

地質の異なる 2 地域における土砂流出量と 流域侵食強度の比較分析

COMPARATIVE ANALYSIS OF SEDIMENT RUNOFF VOLUME AND WATERSHED EROSION INTENSITY IN THE TWO REGIONS WITH DIFFERENT GEOLOGY

秋田 寛己¹

Hiromi AKITA

¹ 国立研究開発法人 防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部門 (〒305-0006 つくば市天王台 3-1)

E-mail: akita@bosai.go.jp

Key Words: *Sediment runoff volume, Debris flow, LiDAR DEMs analysis, Geology, Sediment disaster*

1. はじめに

我が国の 2014 年・2018 年広島豪雨や 2017 年九州北部豪雨, 2019 年台風 19 号では, 既往最大をはるかに上回る降雨により, 山地流域から大量の水と土砂が流出したことが知られる。このような既往最大を更新し土砂災害の誘因となる降雨の背景として, 近年では気候変動による影響が度々議論されてきた。特に気候変動に伴い変化すると想定される雨の降り方・量が問題であり, 気象庁 (2017) の 20 世紀末 (現在気候, 1980~1999 年) と 21 世紀末 (将来気候, 2076~2095 年) の比較によると¹⁾, 日降水量 200 mm 以上となる大雨や 1 時間降水量 50 mm 以上となる短時間強雨の年間発生回数が全国的に増加することなどが予想されている。それにより, 降水量の増加に伴う崩壊生産土砂量の増大, さらに流量の増加による溪岸・溪床侵食や河道内土砂の流送などが一層増大することで気候変動が土砂動態に対し大きく影響を及ぼすと想像できる。

我が国における, 降雨による山地流域からの土砂の生産・流出の実態を定量評価した既往研究は, 素因となる地形や誘因となる雨量との関連性を中心とする分析例がある。近年のレーザープロファイラ計測による詳細地形データ (以下, LP 地形データと呼

ぶ) の整備が進む以前より, 土石流の発生資料を用いた流出土砂量の統計的手法による検討がなされており, 1972 年~1977 年の実態が整理されてきた²⁾。流域面積と比流出土砂量 (一般的に単位流域面積あたりの流出土砂量と定義される) の関係が整理され, それらはばらつきが大きいものの, 多くの土石流が流域面積 1 km² 以下の溪流で発生し, 1 溪流あたりの流出土砂量は 1~5 万 m³ の溪流が多いという結果が示された。近年は石川 (2020) が 1996 年~2012 年の土石流災害資料 (砂防便覧) を統計的に整理し³⁾, 流域面積から流出土砂量を予測する手法として, 95% 確率及び 99% 確率の考え方に基づいた予測式を提示した。この研究では古生層・中生層の地質とそれ以外の地質に分類しているが, データ数の少ない地質があることを注記した上で, 実用的には分類せずに予測した方が現段階の適合性が良くなること示されている。これまでの既存研究をレビューしても, 山地流域からの土砂流出量を広域的に実態把握した研究は少なく, 特に地質の違いを議論した事例はほとんどみられない。そこで本研究は, 2017 年および 2019 年の豪雨で土砂災害が発生した福岡県朝倉地域と宮城県丸森地域を対象に, 災害前後の LP 地形データを用いて標高値の変化量を差分計算し, 流域面積を 0.01, 0.025, 0.05, 0.075, 0.1 km² の 5 ケース

に区分し土砂流出量を求める。その上で、地質の違いが流域内の土砂流出量に与える影響について崩壊発生密度や崩壊生産土砂量、流域侵食強度といった指標から明らかにすることを目的とする。

2. 対象地域の概要

対象地域は、図-1(a)の福岡県朝倉市（解析範囲 174.3 km²；以下、朝倉地域）、図-1(b)の宮城県丸森町（解析範囲 74.7 km²；以下、丸森地域）である。2017年および2019年の豪雨により、これらの地域では多数の斜面崩壊や土石流が発生して甚大な災害となった。

3. 解析方法

(1) 流域ごとのポリゴンの作成，土砂流出量の計算

災害前後の1 m 分解能のLP地形データと災害後の空中写真を使用し、ESRI社のArcGIS Pro 3.0.3を用いて土砂流出量の計算を行った。まず、LP地形データを用いて災害後の標高値を災害前の標高値で減じ、その変化量がマイナスならば侵食、プラスならば堆積と見なした。そして、流路上の変化量が上流から下流まで連続している流域では土砂流出が発生したと判断し、それらの流域を包含するように解析領域を設定した（図-1）。その解析領域を対象に、流域面積を統一して分析するために0.01 km²・0.025 km²・0.05 km²・0.075 km²・0.1 km²となる5ケースに区分し、図-2のように流域のポリゴンデータ（以

下、流域ポリゴンと略述）を豪雨前のLP地形データから作成した。流域ポリゴンの数が流域数になり、流域面積が大きいケースほど流域数が少なくなる。標高値の変化量を流域ポリゴンごとに侵食と堆積を集計することで、各流域における侵食土砂量 V_e (m³) と堆積土砂量 V_d (m³) を計算した。その後、(1)式により両者の差から一流域あたりの土砂流出量 V (m³) を計算した。なお、ここでの土砂流出量は崩壊地からの崩壊生産土砂量を含めた量となる。

$$V = V_e - V_d \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 V_e と V_d は絶対値である。

(2) 崩壊地の抽出，崩壊生産土砂量の計算

崩壊生産土砂量と土砂流出量の関係を把握するため、流域ポリゴン内の崩壊地を抽出し、崩壊生産土砂量を計算した。ArcGIS Pro 3.0.3のフィーチャ作成ツールにより崩壊地ごとにポリゴン（以下、崩壊地ポリゴンと呼ぶ）を作成した（図-3）。なお、斜面勾配の計算では、1 m セルサイズの勾配値は崩壊地の評価にはスケールが細かすぎることが以前から問題提起されている^{4) 5)}。そのため、本研究でも、ArcGIS Pro 3.0.3のリサンプルツールを用いて勾配値を10 m セルサイズに計算し直した値を使用した。ここで「斜面勾配20度以上」は、国土技術政策総合研究所（2016）が提案した「土砂移動の形態の渓床勾配による目安」における「土石流の発生区間以上」に該当する⁶⁾。次に、崩壊地ポリゴン内の標高値の変化量について、侵食量 VLe (m³) と堆積量 VLD (m³)

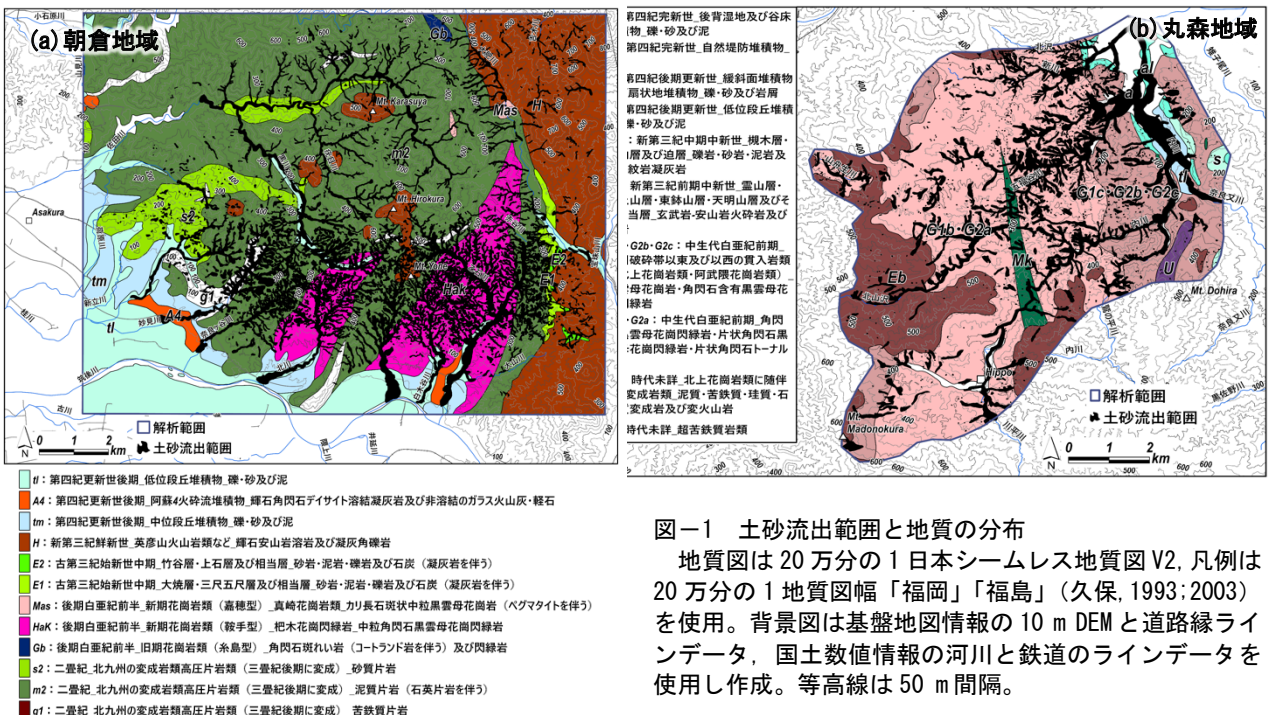


図-1 土砂流出範囲と地質の分布
地質図は20万分の1日本シームレス地質図V2、凡例は20万分の1地質図幅「福岡」「福島」（久保、1993;2003）を使用。背景図は基盤地図情報の10 m DEMと道路縁ラインデータ、国土数値情報の河川と鉄道のラインデータを使用し作成。等高線は50 m間隔。

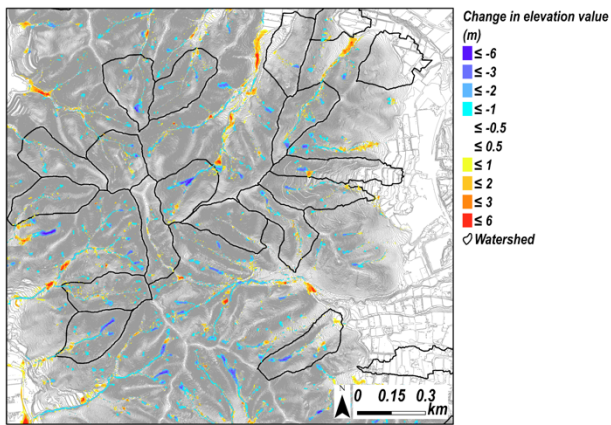


図-2 流域ポリゴンの作成例 (A=0.05 km² のケース)
標高値の変化量はプラスが堆積 (赤色), マイナスが侵食 (青色)。1 m 間隔の等高線は, 豪雨前の 1 mDEM から作成。

を(2)式により差分することで, 崩壊地から流出した土砂量, すなわち崩壊生産土砂量 VL (m³) を求めた。

$$VL = VL_e - VL_d \dots\dots\dots (2)$$

ここで, VL_e と VL_d は絶対値である。また, 崩壊地ポリゴン内における侵食部の標高値の変化量の平均値は崩壊深 D (m) になる。

(3) 地形・地質データの整理

地形の特徴をあらわす指標 (地形量) として, 起伏比 R と流域侵食強度 E (m³/m²) を計算した。起伏比は (3) ~ (4) 式に示すように各流域ポリゴンの最大辺長 L (m) に対する最大比高の比 ΔH (m) を用いて計算した。

$$\Delta H = H - h \dots\dots\dots (3)$$

$$R = \Delta H / L \dots\dots\dots (4)$$

ここで, h は流域ポリゴン下流端の標高値, H は流域ポリゴンの最大標高値, ΔH は比高, L は流域内の $h \sim H$ 区間の延長である。さらに, (5) ~ (6) 式により一流域あたりの土砂流出量 V を流域ポリゴン内で侵食部の面積 A_e (m²) と堆積部の面積 A_d (m²) の合計値 A_t (m²) で除すことで流域侵食強度 E (m³/m²) を計算した。流域侵食強度は流域全体の平均的な流域の侵食強度を示す概念であり, 各流域の土砂流出特性とみなした議論によく用いられる⁷⁾。

$$A_t = A_e + A_d \dots\dots\dots (5)$$

$$E = V / A_t \dots\dots\dots (6)$$

地質データは AIST の 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2 を使用し, 各流域面積ケースのポリゴンデータと重ねあわせて整理した (図-1)。地質分類には 20 万分の 1 地質図幅の記載を引用した⁸⁾⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾。朝倉地域で対象とした地質は花崗閃緑岩・泥質片岩・砂質片岩, 丸森地域は花崗岩類・花崗閃緑岩の地質領域を対象とし, これらの地質は深成岩類と変成岩

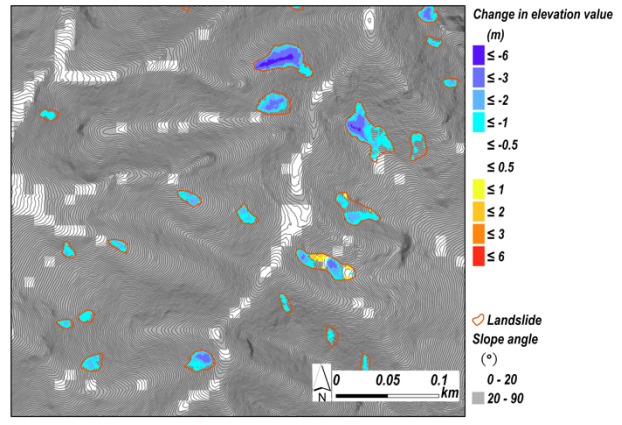


図-3 崩壊地ポリゴン抽出と斜面勾配の計算例
標高値の変化量はプラスが堆積 (赤色), マイナスが侵食 (青色)。1 m 間隔の等高線は, 豪雨前の 1 mDEM から作成。

類に大別できる。なお, 一つの流域ポリゴンに複数の地質が重なる場合は, 面積が優先する地質分類を選択した。

(4) 降雨データの整理

降雨量は気象庁解析雨量 (GRIB2 形式, 格子間隔 1 km) の各災害発生時間のデータを使用し, 各流域ポリゴン内での土砂流出があった流域における 1h・3h・6h・12h・24h・48h 積算雨量をそれぞれ計算した。流域内の雨量は流域ポリゴンを 1 m セルに分割した後, 流域内の算術平均により求めた。さらに本研究の対象地はいずれも年間雨量の多寡が異なると推測されるため, 比較においては雨量の基準化が必要である。そこで各地域の最寄りのアメダス雨量観測所の観測開始~2022 年までの年平均雨量を求めておき, 流域内の解析雨量の計算値を各地域の年平均雨量で除すことで基準化した。

4. 結果

(1) 流域面積 A ごとの起伏比 R と 1 流域あたりの土砂流出量 V

図-4 (a) ~ (e) に地質グループ別の流域面積と起伏比, 1 流域からの土砂流出量の関係をボックスプロットで示し, 表-1 に流域数や起伏比, 積算時間雨量の各計算値を地質ごとに整理した。なお, 起伏比は土砂流出があった流域と無かった流域の 2 つに分けた。いずれの地質グループでも全体的に流域面積が大きくなると起伏比が低下し, 土砂流出量が増加する傾向がある。起伏比が低下するのは流域面積が大きくなると, 地形勾配が緩い小溪流が占める割合が増加するためと思われる。起伏比の中央値を比較すると, 地質・流域面積ケース別の計 25 ケース

のうち（表-1）、土砂流出があったケースが 0.31～0.43、なかったケースが 0.28～0.40 となり、土砂流出があったケースの方が起伏比が大きい。

流域面積の各ケースにおける土砂流出量は深成岩類と変成岩類に 2 分類した地質で大きな違いが見られる。同一分類される花崗閃緑岩（朝倉・丸森地域）について、異なる対象地間で比較してみると土砂流出量の増加傾向には全体的に違いがある。

(2) 流域面積 A と流域侵食強度 E の関係

図-5 に流域面積 A と流域侵食強度 E の関係を示す。全体的にデータのばらつきはあるが、個々の地質で流域侵食強度の中央値を見ると 0.01～0.1 km²までの流域面積 5 ケースによらずにほぼ一定である。なお、サンプル数が少ないものの、2 分類した各地質グループによって流域侵食強度 E の値は異なっており、深成岩類の E が 0.27～0.48 m³/m²、変成岩類の E が 0.23～0.66 m³/m² となる。

5. 考察

(1) 地質グループ別の崩壊生産土砂量と全侵食土砂量の比率について

表-2 に地質グループ別の崩壊地数や崩壊発生密度

度、各土砂流出量の計算値を示す。まず、崩壊発生密度を見ると、深成岩類（花崗岩類・花崗閃緑岩）が 20～122 個/km²、変成岩類（泥質片岩・砂質片岩）が 20～46 個/km² の範囲にある。

図-6 に崩壊生産土砂量と全侵食土砂量の関係を示す。さらに、地質グループ別に切片を 0 にした $y=ax$ の線形を示す。データ数は少ないものの、2 つの地質グループのデータは一次式で回帰できる傾向が見られ（図-6）、 a 値により平均的な流域内の全侵食土砂量は崩壊生産土砂量の約 2 倍を示す。すなわち、流域内の崩壊生産土砂量と全侵食土砂量との間には、ほぼ 1 : 2 の比例関係があることが示唆される。また、サンプル数は少ない中ではあるが、崩壊生産土砂量が全侵食土砂量に占める崩壊土砂比率（表-2）の平均値を求めると、深成岩類が 0.40、変成岩類が 0.44 となる。全侵食土砂量のうち、4 割程度は崩壊地から供給された土砂ということになり、その中でも深成岩類のグループは河道内の溪床・溪岸が侵食されて流出する土砂の割合が崩壊地から供給される土砂よりも多いことがわかる。

次に、図-6 を地質グループ分けした場合でも決定係数 R² 値は 0.97 以上と高い（図-7 (a)～(b)）。 a 値を地質グループ別に比較すると、深成岩類が 2.41、変成岩類が 1.97 である。深成岩類の地質では a 値が

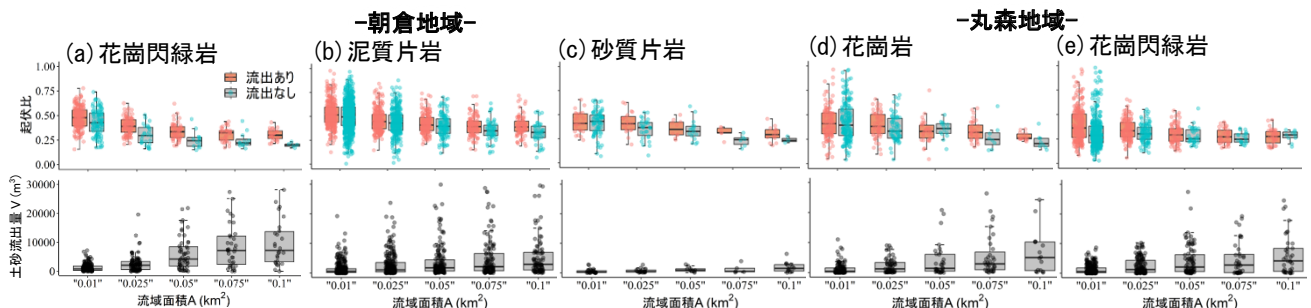


図-4 地質別の流域面積と起伏比、1 流域からの土砂流出量の関係

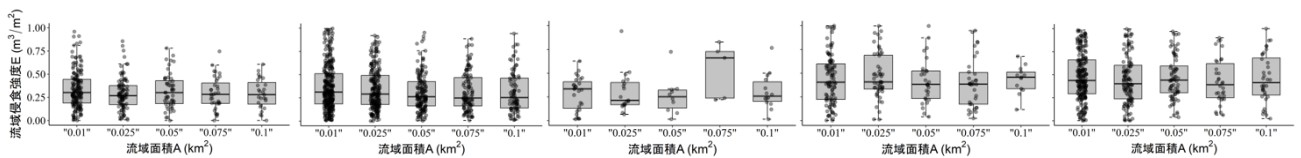


図-5 地質別の流域面積と流域侵食強度の関係 図の順序は図-4 の並びと同列。

表-1 地質別の崩壊地数や崩壊発生密度、各土砂流出量

土砂 No. 災害 1)	地質	地質 面積 (km ²)	流域数 N					起伏比 ²⁾		積算時間雨量 (mm) ³⁾						雨量観測値		
			0.01 km ²	0.025 km ²	0.05 km ²	0.075 km ²	0.1 km ²	土砂流出 あり	土砂流出 なし	1h	3h	6h	12h	24h	48h	最寄り雨 量観測所	年平均雨量 (mm) ⁴⁾	観測期間
1	a 花崗閃緑岩_朝倉 深成岩類	18	274	123	65	47	32	0.36	0.28	115	302	427	588	634	664	朝倉	1,934	1976年1月～2022年12月
2	b 花崗閃緑岩_丸森 深成岩類	38	595	237	120	59	49	0.31	0.28	51	149	276	397	463	474	筆甫	1,469	1978年1月～2022年12月
3	b 花崗岩類_丸森 深成岩類	15	310	126	48	44	24	0.34	0.31	68	192	359	504	578	589	筆甫	1,469	1978年1月～2022年12月
4	a 泥質片岩 変成岩類	81	1,196	552	289	173	138	0.43	0.40	83	213	401	560	607	640	朝倉	1,934	1976年1月～2022年12月
5	a 砂質片岩 変成岩類	8	111	50	27	11	17	0.35	0.32	74	175	438	618	658	694	朝倉	1,934	1976年1月～2022年12月

1) 土砂災害はaが2017年7月5日～6日の豪雨における福岡県朝倉市のケース、bが2019年10月12日～13日の豪雨における宮城県丸森町のケース

2) 流域面積5ケースのそれぞれの中央値を求め、地質ごとに算術平均値を計算

3) 各溪流の重心位置での解析雨量の値を求め、地質ごとに算術平均値を計算

4) 気象庁もしくは国交省の雨量観測値を使用。なお、欠測値は除く

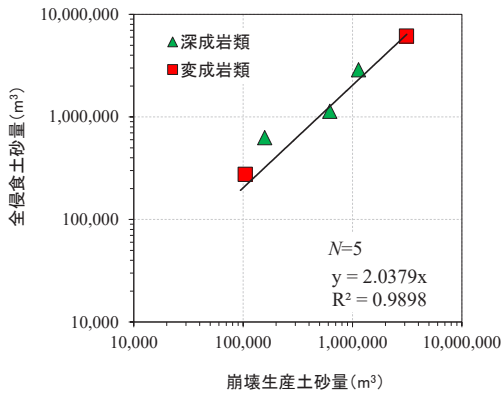


図-6 崩壊生産土砂量と全侵食土砂量の関係

表-2 地質別の崩壊地数や崩壊発生密度、各土砂流出量

No.	地質	地質面積 (km²)	崩壊地数 N	崩壊発生密度 (N/km²)	起伏比 ²⁾	土砂量の計算値				
						崩壊生産土砂量 (m³)	全侵食土砂量 (m³)	全堆積土砂量 (m³)	全流出土砂量 (m³)	崩壊土砂比率
1	花崗閃緑岩 朝倉	18	2,193	122	0.36	1,134,475	2,888,615	1,911,545	977,070	0.39
2	花崗閃緑岩 丸森	38	1,039	28	0.31	620,047	1,137,239	263,391	873,848	0.55
3	花崗岩類 丸森	15	296	20	0.34	157,541	629,733	389,991	239,742	0.25
4	泥質片岩	81	3,708	46	0.43	3,123,135	6,162,470	3,149,121	3,013,349	0.51
5	砂質片岩	8	162	20	0.35	104,473	275,835	261,992	13,843	0.38

1) 流域面積5ケースのそれぞれの土砂流出のあった流域の中央値を求め、地質ごとに算術平均値を計算

2 以上を示しており、平均よりも河道からの侵食分が占める割合が大きいといえる。これらのことから、地質により崩壊発生密度が異なる傾向が見られるものの、深成岩類は他の地質と比較し、河道内での侵食分が多くなりやすい特性があることが示唆される。

(2) 地質グループ別の流域侵食強度の比較

図-8 に起伏比と流域侵食強度の関係を示す。なお、各プロットは流域面積ケースごとのデータの中央値である。まずデータの分布を見ると、起伏比が増加するにつれて、流域侵食強度が緩やかに増加する傾向がある。起伏比が大きいと河川水による侵食営力は一般に増大するため、流域侵食強度が大きくなると考えられる。深成岩類（花崗岩類・花崗閃緑岩）のグループは変成岩類と比較し、起伏比に対する流域侵食強度の増加割合が大きい（0.27～0.52 m³/m²）。花崗岩地質は風化しやすく侵食速度が速いことが知られており¹²⁾、起伏比に対して流域侵食強度が顕著に増加することが調査データにもあらわれている。変成岩類は砂質片岩の1点のプロット以外は、流域侵食強度が0.4 m³/m²以下と低い。

流域侵食強度が大きい場合、流域からの土砂流出量の増大につながるため、地質の違いは豪雨時の洪水流による溪床・溪岸への侵食程度の差として流域の土砂流出量に影響を与えている可能性が示唆される。

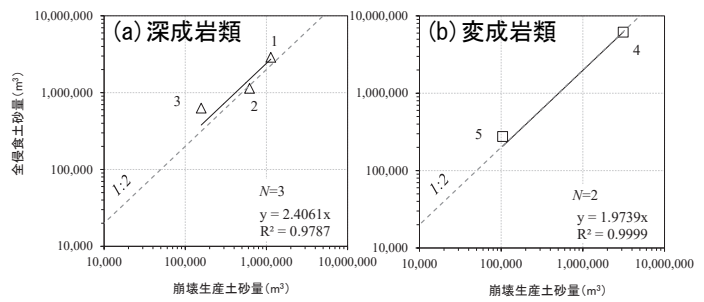


図-7 地質別の崩壊生産土砂量と全侵食土砂量の関係
プロット番号は地質別の調査地番号（表-1, 2 と対応）

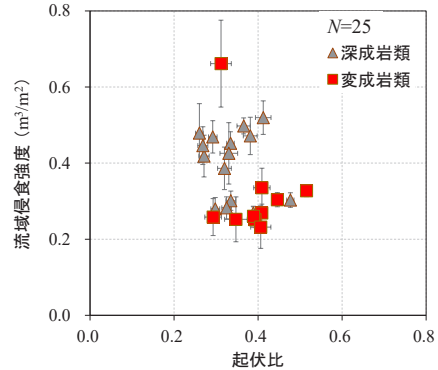


図-8 起伏比と流域侵食強度の関係

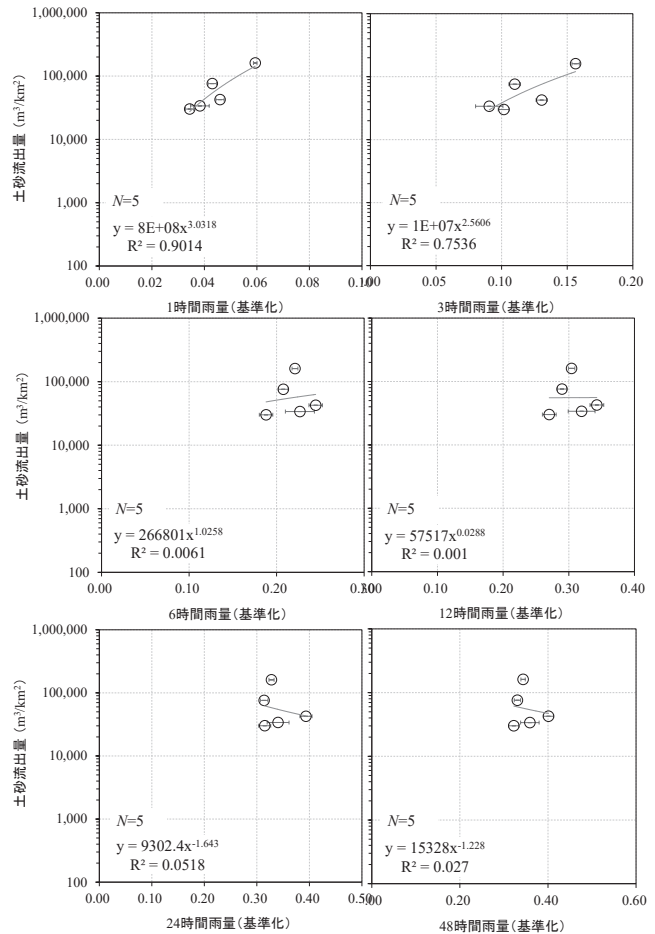


図-9 基準化した積算雨量と土砂流出量の関係

(3) 基準化した各積算雨量と土砂流出量の関係

積算雨量と土砂流出量との関連性を調べるため、図-9に基準化した積算雨量6ケースと流域からの単位面積あたりの土砂流出量の関係を示す。ここで土砂流出量は地質別の全侵食土砂量をそれぞれの解析領域内の地質面積で除して単位面積あたりを計算した。サンプル数は少ないが、1~3時間積算雨量のケースでは、 $y=ax^b$ (y : 土砂流出量, x : 積算時間雨量) の関数形で概ね回帰できる。累乗式で回帰されることからわかるように、積算雨量の増加に伴って土砂流出が上昇し続けるわけではなく、山地の土砂は河道に有限に存在すると思われるため、基準化した雨量の一定値以上(例えば、3時間積算雨量のケースでは0.15程度)では上昇割合が緩やかになると推測される。

6. 結論

(1) いずれの地質グループでも全体的に流域面積が大きくなると起伏比が低下し、土砂流出量が増加するが、地質によってその増加傾向が異なる。

(2) 流域内の崩壊生産土砂量と全侵食土砂量は $y=ax$ の一次式で回帰でき、平均的な流域内の全侵食土砂量は崩壊土砂量の約2倍になることから、これらの間には1:2の比例関係があることが明らかになった。なお、花崗岩などの深成岩類のグループは河道内の溪床・溪岸侵食分が約6割となり、崩壊地から供給される土砂よりも多くなる。

(3) 起伏比と流域侵食強度の関係からは、起伏比が増加するにつれて流域侵食強度が緩やかに増加し、深成岩類(花崗岩・花崗閃緑岩)のグループはその増加割合が大きい($0.27\sim 0.52\text{ m}^3/\text{m}^2$)。また、変成岩類のグループは流域侵食強度が比較的低いという特性があらわれており($0.4\text{ m}^3/\text{m}^2$ 以下)、これら地質の違いは洪水流による溪床・溪岸への侵食程度の差として土砂流出量に影響を与えている可能性があった。

(4) 基準化した積算雨量6ケースと単位面積あたりの土砂流出量は $y=ax^b$ の関数形で回帰でき、積算雨量が増加するほど流域からの土砂流出量が大きくなるといえる。また、基準化した1時間及び3時間積算雨量との相関が最も強かった。

謝辞: 本研究を遂行するにあたり、災害前後のLP地形データと空中写真は国土地理院、兵庫県土木整備部土木局砂防課、九州北部豪雨復興出張所、宮城南部復興事務所、広島県土木建築局砂防課から貸与を受けた。また、災害後の広島安佐北地域のLP地形

データと空中写真は、科学研究費助成事業(課題番号: 26900001)「2014年8月豪雨により広島市で発生した土石流災害の実態解明と防災対策に関する研究」で作成されたデータを使用させて頂いた。さらに本研究は、科学研究費助成事業(課題番号: 23K05306)「土壌侵食モデルを応用した山地流域からの土砂流出量予測手法の構築」の助成金を使用した。末尾ではあるが、ここに付記し謝意を表す。

参考文献

- 1) 気象庁: 地球温暖化予測情報 第9巻, <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/Vol9/pdf/all.pdf>, 2017, reference 2023-05-20
- 2) 高橋保・水山高久: 土砂災害の予知と対策 5.土石流(その1), 土と基礎, Vol. 32-3, No. 314, pp. 59-66, 1984.
- 3) 石川芳治: 流域面積, 降雨量, 地質が土石流の流出土砂量・ピーク流量に与える影響と確率的手法を用いた流出土砂量・ピーク流量の推定法, 砂防学会誌, Vol. 73, No. 5, p. 15-26, 2020.
- 4) 岩橋純子・山岸宏光・神谷泉・佐藤浩: 2004年7月新潟豪雨と10月新潟県中越地震による斜面崩壊の判別分析, 地すべり学会誌, Vol. 45, No. 1, p. 1-12, 2008.
- 5) 岩橋純子・神谷泉・山岸宏光: LiDAR DEMを用いた表層崩壊のアセスメントに適する勾配と凹凸度の計算範囲の推定, 地形, Vol. 30, No. 1, p.15-27, 2009.
- 6) 国土交通省国土技術政策総合研究所: 砂防基本計画策定指針(土石流・流木対策編)解説, 国土技術政策総合研究所資料, No. 904, 77pp, 2016.
- 7) 高橋保: 土砂流出現象と土砂害対策, 近未来社, 420pp, 2006.
- 8) 河田清雄・宮村学・吉田史郎: 20万分の1地質図幅(京都及大阪), 地質調査所, 1986.
- 9) 山田直利・東元定雄・水野清秀・広島俊男・須田芳朗: 20万分の1地質図幅「広島」, 地質調査所, 1986.
- 10) 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本博・星住英夫・鎌田耕太郎・広島俊男: 20万分の1地質図幅「福岡」, 地質調査所, 1993.
- 11) 久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久: 20万分の1地質図幅「福島」, 地質調査所, 2003.
- 12) 池田碩: 花崗岩地形の特徴 -組織地形学の視点から-, 奈良大学紀要, Vol. 26, p.33-49, 1997.

(2024. 5. 31 受付)