筑波大学陸域環境研究センター報告　No. 1　43～50　(2000)

四万十川中流の穿入蛇行の成り立ち

On the Development of Incised Meanders at the Middle Segment of the Shimanto River

林　千夏*・池田　宏**

Chinatsu HAYASHI and Hiroshi IKEDA

The Shimanto River, in the southwest of Shikoku Island, forms incised meanders. It has been suggested that gorges are formed as meanders incise bedrock during tectonic uplift, or a lowering of the baselevel of erosion. However, it is known that the formation of incised meanders is dependent on many other factors.

The Shimanto River is composed of a main stream and two major tributaries. Incised meanders occur especially in the middle section of the main stream. It is clear that scarcely any lateral erosion occurs here, as the meanders have very small terraces.

The study site is located in the Shimanto Belt, which is composed of interbedded sandstone and mudstone. The sandstone is resistant to erosion, but the mudstone is easily eroded and transported by the river in suspension. There is little sediment load in the river because the area has not experienced recent uplift. Also, since the sediment load is mainly mud, there is very little bedload in the river, which results in a rough, bedrock channel floor. It is proposed that the lack of bedload supplied to the channel and the rough channel floor influence the lateral erosion of the channel and lead to the formation of incised meanders.

To test this hypothesis, a flume experiment was conducted using a channel with fixed meanders and varying degrees of roughness of the channel bed. It was found that the greater the roughness of the channel bed, the weaker the concentration of streampower at meanders. It is therefore concluded that little lateral erosion is produced at channel bends over a rough bed. It seems likely that incised meanders are formed in the middle section of the Shimanto River because there is little bedload in the channel, resulting in a very rough, bedrock channel floor and a reduction in the efficient streampower for cutting banks erosion at the bends. This in turn reduces lateral erosion.

I　はじめに

四万十累層群の砂岩・泥岩互層からなる山間地を流れる四万十川は，著しい穿入蛇行をしていることで知られている（図１）．大塚弥之助（1927）は，流域の東部を流れる四万十川上流と西部を流れる支流の広見川では谷底平野が広く発達しているのに対して，中央部を流れる支流の梼原川と四万十川の中流区間では顕著な穿入蛇行が発達していることに注目して，これは四万十川流域の中央部でとくに地殻変動速度（垂直隆起速度）が大きかったためであろうと考えた（図２）．すなわち，隆起速度が大きかった地域では，下刻が活発で，河道が側方移動しなかったために掘削蛇行をなしているのに対して，流域の東部と西部とでは隆起速度が小さかったために，河道が側方移動して，広い谷底平野が発達したのであろうというわけである．

しかし，静岡県の大井川中流部の接岨峡において穿入蛇行河道の成り立ちを調べた前田（1990）と藪地（1991）は，地殻変動速度が一様とみなせる短い区間の中で，河道が側方移動しない掘削蛇行と下刻しつつ側刻する生育蛇行とが共存すること，生育蛇行区間と掘削蛇行区間とでは河床形態が異なることを指摘した．すなわち，生育蛇行区

*　筑波大学自然学類
**　筑波大学地球科学系・陸域環境研究センター

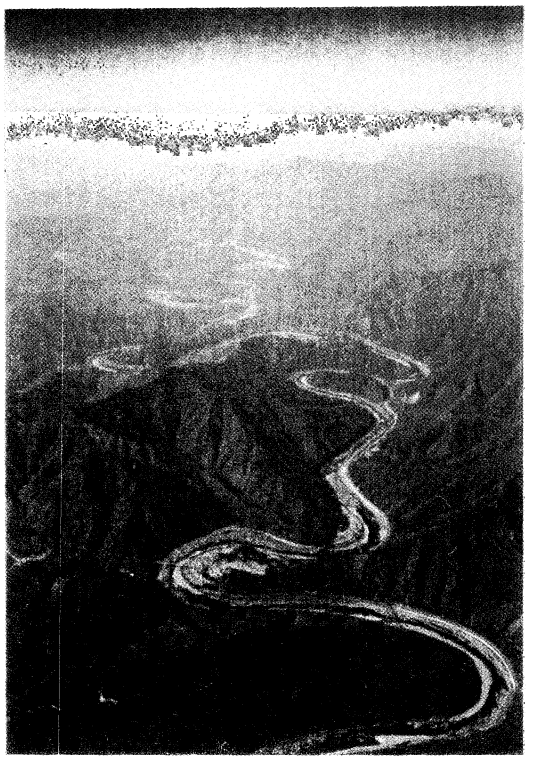


図１　四万十川中流の穿入蛇行
（提供：十和村役場）

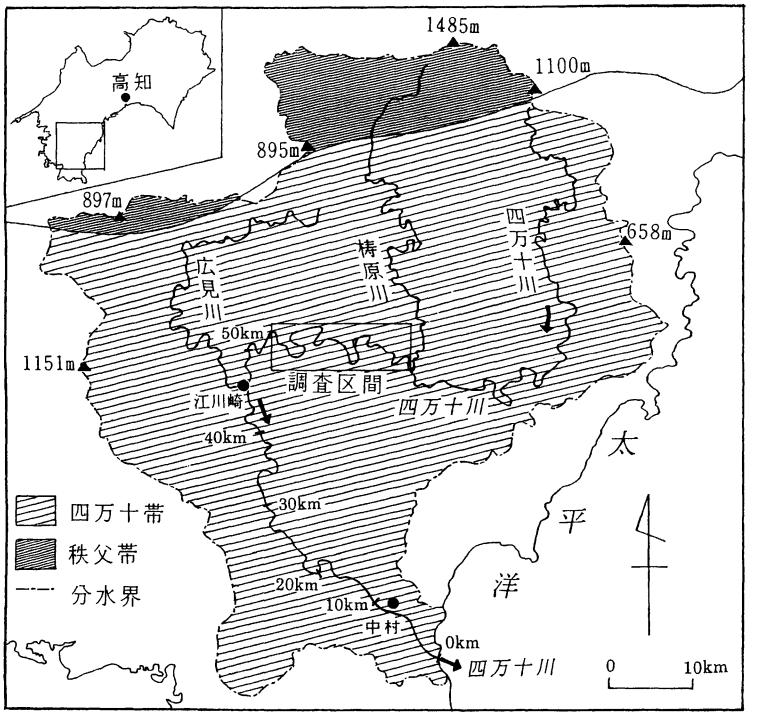


図２　四万十川流域の地質概観

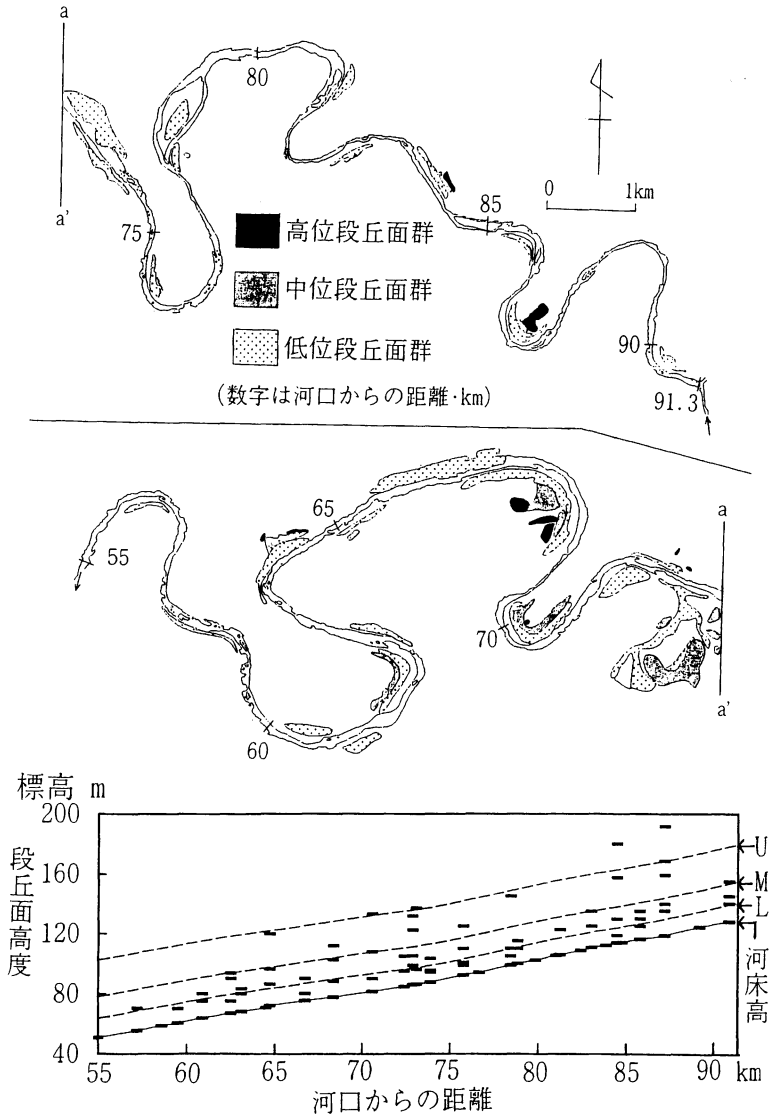


図3　調査区間の段丘面分布と段丘面高度
U：高位段丘面群，M：中位段丘面群，L：低位段丘面群

間では蛇行の屈曲部にバー（砂礫堆）が発達しているのに対して，掘削蛇行区間では河床・河岸に岩盤が露出して川幅は狭く，しかも河床には砂岩の岩塊・巨礫が累々としていて，バーが発達しない．

中野・池田（1999）は大井川中流部の30km区間についてこの知見を詳細に検討して，砂岩の岩塊・巨礫の多少によって河床形態が異なり，穿入蛇行の様式がそれと対応して異なること，すなわち，巨礫が多いためにステップ・プール河床（階段状河床形）となっていて，バーの発達しない区間では掘削蛇行が，それ以外のバーの発達する区間では生育蛇行が形成されること，しかも巨礫を伴うバーが形成される区間では蛇行振幅を増大させる増幅型生育蛇行が，また巨礫のないバー（礫州）の生じる区間では蛇行河道が下流へ移動する並進型生育蛇行が形成されることを明らかにした．

本研究では，四万十川流域の第四紀における垂直隆起量が大井川のそれと比較してはるかに小さく，500～750mしかない（第四紀地殻変動研究グ

ループ，1968）ことに注目して，垂直隆起速度の小さな河谷における穿入蛇行河道の発達過程を調べた．その結果，四万十川の穿入蛇行は大井川とは異なる条件下で生じていることが明らかになった．

II　調査地域の概観

1．地形・地質

四万十川は四国カルストの東端に発して南流し，窪川を経て，河口から約90km地点で梼原川と合流し，それ以下では西流して，河口から約45km地点で広見川と合流してからは南東に流れて，下流の中村市に至り，土佐湾に注いでいる．

秩父帯からなる源流地点付近を除くと，流域の大部分は四万十帯とよばれる地層の上を流れる（日本の地質「四国地方」編集委員会，1991，p.212～213）．四万十帯は一部に緑色岩類・層状チャートなどをともなっているが，主に砂岩・泥岩互層からなり，北傾斜の逆断層で重なるか，もしくは北部に背斜・南部に向斜という配列で褶曲構造が対をなして覆瓦構造を形成している．このため，地層は大部分が北に急傾斜しているが，所によっては南に傾斜していることもある．プレートの潜り込む方向と平行してこの地層の走向はほぼ北東？南西性である．

2．降水量と流量

南の海上からの雲が吹き寄せられる四万十川流域は降水量が多く，このために出水時の流量が多い．四万十川と梼原川との合流点に近い大正雨量観測所における1974年から1996年の23年間の平均年降水量は2,753mmであり，6月～8月と台風の影響を受ける9月に雨が多い（建設省河川局，1974～1996）．河口から74km地点の昭和測水所における1982年から1998年の17年間の年最大日流量の平均値は3,010 m^3/secで，1997年には日最大流量7,835 m^3/secに達する出水があった（建設省河川局，1972～1996）．

3．調査区間

本研究では四万十川本流の梼原川合流点から下流の長走までの40kmの区間を調査区間とした．梼原川と広見川合流点との間では出水時の流量や流砂量は縦断的に大きく変化しないと考えられること，また四万十累層群はこの地域でほぼ東西の走向をもつことから，局所的にはともかく，調査区間での縦断的な地質条件の変化もあまりないと考えられるからである．

III　四万十川中流の穿入蛇行

1．掘削蛇行

空中写真判読と現地調査によって調査区間の河成段丘面分布図を作成した（図3）．河床からの比高40m以上の段丘面群を高位段丘面群，比高20m以下の段丘面を低位段丘面群として，その中間の高さにある段丘面を中位段丘面群とした．これらの段丘面群の形成年代についての詳細は不明であるが，段丘礫層が半クサリ礫でその表面に黄褐色土を載せている中位段丘面は12万年前，段丘礫層がクサリ礫となっていてその表面に赤色土を載せている高位段丘面は約70万年前と考えられている（満塩・山下，1990）．河成段丘面の現河床からの比高は隆起速度の遅いことを反映して比較的小さい．

四万十川中流区間では，河口から80～60km，中でも74～65km区間では河成段丘面の発達が比較的良い．73km付近ではカット・オフ（蛇行の短絡）の結果生じた段丘面が残されている．とはいえ，全体としては河成段丘面の発達は極めて悪く，過去数10万年間にわたって四万十川中流の河道は側方にほとんど移動しない掘削蛇行の性質を保持してきたといえよう．

2．侵食段丘

四万十川中流の河成段丘面は段丘礫層の厚さが数m以下の侵食段丘である．たとえば，河口から90km地点（吾川）の河床からの比高約40mの段丘を構成している礫層の厚さは4mしかない．52km地点の江川の流入地点でも，段丘礫層の厚さは2mである．このことは四万十川の中流区間の河道が過去に現在とさほど違わない状況にあったことを示している．もし大規模な山体崩壊が生じたり，また気候変化によって上流からの供給砂礫量が増大したら，四万十川中流の河道は生育蛇行になり，広い段丘面を残したであろうし，堆積段丘が発達したかもしれない．しかし，実際にはそのような段丘面がないことから，四万十川中流域では気候変化や地震などに伴う大きな河相変化が生じたことはなく，後述するような河床礫の少ない状態が長期的に続いてきたと考えられる．

3．平滑岩盤河床

現地調査の結果，四万十川中流区間の河床は以下のような特徴があることがわかった．

1）河床礫が少量しかない．

四万十川流域には河床礫が少ない（市瀬，1986）．とくに四万十川中流では，河道の湾曲部の内岸側や川中島の上流側などに河床礫が集積し

て，狭い河原を形成しているが，通常見慣れている礫床河川の河床と比較すると河床礫の堆積している面積はきわめて狭い．これは，四万十川中流の山地がほぼ1,000m以下の高度で，斜面傾斜も比較的緩やかで，崩壊地が数少ないこと，しかも，山地斜面は比較的厚い風化岩屑層に覆われており，豪雨による表層崩壊によって生産されるのは主として土砂であって，礫はきわめて少量のためと考えられる．

なお，河床礫の80％ほどが四万十累層群由来の砂岩礫で，チャートと輝緑岩の礫は少量あるものの，風化されやすい泥岩礫はほとんど見られない．

2）河床には岩盤が広く露出している．

河床礫の少ない四万十川中流の河床には四万十累層群の砂岩層が広く露出している（図4）．調査区間を蛇行の湾曲区間毎に分けて，それぞれの湾曲部について河床構成物質を空中写真によって判読し，その縦断分布を図示した（図5）．その結果，礫床と岩盤河床とがそれぞれ20～40％で，ほぼ同様の面積を占めていることがわかった．ここでは水面下は不明としたが，現地観察によれば，水面下には岩盤が露出していることが多いことから，四万十川中流では実際にはむしろ岩盤河床のほうが礫床より広いと考えられる．

3）河床は全体として平坦である．

蛇行河道では攻撃斜面側の河床が水流によって洗掘されて，低水時にはプール（淵）になることが一般的であるが，四万十川中流ではそのような深掘れが生じておらず，むしろ攻撃斜面側の河床に岩盤が露出していて，浅い．すなわち，平滑岩盤河床（鈴木・池田，1994；板倉・池田，1997）の性質を備えている．

4）河床幅が縦断的にほぼ一定している．

蛇行河道では水流の集中・発散に対応して，川幅に縦断的な広狭変化が生じることが一般的である．四万十川中流でも水流の集中地点で川幅が狭く，バーが生じている地点で川幅が広いという区間がないわけではないが，川幅の局所的な変化は全体的には小さく，むしろ一定幅の河床となっている（第5図）．

Ⅳ　河床の岩盤表面の凹凸が水流に及ぼす影響に関する水路実験

1．実験条件

図6に示すような，水路長5m，流路長8m，蛇行波長2m，振幅0.5m，水路幅0.25mの強制蛇行水路を用いて，四万十川中流の河道模型実験を実施した．すなわち，歪み模型のフルード相似則に従って，水平縮尺を1/640として，高さを4倍に

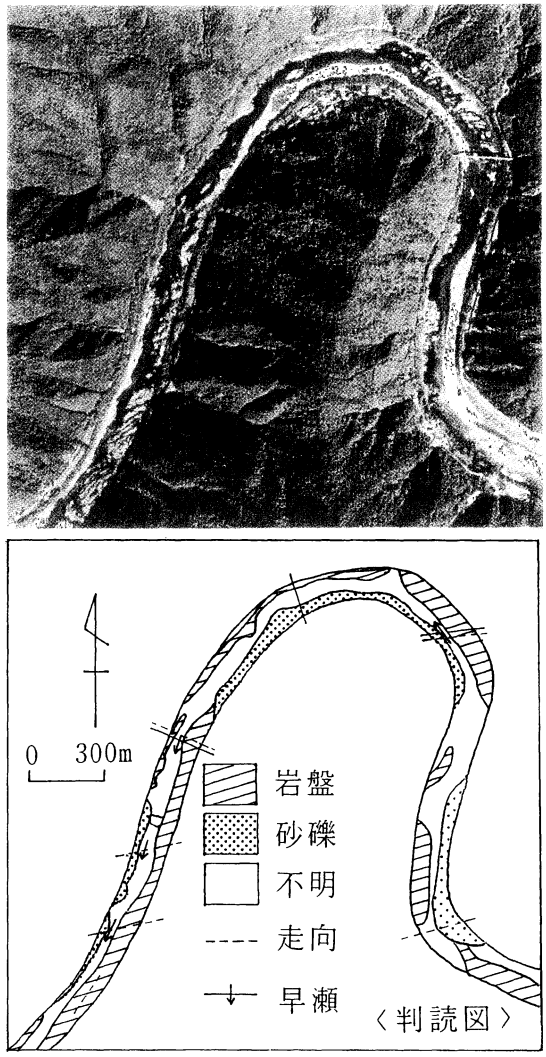


図4　砂岩層が広く露出する四万十川中流の河床
（十和村1995年撮影の縮尺1万分の1カラー空中写真を使用）

歪ませ，水路勾配は現地の谷底勾配の4倍の1/95とした．給水量は現地の流量（昭和測水所における過去17年間の年間最大流量の平均値）に合わせて，毎秒0.0015 m^3とした．実験材料は河床を運搬されている砂礫に相当するものとして粒径1～2mmの粗砂を，河床に露出していて動かされない岩盤の凹凸の役割を与えるものとして，短径が3cmほどの角礫（砕石）を用いた．

2．実験結果

実験結果を図6に示す．河床に置く砕石の数を

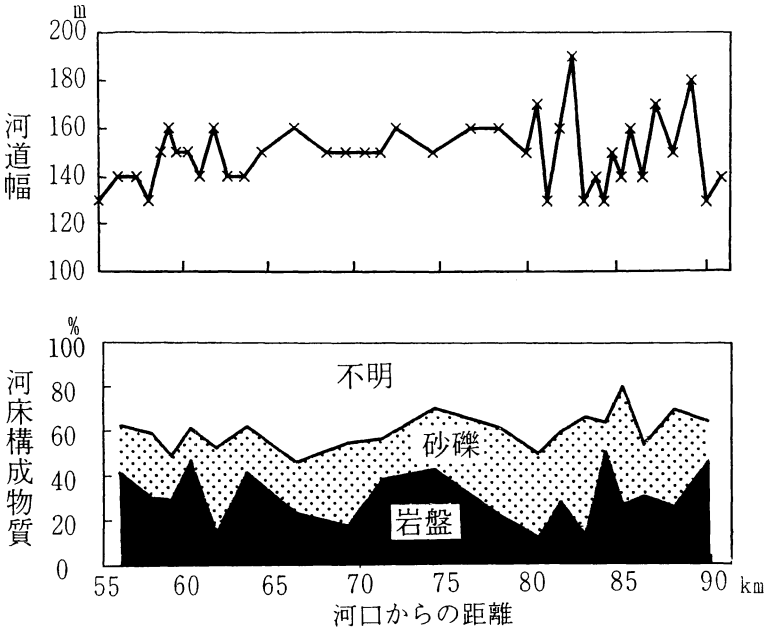


図5　四万十川中流の河道幅と河床構成物質の分布
（十和村1995年撮影の縮尺1万分の1カラー空中写真を使用）

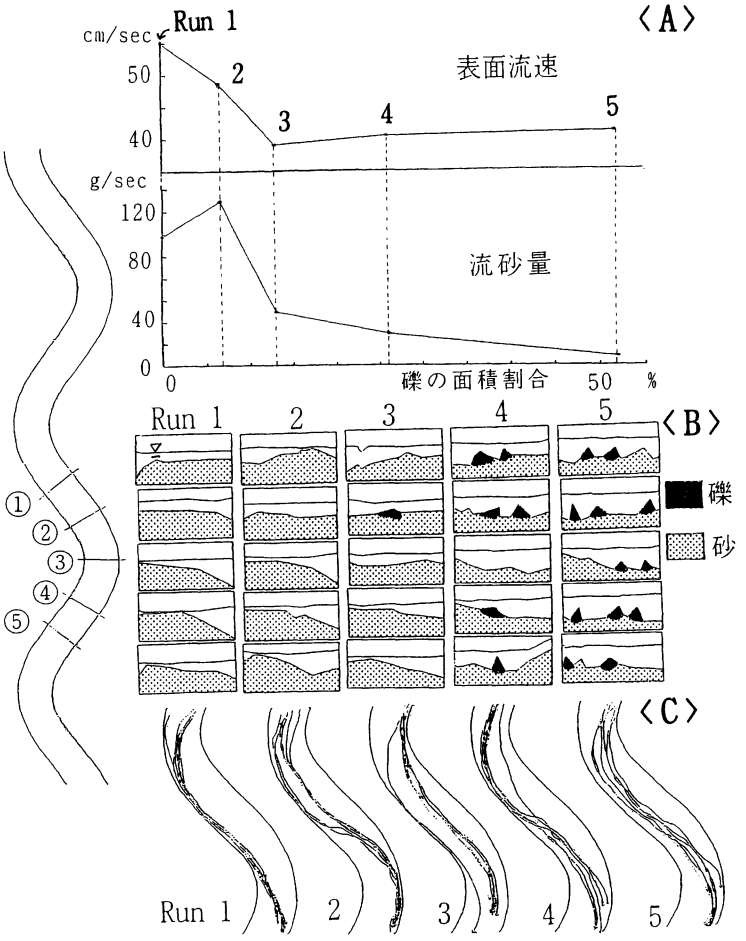


図6　河床の岩盤の凹凸が蛇行河道の流れに及ぼす影響に関する模型実験結果

面積比にして，0，6.5，13，36，52%というように段階的に増すにつれて，表面流速と流砂量〔A〕および①～⑤地点での流れの横断形〔B〕，さらにパンチ屑を流しての表面流跡線〔C〕は図のように変化した．この実験の結果，河床の岩盤に由来する凹凸が増すと流れはそれによって乱されて集中発散が弱まること，すなわち河道の側刻が弱められる可能性があることが確かめられた．

V　四万十川と大井川の比較による考察

1．掘削蛇行の成因

四万十川中流の穿入蛇行は河道が側方に移動しない掘削蛇行である．その最大の原因は河床礫が少ないためであり，このために水流の偏流を引き起こす砂礫堆（バー）が形成されず，河床は平滑岩盤河床の性質を備えていて，河床幅も縦断的に一定している．

一方，大井川中流の掘削蛇行区間では，四万十川とは違って河床礫はきわめて大量にあるにもかかわらず，河床上に岩塊・巨礫が累々としていて粗度が大きいためにバーが発達しない．両者に共通しているのは，水流を偏流させるバーが形成されないと掘削蛇行河道が生じるということである．

穿入蛇行の成因については河内（1976）が総括しているように，自由蛇行を継承しているとする「2輪廻説」があるが，大井川や四万十川の穿入蛇行はそのようなものではないとわれわれは考える．その理由は穿入蛇行河道は地層の走向に直交することが多い（板倉・池田，1997）など，地質構造と協和的であるからである．これは，10万年オーダーでは側方移動しない掘削蛇行河道といえども，100万年，あるいはさらに長期的には側方移動して，地質構造に対応した蛇行河道を発達させた結果であろう．

2．壮年期モードと老年期モード

四万十川中流では大井川と比較して河床礫が極端に少ない理由は，斜面崩壊が少なく，しかもたとえ崩壊しても斜面構成物質が風化した土砂になっているために礫が供給されないためである．そして，礫が少量しかないために川の側刻・下刻速度が小さい．そのことが結果的にまた，斜面を安定化させて，礫の供給を妨げている．

同じ地質からなる流域で，しかも降水量も同じであっても，いったん砂礫が河床に供給されはじめると，ますます河川の下刻・側刻が盛んになって，いよいよ崩壊して大量の砂礫が川に供給されるようになる．反対に，砂礫が供給されなくなると，斜面は安定化して，崩壊しても風化した土砂が供給されるようになって，河川の侵食作用が弱まり，砂礫はますます供給されなくなる．

大井川中流は前者の典型例で，これを壮年期モードあるいは石モードと呼ぶことにすれば，後者の状態にある四万十川中流は老年期モードあるいは土砂モードあるいは泥モードにあるということができよう．

壮年期モードと老年期モードの違いは風化するとマサになる花崗岩からなる山地では一層わかりやすい．黒部川などが石モードにあり，阿武隈山地は土砂モードにある（池田・池田，1998）．砂を伴う水流は強い岩盤を下刻できないために遷急点が保存される．このためにますます山地斜面は安定化して，土砂モード状態が継続する．

地形変化は地形形成系のモードの時間変化による場合が多い．地形形成モードの時間的・空間的変化に関する認識が重要である．

3．垂直隆起速度の地域差

四万十川中流が老年期モードにあるのは第四紀における垂直隆起速度が小さかったためである．なぜ大井川流域と四万十川流域とで隆起速度が異なるのだろうか．垂直隆起速度はより広域の地殻応力場に規定されたものであり，地形形成を考える場合には他律的な条件と考えられることが一般的である．

しかし，石モードに入って，盛んに崩壊して河川の侵食作用が激しいモードに入れば，ますます斜面は不安定化して，削剥速度は高まり，山地は軽くなるから，地殻均衡状態を保つように山地は隆起している可能性がある．短期的にはともかく，10万年～100万年オーダーでは，山地の隆起速度は削剥速度に支配されているのではあるまいか．

VI　おわりに

以上述べたように，本研究では，四万十川中流を現地で観察して，河床礫が欠乏しているために砂礫堆（バー）が形成されず，このために平滑岩盤河床となっていることを認識し，このことが掘削蛇行形成の支配要因であると考えた．もし河床礫が大量にあれば，バーが発達して，流れが偏流し，側岸侵食が生じて生育蛇行になるであろうということからすると，穿入蛇行河道も河床礫の多少に支配された岩屑制約地形（デブリコントロール地形 debris-controlled landforms）のひとつであるといえよう．

しかし，バーが形成されない平滑岩盤河床上の流れは，偏流しないために側刻速度が小さいということを実証するために企画した側岸侵食性水路

実験は時間的制約から十分にできなかった．

とはいえ，地質条件が同じ大井川との比較から，大井川は大量の礫によって下刻が盛んな石モードあるいは壮年期モードにあるのに対して，四万十川中流は礫が供給されない土砂モードあるいは老年期モードにあることを認識したことは本研究の最大の成果であると考える．

大井川と四万十川流域の第四紀における隆起速度の大小は他律的なものではなく，自律的に，すなわち地殻均衡状態を保つように，長期的には削剥速度に見合った隆起をしているのではあるまいか，という考えについても今後の検討が望まれる．

謝辞

本研究は林　千夏による平成11年度の筑波大学自然学類の卒業論文を加筆・修正したものである．研究を進めるにあたり筑波大学の地形分野の先生方にご指導をいただいた．フィールド調査と水路実験には地球科学研究科の斎藤健一さん，自然学類の岡本圭世さんと柏木登士子さんにお手伝いいただいた．筑波大学水理実験センターの山本憲志郎さんと飯島英夫さんには水路実験に際してご指導いただいた．また，四国電力株式会社中村支店からは四万十川の河床横断図と流量資料を，窪川土木工事事務所からは地質ボーリング資料を，十和村役場と西土佐村役場からは空中写真をはじめとする資料をいただいた．本研究をすすめるにあたってお世話いただいた皆様に深く感謝いたします．

引用文献

池田雄二・池田　宏（1998）：阿武隈山地南部の諸河川の縦断形について．筑波大学水理実験センター報告，23号，51-60.

板倉雅子・池田　宏（1997）：小櫃川上流域における平滑岩盤河川の河道形状について．筑波大学水理実験センター報告，22号，9-21.

市瀬由自（1986）：四万十川流域における洪水と平野の形成．日本地理学会予稿集，30，134-135.

大塚弥之助(1927)：四万十川の流域における曲流の　研究．地理学評論，3，397-419.

河内伸夫（1976）：中国山地の穿入蛇行．地理学評論，49，43-53.

建設省河川局編：『雨量年表』(1974-1996)．日本河川協会

建設省河川局編：『流量年表』（1972-1996）．日本河川協会

鈴木睦仁・池田　宏（1994）：愛知県，豊川上流の乳岩川における平滑な岩盤河床の成因について．筑波大学水理実験センター報告，19号，45- 56.

第四紀地殻変動研究グループ（1968）：第四紀地殻変動図．第四紀研究，7，182-187.

中野彰夫・池田　宏（1999）：穿入蛇行河川の流路変動様式を規定する要因―大井川中流域の事例―．筑波大学水理実験センター報告，24号，1-21.

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―大井川中流域の事例とモデル実験―．平成元年度筑波大学自然学類卒業研究．

満塩大洸・山下修司（1990）：四国四万十川の後期第四系、特に形成史に関して．高知大学学術研究報告，自然科学，39号，109-126.

日本の地質「四国地方」編集委員会編（1991）：日本の地質８『四国地方』共立出版，267p.

籔地結吏（1991）：穿入蛇行河道の側方移動に及ぼす河床・河岸の凹凸の影響．筑波大学水理実験センター報告，16号，156-157.