

山地流域における土砂生産と溪流生息場構造との関係評価の試み

京都大学防災研究所 ○堤大三・竹門康弘・藤田正治
京都大学大学院工学研究科 泉山寛明
日本工営株式会社（元京都大学工学研究科）野村理絵

1. はじめに

流砂系における土砂移動の出発点は、山地における土砂生産である。近年、流砂系の総合的土砂管理や、地球温暖化による土砂災害形態の変化予測が求められていることから、広範囲にわたる土砂生産ポテンシャルの分布や、中長期間の土砂生産ポテンシャル変動などを検討する上で、一次的土砂生産の重要性が見直されてきている。また、流域固有の土砂生産ポテンシャルは、その流域の河床状態を規定する重要な要素の一つであり、山地溪流における水生生物の生息場構造と密接なつながりがあると考えられる。これまで、凍結融解による基岩風化・土砂生産を、地盤の凍結に関する熱伝導解析を用いたモデルによって評価する手法の開発を行ってきた。この手法の入力値としては、一般的に広く観測されている気温・日射量・風速を用いており、裸地斜面の微地形変化にも対応できる。ここでは、一例として、岐阜県蒲田川流域への適用を示し、流域全体における土砂生産ポテンシャルの分布を示し、溪流生息場構造との関係に関して、苔マットに着目した検討を行った。

2. 数値シミュレーションの方法

2.1 地表面における大気 - 地盤間の熱収支法

地表面は、大気層と地盤層との境界であり、日射、潜熱、顕熱といった熱の出入りがバランスしている。それらの熱収支をとることにより、地表面温度と同時に地盤内の温度分布を求めることが可能である。地表面における地盤と大気層への熱移動収支を表す式を以下に示す¹⁾。

$$\int_0^D \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dt} dz - \int_0^D \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dt} dz = S \downarrow - S \uparrow + \sigma T_s^4 - \sigma T^4 - c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (1)$$

ここで、 $S \downarrow$ ：水平面日射量、 $S \uparrow$ ：反射量、 σ ：ステファンボルツマン定数、 T_s ：地表面温度、 T ：気温、 c_p ： ρ ：大気の体積熱容量、 U ：風速、 C_H ：バルク定数、 ρ ： ρ_{GG} ：基岩の体積熱容量、 T_G ：基岩温度、 ρ_i ：氷の密度、 ϕ ：含水率、 L_w ：水の潜熱である。式(1)の左辺は、地盤への熱流入量を地盤温度変化の積分値として表し、右辺は大気から地盤への熱流入量の総和を表している。 T_s は未知数であるが、仮定値を与えることで、地盤の温度分布が従来の熱伝導解析により既知となり、左辺が求まる。左辺と右辺が等しくなるような T_s を繰り返し計算により求めることで、地盤の温度分布を求める。

2.2 斜面日射量

一般に観測されている日射量は、水平面に対するものであり、上記の式(1)中の日射量 $S \downarrow$ も水平面日射量である。そのため、斜面からの土砂生産量を予測するためには、斜面日射量に変換しなければならない。入射角が分かれば、大気透過率や太陽定数を仮定すること

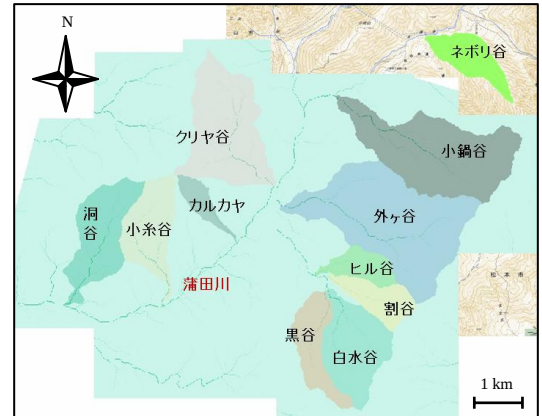


図 - 1 計算対象とした蒲田川流域

により日射量を求めることができる。以下に斜面への日射の入射角を求める式を示す²⁾。

$$\cos i = \cos \theta \sin h + \sin \theta \cosh \cos(A_s - A) \quad (2)$$

ここで、 i は入射方向の斜面に対する垂線からのずれ、 h は太陽高度、 A_s は太陽方位角、 A は南を基準方位とした斜面向き、 θ は斜面傾斜角度である。

観測された水平面日射量を入力値として用いる場合、式(2)を元に計算される水平面日射に対する斜面日射の比を、観測された水平面日射量変化に乗じることで斜面日射量に変換することができる。

2.3 計算条件

2007 年 11 月 - 2008 年 4 月期間に、高山市奥飛騨温泉郷に位置する穂高砂防観測所（標高 1,150 m）において観測された気象データ（気温、日射量、風速）を基準として、標高 1,150 と 2,150 m（気温変化に対し 0.55 /100 m の標高補正を行った）における地盤の凍結融解を計算した。このとき、対象とする斜面の傾斜角は 10° 間隔で 0 - 50° の範囲、向きは 45° 間隔で 0 - 360° の範囲を変動させ、全ての組合せの斜面に対して計算を行った。ただし、積雪期間中は、地表面温度を 0° として、計算を行った。

蒲田川流域（図 - 1）の航空写真から裸地を判別し、DEM データを用いて裸地を 10 × 10 m メッシュに分割、それぞれのメッシュの斜面傾斜角、向き、標高を算出し、先に求めた、凍結融解計算結果から内挿して裸地斜面における凍結融解による影響度の分布を求めた。なお、計算に用いるパラメータとして、 $\rho_{CG} = 1210 \text{ JK}^{-1}\text{m}^{-3}$, $\rho_{GG} = 2.44 \times 10^6 \text{ JK}^{-1}\text{m}^{-3}$, $C_H = 0.0015$, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$, $L_w = 332.8 \text{ kJ/kg}$, $\rho_i = 1000 \text{ kg/m}^3$ を与えた。

3. 数値シミュレーションの結果と考察

図 - 2（左図）に数値シミュレーションの結果の一例として、水平面（斜面勾配 = 0°）を想定した場合の凍結面進行曲線を示す。凍結融解進行曲線は、地中温度分布において 0° となる点を時間の進行と共に結んだ曲

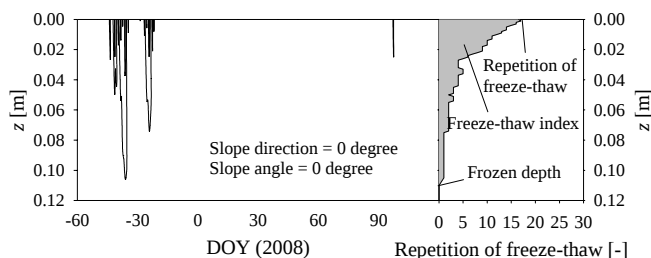


図 - 2 標高 1,150 m, 平坦地を仮定した場合の凍結深進行曲線 (左図) と凍結融解強度指数 (右図)

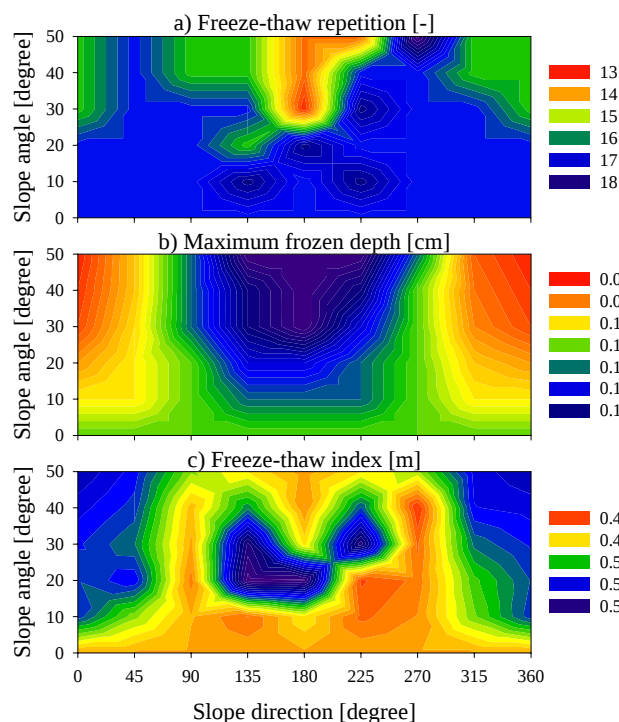


図 - 3 標高 1,150 m における凍結融解繰返し回数・深さ・解強度指数の斜面傾斜角・向きに対する依存性

線であり、地中凍結層の発生・消滅の挙動を表している。この曲線から、深さ方向の凍結融解繰返し回数の分布を求めることができ (図 - 2 右図), 地表面における凍結融解の繰返し回数, 凍結面の最大到達深度も示される。ここでは, 図 - 2 (右図) の深さ方向の凍結融解繰返し回数の分布を積分したものを, 凍結融解強度指数[m]として定義する。この凍結融解強度指数の斜面傾斜角・向きに対する依存性を表したものを図 - 3 に示す。北向き斜面 (斜面向きが 0, 360°) では, 全体として凍結融解強度指数が大きな値を示すが, 南向き斜面では, 傾斜角に依存して複雑に変化することが示されている。

以上の結果を用いて, 蒲田川流域の裸地に適用し, 凍結融解強度指数の分布を示したものが図 - 4 である。特に, 標高の違いによる凍結融解強度の影響が顕著に表れている。図 - 4 の結果を各谷毎 (図 - 1 参照) に積分し, 単位面積あたりの凍結融解強度指数と, 各谷で調査した河床に生育している苔マット面積の密度との関係を見ると, 図 - 5 のように非常に明瞭な負の相関が表れている。これは, 凍結融解強度がその谷の土砂生産の活発度を代表しており, 土砂生産の活発な谷ほど土砂流出量が多く, 河床において苔が安定的に生長し

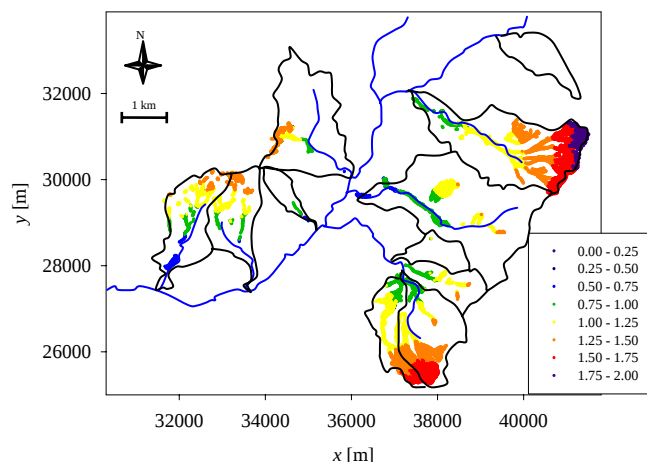


図 - 4 蒲田川流域における凍結融解強度指数の空間分布 (裸地のみを対象)

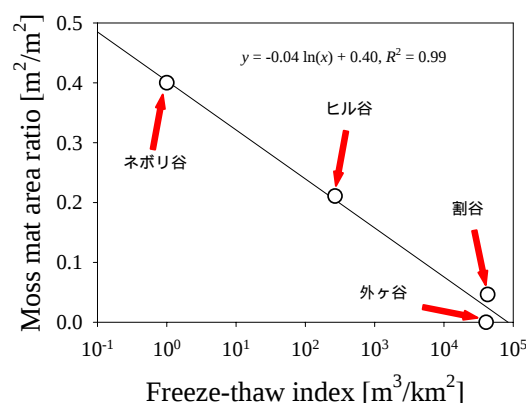


図 - 5 各谷における凍結融解強度指数 (単位面積当たり) と河床における苔マット面積密度の相関

難しいことを表していると解釈できる。

4. おわりに

本稿で示した, 地表面における気・地盤熱伝導結合モデルによって一般気象要素から地中の熱伝導を解析し, 土砂生産減少を代表する凍結融解強度指数の流域全体における分布を示すことが可能となった。この結果と流域における棲息場の実調査との関係から, 計算結果にある程度の信頼性があることが示された。この手法を用いて, 将来の気候変動による, 凍結融解に起因した土砂生産への影響を検討することが可能である。但し, 凍結融解強度指数は, あくまでも土砂生産の活発度を定性的に示すものであり, 流域における土砂生産ポテンシャルを定量的に示すためには, 凍結融解と土砂生産を直接結びつけるモデルが必要となる。この点については, 現在検討を進めているところである。

参考文献

- 1) 近藤純正, 水環境の気象学 - 地表面の水収支・熱収支, 朝倉書店
- 2) 小倉義光, 一般気象学, 東京大学出版