

### 3.ペケレベツ川流域における凍結融解による細砂の生産，供給予測

井上 卓也  
Takuya INOUE

広島大学大学院 先進理工系科学研究科 准教授

#### 要 旨

気候変動の進行によって大規模な自然災害が頻発している。このような被害は流量の増加だけでなく、流出した土砂の堆積による流下能力の低下にも起因する。また、寒冷地では凍結融解によって毎年恒常的に斜面から河道に細砂が供給される。凍結融解は気温や積雪の影響を受けるため、気候変動の影響を受けると考えられる。本研究では、ペケレベツ川流域において、凍結融解による土砂生産量や土砂動態を把握するために現地観測を行い、さらに数値解析によって現地観測の再現計算を行った。その結果、気温が0℃を跨ぐ融雪期に土砂の生産が起きており、斜面上部では平均14 cmの侵食が確認された。また、解像度や流域の違いが豪雨による流出土砂量の気候変動予測に及ぼす影響を検討し、地形性降雨が表現できる5km解像度でなければ流出土砂の予測は十分に行えないこと、勾配が大きいほど土砂量の増加率が高いことが明らかになった。

《キーワード：気候変動；凍結融解；土砂動態；空間解像度》

## 1. はじめに

産業革命以降、温室効果ガス濃度は増加し続け、世界平均気温が上昇している。このような温暖化の進行によって、日本では、気温上昇、大雨や熱帯低気圧の増加、積雪縮小が予測される。

実際に、毎年のように大規模な自然災害が全国各地で発生している。このような被害は降雨量の増加による流量の増加だけでなく、上流域から流出した土砂の堆積による流下能力の低下にも起因する。2016年に発生した北海道豪雨では、上流域から流出した土砂のうち7割が河床から生産されたものであった<sup>1)</sup>ように、降雨量の増加は山地河川の流量を増加させ、山地河川の土砂輸送能力を高める<sup>2)</sup>。山地河川の河床からの土砂の流出はアーミングのような土砂輸送量に影響を与える現象を引き起こす。しかし、気候変動が山地河川の土砂輸送能力、粒径に与える影響はほとんど調べられていない。

また、寒冷地における土砂生産要因の一つである凍結融解には気温の上昇や積雪の縮小が影響を及ぼす。凍結融解により、毎年恒常的に斜面から河道へ細砂が供給され、豪雨によるアーミングを抑制し得る。静岡県に位置する大谷で行われた観測では、河床の堆積が春に最大になり、秋の終わりに最小になっており、この冬の堆積のほとんどは凍結融解によるものであると言われている<sup>3)</sup>。積雪があると、その断熱効果によって凍結が大きく抑制されることが分かっており、気候変動が凍結融解による土砂生産に及ぼす影響を調べるには積雪も含めて考慮するべきである。

そこで、本研究では大量アンサンブル気候予測データ（d4PDF）を用いて、ペケレベツ川流域における凍結融解による土砂生産量の変化や降雨による山地からの流出土砂量を予測する。凍結融解に関しては、現地観測を行うことで凍結融解による地形変化や土砂動態を把握する。さらに、気候変動予測に向けて、気温、日射量、降雪量などの気象データから地温の深度分布を得るモデルで現地観測の再現計算を行う。山地からの流出土砂量について、斜面崩壊、流路侵食、粒径変化などを考慮した物理ベースのモデルに20km、5km解像度のd4PDF降雨データを入力し、降雨データの解像度の違いが流出土砂量の予測に与える影響を検討する。また、戸蔭別川流域においても同様の土砂量予測を行い、異なる流域における流出土砂量の変化の特徴を明らかにする。

## 2. 十勝川流域の砂防エリアの現地観測

### (1) 観測方法

十勝川流域の砂防エリアであるペケレベツ川における凍結融解による土砂生産量を推定するために、山地斜面を対象に観測を実施した。研究対象の観測期間は2022年11月（冬前）～2023年5月（融雪後）とした。溪岸裸地斜面の土砂生産・堆積量を評価するため、冬前と融雪後の2時期で地上・空中写真を撮影し、SfM解析による3次元モデル構築（Metashape）と差分解析（CloudCompare）により地形変化量を算出した。また侵食深を計測するために侵食ピン（ピンポール）を水平方向5本（約50 cm間隔）×高さ別4段（約1 m間隔）の計20本を打設し、侵食ピンの地上露出長の変化を計測した（図-1）。観測期間中の斜面動態把握のため、タイムラプスカメラにより2時間毎に撮影した。観測された土砂生産量をSiMHIS<sup>4)</sup>の凍結融解による土砂生産量の検証データとして用いるため、気象観測（気温、地温（深さ15cm）、日射量；1時間間隔）を行った。生産土砂の特徴（量・粒径分布）を把握するために斜面下部に土砂受け箱（プランター）を設置した。

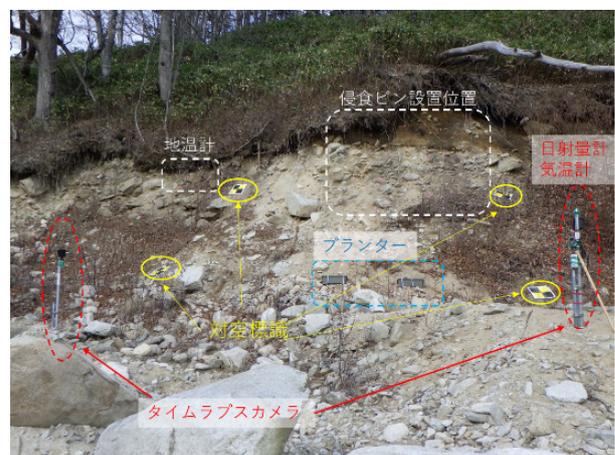


図-1 観測機器設置状況

## (2) 地形変化量

斜面の土砂生産量は、斜面に正対した水平方向の地形変化量から評価した。侵食ピンは20本中7本が抜け落ちていたが、斜面上部（傾斜約70度）で平均14 cmの侵食、斜面下部（傾斜約40度）で平均6.7 cmの堆積が確認された。Metashapeにより構築した3次元データの差分解析結果を図-2に示す（赤色が堆積、青色が侵食）。解析結果は、斜面上部と斜面下部の侵食・堆積傾向を表現できており、侵食ピン設置範囲（約8 m<sup>2</sup>）における侵食量及び堆積量はそれぞれ-0.409 m<sup>3</sup>及び0.457 m<sup>3</sup>、正味で0.048 m<sup>3</sup>の堆積であった。平均の侵食深及び堆積深はそれぞれ-9.6 cm及び11.7 cmであった。侵食ピン周辺5cm×5cmの侵食深を3次元データから計測し、実測との侵食深の比較を行った（図-3）。侵食ピン打設位置での侵食深は、実測値と同様の傾向であった。しかし、実測と誤差が大きい箇所も見られており、これは侵食ピン周辺の起伏の影響と3次元データの精度の問題であると考えられる。次年度では、GNSS3測量による座標値の取得方法について再度検討し、3次元データの精度向上を図る。

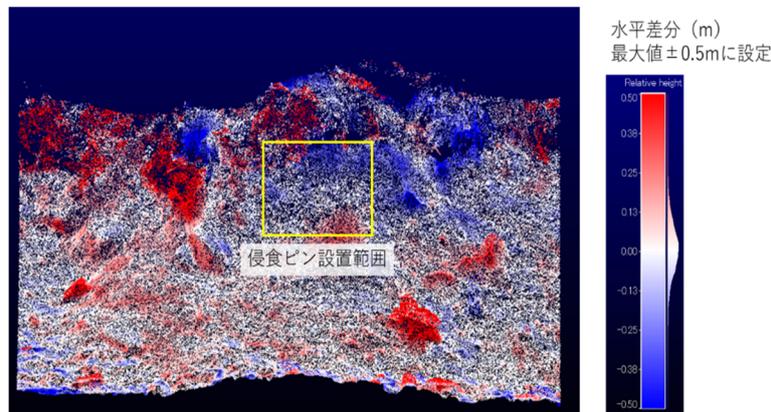


図-2 3次元データの差分解析結果

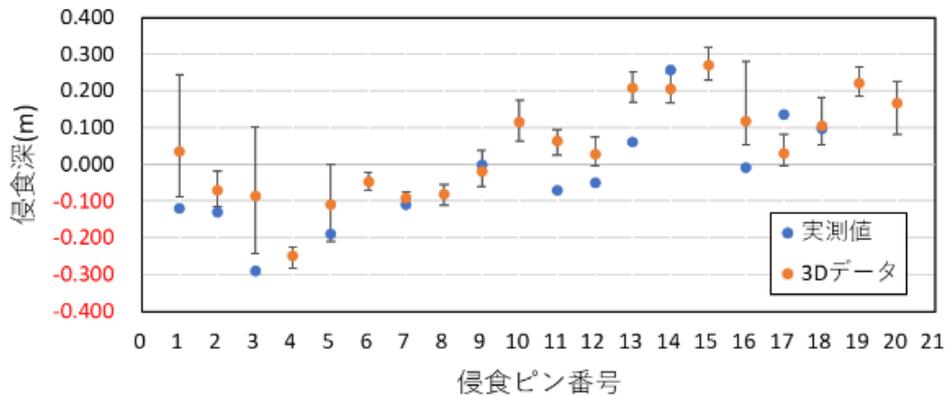


図-3 3次元データの差分解析結果

エラーバーは最大最小の幅を示す。

## (3) 凍結融解のタイミング

設置した土砂受け箱には2箇所ともに土砂の捕捉が確認された。斜面に向かって左側の土砂受け箱には粗い礫が捕捉されているのに対して、右側の土砂受け箱には細粒土砂が多く捕捉された（図-4）。タイムラプス画像（図-5）によると、1月上旬には急斜面を除く全面で積雪がみられた。2月上旬になると、一時的な融雪により地表の露出がみられた。3月上旬には地表の露出域が増え、落石が確認された。また、この落石によって右側の土砂受け箱が破損した。4月上旬になると、細粒土砂の堆積が顕著となり、侵

食ピンを設置していた斜面下部に堆積が確認された。

図-6にアメダス（新得・帯広）による観測期間の気象条件、図-7にペケレベツ川調査区間の観測結果を示す。アメダスによると積雪は12月上旬から観測されており、融雪期は気温の上昇が見られる2月下旬から3月中旬である。落石が確認された3月1日の時期は気温の日変動が継続的に0°Cを跨ぐこと、地温（深さ15 cm）がマイナスからプラスに移行するタイミングと一致することから、このタイミングで凍結融解による土砂生産が生じたものと推察された。このように、現地観測により実態として把握した土砂生産のタイミングは、次章に示す凍結融解による土砂生産過程について現地の実態に即したパラメータ設定を可能とする、貴重な知見といえる。

次年度においては、地温計を深さ0 cm, 5 cm, 10 cmに追加で設置することでより詳細な地温の変化を計測していく。また、土砂受け箱が破損したため、2023年9月に再設置を実施し生産土砂の量や粒度分布について計測を行う。

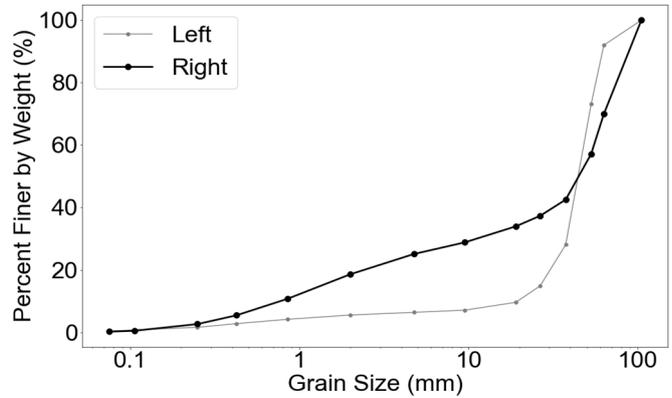


図-4 捕捉した土砂の粒度分布

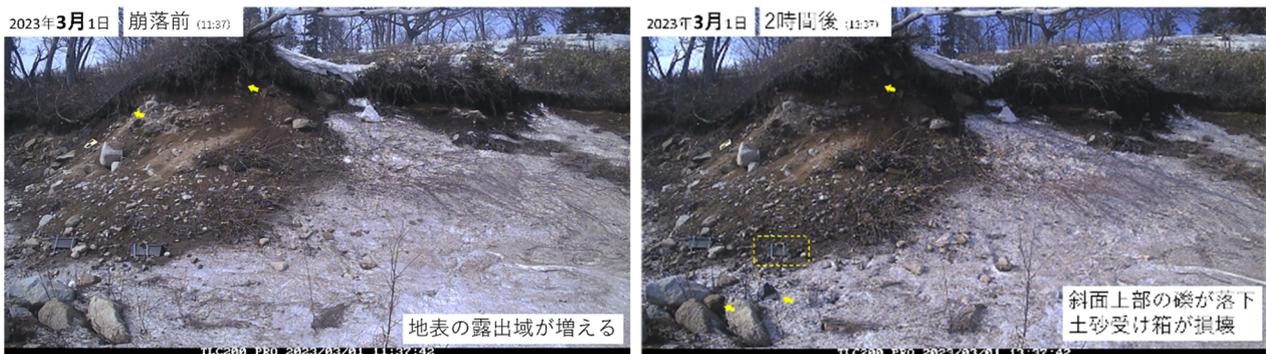


図-5 2023年3月1日崩落前後のタイムラプス画像

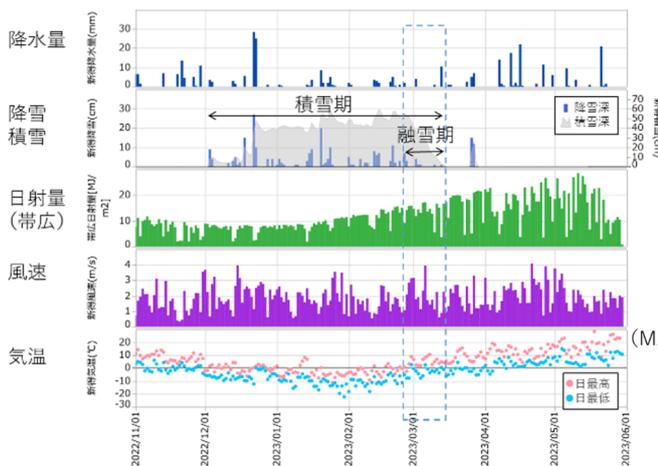


図-6 アメダス（新得・帯広）による気象条件

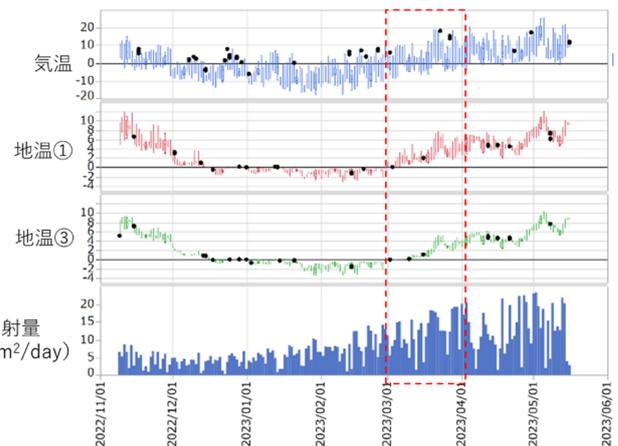


図-7 ペケレベツ川調査区間の観測結果

### 3. 凍結融解による土砂生産の数値解析

#### (1) モデルの概要

凍結融解による侵食深の推定には、泉山ら<sup>5)</sup>が地表面の熱収支式と堤ら<sup>6)</sup>の風化基岩を対象とした伝導解析モデルを組み合わせることで開発した風化基岩温度を推定するモデルを用いた。堤らのモデルの基礎式は以下の三つである。式(1)は水分の潜熱を考慮した深度方向の一次元熱伝導式、式(2)は含水率と含氷率の質量保存則、式(3)はJame & Norum<sup>7)</sup>の土壌を対象にした実験に基づく含水率と土壌温度の経験式である。

$$\rho_G c_G \frac{\partial T_G}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_G \frac{\partial T_G}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (1)$$

$$\rho_w \theta + \rho_i \phi = \rho_w \theta_0 \quad (2)$$

$$\phi = \begin{cases} 0.0 & (T_G \geq 0) \\ -10(\theta_0 - 0.29)T_G & (0 > T_G \geq -0.1) \\ \theta_0 - (0.6T_G + 0.35) & (T_G < -0.1) \end{cases} \quad (3)$$

ここで、 $\rho_G$ は風化基岩密度、 $c_G$ は風化基岩比熱、 $T_G$ は風化基岩温度、 $\lambda_G$ は風化基岩熱伝導率、 $\rho_i$ は氷密度、 $L_w$ は水の凍結潜熱、 $\phi$ は含氷率、 $\theta$ は含水率である。

以上三つの式を全て満たすように繰り返し計算を行うことで風化基岩温度  $T_G$  の深度分布を得る。ただし、風化基岩温度は地表面における熱エネルギーの収支によって変化する。そのため、泉山らは地表面の熱収支を堤らのモデルに組み合わせることで風化基岩温度の時系列変化を推定した。地中伝導熱は、風化基岩温度の深度分布の変化と水の凍結による潜熱の発生量から式(4)のように、地表面の熱収支式から式(5)のように表される。式(5)について、第一項は短波放射、第二項は下向き長波放射、第三項は上向き短波放射、第四項は顕熱である。蒸発潜熱については、凍結融解が発生する程気温が低いときの蒸発量は少ないと考えられるため無視している。

$$G_1 = \int_0^{De} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dt} dz - \int_0^{De} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dt} dz \quad (4)$$

$$G_2 = (1 - \alpha)S \downarrow + \varepsilon \sigma T_a^4 - \sigma T_{G0}^4 - c_{air} \rho C_H U (T_{G0} - T_a) \quad (5)$$

ここで、 $De$ は検査領域、 $\alpha$ はアルベド、 $S \downarrow$ は水平面日射量、 $\varepsilon$ は気温、水蒸気量、雲の種類や雲量から決まる係数、 $\sigma$ はステファンボルツマン定数、 $c_{air}$ は空気熱容量、 $\rho$ は空気密度、 $C_H$ はバルク係数、 $U$ は風速である。式(4)と式(5)の二つの方法から求められる地中伝導熱がほぼ同じになるまで繰り返し計算を行い、地表面の熱収支式による風化基岩温度の変化を考慮する。

ただし、積雪があるときは、地表面の熱収支式から得られる地中伝導熱  $G_2$  が積雪を溶かす方に消費され、地表面から地中に熱量は伝わらないため、式(1)から式(3)のみで風化基岩温度が推定される。

初期条件はいずれも深さ方向に一律で与え、風化基岩温度  $T_G$  は年平均気温、含水率  $\theta$  は0.3、含氷率  $\phi$  は0としている。また、式(1)の境界条件は地表面温度  $T_G(0)$ 、検査領域下端温度  $T_G(zmax)$  である。検査領域下端温度  $T_G(zmax)$  は年平均気温に近い温度になることから、一年を通して年平均気温を与えている。

#### (2) 現地観測結果の再現

現地観測で得られた深さ15cmの地温の変化をモデルで再現することで、アルベド、風化基岩熱伝導率、風化基岩熱容量及び気温、水蒸気量、雲の種類や雲量から決まる係数  $\varepsilon$  を設定した。

(ア) 計算条件

計算領域は地表面から深さ14m地点までの一次元カラム，計算期間は観測を行った2022年11月5日から2023年5月15日である．気象データとして，気温，日射量は現地観測時に斜面付近のものを，風速，湿度，降雪量は観測地点から最も近い観測所である新得観測所のものを用いた．また，計算領域下端の温度は地中深くの温度は年間平均気温に近いことから，新得観測所における2022年の年間平均気温を用いた．地形条件としては，現地観測において時々積雪が見られた斜面中部を想定して勾配を60度，方位を南東方向と設定した．

(イ) 再現結果

アルベドを0.4，風化基岩熱伝導率を1.5W/m/K，風化基岩比熱を3500J/kg/Kと設定した．図-8に深さ15cmの地温の観測値と再現結果，凍結融解回数の深度分布を示す．現地観測において斜面中部の侵食深は平均6cmであった．凍結融解回数の深度分布を見ると，この斜面の地質では4回凍結融解が起きると凍結融解により土砂が侵食すると考えられる．

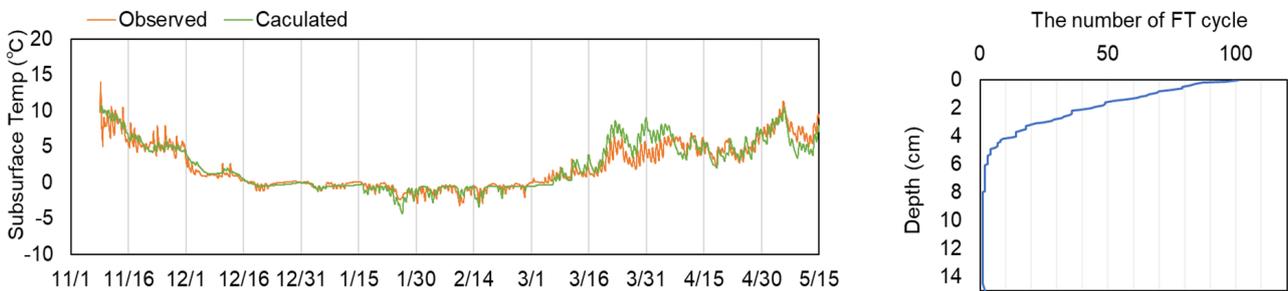


図-8 左：深さ15cmの地温の観測値と再現結果，右：凍結融解回数の深度分布

4. 降雨データの空間解像度が流出土砂量の変化に与える影響

表-1に確率年50年の空間解像度別の年最大時間降雨量，流出土砂量，20km解像度の値に対する5km解像度の値の倍率を示す．5km解像度の年最大時間降雨量は20km解像度のものの2倍程度であるのに対し，5km解像度の流出土砂量については20km解像度の10倍から17倍とかなり大きい．

表-1 確率年50年の降雨量，土砂量

	20km		5km		5km/20km	
	現在	将来	現在	将来	現在	将来
最大降雨量 (mm/h)	17.3	24.3	33.5	47.7	1.93	1.97
流出土砂量 (m <sup>3</sup> /10days)	5497	9288	52107	152833	9.48	16.45

20km解像度の年最大時間降雨量のほとんどは15mm/hr以下であり，5km解像度で表現されているような強い地形性降雨が表現されていない．この結果，20km解像度の降雨量を用いた場合の流出土砂量は，5km解像度の降雨量を用いた場合の流出土砂量に比べ小さい（図-9）．加えて，20km解像度では緑線で示す2016年豪雨で観測された流出土砂量380,000 m<sup>3</sup>が現在気候でも将来気候でも表現できていない．一方，5km解像度では現在気候の最大値が既往最大の流出土砂量と近い値を示している．このように，強い地形性降雨が流出土砂の主な要因となる山地流域で流出土砂量を正確に予測するには，強い雨を表現するのに十分な解像度のものを使用する必要がある．

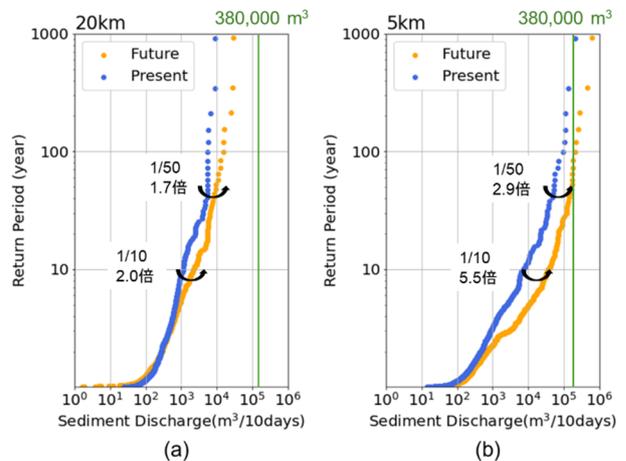


図-9 流出土砂量の確率年  
(a) : 20km解像度，(b) : 5km解像度

## 5. 戸蔦別川における流出土砂量の変化

北海道の一級河川である戸蔦別川においてSiMHISのキャリブレーションを行った。戸蔦別川では、モデルパラメータである斜面崩壊発生指標の補正係数 $\gamma$ を0.92にすることで2016年豪雨を再現できた。ペケレベツ川では $\gamma$ は0.915であった。戸蔦別川の地質は斑レイ岩、砂岩・泥岩が主で、ペケレベツ川は花崗岩が主であった。

次にd4PDF降雨から流出土砂量を計算した。ただし、戸蔦別川の流域面積はペケレベツ川の5倍程大きかったため、5km解像度のd4PDFを12メッシュ用いた分布降雨を与えている。図-10に下流から4つに分割した地域ご

との斜面平均勾配と流出土砂量増加率の相関を示す。この図から、流出土砂量増加率は斜面勾配が大きくなるほど高くなるのが分かる。これは、斜面勾配の大きい地域ほど斜面崩壊の影響を受けやすいためであると考えられる。

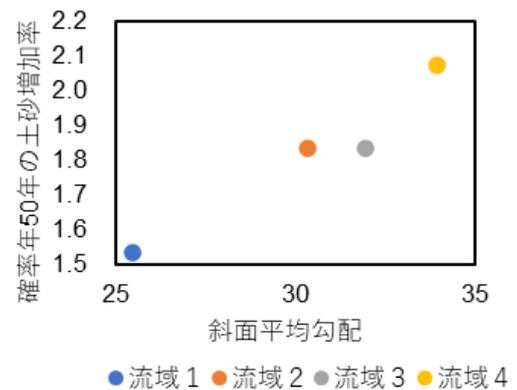


図-10 流域別流出土砂量の増加率

## 参考文献

- 1) 宮崎知与, 澤田雅代, 松岡直基, 立川義通, 高嶋繁則, 吉田安範, 林真一郎, 古市剛久, 笠井美青, 小山内信智: 周氷河性斜面の崩壊・侵食に起因する大規模な土砂移動の実態, 砂防学会誌, 71(2), 22-33, 2018.
- 2) Hürlimann M, Guo Z, Puig-Polo C, Medina V: Impacts of future climate and land cover changes on landslide susceptibility: Regional scale modelling in the Val d'Aran region (Pyrenees, Spain). Landslides 19:99-118, 2022.
- 3) Roy C. S., Satoshi T., Okihiro O.: Hydrogeomorphic processes in a steep debris flow initiation zone, 13(10), 2006.
- 4) 山野井一輝: 土砂生産・土砂供給過程を考慮した土砂流出モデルの開発とその応用に関する研究, 京都大学博士論文, 2017.
- 5) 泉山: 風化基岩における凍結融解による土砂生産プロセスとそのモデル化に関する研究, 京都大学, 2012.
- 6) 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一郎, 水山高久: 凍結融解による土砂生産に関する基礎的研究-田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション-, 砂防学会誌, 59(6), 2007.
- 7) Jame and Norum: Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, Water Resources Research, 16(4), 811-819, 1980.