

山地河川におけるセディメントパルス移動特性と砂防計画手法

丸谷 知己^{*1}・宮崎 知与^{*2}・山田 孝^{*3}・清水 収^{*4}

Tomomi MARUTANI, Tomoyoshi MIYAZAKI, Takashi YAMADA, and Osamu SHIMIZU

¹北海道大学大学院農学研究院 教授

²前北海道大学大学院農学研究院博士後期課程 (現(株)シン技術コンサル)

³三重大学大学院生物資源学研究科 教授

⁴宮崎大学農学部 准教授

Abstract

Sediment supply from lateral sources influences on the distribution of sediment along a main stream. And the estimation of the longitudinal distribution is very important for sediment surveys at the catchment scale. A sediment pulse, composed of coarse sediment derived from lateral inputs, was observed during a storm in the Ribira Creek, Atsubetsu River catchment, Southern Hokkaido, Japan in 2003. The sediment volume supplied from tributary channels was measured using aerial photography and aerial laser scanner data. The deposited sediment volume was measured directly from digital elevation models. The initial sediment pulse along the Ribira creek was estimated by fitting a curve to the distribution of sediment storage volume with longitudinal distance. Auto-correlation and cross-correlation analysis was employed to examine the distribution of sediment mass observed along the 12km channel course. The fitted curve had a spatial periodicity and the peak intervals were 1,500m and 3,600m, while the phase lags by distance against the supplied sediment distribution ranged between 100-300m, 1,600-2,600m, 3,600-4,200m respectively. As a result, the distribution of sediment mass induced by the multiple lateral supplies, changes cyclically with distance and includes longer travel distance components than would result from a single lateral input.

Key words : 《initial sediment pulse, multiple sediment supplies from the tributaries, auto-correlation and cross-correlation analyses, travel distance, sediment sorting》

1. はじめに

北海道の地形的特徴は、本州と比較して、流域内での拡幅部や流域出口より下流での土砂氾濫・堆積部など、土砂流出に対する緩衝空間を設定しやすいことである。また、土砂害減災の対象となる保全対象も、本州と比較して、密度がかなり疎であることから、このことより、一律の流砂系計画を全国土にわたって適用するのではなく、山地河川での土砂堆積（滞留）・再移動特性、すなわち支川からの土砂供給による本川河道での土砂移動プロセス（後述のSediment pulse）を踏まえた砂防計画が重要と考えられる。この土砂移動プロセスをSediment pulseと呼ぶ。

流域斜面から山地河川に供給された土砂は、堆積と再移動を繰り返しながら下流へ流出するため、流出土砂量は土砂供給源の分布とその規模に影響を受ける。土砂が下流河川に流出するのに要する時間は土砂流出速度（Sediment delivery ratio）で評価され、これが下流河川での河床上昇と低下を制御する大きな要因であることは既に報告されている（Marutani et al., 1999; Gomez et al., 2003）。

山地河川における供給土砂は、しばしば、河岸斜面崩壊や支川土砂流出など側方から供給される。よって、側方の土砂供給源（支川合流位置、支川流域規模）を考慮して流出土砂量を予測する必要がある。とりわけ支川からの土砂流出は、流域における主要な土砂供給源であり、本川の土砂移動や粒径分布に大きな影響を与える（Rice and Church, 1998; Rice, 1998）。合流支川分布を考慮した土砂流出予測の上で、本川に沿った土砂流出過程を把握する必要がある。この土砂流出過程を把握するひとつの方法として、Sediment pulse（Lisle et al., 1997; 2001; Cui et al., 2003a; 2003b）に着目した。

Sediment pulseとは、土砂流出速度（あるいは流砂量）に関わる非定常現象の総称である（Knighton, 1998; Hoey, 1992）。ここでは、支川土砂流出や河岸斜面崩壊などの側方からの土砂供給によって、本川の流下方向に現れる土砂堆積分布の粗密、その後の出水により繰り返し変

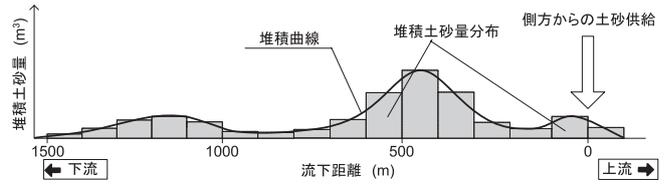


図-1 Sediment pulseの堆積曲線の概念図

Fig.1 Idealized model of the sediment pulse demonstrated by sediment mass curve.



図-2 調査対象河川位置図

Fig.2 Location of study catchment, Ribira Creek

表-1 対象流域の概要

Table 1 Geological and Hydrological characteristics of study catchment

流域面積	流路延長	流域形状係数	Horton-Strahlerの水流次数	流域平均勾配 (起伏比)	平均河床勾配	地質条件	砂防・治山施設 (注)カッコ書きは建設年
A(km ²)	L(km)	A/L ²	S _v	I	i		
39.0	12.0	0.27	5	0.087	0.008 -0.20	中生代～新第三紀 礫岩、砂岩、頁岩互層、泥岩・シルト岩、凝灰角礫岩	里平川砂防ダム (1963) 1号治山ダム (1958) 治山ダム2基 (不明) 里平川1号流木捕捉工 (2005) ウエンテシカン川 4号砂防ダム (1972) ウエンテシカン川 1号流木捕捉工 (2004)

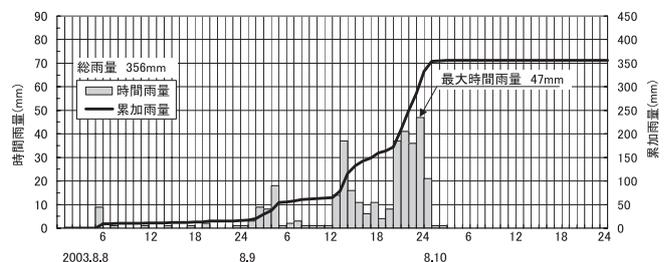


図-3 実績ハイトグラフ（新和雨量観測所）

Fig.3 Hourly rainfall distribution of Sinwa Meteorology Observatory Location of study catchment, Ribira Creek.

化、伝播する現象をSediment pulse（またはSediment wave）として扱った。Sediment pulseを縦断方向の堆積土砂量の分布形（堆積曲線）として捉えれば、これを堆積波形（以降、「波形」とする）として認識できる（図-1）。

これまで筆者らは、側方からの供給土砂が初期のSediment pulseを形成するひとつの原因であると捉え、出水に伴う波形の特性（宮崎ら, 2007）、Sediment pulse発生後の波形変化と粒径の影響（宮崎ら, 2008）について検討した。それらは、個別のSediment pulseの発生について扱った事例であり、地形変化により形成された波形は、土砂供給源から下流約2km以下の短い区間で観測された。現地河川を対象としたその他の研究としては、Brummer and Montgomery（2006）の地すべりにより発生したSediment pulseの観測例をはじめ、Sediment pulse発生後の変化に焦点を当てた研究がある（例えば、Sutherland *et al.*, 2002）。しかし、これらの研究も土砂供給源から流下方向1~2km以内の地形変化を扱っており、それより広範囲の区間での変化に言及されていない。

本流路沿いの多数の土砂供給源から同時発生するSediment pulse（とくに、流下方向1~2km以内に多数の支川土砂流出が発生し、それぞれの波形がお互いに影響し、集中あるいは重なって形成された波形）の波形として、流路延長10km以上の区間を対象とすることにより、個々のSediment pulseの解析では判明していないスケールの実態を捉えることができる。そこで本研究では、流域スケールにおけるSediment pulseの波形形成の実態を明らかにするため、形成された波形について空間（縦断方向の距離）上の相関解析（以降、「波形解析」とする）を行ない、波形特性と波形形成要因としての土砂の流下距離について考察すること、その結果などをもとに、北海道特有である土砂流出緩衝空間を確保しやすい地形・保全対象分布特性を踏まえた山地河川での砂防計画のあり方を考察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、厚別川水系里平川を選んだ（図-2、表-1）。ここでは、2003年8月9~10日の豪雨時に十数か所の支川土砂流出により本川河床が堆積土砂で埋めつくされた。本研究では、この状態を初期のSediment pulse（以下、『初期パルス』）として捉えた。調査起点は河口から25km上流にある道道橋とし、これより上流の流域面積は39.0km²、上流1900m地点で支川ウェンテシカン川（面積12.5km²）が合流する。流域の地質は、調査起点上流2.5km地点からほぼ南北に伸びる断層によって分けられる。この断層より上流は中世代のリビラ層群であり、輝緑凝灰岩、黒色粘板岩、チャート、礫岩、砂岩からなる。下流は砂岩頁岩互層を主とする中世代ニセウ層群及び泥岩・シルト岩・凝灰角礫岩・砂岩などからなる新第三紀フラヌイ層が分布している。現地においては、これらの地質条件の違いにより斜面崩壊のタイプが異なっていることが観察された（(社)土木学会, 2004）。里平川上流における崩壊深はおおむね1.0~2.0mの表層崩壊、里平川下流及びウェンテシカン川流域での崩壊深は平均0.5mであり、流盤上の浅い崩壊が目立った。

2.2 土砂移動の起因となった降雨

2003年8月台風10号は、北海道日高・十勝地方の各地に集中豪雨をもたらした。調査対象地の下流に位置する新和雨量観測所（図-2）において、24時間雨量337mm（総雨量356mm、最大時間雨量47mm）に達し、観測史上最大の降雨を記録した（図-3）。この降雨により、里平川流域において、崩壊面積率2.7%、約1,405,000m³の土砂が本支川の河道内へ供給された（表-2調査起点）。斜面崩壊により供給された土砂は、河岸部から直接（河岸斜面崩壊）、あるいは支川を経由して本川へ流出した。これにより、初期パルスが発生した。



図-4 里平川流域と土砂供給源となった支川分布

Fig.4 Details of the Ribira Creek catchment. Arrows indicate the tributaries which supplied sediment more than 5,000m³.

A. ウェンテシカン川合流点下流における土砂堆積と洪水氾濫 (2003.8(株)シン技術コンサル撮影)



B. Ri-2 における細粒の土砂堆積層



C. Ri-4 (5900m)の土石流発生溪流(流域面積0.76km²)



写真-1 里平川における2003年8月出水の堆積土砂

Photo.1 2003.8 flood event in Ribira Creek. (A.) Flooding over the river bank due to the sediment deposition downstream from the confluence of Uenteshikan Creek. (B.) Deposited layer in Ri-2 finer than 5-10cm. (C.) A tributary in which debris flow occurred.

2.3 調査対象河川概要

里平川の対象流路延長は12.0kmである（図-4）。里平川砂防ダム下流は河川改修区間であり、河床勾配1/120～1/80、河幅15～30mの河床を形成し、途中、ウェンテシカン川が合流する。里平川砂防ダム上流の河床勾配は1/80～1/5まで徐々に変化する。河幅は、上流から1号治山ダムまで、平均5～75mの範囲で増減を繰り返す。1号治山ダムは、リビラ層群とフラヌイ層との断層付近に位置しており、下流里平川砂防ダムまで、最大約200mまで広がる拡幅部を形成している。流域内の砂防・治山施設は、里平川砂防ダムのほか治山ダムが3基設置されており、出水前にいずれのダムも満砂していた。2005年には、流木捕捉工が1基完成したが、落差のない構造物であり、土砂移動への影響は少なかったと想定できる。

里平川に合流する支川は調査区間内に23本あり、ウェンテシカン川が流域面積12.5km²と最大である。その他の流域は0.11～2.45km²の小支川である。合流点上流100m区間の河床勾配は、ウェンテシカン川が1/87、その他の支川は1/3～1/17と急勾配である。河床堆積土砂の最大粒径はウェンテシカン川が10～20cmであり、その他の支川は20～100cmと大きい。支川流域内の砂防・治山施設は、ウェンテシカン川に4号砂防ダムが設置（昭和47年）されており、出水前の時点で満砂していた。

3. 研究方法

3.1 初期パルスの調査方法

初期パルスの波形を解析するためには、本川に沿って形成された波形を把握するとともに、その土砂供給源となった支川流出土砂量を見積もる必要がある。崩壊発生箇所は流域全体に広範囲に渡って分布していること、土砂移動前の詳しい地形データが存在しないことから、空中写真図化や航空レーザー測量（以下、L.P.測量）により、崩壊発生や河床地形の変化を把握した。なお、現地調査による全崩壊地の土砂量把握は困難であった。また、河床における土砂の流下・堆積を示す植生の痕跡は、土砂堆積深が最大5m以上と深くほとんど流出・埋没したため、痕跡を利用した河床変動量の推定は困難であった。

3.1.1 崩壊地調査

2003年出水による新規及び拡大崩壊面積は、1998年9月撮影空中写真（土砂移動前：林野庁撮影）と2003年8月撮影空中写真（土砂移動後：㈱シン技術コンサル撮影）との比較により把握した。崩壊深 h は、現地調査及び写真判読結果より、ニセウ層群及びフラヌイ層に対して平均0.5m、リビラ層群に対して平均1.5mとした。崩壊斜面勾配 θ は流域内の崩壊地から17箇所をサンプリングし、その地形計測により平均40°とした。崩壊残土量は、本川の河岸斜面崩壊の観察から、出水によりほとんどの崩積土が流出していたため0m³とした。なお、支川流域のすべての崩壊地の観察は困難であった。流域別の河岸斜面崩壊による供給土砂量 Gch は、個別の崩壊地面積 Ah を集計し、(1)式により算出した。

$$Gc_h = \sum_m G_h^m = \sum_m \frac{A_h^m}{\cos\theta} \cdot h \quad (1)$$

ここに、 G_h ：崩壊地1箇所の河岸斜面崩壊による供給土砂量を示す。ただし、添え字 m は、各支川流域及び本川残流域別の崩壊地個数である。

3.1.2 河床変動調査

河床変動調査は、本川に沿って200mピッチで横断測線を設けて、その断面形の変化として変動量を計測した。土砂移動前の横断図は、1998年9月撮影空中写真について空中三角測量を行い図化、土砂移動後の横断図は、2005年6月撮影L.P.測量（室蘭土木現業所、2006）の1mメッシュ地盤高から作成した。ただし、里平川下流Ri-1（図-4参照）においては、災害復旧工事により河道が改修されたので、改修前の地形を2003年8月撮影空中写真の図化により横断図を作成した。2003年土砂移動から2005年L.P.測量まで、1年10ヶ月が経過している。この期間内においては、日雨量60mmを超える大雨は発生しておらず、変動

量は小さかったものと推察される。若干の土砂移動が生じたが、その土砂移動量を推定することは、データが存在しないため困難であった。

各断面における浸食断面積 A_e と堆積断面積 A_d を計測した。河床浸食土砂量 G_b と河道内堆積土砂量 D は、各区間平均断面積に、断面 k ～断面 $(k+1)$ 間の測点間距離 L_k を乗じ、平均断面法により算出した。

3.1.3 支川流出土砂量調査

支川流出土砂量は、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 Gtr_h ($=Gc_h$)、河床変動による浸食土砂量を Gtr_b 、堆積土砂量を Dtr とすれば、支川流出土砂量 Q_r は次式となる。

$$Q_r = Gtr_h + Gtr_b - Dtr \quad (2)$$

3.1.4 本川流出土砂量の計算法

河床変動調査結果から土砂収支計算法により100m区間ごと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_s^k とすれば、(3)式のとおりとなる。

$$\begin{aligned} Q_s^k &= Q_s^{k+1} + G_k^{k+1} - D_k^{k+1} \\ &= Q_s^{k+1} + (G_{bk}^{k+1} + G_{hk}^{k+1} + Q_{trk}^{k+1}) - D_k^{k+1} \end{aligned} \quad (3)$$

ここに、 G ：供給土砂量、 G_b ：河床浸食土砂量、 G_h ：河岸斜面崩壊による供給土砂量、 Q_r ：支川からの流出土砂量、 D ：河道内堆積土砂量を示す。ただし、 Q_s の添え字は断面位置、その他の文字の添え字は区間を指す。

3.1.5 初期パルスの波形の把握

初期パルスの波形は、本川の堆積土砂量の分布形（以下、堆積曲線）により把握した（宮崎ら、2007）（図-1参照）。この堆積曲線の形状は、土砂が側方あるいは本川河床から供給されるかの違い及び供給土砂量に影響を受け変化する（宮崎ら、2007）。堆積曲線が示す波形特徴や波形形成の要因について解析することにより、支川合流など流域構造の影響を考察した。

3.2 波形特性及び土砂移動量の解析方法

3.2.1 出水規模の評価

出水規模の評価には、「擬似 (quasi-) ストリームパワー Ps (m^3)」を次式のとおり定義した（宮崎ら、2007; 2008）。

$$Ps = A \cdot R_{24} \cdot I \times 10^3 \propto \frac{1}{\rho g} \int \Omega dt \quad (4)$$

ここに、 A ：流域面積 (km^2)、 R_{24} ：24時間雨量 (mm)、 I ：対象地点河床勾配、 ρ ：水の密度、 g ：重力加速度、 Ω ：ストリームパワー。 Ps は、支川合流、降雨規模や河床勾配の変化がもたらす土砂輸送能力を表す。

3.2.2 自己・相互相関解析（波形解析）

堆積曲線が示す波形特徴を分析するために、堆積曲線の空間相関性、堆積曲線と供給曲線（供給土砂量の分布）との位相ずれを調べるために自己・相互相関解析を行った（宮崎ら、2007）。自己相関・相互相関解析の対象区間は、調査起点上流12km区間（-1,900～10,000m）を対象として行った。空間ラグは、最小値を100mとして100mずつ長くして5,000mまで解析を行った。よって、自己・相互相関解析により検出できる波長あるいは位相ずれは、100～5,000mである。

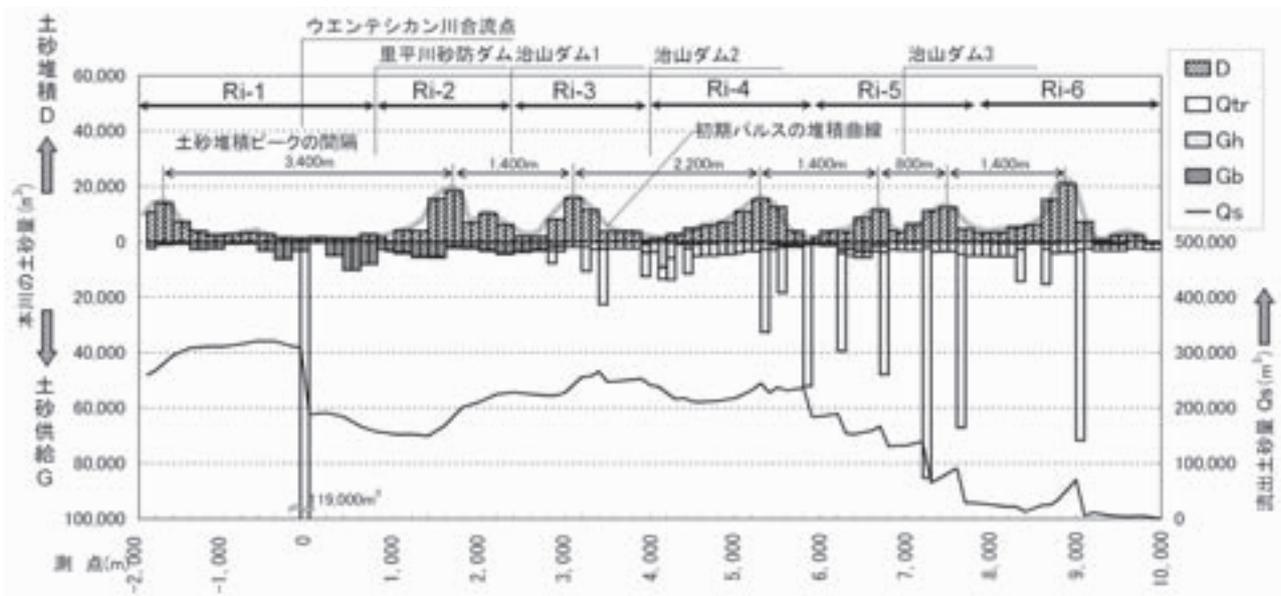


図-5 浸食・堆積土砂量分布図

D : 河道内堆積土砂量, G_b : 河床浸食土砂量, Q_{tr} : 支川流出土砂量,
 G_h : 河岸斜面崩壊による供給土砂量, Q_s : 本川の流出土砂量

Fig.5 Longitudinal changes in deposited and supplied sediment volumes along Ribira Creek.

D : deposited sediment volume, G_b : river bed and bank erosion, Q_{tr} : sediment discharge from the tributary, G_h : slope failure along the main channel, Q_s : sediment discharge.

表-2 土砂供給源別の供給土砂量, 河道内堆積土砂量, 流出土砂量

Table 2 Results of supplied sediment volume (G) and deposited sediment volume (D) in Ribira Creek catchment and sediment discharge (Q_s) at the outlet of the study catchment. Supplied sediment volume was estimated about each sediment sources, slope failure along the main channel (G_h), river bed and bank erosion (G_b) and sediment discharge from the tributary (Q_{tr}).

河川名	新規及び 拡大崩壊 による生 産土砂量 G_h (m^3)	河床浸食 による 生産土砂 量 G_b (m^3)	支川流出土砂量 Q_{tr} (m^3)				供給土砂 量 G (m^3)	河道内堆 積土砂量 D (m^3)	流出土砂 量 Q_s (m^3)	流出率 Q_s/G
			新規及び 拡大崩壊 による生 産土砂 量 G_{trh}	河床浸食 による生 産土砂 量 G_{trb}	河道内堆 積土砂量 D_{tr}	合計				
里平川	208,000	104,000	649,000	55,000	225,000	791,000	635,000	156,000	0.20	
里平川砂防ダム地点	(26.3%)	(13.1%)				(60.6%)	(100.0%)			
里平川 調査起点	208,000	196,000	1,197,000	97,000	696,000	598,000	1,002,000	260,000	0.26	
	(20.8%)	(19.6%)				(59.7%)	(100.0%)			

3.2.3 区間流出率 Q_s/G_T

堆積曲線の分析対象区間 (Ri-1~Ri-6, 図-4参照) における土砂移動量を評価するため, 区間流出率 r を算出した。 r は本川を区分した対象区間ごとに土砂流出率を適用したもので, 区間下流端の流出土砂量 Q_s^0 を区間内の供給土砂量及び区間上流端からの流入(出)土砂量 Q_s^n を足し合わせた土砂量 G_T で除して, (5)式のとおり算出した。式中の n は対象区間の100mピッチ断面数である。

$$r = \frac{Q_s^0}{G_T} = \frac{Q_s^0}{Q_s^n + \sum_{k=0}^{n-1} G_k^{k+1}} \quad (5)$$

4. 調査結果

4.1 初期パルス発生とその土砂供給源

豪雨発生により本流路沿いの河岸斜面が崩壊、支川流域内の崩壊土砂は支川流路を經由して合流点から流出し、Sediment pulseが発生した。この初期パルスの波形を堆積曲線により把握した(図-5)。図中の左縦軸の上向きに河道内堆積土砂量(D)、下向きに供給土砂量、その内訳として、河床浸食土砂量(G_b)、河岸斜面崩壊による供給土砂量(G_n)、支川流出土砂量(Q_r)を示す。また、図中の折れ線は、式(3)により算出される本川の流出土砂量(図の右縦軸)である。堆積土砂と浸食土砂が同一区間で発生している場合は、河幅が広く同一断面内で堆積と浸食が観測された結果を示す。初期パルスの堆積曲線は、河道内堆積土砂量の分布から近似して図示した。この堆積曲線は、調査起点から上流約12km区間において、10,000m³以上のピークを7箇所形成し、それらの間隔は、800~3,400mであった。

土砂の供給源は、支川流出土砂量が約60%以上を占めており(表-2)、5,000m³以上の支川土砂流出は、ウエンテシカン川を含め18箇所発生した。土砂流出のあった支川合流点を起点として、下流側に土砂堆積が発生しているように見えるが、支川土砂流出の数が多く、土砂堆積ピークとの対応は、図-5からだけでは判然としない。また、里平川砂防ダム上流1.5km区間(Ri-2)では、堆砂影響範囲(砂防ダムから上流500m区間)上流の河道拡幅部において土砂堆積ピークが形成されているが、支川の合流が無く(図-4)、土砂供給源から離れて位置するため、支川土砂流出の直接影響が不明である。

初期パルスの波形は、支川合流、河床勾配変化、構造物位置により、およそ波形の1波長ごととにRi-1~Ri-6に区分できる。1つの区間の延長は1,500~2,800mであり、他河川で観測された個々の初期パルス(宮崎ら, 2007; 2008, 表-3の対象区間延長参照。ただし、河口近くの尾札部川d.は例外。)の波形形成範囲1,200~2,200mとほぼ同じ距離である。

4.2 擬似ストリームパワーの分布

擬似ストリームパワー P_s の算出に当たって、河床勾配と流域面積の流下方向の変化を把握した(図-6)。Ri-6は1/5~1/18まで流下方向に勾配が緩くなっている。源頭部(9,000~10,000m区間)から発生し、本川を流下した土石流の到達範囲は、Ri-6の下流端付近までである。Ri-3~Ri-5の河床勾配は、平均して1/40~1/18の間で勾配変化しており、勾配変化が少ない。ただし、Ri-3の3,900m地点には、高さ約10mの滝があり、周辺の河床勾配が1/8と急勾配となっている。これより下流のRi-2では、河床勾配1/80-1/40と上流Ri-3の河床勾配1/40-1/8より緩くなっており、洪水流下幅が約200mに拡幅し、土砂堆積帯を形成した。Ri-1の河床勾配は、1/120-1/80とさらに緩くなる。支川ウエンテシカン川の合流後、河道の屈曲、土砂堆積の影響で、調査起点

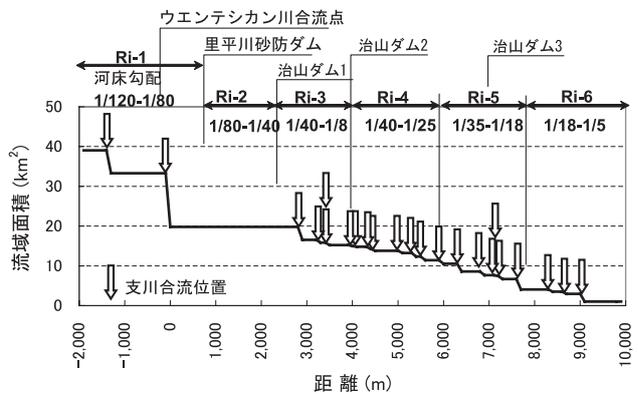


図-6 支川合流位置と流域面積図

Fig.6 Longitudinal distribution of the catchment area. The arrows indicate the confluences of the tributaries.

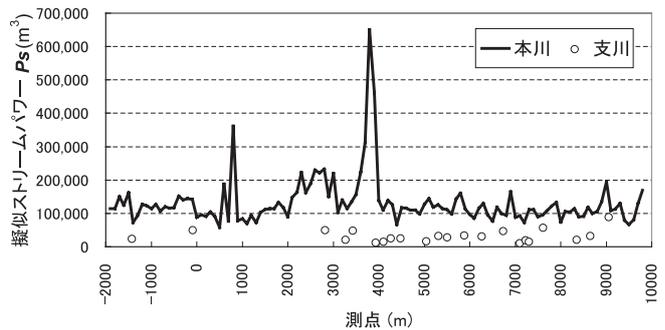


図-7 擬似ストリームパワー (P_s)の縦断分布

Fig.7 Longitudinal distribution of the quasi-stream power (P_s). Line indicates changes of P_s along the main channel and symbol does P_s of the tributaries.

表-3 初期パルス発生時の流出率

Table 3 Results of supplied sediment volume (G), total supplied sediment volume (G_T), quasi-stream power (P_s), sediment discharge (Q_s) and the sediment delivery ratio (Q_s/G_T)

初期パルス	起因	対象区間 延長 (m)	河床勾配	堆積土砂 最大粒径 (m)	供給 土砂量 G (m^3)	擬似スト リームパワー P_s ($\times 10^3 m^3$)	G_T (m^3)	流出 土砂量 Q_s (m^3)	区間流出率 $r=Q_s/G_T$	備 考
<u>里平川(本論文)</u>										
Ri-6 7,800-10,000m	支川土砂流出	2200	1/18-1/5	0.50-1.00	12,000 -69,000	66-195	166,000	29,000	0.17	↑ 上流 ↓ 下流
Ri-5 5,900-7,800m	"	1900	1/35-1/18	0.30-0.50	10,000 -63,000	73-165	320,000	184,000	0.58	
Ri-4 4,000-5,900m	"	1900	1/40-1/25	"	7,800 -51,000	66-160	372,000	241,000	0.65	
Ri-3 2,400-4,000m	"	1600	1/40-1/8	"	8,700 -20,000	103-651	328,000	228,000	0.70	
Ri-2 900-2,400m	"	1500	1/80-1/40	0.05-0.10	-	70-222	288,000	156,000	0.54	
Ri-1 -1,900-900m	"	2800	1/120-1/80	no data	119,000	57-188	367,000	260,000	0.71	
<u>北岩内二の沢川(宮崎ら, 2008)</u>										
ウエダ川合流点上 流 支川土砂流	支川土砂流出	1800	1/50-1/13	0.12-0.45	5,700	35-64	5,700	850	0.15	中間型堆積曲線
<u>尾札部川(宮崎ら, 2007)</u>										
a. 源頭部土石流	源頭部土石流	1700	1/36-1/4	0.11-0.53	2,680	4-40	2,680	660	0.25	下降型 "
b. 支川21からの土 砂流出	支川土砂流出	2200	1/48-1/29	0.37	2,360	9-47	3,370	60	0.02	中間型 "
c. 測点P.3195Iにお ける河岸斜面崩壊	河岸斜面崩壊	1200	1/95-1/20	0.43	3,380	24-115	3,630	2,570	0.71	上昇型 "
d. 延長160mに渡る 河岸浸食	"	700	1/95-1/52	0.32	7,500	29-53	10,400	6,370	0.61	下降型 "

付近において洪水流下幅が100~220mに拡幅した (写真-1, A)。

土砂を流送する指標として擬似ストリームパワー P_s の分布を調べた。本川の P_s 変化と合流する支川の本川合流地点の P_s を図示した (図-7)。支川数は、Ri-3~Ri-6の7,700m区間において21本あり、平均約370mの間隔で高密度に分布している (図-6)。Ri-2には支川が無く、Ri-1ではウェンテシカン川を含め2支川が合流するが、上流と比較すると合流支川の密度が低い (図-6)。支川の合流により、本川の各計算地点において流域面積が増加し、 P_s の増加に寄与する。しかし、Ri-4~Ri-6の P_s は、66~165 $\times 10^3 m^3$ 、平均112 $\times 10^3 m^3$ と変化が少ない。これは、支川の合流により流域面積が増加するが、その分河床勾配が緩くなり合流の影響が相殺されていることを示す。Ri-3の河床勾配は1/8と急になるため、全川の中で P_s が651 $\times 10^3 m^3$ と最大となる。これより下流では、勾配が徐々に緩くなり、Ri-2の P_s は約100 $\times 10^3 m^3$ とほぼRi-4~Ri-6の P_s と同じになった。

4.3 堆積曲線の波形解析

支川土砂流出により形成された初期パルスの波形特徴を把握した。他の河川における初期パルスの観測から、側方から供給された土砂を供給源とする堆積曲線は、土砂堆積ピークの分布形により3つのタイプに分けられた (宮崎ら, 2007)。下降型は、土砂供給源付近に最大の土砂堆積ピークが観測され、これより下流の土砂堆積ピークの高さは、流下方向に減少する。上昇型は、下降型とは逆に土砂堆積ピークの高さが流下方向に上昇する堆積曲線、中間型は下降型と上昇型の中間である。

Ri-3~Ri-6において形成された堆積曲線は、下降型ないし中間型と見えるが、支川土砂流出の間隔が200~900mと短く、それぞれの土砂供給の堆積曲線が混在し、不明である (図-5)。Ri-2に支川はなくRi-1にはウェンテシカン川が合流する。ウェンテシカン川の支川流出土砂量は119,000 m^3 と流域内の支川で最も多い。ここで形成された堆積曲線は、供給源 (合流点) 付近には土砂堆積ピークがみられず、

600m下流に小さなピーク（ピーク高3,400m³）、1600m下流に大きなピーク（ピーク高14,000m³）が確認され、上昇型であると判断される。

初期パルスの堆積曲線（図-5）の波形特徴を分析するために、自己・相互相関解析を行なった。河道内堆積土砂量Dの分布の自己相関係数は、空間ラグδが1,500mと3,600mで、それぞれ0.14,0.55を示した（図-8）。これは、堆積曲線が空間相関を持って波状に変化しており、その波長は1,500mと3,600mであることを示す。Ri-1～Ri-6の各区間には、1つないし2つの土砂堆積ピークが存在する。堆積曲線の波長は、これら土砂堆積ピークの間隔（800～3,400m）とほぼ一致している。側方から土砂供給が卓越する河川においては、堆積曲線に空間相関性は認められなかった（宮崎ら, 2007）が、里平川においては、高い空間相関性が認められた。

堆積曲線と供給土砂量分布が示す供給曲線との位相ずれを把握するため、河道内堆積土砂量Dと供給土砂量Gとの相互相関係数を算出した（図-9）。その結果、位相ずれδは、100～300m、1,600～2,600m、3,600～4,200mのとき、それぞれ0.05～0.11、0.06～0.18、0.08～0.15と正の相関を示した。これは、初期パルスの波形形成範囲1,200～2,200m（宮崎ら, 2007; 2008）より長い流下距離をもつ土砂堆積成分が存在する可能性を示唆している。

4.4 Sediment pulse形成時の土砂移動量

他の河川で観測された個々の初期パルス（土砂が供給された区間が短く、複数ではなくほぼ1箇所の供給源から発生したパルス）の土砂移動量と比較するため、区間流出率を算出した（表-3）。里平川と他の河川とでは、河床勾配がおよそ1/100以上であり、堆積土砂の最大粒径が30cm以上の大径礫を含むという点において共通している（表-3）。ただし、里平川のRi-2は、堆積土砂の最大粒径が5-10cmと他の河川と比較して小さい。

他の河川における下降型及び中間型の初期パルスを対象として算出した区間流出率は0.02～0.25と低い（表-3）。流出率0.5以上となった初期パルスは、 P_s が大きくそれに見合った土砂供給がない供給不足（supply limited）の上昇型パルス（表-3の尾札部川c.）及び供給源から河口までの距離が700mと短く、土砂が海へ流出した結果として流出率が高くなったケース（表-3の尾札部川d.）である。

里平川のRi-6の区間流出率は0.17と下降型及び中間型のパルスと同様に低い。ところが、Ri-5からRi-1までの初期パルスの波形は、Ri-1を除き上昇型とはいえないが、0.54～0.71と流出率が高くなっている。Ri-3の流出率が0.70と高い原因のひとつとして、 P_s がおよそ $100\sim650\times 10^3\text{m}^3$ と大きいことがあげられる。流出率の高い区間（Ri-5～Ri-1）と流出率の低い区間（Ri-6）の P_s 以外の違いは、隣接する上流区間からの土砂流出の影響があることと、Ri-2を除き支川流出土砂量が多いことがあげられる。

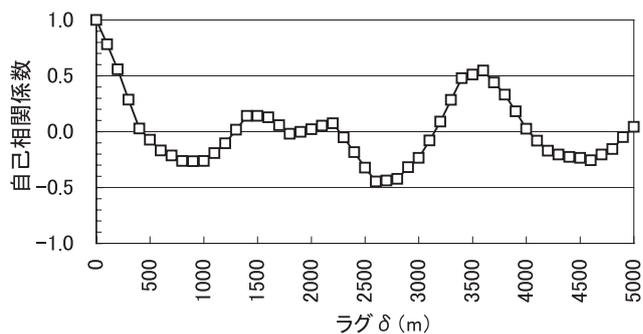


図-8 河道内堆積土砂量の自己相関係数

Fig.8 Auto-correlation coefficient of deposited sediment volume plotted against phase lag by distance.

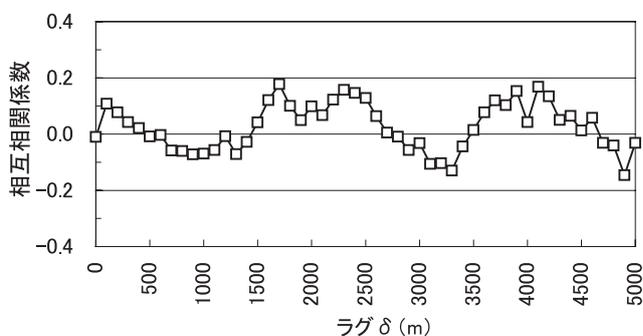


図-9 河道内堆積土砂量・供給土砂量の相互相関

Fig.9 Cross-correlation coefficient between deposited and supplied sediment volumes plotted against phase lag by distance.

Ri-2には支川は無く、Ri-2の土砂供給源は上流からの流出土砂であった。ここでは、堆積土砂量と供給土砂量を比較して堆積土砂量が正味で73,000m³超過する(図-10)。その結果、区間流出率は0.54とRi-5~Ri-1の他の区間と比較して低かった。超過した土砂は、Ri-2より上流から流出した土砂であると判断される。土砂収支解析から計算されたRi-2上流端からの流入(出)土砂量は228,000m³であり、Ri-3における供給土砂量だけではまかなえない。よって、Ri-2の堆積土砂の一部は、Ri-4より上流から供給された土砂であることがわかる。

5. 考察

これまで観測されたSediment pulseは、地すべり(Sutherland *et. al.*, 2002; Brummer and Montgomery, 2006)、河岸斜面の表層崩壊(宮崎ら, 2007)や支川土砂流出(Kasai *et. al.*, 2004; 宮崎ら, 2007; 2008)に起因して発生し、その波形(河床高分布あるいは堆積土砂量分布としての波形)の形成範囲は、1.0~2.0km程度である(Sutherland *et. al.*, 2002; Brummer and Montgomery, 2006; 宮崎ら, 2007; 2008)。一般的にSediment pulseは、供給源を起点として流下方向に波形(河床高分布としての波形)ピークの移動と波形の分散により形成される(Lisle *et. al.*, 2001)。堆積曲線としての波形においても、同様の波形形成が確認された(宮崎ら, 2007)。宮崎ら(2007)は、初期パルスの堆積曲線について自己・相互相関解析を行った。その結果、初期パルスの堆積曲線は、空間相関性が低いこと、供給曲線との位相ずれ(0~100m, 400~500m, 900~1,000m)をもった堆積成分が存在することを報告した。

今回観測されたSediment pulseは、複数の支川土砂流出を供給源として発生しており、その波形は約12.0kmにわたって観測された。その堆積曲線の波形は、空間相関性が高く1,500m, 3,600mの波長を持つことから、これまでに報告された初期パルスの観測結果とは違った波形形成が確認された。また、供給曲線との位相ずれも、100~300m, 1,600~2,600m, 3,600~4,200mとより長い流下距離の堆積成分の存在が示唆された。

堆積曲線が集中し、堆積ピークを形成する原因は、河幅の拡幅(Ri-2の1,700m)、河床勾配の緩和あるいはPsの減少(Ri-3の3,100m)、河道の屈曲(Ri-1の-1,700m)などが考えられる。Ri-4~Ri-6のその他の土砂堆積ピークは上記の原因だけでは説明が難しく、それら以外の原因として、個々の初期パルスの相互影響が考えられる。里平川においては、初期パルスの供給源となった支川土砂流出が流下方向に断続して発生していること、その間隔が200~900mと個々の波形の形成範囲(1,200~2,200m)より短いことから、下流で発生した初期パルスが上流の初期パルスの移動あるいは分散を妨げる形となったことが考えられる。

Ri-2において形成された土砂堆積ピークは、合流する支川が存在しないという点においてRi-3~Ri-6と異なっていた。Ri-2の土砂供給源の一部は、土砂収支解析からRi-4より上流の支川などから供給されたことがわかる(図-10)。これは、流下距離にしておよそ2.3~4.2km(Ri-4からRi-2の土砂堆積ピークまでの距離)以上の土砂堆積成分が存在したことを意味する。ちなみに、この流下距離の最長値は、相互相関解析において3,600~4,200mの位相ずれと同じ程度の値を示す。また、流下距離の長い堆積成分の存在は、区間流出率の増加に寄与し、Ri-6からRi-3まで流出率が増加(0.17→0.70)したと考え

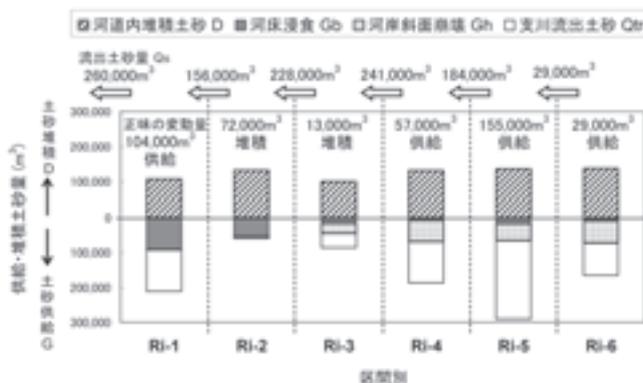


図-10 区間別の堆積土砂量と供給土砂量の比較
Fig.10 Comparison between deposited (D) and supplied sediment volume(G).

られる。この流下距離の長い成分の粒径は、Ri-2に形成された土砂堆積層の断面観察（写真-1, B）から、粒径5~10cm以下の細粒成分であったと推定される。

6. 土砂流出緩衝空間を確保しやすい地形・保全対象分布

ー北海道の地形特性を踏まえた山地河川での砂防計画のあり方ー

本研究においては、流域斜面の崩壊など支川土砂流出によ起因する初期パルスが観察された。初期パルスの波長は距離1,500m, 3,600mで高い空間相関性をもった堆積曲線を形成した。また、筆者らの関連既往研究（宮崎ら2007,2008）においては、堆積曲線の波形とその変化、すなわちセディメントパルス発生後における土砂流出の変化がすでに明らかにされている。これらの結果から、土砂流出のための緩衝空間を確保しやすい地形と保全対象分布特性を踏まえた山地河川での砂防計画のあり方を提案する。

従来の水系砂防計画における施設配置は、上流域における生産土砂が一出水（短期）により、計画基準点より下流域で被害をもたらすことを防止するために（計画基準点からの流出土砂量を計画許容流砂量以下とする）計画されてきた。施設配置計画は、上流部の土砂生産域での移動可能土砂のかん止と流出可能土砂の抑制を主としており、それらの効果を発揮できる砂防堰堤が多く施工されてきた。また、平成10年7月河川審議会報告「流砂系の総合的な土砂管理に向けて」（河川審議会総合政策委員会総合土砂管理小委員会,1998）以降、技術基準の改定を受け（国土交通省河川局,2006）、短期だけではなく中・長期の水系砂防計画が必要とされたが、中・長期の土砂移動の評価手法、施設配置や下流河川への土砂供給の考え方は、現地河川におけるデータが不足しているため具体的には示されていない。

上流部で発生した土砂は、一度、河道内に滞留し、その後の出水で再移動と滞留を繰り返しながら流下する。下流域にまで流出する土砂は流域内で滞留することにより、生産源近くより土砂調節される結果、流出ピークが低減されて流出する。このことは、北海道の山地河川のように、流域内での拡幅部や谷出口下流での土砂氾濫・堆積部など、土砂流出に対する緩衝空間の多い地形ではとくに顕著な現象である。

土砂堆積（滞留）・再移動特性を踏まえた水系砂防計画では、個々の流域が持っている自然の土砂調節機能を評価し、効果的に発揮されるような工夫や維持をしていくことが重要であると考えられる。そのような自然の土砂調節機能をより効果的に発揮させるための砂防施設としては、セディメントパルスの変化を緩和・抑制、無害化できる砂防施設すなわち、セディメントパルスの移動距離の短縮、パルスの小規模化を目的とした砂防施設があげられる。具体的には、①パルス移動区間での拡散工法（摩擦型ダム）、②遊砂地などの待ち受け工法（待ち受け型砂防施設）、が効果的と考えられる。

丸谷は、宮崎県椎葉村の大藪川を対象として、過去10年間にわたって土砂の生産、滞留、流出を観測し（丸谷2004, Kasai *et al.*, 2004、後藤ら2008）、土砂流出速度を遅延させる構造物として摩擦型ダムを考案した。摩擦型ダムは、流線型を呈した越流型水制工のような構造物が流れ方向に対して千鳥状に配置されたものである。流出土砂はこの構造物の粗度によって運動エネルギーを弱められ、土砂は構造物を迂回して流れる結果、流れは緩やかとなり、土砂は滞留しやすくなること、滞留した土砂はその後の小規模な出水において徐々に流下する効果が期待されており、すでに水理模型実験ではそのような効果が発揮されることが確認されている（後藤2010）。摩擦型ダムは、現場（宮崎県椎葉村大藪川、北海道石狩川支流砂金沢）においてもすでに試験施工されており、現在、土砂移動・滞留状況などを観測しているところである。

②の待ち受け工法による待ち受け型砂防施設は、上流域の土砂生産源ではなく、土地利用条件を考慮して下流の保全対象に近い箇所土砂流・洪水流下幅の拡幅あるいは河床勾配の緩和が可能な箇所を選定し、遊砂地のような緩衝空間となりえる施設を施工する。遊砂地に床固工群、堰上げ型スリット砂防堰堤、河道拡幅（掘削）を併用すれば土砂流・洪水流の流下幅拡幅がさらに期待できる。以上のような

施設の組み合わせにより、効率的な砂防施設の配置、施設の小規模化が図られると考えられる。ただし、土砂生産源が保全対象に近い場合には、生産源となる支川土砂流出対策（たとえば支川から本川河道への大量の土砂供給を抑止する砂防堰堤など）や土砂生産源におけるかん止を主体とした対策を併用する必要がある。待ち受け型砂防施設は保全対象に近い箇所に施工されるため、施設内の堆砂による待ち受け容量の減少、計画規模を上回る初期パルスによる土砂災害の発生に留意しなければならない。したがって、施設内の堆砂状況、流木などの堆積状況や豪雨による初期パルスの発生状況などをモニタリングし、必要に応じて除石を行うなどの施設の維持管理が重要となる。

7. おわりに

本研究により、以下のことが明らかになった。

- 1) 流域内で5,000m³以上の支川土砂流出が18箇所発生し、12.0kmの区間にわたる初期パルスが観測された。
- 2) 個々の初期パルスの波形形成範囲（1,200～2,200m）より短い間隔（200～900m）で多数の支川土砂流出が発生した結果、波長1,500m、3,600mの高い空間相関性をもった堆積曲線を形成した。
- 3) 相互相関解析の結果から、3,600～4,200mと個々の初期パルスの波形形成範囲（1,200～2,200m）を超える土砂堆積成分の存在が示唆された。また、土砂収支解析の結果から、区間Ri-2の堆積土砂の一部は、流下距離にして2.3～4.2km以上上流から移動した土砂と推定された。流下距離の長い土砂堆積成分は、区間流出率の増加に寄与すること、おおよそ5～10cm未満の細粒土砂により構成されると推察された。
- 4) 北海道では、土砂堆積（滞留）・再移動特性を踏まえた水系砂防計画が求められる。具体的な工法としては、セディメントパルスの移動距離の短縮、パルスの小規模化が期待される①パルス移動区間での拡散工法（摩擦型ダム）、②遊砂地などの待ち受け工法（待ち受け型砂防施設）、が効果的と考えられる。

最後に、本論文をまとめるにあたり、資料の使用を快諾して下さった北海道建設部の関係各位に深謝の意を表します。ここに、御礼申し上げます。

引用文献

- Brummer C.J. and Montgomery D.R. (2006) : Influence of coarse lag formation on the mechanics of sediment pulse dispersion in a mountain stream, Squire Creek, North Cascades, Washington, United States, Water Resources Research, Vol.42 W07412, p.1-16.
- Cui Y. , Parkar G. , Lisle T.E. , Gott J. , Hansler-Bal M.E. , Pizzuto J.E. , Allmendinger N.E. and Reed J.M. (2003a): Sediment pulses mountain rivers:1.Experiments , Water Resources Research, Vol.39 No.9, p3-1～3-12.
- Cui Y. , Parkar G. , Pizzuto J.E. and Lisle T.E. (2003b): Sediment pulses mountain rivers:2.Comparison between experiments and numerical predictions , Water Resources Research , Vol.39 No.9 , p4-1～4-11.
- Gomez B., Banbury K., Marden M., Trustrum N.A., Peacock D.H. and Hoskin P.J.,(2003) Gully erosion and sediment production: Te Weraroa Stream, New Zealand, Water Resources Research, 39(7): 1187-1194 (ESG 3.1-3.4)
- 後藤健・金 錫宇・丸谷知己 (2008) : 土砂滞留に及ぼす巨礫の影響, 平成20年砂防学会研究発表会講演集, p.322-323.
- 後藤健(2010):摩擦型ダムによる河床堆積土砂の変動特性, 北海道大学農学部卒業論文
- Hoey T. (1992) : Temporal variations in bedload transport rates and sediment storage in gravel-bed rivers,

- Progress in Physical Geography, 16(3), 319-338.
- 北海道室蘭土木現業所(2006) : ウエンテシカン川砂防工事土砂流出形態調査 測量成果品.
- 北海道室蘭土木現業所(2009) : ウエンテシカン川砂防工事土砂流出形態調査 報告書, p.44-88.
- Kasai M., Marutani T., Brierley G. (2004) : Patterns of sediment slug translation and dispersion following typhoon-induced disturbance, Oyabu Creek, Kyushu, Japan, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, p.59-76.
- 河川審議会総合政策委員会総合土砂管理小委員会(1998)流砂系の総合的な土砂管理に向けて, 国土交通省河川審議会報告.
- 建設省河川局(1997)建設省河川砂防技術基準(案) 計画編, 山海堂, p.47-52.
- Knighton D. (1998) : *Fluvial forms and processes*, Arnold, pp.133-135.
- Lisle T.E. , Pizzuto J.E. , Ikeda H. , Iseya F. and Kodama Y. (1997) : Evolution of a sediment wave in an experimental channel , *Water Resources Research* , Vol.33 No.8 , p.1971-1981.
- Lisle T.E. , Cui Y. , Parker G. , Pizzuto J.E. and Dodd A.M. (2001) : The dominance of dispersion in the evolution of bed material waves in gravel-bed rivers, *Earth Surface Processes and Landforms* , 26 , p.1409~1420.
- Lisle T.E. and Church M. (2002) : Sediment transport-storage relations for degrading, gravel bed channels, *Water Resources Research*, Vol.38 No.11 , p.1-1-1-14.
- Marutani T., Kasai M., Reid L.M. and 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: 881-896
- 丸谷 知己(2004) 山地溪流における土砂流出抑制工法, 平成16年度(社)砂防学会研究発表会概要集
- 宮崎知与・樽林基弘・山田孝・丸谷知己(2007) : Sediment pulseに起因する山地流域非平衡土砂流出の実態, 砂防学会誌, Vol.59, No.5, P.3-14.
- 宮崎知与・山田孝・丸谷知己(2008) : Sediment pulse発生後における土砂の波状移動と分級現象, 砂防学会誌, Vol.61, No.2, P.5-15.
- Rice S. and Church M. (1998) : Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial pattern and sedimentary links, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.23, p.345-363.
- Rice S. (1998): Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers?, *Geomorphology*, 62, p.39-56.
- Sutherland D.G., Ball M.H., Hilton S.J. and Lisle T.E.(2002) : Evolution of a landslide-induced sediment wave in the Navarro River, California, *Geological Society of America Bulletin*, Vol.114 No.8, p.1036-1048.
- (社)土木学会(2004) : 平成15年 台風10号北海道豪雨災害調査団 報告書.