行い、流速や流向を計測した。さらに、水を止めて横断形の計測を行った。水路には横断測線を 20 度刻みに設けて、河床高をスチールの定規を使い測定した。平面形はスケッチと写真撮影によって図化した。表面の流向については、上流から適当な浮きを流しそれをスケッチした。底面の流向は、礫の動きを観察しスケッチを行った。停水は、高水槽のスリットに板を直接入れて行ったため、引き水による地形変化はほとんどない。

3. 結果

水路幅が同じでも上下流の湾曲部で全く形態の異

なる河床形態が得られたことと、水路幅が異なる湾曲部で似た形態の河床形態が形成されたことから、河床形態は水路幅によってのみ決められているわけではないということが裏付けられた。以下では、それぞれの水路幅での結果について述べていく。

a) 水路幅一定 ($C=1.0$) の場合

固定床実験では底面と水面の流向は転向点では等しく、湾曲部では二次流の影響で大きく異なる。底面と表面の流線が交差する地点では、波が立って流れが乱されており、この乱れは流量が大きいほど大きくなる。一つの湾曲部でこのような地点がいくつか確認できた（一つの湾曲部とは転向点と転向点の間に挟まれた部分全体を指す）。また凸岸側の水裏側に、流れのない水域（死水域）が形成された。

移動床実験では礫は主流線にのって各個運搬されており、その移動状況は肉眼で捉えられた。どの流量とも形成された一連の河床形態はよく似ており、その一例として $Q=3.01/s$ の結果を第14図に示した。ここに形成された砂礫堆の前縁部の比高は5 cmほどであった。

上下流の湾曲部で全く異なる河床形態が形成された。bend-1, 3, 5には、凸岸側に沿うように主流線があり、そこがトラフになって凹岸側が高まりになっている砂礫堆（expansion bar）が形成されている（タイプ-1とする）が、bend-2, 4には、逆に凸岸側が最も高くなって、凸岸州のような形態を成している砂礫堆（expansion bar）が形成されている（タイプ-2とする）。タイプ-2では主流線はより凹岸側に集中しており、攻撃斜面側に深いプールを形成している。それと同時に、その下流に流れが吹き上げて剥離することによって eddy bar が形成されている。

プールの位置に注目すると、タイプ-1の場合、expansion bar の上流部にプールがあり背面部が侵食されているが、タイプ-2の場合、expansion bar の上流部のプールは、タイプ-1に比べてより上流に位置し、背面部は侵食されていないことがわかる。どちらのタイプになるかは、このようなプールと転向点の位置関係を見ると理解しやすい。転向点より下流側が侵食されていればタイプ-1になり、

されていなければタイプ-2になるといえる。

ここで転向点より下流が侵食されるかどうかは、すぐ上流の湾曲部の河床形態に左右されていると考えることができる。bend-1の場合、その上流のbendに砂礫の供給を行っているために転向点を越えてロープのような高まりが前進している。このロープの前縁部で侵食作用が働くことによって、bend-1の砂礫堆の背面部が転向点を越えて侵食されてタイプ-1の砂礫堆が形成されている。bend-2ではそのような侵食力が働かないためにタイプ-2の形態になっている。bend-3では、bend-2に eddy bar が形成されていることで bend-1 と同じような侵食力が働き、背面部が侵食されてタイプ-1の形態になっている。幅が一定の場合、このような二つのタイプの砂礫堆が繰り返し出現した。

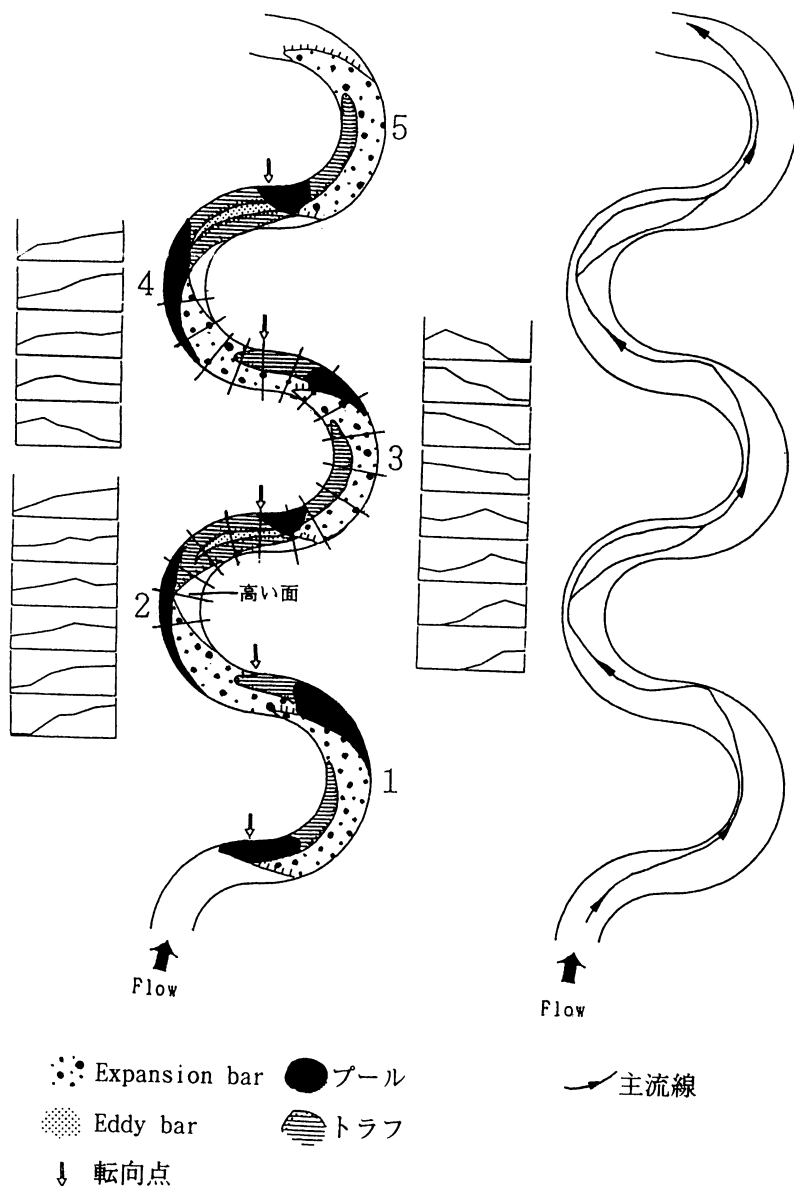
砂礫の平面分級については、タイプ-2の場合、背面部に粒径の大きいものがかみ合っただけの洪滞を起しており流れに対する抵抗になっていた。また高い面には、大きめの礫が吹き上がるといった様相で堆積が起こっていた。タイプ-1の場合、粒径の大きなものが凹岸側の高まりの上に見られた。

b) $C=1.7$ の場合

固定床の場合、 $C=1.0$ と同じような状態であった。死水域の範囲は広がり、流れがある部分との境界で強い剥離が起こっている。死水域は流量が大きいほど広くなる。横断的な水面高は凹岸から凸岸に向けて傾斜している。

移動床の場合、 $C=1.0$ のような整然とした結果は得られなかった。結果の一例として $Q=3.01/s$ の場合をあげた（第15図a）。このときの砂礫堆の比高は7 cmほどであった。

expansion bar の形態が主流線の位置によって様々であることがわかる。主流線が凸岸側に片寄った場合、 $C=1.0$ のタイプ-1 のようになり（bend-1, 4）、凹岸側に片寄った場合、eddy bar を伴ったタイプ-2の形態になる（bend-3）。また、タイプ-1, 2の中間の形態も見られた。 $C=1.0$ と異なる点は、タイプ-1, 2のどちらの場合でも、大きさの差はあるが、凸岸側に半離水した高い面が形成されているということである。この高い面が成長す



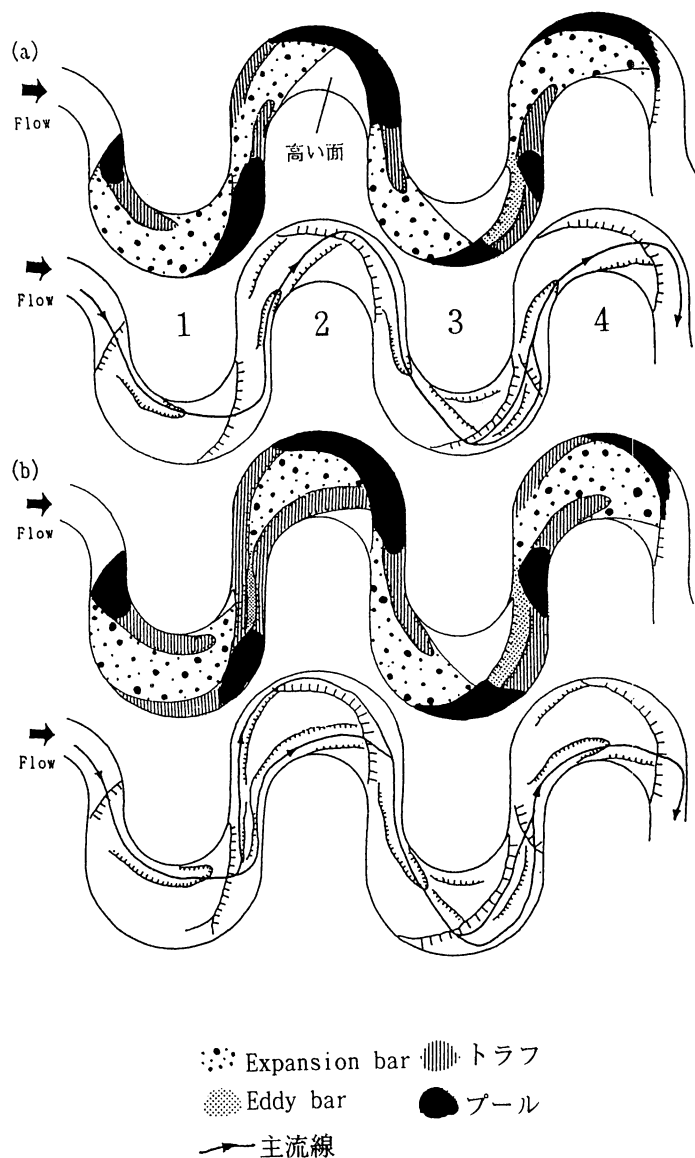
第14図 $C=1.0$ での河床形の一例

ること、たとえ河道幅を広げても水流がある部分は定常時には湾曲部の一部に制限されることになる(ただし aggradation 時には湾曲部の全面に広がる)。

この場合も転向点とプールの位置関係に注目すると理解しやすい。転向点付近のプールの位置が上流によるほど、その下流の湾曲部では主流線が凹岸側に片寄ってくる。そのためたとえ水路幅を広げても

水流は、凹岸側に集中している。逆に主流線が凸岸側に片寄るような場合、流れは凸岸沿いに集中する。ただし後者の場合、流れが凹岸方向にやや拡散されていたため流れの集中度合いはやや小さい。

また、給砂量を減少させ(あるいは砂を加え)河床低下傾向にすると、高い面は完全に離水して高まりとして残され、さらに供給を断つと、高い面は侵



第15図 a $C=1.7$ での河床形の一例, b $C=2.3$ での河床形の一例

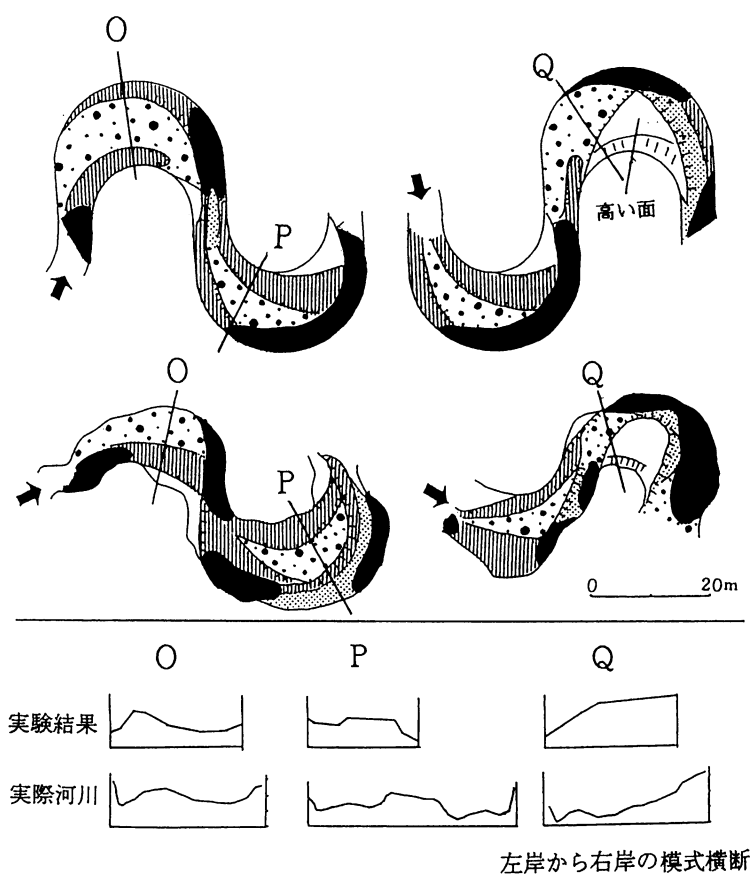
食されて主流線は凸岸に寄るという現象が見られた。

c) $C=2.3$ の場合

固定床では, $C=1.0$, 1.7 と同じような特徴が見られ, その死水域の範囲はより大きくなった。

移動床の場合は $C=1.7$ と同じような形態になっており, 結果の一例として $Q=4.0\text{ l/s}$ の場合をあげた (第15図 b)。このときの砂礫堆の比高は 9 cm ほどであった。

タイプ-1の典型的なものは, 流量, 流砂量を変化させても, bend-1に形成された。タイプ-2は bend-3にある。タイプ-1とタイプ-2の中間的なものは bend-4に見られる。bend-2には今まで見られなかったタイプの砂礫堆が形成された (タイプ-3とする)。これは, 河道中央部が平坦な高まりになっている中州の形態である。bend-1の eddy bar と連続していることから, 吹き上がる流



第16図 水路実験と実際河川の対応

れにより形成された砂礫堆が拡幅部で拡散することによって中州のようになっているという印象を受ける。この平面の高さは、タイプ2の高い面よりもやや低い。

実験の最後に、流量を小さくして河床形の二次的变化を見たところ、タイプ3の中州の一部が侵食され、プールの部分に再堆積することが確認された。

VI 考察

1. 水路実験と実際河川の対応

砂礫堆の形態を決めるのは、その背面部が侵食される条件であるかどうかであり、その条件はすぐ上流の河床形態によってあたえられることが水路実験

によって明らかになった。そこで、実際河川から二つの連続した湾曲を取り出して $C=2.3$ の場合の実験結果と比較した。比較を容易にするために実験結果の方を表裏反転した(第16図)。

横断形を見ると両者はよく類似している。実験で得られたタイプ1, 2, 3の形態は、実際河川と比較するとそれぞれ凹岸州, 凸岸州, 中州と対応している。特にプールの位置を比較すると、実際河川における深いプールと実験で得られたものとはよく対比できる。ゆえに、実験で観察された現象と同様のことが、実際にも起こっていると考えられる。

河道幅を広げた場合に典型的な凹岸州が形成されるのは、実験では最上流の拡幅部にあたり、これは

河道幅の狭い湾曲部から拡幅した部分にあたる。実際河川でも河道幅の小さい湾曲部の下流の拡幅部に凹岸州が形成されている。この砂礫堆の出水前に見られた凸岸沿いの流路は、実験においてわずかな流況（給砂量、流量）の変化によって出現したりしなかったりした、高い面上の凸岸沿いの溝と似たような条件にあると考えられる。

中州はこのような凸岸州の下流に形成されており、実験とよく対応する。ただし、実際河川では非定常な出水、土砂供給による二次的な改変を考慮しなければならない。

凹岸州と中州は、上流の湾曲部の影響が直接下流に及ばなければ形成されないため、湾曲部が連続していることが重要であると考えられるが、凸岸州は背面部が強制的に侵食されなければ形成されることから、湾曲部が連続しているかどうかは重要ではない。例えば、よく見られる蛇行河川のように湾曲部の転向部分で直線区間がある場合は、上流側の湾曲部の影響が次の湾曲部まで及ばず、背面部は侵食されずにポイントバーのように凸岸州が形成されると考えられる。直線的な部分から湾曲部にはいる場合も同じことが言える。

また、実験において砂礫供給量を減少させた場合に、凸岸州の形態が破壊され凹岸州の形態に変化したことなどが確認されていることから、実際河川においても上流の砂礫の供給条件が変化することにより河床形態は変化していくと考えられる。

2. 河床形態と河道プロセス

実験の結果から、湾曲部に砂礫堆が形成されることによって河道幅は広がり、砂礫堆の形態によって河道幅は決められていると推測できる。

凸岸州の形態は、凸岸側に1 m前後の高い面があることが最大の特徴である。このような河床形態が形成されている湾曲部では、流れが凹岸側に制約されており、この流れによって攻撃斜面側は激しく侵食され凹岸は後退するが、常に高い面が凸岸側に形成されるために、河道幅はある一定量以上は広くなると考えられる。高い面が変化するのは大規模な出水によるため、やがて表面に植生がついて河岸として凸岸に残されていく。結果として、この場合

の河道形状は、蛇行振幅を増すように変化することになる。

また大出水時に、ある湾曲部に凸岸州が形成されていても、何らかの条件でその上流の砂礫堆の形態が変化すると、その凸岸州の背面部が侵食されて、結果的に凸岸州の高い面が踏襲されて中州が形成されると考えられる。この場合には旧堆積地の洗掘によって河道が移る、いわゆるシュートカットオフのような形態の河道変遷を考えると考えられる。中州が湾曲部に形成されると凸岸と凹岸の両河岸が侵食されて広い河道幅が維持される。ただし中州の広い面は、実際には中小規模出水により徐々に侵食されてしまい、その形態が部分的に変化する可能性がある。上流の砂礫堆の形態がさらに変化して背面部がより下流まで侵食されるようになると、次第に凹岸州のような形態へと変化すると考えられる。

また、凸岸州が形成される条件の場合、河道形状は急速に振幅を増す方向に成長して河道の湾曲度が増大した地点の頸部が短絡する、いわゆるネックカットオフを生じるのに対し、凹岸州や中州が形成される条件が与えられるとシュートカットオフを生じると考えられる。ここで重要なのは、湾曲部の河床形態に対応して河道が変遷していることであり、この河床形態を決めるのは、湾曲部の砂礫堆の背面部が侵食される条件であるかどうかである。この条件の一つは直上流の河床形態であるが、もう一つとして砂礫の供給条件であることも考えられる。例えば、何らかの理由で砂礫の供給量が変化すると、ある部分では凸岸州が発達してネックカットオフを生じつつ河道変遷するのにに対し、他の部分では凸岸州が踏襲され凹岸州や中州になると同時にシュートカットオフを生じ河道変遷すると考えられる。

3. 実際河川に対応させる場合の留意点

実験では流量や給砂量を変化させず平衡状態において議論した。つまり河道全幅に形成される砂礫堆の形成プロセスのみを再現したに留まっている。しかし実際河川では、芳ヶ平の実例を考えても、供給物質や流量は出水毎に違い、これによる二次的な地形変化が顕著に見られる。この変化が河道プロセスに及ぼす影響を評価するためには、形成流量のみを

考慮した実験ではなく、流量や供給砂礫量を時間的に変化させた非定常条件下での実験を行う必要がある。

また、本研究では、河岸が氾濫原堆積物であるという、いわば特殊な条件であるが、ここで得られた結果を他の蛇行河川に対応させた場合にどうであるかについてはさらなる研究が必要である。

Ⅶ おわりに

礫床蛇行河川における河道変遷について議論するためには、次の二つの特性を加味することが必要であると考えられる。

(1) 礫床蛇行河川の湾曲部における河道幅は、そこに形成される河床形態に対応して決められる。

河床形態はそれぞれ凸岸州、凹岸州、中州と区分でき、同じような平面形態の湾曲部であっても、これらの河床形態が異なれば、河道変遷のプロセスは大きく異なってくると考えられる。ゆえに、礫床蛇行河川において河道変遷を議論する際には、これらの違いを考慮しなければならない。

(2) 湾曲部の河床形態に対応して、出水時に現れる水流の特性が大きく異なり、この違いがその下流の湾曲部にまで影響する。

このことは、ある湾曲部に形成される砂礫堆の形態が、そのすぐ下流の湾曲部の砂礫堆の形態を決める一つの要素になっているために、たとえ同じような湾曲部であっても、全く異なった河床形態が形成されるということを意味している。特に転向点に直線部のない、連続した湾曲部をもつ蛇行河川の場合、このことを十分考慮しなければならない。この場合には、ひとつの湾曲部の砂礫堆にだけ注目するのではなく、少なくとも連続した二つの湾曲部を取りだして、そこに形成されているプールと砂礫堆の状態について調査する必要がある。

謝 辞

本研究は、平成6年度筑波大学第一学群自然科学類の卒業研究を加筆・修正したものである。本研究を行うにあたり、上武大学の伊勢屋ふじこ先生には格別のご指導を賜った。建設省国土地理院の稲沢保行

さんには、何度も調査に協力していただき、また、芳ヶ平関連の資料などの閲覧に際し便宜をはかっていただいた。また、地球科学研究科の鈴木睦仁さんには、様々なご助言をいただき、現地調査にも何度も協力いただいた。筑波大学水理実験センターの方々にはお世話になり、特に飯島英夫技官には、水路実験に際して大変お世話になった。また現地調査においては、学群4年の原 暁生氏、大西 恒氏、田中晃氏に手伝っていただいた。

ご協力して下さった皆様に深く感謝致します。

引用文献

- 池田 宏・伊勢屋ふじこ (1986) : ヌボロマボロ川の蛇行変遷. 北方科学調査報告 (筑波大学), 7, 25-36
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ (1987) : 天塩川下流におけるポイントバーの形成. 北方科学調査報告 (筑波大学), 8, 23-37
- 坂井登尚・大西純夫・佐藤 潤 (1994) : 火山土地条件図「草津白根山」について. 地図の友, 36 (3), 2-6
- 高橋剛一郎・笹賀一郎 (1985) : 溪間の氾濫原における土砂移動と流路変動. 新砂防, 38, 3-9
- 早川由紀夫 (1983) : 草津白根山の地質. 地質学雑誌, 89(9), 511-525
- 前田浩則 (1990) : 山間地の曲流河道における凸岸部への巨礫の集積～大井川中流部の事例とモデル実験～. 平成二年度筑波大学自然科学類卒業研究
- 前橋市地方气象台監修 (1982-1992, 1994) : 群馬県気象月報
- Dietrich, E. W. and Whiting, P. (1989): Boundary shear stress and sediment transport in river meanders of sand and gravel. River Meandering, AGU, Water Resources Monograph, 12, 1-50.
- Lisle, T., Ikeda, H. and Iseya, F. (1991): Formation of stationary bars in a steep channel with mixed-size sediment: A flume experiment. *Earth Surface Processes and Land-*

forms, **7**, 529-543.

Rubin, D.M., Schmidt, J. and Moore, J.N. (1990): Origin, structure, and evolution of a reattachment bar, Colorado River, Grand Canyon, Arizona. *Journal of Sedimentary*

Petrology, **60**, 982-991.

Thompson, A. (1986): Secondary flows and the pool-riffle unit: A case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms*, **11**, 631-641.