

河床変動モニタリングによる大規模土砂堆積後の流路回復過程に関する考察

宮崎大学農学部 ○前田 幸恵 清水 収

1. はじめに

源流域の流路では、大雨時の大量土砂生産によって過剰な土砂堆積が発生するが、土砂はその後、時間とともに洗掘され減少していく。この洗掘過程では、堆積前には土砂移動が生じなかった流量規模でも土砂移動が発生し、溪流の土砂移動が流量だけでなく土砂の条件（堆積量など）にも大きく影響されることが分かる。

土砂堆積後の流路の一連の反応により、流路は元の状態を回復するか、もしくは別の新しい状態に到達する (Madej and Ozaki, 1996)。これらは、どちらも流路が安定河道に向かうプロセスだと考えられる。本研究は 10 年間の河床変動調査から、実地溪流の流路安定化プロセスをどのように認識すべきか、また流路安定化の時空間的な特徴について検討したものである。こうした知見は、山地流域の適切な土砂管理にも資するものと考えられる。

2. 調査地概要と調査方法

調査地は北海道日高地方を流れる沙流川の小支川のレベシュベナイ川で、流域面積 2.1km²、主流路長 2.5km、水流次数 4 次の山地溪流である。地質は中生代白亜紀の粘板岩からなる。

調査区間は、下流端を 0m 地点とし上流 1,900m 地点までの長さ 1,900m と、支流が合流する 1,050m 地点から支流 1,400m 地点までの長さ 350m、合計 2,250m である。ここに縦断距離 50m 間隔で計 46 の固定横断測線を設け、2003 年から毎年 9 月に縦横断測量を行った。

河床変動の土砂量は以下のように算出した。隣接する 2 時期の河床横断形の重ね図を作成し、堆積断面面積と洗掘断面面積を別々に計測した。そして、縦断方向に隣り合う測線間で断面面積の平均値を求め、これを縦断距離 50m を乗じて堆積土砂量と洗掘土砂量をそれぞれ求めた。

3. 調査区間の土砂移動量の推移

図-1 に区間全体の各年の土砂移動量を示す。調査地では、2003 年と 2006 年に最大 24 時間雨量が 300mm を超える大雨イベントが発生し、大規模な土砂堆積が生じた。その他の年は顕著な大雨イベントはなかったが活発な洗掘が続き、最新の 2012 年では洗掘量が少なかった。すなわち、2003 年の大雨で区間内に多量の土砂が堆積し、その後の 2 年間には堆積土砂の洗掘が続いた。2006 年には再び多量の土砂が堆積し、その後 2012 年まで洗掘が続いている。

図-2 には大雨イベント年の 2003 年と 2006 年、および洗掘継続期の例として 2005 年と 2009 年における河床変動量の縦断分布を示す。河床変動の発生は区間全体で一様ではないことがわかる。2003 年と 2006 年には、上流（1600m ～1800m 付近）と中流（2003 年に流木ダムが形成された 820m 地点の上下流）にとくに大規模な堆積が生じた。また、700m 付近より下流では土砂堆積が少なかった。一方、他の年には洗掘が広範囲に発生しており、2005 年には洗掘量が上流の大規模堆積区間でやや多い傾向がみられる。

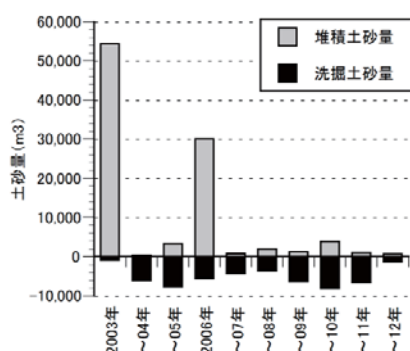


図-1 区間全体の各年の土砂移動量

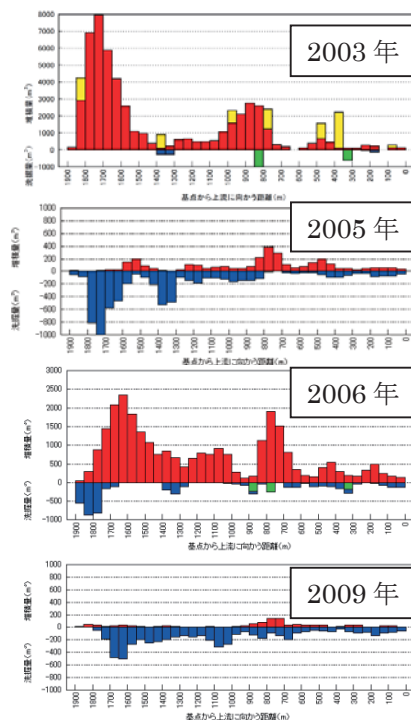


図-2 河床変動量の縦断分布

4. 最低河床高からみた流路回復

大規模な土砂堆積により流路が埋積されたとき、流路はその過剰土砂を排出して元の状態に戻ることで、安定を獲得しようとする。この過程では、堆積により上昇した河床高が低下していくが、その河床低下の進み方は流路の回復、安定化の程度を示すと考えられる。本研究では、河床低下を横断測線における最低河床高の変化によって表すことにした。図-3 に大規模堆積により河床上昇を生じた2003年以降の最低河床高の推移を、上流から下流に向かって代表的な測線で示す。

1650m 地点は、2003 年の河床上昇の後、2005 年までの間に1.4m 低下する。2006 年に2.5m の大きな河床上昇が生じると、2009 年までに1.4m 低下し、その後はほとんど変化しない。

1500m 地点は、2003 年から2005 年まで0.3m とわずかな低下である。2006 年に1m 河床上昇した後、2011 年までに1m 低下し、2012 年は変化しない。

1350m 地点は、2003 年から2005 年まで0.6m 河床低下する。2006 年に約1m 河床上昇し、2010 年までに約1m 低下した後、ほとんど変化しない。

1100m 地点と950m 地点は、2003 年から2005 年までほとんど変化しない。2006 年にこの両地点で上昇の有無の違いがあるが、それ以降、2011 年までに1100m 地点で1m、950m 地点で0.6m 河床低下する。

まず、分かりやすい1350m 地点を解釈すると、2010 年から低下が止まっていることから、安定な河床高に達したと考えられる。そして、この高さは2006 年上昇前の2005 年の高さと同じなので、河床高が以前の高さに回復したと分かる。2003 年上昇前の河床高は不明だが、前述の経過からこの高さである可能性が高い。すると、2003 年の河床上昇は2005 年までに回復し、2006 年に上昇したのちも2010 年までに河床高が回復したと分かる。

他の地点の考察も以下のとおりである。1650m 地点では、2003 年から2年間大きく低下し、河床高が回復に向かっていった。2006 年に上昇したのち、3年後の2009 年に河床高が安定に達した。しかし、新しい河床高は2006 年上昇前の2005 年の高さには戻っておらず、流路が安定する河床高が以前に比べ変化したと考えられる。

1500m 地点では、2011 年に河床高が2005 年の高さに戻り、2006 年の上昇分は解消され安定化した。一方、2003 年から2005 年までの河床低下がわずかであったのは、この期間の河床高が当地点にとって安定なレベルであったことを示すと考えられる。

1100m 地点と950m 地点はともに、期間全体でみると低下が続いている。したがって、一貫して2003 年以前の河床高に戻ろうとしていると解釈される。2012 年に河床低下が止まっているが、一時的現象かどうかを評価するには、もう少し継続調査が必要である。

5. 横断形状変化からみた流路回復

多くの測線で、大規模土砂堆積によって起伏の少ない平坦な広い横断形となり、その後洗掘によって漸次該当する小流路が掘り込まれ、その断面が拡大していく、という経過が認められた。最低河床高が安定に達した頃の横断形状は、次のようであった。

1650m 地点では2009 年に幅10m、深さ1m の平底流路が形成され、2010 年に流路が横ずれするが、断面積が同程度の流路が形成される。その後、2011 年と2012 年には横断変化が生じない。1500m 地点では2011 年に幅12m、平均深さ1m 強の流路が形成され、2012 年には横断変化が発生しない。1350m 地点では2010 年に幅13m、平均深さ1m の流路が形成され、その後2011 年、2012 年に横断変化は起こらない。以上のように、谷幅25m~30m の中で上記の規模の掘り込み流路が形成されると、流路が安定化するようにある。なお、こうした経過のなかで、最低河床との比高が大きくなって離水した堆積物が段丘となり、滞留土砂として残存している（例えば1500m 地点で典型的）。一方、1100m 地点と950m 地点は、2012 年に至るまで横断形状が大きく変化しており、一定の形に収束する傾向が認められない。これより、流路安定化にはまだ少し時間を要すると考えられる。

【文献】Madej, M.A., Ozaki, V. (1996): *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 911-927

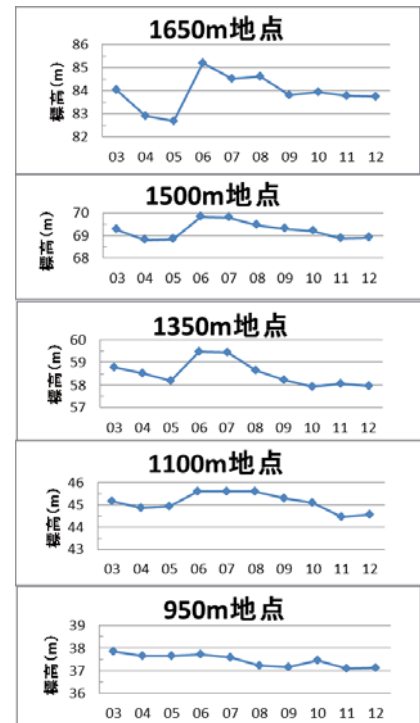


図-3 各測線の最低河床高の推移