

投稿論文 (和文)
PAPERS

森林土壌が持つ濁水捕捉機能のモデル化

池田駿介*・溝上 健**・黒田裕介***・武若 聡****

濁水が森林地帯に流入すると落葉層を含む森林土壌層に濁質が捕捉され、浄化される。本研究ではこの森林土壌層の有する濁水捕捉機能を定量化する数理モデルを構築した。土壌層表面に存在する落葉層は、濁水が流入することにより生じる土壌孔隙の目詰まりを防止する効果があることが実験的に示された。濁水が土壌層内を浸透することにより濾過される過程、即ち土壌層の濁質捕捉率を、土壌層の pF 試験の結果から推定するモデルを提案した。この濁水捕捉モデルを二次元不飽和浸透流計算に組み込み、土壌層に流入した濁水が清澄化される過程を数値的に再現した。

Key Words : forest-soil, muddy water, purification

1. 序

森林が開発されると、そこを土砂生産源として微細懸濁粒子を含む濁水が発生する。この濁水が流下してダム貯水池や海に流れ込み、濁質の長期間滞留、土砂堆積、富栄養化など様々な環境問題を引き起こしている。ところで、森林は落葉層とその分解物である有機物層を含む森林土壌を有している。この有機物を餌にして、森林土壌中にはミミズ、各種昆虫などの小動物や微生物が生息しており、これらの活動によって 0.1~10 mm 程度の比較的大きな孔隙が沢山存在している¹⁾。このため、浸透性に優れており、高強度の降雨があっても地表流が殆ど生じず、濁質を土壌層内に捕捉する。又、落葉層は雨滴による土の破壊を防ぎ、粗大孔隙を保持して浸透能を保つとともに濁水の発生を抑えている。森林土壌はその他 pH の調整機能²⁾、水量や水温の安定化作用など様々な環境保全機能を有しているが³⁾、本研究では、土砂生産源で発生した濁水が森林地帯に流入したときの、土壌による濾過機能の機構を明らかにし、それを定量化する数理モデルを構築することを目的とする。

2. 落葉層の目詰まり防止効果

濁水が土壌層に浸透する場合には、表層に微細粒子が堆積し、目詰まりを起こして浸透能が低下する。落葉層は雨滴による土壌構造の破壊を防ぐとともに、このような目詰まりを防止する機能を有していると考えられる。ここでは、内径 18 cm、高さ 30 cm の塩化ビニル製の円筒に粒径 0.2 mm の濾過砂を入れ、濃度 1 000 ppm のカオリンを懸濁質として、砂層の表面に広葉樹の落葉を敷

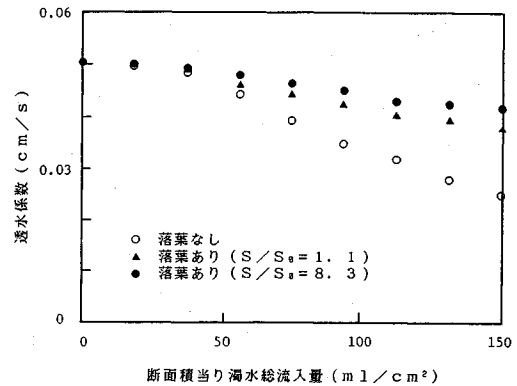


図-1 落葉層の目詰まり防止効果
(S_0 は円筒断面積, S は落葉の片側断面積)

いた場合と敷かない場合について透水係数の変化の状況を調べた。透水係数の測定は変水頭法によった。結果を図-1に示す。横軸は単位断面積当りの濁水流入量である。透水係数の変化には明らかに差異があり、一層程度の落葉層でもその存在によって浸透能が低下することをかなり防ぐことができる。落葉層がある場合には濃度 1 000 ppm の濁水が 150 cm³/cm² (雨量でいえば 1 500 mm) 流入しても浸透能の減少量は高々 20% である。自然界ではこのような多量の負荷が一度にかかることはなく、又濁質の流入は大雨の時に限られるのでその頻度は高くなく、この程度の減少量は各種生物の活動により回復すると考えられる。

3. 森林土壌の特性

森林土壌をモデル化するには、その物理特性を把握する必要がある。本研究では、森林土壌として群馬県 T 村のカラマツ林において、基盤の粘土層まで達する深さ約 80 cm の試孔を掘り、薄い円筒状のカラムを打ち込

* 正会員 工博 東京工業大学教授 工学部土木工学科 (〒152 目黒区大岡山 2-12-1)

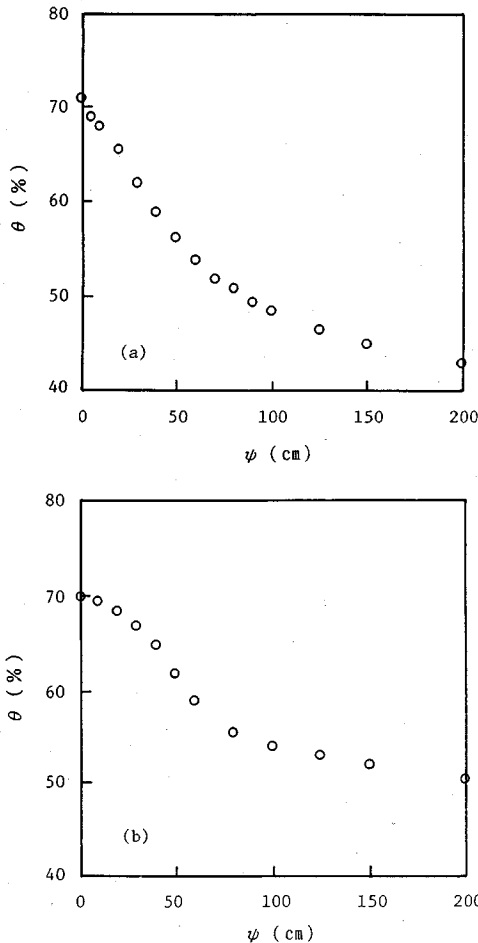
** 正会員 工修 電源開発株式会社

*** 東海旅客鉄道株式会社

**** 正会員 工博 九州大学助手 工学部建設都市工学科

表一. 群馬県 T 村付近の森林土壌の特性パラメータ
(k_s は飽和透水係数)

| 土壌採取位置 | θ_0 (%) | θ_1 (%) | α | N | k_s (cm/s) |
|----------|----------------|----------------|----------|-----|------------------|
| 表層 (落葉合) | 71.5 | 38.0 | 0.030 | 2.0 | 未測定 |
| 表層 | 72.4 | 45.0 | 0.033 | 2.3 | 0.002240 (鉛直) |
| 20cm | 69.8 | 47.4 | 0.020 | 2.8 | 未測定 |
| 80cm | 67.2 | 54.3 | 0.015 | 4.0 | 0.000391 (水平) |
| 基盤 | 72.1 | 68.0 | 0.033 | 2.3 | 0.000028 (水平) |



図一2 T 村の森林土壌層の pF 曲線
(a) 落葉層を含む表層, (b) 深さ 20 cm の土壌層

むことにより各深さから直径 5 cm, 長さ 15 cm の不攪乱試料を採取した。土壌層は表層付近の落葉を含む有機物層と中間層の火山灰を母材とする黒ボク土から成り立ち、基盤は黄色の粘土層である。採取したサンプルは、24 時間水に浸して静置し、十分飽和した状態に達した後、吸引法による pF 試験、及び透水係数試験を行った⁴⁾。各深さにおける pF 試験の例を図一2 (a), (b) に示す。又、次の Van Genuchten⁵⁾の式を用いて、土壌パラメ

ターを同定した。

$$\frac{\theta - \theta_1}{\theta_0 - \theta_1} = \frac{1}{\{1 + (\alpha|\psi|)^N\}^M} \quad (1)$$

ここに θ は水分量 (cm^3/cm^3), θ_0 は飽和水分量, θ_1 は残留土壌水分量, α は比例定数, ψ は毛管ポテンシャル, N, M はベキ定数であり, $M = (N-1)/N$ である。図一2の測定値に式 (1) をあてはめることにより得られた土壌パラメーターの値を表一に示す。上層ほど θ_0 が大きく, θ_1 は小さく, 透水係数が大きくなり, 土壌は孔隙に富んでいることがわかる。特に, 落葉層を含む表層では $\psi=0$ 付近での勾配が大きく, 大きな孔隙が存在していることを示している。

4. 土壌層の不飽和透水のモデル化

pF 試験の結果から判るように, 土壌層には大小様々な孔隙が存在し, それらが複雑につながっている。この孔隙系を多数の毛細管の集合とすると, 半径 r の毛細管に対応する毛管ポテンシャル ψ_r は毛細管の半径 r と結び付けて,

$$\psi_r = \frac{2\sigma \cos \beta}{\rho g r} \quad (2)$$

と表せる。ここに, σ は水の表面張力, ρ は水の密度, g は重力の加速度, β は水の接触角である。このモデル化により, pF 試験を用いて土壌中の任意径の毛細管の束の体積率を知ることができる。毛細孔隙内の流れはきわめて緩慢であるので, Poiseuille の流れによって近似できると考えられる。即ち, 孔隙内平均流速 v_s は,

$$v_s = \frac{g r^2}{8\nu} i \quad (3)$$

となる。ここに, ν は動粘性係数, i は動水勾配である。式 (2), (3) から

$$v_s = \frac{\sigma^2 \cos^2 \beta}{2\rho^2 g \nu} \frac{1}{\psi_r^2} i \quad (4)$$

となるが, 右辺 i の係数は ψ_r に相当する毛細管の透水係数 $k(\psi_r)$ と考えられる。又, 式 (1) の関係から比水分容量 $C(\psi_r) = \partial\theta/\partial\psi_r$ は ψ_r に相当する孔隙の束の水分量を表している。 $C(\psi_r)$ と $k(\psi_r)$ の積は, 動水勾配が 1 のときの ψ_r に相当する隙の束を流れる流量を表している。即ち,

$$C(\psi_r)k(\psi_r) = \frac{\partial\theta}{\partial\psi_r} \frac{\chi}{\psi_r^2} \quad (5)$$

である。ここに χ は式 (4) 右辺の i/ψ_r^2 にかかっている係数に相当するが, ここでは一般的に係数 χ とおいた。従って式 (5) の右辺を $-\infty$ から ψ まで積分し, 平均すれば土壌層の平均的な透水係数を得ることができる。即ち, 水分量 θ の場合の毛管ポテンシャルを ψ とすると, $k(\psi)$ は

$$k(\phi) = \frac{1}{\int_{-\infty}^{\phi} \frac{\partial \theta}{\partial \psi_r} d\psi_r} \int_{-\infty}^{\phi} \frac{\partial \theta}{\partial \psi_r} \frac{\chi}{\psi_r^2} d\psi_r \dots (6)$$

により定まる。式(6)はpF試験を行うことによって毛細ポテンシャルが ϕ の場合の不飽和透水係数 $k(\phi)$ を決定することができることを示している。

5. 土壌層における濁質の捕捉率

一様な濾層で懸濁質が抑留されて行く過程を表す方程式は濁質の捕捉率が濁質の濃度に比例すると考えると

$$\frac{\partial c}{\partial z} = -\lambda c, \quad \frac{\partial q_s}{\partial t} + v \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \dots (7a, b)$$

である。ここに、 c は懸濁質の濃度、 λ は捕捉率、 q_s は濾層の単位体積中に抑留された懸濁質重量、 v は見かけの浸透流速、 z は濾層内の位置、 t は懸濁質が流入してからの濾過時間である。式(7a, b)の解は

$$c = c_0 \exp(-\lambda z), \quad q_s = \lambda v c t \dots (8a, b)$$

であり、 c_0 は境界流入濃度である。

土壌自身を用いた懸濁質の捕捉率の測定は、実験準備の段階で土構造の破壊などを伴うことが多く、又流入濁質と土壌の分離が殆ど不可能であるので、懸濁質の捕捉率は次のようにして求める。各種の砂層を用いた実験では、 λ は次のように v と粒径 d (あるいはこの粒径に対応する毛管ポテンシャル ψ_r)の関数となることが知られている⁶⁾。

$$\lambda = \gamma \frac{1}{v^a \psi_r^b} \dots (9)$$

ここに γ は比例定数、 a, b はベキ定数である。ところで、式(4)のように v (あるいは v_s)は ϕ と i の関数であるから、 $\lambda = \lambda(\psi_r, i)$ となる。

ψ_r に相当する一本の毛細管に濃度 c_0 の濁水が流入したとき、距離 z 流下したときの懸濁質の単位断面積当りの流出フラックスは

$$c k(\psi_r) i = c_0 \exp(-\lambda(\psi_r, i) z) k(\psi_r) i \dots (10)$$

である。これに、比水分容量 $C(\psi_r)$ を乗じ、 ψ_r について積分すると懸濁質の流出フラックスを得ることができる。これを、水の流出フラックスで除すると、濁水が z だけ流下したときの流出濃度 c_1 を以下のように得る。

$$c_1 = \frac{c_0 \int_{\psi_r} \exp(-\lambda(\psi_r, i) z) k(\psi_r) C(\psi_r) d\psi_r}{\int_{\psi_r} C(\psi_r) k(\psi_r) d\psi_r} \dots (11)$$

上式の流出濃度は、土壌全体のトラップ率を $\bar{\lambda}$ としたときの流出濃度

$$c_2 = c_0 \exp(-\bar{\lambda} z) \dots (12)$$

に等しくなくてはならない。式(11), (12)を比較することにより、 $\bar{\lambda}$ は以下のようになる。

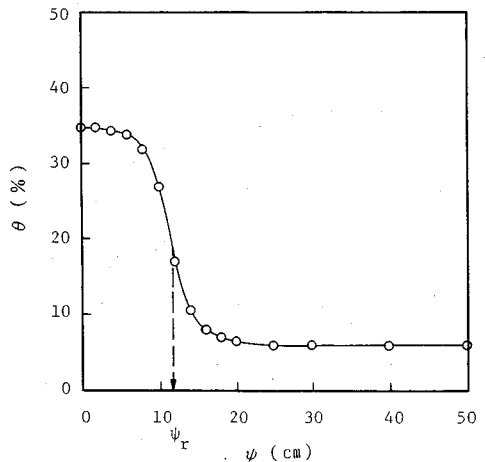


図-3 pF試験による ψ_r の決定 ($d=0.5$ mm)

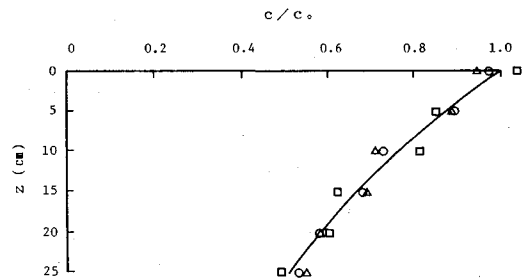


図-4 砂層内の濁質濃度の鉛直分布 (飽和状態、ヘッド38 cm, 粒径0.2 mm)

$$\bar{\lambda} = -\ln \left[\frac{\int_{\psi_r} \exp(-\lambda(\psi_r, i) z) k(\psi_r) C(\psi_r) d\psi_r}{\int_{\psi_r} C(\psi_r) k(\psi_r) d\psi_r} \right] \dots (13)$$

6. 各種粒径の砂層を用いた捕捉率の測定

前述の濾過実験と同様に、内径13 cmの円筒を用い、中央粒径が0.2, 0.25, 0.3及び0.5 mmの四種類の均一な砂を用いて捕捉率の測定を行った。側壁に6個の穴を開け、濁水をサンプリングし、炉乾燥の後、重量法によって濃度を測定し、式(8a)をあてはめることにより λ を求めた。又、粒径と毛管ポテンシャル ψ の関係を求めるために、上記の砂についてもpF試験を行い、比水分容量 $C(\phi)$ が最も大きくなる毛管ポテンシャルを求め、これにより粒径に対応する ψ_r を同定した(図-3参照)。濁質としてやはりカオリンを用い、 $c_0=500$ ppmの濁水を流入させた。流下方向濃度の減減の様子の一例を図-4に示す。濃度変化は指数分布によく従っている。他の場合も式(8a)でよく表現された。図-5はこのようにして数多く測定された λ の値を v 及び d の関数として示したものである。これらの曲線を用いて、 λ と v

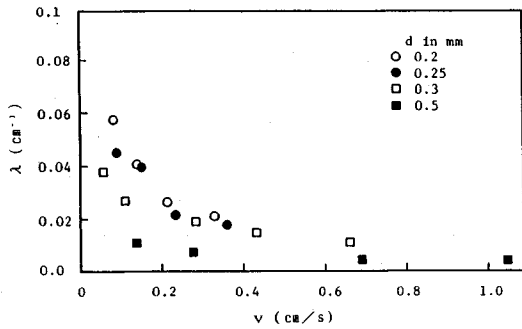


図-5 vおよびdとトラップ率λの関係

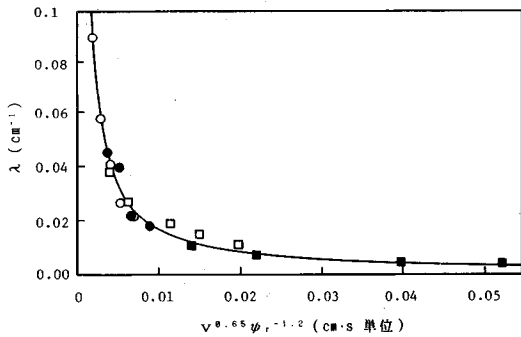


図-6 vおよびφ_rとトラップ率λの関係
(記号は図-5と同一、実線は式(14))

及び ϕ_r (d は前述 pF 試験により ϕ_r に置き換えられる) の間の経験式をシミュラリティ・コラップスにより求めた。結果は以下のようである。

$$\lambda(\phi_r, i) = 0.00017 v^{-0.65} \phi_r^{1.2} \dots \dots \dots (14)$$

図-6に、その結果を示すが、実験値は式(14)によりよく表現されていることがわかる。式(14)は、流速が小さくなる程、又粒径が小さくなる程(即ち ϕ_r が大きくなる程) 捕捉率が增大することを示している。

7. 不飽和浸透の場合への拡張

以上で求められた濁水の捕捉率は飽和浸透流に対して得られたものである。しかし、野外では、懸濁質は浸潤面を成しながら不飽和の状態の土壤中を流下する。従って、飽和状態の捕捉率を不飽和状態の場合にも適用し得ることを確認する必要がある。そこで、以下のような実験を行った。内径13.0 cmで、長さの異なる円筒を5種類(30, 25, 20, 15, 10 cm)用意し、各々の円筒に絶乾状態の中央粒径0.25 mmの砂を入れ、上端から500 ppmのカオリンの濁水を流入させる。濁水が下端から流出し始めると直ちに採水し、その量は濃度測定に必要な最小限に留めた。又、不飽和浸透では濾過流速が各実験でほぼ一様となるよう、水位を調節した。浸透距離と流出濃度の関係を図-7に示す。同図には飽和状態の

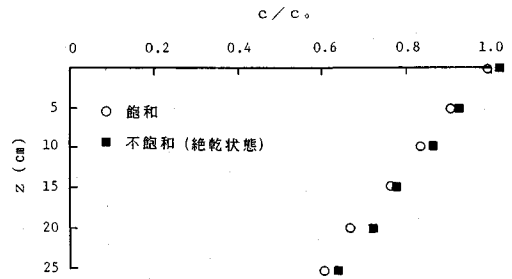


図-7 砂層内の濁質濃度の鉛直分布

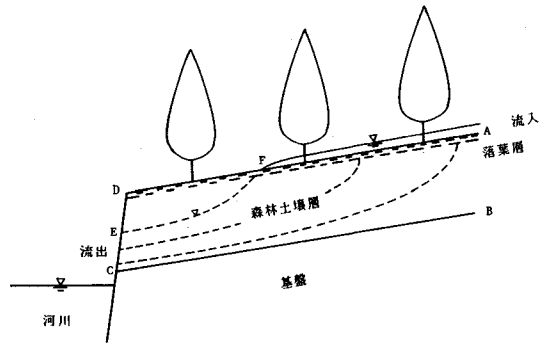


図-8 二次元土壌層模式図

測定値もプロットしており、比較すると飽和状態の方が捕捉率は若干高いようであるが、絶乾状態の実験値であるにも関わらず、大きな差異はない。従って、式(14)で表される捕捉率を不飽和状態に対しても適用できると考えられる。

式(14)のように置いたことにより不飽和浸透流による濁質浄化を求める場合には、式(13)において v_s と λ は ϕ_r 及び i の関数、 k と C は ϕ_r の関数であるので、結局 pF 試験を行えば $\bar{\lambda}$ を原理的には決定できることになる。

8. 二次元浸透層の不飽和浸透と濁水浄化の計算法

実際の土壌層では、以上までの議論のように二次元ではなく、少なくとも二次元として濁水の流動を考えなければならない。ここでは、図-8のように上流端から地表流として濁水が流入し、森林土壌に浸透しつつ、流下する場合を考える。一般には地表流から濁質が沈澱・堆積するが、沈澱・堆積機構は別のメカニズムであるのでここでは土壌層の濁質捕捉のみを取り扱う。土壌層に浸透した水分は非正常不飽和浸透流として流れ、濁質を捕捉されながら、下流端から流出してくる。このとき、地表流と浸透流をカップリングさせて解き、浸透流についてはその経路(流跡線)及びそれに沿う流速を求める必要がある。これにより、式(13)で求められる濁質捕捉率を用いて、一本の経路を流体が通過して行き下流端に

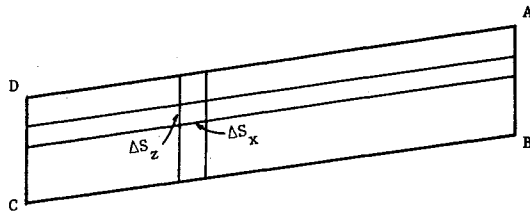


図-9 数値計算に用いた座標系

流出してくる際の濃度を求めることができる。様々な経路を通過して流出してくる流体の濃度をある瞬間について平均すれば、二次元土壌層による濁質浄化量が得られることになる。

ここでは、不飽和浸透流計算には Richards⁷⁾の式を用いる。結果のみを記せば、

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \sum \left\{ \frac{\partial}{\partial x_i} \sum k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x_i} + k(\psi) \right\} \dots \dots \dots (15)$$

ここで、 $k(\psi)$ は等方的であるとしている。地表流についてはキネマティック・ウエーブ法を用いる。結果のみを記せば、

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = R_e - f, q = \kappa h^m \dots \dots \dots (16 a, b)$$

ここに、 h は地表流の水深、 q は単位幅当り流量、 R_e は降雨強度 (ここでは 0)、 f は単位幅長さ当り土壌層へ浸透する単位時間当り流量 $\{=k(\psi) \partial \psi / \partial z\}$ 、 κ は $\sqrt{i_0}/n$ 、 i_0 は斜面勾配、Manning の粗度係数 $n=0.027$ ($m \cdot s$ 単位) であり、 m の値は 5/3 である。

境界条件は図-8 上の記号による位置で以下のようになる。

AB: 不透過; BC: 不透過 $\dots \dots \dots (17 a, b)$

AF: $\psi = h$; CE: $\psi = 0$ $\dots \dots \dots (18 a, b)$

DF 及び DE: 前時間ステップの境界に平行方向の流速を用いて Richards 方程式を解き ψ を求める $\dots \dots \dots (19)$

初期条件は以下のようにして設定した。土壌層を飽和状態とし、重力自然排水を行い初期値を定めた。なお、土壌層内の毛管ポテンシャルの値は、乾燥させた状態でもテンシオメータを用いた測定では -60 cm よりも小さくなることはなかったため、この値よりも小さい値が計算された場合には -60 cm と設定した。地表流については $h=0$ cm である。なお、実験条件にあわせて土壌層の長さは 370 cm、深さ 50 cm、勾配 0.1 とした。計算に際しては図-9 のように境界に沿った格子系で表現しうるように方程式系を一般座標系で表し、差分法によって数値計算を行った⁸⁾。このとき、時間ステップは $\Delta t=6$ 秒、空間ステップは $\Delta S_x=5$ cm、 $\Delta S_z=2$ cm とし、時間については前進差分を、空間については中央差分を採用した。

以上の式を解くことにより、各時間毎の浸透流流跡線

表-2 計算に用いた土壌特性パラメータ

| 層の位置 | θ_0 (%) | θ_1 (%) | α | N | χ | k_s (cm/s) |
|------|----------------|----------------|----------|-----|--------|--------------|
| 上端 | 67.3 | 44.9 | 0.055 | 2.0 | 17.96 | 0.0230 |
| 下端 | 63.2 | 50.7 | 0.030 | 2.0 | 1.25 | 0.0004 |

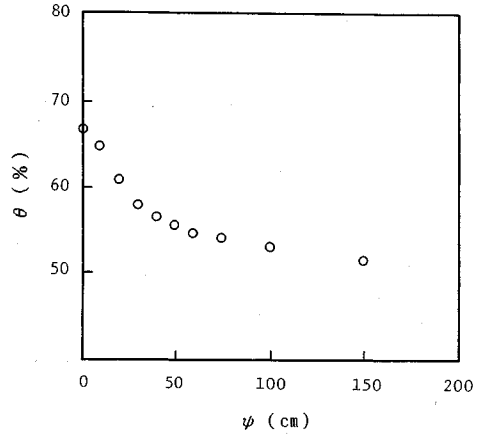


図-10 実験土壌層 (上端) の pF 曲線 (測定値)

及び流速を求め、各流跡線の下流端で濃度を計算し、これらを平均操作することにより下流端へ出て来る浸透水の平均濃度を求める。流跡線および浸透流の濃度は以下の手順で計算した。

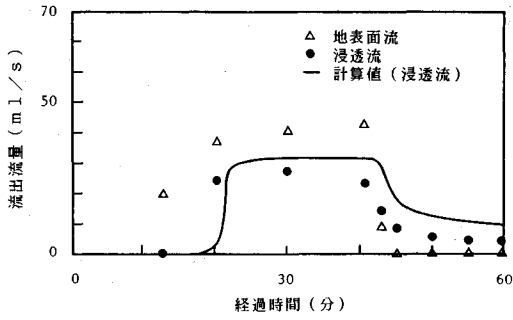
1) 流跡線を求めるために、各計算時間において、地表流の地表面上 (境界 AD) 到達区間に含まれる計算格子上に粒子を配置する。流跡線はこれらの粒子位置を浸透流の速度で移動させることにより求める。この際、粒子が計算格子の間に到達した時には、周囲の 4 点の速度から移動速度を決定した。

2) 流出濃度を求めるために、粒子の流跡を求めると同時に、濁質の捕捉を各流跡線上で計算した。地表面上での濁質濃度は流入水の濃度に一致させた。流出端での濁質濃度は境界 CD を流出する濁質フラックスを求め、それを流出流量で除することにより求めた。また、これは 1 分毎に計算した。

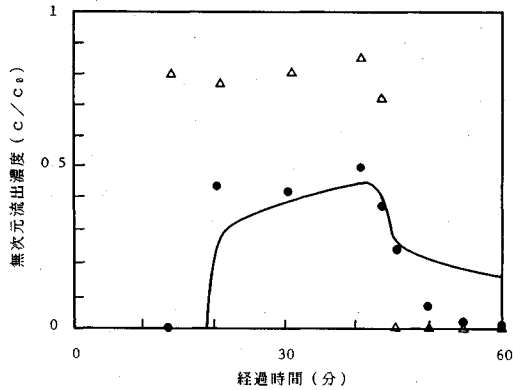
計算で与えた各種のパラメータを表-2 に示す。数値計算に際しては $\theta_0, \theta_1, \alpha, \chi, k_s$ は上端と下端で線形変化させている。上端と下端の値は後述の実験土壌層について実験より求めた。

9. 実験及び計算結果

実験は長さ 370 cm、幅 30 cm、勾配 0.1 のアクリル製水路に、50 cm の高さまで細く砕いた赤玉土を入れ、半年間程野外に放置し、草、雨、ミミズなどの小動物や微生物などの活動により土壌層が落ちてから実験を行った。土壌層の pF 試験の結果を図-10 及び表-2 に示す。これから、T 村の林地内土壌層と同様に θ_0 は上

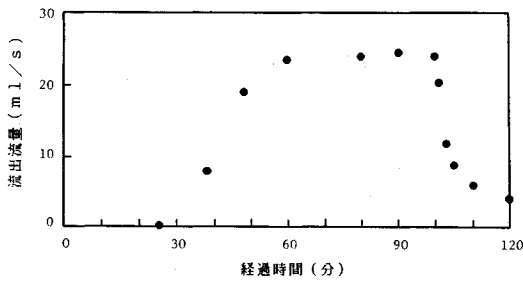


(a) 浸透流および地表面流の流出ハイドログラフ

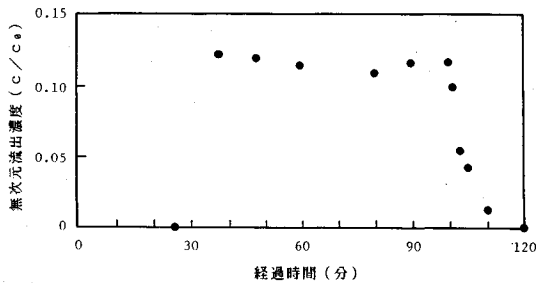


(b) 下流端流出の濁質濃度変化

図-11 二次元土壌層の流出と濃度変化 (流量 80 cm³/s, 実線は計算値)



(a) 浸透流および地表面流の流出ハイドログラフ



(b) 下流端流出の濁質濃度変化

図-12 二次元土壌層の流出と濃度変化 (流量 30 cm³/s, 測定値のみ)

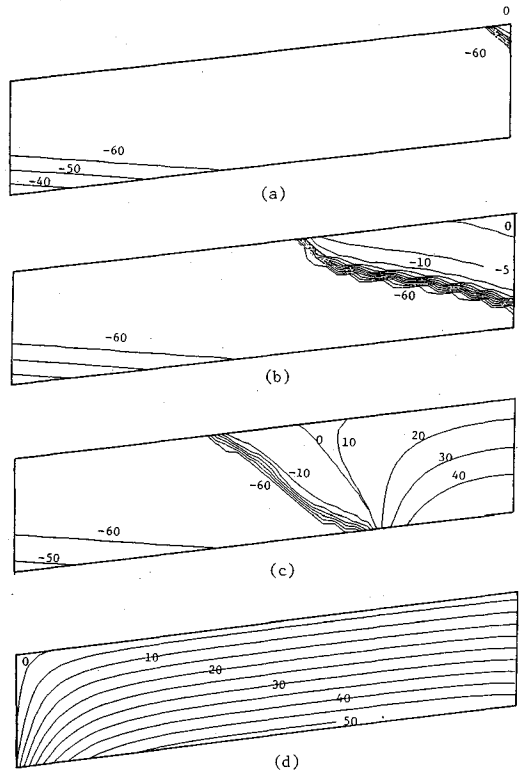


図-13 毛管ポテンシャル分布の計算結果 (流量 80 cm³/s) (a) 2分, (b) 6分, (c) 10分, (d) 40分 (単位 cm)

端の方が大きく、 θ_1 は上端の方が小さいことから上層孔隙が大きくなっていることがわかる。実験は2例について行った。1例は水路の上流から、500 ppmのカオリン濁水を一定流量 80 cm³/s で40分間連続して流入させた。他の例は同濃度の濁水を流量 30 cm³/s で100分間連続して流入させた。80 cm³/s の場合には、表面流が下流端にまで達したので、分流板を下流端上部に設置し、地表流と浸透流を分離して、流量、濃度をそれぞれ別個に測定した。30 cm³/s の場合には、流れはすべて浸透した。下流端に濁水が達した時点から10分おきに流出量と濃度を測定し、流入を止めてからは2~5分おきに測定した。

図-11に 80 cm³/s の場合の (a) 流出ハイドログラフを、(b) 濁水濃度、の時間変化を示す。本ケースでは流出ハイドログラフが定常となった状態では約 26 cm³/s が浸透流として、約 45 cm³/s が地表流として下流端から流出した。図-12 (a)には 30 cm³/s の場合の流出流量、(b)には濃度変化を示している。

数値計算は不飽和浸透を非定常で解き、かつ濁質の捕捉率を計算するために流体の流跡線を求めなければならないので膨大な計算となる。従って、ここでは 80 cm³/s の場合についてのみ数値計算を行った。図-13 (a), (b), (c), (d) はそれぞれ、流入開始後 2分, 6分,

10分、40分の毛管ポテンシャル ϕ の分布を示している。浸潤面が形成され、飽和状態に進行して行く様子が示されている。流出流量及び流出濃度の計算結果を実線で図-11(a), (b)に示している。若干の差異はあるものの流出濃度等を比較的良好に再現している。しかし、実験終期の濃度減速部は若干誤差がある。これは、図-11(a)で流出通減時に浸透流量が測定値の2倍程度になっていることによると考えられる。この流出の精度を上げれば、流出濃度もよりよく実測値を表現できるようになると思われる。図-11(a)で示される流出ハイドログラフが定常になっても、図-11(b)の計算濃度が定常とならず、次第に増加しているのは次のような理由による。ある瞬間に流れが定常状態に達しても、流出してくる流体粒子は非定常状態であった時間の履歴を有している。濁質の捕捉率は流下してくる経路(流跡線)によっているので、流出ハイドログラフが定常になっても濃度は非定常であった時の履歴の影響を受け、なかなか定常に達しないのである。

10. 実際への適用

河川や海岸地帯に周辺からの濁水が流れ込み、土砂の堆積やチッソやリンによる富栄養化が進行して、水環境上問題が発生している場合がある。上述の計算及び実験結果は、集約農業地帯などの縁辺部に樹林帯(特に広葉落葉樹林帯)を設けることによって、濁質を軽減除去できる可能性を示している。樹林帯の幅をどのようにとるかは、流入してくる単位幅当り流量と森林土壌層の浸透能によるが、濁質の除去は殆ど浸透によっているので、地表流が直接流出して行かないだけの幅とすることが肝要である。流入して来る流量を設定し、森林土壌のpF試験を行えば、上述の方法によって森帯幅を理論上求めることはできるが、樹林帯内に“みずみち”ができないように配慮する必要がある。森林帯の前縁部に等高線に沿って側溝をめぐらし、濁質を沈澱させ、上澄み水を均一に流入させることができれば更に効果的である。このようにして、流入負荷を軽減すれば、目詰まりを防ぐことができ、更に昆虫、微生物の活動によって森林帯の土壌の浸透能を回復できると考えられる。森林帯による濁

質除去機能については、数年間にわたる野外観測によって確認がなされている⁹⁾。

11. 結 論

土壌層に不飽和浸透が発生する場合の不飽和透水係数ならびに濁水の捕捉率を算定する式を得た。その結果、これらは原理的にpF試験を行うことによって推定できることを示した。これらの結果を用いて、二次元土壌層に濁水が表面流として流入する場合の浸透水の挙動や濁水捕捉率を求めるための数値モデルを提案し、実験によりモデルの妥当性を確かめることが出来た。

謝辞：現地での試料採取に際して日本林業技術協会より御援助を頂いた。不飽和浸透計算プログラムの一部を東京工業大学土木工学科教授日野幹雄、同助手渡辺明英、神田学各氏の御好意により利用することができた。又、本研究の一部は文部省科学研究費重点領域研究「人間一環境系」(課題番号04202219)の補助を受けた。記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 日本林業技術協会：「土の100不思議」, pp.162-171, 1990.
- 2) 佐久間敏雄：森林土壌中における水質の変化, 北海道河川防災研究センター「河川に対する森林の機能」, pp. 25-29, 1991.
- 3) 中野秀章他：森と水のサイエンス, 日本林業技術協会, 1989.
- 4) 森林土壌研究会：森林土壌の調べ方とその性質, 林野弘済会, pp.225-237, 1982.
- 5) 例えば, 虫明功臣他：水環境の保全と再生, 山海堂, p. 85, 1987.
- 6) 丹保憲仁：急速ろ過進歩の動向, 用水と廃水, Vol.11, No.5, pp.359-367, 1969.
- 7) 例えば, 日野幹雄他：洪水の数値予報, 森北出版, pp.47-51, 1989.
- 8) 日野幹雄他：洪水の数値予報, 森北出版, pp.140-166, 1989.
- 9) 水源地森林機能研究会：水源地森林機能に関する研究, p.57, 1992.

(1992.8.13 受付)

MODELLING ON PURIFICATION OF MUDDY WATER BY FOREST-SOIL LAYER

Syunsuke IKEDA, Ken MIZOUE, Yusuke KURODA and Satoshi TAKEWAKA

Mathematical models for defining permeability of unsaturated flow and purification coefficient of muddy water in forest-soil layer are proposed based on the pF test. The models are applied to two-dimensional soil layer, in which effluents of water and fine suspended material are calculated numerically by coupling kinematic wave equation and Richards equation for surface flow and unsaturated seepage flow, respectively. A model test is performed for 2 runs, from which it is indicated that the concentration of suspended sediment is considerably reduced by infiltrating the muddy water into forest-soil layers. The numerical computation based on the present modelling agrees reasonably well with the laboratory test.