

土砂供給条件を考慮した Sediment pulse のモデル化

(株)シン技術コンサル 溪流保全部

○宮崎 知与

北海道大学大学院農学院 (現: 三重大学)

山田 孝

北海道大学大学院農学院

丸谷 知己

1. はじめに

長期の水系砂防計画では、1 出水で発生する土砂移動だけでなく、その後の変化を把握して、施設の配置や下流河川への土砂供給を検討する必要がある。しかし、現在、繰り返し発生する出水を含めた長期に渡る変化を予測することは技術的に困難である。このような長期の土砂移動を把握する1手法として、Sediment pulse (例えば Lisle *et al.*, 2001) に着目した。筆者ら (宮崎ら, 2007) は河岸斜面崩壊や支川土砂流出により初期の Sediment pulse が発生すると考え、その変化を捉えるために、出水に伴う河道内堆積土砂量の分布 (堆積曲線) について検討した。この堆積曲線の波形は、ストリームパワー (P_s) と供給土砂量 (G) の比 (P_s/G) により変化することが観察された。本研究では、Sediment pulse の変化を予測するに当たり、まず初期の Sediment pulse に焦点を当て、土砂供給条件 (P_s/G) の違いによる波形の変化をモデル化することを目的とした。また、現地で観察される Sediment pulse の変化をモデル化するに当たっての基本的な考え方について提案した。

2. 研究方法

土砂供給条件 (P_s/G) の違いによる波形の変化傾向を把握するため水理実験を行った。水理実験は、長さ 4.0m、幅 0.2m の勾配可変式アクリル製水路で行った (図-1)。実験は崩壊地幅 30m、供給土砂量 4,000m³ の斜面崩壊による Sediment pulse の発生を想定した。河道条件として、ピーク流量 36~100m³/s、河床勾配が 1.0~2.0°、河幅が 15m 程度の河川を想定した。実験スケールは 1/75 とし、実験に使用するパラメータはフルードの相似則により設定した。

以下、実験条件を簡単に述べる。河床勾配は 1.0°、1.5°、2.0° の3段階に可変させた。実験用砂礫は、粒径 1.5mm (実型で 11cm) の一様砂礫を使用した。今回の実験では、河岸斜面崩壊の発生時刻をピーク流量発生時と想定し、ハイドログラフの減水過程を 35 分 (実型で 5 時間) として再現した。ハイドログラフの波形は、実際に Sediment pulse を発生させた出水例について実績ハイドログラフを流出解析により再現し、そのピーク流量発生後の波形を基に作成した (図-2)。ピーク流量は、①2.1ℓ/s (実型で 100m³/s)、②1.2ℓ/s、③0.74ℓ/s の3種類作成した。

実験結果は、ハイドログラフ通水後の堆積土砂量分布を 20cm ピッチの測線を設定し、平均断面法により算出した。実験結果を解析するために、出水規模を表現するパラメータとして、擬似ストリームパワーを用いた。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 (1) 式のとおりに定義される (Knighton, 1998)。

$$\Omega = \rho g \cdot Q_w \cdot I \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 ρ : 水の密度 (kg/m³)、 g : 重力加速度 (m/s²)、 Q_w : 流量 (m³/s)、 I : 対象地点河床勾配。ただし、ここでは、瞬間値ではなく通水時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、水の単位体積重量 ρg 及び流出解析で得られた定数 rf で除した値として、「擬似ストリームパワー P_s (m³)」を次式のとおりに定義した。

$$P_s = \frac{1}{rf} \cdot \frac{1}{\rho g} \int \Omega dt = \frac{1}{rf} \int Q_w I dt \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 r : 全流出量に対する洪水後半のハイドログラフ流出量の割合 (0.72)、 f : 流出率 (0.85)。

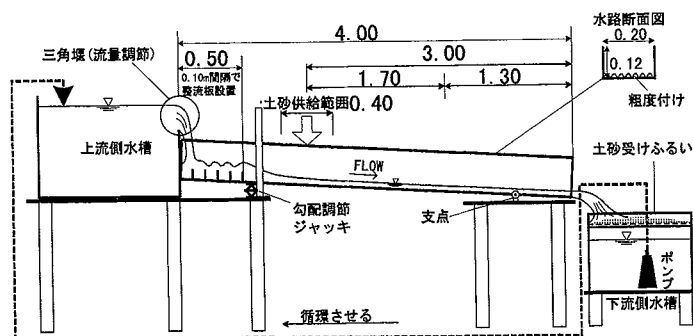


図-1 実験水路概要 (単位 m)

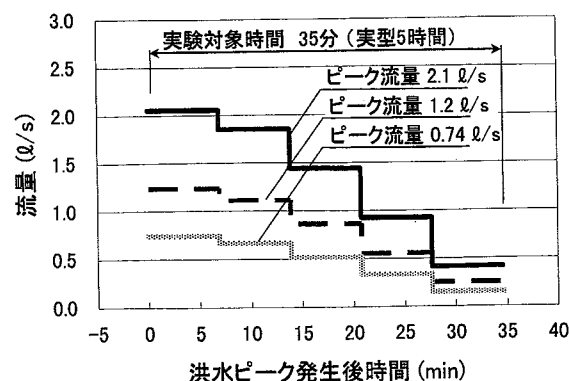


図-2 実験で再現させたハイドログラフ

3. 結果と考察

水理実験の結果から、土砂供給条件 Ps/G の違いにより、土砂堆積ピークの位置と堆積曲線の形状に変化が見られた（図-3）。 Ps/G が 3.1 と土砂供給過剰の条件では、土砂供給地点付近に超過した土砂の堆積ピークが発生した。 Ps/G が増加するに従って、堆積ピーク高が減少し、 Ps/G が 7.7~8.5 になると堆積ピークの位置が下流へ移動する。 Ps/G が 10.0 以上になると、実験後、水路内には土砂は残らず、水路末端から全て流出した。実験における初期パルスの土砂堆積ピークの位置と高さは、 Ps/G が増加するに従って、ピーク位置が下流側へ移動し、ピーク高が低下する傾向にあると理解される。

土砂供給条件の違いによる初期パルス堆積曲線の変化を推定する方法として、確率分布（ガンマ分布）の適用を試みた。ガンマ分布のパラメータを適切に設定することにより、堆積曲線の波形に近似させることを考えた。水路実験結果について、ガンマ分布を定義するパラメータ α 、 α/β を同定した。同定の方法は、パラメータ α を 0.7~2.0、 $1/\beta$ を 2~50 まで細かく変化させて、ガンマ分布の区間積分値と堆積率 D/G （実験の堆積土砂量 D と供給土砂量 G の比）との 2 乗誤差が最小となる組み合わせを最適な値として決定した。検討の結果、 Ps/G の違いによる α 、 α/β の変化はほぼ直線的な関係がみられた（図-4）。 α は土砂堆積ピーク位置のずれの大きさ、 α/β は平均流下距離を示す。パラメータの同定結果は、 Ps/G が増加すると土砂堆積ピーク位置が下流へ移動し（ α が増加）、平均流下距離が増加（ α/β が増加）することを示した。これは、土砂供給条件 Ps/G の違い、つまり、土砂供給の過剰や不足が堆積曲線の波形に影響することを示すと考えられる。

現地において観察された下降型の堆積曲線にガンマ分布を適用した（図-5）。その結果、堆積曲線の全体的分布傾向が再現されることがわかった。ただし、支川合流や河床勾配の変化により、現地の堆積曲線（100m あたりの堆積土砂量分布）は分散（ D/G が低下）あるいは集中（ D/G が上昇）した。現地で観察される Sediment pulse の変化をモデル化するために当たっては、流域の支川合流パターンや河道地形条件（河床勾配や河幅）の流下方向の変化を考慮して推定する必要があると考えられる。現地の Sediment pulse の変化をモデル化するための基本的な考え方として、次のような条件を考えた。

I. 土砂供給条件 Ps/G により適切なパラメータ α 、 α/β の設定。

II. 堆積曲線を変化させるその他の要因として、 Ps や河道地形条件の縦断変化を考慮。

ガンマ分布を用いた Sediment pulse のモデル化は、理論面や現地河川への応用面で課題は多くある。しかし、Sediment pulse のモデル化により、流域内の支川合流パターンや斜面崩壊発生位置など土砂供給のシナリオを考慮した土砂移動予測が可能となる。また、土砂供給源からの土砂の流下距離を予測することにより、山地河川における土砂流出の非平衡性（宮崎ら, 2007）が表現できることや移動土砂の分級現象（粒径別の流下距離のずれ）をモデルの中に取り込みやすい。よって、Sediment pulse のモデルは、山地河川における土砂移動モデルとして今後の発展が期待できると考えられる。

今後、以上のような考え方にに基づき、Sediment pulse のモデル化について、現地観測結果に基づき検証しつつ、初期パルス発生以降における長期変化予測の実用化に向けて検討していきたい。

参考文献

- Lisle T.E., Cui Y., Parker G., Pizzuto J.E., 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.
- 宮崎知与・榊林基弘・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.
- Knighton D. (1998): *Fluvial forms and processes*, Arnold, pp.106.

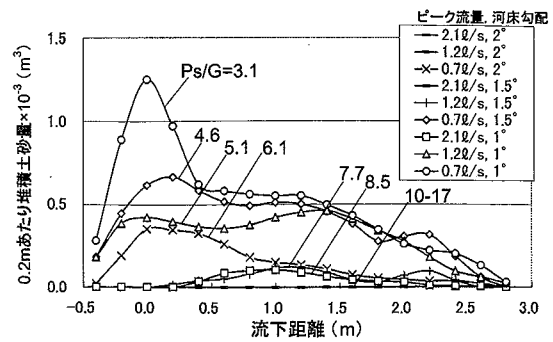


図-3 土砂供給条件 Ps/G の違いによる堆積曲線変化

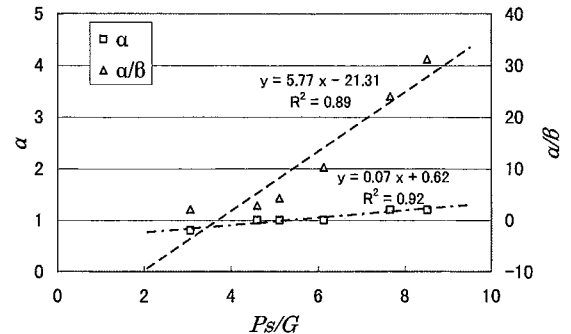


図-4 土砂供給条件とガンマ分布のパラメータ

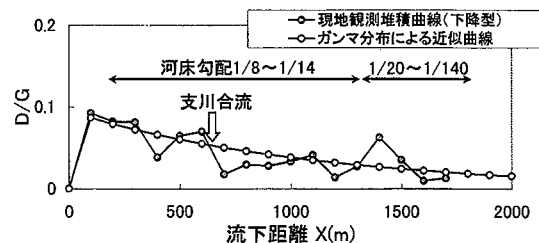


図-5 ガンマ分布を現地河川に適用させた1例