

扇状地の発達が本流路の河床変動に及ぼす影響
一沙流川山地流域における豪雨災害後 7 年間の変動解析一

(独) 土木研究所 雪崩・地すべり研究センター ○木村 諤
北海道大学農学研究院 笠井美青・丸谷知己

1. はじめに

豪雨にともなう急激な河床上昇後、滞留していた土砂の流出によって河床は徐々に低下し、再び元の安定した状態に達するが、これに要する時間は流域によって大きく異なる。豪雨時には支流からの大規模な土砂流出によって本流路との合流点に扇状地が発達することが多い。扇状地の発達はその後の支流からの土砂流出だけでなく、本流路上での土砂移動も変えてしまう可能性があるため、元河床状態への回復に要する時間を知るには、豪雨時に発達した扇状地が本流路上での河床変動プロセスにどのような影響をどのくらいの期間に渡って及ぼし続けるのかを明らかにする必要がある。そこで本研究では、2003 年の台風性豪雨によって急激な河床上昇が起こった北海道の山地河川を対象に、2006 年と 2010 年に行われた航空レーザー測量データを用いて、豪雨の 3 年後および 7 年後の河床地形と、その期間における変動量を明らかにする。結果から、河床上昇後の回復過程において、支流からの土砂流出によって発達した扇状地が本流路の河床変動に及ぼす影響について検討する。

2. 研究対象地

本研究の解析は北海道日高地方沙流川流域の宿主別川（流域面積 54 km²）本流路（11.7 km，平均勾配 0.02 m/m）を対象に行った。宿主別川流域では、2003 年 8 月の台風性豪雨（リターン・ピリオド 147 年）により多くの斜面崩壊や土石流が発生した。豪雨直後に行われた調査では、本流路の全区間で急激な河床上昇が起こっていたことが確認されている（村上ら，2005）。

3. 研究方法

宿主別川の本流路上の下流端より 1.0 km 地点と 5.9 km 地点には砂防堰堤が設置されているため、堰堤で分割した 3 区間を上流より区間Ⅰ、Ⅱ、Ⅲとし、区間ごとに河床変動プロセスを解析することとした（表 1）。航空レーザー測量で得られた地表高データをもとに 1-mDEM を構築した。2006 年と 2010 年の測量期間はそれぞれ 15 日間（9/15～10/29）と 135 日間（6/8～10/20）に渡っていたが、ここでは、各年代とも最終測量日時点での地形と見なした。すなわち、2006 年と 2010 年の DEM は、2003 年 8 月の豪雨からほぼ 3 年後と 7 年後の状態を、2 つの DEM の標高差は 4 年間の河床変動量を表している。これらのうち、主流路線に沿って 20 m 間隔で抽出した値を河床縦断形と河床変動量の解析に用いた。

2006 年と 2010 年における各区間の河床縦断形は、区間の下流端からの距離（m）を説明変数、比高（m）を目的変数とする 2 次関数曲線に回帰し、得られた回帰曲線の予測値と実際の河床高との残差によって河床の起伏形状を表した。河床が凸形状をもった地点では、残差が正の値をとるのに対し、凹形状をもった地点では、残差が負の値をとる。したがって、残差の分布が土砂の堆積と洗掘を反映した河床の起伏形状を表すとともに、その時間的变化は、砂礫堆の下流への移動もしくは分散のパターンに対応している。この解析では、土砂の堆積と洗掘による本流河床の起伏形状の変動に対して、支流合流部における扇状地の発達がどのような影響を及ぼすかに注目する。そのため、宿主別川本流路に合流する 54 支流のうち、2003 年豪雨によって本流路に到達する規模の扇状地が発達し、2008 年時点でもその扇状地が残っていることが現地で確認された 29 箇所の支流合流部の位置を基準に、残差の分布と経時変化を調べた。

表1 3流路区間の概要

流路区間	流路長	勾配	谷幅	集水面積	合流点密度*
	(m)	(m m ⁻¹)	(m)	(km ²)	(km ⁻¹)
I	5790	0.018	83.2 ± 46.7	9.1－33.6	2.6 (4.7)
II	4940	0.023	34.1 ± 20.0	33.6－48.3	2.4 (4.5)
III	980	0.020	116.0 ± 37.0	48.3－54.0	2.0 (5.1)

* 1kmあたりの本流路に達する扇状地をもつ支流の合流点数。全ての支流の合流点密度は括弧内に示した。

4. 結果と考察

2006 年と 2010 年の河床縦断面形の標高差から求めた 4 年間の河床変動量(図 1)をみると、83%にあたる測点で河床高が低下していた。区間Ⅱでは、局所的に河床上昇した箇所が点在しているのを除けば、区間全体が河床低下していたが、区間ⅠとⅢでは、80–340 m に渡って河床上昇をしている箇所が認められた。

区間ごとの河床縦断面形の回帰曲線と実際の河床高との残差の分布を図 2 に示した。区間Ⅰでは、0.5–1.0 km 程度の長さの凹凸の連続が概ね維持されていたものの、下流端から 2.0 km より上流で、全体に凸形状が低くなるとともに、凹形状が浅くなっていた。この区間では、凸形状を形成していた土砂が洗掘され、0.3–1.5 km 下流の凹形状を埋めるかたちで堆積したと考えられる。一方で、河床上昇傾向にあった下流端から 0.6–2.0 km の範囲では、支流合流部 (No.17、20) に長さ 160–220 m の凸形状が形成されていた。No.17 付近は、凹形状から波高の高い凸形状へと変化していたことから、支流からの土砂供給に加え、上流からの土砂が、扇状地によって輸送を妨げられるかたちで集積したと考えられる。

全体に河床低下が進行していた区間Ⅱでは、0.5–2.0 km 程度の長さをもつ起伏に大きな変動はなかったものの、支流合流点 (PAT) にあった小スケール (140 m) の凸形状が、それより 0.3–0.4 km 下流の地点に同じ規模の凸形状が形成されていた。PER、No.30 および No.31 が合流する区間は長さ 2.0 km の凸形状の頂点にあたったが、その高さが全体的に低下し、それに代わって 0.2–0.4 km 下流に新たな凸形状 (140 m) が形成されていた。これらの起伏変化は、2003 年に支流域からの土砂流出(扇状地の発達)によって合流部に形成された砂礫堆が 0.2–0.4 km 下流へ移動したためだと考えられる。

区間Ⅲの下流端にある支流 (IWN) 合流部では、河床上昇するとともに凸形状が高くなった。扇状地の発達とそこからの土砂供給が継続したためと考えられる。それより上流は河床低下傾向にあったが、2006 年から 2010 年にかけて凹凸が小さくより平滑な形状になった。一方で、2006 年時点では平滑な形状だった SKR の合流点付近で波高の高い凸形状が発達した。区間Ⅲでは、支流域や上流からの活発な土砂供給が続くことで、河床の凹凸形状も絶えず変動する不安定な状態が続いていたと推察される。

以上から、河床上昇後の回復過程において、支流合流部での扇状地の発達が本流路の河床変動プロセスに及ぼす影響は、区間によって異なることが示された。河床低下の進行が著しい区間では、扇状地が土砂供給地点となることで、その後の砂礫堆の移動を規定する。これに対して、河床低下が進まない区間では、扇状地が本流路上での土砂の輸送を妨げることで、合流点に砂礫堆が発達する。

引用文献

村上泰啓, 中津川誠, 高田賢一 (2005) 豪雨による斜面崩壊で生産された土砂量の推定と河道における動態. 水工学論文集 **49**, 1081-1086.

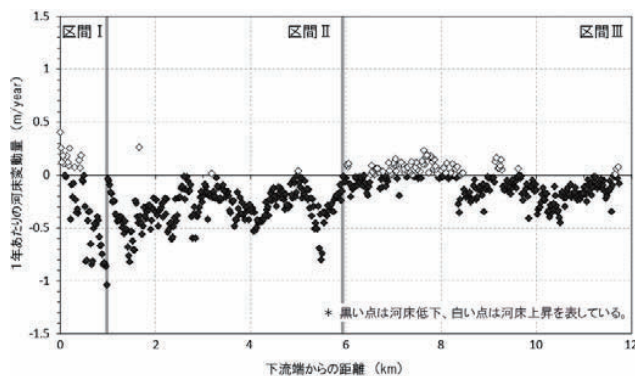


図1 宿主別川本流路における4年間(2006–2010)の河床変動量

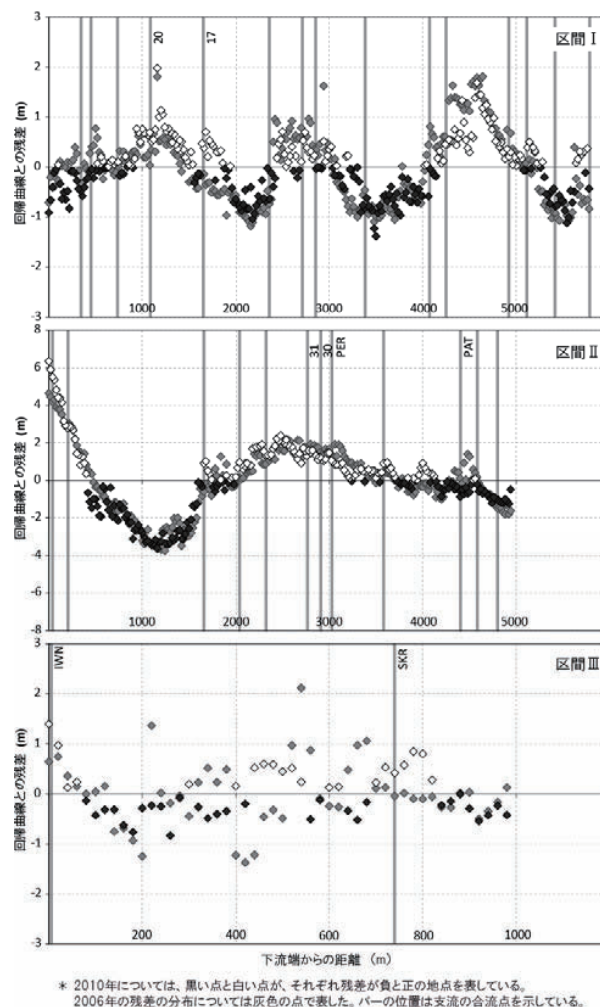


図2 河床縦断面形の回帰曲線に対する河床高の残差の分布