

山地流域の地形に対する気候の影響 北部九州の山地流域を事例として

IMPACT OF CLIMATE ON TOPOGRAPHY IN A MOUNTAINOUS WATERSHED
A CASE STUDY OF A MOUNTAINOUS WATERSHED IN NORTHERN KYUSHU

池見 洋明¹・福本颯太²

Hiro IKEMI and Sota FUKUMOTO

¹ 日本文理大学工学部建築学科 (〒870-0397 大分県大分市一木 1727)

E-mail: ikemih@nbu.ac.jp

² (株) ソイルテック (〒870-0106 大分県大分市大字鶴崎 2002-1)

Key Words: *Otoishi River basin, landform simulation, Landlab*

1. はじめに

山地などの地形が空気の流れを変え、気候に影響を与えることは容易に想像できるが、その逆、つまり気候が、アイソスタシーをはじめ、地震活動といった地殻変動に影響を与えていると想像するには抵抗がある。

近年、気候が地形変動に与える潜在的な影響を明らかにすることを目的として、航空レーザ測量による高精度 DEM と地形のプロセスモデルを用いた解析的研究が行われている^{1),2),3),4)}。ターゲットが気候と地形なので、取り扱う空間や時間スケールは大規模なもののように思われる。しかし、具体的な議論は、年間降雨量と尾根谷の間隔だったり、尾根頂部の曲率分布だったりとして扱っている空間や時間は比較的小規模である。気候と地形の関係を評価するには気候と侵食の基本的な関係を定量的に評価できなければならない⁴⁾。とどのつまり、空間や時間のスケールに関係なく、地形変化を連続的に捉えるモデルの構築が試みられている。これは最近の地形測量技術の進歩により、研究対象とする地形の範囲が大幅に広がったことも要因の一つとなっている。

現在、あらゆるタイプの地形がサブメートルレベルの空間解像度でデジタル化され、単一のデータセ

ットから多様な時空間情報を抽出できる可能性が開かれている。Dietrich & Perron⁵⁾は、地形内に存在する生物の痕跡を地形の統計的傾向に基づいて特定できる可能性を示した。Hurst et al.²⁾は地形の曲率と侵食速度の関係を記録し、Jeffery et al.⁶⁾は植生、降水量、勾配の相関関係を報告した。平野⁷⁾は巨大構造物等による上載荷重の急激な一点集中による人工的な応力変化が斜面の後退速度を著しく上昇させる可能性について報告した。多くの研究で、レーザ測量データが地形変化における気候や地殻変動の時間的蓄積を明らかにするために使用されている^{1),3),4),8),9),10)}。高精度な 3 次元点群データからスケールレスで連続的に記録されている地形情報をどのように抽出するかという技術の開発段階に既に入っている。

これまで筆者らは、北部九州の中生代花こう岩が分布する三郡山周辺や乙石川流域を対象として、プロセスベースの地形解析、宇宙線生成核種を用いた侵食量の把握¹¹⁾、プロセスモデルを用いた地形シミュレーションを実施してきた。本研究では、これらの成果を地形と気候という視点で再検討して、新たに実施した乙石川流域の地形シミュレーション結果について報告する。また、その結果をもとに、乙石川流域を事例として地形に対する気候の影響につい

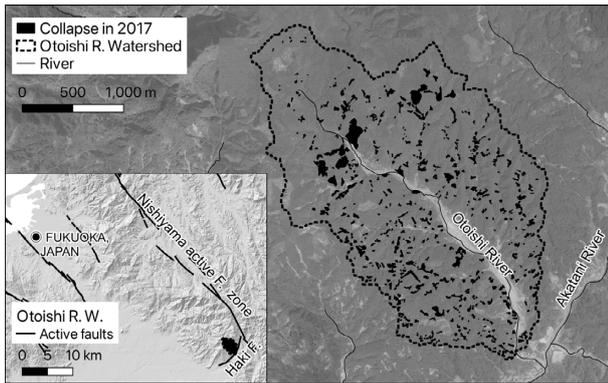


図-1 乙石川流域の位置図

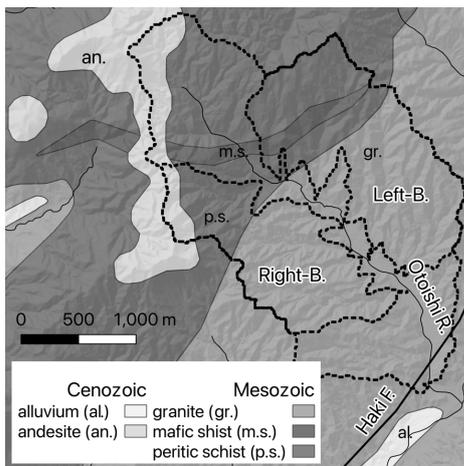


図-2 乙石川流域の地質図

て考察する。

2. 研究対象地域

(1) 地形・地質

日本の九州北部を流れる乙石川は、筑後川水系の赤谷川の支流であり、北西から南東に向かって流れる河川である(図-1)。乙石川流域は三郡山地の広蔵山、小岳山、米山を分水嶺とした面積 5.9 km² の山地流域で、20 以上の小流域と支川から構成される。これらの支流は規則的方向性を持ち、乙石川右岸側の支流は東西に、左岸側の支流は南北の方向にある。また、乙石川が流れる谷底平野は上部、中部、下部に狭窄部がある特徴的な形状をしている。

乙石川流域の地質は、上流域には中生代および古生代の結晶片岩、下流域には中生代花崗岩体が分布する(図-2)。この花崗岩体は、九州北部に広く分布している花崗岩パソリスの一部である。空中写真からは格子状の谷地形が明瞭に観察され、これは、パソリスの頂部近くに形成される格子状の割れ目¹²⁾、あるいは同じ地域で確認されている南北または北西-南東方向の活動構造に由来すると推定される¹³⁾。乙

石川流域でも同様な谷地形の規則的な配列が観察される。

(2) 2017 年の土砂災害と断層露頭

2017 年 7 月、過去最大規模の豪雨によって発生した大量の土砂と流木によって、乙石川の河道が埋没した。河道から放出された濁流は周囲の谷底平野に広がり、護岸の浸食、斜面崩壊、土砂や流木の堆積が起きた。かつて豊かな山里の田園風景であった乙石川流域は、土砂礫で覆われた荒地地となった。

この災害によって引き起こされた谷底平野の浸食によって、乙石川の上流部で河道方向と同じ北西-南東の横ずれ断層露頭を確認した。幅 10 m 以上の破碎帯と断層面には鉛直変位をもつ条痕が観察できた(以下、乙石川断層と呼ぶ)。この断層の活動時期は不明だが、近傍には杷木断層が分布している。地震研究推進本部によると杷木断層は赤谷川河道に沿う長さ 7km の断層で、マグニチュード 7 の地震活動を引き起こす可能性がある活断層とされている。赤谷川と乙石川の合流部分では乙石川が右に大きく湾曲している。この状況は、乙石川断層の活動後に杷木断層が活動したことが示唆される。その活動時期は不明だが、乙石川の谷底平野の 3 つの狭窄部の形成には乙石川断層が関係していると推定できる。

3. 研究方法

(1) 理論的背景

これまでに提案されている地形変化モデルは、質量保存則に基づいており、河川浸食による堆積物の輸送に基づくものと、山地斜面の拡散と河川浸食の両方による堆積物の輸送に基づくものに分類される。これらのモデルに基づいて、パラメータとして組み込まれていない年間降水量などの気候要因と地形変化の関係についての議論が行われてきた^{1), 2), 3), 4)}。本研究では山地斜面の拡散と河川侵食による移流を表す以下の式で定義される¹⁾。

$$\frac{\delta z}{\delta t} = U + D \cdot \nabla^2 z - K \cdot A^m \cdot \nabla z^n \quad (1)$$

ここで、 z は地標高(L)、 t は時間(T)、 U は地殻の鉛直方向の変位、 ∇z は無次元の地形勾配(L⁻¹)、 $\nabla^2 z$ は地形の凹凸を示す曲率(L⁻¹)、 A は流出寄与域(L²)といった地形量を示す。 D, K, m, n はそれぞれ定数である。この中で D (L²T⁻¹) は、山地斜面プロセスの土砂移動に関わる拡散係数であり、 m, n, K は河川プロセスの土砂移動に関わる定数である。このモデル式

では、左辺の地標高の時間変化： $\delta z/\delta t$ (LT^{-1})を地殻の上下運動： U 、山地斜面プロセスによる土砂フラックス： $D \cdot \nabla^2 z$ 、河川プロセスによる土砂フラックス： $K \cdot A^m \cdot \nabla z^n$ で説明している。山地斜面プロセスでは地形の曲率に起因して土砂が移動し、河川プロセスでの土砂移動は地形勾配と河川流量に起因することを示している。なお斜面プロセスの $\nabla^2 z$ 値は定義から凸が負、凹が正となる。また、Perron et al.¹⁾と同様に、河川による浸食と勾配は比例しているとして、 $n = 1$ と設定した。

(2) GIS 地形分析による地形量の算出

植生、例えば樹木の根などは、デジタル標高モデル (DEM) を用いた地形勾配 (slope) や曲率 (curvature) などの地形量の計算に影響を与えることが報告されている^{2), 14)}。Roering et al.¹⁴⁾は、航空レーザ測量データによる DEM の地形分析に基づき、森林地帯において 7.5 m 未満の分析幅で計算された地形量は生物形態的特徴によって影響を受ける可能性があるとして示唆した (例えば 1m グリッドの DEM から 3×3 グリッドの領域で地形勾配や曲率を計算した場合が該当する)。Hurst et al.²⁾は、植生の影響を避けるため地形の曲率を決定する最適な分析幅として 12 m を採用した。

地形変化モデルでは地形勾配、曲率、流域寄与域 (flow accumulation) を GIS による地形分析で求める必要がある。一方、調査地域は常緑樹に覆われているため、植生によって大きく影響を受けることが予想される。そこで、分析には国土地理院の基盤地図情報 5m-DEM を採用し、3×3 グリッドの 15m の分析幅で行う。それぞれの地形量は既存のツールを用いて、勾配と曲率は GRASS-GIS の r.param.scale ツールで計算し、流出寄与域は SAGA-GIS の D-infinity 法を用いて計算する。

(3) プロセスベース地形解析

地形変化モデルでは式 (2) で示す静的定常状態 (Static steady state) が境界条件として設定される¹⁾。

$$\frac{\delta z}{\delta t} = 0 \quad (2)$$

この条件が成り立つ場合、式 (1) は尾根頂部 ($A \approx 0$) において式 (3) のように簡略化できる。

$$\frac{U}{D} = -\nabla^2 z_{ht} \quad (3)$$

この式は尾根頂部の曲率 $\nabla^2 z_{ht}$ と隆起速度 U が比例

関係にあることを示す。実際に宇宙線生成核種により算出された侵食速度と尾根頂部の曲率に定量的な関係が報告されている^{2), 15)}。したがって、式 (2)、(3) を式 (1) に代入することで、式 (4) が得られる。

$$\frac{\nabla z}{\nabla^2 z - \nabla^2 z_{ht}} = \frac{D}{K} A^{-m} \quad (4)$$

この式は地形勾配、曲率と流出寄与域の間に非線形の関係が期待でき、流域の地形量から解析的にモデルパラメータの D, K, m 値を求められることを示している。

(4) 地形変化シミュレーション

オープンソースの Landlab パッケージ^{16), 17)}を使用して、地形形成シミュレートコードを Python で開発する。式 (1) で示した地形変化モデルの斜面拡散と河道移流には Landlab の *LinerDiffuser*、*StreamPowerEroder* 関数を使用する。計算は、 n, m は一定として、 U, D, K を変化させて実施する。なお河道移流に使用した *StreamPowerEroder* 関数の機能的な制限により流出寄与域の計算には D-infinity 法ではなく D8 法を用いる。

地形変化シミュレーションは、これまで報告されている乙石川流域の地形分析¹⁸⁾、北部九州の中生代花崗岩の¹⁰Be 濃度の分布¹¹⁾を考慮して、次の 3 つのケースを実施する。

a) 地形解析で求める乙石川流域の D, K, m を使用して、任意に作成した DEM を初期値として計算を実施する。作成する 5m-DEM のサイズ等は乙石川流域の 5m-DEM と同じとする。計算する期間は m 値や地形変化が尾根頂部の曲率などを確認して、およそ定常化するまでとする。この結果では地形解析とシミュレーション手法の適正について検討する。実施するシミュレーションと解析手法が適切であれば、任意の D, K, m でシミュレートした地形から解析で得られるモデルパラメータは任意に設定した D, K, m と同じ値となる。

b) 乙石川流域の現在の 5m-DEM (800×900 グリッド) を初期値として、ケース 1 と同じ D, K, m を用いて計算を実施する。このシミュレーションにより乙石川流域の将来的な地形変化と、その適正について検討する。

c) b) のケースをベースとして、隆起速度 U とモデルパラメータ D, K を変化させて計算を実施する。この結果からは a) の結果も含めて、乙石川流域に影響を与えた地表プロセスについて検討する。

なお、いずれのケースにおいても計算ステップは

1000 年を 1 ステップとして、ステップ数 (計算期間) は流出寄与域と地形勾配の関係を示す m 値の解析値がシミュレーションでのモデルパラメータの m 値の設定値と等しくなるまでとする。

4. 結果

(1) プロセスベース地形解析

表-1 に、調査地と同じ中生代花崗岩の山地流域で報告された ^{10}Be 濃度¹¹⁾ を用いて侵食速度を算出した結果を示した。侵食速度は最小 0.65×10^{-4} から最大 1.99×10^{-4} m/y の範囲となった。地形が静的な定常状態にある場合 ($\delta z / \delta t = 0$)、隆起速度 U (LT^{-1}) と侵食速度 E (LT^{-1}) は等しくなる。表-2 には、プロセスベース地形解析により乙石川流域で得られた D/K 比、 m 、 $\nabla^2 z_{ht}$ などの値を示した。また D, K それぞれの個別値は、式(3)と表-1 の侵食速度と D/K 比を用いて算出した。また同表には左岸地域と右岸地域の小流域の値も示した。この右岸・左岸の地域は地質による違いを避けるために、花崗岩が分布する小流域を主体とした。その結果、左岸地域は右岸地域よりも尾根頂部の曲率が小さく、 D/K 値は右岸の約 1/2 であることが確認できた。これは左岸地域の尾根が右岸に比べてより凸であることや、左岸地域の地形が河川移流により形成された特徴を呈していることを示している。

(2) 地形変化シミュレーション

3 つのケースの地形変化シミュレーション結果についてそれぞれ以下に示す。

a) 計算初期値の DEM には、ノイズを含む概ねフラットな 5m-DEM (800×900 グリッド) を用いた。モデルパラメータには表-2 の隆起 (侵食) 速度が 1.99×10^{-4} m/y の流域全体の値を使用した。また計算期間は m 値の解析値が設定値と同じになる 10000 ステップとした。表-1 に示すモデルパラメータは 10000 ステップ後の DEM を用いて地形解析をした結果である。 m 値以外はそれぞれ設定値と等しくはならなかったが、概ねオーダは一致した結果となった。

b) 現在の乙石川流域の地形を初期値にしたシミュレーションについて、初期値と 100 ステップ (10 万年) 後の地形との標高差をコンターで示した結果を図-3 に示す。コンターの負の値は、シミュレーション後の標高値が現在の実際の値よりも低いことを示している。尾根部やそれに続く斜面の標高低下が顕

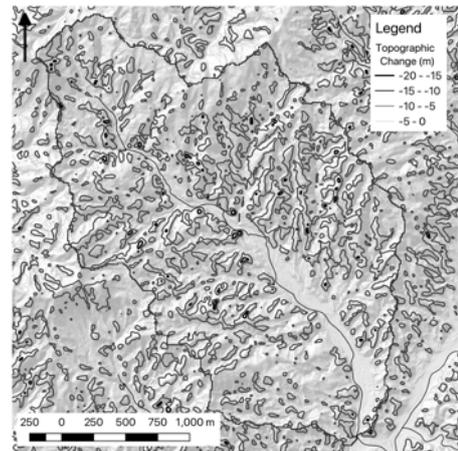


図-3 乙石川流域のシミュレーション結果：10 万年後と現在の標高差分

表-1 九州北部の中生代花崗岩の ^{10}Be 濃度と侵食速度計算

Type	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}^*$ (10^{-13})	$1\sigma^*$	^{10}Be contents* (10^4 atoms/g)	^{10}Be production rate** (atoms/g/yr)	Erosion rate** (m/ 10^6 yr)
R.b.	0.97	0.18	3.34 ± 0.79	6.06	193 ± 50
Sl.	1.10	0.13	5.48 ± 0.92	6.06	115 ± 21
R.b.	0.89	0.35	3.11 ± 0.51	5.75	199 ± 36
R.b.	1.01	0.15	4.01 ± 0.80	5.36	146 ± 32
R.b.	2.16	0.10	8.73 ± 1.85	5.45	65 ± 15

*Pachri et al.¹¹⁾ **Calculations were performed using the method of Belco et al. (2008).

表-2 地形解析結果

Area	相関係数	$\nabla^2 z_{ht}$ (m^{-1})	D/K (m^{2m+1})	m	D ($\times 10^{-3} \text{m}^2/\text{yr}$)	K ($\times 10^{-3} \text{m}^{1-2m}/\text{yr}$)
全城	-0.35	-0.012	150	0.26	16.6*	0.111*
					5.4**	0.036**
右岸側	-0.35	-0.014	150	0.29	14.2*	0.095*
					4.6**	0.031**
左岸側	-0.35	-0.026	74	0.23	7.7*	0.103*
					2.5**	0.034**
作成 DEM	-0.46	-0.007	207	0.26	23.0*	0.203*

* $U \approx E = 1.99 \times 10^{-4} \text{m/y}$, ** $U \approx E = 0.65 \times 10^{-4} \text{m/y}$

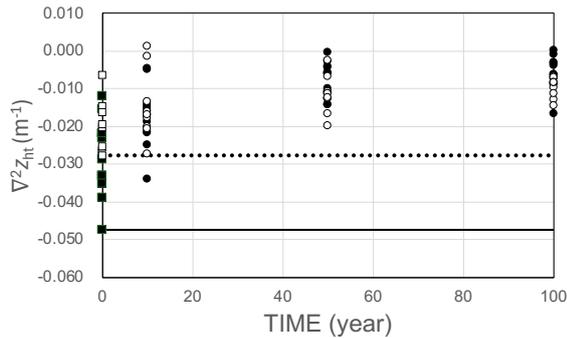


図-4 計算期間と尾根頂部の曲率の関係
(○右岸, ●左岸, 実線: 左岸の下限,
点線: 右岸の下限)
 $U \approx E = 1.99 \times 10^{-4} \text{m/y}$
 $D/K = 150$

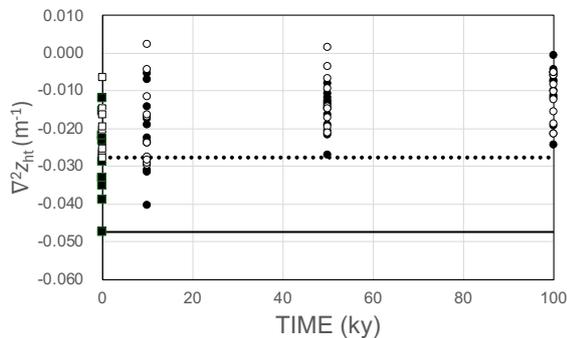


図-5 計算期間と尾根頂部の曲率の関係
 $U \approx E = 0.65 \times 10^{-4} \text{m/y}$
 $D/K = 150$

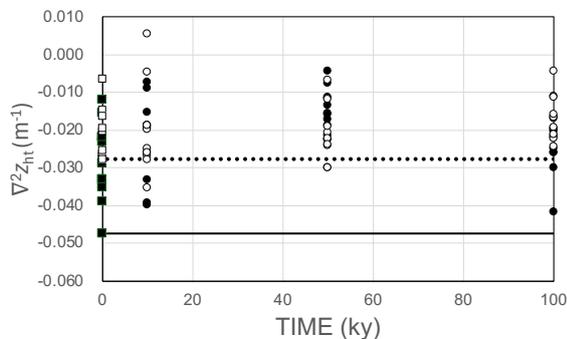


図-6 計算期間と尾根頂部の曲率の関係
 $U \approx E = 1.99 \times 10^{-4} \text{m/y}$
 $D/K = 74$

著であることや、右岸地域よりも左岸側の小流域で顕著な標高低下が確認できる。特に尾根部やそれに続く斜面での標高低下が顕著である。図-4は初期値から10, 50および100ステップ後の尾根頂部の曲率の変化を示した散布図である。現在の5m-DEMでは $-0.0476 \text{ m}^{-1} \sim -0.0065 \text{ m}^{-1}$ の0.04の幅で分布する曲率が $-0.0244 \text{ m}^{-1} \sim -0.0005 \text{ m}^{-1}$ と分布幅が0.02と狭くなり、値としては大きく、丸みを帯びた尾根に変化したことが確認できる。一方、流域寄与域と地形勾配の分布から求める斜面長さ¹⁴⁾は、現在の地

形が15mから41mの分布幅が37mから72mとやや広がり、値も長くなることが確認できた。

c) 侵食速度を最小値 $0.65 \times 10^{-4} \text{ m/y}$ (表-1)とした場合と侵食速度は $1.99 \times 10^{-4} \text{ m/y}$ のまま左岸地域の値である $D/K = 74$ (表-2)で算出した D, K 値を用いた場合の2つの計算を実施した。図-5は前者、図-6は後者のシミュレーション時間と尾根頂部の曲率の分布である。いずれも図-3と同様に100ステップ後の尾根頂部の曲率が大きくなる傾向は同様であったが、図-6では、その分布が $-0.0415 \text{ m}^{-1} \sim -0.0042 \text{ m}^{-1}$ で0.04の幅で広く分布することが確認でき、また本紙では割愛したが、斜面長さの増加も緩やかとなることが確認できた。

5. 考察

Nakanishi et al.¹⁸⁾は、乙石川流域の各支流における河川水の流量とシリカ濃度の観測から、右岸側では安定したシリカフラックスが観察されるが、左岸側では変動していることを報告した。このことから、乙石川流域の右岸側では表層水や地下水の河川水形成に関わる寄与率が安定している一方で、左岸側では頻繁に山地斜面の状況が変化していると考察している。本研究の地形変化シミュレーションの結果(図-3)は、流域の左側での侵食が右側よりも大きくなることを示唆しており、Nakanishi et al.¹⁸⁾の見解と調和的である。

航空レーザー測量技術の適用により、年間降水量と侵食の定量的関係が明らかになりつつある。Perron et al.¹⁾は年間降水量と尾根・谷システムの周期性との相関を報告した。Hurst et al.²⁾は、丘陵の斜面の曲率を用いて長期的な地殻の隆起と侵食率を推定する方法を示した。Ferrier et al.³⁾とAdams et al.⁴⁾は、年間降水量と式(1)の移流項の値 K との間の定量的な相関を報告している。

今回のプロセスベースの地形解析の結果、乙石川流域の左岸側と右岸側の尾根頂部の曲率に違いがあることが確認できた。Nakanishi et al.¹⁸⁾は、2017年の災害における崩壊面積と尾根の曲率との相関を報告している。ケースcの地形変化シミュレーションでは、 c が小さくなる、言い換えると K 値が増加すると尾根頂部の曲率の分布が多様になることが確認された(図-6)。一方、 D/K 比が高いと尾根頂部の曲率の分布幅は狭くなり、値も大きくなった(図-4)。この結果は、乙石川流域の左岸と右岸での局所的な年間降水量の違いを示していると考えられないであろうか。日本気象協会からは乙石川を含む

朝倉付近で 2017 年以降もたびたび線状降水帯の発生が報告されている。

D, K だけではなく、隆起速度 U と尾根頂部の曲率との関係も考慮できる。静的定常状態にある地形では、 U 値の変化が式 (3) に従って尾根頂部の曲率に影響を与える。今回の地形変化シミュレーションでも隆起速度の変化が尾根頂部の曲率の分布を変化させた (図-5)。乙石川流域の河道には乙石川断層が確認されており、流域近傍の他断層の活動や断層露頭の条痕から鉛直成分を伴う横ずれ運動が想定される。乙石川流域の谷底平野の 3 つの狭窄部の存在にもその断層活動が示唆される。河道沿いの断層を挟む左・右で隆起速度の違いが生じたとも考えることができる。

7. まとめ

本研究では地形における気候の影響を検討するため九州北部の乙石川流域に焦点を当て、Landlab を使用して地形解析と地形変化シミュレーションを実施した。その結果、プロセスベースの地形解析からは乙石川流域の左岸・右岸の尾根頂部の曲率に違いがあることを明らかにした。任意に作成した DEM を用いたシミュレーションでは地形解析手法の妥当性を評価できた。地形解析で得られた D, K, m を用いて、乙石川流域のシミュレーションを実施した結果、左岸側の顕著な地形変化を確認した。隆起速度や D/K 比を変えたシミュレーションの結果、 K 値や U 値の変化によって尾根頂部の曲率の分布幅が広がることを確認した。これにより、すぐに地形の成因を特定できるとは考えていないが、本研究手法が地形に対する気候の影響を検討できる可能性を示せたのではなかろうか。ただし、本研究は提案されている地形変化モデルと静的定常状態が前提となる。今後、事例の追加やモデル実験などを行い、その検証と定量化を試みる必要がある。

謝辞: 本研究は JSPS 科研費 JP21K18407 の助成を受けたものです。

参考文献

- 1) Perron, J. T., Kirchner, J. W., & Dietrich, W. E.: Formation of evenly spaced ridges and valleys. *Nature*, 460(7254), 502–505, 2009.
- 2) Hurst, M. D., Mudd, S. M., Walcott, R., Attal, M., & Yoo, K.: Using hilltop curvature to derive the spatial distribution of erosion rates. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(2), 2012.
- 3) Ferrier, K. L., Huppert, K. L., & Perron, J. T.: Climatic control of bedrock river incision. *Nature*, 496(7444), 2013.
- 4) Adams, B. A., Whipple, K. X., Forte, A. M., Heimsath, A. M., & Hodges, K. v.: Climate controls on erosion in tectonically active landscapes. *Science Advances*, 6(42), 2020.
- 5) Dietrich, W. E., & Perron, J. T.: The search for a topographic signature of life. *Nature*, 439(7075), 411–418, 2006.
- 6) Jeffery, M. L., Yanites, B. J., Poulsen, C. J., & Ehlers, T. A.: Vegetation-precipitation controls on Central Andean topography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(6), 1354–1375, 2014.
- 7) 平野昌繁: 人工改変地形における移動拡散と集積移動の速度評価と問題点, *応用地質*, 64, 343-351, 2023.
- 8) Wobus, C. W., Tucker, G. E., & Anderson, R. S.: Self-formed bedrock channels. *Geophysical Research Letters*, 33(18), 18408, 2006.
- 9) Allen, P. A.: From landscapes into geological history. *Nature*, 451(7176), 274–276, 2008.
- 10) Whittaker, A. C.: How do landscapes record tectonics and climate? *Lithosphere*, 4(2), 160–164, 2012.
- 11) Pachri, H., Mitani, Y., Ikemi, H., Nakanishi, R. & Saito-Kokubu, Y.: Relationships between of Sediment Concentrations from ^{10}Be Analysis and Morphometric Aspect in Sangun Catchment Area, Fukuoka Prefecture, Japan. *J. Geol. Resour. Eng.*, 4(4), 2016.
- 12) Chorley, R. J., Schumm, S. A. & Sugden, D. E.: *Geomorphology*. 607pp, London, New York: Methuen, 1984.
- 13) 九州活構造研究会: 九州の活構造. 東京大学出版会, 1989.
- 14) Roering, J. J., Marshall, J., Booth, A. M., Mort, M., & Jin, Q.: Evidence for biotic controls on topography and soil production. *Earth and Planetary Science Letters*, 298(1), 183–190, 2010.
- 15) Clubb, F. J., Mudd, S. M., Attal, M., Milodowski, D. T., & Grieve, S. W. D.: The relationship between drainage density, erosion rate, and hilltop curvature: Implications for sediment transport processes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(10), 1724–1745, 2016.
- 16) Hobley, D. E. J., Adams, J. M., Nudurupati, S. S., Hutton, E. W. H., Gasparini, N. M., Istanbuluoglu, E. and Tucker, G. E.: Creative computing with Landlab: an open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of Earth-surface dynamics, *Earth Surface Dynamics*, 5(1), p 21-46, 2017.
- 17) Barnhart, K. R., Hutton, E. W. H., Tucker, G. E., Gasparini, N. M., Istanbuluoglu, E., Hobley, D. E. J., Lyons, N. J., Mouchene, M., Nudurupati, S. S., Adams, J. M., and Bandaragoda, C.: Short communication: Landlab v2.0: A software package for Earth surface dynamics, *Earth Surf. Dynam.*, 8(2), p 379-397, 2020.
- 18) Nakanishi, R., Baba, A., Tsuyama, T., Ikemi, H., & Mitani, Y.: Examination of sediment dynamics based on the distribution of silica fluxes and flood sediments in the otoishi river related to the northern kyushu heavy rain disaster, july 2017. *Geosciences (Switzerland)*, 9(2), 2019.

(2024. 5. 31 受付)