

渓床堆積物の不飽和浸透過程を考慮した石礫型 土石流の発生・発達に関する数値計算

NUMERICAL SIMULATION OF STONY DEBRIS FLOW DEVELOPING ON UNSATURATED DEPOSIT

里深好文¹・水山高久²

Yoshifumi SATOFUKA and Takahisa MIZUYAMA

¹正会員 工博 立命館大学教授 理工学部都市システム工学科 (〒525-8577 滋賀県草津市野路東1-1-1)

²正会員 農博 京都大学大学院教授 農学研究科森林科学専攻 (〒606-8502 京都市左京区北白川追分町)

In heavy rainfall, debris flows often occur in steep slope area and cause severe damage. Several numerical simulation models on debris flow have been developed to predict the timing and location of occurrence. In almost of the models, the deposit on bed rock in steep torrent which is the source of debris flow is considered to be saturated. But the bed materials sometimes have high permeability, infiltration flow become so much, unsaturated condition seems to be appear even in a heavy rainfall. The infiltration flow may affect the occurrence and development of debris flow strongly. We propose a new simulation model which composed of unsteady 2-D infiltration model and 1-D debris flow model. In the model, the exchange of water between deposits and debris flow is considered. The calculated results show that the infiltration and spring flow at the bed surface cause the rapid increase and decrease of flow discharge.

Key Words : debris flow, numerical simulation, infiltration flow, unsaturated deposit

1. はじめに

降雨の情報を基に土石流の発生を予測することは、土砂災害の防止・軽減において重要な課題である。急勾配の渓流に雨水が流入すると、一部は渓床堆積物内部へと浸透するが、浸透しきれない分は表面流を形成し、その流れが土砂を取り込むことにより土石流が発生する。したがって、渓床堆積物への水の浸透は、土石流の発生に直接的な影響を及ぼすと考えられる。また、渓床堆積物の飽和度が小さい場合には、土砂が流れに取り込まれた際に急激に土砂濃度が增大するので、土石流の流動過程にも大きな影響を及ぼすであろう。しかしながら、従来の土石流の発生・発達に関する研究では、渓床堆積物への流水の浸透や、渓床堆積物の飽和度の時間的・空間的变化は無視されていることが多かった。たとえば、土石流の発生に関する水路実験を行う際には、河床堆積物を小さな流量の下で十分に飽和させた後、給水量を増やして土石流を発生させることが通常であるし、土石流の数値解析においても渓床堆積物の飽和度は一定とされることがほとんどであった¹⁾。これでは土石流の発生を精度よく予測するのは難しい。

そこで本研究では、渓床堆積物中の不飽和浸透過程と土石流の発生・発達過程とを同時に解析できる手法を新たに提案する。森林斜面を対象としてRichardsの式により鉛直2次元場の不飽和浸透過程を精度よく再現する計算手法は既に関与されている。また、急勾配の渓流において河床堆積物を起源とする土石流の発生・発達に関する数値シミュレーションモデル^{2),3),4)}もすでに実用段階にある。これら2つのモデルを結合し、河床面を通じた水の移動を適切に評価できれば、不飽和堆積層上の土石流の発達過程を再現可能なモデルが構築できると考えられる。

ただし、両モデルが対象とする時間スケールに大きな隔たりがあるため、解決すべき課題もある。すなわち、不飽和浸透過程に対しては、通常、Richardsの式を陰解法によって解いているのに対し、土石流の発達過程に対しては、さらに短い時間ステップを用いた非定常流れによる解析が要求されるため、両者をリンクさせる際に調整が必要とされるのである。そこで、不飽和浸透過程に関する非定常流れによる解析手法を新たに開発し、土石流の解析と同じ時間ステップで逐次計算することを可能にした。河床面を通じた渓床堆積物への浸透量あるいは湧き出し量を両計算間で逐次受け渡すことにより、2つ

の計算モデルを一体化することに成功した。

新たに構築されたシミュレーションモデルは、侵食・堆積により堆積物の形状が時間的に変化するような場の不飽和浸透流れを解析できる点で画期的であると考えている。また、本モデルによる解析の結果、堆積物への浸透や湧き出しが土石流の規模に大きな影響を及ぼすことが確認された。

2. シミュレーションモデル

(1) モデルの概要

比較的急勾配の不飽和堆積層上に上流から流水が供給される時の土石流の発生・発達過程を再現するために、鉛直二次元場を対象として、河床堆積物中の浸透流れと河床上の土石流を同時に解析するモデルを開発した。河床表面を介した水移動は、河床表面からわずかに堆積層の内部に入った地点の圧力と河床表面に作用する流動層の圧力とによって求められる圧力勾配および堆積層の透水係数から計算される。土石流の連続式（後述する(11)式）と流れの運動方程式（(13)式）には、この河床表面を介した水交換フラックス w_i が加えられている。侵食速度式や抵抗則についても浸透流の影響が考えられるが、現段階においては十分な知見が得られていないので、ここでは従来のものを使用している。なお、堆積物中の流れおよび河床上の流れはともに非定常流れとし、陽解法によって解いている。

(2) 河床堆積物中の浸透流れに関する基礎方程式

小笠原・関根⁵⁾は掃流砂を対象として、浸透が卓越する場における堆積過程に関して数値解析を行っている。この研究を参考にして、河床堆積物中の非定常浸透流れに関するモデルを構築する。まず、図-1に示すような河床勾配 α の鉛直二次元場を考える。河床基岩面と平行に x 軸をとり、 x 軸に垂直上向きに z 軸をとると、圧力水頭 ψ と体積含水率 θ および透水係数 K の間には次

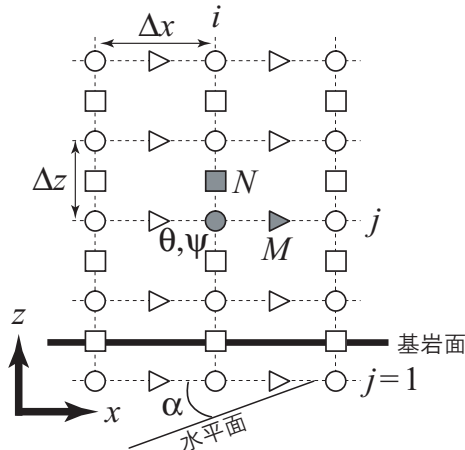


図-1 浸透流解析の変数の配置

のRichardsの方程式が成立する。

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \beta S_s \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right) \right\} \quad (1)$$

ここに、 t は時間、 S_s は比貯留係数、 β は飽和時に1、不飽和時に0となる係数である。

谷⁶⁾によると、圧力水頭 ψ と体積含水率 θ の関係（水分特性曲線）および透水係数は、それぞれ次のように表される。

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp \left(- \frac{\psi}{\psi_0} \right) + \theta_r \quad (2)$$

$$K = K_s \left\{ \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right\}^m \quad (3)$$

ここに、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 ψ_0 は水分特性曲線の変曲点における圧力水頭、 K_s は飽和透水係数、 m は係数である。

通常の浸透流解析では、与えられた境界条件のもとで式(1)から式(3)を陰解法によって解いている。しかしながら、土石流の非定常流れ解析と結合させるためには、河床堆積物中の流れも非定常モデルによって表現する方が好都合であるので、ここでは土石流の流動解析に倣って、圧力場と流れ場を短い時間ステップで交互に計算する陽解法を採用する。

まず、浸透流れと圧力場を交互に計算するために、式(1)を次のように変形する。

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \beta S_s \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right) \quad (4)$$

$$M = -K \left\{ \frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right\} \quad (5)$$

$$N = -K \left\{ \frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right\} \quad (6)$$

ここに、 M は x 方向の流れのフラックス、 N は z 方向の流れのフラックスである。これらの式を図-1に示すようなスタッガードスキームにしたがって離散化している。まず、各フラックスは、圧力 ψ の空間分布と透水係数 K とを用いて式(5)および式(6)から計算される。この時、時間ステップ Δt は十分小さいものと考え、圧力 ψ と体積含水率 θ には1ステップ前の値を使用し、透水係数 K には式(3)によって得られる値を用いている。

次に、式(4)を用いて圧力 ψ と体積含水率 θ を求める方法について説明する。不飽和の領域では $\beta = 0$ であることから、式(4)は次のように書き換えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right) \quad (7)$$

上式は水の移動が含水率の時間的変化を生むことを表

している。不飽和状態において含水率と圧力（負圧）との関係は水分特性曲線によって表されるので、フラックス M と N を既知量としたとき、式(2)と式(7)により体積含水率 θ と圧力 ψ が求められる。ただし、式(2)から体積含水率 θ を用いて圧力 ψ を求めるには、逆関数が必要である。しかしながら、これを解析的には求められないので、含水率を複数の領域に区分した上で、それぞれの領域において近似式を作成した。この近似式は、極度に土砂が乾燥している領域で多少の誤差を生じるが、通常の計算範囲では十分な精度を保つことが確認されている。

堆積物が飽和の領域では $\theta = \theta_s$ であり、 $\beta = 1$ であることから、式(4)は次のように書き換えられる。

$$S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right) \quad (8)$$

式(8)は飽和状態においては浸透水の移動が直接的に圧力(正圧)の変化を生むことを示している。

上述のように、不飽和状態および飽和状態において、流れのフラックスから圧力と体積含水率を求めることが可能となった。もちろん、このような計算は時間ステップが十分に小さいことが前提となる。本研究においては時間ステップは0.001秒としており、通常の浸透計算に用いられる値の1/100程度と考えられる。

(3) 流動層と堆積層との間の水移動

流動層と堆積層との水交換フラックスは、河床表面からわずかに堆積層の内部に入った地点の圧力と河床表面に作用する流動層の圧力とによって求められる。ただし、堆積層の厚さは河床変動により時間的に変化するので、これを考慮する必要がある。図-2に示すように、本計算において、堆積層は一定の層厚 Δz に区切られており、流動層と接する最上段の層厚は $0 < \Delta z' \leq \Delta z$ の範囲で変動するものとしている。なお、河床上の流動層の部分では層分割は行っていない。図-1に示したように $J = 1$ が

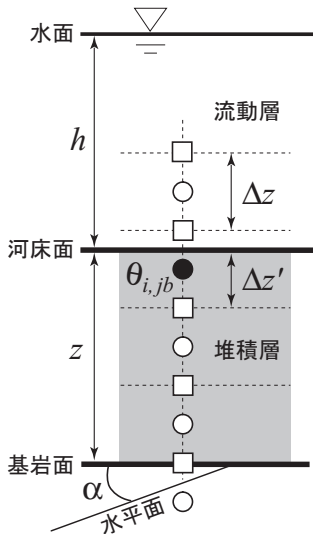


図-2 河床堆積物の層分割に関する概念図

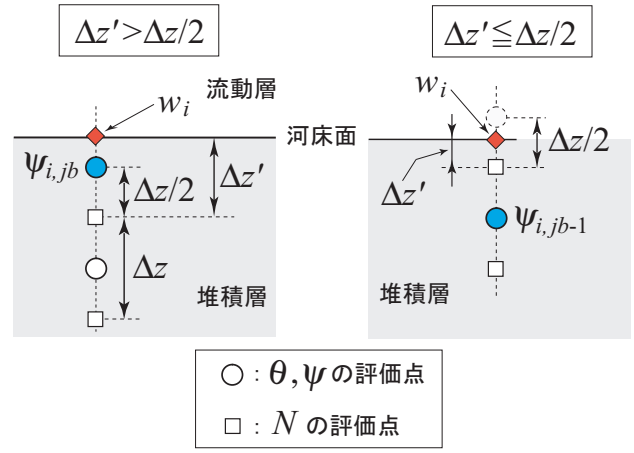


図-3 河床面を介する水移動に関する変数の配置

最下層であり、 $N_{i,1}$ が基岩面と一致しているとして、 $(jb-1)\Delta z < z \leq jb \cdot \Delta z$ を満たす下から jb 番目の層に河床面が存在することになる。

図-3の左図に示すように、 $\Delta z/2 < \Delta z' \leq \Delta z$ の時、断面 i における流動層と堆積層の水交換フラックス w_i は、河床表面からわずかに堆積層内部に入った地点の圧力水頭として $\psi_{i,jb}$ を用い、河床面と $\psi_{i,jb}$ 評価点との距離を $\Delta z' - \Delta z/2$ とすることにより、次のように表される。

$$w_i = -K \left\{ \frac{h_i \cos \alpha - \psi_{i,jb}}{\Delta z' - \Delta z/2} + \cos \alpha \right\} \quad (9)$$

ここに、 h_i は河床上の流動深である。河床面近傍での圧力勾配の求め方として、このような方法が妥当であるかどうかは議論の余地があると思われるが、浸透流と表面流の相互作用を考える第一歩としては許される想定であると考えている。

一方、 $0 < \Delta z' \leq \Delta z/2$ の時には図-3の右図に示すように、河床表面からわずかに堆積層の内部に入った地点の圧力水頭としては $\psi_{i,jb-1}$ を用いることとし、水交換フラックス w_i は、次のように表される。

$$w_i = -K \left\{ \frac{h_i \cos \alpha - \psi_{i,jb-1}}{\Delta z' + \Delta z/2} + \cos \alpha \right\} \quad (10)$$

計算された w_i は堆積層内の浸透流れに関する上部境界条件として用いられると同時に、後述する土石流の発達過程の計算では、河床面からの流入条件として用いられている。

(4) 土石流の一次元基礎方程式

河床面上に発生・発達する土石流の基礎方程式としては、一様砂礫を対象とした一次元非定常流れ⁴⁾のものをを用いている。

全流量（土砂+水）の質量保存則は、

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} = w_i + i_b \left\{ C_* + (1 - C_*) \frac{\theta}{\theta_s} \right\} \quad (11)$$

と表される。ここに、 h は流動深、 u は断面平均流速、 i_b は河床の侵食・堆積速度（侵食が正）、 C_* は河床堆積物の容積土砂濃度である。 w_i は式(9)あるいは式(10)によって求められる。

土石流中の砂礫の質量保存則は、

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \frac{\partial uCh}{\partial x} = i_b C_* \quad (12)$$

と表される。ここに、 C は土石流中の容積土砂濃度である。

流れの運動方程式は、

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{uw_i}{h} = g \sin \alpha - \frac{\partial(z+h)}{\partial x} g \cos \alpha - \frac{\tau_b}{\rho h} \quad (13)$$

と表される。ここに、 g は重力加速度、 τ_b は河床せん断力、 ρ は水の密度である。左辺第3項は河床面を介した水交換に伴う運動量の変化を表している。河床せん断力については以下のように与えている。

【 $C \geq 0.4C_*$ 、土石流のとき】

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{d^2 u |u|}{8h^3 \{C + (1-C)\rho/\sigma\} \{(C_*/C)^{1/3} - 1\}^2} \quad (14)$$

【 $0.01 < C < 0.4C_*$ 、掃流状集合流動のとき】

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{1}{0.49} \frac{d^2}{h^3} u |u| \quad (15)$$

【 $0.01 \leq C$ あるいは $h/d \geq 30$ 、乱流のとき】

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{gn_m^2 u |u|}{h^{4/3}} \quad (16)$$

ここに、 σ は砂礫の密度、 d は砂礫の粒径、 n_m はマンシングの粗度係数である。

河床の侵食・堆積速度はそれぞれ以下の式で計算している。

【 $C < C_\infty$ 、侵食のとき】

$$i_b = \delta_e \frac{C_\infty - C}{C_* - C_\infty} \frac{q}{d} \quad (17)$$

【 $C \geq C_\infty$ 、堆積のとき】

$$i_b = \delta_d \frac{C_\infty - C}{C_*} \frac{q}{h} \quad (18)$$

ここに、 C_∞ は平衡土砂濃度、 q は単位幅流量、 δ_e は侵食係数、 δ_d は堆積係数である。平衡土砂濃度は次式で求めている。

$$C_\infty = \frac{\rho \tan \theta_w}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta_w)} \quad (19)$$

ここに、 θ_w は水面勾配、 ϕ は内部摩擦角である。

以上の基礎方程式をスタッガードスキームを用いて離散化し、土石流の発生・発達過程を計算している。

3. 計算の一例

(1) 計算条件

上述のモデルを用いて不飽和堆積層上で発達する土石流に関する数値シミュレーションを行った。現段階では河床堆積物の特性に関する情報が十分ではないため、あくまで仮想的条件下における計算にとどまっている。なお、堆積物の水分特性曲線や透水係数などは小笠原・関根⁵⁾の研究を参考にした。

一様な勾配、一様な流路幅、一様な初期堆積厚をもつ仮想的な溪流を考え、上流から水だけを供給した際の土石流の発生・発達過程を追跡する。流路長は1000m、流路幅は1m、初期堆積厚さは1.05mとし、河床堆積物の初期状態において $\psi = -0.25$ mとしている。河床砂の粒径を5cm、内部摩擦角を37度、河床堆積物の容積濃度を0.6、砂の密度を2650kg/m³としている。マンシングの粗度係数は0.05m^{-1/3}sとしている。 $\theta_s = 0.4$ 、 $\theta_r = 0.001$ 、 $\psi_o = -0.05$ m、 $K_s = 5.0$ cm/s、 $S_s = 1.0$ 、 $m = 3$ とし、 $\Delta x = 5.0$ m、 $\Delta z = 0.1$ m、 $\Delta t = 0.001$ 秒として計算を行った。なお、上流端から100mの区間は固定床とし、上流から120mの区間では堆積層中の水の移動は無いものとしている。また、下流端においては等流条件を与えている。

(2) 計算結果と考察

図-4には、河床が常時飽和であるとした場合の、初期河床勾配を10度、供給流量を0.05m³/sとしたケースにお

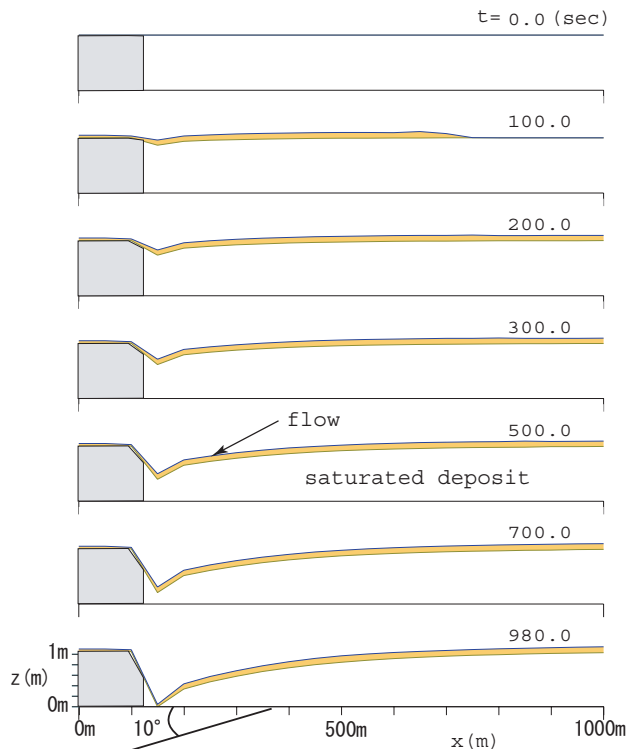


図-4 河床縦断形状の時間的変化（飽和河床の場合）

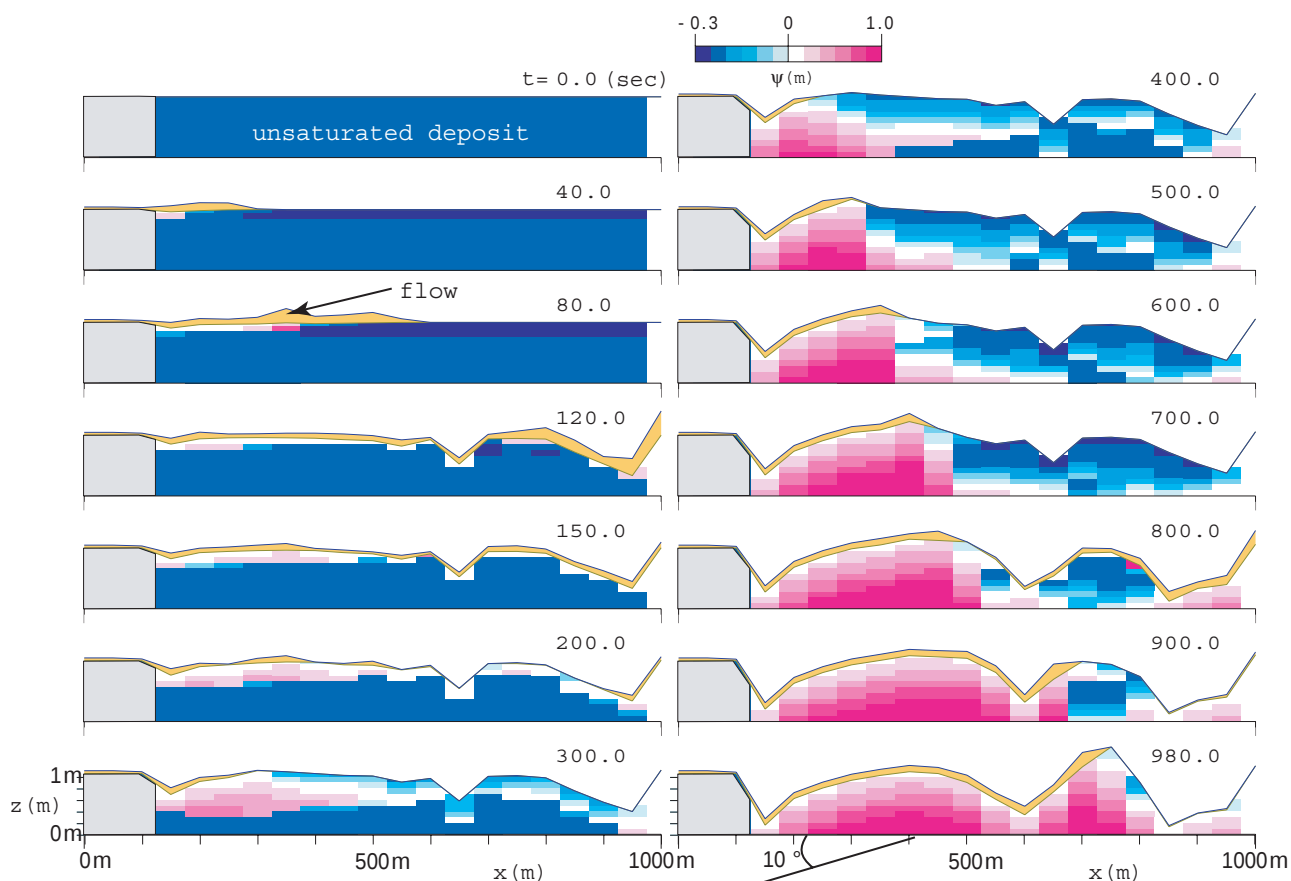


図-5 河床縦断形状の時間的変化（不飽和河床の場合）

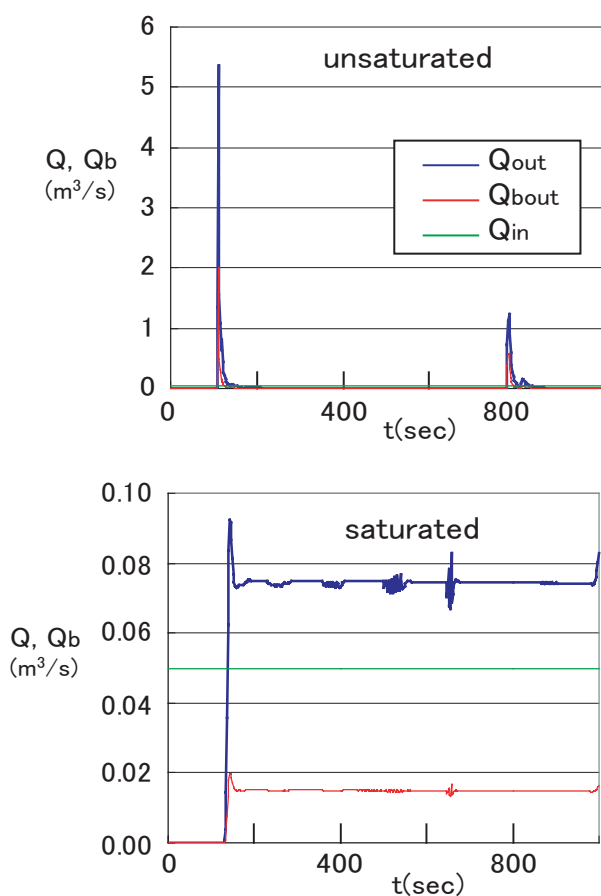


図-6 流出流量・流砂量の時間的変動に関する計算結果

ける河床縦断形状の時間的変化を示し、図-5には同勾配、同流量の条件で河床が不飽和であるとした場合の河床縦断形状の時間的変化を示している。図-5においては、赤色で示されている堆積物の領域が、より飽和に近い状態となっている。河床面から下方へ飽和領域が広がっていることが確認される。

従来の土石流の発生過程に関する計算では、図-4のように上流から順に侵食が進む（いわゆるローテーション的な河床変動）という結果が得られている。このような計算結果は飽和河床を対象とした水路実験の結果などともよく一致することが確かめられている。

一方、図-5に示される不飽和河床上の土石流の発達過程では、上流から供給された水の大部分は河床堆積層内に浸透し、その一部が下流において河床面上へ復帰するといったこともあって、必ずしも上流から順次侵食が生じるとは限らない。スムーズな河床変動・土砂流出過程は生じていない。これは計算の不安定というものではなく、浸透過程と土石流の発達過程が相互に影響しあった結果であると考えている。たとえば、 $t=120$ sにおいては、 $x=800$ m地点付近で流動深が増大しているが、これは堆積層から河床面への湧き出しによると考えられ、結果的に大きな河床の侵食が生じていることがわかる。図-6に各計算ケースの流出流量と流出流砂量の時間的変動に関する計算結果を示している。これらを見ても、不飽和河床を対象とした場合に、流量・流砂量が時間的に

大きく変動していることが分かる。もちろんこのような結果は計算条件に強く依存するものであり、必ずしも実現象を正しく表したものであるとはかぎらない。しかしながら、河床が飽和状態にあると仮定することがもっとも危険な状態を想定したことにはならない、という事実は興味深い。今後、現地観測結果や水路実験の結果と比較検討することにより、さらなる検討が必要であると考えている。

4．おわりに

本研究では、渓床堆積物中の不飽和浸透過程と土石流の発生・発達過程とを同時に解析できる手法を新たに提案し、土石流の発生に及ぼす浸透流の影響について検討した。Richardsの式による河床堆積物内の鉛直2次元場の不飽和浸透過程の解析手法と、河床堆積物を起源とする土石流の発生・発達に関する数値解析手法とを組み合わせ、河床面を通じた渓床堆積物への浸透量あるいは湧き出し量を両者の間で受け渡すことにより、不飽和堆積層上の土石流の発生・発達過程を再現可能なモデルを構築した。

また、通常、定常流れを仮定して解析されている不飽和浸透過程に対して、短い時間ステップを用いた非定常流れによる解析を行うことで、土石流の解析と同じ時間ステップで逐次計算することを可能にした。

新たに構築されたシミュレーションモデルは、侵食・堆積により堆積物の形状が時間的に変化するような場の不飽和浸透流れを解析できる点で画期的であると考えて

いる。また、本モデルによる解析の結果、堆積物への浸透や湧き出しが土石流の規模に大きな影響を及ぼすことが確認された。

2007年度より、京都大学防災研究所穂高砂防観測所の観測領域内にあるヒル谷源頭部において、急勾配の渓床堆積物内における水分状態に関する連続観測を継続して行っており、本モデルを検証するためのデータが得られることを期待している。残念ながら、2008年9月末時点では、堆積土砂の流動化には至ってはいないが、観測を継続し、流動化が発生すれば、堆積物の流動化機構を検討するために貴重なデータが得られると考えている。

参考文献

- 1) 高橋 保：土石流の機構と対策，近未来社，2004.
- 2) 高橋 保・中川 一：自然ダムの越流決壊によって形成される洪水の予測，京都大学防災研究所年報，第 35 号 B-2，pp.231-248, 1992.
- 3) 高橋 保・中川 一：小流域からの豪雨時土砂流出の予測，京都大学防災研究所年報，第 32 号 B-2，pp.689-707, 1989.
- 4) 里深好文・水山高久：砂防ダムが設置された領域における土石流の流動・堆積に関する数値計算，砂防学会誌，Vol.58 No.1, pp.14-19, 2005.
- 5) 小笠原基・関根正人：浸透が卓越する場に形成される堆積地形に関する数値解析，水工学論文集，第 51 巻，pp.979-984, 2007.
- 6) 谷 誠：一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性，日本林学会誌，Vol.64, pp.409-418, 1982.

(2008.9.30 受付)