



Title	河川の動態解析に関する砂防学的研究
Author(s)	中村, 太士
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 45(2), 301-369
Issue Date	1988-02
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/21265
Type	bulletin (article)
File Information	45(2)_P301-369.pdf



[Instructions for use](#)

河川の動態解析に関する砂防学的研究

中村 太士*

Chronological Analyses on River Channel Morphology and Sediment Transport Process in Mountainous River Basins

By

Futoshi NAKAMURA*

要 旨

流域規模、流域形状、地質、気象、そして植生分布等の流域条件は、流量、土砂生産・輸送・滞留過程に影響し、空間的には河道地形に、時間的には堆積地上に成立する植物群落に反映する。河道における土砂流送の問題は、これまで多くの研究者によって議論されてきたが、そのほとんどが土砂移動を確率降雨に対応した一過性の移動現象として扱っており、歴史の変動の集積として考えていない。本論文は、実地河川における土砂流送形態を移動と滞留の二過程に大別し、両過程をつなぐ指標として木本群落、特に天然生同齡林を位置づけ、土砂流送に関する流域特性の把握を研究目的とした。

自然災害は、過去の事象の集積が限界値を超えたとき発生するもので、現在を歴史的過程の一断面としてとらえる見方が重要である。歴史的過程は、不可逆性・周期性・突発性・定常性を同時に内包しており、現在の状態はこれら変動特性の積分として理解できる。現在河床に見られる堆積地の年代分布は、いわば土砂流送に関する歴史的集積であり、筆者は年代解析による河川の動的認識と空間的対応を提示した。

キーワード： 土砂流送、年代分布、滞留時間、土砂移動の波状性、流域特性。

目 次

緒 言	302
第I章 研究方法	303
1. 研究目的	303
2. 研究方法	307
1) 樹木年代学的手法の適用	309

1987年8月31日受理 Received August 31, 1987.

* 北海道大学農学部林学科砂防工学講座

Laboratory of Erosion Control Engineering, Faculty of Agriculture, Hokkaido University.

2) 河床微地形の解析	310
3. 研究対象河川の概要	311
第II章 山地急流河川における河床形態	316
1. 山地急流河川の特徴	316
2. 流路形態の分類	318
3. 土砂移動と流路形態	319
第III章 滞留土砂の年代学的解析	322
1. 流出土砂の河道内滞留	322
2. 堆積地の年代分布	322
3. 滞 留 時 間	322
第IV章 河床変動の交互性	325
1. 土砂移動の波状性	328
2. 位置的交互性	329
1) 富良野川における河床変動	329
2) 沙流川における堆積地分布	333
3. 時間的交互性	334
第V章 流域特性の比較研究	336
1. 流域特性の意味	336
2. 流域特性値の比較	337
1) 流域間の比較	337
2) 一流域における上流・下流の比較	339
3) 河川地形の変化と特性値	340
3. 土砂移動(輸送)距離	342
第VI章 河床拡幅部における遊砂効果	345
1. 遊砂効果の定義	345
2. 土砂移動シミュレーション	347
3. 遊砂効果の検討	352
第VII章 砂防計画への展開	355
1. 土砂処理計画	357
2. 空間造成計画	358
結 言	362
参 考 文 献	363
Abstract	366

緒 言

近年の国土開発は産業基盤の集約化をもたらし、後追いで実施された防災事業は土地利用の高度化、自然生態系からの生活圏の隔離をうながした。これによって、住民は極めて便利な安定した居住空間が与えられ、自然環境と直接接することなく多くの自然産物(natural resources)を得ることが可能になった。本論で問題となる河川環境に関して言えば、水は水道の蛇口から供給され、魚類は市場にて手軽に得ることができる反面、地域住民の支払った代償は大きく、洪水、水不足、水質汚染、水辺環境の低質化など弊害は時を変え場を変え現れてきている。

小出⁴⁸⁾は、“河川の自然史は社会史を方向づけ、社会史は自然史を反映する”と述べているが、現在では土地利用計画の進展が自然を改変するまで技術的レベルは進歩している。近年の土地利用形態の変遷は、境界線による空間的分割の歴史であり、分割された一区域は周辺区域と調和して土地利用が進むというよりは、時の事情に応じて単独に変貌しているというのが現状であろう。境界線による分割は防御的思考をうながし、自然と社会の分離を生む。しかし、自然の法則を無視した土地改変がさらに大きな土砂災害をもたらすことは、過去の事例からも明らかである。

産業の集約化・土地利用の高度化が進む以前の河川形態と土地利用を顧ると、低位段丘もしくは河岸は、平常時水田・畑地として利用され、洪水時には流水・流砂の氾濫の場として確保されていた。恒常的利用空間である住居は安定した河岸段丘上にあり、一時的防災空間（水田・畑）を介して自然河道と接していたことは注目に価する。自然河道の歴史的変動過程を認識した防災計画、土地利用計画によってはじめて、自然空間と社会空間を統一的に考えることができる。

河道における土砂流送の問題は、これまで多くの研究者によって議論されてきたが、その多くが土砂移動を確率降雨に対応した一過性の移動現象として扱っており、歴史的変動の集積として位置づけてはいない。連続的な水の運動に対して、移動・滞留を繰り返す土砂の運動は相対的に非常に長い時間スケールのなかで山腹斜面から扇状地、河口まで輸送される。したがって、自然河道における土砂の流送を歴史的に考える場合、年単位の時間情報が必要になってくるのである。

以上の観点から、本論文は河道地形の年代学的見方を提示すると同時に、土砂流送に関する流域特性を明らかにし、河床変動の歴史的過程を考慮した砂防計画について考察しようとしたものである。

本研究をすすめるにあたり、御指導いただいた北海道大学教授東三郎氏、同助教授新谷融氏、貴重な御意見をいただいた北海道大学教授大金永治氏、筑波大学助手真板秀二氏、現地調査に際し御援助いただいた旭川土木現業所富良野出張所、北海道開発局および北海道大学農学部砂防工学研究室の関係各位に深謝の意を表す。

なお本論文は「北海道大学審査学位論文」である。

第I章 研究方法

1. 研究目的

土砂礫の流送に関する問題は、これまで多くの学問分野で研究されてきている。いわゆる内陸河川の水辺環境は、物理的現象と生物的現象が流域全体のなかで最も密接に結びついている場であると考えられる⁹¹⁾。物理的現象とは、水・土砂礫・流木等の流送現象であり、生物的現象とは物理的現象の結果もたらされる河畔林、魚類・水生昆虫・鳥類・動物の生息場の形成

(成立)・破壊, および生物群集に与える生態的影響を意味する。このため水辺環境は流域全体のなかで極めて重要な意味を持ち, 多くの学問分野で研究されてきた。代表的には地理(地形)学, 河川工学, 生態学, 砂防工学(林学)があげられる。これらの学問分野でおこなわれてきた研究は, 方法論, 研究対象域の点でやや異なっており, 使用される言葉も統一されていない。このため, 学問分野間の関連性もしくは全体的位置づけは明確になっておらず, 時として議論が噛み合わない感さえうかがえる。そこでまず, これまで各学問分野で行なわれてきた研究方法・成果を概括的に整理し, 本研究の柱となる土砂礫の流送に関する(樹木)年代学的研究の位置づけを明確にする。

地理(地形)学における河川の研究は, 19世紀後半 Davis 地形学の輪廻説によって系統化され, これを基準として発達した。20世紀前半までの地理(地形)学は, 谷形の発達, 河岸段丘の形成, 河川の争奪さらに流域網の構成など, 河系の発達とそれに伴う現在の河川地形を説明し, その法則性を明らかにすることに主眼が置かれた。特に河川の営む侵食・運搬・堆積現象に関しては, Davis¹¹⁾の平衡河川(graded river)の概念を基礎にした河床縦断面形に関する論議が主流で, 実際的な河川の立体的構造(特に平面形状)に関しては, 1950年代の Leopold らの研究を待たねばならない。したがって, 20世紀前半までの河川地形学の主流は, いわゆる Davis 地形学に基礎を成し, 時間単位 $10^4 \sim 10^6$ 年オーダーで形成された現河川地形を歴史的に説明することにあつたと言える。

1950年代の Leopold と彼の共同研究者たちの業績は, 流路形態を水理幾何学的に探求した点で, その後の河川地形の研究に大きな影響を与えた⁵¹⁻⁵⁴⁾。彼らのレジーム理論的研究および流路形態に関する研究は, 河川工学の分野に引き継がれ, 理論的に大きく発展した。現在の河床微地形が水埋量, 河床・河岸材料の受食性などに影響され, 連動的に自然調節されることを明らかにした点は注目されるが, 時間に関する概念はそれほど明確にされていない。すなわち, 現在の河川地形を水理幾何学的に解明したにとどまり, 土砂流出・流入に伴う流路形態の変化を, 時系列上の発達過程として説明している例は少ないのである。近年, 地理(地形)学の分野では土砂の洗掘・輸送・堆積過程を解明し, 流域全体の土砂収支(Sediment Budget)を時系列的に把握するため, 数多くの研究がなされている点は注目される^{10, 12, 13, 73, 90)}。

土砂の異常堆積・異常洗掘のない安定した流路に関する研究は, 灌漑水路の設計に関連して河川工学の分野で発達し, レジーム理論, 安定河道理論としてまとめられた。これらの理論は, 静的・動的平衡勾配理論^{1, 58)}へと展開し, 限界掃流力の概念を生み, さらに流砂量公式へと進んだ。したがって, 河床における土砂の堆積・洗掘は二断面間を通過する流砂量の差として理解され, 河床変動理論へと発展した^{5, 23, 31)}。全体的に河川工学における土砂礫の流送は, 水理学的基礎をもとに砂粒一つ一つに対する外力と抵抗力の関係として理論化され, 実験的に発展した点に特徴がある。一方, 主として縦断的変動として位置づけられる河床変動に対して, 平面的・立体的変動である河床波(砂漣, 砂堆等)の研究はやや異なった展開を示し, 帰納的に現地

調査結果・実験結果から形成領域区分を行なうことが主となった^{27, 28, 40~45, 59}。

こうした河川工学の土砂礫の流送に関する理論は、おもに沖積扇状地河川を対象にして発達しており、この点で砂防工学の分野とは対象的である。また実験的方法論が主流であるため、現象の時間的概念が規定されておらず、過去の歴史的現象の集積として現在の河川地形を捉える場合多くの問題が残る。

生態学、特に魚類・底生生物の生態学における河川形態の分類は、可児³⁵による区分に代表される。彼は、水深・流速・底質などの状態から、一蛇行区間をまず淵と瀬の単位に区分し、瀬をさらに平瀬と早瀬に分けた。さらにこうした単位が、上流域では一蛇行区間に多数出現するのに対し、下流域では瀬と淵は一つずつしかないことに注目し、底生生物の生息との関連を示した。1940年代にこの分類が行なわれたことは注目に値するが、その後の発展は見られず、河川の生態学における河床形の分類は可児の区分法のみにとどまっている。生物生息場としての河川地形の把握は、環境保全的にも今後ますます必要となってくると考えられ、土砂流入・流出を伴う生息場の破壊・成立に関する研究は、物理的現象と生物的現象の接点として重要な意味をもつと考えられる。

砂防工学における河川研究は、山岳森林地帯の急流河川を対象にしており、主として野外調査・研究を軸として発展した。砂防工学における現在の河川研究の流れは大きく二つに分けることができると考える。一つは、いわゆる扇状地河川で発達した河川工学の土砂水理学的理論に改良を加え上流域の急流河川に適応させる方向^{6, 7, 30}であり、もう一つは、急流河川における水と土砂礫の集合・分離が非常に離散的に行なわれることに注目し、土砂礫の流送を滞留過程（長期の停止時間）と集積的移動過程（短期の時間的变化）に分け、時系列的（歴史的）に考察を行なう方向^{2, 3, 56, 57, 75, 79, 80}である。筆者の行なった年代学的解析は後者に含まれる。全体的には、前者が河川工学的方法論に類似しているのに対し、後者は近年行なわれている地理学的河川研究と軸を同じくしている。砂防工学における河川研究のもう一つの特徴は、現地データもしくは理論による実証より、経験的仮説に立脚した砂防計画論に関する議論が先行したことである。調査対象域が突発的・偶発的な生起現象で特徴づけられる山地上流域にあり、現象的に極めて複雑であることが現地データの収集、理論的解明を常に遅らせてきたと言えるが、その結果調査・研究に関する方法論が未だ確立されていないのが現状であると思われる。

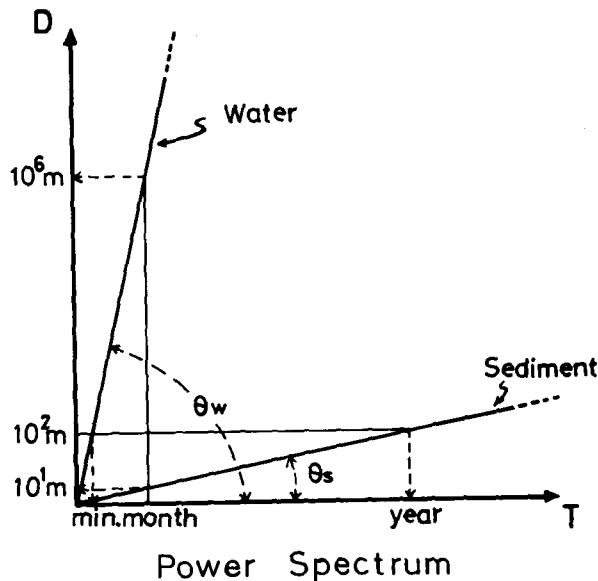
以上のように各学問分野における河川研究は、目的に応じてそれぞれの特徴を生みながら展開し、同時に問題点も指摘された。特に時空間の概念規定は、各分野の関係および全体的位置づけを明確にすると考えられるが、この点に関し十分な論議がなされていないのが現状である。

野外調査において観察する土砂礫の流送形態とは、停滞と再移動を交互に繰り返しながら、断続的にしかも長年月を経て下流に流出するもので、水の運動とは極めて対照的である。ここで水と土砂礫の運動に関し、平均的な議論を行なうと図-1.1のようなになる。横軸は時間スケール

(T), 縦軸は空間スケールとして距離(D)を示している。この図は、水と土砂礫の運動の違いを表わす概念図であり、単位目盛に絶対的意味はない。図中の二本の直線は、それぞれ水と土砂礫の運動に関する時間と距離の関係を表わしており、直線の傾き ($\tan \theta_w$, $\tan \theta_s$) は平均的速度を意味する。

いま、 10^2 m 単位の同空間スケール で水と土砂礫の運動時間を比較すると、概ね分と年ほどの差があり、月単位の同時間スケールで運動距離を比較すると、 10^1 m と 10^6 m ほどの違いが認められるのである。確かに洪水時の移動過程のみを対象とした場合、両者の違いは図に示されるほど大きくはないが、平常時の滞留過程を含めて論ずる場合、同時空間スケールすなわち同一直線上で議論することは不可能であると言える。したがって流域全体の土砂流送に関し野外調査を行なう場合、いわゆる室内実験で測定される秒単位の流送データはあまり意味がなく、少なくとも年オーダーの調査データが必要になる。歴史科学として位置づけられる野外科学の特徴は時間概念の重要性にあり、この点が実験科学とは根本的に異なると筆者は考える。本研究の基調が年代解析にある理由はここにあり、河床堆積地上に存在する河畔林(天然生同齡林)の成立と破壊は、実地河川における土砂流送を考えるうえで最も重要な、年単位の時間指標となりうる。

以上の理由から、本研究では土砂礫の流送形態を移動と滞留の二過程に大別し、両過程を



図—1.1 流域における水と土砂の運動の時間・空間スケール
 Fig. 1-1. Comparison between water flow and sediment movement in a river basin. The abscissa indicates the time scale and the ordinate shows the distance. Consequently, the inclination of each line means the the velocity of the moving material.

つなぐ指標として植物群落を位置づけ、実地河川の土砂流送に関する流域特性を把握することを研究目的とした。

2. 研究方法

本論の研究方法は、樹木年代解析と河床微地形解析の二つに大別できる。前者は現象の頻度(frequency)を表わす時間指標であり、後者は現象の規模(magnitude)を表わす空間指標である。両方法とも実地河川の樹木年輪、河床微地形情報が基準となっており、調査を実施するにあたってはできるかぎり時空間の概念規定を明確にした。特に時間の概念は原因と結果(cause and effect)、すなわち事象のつながりを探究するうえで最も重要であり、時間枠(time span)が設定されていない調査研究は、ときに誤った結論を導く可能性があると考えられる。

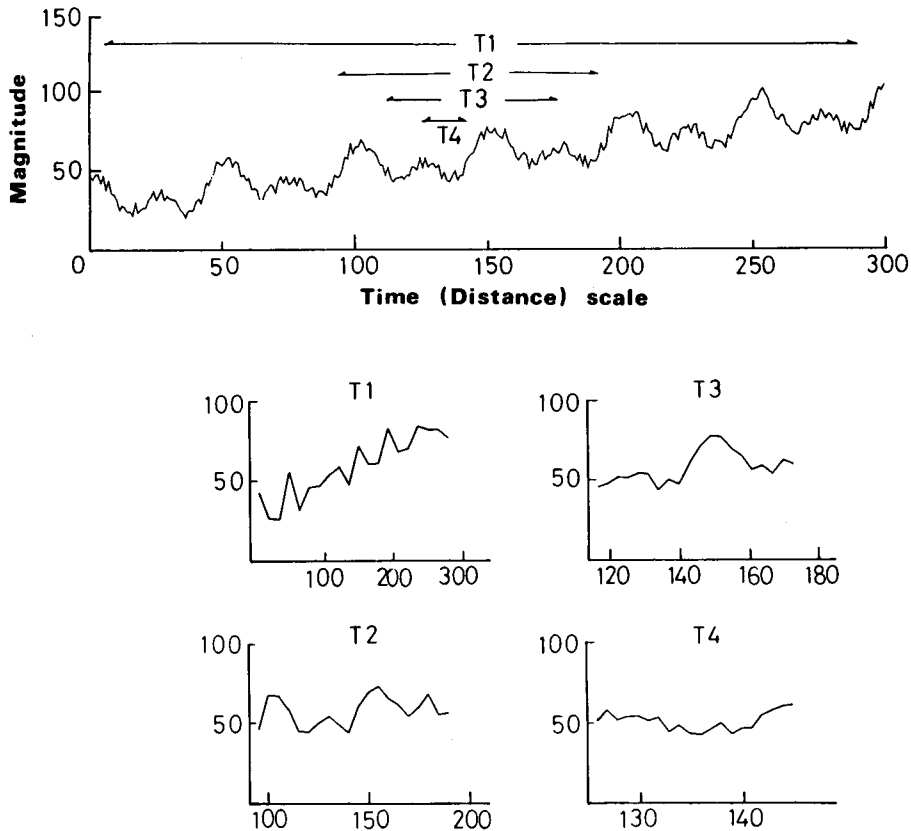
こうした時間概念の重要性について地形学の立場から、Schumm⁷⁸⁾は興味深いことがらを述べている。彼は、Geologic (地形学的)、Graded (平衡的)、Steady (定常的) という三つの time span を設定し、流域構造とその構成因子の独立・従属 (independent - dependent) 関係が三種の time span のなかでどのように変化するかを事例をあげて述べている。表-1.1 がその内容を示したもので、Geologic time は 10⁶ 年(百万年)オーダー、Graded time は 10² 年オーダー、そして Steady time は数日オーダーと定義している。時間スケールの違いにより、構成因子の独立・従属関係が大きく変化することを明確に示しており、小時間スケールになるほど固定して考えることのできる独立要因が増加する。また、Steady time のような小時間スケールにおいては、独立と従属に二分された要因が相互に影響し合う場合も多く、時として因果関係の逆転も起こり得ることを示している。したがって、時間枠さらに場の条件の違いによ

表-1.1 時間枠と流域変数 (Schumm, 1971)

Table 1-1. River Variables During Time Spans (Schumm, 1971)

Variables	Status of variables during designated time spans		
	Geologic	Graded	Steady
1) Time (stage)	I	N.R.	N.R.
2) Initial relief	I	N.R.	N.R.
3) Geology (lithology, structure)	I	I	I
4) Paleoclimate	I	I	I
5) Paleohydrology	D	I	I
6) Relief or volume of system above baselevel	D	I	I
7) Valley dimensions (width, depth, slope)	D	I	I
8) Climate (mean ppt, temp., seasonality)	X	I	I
9) Vegetation (type and density)	X	I	I
10) Hydrology (mean discharge of water and sediment)	X	I	I
11) Channel morphology	X	D	I
12) Observed Qw Qs (reflecting meteorological events)	X	X	D
13) Hydraulics of flow	X	X	D

I = independent N.R.=not relevant D =dependent X =indeterminate



図—1.2 時間(空間)スケールと時系列(空間系列)変化の特性
 Fig. 1-2. Characteristics of time series depending on time spans of measurement.
 Measurement interval is assumed to be 1/20 of the surveying period.

り、構成因子の因果関係は変化することに留意しなければならず、野外調査研究における時間概念の重要性を認識しなければならない。

時間の概念規定は現象の因果関係だけでなく、自然現象の特性(特徴)を把握するうえでも極めて重要である。そこで時間スケールと時系列変化の特性に関する問題を図-1.2に模式的に表現した。最上段のグラフをある自然現象の時系列変化とし、T1, T2, T3, T4の四つの時間枠で調査を実施したと仮定する。また調査結果の収録は等時間間隔で行ない、その単位時間は各時間枠の1/20とする。つまり、各時間枠において20個の調査データが収録されることになり、その結果を下の四つのグラフ(T1~T4)に示した。なお、座標軸の数値はT1~T4を比較検討するために表示したもので、数字自体に特別な意味はない。最も長い時間枠であるT1の調査結果は全体的に上昇傾向を示し、T2はやや規則的に上昇・下降を繰り返している。T3は中央に大きな山をもち、最も短い時間枠であるT4は比較的变化が少ない。現象的特性としてはT1は不可逆的变化、T2は周期的変動、T3は突発的変動、さらにT4は定常的变化を意味することになる。

横軸を空間(距離)軸に置き換えれば、この議論は空間系列変化に関してもあてはめることができる。たとえ同一の自然現象を観察、測定していても、時間枠(空間枠)の設定の仕方により、時系列(空間系列)変化の特徴が大きく異なることが明瞭に示されている。

結論的に自然現象の特性を論ずる場合、時空間枠の設定は調査研究の軸であり、この軸なくして考察をすすめることはできない。以上の理由から、本研究の土砂流送に関する時間枠は100年以内とし、樹木年輪、河床変動測量により把握できる年単位の情報を収集した。また空間枠としては、 $10^0 \sim 10^3$ m オーダーの河床地形を抽出した。

1) 樹木年代学的手法

本研究において適用した樹木年代学的手法とは、一般的に知られている年輪年代学とはやや趣が異なる。年輪年代学とは、異なる樹木個体にあらわれた年輪に時間的な一致点を見つけるクロスデイトイング(Cross-dating)によって、年輪幅変動の時系列である標準曲線を求めるもので、これにより広域的かつ恒常的な作用をもつ気候要因の解析が可能になる⁸⁹⁾。本論の樹木年代学とは東²¹⁾によって体系化された地表変動(地すべり、崩壊、河床変動、海岸侵食等)の実態を探る方法であり、現実に生存している樹木群の年齢構成と立地の空間的広がりに基づく。年輪年代学が古い建造物等から得られた木片を材料に過去の広域的気象変動を探るのに対し、樹木年代学とは現在成立している樹木群落を対象に、過去100年程度の地表変動を小面積単位で探ろうとする点が両者の違いである。

樹木年代学的手法は、これまで地すべり^{20, 25, 86~88)}、雪崩^{70, 71, 103)}氷河の動態^{83, 85)}等に適用されてきたが、河川における土砂流送、河川形態に関する調査手法として適用した例はSigafos⁸⁴⁾、Everitt¹⁶⁾、新谷^{2, 3)}、清水^{79~81)}、笹^{76, 77)}等があげられる。Sigafosの研究は河床堆積地における樹木群落の成立及びその成長過程に関する基礎的研究として先駆的な役割を果たしている。彼は樹木に残された洪水痕跡(樹皮巻込み、不定根、萌芽、上伸枝等)から調査河川の歴史的過程を探り、観測所における水文データと比較しながら河床変動における植物指標の重要性を確固たるものにしたと言える。Everittは氾濫原における*Populus*天然生同齡林(even-aged forest)の存在に注目し、その年代分布(age-distribution)から流路変動(蛇行の発達)と土砂流送に関する考察を試みた。Sigafosによる考えをさらに発展させ、歴史的考察から土砂流送、流路形態の発達に関して検討したことの意義は大きい。

新谷は河床堆積地の段丘化と天然生同齡林の成立に注目し、侵入条件・時期等の同齡林成立基礎条件を検討した。さらに距離軸上の同齡林年代分布から、荒廢溪流における土石移動過程を四つ(交互型、前進型、後退型、一律型)のパターンに区分している。清水は同齡林の年代分布に注目し、その累計曲線であるポテンシャル曲線の形態によって流域特性を表現しようとした。笹は、扇状地面上に成立する同齡林のモザイク状分布より、流路変動の履歴と扇状地形成過程を明らかにした。

本研究における樹木年代学のアプローチも、天然生同齡林の形成と発達さらにその分布を

基礎とし、同齡林の樹齡を堆積地の形成年代としている。天然生同齡林が成立するための条件としては、①種子が供給されること②地表面が裸地化し、発芽に好適な土壤条件が整うこと③水・土砂氾濫等による侵食・堆積の影響を受けにくい地形条件であること（特に若年期）が考えられる。こうして成立した河畔林は萌芽、不定根、上伸枝等を形成し樹形を変化させながら河床のきびしい環境条件に耐えている。筆者は、現在ある堆積地面が同齡林が成立した当時の河床面に比べ、数十cm以上高くなっている多くの例を不定根の存在から確認している。このように同齡林も50年以上の樹齡に達すると、土砂再堆積・洗掘に伴う侵入・既存樹種による更新(regeneration)が繰り返され、明瞭な一斉林形を呈さなくなる。以上の点から考察して、山地河川の河畔林に対して樹木年代学的方法のアプローチを行なう場合、現在より50年以前に形成された堆積地の年代推定は難しく、推定誤差も多く含まれると考えられる。そこで本研究では、現地調査結果と過去の洪水記録、空中写真を対比しながら年代推定を行なうことにし、現地調査に際しては萌芽・不定根・上伸枝・樹皮巻込み等の年齢も参考にした。

天然生同齡林の樹齡は堆積地の形成年代を表わし、同齡林の年代分布は堆積・洗掘による歴史的河床変動過程を表わす。本論ではこの年代分布に注目し、年代分布と流路形態、土砂滞留過程のつながりを解析すると同時に、土砂流送に関する流域特性について検討を加えた。

2) 河床微地形の解析

河流の作用(fluvial transport)で形成された地形の特徴はその横断面に表現される。Troeh⁹⁸⁾は縦断面形の曲率と等高線の曲率を組み合わせることにより、四象限からなる斜面の図的分類を行なった。これによると集水斜面(Water-gathering slopes)と散水斜面(Water-spreading slopes)は、沢型もしくは尾根型等高線によって区分されている。つまり、水の運動は横断的地形要素に規制されると同時に、特徴的横断微地形を形成するといえる。そこで本研究では、河床横断微地形さらにその連続としての河床平面形に焦点を絞り考察を進めることにした。特に流路変動と河畔林の成立・破壊、土砂流出とは密接に関連していることから、現流路形態を表現するために現地踏査・スケッチとともに、細部縦横断測量を行なった。さきに述べた樹木年代調査は、堆積現象に関する時系列情報を与えるが、短時間スケールの移動現象(<年単位)とくに洗掘現象は把握できない。そこで、一洪水時の洗掘・堆積現象を把握するため、調査区間に多数の横断測線を設置し、測線上の河床地形変化から河床変動量を算出した。また図-1.2で述べたように、測線間隔(空間枠)の設定の仕方により抽出される変動特性も異なってくると考えられることから、一調査河川において二種類の測線間隔(40 m, 100 m)を設定し抽出される変動の違いを比較した。

本論における河床微地形要素はつねに天然生同齡林の樹齡と関連して位置づけられている。これは空間指標である河床微地形と時間指標である樹木群落を統合し、土砂移動の規模と頻度の関係を明確にしようと試みたためである。そのため新しい河床地形用語も必要であり、ここであらためて用語の定義を行なった(以下に述べる内容は図-1.3に示した)。

河 幅：河流の作用で形成された全面の幅。河床堆積地，現在の河川流水路を含めた左右岸の山腹斜面端まで。

x年流路幅：x年堆積地が形成された際の洪水幅と推定される流路幅。実際にはx年以下の堆積地を含む流路幅として定義される。

流 水 幅：現在河川水が流下している部分の幅。

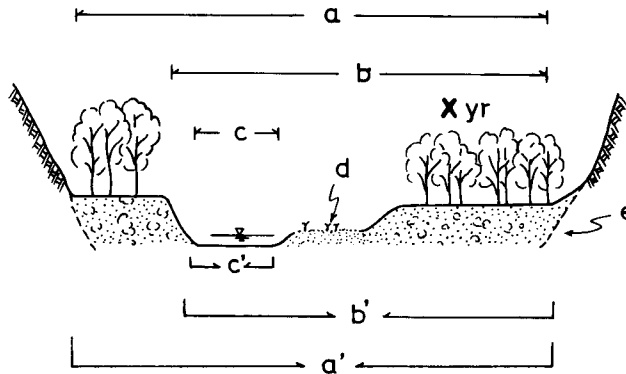
x年堆積地：x年同齡林が成立している基準面をなす堆積地。

1年堆積地：裸地もしくは1年生の幼樹が成立している堆積地。

河 床：河幅によって示される氾濫面全体を指す。

x年流路床：x年流路幅によって示される氾濫面を指す。

流水路河床：現在河川水が流下している部分の河床。



図—1.3 河床地形用語の定義

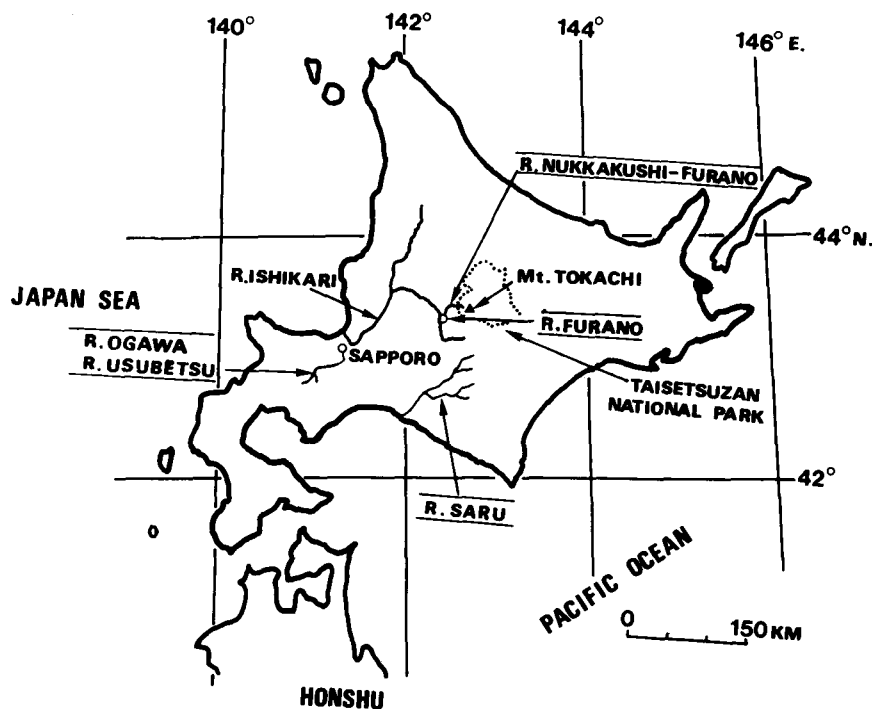
a: 河幅, b: x年流路幅, c: 流水幅, d: 1年堆積地,
e: x年堆積地, a': 河床, b': x年流路床, c': 流水路河床

Fig. 1-3. Definition of terminology on riverbed.

a: river width, b: flow width aged x year,
c: stream width, d: sediment aged 1 year,
e: sediment aged x years, a': riverbed,
b': channel bed aged x years, c': stream channel bed

3. 研究対象河川の概要

本論文の主たる目的は、土砂流送に関する流域特性の比較研究にある。そこで研究対象河川としては、流域源頭部に地殻変動に伴う大規模崩壊をもち、年々の降雨に際し多量の土砂を流下させる活火山性荒廃河川である①富良野川、②ヌッカクシフラノ川、V字谷を埋めた過去の大規模崩壊・土石流堆積物の上を侵食しながら流下し、現在の土砂生産形態は主として地すべりによる細粒土砂の供給である③薄別川、④小川、年比流砂量が約 $400 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{年}$ と道内大河川のなかでも非常に高く、土砂生産が主として地すべり形態であるため浮遊砂成分が多い⑤沙流川を選び調査を行なった(図-1.4)。樹木年代調査は、富良野川、薄別川、小川、沙流川で実施し、富良野川とヌッカクシフラノ川では、経年的測量による河床変動と流路形態について考



図—1.4 調査河川位置図

Fig. 1-4. Locations of investigated rivers

察した。以下、これら5河川の流域概要を述べる。

① 富良野川

富良野川は北海道有数の火山性荒廃河川で、活火山十勝岳(2,077m)に源を發し西方へ流下して上富良野町市街地を経て南下し、富良野市で空知川に合流する河川である(図1-5)。樹木年代調査流域はピリカフラノ川との合流点(標高260m—調査始点)より上流域で、流路長20.0km、流域面積22.6km²の区間である。また河床変動調査流域は1号ダム(標高800m)より上流約5km区間である。富良野川の縦断河床形は調査始点より上流11km地点(標高600m)を境に変化がみられ、これより下流では平均河床勾配約1/35(3%)、これより上流では1/9(11%)である。富良野川の地質は、下流部には扇状堆積物・段丘堆積物と丘陵部に十勝岳溶結凝灰岩が分布し、中流部から上流には溶岩類が分布している。十勝岳は第四紀の洪積世から沖積世にかけての火山活動により形成され、火山活動は現在も続いている。近年の噴火記録として、安政4年(1857年)、明治20年(1887年)頃、大正15年～昭和3年(1926～1928年)および昭和37年(1962年)があげられる。大正15年の十勝岳泥流(大正泥流)は死者144名、罹災戸数396戸、耕地埋没流失871町歩にもおよぶ大災害であった³⁴⁾。

崩壊現況としては、調査始点より上流11km地点(標高600m)より渓岸崩壊が部分的に見られ、15km地点(標高950m)より上流でV字谷を呈するにしたがい渓岸崩壊が頻繁に観察され、

縦横侵食によるガリーの発達著しい。また、十勝岳頂上付近では火山性の大規模崩壊裸地が発達しており、年々の降雨に際し多量の不安定土砂を河床内に供給している。

大正泥流跡地の植生はエゾマツ(*Picea jezoensis*)、アカエゾマツ(*Picea glehnii*)、トドマツ(*Abies sachalinensis*)からなる針葉樹林のほか、上層にシラカンバ(*Betula platyphylla* var. *japonica*)またはダケカンバ(*Betula ermanii*)をもつ広葉樹-針葉樹二層林やダケカンバを主とする広葉樹-針葉樹二層林などの林が成立している⁶⁸⁾。また河床内堆積地上に成立する同齢林を構成する樹種として、ダケカンバ、ミヤマハンノキ(*Alnus maximo-wiczii*)、ヤナギ類(*Salix* spp.)、トドマツなどがあげられる。樹木年代調査は1979年に実施し、河床変動調査は1979年から1981年まで行なった。

② ヌッカクシフラノ川

富良野川の南方に位置し、富良野川と並行して西方へ流下するヌッカクシフラノ川は、十勝岳火山群のうち上ホロカメットク山(1,887m)、三峰山(1,850m)、富良野岳(1,912m)に囲まれた火山性荒廃河川である(図-1.5)。源流部の安政火口は現在も活動中で、火口壁から多量の土砂が生産され、河道内に供給されている。本河川では1号ダム(標高1,100m)上流区間において1972年より経年的に縦横断測量を実施している。調査区間の平均河床勾配は約1/11

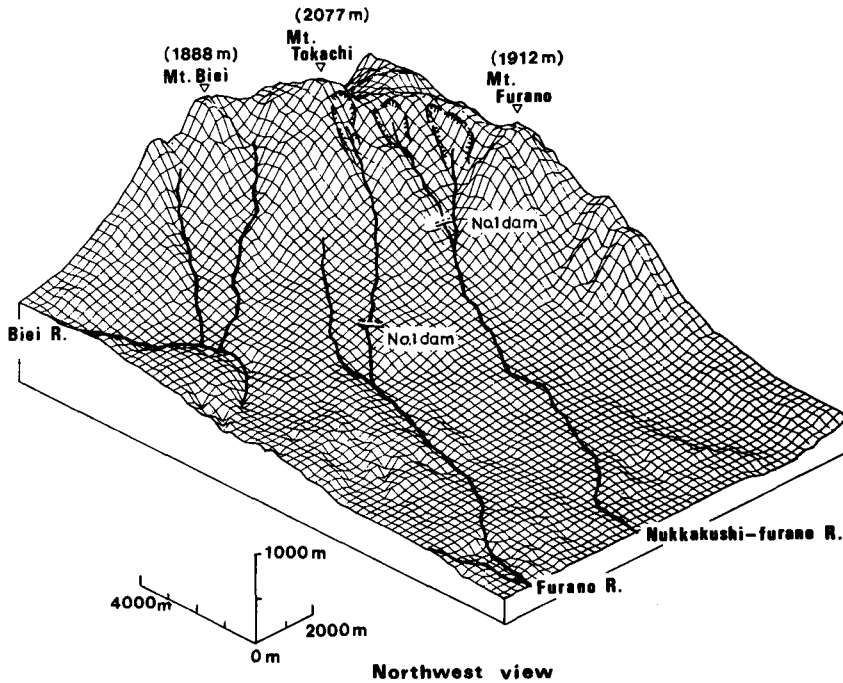


図-1.5 十勝岳荒廃河川富良野川・ヌッカクシフラノ川の流域概況

Fig. 1-5. Basins of the Furano River and the Nukkakushi-furano River. Both rivers are typical volcanic torrents which rise in Mt. Tokachi.

(9%)である。

③ 薄別川

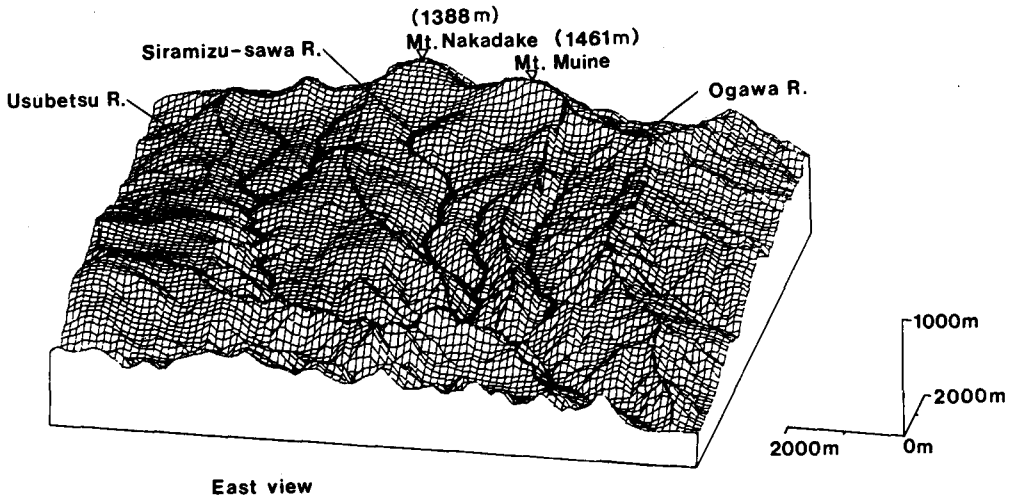
薄別川は中岳(1,388 m)、喜茂別岳(1,177 m)に源を発する主流路長14.8 km、流域面積37.5 km²の溪流であり、定山溪において豊平川に合流している(図-1.6)。河床勾配は下流部では約1/50(2%)と緩勾配であるが、上流に向かい約1/15(7%)の急勾配となる。地質は第四紀初頭に噴出した無意根山溶岩、喜茂別岳溶岩が第三紀層をおおうかたちで流域西部に分布し、標高1,000 m以上に平坦な溶岩台地を形成している。崖錐堆積物は薄別川左岸に広く分布しており、第三紀層(定山溪層群と天狗岳集塊岩層)は流域中央部に広く分布する。地すべり地は中～上流部の左右両岸斜面に分布しており、特に上流部右岸斜面に目立っている⁸²⁾。河床内堆積地上に成立する同齢林を構成する樹種としては、ケヤマハンノキ(*Alnus hirsuta*)、シラカンバ、ヤナギ類に代表されるが、やや古い同齢林ではエゾマツ、トドマツ、ミズナラ(*Quercus mongolica* var. *grosseserrata*)、シナノキ(*Tilia japonica*)、ハリギリ(*Kalopanax pictus*)、ハルニレ(*Ulmus davidiana* var. *japonica*)等の侵入が観察された。樹木年代調査は1982年に実施した。調査区間は小川との合流点の2 km下流地点より始まり、上流9.75 km区間であり、平均河床勾配は1/25(4%)である。

④ 小川

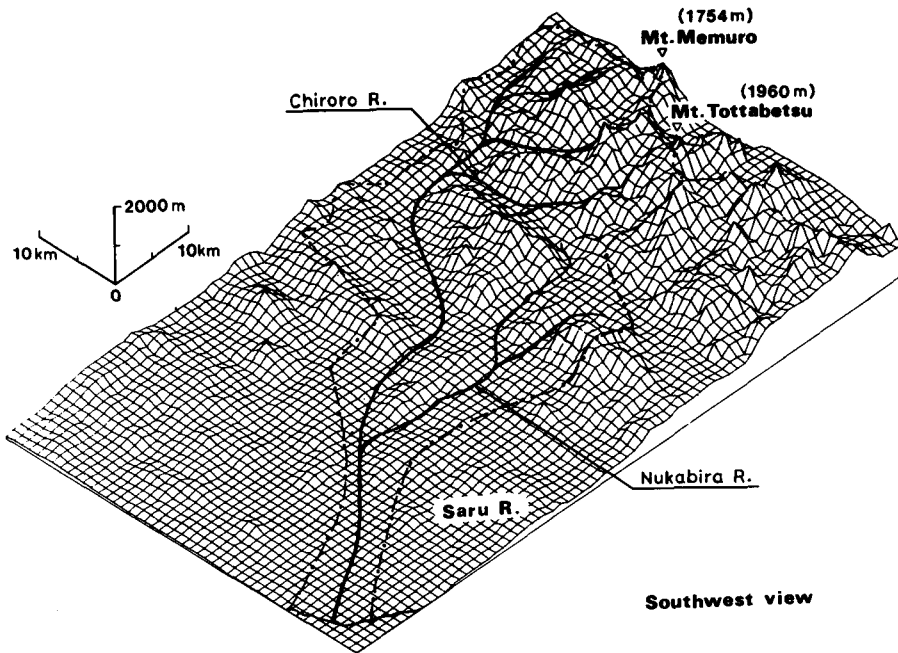
小川は長尾山(1,205 m)に源を発する主流路長7 km、流域面積10.9 km²、平均河床勾配1/15(6.7%)の溪流であり、標高400 m付近で薄別川に合流している(図-1.6)。地質は薄別川と同様、源頭部に溶岩台地を形成し、流域中央部に第三紀層が分布している。しかし、6,000年～7,000年くらい前に発生したと推察される⁹³⁾大規模崩壊に伴う土石流堆積物がV字谷を埋め立てており、小川の谷底は比較的平らであるのが特徴である⁵⁵⁾。現在の小川はこの堆積物を下刻しながら流下しており、河床縦断形は下流域薄別川合流点付近で河床勾配が急となる特徴的凸型縦断形を示している。流域全体に地すべりが広く分布しており、現在の土砂生産はこうした地すべり土塊の押し出しによる細粒土砂の河道内供給が主であると考えられる。河床堆積地への侵入木本は薄別川と同様であり、樹木年代調査は1982年に実施した。また調査区間は薄別川との合流点より上流5 km地点までで、調査区間の平均河床勾配は約1/12(8%)である。

⑤ 沙流川

沙流川は日高山脈の北端近くに源を発し、太平洋へ注ぐ流域面積1,350 km²、主流路長104 kmの一級河川である(図-1.7)。周囲には沙流岳(1,422 m)、ペンケヌシ岳(1,750 m)、芽室岳(1,754 m)、ルベシベ岳(1,740 m)、チロロ岳(1,880 m)、戸蔦別岳(1,960 m)、幌尻岳(2,052 m)などの日高山脈に属する高山帯が連なっている。流域の地質は、上流域は主に古生層から成り、中・下流域になると主に白亜紀層と新第三紀層より成る。調査対象流域は、河口より約28 km地点にある額平川との合流点から振内上流に位置する仁世宇川との合流点までの15.3 km区間であり、平均河床勾配は1/278と緩い。調査地周辺の地すべりは振内付近に集中し、調査地右岸の地



図一. 6 豊平川上流域薄別川・小川の流域概況
Fig. 1-6. Basins of the Usubetsu River and the Ogawa River, which are made of volcanic and sedimentary rocks of the Neogene period, with the Quaternary lava distributed in some parts.



図一. 7 沙流川流域概況
Fig. 1-7. The Saru River basin which is mostly made up of sedimentary rocks including metamorphic rocks of the Cretaceous, with sedimentary rocks of the Tertiary distributed in the riversides of the lower reaches.

すべり地は本流に沿って分布し、左岸は支流に多く分布する。地すべり末端が押し出しのため崩壊を起こし、ガリー状の侵食を受けて植生侵入のみられない箇所もある。河床内堆積地上への侵入木本は、ヤナギ類、ケヤマハンノキがほとんどで、堆積地が古くなるにしたがいドロノキ(*Populus maximowiczii*)、イタヤカエデ(*Acer mono*)、シナノキ、カツラなどの侵入もみられる。樹木年代調査は、1984年に実施した。

第Ⅱ章 山地急流河川における河床形態

1. 山地急流河川の特徴

河床形態に関するこれまでの研究の多くは、沖積扇状地河川を対象としており、流域全体のなかで下流の緩勾配地域を中心に発達した。これに対して、本研究で対象とした河川調査区間は主として上流域に位置しており、沖積扇状地とはやや異なった河床形が発達している。河床形の特徴は、空間的にはその横断形もしくは平面形に、時間的には成立する木本群落の樹齢構成に認めることができる。そこで山地急流河川の形態的特徴を抽出するために、まず扇状地緩流河川との比較を行なうことにした。

山地急流河川において形成された河床内堆積地の多くは、横断的に切り取られたような階段状の凹凸をなしているのが特徴であり、横断形の起伏は大きい。また、こうした階段状の裸地が洪水によって形成されると、木本・草本種子が一斉に侵入し、概観的には樹高のそろった天然生同齢林が階段上に成立する。特に風散布型先駆性樹種(*Salix, Populus, Alnus, Betula* sp.)は、堆積地上に顕著に観察され、同齢林の樹齢は階段状堆積地が形成されてから現在までの経過年数を示す。本論ではこの同齢林の樹齢を堆積地の年代と呼ぶことにした。

これに対して、扇状地緩流河川において河床内に形成される砂礫堆は丸みのある穏やかな凸形をなしており、河幅に対する横断形の起伏は、山地河川にくらべて非常に小さい。但し、洪水によって一時期に形成された河川両岸に発達する堆積地は、階段状を呈していることが多く、穏やかな凸形は中州状の砂礫堆に顕著に見られる。増水期(降雨・融雪)に水面下に沈む部分と、砂礫堆下流側は裸地もしくは草地になっており、上流端から中央にかけてヤナギ等の木本群落が発達していることが多い。これは砂礫堆が下流に向かって伸長するため、植物群落の年齢は下流側ほど若くなる傾向にある。この点に関しては Leopold & Wolman⁵²⁾も言及している。

扇状地緩流河川と山地急流河川の特徴的な違いは、堆積地を構成する砂礫の粒径にも表れている。山地河川で一つの階段を構成する砂礫径は、細粒土砂から1mをこえる大礫まで多様である。階段状堆積地を形成する段差付近を観察すると、段差が形成されている箇所に構成砂礫の不整合が認められたり、認められなかったりする。図-2.1は沙流川流域で観察した堆積地断面図と同齢林のスケッチである。22年生のヤナギ、ハンノキ類が生育している堆積地と9年の堆積地との間には不整合に変化しているのに対し、9年と3年の間では不整合性が認められ

ない。この理由としては、小菅⁴⁹⁾も述べているように、新たな堆積によって形成された段丘面であるか、以前の堆積地の再洗掘によって形成された段丘面であるかの違いであると考えられる。すなわち、9年の堆積地は堆積過程によって、3年の堆積地は9年堆積地の再侵食によって形成されたものと推察できる。以上より、山地河川の段差微地形は異なった土砂移動形態・規模により各ステップが形成されたことを物語っている。

これに対して扇状地河川において中州状に形成された砂礫堆の礫径を観察すると、明らかに上流側から下流側にかけて連続的变化が見られる。木本の生育する上流端においては礫径が5cm前後と大きく、下流に向かうにつれて細粒(0.5~1.0cm程度)になる。これは、流水が上流部における細粒土砂を掃流し下流側に運ぶためと考えられ、砂礫堆が下流に伸長していく過程で形成された連続的变化であると考えられる。以上、河床形、堆積地上に成立する植物群落、砂礫径に関して、山地急流河川、扇状地緩流河川で比較した結果を 図-2.2 にまとめた。山地急流河川でみられる河床形態は、横断的階段状堆積地形、1ステップ上に成立する木本群落の樹齢の一様性、さらにステップ間の砂礫材料の変化で特徴づけられる。これに対して扇状地緩流河川は、横断的に穏やかな凸形地形、植物群落の年齢及び砂礫径の連続的变化で特徴づけられる。結果的に、こうした両者の対照は、両河川で起きている現象の違いが河床形態に反映したものであるとして理解される。

山地急流河川の多くは平常伏流して河床には流水が見られず、洪水期に一気に増水するのが特徴であり、河床内の不安定土砂は、この増水時に急激な堆積・洗掘を交互に繰り返しながら移動する。こうした水と土砂の突発的運動は、河床・流路変動に伴う多くの階段状堆積地を河道内に形成する。堆積地上には一斉に木本が侵入し、河床内には各年時に形成された同齡林

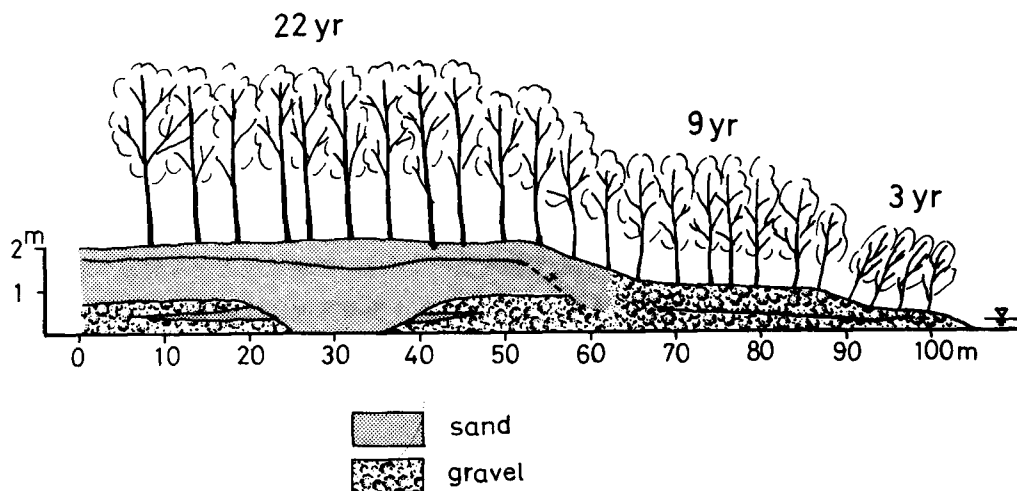


図-2.1 沙流川における階段状堆積地の断面

Fig. 2-1. Cross-sectional view of sediment in the Saru River. Sediment forms the stepped shape corresponding to the ages.

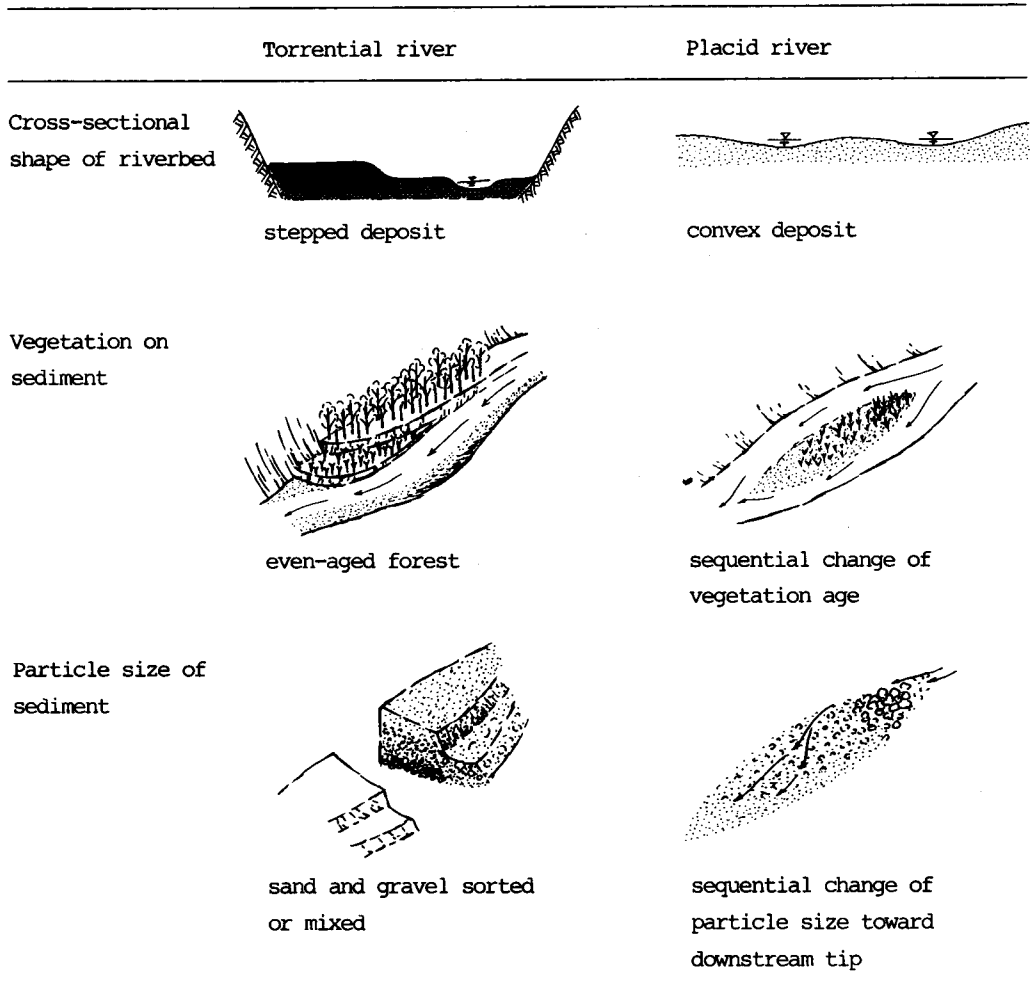


図-2.2 河床形・植物群落・砂礫径に関する山地急流河川と扇状地緩流河川の比較

Fig. 2-2. Comparison between torrential and placid rivers in terms of the shape of riverbed, vegetation on the sediment and particle size of sediment.

がモザイク状に分布する。これに対して扇状地緩流河川では、砂礫は後方から前方へ連続的に掃流され砂礫堆を徐々に伸長していくため、形成された小規模裸地には植生が順に侵入し、連続的な異齢林が成立する。

2. 流路形態の分類

沖積扇状地河川の流路平面形状を、Leopold & Wolman⁵²⁾は Channel Pattern と呼び、直線 (straight) 流路, 網状 (braided) 流路, 蛇行 (meandering) 流路に分類した。本研究でとりあげた山地急流河川においてもこれと似た平面形状が観察され、本質的には両者に大きな違いはないと推測されるが、II-1で述べたように水と土砂の運動機構が異なるため、流路形態及び

形成過程に差がみられた。特に流域上流部においては、土砂の運動が突発的・断続的であるため上流からの土砂生産状況、変動時の流路内土砂堆積によって流路形態が変化するのが特徴的である。さらに、河道地形が横断的に谷壁によって制限を受けるため、変動土砂量と地形条件の相対的關係が重要になる。

火山性荒廃溪流富良野川において現地調査を行なった結果、河道地形の異なった場所に3種の流路形態が観察され、それぞれ安定流路、変動流路、定形流路と呼ぶことにした。以下、これらについて説明する。

1) 安定流路

安定流路は、流路変動がなく安定した河岸によって現流路が固定されている区間に発達する。図-2.3(a)に示すように、河岸には古い年代の同齡林が成立し、若い年代の堆積地はあまり分布していない。堆積地の形成年代から推定して、過去の大規模な河床変動により、現在の安定した河岸が形成されたと考えられるが、近年の土砂流入は、現在の屈曲した単一流路のみで流過させることができる規模であることがうかがえる。

2) 変動流路

変動流路は、土砂移動の激しい河床拡幅部、合流部に発達しており、旧流路等の変動痕跡が多数みられる(図-2.3(b))。形態的には沖積扇状地の“網状流”と似ているが、変動流路区間で観察される流路のほとんどは、現在放棄されて流水のない流路痕跡である。こうした多数の変動痕跡が形成される理由としては、拡幅部における水深の減少とこれに伴う急激な土砂堆積・流路閉塞が原因であると考えられ、流路を失った流水は、河岸を洗掘し、瞬時に新たな流路を形成するのである。このため、現流路が旧流路より高く位置する例も多く観察される。山地急流河川における流路変動は、急激な土砂堆積に伴うことが特徴であり、変動流路河床内に

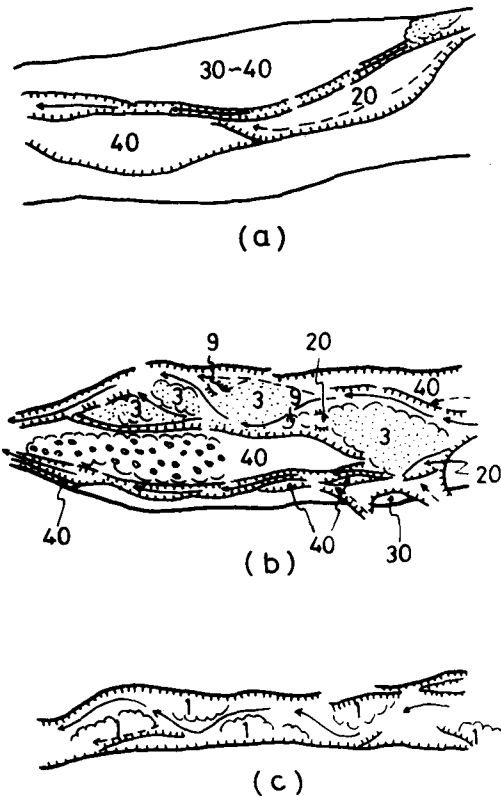


図-2.3 荒廃河川における流路形態
(a) 安定流路 (b) 変動流路 (c) 定形流路
(図中の数字：堆積地の年代)

Fig. 2-3. Three different shapes of riverbed
(a) Stable channel, of which channel banks are stabilized with relatively old trees.
(b) Divergent channel, which is observed in wide sections of riverbed and junctions of tributaries.
(c) Fixed channel, in which a few deposits exist in a deepgully, and most of them being occupied by young trees.
The numbers in the figure shows the ages of sediment.

は多くの堆積地が形成され、それぞれ年代も異なっている。

3) 定形流路

定形流路は地形・地質的に狭窄部となっている区域にみられ、河床の横断形はV字形を示す場合が多く、河床の所々に露頭が現れている(図-2.3(c))。河床内堆積地も少なく、成立している木本群落の樹齢は若い。以上から考察して、この流路区間は大規模洗掘および堆積が発生しない土砂流過区間であると言える。

3. 土砂移動と流路形態

ムッカクシフラノ川1号ダム上流区間において、1972年から1982年の10年間河床変動に関する継続調査を行ってきた。調査区間の平均河床勾配は約9%で、12本の測線が設置されており、縦横断測量により経年的な河床変動状況が把握された。調査区間は、図-2.4に示すように、測線1~5で代表される拡幅部、測線6~8の中間部、測線9~11の狭窄部に大別できる。いま、各区間より代表的な測線(No.1, 7, 10)を抽出し、10年間の河床変動状況を下流側より図示すると図-2.5のようになる。

拡幅部より抽出した測線No.1は横断的に比高の小さい凹凸変動を繰り返している。流路も頻繁に首振りしており、形態的には変動流路が発達している。1972年の河床は全体的に1981年時点より数メートル低く、経年的には上昇する傾向にある。特に左岸側でこの傾向が顕著である。

中間部より抽出した測線No.7は、1972年時点では安定流路形態を示していた。しかし、1973年から1975年にわたる土砂移動により河床が上昇し、1975年時点では変動流路形態を示している。その後1981年に至るまで、再び河床は洗堀を受けている。

狭窄部より抽出した測線No.10は、安定流路区間であると言える。右岸の堆積地が安定しており、流路は左岸側に固定されている。しかし、固定された流路河床は経年的に数メートル低下しており、全体的には洗堀傾向にある。

以上の結果より、土砂移動と流路形態の関連性についてまとめると次のようになる。変動流路区間においては、流路は側方への変動を繰り返しながら、全体的には土砂を堆積させる傾向にあり、安定流路区間では河岸が安定し、流水路河床を洗堀する傾向にある。また定形流路区間は土砂流過区間である。No.7測線でみられたように、こうした流路形態は時系列上の一形態であり、容易に変化するものとして理解されねばならない。流路形態を決定する要因としては、場の空間容量(詳細については次章で説明する)と近年の土砂移動状況が挙げられる。すなわち、相対的に土砂の流入・流出が激しい区間では、これに伴う流路変動が頻繁におこり、流路が網状に発達するが、土砂の流入がなく、現在の単一流路のみで流過させることができる区間では安定流路が発達する。結論的に、流路形態は場の特徴と現在生起している現象の複合形として理解できる。

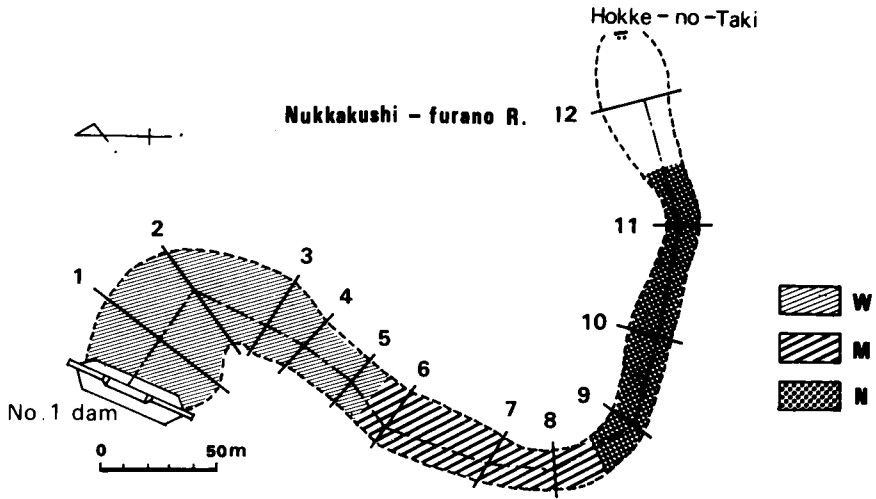


図-2.4 スッカクシフラノ川1号ダム上流区間の概況

W : 拡幅部, M : 中間部, N : 狭窄部

Fig. 2-4. Investigated area of Nukkakushi-furano River which is located in the upper reach of No. 1 check dam.

W : wide section, M : middle section, N : narrow section.

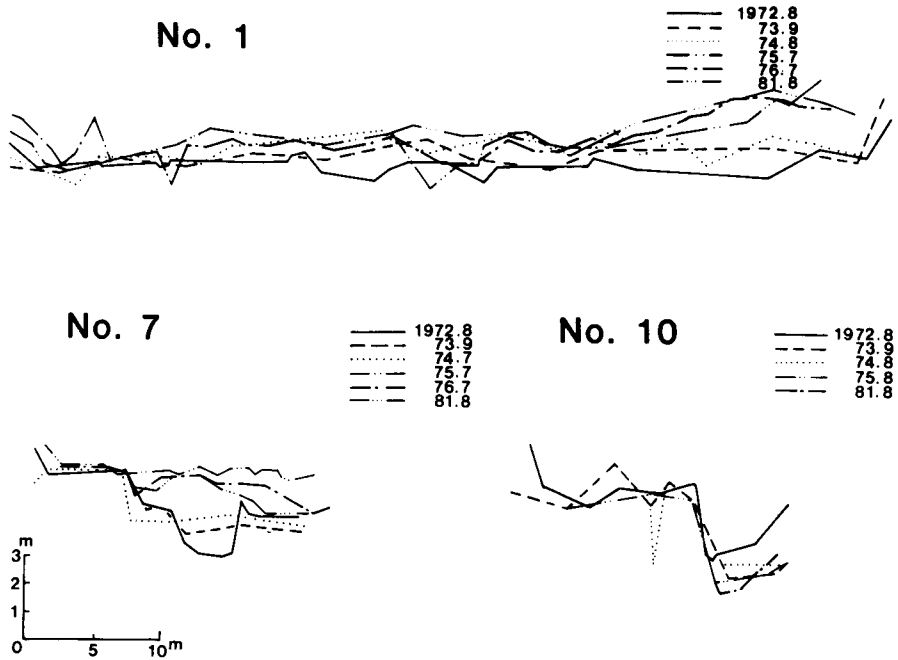


図-2.5 代表測線 (No.1, 7, 10) における経年の河床変動状況

Fig. 2-5. Deformation of the representative measured lines (No. 1, 7, 10) from 1972 to 1982.

第三章 滞留土砂の年代学的解析

1. 流出土砂の河道内滞留

河道内における土砂の滞留は多くの場所で観察されるが、代表的な滞留空間 (Storage) を図-3.1に示した。左側がデブリ (debris) による流路閉塞に伴う流出土砂の河道内滞留、右側が河川地形に起因するものである。流路閉塞に伴う土砂滞留は、上流域の山地溪流では多く観察されるが下流域に向かうにつれて見られなくなる。これは、上流域では河幅に対して河床材料 (礫、倒木、流木等) が相対的に大きいため、土砂の滞留が河床材料の偶然的な集合形式に左右され、河道内に天然のダムを形成しやすい。これに対して下流域では、河幅、流量に対して相対的に河床材料が小さくなるため、河床材料の集合による流路閉塞は発生しにくい。停滞している流木の方向に関しても上流域では河道を横断している例をよく観察するが、下流域では流水と同方向で河岸沿に滞留している場合が多い。河川地形によって形成される規模の大きい滞留空間としては、上下流とも河床拡幅部、河川曲流部、河川合流部が顕著である。河床拡幅部、河川合流部では流量・水深・流水幅等の急激な変化により土砂が氾濫堆積しやすく、また河川曲流部では流水が攻撃側河岸に固定されやすいため、内陸側で土砂が滞留しやすい。

現在、河道にみられる堆積土砂の量は、先に述べた滞留箇所の空間容量によって左右されると考えられる。ここで、河道の空間容量が何によって代表されるかが問題となるが、筆者が行なった調査によれば、河道面積と堆積土砂量の間にも明瞭な相関が認められることから⁶⁰⁾、河道に滞留できる土砂の量は河道面積によって表わすことができると考える。

2. 堆積地の年代分布

全体の堆積土砂量は河道面積によって規定されると考えられるが、その年代分布を、河幅・河道面積・河床勾配等の絶対量で表わすことは難しく、河床形態および近年の土砂移動状況などを考慮しなければならない。現在河床内にみられる堆積地は、過去の洪水によって形成され現在まで残存していたもので、過去の河床変動に関して歴史的考察を行なう上で重要な痕跡となる。II-3で述べたように、特徴的な流路形態を形成する各区間においては、現存する堆積地の年代分布も異なっている。そこで、富良野川において観察された流路形態の堆積地年代分布を堆積量の累計曲線で表わすと図-3.2のようになる。ここで、縦軸の単位は全体量を100%として表わしている。これによると、3区間とも全体的には上方に凸型の上昇曲線を示しているが、上昇の傾き、曲線の形などの点で異なっており、この違いが堆積地分布の特徴を示している。

安定流路区間では15年付近に変曲点(くびれ)があり、年代分布を二つに区分することができる。安定流路区間は、形態的にも安定した河岸を形成する15年以上の堆積地と現在の流路内堆積地に分けることができ、これが年代分布曲線の変曲点として表れたものと考えられる。

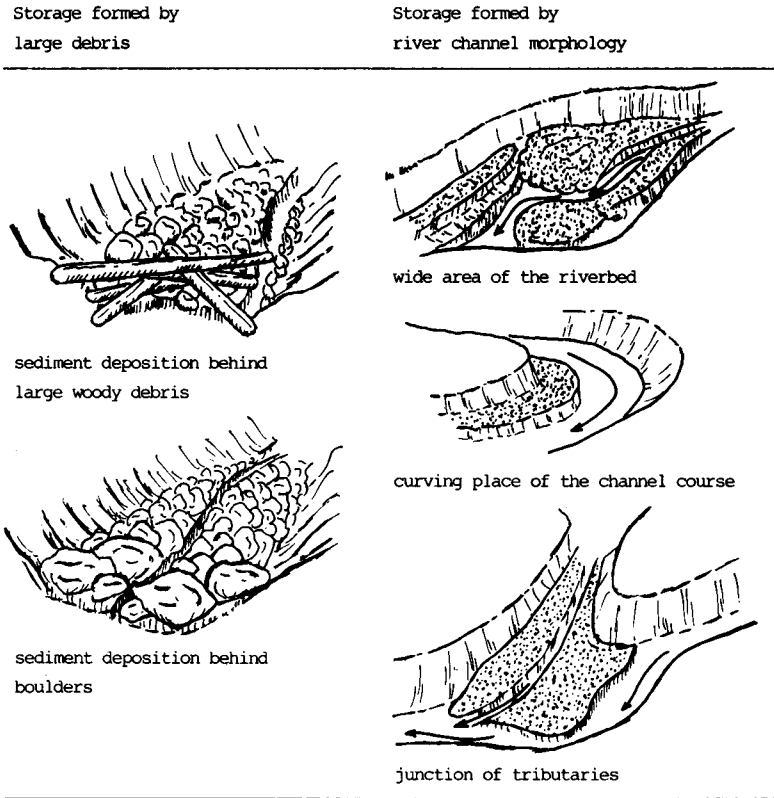


図-3.1 流出土砂の河道内滞留

Fig. 3-1. Typical storages observed in the river. Left side shows the small storages which are formed by structures of large debris, and right side shows the large storages determined topographically.

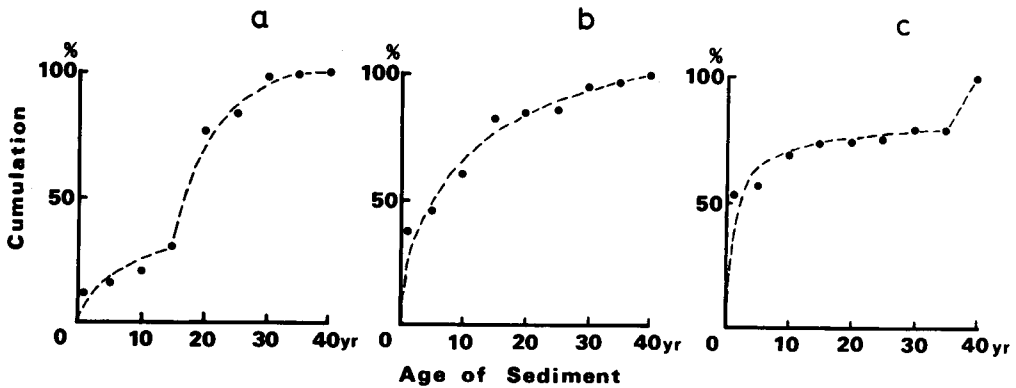


図-3.2 流路形態と堆積地年代分布

a: 安定流路, b: 変動流路, c: 定形流路

Fig. 3-2. Differences in cumulative curves of sediment volume for the three types of riverbed.

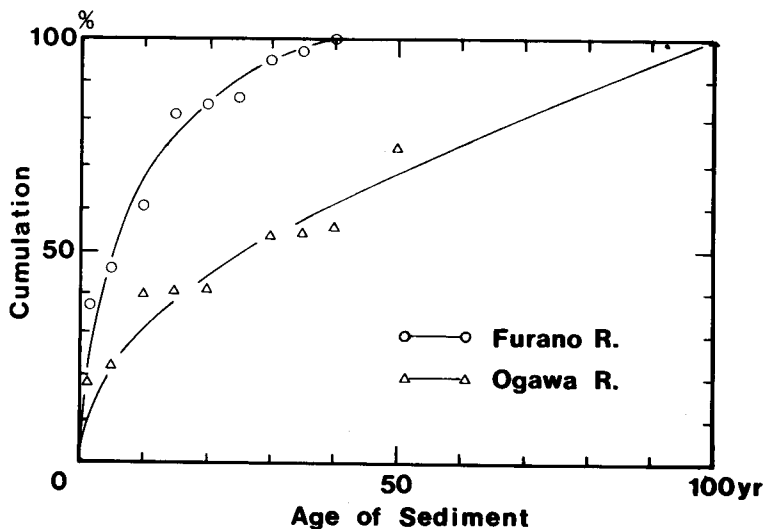
a: Stable channel, b: Divergent channel, c: Fixed channel

すなわち清水⁸¹⁾が述べているように、大規模な土砂移動により形成された堆積地は存続時間が長く、小規模の場合は存続時間が短いためにこうした年代分布の不連続性が形成されたと考えられる。15年以下の若年堆積地に関する年代分布が30%程度で頭打ち傾向を示していることから推察しても、近年の移動が15年以上の安定した堆積地に規制され、単一流路内で流下することができる小規模移動であると言える。

変動流路区間では、累計曲線に顕著な変曲点はみられず、全体的に穏やかな上昇を続け総堆積量に近づいている。これは、若い年代から古い年代までの堆積地が変動流路区間において多様に分布しているため、流路の側方変動の影響であると考えられる。すなわち、扇状地の首振り現象のように流路が頻繁に移動するため、古い年代の堆積地の洗掘と新しい年代の堆積地の形成とが繰り返し起こっているのである。

定形流路区間では、累計曲線は若い年代で急激に上昇し、5年付近ですでに頭打ち傾向が認められる。35年でみられる変曲点は安定流路におけるそれと同じ原因によるもので、ここでは最低河床より約8m高位にステップが形成されていた。この区間は地形的狭窄部に当たる区間で、堆積地が形成されてもすぐに流失してしまうため、河床に存在する堆積地は若い年代で占められていると考えられる。つまり、土砂移動が頻繁に起こる区間で特徴的にみられる年代分布である。以上3種の形態的特徴と年代分布を比較すると、両者が相互に関連していることが明瞭になる。流路形態と堆積地年代分布は、河床形に対する空間的情報と時間的情報であると考えられ、空間情報の特徴は時間情報に反映し、またこの逆も同様である。

流路形態と同様に堆積地の年代分布から土砂礫の運動に関する流域間の比較を行なうこと



図—3.3 富良野川・小川における堆積地年代分布の累計曲線

Fig. 3-3. Comparison of cumulative curves of sediment volume between the Furano River and the Ogawa River.

は可能である。富良野川 11.7~16.2 km (4.5 km 区間)と小川 0~5.0 km(5.0km区間)は河床堆積土砂量および河床勾配, 河幅などの河川地形要因が似ているが, 堆積地の年代分布はかなり異なっている。いま, これら2流域の堆積地年代分布について累計曲線を図-3.3に示した。富良野川は相対的に若い年代の堆積地が河道内に広く分布するため, 累計曲線は急激に上昇しすぐに頭打ち傾向を示す。これに対して小川は, 50年を越える古い堆積地も河床内の所々に観察されるため, 累計曲線は富良野川にくらべて緩やかに上昇する。

両者のこうした年代分布の違いは, 土砂生産状況および河床状況の違いにも認めることができる。I-3で述べたように, 富良野川の源頭部には火山性の大崩壊地があり, 年々大量の土砂が生産され河道内に流入している。このため河道内に観察される大礫は, 浮石状の不安定な状態で堆積しているのが特徴的である。小川では, 細粒の土砂が河岸からの地すべり性崩壊によって供給されるが量的には少なく, 流水路河床の一部区間では大礫からなるアーマコートが形成されている。このように堆積地の年代分布は流域における土砂生産・移動状況の特徴を表わしており, 分布の特徴により流域比較を行なうことは可能である。これについては, 次節で詳しく述べることにする。

3. 滞留時間

堆積地年代分布の累計曲線が, 図-3.2, 3.3にみられるように概形として上方に凸型の上昇曲線を持つ理由は, 形成された堆積地がその後の出水によって時系列的に徐々に洗掘を受けるためであると考えられる。すなわち, 近年形成された若い堆積地ほど残存している可能性は高く堆積量も多いが, 古い年代になるにつれて堆積量が減少する。そこで, この減少傾向を指数関数で近似できるとすると, その累計曲線は,

$$M(t) = M_0 [1 - \exp(-bt)] \quad (1)$$

$$\lim_{t \rightarrow \infty} M(t) = M_0 \quad (2)$$

で表わすことができる。ここで, t : 堆積地の年代, $M(t)$: 堆積地の年代が t 年以下の累計堆積土砂量, M_0 : 累計の上限値を示す河道の空間容量 (Capacity), b : 定数で累計曲線の傾きを意味する。

Bolin & Rodhe⁹⁾は, Eriksson¹⁵⁾が扱った年代分布の概念を発展させた。ここでは彼らが導入した堆積地の年代分布関数 (age distribution function of sediment) $\psi(t)$ を使って説明することにする。ここで関数 $\psi(t)$ は

$$\psi(t) = \frac{1}{M_0} \cdot \frac{dM(t)}{dt} \quad (3)$$

$$\int_0^{\infty} \psi(t) dt = 1 \quad (4)$$

で定義される。

$M(t)$ と同様に $F(t)$ に関して Bolin & Rodhe は洗掘土砂に関する年代分布関数 (age distribution function of scoured mass) $\phi(t)$ を次のように定義した。

$$\lim_{t \rightarrow \infty} F(t) = F_0 \quad (5)$$

$$\phi(t) = \frac{1}{F_0} \cdot \frac{dF(t)}{dt} \quad (6)$$

$$\int_0^{\infty} \phi(t) dt = 1 \quad (7)$$

ここで、 $F(t)$: 河床において t 年以下の期間停滞している土砂のうち年間に流出する量の合計、 F_0 は年間洗掘する量を意味する。

いま、年代分布の定常性を仮定した場合、一定期間内の流入量 (input volume) と流出量 (output volume) の間に均衡が保たなければならない。ここでは、この流入・流出量は F_0 で表わされている。“Reservoir Theory” を河床における土砂の運動に適用した場合、 F_0 は流路変動に伴って年間に洗掘もしくは堆積する量を意味する¹⁶⁾。Eriksson¹⁵⁾ は年代分布の定常性を仮定することにより、 $M(t)$ と $F(t)$ の間に次の関係を導いた。

$$F_0 - F(t) = M_0 \psi(t) = \frac{dM(t)}{dt} \quad (8)$$

これは、年齢 t 年以上の堆積地の年間当り侵食される土砂量(左辺)が、年齢 t 年になる堆積地の土砂量(右辺)によって補足されなければならないことを意味する。(8)式を t で微分し、(6)式に代入することにより $\psi(t)$ と $\phi(t)$ との関係式

$$\phi(t) = - \frac{M_0}{F_0} \cdot \frac{d\psi(t)}{dt} \quad (9)$$

が求まる。Bolin & Rodhe⁹⁾ は “turn-over time” (t_0) を

$$t_0 = \frac{M_0}{F_0} \quad (10)$$

と定義し、residence time (average transit time) を

$$tr = \int_0^{\infty} t \phi(t) dt \quad (11)$$

と定義した。本論では tr を “平均滞留時間” と呼ぶことにした。ここで滞留時間とは、堆積地が形成されてから消滅するまでの時間を意味し、結果的に tr は堆積地の平均寿命を示すことになる。彼らはさらに、定常性のもとでは t_0 と tr が等しいことを(9)式を用いて数学的に証明した。

$\lim_{t \rightarrow 0} F(t) = 0$ を (8) 式に代入すると

$$F(t) = M_0 [\psi(0) - \psi(t)] \tag{12}$$

が得られる。そこで堆積地年代分布の累計曲線 $M(t)$ が (1) 式によって近似することができるとすると、 $F(t)$, F_0 , tr は次のように表わすことができる。

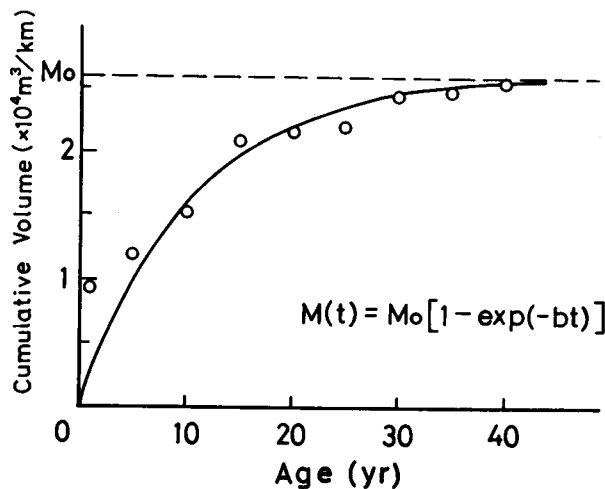
$$F(t) = M_0 b [1 - \exp(-bt)] \tag{13}$$

$$F_0 = M_0 b \tag{14}$$

$$tr = 1/b \tag{15}$$

上記の分析を適用する前に、堆積地年代分布の定常性を仮定するための条件について検討しなければならない。Ⅲ-2 で示したように、安定流路区間のような過去の大規模・突発的現象によって大量の土砂が氾濫堆積した区間では、 $M(t)$ 曲線は不連続的变化を示すため、年代分布の定常性を仮定した解析はできない。一方、変動流路区間にみられたように流路変動が頻繁に発生し、これにともなう古い堆積地の洗掘、流入土砂の堆積が絶えず繰り返される区間では、 $M(t)$ 曲線は連続的な变化を示し、年代分布の定常性を仮定することが可能である。本論ではできるかぎり変動流路区間を抽出し、堆積地の年代解析を行なうことにした。

さきに対照的な年代分布形を示した富良野川と小川に関して解析した。(1) 式を両河川の年代分布に適用するためには、 M_0 値と b 値を決定しなければならない。本研究において M_0 値は、単位 km 当りの総堆積量にその 1% を加えた土砂量とし、 b 値は最小自乗法により決定した。(14)



図—3.4 富良野川における $M(t)$ 曲線

Fig. 3-4. $M(t)$ curve for the Furano River. M_0 in the ordinate shows the limit of sediment volume which can be stored in riverbed per unit length.

(15)式から明らかなように、年間洗掘土砂量(F_0)は M_0 値と b 値によって決定され、平均滞留時間(tr)は b 値によって決定される。こうして求めた富良野川の $M(t)$ 曲線の例を図-3.4に示し、(14)、(15)式に代入して求められた年間洗掘量(F_0)と平均滞留時間(tr)を表-3.1に示した。 M_0 値は両河川とも $26,000\text{m}^3/\text{km}$ 前後であるのに対して、富良野川の $M(t)$ 曲線は若い年代で急激に上昇するため b 値は大きく、結果的に両河川の F_0 と tr には大きな差が認められた。富良野川における年間洗掘量は、小川の約2.5倍で平均滞留時間に至っては約1/3である。年間洗掘量は土砂移動の規模を表わし、平均滞留時間は頻度を表わすと考えられ、富良野川は小川にくらべて比較的大規模な土砂移動が頻繁に発生する流域であることを示している。

表-3.1 富良野川・小川における年間洗掘量・平均滞留時間の比較
Table 3-1. Rates of erosion and residence times for the Furano River and the Ogawa River.

River	Capacity M_0 (m^3/km)	Erosion rate F_0 ($\text{m}^3/\text{km}\cdot\text{year}$)	Residence time tr (year)
Furano River	25,840	2,540	10
Ogawa River	26,540	990	27

第IV章 河床変動の交互性

1. 土砂移動の波状性

河床形態として知られる砂漣、砂堆、反砂堆、砂礫堆(砂州)などは、何らかの原因で河床内に、局所的な堆積と洗掘が生じ、縦断的もしくは三次元的に波のような河床形を形成するものである。これらは影響要因によって小規模河床形態および中規模河床形態と呼んで区分する場合がある。小規模河床形態とは、主として流水抵抗や流砂量に支配的影響を与えるもので、砂漣、砂堆、反砂堆、さらに遷移河床、平坦河床がこれにあたる。中規模河床形態とは主として流路変動に支配的な影響を与えるもので、砂礫堆があげられる。両者は総称して河床波(sand wave)と呼ばれ、洪水後に残された波状痕跡により可視的に観察することができ、その発生機構、領域区分に関する理論は主として沖積扇状地における河床形態分析として発展した。これに対して、ここで問題とする波状的土砂移動は洗掘・堆積の位置的・時間的交互性として特徴づけられ、主として山地急流河川において実測された例が多く、未だ発生機構については明らかでない。このため、現在のところ河床波と波状的土砂移動とは区別して論じなければならないが、両者とも洗掘・堆積によって生じる河床面の変化である以上、相互に関連していると考えの方が妥当であろう。

本論における土砂移動の波状性とは、一洪水時に洗掘域と堆積域が下流に向かって交互に出現し(位置的交互性)、しかも洗掘・堆積が時系列的に繰り返される(時間的交互性)現象を意味する。波状的土砂移動を変動後の河床形から観察により認識することは難しく、一般的には洪水前後の縦横断測量による河床変動量によって確認される。このため、河床波にくらべて実測

事例は少なく、発生機構等に関しては未だほとんど解明されていないのが現状である。波状的土砂移動に関して研究された例として、橋本¹⁹⁾は、「洪水時における土石の移動機構は、ただ浮流と掃流の理論だけにより単純に動いているものではなく、堆積と洗掘を交えながらもっと複雑な動き方をしている……急流荒廃河川においては必ず急激不規則な変化がみられ、同一箇所では堆積したかと思えば洗掘され、洗掘されたかと思えばまた堆積しており……なにか原則的には波状移動のような理論がある……」と述べている。

高山⁹⁶⁾は利根川における河床変動調査結果により、洗掘と堆積の交互性を示し、堆積区間と洗掘区間が漸次下流に向かって移行していることに注目している。土屋・石崎⁹⁹⁾は常願寺川の河床変化を計算し実測値と比較した結果、実際の河床変動は熱伝導型の全体的な傾向と、波状的性質（おそらく砂礫堆に基づくものであろう）の複合したものとして理解できるようであると述べている。さらに新谷⁴⁾は波状的土砂移動の位置的・時間的交互性を地形要因、特に谷幅変化との関連で示した。馬場ら⁸⁾は位置的交互性を距離軸上の波形として捉え、スペクトル解析、谷幅変化率等により分析を試みている。

波状的土砂移動の成因に関して納得できる理論は未だ発表されていないが、これまでの研究の多くは砂礫堆形成との関連性を強く示唆している。砂礫堆の研究が空間的に解放された沖積扇状地における河床形態として発展したのに対し、波状的土砂移動は山腹斜面により空間的に規制された山地河川もしくは荒廃河川において河床の断面変化量から認識されている。第I章でも述べたように、観測方法・認識方法の違いは異なった視点から同一の自然現象を観察することにつながり、時間的・空間的スケールの取り方により解析される結果も異なってくることを念頭に置かなければならない。

波状的土砂移動の成因については、概括的には流水の集中と拡散によるものと筆者は考える。流水の集中は河床の洗掘を意味し、拡散は掃流力低下に伴う土砂氾濫堆積を意味する。宇高¹⁰⁰⁾、木村・東³⁸⁾、坂本ほか⁷⁴⁾、中村・新谷⁶⁰⁾の現地河床変動測量結果から認められるように、一堆積域における氾濫堆積土砂量は、すぐ上流の洗掘域における流出土砂量にほぼ対応している場合が多い。このことから、一区間に堆積した土砂は、上流山腹斜面から一洪水時に生産され流出したのではなく、主として隣接した直上流河道区間の洗掘により供給されたものであると解釈できる。このように、山地河川における土砂の運動は洗掘（再移動）と堆積（滞留）を交互に繰り返し、徐々に下流に流出する機構をもち、連続的な水の運動とは対照的である。

2. 位置的交互性

一洪水時の河床変動を上流から下流までの距離軸上で捉えると洗掘と堆積が交互に出現する。この現象は山地急流河川において顕著に見られ、本論ではこれを洗掘・堆積の位置的交互性と呼ぶ⁴⁾。

1) 富良野川における河床変動

火山性荒廃河川である富良野川で観測された2回の河床変動に関し説明する。1回目は1980

年7月12日の降雨—上富良野：21 mm/day(6 mm/hr)，白金温泉：13 mm/day(7 mm/hr)—によって発生し，おもに17 km(下流端起点)付近で大きな土石流堆積地を形成した。2回目は台風15号の通過した1981年8月23日で(上富良野：29 mm/day，白金温泉：50 mm/day)，前年の規模を上回る土砂移動が発生した。このときのおもな堆積域は，すでに満砂状態であった1号ダム(13.8 km-下流端起点)の堆砂面上であり，一部はダムを越流した。

1980年，'81年の河床変動に関し，短距離調査区間16.8～17.2 kmにおいて，詳細な河床変動調査を実施した。本調査区間は流路幅18～22 m，河床勾配約14%である。堆積地は数箇所形成されており，その堆積勾配は12～21%で，堆積地末端部では27～36%と急になっている。堆積地は層状構造をほとんど示さず，径20 cm以上の巨礫を多くふくみ，最大礫径は260 cmを超えるものもみられた。1980年，'81年の河床変動を約40 m間隔で設定された測線の断面変化量によって示すと図-4.1のようになる。2回の変動とも洗掘・堆積が交互に出現

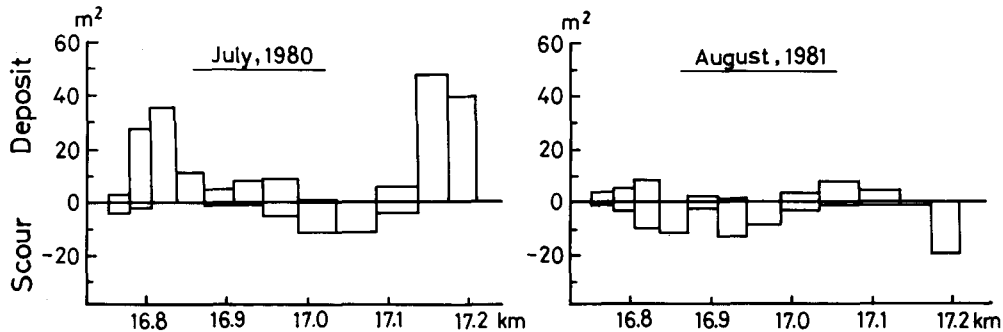


図-4.1 富良野川における1980年，'81年河床変動—測定間隔：約40 m

Fig. 4-1. Distribution of the deposited and scoured volume after the sediment movement in July, 1980 and August, 1981 in the Furano River. — Measurement interval is about 40 m.

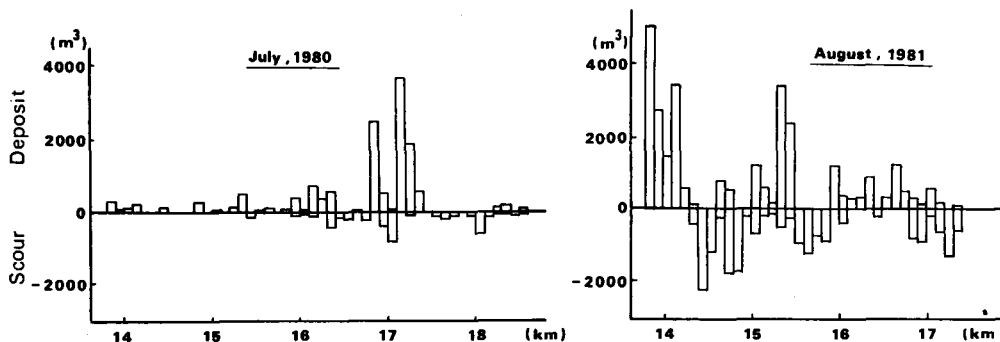


図-4.2 富良野川における1980年，'81年河床変動—測定間隔：100 m

Fig. 4-2. Distribution of the deposited and scoured volume after the sediment movements in 1980 and 1981. — Measurement interval is 100 m.

し、しかも堆積のピークから次の堆積のピークまでの1ユニットが300~400 mとなっている。

13.8~18.6 kmの長距離調査区間においては測線を100 m間隔で設定した。第I章で述べたように調査測点の空間的間隔は、解析により抽出される現象の規模を決定すると考えられ、40 mと100 mの測線間隔の違いによって、抽出される洗掘・堆積の位置的交互性も異なってくる。いま、1980年、'81年の河床変動について100 mごとの堆積および洗掘土砂量の分布を図-4.2に示した。これによると、1980年の変動では堆積土砂量は15.3 km, 16.2 kmそして17.2 km付近に多く、とくに17.2 km付近の2つの堆積域において約8,000 m³の増加となった(ここで堆積域とは相対的に堆積傾向が強く、堆積地が集合する区間を意味する)。これに対して1981年の変動では、河床変動量が1980年よりやや大きくあられ、顕著な堆積域はより下流の14.0 kmおよび15.5 km付近にみられる。1980年の変動に関しては洗掘・堆積の位置的交互性が明瞭ではないが1981年の変動では、堆積のピークが13.8 km, 15.4 km, 16.7 km付近に、そして洗掘のピークが14.5 km, 15.7 km, 17.3 km付近に認められ、交互に出現している。概して堆積のピークから次の堆積のピークまでの1ユニットは1,300 m前後となっている。

約40 mの測線間隔で測定した短距離区間の河床変動においては、洗掘から堆積までが距離にして300~400 m, 100 m測線間隔の長距離区間では1,300 m前後の波状的移動が認められた。一河床変動時に複数個の波状的土砂移動が混在するのかどうか、また仮に存在するとしたらそれが何に因るものかは議論の要するところである。そこで図-4.2に示された堆積量と洗掘量の差(河床変動量)を変量、縦断距離を横軸としてスペクトル解析を試みた。波形の解析は、一般的には時系列データの解析に用いられることが多いが、時間軸を空間軸に置き換えることにより、地形的特徴等を抽出した例は多い⁶⁴⁾。本研究では河床変動の洗掘・堆積を距離軸上の乱雑な波形としてとらえたもので、振幅が移動土砂量

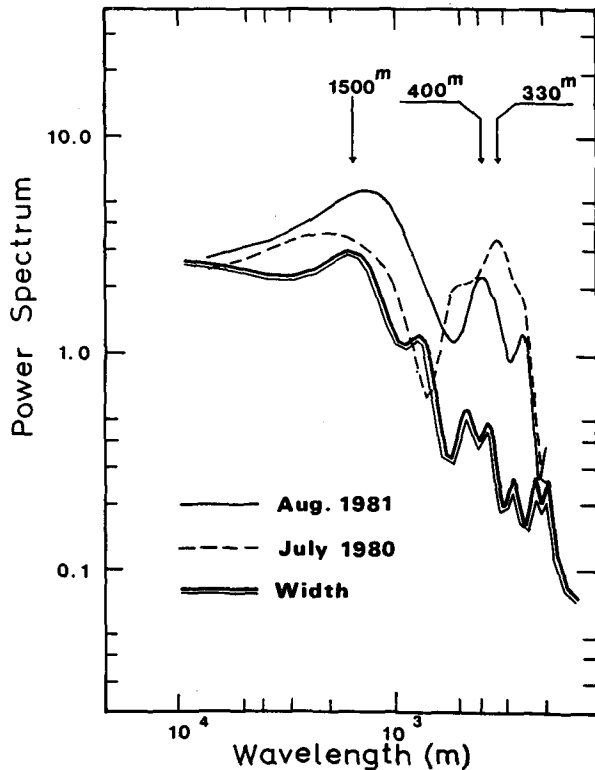


図-4.3 1981年、'81年の河床変動量と流下幅に関するスペクトル密度

Fig. 4-3. Power spectrum of spatial distribution of net deposit and scour in 1980 (dashed line), in 1981 (solid line) and the width of these two movements (double line).

を表わし、波長がさきに述べた堆積のピークとピークを結ぶ1ユニット距離を表わしているともみることができる。

スペクトル解析の結果を図-4.3に示した。横軸が波長を示し、縦軸がパワースペクトル密度を表わす。1980年、'81年のスペクトル密度関数を比較すると、卓越成分の出現箇所に若干の違いはあるものの全体的には類似形を呈している。10³mオーダーの波長領域における卓越成分は波長1,500m前後に形成され、10²mオーダーの卓越成分は波長350m前後に形成されている。この2種の卓越成分は、長・短調査区間で認められた波状移動の1ユニットに対応しており、スペクトル解析によってこうした2系列の周期的変動が、1980年、そして1981年河床変動のそれぞれに存在することが確認された。

新谷³⁾は、河床堆積地が谷幅の大きな拡幅部に形成され堆積量の分布が谷幅曲線に対応していることから、波状的土砂移動の成因を河道平面形状である谷幅変化によるものと考えた。1980年、'81年の変動でも、大規模な堆積域は相対的拡幅部に形成されている⁶⁾ことから、流下痕跡から求めた流下幅を距離軸上の波形として捉えてスペクトルを求め、二重線で示した。卓越成分は、波長1,500m付近に認められるだけで、これより短い波長領域では不明瞭である。現地観察、スペクトル解析の結果から流下幅の卓越波長約1,500mは河床変動量における長波長の波状的移動に対応していると考えられる。つまり、富良野川における10³mオーダーの波状的移動は平面的地形要素である流路幅変化によるものと推定することができ、新谷³⁾の考えを支持する

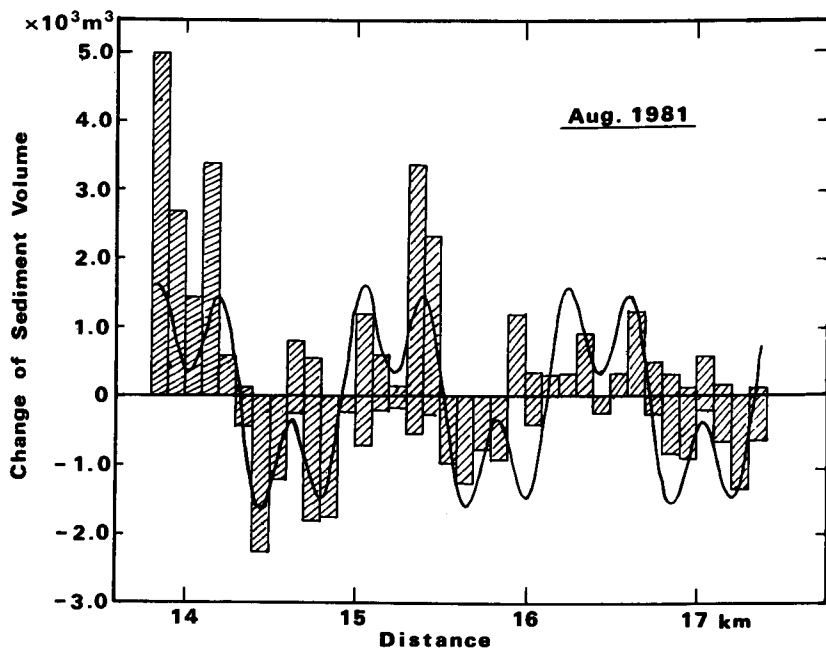


図-4.4 卓越周期系列による合成波形と実測値との比較

Fig. 4-4. Recomposed wave by two dominant harmonic waves of which wavelengths are 1,300 m and 400 m. Bar graph shows the result of field research on sediment movement.

ことになる。しかし、河床変動量のスペクトル密度関数で認められた波長 350 m 前後の卓越成分は、流下幅のスペクトルでは明瞭ではないことから、短波長の波状的移動は河道地形の変化に起因するとは考えがたい。実際、短調査区間 (16.8~17.2 km) の流路幅は 18~22 m とほぼ一樣で河床勾配にも変化は認められないにもかかわらず、明らかに波長 350 m 程度の波状的移動が確認された。以上の点から、富良野における 10^2m オーダーの波状的移動は外部要因よりむしろ内部要因、すなわち土砂移動の規模 (magnitude) に応じて決定されるものと推測される。

いま、やや鋭いピークを示した 1981 年の変動に関して 2 卓越周期系列 (波長 1,300 m, 400 m) のみを抽出し、波形を合成した。図-4.4 の実線は合成波を示し、棒グラフは実測データである。他の周期系列を無視して、2 系列のみで復元したため、合成波と実測値の間には、ところどころで違いが認められるものの全体的な変動傾向は 2 系列の合成波で再現できており、解析の妥当性を示すものと考えられる。

2) 沙流川における堆積地分布

沙流川における堆積地調査の結果、河道内には多数のヤナギ・ハンノキ同齢林が観察されたが、そのなかでも、3 年、9 年、12 年そして 22 年生の同齢林が過去の洪水痕跡として調査区間内に広く分布していた。図-4.5 はこれら 4 年代の空間的分布を距離軸上で示したものである。Ⅲ-3 で述べたように、過去の痕跡はその後の出水によって消失する過程にあり、一般的には古い痕跡ほど現在の河道内には残されていない。しかし、比較的大きな変動痕跡に関しては現在も河道内に広く認めることができ、その分布から過去の洪水時に

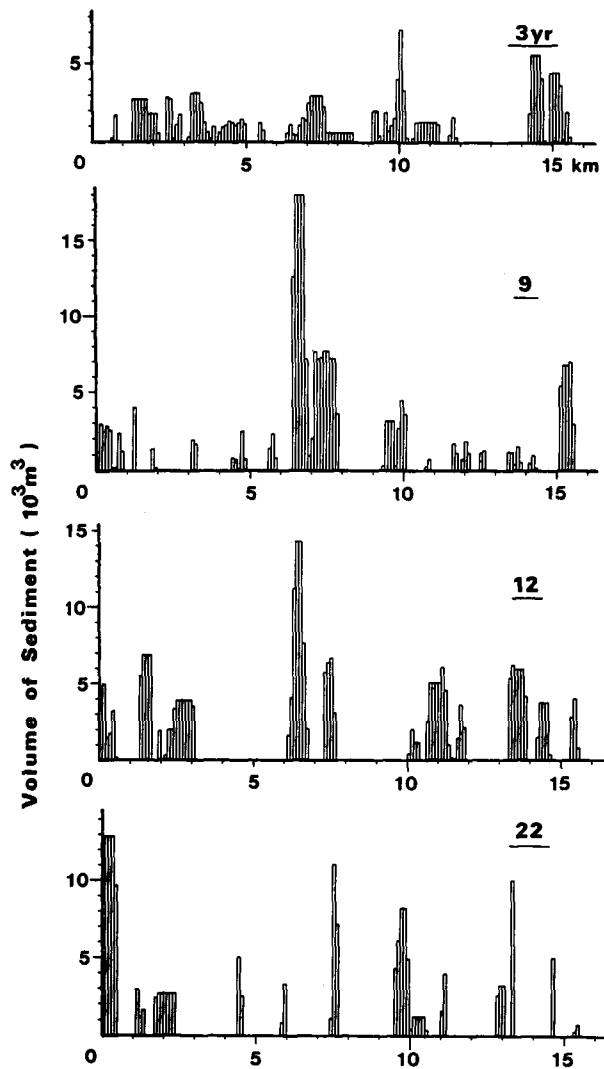


図-4.5 沙流川における年代別堆積量の河道内分布

Fig. 4-5. Distribution of sediment volume of four age classes. Each of sediment aged 3, 9, 12 and 22 years has remained in a good condition throughout the investigated section of the Saru River.

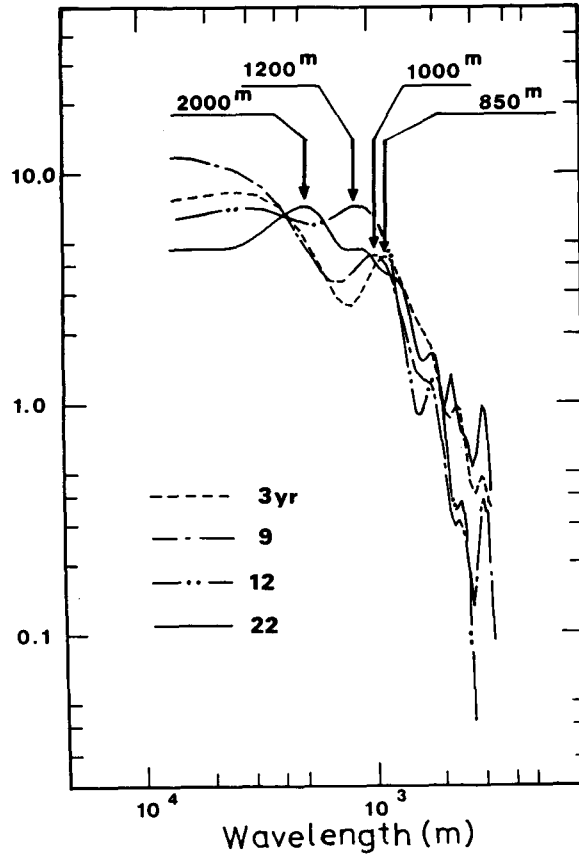
における土砂堆積域を推定することは可能である。そこで図-4.5に示した距離軸上の堆積土砂量分布を各年代の堆積域を表わす波形として捉え、富良野川の事例と同様にスペクトル解析を試みた。その結果が図-4.6であり、4年代(3, 9, 12, 22年)に関するスペクトル密度関数が示されている。

全体的には4年代とも同様の形を示しているが、波長1,000~2,000 m付近に形成されている卓越成分の位置は異なっている。しかも、この卓越成分は年代が古くなるほど長波長領域へ移行している点が注目される(3年:850 m, 9年:1,000 m, 12年:1,200 m, 22年:2,000 m)。富良野川の場合と同様に平面地形要素である谷幅変化に関してスペクトル解析を試みた結果、明瞭な卓越成分は波長3,200 m近辺にのみ認められ、4年代の卓越成分よりさらに長波長領域に位置していた。Everitt¹⁶⁾、Nakamura⁶⁵⁾で示されているように、一般的に古い年代の堆積地ほど河床面より高位に位置している。すなわち、古い堆積地ほど相対的に規模の大きな土砂移動によって形成されたものと推定できる。以上の点から、4年代の卓越成分は谷幅変化に起因するとは考えがたく、過去の出水時における土砂移動規模(magnitude)によって決定されたものと推測される。

3. 時間的交互性

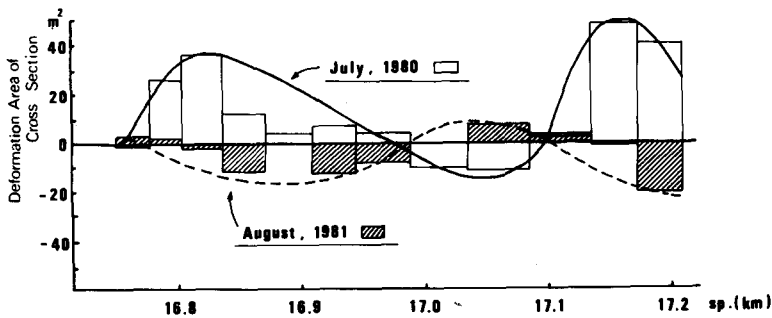
河道の一区間を抽出し経年的な河床変動調査を実施すると、時系列上で洗掘と堆積が比較的交互に発生する。これは一移動時に流入した土砂が河道区間内で一旦停止(堆積)し、次の移動時に流出(洗掘)するため、土砂の運動の不連続性によるものと考えられる。本論ではこれを洗掘・堆積の時間的交互性と呼ぶ⁴⁾。富良野川の短調査区間内における1980年、81年の河床変動結果(図-4.1)を重ね合わせると図4.-7のようになる。白ぬきの棒グラフが1980年、陰影をほどこした棒グラフが1981年の測線断面変化量である。実線、破線の曲線で示したように、両年における堆積域と洗掘域は17.0 kmおよび17.1 km付近を境にちょうど交替しているため、曲線は逆の位相(phase)を持っている。

そこで図-4.3に示された2系列の卓越成分を1980年、'81年それぞれから抽出し、位相のずれを検討した。図-4.8は結果を示したもので上図が長波長(10³mオーダー)、下図が短波長(10²mオーダー)の卓越成分である。破線は1980年、実線は1981年の変動を示しており、陰影をほどこした部分は両年の卓越成分のずれを意味する。このずれは、長・短波長とも16 km付近を境にして大きくなっており、特に14.8 kmと17.1 km付近は1980年に堆積傾向を示し、1981年では逆に洗掘傾向を示している区域で、1980年移動時に堆積土砂の一部が1981年移動時に下流へ再移動したものと理解できる。このように洗掘・堆積の時間的交互性は、位置的交互性を形成する卓越周期成分の時間的位相の差(ずれ)によって形成されると考えられる。そして、現在河床にみられる堆積地の年代分布は、こうした時間的交互性の経年的繰り返しの結果形成された堆積痕跡であるといえる。



図—4.6 年代別堆積土砂量の河道内分布に関するスペクトル密度

Fig. 4-6. Power density spectrum of sediment distribution of four age classes (3, 9, 12, 22 years). Four lines show the similar shapes but the round peaks of high power densities are formed at different wavelengths.



図—4.7 富良野川における時間的交互性

Fig. 4-7. Alternation of scouring and deposition through the lapse of time at the same place in the Furano River.

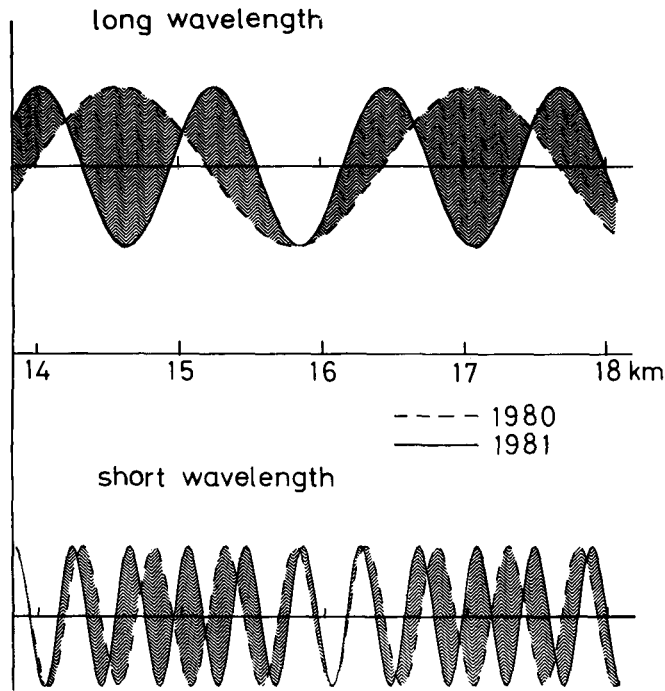


図-4.8 卓越周期系列(10^2m , 10^3m オーダー)の時間的ずれ

Fig. 4-8. Difference in phase of the dominant harmonic waves. Upper figure shows the case of long wavelength (10^3m order), and lower figure is short wavelength (10^2m order).

第V章 流域特性の比較研究

流域における土砂の運動は二つの過程に大別できると考える。一つは第III章で述べた滞留過程であり、もう一つは第IVで述べた移動(輸送)過程である。土砂の流出に関する流域特性は、この二つの過程の特徴を表わす特性値によって表現できると考えられ、本章では樹木年代調査を実施した4流域に関し比較検討し、流域特性を論じることにした。

1. 流域特性の意味

流域特性とは流域全体の特質・性格を表現する言葉であると考えられるが、その定義は極めて曖昧であり使用方法も多様である。その理由の一つとしては、原因と結果の概念が明確にされておらず、時として両方が“流域特性”として表現されるためであると考えられる。原因とは設定された時間スケール内で流域特性を構成する要因、例えば地形・地質・気候・土壌・植生・土地利用等を意味し、結果とは流域内で生起する自然現象、例えば山腹崩壊・地すべり・河床変動・洪水・渇水等を意味する。つまり、前者と後者は独立(independent)と従属(dependent)の関係にある。したがって、これまでの研究で用いられてきた流域特性の概念とは「自然もしくは人為的原因の複合された結果として現れてくる自然現象の流域間の違い」を指しているよ

うである。

一般的に独立因子とは対象とした時間枠内で変化しない空間的要因であるのに対し、従属因子とはその時間枠内で変化しつつある時間的要因である。例えば地形・地質と山腹崩壊を独立と従属の関係に置いた場合、両者の関連は地形・地質の地域的分布(空間的情報)とその地域内における山腹崩壊の発生頻度(時間的情報)に認められる。平均流量, 平均流砂量, 洪水ピーク流量, 渇水流量, 地すべりの分布などが従属変数として取り扱われる場合も同様で, 平均的概念には必ず時間単位が設定されているはずであり, 流出の最高・最低値を求めるためには流出の時間変化を知る必要がある。さらに地すべりの分布に関しては, 豪雨により瞬時に発生したものであれば豪雨前後の分布状況の時間比較が必要であるし, 歴史的地すべり痕跡の分布は長時間スケール内で発生した現象の集積を意味する。すなわちこれらの従属要因は現象の時系列変化から得られた特性値もしくは生起分布であると結論できる。

これから本論で述べる流域特性とは, 従属的結果として現れてくる自然現象の流域間差を意味しており, 独立因子としての流域特性とは一応区別することにする。したがって本論での流域特性は, 時系列上に現れてくる自然現象の生起分布として表現でき, 分布の形態的特徴および分布から導かれる特性値は, 対象現象に関する流域特性を表わす指標となり得る。

これまでの研究を以上のような概念規定により検討してみると, 土砂流出に関する流域特性を本論の立場から表現した例は少なく, 小出^{46, 47)}の「免疫性」, 柿³³⁾の「活動性と非活動性河川」, そして一般的に用いられている「流砂量・比流砂量」による流域比較が代表的にあげられる。前二者は流域間の生起分布の形態的違いから, 後者は分布の平均値の差から特性を表わす概念である。これらの概念および特性値の内容についての議論は本論の目的ではないので例記するにとどめるが, 実際的にはこれまで十分な議論には発展しておらず, その内容・意義も曖昧であると言わざるをえない^{50, 72, 94)}。この理由としては, 野外調査により土砂の流出に関する生起分布を得ることが非常に難しく, 概念的議論の域を脱することができないためであろう。

本研究では, 樹木年代学的手法の適用により堆積地の年代分布を得ることができた。そこで次節では年代分布から導かれた特性値(平均滞留時間, 堆積量, 年間洗掘量)を研究对象河川について求め, さらに移動距離の概念を導入することにより土砂流送に関する流域特性の比較を行なった。

2. 流域特性値の比較

1) 流域間の比較

Ⅲ-3において堆積地の年代分布より求められた M_0 (河道空間容量), F_0 (年間洗掘量), t_r (平均滞留時間) を土砂流送に関する流域特性値として比較した。まず研究对象の4河川について求めた1km当りの平均的な河床堆積地年代分布を表-5.1に示した。50年までの堆積土砂量は5年単位で集計されているが, これ以上の年代についてはまとめて10年単位で表示した。天然生同齡木の樹齢も古い年代に達すると, その後の河床変動, 木本侵入, 枯死等の影響によ

り実際には複雑な構造をもち、いわゆる同程度の樹高・直径の林分構造を示す若年の同齡林とは異なった様相を示す。このため、50年生以上の河畔林に関しては堆積地年代の判定も難しく、やや粗い推定とならざるを得なかった。

河道空間容量(M_0)は流域の大きさに比例しており、沙流川で約 $125,000 \text{ m}^3/\text{km}$ と非常に大きく、富良野川と小川で約 $25,000 \text{ m}^3/\text{km}$ と小さい値を示している。各河川の堆積地年代分布に関して図-3.4に示したように(1)式で近似し、 b 値を求めた。さらに b 値を(14)、(15)式に代入し表-5.2に示した各流域の特性値を算出した。これによると、年間洗掘量(F_0)は沙流川で約 $12,000 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}$ と最も大きく、小川で約 $1,000 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}$ と最も小さい。また平均滞留時間(tr)は富良野川、沙流川で10年程度と短く、小川、薄別川は27年程度と長い。 F_0 は M_0 と同様に、流域面積、河幅等の流域規模に影響されると考えられるため、 F_0 を区間平均河幅(W_m)で除した値 F_0/W_m で比較した。富良野川、沙流川で $70\sim 80 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}\cdot\text{m}$ 程度と大きく、小川、薄別川で $40\sim 60 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}\cdot\text{m}$ 程度と小さい。また tr と F_0/W_m は(14)、(15)式の b 値の影響により、ちょうど負の相関を示している。

富良野川のような火山性荒廃河川では山腹斜面からの土砂生産が著しく、特に十勝岳周辺源頭部の大崩壊地では、大量の土砂が生産され山腹斜面脚部に崖錐として蓄積される。これらの崖錐堆積物は、河川流水によって洗掘され不安定土砂として河床に堆積するが、次の洪水時には容易に洗掘を受け再移動する。結果的にこうした土砂生産・流出状況が tr と F_0/W_m に反映すると考えられ、概括的には流域における土砂生産区域が広がれば広がるほど tr は短く、

表-5.1 研究対象4河川における年代別堆積土砂量一覧

Table 5-1. Age distribution of sediment for the four rivers.

River	Survey distance (km)	Age distribution of sediment volume (m^3/km)										Total	
		1-5y	6-10y	11-15y	16-20y	21-25y	26-30y	31-35y	36-40y	46-50y	71-80y		91-100y
Furano R.	4.60	11,820	3,670	5,680	430	380	2,370	400	830				25,580
Ogawa R.	5.00	6,000	4,420	120	130		3,370	60	400	4,930		6,840	26,270
Usubetsu R.	9.75	7,800	730	4,870	7,710	3,590			1,260	28,540	1,520	4,750	60,770
Saru R.	15.30	37,880	22,470	16,680	5,120	10,870			31,490				124,510

表-5.2 土砂滞留に関する特性値の流域間比較

Table 5-2. Comparison of rates of erosion and residence times among the four rivers.

River	M_0 (m^3/km)	b	F_0 ($\text{m}^3/\text{km}\cdot\text{year}$)	tr (year)	W_m (m)	F_0/W_m
Furano R.	25,840	0.0985	2,540	10.2	34	75
Ogawa R.	26,540	0.0373	990	26.8	25	40
Usubetsu R.	61,380	0.0361	2,220	27.7	36	62
Saru R.	125,760	0.0962	12,050	10.4	151	80

F_0/W_m は大きくなる。沙流川において tr が短くなった理由については明白ではないが、原因の一つは河道形状にあると考える。沙流川調査区間内の河道形状は相対的に単純で変化に乏しく、図-3.1で述べた滞留箇所は非常に少ないと言える。実際河床に50年生以上の河畔林は認めることができないことから、土砂は河道内に停滞する機会が少なく流送されるものと考えられる。

小川、薄別川における土砂生産概況については清水⁸²⁾が詳しく述べている。これによると、小川、薄別川流域は樹木・ササなどによって覆われており裸地面積は非常に少ないが、河岸沿いに地すべり痕跡が多く認められる。このことから両流域の土砂生産様式は、山腹斜面の表面侵食よりむしろ地すべり末端部の河川流水による洗掘が主であると考えられる。実際、融雪時には流水が濁ることが確認されており、細粒(粘土・シルト)の生産土砂は浮遊砂として運搬される。一方、堆積地を形成するようなら粗い砂礫の生産・移動は少なく、河床の一部区間ではアーマコートが形成されており、こうした状況が20年以上の長い tr 、 $50 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}\cdot\text{m}$ 前後の F_0/W_m に反映したと考えられる。

2) 一流域における上流・下流の比較

堆積地年代分布の比較は流域間で行なうのと同様に流域内、すなわち一流域の上流・下流区間に関しても行なうことができる。そこで富良野川、沙流川の調査区間を上流・下流に二分し、各々についての堆積地の年代分布を求め表-5.3に示した。そして流域間比較の場合と全く同様に、上・下流の年代分布から $M_0, F_0, tr, W_m, F_0/W_m$ を算出すると表-5.4のようになる。

富良野川、沙流川両流域ともに M_0 は下流区間の方が高い。これは河幅が下流に向かって広がるため、 W_m 増加に伴う河道空間容量の増加を意味する。また F_0 も下流の方が高い値を示しており、下流における流域規模(流域面積、河幅)の増大がその原因であると考えられる。また tr は富良野川、沙流川とも下流の方が長く、上流とは約2年程度の差があることが注目される。洗掘深(移動深)の指標となる F_0/W_m に関しては、富良野川と沙流川では異なった結果を示しており、富良野川では上流が高く、沙流川では下流が高くなっている。

表-5.3 富良野川・沙流川における上下流域の年代別堆積土砂量一覧

Fig. 5-3. Age distribution of sediment for the upper and the lower reaches of the Furano River and the Saru River.

River	Survey distance (km)	Age distribution of sediment volume (m^3/km)								
		1-5y	6-10y	11-15y	16-20y	21-25y	26-30y	31-35y	36-40y	Total
Furano River										
Upper reaches	2.2	15,290	5,100	130	230	70	550		1,010	22,380
Lower reaches	2.2	8,110	2,110	10,980	610	670	4,570	770	620	28,440
Saru River										
Upper reaches	8.3	31,490	16,570	14,430	1,220	9,860			10,170	83,740
Lower reaches	7.0	45,460	29,470	19,340	9,750	12,070			56,760	172,850

表—5.4 富良野川・沙流川における上下流域の特性値比較

Table 5-4. Comparison of rates of erosion and residence times between the upper and the lower reaches of the Furano River and the Saru River.

River	M_0 (m^3/km)	b	F_0 ($m^3/km \cdot year$)	tr (year)	W_m (m)	F_0/W_m
Furano River						
Upper reaches	22,600	0.1086	2,450	9.2	29	84
Lower reaches	28,720	0.0950	2,730	10.5	39	70
Saru River						
Upper reaches	84,580	0.1064	9,010	9.4	135	67
Lower reaches	174,580	0.0917	15,970	10.9	171	93

以上の結果より全般的に言えることは、下流に向かって流域面積が拡大するに従い、河幅を拡大し (W_m の増加)、空間容量を増大させる (M_0 の増加) が、全体的には土砂の移動頻度は低くなる (tr の増加) ことである。下流に向かって平均滞留時間が長くなれば、下流域において堆積傾向が継続することになり、100年以内の時間枠における実際の河床変動結果と一致しない。この矛盾は、土砂移動の滞留過程のみに注目したことによる原因がある。すなわち、堆積地年代分布から求められた平均滞留時間という概念は、もともと土砂流送に関する時間指標 (移動頻度の指標) であり、洗掘・堆積を論じるためには時間指標に対応した空間指標 (移動規模の指標) が必要になる。これについては次節で説明する。

3) 河川地形の変化と特性値

河川地形の変化は、空間的には拡幅部・狭窄部、形態的には曲流部・直線部に概括できると考えられ、以下に比較検討した。

① 拡幅部と狭窄部の比較

第Ⅲ章、第Ⅳ章で述べたように、相対的拡幅部は土砂の滞留区間であり、比較的古い年代の堆積地はここに多く存在する。狭窄部にも古い堆積地が残存している例は多く観察されるが、量的には少なく、土砂の流過区間であると言える。以上の点から考察して、両区間の年代分布を比較すれば、拡幅部において tr が大きくなることが予想されるが、河幅の増加に伴う tr の増加率、また F_0 値の変化など検討しなければならない点が多い。そこで薄別川における拡幅区間 (3.4~4.4 km) と狭窄区間 (4.6~5.6 km) を抽出し、両区間の年代分布から得られた特性値を比較することにした。抽出区間が短いため分布の変動が大きく、解析条件を満たしているとは言いがたいが、一応の傾向を考察することは可能であると考え。解析結果を表-5.5 に示した。

W_m の項に示されているように、拡幅部は狭窄部に比べて約3倍ほどの幅の広さを有しており、1 km 当り滞留土砂量 (M_0) は4~5倍程度となっている。 F_0 , tr についてみると、拡

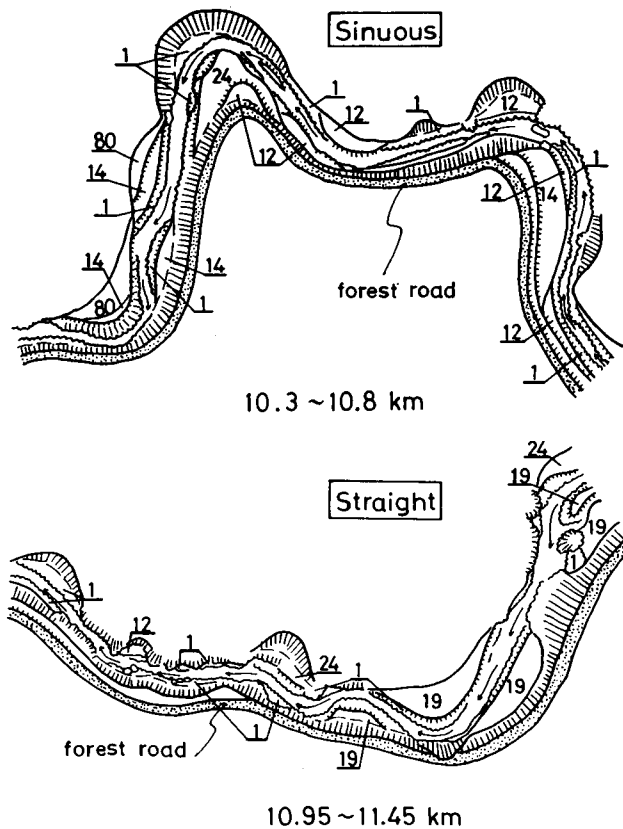


図-5.1 薄別川における曲流部・直線部の平面形状

Fig. 5-1. Plan shapes and distribution of sediment for relatively sinuous section and straight section.

幅部において約 $5,000 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}$ 、26年と大きく、狭窄部では約 $2,000 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}$ 、15年と小さい。すなわち、拡幅部において流出土砂は停滞・滞留するために滞留時間は伸びるが、一方、再洗掘も受けやすく、年間の洗掘量は大きい。薄別川の例では、平均河幅が3倍になると空間容量は4~5倍増加し、平均滞留時間は2倍程度伸びるが、同時に年間洗掘量も2.5倍程度増す。

② 曲流部と直線部の比較

曲流部において流水は外側水衝部に集中し、河岸・河床は洗掘を受けるため、多くの場合外側斜面には堆積地は存在せず、斜面崩壊を伴うことが多い。しかし反面、内側河岸部ではきわめて安定した堆積地が発達し、古い木本群落が認められる。このように曲流部では直線部に比べて異なった土砂流送形態が展開されると考えられ、年代分布特性値の比較を行なった。対象としたのは薄別川の一部河道区間で図-5.1に示した。ここで述べる直線部とはあくまで相対的な意味であり、図に示したように、曲流部に比べて直線的に流下する河道区間を指している。

解析の結果を表-5.5に示した。両区間は隣接しており、流域面積・河床勾配等の違いはほ

とんどない。また、平均河幅 (W_m) も25m程度でほぼ同様である。 F_0 と tr について両区間を比較すると、曲流部では約 $1,500 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}$ 、18年であるのに対し、直線部では約 $3,000 \text{ m}^3/\text{km}\cdot\text{年}$ 、12年となっている。すなわち、曲流部の堆積土砂は直線部に比べて相対的に動きにくく、平均滞留時間は長く、年間洗掘量は小さくなる傾向にある。

表—5.5 薄別川における河川地形の変化と特性値
Table 5-5. Storage elements changed by river channel morphology in the Usubetsu River.

Usubetsu River	M_0 (m^3/km)	b	F_0 ($\text{m}^3/\text{km}\cdot\text{year}$)	tr (year)	W_m (m)
Spatially					
wide section	132,460	0.0383	5,080	26.1	71
narrow section	28,950	0.0671	1,940	14.9	23
Morphologically					
sinuous section	26,000	0.0573	1,490	17.5	24
straight section	36,600	0.0822	3,010	12.2	25

3. 土砂移動(輸送)距離

山地急流河川の土砂移動過程は第IV章で示した河床変動の交互性すなわち波状的移動形態として特徴づけられた。Ⅲ-2の位置的交互性解析の際認められた、土砂移動規模に対応した卓越波長を、今後土砂移動(輸送)距離と呼ぶことにする。移動距離として一波長(堆積のピークから次の堆積のピークまでの距離)を選ぶべきか、半波長(堆積のピークから次の洗掘のピークまでの距離)を選ぶべきかは議論を要するが、基礎資料のない現状では河床変動に関する移動規模の指標として一波長を用いることにする。今後、波状的土砂移動の解析、ダム堆砂データとの比較等によってこうした問題点が解決されようと考えられる。

土砂移動規模の指標と考えるもう一つの規準は流下幅である。そこで富良野川に関しては1980年、'81年河床変動時の流下幅、沙流川に関しては各年代に対応した流路幅を過去の洪水時流下幅と考え、それぞれ平均流下幅を算出した。移動距離・平均流下幅ともに土砂移動規模の指標であることから、両者の間には当然関連性が存在するはずである。そこで平均流下幅(W_m)を横軸にとり、移動距離(D)を縦軸にとってプロットしたのが図-5.2である。本調査に関しては、移動距離(D)と平均流下幅(W_m)の関係は指数回帰で表わすことができ、

$$D = \alpha_1 \exp(\beta_1 W_m) \quad (15\text{m} < W_m < 140\text{m}) \quad (16)$$

$$\alpha_1 : 240 \sim 340$$

$$\beta_1 : 0.013$$

となる。概括的には富良野川、沙流川における D は W_m の8~23倍となっている。

図-1.3で定義し、さきの沙流川の事例で引用されたように年代別流路幅は過去の洪水時

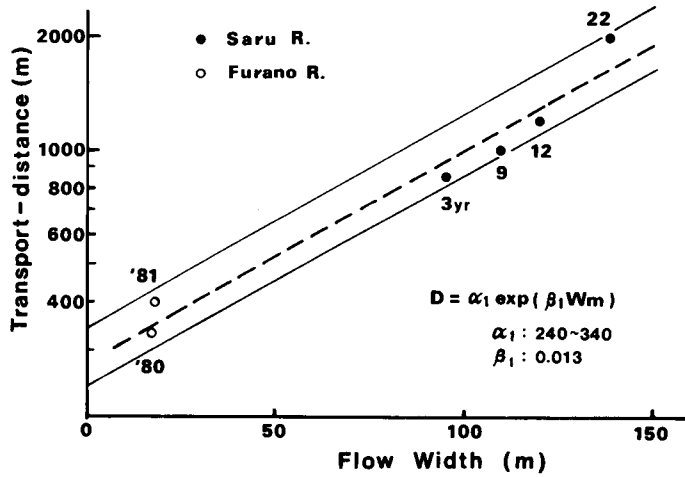


図-5.2 流下幅と移動距離

Fig. 5-2. Relationship between flow width and transport-distance of sediment. Blank and solid points were obtained respectively by spectral analysis. Two solid lines parallel to the regression line (dashed line) show the range of this relationship.

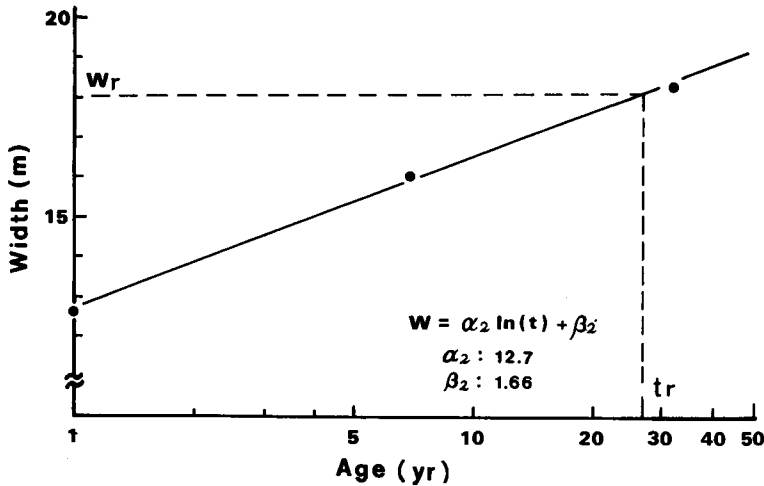


図-5.3 小川における堆積地年代と流下幅

Fig. 5-3. Determination of flow width corresponding to residence time. The solid line shows an example of the Ogawa River. Each of sediment aged 1, 7, and 32 years was frequently found throughout the investigated section of the Ogawa River.

流下幅と考えられ、堆積地年代に対応して設定される。そこで縦軸に流路幅、横軸にその年代をとると図-5.3のようになる。図は小川の例を示してある。小川流域では1年、7年、32年の堆積地が現在比較的広く河道内に残存していることから、各年代の平均流路幅をプロットし

た。両者の関係は対数回帰で表わすことができ、

$$W = \alpha_2 \ln(t) + \beta_2 \quad (17)$$

$$\alpha_2 : 12.7$$

$$\beta_2 : 1.66$$

となる。滞留過程と移動過程を結びつけるために、平均滞留時間 (tr) に対応した (Wr) を求めたいのであるが事実上不可能である。そこでこれに最も近いと考えられる tr 年流路幅を(17)式から求め、これを Wr と仮定した。小川の例では tr は 26.8 年であることから、図-5.3 に示したように Wr は約 18 m となる。研究対象の 4 河川に関して求めた Wr を表-5.6 に示した。

いま、この Wr を(16)式の Wm に代入することにより tr に対応した移動距離である Dr を求めることができる。そして Dr/tr は想定される年間当りの平均移動距離を表わすことになり、滞留・移動過程を含めた土砂流出に関する流域特性値として位置づけられる。沙流川調査区間は流域面積が大きく、堆積土砂の tr が短いため 105~155 m という長い年間当りの移動距離を示した。また富良野川と薄別川を比較すると、流域面積では薄別川の方が大きいのであるが、 tr が富良野川とくらべて長いいため Dr/tr は富良野川の方が大きな値を示した。

前節と同様に富良野川、沙流川調査区間を二分し、 Dr/tr の流域内比較を行なった。その

表—5.6 移動距離に関する流域間比較

Table 5-6. Transport-distances corresponding to residence times for the four rivers.

River	Wr (m)	Dr (m)	Dr/tr (m/year)
Furano River	29	340~ 500	30~ 50
Ogawa River	18	300~ 430	10~ 20
Usubetsu River	27	340~ 490	10~ 20
Saru River	118	1110~1580	105~155

表—5.7 富良野川・沙流川における上下流域の移動距離

Table 5-7. Transport-distances corresponding to residence times for upper and lower reaches of the Furano River and the Saru River.

River	Wr (m)	Dr (m)	Dr/tr (m/year)
Furano River			
Upper reaches	26	330~ 480	35~ 55
Lower reaches	31	350~ 510	30~ 50
Saru River			
Upper reaches	110	1000~1430	105~155
Lower reaches	128	1260~1800	115~165

結果が表-5.7 に示されている。(17)式の α_2, β_2 は上・下流区間に関してそれぞれ求め W_r を推定した。富良野川、沙流川両河川において求められた D_r は、下流区間で長くなっているが、 D_r/tr は上・下流ともにほぼ同程度の値を示した。これは tr と同様に D_r も下流に向かって増加するためである。換言すれば、下流域における堆積土砂は移動しにくいが一旦移動すれば長距離輸送されることを意味し、上流域ではこれとは逆に移動しやすいが短距離にとどまることを意味する。したがって想定される年平均移動距離(D_r/tr)は両区間で同程度となり、両区間の土砂流入・流出に関するバランスが比較的保たれていることを示唆している。実際、100年程度の時間枠で発生する流送土砂の洗掘・堆積によって、自然河川の河床縦断形に不連続点が形成されることはなく、洗掘と堆積が時系列上で交互に繰り返されることにより(時間的交互性)、縦断形は連続的に保たれる。

第VI章 河床拡幅部における遊砂効果

堆積地年代分布から得られた特性値である tr および D_r は、調査区間全体の土砂流出過程に関する平均的特徴を表わしている。しかし、河床を河幅程度($10^1 \sim 10^2$ mオーダー)の小ブロックの連続として捉えた場合、個々のブロックでの河床変動はより離散的であり、平均的概念によって表現するには無理がある。そこで本章では、各ブロックにおける洗掘・堆積の生起分布を経年の地形測量によって求め、この分布形の変化から拡幅部における遊砂効果について検討した。

1. 遊砂効果の定義

ここで述べる“遊砂効果”とは、本質的には一般的に用いられている“自然河道の土砂調節機能”と同義である。あえて“遊砂効果”と言わなければならない理由は調節(control)、機能(function)という言葉が自然現象に対して用いるのは適当ではないと考えられるからである。つまり、これらの言葉は人工的技術に対して用いるべきで、自然現象を調節・機能論で議論することは誤解もしくは誤った評価につながると考える。しかし歴史的には“調節機能”が用いられているため、文献の引用部分についてはこれを用いることにする。

自然河道の土砂調節機能については、古くは木村³⁷⁾の砂防計画構想にみられる。しかし内容的には砂防ダムの調節機能に対して述べられており、自然調節の存在を指摘したにとどまっている。この木村の調節能力に対する説明は、建設省の砂防基本計画³⁶⁾に受け継がれ、砂防ダムの調節機能は洪水勾配と平衡勾配によって形成される河床縦断形の変化として説明されている。そしてこれと同様なことが自然河道においても行なわれており、これが河道による自然の調節であると定義している。砂防ダムの調節機能に関しては、この他にも多くの論文が発表されている^{17, 26, 97, 104)}が、自然河道の調節機能に対して明確な見解は示されていない。

いま仮に、自然河道に土砂流出を調節する機能があるとするならば、溪流砂防工事はこうした調節機能を補助し高めるものとして位置づけなければならない。しかし、先の記述にも見

られるように砂防ダムの調節機能は自然河道のそれとは別に独立して議論されており、この点に関して多くの問題が残る。砂防ダムの調節機能を論ずることは本論の主旨ではないので問題点の指摘にとどめるが、「洪水時に多量の土砂を一時貯留して、その後の中小洪水によって一方的に流下させ、調節能力が回復する」という現象は、筆者が実地溪流で行なってきた調査では認めることができなかった。この点は、宇高¹⁰¹⁾が述べているように、土砂流出に関して実態的研究がなされたことは少なく、中小洪水によって流下されるものと仮定しているにすぎないと考えられる。

砂防ダムの調節機能に対して疑問視すると同時に、自然河道狭窄部の土砂調節機能に注目した例として橋本¹⁹⁾があげられる。いわゆるダム堆砂面上の「勾配変化」と同一線上に自然河道の調節機能を曖昧に位置づけた他の研究にくらべて、河川狭窄部を流速に急激な変化を与える箇所として位置づけ、そのブレーキ効果による土砂の沈澱を示した点は重要である。以上、これまでの研究を総合すると、自然河道の調節機能とは流速の変化に伴う一時的河道内貯留として理解できる。しかし調節機能の量的・質的分析、さらに調節機構に関しては未だ明らかにされておらず、単なる“一時的貯留”としての意味づけ以上の理論の展開はない。実際に、河道内に貯留された土砂は次の洪水時には下流への生産源となりえるわけで、安易に自然河道の調節機能を認めることはできない。そこで本論では、仮定的概念である自然河道の調節機能ではなく、自然現象としての土砂流送過程について検討し、これから導き出される論理を“遊砂効果”として定義した。まず、土砂流送過程の特徴として以下の3点があげられるので、これについて説明する。

① 流量と流砂量の非対応

流量の増加は掃流力の増加を意味し、流砂量の増加につながると考えられるが、実地溪流においては両者は良好な対応を示さないことが多く、この点が注目される。流量と流砂量の対応は、河床堆積土砂が際限なく存在し、河床構成礫の粒径が変化しないことを前提としているが、実際にはこうした条件を満たす河川は少なくとくに山地河川では存在しない。山地河川において河床に露頭が観察されたり、アーマコートが形成されている例は多い。こうした流量と流砂量の非対応は、流域特性としての土砂生産・流出の連続性・周期性^{50,72,94)}というかたちで議論されてきた。また小出博^{46,47)}は山地災害の免疫性とよび、山地災害後再び風化土砂が蓄積されるまでは、たとえ豪雨があっても土砂は流出しないと考えた。筆者も基本的には、流量と流砂量の非対応は土砂生産・流出の不連続性に起因すると考えている。

② 堆積過程と洗掘過程の違い

河床変動は、量的にみれば二断面間の流砂量の不均衡によって生ずると考えられるが、現象的には流水の拡散・集中によって起きる。すなわち“拡散堆積”，“集中洗掘”として特徴づけられる。Ⅱ-3 ヌッカクシフラノ川1号ダム上流区間の経年的河床変動結果から説明したように、洗掘後あるいは洗掘傾向にある区間では流路形態として安定流路を形成するのに対し、

堆積後あるいは堆積傾向にある区間では変動流路を形成する。安定・変動流路の違いは流水の集中・拡散を横断的形態として示しており、堆積と洗掘過程の違いを表わしていると言える。土砂濃度に関して述べれば、濃度の高い流体の分散角は広く低い流体は狭くなる。つまり砂礫を多く含んだ流体は分散し、過負荷の砂礫を置き去りにするが、土砂と分離した流水は再び集中し砂礫を流送することになる。

拡散堆積・集中洗掘という言葉に表現されるように、堆積域は大面積に、洗掘域は小面積に河道内に分布する。したがって一般的に、堆積現象は拡幅部において大規模に認められるのに対して、洗掘現象は河道全体にわたって中小規模に点在する傾向がある。また拡幅部は堆積区間であると同時に流水が集中すれば洗掘区間と成り得ることも認識しなければならない。

③ 狭窄部上流での土砂堆積

流水拡散に伴う土砂堆積に関しては異論がないと思われるが、流水が集中すると考えられる狭窄部上流においても土砂が堆積している事例をよく観察する。これは橋本¹⁹⁾の狭窄部に関する観察と同様である。こうした現象が認められる狭窄区間は側壁が地質的に強固な場所で、脆弱な場合には側方侵食によって河道拡幅されるのが通例である。筆者は、狭窄部上流での異常堆積が主として砂礫同士の衝突、かみ合わせに伴う狭窄部閉塞に起因すると考える。したがって、土石流のような高濃度の流体ほど狭窄部のブレーキ効果は高まると思われる。

以上、自然河道における土砂流出過程の3つの特徴を列挙したが、次に①、②、③を関連させて拡幅部の土砂流出過程について述べることにする。まず、流量は同程度であるが土砂濃度の異なる2回の変動を想定する(①)。一回目に高濃度の流体が狭窄部で挟まれる拡幅区間に流入すると、上流側で分散堆積し(②)、下流側で閉塞堆積する(③)と考えられる。次に二回目の低濃度流体が流入すると、流水は集中する傾向を示して堆積土砂の一部を洗掘し(②)、あまり狭窄部のブレーキ効果を受けないで流出する(③)。結果的に、一回目の移動では拡幅部は砂礫を堆積させ流出土砂を押さえる方向に働き、二回目の移動では一部土砂を流出させる方向に働くことになる。すなわち流下土砂量のみ注目すれば、大規模に対しては押さえる方向に、小規模に対してはやや発達させる方向に働くため、下流への土砂流出は遅延、定常化されることになる。本論では、この効果を“遊砂効果”と呼ぶことにする。結論的に遊砂効果とは、土砂生産・流出の不連続性と河道平面形の変化に起因する土砂流出の遅延、定常化として意味づけられる。

2. 土砂移動シミュレーション

前節で示した自然河道における土砂流出過程の特徴をふまえて遊砂モデルを作成し、経年測量結果と比較検討した。ここで述べる遊砂モデルは、対象現象を生起確率的に捉えようとした離散変化モデル (discrete change model) である。Ⅲ-1で述べたように、滞留土砂量が河道面積に規定されていることから、滞留限界値である河道空間容量 (Capacity) が存在することがモデルの前提条件となる。いま、河道をブロックの連続とみなし、各ブロックに流入する

土砂量 (V_{in}) とブロックから流出する土砂量 (V_{out}) との関係を次式で表わした。

$$V_{out} = a \cdot V_{in} + f_x(\xi) \cdot De \quad (18)$$

ここで a は流入土砂の流出割合, $f_x(\xi)$ は洗掘率, De はブロック内滞留土砂量 (m^3) である。つまり, ブロック外へ流出する土砂量 (V_{out}) は流入した土砂の一部 ($a \cdot V_{in}$) とブロック内に滞留していた土砂の一部 ($f_x(\xi) \cdot De$) の和として表現される。問題は a , $f_x(\xi)$ の決定方法である。まず a については次式によって求めることにした。

$$r \cdot V_{in} \leq M_0 \quad a = r \cdot V_{in} / M_0 \quad (19)$$

$$r \cdot V_{in} \geq M_0 \quad a = 1 \quad (20)$$

ここで M_0 は河道の空間容量 (m^3), r は比例定数である。流入土砂 (V_{in}) がブロック外へ流出する割合 a は, V_{in} と空間容量 (M_0) との関係で求められる。よって比例定数 r を置き $r \cdot V_{in}$ と M_0 の関係を示す (19), (20) 式によって a が決定される。比例定数 r は図-6.1 に示すように, 富良野川, ヌッカクシフラノ川, 羊蹄山青木の沢の実地調査結果から求めた。横軸に V_{in}^2 / M_0 , 縦軸に $V_{out} - f_x(\xi) \cdot De$ をプロットすると, r は傾きとして表現され, 概ね $1/2 \sim 1/4$ の範囲にあることがわかる。

次に $f_x(\xi)$ であるが, このモデルでは確率的に与えることにした。これは前節①, ②で述べたように, 現滞留土砂の洗掘現象は流量, 流砂量の非対応, 洗掘過程の特異性により, 非常に複雑に変化するためである。このため, 流入土砂量 (V_{in}) の規模に比例させることは適当

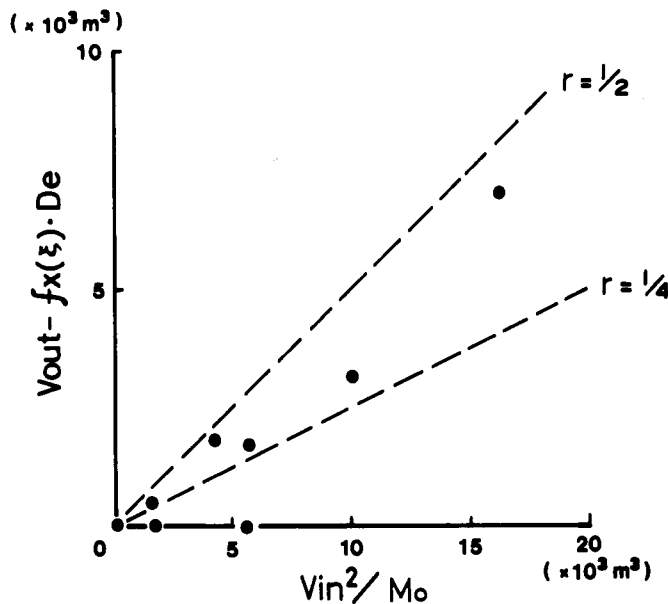


図-6.1 流出に関する比例定数 r の検討

Fig. 6-1. Determination of r value, which relates to the rate of outflow volume, based on the results of field researches.

でないと考え、一定の確率分布を形成する乱数で与えることにした。富良野川における1980年、'81年の河床変動で得られた洗掘率の度数分布を図-6.2(a)に示した。分布傾向は明らかに指数分布を示しており、洗掘率の確率分布関数 $f_x(\xi)$ は次式で与えた。

$$f_x(\xi) = 1/m \exp(-\xi / m) \tag{21}$$

ここで m は平均洗掘率である。図-6.2(b)は本シミュレーションによって発生した疑似乱数の度数分布である。

これまでのシミュレーション過程を図-6.3 Case 1 に表わした。いま、図-6.3 Case 2 にみられるように、

$$(1-a)Vin + (1-f_x(\xi))De > M_0 \tag{22}$$

の場合、つまり流出しないと想定される土砂量が空間容量を越える場合は、空間容量まで滞留し、これ以上の土砂は下流へ流出する。

次にこの遊砂モデルによって得られたシミュレート結果と現地測定結果とを比較検討した。ヌッカクシフラノ川1号ダム上流区間を測線で代表される12ブロックの連続として捉えることにし、まず河道面積 (A_r) と空間容量 (M_0) の関係を回帰分析により求めた⁶²⁾。これによると、

$$M_0 = \alpha_3 \cdot A_r^{\beta_3} \tag{23}$$

$$\alpha_3 : 9.0$$

$$\beta_3 : 1.83$$

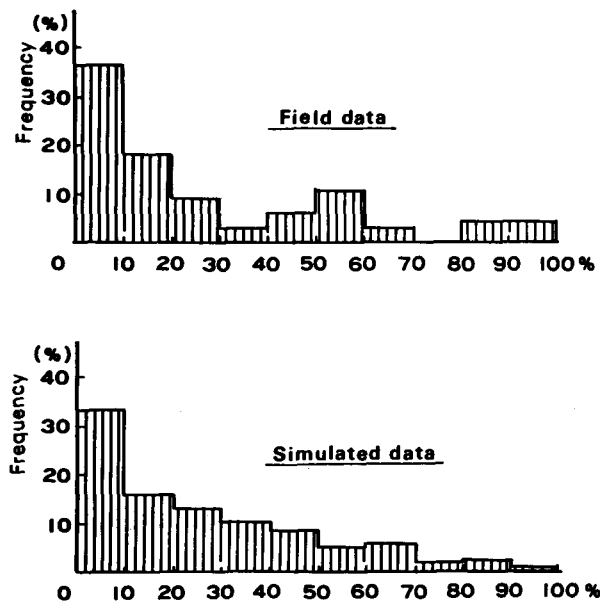


図-6.2 洗掘率の度数分布

(a) 実測値 (b) シミュレーション結果

Fig. 6-2. Frequency distribution of scoured rates.

(a) field data, (b) simulated data

で表わすことができ、(23) 式中の A_r に各ブロックの河道面積を代入して M_0 を定め、図-6.4 に示した。ブロックNo.1, 2によって代表される1号ダム堆砂面は、5,000 m³を越える非常に大きな容量を持っており、No.3, 6, 7ブロックも2,000 m³程度の比較的大きな容量であることが推測される。比例定数 r は試算的に1/3.5とした。ヌッカクシフラノ川1号ダム上流調査区間では、1972年～1982年の調査期間中9回の河床変動が観測されており、変動結果から求めた通過量¹⁰⁾の実データと比較した。先に述べたように、本モデルは対象現象を生起確率的に捉えた離散変化モデルであるため、実データとの比較も個々の変動に対して行なうのではなく、確率的に検討しなければならない。そこでまず、過去9回の河床変動で各ブロックを通過した土砂量の最大、すなわち10年の調査期間中の最大通過量(確率的に1/10年)に関し両者を比較した。

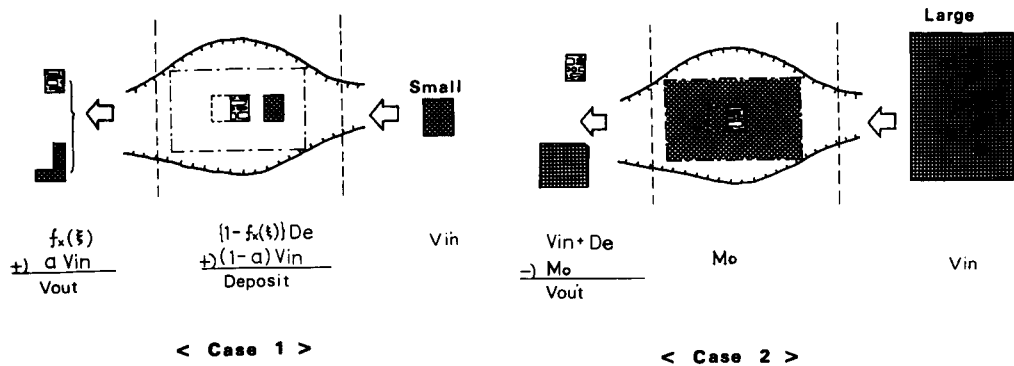


図-6.3 シミュレーション過程の模式図
 Case 1: 想定滞留土砂量が空間容量を越えない場合
 Case 2: 〃 越える場合

Fig. 6-3. Flow chart of simulation.
 Case 1: the deposited volume is less than the capacity of the area.
 Case 2: the deposited volume is larger than the capacity of the area.

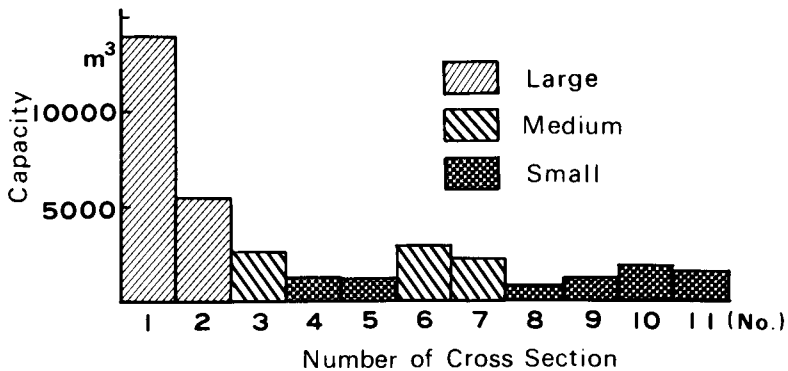


図-6.4 ヌッカクシフラノ川1号ダム上流区間における測線ブロックの空間容量

Fig. 6-4. Capacity for each block of investigated area in the Nukkakushifurano River. These are estimated from the relationship between the areas and the total sediment volume of 11 blocks.

No.12ブロック(最上流)は滝の直下流に当るため、シミュレーションの初期流入量はNo.12ブロックの通過量とし、No.11ブロックから下流に向かって実行した。ここで問題となるのがブロック内滞留土砂量(De)の算定であり、滞留量ゼロからスタートしては実際の河床状態に適合しない。そこで本シミュレート結果は、滞留量調節のため一度初期流入量(9 flows)を流下させた後、再び繰り返した2度目の結果とした。

図-6.5に実データとシミュレーション結果を示した。調査区間の下流に向かうほど1号ダムの影響を受け空間容量(M_0)が増大するため、各ブロックにおける最大通過量の実データは全体的に下流に向かって漸次減少している。これに対して、シミュレート結果は小刻みに変動しているが、全体的な傾向は実データと同様である。シミュレート結果は、No.6~7ブロック、No.1~3ブロックにおいて急減しており、図-6.4で示した中・大規模ブロックで過去10年間の土砂移動に関して最大通過量を低下させていたことが推測される。以上から、今回の初期流入量の最大値約 $5,200\text{m}^3$ に対して遊砂効果を発揮できる空間は、空間容量 $2,000\text{m}^3$ を越える空間であると考えられる。

次に実データとシミュレート結果を確率的に検討するため、各ブロックにおける9回の時系列変化について標準偏差をとった(図-6.6)。下流に向かって減少する傾向は、実データおよびシミュレート結果双方で認められ、概ね良好な対応を示している。標準偏差が下流に向かって小さくなることは、通過量の時系列変動が下流域で押さえられていることを意味し、1号ダムによる遊砂効果に起因すると考えられる。

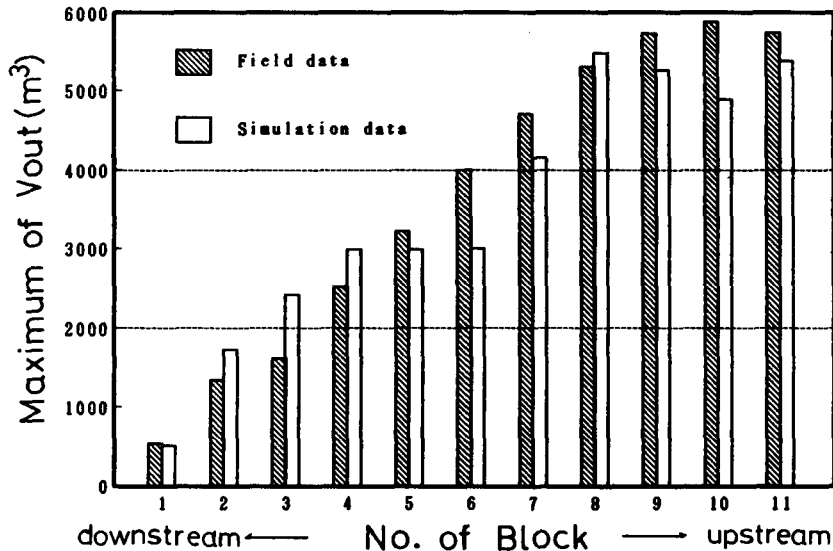


図-6.5 最大通過量(確率的には1/10yr)に関する実測値との比較

Fig. 6-5. Comparison between field and simulation results on the maximum outflow volume in each block. The frequency of occurrence for the maximum volume is thought to be 1/10 years.

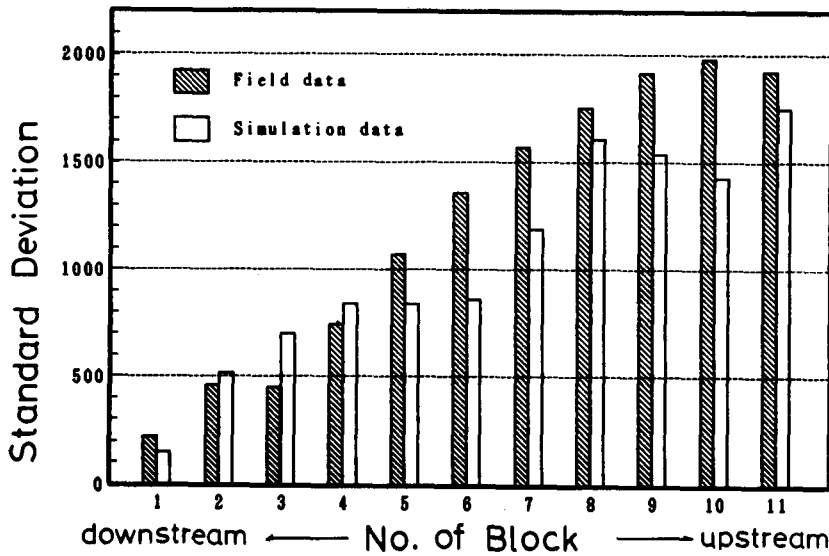


図-6.6 標準偏差(n=9)に関する実測値との比較

Fig. 6-6. Comparison between field and simulation results on the standard deviation for the maximum volumes of 9 flows.

3. 遊砂効果の検討

ヌッカクシフラノ川の事例から推測されるように、効果的な遊砂空間は土砂移動の規模に対応して存在すると考えられる。そこで、前述のシミュレーションモデルを利用して、流入量・空間容量と遊砂効果について検討することにした。

まず、3つの遊砂空間を上流から連続的に配置すると仮定する。遊砂空間の内容については表-6.1 に示したが、ここで空間容量は確率規模に応じて三段階に分けることにした。すなわち、山地河川における河床形は階段状を呈する場合が多く、一移動時の流下幅はこれより大規模な変動で形成された段丘によって規制されるためである。移動規模別空間容量の内分に関しては河道面積と河床勾配によって概ね推定できると考えられ、対数線形の重回帰分析により求

表-6.1 遊砂空間モデルの概要

Table 6-1. Dimensions of retardation works

	Large upstream	SIZE		Small downstream
		Middle		
Area (m ²)	40,000	30,000		20,000
Slope of riverbed (%)	10	10		10
Capacity (m ³)	49,000	34,000		20,000
1~9years	33,000	22,000		12,000
10~19years	11,000	8,000		5,000
20~35years	5,000	4,000		3,000

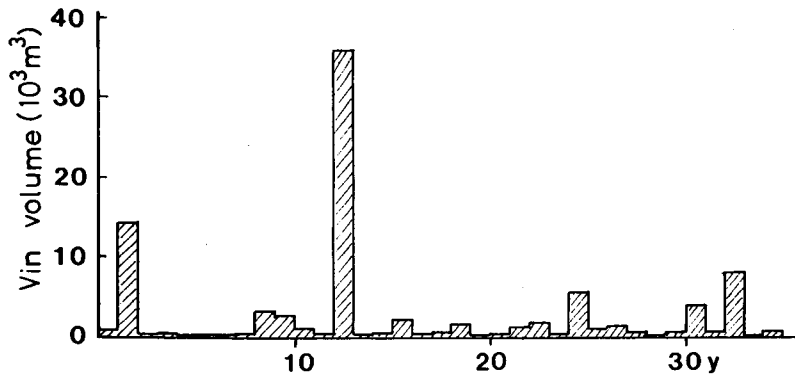


図-6.7 初期流入量の時系列

Fig. 6-7. Time series of inflow volume. These are made by the relationship between frequency and magnitude of sediment movement which are measured in the field, and arranged at random.

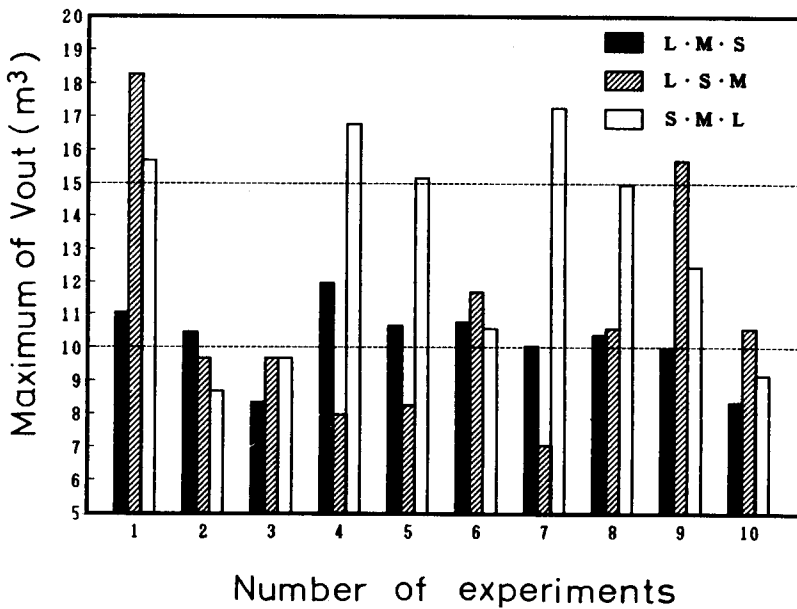


図-6.8 空間配置条件の違いによる最大通過量(確率的には1/35yr)の変化

Fig. 6-8. Comparison of the maximum volumes, which flowed out of the lowest area, among three different order of retardation areas. The frequency of the occurrence for the maximum volume is thought to be 1/35 year. The simulations are repeated ten times.

めた^{61,63})。したがって、各遊砂空間の容量は確率規模に応じて変化することになる。初期流入量に関する時系列データは、既往河床変動結果から推定した確率規模から図-6.7のように決定した。ただし発生順序に意味はなく、ランダムに選出した。さらにこのモデルでは、滞留量の初期値がゼロであるため、各滞留空間内に充分土砂を滞留させる目的で、初期流入量(35年間)

を10回流し、その後実施した。3つの遊砂空間の配置に関しては、上流からL(大)・M(中)・S(小), L・S・MそしてS・M・Lの3条件とした。

本シミュレーションモデルは、(21)式に示したように洗掘率は指数の確率分布を形成する乱数によって与えられるため、乱数の発生状況に応じて結果がやや異なってくる。そこで、上述したシミュレーションを同条件で10回繰り返しその結果を検討した。最下流の遊砂空間から流出した35年間の最大通過量(1/35年確率)を、3種の配置条件で比較したのが図-6.8である。縦軸は最下流の遊砂空間における1/35年の通過量を示している。初期流入量の最大値は図-6.7

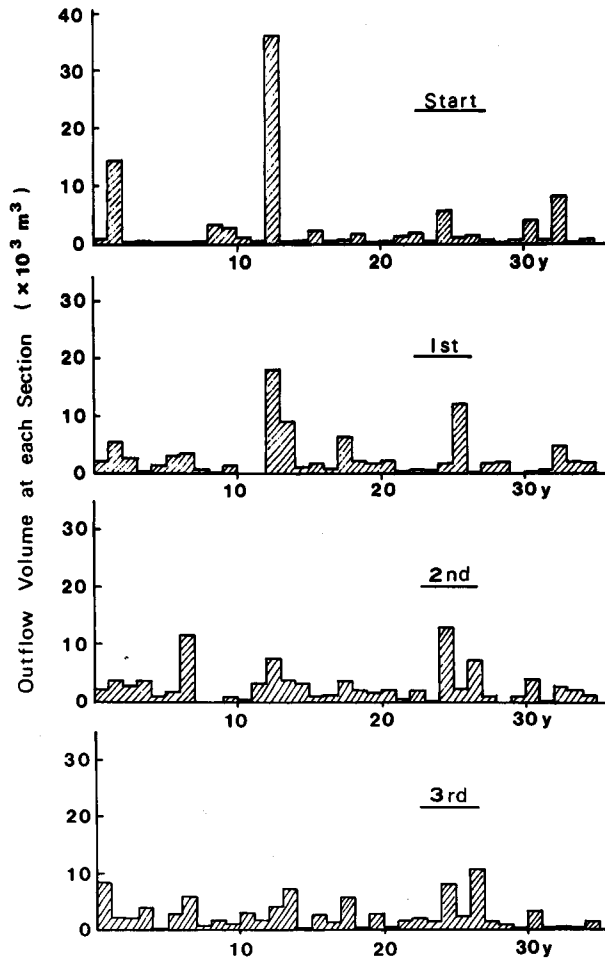


図-6.9 L・M・S配置による遊砂効果

Fig. 6-9. One example of retardation effect in the case of L・M・S order. It is clearly shown that the largest inflow volume are depressed and the fluctuations of outflow volume in time series are smoothed by the sequence of retardation works.

に示したように 36,000 m³である。

これによると、L・S・M、S・M・L配置においては、乱数の発生状況によって最大通過量が7,000~18,000 m³の間で大きく変動しているのに対し、L・M・S配置では10,000 m³前後で概ね安定している。つまり、流水の集中に伴う突発的局部洗掘に対し、L・S・M、S・M・L配置で対応することは難しく、上流から順に遊砂空間を小規模化していくL・M・S配置によって安定した流出を期待することができると思われる。いまL・M・S配置シミュレート結果の一例を図-6.9に示した。最上段が初期流入量で下方に向かって各遊砂空間からの通過量を示している。これによると初期流砂量の最大値は36,000 m³であるが、大規模遊砂空間を通過した時点では18,000 m³程度に押さえられている。さらに中規模、小規模遊砂空間と経るに従って13,000 m³、10,000 m³と減少している。時系列変動の波は遊砂空間を経るに従って小さくなり、定常化されていることがこの図より確認できる。

結論として、遊砂効果が土砂生産・流出の不連続性と河道平面形の変化に起因する土砂流出の遅延、定常化として位置づけられることに変わりはないが、遊砂効果を生む空間容量、さらに適切な遊砂空間配置計画が土砂移動規模に対応して存在することが本シミュレーションによって示唆された。

第Ⅶ章 砂防計画への展開

これまで議論してきた流路形態、堆積地の年代分布、河床変動の交互性、河川地形、移動距離などの諸要素は、計画論的視点に立つと河道という場の評価につながる。すなわち、河道を区間の連続としてとらえた場合、空間的には拡幅部・狭窄部の連続、形態的には曲流部・直線部の連続として認識することができる。個々の場の評価は、前章で述べたように、場の空間容量 (Capacity) と流入規模 (magnitude of flux) の相対的關係で決定されるものであり、時間軸上で考えるならば、河道は場の地形的特徴と現在生起している現象の複合形として、安定・変動・定形という異なる流路形態をとりうる。これら流路形態を特徴づけるのは、堆積地上に成立する木本群落であり、その年代分布は、空間的・形態的に変化する河道区間の計画論的評価につながると思われる。以上が、本研究によって得られた知見の総括であり、現在の砂防計画指針と関連させ砂防計画へ展開する。

砂防計画基本指針は大きく二つに分けることができると考える。一つは「有害土砂の合理的処理」であり、もう一つは「空間造成計画」である。空間造成計画とは一種の環境整備計画であり、土地利用との関連で議論される。前者は自然科学的アプローチを中心として展開されるのに対し、後者は社会科学的方法を必要とする点が対照的である。筆者は、基本的に砂防計画とは自然科学的理論に基づいた社会科学的方法であると考えている。実際、建設省河川砂防技術基準によれば「砂防基本計画は、流域における土砂の生産及びその流出による土砂災害を防止することによって、望ましい環境の確保と河川の治水上、利水上の機能の保

全を図ることを目的として策定するものとする。」と述べられている。つまり、土砂処理計画と環境整備計画とは、砂防計画における車の両輪として位置づけられているのである。しかるにこれまでの研究のほとんどは、前者の土砂処理計画に関する内容で占められており、空間造成計画に関するものとしては極めて少ない。

また土砂処理計画に関しては、災害時における一過性の土砂移動現象に対する解析がほとんどで、主として対象とする時間枠は点と言ってよいほどの極めて短い時間単位である。したがって、仮に空間造成計画と分離した砂防計画が存在するならば、100年単位で砂防計画を捉えた場合、瞬間的現象に対して莫大な資金を投入していることになる。こうした砂防計画の特殊性が社会的に認められるならばよいが、実際には一般住民が納得できる論理は確立されていないのが現状であろう。従来から砂防工事が災害復旧工事にとどまり、予防工事としての側面がまだ実現されるに至っていないのもこのためであろう。

この意味からも、土砂処理計画と空間造成計画は時間的概念のなかで統一的に考えるべきであり、これにより初めて砂防計画が防災計画にとどまらず、土地利用計画として意義づけられることになる。図-7.1に示したように、横軸に時間、縦軸に土砂流出の規模をとり、破線が

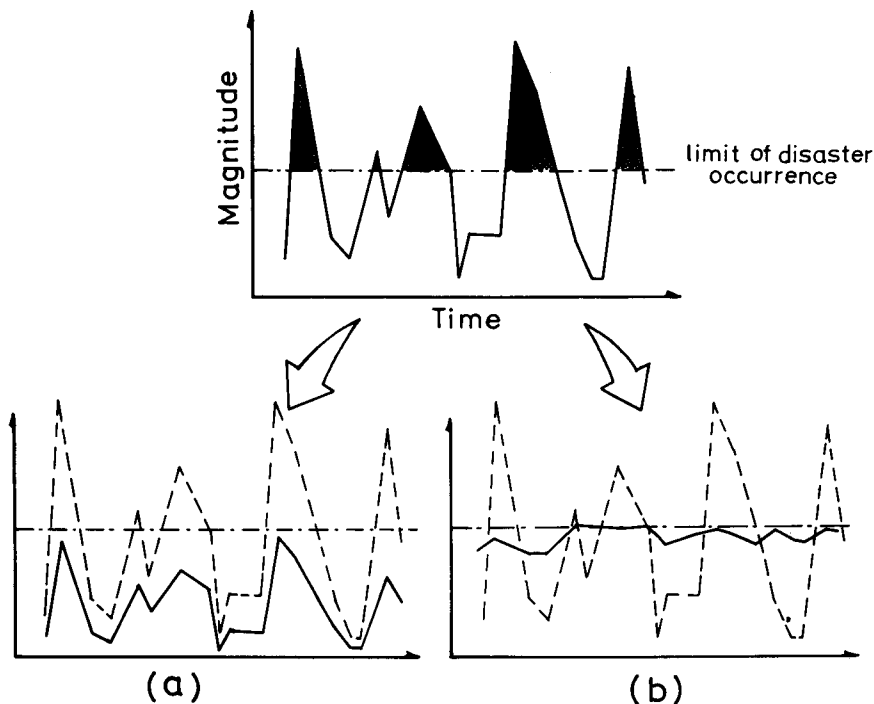


図-7.1 砂防技術の可能性

(a) 不安定土砂の固定 (b) 遊砂効果

Fig. 7-1. Effect of erosion control works. Dashed line means the upper limit to be able to control the sediment movement.
 (a) Consolidation of unstable sediment
 (b) Retardation effect

土砂災害に至らない上限規模であると仮定する。災害時土砂処理計画で対象とする現象は上限規模を上まわる現象であり、砂防技術とは不安定土砂の固定により流出規模を全体的に低下させるか(a),もしくは遊砂効果(土砂流出コントロール)により流出の時系列分布を変化させるものである(b)。結果的に両方とも災害に至らない時間枠を拡張し、土地利用をうながすことにつながるものである。そこで本章では、砂防計画の基本指針を土砂処理計画と空間造成計画に置き、これまでの研究成果をふまえて以下に検討した。

1. 土砂処理計画

土砂処理計画に関しては従来から多くの議論がなされている。砂防計画に対する指針は、木村³⁷⁾の「砂防計画樹立に対する構想」にはじまり、新沢⁶⁶⁾、建設省砂防課³⁶⁾に受け継がれ、現在の砂防計画に関する基本的考え方は一応完成したと言える。それは、計画基準点における計画生産土砂量、計画流出土砂量、計画許容流砂量により基本的に構成され、これら土砂量の収支によって計画対象である計画超過土砂量が決定されることになる。これまでの研究の多くは、これら各計画土砂量の算出方法に関して検討が進められてきた^{24, 32, 69, 102)}。算出方法および計画論については、研究のほとんどが計画洪水時の土砂流送を扱っており、一過性の生産・流出過程として計算を進めている。確かに土砂貯留現象(本論では滞留現象)として土砂流送の不連続性を考慮してはいるものの、一確率雨量に対応した一洪水時の流出土砂量算出を目的としている。しかし、現在の河床状況が過去の土砂流出現象の累積である以上、歴史的考察なしで計画論を進めることは極めて多くの問題が残り、計算式の係数処理だけでは不十分である。

本論の主題は、一過性の流送現象を検討することにあるのではなく、年代解析によって土砂流送に関する流出特性を把握することにある。したがって砂防計画は、砂防技術による流域構造の改変計画として位置づけられ、自然科学的には流域特性の変化として、社会科学的には土地利用の変化として表現される。このため土砂流送に関する歴史的考察は土地利用計画と結びつきやすいが、一過性の洪水解析は単独の防災計画として成立する傾向がある。

流域構造の改変にあたっては、まず現在の河道地形を巧みに利用することが必要であり、特に本論で指摘された河床拡幅部、河道曲流部、合流部等は、土砂滞留空間として重要である。第V章で述べた年代分布特性値(河道空間容量、平均滞留時間、年間洗掘量)の流域間、上・下流域、河道区間の比較は、順に視点を大空間から小空間に移したものであり、計画を考案する場合にもこうした見方が必要になろう。河道地形を改変することにより、流送土砂の平均滞留時間を延長させることは可能で、工法的には広い遊砂空間を確保すると同時に、集中洗掘を防ぐ床固工群の設置が有効であると考えられる。床固工は生産源を直接扞止することにより流出土砂を低減させる工法であるが、床固工群として広大空間を形成した場合、遊砂効果を期待することができる。また、安定・変動・定形に区分された流路形態は、場の地形的特徴と現在の土砂移動との相対的関係を示すものであり、河床変動傾向(洗掘・堆積傾向)を推定する際、重要となる。

遊砂効果を第V章で示した tr と Dr によって概念的に表現すると 図-7.2 のようになる。横軸に時間スケール、縦軸に距離スケールをとると、自然河川の土砂流送過程は移動と滞留の繰り返し、すなわち階段状の変動として表現できる。この点は Einstein¹⁴⁾ の掃流砂移動モデルに類似しているが、Einstein が砂粒一つ一つに対してこの考え方を導入したのに対して、筆者は土砂流送を一洪水前後の集散的移動として考えている点が異なる。自然河道における土砂流送は、下流に向かって tr 、 Dr を増加させる傾向にあり実線で示されるように模式化できるのに対して、砂防工事を実施した河川の土砂流送は破線によって模式化できる。すなわち全体的には階段状直線の傾きを引き下げ、個別的には階段高を低くおさえることである。傾きが小さくなることは流出の遅延を意味し、階段高の低下は現象の小規模化を意味する。

砂防計画論としては、計画流砂量に対応した空間規模の算出が必要となるのであろうが、この点に関しては今後の課題である。しかし、計画流砂量に対応して適切な空間容量および施設配置が存在することが、第VI章のシミュレーションにより示唆された。

2. 空間造成計画

荒廃河川に実施される砂防工事は、流域全体からみれば点的（ダム・床固工等の横工）、線的（流路工等の縦工）構造物として存在し、砂防計画とは、これら点と線の組合わせによって流域保全を達成すべく、施設配置を検討するものである。さきに述べた土砂処理計画では、施設配置によりいかにして土砂を安全に流下させるかが問題となるのに対し、ここで述べる空間

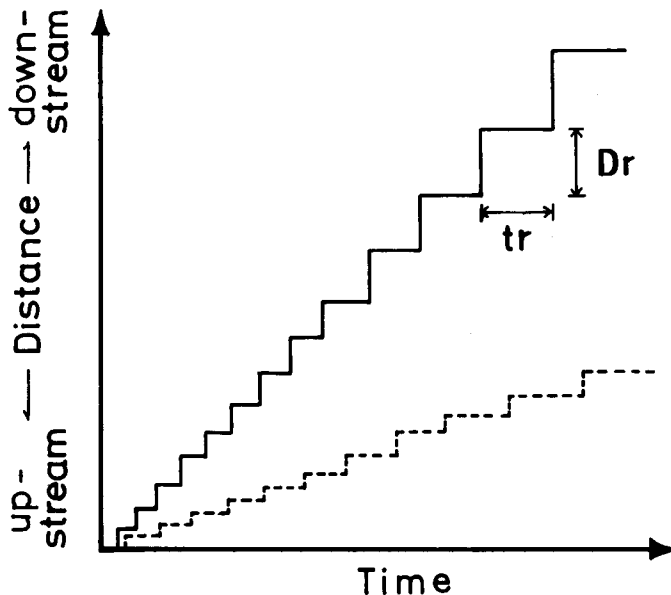


図-7.2 tr と Dr による遊砂効果概念図

Fig. 7-2. Chart which shows the concept of retardation effects based on tr and Dr . Retardation works make tr longer and Dr shorter, and as the results of these effects, the inclination of the zigzag line is decreased.

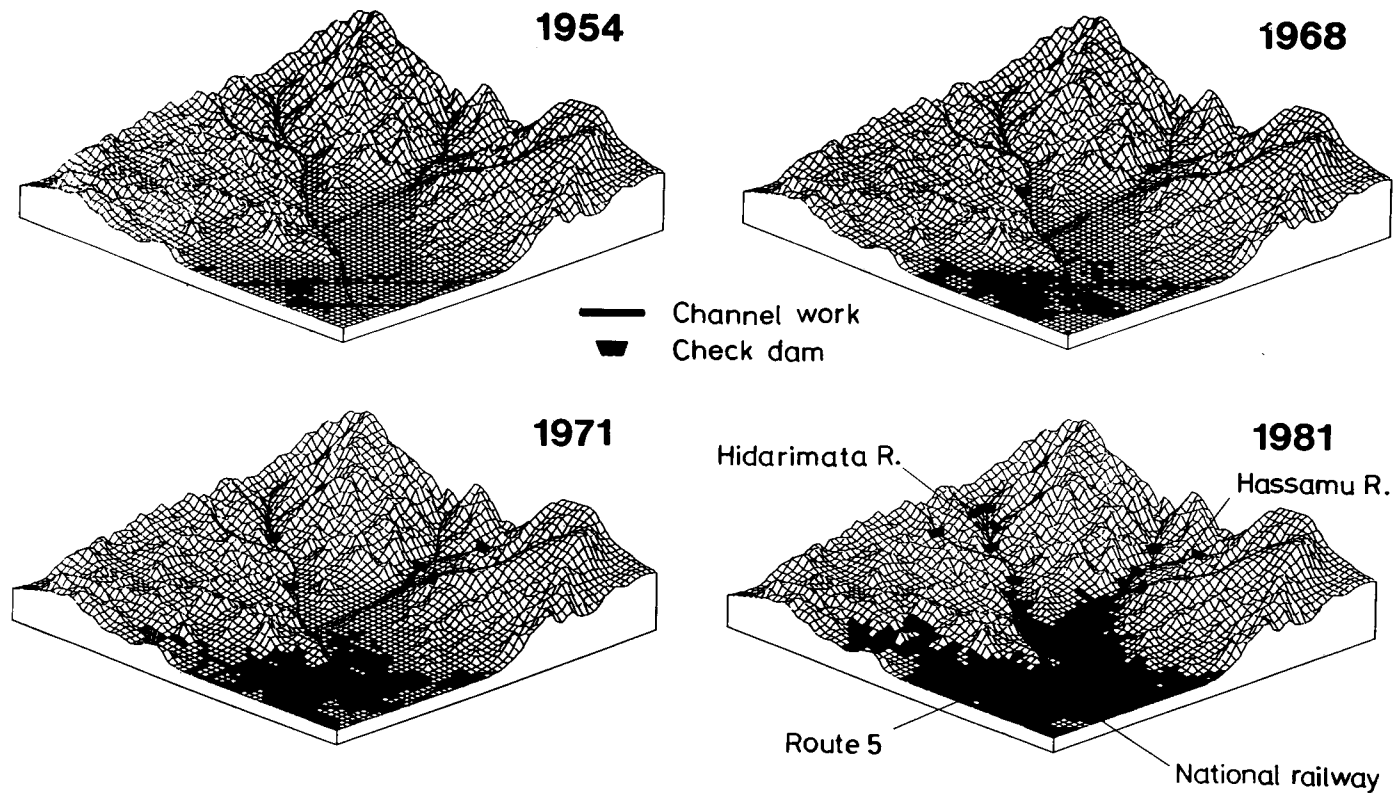
造成計画では、点的・線的に施工する砂防事業により、いかに周辺環境(面的存在)を整備するかに主眼が置かれており、やや視点が異なる。

空間造成計画の一環として、東²²⁾は低ダム群による野外実験から、河道における“緩衝空間”の必要性を説き、林地として保全することを提案した。また木村³⁹⁾は養老扇状地における土地利用と土砂害の歴史から、砂防工事に対する空間的視点の必要性を説き、“防災空間”の概念を導入した。両者の空間概念は、本質的に同様な視点から述べられたものであり、周辺環境としての土地利用計画への展開がモデル的に示されている。

橋田¹⁸⁾は、札幌市を流れる琴似発寒川において砂防事業の進展と流域の都市化の関係を整理した。いま発寒川扇状地の土地利用の変遷(昭和29年, 43年, 46年, 56年)を5万分の1の地形図より抽出し、砂防施設とともに鳥瞰図に表現した(図-7.3)。ダム工、流路工等の砂防工事の施工によって土地の安全性が高まるとともに水田、畑地が宅地化され、住宅が扇頂部まで進展している状況が明瞭に示されている。同様な例は、相模川支流鳩川における砂防工事と土地利用の変遷を調査した高瀬⁹⁵⁾によっても示されている。河川改修によって水害に対する安全性が増すことにより地価が上昇し、結果的に農地から宅地への転換を助長した点を指摘している。また一方、先行的砂防対策が遅れ、土砂災害を招いた例は有珠山²⁹⁾、札幌市近郊都市河川⁶⁷⁾など少なくない。

確かに砂防工事の施工にとまって土地の高度利用化が可能になることは、砂防事業の意義として重要な点ではあるが、高度利用化が進めば進むほど計画対象以上の土砂流出現象に対して、甚大な被害を被ることになる。護岸築堤の縦工によって流水・流砂を水路内に封じ込めることは、流路工隣接地まで高度土地利用可能な空間とするが、反面、住民に対する利水・治水・親水意識の欠如を生み¹⁰⁵⁾、洪水に弱い都市流域を形成する。境界線による区分は生態系からの隔離を意味し、縦工による空間造成計画には無理がある。本論で論じた天然生同齡林の存在は、洪水規模に伴う流路幅、流路方向、水深の変動を歴史的に物語っており、一定の河道断面に多様な規模の流水・流砂を封じ込めることには自ずと限界があることを認識しなければならない。

以上の問題点をふまえて、筆者は境界線による分離ではなく、緩衝帯による区分を提案する。緩衝帯による区分とは、高度土地利用空間と自然河川の間に見無駄にみえる帯状の遊砂空間を設置することである。高密度利用空間に生活する現代人にとって、こうした遊砂空間は“憩いの場”として必須の存在であり、河川に対する親水効果を生むことができる。もちろん遊砂空間は一時的防災空間であり、洪水時には流水・流砂の氾濫の場が確保されることになる。この考え方は、明治時代(1980年代後半)の尾高惇忠や西師意に代表される民間治水論⁹²⁾としてすでに展開されており、古くは武田信玄の釜無川における霞堤、加藤清正の菊地川・浜戸川における越流堤に認めることができる。また現在の遊水地、遊水林、防災公園、河川高水敷利用もこうした考え方の延長線上に置くことができよう。



図一7.3 発寒扇状地における砂防事業の進展と土地利用の変遷

Fig. 7-3. Expansion of residence area according to the construction of channel works and check dams in Hassamu alluvial fan.

遊砂空間における土地利用様式は、図-7.4に流域モデルとして表現したように、流域特性との関連で決定されなければならない。水の影響が卓越し、土砂の滞留時間が長く、移動深が浅いと考えられる扇状地緩流河川においては、高水敷における比較的高度な土地利用（テニス

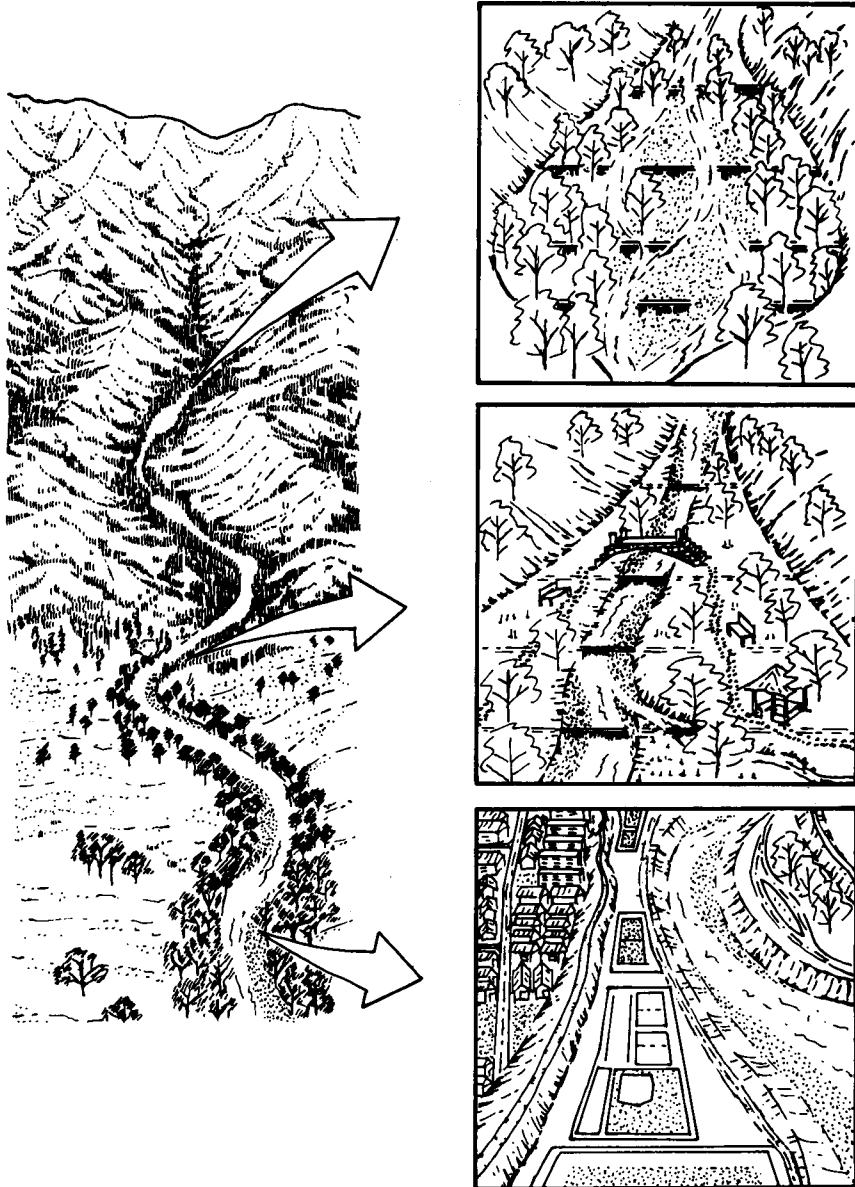


図-7.4 流域における遊砂空間の配置と土地利用計画

Fig. 7-4. Arrangement of retardation works and development of land use in a basin. In mountainous reaches, where sediment movements frequently occur, the stable wide areas created by consolidation works should be preserved as protection forests. On the other hand, the reaches of alluvial fan, the flood-plain is able to be used more developmentally.

コート、野球場、水遊び場等)が可能となる。一方、山地急流河川もしくは荒廃河川においては土砂の滞留時間が短く、移動深も深いと考えられ、流路形態は土砂の突発的堆積・洗掘によって変化する。このため、河床を単純に高水・低水に二分し高度な土地利用を行うことは難しく、森林公園もしくは樹林帯として残すことが妥当であり、保安林制度、砂防指定地の適用を考えるべきである。明治30年に制定された「森林法」は、「砂防法」、「河川法」とともに治水三法として位置づけられたことは森林法の性格をよく反映している。そしてこの森林法の大きな意義の一つは保安林制度の適用にあり、これにより森林は国土保全という公益性の担い手として管理され、伐採規制を受けることになった。したがって、遊砂地における樹林帯に対しては、物理的に土砂を捕捉する効果を期待するのではなく、むしろ氾濫できる場を確保する存在として意義を認めなければならない。

結 言

国土保全の一翼を担う砂防技術の目的は、単に地すべり・崩壊・土石流等の土砂移動現象を巨大技術によって押さえることではなく、土砂移動を災害に至らない規模に調節し、豊かな生活空間を提供することである。そのためには、ハード的な技術面を追求するだけでなく、ソフト的な土地利用面を充分検討しなければならない。

扇状地河川に築かれる護岸・築堤工事、山地急流河川に施工されるダム工事は、一見高ければ高いほど安全性が確保されるように感ずるが、自然空間と社会空間の間に形成された巨大な人工壁は、自然に対する住民意識を疎遠なものにし、決壊した場合の被害は予想を上まわる規模となる。計画土砂流出のみを対象として設置された大規模砂防ダムは、結局平常時流される細粒砂によって埋没するばかりでなく、ダム下流の著しい河床低下を招く。また、計画洪水のみを対象として築造された堤防は、その後の河川周辺の土地利用高度化をうながし、強制的に排除された水は地下に浸透することなく河川に流入する。これにより、通常の降雨でも極めて高い洪水ピークを示す流域を生むことになる。

自然災害とは、こうした過去の事象の集積が限界値を超えたとき発生するもので、現在を歴史的過程の一断面としてとらえる見方が重要である。歴史的過程は、不可逆性・周期性・突発性・定常性を同時に内包しており、現在の状態はこれら変動特性の積分として理解できる。砂防計画上で重要な点は、対象とする時間枠を設定し、この時間枠内でとらえることのできる変動特性をまず歴史的に解明し、今後どのように変化するかを類推することにある。本論によって筆者は、山地河川における河床の動的認識と空間的対応を提示した。河床堆積地の年代学的見方は、流域における土砂流送過程を歴史的に検討するうえで多くの示唆を与えるものであり、砂防計画が土地利用計画に組み入れられるためには、一過性の論理の他に土地の履歴・平常時の利用を含めた考察が必要になる。

参 考 文 献

- 1) 安芸皎一 (1951): 河相論. 岩波書店, 79-86.
- 2) 新谷 融 (1968): 荒廃溪流における土石移動の痕跡. 新砂防, 69, 19-26.
- 3) 新谷 融 (1971): 荒廃溪流における土石移動に関する基礎的研究. 北大演研報, 28-2, 193-258.
- 4) 新谷 融 (1973): 土石移動の波状形態. 昭和48年砂防学会概要集, 18-19.
- 5) 芦田和男・道上正規 (1971): 混合砂礫の流砂量と河床変動に関する研究. 京大防災研年報, 14B, 258-273.
- 6) 芦田和男・高橋 保・水山高久 (1977): 急勾配水路における混合砂礫の移動限界掃流力に関する研究. 新砂防, 29-4, 6-13.
- 7) 芦田和男・高橋 保・水山高久 (1977): 山地河川の掃流砂量に関する研究. 新砂防, 30-4, 9-17.
- 8) 馬場仁志・中村太士・新谷 融 (1983): 富良野川上流域における堆積域の分布特性と土石移動規模. 新砂防, 128, 8-16.
- 9) Bolin, B. and H. Rodhe (1973): A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus*, 25, 58-62.
- 10) Brown, R. B. and L. B. Brubaker (1982): Tracing and dating the movement and storage of sediment. *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins, U.S.D.A.*, 143-149.
- 11) Davis, W. M. (1954): *Geographical essays* (edited by Johnson, D. W.). Dover Publication, 381-412.
- 12) Dietrich, W. E. and T. Dunne (1978): Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorphol. Suppl.*, 29, 191-206.
- 13) Dietrich, W. E., T. Dunne, N. F. Humphrey and L. M. Reid (1982): Construction of Sediment Budgets for Drainage Basins. *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins, U.S.D.A.*, 78-85.
- 14) Einstein, H. A. (1937): Der Geschiebetrieb als Wahrscheinlichkeits-Problem, *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau und der Eidgenössische Technische Hochschule in Zurich*. Verlag Rascher, 110p.
- 15) Eriksson, E. (1971): Compartment models and reservoir theory. *Ann. Rev. Ecol. and System*, 2, 67-84.
- 16) Everitt, B. L. (1968): Use of the cottonwood in an investigation of the recent history of a flood plain. *Am. Jour. Sci.*, 266, 417-439.
- 17) 伏谷伊一 (1970): 溪流工学. 地球出版, 210p.
- 18) 橋田欣一・寺田秀樹・国重賢一・新谷 融 (1984): 札幌市琴似発寒川における砂防事業の進展と流域の都市化, 昭和59年砂防学会概要集, 126-129.
- 19) 橋本規明 (1956): 新河川工法. 森北出版, 308p.
- 20) 東 三郎・藤原滉一郎・新谷 融・村井延雄 (1971): 樹木年代学からみた地すべり地の推移. 北大演研報, 28-2, 339-419.
- 21) 東 三郎 (1979): 地表変動論. 北大図書刊行会, 280p.
- 22) 東 三郎 (1982): 低ダム群工法. 北大図書刊行会, 387p.
- 23) 平野宗夫 (1972): 混合砂礫の河床変動と平衡河床に関する研究. 土論集, 207, 51-60.
- 24) 平尾公一 (1970): 砂防計画(その1) - 土砂の生産および移動 -. 土木技術資料, 12-4.
- 25) Hupp, C. R. and R. S. Sigafoos (1982): Plant growth and block field movement in Virginia. *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins, U. S. D. A.*, 78-85.
- 26) 伊吹正紀 (1955): 砂防特論. 森北出版, 210p.
- 27) 池田 宏 (1972): 沖積河道の河床形態に関する地形学的研究. 科学技術庁資源調査所資料, 治山871, 河川4, 274p.
- 28) 池田 宏 (1973): 実験水路における砂礫堆とその形成条件. 地理評, 46, 435-451.
- 29) 池谷 浩 (1979): 土地利用形態の変化と土砂災害 - 昭和53年10月有珠山泥流災害を例として -. 新砂防, 111, 31-35.

- 30) 石崎勝義 (1971): 河床縦断形の変動—掃流による変動一. 新砂防, 23-3, 19-24.
- 31) Iwagaki Y. (1956): On the analysis of mechanism of river bed variation by characteristics. *Memoirs, Fac. of Eng., Kyoto Univ.*, 18-3, 163-171.
- 32) 泉 岩男 (1974): 山地流域における土砂流出現象のモデル化とその電算プログラム. 新砂防, 94, 18-28.
- 33) 柿 徳市 (1958): 流砂量と砂防計画について. 新砂防, 31, 19-22.
- 34) 上富良野町史 (1967): 上富良野町役場, 195-203.
- 35) 可児藤吉 (1970): 溪流性昆虫の生態. 可児藤吉全集, 思索社, 4-17.
- 36) 建設省河川局砂防課 (1957): 砂防基本計画樹立について. 河川, 2-10.
- 37) 木村弘太郎 (1951): 砂防計画樹立に対する構想. 河川, 10-15.
- 38) 木村正信・東三郎 (1978): 羊蹄山における治山工法の変遷と特徴. 北大演研報, 35-2, 391-431.
- 39) 木村正信 (1984): 沖積扇状地の砂防工法に関する基礎的研究. 岐阜大学農学部演習林報告, 1, 83-169.
- 40) 木下良作 (1955): サビ川における砂礫堆と掃流うねりの現象について. 新砂防, 19, 13-21.
- 41) 木下良作 (1957): 砂礫堆の実験的研究(1), 砂礫堆の形成条件について. 新砂防, 26, 28-34.
- 42) 木下良作 (1958): 直線水路における砂礫堆の長さについて (実験第2報). 新砂防, 30, 1-8.
- 43) 木下良作 (1959): 河川砂礫堆の移動性について, (1)直線河道の例. 新砂防, 12- 2, 1-10.
- 44) 木下良作 (1961): 河川砂礫堆の移動性について, (2)曲線改修河道の例, (3)自然河道の例, 新砂防, 14-2, 1-9.
- 45) 岸 力・黒木幹男・今泉正次 (1975): 拘束蛇行流に関する実験的研究. 土木学会第30回年次学術講演会概要集, 352-353.
- 46) 小出 博 (1955): 日本の水害—天災か人災か—. 東洋経済新報社.
- 47) 小出 博 (1955): 山崩れ. 古今書院, 205p.
- 48) 小出 博 (1970): 日本の河川—自然史と社会史—. 東大出版会, 248p.
- 49) 小菅尉多 (1980): 荒廃溪流における段丘地形に関する考察. 北大農学部林学科研究生論文, 32p.
- 50) 黒田和男 (1968): 土砂生産流出の連続性と周期性について. 新砂防, 68, 7-9.
- 51) Leopold, L. B. and T. Jr. Maddock (1953): The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U. S. G. S. Prof. Pap.*, 252, 1-56.
- 52) Leopold, L. B. and M. G. Wolman (1957): River Channel Patterns—Braided, Meandering and Straight. *U. S. G. S. Prof. Pap.*, 282-B, 39-85.
- 53) Leopold, L. B. and M. G. Wolman (1960): River meanders. *Bull. G. S. A.*, 71, 769-794.
- 54) Leopold, L. B., M. G. Wolman and J. P. Miller (1964): Fluvial processes in geomorphology. W. H. Freeman.
- 55) 町田 洋 (1969): 豊平川流域の土地保全に関する地学的調査(Ⅱ). 豊平川流域保全調査報告書, 札幌管林局, 23-35.
- 56) 真板秀二・大坪輝夫・海上道雄 (1982): 溪流拡幅部における溪床形態の変化と土砂移動(Ⅰ). 93回日林論, 481-483.
- 57) 真板秀二・大坪輝夫・海上道雄 (1982): 溪流河道における土砂の自然調節量の実測例. 94回日林論, 641-643.
- 58) 増田重臣・河村三郎 (1960): 流砂のある河川における平衡勾配について. 土論集, 70, 8-16.
- 59) 村本嘉雄・藤田裕一郎 (1978): 中規模河床形態の分類と形成条件. 第22回水理講演論文集, 275-282.
- 60) 中村太士・新谷 融 (1982): 十勝岳溪流における拡幅部と土石滞留現象. 日林北支講, 31, 255-257.
- 61) 中村太士・新谷 融 (1983a): 溪流拡幅部と土石の滞留. 昭和58年砂防学会概要集, 74-75.
- 62) 中村太士・新谷 融 (1983b): 十勝岳ヌッカクシフラノ川における土石移動シミュレーション. 日林北支講, 32, 265-267.
- 63) 中村太士・新谷 融・東 三郎 (1984): 遊砂空間に関するモデル的検討. 昭和59年砂防学会概要集, 44-45.
- 64) 中村太士 (1985): 斜面形態区分による侵食微地形の抽出手法. 96回日林論, 597-598.

- 65) Nakamura F. (1986): Chronological study on the torrential channelbed by the age distribution of deposits. *Res. Bull. Exp. For. Hokkaido Univ.*, 43-1, 1-26.
- 66) 新沢直治 (1953): 砂防計画試案. 新砂防, 10, 16-25.
- 67) 荻野 厚 (1982): 1981年15号台風による札幌市野々沢川の土砂害. 北大農学部卒業論文, 59p.
- 68) 岡村俊邦 (1985): 活火山地域における森林の成立過程に関する砂防学的研究. 道立地下資源調査所報告, 57, 29-69.
- 69) 奥村武信 (1974): 山地流域における土砂流出過程について. 新砂防, 94, 18-28.
- 70) 小野寺弘道 (1974): 北海道の積雪寒冷山地にみられる土石移動形態の一特徴. 新砂防, 91, 5-8.
- 71) 小野寺弘道 (1979): 積雪地帯の山地浸食防止に関する基礎的研究. 北大演研報, 36-2, 255-315.
- 72) 大石道夫 (1968): 土砂生産流出の連続性と周期性について. 新砂防, 68, 3-6.
- 73) Rice, R. M. (1982): Sedimentation in the Chaparral: How do you handle unusual events? *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins, U. S. D. A.*, 39-49.
- 74) 坂本知己・新谷 融・馬場仁志 (1980): 十勝岳溪流における渓床変動と移動区間. 日林北支講, 29, 197-199.
- 75) Sakamoto T. and T. Araya (1981): Stream bed deformation and discontinuity of debris flow. *A voluntary paper at the 17th IUFRO World Congress.*
- 76) 笹賀一郎・新谷 融 (1974): 土石移動による扇状堆積地の変遷. 昭和49年度砂防学会講演集.
- 77) 笹賀一郎 (1979): 扇状堆積地の土砂害防止に関する基礎的研究. 北大演研報, 36-2, 317-386.
- 78) Schumm, S. A. (1971): Fluvial Geomorphology in River Mechanics (H.W. Shen, Ed.), *Water Resources Pub.*, Fort Collins, Colo., chapter 4.
- 79) 清水 宏 (1982): 渓床堆積土石の滞留期間と流域の土石移動特性について. 新砂防, 122, 11-18.
- 80) 清水 宏 (1982): 富士川流域春木川における堆積地の変遷. 北大演研報, 39-1, 55-94.
- 81) 清水 宏 (1983): 溪流における砂防計画手法に関する研究. 北大演研報, 40-1, 101-195.
- 82) 清水 取 (1985): 山地流域における土石移動過程に関する研究—豊平川上流域の事例—. 北大農学部修士論文, 144p.
- 83) Sigafoos, R. S. and E. L. Hendricks (1961): Botanical evidence of the modern history of Nisqually Glacier Washington. *U. S. G. S. Prof. Pap.*, 387-A, 20p.
- 84) Sigafoos, R. S. (1964): Botanical evidence of floods and floodplain deposition. *U. S. G. S. Prof. Pap.*, 485-A, 35p.
- 85) Sigafoos, R. S. and E. L. Hendricks (1972): Recent Activity of glaciers of Mount Rainier, Washington. *U. S. G. S. Prof. Pap.*, 387-B, 24p.
- 86) 下川悦郎・地頭蘭隆 (1984): 屋久島原生自然環境保全地域における土壌の居留時間と屋久スギ. 屋久島原生自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, 83-100.
- 87) Simokawa, E. (1984): A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. *Sympo. on effects of forest land use on erosion and slope stability, Honolulu, Hawaii*, 99-107.
- 88) 下川悦郎・地頭蘭隆・谷口浩幸 (1986): しらす海食崖における崖くずれの周期性. 鹿児島大学農学部演習林報告, 14, 19-31.
- 89) 末田達彦 (1986): 年輪年代学. 北海道の自然, 北海道自然保護協会, 40-46.
- 90) Swanson, F. J. and R. L. Fredriksen (1982): Sediment routing and budgets: Implications for judging impacts of forestry practices., *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins, U. S. D. A.*, 129-137.
- 91) Swanson, F. J., S. V. Gregory, J. R. Sedell, and A. G. Campbell (1982): Land - Water Interactions: *The Riparian Zone. Analysis of coniferous forest ecosystems in the western United States, U. S. D. A.*, 267-291.
- 92) 高橋 裕 (1971): 国土の変貌と水害. 岩波新書, 216p.
- 93) 高橋伸幸 (1986): 札幌南西山地における3つの地すべりに関する¹⁴C年代. 地理評, 59, No.2, 98-107.

- 94) 高村舜介 (1968): 土砂生産流出の連続性と周期性について. 新砂防, 68, 10-13.
- 95) 高瀬和昌 (1975): 砂防工事が土地利用に与えた影響—都市近郊における工事の一例—. 新砂防, 97, 6-8.
- 96) 高山茂美 (1958): 利根川本川中流部の河床変化. 地理評, 31, 486-495.
- 97) 谷 勲 (1955): 砂防堰堤の土砂調節機能について. 新砂防, 18, 21-24.
- 98) Troeh, F. R. (1965): Landform equations fitted to contour maps. *Am. Jour. Sci.*, 263, 616-627.
- 99) 土屋昭彦・石崎勝義 (1969): 河川の縦断形状に関する研究, 土研報, 136, 1-12.
- 100) 宇高一雄 (1974): 砂防ダム上流部の土石移動形態. 日林北支講, 23, 105-107.
- 101) 宇高一雄 (1975): 砂防ダムの土砂調節機能. 北大農学部卒業論文, 123p.
- 102) 打萩珠男 (1970): 砂防計画について. 新砂防, 77, 27-31.
- 103) Wakabayashi R. (1971): Beitrag zur Untersuchung von Lawinen im Waldgebiet Hokkaidos, *Res. Bull. Exp. For. Hokkaido Univ.*, 28-2, 259-323.
- 104) 鷲尾蟄龍 (1951): 荒廃河川処理の一例としての常願寺川改修計画. 新砂防, 6, 1-59.
- 105) 吉村元男, 芝原幸夫 (1985): 水辺の計画と設計. 鹿島出版会, 205p.

Abstract

To quantify the sediment transport for a river channel it is essential to clarify the relationship between the frequency and the magnitude of sediment movement. Both sediment storage and transport processes, therefore, should be considered as an entity to determine the sediment budget of a river channel. The age distribution of sediment, which is estimated from the even-aged forests, indicates the history of sediment movement; and therefore, the two processes can be analyzed chronologically.

Concepts on temporal and spatial scale are criteria of field reserches; and those information should be linked to analyze a phenomenon chronologically. The relationship between dependent and independent factors and the specific characteristics of a phenomenon change according to temporal and spatial span of investigation (Fig. 1-1~3, Table 1-1), In this study, those spans for the investigation of sediment transport are 1-100 years and 1-1000 m, respectively.

Rivers investigated are the Furano River which is typical volcanic torrent, the Ogawa and the Usubetsu Rivers both of which basins are made up of volcanic and sedimentary rocks of Neogene period, and the Saru River which is mostly made up of sedimentary rocks including metamorphic rocks of the Cretaceous period (Fig. 1-4~7), The remarks of the study are summarized as follows:

1) After a debris movement, a lot of bare lands are formed in a river channel by deposition or scouring. Subsequently, seeds of pioneer trees and grasses invade the bare land soon after the sediment stabilized, and they germinate within a year (Fig. 2-1). Such vegetation growing on the sediment are observed in both placid and torrential river but the age-distribution of vegetation are different. In placid river, bars isolated as islands have convex shape cross-sectionally and sequential change of vegetation age. In torrent, however, deposits are stepped and even-aged forests are established on these steps. This contrast reflects the differences of sediment which have occurred in both rivers. That is, in torrent, movement is discrete in magnitude and frequency and cause sudden change of channel bed, which makes carved steps and even-aged forests. On the other hand, sediment is transported with continuous movement in placid-river, and it makes convex shape and sequential change of vegetation age on the bars (Fig. 2-2).

2) Morphologically three typical shapes of riverbeds (stable, divergent and fixed channel) were found in the Furano River. In the stable channel, a sinuous single stream course is formed and no abandoned channels are observed. The channel banks have been stabilized with old forests. The cross-section of the riverbed has a stepped shape and the older forest is located on the higher step. The divergent channel develops in a relatively wide section of the riverbed and in a junction of tributaries. Many channel courses are observed, but most of them have been abandoned. The direction of a stream course is frequently changed as a result of the channel blocking by the accumulation of sediment; so, the cross-section of the riverbed shows the fluctuating configuration. The fixed channel develops in the section where the riverbed is relatively narrow, and a few deposits mostly covered by young trees are observed in a deep gully (Fig. 2-3~5).

3) The age distribution of sediment provides temporal information on sediment movement while the configuration of the riverbed provides spatial information. The cumulative curve of the age distribution for the stable channel can be divided into two parts at the discontinuous point which shows the occurrence of high-magnitude event. On the divergent channel, the cumulative curve increases gradually until it reaches the total volume. The continuity of age distribution means that the sediment movement of low or medium magnitude is frequently occurring in this section. This distribution is characterized by frequent lateral movement of channel courses that causes the scouring of old-aged deposits and the deposition of inflow sediment. The cumulative curve of the fixed channel rapidly increases and reaches a total value at the young age of sediment. This means that, even if the deposits are formed in this area, they are easily scoured away by subsequent floods. The cumulative curve increasing sharply in the earlier stage represents the active section where the sediment has a short transit time (Fig. 3-1~3).

4) Generally, it can be said that the riverbed is occupied by the younger sediment than the older one, because the deposits formed by past floods have been gradually scoured away with time and the present inflow sediment replaces the old sediment. In this paper, the decreasing tendency of sediment volume with advancement in age is approximated by an exponential function (Fig. 3-4, Table 3-1).

5) Sediment transport occurs as scouring and deposition take place alternately on a riverbed, and it results in the formation of waves. This alternation of scouring and deposition occurs not only along the river course during the sediment movement but also through the lapse of time at the same place. The causes of wavy movement of sediment is considered to be concentration and dispersion of water flow (Fig. 4-1, 2).

6) Assuming that the fluctuations in the volume of deposited and scoured sediment at the Furano River are simplified as waves, a method of spectral analysis can be applied. Field observations revealed that large depositional areas were formed at the wide sections of the channel. It is proper estimation, therefore, that the first peaks of high power densities which are located at long wavelengths (about 1500 m) are caused by the changes in the channel width. Such large storage areas as the wide section of the channel, the sinuous place of the channel course and the junction of tributaries make a unit of long wavy movement. The second peaks of high power densities which located at short wavelengths are not formed by the effects of geomorphic element but formed depending on the magnitude of sediment movement. It is clarified that the alternation of scouring and deposition in space is mainly formed by these two dominant waves (Fig. 4-3, 4).

7) If the deposits formed by past floods remain for a comparatively long period of time on the channel bed, and if the age of sediment can be identified by even-aged forests, then the locations of depositional areas of the past floods can be estimated from the present spatial distribution of sediment. Assuming that these distribution of sediment are simplified as depositional waves, the spectral analysis was made. The wavelength, which forms a peak of high power density, shifts to the larger part with age. Because old forests are generally located on higher steps and apart from the channel course, and because the deposits formed by larger movement tend to be occupied by older forests, it can be said that the dominant wave of each age is determined by the magnitude of movement (Fig. 4-5, 6).

8) The phases of dominant waves, which were found in two sediment movements of the Furano River, were examined. As a result, it was estimated that the alternation of scouring and deposition in time was caused by the differences in the phases of long and short dominant waves (Fig. 4-7, 8).

9) The rate of erosion per year (F_0), residence time (tr) and F_0/W_m (W_m : average width of the river channel) are evaluated for the investigated four rivers based on the reservoir theory. A large amount of unstable sediment produced by the slope failures and landslides is easily scoured and transported away to the foot of the hill slope or to the riverbed. Consequently, the active production of sediment from the hill slope reflects F_0/W_m and tr . It can be roughly said that F_0/W_m increases and tr decreases with an increase in production area of sediment over the basin. Besides production process, the important elements which affect these values are considered to be channel morphology and shape of the basin (Table 5-1, 2).

10) The investigated reaches of the Furano and the Saru River were divided into two parts and analyzed respectively. The values of total mass of sediment (M_0) and F_0 are high in the lower reaches of both rivers, because the average widths and catchment areas increase toward downstream. As for tr , however, the lower reaches are two years longer than the upper reaches, which means that sediment in the lower reaches is hard to move contrary to the upper reaches (Table 5-3, 4).

11) Changes of river channel morphology influence such storage elements as F_0 and tr ; and especially the plan shape of a river channel is discussed in this paper. The plan shape is spatially represented by a relationship ranging from a wide to a narrow shape, and morphologically from a sinuous to a straight shape. The results of analyses show that the sediment in the wide section is retarded by the effect of a large pocket; but at the same time, it is prone to be eroded by following floods. In the sinuous section, stream flow cuts the outside of hill slopes and develops stable deposits along the inside of the bends. The sediment in the sinuous section is hard to move, with the resultant increase in tr and decrease in F_0 (Fig. 5-1, Table 5-5).

12) Assuming that the wavelength, which is dependent on the magnitude of movement (dominant short wavelength) equals transport-distance of sediment, it may also be related to the flow width. Consequently, the transport-distance corresponding to the residence time (Dr) is able to be estimated by the flow width which corresponds to the residence time (Fig. 5-2, 3, Table 5-6).

13) Comparison between the upper and the lower reaches of the investigated river indicates that tr and Dr increase with an increase in distance from upstream. In other

words, the sediment in the lower reaches is hard to move ; but once it moves, it is transported for a longer distance than in the upper reaches. This means that Dr/tr can be a good criterion to indicate the degree of balance of sediment transport between the upper and the lower reaches (Table 5-7).

14) Sediment transport process is characterized by ① discrete movement which does not usually correspond to water discharge, ② the difference between deposition and erosion processes caused by dispersion and concentration of water flow, ③ sediment deposition at upper reach of narrow place. Combination of these three characteristics effects retardation and stationary state of sediment transport.

15) The simulation on sediment transport was carried out by discrete-change model. The results suggested that the most effective size and arrangement of retardation works exist depending on the magnitude of sediment movement (Fig. 6-1~9, Table 6-1).

16) The main subject of this paper is not to analyze a transient phenomenon but to understand the characteristics of a basin based on the age-distribution of sediment. Consequently, planning to control the sediment transport is subject to reformation of structure of the basin by techniques. It is possible to extend the residence time of sediment by such reformation as the series of consolidation works harnessing the natural river morphology (Fig. 7-1~3).

17) Even-aged forests forming mosaic pattern in riparian zone indicate the historical change of flow width, depth and direction depending on the magnitude of flood. This means that it is impossible to confine all variety of magnitude into specific artificial channel. The author proposes to set the buffer zone between natural river channel and man's production area. The land use of the buffer zone should be decided based on the characteristics of the reaches or the basins (Fig. 7-4).