

緑の砂防

ー流域における土砂動態と河畔域の保全ー

New Perspectives of Erosion Control in Japanese River Channel

中村太士
Futoshi NAKAMURA

1. はじめに

本講では、まず流域における土砂生産・滞留・流送の実態を紹介し、つづいて河床変動の実態にもとづいた河畔域、特に河畔林の保全について述べることにする。

野外において土砂の生産・流送を調査観測した事例は、日本においても数多く認められる。しかし、災害後の実態調査など、短期的視点に立ったものが多く、数十年以上にわたって野外調査を継続した事例はほとんどない(眞板ほか, 1994)。こうした長期観測システムに関して、日本における立ち遅れが目だつのに対し、米国においては早くから実績が積み上げられ、興味ある観測結果が数多く報告されている。その結果土砂滞留の重要性が強調されており、当初は土砂輸送率(sediment delivery ratio)によって土砂生産量と輸送量の不均衡が議論されている(Roehl, 1962)。

そこで本講では、まず北海道の地理的特徴を把握する目的から、気象、地形条件等について検討し、北海道で発生した災害事例を示す。次に、土砂生産としての斜面崩壊と流送・滞留過程としての河川地形変化をつなげて議論するためモデル流域を設置し、空中写真、樹木年代、ダム堆砂資料、現地踏査結果を用いて、流域レベルの土砂生産・滞留・流送の時系列解析を行う手法を提示する。

河食によって形成される区域、いわゆる河畔域(riparian zone)は面積的には流域全体の5%程度にすぎないが、小面積のなかに河床変動に伴う多様な水文立地環境を擁し、これに対応したモザイク状の植生群落が発達する。河畔の植生群落は、洪水・流路変動などの影響を受ける一方、日射遮断、リター供給、地下水脈による物質交換等をつうじて河川の地形、水質、生物生息場形成に多大な影響を与える。さらに、河川は山地源頭部から河口までつなぐ物質運搬経路であり、河川と植生群落の相互作用は河川の上流から下流に向かって変化し、流域斜面で発生した自然・人為攪乱の影響は最終的に河畔域に集結する。結局、河畔域は陸域生態系と水域生態系をむすぶ接点に位置し、攪乱の波及など集水域全体の生態系を考えるうえできわめて重要な区域としてとらえることができる。本講では、河川流域における森林と河川の相互作用について考えるため、河川の構造を基盤条件を形成する河床地形および斜面地形とその上に成立する河畔林に分類し検討する手法を紹介する。こうした考え方は、本来の意味での“生態系を考慮した河川づくり”を実践するうえでの基礎概念となるものである。

2. 流域における土砂収支

1) 北海道の地理的特徴と土砂災害

北海道の年降水量は、およそ 1,000~2,000 mm であり、本州以南と比較して小さい傾向にある。しかし、1981年8月には石狩川流域平均連続雨量 280 mm、岩見沢で連続雨量 410 mm を経験したほか、1983年9月に

登別で時間雨量 126 mm を記録し、いずれも大きな災害を引き起こしている。本州とくらべて降雨量が少ないことから、斜面・河床堆積物等の不安定土砂が、斜面脚部および河道内に貯留されており、ひとたび大雨があると土砂災害が起りやすいと言える。北海道は高緯度地方に位置するため、過去数万年以降においても凍結・融解による岩石破壊、土砂生産、大規模地すべりが多数発生し、その結果斜面上にルーズな堆積物が広く分布している。こうした凍結・融解による土砂生産は山岳火山地帯において現在も繰り返されており（宮縁・中村, 1991）、融雪期に降雨が重なると、融雪災害も発生しやすい条件にある。

北海道における地形を、山地・火山地・丘陵・山麓・火山麓・台地・低地に区分すると、全国とくらべて火山地、山麓、火山麓、台地の占める割合が高い。活火山では、地表面層を構成する火砕物が未固結で全体に脆弱であり、侵食に対する抵抗性は低い。河川地形の中の氾濫源幅について、北海道と全国・東北の砂防河川を図-1 に比較した（氾濫原を含む河道幅はダム堤長から、低水時流路幅は水通し幅から推定）。これによると、同一流路幅に対して、北海道の氾濫原が相当広くなっていること、また、東北はこれら両地方の中間に分布していることが読みとれる。すなわち、北海道は河道内に氾濫原が発達し、大量の土砂が河道内に貯留され、この滞留土砂が溪岸洗掘によって徐々に流出する流送過程をもつことになる。したがって、北海道における土砂災害は河道土砂の再移動によることが多いのが特徴である。

北海道における土砂災害は、春の融雪出水期と夏の台風・低気圧による豪雨期に集中し、また、発生域が地形的特徴によって火山・扇状地・海岸山地に区分される（新谷・中村, 1989）。北海道の融雪期に強雨が重なって流量が著しく増大する融雪出水は、道北・道央の多雪流域で顕著であり（ピーク流量は夏期洪水に比較して小さい）、しばしば融雪出水にともなう土砂災害をおこすことが多い。夏から秋にかけての豪雨にともなう土砂災害は、台風の影響によるものが最も多い。代表的な台風災害としては、全道に壊滅的被害と流域環境激変をもたらした1954年の洞爺丸台風（台風15号）や1981年の台風12号・15号にともなう土砂災害があげられる。

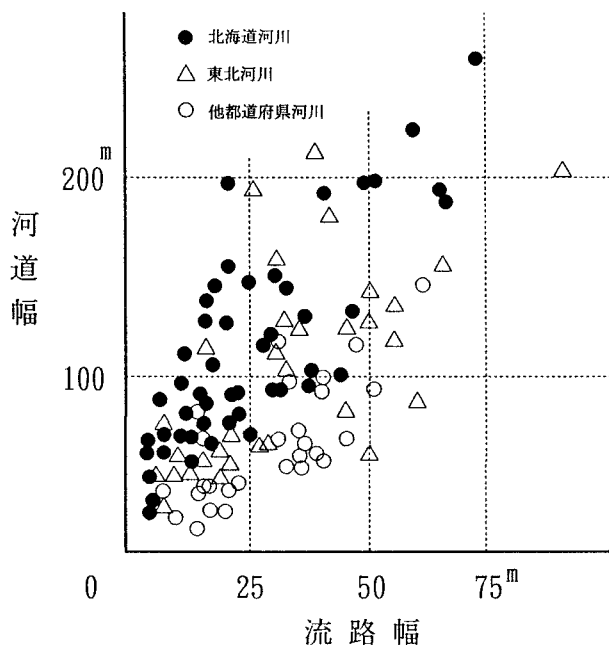


図-1 北海道と本州における氾濫原の大きさ比較

積雪地帯に位置する北海道の活火山では、冬期間かなりの積雪が山腹斜面に蓄積されるため、融雪型火山泥流の発生など、防災対策上冬期の火山活動には特別な警戒を要する。1926年5月24日十勝岳爆発・山体崩壊にともなう岩屑なだれは残雪を急速に融かして大規模な泥流を誘発し、144名の死者・行方不明者を出した。火山山麓一帯は、既往の火山活動（山体爆発・火山泥流・降灰など）に由来する不安定土砂で構成され、降雨時には大量の土砂が泥（土石）流状になって流動し、土砂災害を多発させてきた。1977年8月7日に大噴火した有珠山、1989年12月火山活動を再開した十勝岳はその代表例である。扇状地の土砂災害は、上流山地からの直接的な土砂流出・氾濫に起因するものと、扇状地面での二次洗掘に伴う流路変動・土砂氾濫等に起因するものの2つに大別される。前者は、主として流域面積が比較的小規模（10 km² 以下）で急勾配の河川において発生し、後者は比較的大面積で緩勾配の河川において顕著である。1981年8月豪雨災害のうち、日高地方の崩壊・土石流災害は前者の、札幌市豊平川支流扇状地災害は後者の代表的事例である。海岸山地の溪流は、一般に流域面積は小さいが溪床勾配が急であり、谷出口付近の狭い平坦部に家屋が集中していることから、土石流、土砂流、崖崩れなど、土砂害の危険性はきわめて高い。1973年の渡島知内町小谷石をおそった豪雨はその代表的事例である。

2) 土砂収支モデル流域および調査方法の概要

調査対象流域は、十勝岳連峰に源を発する火山性荒廃溪流の富良野川（流域面積：22.6 km²）、布部川（流域面積：38.7 km²）、さらに日高連峰に源を発する沙流川流域（流域面積：1345 km²）である（図-2）。この3河川においては、かつて堆積地上の木本群落の年輪調査が実施されており、時系列解析が可能である。河床堆積地上にみられる天然生同齡林分、不定根、萌芽、上伸枝、樹皮巻き込み、アテ等の木本群落にあらわれる移動痕跡は、土砂移動によってもたらされたものであり、土砂移動に関する絶対的時間情報を提供する（図-3）。堆積地のサイズ・分布は、空中写真および現地縦横断測量・現地踏査により測定された。

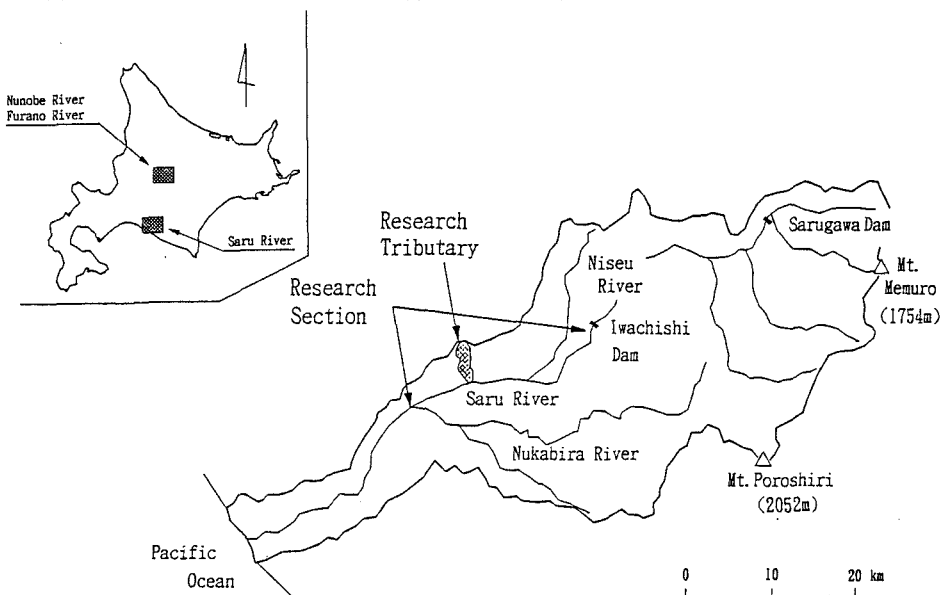
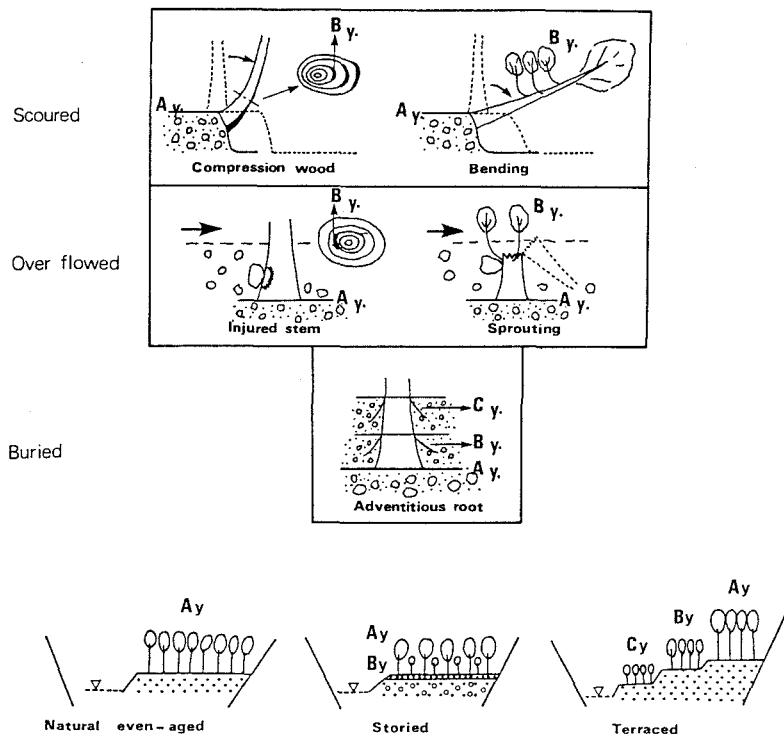


図-2 調査河川位置図および沙流川流域の概要



図－3 樹木年輪および木本群落にあらわれる移動痕跡(新谷, 1972)

富良野川調査区間の平均勾配は10%で、区間長 4.6 km である。布部川調査区間の平均勾配は4.3%で、区間長は 10.5 km である。沙流川の河畔植生調査区間は 28.9 km におよび、平均勾配は 0.36～0.52%ときわめて緩い。沙流川流域では、斜面変動と河床変動を結びつける目的から、崩壊地とダム堆砂調査を並行して行った。崩壊による土砂生産を把握するために設定した小流域は新第三紀砂岩・泥岩流域に分類され、流域面積は 1.85 km² で、沙流川本流に直接流入する。崩壊地の推移については、空中写真によって裸地と判別できる区域を崩壊地として判読し、この水平投影面積を測定した。使用した空中写真の年代は、1956年、1963年、1976年、1981年、1986年の5組である。また、この小流域に分布する6つの崩壊地に関して現地踏査を実施し、崩壊地形を計測し、平均的な崩壊深を求めた。さらにこの際、崩壊量と斜面脚部に流出せずに残っている残土量も計測した。ダム堆砂資料は、沙流川調査区間上流端に位置する岩知志ダム(流域面積 567 km²)で1961年から測定されている堆砂データを使用した。

1992年8月8～9日、北海道胆振地方東部および日高地方において温帯低気圧の通過にともない豪雨が発生した。沙流川中流域の振内では降り始めからの総雨量が245.5mmに達した。このため河畔林の破壊形態を中心に、この豪雨に伴う堆積地流出程度を推定した。河畔林の変化形態は次の3つに分類された。ひとつは堆積地の洗掘による消失・変形にともない樹木が流出したタイプ、樹木流出には至らずその場で倒伏するタイプ、もうひとつは樹体には変化がなく樹幹が直立したタイプである。調査地点数は全部で321点に及んだ。

3) 1992年豪雨による沙流川河床堆積地の変化

沙流川の河道拡幅部の土砂氾濫原には若齢広葉樹（ヤナギ・ハンノキ類、ハリエンジュ等）からなる樹高・樹径階の近似した一斉林型天然林が成立している。この河畔林に洪水時の流水・土砂移動による変化がみられた。変化タイプは三つに分類され、一つは堆積地の消失・変形にともない樹木が流出したタイプである。二つめは洪水流の影響が比較的小さかったため樹木流出には至らず、その場で傾倒したタイプであり、なかには根がえりし根系が露出した例も観察された。三つめは、洪水前と同様に樹幹が直立したまま変化のないタイプである。図-4にSP.22800付近の拡幅部における河畔林の変化状況を示した。おもに1985年当時の裸地と1975年生河畔林の一部が裸地化し、ここから樹木流出があったとみられる。また1975年生河畔林は横断的にみて低比高地に位置し、洪水時に流路化したために樹木は大きく倒伏していた。その一方で、高比高地に位置する高樹齢林分（主に1940、1966年生）には洪水痕跡がほとんどみられなかった。

1992年11月に河畔林の変化状況について現地調査を行った。河畔林の成立する堆積地の変化タイプは次の8分類とした。すなわち、A1：全壊、A2：強洗掘、A3：弱洗掘、B1：新規堆積、B2：強堆積、B3：弱堆積、C1：冠水、C2：無変化である。A1は旧堆積地の痕跡が認められず、完全に破壊・流出した堆積地であり、A2とA3は洗掘が強度あるいは弱度に生じた堆積地である。B1は今回新たに形成された堆積地であり、B2とB3は旧堆積地の上面にかぶり堆積の生じたタイプで、その堆積深が相対的に深い、あるいは浅い堆積地である。

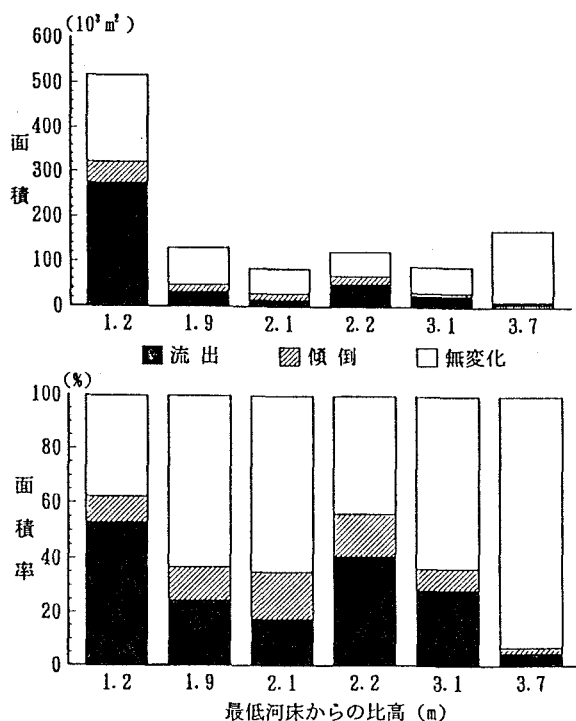
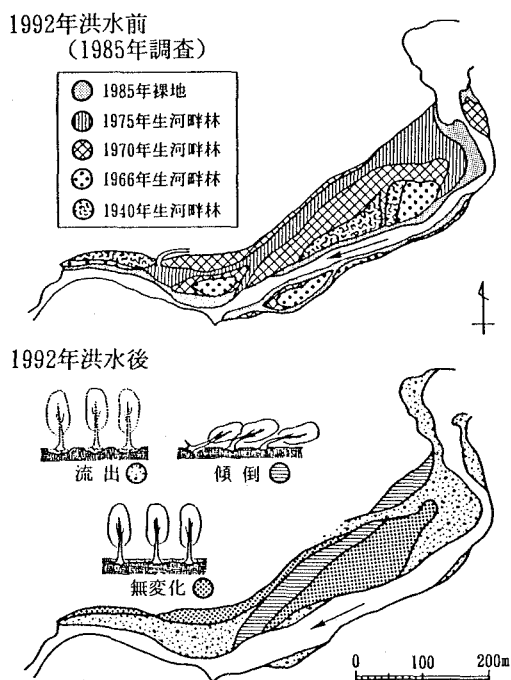


図-4 拡幅部における河畔林の攪乱形態

図-5 比高別の河畔林変化状況

またC1は洪水時に冠水状態のみにあったもの、C2は全く洪水の影響のみられない堆積地である。以上の堆積地の変化に対応して河畔林の変化がみられ、堆積地変化Aグループでは樹木流出、B2・B3では傾倒が生じ、Cグループでは無変化であった。今回の調査では各堆積地のサイズを計測していないため、河畔林の変化面積を概算する際には、前回調査時の堆積地面積を河畔林面積に読み換え、A1ではその面積の100%、A2では60%、A3では30%で樹木流出が生じ、同様にB2では60%、B3では30%で傾倒が生じたと仮定した。対象区間の河畔林総面積は約130haであり、今回の調査ではそのうちの84%、約110haが確認された。河畔林変化タイプ別の面積率を示すと、大変化である流出は約36%、小変化の傾倒は約9%で、合わせて4割程度の河畔林において変化がみられた。

次に、河畔林成立面の最低河床からの比高別に、河畔林の変化状況を見る。なお、ここでの比高とは調査対象区間における平均値である。図-5の上段には比高毎の面積を各変化タイプ別に示し、下段には各比高毎の変化面積率(変化率)を示した。比高1.2m以下のものが河畔林総面積の約5割を占めており、流出と傾倒による変化率は、低比高地である比高1.2m以下の河畔林で約62%と最も高く、比高1.9m、2.1m、3.1mでは約35~37%と低く、最高比高3.7mでは7%と極めて低い。ただし、比高2.2mは変化率が約56%と高いが、これは谷幅の狭い上流域に比較的多く分布するためと推察される。

1992年現在で、沙流川本流に認められる堆積地の代表的年代は、7、11、14、17、21、26、30および45年である。本洪水による侵食面積を算出し、年代ごとに総面積との関係を調べた(図-6)。全体的に各年代の侵食面積は、総面積が増加するにしたがい増加する傾向にあり、ほぼ直線的に増加することがわかる。しかし、より古い堆積地(26、30、45年)は回帰直線の下側、また新しい堆積地(7、11、14、17、21年)は回帰直線の上側に分布しており、堆積地の侵食率は年代によって異なっていると考えられる。つまり、一般的に古い堆積地は最低河床から高い面を形成し現流路から離れて位置する。したがって、地形的に洪水による侵食を受けづらく、耐侵食性は年代とともに高くなり安定性を増すと思われる。そこで、総面積に対する侵食率を面積割合(百分率)であらわし、年代とともにプロットすると図-7のようになる。侵食率は明らかに年代とともに減少しており、7年もしくは11年などの新しい堆積地においては侵食率が50%以上におよぶのに対し、45年の堆積地では10%以下になっている。この関係は次の指数関数で表現できる。

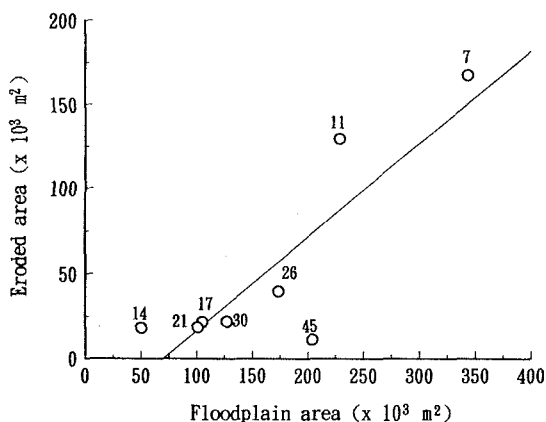


図-6 各堆積地年代における総面積と洗掘面積の関係

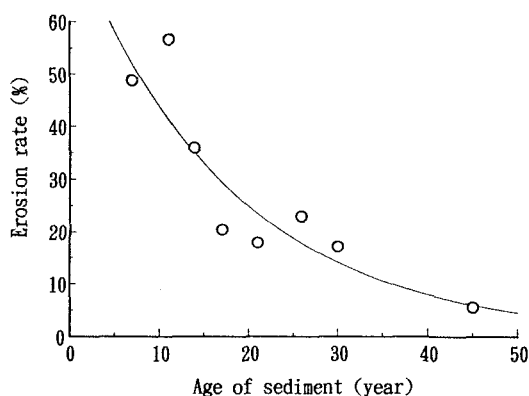


図-7 各堆積地年代と侵食率との関係

$$e_{92}(x) = \alpha \exp(-\beta x) \quad (1)$$

ここで、 $e_{92}(x)$ は1992年洪水による x 年堆積地の侵食率、 α と β は回帰式によって求められる定数で、それぞれ77.36、-0.057であった。

4) 河床堆積地調査による河道内土砂滞留過程の把握

調査対象の3河川に関し、堆積地の年代分布を作成すると図-8のようになる。全体的には、若い年代の堆積地が河道内で最も広く分布し、古くなるにしたがって減少する傾向にある。これは、過去の痕跡である古い堆積地がその後の出水によって徐々に洗掘、流出するためであると考えられる。しかし、出水規模の差にともなう土砂流出・堆積地形成の規模は年代によって大きく異なり、年代分布の凹凸として現れてくる。すなわち、各調査河川の年代分布は、時間とともに侵食される漸減傾向と過去の流出規模を原因とした堆積土砂量の大小（年代分布の凹凸）によって形づくられる。もちろん、堆積土砂の侵食速度（減少の傾き）は河川によって異なり、一般的には活動性もしくは荒廃性の河川で急勾配を形成する（Nakamura *et al.*, 1987）。

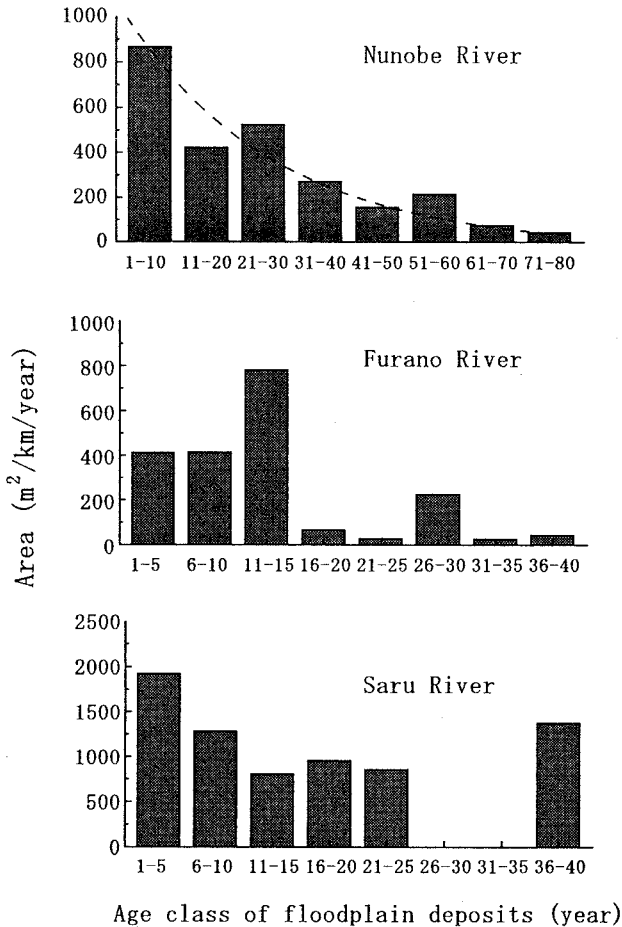


図-8 調査3河川における堆積地面積年代分布
(布部川の破線は、回帰分析によって得られた漸減曲線を表す。)

Nakamura(1986)は、河床堆積地の年代分布から平均滞留時間 (average residence time) を算出しているが、これらは年代が古くなるにつれて堆積量が減少する全体傾向を、半減期の考え方と同様、指数関数によって近似したものである。これにより土砂流送・堆積に関する河川の流域特性を把握することができるが、年代分布に表出する個々の年代の凹凸を考慮しておらず、解析として不十分であると言える。そこで本研究では、この点に関し改良を加えた (Nakamura et al., 1995)。

いま、年代分布の連続式を次式のように定める。

$$\partial n(x, t) / \partial t = - \partial n(x, t) / \partial x - e(x) n(x, t) \tag{2}$$

ここで、 $n(x, t)$ は時間 t の時点で x 年の堆積地が占める面積、 $e(x)$ は x 年堆積地の年間あたりの侵食率である。この連続式から理解できるように、堆積地は時間とともに減少するが、形成時の分布サイズを反映しながら面積に比例して残存することになる。堆積地形成時の初期サイズは、 $n(0, t-x)$ で表現でき、その値は次式によって求められる。

$$n(0, t-x) = n(x, t) / \exp(- \int_0^x e(y) dy) \tag{3}$$

ここでは、侵食率 $e(x)$ の算出が問題となるが、図－7でみてきたように、年代に対して指数関数的に減少することがわかっている。ここではその傾き(指数)は洪水によってそれほど変化しないと仮定し、次式で求めることにした。

$$e(x) = \alpha' \exp(- \beta x) \tag{4}$$

さらに $e(x)$ の平均値は、図－8の年代分布の傾き(指数)と同様であると仮定すると、

$$\alpha' = m x_{max} / \int_0^{x_{max}} \exp(- \beta y) dy \tag{5}$$

となる。ここで、 m は年代分布の傾き、 x_{max} は最も古い堆積地年代である。(5)式を(4)式に代入して求めた $e(x)$ を(3)式に代入することにより、 $n(0, t-x)$ を計算することができる。

5) 空中写真判読および現地踏査による土砂生産過程の把握

空中写真判読によって調査対象流域における崩壊面積の推移を計算した(表－1、図－9)。本流域でもっとも崩壊地面積が拡大したのは1956～1963年の間であり、新規発生崩壊地面積は47,000 m² に達し、年間あたりに換算した崩壊面積も、他の期間が 2,000～3,000 m²/年 であるのに対して 6,700 m²/年 程度ときわめて高い。1962年に日高で連続雨量 248 mm の豪雨があり、この豪雨ともなって発生した崩壊であると推測される。この豪雨による河床変動痕跡は、河床堆積地上に成立する天然生同齢林として沙流川本流に数多く残されている。

表－1 砂岩・泥岩流域における崩壊面積の経年変化

地 質	流 域 面 積 (km ²)	年 代	崩 壊 地 面 積 (m ²)	新 規 発 生 崩 壊 地 面 積 (m ²)	植 生 回 復 崩 壊 地 面 積 (m ²)	残 存 崩 壊 地 面 積 (m ²)	年 間 崩 壊 面 積 (m ²)
砂 岩 ・ 泥 岩 流 域	1.85(0.93)	1956	39,230				
		1963	61,090	47,210(36,530)	25,340	13,890	6,740(5,220)
		1976	47,150	25,210(19,150)	39,150	21,940	1,940(1,470)
		1981	31,230	16,500(11,020)	32,420	14,730	3,300(2,200)
		1986	27,160	14,860(9,070)	18,930	12,300	2,970(1,810)
		変 化 量 計		103,780(75,770)	115,840	平 均	3,460(2,530)

() 内の数字は、30° 以上の斜面に関する面積

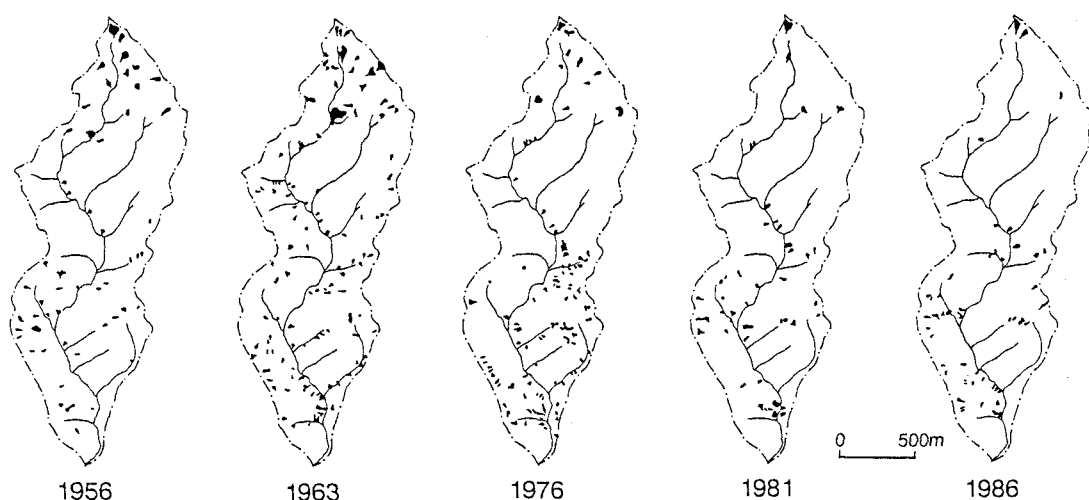


図-9 砂岩流域における崩壊地の経年変化

単位面積、単位時間あたりの崩壊土砂量 (S_p) はつぎの式によって計算できる。

$$S_p = S_a \cdot h / (\cos \theta \cdot W_a \cdot T) \quad (6)$$

ここで、 S_a : 新規発生崩壊地面積、 h : 平均崩壊深、 θ : 平均傾斜、 W_a : 流域面積、 T : 時間 である。調査対象流域における過去30年間の年間平均崩壊面積は、空中写真判読から $3,459 \text{ m}^2$ である。この面積は水平投影面積であり、実際の崩壊地面積は斜面傾斜を考慮しなければならない。現地調査から得られた崩壊地の平均傾斜 (θ) は 40° であり、崩壊深 (h) はおよそ 50 cm であった。(6)式によって得られた S_p は、 $1220 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{年}$ であった。しかし、崩落土砂の一部は崖錐斜面に残留しており、実際河道内に流入した土砂は、崩壊土砂量のうち残土量を差し引いたものである。いま、斜面崩壊によって生産された土砂が、崩壊地外へ流出する量を生産流出土砂量 (S_d) と定義すると、

$$S_d = (1 - R) S_p \quad (7)$$

となる。現地調査より得られた残土率 (R) は、 0.42 であり、求められた S_d は、 $708 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{年}$ であった。

ダム堆砂の経年変化から得られる流砂量には、上流域から本流河道に流送される掃流砂と粗粒の浮遊砂成分は含まれているが、細粒の浮遊砂成分は含まれていない。そこで全流砂量に変換するため、下記に示される Brune(1953)による変換式 (trap efficiency curve) を用いた。

$$C_t = 100 [1 - 1 / (1 + 0.1C/W)] \quad (8)$$

ここで、 C_t はダム捕捉率 (%)、 C/W はダム容量と流域面積 (acre feet per square mile) の比である。これによると、沙流川岩知志ダムでは全体の34%が細粒浮遊砂として流出していることになる。結局、約20年のダム堆砂資料からダム捕捉率を考慮して計算された年間平均比流砂量は、 $500 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{年}$ であった。かりに、土砂生産量把握のため小流域において実施した調査結果が流域全体の土砂生産を代表しているとすれば、斜面崩壊によって生産された土砂の約42%は山腹脚部に残存し、41%は河道によって運搬され、残りの17%は支流および本流の氾濫原に滞留していることになる。

6) 土砂生産・流送・滞留に関する時系列解析

土砂生産についての経年変化は、(6)式と(7)式を用いて生産流出土砂量 (Sd) を算出した。5 組の空中写真判読によって計算したため、算出の時間間隔は空中写真の撮影年次間隔に対応し、それぞれの期間平均値で示すことにした。また、(8)式によってダム堆砂資料と捕捉率から算出された流砂量の経年変化を求めた。さらに、河床堆積地の初期形成段階における堆積量を(3)式より算出し、その経年変化を求めた。これらはそれぞれ流域における生産・流送・滞留の指標であり、図-10に比較した。3つの値の経年変化は概して同様な傾向を示しており、1962年の豪雨災害前後に生産流出土砂量(Sediment production rate)、流砂量(Sediment transport rate)、初期堆積量(Floodplain disturbance rate)ともに高くなっている。さらに1970年前後に比較的低い値で推移し、1978年前後に小さな上昇が認められるのが特徴である。このように変動傾向は類似しているものの、土砂輸送率に関する議論、さらに5. で述べた土砂収支からもわかるように、ある時点で流送されてくる土砂は、斜面生産土砂の直接流出分のみならず上流域斜面脚部・氾濫原に滞留していた土砂の再洗掘分も多く含まれていると考えられる。こうした流送と滞留の繰り返しがフィールドで観察される河床変動であり、この点について検討が必要である。実際、河床堆積地調査の結果をみても、上流域と下流域は異なる年代分布を呈しており、河床変動も同様ではなかったことが推測できる。

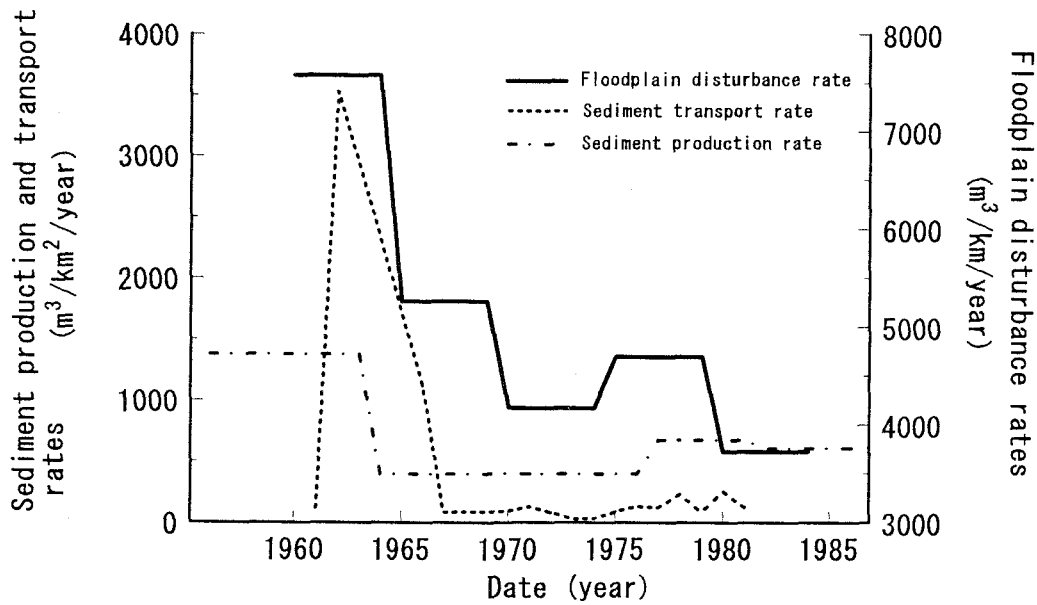
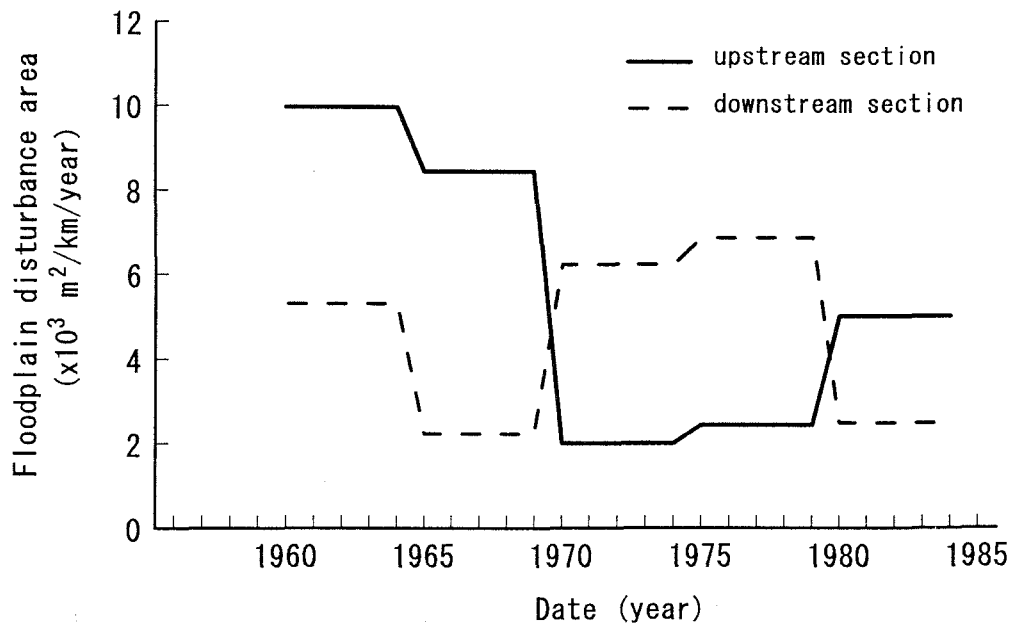


図-10 沙流川における土砂生産・流出・滞留の時系列変化

そこで、沙流川河床堆積地の調査区間を二分し（調査開始点からニセウ川との合流点までの 15.4 km 区間と、この合流点から岩知志ダムまでの 13.5 km 区間）、初期堆積量の経年変化を比較することにした（図－11）。これによると上流区間は、全体傾向をさらに強調したかたちで変動しているのに対して、下流区間では1970年から1980年にかけて上昇が認められ、上流区間とはやや逆の傾向を示している。実際、下流区間においては1962年の豪雨時に形成されたと推定される堆積地が少なく、むしろその後形成された堆積地痕跡が多く残されている。現時点で筆者らは、上流域における1962年変動土砂が時期をずらして（1970年以降）下流域に波及したものと考えている。この上で移動速度を推定すると約1,000 m/年となる。また、現在河床に堆積している土砂が上流から流入する流砂と順次入れ替わると仮定すると移動速度は、 Q_s/V_s で表すことができる。ここで Q_s は上流端から流入する流砂量(m^3 /年)、 V_s は単位距離あたりの河道内堆積量(m^3 /km)である。岩知志ダムで得られた1962年洪水以降の流砂量平均値は 102,200 m^3 /年であり、調査区間内の単位距離あたり河道内堆積量は102,500 m^3 /km である。したがって、移動速度は約 1000 m/年となり、年代分布から求めた先の値にほぼ等しくなる。



図－11 沙流川上流・下流区間における堆積地形成の時系列変化

2. 河畔林の機能評価と河畔域の保全

これまで述べてきた流域を通じての土砂動態は、植物・動物群集が生息するための基盤条件を形成する。砂防学が本来の意味での「環境を考慮した河川管理」をめざすならば、流域土砂動態と集水域生態系を結びつけた管理指針が必要になる。ここでは、河畔林ゾーンの機能評価の観点からそのフレームを提示する。前章までで述べてきた氾濫原空間は、図-4に示したように、発達した河畔林が成立できる場であり土砂動態とのつながりは強い。

1) 河川生態系のつながり

河川生態系を形成する要因を、地表変動、河川地形、河畔林、河川流水、河川生物の5つに大区分し、それらの関連を図-12に示した。やや複雑な図であるが、実際にはこの図に描かれていないつながりは、まだまだたくさんあると考えられる。図に示した番号は両者のつながりについて検討している文献を表示している（文献については中村(1992)参照）。地形・砂防分野における地表変動、植物生態における河畔林、動物生態における河川動物相のように、個別要因に関する研究はこれまで多く発表されているが、個々の要因を結ぶ研究はそれほど多くない。図からあきらかなように、河畔林は土地環境系と河川動物相とをつなぐキーファクターであり、地表変動・河川地形などの土地環境系は、その多くの要因が河畔林を通して、河川動物相と結びついている。また、水温・水質等の流水環境系も河畔林の成立・破壊によって多大な影響を受ける。さらに地形的にみれば、河畔林の存在する氾濫原空間は、斜面と河道をつなぐ境界ゾーンであり、陸地生態系（terrestrial ecosystem）と河川生態系（aquatic ecosystem）との接点でもある（Swanson *et al.*, 1982）。

風倒・溪岸侵食・崩壊等によって樹木（Coarse Organic Debris）が一旦河道に供給されると、山地河川の物理的・生物的環境に与えるこれらの影響は甚大である。複数の頑強な流木が集積すると、他の浮遊流木をあつめて天然ダムに発達することも多く、地形的・生態的影響は重要であると思われる。流木と魚類の生息場の関連を取り扱った論文も多い。ほとんどの研究は、流木のつくる複雑な河床形（たとえば、ステップ・プール構造）によって、魚類の個体数が増加する傾向を認めている。このほかに、土砂収支の面から流木をとらえた研究も多い（たとえば、Megahan, 1982）。その多くは、一時的土砂の貯留効果を確認しており、存続年数の長い事例では200年以上停滞している事例が紹介されている（Swanson *et al.*, 1976）。しかし、そのほとんどは流送・破碎・腐朽にともない形成・破壊をくりかえすのが普通で、土砂貯留効果は一時的なものにすぎない。むしろ、貯留効果により、土砂流出のタイミングをずらす点に意義があり、これにより河川生態系の攪乱は一定区間に抑えられ、流域網を通じての攪乱の波及は遅れる。

水温・水質は、河川動物相にとって重要環境要因であり、河畔林との関連が注目される。樹冠による日射遮断効果は、すでに多くの研究によって認められており、伐採に伴い水温が上昇することは必須で、流量の少ない山地河川では5～10℃程度の上昇は確実である。日射遮断効果も、冬期落葉する落葉広葉樹林と年間を通じて葉をつけている常緑針葉樹林とでは季節変化が異なり、河川動物相に与える影響も違う。水質中の懸濁物質については、河畔林による浮遊土砂の貯留とその後の再流出効果があげられる。河畔林が流水の流れを減勢することにより、細流土砂を一時的に捕捉する効果があることはあきらかであり（新谷ほか, 1989）、問題は流木同様、一時的土砂貯留効果が、土砂収支のみならず河川動物相にいかなる影響を与えているか検討することである。さらに、窒素・炭素など水質中の化学物質に対する河畔林の影響は未だよくわかっておらず、氾濫原地下水ゾーン（hyporheic zone）を通じての斜面から河道への物質流入、氾濫原と流路との物質交換など、新しい課題は多い。

土砂貯留空間としての溪流拡幅部（unconstrained reach）の役割に注目した論文は多い。しかし、溪流拡

幅部の役割は、土砂流送など土地環境系ばかりでなく、物理環境の変化を通して生物環境にも多大な影響を与えている。この問題に対するアプローチはきわめて少なく、未だまとまった論文は発表されていない。溪流拡幅部は、山地溪流に形成された特殊な場であり、山腹斜面基岩によって閉じ込められてきた流水は、この場ではじめて側方方向への移動を許される。このため流路変動は激しく、主流路の他に小流量を保持する複数の流路を有し、これらの流路は魚類にとって洪水時の避難箇所（refugia）、平常時の生息場（habitat）として機能する。拡幅部は土砂滞留の場であると同時に流木滞留の場でもあり、多くの流木はこの空間に氾濫し、流路変動の主因となるケースも多い（酒谷ほか, 1980）。流路変動にともなう河畔林の成立・破壊は拡幅区間で頻繁に発生し、河畔林の樹齢は若いものから古いものまで多様に分布しているのが普通である（Nakamura, 1986）。異なる時期に異なる裸地（たとえば構成礫の細粗、水分条件）が形成される拡幅部では、多様な樹種が生育できる条件が整っており、一般的に種の多様性は高い（岡村・中村, 1989）。さらに、拡幅部は地形的解放区間であり、狭窄部にくらべて地形的日射遮断は少なく、植物による一次生産力は高い。若い河畔林が分布する河畔林ゾーンでは、樹冠による日射遮断効果も十分ではなく、多くの直達日射が水面に届き水温をあげると同時に、珪藻類・水生昆虫の繁殖をうながし、食物視点からも魚類にとって好環境を提供する（Moore and Gregory, 1989）。

2) 河畔域の構造と機能

これまでの植物生態学において議論されている河畔林ゾーンの多くは、土壌水分、植生タイプによって区分されており、土地・生物・流水環境系のつながりによって定義されていない。その中で Meehan *et al.* (1977), Gregory *et al.* (1989) によって示された定義は、生態的機能に応じた河畔ゾーンの区分が示されており、目的に応じた技術的対応を考える際非常に有意義である（図-13）。これによると、河畔林ゾーンは、日射遮断効果（Shading Influence）、流木供給（Source of Large Organic Debris）、落葉落枝供給（Source of fine litter）等の機能によって変化し、管理目標に応じて河畔林ゾーンの幅は変化することになる。

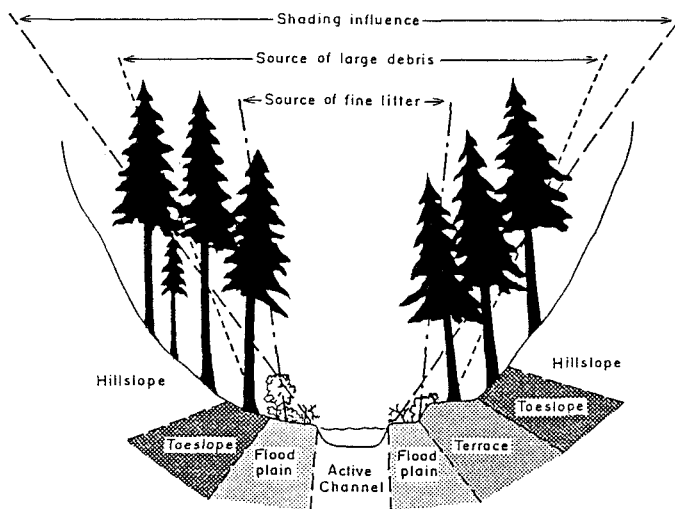


図-13 機能に応じた河畔林ゾーン区分
 (Meehan *et al.*, 1977 に加筆した Gregory *et al.*, 1989 から引用)

河川流域における森林と河川の相互作用について考えるため、河川の構造を基盤条件を形成する河床地形および斜面地形とその上に成立する河畔林に分類し検討した(図-14)。河川構造の一つとしてとらえる斜面地形は河川に隣接した脚部斜面であり、ここに成立している森林は河畔林と同様、生態的機能を発揮すると思われる。河床地形は、テラス、氾濫原、砂礫堆、流水路に区分でき、森林が成立する箇所は氾濫原および砂礫堆の部分である。

斜面脚部および河床に成立している森林は、日射遮断、落葉・落枝供給、倒木供給、流下物捕捉などの諸機能を発揮し、結果として流水もしくは氾濫原の質を変化させることになる。河床および斜面地形そのものも、外部もしくは上流から流入するエネルギーと物質の遮断、滞留、流下に影響を与えており、重要な生態的機能を担う。こうした河川の景観構造は時空間スケールに応じて変化する。時間スケールに伴う構造と機能のダイナミクスは、内容がきわめて複雑であり説明されている点が少ないことから、空間スケールに伴う河畔域の構造変化とそれに伴う機能変化について述べる。

河畔林による日射遮断の研究は古くから知られている。とくに、日射と河川水温の関係に注目した米国西海岸針葉樹林帯における研究が先駆的である(Brown, 1969)。それら研究の多くは、河畔林の樹冠が河川表面をほぼ完全に覆ってしまう山地上流域で実施されており、ダグラスファー(*Pseudotsuga menziesii*)を主体とする針葉樹林帯では、河川水面に到達する日射量は約 1/35 に減少することが知られている。北海道苫小牧地方の落葉広葉樹林帯で実施した調査によると、樹冠により河川水面が鬱閉されているところでは日最大日射量で 1/4、日総量では 1/7 まで低下することが明らかになっている(中村・百海 1989)。落葉広葉樹林帯における落葉期と開葉期の水温変動は明瞭に異なり、落葉期には水温変動の幅がきわめて大きい(図-15)。こうした季節変化、とくに落葉期から開葉期さらに開葉期から落葉期への移行時期は、水温環境が急激に変化する時期であり、河川の生物相に大きな影響を与えられると思われる。

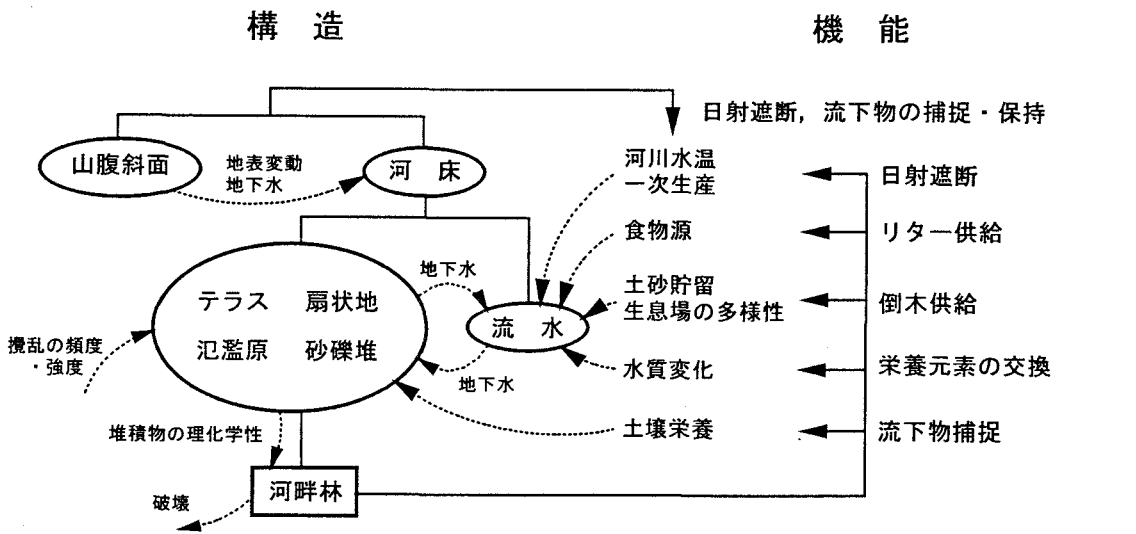


図-14 河畔域の構造と機能 (Nakamura (in press)に加筆修正)

Fisher & Likens(1973)は、山地溪流におけるエネルギー収支を落葉広葉樹林帯で調査し、山地溪流において溪流外の山腹斜面から供給される(allochthonous)有機物量は全体の99%以上にものぼり、きわめて重要なエネルギー源であることを示した。北海道苫小牧地方を流れる水系次数2次程度の小溪流で9月から11月まで実施した調査によると、溪流内への落葉供給量は約2.6t、河畔林林床から風などによって移入する量は0.2t程度であった。また、木本リターにくらべて分解速度の早い草本リターの役割は重要であり、草本が卓越する河畔域では主要なエネルギー源となりうる(Gregory *et al.*, 1991)。

河岸もしくは山腹斜面から、風倒・河岸侵食・地すべり等によって供給される倒木は、河川の物理的環境に多大な影響を与える。河川に流入した倒流木は、流水に対する障害物として機能し流れの向きを急激に変化させる。このため、河岸・河床洗掘が拡大し、更なる倒木供給や土砂流入が促進される。最終的に、倒流木は天然ダムを形成し、上流から運搬されてきた大型、小型リターおよび土砂を一旦貯留するため、河幅は拡大する。倒流木による河川地形の変化は、水生生物とくに魚類の生息場として重要な淵・カバー構造(障害物などの陰にできる暗い場所や流れの遅い場所)を変化させる。北海道北部の緩流蛇行小河川で調査した結果によると、淵の約40%、カバーの約50%がこうした倒流木によって形成されていた。さらに、大径で長く流水方向に対して直角に停滞する倒流木が淵およびカバー形成に重要な役割を果たしていることが明らかになった。

比較的大きな河川の氾濫原では、成立している河畔林帯が河床の粗度を増加させ、高い堆積面効果が加わり洪水時に流速が低下する。そのため、河川が運搬してきた細粒の土砂、さらに有機物を堆積させる効果を生む。幾度も再堆積する環境に適応するため、河畔林に数多くの不定根が認められるのが特徴である。堆積面の年代と土壌有機物含有量の関係は、バラツキはあるものの、より古い年代になるにしたがって有機物量は増加する傾向にある(Johnson *et al.*, 1976)。

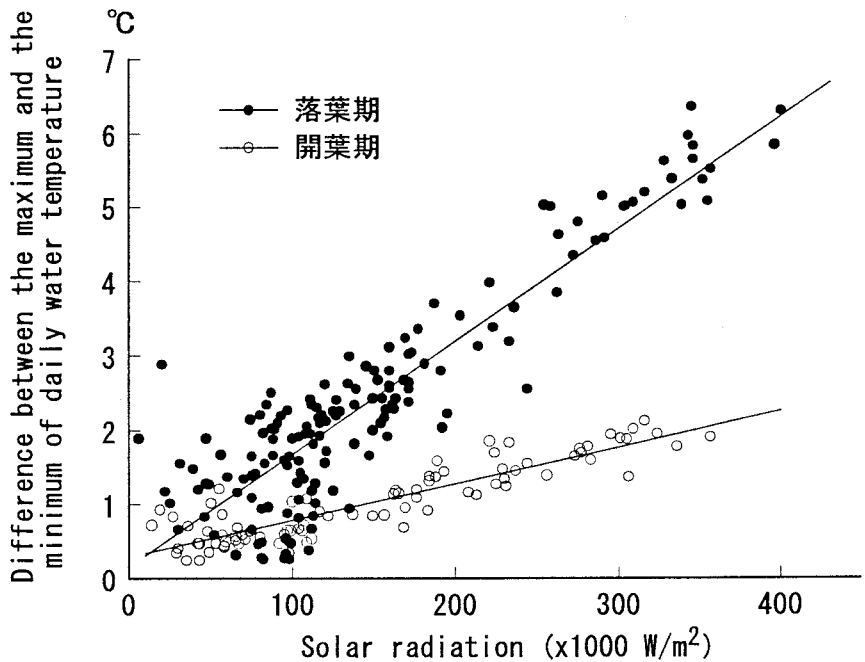


図-15 落葉期と開葉期における全日射量と水温日較差の関係 (中村・百海 1989)

山地河川の形態は、河食のみで形成されるわけではなく、山腹斜面で発生するマス・ムーブメントによっても強く影響を受ける。図-16に山地溪流の一事例を示した。下流部に形成されている狭窄部は、左岸・右岸支流の土石流扇状地の発達によって形成されている。中央部分に存在する狭窄部は、左岸から流入する地すべり土塊の押し出しによって形成されており、その結果狭窄部上流に拡幅部が形成されている。拡幅部において流路は側方方向の変動を許され、水深と流速の遅い小流路がちょうど網状流路の様相を呈して複数本発達するのに対し、狭窄部では兩岸から規制され流量の豊富な単一流路のみが形成される。したがって、拡幅部においては樹種、樹齢ともに多様な広葉樹河畔林が形成されるのに対して、狭窄部ではヤナギ類、ハンノキ類が流路付近にかろうじて成立できるのみである。

広い河床部さらに頻繁に発生する河岸攪乱の影響で、拡幅部河畔ゾーンに供給される日射量は山地溪流の中でも極めて高い。さらに、二次流路の発達とこれらの流路における浅く遅い流れも影響し、河川水温の上昇と河川内一次生産量の増加が認められる。拡幅部における河川輸送力(stream power)の低下は、結果として土砂、落葉リター、流木など上流から運搬されてくる物質の停滞を促す。河川に流入した落葉が非常に早い速度で区間外に流出してしまった場合、水生昆虫に利用される可能性は低い。落葉の利用効率は落葉の滞留時間に強く影響を受けると考えられ、河川形態の変化はこの点で重要な役割を果たしている。たとえば、図-16に示した山地溪流でLamberti et al.(1989)がおこなった落葉流下実験によると、拡幅部の落葉貯留機能は狭窄部に比べて5倍以上高くなっている。倒流木の分布量も明らかにこうした拡幅部で高くなっており、とくに流量と河幅が急激に変化する二次流路の入り口付近で滞留するケースが多い(Nakamura & Swanson, 1995)。

また、こうした倒流木が流下してくる落葉リターを捕捉し、拡幅部における物質貯留効果をさらに高めているのも事実である。さらに、魚類生息場である淵の形成機能も高くなる。図-16の二次流路が発達する拡幅部では、停滞する倒流木の約17%が淵形成に関与しているのに対し、単一流路の狭窄部では5%程度に過ぎない。また、サイズの小さな倒流木が淵形成に関与する割合がきわめて高いのが拡幅部の特徴である。このように、区間スケールにおける河川景観は、その構造の違いにより流下物質の移動速度に影響を与え、様々な相互作用を通じて多様な機能を発揮する。

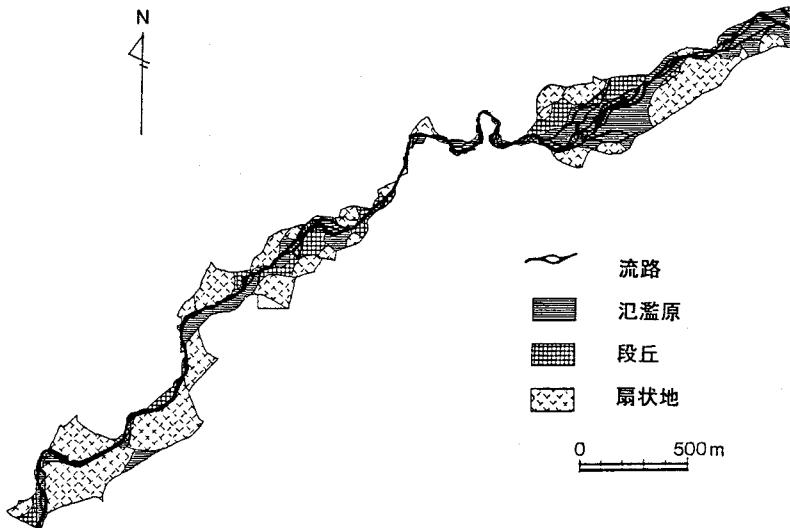


図-16 山地河川流域の景観

さらに、これまで述べてきた構造と機能は地表流(surface water)と森林との相互作用によって形成されるが、地下水脈(ground water)を通じての相互作用も認められる。これらは、近年 hyporheic zone として注目を集めており(Stanford & Ward, 1988)、ハンノキ類など窒素固定を行うことができる樹種をつうじての栄養元素の交換、さらに水生生物の生息場提供など、地下水を通じての氾濫原の役割が注目されている。

Vannote *et al.* (1980)は河川連続体説(River Continuum Concept)によって、物理的要因と生物的要因の相互作用を流程に沿って変化するシステムとして表現した。一般的に、森林と河川の相互作用は上流から下流に向かって変化する。これは、河畔林と河幅の相対的なサイズ関係が流程にそって変化するためである。このため、河幅に対して河畔林の樹高が相対的に大きい山地・上流部の溪流で相互作用は強くなると考えられている。

河畔林を構成する樹種の樹高限界が25m程度であるとする、樹冠による日射遮断の影響は河幅15m程度の溪流まで強く及び、30m程度の溪流でもかなり影響を受けると考えられる(中村・百海, 1989)。河川外からのリター供給の重要性も下流に向かって減少し、これに代わって河川内における一次生産の重要性が増す。流水の運搬力がまさる下流域では、倒流木も河川地形を変化させたり流下物を捕捉する障害物として機能せず、むしろ広い氾濫原内の河岸沿いや砂礫堆上に横たわるようになる。

しかし、森林と河川の相互作用が常に下流に向かって減少すると考えるのは誤りである。なぜなら、下流域で現在見られる河川の構造は少なからず人為的影響を受けているからである。大河川における築堤は、河川が自由蛇行もしくは分岐する性質を規制し、広大な氾濫原に発達する様々な砂州、砂礫堆の形成を抑えている。かつての下流域氾濫原はこうした砂礫堆の形成とその上に発達する様々な植物群落によって特徴づけられていたはずである(井上・谷口, 1955)。こうした区間における過去の相互作用系は現在よりも複雑であり、また多様であったと考えられ、河川構造を歴史的に評価する必要がある。

4. おわりに

これまでの砂防計画は、生起確率1/100程度の豪雨災害を対象として議論され、施設計画もこの観点から実施されてきた。災害対応として実施されてきた砂防ダムも、平常時もしくは1/100以下の洪水に伴う流砂で満砂状態になってしまうなど問題点が多い。確かに許容流砂の概念、さらにはダム満砂時の土砂調節機能など、複雑な土砂動態を砂防計画として取り入れてはいるものの、未だ理路整然とした計画案にはなっていない。このことは逆に、1/100計画で実施された施設配置計画が、平常時もしくは小洪水時の流砂に大きな影響を与えていることであり、ダム下流の河床低下がその代表的事例である。先に述べたように、こうした物理環境の変化が、河川で生息する植物・動物群集に影響を与えることはまちがいない、今後砂防学が土砂管理計画とともに再検討していかなければならない論点である。

防災空間が砂防のみで占有することができなくなっているという認識は、そろそろ一般的に認められているのではないだろうか。しかし、時間的な占有、すなわち1/100豪雨災害のみを対象として施設配置することが難しくなっているという認識は未だ少ない。今後は、小規模、大規模出水も含めた100年間の流域土砂動態を議論する必要がある、こうした研究成果をもとにした計画案が必ず必要になると思われる。本論で議論した斜面変動と河床変動のつながりは、流域における長期間の土砂動態を理解するうえでの基礎的研究であると考えられる。

これまで述べてきたように河畔域を代表する河畔林も、こうした土砂動態の上に成立しており、河川が動的に維持されることによって更新(維持)が可能となり、流水との相互作用も活発化される。“自然にやさしい”とか“生態系を考慮した”といったフレーズが科学的な裏付けもなく便利な言葉として使われている現在、河畔域の構造と機能を正確に理解し、こうした構造と機能を動的に管理する手法を考えていかなければならないと思う。

引用文献

- 新谷 融(1972): 溪床土石の移動過程調査の方法. 新砂防, **83**, 6-13
- 新谷 融・黒木幹男・中村太士(1989): 沙流川河床材料移動調査解析業務報告書. 北海道開発局, 29p.
- 新谷融・中村太士(1989): 北海道における土砂災害. 土質工学会「土と基礎」, **37-9**, 53-58
- Brown G.W.(1969): Predicting temperatures of small streams. *Water Resour. Res.* **5**, 68-75
- Brune, G.M.(1953): Trap efficiency of reservoirs. *Trans. Am. Geophy. Union*, Vol 34, No. 3, 407-418
- Fisher S.G. & Likens G.E.(1973): Energy flow in Bear Brook, New Hampshire - an integrative approach to stream ecosystem metabolism -. *Ecol. Monogr.* **43**, 421-439
- Gregory, S.V., G.A.Lamberti, and K.M.S.Moore(1989): Influence of valley floor landforms on stream ecosystems. USDA Forest Service Gen. Tech. Rep. PSW-110, 3-8
- Gregory S.V., Swanson F.J., McKee W.A. & Cummins K.W.(1991): An ecosystem perspective of riparian zone - Focus on links between land and water -. *BioScience* **41**, 540-551
- 井上由夫・谷口信一(1955): 石狩川源流原生林総合調査報告Ⅲ-1「林分構造」, 285-338, 旭川営林局
- Johnson W.C., Burgess R.L. & Keammerer W.R.(1976): Forest overstory vegetation and environmental on the Missouri River floodplain in north Dakota. *Ecol. Monogr.* **46**, 59-84
- Lamberti G.A., Gregory S.V., Ashkenas L.R., Wildman R.C. & Steinman A.D.(1989): Influence of channel geomorphology on retention of dissolved and particulate matter in a cascade mountain stream. USDA Forest Service Gen. Tech. Rep. PSW-110, 33-39
- 眞板秀二・丸谷知己・中村太士(1994): 砂防学における溪流地形研究の意義と役割. 新砂防, **190**, 19~28
- Meehan, W.R., F.J.Swanson, and J.R.Sedell(1977): Influences of riparian vegetation on aquatic ecosystem with particular references to salmoid fishes and their food supply. In *Proc. Sympo. Importance, preservation and management of riparian habitat*, USDA Forest Service Gen. Tech. Rep. RM-43, 137-145
- Megahan, W.F.(1982): Channel sediment storage behind obstruction in forested drainage basins draining the granitic bedrock of the Idaho Batholith. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, 114-121
- 宮縁育夫・中村太士(1991): 樽前火山・覚生唐沢源頭部における斜面侵食の季節変化. 地形, **12-4**, 367-377
- Moore, K.M.S. and Gregory, S.V.(1989): Geomorphic and riparian influences on the distribution and abundance of Salmonids in a cascade mountain stream. USDA Forest Service General Technical Report, PSW-110, 256-261
- Nakamura, F.(1986): Analysis of storage and transport processes based on age distribution of sediment. *Trans. Jpn. Geomorph. Union*, Vol. 7, No. 3, 165-184
- 中村太士(1992): 環境問題に対する砂防の視点と今後の課題. 新砂防, **182**, 29-37
- 中村太士・百海琢司(1989): 河畔林の河川水温への影響に関する熱収支的考察. 日林誌, **71**(10), 387-394
- Nakamura F. (in press): Structure and function of riparian zone and implications for Japanese river management. *Trans. Jpn. Geomorph. Union*.
- Nakamura, F., Araya, T., and Higashi, S.(1987): Influence of river channel morphology and sediment production on residence time and transport distance. *Erosion and Sedimentation in the*

- Pacific Rim* (Proceedings of the Corvallis Sympo.), *IAHS Publ.* No.165, 355-364
- Nakamura F. & Swanson F.J.(1994): Distribution of coarse woody debris in a mountain stream. western Cascade Range, Oregon. *Can. J. For. Res.* **24**, 2395-2403
- Nakamura, F., Maita, H., and Araya, T.(1995): Sediment routing analyses based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. **20**, 333-346
- 岡村俊邦・中村太士(1989): 自然河川の流路変動と河川環境に関する砂防学的研究. 水利科学, 32, 32-53
- Roehl, J.W.(1962): Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors. *IAHS Publ.* **59**, 202-213
- 酒谷幸彦・小野寺弘道・柳井清治(1980): クウンナイ沢における流路変動と河畔林の構造(Ⅰ). -流路変動と流木の影響-. 日林北支講, **29**, 188-190, 1980
- Stanford F.J. & Ward J.V.(1988): The hyporheic habitat of river ecosystem. *Nature* **335**, 64-66
- Swanson, F.J., Gregory, J.R., Sedell, J.R. and Campbell, A.G.(1982): Land-water interaction: The riparian zone. In: (Edmond, R.L., ed.) *Analysis of Coniferous forest ecosystems in the western United States*, Hutchinson Ross Pub. Comp., 267-291
- Swanson, F.J., Lienkaemper, G.W., and Sedell, J.R.(1976): History, physical effects, and management implications of large organic debris in western Oregon streams. USDA Forest Service General Technical Report PNW-56, 15p.
- Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R. & Cushing C.E.(1980): The river continuum concept. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* **37**, 130-137