五ヶ瀬川支流北川における河道掘削による河原形成システムの変質について

CHANGE OF FLUVIAL SYSTEM CAUSED BY THE CHANNEL WIDENING IN THE KITA RIVER

服部敦[1]・瀬崎智之[2]・福島雅紀[3]・伊藤政彦[4]・末次忠司[5]
Atsushi HATTORI, Tomoyuki SEZAKI, Masaki FUKUSHIMA, Masahiko ITOU and Tadashi SUETSUGI

[1]正会員　工修　国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室 主任研究官(〒305-0804 つくば市旭1)
[2]正会員　工修　国土技術政策総合研究所企画部企画課 建設専門官(同上)
[3]正会員　工博　国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室 主任研究官(同上)
[4]正会員　株式会社ウエスコ技術部(〒651-0092 神戸市中央区生田町2丁目2-2，元国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室 交流研究員)
[5]正会員　工博　国土技術政策総合研究所　河川研究部河川研究室 室長(〒305-0804 つくば市旭1)

In the Kita River, several large-scale widening of low channel have been carried out from 1998 to 2003. To understand the impact of the widening on river ecosystem, field surveys are conducted at two investigation sites: Honmura and Matono districts. At Honmura district, where the widening of low channel has been carried out before 1982, variation of riverbed, plane distribution of vegetation and the thickness of surface soil layer were investigated. On the other hand, the sedimentation structure of the flood channel which have been formed in several hundreds years was surveyed at Matono District. It is inferred from these results that there would occur the extension of wetland covered with willow and phragmites community and the reduction of bare bars in the future after the widening of low channel in the Kita River.

Key Words : *channel widening, river bed variation, river ecosystem, gravel bar, riparian vegetation*

1．はじめに

近年，出水時の流れや河道地形変化などの物理的作用が植生の繁茂分布，遷移や流失などに与える影響とその仕組みに関する研究が進められており(例えば[1)2)3)])，知見の蓄積に伴ってある特定の生物種やハビタットといった個別対象だけでなく，様々な仕組みが連動することで自律的かつ持続的な生物生息･ハビタット形成を可能とする系として捉えられる河川のシステム(Ecosystemの一部としてのFluvial System)も保全する必要があるとの認識が広がりつつある[4)]．本研究でも対象としている礫床河川では，樹林化による河原減少がシステムの概念から環境保全を考えるべき重要課題の一つとして取り上げられることが多い．しかし，この課題だけに絞っても，個別な仕組みに関する研究の進展がありながらも，未だシステム全容を捉えるには至っていない．そのため，システムや仕組みに関する知見が，例えば河道掘削などの河川事業がもたらす環境変化影響予測や，自然再生のための事業計画の検討において，中心的役割を担うには至っていないと考えている．本研究は，より実用性を増すための研究の一段階として，大規模な河道掘削を実施した五ヶ瀬川支流の北川を対象として，掘削終了からの経過年数を1, 10, 100年スケールに分けて，各時間スケールでの地形変化パターンとその進行速度，植物群落分布を現地調査結果に基づいて推定し，河道管理の立場から見て重要な1～10年スケールの変化についてシステムとしての解釈を加えることを試みたものである．特に，砂礫堆の形成に伴って掘削前に近い高さ(平水位からの比高が約3m)の砂礫堆が形成されること，そのような高い砂礫堆が20年程度で形成される理由の一つとして，前縁線部で砂層を埋めながら砂礫堆が前進するためであること，について詳細に検討を加えている．

2．河道特性･激特事業の概要と調査地点の選定

北川では，1997 年に熊田観測所で既往最大のピーク水位となる TP. 16. 79m(ピーク流量 5, 067m^3/s)の出水が生じ，谷底平野のほぼ全域が冠水する甚大な被害を受け

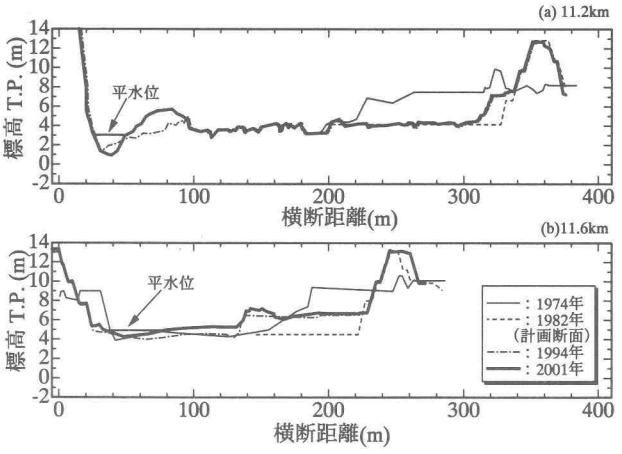

図-1 本村地区の横断形状

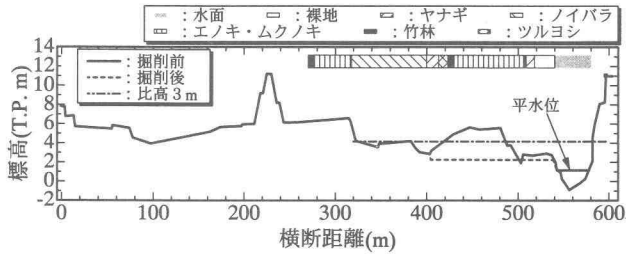

図-2 横断形状の一例(的野9.4km)

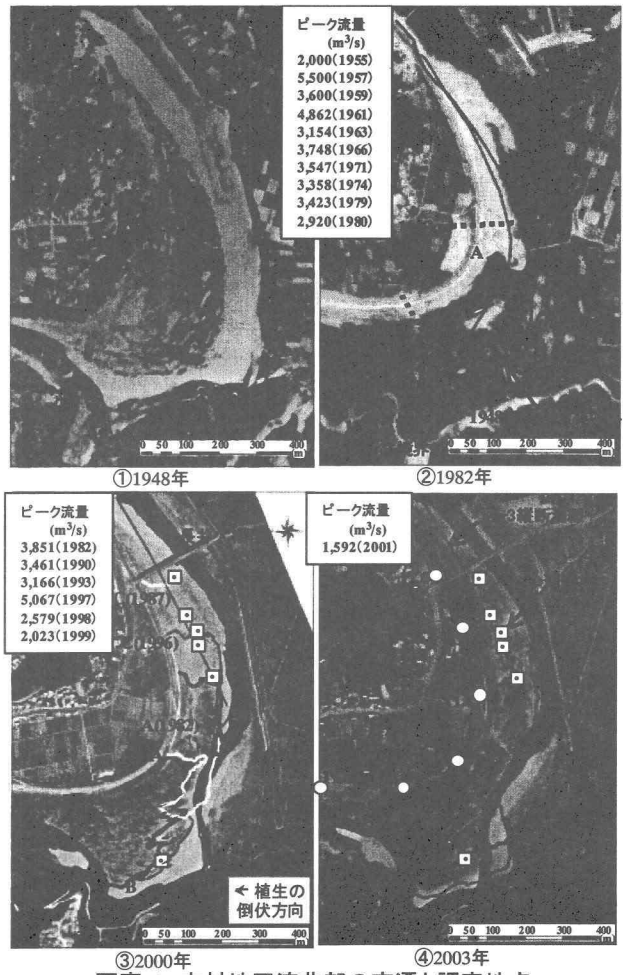

写真-1 本村地区湾曲部の変遷と調査地点

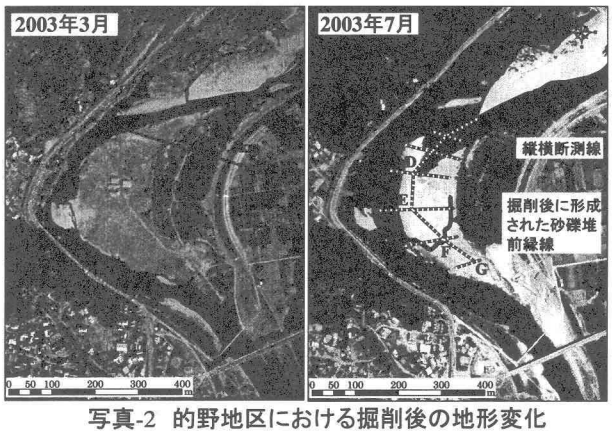

写真-2 的野地区における掘削後の地形変化

たことから，河川激甚災害対策特別緊急事業(以下，激特事業と呼ぶ)に採択された．この激特事業では，支川の小川合流点(15.05km)から河口までが対象区間となり，高水敷を比高 1m 程度まで掘削する河積増加を主とする改修が行われている．この区間での谷底平野の幅は堤間距離の 2～3 倍程度と狭く，そのため河道は山腹に衝突して蛇行している．現地調査対象とした本村地区(11～12km)と的野地区(8.8～9.8km)は，そのような湾曲部であり，湾曲の向きを除き平面形状は類似している．また，本村地区は約 20 年前に，的野地区では激特事業で河川敷の掘削が行われている．両地区を含む 4.2～16km までの区間は，河床材料の平均粒径が 20～40mm，河床勾配が約 1/1200，平均年最大流量は 1,850m³/s である．

本村地区では，**写真-1①～④**(以下，①～④と表現する)に示すように約20年前に内岸の高水敷が2回程度に分けて掘削されている．掘削前後の河道横断形状の一例を**図-1**に示すが，激特事業と同様に比高1m程度まで掘削されたことが分かる．以上から本村地区での変化③～④は，激特事業後に10年スケールで起こりうる一変化パターンと考えられる．

的野地区では，**図-2**に示すように横断距離400～500mに位置する凸部を2001～2002年度に掘削した．掘削完了直後の2003年に平均年最大流量とほぼ等しいピーク流量の5月末出水のほか，指定水位を超える小出水が3回発生し(以下，2003出水と呼ぶ)，**写真-2**に示すように平坦であった掘削面上に砂礫堆が形成された．5月末出水の生起確率年が2～4年程度であることも踏まえると，この変化は掘削後1年スケールで起こりうると考えられる．

さらに掘削時に凸部の堆積層を調査したところ，堆積層序に本村地区との類似点が多く，今回の掘削面程度の高さであったテラス上に砂礫が堆積することで形成された地形と推定された．この地形形成の始まりは後述する堆積年代測定結果によると少なくとも900年前であることから，比高3～4mの河川敷が再形成する100年スケールの変化として捉えられる．

以下では，まず河道管理上，最も興味深い10年スケールの変化が見られた本村地区での変化パターンについて3.で記述し，本村地区での調査のみでは明らかにできなかった事項について的野地区の両スケールでの変化パターンを援用して考察を加えた結果を4.,5.に示す．

3．本村地区における地形と植生の現地調査

(1) 航空写真から見た砂礫堆の形成と拡大過程

写真-1の河川敷に見える色の薄い領域と濃い領域は，砂礫堆が植生に乗り上げることによって生じる色の違いであることが，現地観測によって確認されている．**写真-1**には，この色の境界によって判読した砂礫堆前縁線の位置を示した．③には，A,B,Cの３つの砂礫堆前縁線(太い実線)を確認できる．

砂礫堆Aは1982年に11.6kmより下流堤防側に存在する裸地部分を起源とし，1987年(③の白線)までに多少下流に拡大しているが，これ以降ほとんど拡大していない(④参照)．このように前縁線の前進が停滞した場合には，その上流側の裸地にツルヨシなどの植生が繁茂することが過去の航空写真や現地調査から確認されており，③～④の変化でもこのことを確認でき前縁線は不明瞭となる．

砂礫堆Bは潜水橋の取り付け部を起源として，中規模の出水が２回発生した1987～1996年にかけて200m以上大きく拡大する．ただし，水際に沿った方向への拡大が主であり，③に示した流向への拡大は20m程度と小さい．ここで，流向は2001年10月出水(ピーク流量1,592m^3/s)後に河川敷上の草本植物の倒伏方向をGPS測量によって調べた結果である．激特事業のきっかけとなった1997年出水後の2000年の前縁線を見ても，流向への砂礫堆の拡大は11.2～11.3kmまでの範囲で最大70mに限られ，他の部分の前縁線はほとんど変化していない．また，2000年以降については砂礫堆Aと同様に砂礫堆Bもほとんど拡大せず，前縁線上流部の裸地は植生に覆われている．

上流の直線部にある砂礫堆Cは③の長井大橋下流に出現し，前縁線全体が1987～1996年で140m，1996～2000年で140mと大きく拡大し続けている．この拡大の際に，砂礫堆はツルヨシなどの植物を押し倒し前進することが現地調査で確認されている．2000年以降の変化については，砂礫堆A,B同様に拡大していない．

以上より，砂礫堆は湾曲部では水際に沿って速く拡大するものの，内岸側へはゆっくりと拡大することが分かった．なお，この拡大速度については4.でさらに検討を加える．また，準二次元不等流計算[5]によって平均年最大流量に対する本村地区の無次元掃流力(低水路内の断面平均値)の縦断分布を求めると，湾曲部上流の直線部において0.06以上であるのに対して，11.1～11.3kmでは0.03程度の値となっている．これは，11.3km付近で礫堆が停滞する十分な根拠となろう．

(2) 地層構造から見た砂礫堆の形成と拡大過程

写真-1に示すトレンチ掘削点において，2003年3月に地下水面が現れるまで掘削を行い，地層の厚さおよび主要構成材料の粒径を調査した．**図-3**に砂礫堆Cの縦断形状および地層構造を示す．1996年に300m付近にあった前縁が，2000年には550m付近まで前進し，地表面の高さも

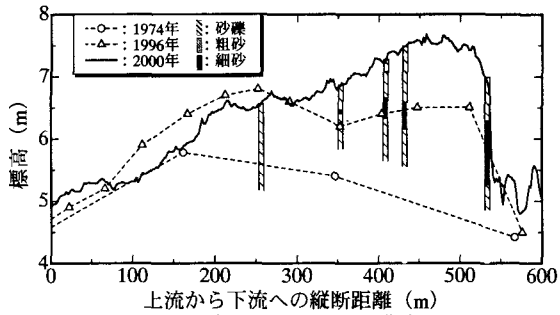

図-3 砂州の形状と地層構造

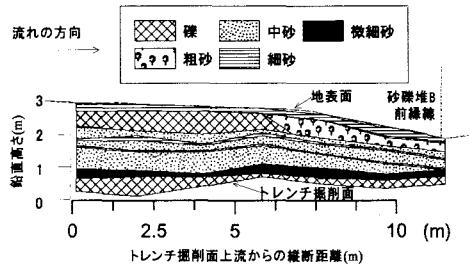

図-4 砂礫堆B前縁部での地層構造

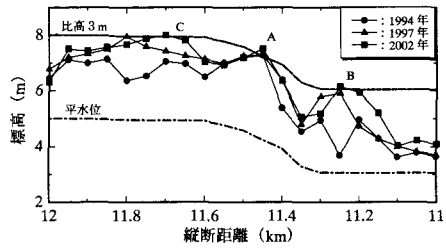

図-5 砂州高と平水位との関係

上昇している．地層を見ると，1996年の前縁線の下流に形成された砂層上に礫が堆積している．1974～1996年の約20年間における砂礫堆の標高の上昇が約1mであったことを考慮すると，1996～2000年の4年間での約1mの上昇はかなり急激なものであったと言えよう．また，350～450mの砂層厚が0.2～0.5mであるのに対して，530m付近の砂礫堆C前縁部では，1m以上の厚い砂層が見られる．

このような厚い砂層は，**図-4**に示す砂礫堆Bの前縁部にも見られる．ここでは，砂礫堆Bの前縁線から上流側に10m以上の長さのトレンチを掘削し調査を行った．その結果，鉛直高さ0.5～0.8mの礫層上に厚さ1m以上の砂層が堆積し，その砂層上に縦断距離6mの位置までは礫が，それより下流側は粗砂が堆積していた．これは，礫が移動できない中小規模の出水時に，砂礫堆上を流下した粗砂が砂礫堆の下流に堆積して形成された層であると考えられる．ここでも，砂礫堆の下流にはツルヨシなどの植生が存在していたが，それらを埋めて砂礫堆が前進する．以上より，砂層を埋めながら砂礫堆が前進することで，河川敷の高さは急激に上昇することが分かった．しかしながら，その上昇量にはある上限値があるようである．**図-5**は，50m間隔で実施された横断測量結果から砂礫堆の最高点を抽出し，その縦断分布として整理したものである．これによると，砂礫堆A,B,Cの前縁はいずれも比高3mの線で包絡され，この高さを境界値として礫の堆積による砂礫堆の比高の増加は生じにくいものと考えられ

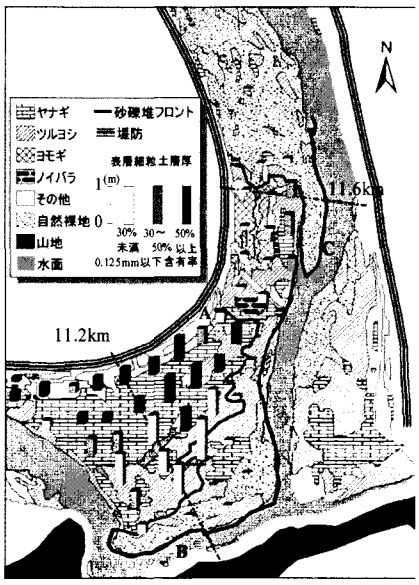

図-6 本村地区の植生と表土の分布

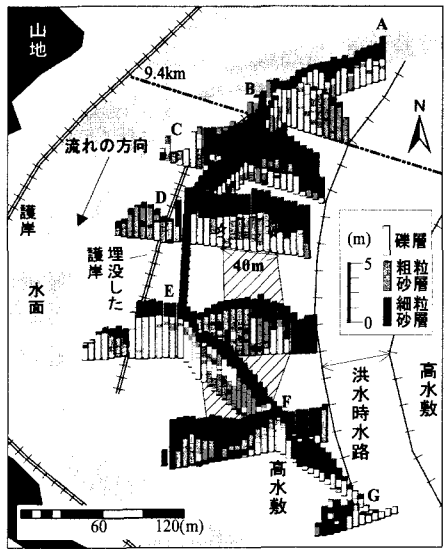

図-8 的野地区の地層構造調査結果

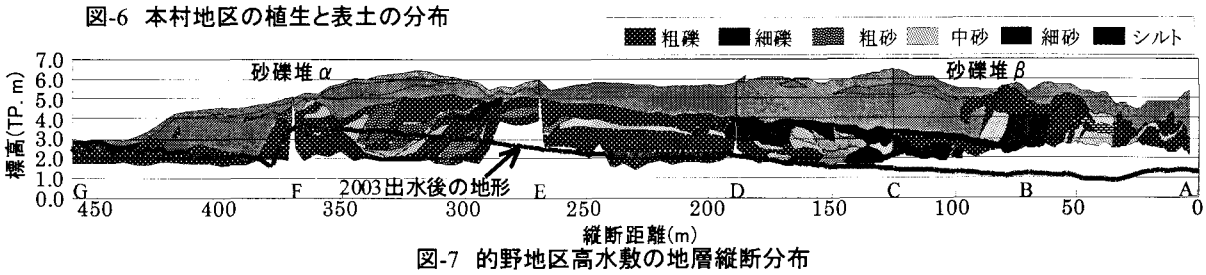

図-7 的野地区高水敷の地層縦断分布

る．ここで，川幅水深比，水深粒径比から砂礫堆の高さを算定すると[6]，3m程度の高さまで砂礫堆が発達したことは極めて妥当な規模であった．砂礫堆の比高が3mに達した後の地形変化については，そのヒントを**図-4**および④に見ることができる．**図-4**の表層には細砂層が見られ，④からはこの部分に植生が繁茂していることを確認できる．現地調査によると，ツルヨシを主体とする植生であることが確認されており，この程度まで河川敷が高くなると，礫は移動しにくくなり，地表面には細砂が堆積し，ツルヨシ等の植生が繁茂し始めるものと予測される．なお，この地形変化に関する予測については4.で確認する．

(3) 表層細粒土層と植生分布

図-6は，2001年1月に調査した表層細粒土層厚(検土杖で測定した礫面上の砂・シルト層の厚さ)と1999年の本村地区の植生図[5]を示す．砂礫堆上には厚さ10cm以下の薄い表層細粒土層しか形成されていないが，砂礫堆が到達していない砂礫堆A,Bより下流の内岸側には全面的に厚さ50cm以上の厚い表層細粒土層が形成されている．これは，前述した湾曲部における急激な掃流力の低下によって，11.3km付近に礫や砂が堆積し始め，その上流側には比高の高い砂礫堆が形成される．湾曲部内岸は，この砂礫堆の背後地となり流速がさらに低下するため，細砂やシルト・粘土が堆積しやすくなる．この細粒土砂の堆積によってツルヨシなどの植生が繁茂し，細砂やシルト・粘土がさらに堆積しやすい環境とする．このことは，微細砂以下(0.125mm以下)の土粒子成分の含有率(以下，微細砂含有率と呼ぶ)にも顕著に表れており，外岸側や砂礫堆の乗り上げ部での微細土砂含有率が小さいのに対して，内岸側では微細砂含有率が大きい土層が形成されている．

植生分布に着目すると，本村地区の河川敷には北川の低水路に生育する植生や裸地が主に分布している．その種類は，表層細粒土層厚によって明瞭に分布域が分かれ，近年砂礫堆の拡大があった砂礫堆B,C上には裸地が，近年砂礫堆の拡大がない砂礫堆A上にはノイバラ，ヨモギが分布している．一方，表層細粒土層が厚い部分では，微細砂含有率の高い内岸側の部分にはヤナギが，微細砂含有率の低い澪筋側の部分と砂礫堆A上への乗り上げ部にはツルヨシが分布する．ちなみに，ヤナギの特性として，種子は長時間にわたって湿地であるような場所でないと発芽しないことが知られている．この表層細粒土層厚と微細砂含有率によって決定される植生分布に従って，6.では低水路拡幅後の植生の繁茂状況を予測する．

4．的野地区における地層構造と地形変化

(1) 砂礫互層の地層構造

激特事業による掘削時に，**写真-2**に示す的野地区の縦横断測線上に露出した掘削断面の地層を区分し，この地層境界を測線方向5mごとに測量した．**図-7**は，縦断測線に沿った地層断面を示す．地層の下位には，本村地区のトレンチに見られたような砂礫堆によって形成されたと

判断される砂層と礫層の互層が見られる．その砂礫堆の上位には細砂層が存在する．砂礫堆はC～Fにかけて(以下，砂礫堆αと呼ぶ)とA～Bにかけて(以下，砂礫堆βと呼ぶ)の２つ存在し，前縁部の比高は両者とも3～4mで本村地区のそれに等しい(平水位は2m程度)．地表面は，砂礫互層の高さによらず，細砂の堆積によって比高4～5mの比較的平坦な地形となっている．

下位の砂礫互層中の砂層に着目すると，砂礫堆αのD～E間では水平で薄い砂層(以下，水平互層と呼ぶ)であるのに対し，砂礫堆α，βの前縁付近では垂直あるいは傾斜した厚い砂層(以下，鉛直互層と呼ぶ)であることが分かる．これも本村地区でのトレンチ調査で見られた構造と類似しており，E～F間では砂礫堆αの比高が急激に増加したことを示唆する．また，砂礫堆βは長期間にわたって停滞していたと考えられ，下流側の厚い細砂層はその際に形成されており，一度の出水で大きな比高を持つ砂礫堆が形成されたと類推される．

このような鉛直互層は，横断測線中にも見られる．**図-8**には各地層を主要構成材料に応じて，細粒砂(シルト，微細砂，細砂：0.125mm以下)，粗粒砂(中砂，粗砂，極粗砂：0.25～2mm)，礫(2mm以上)の３つに区分し，地層俯瞰図として示している．砂礫堆αの鉛直互層は左斜め下向きのハッチで示すベルト状の領域に分布し，それより水際側は水平互層が形成されている．すなわち，湾曲部水際側では砂礫堆が速く拡大し，湾曲部内岸側で拡大速度が遅くなる．これは，現在の本村地区における砂礫堆A,Bの拡大過程と共通点が多く，本村地区の地表面に細粒土砂がさらに堆積したものが的野地区の地層構造であり，的野地区の高水敷は本村地区の将来の姿を示すものと考えられる．

(2) 鉛直互層の拡大速度および水平互層の堆積速度

図-8に☆印で示される40m離れた鉛直互層両端の砂層に含まれる表層の有機物を採取し，AMS法(Accelerator Mass Spectrometry)による炭素年代測定を行った．この結果，水際側の地層はAD960±60年(94%精度)に形成され，内岸側の地層はAD1420±25年(95%精度)に形成されたことが分かった．両砂層間には5～20mの間隔でさらに３つの砂層が存在し，その年代差が約400年であることから，かなり大規模な出水時に砂礫堆の拡大と縮小を繰り返しながら，徐々に形成されたものと考えられた．

一方，ベルト状領域より内岸側には砂礫堆αが到達せず比高0～1mの礫層上に3m以上の厚い細粒砂層が形成されている．この細粒砂層の有機物数点について年代測定を行った結果，約300年前に形成された地層であり，ここ300年以内で3mの細粒砂層が堆積したことが分かった．

(3) 植生分布

激特事業によって河道が掘削される前の的野地区の河川敷には，**図-2**に示すように，比高4～5mの部分には竹林やエノキ・ムクノキが，比高3m以下の部分にはノイバラ・ヤナギ・ツルヨシが分布していた．これは，比高の増加に伴うツルヨシなどからエノキ・ムクノキへ遷移が生じた結果であると考えられる．ただし，どの程度の比高が境界となっていたかについては明らかでない．

5．的野地区における掘削直後の地形変化

前章までは，10～100年スケールの現象を見てきたが，ここでは，掘削直後の出水による砂礫堆の形成過程について，2003出水後の地形変化を例として考察した．**図-3**の1974年の砂礫堆は1回目の掘削後に形成された地形と考えられるが，一部の地層から類推すると礫で構成されている．**図-7**の標高2m付近の砂礫堆も主に礫で構成されている．**図-7**には，掘削直後に発生した2003出水に伴う地形変化も示した(平面形状は**写真-2**参照)．掘削直後の平坦面の標高は2.1mであったが，洪水の作用を受けて変形し，砂礫堆αに相当する地形がほぼ形成されたことを確認できる．2003出水は平均年最大流量規模の出水であり，2～4年に1度発生するような高頻度の出水であることから，掘削後数年程度で**図-3,7**の下位に見られる砂礫堆が一度の出水で形成されるものと考えられる．

6．北川における河原の形成システムの変質

ここでは，前章までの解析結果を援用して，低水路が拡幅された場合の河川敷の変化を推測する(**図-9**参照)．掘削後数年で，掘削面上の礫が全面的に移動するような出水によって，掘削面上に砂礫堆が形成される．その際，砂礫堆前縁部下流および内岸には細砂やシルトが堆積する(**図-9(1)**参照)．砂礫堆下流もしくは内岸には，礫が移動しないような中小の出水時にも砂やシルト・粘土が堆積し，ツルヨシ，ヤナギを主体とする植生が形成される(**図-9(2)**参照)．大出水時には砂礫堆は拡大し(平均10cm／年)，上流もしくは外岸側に次の砂礫堆が形成される．この砂礫堆の拡大範囲のツルヨシ・ヤナギは砂層とともに礫層下に埋没する．砂礫堆によって比高3mに近い高さの地表面が形成された場合，砂礫堆の拡大速度は極めて小さくなり，砂礫堆の背後や表面には細粒砂が堆積しツルヨシなどの植生が繁茂する(**図-9(3)**参照)．

湾曲部の内岸など砂礫堆が到達するまでに極めて長期間を要する箇所では，砂礫堆下流の土砂の堆積が進み(平均1cm／年)，砂礫堆が到達する前に礫が移動しないような比高まで地面が上昇する．この場合，当初形成されたツルヨシ・ヤナギの群落が比高の増大に伴って，エノキなどの樹林へと遷移する[1)](**図-9(4)**参照)．

以上の知見より，北川におけるシステムを整理すると以下のように表現しうる．河川敷は大別して，植生が形成と流失を繰り返す河原領域と，比高の高い河川敷が再

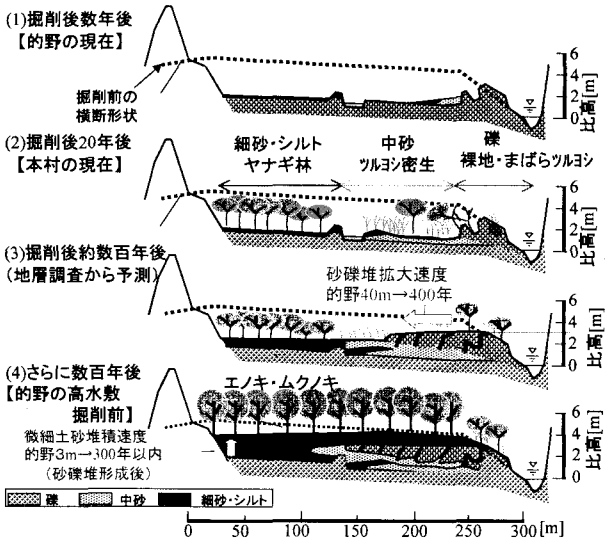

図-9 高水敷再形成プロセスの模式図

形成されるプロセスによってエノキ林に至る領域とで構成されると捉えることができる．ツルヨシやヤナギの分布域は，河川敷の比高が増加する中で一時的に存在するものであるから，砂州の変形が活発でない本来の北川では，それほど広くなかった．しかし，低水路拡幅後河川敷が元の状態に戻るまでには数百年単位の期間を要することから，エノキが生育する比高の高い河川敷に代わってヤナギやツルヨシの分布する低湿地が長期間，広い範囲に形成される．その理由は，以下に示す低水路拡幅前後の撹乱頻度の違いから説明できる．

既存の知見によると[3]，ヨモギなどの根茎が浅い植物(以下，浅根茎植物と呼ぶ)は中央粒径程度の河床材料を移動させる掃流力が作用した場合に，またツルヨシなどの根茎が深い植物(以下，深根茎植物と呼ぶ)は河床材料の90%通過粒径を移動させる掃流力が作用した場合に流失する．ここでは，9.4kmに位置する的野地区の横断面(**図-2**参照)を一例として，掘削前の裸地表面に相当する比高約1.7mと掘削後の表面に相当する比高1mの地点で植物が流失する頻度を算出し，**図-10**に示した．算出にあたっては，芦田・道上の混合粒径の限界掃流力式を用い，d_m=25mm, d_{60}=30mm, d_{90}=70mmとして浅根茎植物と深根茎植物の流失限界を算出した．準二次元不等流計算によってエネルギー勾配と水位を求め，無次元掃流力を算出した．さらに，熊田観測所の水位データから流量の生起確率を推算し，無次元掃流力と流量の関係を整理した．

低水路拡幅の結果，裸地であった部分は比高が小さくなっているにもかかわらず，ヨモギなどの浅根茎植物の流失頻度は0.9年に1度から2年に1度に，ツルヨシなどの深根茎植物は1.2年に1度から6.5年に1度に低下することが分かる．もちろん掘削前はその影響を受けることがなかった年数回程度発生するような小規模の出水の影響を受けるようになるが，このような出水は植生の繁茂を促進する微細土砂を供給するのみである．すなわち，単に低水路を掘削すれば河原領域が拡大するわけではなく，洪水撹乱の頻度に着目して掘削幅を検討すべきである．

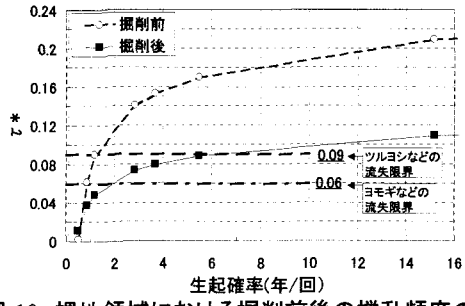

図-10 裸地領域における掘削前後の撹乱頻度の変化

7．まとめ

激特事業で低水路掘削が行われた北川を対象として，掘削後の変化を予測した．今後このような治水事業等に伴う河道掘削が行われる機会が増えると予想され，システムとして見た時のインパクトに対するレスポンスを予測する手法を身に付ける必要がある．ここでは，礫床河川である北川の事例から，河川敷の比高の増加にとって砂礫互層構造が重要であることを示した．このような個々の仕組みを組み込んだ数値モデルの構築を今後目指していきたい．最後に，本研究で示した地層の調査手法は，河道掘削後のレスポンスの速度を評価する上で非常に有効な手段であることを述べておく

謝辞：本研究は北川における河川生態学術研究会の総合的な調査研究の一環として実施されたものである．本村地区での砂礫堆の縦断形状は，宮崎大学杉尾教授，佐賀大学渡邊教授より調査データの提供を受けた．また，宮崎県延岡土木事務所には的野地区の高水敷地層調査等多大な協力を得た．ここに記して謝意を表する．

参考文献

1) 石川慎吾：揖斐川の川辺植生 II．扇状地域の砂礫堆上の植生動態，日本生態学会誌，Vol.41，pp.31-43，1991.
2) 李参熙，藤田光一，塚原隆夫，渡辺敏，山本晃一，望月達也：礫床河川の樹林化に果たす洪水と細粒土砂流送の役割，水工学論文集，第42巻，pp.433-438，1998.
3) 瀬崎智之，服部敦，近藤和仁，徳田真，藤田光一，吉田昌樹：礫洲上草本植生の流失機構に関する現地調査と考察，水工学論文集，第44巻，pp.301-306，2000.
4) 服部敦，瀬崎智之，伊藤政彦，末次忠司：河床変動の観点で捉えた河原を支える仕組みの復元－多摩川永田地区を事例として－，第9回河川技術論文集，pp.85-90，2003.
5) 建設省九州地方建設局，宮崎県：モニタリング調査結果，北川モニタリング委員会専門部会資料，pp.3の2-4の54，2000.
6) 山本晃一：沖積河川学 堆積環境の視点から，山海堂，pp.458-462，1994.

(2003.9.30受付)