

雨水流による表面侵食に伴う裸地斜面の 表層粒度分布の変化について

TEMPORAL VARIATION OF GRAIN SIZE DISTRIBUTION OF BARE LAND SURFACE CAUSED BY FLOW WITH RAINDROP IMPACTS

村上正吾¹・林 誠二²・奥田晃久³

Shogo MURAKAMI, Seiji HAYASHI, Akihisa OKUDA

¹正会員 工博 国立環境研究所 流域圏環境管理研究プロジェクト (〒305-8506茨城県つくば市小野川16-2)

²正会員 工博 国立環境研究所 水圏環境研究領域 (同 上)

³非会員 工修 国土交通省 九州地方整備局北九州国道工事事務所

(〒802-0803 北九州市小倉南区春ヶ丘10-10)

Recently we are required to construct sediment routing model which can explain dynamics of not only quantity of sediment (sediment discharge) but also quality of sediment (sediment size distribution) from mountainous slope to coastal zone through river network. One of the characteristics of sediment transport phenomena is that mountainous slope has a wide range of grain size distribution. Hence, in this paper we proposed the model that describes dynamics of sediment mixtures with a wide range of grain size, and investigated the applicability of model by carrying out experiment with three kinds of grain size distributions. For the purpose of explaining the grain sorting process on bare slope, we applied proposed model to the field observatory results in Tajimi, 1954 to 1958, obtained by Tsuchiya. The model approximately explained the temporal and spatial variations of grain size distribution with a wide range of sediment mixtures with initial geometric standard deviation of $\sigma_g=12.5$.

Key Words : bare land with sand mixture, temporal and spatial variation of grain size distribution, sheet erosion, shallow flow with raindrop impacts

1. まえがき

近年, 指向されている流砂系としての土砂管理では, 治水, 利水, 水理構造物の安全性に加えて, 環境, 特に生態系に配慮することで, 単に輸送量のみならず質としての粒径まで取り扱うことが強調されている. 流域内で生産され, 移動する土砂は幅広い分布をもつ混合砂礫より構成されている. 従って, 流砂系として連続的に土砂輸送を取り扱うためにも, 生産場における混合砂礫の輸送状況を的確に表現する必要がある. 流域斜面の土砂の生産様式としては, 表面侵食と崩壊に大別される. 山腹斜面の保全, 農地, 特に傾斜地の保全上, その侵食土砂防止の対策といった観点からは, 混合砂礫より成る斜面の表面侵食の機構解明が必要である. ほぼ一様な砂礫より構成される斜面の降雨に伴う侵食に関しては, 古くからの研究の蓄積がある. しかしながら, 実際の斜面を構成する幅広い粒度を持つ混合砂礫の輸送現象についての研究事例は数少なく, 表層の粒度分布の時間的・空間的な変化を論じた研究は土屋¹⁾・²⁾を嚆矢とする. 混合砂礫の流送現象の特徴は粒径別の運動特性の違いによって,

非平衡状態が引き起こされる点にある. 雨水流の場合には雨滴衝撃が粒径別移動開始に与える影響および表層の機械的分級作用が, 流れの運動特性への影響と相まって粗粒化現象を複雑にするものと推測される. そのため, 著者らは, 中川・辻本³⁾が提案したpick-up rateとstep lengthより構成される確率モデルを雨滴衝撃を伴う雨水流による流砂現象に対して拡張したが⁴⁾, その実験的検証は粒度分布が比較的狭い混合砂 (幾何標準偏差 $\sigma_g=1.5, 2.0$) であった. 本研究ではより粒度が大きい $\sigma_g=3.0$ の混合砂礫を用いた室内降雨実験を, さらに, 現地斜面への適用性検証のため, 土屋が岐阜県多治見市の山腹試験地で実施した現地観測の結果¹⁾・²⁾を利用した. この裸地斜面は $\sigma_g=12.5$ の粒度を持つ混合砂礫より成り, 1954~1958年の約5年間にわたる降雨と, それに伴う表面流により粗粒化の進行過程が記録された貴重な例である.

2. 混合砂礫の雨水流による輸送モデルの概要⁴⁾

著者らが用いる雨水流に伴う混合砂礫の輸送モデルの基本的な枠組みは, 次のように表わされる.

考慮する河床表層（いわゆる交換層）に占める粒径 d_i の砂粒の体積含有率を p_i 、そのクラスのpick-up rateを p_{si} 、そのstep length $\{\xi\}$ の確率密度関数を $f_{xi}(\xi)$ とすると、雨水流による粒径別の非平衡流砂量 q_{Bi} 、粒径別deposit rate p_{di} は次のように書ける。

$$q_{Bi}(x) = \frac{A_3 d_i}{A_2} \int_0^x p_i(x-x') \cdot p_{si}(x-x') \int_{x-x'}^{\infty} f_{xi}(\xi) d\xi dx' \quad (1)$$

$$p_{di}(x) = \int_0^x p_i(x-x') \cdot p_{si}(x-x') \cdot f_{xi}(x-x') dx' \quad (2)$$

ここで、 A_2 、 A_3 ：砂粒の2、3次元の形状係数（球を仮定とすると $\pi/4$ 、 $\pi/6$ ）である。

流砂過程が、粒径別の運動特性の違いによって引き起こされるとき、砂面表層部の交換層では粒度分布の変化が生じる。粒径別の砂礫の運動特性量を反映したpick-up rate p_{si} 、deposit rate p_{di} を用いると、このときの粒径別の連続式は、砂面の低下、上昇に応じて次のように書ける。

砂面低下：

$$\theta_z \frac{\partial p_i}{\partial t} = A_1 d_i p_i (p_{di} - p_{si}) - A_1 p_{i0} \sum_{i=1}^N d_i (p_{di} - p_{si}) \quad (3)$$

砂面上昇：

$$\theta_z \frac{\partial p_i}{\partial t} = A_1 d_i p_i (p_{di} - p_{si}) - A_1 p_i \sum_{i=1}^N d_i (p_{di} - p_{si}) \quad (4)$$

ここで、 θ_z ：交換層厚、 p_i ：交換層の重量粒度分布、 A_1 ：砂粒の1次元の形状係数（球を仮定すると $A_1=1$ ）、 p_{i0} ：砂の初期粒度分布である。

斜面静止砂粒は雨滴衝撃と表面流の作用によって離脱するが、雨滴衝撃による粒径別pick-up rate p_{sfi} と表面流による粒径別pick-up rate p_{si} とは互いに独立と仮定すると、粒径別の全pick-up rate p_{si} は両者の和として $p_{si}=p_{sfi}+p_{si}$ で与えられる。一旦離脱した砂粒は離脱型式に関わらず、表面流によって輸送され、その特性はstep lengthの分布特性に支配されるのと考え、式(1)～(4)の枠組は、中川・辻本のモデルを雨水流に拡張した形式になっている。

表面流による粒径別pick-up rate p_{sfi} については、中川・辻本の粒径別pick-up rate推定式の限界掃流力の項を、芦田・道上⁹⁾に従って修正した次式を用いる。

$$p_{sfi} = F_0 \cdot \tau_{*i} \{1 - (k_2 \tau_{*ci} / \tau_{*i})\}^m \quad (5)$$

ここで、

$$\begin{aligned} \zeta_i \geq 0.4; \quad \tau_{*ci} / \tau_{*cm} &= \{\ln 19 / \ln(19 \zeta_i)\}^2 \\ \zeta_i < 0.4; \quad \tau_{*ci} / \tau_{*cm} &= 0.85 / \zeta_i \end{aligned} \quad (6)$$

ここに、 $p_{sfi} = p_{sfi} / [d_i / \{(\sigma / \rho - 1)g\}]^{0.5}$ 、 τ_{*i} ：無次元掃流力（ $\tau_{*i} = u_*^2 / \{(\sigma / \rho - 1)gd_i\}$ 、 u_* ：摩擦速度）、 $\zeta_i = d_i / d_m$ 、 τ_{*ci} ：粒径 d_i および平均粒径 d_m の砂の無次元限界掃流力、 F_0 、 k_2 、 m ：実験定数である。

雨滴が水面と衝突した時に発生する空気泡の圧力により砂粒は離脱する。空気泡の径は雨滴径と関係し、緩衝機能を果たす水深との相対的な大きさにより、離脱率が決まる。こうした考えに基づき、著者らは降雨強度

r (mm/h)の時の雨滴衝撃による粒径別pick-up rate p_{sfi} を次式で表現した⁴⁾。ただし、単位系はcm-sである。

$$p_{sfi} = 1/7200 \cdot r / \sqrt{(\sigma / \rho - 1)gd_i} \cdot \{1 - h / (k_r D_m)\}^4 \quad (7)$$

ここに、 $p_{sfi} = p_{sfi} / [d_i / \{(\sigma / \rho - 1)g\}]^{0.5}$ 、 h ：表面流水深、 D_m ：雨滴径、 k_r ：雨滴衝撃の効果に関する実験定数である。

step lengthの確率特性は路床の凹凸と底面近傍流速によって規定されるが、水流のみの場合でさえ力学モデルは提案されておらず、ここでは中川らの緩勾配水路での混合砂礫の実験結果⁶⁾を援用する。step length $\{\xi\}$ が従う分布形は粒径別に指数分布に適合し、その確率密度関数は $f_{xi}(\xi)$ 、次のように書ける。

$$f_{xi}(\xi) = \frac{1}{\Lambda_i} \exp\left(-\frac{\xi}{\Lambda_i}\right); \quad \Lambda_i = \lambda d_i \quad (8)$$

ここに、 Λ_i ：粒径別の平均step lengthで、各粒径で無次元化された平均step lengthは $\lambda=10 \sim 30$ でほぼ一定値である。

3. 室内降雨実験による数値モデルの検証

降雨実験の詳細は、著者らの既報⁴⁾に記述されており、ここでは、人工降雨強度 $r=255$ (mm/h)、 $\sigma_g=2.98$ の混合砂を用いた実験を追加した結果を述べる。図-1は、実験に用いた砂礫の粒径加積曲線であり、幾何標準偏差 $\sigma_g (=d_{84}/d_{16})^{1/2}$ は、 $\sigma_g=1.50$ 、 2.01 、 2.98 である。これに対する中央粒径は $d_{50}=0.067$ 、 0.058 、 0.055 (cm)、平均粒径は $d_m=0.082$ 、 0.081 、 0.153 (cm)であった。粒径範囲は $\sigma_g=1.5$ 、 2.0 に対しては、 $d=0.027-0.036$ 、 $0.036-0.058$ 、 $0.058-0.088$ 、 $0.088-0.107$ 、 $0.107-0.2$ (cm)の5分割、 $\sigma_g=2.98$ に対しては $d=0.027-0.036$ 、 $0.036-0.051$ 、 $0.051-0.088$ 、 $0.088-0.2$ 、 $0.2-0.513$ 、 $0.513-0.726$ (cm)の6分割とした。

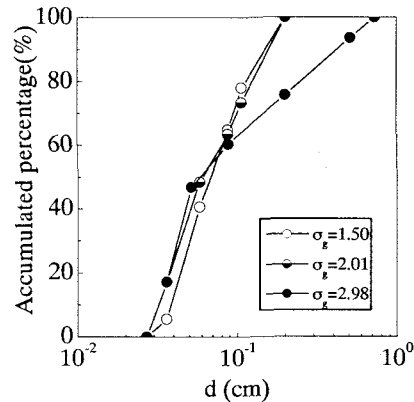


図-1 実験使用砂の粒径加積曲線

モデル中の定数としては、砂粒は球状を仮定して $A_1=1$ 、 $A_2=\pi/4$ 、 $A_3=\pi/6$ 、流れによるpick-up rate p_{sfi} については $F_0=0.03$ 、 $k_2=0.7$ 、 $m=3$ 、無次元限界掃流力 $\tau_{*cm}=0.05$ 、雨滴衝撃によるpick-up rate p_{sfi} については $k_r=6$ 、無次元平均step lengthについては $\lambda=20$ とした。交換層厚は、 $\theta_z=a \cdot d_{max}$ （ d_{max} ：最大粒径、 a ：経験定数）と表示し、水流の場合、通常 $a=1 \sim 2$ とされるに対し、雨水流の場合は、モデルで

表現されていない雨滴衝撃による攪乱，機械的分級作用を α の値に反映させることとし，大きめに $\alpha=3$ とした。

雨水流では，斜面上流端から水深の増加に伴い雨滴衝撃の効果は下流に行くに従って減少する．この水深および底面せん断応力の斜面方向変化は，一定降雨 r_0 に対するkinematic wave理論に基づくと次のように評価される。

$$h(x) = (r_0 x / \alpha)^{2/3} ; \quad \alpha = \sqrt{(8/f) g \sin \theta} \quad (9)$$

$$\tau(x) = \rho g h(x) \sin \theta \quad (10)$$

一方，摩擦損失係数 f は，辻本ら⁷⁾の相対水深の小さな流れに対する抵抗則，

$$\sqrt{8/f} = q / \sqrt{(h/d)^3 \sin \theta} \quad (11)$$

$$= \ln(1.22h/k_s) / \kappa + 5.5 \{1 - \exp(-h/k_s / 4.34)\}$$

より評価した．ただし，等価粗度 k_s は，岸・黒木⁸⁾，中川ら⁹⁾に倣って， $k_s=2d_{50}$ と中央粒径と関係付けた．人工降雨強度 $r_0=255(\text{mm/hr})$ に対して， $\sigma_g=1.50, 2.01, 2.98$ の場合， $f=0.259, 0.229, 0.215$ とした．

なお，モデル上では，雨水流と等しい流量の一樣流では，土砂移動は起こらない条件であった．

図-2は，各粒度の場合における流出土砂の無次元平均粒径 d_m/d_{m0} (d_{m0} : 初期平均粒径) の時間変化である．実験では粗粒化の進行とともに減少する様子が伺える．計算は比較的早く定常な状態に至り，これは雨滴衝撃の強度が過大評価され，計算においては粗粒化の進行が速くなったものと推測される．

図-3は，無次元粒径別流砂量 q_{B*} の時間変化を示したものである． $\sigma_g=2.01$ の場合，降雨初期に細粒分はやや増加傾向，粗粒分はやや減少後速やかに一定の傾向を示す． $\sigma_g=2.98$ の場合，降雨初期より粒径別の流砂量がほぼ一定で，粒径クラスごとの比率も変わらず，これは雨滴衝撃がどの粒径にも等しく作用しているためと考えられる． $d=0.2(\text{cm})$ 程度までは，量的には不十分ではあるが， $\sigma_g=2.01, 2.98$ の計算値はこうした傾向を再現している． $d=0.513(\text{cm})$ の場合，実験ではこのクラス最大粒径が完全に水面下になく状況も出現し，実測流砂量の精度に問題があった．計算ではこうした点を考慮しておらず，今後，各粒径の平均路床からの位置等による雨滴衝撃度の差についての検討が必要と考えられる．

図-4は，降雨終了後，斜面下流部 $x/L=0.8$ ($x=0$: 斜面上流端， L : 斜面長) の表層に存在する粒径別の個数分布を表している．記号が実験値，線が計算値を表す．図-3の q_{B*} の時間変化に対応して， σ_g が小さい場合には，細粒分の流出分が多く，大きい場合には q_{B*} の比率はほぼ一定であるという結果に対応した結果となっている．

後述する図-7に降雨終了直前の全流砂量 $q_B=\Sigma q_{B*}$ を中央粒径 d_{50} で無次元化した全流砂量 q_{B*} と無次元化したstream power q_{J*} との関係を併示した．図は， q_{B*} と q_{J*} との一意的な関係を示し，土屋が指摘するように，表面流を外

力として侵食量を表示することの有効性が認められた．

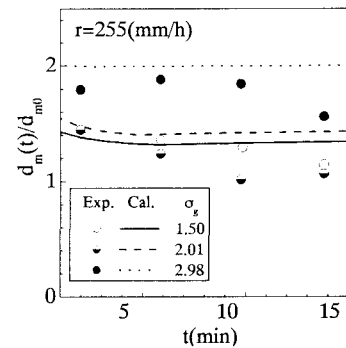


図-2 流出土砂の平均粒径の時間変化

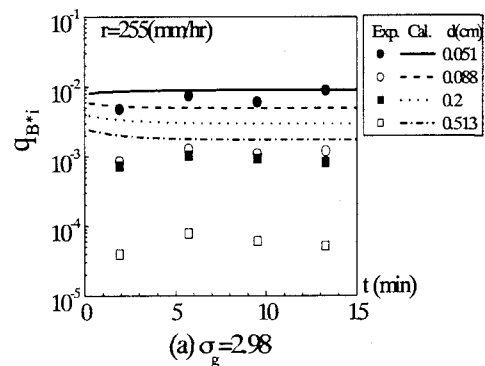
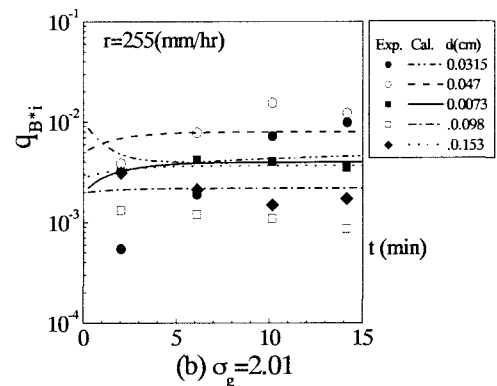


図-3 粒径別流出土砂量の時間変化

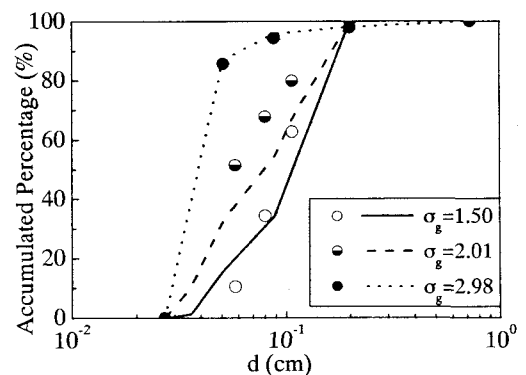


図-4 降雨終了後の表面個数分布 ($x=2.4\text{m}$)

4. 現地スケールの実験・観測データとの比較

(1) 多治見試験地の概要

本節では、提案したモデルを用いて、従来の実験、観測データの説明を試みる。

本研究の目的の1つは現地の山腹斜面における雨水流による侵食に伴う表層粒度分布の変化を記述することである。こうした場を対象とした長期間にわたる実験、観測の例は少ない。土屋は、山腹斜面砂防としての等高線濠工法の濠の諸元を土砂水理学的に決定するために、幅広い粒度分布をもつ混合砂より構成される斜面での侵食量と表層粒度の時間変化に関する実験と現地観測を、1954年から1958年にかけて実施している。

対象試験地は、1952年に等高線濠工法が施工された岐阜県多治見市土岐川流域の団子山¹⁰⁾の山腹に設置された斜面長9.8m、面積104m²、および斜面勾配 $I=\sin\theta=0.316$ ($\theta=18.42^\circ$)の2つの裸地斜面(第2、第7斜面)である。降雨の局地性の観点から降水量 r は、試験地において測定された。表面流出量 q は、試験斜面下流端に設けられた梯形断面の濠に設置した記録計で測定された。

図-5は第7斜面の上流端($x=0$)から $x=2, 4, 10$ mの位置で採取された表層土砂の粒径加積曲線(重量表示)を表している。混合砂礫の表面粒度の特性($x=2, 4, 10$ m)は、中央粒径 $d_{50}=0.119, 0.175, 0.175$ (cm)、平均粒径 $d_m=0.818, 0.937, 0.745$ (cm)、幾何標準偏差 $\sigma_g=11.59, 12.55, 12.53$ である。

図-6は、1956年の調査時の降雨強度 r (mm/h)と表面流出量 q (cm²/s)との関係を示している。図では、単位系を合わせるため、降雨強度は r' (cm/s)で表示してある。

図中の実線は、後述する降雨による現地斜面の数値模擬のための内挿式で、次式で表される。

$$q = F r' (1 - r'_c / r')^8 \quad (12)$$

ここに、 $F=647.8$ 、 $r'_c=6 \times 10^{-6}$ である。斜面長 $L=1000$ (cm)を考慮し、kinematic wave理論に基づく $F=f_R \cdot r' \cdot L$ (f_R : 流出率、 L : 斜面長)より、この斜面の流出率は、 $f_R=0.65$ 程度であったと推測される。

図-7は、1956年の夏期降雨による流出土砂量 q_B と表面流のstream power qI との関係で、次のように無次元化されている。 $q_B=q_B/\{(\sigma/\rho-1)gd^3\}^{0.5}$ 、 $q=q/\{(\sigma/\rho-1)gd_{50}^3\}^{0.5}$ 、 $I=I/(\sigma/\rho-1)$ であり、 g : 重力加速度、 σ : 土の密度、 ρ : 水の密度である。図中の実線は著者ら¹¹⁾が提案する裸地斜面の侵食量式で、次式で表わされる。

$$q_B = A_0 \{q \cdot I - (q \cdot I)_c\}^m \quad (13)$$

急勾配斜面では、 $A_0=1.01$ 、 $m=5/3$ である。無次元限界stream power $(q \cdot I)_c$ は、無次元限界掃流力 τ_c と $\phi \tau_c^{3/2} = (q \cdot I)_c$ と関係付けられる。 $d_{50}=0.119$ (cm)に対応する無次元限界掃流力を $\tau_c=0.034$ 、さらに相対水深の小さい流れの流速係数を $\phi=3$ とすると $(q \cdot I)_c = 0.02$ となるが、雨水流の

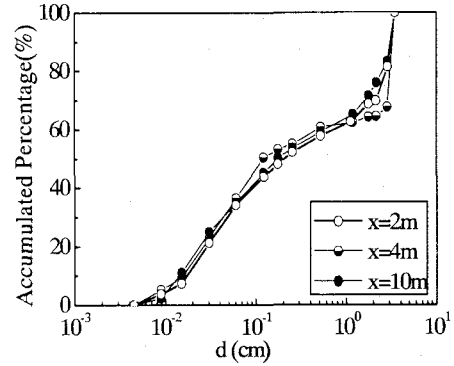


図-5 粒径加積曲線(多治見試験地)

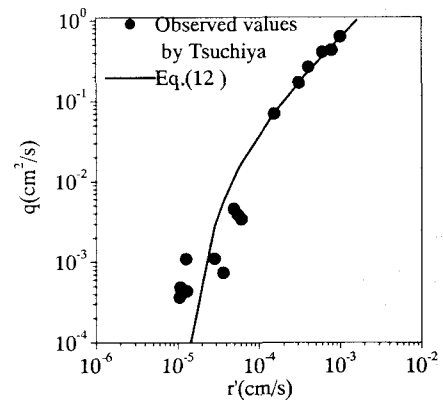


図-6 降雨強度と表面流量の関係

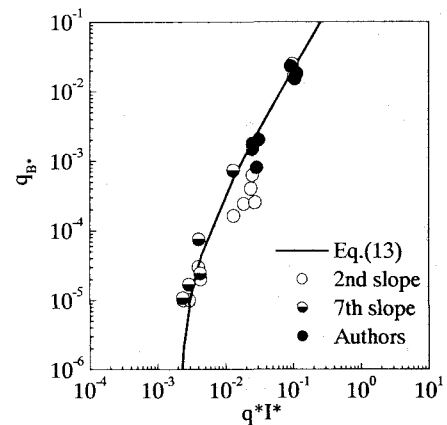


図-7 全流出土砂量とstream powerの関係

場合には、雨滴衝撃のため流れの強度で表示した移動限界は見かけ上小さくなる¹²⁾。ここでは観測値との対応から、 $(q \cdot I)_c = 0.002$ とした。

代表粒径として、図-7では中央粒径を用いると、観測値と上式との対応は比較的まとまりを見せた。図中には著者らの室内降雨実験の結果も併示した。実験の範囲内の粒度の混合砂の表面侵食については、こうした式形の適用が可能と考えられる。ただし、代表粒径として d_{50} 、 d_m のいずれとするかについては今後の課題と考えられる。

(2) 一様流れによる裸地斜面の終局的粒度分布

土屋は、雨水流による裸地斜面の粒度分布の最終状態の推定方法の確立のため、まず雨滴衝撃の効果を除いた一様流による現地土砂の侵食実験を行っている。京都大学防災研究所に設置した長さ3m、幅13cm、深さ11cmの実験水路に多治見試験地の山腹土砂を一樣につめ、102日にわたる長期通水実験を行った。通水流量は現地第7斜面における最大流量としている。

摩擦速度を推定するために必須なDarcy-Weisbachの摩擦損失係数 f は、通水開始後10日程度でほぼ一定値となり、次式のように流れのReynolds数と関係付けている。

$$f = \beta / R_e ; R_e = U_m h_m / \nu = q / \nu \quad (14)$$

ここで、 $\beta=608$ 、 U_m ：平均流速、 h_m ：平均水深、 ν ：渦動粘性係数である。

図-8、9に、土屋の実験結果と2節で述べた混合砂礫の流送モデルに基づく計算結果を併示した。計算に当たって、通水流量としては、第7斜面での最大降雨 $r=97(\text{mm/h})$ に対応する表面流出流量値 $q=1.715(\text{cm}^2/\text{s})$ （式(12)で推定）とした。粒度は、 $d=0.0045\text{--}0.06$ 、 $0.06\text{--}0.121$ 、 $0.123\text{--}0.178$ 、 $0.178\text{--}0.255$ 、 $0.255\text{--}0.524$ 、 $0.524\text{--}1.129$ 、 $1.129\text{--}1.801$ 、 $1.801\text{--}2.175$ 、 $2.175\text{--}2.895$ 、 $2.89\text{--}3.495(\text{cm})$ の10区間に分割した。また、式(14)にもとづいて、通水期間中、 $f=3.545$ で一定とした。モデル中の定数は、3節で用いた値を用いた。なお、交換層厚は、雨滴衝撃の影響が無いとして、 $\theta_z=d_{\max}$ とした。

図-8は、表層土砂の中央粒径 d_{50} の時間変化を示している。なお、空間的な変化を考慮して上流、中流、下流の3側点で平均化されている。モデル計算では平衡状態に速やかに至る。これは混合砂礫の粘着性を考慮していないため、限界掃流力が実際の値より小さく評価されていたこと、また通水に伴う含水比の変化に伴う限界掃流力の変化等を考慮する必要性を示唆していると考えている。

図-9は、初期粒径加積曲線と通水開始後102日時点の斜面の上流部と下流での粒度分布とを比較したものである。 $d=0.1(\text{cm})$ 以下の細粒分、シルト分が抜け出し、典型的なarmor coatが形成されていることが認められる。モデルによる計算は、平衡に至る過程と最終状態を比較している。計算では、比較的粗い成分しか残らない結果となっており、これも限界掃流力の評価に起因するものと考えられる。

(3) 多治見試験地での観測結果へのモデルの適用

実際の降雨による山腹斜面の表層の混合砂礫の粒度の時間的・空間的な変化の観測が、団子山の第7斜面において1954年夏期から1958年12月までの長期に渡って実施された。試験地での降雨観測記録より、この時期の降水量の頻度分布分かっているが、最大降雨を除く順序は不明である。1954年8月～1956年8月において、混合砂礫の移動に有意と考えられる $r=10(\text{mm/h})$ 以上の降雨回数 N は

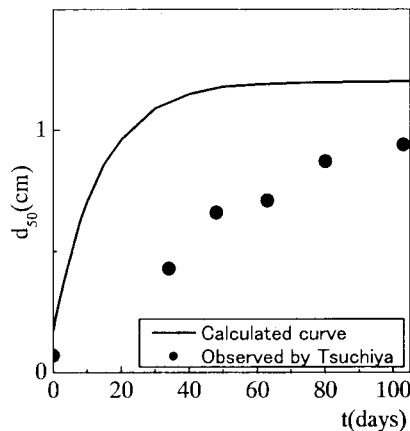


図-8 中央粒径の時間変化（長期間通水実験）

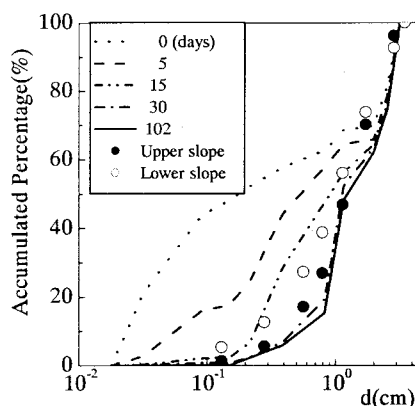


図-9 最終粒径加積曲線（室内長期間水実験）

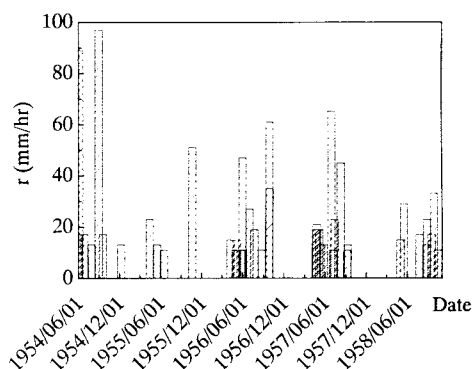


図-10 数値模擬に用いた降水量時系列

45回で、最大値は1954年8月の $r=97(\text{mm/h})$ 、平均降雨強度は $r=23.8(\text{mm/h})$ であった。土屋は、現地では局地的な豪雨が激しく、近接する気象台での降水量データの使用は不適当としている。ここでは、岐阜気象台での当該期間の日降水量が40mm以上の降水回数45回と対応づけて、図-10に示すような降雨強度の時系列を作成した。また、1979年～2003年の多治見のアメダスの最大時間雨量が

10(mm/h)以上の降雨があった当日の日降水量を最大時間雨量で割った時間を継続時間と見なし、その平均値の $T=2.5(h)$ を降雨継続時間とし、一定値とした。

2節の降雨侵食モデルの適用に当たっては、パラメータは4.(2)の一樣流れの場合と同様とした。ただし、交換層厚は、雨滴衝撃の影響が表層の混合に有意であると考え、 $\theta_s=3d_{max}$ とした。

図-11は、観測開始後約2年後、4年後の斜面上の中央粒径の分布である。1956年のデータは斜面側方($y=0$)より $y=3.5$, 6(m)の測線上、1956年は第2, 7斜面の横断方向平均値である。粗粒化の進行は、長い時間スケールでは、平均値的に見ると、斜面に沿って一様に起こっていると考えられる。図中の点線、破線、一点鎖線は計算値を示している。

図-12は、観測開始後、約4年時点での斜面上($x=1m$, 3m, 10m)での粒度分布と計算値($x=5m$)を比較したものである。1954年8月の $r=97(mm/h)$ によって粗粒化が速やかに進行したことが計算では示されている。粗粒化の進行には、時間降雨量で $r=50\sim60(mm/h)$ 以上の降水量が、外力として有効に作用していた。その結果として、1957年から1958年にかけての進行は小さなものとなった。また、計算は観測値より粗粒分の抜けだしが多く、より粗粒化する傾向を示している。これは、流れと雨滴衝撃による移動限界の設定に起因するものと考えられる。

5. あとがき

本研究では、流域斜面での表面侵食現象を理解する上で、構成材料が幅広い粒度分布を持つ混合砂礫であることが重要な要因との観点から、その効果について検討を行った。対象とした混合砂礫の粗粒化現象は、室内降雨実験、土屋による長期間通水実験、多治見試験地での現地観測結果とした。現地土砂では粘着性等の影響があり砂礫のみの粗粒化とは時間進行スケールが異なるものの、非粘着性混合砂礫と同様の機構で、かなり説明できることがわかった。また、モデルでは、雨滴衝撃が全粒径の移動開始に等しく作用していると考えられているが、粒度、表面流量、抵抗則に応じた考慮が必要と思われた。今後は、粘着性、雨滴衝撃の粒径別の影響等を考慮して、モデルの改良を進めたい。

参考文献

- 1) 土屋義人：地面侵食に関する二、三の水理学的考察，土木学会論文集，第59号，pp.32-38, 1958.
- 2) 土屋義人：地面侵食による裸地斜面の終局的粒度分布について，京都大学防災研究所年報第4号，pp.163-172, 1960.
- 3) 中川博次・辻本哲朗・原念明：混合砂れき床面の粗粒化過程について，京都大学防災研究所年報，第20号B-2，pp.163-172, 1977.
- 4) 村上正吾・中川博次・S. Makhanu・奥田晃久：降雨による裸

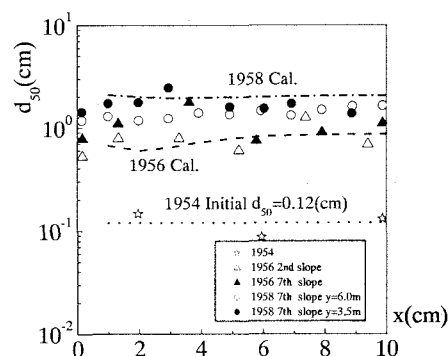


図-11 中央粒径の時間変化（多治見試験地）

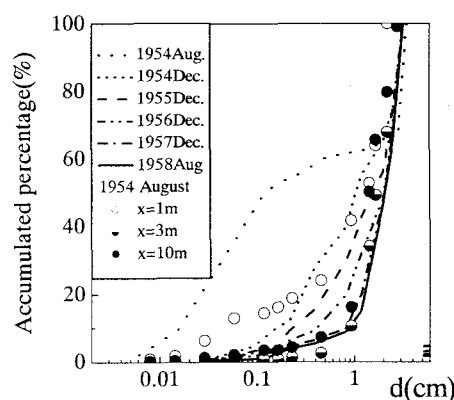


図-12 最終粒径加積曲線（多治見試験地）

地斜面の粗粒化と粒径別流砂量，水工学論文集，第40巻，pp.869-874, 1996.

- 5) 芦田和男・道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究，土木学会論文報告集，第206号，pp.59-69, 1972.
- 6) 中川博次・辻本哲朗・中野晋：混合砂れき床面の粗粒化過程について，第25回水理講演会論文集，pp.67-72, 1981.
- 7) 辻本哲朗・細川迭男：急勾配水路における礫の限界掃流力と流砂量，土木学会論文集，No.411/II-12，pp.127-134, 1989.
- 8) 岸力・黒木幹男：移動床流れにおける河床形状と流体抵抗，北海道大学工学部研究報告，No.67, 1973.
- 9) Nakagawa, H., Tsujimoto, T. and Nakano, S. : Characteristics of sediment motion for respective grain size of sand mixtures, Bulletin, Disas. Prev. Res., Kyoto University, Vol.32, Part 1, pp.1-32, 1982.
- 10) 国土交通省中部地方整備局多治見砂防国道事務所：土岐川流域グリーンベルト，<http://www.cbr.mlit.go.jp/tajimi/>
- 11) 村上正吾・林誠二・渡辺正孝・徐開欽・陳中原：表面侵食モデルによる嘉陵江流域の土砂生産量推定-長江(揚子江)上流域を対象として-，水工学論文集，第48巻，pp.1117-1122, 2004.
- 12) 岩垣雄一・土屋義人：雨水流による土砂の剥離と輸送について，土木学会論文集，第51号，pp.34-40, 1957.

(2004. 9. 30 受付)