

木津川流域の土砂生産ポテンシャルの推定

Estimation of sediment production potential in the Kizu River Watershed

堤 大三 ^{*1}	藤田 正治 ^{*1}	竹門 康弘 ^{*2}
Daizo TSUTSUMI	Masaharu FUJITA	Yasuhiro TAKEMON
角 哲也 ^{*2}	泉山 寛明 ^{*3}	
Tetsuya SUMI	Hiroaki IZUMIYAMA	

Abstract

Index of freeze and thaw intensity was calculated by a thermal conductivity analysis using meteorological and topological input data for the Kizu River basin. In the analysis, all the detectable bare slopes were extracted by aerial photographs and the topological factors such as area, altitude, gradient and direction of each bare slope were obtained by GIS technique. Annual sediment inputs to five dam reservoirs constructed on tributaries of the Kizu rivers were calculated from change of topography in the reservoirs. Correlation between the index of freeze and thaw intensity and the annual sediment inputs were analyzed and the clear correlation indicates the availability of the freeze and thaw index estimating the sediment production and discharge. The sediment production and discharge from the total watershed area of the Kizu river was estimated to be 14,800 m³/year by the correlation, it seems to be overestimated comparing to the value by a past research. The method estimating the sediment production from a total river watershed can be improved by a higher accuracy method of bare slopes extraction and including a distinction of geology in the estimation.

Key words : sediment production, the Kizu River, freeze and thaw

1. はじめに

流域における土砂災害や洪水災害の防止,あるいは河川環境保全のための河床地形の評価基準の策定などを含めて,流域全体における総合的な土砂管理の必要性が高まっている。土砂の流下挙動を解析するためには,上流域山地部で生産され,河道に流入する土砂量を入力する必要がある,その精度が下流の土砂挙動推定精度を大きく左右する。

砂防工学の分野における土砂生産は,一般に斜面崩壊や土石流等の比較的大規模な土砂移動を伴う現象に対して用いられる用語であるが,このような現象は豪雨に起因し,発生確率が低くかつ局所的な土砂生産現象である。それに対し,凍結融解により風化した岩盤が破壊され新たに土砂が生産される現象は,流域全体に分布する裸地において恒常的に起こり,日本列島において冬期に一般的に見られる現象である(鈴木・福島,1989;藤田ら,2005)。この種の土砂生産は,対象地域の気候や地質,地形に依存する現象で,長期的な視点から,山地斜面から河道へ供給される土砂生産のポテンシャルを表していると解釈することができる。豪雨に起因する斜面崩壊や土石流の発生時刻と場所を予測し,土砂量を特定することは難しいが,流域全体の裸地分布,気候,地形から長期的な土砂生産ポテンシャルを計算し,それを流域全体

の土砂生産量の推定に用いることは比較的容易で有効な手段になりうる。これまで著者らは,花崗岩を基盤にもつ滋賀県田上山地を対象に現地観測を行い,地表面温度を入力値とした熱伝導解手法により岩盤の凍結融解をシミュレートし,土砂生産量の推定を行った(堤ら,2007)。また,熱伝導解析の入力値に地表面温度ではなく,気温・風速・日射といった一般気象要素を用いる解析手法を開発し(泉山ら,2009),地形と組み合わせて解析対象を流域全体に拡張して土砂生産の検討を行った(堤ら,2009)。これらの研究において,特に風化花崗岩の岩盤が土砂化する際には,凍結深さと凍結融解の繰り返し回数が大きく寄与している事が明らかとなり(堤ら,2007),これら両方を加味した凍結融解強度指数という計算値を提案した(堤ら,2009)。

三重県・奈良県・京都府に流域が広がる木津川は,これまで上流からの豊富な土砂供給によって砂河床が形成され,多様な河床地形をもつ河川として知られている。最大の支流である名張川には,昭和から平成にかけていくつものダムが建設され運用されている(高山ダム,昭和44年;青蓮寺ダム,昭和45年;室生ダム,昭和49年;布目ダム,平成4年;比奈知ダム,平成11年)。現在では,これらのダムによって土砂供給が遮断されることが一因となって土砂量が減少し,かつてほどの河床地形の多様性も失われてきている。近年では,生態機能の

*1 正会員 京都大学防災研究所流域災害研究センター Member, Research Center for Fluvial and Coastal Disaster, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ. (tsutsumi.daizo.8m@kyoto-u.ac.jp) *2 京都大学防災研究所水資源環境研究センター Water Resource Research Center, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ. *3 正会員八千代エンジニアリング株式会社 Yachiyo Engineering Co., Ltd.

面から好適な河川環境を維持するために、貯水ダムに堆積した土砂を下流に還元する手法が検討されており、河川災害防止との両面から、適正な土砂還元量等を決定する必要性も生じている。

上記のような背景のもと、本研究では木津川流域全体を対象として凍結融解による土砂生産ポテンシャルの評価を行い、貯水ダムにおける堆砂実績と比較することで、凍結融解強度指数と土砂生産量との関係を検証し、貯水ダムの無い流域を含めた木津川流域全体からの土砂生産・流出量の推定を行う。さらに、推定された土砂生産・流出量と既往の研究結果の比較や、土砂生産ポテンシャルと堆砂実績値の相関等から、手法の妥当性や実用可能性について検討する。

2. 解析手法

対象とする木津川流域の位置とその流域界、各支川を地形図上に示したものが図-1である。木津川は、東の布引山地と南の高見山地から発し伊賀盆地を流れて、南山城村で最大の支流である名張川と合流、さらに西方に流れ、最後は三川合流地点で宇治川・桂川と合流する流域面積が約1,600 km²の河川である。この木津川流域全体を対象として、解析を実施した。以下に、流域からの裸地抽出、裸地の地形解析、凍結融解解析の手法について説明する。

2.1 裸地斜面の抽出

裸地斜面の抽出には、国土交通省近畿地方整備局木津川上流河川事務所提供およびデジタルアーステクノロジー株式会社製の航空写真を用いた。航空写真データの概要は、画像ファイル形式がtifおよびbmp、色情報は24 bit、RGBフルカラー、分解能は50 cm/pixel、撮影年月日は2004、2006、2008年である。図-2に、航空写真において裸地を抽出する作業の一例を示す。写真判読によって確認できる裸地斜面を選択し、マーキングしていく(図中の白線)。このとき、明らかに耕作地、宅地、道路といったものは省き、山地において土砂生産現象が発生するであろうとみなされる植生のない部分を裸地として認識し、抽出している。ただし、樹木等の植生に隠れて確認できないほど小さな裸地や、急勾配の崖や河岸などの裸地を航空写真上で認識することは困難であるため、すべての裸地が抽出されているとは言えない。抽出された裸地斜面の総数は4822カ所であった。

2.2 裸地の地形要素算出

先に示した航空写真とDEMデータから得られる地形情報とをGISソフトウェア(ArcMap 10.1)で重ね合わせ、抽出された裸地の標高、勾配、斜面向きを算出した。DEMデータは北海道地図株式会社から購入したGISMAP Terrain for ArcGISで、フォーマットはASCIIラスタ形式、測地系は世界測地系、座標系は平面直角第6系である。

裸地斜面は、標高50 - 1172 mの範囲に分布し、勾配

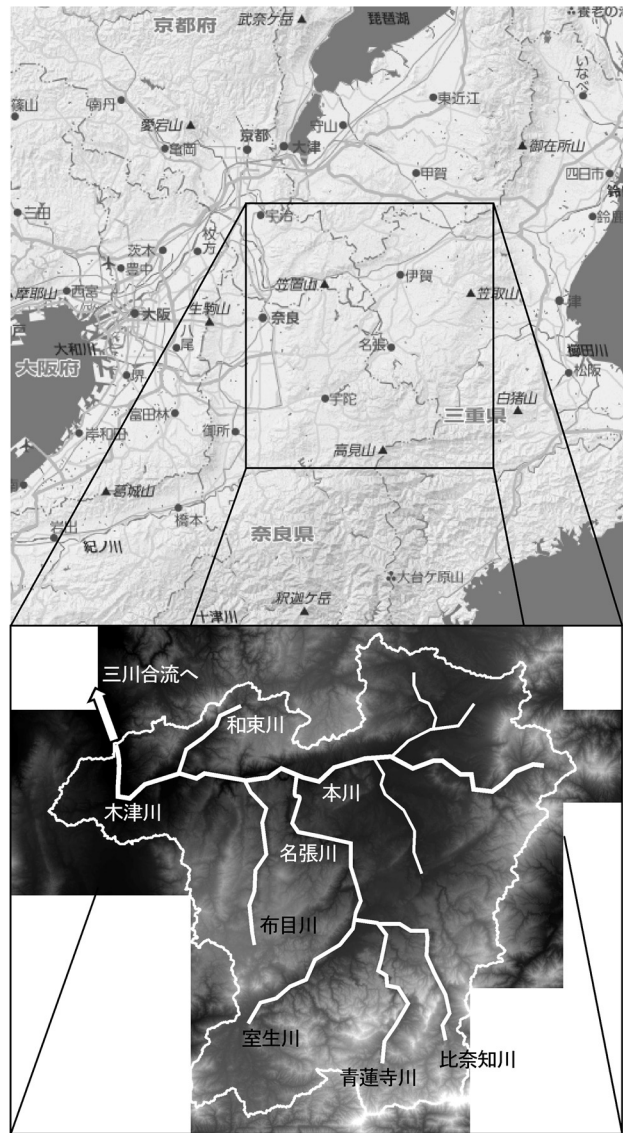


図-1 木津川流域図と流域界、各支川
Fig.1 Map of the Kizu River, its watershed and tributaries



図-2 航空写真からの裸地斜面の抽出の一例
Fig.2 Sampling of bare slopes in an aerial photograph

は最小0°, 最大62°であった。また、投影面積は最小数m², 最大177,445 m²であった。ただし、これ以降の解析では、投影面積100 m²以上の裸地斜面のみを対象とし、小さな裸地は除外した。

2.3 凍結融解強度指数算出

2.3.1 地盤の一次元熱伝導解析

裸地斜面の岩盤の凍結融解を解析するため、岩盤空隙内の水分の凍結を考慮した一次元熱伝導解析を行う。熱伝導解析で用いる基礎式は、陳ら（1998）を参考に、

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

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

と表される。ここに、 ρ_G ：風化基岩の密度[kg/m³]、 c_G ：風化基岩の比熱[J/kg/K]、 T_G ：風化基岩温度[°C]、 t ：時間[sec]、 λ_G ：風化基岩の熱伝導率[W/m/K]、 ρ_w ：水の密度[kg/m³]、 ρ_i ：氷の密度[kg/m³]、 L_w ：水の凍結潜熱[J/kg]、 ϕ ：含水率[-]、 θ ：含水率[-]、 z ：深さ[m]、 θ_0 ：初期含水率[-]である。式(1)は、深度方向の熱伝導のみを対象とした一次元熱伝導方程式、式(2)は含水率 θ と含水率 ϕ の質量保存則である。式(2)は、水の量 $\rho_w \theta$ と氷の量 $\rho_i \phi$ の和が、常に初期に与えた水の量 $\rho_w \theta_0$ に等しいことを示す。

含水率 $\phi=0$ 、つまり凍結が発生しないときには、未知数は風化基岩温度 T_G のみであり、式(1)で空隙水の凍結潜熱の項（右辺第2項）を除いたものを解けば、風化基岩温度 T_G の時系列変化が得られる。しかし、含水率 $\phi>0$ となって凍結が発生する場合には、風化基岩温度 T_G 、含水率 θ 、含水率 ϕ の3つが未知数となり、風化基岩温度 T_G の時系列変化を得るためには式(1)、(2)の他にもう1つ式が必要となる。含水率 ϕ を、初期含水率 θ_0 と風化基岩温度 T_G の関数として表した以下の関数を用いる。

① $\theta_0 \leq 0.29$ の場合；

$$\begin{aligned} \phi &= 0.0 && ((\theta_0 - 0.35)/0.6 \leq T_G) \\ \phi &= \theta_0 - (0.6T_G + 0.35) && (-0.583 \leq T_G < (\theta_0 - 0.35)/0.6) \\ \phi &= \theta_0 && (T_G < -0.583) \end{aligned} \dots\dots\dots(3 a)$$

② $\theta_0 > 0.29$ の場合；

$$\begin{aligned} \phi &= 0.0 && (0.0 \leq T_G) \\ \phi &= -10.0 \times (\theta_0 - 0.29) T_G && (-0.1 \leq T_G < 0.0) \\ \phi &= \theta_0 - (0.6T_G + 0.35) && (-0.583 \leq T_G < -0.1) \\ \phi &= \theta_0 && (T_G < -0.583) \end{aligned} \dots\dots\dots(3 b)$$

式(3)は、Jame and Norum（1980）が土を対象として実験から求めた T_G と ϕ の関係を参考にし、初期含水率の影響も考慮した温度と含水率（逆に言えば液体として存在可能な空隙水の率）の関係を表している。

2.3.2 地表面を境界とした熱収支

地表面を境界とした岩盤と大気層との間の熱収支と熱伝導解析モデルを組み合わせ、岩盤内温度を計算する方法について説明する。まず、地表面を境界とした熱収支の概要を述べる。地表面を境界とした熱収支式は、地

中深くの熱伝導を無視できる深さ D_e [m]までを検査領域とし（図-3）、検査領域における熱エネルギーの流入を定式化したもので、式(4)の様に表される（近藤，2007）。

$$S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = H + IE + G \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 $S \downarrow$ ：下向き短波放射（水平面日射量）[W/m²]、 $S \uparrow$ ：上向き短波放射[W/m²]、 $L \downarrow$ ：下向き長波放射（大気放射）[W/m²]、 $L \uparrow$ ：上向き長波放射（地球放射）[W/m²]、 H ：顕熱[W/m²]、 IE ：蒸発潜熱[W/m²]、 G ：地中伝導熱[W/m²]である。

水平面日射量 $S \downarrow$ は、太陽から供給される熱エネルギーであり、太陽から直接入射する成分（直達日射量）と、大気で散乱した後に入射する成分（散乱日射量）の和の鉛直方向成分である。上向き短波放射 $S \uparrow$ は、 $S \downarrow$ の一部が地中へ入らずに地表面で反射された成分で、反射日射量とも呼ばれる。 $S \downarrow$ に対する上向き短波放射の割合として定義される地表面のアルベドを α [-]とすると、 $S \uparrow$ は、

$$S \uparrow = \alpha \cdot S \downarrow \dots\dots\dots(5)$$

と表される（近藤，2007）。

大気放射 $L \downarrow$ は、大気中の水蒸気、二酸化炭素、オゾンなどの気体が放出する赤外放射である。上向き長波放射 $L \uparrow$ は、地表面から放出される赤外放射である。 $L \downarrow$ 、 $L \uparrow$ はステファン・ボルツマンの法則より以下のように表される（近藤，2000；近藤，2007）。

$$L \downarrow = \varepsilon \cdot \sigma T_a^4 \dots\dots\dots(6)$$

$$L \uparrow = \sigma T_{G0}^4 \dots\dots\dots(7)$$

ここに、 ε ：気温、水蒸気量、雲の種類や雲量から決まる係数[-]、 σ ：ステファン・ボルツマン定数（ $=5.67 \times 10^{-8}$ W/m²/K⁴）、 T_a ：気温[°C]、 T_{G0} ：地表面温度[°C]である。

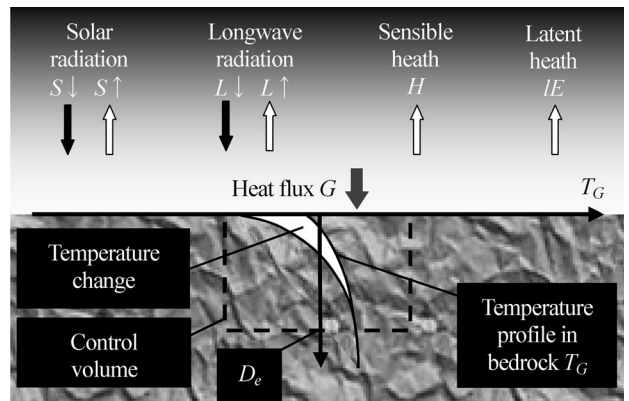


図-3 地表面を境界とした地盤内部と大気層間の熱収支を表す概念図

Fig.3 Schematic drawing of heat exchange between bedrock and atmosphere

顕熱 H は、空気の乱流によって運ばれる熱エネルギーであり、気温よりも地表面温度が高ければ上向きに、逆に地表面温度が低ければ大気から地中へ熱エネルギーが輸送される。蒸発潜熱 IE は、地中の液体水が蒸発するときに発生する熱エネルギーであり、上向きを正とする。 H 、 IE はバルク式より以下のように表される (近藤, 2007)。

$$H = c_{air}\rho C_H U (T_{G0} - T_a) \dots\dots\dots(8)$$

$$IE = l\rho C_H U (q_{sat} - q) \dots\dots\dots(9)$$

ここに、 $c_{air}\rho$ は空気の体積熱容量 (1 気圧, 20°C で $1.21 \times 10^3 \text{ J/K/m}^3$)、 C_H はバルク係数 [-]、 U は風速 [m/s]、 l は水の気化潜熱 [J/kg]、 ρ は空気の密度 [kg/m^3]、 q_{sat} は飽和比湿 [-]、 q は比湿 [-] である。ただし、凍結融解が発生するような低温環境下では、飽和水蒸気圧が小さく、地表面からの蒸発量は少ないと考えられることから、蒸発潜熱 IE を無視する。

地中伝導熱 G は、風化基岩温度の変化に費やされる熱エネルギーであり、正の値であれば風化基岩温度が上昇、負の値であれば風化基岩温度が低下することになる。

2.3.3 地盤の一次元熱伝導と地表面を境界とした熱収支との結合

地盤の一次元熱伝導 (2.3.1 節) と地表面における熱収支とを結合し、一般的な気象データから風化基岩温度を推定する手法を考える。まず、地盤の温度変化に関わるのは地中伝導熱 G であるから、地中伝導熱 G を一般的な気象データの関数として表す。蒸発潜熱 IE を無視し、式(4)に式(5)から(9)を代入して地中伝導熱 G について整理すると、

$$G = (1 - \alpha) S \downarrow + \varepsilon \sigma T_a^4 - \sigma T_{G0}^4 - c_{air}\rho C_H U (T_{G0} - T_a) \dots\dots(10)$$

となる。

一方、地中伝導熱 G 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(1)を変形する形で次式のようにも表される (図 - 3 参照)。

$$G = \int_0^{D_c} \frac{\partial(c_G \rho_G T_G)}{\partial t} dz - \int_0^{D_c} \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} dz \dots\dots\dots(11)$$

式(10)、(11)より地中伝導熱 G を消去して

$$\begin{aligned} & \int_0^{D_c} \frac{\partial(c_G \rho_G T_G)}{\partial t} dz - \int_0^{D_c} \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} dz \\ & = (1 - \alpha) S \downarrow + \varepsilon \sigma T_a^4 - \sigma T_{G0}^4 - c_{air}\rho C_H U (T_{G0} - T_a) \dots\dots(12) \end{aligned}$$

となる。式(12)の左辺は、地表面温度 T_{G0} が与えられれば、これを境界条件として式(1) - (3)を解くことで求めることができる。式(12)の右辺も、地表面温度 T_{G0} が与えられ、 ε が決定できれば、一般的な気象データである水平面日射量 $S \downarrow$ 、気温 T_a 、風速 U より求めることができる。地表面温度 T_{G0} が両辺に含まれているため、繰り返し計

算により、両辺が等しくなるような地表面温度 T_{G0} を見つけることで、風化基岩温度の深度分布を求めることができる。ここで、 ε は雲の位置と大気中の水蒸気量に依存する変数であるが、雲の位置の観測例は少なく、正確な値を決定することは一般に困難である。本研究では、簡単のため、計算期間で ε は一定値と仮定することとし、地表面温度の計算値と観測値の誤差が最小となる ε を採用した。

斜面に対する日射量は、斜面の傾斜や向き、緯度経度、季節や時刻に依存して変化するため、それぞれの裸地斜面に対して個別の計算が必要となる。斜面日射量を求めるための方法に関して、本稿では詳しい説明を省略するので既往の文献を参照願う (田中ら 1999; 山田ら, 2009)。

熱伝導解析モデルと地表面の熱収支式を結合した解析における数値解析の手順を以下に示す。

- 1) 時刻 $t = 0$ において、初期条件 T_G 、 θ 、 ϕ の深度分布を与える。
- 2) 時刻 $t = t + \Delta t$ において、水平面日射量 $S \downarrow$ を斜面日射量 $S \zeta \downarrow$ に変換。
- 3) はじめ、地表面温度 T_{G0} が気温 T_a に等しいと仮定。 T_a 、風速 U 、日射量 $S \zeta \downarrow$ を用いて式(12)の右辺を計算し、結果を G_R と置く。
- 4) T_{G0} を入力値として熱伝導解析を行い、 T_G および ϕ を求める。
- 5) 時刻 $t = t$ での T_G 、 ϕ 、および時刻 $t = t + \Delta t$ での T_G 、 ϕ の暫定値から式(12)の左辺を計算し、結果を G_L と置く。
- 6) G_R と G_L の誤差 $|G_R - G_L|$ が許容値 δ 以内になるまで T_{G0} の値を変化させて 3) から 5) までの計算を繰り返す。ここで $\delta = 1.0 \text{ W/m}^2$ とした (G_R 、 G_L の絶対値に比較して十分小さい)。誤差が許容範囲内に収まると、その T_G 、 ϕ を時刻 $t = t + \Delta t$ での決定値とし、次の時刻へ進む。
- 7) $t = t_{max}$ となれば解析を終了する。

2.3.4 凍結融解強度指数の定義と算出方法

前節までに示した方法によって、地盤内部の温度分布の時間変化を求めることができた。その結果、時間の経過とともに気温や日射量等の気象条件が変化し、それと共に地盤内部にどのように凍結が進行し、さらには融解するかという挙動を知ることができる。このような凍結層の進行・衰退の時間変化の繰り返しだが、地盤の凍結融解に他ならない。第1章で既に述べたように、本研究では、凍結融解の効果によって裸地斜面の基岩表面が破壊され土砂が生産されるプロセスを、地盤内の凍結面の到達深さと凍結融解の繰り返し回数の両者を加味した指標、凍結融解強度指数で表すこととする。ここでは、凍結融解強度指数の定義とその算出方法について説明する。

凍結融解強度指数の定義 (算出方法) を表す模式図を図-4 に示す。図-4 a は熱伝導解析から求めた地盤内の温度分布を表す。この分布の時間変化から地盤内の

凍結層の変化を求めることができ、凍結温度を水の融点である 0°C とした場合、地盤がその温度になっている深さ[m]を時間とともにプロットした図は、凍結面進行曲線と呼ばれる。凍結面進行曲線は、図-4bに示されるような凍結層深さ方向に成長しては、衰退・消滅するような繰り返しの曲線群となって表される。図-4bの凍結面進行曲線の任意の深さに直線を引いたとき、その直線と凍結面進行曲線の交わりの個数が、凍結と融解回数の和となり、その1/2が凍結融解回数となる。そのように求まる凍結融解回数を深さ方向にプロットしたものが、凍結融解の深さ方向の分布として図-4cに表される。図-4cの曲線と縦軸との交点は、期間中最大の凍結層到達深さを表し、横軸との交点は、地表面における凍結融解回数を表している。曲線と縦軸・横軸に囲まれた面積[m]を凍結融解強度指数と定義し、深さ方向に積分することで算出する。図-4cから明らかなように、凍結融解強度指数は、凍結層が到達した深さと凍結融解の繰り返し回数の両者を反映した指標となる。

2.4 ダムへの流入土砂量の算出

国土交通省近畿地方整備局木津川上流河川事務所から提供された高山ダム、比奈知ダム、青蓮寺ダム、布目ダム、室生ダムのそれぞれの堆砂データを用い、過去10年の堆砂量変化から、ダムへの年平均土砂流入量の値を求めた。ここで高山ダム、比奈知ダム、青蓮寺ダム、布目ダムはH13-23年のもの、室生ダムのみH10-20年のものを計算に使用した。堆砂量から土砂流入量を算出する際、堆砂層の空隙率を一律に0.4と仮定して、土砂量を求めた。

3. 解析条件

計算対象地は、木津川流域の裸地斜面を想定した。計算期間は2010年7月1日~2011年7月1日までの1年間とした。計算に用いた気象データは、木津川流域に最も近い奈良市気象台(標高104.4m, 東経135.83°, 北緯34.69°)で観測された気温 T_a , 風速 U , 水平面日射量 $S\downarrow$ を用いた。データの時間間隔は1.0hrである。ただし、奈良市の気象台の標高(104.4m)と布目川流域

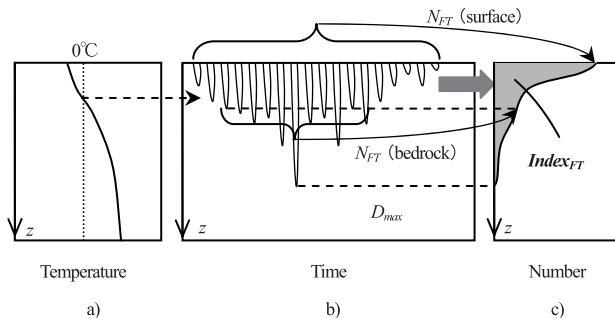


図-4 凍結融解強度指数を表わす概念図 (a: 地盤温度分布, b: 凍結進行曲線, c: 凍結融解回数プロファイル)
 Fig.4 Schematic drawing showing definition of freeze-thaw index (a: bedrock temperature profile, b: freezing zone variation curve, c: freeze-thaw repetition profile)

の裸地斜面の標高は異なるので、100 m上昇するごとに 0.65°C 減少するとして、標高補正を施している。風速 U および水平面日射量 $S\downarrow$ については、木津川流域内の各裸地と奈良市気象台とで当然異なるが、補正はせずにそのまま用いた。計算期間における気温 T_a , 風速 U , 水平面日射量 $S\downarrow$ の実測値を図-5に示す。

計算対象は $D_c = 14.7\text{ m}$ の基岩を想定し、次元有限要素法により行った。凍結融解が起こる頻度の高い地表では分割間隔を小さくし、凍結融解が起こる頻度の低い深部では分割間隔を大きくとっている。

基岩カラム下端の境界条件として温度 T_{cb} は 15.4°C で一定とした。これは、計算に用いた気温年間平均値である。初期条件として、地盤温度 T_c は深さ方向に一律に 15.4°C とした。また、風化基岩の間隙率 n は0.48, 含水率 θ は0.4とし、初期条件として深さ方向に一律に与えた。また、風化基岩カラムの上端および下端でも、間隙率 n と含水率 θ はそれぞれ0.48, 0.4とした。これらの値は、既往の研究において観測を行った滋賀県田上山地の裸地斜面のごく表層部分の実測値を参考として用いている。

計算に用いたパラメータを表-1に示す。基岩の固相部分の熱伝導率 λ_{rock} [W/m/K]は、日本熱物性学会(2000)記載の花崗岩についての平均値 3.0 W/m/K を、比熱 C_{rock} [J/kg/K]は、田上山地裸地斜面で観測した基岩温度変化を最もよく再現できる値として求めた 921 J/kg/K を採用した(堤ら, 2007)。基岩全体の熱伝導率

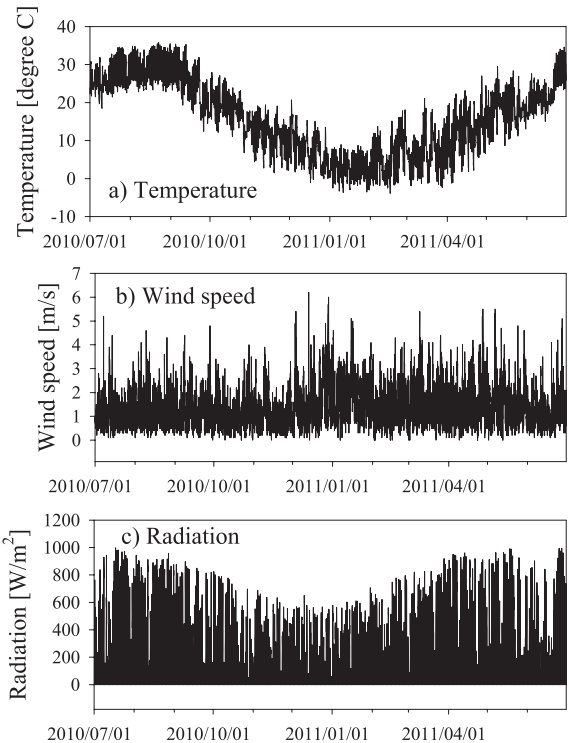


図-5 地盤の熱伝導解析に用いた入力値 (a: 気温, b: 風速, c: 日射量)
 Fig.5 Input data for thermal conductivity analysis in bedrock (a: air temperature, b: wind speed, c: solar radiation)

λ_G [W/m/K] および比熱 c_G [J/kg/K] は、基岩の固相部分、間隙水、間隙氷、空気存在割合を、それぞれの熱伝導率 ($\lambda_{rock}, \lambda_w, \lambda_{ice}, \lambda_{air}$) および比熱 ($c_{rock}, c_w, c_{ice}, c_{air}$) に乗じ、これらを足し合わせたものとした。なお、地表面のアルベド α は、田上山地の裸地斜面における観測結果より 0.14 とした。空気の体積熱容量 $c_{air}\rho$ は 1 気圧、20℃ での値 1210 J/K/m³ とし、バルク係数 C_H には平坦裸地での値 0.0015 を与えることとした。計算の時間間隔 Δt は、 $\Delta t = 1200$ s だが、計算の収束性に対応して可変としている。

凍結融解の解析対象となる裸地は総数 4822 カ所であり、そのすべてに対して個別に解析を行うことは、計算負荷が大きく、現実的ではない。そこで本研究では、裸地の標高、傾斜角、斜面向きの分布を考慮し、標高は 0 - 1,200 m の範囲を 200 m 間隔、傾斜角は 0 - 60° の範囲を 10° 間隔、斜面向きは 0 - 360° の範囲を 45° 間隔で区切り、すべての組み合わせについて解析を行った。その結果から得られた凍結融解強度指数を用いて、各裸地の標高・傾斜角・斜面向きで内挿して凍結融解強度指数を求めた。

4. 結果と考察

航空写真から抽出した裸地の分布を図-6 に示す。この図において、支流域を色分けして表示しており、それぞれ大河原堰堤流域（名張川流域も含む、右上の黒色領域）、高山ダム流域（名張川流域、中央部の淡灰色領域）、布目ダム流域（左側の濃灰色領域）、高山ダム流域内の室生ダム流域（下部の濃灰色領域）、青蓮寺ダム流域（下部の黒色領域）、比奈知ダム流域（下部の灰色領域）である。この後の解析では、大河原堰堤流域には名張川流域も含めて検討するが、高山ダム流域に関しては、各ダムの土砂流入量を検討するにあたり、室生・比奈知・青蓮寺ダム流域を含まない方が処理しやすいため、それら

のダム流域を差し引いて検討する。裸地は、白色の領域（小さな点）で示されている。この図に示されるとおり、小規模な裸地が流域全体の広範囲に分布している。裸地の分布域に大きな偏りや明確な分布傾向は見られないが、支流域ごとに裸地の分布に多少の差異が見られる。

木津川流域の下流部（布目川の合流点より下流）では、一部航空写真が入手できなかったため、裸地の抽出を行っていない。そこで、この領域の凍結融解強度指数の算出は行わず、土砂量の推定には、隣接する領域（大河原堰堤から布目川合流点までの流域、灰色領域）における凍結融解強度指数を代用することとする。

GIS 解析から求めた各流域の流域面積を図-7 に、裸地面積を図-8 に、裸地面積率を図-9 にそれぞれ示す。図-7 に示されるとおり、各ダム流域の面積は数 10 km² から数 100 km² と大きく異なる。また、図-8 に示されるように、裸地面積の総和は各ダム流域で 1 km² 以下である。大河原堰堤流域は布目ダム流域以外のダム流域を全て含んだものであるが、全体で 4.8 km² の裸地が存在している。図-9 に示すとおり、裸地面積率は、比奈知ダム、青蓮寺ダム、室生ダムは同等の値で、大河原堰堤や高山ダム流域の値とも同程度である。しかし、布目ダムでは、他の流域の約 2 倍の値を示し、流域の規模の割には存在する裸地の面積が大きい流域である事が示されている。

上述の裸地分布をもとに、流域における凍結融解強度指数の積算値を総凍結融解強度指数 I_{total} [m³/y] とし、

$$I_{total} = \sum A_{bare\ slope} I_{FT} \dots\dots\dots(13)$$

によって算出し、支流域ごとの I_{total} を比較する。ここで、 I_{FT} ：各裸地における年間の凍結融解強度指数の値[m/y]、 $A_{bare\ slope}$ ：裸地面積[m²] である。第 2.3 節に示した解析手法によって算出した I_{FT} を、式(13)に代入して算出した各流域の年間の総凍結融解強度指数 I_{total} の値を図-10 に示す。流域によって数 1,000 m³/y から 50,000 m³/y と大きく異なることがわかる。ただし、図

表-1 計算に用いたパラメータ

Table 1 Parameters used in the numerical calculation

Parameter	Value
λ_{rock}	3.0 J/m/K/s
λ_w	0.582 J/m/K/s
λ_{ice}	2.255 J/m/K/s
λ_{air}	0.024 J/m/K/s
c_{rock}	921.0 J/kg/K
c_w	4186.0 J/kg/K
c_{ice}	2093.0 J/kg/K
c_{air}	1006.0 J/kg/K
n	0.48
θ	0.4
α	0.14
$c_{air}\rho$	1210 J/K/m ³
C_H	0.0015

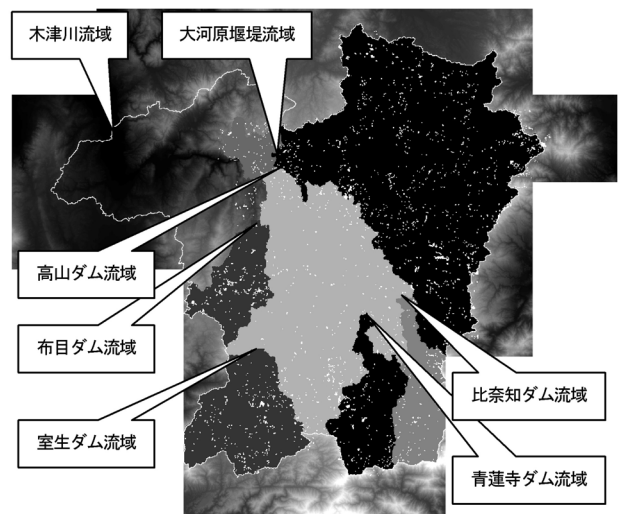


図-6 木津川流域において抽出された裸地分布
Fig. 6 Distribution of bare slopes in the Kizu river watershed.

-7と見比べると、およそ流域面積の大小に比例していることがわかる。一般に、同程度の裸地面積率であれば、面積が大きい流域ほどその中に含まれる裸地面積の総和も大きくなり、結果として総凍結融解強度指数が大きくなるということの説明ができる。そこで、流域面積の寄与を排除して、各流域固有の凍結融解強度指数を示すため、 I_{total} を流域面積 A で除した比凍結融解強度指数 I_{total}/A [$m^3/km^2/y$]を算出し、図-11に示した。この図では、図-7と10の間に見られるような関係はなくなり、流域規模とは無関係な凍結融解強度が示されて

いる。その結果、 I_{total}/A の値は、ダム流域ごとに大きく異なり、それぞれの流域の裸地や凍結融解の影響等、流域固有の特性をよく反映した値となっていると考えられる。比奈知ダム、青蓮寺ダム流域では比較的大きな値を示し、室生ダムでは小さな値を示している。

次に、堆砂量データが記録されている高山ダム、比奈知ダム、青蓮寺ダム、布目ダム、室生ダムについて、ダムへの年平均土砂流入量の値を図-12に示す。ここでもやはり、大きな傾向としては流域面積によって土砂量が異なり、高山ダムで最も大きな値を示している。それ以外の比較的似通った流域面積のダムを比較した場合は、青蓮寺ダムが大きく、次いで比奈知ダム、室生ダム、布目ダムの順であった。凍結融解強度指数と同様、流域面積の影響を排除するために、土砂量を流域面積で除して比土砂流入量 [$m^3/km^2/y$]として算出し、図-13に示した。その結果、高山ダム、室生ダム、布目ダムでは比較的小さな値となり、青蓮寺ダム、比奈知ダムが大きな値を示した。この値は各流域固有の土砂生産・流出特性を表しており、裸地分布や地形の特性が反映されているものと考えられる。

各流域の土砂生産ポテンシャルを代表する値である凍結融解強度指数と土砂生産・流出の実績を表すダムへの土砂流入量との相関を得ることができれば、ダムのない流域における土砂生産・流出量を推定することが可能と

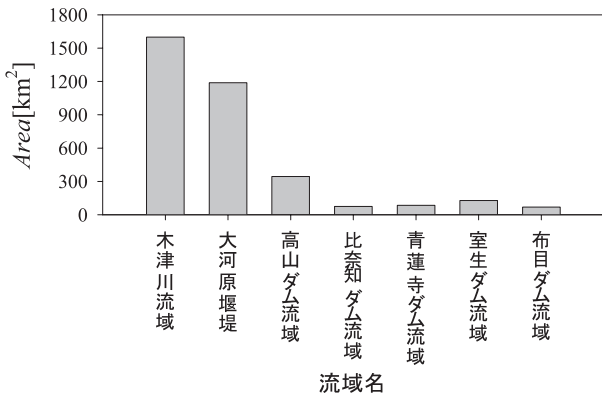


図-7 各流域の流域面積
Fig. 7 Area of each catchments in the Kizu river

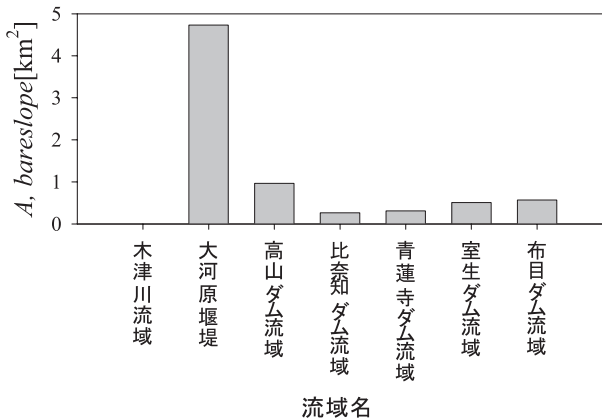


図-8 各流域の裸地面積
Fig. 8 Bare slope area in each catchment

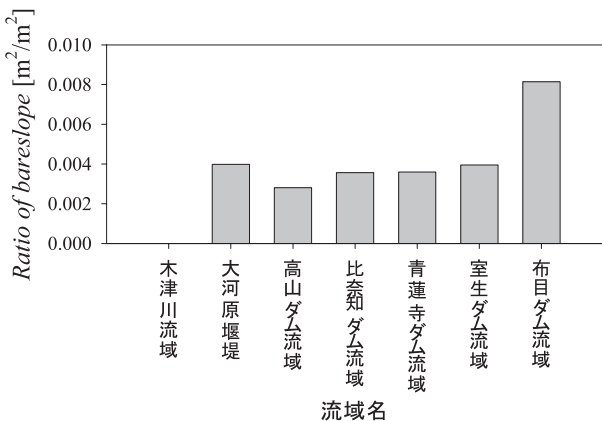


図-9 各流域の裸地面積率
Fig. 9 Bare slope ratio of each catchment

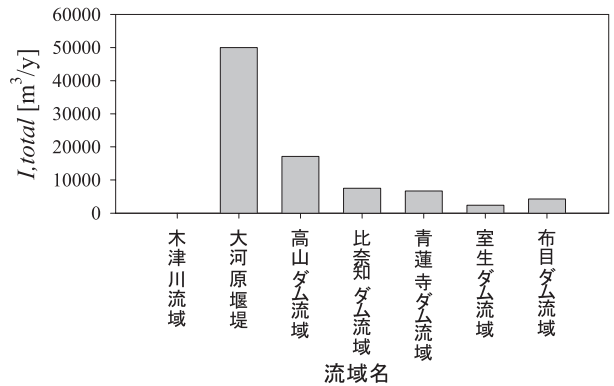


図-10 各流域の総凍結融解強度指数
Fig. 10 Total freeze-thaw index for each catchment

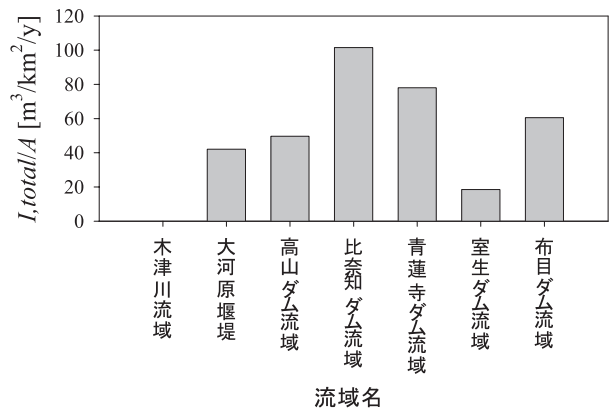


図-11 各流域の比凍結融解強度指数
Fig. 11 Specific freeze-thaw index for each catchment

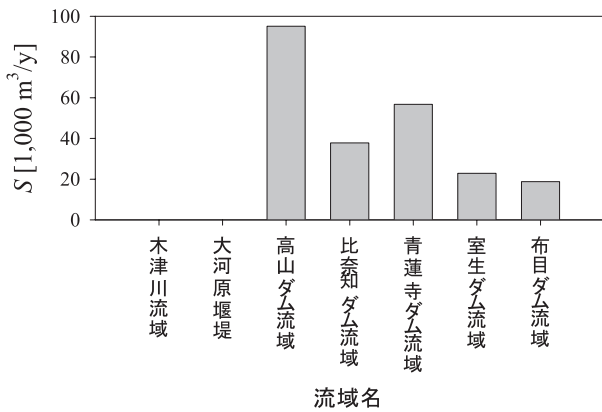


図-12 各ダム流域の年平均堆砂量

Fig. 12 Annual sediment input in each dam catchment

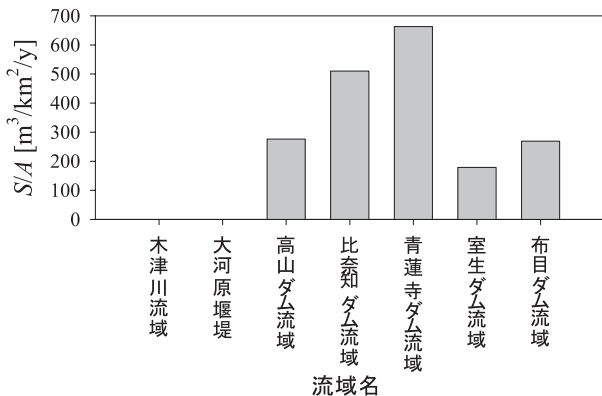


図-13 各ダム流域の年平均比堆砂量

Fig. 13 Specific sediment input in each dam catchment

なる。そこで、図-14に各ダム流域の総凍結融解強度指数とダムへの年平均土砂流入量との相関を示す。図のとおり、非常に高い相関関係を示している（相関係数 $r = 0.95$ ）。しかし、この相関は流域面積に大きく依存するものであり、流域面積が大きければ実際に生産されダムに流入する土砂量は大きく、一方、流域面積の大小に伴って裸地面積も増減するため、その面積に相当する凍結融解強度指数が計算されることになり、この両者に相関が表れるのはある意味では当然の結果といえる。原点から遠い（凍結融解強度指数も土砂量も大きい）プロットは、流域面積の最も大きな高山ダム流域の値であることが、流域面積の影響を明示している。

流域面積の影響を排除するため、比凍結融解強度指数 ($I, total / A$) [$m^3/km^2/y$] と比土砂流入量 (S/A) [$m^3/km^2/y$] の関係を図-15に示す。原点から遠い（比凍結融解強度指数も比土砂流入量も共に大きい）2つのプロットはそれぞれ比奈知ダムと青蓮寺ダムの値であり、流域面積最大の高山ダムのプロットは、 $I, total / A$ が2番目に小さいものであることから、図-14に表れているような流域面積の影響が排除されていることがわかる。それにも関わらず、両者は高い相関を有しており（相関係数 $r = 0.80$ ）、流域面積の影響を排除しても、流域固有の土砂生産・流出特性が、凍結融解強度によって良く代表で

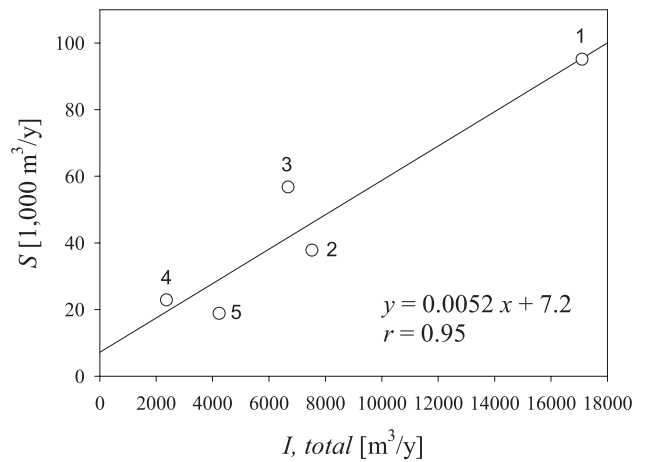


図-14 総凍結融解強度指数とダムへの年平均土砂流入量の相関(1:高山, 2:比奈知, 3:青蓮寺, 4:室生, 5:布目)

Fig. 14 Correlation between total freeze-thaw index and annual sediment input for each dam catchment

(1: Takayama, 2: Hinachi, 3: Shourenji, 4: Murou, 5: Nunome)

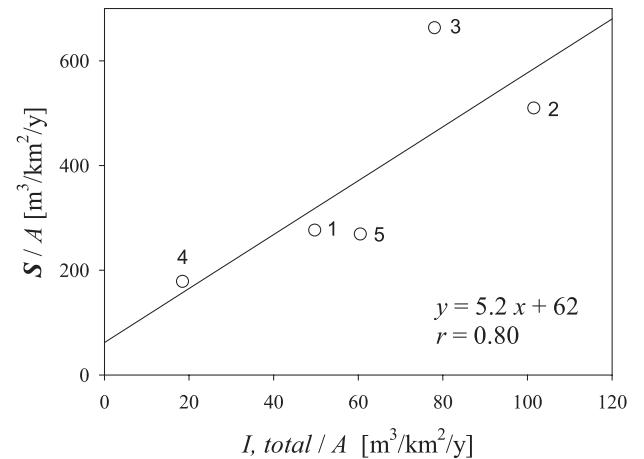


図-15 比凍結融解強度指数と年平均比土砂流入量の相関(1:高山, 2:比奈知, 3:青蓮寺, 4:室生, 5:布目)

Fig. 15 Correlation between specific freeze-thaw index and annual specific sediment input for each dam catchment (1: Takayama, 2: Hinachi, 3: Shourenji, 4: Murou, 5: Nunome)

きることを示している。

図-14, 15に示したとおり、凍結融解強度指数とダムへの土砂流入量との間に高い相関が得られた。しかし、総凍結融解強度指数は式(13)からわかるとおり、裸地面積に大きく依存し、また裸地面積は流域面積に比例して大きくなる傾向がある。このため、ダム土砂流入量は、裸地面積や流域面積の大小に依存して増減し、凍結融解の要素を考慮しなくても、もともと裸地面積や流域面積から算定することができる可能性がある。このことを検証するため、流域面積 A [km^2]、裸地面積 $A_{barelope}$ [km^2] とダムへの土砂流入 S [m^3/y] の関係、裸地面積率 $A_{barelope}/A$ [km^2/km^2] と比土砂流入量 S/A [$m^3/km^2/y$] との関係、それぞれ図-16, 17, 18に示す。図-16, 17

には正の相関が表れており、確かに流域面積や裸地面積そのものが土砂生産・流出量にある程度決定することが示されている。しかし、流域面積の大きな高山ダム流域を省いた同等の流域面積を持つダム流域間には相関が見られない。さらに、裸地面積率と比土砂流入量との関係では、流域面積の影響も排除されていることから、流域面積の大きな高山ダムも含めてすべての流域で全く相関が見られない(図-18)。以上のことを鑑みると、図-14, 15に示した凍結融解強度指数(比凍結融解強度指数)とダムへの土砂流入量(比土砂流入量)の高い相関関係は、流域における土砂生産・流出量を裸地面積だけでなく気象や地形要素を考慮した凍結融解強度指数で表すことが有効であることを示している。単純に、相関係数だけを比較すれば、図-14に示す総凍結融解強度指

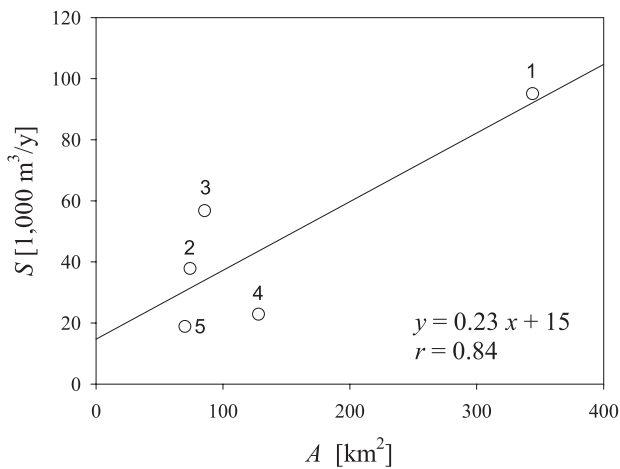


図-16 流域面積と各ダムへの年平均土砂流入量の相関(1:高山, 2:比奈知, 3:青蓮寺, 4:室生, 5:布目)
Fig. 16 Correlation between catchment area and annual sediment input for each dam catchment (1: Takayama, 2: Hinachi, 3: Shourenji, 4: Murou, 5: Nunome)

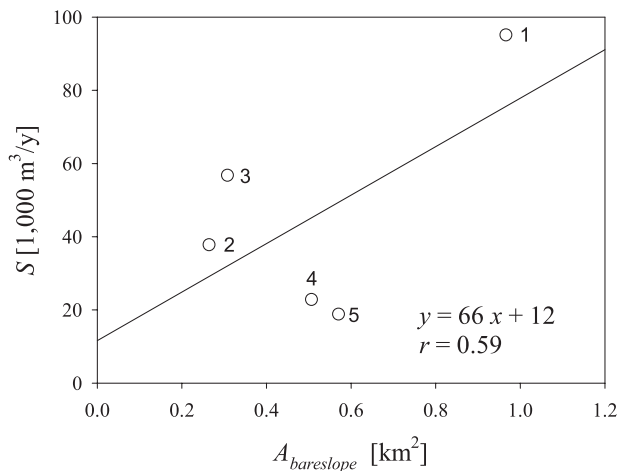


図-17 裸地面積と各ダムへの年平均土砂流入量の相関(1:高山, 2:比奈知, 3:青蓮寺, 4:室生, 5:布目)
Fig. 17 Correlation between total area of bare slope and annual sediment input for each dam catchment (1: Takayama, 2: Hinachi, 3: Shourenji, 4: Murou, 5: Nunome)

数と年平均土砂流入量の関係の方が、土砂生産・流出の推定に適しているといえるが、図-15に示した相関は、流域面積の影響を排除して裸地斜面からの土砂生産に焦点を絞っていることから、より一般性を有するものと考えられる。そこで、本研究では図-15に示した相関を用いて、木津川流域全体からの土砂生産・流出量の推定を行うこととする。この相関を直線によって近似した式は、

$$S/A = 5.2 \times I_{total} / A + 62 \dots\dots\dots(14)$$

と表される。

ここで、式(14)を用いて、ダムがなく実際の土砂流入量が計測不能である流域の土砂生産・流出量の推定を試みる。対象とする流域は木津川流域全体であり、大河原堰堤からの土砂流出量と布目川からの土砂流出量、大河原堰堤下流域(残流域)における土砂流出量の和で求めることができる。大河原堰堤から流下する推定土砂量は、大河原堰堤流域全体から高山ダムで遮断される土砂量を差し引くことで得られる。同様に、布目川流域からの土砂流出量は布目川流域全体の推定土砂量から布目ダムで遮断される土砂量を差し引くことで得られる。よって、木津川流域全体の土砂量 S は、 S (木津川流域) = S (大河原堰堤) + S (布目川) + S (残流域) - S (高山ダム) - S (布目ダム) として計算できる。ここで、残流域とは図-6中の布目川の合流点より下流の色が付いていない領域と大河原堰堤から布目川合流点までの流域(濃灰色領域)を合わせた領域であり、この領域の土砂量は大河原堰堤から布目川合流点までの領域の凍結融解強度指数を代用して用いることで推定する。このように計算された土砂量の推定値を表-2に示す。この結果、木津川流域全体から流出する土砂量の推定値はおよそ14.8万 m^3/y となった。この値は、既往の研究(江頭ら, 2000)にお

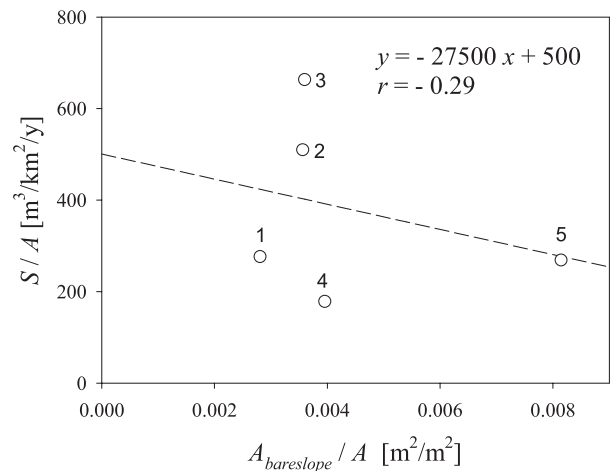


図-18 裸地面積率と年平均比土砂流入量の相関(1:高山, 2:比奈知, 3:青蓮寺, 4:室生, 5:布目)
Fig. 18 Correlation between specific area of bare slope and annual specific sediment input for each dam catchment (1: Takayama, 2: Hinachi, 3: Shourenji, 4: Murou, 5: Nunome)

表一2 木津川流域全体からの土砂生産・流出量の推定
Table 2 Estimated amount of sediment produced from the Kizu river watershed

	回帰式	流域面積 A [km ²]	比凍結融解強度指数 I _{total} /A [m ³ /km ² /y]	比土砂流出量 S/A [m ³ /km ² /y]	土砂流出量 推定値 S, estimated [m ³ /y]
大河原堰堤流域	式(14)	1,188	42.1	278.7	331,245
高山ダム流域	式(14)	632	53.3	336.4	212,559
布目川流域	式(14)	89.7	47.3	305.8	27,438
布目ダム流域	式(14)	70.0	60.5	373.5	26,150
残流域	式(14)	321	4.8	86.6	27,805
木津川流域		1,599			147,778

いて河床変動計算から土砂供給量を逆算して推定した1.4万 m³/y と比べると明らかに過大評価である。また、本川上流部に建設が計画されている川上ダムにおいて推定した土砂流入量5.7万 m³/y と計画値とされている土砂流入量約1.1万 m³/y とを比較した場合も過大評価である。今後、詳細な推定値の検証を行い、手法の高精度化を進める必要がある。

5. おわりに

本研究では、貯水池の堆砂データが記録されている5ダムを有する木津川流域を対象に、凍結融解強度指数をもとに、土砂生産・流出ポテンシャルを推定し、対応する貯水池流域の堆砂量との比較検討を行った。その結果、以下に示すいくつかの知見が得られた。

- 1) 5つのダム流域について、凍結融解強度指数と年平均土砂流入量との間に高い相関が得られた。
- 2) 流域面積の影響を排除した比凍結融解強度指数と年平均比土砂流入量との間にも高い相関が得られた。
- 3) 流域面積や裸地面積と年平均土砂流入量との間にもある程度の相関が見られるが、流域面積の同程度の4ダム間では、相関が見られない。
- 4) 流域面積の影響を排除した裸地面積率と年平均比土砂流入量との間には、全く相関が見られない。

以上の知見から、裸地斜面からの土砂生産は、どの斜面でも一律に土砂が生産されるのではなく、気温や日射といった気象条件や斜面勾配・向きといった地形条件によって影響を受ける凍結融解強度が大きく影響を及ぼす要因のひとつであることが示されている。このことから、流域における土砂生産・流出量の推定には、本稿で示した凍結融解強度指数を用いた手法が有効であると考えられる。ただし、この手法による推定値は、既往の研究等で推定された値と比べると過大評価となる傾向がある。

本稿で示した凍結融解強度指数の算出方法には、航空写真では識別できない崖や急傾斜の裸地をどのように抽出するか、また、異なる地質からの土砂生産ポテンシャルの評価をどのように区別するかという課題が残されている。今後、これらの課題を解決し、実測値や他の推定手法との比較検討を詳細に実施することで、流域全体の土砂生産・流出量推定の精度を高め、流域の土砂管理に

資する情報提供を進める計画である。

謝 辞

本研究は国土交通省河川砂防技術研究開発制度による「河川環境のための河床地形管理手法に関する技術開発(平成22-24年度)」のもと行われた。また、航空写真や測量データの入手にあたって、近畿地方整備局ならびに(独)水資源機構関西支社にご協力いただいた。以上の方々に感謝の意を表す。

引用文献

- 陳曉飛・三野徹・堀野治彦・丸山利輔 (1998)：熱と水の同時移動モデルによる土壌凍結・融解過程の数値実験法—土壌凍結・融解過程の解析に関する研究(I)—。土壌の物理性78, p.25-34
- 江頭進治・金海・竹林洋史・池田晶・永田徹 (2000)：木津川下流域の河床変動と土砂収支, 水工学論文集, Vol. 44, p.777-782
- 藤田正治・澤田豊明・志田正雄・伊藤元洋 (2005)：高原川流域における土砂生産特性, 水工学論文集, Vol. 49, p.1075-1080
- 泉山寛明・堤大三・手島宏之・藤田正治 (2009)：地表面熱収支を考慮した裸地斜面における凍結融解シミュレーション, 水工学論文集, Vol. 53, p.643-648
- Jame, Y. W. and Norum, D. I. (1980)：Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium, Water Resour. Res. Vol. 16, p.811-819
- 近藤純正 (2000)：地表面に近い大気科学, 東京大学出版会, p.74
- 近藤純正編著 (2007)：水環境の気象学, 朝倉書店, p.128-159
- 日本熱物性学会編 (2000)：熱物性ハンドブック訂正第2版, 養賢堂, p.31
- 鈴木雅一・福島義宏 (1989)：風化花崗岩山地における裸地と森林の土砂生産量—滋賀県南部, 田上山地の調査資料から—, 水利科学, Vol. 33, No.190, p.89-100
- 田中俊六・武田仁・足立哲夫・土屋喬雄 (1999)：最新建築環境工学改訂2版, 井上書院, p.69-103
- 堤大三・藤田正治・伊藤元洋・手島宏之・澤田豊明・小杉賢一朗・水山高久 (2007)：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, Vol. 59, No.6, p.3-13
- 堤大三・藤田正治・泉山寛明 (2009)：気温上昇による土砂生産に対する凍結融解の影響変化予測, 水工学論文集, Vol. 53, p.649-654

(Received 21 June 2013 ; Accepted 27 November 2013)