HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	Sediment pulseに起因する山地流域非均衡土砂流出の実態
Author(s)	宮崎, 知与; 榑林, 基弘; 山田, 孝 他
Citation	砂防学会誌, 59(5), 3-14 https://doi.org/10.11475/sabo1973.59.5_3
Issue Date	2007-01
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/67998
Type	journal article
File Information	59_5.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

砂防学会誌，Vol. 59，No. 5，p. 3－14，2007

論　文

Sediment pulseに起因する山地流域非平衡土砂流出の実態

Translation and dispersion of sediment pulses induced by an extreme rainfall in mountain rivers

宮崎知与*1 Tomoyoshi MIYAZAKI　樽林基弘*2 Motohiro KUREBAYASI　山田孝*3 Takashi YAMADA　丸谷知己*3 Tomomi MARUTANI

Abstract

Understanding linkage between channel process along a river course and hill-slope process with lateral sediment sources can be significant for management of sedimentary systems. The linkage that is characterized by distribution of storm-induced sediment in a river channel is often expressed as sediment pulse (wave). This paper examines the propagation of sediment pulse formed by storm-induced sediment flow in two river channels of Southern Hokkaido, and classifies the patterns of sediment pulse based on difference in the distribution of accumulated sediment volume. Longitudinal changes in sediment volume along a river channel were modified to a sediment mass curve. Auto-correlation and cross-correlation analyses were employed for examining sediment mass curves. The sediment pulses demonstrated with sediment mass curve was classified to four patterns, such as decreasing, increasing, intermediate and periodic types. Decreasing type along a transport-limited channel and increasing type along a supply-limited channel were dominated. Periodic type was not influenced by sedimentary link between channel and hill-slope but independently occurred by available sediment along a channel. Furthermore these types of sediment pulse were resulted to be influenced by channel width, channel slope and (quasi-) stream power. Although the highest peak of sediment pulse has been demonstrated at the channel reach with wide section and/or gentle slope, it has shown dispersed and lower peak at the channel reach with larger stream power.

Key words：**sediment pulse, periodic or intermittent sediment supply, sediment mass curve, auto-correlation and cross-correlation analyses**

1．はじめに

土砂災害対策とくに水系を対象とする砂防計画では，山地から流出する土砂量を予測することが主要課題の一つである。砂防計画の流出土砂量予測手法は，既往土砂災害の統計資料から流域面積あたりの流出土砂量を設定，あるいは，流出解析によりハイドログラフを作成し，土砂水理学的方法（流砂量式）を用いて計算されることが多い。しかし，山地流域における地形条件（河床勾配・斜面勾配，河道幅），流域構造（支川の合流位置・支川流域規模），地質条件は様々であり，従来の手法では，現実の流域特性を反映した流出土砂量予測は困難である。また，山地流域における土砂流出は，非平衡状態であることが多く，平衡流砂を仮定した流出土砂量とは一致しない場合も少なくない。

芦田ら（1975）は試験流域における粒径別の流砂量観測を行い，粒径5 mm未満の土砂流出が洪水ピークに対応するのに対して，粒径5 mm以上の土砂流出が洪水ピークに対して遅れが発生している現象（以下，本文において『洪水流出に対する土砂流出遅れ』）を確認した。これについて，芦田らは前者を浮遊砂形式，後者を掃流砂形式が卓越する土砂流出であるとした。さらに，芦田ら（1982）は，山地河川に特有な階段状の河床構造に着目し，水理量を適切に算出することにより，流砂量が掃流砂量式（芦田ら，1978）により推定可能であることを示した。これらの研究とは別に，非平衡流砂量を扱った研究としてNakagawa and Tsujimoto（1980）の非平衡流砂量式がある。この研究は，河川における土砂移動に内在する非平衡性を表現できるモデルであり，混合砂礫上の粗粒化過程や小規模河床形態の解析に応用されている。

しかし，これらの理論では，複雑な山地河川の河床構造の解釈は困難であり，アーマコートやステッププールが崩れた場合における流砂量は予測しがたい。そもそも流砂量式は，河床材料が分級された沖積河川（d_{84}/d_{16}＜10～20）を対象として，水理実験などにより決定されており，これを粒度分布が非常に広い（対象河川の河床材料

*1　学生会員　㈱シン技術コンサル（北海道大学大学院農学研究科在籍）Student member, Shin engineering consultant Co., Ltd.（Graduate School of Agriculture, Hokkaido University）（miyazaki@shin-eng.co.jp）　*2　正会員　北海道庁建設部砂防災害課　Member, Erosion and disaster prevention division, department of construction, pref. Hokkaido　*3　正会員　北海道大学大学院農学研究科　Member, Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

調査11箇所ではd_{84}/d_{16}＞10～200）山地河川に適用することは，おのずと限界があると思われる。また，非平衡流砂量式で扱う空間スケールは，数m未満のスケールを対象としており，本論文で対象とする100～1,000 mオーダーの山地河川における土砂移動を予測するためには適していない。

非平衡な土砂流出が発生する原因は，大きく分けて2つある。一つは，崩壊発生の非定常性や河床堆積土砂の粗粒化（アーマコート形成）により土砂供給自体が抑制されること（吉川，1985）である。もう一つは，上述のように，粗粒土砂が『洪水流出に対する土砂流出遅れ』（芦田ら，1975）により，1洪水期間中には流出せず河道内に滞留することである。こうした，河道内土砂輸送の不連続性に加え，斜面崩壊や支川土砂流出といった横方向からの不規則あるいは間欠的な土砂供給（以下，本文において，『不連続な土砂供給』）が山地河川における土砂移動の特徴となっている（眞板ら，1999；Rice *et al*., 2001）。

新谷（1971）は，荒廃河川における河道内滞留土砂の移動履歴について分析を行い，河床浸食と土砂堆積が交互に発生することを明らかにした。中村（1988）は，新谷の示した波状的土砂移動を河道地形条件と樹木年代学の見地から考察し，土砂滞留特性を明らかにした。しかし，対象とする土砂供給が，河床浸食に限定されており，側方からの土砂供給や流域構造の違いに対する土砂流出の変化については，検討されていない。山地流域における土砂供給と土砂流出とを結び付けて行われた研究にはMarutani *et al*.(1999)，Kasai *et al*.(2001）の支川流域を対象とした土砂流出速度（Sediment delivery flux）に関する研究がある。さらに，Kasai *et al*.(2004 a；2004 b）は，出水による本川河床変動に有意な支川合流の影響や，岩盤露出，プール・シュート構造形成などの出水規模に対する応答についてモニタリング調査を行った。これらの研究は，水系全体にわたる出水時の土砂移動をいかに扱うかにおいて，有益なアプローチであると考えられ，本論文もこの研究の流れに位置する。

地形学の分野では，『不連続な土砂供給』の下流に対する影響は，しばしば，Sediment pulse（またはSediment wave）として扱われる。かつて，アメリカ合衆国カリフォルニア州金鉱山において，水力採鉱の廃棄土砂が下流に対する影響を考慮せず大量に河川に投棄され，この影響により下流域において河床上昇が観測されたのがSediment pulse研究の始まりである（Gilbert，1917）。近年においては，大規模水理実験や数値解析によるSediment pulseの移動特性解析（Lisle *et al*., 1997；Cui *et al*., 2003 a；Cui *et al*., 2003 b）や地すべり発生に伴うSediment pulseの移動特性，粒径変化等の研究（Lisle *et al*., 2001；Kodama *et al*., 2003）が行われている。しかし，地形学におけるSediment pulse研究の中心は，主に地形プロセスの理解であった。流域内での様々な土砂供給によって生じる複数のSediment pulseの土砂流出速度に対する影響については対象とされてない。Sediment pulseは，本川に沿った堆積土砂量の分布として調べることが出来る。Sediment pulseの発生・再移動が判明すれば，発生地点を起点とした任意の流下距離に対して，流出土砂量が推定できると考えられる。最終的に流域構造（支川合流パターン）及び河道条件（河幅，河床勾配）の違いを考慮した土砂収支モデルに発展させ，1出水に対する流域スケールの流出土砂量予測が可能となることが期待される。

そこで本研究は，流下距離に対する堆積土砂量分布特徴を明らかにするために，現地河川で観察されるSediment pulseのパターンを土砂供給源の種類，出水規模，土砂供給量から分類することを目的とする。

2．調査地の概要

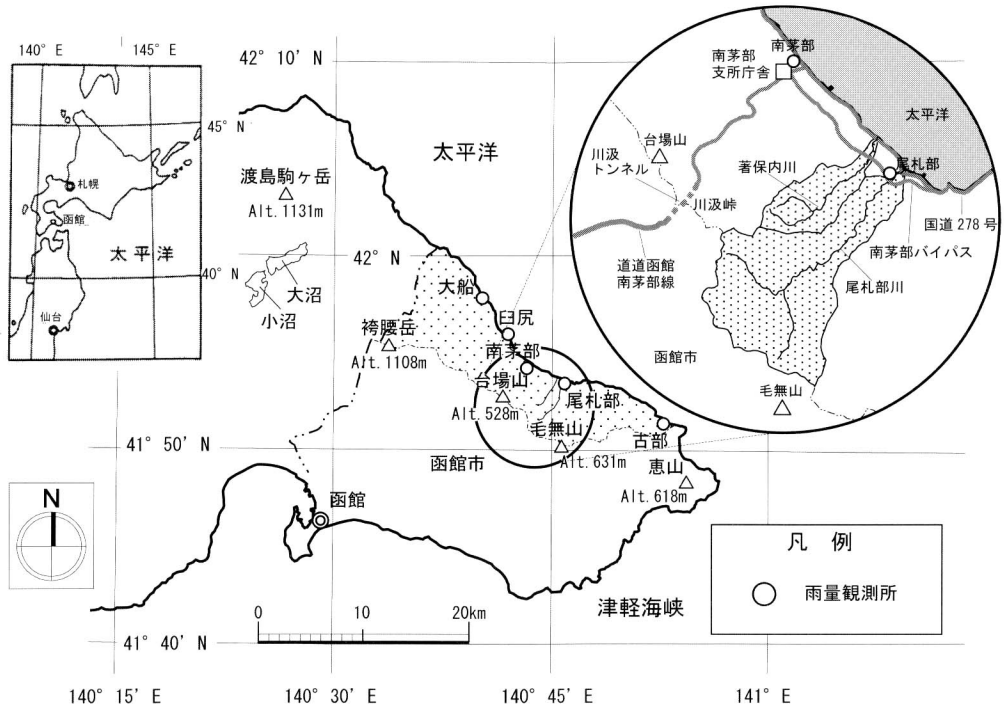
2.1 調査対象地域

本研究の調査対象地は，河床堆積土砂の分布状況から土砂供給パターンが対照的な河川を選定した。対象河川は，北海道渡島半島東部函館市南茅部支所管内に位置する2河川である（図－1，表－1）。尾札部川は，標高500～1,100 mの分水嶺に接した流域であり，流域面積は10.38 km^2，著保内川は尾札部川に隣接した河川であり，流域面積は2.68 km^{2}である。対象河川の流域形状係数は，それぞれ，0.17，0.21と細長い流域形状となっている。

流域の地質は，新第三紀石英安山岩及び石英安山岩質プロピライトであり，表土層の厚さは1～2 mである。流域内で発生する崩壊地は，表層崩壊がほとんどであり，まれに断層付近の破砕帯などに崩壊深2 mを超える岩盤崩落が見られるが，いずれも旧い崩壊地である。また，流域の表土層には，道南地域に広く分布する駒ケ岳降下軽石堆積物（ko-a：1929年）が厚さ5～10 cmで認められる。植生は，両河川とも8～9割が天然林であり，標高200 m以下の地域がエゾイタヤ・シナノキ群落，標高200～450 mがブナ群落，標高450 m以上がダケカンバ群落，ササ草原となっている。

2.2 土砂移動の起因となった降雨

土砂移動の起因となったのは，1998年9月台風5号による降雨であった（図－2）。南茅部支所では，15日夜半から雨が降り出し，16日15時には1時間に70 mmを越える強雨（尾札部71.0 mm，南茅部73.0 mm）が観測された。24時間雨量（9月15日22時～16日21時）は，尾札部290.5 mm，南茅部305.0 mmを記録し，観測史上最大の降雨となった（1966年観測開始：南茅部）。雨量の年超過確率（南茅部）は，時間雨量1/200，24時間雨量1/125であった。降雨域は広く，臼尻，大船，古部においても24時間雨量は，それぞれ299.5 mm，284.5 mm，157.0 mmであった。この降雨により各河川で洪水が発生し，家屋浸水などの被害が発生した。また，河



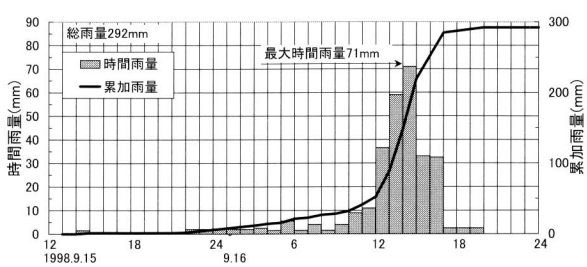
図－1 調査対象流域位置図

Fig. 1 Location of study catchments, Osatsube Creek and Chobonai Creek

表－1 対象流域概要

Table 1 Geological and Hydrological characteristics of study catchments

対象河川名	流域面積 A (km^2)	流路延長 L (km)	流域形状係数 A/L^2	Horton－Strahler の水流次数 S_o	水流密度 D_d (1/km)	流域平均勾配（起伏比） I	平均河床勾配 i	地質条件	砂防・治山施設
著保内川	2.68	4.0	0.17	3	3.7	0.14	0.013～0.39	新第三紀石英斑岩，石英安山岩質プロピライト	治山ダム 9 基（1990～1997），取水堰 1 基（1990）
尾札部川	10.38	7.1	0.21	4	3.6	0.09	0.023～0.24	新第三紀石英斑岩，石英安山岩質プロピライト	—



図－2 実績ハイエトグラフ（尾札部雨量観測所）

Fig. 2 Hourly rainfall distribution of Osatsube Meteorology Observatory

口から海域に堆積した土砂は，尾札部川，著保内川でそれぞれ，7,000 m^3，6,900 m^3 と見積もられた（函館土木現業所，2003 a；2003 b）。

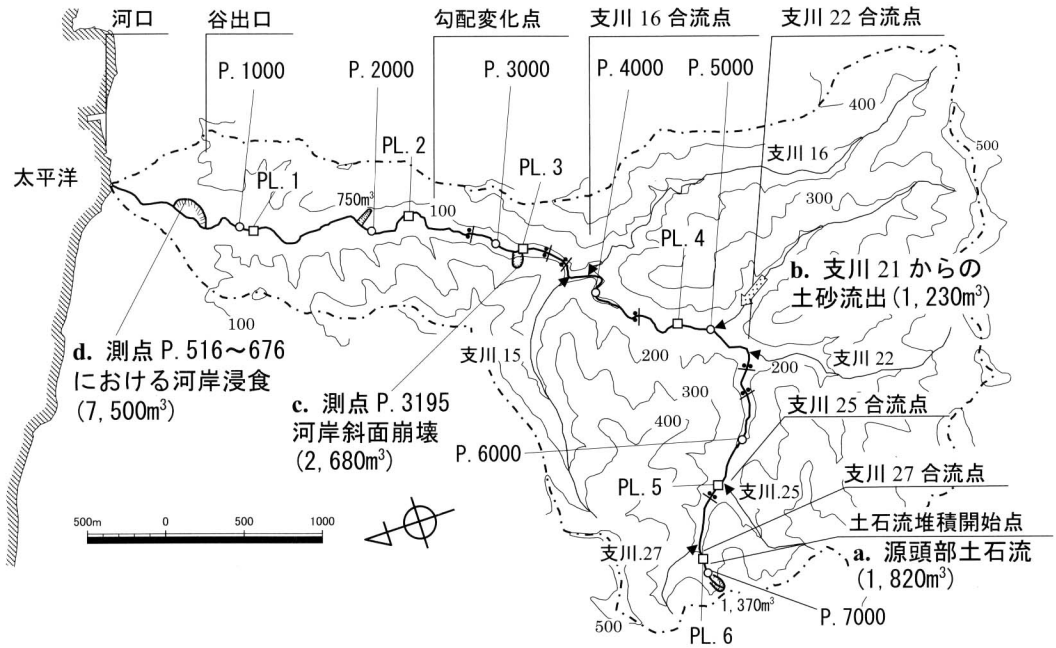
2.3 調査対象河川概要

2.3.1 尾札部川

尾札部川の流路は延長 7.1 km で（図－3），3 次谷支川 22（下流から数えて 22 番目の支川）の合流後 4 次谷となり，太平洋に注ぐ。河床勾配は，1 次谷区間（支川 27 合流点上流）が 11.9～21.1° と急勾配となっている。これより下流の 2 次谷～4 次谷区間は，勾配を徐々に減じて河口付近で 0.75°（1/77）となっている。河床堆積物は少なく露岩が卓越しており，本川に沿って落差高 3～6 m の滝が 7 箇所存在する。河幅，河道平面形は，露岩や旧堆積地（駒ケ岳火山灰 ko-a：1929 が表層に存在）あるいはさらに古い安定した段丘面により規制されている。流域内には，砂防・治山施設等はない。

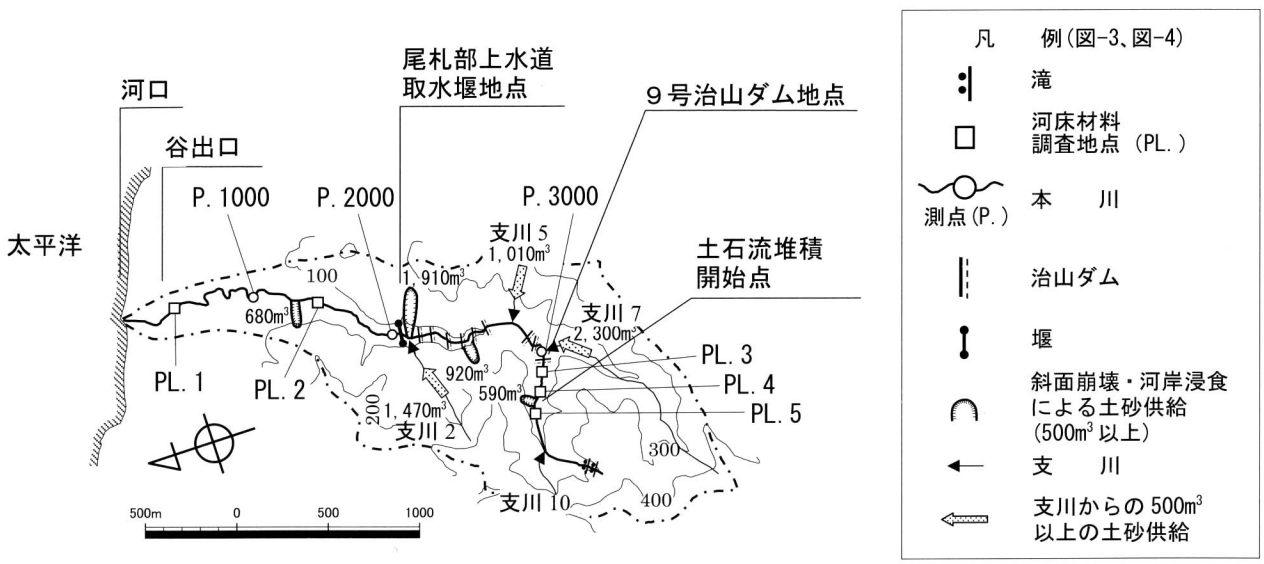
2.3.2 著保内川

著保内川の流路は延長 4.0 km で（図－4），2 次谷支川 10 の合流後 3 次谷となり，太平洋に注ぐ。土石流堆



図－3　尾札部川流域図

Fig. 3　Details and longitudinal profile of Osatsube catchment, and sediment sampling points



図－4　著保内川流域図

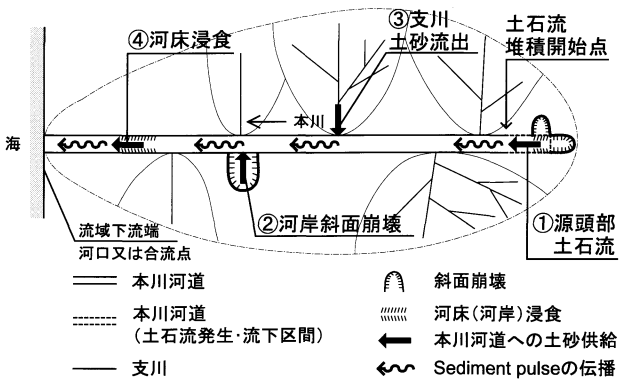
Fig. 4　Details of Chobonai catchment, and sediment sampling points

積開始点上流（測点 P. 3316～P. 3980：Position の略，以下 P. とする）の平均河床勾配が 13.7° となっている。これより下流の 3 次谷区間は，勾配を徐々に減じて河口付近で 1.3°（1/43）となっている。尾札部川と比較して，河床堆積物が多く河床露岩は少ない。河幅，河道平面形は，尾札部川と同様である。流域内には，尾札部上水道取水堰地点（P. 2006）～9 号治山ダム地点（P. 3013）まで取水堰が 1 箇所，治山ダムが 9 箇所ある。

3．調査方法

3.1　流域スケールの土砂移動調査

これまで，土砂移動調査は，限られた区間を対象に調査されることが多かった。しかし，Sediment pulse を調べるためには，まず，側方からの土砂供給の規模とその影響範囲を流域スケールで把握する必要があった。よって，調査対象区間は，河口から源頭部まで全区間とその支川流域とした。既往最大降雨に相当する出水規模の土砂移動を把握するためには，モニタリングによる調査では，現象が捉えられるまで長期間を要する。よって，実



図－5　調査対象河川における土砂供給源

Fig.5 Catchment diagram dominated by lateral sediment sources

地流域における土砂移動情報（新谷・黒木，2001）を根拠として調査を行なった。本研究では，1出水の土砂供給量と河道内堆積土砂量を対象に調査した。ここでの土砂供給とは，図－5に示すとおり，①源頭部土石流，②河岸斜面崩壊，③支川土砂流出，④河床浸食を指し，本川を主体に考えた場合の土砂生産・流出を意味している。

現地調査は，2002年9月18日～11月22日に実施した。1998年土砂移動発生から，4年が経過していることから，土砂移動後の地形変化が予想された。現地の河床表面礫径の粗粒化状況から判断して，流路の水際部分における細粒土砂の浸食は推定できたが，比高0.5～1.6 mの河床堆積地は，ほとんど変化がないと観察された。また，斜面状況は，土砂移動直後の空中写真（1999年5月撮影）判読結果と2002年の現地調査結果を比較して，1998年以降，新規の崩壊地発生及び既崩壊地の拡大は，発生していないことがわかった。河口近くにおいては，河床堆積土砂浚渫，河岸保護工（護岸工）設置などにより地形が変化したため，土砂移動直後の現地写真や聞き取り調査から，土砂移動前後の河床断面形を復元した。

3.1.1　本川河床変動調査

1次谷は50 mピッチ，2～4次谷は平均100 mピッチで横断形を測量した。浸食断面積Aeと堆積断面積Adは，河床変動後の横断形をハンドレベルにより計測し，変動前の横断形を現地に残る痕跡（新谷・黒木，2001），河床縦断調査（土砂堆積深を推定するために実施）から推定した。現地の痕跡としては，堆積地に侵入した樹木の年齢，土砂に埋没した樹木の埋没深さ，河岸浸食によって露出した樹木根，堆積層のうち駒ケ岳火山灰（ko-a：1929年，勝井ら，1989）を用いた。本川の河床浸食土砂量G_b（図－5，④）と河道内堆積土砂量D_mは，断面k～断面（$k+1$）間の測点間距離をL_kとして，次式により算出した。

$$G_b{}_k^{k+1} \approx \frac{1}{2}(A_e^k + A_e^{k+1}) L_k \quad \cdots\cdots(1)$$

$$D_m{}_k^{k+1} \approx \frac{1}{2}(A_d^k + A_d^{k+1}) L_k \quad \cdots\cdots(2)$$

ただし，A_eとA_dの添え字は断面位置，G_bとD_mの添え字はその区間を指す。また，支川合流部の局部的堆積土砂量D_{tr}は，(2)式によらずポール計測により堆積面積と堆積深（もしくは堆積断面積と堆積延長）を乗じて算出した。全河道内堆積土砂量Dは次式のとおりである。

$$D_k^{k+1} = D_m{}_k^{k+1} + D_{tr}{}_k^{k+1} \quad \cdots\cdots(3)$$

3.1.2　崩壊地調査

1993年8月，1999年5月の空中写真を比較することにより，1998年に発生した崩壊地を抽出した。空中写真によって判読できない小規模な崩壊地については，現地に生育する樹木の年代から判断した。河岸斜面崩壊による供給土砂量G_h（図－5，②）は，各崩壊地1箇所ずつ崩壊土砂量V_aと崩壊残土量V_bを求め，次式により算出した。

$$G_h = V_a - V_b \quad \cdots\cdots(4)$$

ただし，崩壊土砂量V_a（崩壊残土量V_b）は，崩壊平均幅（崩壊残土幅）に崩壊深（残土厚さ），崩壊延長（残土延長）を乗じて算出した。

3.1.3　支川流出土砂量調査

支川流出土砂量（図－5，③）は，本川における調査方法に準じた方法で算出した。支川流域内の斜面崩壊による供給土砂量をΣGtr_h，河床変動による浸食土砂量をΣGtr_b，堆積土砂量をΣDtrとすれば，支川流出土砂量Q_{tr}（m³）は次式で算出した。

$$Q_{tr} = \sum_i Gtr_h^i + \sum_i Gtr_b^i - \sum_i Dtr^i \quad \cdots\cdots(5)$$

ここで，添え字iは，それぞれ，支川流域内の崩壊地，浸食箇所，堆積箇所番号を示す。

3.2　土砂収支計算法

(1)～(5)式を総合し，100 mおきの流出土砂量を算出した。断面k～断面（k＋1）間の土砂収支式は，下流側断面kの流出土砂量をQ^kとすれば，次式のとおりとなる。

$$\begin{aligned} Q^k &= Q^{k+1} + G_k^{k+1} - D_k^{k+1} \\ &= Q^{k+1} + (G_b{}_k^{k+1} + G_h{}_k^{k+1} + Q_{tr}{}_k^{k+1}) \\ &\quad - (D_m{}_k^{k+1} + D_{tr}{}_k^{k+1}) \end{aligned} \quad \cdots\cdots(6)$$

源頭部土石流（図－5，①）の供給土砂量は，土石流堆積開始点から上流の現地調査から(6)式により算出した。

調査結果から全流域の流出土砂量は，尾札部川，著保内川それぞれ，6,300 m³，6,500 m³であり，除石量及び聞き取り調査から推定される河口から海域の堆積土砂量（7,000 m³，6,900 m³）と5～10%の誤差で一致している。よって，本調査方法は，供給源別の土砂量やそれに対応した河道内堆積土砂量の縦断的傾向を議論するのに必要な精度が確保されていると考えた。

3.3 自己相関・相互相関解析

自己相関解析・相互相関解析は，周期性や不規則性を伴って変動する現象について，時間的あるいは空間的な分布特性・位相ずれを調べるための手法であり，河床波の分析などに利用されている（河村，1982）。

河道内堆積土砂量の縦断分布形は，土砂供給地点を起点とした流下距離に着目して比較すると，土砂供給源の違いによりいくつかの特徴がみられる。この河道内堆積土砂量の縦断変化を連続させた曲線形（図－12）を本論では「Sediment pulse 堆積曲線」と呼ぶ。そして，100 m おきに算出された河道内堆積土砂量について自己相関・相互相関解析を行うことにより，Sediment pulse 堆積曲線の周期性やパターンについて解析できると考えた。

自己相関・相互相関解析は，尾札部川（P. 0～P. 7100）と著保内川下流区間（P. 0～P. 2000）を対象として行った。著保内川については，測点 P. 2000 上流においては治山ダム及び堰の配置が堆積曲線の分布に大きく影響している。よって，堆積曲線の周期性を分析するためには，望ましくないので，測点 P. 2000 から下流のデータを使用することにした。自己相関係数 r_k は，変数を y，空間ラグ（位置的ずれ）を δ（m）とするとき，次式であらわされる。

$$r_k=\frac{\sum_{i=1}^{n-k}(y_i-m_k)(y_{i+k}-n_k)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-k}(y_i-m_k)^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n-k}(y_{i+k}-n_k)^2}}$$

$$\delta=l\cdot k \quad m_k=\frac{\sum_{i=1}^{n-k}y_i}{(n-k)} \quad n_k=\frac{\sum_{i=1}^{n-k}y_{i+k}}{(n-k)} \quad \cdots\cdots(7)$$

ここに，n：データ個数，l：データ間隔（m）

相互相関係数は，(7)式において，y_{i+k} を x_{i+k} に置き換えることにより算出される。

4．調査結果

調査の結果を河川別に，図－6，図－7 に示す。図中には，擬似ストリームパワー，河幅分布，生産源別の供給土砂量，河道内堆積土砂量，流出土砂量を示す。ストリームパワー Ω（J/ms）は，一般的に，単位長さ（縦断距離），単位時間あたりの位置エネルギー消費量として(8)式のとおり定義される（Knighton，1998）。

$$\Omega=\rho g\cdot Q\cdot I \quad \cdots\cdots(8)$$

ここに，ρ：水の密度（kg/m^3），g：重力加速度（m/s^2），Q：流量（m^3/s），I：対象地点河床勾配。ただし，ここでは，瞬間値ではなく 1 洪水期間中の累積ストリームパワーを表現するため，Ω を時間 t（s）について積分し，それに比例する「擬似（quasi-）ストリームパワー Ps（m^3）」を次式のとおり定義する。

$$Ps=A\cdot R_{24}\cdot I\times 10^3\propto\frac{1}{\rho g}\int\Omega dt \quad \cdots\cdots(9)$$

ここに，A：流域面積（km^2），R_{24}：24 時間雨量（mm）。また，河幅は旧堆積地・斜面に挟まれた 1998 年堆積地を含む流路幅とする。

4.1 尾札部川

尾札部川の河床は，滝や露岩が卓越しており，露岩が本川流路延長に占める割合は，54% に達している。土砂移動前も，河岸露岩部におけるコケ類の生育状況から判断して，もともと露岩した状態であったと思われる。また，土砂堆積区間の前後においても露岩が見られ，河床縦断調査から推定される流路部分の土砂堆積層厚さは 0.1～0.5 m と薄く，土砂堆積前には，河口部を除きほぼ露岩（固定床）に近い状態であったことが推定できる。

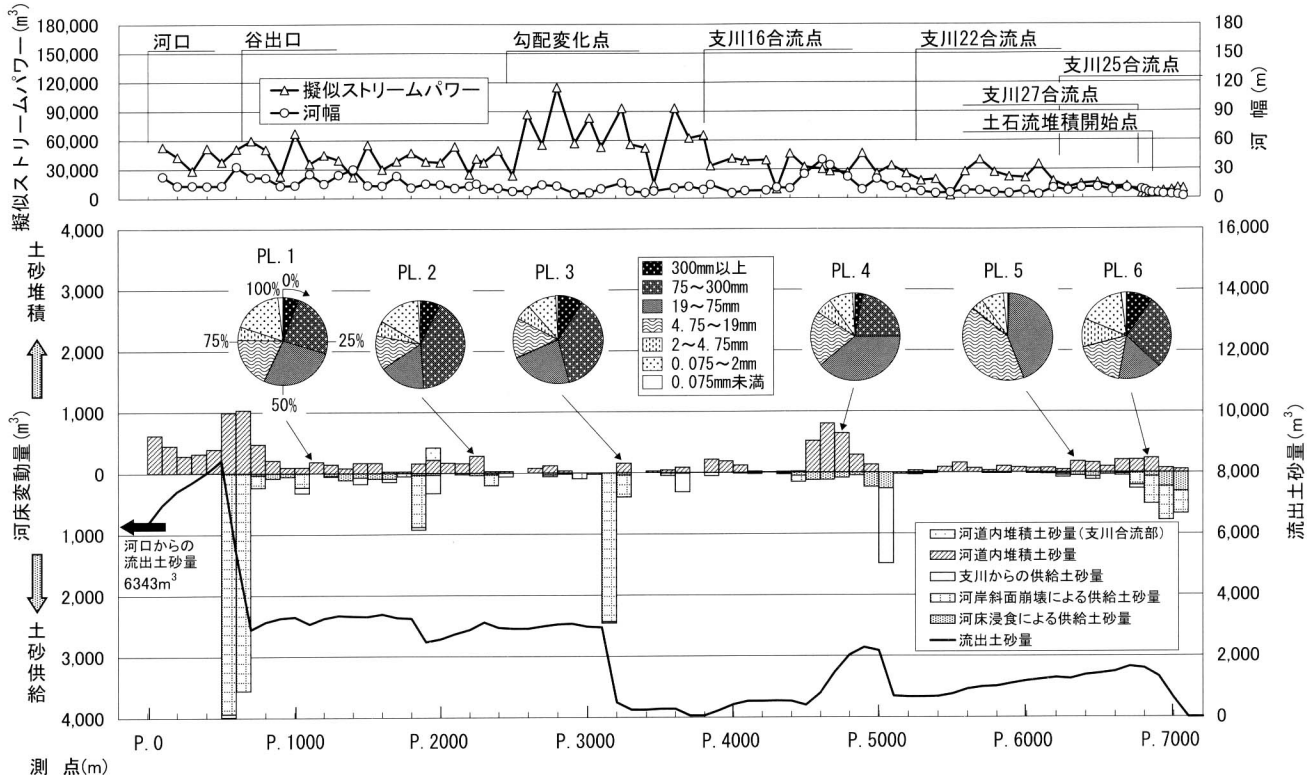
次に，主要な土砂供給と河道内堆積土砂量の分布について説明する。尾札部川においては，『不連続な土砂供給』が，初期状態が固定床に近い河床に分散して堆積する状況が 4 箇所読み取れる（図－3 の **a.～d.**，図－6）。

a. 源頭部土石流（土砂供給量 1,820 m^3，比流出土砂量 22,000 m^3/km^2）は，河岸斜面崩壊に伴い発生しており，側方からの土砂供給が河床堆積物を巻き込み，土石流堆積開始点から流出したものである。流出土砂は，土石流堆積開始点下流～支川 27 合流点付近までの区間に堆積し，第 1 の堆積ピーク（240 m^3）を形成した。合流点付近に堆積した土砂の一部と後続流により再移動した土砂は，さらに下流へ流下し，測点 P. 6300～P. 6400 において土砂堆積の第 2 ピーク（180 m^3）を形成した。支川 25 合流後は 3 次谷となり（図－3），擬似ストリームパワーが約 4 倍に増加した（4～11×10^3→18～40×10^3 m^3）。その結果，土砂は約 1000 m の区間（P. 5200～P. 6200）に広がって堆積し，測点 P. 5500～P. 5600 に相対的に低い第 3 の土砂堆積ピーク（160 m^3）が認められる。

b. 支川 21 からの土砂流出（土砂供給量 1，230 m^3）は，合流点付近には堆積せず（土砂供給地点付近の第 1 ピークは見られない），合流点直下流において 500 m^3 の河床浸食を起こして流下し，測点 P. 4500～P. 4800 の河道拡幅部（河幅 22～40 m）で堆積した（第 2 ピーク 800 m^3）。さらに，200 m^3 の河岸浸食を発生させ，測点 P. 3800～P. 3900 に第 3 の堆積ピーク（220 m^3）を形成した。

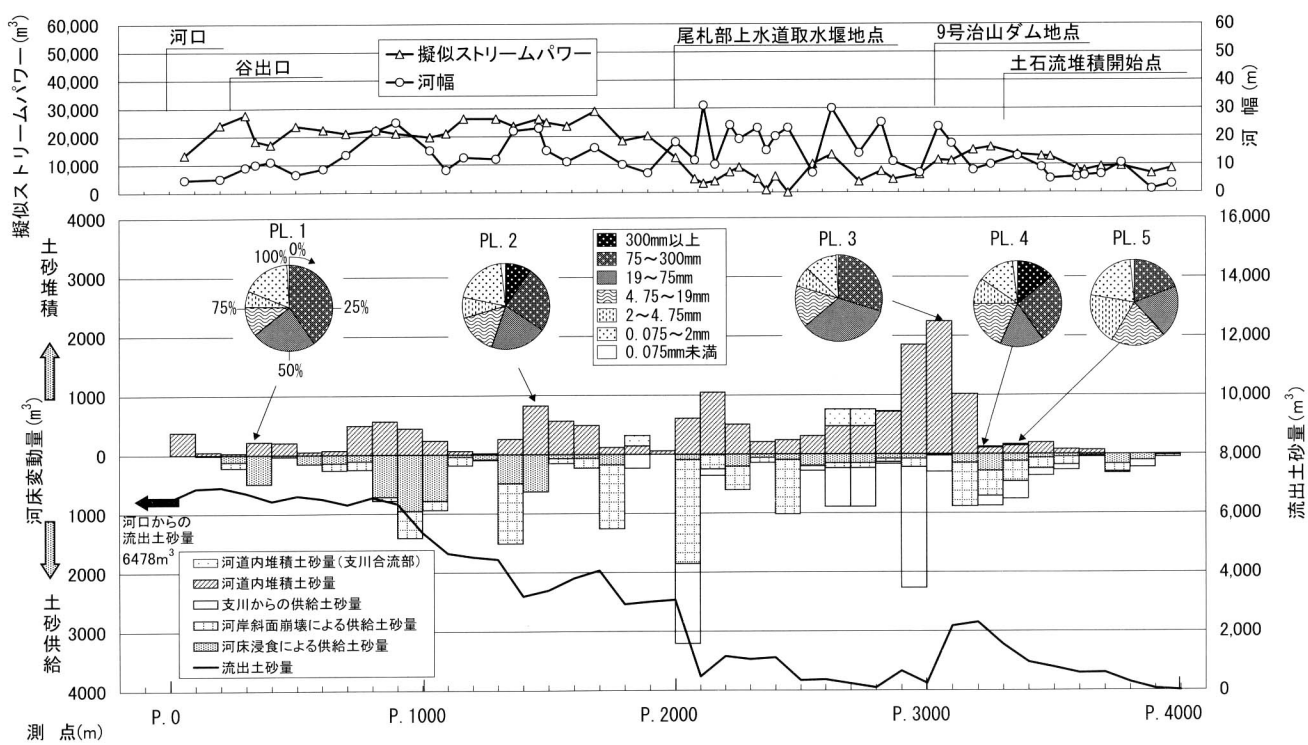
c. 測点 P. 3195 における河岸斜面崩壊（土砂供給量 2,680 m^3）は，崩壊地脚部には残土は残さず供給土砂はほとんど全て下流へ流出した（土砂供給地点付近の第 1 ピークはみられない）。この原因の一つは，崩壊地付近の河幅が 5～10 m と露岩した函型の河道形状であることから，掃流力がより大きくなったことである。もう一つは，崩壊地付近の擬似ストリームパワーが本流沿いで最も大きく（60～110×10^3 m^3），(6)式から算出される崩壊地直上流からの流出土砂量が約 490 m^3 と少ないこと

から（図－6），著しい土砂供給制限（supply limited）の状態であったためと考えられる。供給土砂は，河幅が8～14 m に広がった区間 P. 2600～P. 2800 に堆積し（第2ピーク 120 m³），さらに勾配変化点（平均河床勾配が 0.036 から 0.017 へ低下）から下流区間 P. 2000～P. 2300 に堆積した（第3ピーク 280 m³）。



図－6 浸食・堆積土砂量分布図（尾札部川）

Fig. 6 Longitudinal changes in accumulated and yielded sediment volumes, particle sizes and quasi－stream power along Osatsube Creek



図－7 浸食・堆積土砂量分布図（著保内川）

Fig. 7 Longitudinal changes in accumulated and yielded sediment volumes, particle sizes and quasi-stream power along Chobonai Creek

表－2 主要な土砂供給と土砂堆積ピーク

Table 2 Results of supplied sediment volume, quasi-stream power and peak of accumulated sediment volume in both catchments

主要な土砂供給	土砂供給量 G(m^3)	対象区間	擬似ストリームパワー Ps (×10^3 m^3)	Ps/G	河道内堆積土砂量のピーク箇所	流下距離 (m)	ピーク高 D_P(m^3)	D_P/G	備考
尾札部川									
a. 源頭部土石流	1,820	P. 5200～P. 6872	4～40	2～22	第1ピーク	36	240	0.13	土砂堆積ピークは下降傾向
					第2ピーク	522	180	0.10	
					第3ピーク	1,322	160	0.09	
b. 支川21からの土砂流出	1,230	P. 3800～P. 5027	9～47	7～38	第1ピーク	0	0	0.00	土砂堆積の第2ピークが最高を示す
					第2ピーク	377	800	0.65	
					第3ピーク	1,177	220	0.18	
c. 測点P. 3195における河岸斜面崩壊	2,680	P. 2000～P. 3195	24～115	9～43	第1ピーク	0	0	0.00	土砂堆積ピークは上昇傾向
					第2ピーク	445	120	0.04	
					第3ピーク	945	280	0.10	
d. 測点P. 516～P. 676における河岸浸食	7,500	P. 0～P. 676	29～53	4～7	第1ピーク	8	920	0.12	土砂堆積ピークは下降傾向
					第2ピーク	546	620	0.08	
					第3ピーク	－	－	－	
著保内川					堆積区間		ピーク高 D_P(m^3)	D_P/G	
取水堰地点上流区間における混在した土砂供給	13,370	P. 2006～P. 3316	0～16	0～1	P. 3000～P. 3200		2,250	0.17	9号治山ダム
					P. 2900～P. 3000		1,850	0.14	8号治山ダム
取水堰地点下流区間における混在した土砂供給	8,880	P. 0～P. 2006	13～29	1～3	1) P. 1300～P. 1700		830	0.09	3周期分の土砂堆積ピークが存在
					2) P. 700～P. 1100		560	0.06	
					3) P. 300～P. 500		220	0.02	

d. 測点P. 516～P. 676における河岸浸食（土砂供給量7,500 m^3）は，谷出口において河岸部が平均幅7 m，高さ7 m，延長160 mにわたり浸食されたもので，斜面崩壊と同様に側方からの土砂供給である。ここでは，土砂輸送能力を超える供給土砂量に対して土砂堆積が発生し，河岸浸食付近に第1ピーク（920 m^3）を形成したと考えられる。ただし，このピークの一部は，上流から流出した土砂が第1ピークの河床上昇により堰上げ堆積したものである。これより下流では，河口付近に第2ピーク（620 m^3）が認められる。ただし，このピークは，海域における土砂堆積による堰上げの影響もみられる。

尾札部川においては，間隔をおいて側方から土砂供給が発生しており，個々の土砂供給に対応してSediment pulseが観察された。個別の土砂供給に対する土砂堆積ピーク高は，減少（表－2中の**a.**，**d.** 欄のピーク高参照），増加（同様に**c.**），または増減（同様に**b.**）の3種類の変化がみられた。

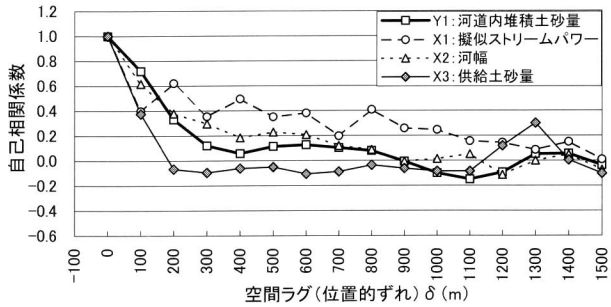
4.2 著保内川

著保内川の河床状況は尾札部川とは対照的に，本川流路延長に占める露岩の割合が21%と少ない。著保内川における土砂供給源は，斜面崩壊・河床浸食・支川土砂流出が混在して分布している。源頭部の土石流は，尾札部川と比較して小規模であった（比流出土砂量2,700 m^3/km^2）。また，上流区間P. 2006～P. 3013においては，供給土砂は治山ダムに捕捉され（土砂移動前は未満砂），下流への土砂流出は抑制された。支川2からの土砂流出（1,470 m^3）とP. 2011崩壊地からの供給土砂（1,910 m^3）は，尾札部上水道取水堰によって一部が捕捉された後，下流区間（P. 0～P. 2006）へ流出した。取水堰から谷出口までは，無施設の区間である。河岸斜面崩壊による土砂供給がみられる（3,580 m^3，全土砂供給量8,880 m^3のうち40%）一方，河床浸食による土砂供給の割合が多い（5,060 m^3，同57%）という特徴がある。

取水堰地点より上流区間では，治山ダムの効果によりSediment pulseの伝播が著しく抑制され，治山ダム上流に集中した土砂堆積がみられる。下流区間では，河床浸食による土砂供給が縦断的に連続し，河道内堆積土砂量のピークがほぼ等間隔で認められ（図－7），土砂堆積が周期性を持って発生しているように見える。

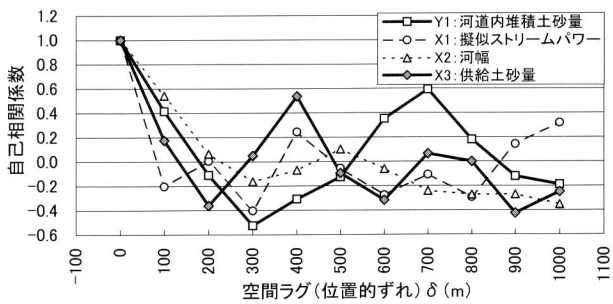
4.3 河道内堆積土砂量（Y1）の自己相関解析

尾札部川における河道内堆積土砂量（Y1）の自己相関係数は（図－8），空間ラグ（位置的ずれ）δ（m）の増加に対して減少しており，ずれδが300～400 mで0の相関となっている。よって，河道内堆積土砂量には，ほとんど周期性が見られないことがわかる。さらにδが増加すると，自己相関係数の増加が認められ，δが500～700 mのとき，自己相関係数が0.12～0.15と弱い正の相関が認められる。これは，『不連続な土砂供給』に対して，土砂堆積ピークが流下方向に減衰し，周期性がsediment pulseの分散により持続しないことを示してい



図－8 河道内堆積土砂量・擬似ストリームパワー・河幅・供給土砂量自己相関（尾札部川）

Fig.8 Auto-correlation coefficient of accumulated sediment volume, quasi-stream power, channel width and supplied sediment volume plotted against phase lag in distance at Osatsube Creek



図－9 河道内堆積土砂量・擬似ストリームパワー・河幅・供給土砂量自己相関（著保内川）

Fig.9 Auto-correlation coefficient of accumulated sediment volume, quasi-stream power, channel width and supplied sediment volume plotted against phase lag in distance at Chobonai Creek

ると考えられる。

一方，著保内川における河道内堆積土砂量（Y1）の自己相関係数は（図－9），δ の増加に対して周期的に変化し，河道内堆積土砂量が周期的に変動していることを示唆する。その波長は，600～700 m となっている。

河道内堆積土砂量の周期性を分析するために，擬似ストリームパワー（X1），河幅（X2），供給土砂量（X3）についても自己相関係数を算出した。

尾札部川における X1，X2，X3 の自己相関係数は，いずれも δ の増加による周期的変化はみられず，減少傾向である。減少の仕方（相関 0 になるずれ）に多少の違いはあるが，グラフは不規則な変動現象の特徴を示していると思われる。よって，河道内堆積土砂量の周期性がみられない尾札部川においては，周期性を持つパラメータが存在しないことがわかる。

著保内川下流区間（P.0～P.2006）においては，供給土砂量変化の自己相関係数も，δ の増加に対して，300～400 m 間隔で減少，増加を繰り返している。よって，供給土砂量自体に波長 300～400 m の周期性があることを示している。供給土砂量と河道内堆積土砂量の波長が異なる理由は，河床浸食が洪水前の河床堆積地の分布に対応すること，運搬砂礫の流下距離が洪水規模に影響を受けることなどが想定できるが，今回の調査からは不明である。擬似ストリームパワーと河幅の自己相関係数は，δ の増加に対して振動あるいは減少しており，相関が見られないことから，いずれも周期性は明確でない。

また，河道内堆積土砂量と河幅の相互相関係数（図－10，図－11）を算出すると，両河川とも δ が－50～＋50 m のときに，相互相関係数が 0.5～0.7 と比較的高い相関を示す。しかし，著保内川における河道内堆積土砂量の周期性は，河幅の周期性が明確ではないことから，河幅が直接の原因とはならないと考えられる。周期性が低い尾札部川は，露岩が卓越しており，河床浸食による土砂供給が少ない。これに対して，周期性のある堆積曲線が観測される著保内川においては，河床浸食による供給土砂量自体に周期性が発生している。よって，土砂供給源の違いにより，土砂堆積の周期性の発現形態が変化することが窺える。

そこで，周期的土砂移動の発生要因として，土砂供給地点を起点とした Sediment pulse の下流への伝播（移動，分散）を把握するため，河道内堆積土砂量と供給土砂量との相互関係について調べる。

4.4 河道内堆積土砂量（Y1）と供給土砂量（X3）の相互相関解析

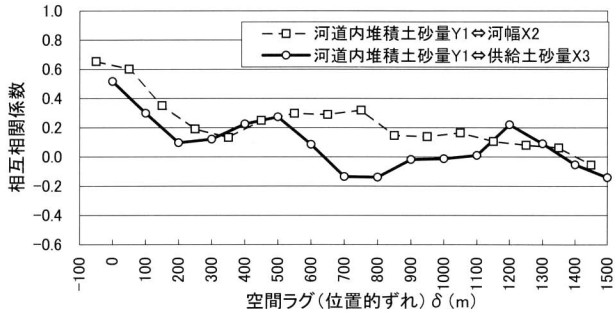
算出結果は図－10，図－11 に示すとおりである。相互相関係数の比較的高い値を示す δ（m）を河川ごとに列挙すると以下のとおりである。

①尾札部川　0～100 m，400～500 m，1200～1300 m

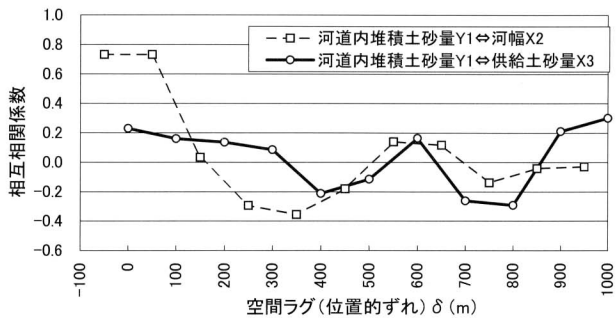
②著保内川　0～300 m，600 m，900～1000 m

尾札部川においては，δ が 0～100 m のとき，相互相関係数が 0.52～0.30 と比較的高い値を示し，河道内堆積土砂量には供給土砂量と位相のほぼ一致した成分がみられる。これは，側方からの土砂供給に対して，土砂供給地点付近に堆積した第 1 ピークに相当すると考えられる。同様に，δ が 400～500 m，1200～1300 m のとき，相互相関係数はそれぞれ，0.23～0.27，0.22～0.09 と正の相関がみられる。これらは，土砂供給に対してそれぞれ，第 2 ピーク，第 3 ピークに対応した位相ずれであると考えられる。このように，尾札部川の堆積曲線は，土砂供給地点を起点として一定の位相ずれ（流下距離）をもった移動成分があることが窺える。これを模式的に表すと，図－12 のとおりとなり，初期の Sediment pulse が，移動・分散して堆積する堆積曲線を示す。

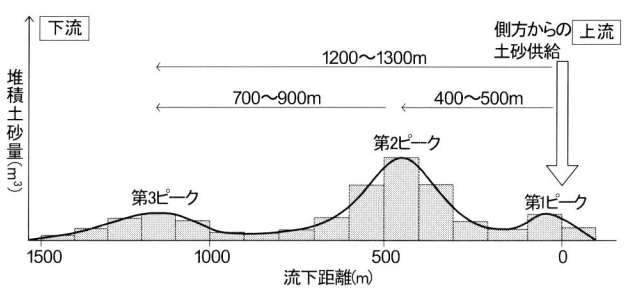
著保内川下流区間（P.0～P.2006）においては，δ が 0～300 m のとき，相互相関係数が 0.23～0.09 となっており，尾札部川の δ＝0～100 m の場合と比較して低い正の相関を示す。これは，著保内川における土砂供給は，側方からではなく，主として河床浸食であり，ある一定距離流下した後堆積する（位相が 100～300 m ずれた土砂堆積成分を多く含む）ためと考えられる。位相がほぼ



図－10 河道内堆積土砂量・供給土砂量相互相関(尾札部川)
Fig. 10 Cross-correlation coefficient between accumulated and supplied sediment volumes plotted against phase lag in distance at Osatsube Creek



図－11 河道内堆積土砂量・供給土砂量相互相関(著保内川)
Fig. 11 Cross-correlation coefficient between accumulated and supplied sediment volumes plotted against phase lag in distance at Chobonai Creek



図－12 尾札部川における Sediment pulse 堆積曲線概念図
Fig. 12 Idealized model of sediment pulse demonstrated by sediment mass curve

一致している成分は，現地の状況から判断して，尾札部川のような土砂供給地点付近の第1ピークではなく，河道拡幅部（例えば，図－7，測点 P. 1400～P. 1500）の同一横断位置において，浸食と堆積が発生するケースなどを示すと思われる。δ が 600 m と 900～1000 m のときの相互相関係数は，それぞれ，0.16，0.21～0.30 と正の相関を示す。これらの δ は，供給土砂量の波長が 300～400 m と相対的に短いことから，尾札部川と異なり，個別の土砂供給源からの流下距離を直接示すものではない。周期性のある土砂堆積が複数の供給源から発生した Sediment pulse の影響を受けていることを示すものと考えられる。

5．考察

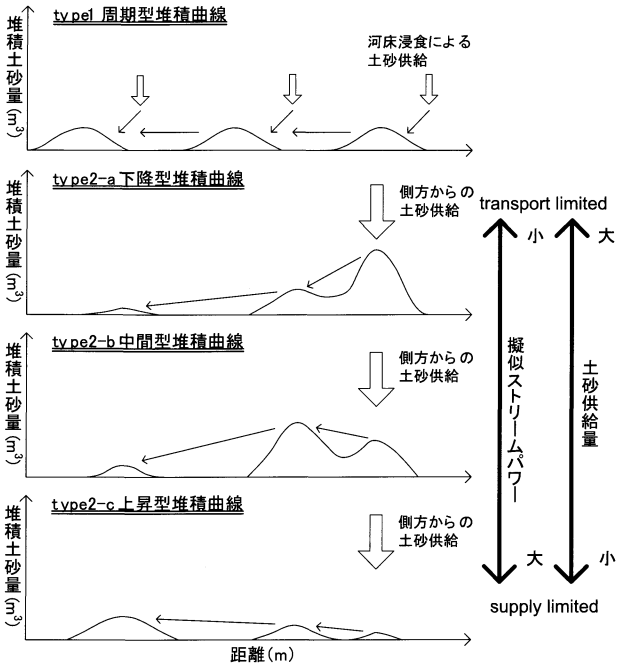
5.1 山地河川における Sediment pulse 堆積曲線

Sediment pulse の伝播は，河床縦断形状から堆積波形ピークの移動と堆積波形の分散（上下流に広がること）で表現される（Lisle *et al*., 1997；2001，Cui *et al*., 2003 a)。彼らは，矩形水路における水理実験及び1次元数値解析を用いた考察から，Sediment pulse の移動特性が，フルード数や粒径の違いにより変化することを示した。フルード数が1より小さい時（case-1），堆積波形のピークは移動するが分散はそれほど顕著でない。これに対してフルード数が1より大きい時（case-2），堆積波形のピークはほとんど移動しないが下流へ分散する。また，フルード数が1より大きい条件下においても，河床堆積物より細かな粒径（砂分）を主体とする Sediment pulse は（case-2 a），分散すると同時に下流へ移動し土砂流出に寄与するのに対して，河床より粗い礫分を主体とする Sediment pulse は（case-2 b），移動速度が遅い（堆積波形のピークが移動しない）ことが示された。

尾札部川と著保内川は，河床勾配 1/100 以上の急勾配河川であり，洪水痕跡高（流域内8箇所）から推定したピーク流量時のフルード数は 1.0 以上（1.0～2.1）となっている。源頭部の土石流も含め，斜面崩壊による土砂供給は，ほとんど崩壊深 2.0 m 未満の小規模な表層崩壊によってもたらされており，河道を堰き止め天然ダムを形成するような規模の大きな崩壊は発生していない。また，崩壊発生直後の粒径(図－6，PL. 6，図－7，PL. 5)は，土砂移動前の河床堆積土砂より細粒の土砂（砂分 0.075～2 mm，細礫 2～4.75 mm，中礫 4.75～19 mm）を 47～62% と多く含み，粒径幅の広い粒度構成である。このようなタイプの土砂供給では，Sediment pulse は，case-2 a のように堆積波形の分散が卓越し，ピークの移動が同時に起こる形状となることが予測される。尾札部川において観察される Sediment pulse 堆積曲線は，1,100 m 以上の広い範囲に分散しており，土砂堆積ピーク高の分布傾向は，個々の Sediment pulse ごとに異なっていることがわかる（表－2)。

5.2 Sediment pulse 堆積曲線の分類

Sediment pulse 堆積曲線は，現地観測の結果(図－6，7，表－2）から，土砂供給源の違いから図－13 に示すように分類される。すなわち，土砂が河床浸食によって供給される場合と側方から供給される場合（源頭部土石流を含む）で大きく分かれる。前者は，周期型（**type 1**）を示し，側方からの土砂供給（初期の Sediment pulse）が河道内に一時滞留し，再移動する場合の堆積曲線であると考えられる。後者は，初期の Sediment pulse であり，土砂供給地点から下流へ分散した形状の堆積曲線がみられる。さらに，後者は，土砂堆積ピークの分布傾向から，下降型（**type 2-a**），中間型（**type 2-b**），上昇型（**type 2-**



図－13 Sediment pulse 堆積曲線の分類

Fig.13 Classification of sediment pulses demonstrated with sediment mass curve into four patterns, such as decreasing, increasing, intermediate and periodic types

c）の3種類に分類される。それぞれのタイプの擬似ストリームパワー Ps と土砂供給量 G との比（Ps/G）は，下降型に対して2～22，中間型に対して7～38，上昇型に対して9～43となっている。擬似ストリームパワーが土砂供給量に対して相対的に小さいとき，土砂供給過剰の状態（transport limited）となり，第1ピークが高くなる（下降型）のに対して，擬似ストリームパワーが相対的に大きい場合は，土砂供給欠乏の状態（supply limited）となり，sediment pulse の移動・分散が卓越し，第1ピークが低くなる（上昇型）ことを示すと思われる。上昇型の堆積曲線は，下降型と比較して供給源から土砂をより下流へ運ぶことを意味しており，供給土砂量に対する流出土砂量の割合が高くなることを示すと思われる。

次に，Sediment pulse 堆積曲線の形状を支配する要因について考察する。最初に，尾札部川の源頭部土石流（表－2，**a.**）を例にとって説明する。ここでは，土砂供給パターンが源頭部の土石流で下降型の堆積曲線が観察される。第2ピーク形成後の堆積曲線を詳しくみると，支川25合流後3次谷となり，擬似ストリームパワーの増加により堆積曲線は薄く分散した形状になったようにみえる。第3ピークは，勾配緩和による堆積曲線集中により形成されている。また，尾札部川における支川21からの土砂流出（表－2，**b.**）は，中間型の堆積曲線が形成されており，第2ピークは河道拡幅部（測点 P.4500～P.4800）に形成され，源頭部土石流（表－2，**a.**）の堆積曲線とは対照的に集中した堆積曲線となっている。これらの事例は，河道条件（勾配変化，河幅変化），支川合流（擬似ストリームパワー増加）により Sediment pulse 堆積曲線の変形が発生することを示すと考えられる。この堆積曲線の変形は，擬似ストリームパワー変化と河幅変化などに伴い，移動粒子の進む速さが異なることにより，堆積曲線の分散と集中が発生すると考えられる。

水理実験による Sediment pulse の堆積波形が比較的単純な形状（ピークが1つ）で近似できるのに対して，周期型以外の Sediment pulse 堆積曲線は，3つのピークをもつ形状を示している。この水理実験と現地観測の堆積曲線に違いが生じる原因について考察する。この原因は，水理実験が河幅と勾配が一定の矩形水路において，フルード数など水理条件を一定に保ち実施されていることを考慮すれば，現地の地形条件やハイドログラフの影響からであろう。現地の地形条件からは，上述したように Sediment pulse が伝播する経路の河道において，河道拡幅や勾配低下により土砂堆積が促進されること（堆積曲線集中），また，狭窄部や支川合流により掃流力が増加することにより，いっそう下流へ土砂が流送されること（堆積曲線分散）が考えられる。ハイドログラフ（洪水流量変化）からは，粒度構成の影響により，一時的土砂堆積（例えば第1ピーク）が後続流により2次浸食を受け，下流へ移動するケースが考えられる。この件については，尾札部川の源頭部土石流（表－2，**a.**）において，第2ピークの粒度分布（図－7，PL.5）が第1ピークの粒度分布（図－7，PL.6）より細粒化している事実と符合する。

6．おわりに

側方からの土砂供給（初期の Sediment pulse）に起因する流出土砂量は，Sediment pulse 堆積曲線のパターンの違いや堆積曲線の集中と分散の影響を受ける可能性がわかった。流出土砂量予測のためには，初期の Sediment pulse だけでなく，規模の異なる出水による Sediment pulse の再移動についてモニタリングする必要がある。また，Sediment pulse の発生・再移動における粒径変化など，今回の調査では詳しく扱われていないパラメータも考慮して流出土砂量を分析する必要があり，今後の調査研究により明らかにしていきたい。

以上の検討の結果，以下のことが判明した。

1) 露岩が卓越し，河床浸食による土砂供給が少ない尾札部川（土砂移動前の河床初期状態はほぼ固定床）においては，側方からの土砂供給が主たる土砂供給源となっている。その結果，個々の土砂供給地点を起点とした流下方向の河道内堆積土砂量分布が，Sediment pulse として確認できる。
2) 一方，河床浸食による土砂供給の割合が大きい著保内川下流区間では，複数の供給源から発生した Sediment pulse が重なった結果，周期的な土砂堆積がみられる。
3) 河道内堆積土砂量の自己相関解析によると，尾札部

川では，明瞭な周期性が認められない。一方，著保内川下流区間では，周期性が認められ，その波長は600～700 m である。

4) 尾札部川における河道内堆積土砂量と供給土砂量の相互相関解析によると，側方からの土砂供給地点を起点とした流下距離に対応して，一定の位相ずれ(0～100 m，400～500 m，1200～1300 m) をもった土砂堆積成分がみられる。

5) Sediment pulse 堆積曲線は，河床浸食が卓越する土砂供給では，周期型 (**type 1**) を示す。側方からの土砂供給では，3つの土砂堆積ピーク高の分布傾向により，堆積曲線は下降型 (**type 2-a**)，中間型 (**type 2-b**)，上昇型 (**type 2-c**) の3種類に分類される。それぞれの形式は，擬似ストリームパワーと土砂供給量との相対関係から説明が可能であり，下降型は土砂供給過剰の状態 (transport limited) のとき，上昇型は土砂供給欠乏の状態 (supply limited) のときに発生する。

6) Sediment pulse 堆積曲線は，土砂供給地点を起点とした流下距離に加えて，地形条件 (河幅変化，勾配変化，支川合流) やハイドログラフ (後続流による2次浸食) の影響を受け，分散と集中が発生し堆積曲線が変形する。

引用文献

芦田和男・高橋 保・沢田豊明 (1975)：山地流域における出水と土砂流出 (4)，京大防災研究所年報，第18号 B，p. 529－540

芦田和男・高橋 保・水山高久 (1978)：山地河川の掃流砂量に関する研究，砂防学会誌 (新砂防)，Vol. 30，No. 4，p. 9－17

芦田和男・高橋 保・沢田豊明 (1982)：山地流域における出水と土砂流出 (11)，京大防災研究所年報，第25号 B－2，p. 361－373

新谷 融 (1971)：荒廃渓流における土石移動に関する基礎的研究，北大農演研報，第28巻 第2号，p. 193－258

新谷 融・黒木幹男 (2001)：流域動態の認識とその方法，北海道大学図書刊行会，p. 83－90

Cui Y., Parkar G., Lisle T. E., Gott J., Hansler-Bal M. E., Pizzuto J. E., Allmendinger N. E., Reed J. M. (2003 a) : Sediment pulses mountain rivers : 1. Experiments, Water Resources Research,Vol. 39, No. 9, p. 3-1－3-12

Cui Y., Parkar G.., Pizzuto J. E., Lisle T. E. (2003 b) : Sediment pulses mountain rivers : 2. Comparison between experiments and numerical predictions, Water Resources Research, Vol. 39, No. 9, p 4-1－4-11

Gilbert G. K. (1917) : Hydraulic mining debris in the Sierra Nevada, U. S. Georogical Survey Prof. Paper, Vol. 105, 154 pp.

北海道函館土木現業所 (2003 a)：函館土木現業所管内土石流発生実態調査委託 (尾札部川)，p. 96

北海道函館土木現業所 (2003 b)：函館土木現業所管内土石流発生実態調査委託 (著保内川)，p. 85

Kasai M., Marutani T., Reid L. M., Trustrum N. A. (2001) : Estimation of temporally averaged sediment delivery ratio using aggradational terraces in headwater catchments of the Waipaoa River, North Island, New Zealand, Earth Surface Processes and Landforms, 26, p. 1－16

Kasai M., Marutani T., Brierley G. (2004 a) : Patterns of sediment slug translation and dispersion following typhoon-induced disturbance, Oyabu Creek, Kyushu, Japan, Earth Surface Processes and Landforms, 29, p. 59－76

Kasai M., Marutani T., Brierley G. (2004 b) : Channel bed adjustments following major aggradation in a steep headwater setting : findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan, Geomorphology, 62, p. 199－215

勝井義雄・鈴木建夫・曽屋龍典・吉久泰樹 (1989)：北海道駒ケ岳火山地質図，通商産業省工業技術院地質調査所

河村三郎：土砂水理学1，森北出版，p. 179－186

Knighton D. (1998) : Fluvial forms and processes, Arnold, p. 106

Kodama Y., Kobayashi T., Inoue T., Tashiro K., Shalkowski A. (2003) : Sediment pulse migration and stopping along the Sendai River, Japan, American Geophygical Union, Fall meeting 2003

Lisle T. E., Pizzuto J. E., Ikeda H., Iseya F., Kodama Y. (1997) : Evolution of a sediment wave in an experimental chanel, Water Resources Research, Vol. 33, No. 8, p. 1971－1981

Lisle T. E., Cui Y., Parker G., Pizzuto J. E.,Dodd A. M. (2001) : The dominane of dispersion in the evolution of bed material waves in gravel-bed rivers, Earth Surface Processes and Landforms, 26, p. 1409－1420

眞板秀二・丸谷知己・笠井美青・黒木幹男・清水 収・宮崎敏孝 (1999)：河川水系における土砂輸送の不連続性に関する一考察，平成11年砂防学会研究発表会概要集，p. 60－61

Marutani T., Kasai M., Reid L. M., Trustrum N. A. (1999) : Influence of storm-related sediment storage on the sediment delivery from tributary catchments in the upper Waipaoa River, New Zealand, Earth Surface Processes and Landforms, 24, p. 881－896

Nakagawa H., Tsujimoto T. (1980) : Sand bed instability due to bed load motion, Journal of Hydraulics Division, Vol. 106 HY 12, p. 2029－2051

中村太士 (1988)：河川の動態解析に関する砂防学的研究，北大農演研報，第45巻 第2号，p. 301－369

Rice S. P., Greenwood M. T. and Joice C. B. (2001) : Tributaries, sediment sources and the longitudinal organization of macroinvertebrate fauna along river systems, Can. J. Fish. Acquat. Sci., 58, p. 824－840

吉川秀夫 (1985)：流砂の水理学，丸善株式会社，p. 148

(Received 20 March 2006 ; Accepted 2 October 2006)