

流砂系の総合的土砂管理のための土砂動態予測手法の開発

研究代表者：藤田 正治（京都大学 防災研究所）

1. はじめに

土砂動態の予測モデルは、一般的に土砂生産モデル、河道への土砂供給モデル、河道網での土砂移動モデルからなるが、これらのうちいくつかの部分はすでに他の研究により利用できるサブモデルが提案されている。そこで、この研究では、まだ開発されていないサブモデルの開発を重点的に進め、その成果と従来のモデルとあわせて総合的土砂管理のための土砂動態予測モデルを構築することを目的とする。まず、土砂動態予測モデルにおいて重要であるのは、境界条件としての土砂生産の量と質の時間的変化であるが、従来の土砂動態モデルではこの点が曖昧である。本研究では、日常の土砂管理を行う観点から重要である凍結融解作用による土砂生産を対象とし、その現象の解明と予測モデルの開発を行い、地球温暖化の影響も評価できる短期・長期的土砂生産量の予測モデルの作成を目指す。つぎに、従来の土砂移動モデルは河川生態系の評価に対しては未熟であるので、生態系の評価へつながる情報として、河床材料の粒度分布、その形状特性、空隙構造と空隙率を取り上げ、それらの評価できるモデルの開発を行う。この成果を従来の河床変動モデルに組み込めば、土砂移動が水生生物の棲息場に与える影響を評価する上で有用な情報を提供することができる。本研究では、このような土砂管理計画策定に資するための情報が提供できる予測手法の素材の開発を目的とする。

2. 研究内容

2.1 凍結融解による土砂生産現象に関する現地観測

凍結融解作用による土砂生産現象に関して、気候・地質の異なる 4 地点を選び、総合的な観測を実施した。すなわち、滋賀県大津市田上山地若女裸地谷、岐阜県高山市奥飛騨温泉郷裸地斜面、静岡県静岡市井川裸地斜面で気温、地表面温度、地中温度、日射量（放射量）、風速の気象観測と土砂生産量の計測を実施し、鹿児島県垂水市高隈山地裸地斜面で気温、地帳面温度、地中温度と土砂生産量を計測した。

2.2 凍結融解シミュレーションモデル

地中温度分布を評価し、凍結深、凍結融解回数などを推定するシミュレーションモデルを構築した。その基礎式を中心として、その概要を説明する。

(1) 地中熱伝導解析および土中水分移動解析

地中温度分布を解析することにより、斜面の凍結融解の解析が行われる。地中における熱伝導および水分移動の解析のための基礎式は以下のようである。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_i L_w \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \theta + \rho_i \phi) = 0 \quad (2)$$

ここに、 T ：温度、 θ , ϕ ：それぞれ体積含水率、体積含氷率、 λ , c , D , ρ ：それぞれ基岩の熱伝導度、比熱、水分拡散係数、密度、 ρ_i , ρ_w ：それぞれ氷と水の密度、 L_w ：水の融解潜熱である。式(1), (2)に温度 - 不凍水含水率の関係を加え、連立して有限要素法により解く。式(1)の境界条件としては、地表面温度と地中深部における温度を与える。地表面温度は簡易的には気温との相関に地被条件を考慮して決めることができるが、ここでは、次式に示す大気と地中での熱収支式を用いて地表面温度と地中温度を同時に計算する。

(2) 熱収支基礎式

大気部から地中への熱量のフラックスによって地中温度分布が時間変化することを考えると次式が成り立つ。

$$\int_0^{D_e} \frac{d(c_G \rho_G T_G)}{dt} dz + \int_0^{D_e} \frac{d(\rho_i L_w \phi)}{dt} dz = S \downarrow - S \uparrow + \sigma T - \sigma T_s - c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (3)$$

ここに、 $c_G \rho_G$ ：基岩の体積熱容量、 T_G ：基岩内の温度、 ρ_i ：氷の密度、 L_w ：水の融解潜熱、 ϕ ：含水率、 D_e ：温度変化が無視できる十分な深さ、 $S \downarrow$, $S \uparrow$ ：それぞれ下・上向き短波長放射量、 T_s ：地表面温度、 σ ：ステファン・ボルツマン定数、 $c_p \rho$ ：空気の体積熱容量、 C_H ：バルク係数、 U ：風速である。ここで気温 T および風速 U には観測値を与え、下向き短波長放射量 $S \downarrow$ には次に示す斜面日射量を水平面日射量の実測値を変換して与える。また、上向き短波長放射量 $S \uparrow$ として地盤のアルベドを $S \downarrow$ に乗じたものを与える。式(1), (2), (3)より、地表面温度および地中温度分布が解析される。

(3) 斜面日射量の計算

斜面での熱収支を考える場合は、観測された水平面日射量を、斜面向きや勾配に依存する斜面日射量に変換する必要がある。斜面日射量 J_ζ は、斜面直達日射量 $J_{d\zeta}$ 、斜面天空日射量 $J_{s\zeta}$ 、斜面反射日射量 $J_{r\zeta}$ の3成分からなる。

$$J_\zeta = J_{d\zeta} + J_{s\zeta} + J_{r\zeta} = J_{dn} \cos i + J_{sh} \cos^2 \frac{\zeta}{2} + \frac{1 - \cos \zeta}{2} \text{ref} J \quad (4)$$

ここに、 J_{dn} , J_{sh} , J_h ：それぞれ法線面（太陽光線に直角な面）直達日射量、水平面天空日射量、水平面日射量である。式(4)の計算に必要な太陽高度 h と太陽方位角 A_s 、日射の入射角 i は、幾何学的に求めることができる。以上より、 J_ζ を求め、式(3)における $S \downarrow$ を、水平面日射量の実測値 J_{obs} と水平面日射量の解析値 J_h から、次式のように与える。

$$S \downarrow = J_{obs} (J_\zeta / J_h) \quad (5)$$

2.3 河床材料の空隙率の変化を考慮した河床変動計算法

河床材料の空隙率は粒度分布や河床砂礫の移動現象の影響を受ける。しかし、砂礫の移動特性の影響を考慮することは難しいので、ここでは粒度分布に依存して空隙率が変化するという考え方のもとに、空隙率の変化を考慮した河床変動の解析方法を提案する。

(1) 解析モデル

従来の一次元河床変動計算法と異なる点は次のようである。まず、流砂の連続式は空隙

率が時空間的に変化するので式(6)の形式を用いなければならない。また、河床材料の粒度分布も式(7)のような粒径別流砂の連続式から解析される。

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_0}^z (1-\lambda) dz + \frac{1}{B} \frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_0}^z (1-\lambda) p_j dz + \frac{1}{B} \frac{\partial Q_{sj}}{\partial x} = 0 \quad (7)$$

ここに、 λ ：空隙率、 z ：河床位、 z_0 ：基準河床位、 Q_s ：全流砂量、 B ：川幅、 t ：時間、 x ：

流れ方向の距離、 j ：粒径階、 p_j ：河床材料中の粒径階 j の存在率、 Q_{sj} ：粒径階 j の全流砂量である。これらの式の積分項を求めるためには、最大粒径程度の厚みの層モデルを考える必要がある。

(2) 解析モデルの特徴

本河床変動解析モデルでは、河床変動量は流砂量の空間分布と空隙率の時間変動から算定され、粒度分布は河床高変化率、粒径別流砂量の空間分布および空隙率の時間変化率から計算される。空隙率の時空間的变化は粒度分布の時間変化と関係づけて計算するとともに、その結果を用いて河床変動計算を行う。これまでの河床変動計算では空隙率を一定としているため、流砂量の場所的な不均衡があれば必ず河床変動が生じるが、本手法では流砂量の不均衡を空隙率の変化で吸収することで河床変動が生じないような解析も行える。

(3) 河床材料の粒度分布の分類

粒度分布の密度関数のピークが 1 つか複数かによってユニモダル分布とマルチモダル分布に分類されるが、本研究ではユニモダル分布を対象とする。ユニモダル分布の代表的な分布型には、密度関数が対数正規分布を呈する対数正規分布型、通過百分率分布がタルボット分布や反タルボット分布のタルボット分布型、反タルボット分布型がある。これらの分布型に分類するための指標として次式を用いる。

$$\beta = \frac{\log d_{\max} - \log d_{\text{peak}}}{\log d_{\max} - \log d_{\min}} \quad \gamma = \frac{\log d_{\max} - \log d_{50}}{\log d_{\max} - \log d_{\min}} \quad (8)$$

式 (8) は、密度関数のピークに対する粒径および 50%粒径が最大粒径と最小粒径の間において相対的にどこに位置するかを表すものであり、対数正規分布の場合、 $\beta=0.5$ 、 $\gamma=0.5$ となり、図 1 に示す β - γ 空間 ($0 < \beta < 1$ 、 $0 < \gamma < 1$) の中心にプロットされる。タルボット分布は図中の Line-1 ($\beta=0$ 、 $0 < \gamma < 0.5$)、反タルボット分布は Line-2 ($\beta=1.0$ 、 $0.5 < \gamma < 1.0$) 上にプロットされる。ユニモダル分布の指標値は幾何学的に図中の Border-1 および 2 に囲まれた領域に限定される。さて、3つのタイプへの分類は下記のように行う。まず、任意の粒度分布の指標値の座標と中心、Line-1 および 2 の距離を求め、どれに最も近いかを判定し、それぞれに対応する分布型に分類する。図 1 はその結果得られた領域区分を示したものである。

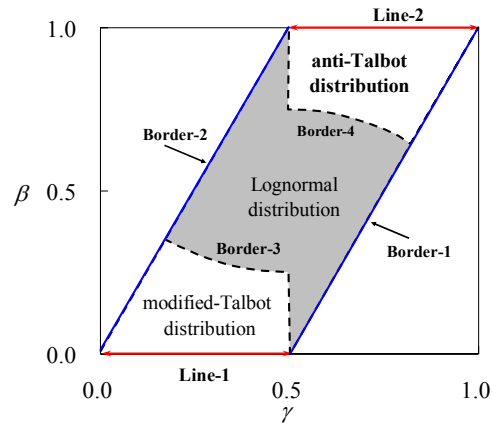


図 1 粒度分布型の領域区分

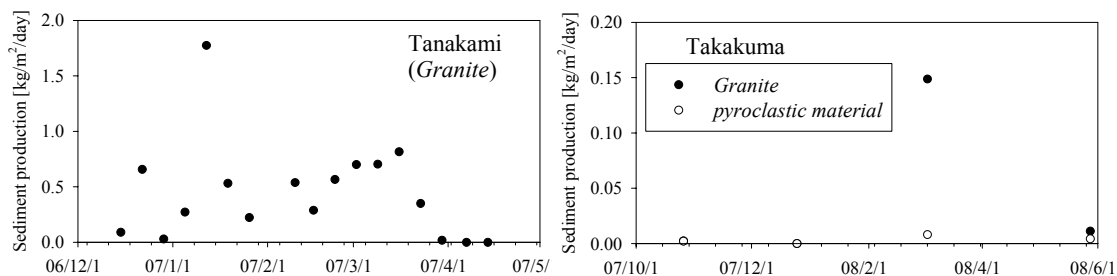


図2 大津市田上山地と垂水市高隈山地の観測地点における土砂生産量の比較

(4) 空隙率の算定方法

異なる粒度分布型の混合砂礫は異なる空隙率を有し、同じ粒度分布型であっても分布形状の幾何パラメータによって空隙率は変化すると考えられる。そこで、空隙率は粒度分布の幾何学的特性パラメータの関数であると仮定する。たとえば、対数正規分布型では標準偏差 σ_L 、タルボット分布型では、最大最小粒径比 d_{max}/d_{min} 、タルボット数 n^T が特性パラメータである。空隙率とこれらのパラメータの関係はすでに調べられている。なお、砂と礫の2粒径混合砂のときは、空隙率と砂の混合割合の関係が解析的に求められる。

3. 得られた成果

3.1 凍結融解による土砂生産現象に関する現地観測

4地点での総合観測により、気温・日射量・風速等の一般気象要素に加え、裸地斜面表面・地中温度、さらに地表面からの土砂生産量の経時変化を得た。紙面の都合上、ここではそれらの結果の全てを示すことはできないが、同じ地質（風化花崗岩）であっても、滋賀県田上山地と鹿児島県高隈山地のように気候の違う地点では、土砂生産量が全く異なる結果が得られている（図2）。逆に同じ気候帯であっても、土砂生産形態は地質にも大きく依存することや、積雪等の表面被覆も大きく影響することが明らかとなった。また、計測された気象データの内、気温・日射量・風速は凍結融解が土砂生産に及ぼす影響評価のための数値シミュレーションにおいて、入力値として用いられる。

3.2 シミュレーションモデルによる田上山地若女裸地谷における凍結融解影響度評価

シミュレーションの入力値である、気温・水平面日射量・風速は、滋賀県田上山地の若女裸地谷観測点において、2006年12月から翌2007年4月までの実測データを用いた。期間中の最低気温は -4.8°C である。また、将来起こりえる気候変動による気温上昇を想定した気象条件として、気温のみを実測値から 2°C 上昇させ、日射量・風速は実測値として入力した。気温が 0°C をはさんで上下した回数は、実測値で164回、気温上昇を想定した条件では102回である。数値シミュレーションにより得られる結果として、凍結層進行曲線を図3に示す。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り返し回数の分布を求めることができ（図3右図参照）、地表面における凍結融解の繰り返し回数、凍結面の最深の到達深度も示される。ここでは、図3

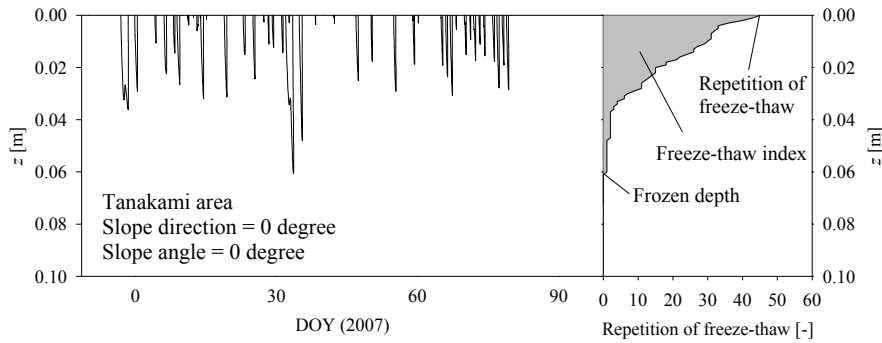


図3 水平面（斜面勾配 = 0°）の地中温度分布の解析結果から得られる凍結面進行曲線（左図）とそれから得られる凍結融解繰り返し回数，凍結深到達深度，凍結融解強度指数を表す図（右図）

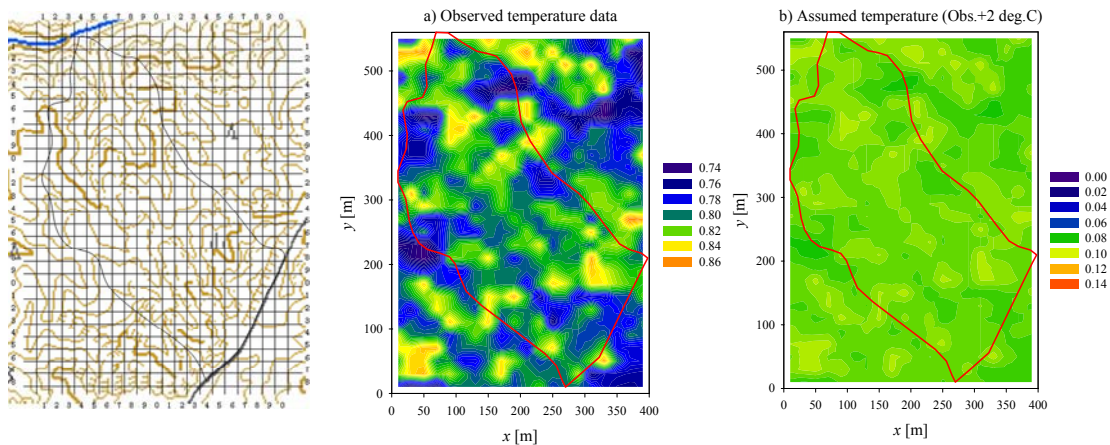


図4 斜面勾配・向きを求めるため分割した若女裸地谷流域（左図），実測気象要素を入力値とした凍結融解強度指数の分布（中図），および気温上昇（+2°C）を想定したときの凍結融解強度分布図

右図の深さ方向の凍結融解繰り返し回数の分布を積分したものを，凍結融解強度指数として定義する．凍結融解による風化基岩の破壊は，凍結融解の繰り返し回数と凍結層の到達深度両方によって影響を受けることが明らかとなっており，凍結融解強度指数は，土砂生産現象に対する凍結融解の影響を評価するための指標として有効である．次に，若女裸地谷を含む 400×580m の領域を 20×20m のメッシュに分割し（図4 参照），それぞれのメッシュの勾配・斜面向きを計測し，地中温度分布変化の解析に各メッシュの勾配・斜面向きを入力し対象領域の凍結融解影響度の分布を得る．この結果，図4（中・右図）に示すとおり，微地形に依存して凍結融解強度指数が分布する結果を得た．また，気温上昇を想定した結果においては，現状の気候に比較して，凍結融解強度指数が約 1/10 程度に低下し，将来たった 2°C気温が上昇することによって土砂生産量が激減するであろうことが予想される．

3.3 河床変動に伴う空隙率の変化

(1) 2 粒径分布に対する適用

長さ 15m，勾配 1/50 の水路の下流端に 5cm の堰を設け，粒径 0.05cm と 2cm の砂礫を用いて 2 つの場合を条件設定した．Case 2P-1 では，砂 30%，礫 70%の混合砂礫を河床に敷き，給砂なしで給水する．Case 2P-2 では，砂 10%，礫 90%の混合砂礫を河床に敷き，

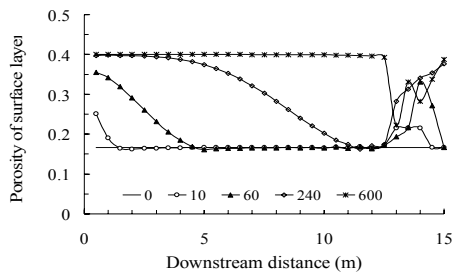


図 5 河床表層の空隙率(Case 2p-1)

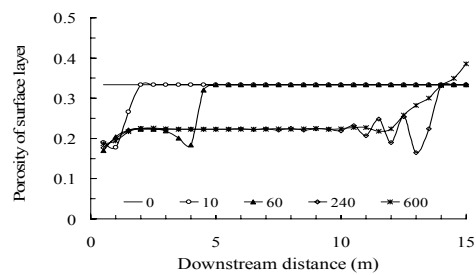


図 6 河床表層の空隙率(Case 2p-2)

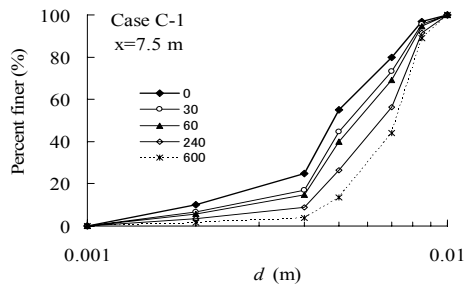


図 7 水路中央部の粒度分布の変化

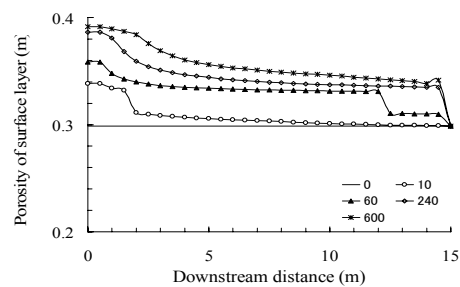


図 8 河床表層の空隙率の変化 (Case C-2)

$5 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ の割合で給砂する．流量は $0.02 \text{m}^3/\text{s}$ であり，この流量では砂は移動するが，礫は移動しない．

図 5 および 6 は Case 2P-1, 2P-2 の河床表層材料の空隙率の変化を示したものである．Case 2P-1 では初期河床の砂の割合は 30% であるが，最終的にはすべての砂が河床表層から流出した．これに伴って，空隙率は 0.17 から 0.4 に増加している．Case 2P-2 では河床の砂の割合 10% から 43% まで増加し，その結果，空隙率が 0.33 から 0.22 に減少している．このように，砂の堆積と侵食により河床表層の空隙率が変化するプロセスがよく説明できている．なお，空隙率の変化により両ケースとも河床変動はほとんどない．

(2) 連続した粒度分布に対する適用

(1) と同様の水路の下流端に砂止めを設置し，図 7 に示す対数正規分布型の混合砂礫を河床に敷き，給砂なしで $0.02 \text{m}^3/\text{s}$ の流量を与える．図 7 は水路中央部の河床表層の粒度分布の変化を示したもので，粗粒化に伴い粒度分布型がタルボット分布に変化する様子がわかる．初期の河床表層の空隙率は本モデルでは 0.3 と求められ，図 8 はその時空間変化を示したものである．河床表層が粗粒化しタルボット分布型になるに従って，空隙率が増加していることがわかる．

4. おわりに

土砂動態解析のサブモデルとしては，生産土砂が河道へ供給される過程についてももう少し議論する必要がある．また，この研究で開発した凍結融解土砂生産モデルについては，凍結融解による風化基岩の土砂化過程の解析モデルを開発する必要がある．河床変動計算モデルについては，計算方法の妥当性の検証や，河床表面とその下層との砂粒子の交換や流砂履歴を考慮した空隙率の評価などについて検討する必要がある．