

# 大井川中流の穿入蛇行河道の側方移動について

Lateral erosion of incised meanders along the middle Oi River

八木留美子\*・池田 宏\*\*

Rumiko YAGI, Hiroshi IKEDA

## I はじめに

山間地を平野の蛇行河川のように屈曲して流れる穿入蛇行河川は、沖積地上の蛇行河川と比較すると河道の側方移動に長時間を要するため、短時間の観察ではその側方移動の実体はとらえがたい。しかし、河岸に残された侵食段丘面の分布を手がかりにすれば、河道の側方移動量を数千年、あるいは数万年という長時間についてとらえることができる。鈴木ほか(1983)はこの考えに基づいて河岸段丘面の幅からその河川の側刻速度を推定し、それが河川の勾配・流量・基盤岩石の抵抗力に支配されることを明らかにした。

しかし、ひとつの川でも河道の側方移動速度は河道の平面形状によって異なることが予想される。本研究は典型的な穿入蛇行の発達している大井川中流を調査対象として、河岸に残されている侵食段丘面から段丘面形成時以降の河道の側方移動量を求め、それが河道の屈曲程度によってどの様に異なるかを明らかにし、水路実験によってその理由を検討したものである。

## II 調査地域の概要

### 1. 大井川流域の地形・地質・気候

大井川は、静岡県中部に位置し、その流域は北西側を中央構造線に、東側を糸魚川・静岡構造線には

さまれている。この流域の第四紀における隆起量はとくに大きく、隆起速度は1～2mm/年といわれる



第1図 調査区間周辺の地質

1. 河成段丘堆積物, 2. 砂岩, 3. 泥岩優勢砂岩泥岩互層, 4. 砂岩 (大井川長島ダム広域地質図(1991)による)

\*自然学類(現 (株)日本旅行) \*\*筑波大学地球科学系

(成瀬, 1982, 157-163). 流域山地は四万十層群の砂岩泥岩互層からなる(第1図)が脆弱な箇所が多く、大きな崩壊地からの土砂供給が活発である。

大井川の源流は南アルプスの間ノ岳(3,180m)、農鳥岳(3,026m)、赤石岳(3,120m)等の3,000m級の山々で、ほぼ南流して駿河湾に注ぐ。その幹線流路延長は160km、流域面積は1,280km<sup>2</sup>である。とくにその中流部では典型的な穿入蛇行をなしており、兩岸は急崖となっている。この区間を調査対象区間に選定した。

調査区間よりやや上流の奥泉ダム気象観測所の観測(奥泉発電所 堰堤気象観測所 降水量月報)によれば、1957年から1979年の23年間のデータで、平均気温は12.9℃、年平均雨量は3,053mmである。この雨量は日本の平均雨量1,800mm(須賀, 1992, p.14)に比べて多く、毎年8月から9月の台風期に大きな出水が起る。また数年毎に1,000m<sup>3</sup>/s(奥泉水力発電所 ダム流量月報, 1956-1980)規模の出水が発生している。

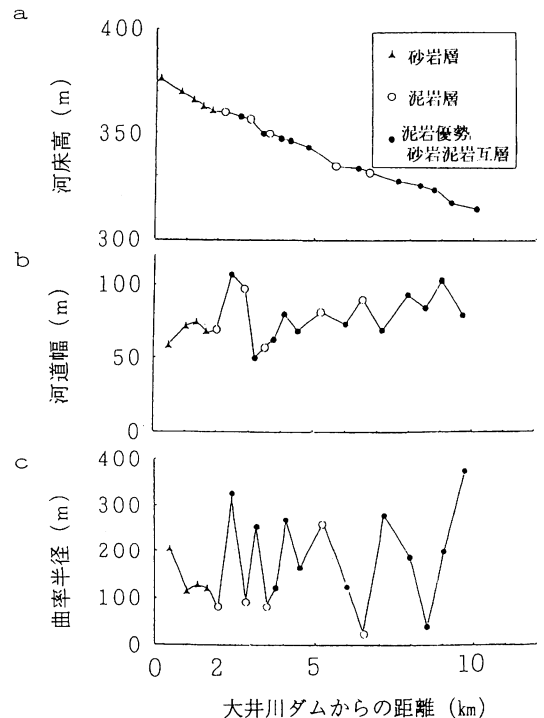
## 2. 調査区間の地形・地質と河道形状

調査対象区間は大井川ダム(有効落差113m、最大使用水量72m<sup>3</sup>/s、完成年度1936年)を起点として、大井川の支流の一つである寸又川との合流地点までの10km区間とした(第1図)。この区間では寸又川以外の大きな支流は流入しない。しかも、大井川の上流から約80km付近の中流に位置する。このため、この区間内では、蛇行河道の平面形状および周辺の地質以外の条件である勾配・流量・土砂供給量・隆起速度などは縦断的に一定とみなせる。

調査区間の河床には、径15~20cm程度の礫が卓越している。ただし、大井川ダムより2km付近まではこれより大きい礫も存在する。河道周辺の基盤岩石が大井川ダムより2km付近までは砂岩層が卓越しており、谷壁に崩壊地があるためである。そこで、この区間を砂岩域と呼ぶこととする。一方、2kmより下流側では、泥岩あるいは泥岩優勢砂岩泥岩互層からなっており、地質条件はほぼ一様とみなせる。

1/2,500の地形図(建設省中部地方建設局長島ダム調査事務所(1973)による等高線間隔2mの地

形図)を用いた調査区間の河道形状の測定結果を第2図に示す。蛇行河道を転向点で各湾曲部に区切り、攻撃斜面側の地質を砂岩・泥岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層にわけてプロットしてある。



第2図 調査区間の河道形状

a: 河床縦断形, b: 河道幅, c: 曲率半径

各湾曲部の平均河床高をプロットし、線でつなぎこの区間の河床勾配を求めた(第2図a)。各湾曲部の勾配に大差はなく、なだらかに下降していることがわかる。調査区間の平均河床勾配は1/170である。

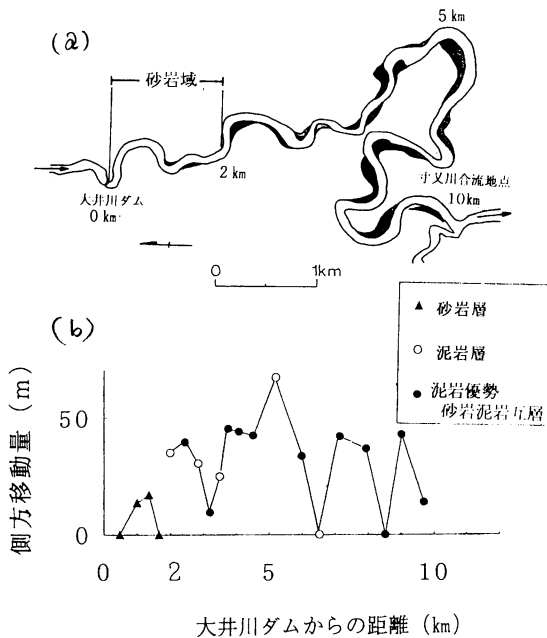
次に、各湾曲部の平均河道幅を第2図bに示す。大井川ダム~2kmの砂岩域では比較的河道幅がせまい。調査区間の平均河道幅は73mで、100mにも満たない河道が山間地の河川であることを特徴づけている。

第2図cには、各湾曲部の曲率半径を示す。曲率半径は蛇行の形態をあらわす特性値で、その詳しい定義は後に説明する。曲率半径は、各湾曲部ごとに異なる値をとっており、同じ平面形状を持つ湾曲部が連なって蛇行しているわけではないことがわかる。

### Ⅲ 穿入蛇行河道の側方移動量

#### 1. 段丘面からみた穿入蛇行河道の側方移動量の算出

1/2,500の地形図の読図と空中写真（国土地理院発行，1976）の実体視とによって最低位段丘面の分布を判読した．結果を第3 a図に示す．現河床との比高は約10mで，気候変化の影響を無視できるほどの最近の地質時代に形成された段丘面であると考えられる．露頭が少ないために詳細は不明であるものの，段丘礫層の厚さが薄い侵食段丘面である．



第3図 河道の側方移動量の縦断的变化  
a：最低位段丘面の分布，b：湾曲部毎の側方移動量

そこで現河道幅と旧河道幅，すなわち最低位段丘面が河床だった時代の河道幅とが同じであったと仮定して旧河道の中心線位置を推測した．この旧河道の中心線と現河道の中心線との位置の距離を上流から50m地点ごとに算出した．

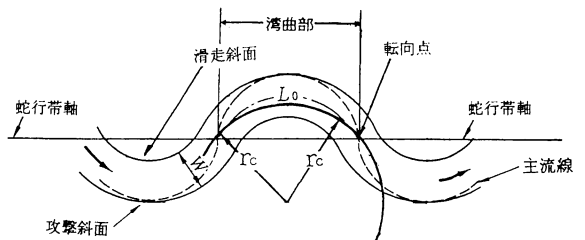
このようにして算出された値は各湾曲部の流路長によって異なる．最低位段丘面の大きさは，流路長の長い湾曲部では広くなり，短い湾曲部ではその移動の範囲が小さくなるので，狭い段丘面にしかならない．そこで，各湾曲部ごと算出された値の平均値を求めることにより，流路長の長い湾曲部と短い湾

曲部の違いをなくすことにした．このようにして得られた現河道と旧河道の中心線の距離の平均値を側方移動量とした．その縦断的变化を第3 b図に示す．大井川ダム～2 kmまでの砂岩域では側方移動量が全体的に少ないことがわかる．これは基盤岩石の地質の影響と考えられる．砂岩は泥岩に比べ硬質で侵食に対する抵抗力が強いとみられるからである．

ところが2 kmより下流では，同様の地質条件にも関わらず，各湾曲部ごとに側方移動量にかなりの差がある．これについては，蛇行平面形状の影響が考えられる．

#### 2. 蛇行平面形状と河道の側方移動量との関係

蛇行の形態を表す特性値に曲率半径がある．これは第4図に示すように河道の中心線に沿う，湾曲部の両端の転向点を通る円の半径のことである．



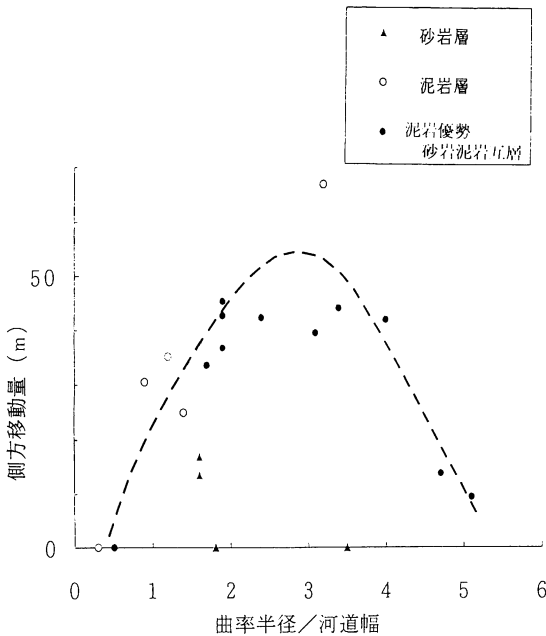
第4図 蛇行形態を表す特性値  
 $r_c$ ：曲率半径， $W$ ：河道幅， $L_o$ ：流路長  
高山茂美（1974）：『河川地形』p.218による

この曲率半径が小さい河道は屈曲の大きなものとなり，逆に曲率半径が大きくなると緩やかな蛇行河道になり，しだいに直線河道に近づく．

ところがこれは同じ幅を持つ河道でいえることであり，実際の河川では河道幅も各湾曲部で様々に変化している．この調査区間の河道も例外ではない．同じ曲率半径を持つ湾曲部でも河道幅が違えば，その平面形状もかなり異なるものになってしまう．したがって，蛇行平面形状の指標には曲率半径を各湾曲部の河道幅で割って無次元化した値を用いることにする．

蛇行平面形状の曲率半径／河道幅と側方移動量との関係を第5図に示す．砂岩域を除外すると，曲率半径／河道幅が2～3で側方移動量が最大となり，

曲率半径が小さくても側方移動量がかえって小さくなる。曲率半径の大きな湾曲部，つまり直線に近いような河道では側方移動がおきにくいことは理解できるが，曲率半径が小さく，強く屈曲した湾曲部で側方移動量がかえって小さくなるのはなぜであろうか。



第5図 蛇行平面形状と側方移動量の関係

#### IV 穿入蛇行河道の側方移動に及ぼす蛇行平面形状の影響に関する水路実験

##### 1. 実験目的と方法

###### (1) 目的

穿入蛇行河道の側方移動量は上述したように，勾配・流量・流砂量が同じでも蛇行平面形状によって異なる。すなわち，大井川中流の穿入蛇行河道においては，蛇行平面形状の特性を示す曲率半径／河道幅が2～3の値で側方移動量は最大となり，それ以上に強く屈曲した湾曲部ではかえって側方移動が弱まる。この理由を異なる蛇行平面形状を与えた模型水路実験によって調べた。

###### (2) 実験方法

実験には，幅82cm・深さ10cm・長さ6.65mの木製

水路を用いた。実験材料としては，岩粉を用いた。筑波山の南方の採石場において，ホルンフェルスの岩塊を碎石する過程で産出された粒径2.5mm以下のグラニュール混じりのシルトである。この岩粉に水を加えて良く混ぜ合わせ，実験水路に平らに敷き詰めた。

模型のスケールはひずみ模型の相似則で与え，水平縮尺比  $L_r$  を800，垂直縮尺比  $Y_r$  を160とした。すなわち，歪み比  $L_r/Y_r = 5$  とした。実際河川の勾配  $1/170$  に対してひずみ相似模型水路では  $1/34$ ，実際河川の河道幅80mを10cmに，実際流量  $1,100\text{m}^3/\text{s}$ （奥泉ダム気象観測所，1956-1980，奥泉水力発電所 ダム流量月報）を  $650\text{cc}/\text{s}$  にして実験を行った。

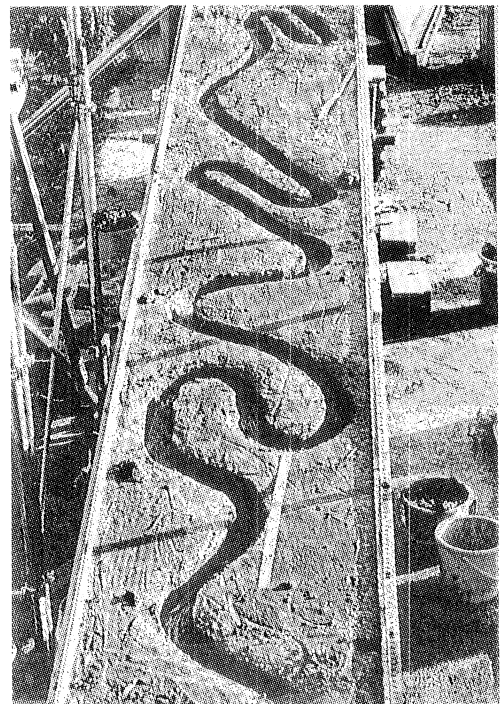
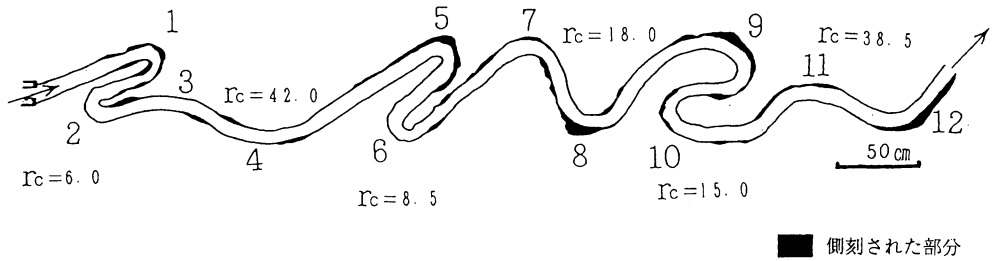


写真1 実験水路と初期蛇行河道形状

まず，岩粉を敷き詰めた水路に曲率半径の値を大小6つに変化させた蛇行河道を幅10cm・深さ5cmで掘り込んだ（写真1）。この河道の各湾曲部の流路長は60cmと一定とした。なお，谷床勾配を縦断的に一樣になるよう，曲率半径の異なる河道の配列を考



第6図 実験水路における蛇行河道の平面形状  
 $r_c$ : 曲率半径 (cm)

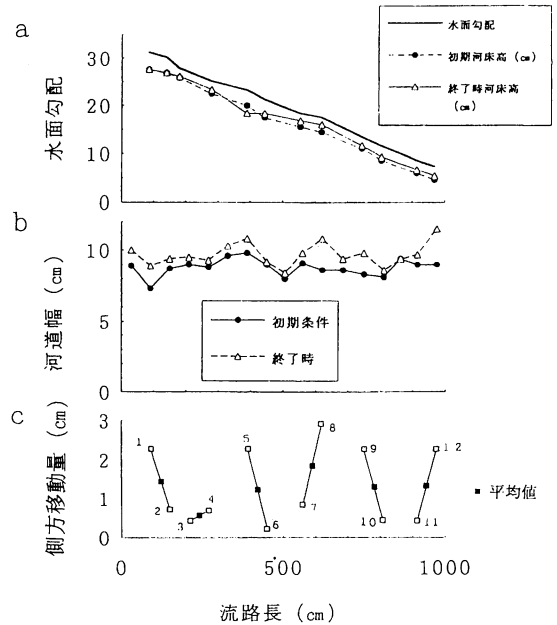
慮した。このようにして与えた初期蛇行河道は一見複雑であるが、このようにすることによって、水路の上流から下流にかけて流量・流砂量を一定に制御できる利点がある。上流から順に各湾曲部には1～12の番号を付けた。

掘り込んだ蛇行河道に通水し、流砂量が時間的・縦断的に一定となった状態を実験開始時の初期条件とした。その後、さらに90分間通水し、これを実験終了時の河道形状とした(第6図)。実験開始時および実験終了時の河道形状を実体視ができるように垂直撮影し、ポイントゲージを用いて水面高・河床高・河道幅を測定した。また水路にパンチ屑を流して垂直撮影し主流線の位置を調べた。

## 2. 実験結果

実験河道の測定結果及び垂直撮影写真の実体視から水面勾配・河床勾配、河道幅と河道の側方移動量を求めた(第7図)。水面勾配・河床勾配については湾曲部において微妙な差はあるものの全体では、平均勾配は1/20を保っている。水面高と河床高を比較すると、実験終了時において湾曲部ごとに水深に差が見られる。河道幅について初期条件と実験終了時の値は各湾曲部ごとに差異が認められ、河道の広がった湾曲部とあまり変化のなかった湾曲部とで差が生じた。

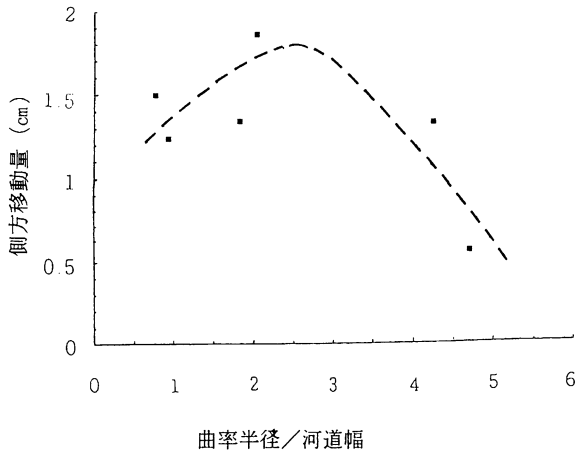
側方移動量は曲率半径の同じ河道でも上流側と下流側とはその量に差が見られる。これは各湾曲部のさらに上流の影響が考えられる。側方移動量は上流側あるいは下流側のどちらかが常に大きいというわけではない。そこで曲率半径の同じ2つの湾曲部の側方移動量の平均値をとって、各湾曲部の側方移



第7図 実験水路における蛇行河道形状と側方移動量  
 a: 河床縦断面形, b: 河道幅, c: 曲率半径  
 動量とした。

実験水路の蛇行平面形状と側方移動量の関係を第8図に示す。蛇行平面形状の指標には、段丘面からみた穿入蛇行河道の側方移動量の算出の時と同様に曲率半径/河道幅を用いた。実験においても蛇行平面形状の曲率半径/河道幅が2～3のとき側方移動量は最大値をとることが明らかになった。すなわち、実際河川と同様に実験水路においても、曲率半径が小さく、強く屈曲した湾曲部では側方移動がかえって起きにくくなる。

この理由を示していると考えられる手掛かりとして、曲率の異なる湾曲部での河床形状の違いの一例を第9図に示す。実験蛇行河道でほとんど側方移動

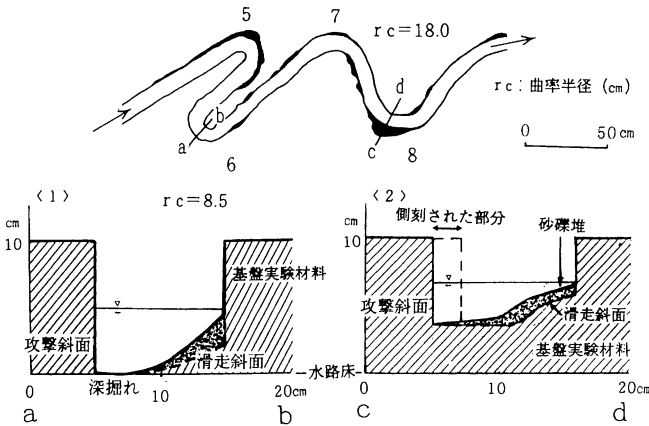


第8図 実験水路における蛇行河道形状と側方移動量の関係

量・流砂量などばかりではなく、岩質がほぼ一定の区間を対象とすれば、側岸構成物質の抵抗性をも一定として、それらの影響を除外して、河道の平面形状、すなわち屈曲率によって河道の側方移動速度がどのように変化するかを検討できる。

蛇行河道の移動様式には、蛇行の曲率を増すように動く場合（増幅型蛇行 enlarging meanders）と、下流へずれ動く場合（並進型蛇行 migrating meanders）、そしてそれらが組み合わさって全体が回転するように動く場合とがある。大井川中流の調査対象区間では、蛇行河道変遷はもっぱら下流へずれ動く並進型蛇行で特徴づけられる。これはこの区間の河床に粗大な岩塊が多量にないためと考えられる。

流量・勾配・流砂量・河床砂礫の粒径などが縦断的に大きく変化しない区間内での並進型蛇行河道の側方移動速度に河道の屈曲程度が決定的な影響を与えていることは、沖積蛇行河川についてはすでに明らかにされている。すなわち、Hickin & Nanson (1975) はカナダの British Columbia 州の Beaton 川において蛇行河道の側方移動に伴って250年間に生じたバー（scroll bars）を樹木年代学的手法を用いて詳細に調べ、河道の側方移動速度は河道の屈曲程度（曲率半径/川幅）が2.4~3.3程度で最大になり、これより大きくても小さくても移動速度は小さくなることを示した。



第9図 実験水路における蛇行河道の河床形状  
1: 湾曲部No. 6, 2: 湾曲部No. 8

の見られなかった湾曲部No. 6の場合には、その攻撃斜面側では、茶色い木製水路の底面が見えるほどの深掘れが起こっている。一方、最も側方移動量が多かった湾曲部No. 8の湾曲部には、No. 6の湾曲部のような深掘れは生じていない。

### V 考察

蛇行河道の側方移動速度は流量や河岸構成物質の抵抗性によって異なる (Daniel, 1971)。平野を流れる蛇行河川の側方移動速度を検討する場合には、河岸の構成物質が場所によって異なることを評価する必要がある (Hasegawa, 1989)。しかし、本研究で取り上げた大井川中流の穿入蛇行の場合には、流

河道の屈曲程度が増すほど移動速度がかえって減少する理由については、Hickin & Nanson (1975) は考察していないが、屈曲部での流れの剥離による渦によって水流のエネルギーが消耗され、抵抗が大きくなるために侵食力が低下すること (Bagnold, 1960) や、湾曲部の外岸側に働く流体力が弱まる (Begin, 1981) ことなどが原因と考えられてきた。これらの考察は谷床勾配が一定の低地を流れる蛇行河道が想定されていて、河道の屈曲程度が増すほど河道長が増して勾配が緩くなるという考えに基づいている。しかし、実際の蛇行河川では強い湾曲部の勾配が直線的な河道の勾配より緩いということはない (第2図)。むしろ勾配は湾曲によらずほぼ一定

している。

平均河床勾配が一定で蛇行の湾曲度のみを変化させた実験水路の蛇行水流の観察によれば、水流によって運搬される砂礫が湾曲部の外岸側にどれほど集中するかが蛇行河道の側方移動速度を支配しているように思われる(第9図)。側方移動速度が大きい場合には、流水の運搬してきた砂礫が攻撃斜面側の側壁に衝突し、側壁を磨耗し側刻をすすめている様子が観察される。ところが、強く屈曲した湾曲部では、局所的な洗掘が生じていて、砂礫は外岸側へ寄らずにかえって内岸側を通過しているように観察される。これは、蛇行河道の湾曲部において河川の下流方向に向かう表面主流線に対して横断方向に生じる二次流(Thompson, 1986)、すなわちらせん流による洗掘の結果であり、この流れによって攻撃斜面側に砂礫の達するのが妨げられていると考えられる。

## VI おわりに

大井川中流の穿入蛇行河道では、蛇行の屈曲の程度を曲率半径/河道幅であらわすと、この値が2~3の場合に最も側方移動が盛んに行われることが最低位段丘面の分布を手がかりとして推定できた。実際河川と同様のことが模型水路実験においても認められた。すなわち、強く屈曲した湾曲部ではかえって側方移動が弱まる。

その原因を蛇行水路実験によって調べた。その結果、蛇行河道の曲率半径/河道幅が2~3の湾曲部の河床形状に比べて、曲率半径が小さく、強く屈曲した河道の河床形状は全体的に急斜面を成していること、つまり、攻撃斜面側と滑走斜面側の河床高に大きな差が見られることが注目された。このことは、強く屈曲した湾曲部では強い二次流(らせん流)が生じ、この二次流によって砂礫が側壁まで達することが妨げられるため、強く屈曲した河道ではかえって側方移動が弱まるのであろうと考えた。

今後、強制蛇行水路による実験によって、湾曲部における礫の動きと水流の三次元流況を確認する必要がある。

## 謝辞

本研究は八木留美子による筑波大学自然学類の卒業研究を加筆・修正したものである。本研究をすすめるにあたり、筑波大学地球科学系の地形学分野の先生方には、地形学演習においてご指導をいただいた。水理実験センターの山本憲志朗準研究員にはさまざまなお助言をいただいた。飯島英夫技官には水路実験の際に特にご尽力いただいた。地球科学研究科の中野彰夫さんには現地調査に同行していただき、数多くのアドバイスをいただいた。図の作成には、自然学類の板倉雅子氏の協力を得た。水理実験センターの研究室では、大学院地球科学研究科の坂井薫さん、樋口篤志さん、宮崎真さん、また環境科学研究所の戸田求さんに快く相談にのっていただいた。皆様に深く感謝いたします。

## 引用文献

- 奥泉ダム気象観測所(1956-1980):『奥泉発電所堰堤気象観測所降水量月報』中部電力株式会社 - (1956-1980):『奥泉水力発電所ダム流量月報』中部電力株式会社
- 須賀克三(1992):『川の個性-河相形成のしくみ』鹿島出版会, 190p.
- 鈴木隆介・野田弘幸・阿部義郎(1983):日本における河川の側刻速度. 地形, 4, 33-47.
- 高山茂美(1974)『河川地形』共立出版, 218p.
- Bagnold, R. A. (1960): Some aspects of the shape of river meanders. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 282-E, 135-144.
- Begin, Z. B. (1981): Stream curvature and bank erosion: A model based on the momentum equation. Jour. Geology, 89, 497-504.
- Daniel, J. R. K. (1981): Drainage density as an index of climatic geomorphology. J. Hydrol., 50, 147-154.
- Hasegawa, K. (1989): Studies on qualitative and quantitative prediction of meander channel shift. In Ikeda, S. and Parker, G. (eds.): River Meandering. Amer. Geophys. Union,

- Water Resources Monograph, 12, 485p., 215-235.
- Hickin, E. J. and Nanson, G. C. (1975) : The character of channel migration on the Beatton River, northeast British Columbia, Canada. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, 487-494.
- Thompson, A. (1986) : Secondary flow and the pool-riffle unit; A case study of the processes of meander development. Earth Surface Processes and Landforms, 11, 631-641.