

河川蛇行の成因に関する研究の歩みと今後の課題

Progress of Studies on the Origin of Bars in Meandering Rivers

池田 宏*

Hiroshi IKEDA

I はじめに

我々の住む平野の地形環境には、そこを流れた河川の性質が強く反映されている。平野の地形環境を保全するためには、それぞれの平野の個性を知る必要がある。そのためには、河道内で生じている土砂礫の侵食・運搬・堆積作用について知るだけでは不十分で、長い時間の中で進行する、地形形成過程の理解が必要不可欠である。

このような考えに立って、この15年間にさまざまな河川地形研究が水理実験センターにおいて行われてきた。蛇行河川における侵食・運搬・堆積作用と、その結果としての氾濫原の形成過程に関する研究もその中のひとつである。それらの成果として、河川蛇行の成因に関するいくつかの知見が得られた。ここではそれらを中心として河川蛇行研究の歩みを取りまとめて、今後の課題を明確にしたい。

II 河川蛇行の成因に関する‘bar’ theory と ‘bend’ theory

河川蛇行に関する日米共同研究が日本学術振興会と米国 NSF の後援を受けて、日本側と米国側それぞれ5名の比較的若い研究者によって1985年春から1987年10月までの3か年にわたって行われた。初年度には日本で、次年度には米国で、現地見学を含めた討議がなされ、最終年度にはハワイで会議が開かれた。最終の会議にはメンバーに加えて、数名の研究者が招かれた。成果は、米国地球物理学連合の Water Resources Monograph シリーズの12冊目の、‘River

Meandering’ という485頁の本として取りまとめられた (Ikeda and Parker, 1989)。その前書きに、この研究には、河川工学者6名と地質学者3名、そして地理学者1名が参加したと書かれている。

共同研究の中心的な検討テーマのひとつは、不規則な、あるいは複雑な蛇行河道形状を単純化して与えた時に、その中の剪断力分布や水深分布など、あるいはそれらに基づいて蛇行河道形状の変形を予測しようとするものであった。前者はかなりよく実際を予測できるようになったというのが皆の一致した見解であった。後者としては、実際河川の側方移動には河岸物質の性質が強いので、それを取り込んだ解析もなされた。

もう一つの中心的検討テーマが、河川蛇行の成因であった。蛇行の成因としては、湾曲部で生じる二次流の役割を重要とするいわゆる ‘bend’ theory が古くから一般的に認められてきた。Friedkin による実験的研究 (Friedkin, 1945) はその根拠を与えてきた。この実験は第二次世界大戦中に、米国の河川水理実験所で行われた平面水路を用いた自由蛇行の発達に関する実験であって、その予備実験の段階で、水路に砂を平滑に敷き詰めて水を流したのでは、直線的な水路を掘り込んで通水しても、水流は直線のまま、(移動砂礫堆は形成されず)、蛇行は始まらないことが確かめられている。そして、蛇行水流を発達させるためには水路上流端に湾曲部を設ける必要があるとして、本実験はいずれも起点にひとつの屈曲を与えて実験を開始している。湾曲を起点に与えればそこから下流へ左右岸交互の侵食が生じて、

*筑波大学地球科学系・水理実験センター

河床にはバーが交互に形成され、水流の蛇行が発達した。

一方、1960年代後半から、最近20年間には、'bar' theory が注目され、蛇行に関する研究は飛躍的に進展したと考えられている。この'bar' theory というのは、河道がたとえ直線的であったとしても、河床の左右岸交互に移動砂礫堆が形成されることによって、水流は蛇行し、もし側岸が侵食性の物質の場合には、結果的に河川蛇行が生じるとするものである。これは '初めに bar ありき' 説といえよう。

会議の中では当時最新の研究成果であったイタリアのジェノバのセミナラ教授による、a unified 'bar-bend' theory が注目されていた (Blondeaux and Seminara, 1985)。これは bar と bend との共鳴説ともいえるものであった。この研究は数学にきわめて強い研究者による仕事で、これにたちうちするためには現状の大学院のカリキュラムを変更する必要があるといった意見が日本側研究者の中で大勢を占めた。

しかしながら、最新の bar-bend theory によっても、実際河川の蛇行の成因が説明できるかという点、話はそう簡単ではない。すなわち、このような理論的研究では、その結果としてのモデルの妥当性は、斉一な条件下で行われた実験水路に生じる蛇行形状などが予測できるかどうかによって検討されているのであって、実際の蛇行現象がそのモデルで予測できるかどうかの検討は一般に困難である。なぜなら、実際の蛇行河川では、流量の非正常性や人為的あるいは地質的な影響をはじめとしてモデルには取り込めていない要因が支配的であるためである。

したがって、河川蛇行が直線的な河道にバーが生じた結果として発達してきたのか、そうではなくて河道が蛇行しているために、その湾曲の影響を受けてバーが形成されたのか、つまり実際河川に見られるバーが蛇行の原因か、それとも結果かということとは簡単には判別しにくいのが実際である。

III 移動砂礫堆と強制砂礫堆

水流によって砂礫が運搬される過程で、河床には河道幅のスケールを持った様々な高まり (バー, bar)

が形成される。一般に、蛇行河道に見られるバーは左右岸寄りに交互に深掘れ (pool) があって、それぞれの深掘れの下流に高まり (瀬, riffle) が形成されるもので、交互砂礫堆あるいは単列砂礫堆と呼ばれる。これは二種類に大別される。ひとつは河道の湾曲によって生じる強制砂礫堆であり、他の一つは移動砂礫堆である。すなわち、前者は蛇行の結果であり、後者は蛇行の原因となりうるものである。

1) 強制砂礫堆

河道形状指数 (勾配×河道幅/水深) が小さな流れによっては、Friedkin の実験によって認められたように、直線的河道の中では移動砂礫堆は形成されない。しかし、河道が蛇行していれば、その湾曲部に二次流によるバーが生じる。このバーは屈曲によって形成されたものであるために、河道の平面形が固定している限り移動しない。水路の湾曲によって水流が偏流し、その結果生じるこのようなバーを強制砂礫堆 (forced bar) と呼ぶ。

なお、直線的河道の中でも、狭窄部があれば、蛇行河道の中の水流と同様に集中・発散が生じるため、バーが形成される。1989年春には米国地質調査所の D. Rubin と J. Schmidt と共同して、コロラド川のグランドキャニオンにおける狭窄部周辺での流れと州の形成に関する実験を大型水路において行なった。すなわち、谷壁から落下したり、あるいは支流から供給された砂礫が本流の河岸に崖錐や沖積錐として堆積して、本流の流れを狭めることによって、そこに瀬が生じ、その上流・下流に渦が形成されて、その範囲に浮遊砂の一部が堆積し、州を形成する過程を、実験によって解明しようと試みた。その結果、州には流れが発散することによって生じるもの (expansion bar) と流れの剝離域に生じる州 (eddy bar あるいは reattachment bar) とがあることを認識した (Rubin *et al.*, 1990 ; Schmidt, 1990)。

2) 移動砂礫堆

急勾配の浅い流れ、すなわち河道形状指数が大きな流れの中では、河道が直線的であっても、河道横断面内での流砂量の不均衡に起因する砂礫堆が形成される。河道幅が十分に大きければ、複列の砂礫堆となるが、適当に狭いと単列の砂礫堆、いわゆる交

互砂礫堆が直線の河道内においても形成され、次第に下流へ移動する。直線的河道に形成されて下流へ次第に前進する砂礫堆を、移動砂礫堆 (migrating bar) と呼ぶ。

なお、混合砂礫の流送に伴う縦断的分級によって掃流シート (gravel sheets あるいは bedload sheets と呼ばれる) が河道形状指数が小さな流れの中でも生じる。その縦断形は砂礫堆と類似しているが、平面形が異なる。同様に、幅の狭い河道では砂がちの砂床をスムーズに流送される礫が、河道幅が大きいと流れの弱い範囲に集積して堆積し、礫州 (gravel bar) を形成する。流れの幅が広いことが礫州の形成にとって支配的である点では移動砂礫堆と類似しているが、礫州はしかし、移動砂礫堆のように移動しない。混合砂礫の平面的分級に起因する礫州と移動砂礫堆との違いについてはまだよく判っていない。均一粒径粒子および混合砂礫を用いた移動砂礫堆形成実験が望まれる。

また、河岸の粗度が大きな流れでは、河道形状指数の小さな流れの中においても、直線的河道の中に交互の洗掘が河岸近くに生じて、一見して交互砂礫堆と同様な河床形態が形成されるという。ただし、実際河川での事例は認識されていない。

3) 強制砂礫堆と移動砂礫堆の二重構造

移動砂礫堆は蛇行河道の中でも、その屈曲の程度が小さい場合には下流へ移動する。しかし、河床には河道の屈曲に起因する強制砂礫堆も同時に形成されるために、移動砂礫堆と強制砂礫堆とが共存し、実際に見られる河床形状は移動砂礫堆が強制砂礫堆とどのような関係にあるかによって違ってくる。

すなわち、両者が同位相の場合には砂礫堆の起伏は最大になり、反対に、逆位相の場合には互いが打ち消し合うために河床の起伏は相殺され、ときには河床は河道が屈曲しているにも拘らず一時的に平坦となる。このように河床の砂礫堆の形状が時間的に変化する場合には、砂礫堆は移動砂礫堆と強制砂礫堆との二重構造をもっているとみなせる。

4) 停止砂礫堆

蛇行河道の屈曲の程度がある限界 (砂礫堆の移動限界曲率という、木下・三輪, 1977) を越えると、

移動砂礫堆は強制砂礫堆と同じ位置に停止して、前進しなくなる。蛇行の湾曲の程度が大きいために停止している、すなわち強制砂礫堆と重なり合っている移動砂礫堆を停止砂礫堆 (fixed bar) と呼ぶ。

移動砂礫堆は直線的な河道の中でも停止してしまうことがある (太田・池田, 1986; Ikeda and Ohta, 1986)。水面上に州が露出することによって、実質的には河道が蛇行したと同様なことになるために停止砂礫堆となっているのであると考えられる。

5) 停止砂礫堆上での混合砂礫の平面的分級

1987年春に、カリフォルニア大学バークレー校の W. Dietrich および J. Kirchner と幅30cm, 長さ8mの透明アクリル製水路を用いて、混合砂礫の流送実験を行なった。この実験は、水理実験センターにおける外国人研究者との共同実験の最初のケースであり、供給砂礫量の減少への河床の応答に関して、あるいは混合砂礫の流送機構に関して、さらには掃流シートに関して、新知見を得た (Dietrich *et al.*, 1989; Kirchner *et al.*, 1990)。以降の共同実験の契機となった。

1988年春には、米国農務省の Redwood Sciences Laboratory の水文研究官である T. Lisle との共同実験として、移動砂礫堆を形成する流れによる混合砂礫の平面的分級に関する水路実験を実施した。前年と同じ水路を用いて、ただ勾配を急にして、給水量を減らして、すなわち、移動砂礫堆が形成される条件を与えて実験した。この実験のアイデアは Dietrich によった。

その結果、太田・池田 (1986) の実験に見られたように、バーの背が水面上に露出して、島となり、移動砂礫堆は停止して、水流は蛇行した (伊勢屋ほか, 1989)。このような流れの中で、混合砂礫の平面的な分級が顕著に生じ、分布も構成物質も違う二種類の州が生じた (Lisle *et al.*, 1991)。前者は移動砂礫堆の背であって、流れが発散する範囲 (バーの背, bar head) に粗粒な礫が選択的に集積して貯留され、堆積することによって形成される。一方、瀬から淵へ流れ込んだ水流中に生じる二次流によって砂と礫との平面的な分級が生じ、砂は吹き上げられるがごとくに運搬されて淵の対岸 (bar tail) に集積

して州を形成する。すなわち、前者は expansion bar であり、後者は eddy bar あるいは reattachment bar に相当する。

6) 移動砂礫堆の形成に関する今後の課題

直線水路に砂を平滑に敷き均して、河道形状指数の大きな条件下で通水すると、移動砂礫堆が連続と見事に形成される。しかし、通水を継続すると、砂礫堆の移動は弱まるのが、一般的である。通水初期の形状はまさに非定常の現象で、人為的に直線化した河道などに水を流した直後に見られるものに相当し、自然状態では長く伸びて移動しない砂礫堆が一般的なのかもしれない。

移動砂礫堆の形成もその停止もたいてい水路上流端から始まる。水路上流ほど通水時間が長くなるためなのか、あるいは水路上流端で河床低下が生じやすいためなのか、まだ判らない。水路を傾けて通水を開始することをやめて、通水後に水路全体を傾けて砂礫堆の発達を調べるのがよいであろう。一樣粒径の物質を用いた実験と共に、今後の検討が望まれる。

IV 砂床蛇行河川におけるバー

1) 砂床河川研究の歩み

筑波大学自然学類の一期生による卒業研究の中に、桜川の出水時における浮遊砂観測 (伊勢屋, 1977)、小櫃川の氾濫原の構造 (高橋, 1977)、筑波台地の地形発達 (園田, 1977) の3つがある。このように、1) 河道内での水と砂礫の流れ (いわゆる in-channel processes)、2) 河道の側方移動に伴う土砂礫の堆積と氾濫原の形成、3) 河川による地形とその構成物質の研究、という3つの柱によって河川地形の成立ちを探るといふ考えはこの15年間、変わらずに守られてきた。

洪水時に生じる河畔堆積砂と自然堤防の発達を江戸川において調べた伊勢屋 (1979) による研究、筑波台地の地形発達過程を大縮尺の地形図によってとらえて、鳥趾状三角州の存在していた様子を明らかにした水谷 (1980) 及び池田ほか (1982) の研究、那珂川下流の後氷期以降の地形発達史を明らかにして、氾濫原の形成についての知見を得た研究 (三上,

1980)、高浜入りに注ぐ恋瀬川の河口に見られる三角州の発達を新旧地形図や空中写真の判読と、現地調査によって調べた研究 (三上, 1982; 三上ほか, 1983) などがなされた。

1978年からは、筑波大学の学内プロジェクト研究として北方圏の自然と文化に関する研究、いわゆる天塩プロジェクトが開始され、10年間継続された。とくに最初の数年間に、研究成果として、海岸の地形と堆積物、そしてそれと海岸段丘堆積物との比較、沿岸州の分布などに関する調査などとともに、融雪出水時における砂床形と浮遊砂の観測 (池田・伊勢屋, 1980 a, b; Ikeda and Iseya, 1980)、蛇行河道の人為的なカットオフによる河道形状変化の調査 (池田, 1983)、氾濫原の地形と堆積物の調査 (手塚, 1983; 池田ほか, 1984) などが行われた。

伊勢屋による砂堆上の浮遊砂の実験的研究が大型水路でなされた (Iseya, 1984; 伊勢屋・池田, 1986)。この実験はその後の混合効果に関する研究の契機となった (池田, 1988; Ikeda and Iseya, 1988)。このほか、自律河川の形状に関する研究 (仲井, 1984; 仲井・池田, 1984) と水路上に自由蛇行河道を作りだそうとした研究 (小玉, 1984; 小玉・池田, 1984) がなされた。後者では実験材料を種々検討した結果、側方移動する蛇行河道を実験水路上に出現させることにやや成功した。蛇行河道の変形移動特性や河道形状を検討するに耐えうる現象を水路に作り出すためには、水流によって容易に侵食され、しかも堆積河岸には堆積して氾濫原を構成するような物質を発見することが今後の課題である。比重が1.2とか1.5といった塩化ビニールの粒子 (径2 mm ほど) は、表面張力のために水面上に浮きすぎるのが欠点であるが、適当な材料である可能性が高い。ついで、蛇行河道のポイントバーの下流側に発達する特異な河床形—鳥冠状河床形の成因についての大型水路における蛇行水路実験 (新沢, 1985; 池田ほか, 1985) が行われた。

1985年から始まった河川蛇行に関する日米共同研究 (II章参照) に参加した池田は、蛇行河川についての以上のような研究成果を踏まえて、蛇行河道にみられるバーの成因の問題と、蛇行河道の側方移動

が堆積物によってどのように制約されているかという問題を取り上げた (Ikeda, 1989)。理論的な検討から蛇行の成因や蛇行河道の形状の予測を試みようとするメンバーが多かったため、地理学あるいは河川地形学の立場から、実際の蛇行河川の特徴を紹介することに努めたわけである。

2) 砂床蛇行河道にみられるバーの成因

砂床蛇行河川の湾曲部には低水時に州がしばしば現れることが多い。これらの州はポイントバー (point bar, 寄州) と呼ばれる。蛇行河道の河床形態を淵と瀬との組合せ (pool-riffle unit) として大局的に把握して、ポイントバーはその一部であると認識することが重要である。

ポイントバーは蛇行の原因となったものだろうか。そうではなく、河道が蛇行したために生じたものだろうか。いいかえれば、砂床蛇行河川のバーは移動砂礫堆であろうか、あるいは強制砂礫堆であろうか。もしポイントバーを生じさせているバーが河道の屈曲に関わらずに流下あるいは前進するならば、そのバーは移動砂礫堆ということになる。しかし、砂床蛇行河道は屈曲が強く一般に移動限界曲率を越えているために、バーが強制砂礫堆であるか停止砂礫堆であるかをその移動状況からは判別しえない。

緩流砂床蛇行河川の水流の性質としては、移動砂礫堆を形成するような流れではない。これは緩勾配の砂床河川の蛇行が移動砂礫堆によらないとする考えを支持する。とはいえ、それだけではバーは湾曲の結果であるとはいきれない。流量は変動するし、河床物質の代表粒径などのとり方の問題もある。

最も確からしいことは、蛇行した砂床河川を人為的に直線化したところ、蛇行区間に形成されていた bar が消滅したという事例であろう。このような事実から、緩勾配の砂床蛇行河川におけるバーは、蛇行の結果生じるものであると考えた (池田, 1977)。

ポイントバーの平坦な上面 (pointbar platform) には、河岸堆積物と呼ばれる細粒な砂泥が堆積して、次第に氾濫原となる。すなわち、もし対岸 (侵食河岸) の後退が止むと、堆積河岸での細粒な砂泥の堆積によって pointbar platform は埋積されて、見えなくなる。天塩川中流部では、pointbar platform は

河岸の後退速度が大きな湾曲部にのみ認められる。河岸後退速度が小さい湾曲部では河道の幅も小さくなって州は低水時にも現れない (池田・伊勢屋, 1987)。

このような氾濫原をつくる堆積物の堆積プロセスの理解に基づいて、河道幅は河岸侵食による河岸の後退と堆積河岸での堆積速度の相対的な大小関係によって河道幅は決まっていると、我々は考えた。すなわち、ポイントバーは侵食河岸の後退が急速に進んだ結果であるとみなす。はっきりとしたポイントバーをもった湾曲部は側方移動が盛んなことを示しているとみなすわけである。

もし、以上のように緩勾配の砂床河川の河道蛇行がバーによるのではなく、逆にバーは河道の湾曲の結果であるとする、それでは河道蛇行の成因は何と考えられるか。何がきっかけで河道の蛇行が生じるのだろうか。従来の河道蛇行の成因を論じた研究の大部分は、初めには直線的だった河道が蛇行することを考えている。しかし、実際河道では直線的区間は決して長くはない。河道の蛇行は上流から伝播してくると考えれば、無理なことを考えなくてもよいのではないか。すなわち、従来の河川蛇行成因論は、河道は始め直線的であったとする点に問題がある、と我々は考える。

河川蛇行に関する日米共同研究を行なった研究者の中には、しかし、バーが蛇行の原因であるとみなしている人が多かった。ポイントバーが発達すると河道断面積が減少するため、河道断面積を確保するように凹岸側 (侵食河岸) の侵食が生じるという考えである (たとえば Fisk, 1952)。ポイントバーの発達によって強い流れが対岸に偏流することを重視する人もいる。もしそうなら、ポイントバーを掘削して除去することによって対岸の侵食を緩和させることが可能ということになる。

我々は上述したように、緩勾配の砂床蛇行河川のバーは蛇行の原因ではなく、結果であると主張してきたが、後述するように、礫床蛇行河川ではバーが蛇行の原因となっていることが明らかになったことから、砂床蛇行河川でもポイントバーの形成によって河道の側方移動が生じている場合が有り得ると現

在では考えている。河床物質が細粒でも、流れが弱ければ、急勾配の礫床河川と相対的には同様なことが起こりうるからである。その検討は今後に残された重要課題である。

個々の砂床蛇行河川に見られるポイントバーの成因については、その河道内での配置が手がかりとなるであろう。天塩川中流部の蛇行河道では寄州は湾曲部の凸岸側というより下流の凹岸側との中間、すなわち水裏側に生じている。Sundbörg (1956) が研究したスウェーデンのクラール川 (River Klarälven) も同様である。いずれも蛇行河道の単純な下流への移動の結果、湾曲部の下流側の剝離域に細粒物質が堆積してバーが生じているものとみられる。

凹岸ベンチ (concave-bank bench, Hickin and Nanson, 1975; Page and Nanson, 1982) も同様な成因によると見なされる。ともに, reattachment bars (Schmidt, 1990; Rubin *et al.*, 1990) であり、これが生じている蛇行河道は下流へ並進しつつあることを示している。このような蛇行を並進蛇行 (migrating meander) と呼ぶのがよいだろう。

バーが蛇行の結果である場合には、低水流による河床形態の変形が顕著でない場合には、河道内の最深部を上下流に連ねた谷線 (thalweg) は転向部 (crossing) でスムーズに下流へ移行 (正常転向) するであろう。一方、バーが蛇行の原因となっている場合には、ポイントバーは河道の湾曲部の凸岸に位置することが特徴である。この場合には、谷線は対岸へ不連続に移行するものと思われる。

なお、砂床蛇行河川には、mid-channel bar と呼ばれる州が河道の湾曲部に形成されることがある。中州上での流れや砂礫の分級現象が最近注目されている。

V 礫床蛇行河川のバー

我々による礫床蛇行河川の研究は、砂床河川の研究に遅れて、北海道の天塩川中流の支流、問寒別川の支流であるヌポロマポロ川の観察から始まり、1987年から大井川上流の穿入蛇行の研究が進められている。

1) ヌポロマポロ川

この川は氷期に供給された砂礫が作った、勾配 1/100~1/200、幅200~400mほどの氾濫原上を流れており、蛇紋岩の風化岩屑を流しているためか、氾濫原には木が育っていない。そのため、氾濫原の微地形を観察するのに適している。

氾濫原上にはおびただしい数の放棄された蛇行河道が残されている。土砂に埋積されることもなく。1947年以降、1964年、1969年、1977年撮影の空中写真による河道蛇行の変遷を見ると、河道はカット・オフを頻発していることが明白である。このような激しい河道の付け替えは、少なくとも泥の多い日本の砂床河川、すなわち凝集性のある厚い河岸堆積物と氾濫堆積物とに覆われた河道では生じにくいことであって、ヌポロマポロ川は堆積物による河道の側方移動の制約を受けない礫床河川であるために、すなわち完全な自由蛇行河道であるためであろうと当時は考えた (池田・伊勢屋, 1986)。

ヌポロマポロ川の蛇行は、氷期には網状流をなしていた河川において、後氷期に砂礫の供給が減少し、バーの低所を水流が蛇行しているのであろうと、考えたのである。このような考えでは網状流河道と礫床蛇行河道とは本質的には大差なく、違いは掃流砂礫量の多少であるということになる。礫床河川では蛇行河道でも網状流河道でもその堆積物の堆積構造に大きな違いはないことになる。ともかく、バーは蛇行の結果であるという考えでヌポロマポロ川の蛇行をとらえていた。

高橋・笹 (1985) は、しかし、ヌポロマポロ川では砂礫が蛇行湾局部に堆積することによって、河道のカットオフが生じるとした。礫床蛇行河道におけるバーが移動砂礫堆であるとすればこの説明はきわめて妥当なものであり、もし強制砂礫堆であるとすると、むしろカットオフの結果、放棄された旧河道に砂礫が堆積して見かけ上カットオフの原因であるといった様相を呈するであろう。どちらかは判定しがたいと我々は当時考えた。高橋・笹 (1985) の主張が妥当なものであるということは、その後、大井川上流でいわゆる穿入蛇行河道の研究を行なった後に、理解できた。

2) 大井川上流の穿入蛇行河道

農林工学系の真板秀二は、井川演習林内の東河内沢で1978年頃から河床変動の観測を継続してきた結果、平野を流れる河川とはかなり異なることが起きているという成果を上げた(真板, 1988)。それが一様粒径砂礫と混合砂礫との流送特性の違いを反映したものであると予想した我々は、1987年秋に初めて大井川上流を歩き、以後、毎年数回現地調査を継続している。この調査には1988年度から3年間、文部省科学研究費(地球科学系高山茂美教授代表)、及び河川環境管理財団からの研究助成を受けて、赤崩や押出沢など20度の傾斜をもっている急勾配溪流と、1/10ほどの傾斜をもつ東河内沢、そして大井川本流について、研究が進められた。

大井川上流は山間地であって著しい蛇行河道を形成しつつ下刻している。大井川の接祖峡付近の流れは、幅40m、勾配1/100、水深数m、すなわち河道形状指数が0.1ほどで、砂礫堆を形成する河道である。そこには環流丘陵が河道の周辺にいくつも残されており、山間地の川がまるで平野の川のように側方移動し、カットオフをしつつ、下刻してきたことを示している。

河道の側方移動が盛んであったと見なされる区間では、共通して湾曲部に明瞭な寄州が形成されている事実注目して、湾曲部における水と砂礫の流れについての研究がなされた(前田, 1990)。野外で寄州の構成物質の平面的な分布や礫の配列を調べるとともに、模型水路実験によって湾曲部における混合砂礫の平面的な分級と流れのパターンを観察した。

その結果、移動砂礫堆が直線水路内で停止砂礫堆となる場合に生じる混合砂礫の平面的な分級現象が蛇行河道内で明瞭に生じていることが判った。寄州には運搬される砂礫の中の特に大きな粒子が選択的に集積して、容易には侵食されない部分を形成する。寄州の構成物質の粒径が大きいというばかりではなく、大井川では大きな礫はほとんどが硬質な砂岩であり、まさに河床に形成される鎧と見立てられるような、侵食に対して抵抗性の強い河床部分となる。

このような寄州が存在している区間で、河川が土地を下刻して行くためには、寄州を構成している粗大な礫を摩耗させるか、あるいは下流側から洗掘す

るかして、寄州を破壊するか、寄州を避けて、側方に移動するしかない。風化した砂岩・粘板岩からなる河岸と比較して、寄州はきわめて侵食に対しての抵抗性が高いことから、後者が生じやすいであろう。すなわち、寄州によって河道の側方移動が制約される結果、蛇行河道は次第にその振幅を増大する方向に変化することになるであろう。そのような蛇行を増幅型蛇行 enlarging meander とでも呼ぶことにする。山間地でありながら、多数のカットオフの生じていることは、蛇行河道が増幅型であることを反映しているためであろう。

3) 掘削蛇行と生育蛇行

侵食に対する抵抗性の強い寄州に影響されて、河道が側方移動しつつ下刻すると、いわゆる生育蛇行(ingrown meander)となる。しかし、大井川の穿入蛇行区間には、長期的に河道が側方移動しなかったことを示している掘削蛇行(entrenched meander)区間が共存する。1990年には、両者の違いの由来が調べられた(藪地, 1991)。

野外観察の結果、生育蛇行区間には寄州が形成されているが、掘削蛇行区間には寄州が形成されていないこと、そのような区間の河岸や河床には砂岩の岩塊が存在していることが分かった。

直線水路において、移動砂礫堆が形成される条件下でも、河床に岩塊に見立てた礫があると水流の大局的なパターンが乱されて、移動砂礫堆の発達に阻害されることを確かめた。ついで、幅の広い水路に砂を敷き詰めた側岸侵食性水路に、直線的な溝を掘って移動砂礫堆が形成されるような条件を与えて通水すると、側岸の侵食が生じて、次第に蛇行するが、そこに岩塊に見立てた礫を点在させるとそれだけで水流による側岸侵食は抑制されて、蛇行は発達しないことを観察した。

以上の結果から、河床材料が極端に少なく、河床に基盤岩石が露出するような河道では、寄州が形成されないために、水流は側岸を侵食することが弱く、掘削蛇行となるものと予想される。

VI おわりに

以上、河川蛇行に関する研究の歩みを振り返って、

今後の課題を述べた。混合砂礫の流送特性についての理解が深められた結果、河川蛇行についての理解も飛躍的に進んだといえよう。蛇行研究の成果を踏まえることによって、網状流をなす扇状地河川における地形形成過程の理解を深めることができそうだという、期待が高まってきた。今後の研究が楽しみである。

文 献

- 池田 宏 (1977)：蛇行河道における砂礫堆の成因。筑波大学水理実験センター報告, 1, 17-32.
- 池田 宏 (1984)：天塩川下流部における人為的ショート・カットに伴う河道形状変化。北方科学調査報告(筑波大学), 4, 13-22.
- 池田 宏 (1988)：混合砂礫の流送実験の経過。筑波大学水理実験センター報告, 12, 21-30.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ (1980a)：天塩川下流部における河床形と流砂の観測。北方科学調査報告(筑波大学), 1, 27-44.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ (1980b)：天塩川下流部における河床形の観測。地形, 1, 57-72.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ (1986)：ヌポロマポロ川の蛇行変遷。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)：天塩川下流部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.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ・手塚清子 (1984)：天塩川下流部における氾濫原構成物質の堆積相。北方科学調査報告(筑波大学), 5, 13-29.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ・新沢祐子 (1985)：蛇行湾曲部における鳥冠状河床形。筑波大学水理実験センター報告, 9, 27-42.
- 池田 宏・水谷かほり・園田洋一・伊勢屋ふじこ (1982)：筑波台地の地形発達—“古霞ヶ浦”の鳥趾状三角州。筑波の環境研究(筑波大学), 6, 150-156.
- 池田 宏・太田明雄 (1986)：直線水路における停止砂礫堆の形成。筑波大学水理実験センター報告, 10, 105-113.
- 伊勢屋ふじこ (1977)：桜川における浮遊土砂と氾らん原堆積物。昭和51年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 伊勢屋ふじこ (1979)：砂床河川における自然堤防の形成—江戸川における河畔堆積現象について。昭和53年度筑波大学地球科学研究科特別研究。
- 伊勢屋ふじこ・池田 宏 (1986)：洪水時における砂堆の発達にともなう浮遊砂濃度の変化。水理講演会論文集, 30, 505-510.
- 伊勢屋ふじこ・池田 宏・Lisle, T. (1989)：実験水路における堆積段丘と侵食段丘。地形, 10(4), 323-342.
- 木下良作・三輪 武 (1974)：砂礫堆の位置が安定化する流路形状, 新砂防, 94, 12-27
- 小玉芳敬 (1984)：蛇行河道の模擬実験。昭和58年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 小玉芳敬・池田 宏 (1984)：自由蛇行の模擬実験。筑波大学水理実験センター報告, 6, 29-36.
- 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2年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 真板秀二 (1988)：破碎帯流域における荒廃溪流の動態に関する砂防学的研究。筑波大学演習林報告, 4, 21-127.
- 三上靖彦 (1980)：那珂川下流部の沖積平野の地形について。昭和54年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 三上靖彦 (1982)：霞ヶ浦, 恋瀬川三角州の発達過程に関する研究。筑波大学環境科学研究科1982年度修士論文
- 三上靖彦・長峰陽一・井口正男・新藤静夫 (1983)：霞ヶ浦周辺低地の環境地学(II)—恋瀬川三角州の発達過程について—。筑波の環境研究(筑波大学), 7, 141-157.
- 水谷かほり (1980)：筑波稲敷台地面の微起伏とその形成過程。昭和54年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 仲井敬司 (1984)：安定河道形状に関する実験的研究。昭和58年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 仲井敬司・池田 宏 (1984)：安定河道形状に関する実験的研究。筑波大学水理実験センター報告, 8, 37-44.
- 新沢祐子 (1985)：蛇行河道の寄州表面に形成される鳥冠状河床形について。昭和59年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 園田洋一 (1977)：筑波稲敷台地南西部の地形。昭和53年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 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.
- 高橋基之 (1977)：小櫃川中流部の河谷平野について。昭和53年度筑波大学自然学類卒業研究。
- 高山茂美 (1990)：河川における混合砂礫の流送機構の解明。文部省科学研究費成果報告書, 155p.

- 手塚清子 (1983) : 天塩川下流部における蛇行河川の氾濫原形成過程について. 昭和57年度筑波大学自然科学類卒業研究.
- 藪地結史 (1991) : 穿入蛇行河道側方移動に及ぼす河床・河岸の凹凸の影響. 平成2年度千葉大学理学部卒業研究.
- Blondeaux, P. and Seminara, G. (1985) : A unified bar-bend theory of river meanders. *J. Fluid Mech.*, **157**, 449-470.
- Dietrich, W., Kirchner, J., Ikeda, H. and Iseya, F. (1989) : Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature*, **340**, 215-217.
- Fisk, H. N. (1952) Geological investigation of the Atchafalaya Basin and problems of Mississippi River diversions. US Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi.
- Friedkin, J. F. (1945) A laboratory study of the meandering of alluvial rivers. *U.S. Waterways Experimental Station*, Vicksburg, Mississippi, 18p.
- Hickin, E. J. and Nanson, G. C. (1975) The character of channel migration on the Beatton River, north-east British Columbia, Canada. *J. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 487-494.
- Ikeda, H. (1989) Sedimentary controls on channel migration and origin of point bars in sand-bedded meandering rivers. In Ikeda, S. and Parker, G. (eds.) *River Meandering*, American Geophysical Union, Water Resources Monograph, **12**, 51-68.
- Ikeda, H. and Iseya, F. (1980) On the length of dunes in the lower Teshio River, Hokkaido. *Trans. Japanese Geomorph. Union*, **2**(2), 231-238.
- Ikeda, H. and Iseya, F. (1988) Experimental study of heterogeneous sediment transport. *Environmental Research Center Papers*, Univ. Tsukuba, No. 12, 50p.
- Ikeda, H. and Ohta, A. (1986) On the formation of stationary bars in a straight flume. *Ann. Report. Inst. Geoscience*, Univ. Tsukuba, **12**, 42-46.
- Ikeda, S. and Parker, G. eds. (1989) *River Meandering*. American Geophysical Union, *Water Resources Monograph*, **12**, 51-68.
- Iseya, F. (1984) An Experimental study of dune development and its effect on sediment suspension. *Environmental Research Center Papers*, Univ. Tsukuba, No.5, 56p.
- Iseya, F. (1989) Mechanism of inverse grading of suspended load deposits. In Taira, A. and Masuda, F. eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, Terra Pub., Tokyo, 113-129.
- Iseya, F. and Ikeda, H. (1989) Sedimentation in coarse-grained sand-bedded meanders : distinctive deposition of suspended sediment. In Taira, A. and Masuda, F. eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, Terra Pub., Tokyo, 81-112.
- Kirchner, J., Dietrich, W., Iseya, F. and Ikeda, H. (1990) The Validity of critical shear stress, friction angle, and grain protrusion in water-worked sediments. *Sedimentology*, **37**, 647-672.
- Lisle, T., Ikeda, H. and Iseya, F. (1991) Formation of stationary alternate bars in a steep channel with mixed-size sediment : A flume experiment. *Earth Surface Processes and Landforms*, **16**, 463-469.
- Page, K. and Nanson, G. C., (1982) Concave-bank benches and associated floodplain formation. *Earth Surface Processes and Landforms*, **7**, 529-543.
- Rubin, D. M., Schmidt, J. C. 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.
- Schmidt, J. C. (1990) Recirculating flow and sedimentation in the Colorado River in Grand Canyon, Arizona. *Journal of Geology*, **98**, 709-724.
- Sundbörg, A. (1956) The river Klarälven ; a study of fluvial processes. *Geograf. Ann.*, **38**, 125-316.