J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 132, p.13 ～ 21 (2016)

地下水特集
論　文
Original Paper

表層地盤におけるフィンガー流の発生と物質輸送に関する数値実験

齋藤雅彦[1]・中川 啓[2]

Numerical study on fingered flow and solute transport in unsaturated zone

Masahiko SAITO[1] and Kei NAKAGAWA[2]

Abstract: It has been found that irregular infiltration is often observed at the wetting front in soil under unsaturated conditions. This concept is known as fingered flow. Macroscopic dispersion occurs in the solute transport process due to the heterogeneity of the flow field. In the conventional convective-dispersion analysis, macroscopic dispersivity has been known to be an important parameter when reproducing this phenomenon. However, quantitative evaluation of the macroscopic dispersivity in the vadose zone is still problematic, because the dispersivity depends on the infiltration conditions. In this study, the numerical simulations of infiltration and solute transport processes are performed in the artificial heterogeneous field of hydraulic conductivity. The heterogeneous field are generated using the stochastic fractal model. Then, the quantitative evaluation of macroscopic dispersivity under fingered flow conditions and its characteristics are discussed. The results of this study show that the difference in averaged permeability between upper and lower formations affects the shape of the infiltration profile, or finger shape. The macroscopic dispersivity of the media seems to depend on this finger shape. Also, a large infiltration surplus inhibits the generation of fingered flow.

Key Words： fingered flow, macroscopic dispersivity, stochastic fractal model, numerical simulation

1. 序論

不飽和土壌への鉛直浸透時には，浸潤前線が不安定になる現象，いわゆるフィンガー流が発生する場合があることが知られている（宮﨑，2000）．従来の実験的研究により，その発生形態については，土の粒径や粒度分布，初期含水率，浸潤強度などが関連することが明らかにされている（川本ら，1996）．また，フィンガー流の発生を数値シミュレーションにより再現する試みもなされている．例えば，Ritsema and Dekker（1998）は，扱う媒体を均質として，地表面の境界条件にサインカーブをランダムに組み合わせた摂動によるフラックスを与える方法，また Nieber et al（2000）は 2 層の均一媒体を対象として，上層中央部に小さな摂動を与えることによって 1 本のフィンガーが形成されるようなモデル化を試みている．一方，浸透場に不均一性を導入したモデルとしては，不飽和地盤内の空隙構造を不規則な管径・管長を持つ管路のネットワークとしてモデル化する方法（坂本，1992），あるいは透水性 / 保水性にわずかなばらつきを与える方法（齋藤，2006; 齋藤・中平，2007）などが提案されているが，現時点では定量的な評価方法が十分確立しているとは言いがたく，実験例・解析例ともに，さらなる充実が必要であると考える．

一方，不均一な流れ場における物質輸送モデルとしては，2 領域モデルの適用も試みられている（Elliot et al., 1998; Ellerbroek et al., 1998）．これは，流れ場を流動場（mobile）と非流動場（immobile）に分け，両者の濃度差による物質移動を考慮するものである．物理的なメカニズムをより適切に反映することが可能であり，CXTFIT 2.0（Toride et al., 1995）や HYDRUS2D/3D（Šimůnek et al., 2006）にも実装され，広く利用されているが，同定すべきパラメータが多く，容易ではない．また，一般的に用いられている移流分散解析では，流れ場の不均一性に起因する巨視的分散を評価するため，巨視的分散長が用いられるが，とくに地表面から地下水面に至る表層の不飽和帯を通過する物質輸送過程については，浸潤形態に強く依存することは明らかであり，フィンガー流の生成に関する評価方法と同様，移流分散解析における巨視的分散長の定量的な評価方法等についても様々な検討や整理はなされてきているものの（取出，1997），未解明の部分が多い．

本研究では，地表面付近の不飽和帯における鉛直浸透過程ならびに物質輸送過程について，飽和・不飽和浸透流解析および移流分散解析と，不均一地盤モデル（齋藤・川谷，2000; 2001）を用いた数値シミュレーションを行い，フィンガー流発生時における巨視的分散長の定量的評価を試みるとともに，その性質について考察する．

[1]Graduate School of Engineering, Kobe University, 1-1, Rokkodaicho Nada, Kobe 657-8501, Japan, Corresponding author:齋藤雅彦，神戸大学大学院工学研究科市民工学専攻.
[2]Graduate School of Fisheries and Environmental Sciences, Nagasaki University.
2015 年 11 月 12 日受稿　2016 年 2 月 15 日受理

2. 基礎方程式と不飽和浸透特性

2.1 飽和・不飽和浸透流解析の基礎方程式

飽和・不飽和浸透流の基礎式（赤井ら，1977）は以下のように表される．

$$(C+\beta S_s)\frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla\cdot[\mathbf{K}\cdot(\nabla\psi+\nabla Z)] \tag{1}$$

ここに，C は比水分容量（$=\phi dS_w/dy$, ϕ は空隙率，S_w は飽和度），S_s は比貯留率，$\mathbf{K}$ は透水係数テンソル，ψ は圧力水頭，Z は位置水頭である．β は飽和領域（$S_w=1$）で $\beta=1$, 不飽和領域（$S_w\neq 1$）で $\beta=0$ である．また，透水係数テンソルは，比透水係数 k_r および飽和透水係数テンソル $\mathbf{K_s}$ により以下のように表すことができる．

$$\mathbf{K} = k_r\cdot\mathbf{K_s} \tag{2}$$

境界条件は，圧力 ψ が既知の境界 Γ_1 上で，

$$\psi = \psi_1 \quad \text{on} \quad \Gamma_1 \tag{3}$$

流束 q が既知の境界 Γ_2 上で，

$$q = q_2 = -\mathbf{n}\cdot\mathbf{K}\cdot(\nabla\psi+\nabla Z) \quad \text{on} \quad \Gamma_2 \tag{4}$$

ここに，$\mathbf{n}$ は境界上に立てた単位外向法線ベクトルである．

2.2 不飽和浸透特性

式（1）における比水分容量 C は圧力水頭 ψ（マトリックポテンシャル）と飽和度 S_w（あるいは体積含水率 θ）の関係（水分特性曲線）から求められ，式（2）における比透水係数 k_r は飽和度の関数として近似的に表すことができる．これらの関係を表す関数モデルがいくつか提案されているが，ここでは以下の van Genuchten 式（van Genuchten, 1980）を用いる．

$$S_e = \frac{S_w - S_r}{1-S_r} = \{1+(\alpha\psi_c)^n\}^{-m} \tag{5}$$

ここに，ψ_c は毛管圧（$=-\psi$），S_e は有効飽和度，S_r は残留飽和度，α, n, m は形状パラメータであり，n, m は無次元，α は圧力水頭の逆数の次元を持つ．また，n と m の関係は，次式を用いる．

$$m = 1-1/n \tag{6}$$

また，Mualem（1976）に従うとすれば，比透水係数と有効飽和度の関係は，

$$k_r = {S_e}^{\varepsilon}\left\{1-\left(1-{S_e}^{1/m}\right)^m\right\}^2 \tag{7}$$

と表される．ここに，ε は空隙の連続性に関わるパラメータであるが，一般に，$\varepsilon=1/2$ が用いられることが多い．また，式（5）を ψ_c で微分して整理すると次式を得る．

$$\begin{aligned} C &= -\phi\frac{dS_w}{d\psi_c} \\ &= \phi\alpha mn(1-S_r)(\alpha\psi_c)^{n-1}\{1+(\alpha\psi_c)^n\}^{-m-1} \end{aligned} \tag{8}$$

すなわち，パラメータとして α および n と，残留飽和度 S_r を与えれば不飽和浸透特性が得られる．

2.3 移流分散方程式

地下水流による水溶性物質の輸送過程の基礎式（移流分散方程式）は，以下のように表される．

$$\theta\frac{\partial c}{\partial t} = \nabla\cdot(\theta\mathbf{D}\cdot\nabla c) - \mathbf{q}\cdot\nabla c \tag{9}$$

ここで，c は濃度，θ は体積含水率（$=\phi S_w$），$\mathbf{D}$ は分散係数テンソル，$\mathbf{q}$ はダルシー流速ベクトルである．また，式（9）における $\mathbf{D}$ の成分 D_{ij} は次式で与えられる（Bear, 1972）．

$$\theta D_{ij} = a_T|\mathbf{q}|\delta_{ij} + (a_L-a_T)\frac{q_i\cdot q_j}{|\mathbf{q}|} + \theta D_m\delta_{ij} \tag{10}$$

ここで，a_L は流れ方向の分散長，a_T は流れに垂直な方向の分散長，q_i はダルシー流速ベクトル $\mathbf{q}$ の i 方向成分，D_m は分子拡散係数，δ_{ij} はクロネッカーデルタテンソルの成分である．

境界条件は，濃度 c が既知の境界 Γ_A 上で，

$$c = c_A \quad \text{on} \quad \Gamma_A \tag{11}$$

濃度勾配 F_B が既知の境界 Γ_B 上で，

$$F = F_B = -\mathbf{n}\cdot(\theta\mathbf{D}\cdot\nabla c) \quad \text{on} \quad \Gamma_B \tag{12}$$

ここに，c_A は既知の濃度，F_B は既知の濃度勾配である．

式（9）を通常のガラーキン法により離散化すると，移流項が卓越する場合に解が不安定になることが知られている．この不安定性を抑制するため、本研究では特性曲線ガラーキン法（Zienkiewicz and Taylor, 2000）を用いた．

2.4 透水係数の空間分布モデル

本研究では，透水係数分布を決定するのに，パワースペクトル密度関数が $f^{-\zeta}$ 型となる空間モデルを使用した．これは飽和透水係数 k_s の対数変換値（$Y=\log_{10}(k_s)$）のパワースペクトル密度関数が次式のように $f^{-\zeta}$ 型となるものであり，実地盤における透水係数の空間分布特性を容易に模擬し得ることを確認している（齋藤・川谷，2001）．

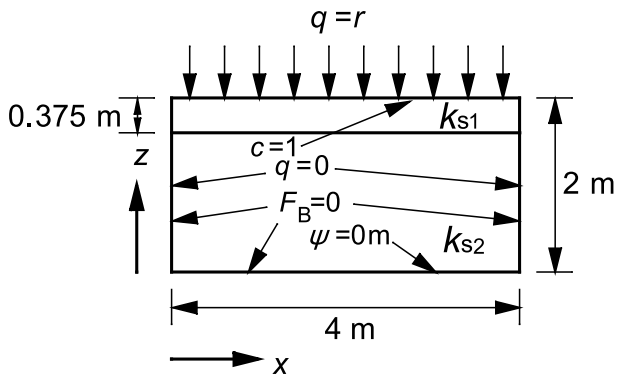


Fig. 1 解析領域と境界条件.
Analysis domain and boundary conditions.

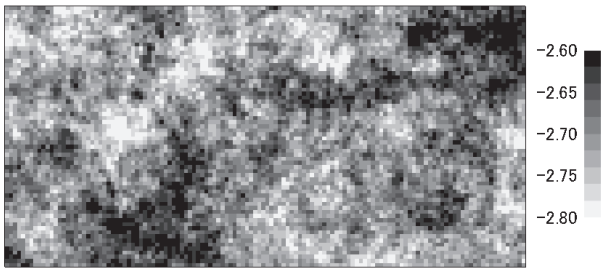


Fig. 2 飽和透水係数分布（k_{s2}=0.2 cm s^{-1}; Case0）.
Relationship between dielectric permittivity, ε, measured
Distribution of saturated hydraulic conductivity.

$$S(|f|) \propto |f|^{-\zeta} \tag{13}$$

ここに，f は空間周波数ベクトル，$S(|f|)$ はパワースペクトル，ζ は空間的な相関性を表わすパラメータであり，2 次元モデルの場合，$\zeta \fallingdotseq 2$ である．詳細については文献（齋藤・川谷，2001）を参照されたい．またこのモデルを用いた場合，$\log_{10}(k_s)$ の分散 $\sigma_k{}^2$ と離散化した要素数 N（= 空間解像度）の関係は以下の式で表される（齋藤ら，2011）

$$\sigma_k{}^2 = \lambda \log_{10} N \tag{14}$$

ここに，λ は k_s のばらつきの大きさを表すパラメータである．

2.5 不飽和浸透特性の空間分布

水分特性曲線モデルとして van Genuchten の式を用いる場合，パラメータとして α，n および残留飽和度 S_r を与える必要がある．ここでパラメータ α については，砂質土を用いた実験（谷中・石田，1998），およびガラスビーズを用いた室内試験結果（中川ら，2003）に基づき，飽和透水係数 k_s と主脱水曲線の α（$= \alpha_d$）の関係は比較的明瞭な相関を持つことが示唆されたため，両者の関係を式（15）のように仮定した（齋藤・川谷，2004）.

$$\alpha_d^{-1} = -37.35 \log_{10} k_s - 16.22 \tag{15}$$

ここに，α_d の単位は cm^{-1}，k_s の単位は cm s^{-1} であり，$a_d{}^{-1} \geq 1.0$（cm）とする．主吸水曲線の α（$= \alpha_w$）は Luckner らの報告を参考に $\alpha_w = 2\alpha_d$ とする（Luckner et al., 1989）．また，残留飽和度 S_r についても，一般的に k_s が大きい（粒径が大きい）ほど保水性が小さく，S_r も小さくなる傾向があることから，いくつかの実測例を参考に k_s の関数として，便宜的に式（16）のように仮定する（谷中・石田, 1998; Carsel & Parrish, 1988）.

$$S_r = -0.15 \log_{10} k_s - 0.2 \tag{16}$$

ここに，S_r は無次元であり，$S_r \geq 0.0$ とする．媒体を構成する粒子のばらつきの大きさに対応するパラメータ n については，k_s との明瞭な相関関係を確認できなかったので，空間的に一定値とする．

3. 解析条件

3.1 解析領域および境界条件

Fig. 1 に，設定した解析領域と境界条件を示す．解析領域は，幅 4 m × 高さ 2 m の断面 2 次元領域とし，上端面は地表面，下端面は地下水面である．浸透流解析における境界条件は，上端面は浸透量一定（$q = r$），下端面は大気圧（$\psi = 0$），両側面は不透水性境界（$q = 0$）とする．移流分散解析における境界条件は，上端面で濃度一定（$c = 1$），その他の境界では濃度勾配一定（$F_B = 0$）とする．解析メッシュは，すべて正方形要素で構成し，要素数は $N = 8192$（128 × 64），要素サイズは 3.125 cm × 3.125 cm とする．

3.2 地盤物性値

飽和透水係数分布は，前述した透水係数の空間分布モデルを用いて生成する．ここで，要素ごとに与える飽和透水係数は等方性とし，その幾何平均値 k_{sa} およびばらつきの大きさを表す式（14）のパラメータ λ によってその統計的性質が決定される．ここでは，均一場に近い性質（現実には完全な均一場は存在しない）を持つような空間分布を与えるため $\lambda = 6.0 \times 10^{-4}$ としているが，このときの σ_k は式（14）より $\sigma_k = 0.048$ となる．また，フィンガー流は成層土への浸潤時に発生しやすいことも知られているため（Glass et al., 1989），地表面から 0.375 m については，表層地盤としてより小さい飽和透水係数の平均値を与え，不飽和帯は 2 層構造とする．まず Fig. 2 に示すように表層と下層を一体として飽和透水係数分布を与え，これに対して上層部または下層部に一定値を乗ずることによって平均値を調整し，2 層地盤を生成した.

式（10）に用いられる分散長については，要素内分散のみを考える．一般に分散長の目安として流下距離の 0.1 倍程度とされていることから（地盤工学会，2002），縦分散長は要素サイズの 0.1 倍（$a_L = 3.125 \times 10^{-3}$ m）とし，

Table 1 解析ケース.
Conditions of analysis.

	$k_{s1} \times 10^2$ cm s^{-1}	$k_{s2} \times 10^2$ cm s^{-1}	r mm hr
Case0	-	20	10
Case1-1 ∼ 7	0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 3.2, 6.4, 12.8	20	10
Case2-1 ∼ 2	0.2	2.0, 5.0	10
Case3-1 ∼ 2	0.8	2.0, 5.0	10
Case4-1 ∼ 2	0.8	20	20, 50

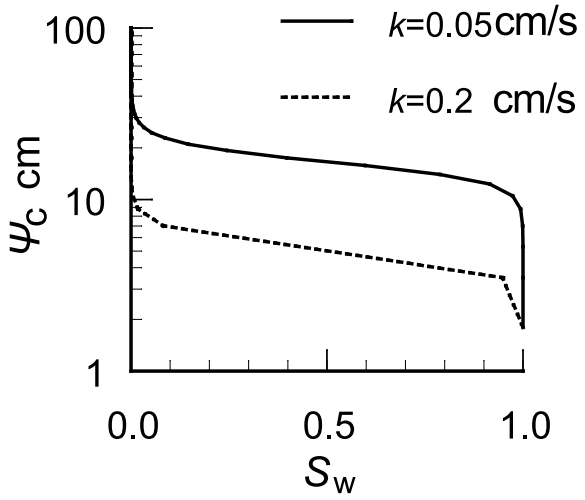


Fig. 3 水分特性曲線の例.
Examples of water retention curves.

横分散長は $a_T = 3.125 \times 10^{-4}$ m とする．これらは，流下距離（= 2.0 m）と比較して十分小さく，物質輸送に関しては移流によるものが卓越する．また，分子拡散係数は $D_m = 1.0 \times 10^{-9}$ m^2 s^{-1}（地盤工学会，2002）とする．その他，式（1）における空隙率は $\phi = 0.4$，比貯留率は $S_s = 0$，式（5）におけるパラメータ n については，同程度の透水性を持つガラス球の実測例（中川ら，2003）を参考に，均一な粒径に相当する $n = 8.0$ とする．

3.3 解析手順と解析ケース

Fig. 1 に示した解析領域において，まず単独で浸透流解析を実施し，定常状態における流速分布を求める．このとき，初期条件として静水圧分布を与える．ただし，下層部においては，$\psi < -0.5$ m において有効飽和度が概ね 0 となることから，これ以上の間隙水圧の低下は実際には生じにくいと考えられること，および数値計算の安定性を確保するため，$\psi \geq -0.5$ m とした．つぎに，得られた定常状態の流速分布を用いて移流分散解析を行う．この結果，濃度分布の時間変化が得られるが，ここで下端面における断面平均濃度の時間変化を求め，これを以下の 1 次元移流分散方程式の理論解でフィッティングすることによって，表層部と下層部を一体とみなした場合の見かけの間隙流速 v' と巨視的分散長 a'_L を同定する．

$$\frac{c}{c_0} = \frac{1}{2}\mathrm{erfc}\left(\frac{z - v't}{2\sqrt{D't}}\right) + \frac{1}{2}\exp\left(\frac{v'z}{D'}\right)\mathrm{erfc}\left(\frac{z + v't}{2\sqrt{D't}}\right) \tag{17}$$

ここに，D' は巨視的分散係数（$= a'_L\ v'$）、a'_L は巨視的分散長，v' は z 方向の見かけの間隙流速である．解析ケースは，まず $k_{s1} = k_{s2}$（1 層地盤）とした場合を Case0 とし，k_{s1}，k_{s2}，r を変化させた．各ケースにおいて用いたパラメータを Table 1 に示す．また，飽和透水係数の平均値を変化させた際の水分特性曲線の一例を Fig. 3 に示す．ただし，水分特性曲線は式（13）および式（14）により，各要素の飽和透水係数 k_s に応じて空間的に変化させているため，各図に示した水分特性曲線は平均的なものである．

4. 解析結果と考察

4.1 流速ベクトル分布と濃度分布の特徴

Fig. 4 にダルシー流速ベクトル分布の一例を示す．ここで，流速ベクトルの大きさは，下層部の飽和透水係数 k_{s2} で無次元化されている．ここで，図中の時刻 t は流れ場がほぼ定常状態となった時刻（移流分散解析の開始時刻）を $t = 0$ としている．また Fig. 5 は濃度分布の計算結果の一例であるが，これらは何れも地表面に一様に濃度 $c = 1$ で与えられた物質が下端の地下水面に到達する直前の濃度分布である．ここで Case1-1 は表層部の平均透水係数が下層部の 0.01 倍，Case1-6 は同じく 0.32 倍，Case1-7 は 0.64 倍としたものであるが，これらを比較すると Case1-1 より Case1-6 の方が明瞭なフィンガー流が生じ，さらに表層部の透水性を大きくした Case1-7 では Case0 の分布に近づいていることがわかる．これらの結果より，明瞭なフィンガー流が形成されやすい表層部と下層部の透水性の比率（ここでは 0.32 : 1）が存在することが示唆される．このような現象が生じる詳細なメカニズムについては，現時点では明らかではないが，Fig. 4 より，とくに表層部と下層部の境界付近における透水性の相違から生じる水平方向の流れに明瞭な相違が見られることから，この点における上下層の透水性の相違がフィンガー流の発生に関与していることが推察される．また，Case2-1 は Case1-1 と比較して下層部の透水性を

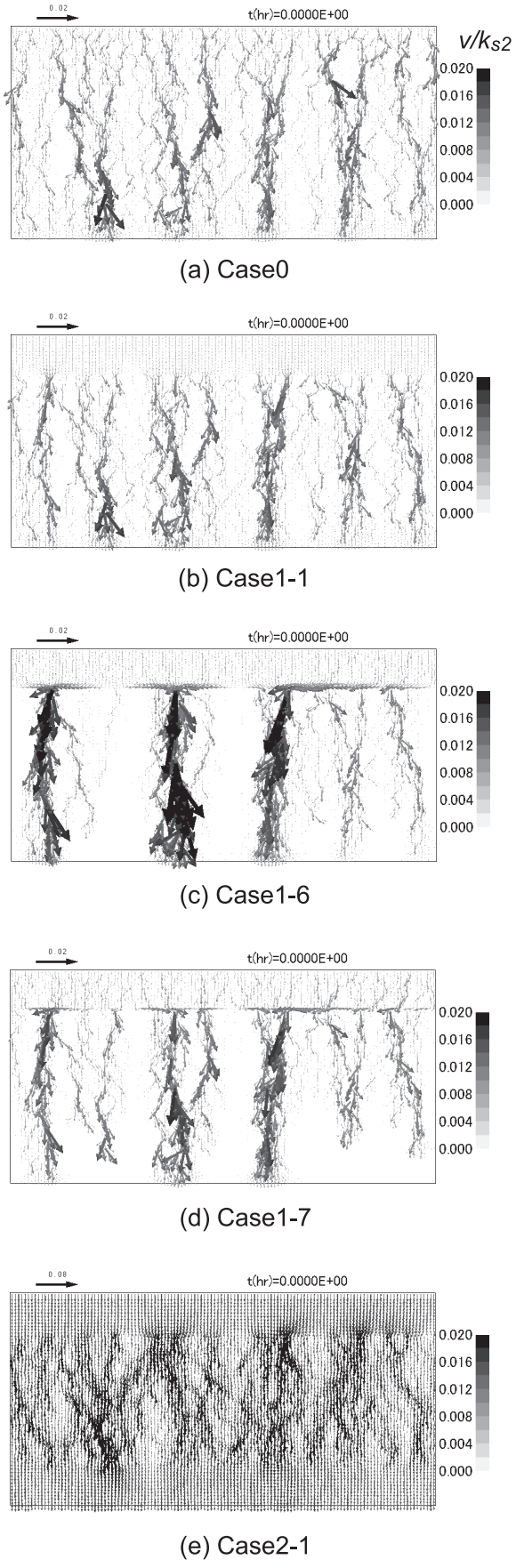


Fig. 4 ダルシー流速ベクトル分布の計算結果の一例;（a） Case0,（b） Case1-1,（c） Case1-6,（d） Case1-7,（e） Case2-1.
Distribution of Darcy flux vector.

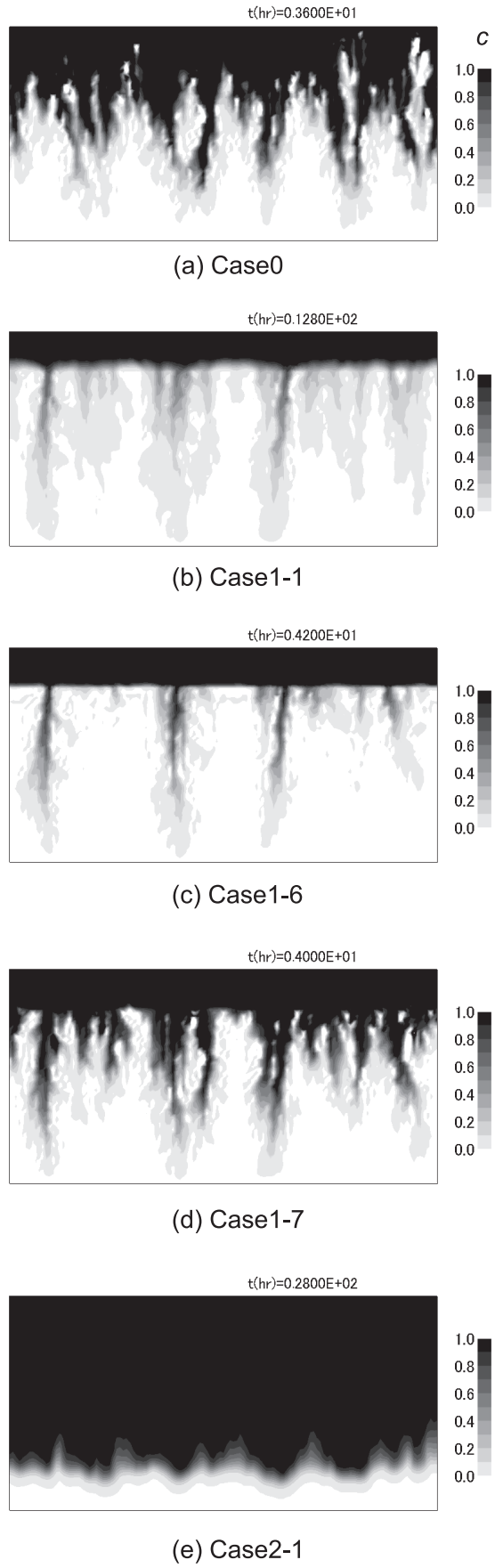


Fig. 5 濃度分布の計算結果の一例;（a） Case0,（b） Case1-1,（c） Case1-6,（d） Case1-7,（e） Case2-1.
Distributions of concentration.

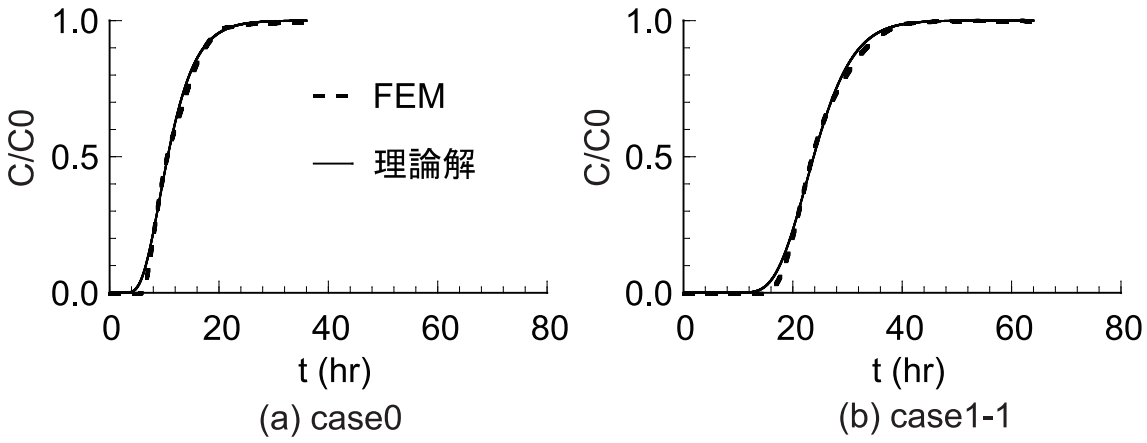


Fig. 6 理論解によるフィッティングの例;(a) Case0,(b) Case1-1.
Result of curve fitting.

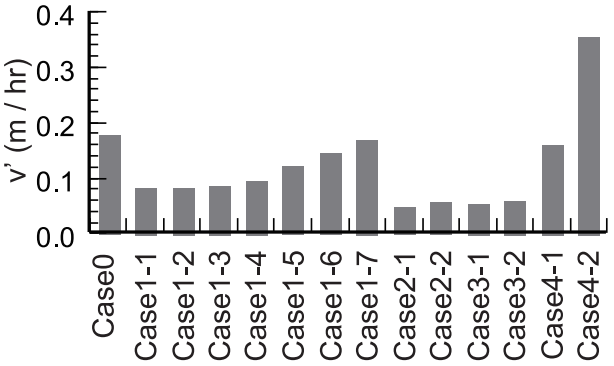


Fig. 7 見かけの間隙流速の同定結果.
Results of identification of pore velocity.

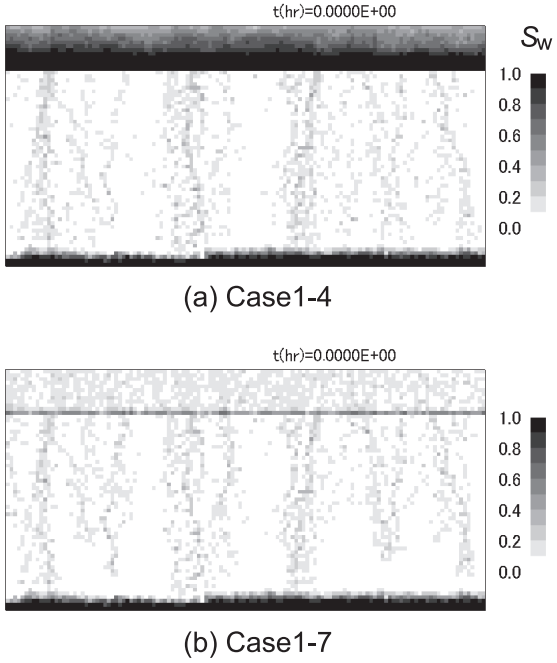


Fig. 8 飽和度分布;(a) Case1-4,(b) Case1-7.
Distribution of Saturation.

0.1 倍としたものであるが，ここではフィンガー流は発生せず，ほぼ一様に浸透している．これは，同じく下層部の透水性を 0.25 倍とした Case2-2，および上層部を Case2 の 4 倍とした Case3 も同様であり，下層部の透水性があまり大きくない場合にはフィンガー流は発生しにくいことがわかる．

4.2 見かけの間隙流速と巨視的分散長の同定結果

Fig. 6 は，下端面における断面平均濃度の時間変化の計算結果と，これを式（17）によってフィッティングした解を比較したものの一例である．他のケースにおいても概ね同様の再現性が得られている．このように 1 次元移流分散方程式の理論解は，断面平均濃度の時間変化によく適合し，見かけの間隙流速 v' と下端面（特定の深度）における巨視的分散長 a_L' を精度良く推定することができる．また，Fig. 7 はすべてのケースにおける見かけの間隙流速 v' の同定結果を示したものである．まず，Case1-1 から Case1-7 は表層部の透水性のみが異なるが，表層部の透水性が大きくなるほど v' も大きくなっている．ただし，Case1-1 ～ Case1-3 については大きな差は見られない．これは，浸透流については地表面に一定の浸透強度 r を与え，かつ $r < k_{s1}$ なので常に不飽和浸透状態であり，巨視的に評価するとすべてのケースで定常状態では表層部でも下層部でも飽和透水係数とは無関係にダルシー流速は r に等しくなる．また間隙流速はダルシー流速を体積含水率 θ で除して得られるが，ここでは間隙率を空間的に一定としているため，間隙流速は飽和度のみに依存する．ここで表層部の透水性が小さい場合は，式（15）によって透水性に応じて与えられているパラメータ α によって保水性が大きくなるため，表層部は飽和状態に近くなる．Fig. 8 は，Case1-4 および Case1-7 の飽和度分布であるが，Case1-4 においては，表層部の飽和度が大きく，Case1-1 ～ Case1-3 についてはさらに飽和状態に近づくため，この部分の間隙流速には大きな差が生じない．このため，表層部と下層部を一体として評価した場合には，間隙流速は概ね同じとなる．また，Case1-7 では，表層部の透水性が大きいため飽和度が低

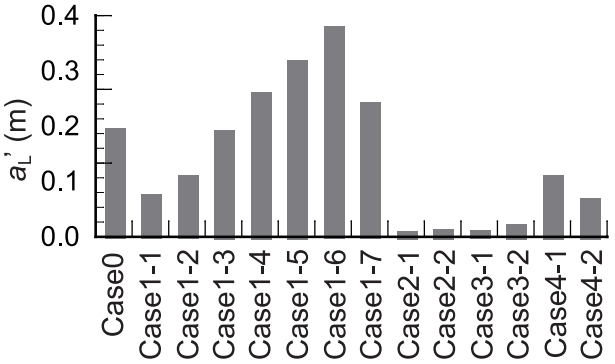


Fig. 9 巨視的分散長の同定結果.
Results of identification of macroscopic dispersivity.

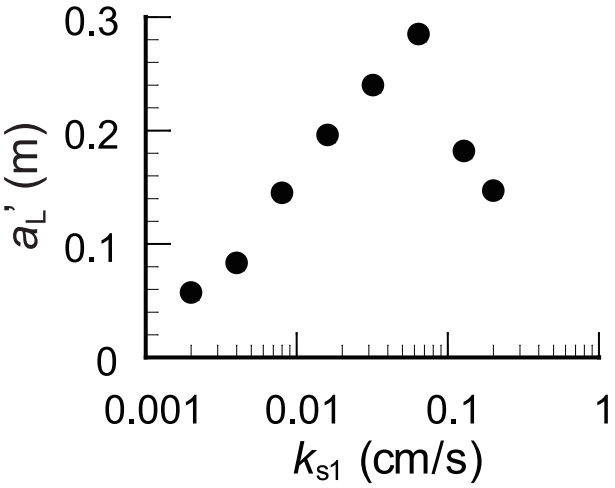


Fig. 10 k_{s1} と a_L' の関係.
Relationship between k_{s1} and a_L'

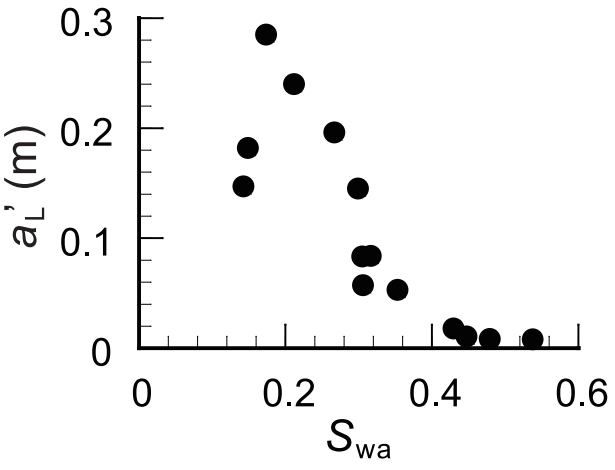


Fig. 11 Sk_{wa} と a_L' の関係.
Relationship between S_{wa} and a_L'.

下する．このため，間隙流速が大きく評価されたものと考えられる．同様の理由で Case2 および Case3 は，ともに下層部の透水性が小さいため，全体的に飽和度も大きくなり，間隙流速も低く評価されている．Case4 については，r を大きくしているため，ダルシー流速も大きく，それに応じて v' も大きくなっている．

Fig. 9 は，巨視的分散長 a_L' の同定結果を示したものである．Case1-1 から Case1-6 では表層部の透水性が大きくなるほど a_L' も大きくなっており，Case1-6 では約 0.3 m となっている．一方 Case1-7 では一転して Case0 に近い値になっている．このように，明瞭なフィンガー流が発生する場合には，これに伴って a_L' も大きく評価されており，巨視的分散長とフィンガー流の形状は密接に関係していることがわかる．Fig. 10 は，Case0 および Case1 について，表層部の飽和透水係数 k_{s1} と巨視的分散長の関係を示したものであるが，k_{s1} が 0.002 ～ 0.064 (cm s^{-1}) の範囲では，a_L' は k_{s1} の対数値に対して概ね直線的に増加するが，それ以上では低下している．これは，Fig. 5 に示した濃度分布の形状の違いと整合するものである．

Case2 および Case3 においては，流れ場が均一場に近いため，すべて 0.02 m に満たず，巨視的分散は小さい．Fig. 11 は，見かけの飽和度 S_{wa} と巨視的分散長 a_L' の関係を示す．ここで S_{wa} は以下のように算定している．

$$S_{wa} = \frac{r}{\phi v'} \tag{18}$$

これより，見かけの飽和度が 0.2 付近にピーク値が存在し，0.3 より大きくなると a_L' は大きく低下すること，また，0.4 以上では巨視的分散長は極めて小さくなることがわかる．

さらに浸透強度 r を変化させた Case4 では，r が大きくなるほど a_L' は小さくなっている．Fig. 12 は，浸透強度 r 以外の条件が等しい Case1-3 と Case4-1，4-2 について，r と a_L' の関係を示したものである．これは，Fig. 13 に示すように浸透強度が小さいほど明瞭なフィンガー流が発生し，これに伴って巨視的分散長が大きく評価されていることがわかる．逆に，飽和度，浸透強度があがると，断面方向の局所的な著しい不飽和浸透特性の変動を和らげる効果があると考えられる．

5. 結論

本研究では，地表面付近の不飽和帯における鉛直浸透過程ならびに物質輸送過程について，地盤物性値の空間分布モデルを用いた数値シミュレーションにより，2 層地盤の透水性および浸透強度の影響等について定量的な考察を試みた．以下に得られた結論を示す．

1）表層部とその下部の地盤の平均的な透水性が異なり，かつ下部の透水性が大きく，保水性が小さい場合には，とくにフィンガー流が形成されやすい透水性の比率が存在する可能性がある．
2）フィンガー流の形状は，巨視的分散長に概ね定量的に反映される．
3）不飽和帯を一体として評価した場合，見かけの飽

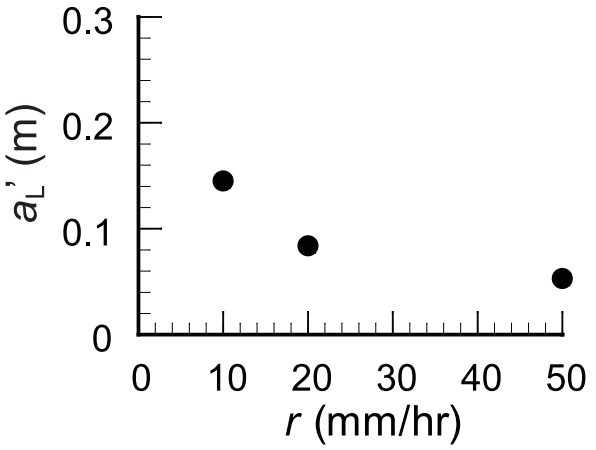


Fig. 12 r と a_L' の関係.
Relationship between r and a_L'.

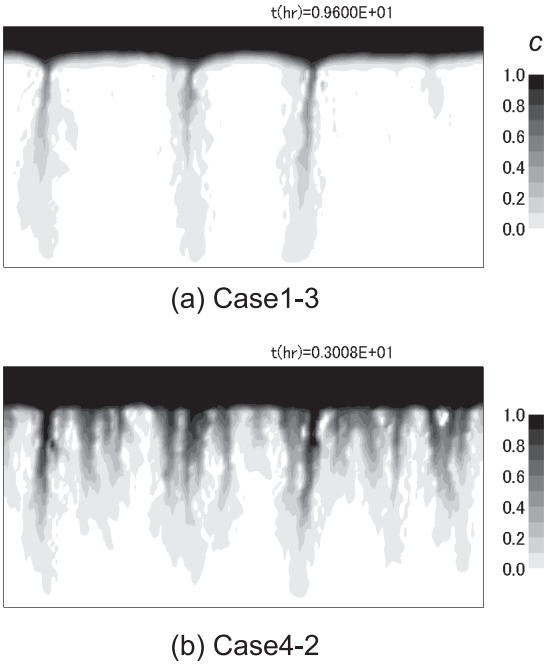


Fig. 13 濃度分布の計算結果; (a) Case1-3, (b) Case4-2.
Distributions of concentration.

和度が 0.2 付近に巨視的分散長のピーク値が存在し，0.3 より大きくなると大きく低下すること，また，0.4 以上では顕著なフィンガー流は形成されず，巨視的分散長は極めて小さくなる.

4) 地表面からの浸透強度が大きくなると，飽和度が上昇し，飽和浸透流に近くなるため，フィンガー流は発生しにくくなる.

これらの結果は前提条件としていくつかの仮定に基づいた上での検討であるが，全体的な傾向は従来の知見と矛盾するものではなく，また，数値シミュレーションにより，不飽和浸透に関わる様々な要因と物質輸送の関係について，より定量的な議論が可能であることを示した. 今後はここでは考慮していない要因（例えば対象領域の大きさ，不均一性の強さ等）についての検討，また模型実験や実地盤における実測例を充実させていく必要があると考える.

謝辞

本研究は JSPS 科研費（25420504）の助成を受けたものである．ここに記して謝意を表す.

引用文献

赤井浩一, 大西有三, 西垣 誠 (1977): 有限要素法による飽和–不飽和浸透流の解析. 土木学会論文集, 264: 87–96.

Bear, J. (1972): Dynamics of fluid in porous media. Elsevier, New York.

Carsel, R.E. and Parrish, R.S. (1988): Developing joint probability distribution of soil water characteristics. Water Resources Research, 24: 755–769.

Ellerbroek, D.A., Durnford, D.S. and Loftis, J.C. (1998): Modeling pesticide transport in an irrigated field with variable water application and hydraulic conductivity. Journal of Environmental Quality, 27: 495–504.

Elliot, J.A., Cessna, A.J., Best, K.B., Nicholaichuk, W. and Tollefson, L.C. (1998): Leaching and preferential flow of clopyralid under irrigation: field observations and simulation modeling. Journal of Environmental Quality, 27: 124–131.

Glass, R.J., Steenhuis, T.S. and Parlange, J.Y. (1989): Wetting front instability: 2. Experimental determination of relationships between system parameters and two-dimensional unstable flow field behavior in initially dry porous media. Water Resources Research, 25: 1195–1207.

地盤工学会 (2002): 土壌・地下水汚染の調査・予測・対策. 社団法人地盤工学会, 104–107.

川本 健, 宮﨑 毅, 中野政詩 (1996): フィンガー流の形態による塩分溶脱効果の相違. 農業土木学会論文集, 186: 89–96.

Luckner, L., van Genuchten, M.Th. and Nielsen, D.R. (1989): A consistent set of parametric models for the subsurface. Water Resources Research, 25: 2187–2193.

Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Research, 12: 513–522.

宮﨑 毅 (2000): 環境地水学, pp. 36–37. 東京大学出版会.

中川 啓, 岩田将英, 筑紫二郎, 籾井和朗 (2003): 不飽和–不均一多孔媒体における物質輸送特性について: 水工学論文集. 47: 337–342.

Nieber, J.L., Bauters, T.W.J., Steenhuis, T. S. and Parlange, J.Y. (2000): Numerical simulation of experimental gravity-driven unstable flow in water repellent sand. Journal of Hydrology, 231–232, 295–307.

Ritsema, C.J. and Dekker, L.W. (1998): Modeling and field of finger formation and finger recurrence in a water repellent sandy soil. Water Resources Research, 34(4): 555–567.

齋藤雅彦, 川谷 健 (2000): 透水係数の空間分布に関する理論的考察. 土木学会論文集, 645(III–50): 103–114.

齋藤雅彦, 川谷 健 (2001): 透水係数の空間分布モデルの適用性に関する一考察, 土木学会論文集, 694(III–57): 245–258.

齋藤雅彦, 川谷 健 (2004): 地盤の不均質を考慮した降雨浸透・浸出過程の気液 2 相流数値シミュレーション. 水工学論文集, 48: 319–324.

齋藤雅彦 (2006): 飽和・不飽和浸透流解析による不均一地盤内のフィンガリング現象に関する研究. 水工学論文集, 50: 217–222.

齋藤雅彦, 中平 隆 (2007): 数値シミュレーションによる多層地盤内および湛水浸潤時のフィンガリング現象に関する研究. 応用力学論文集, 10: 847–854.

齋藤雅彦, 西村由紀子, 中川 啓 (2011): 自己相似型不均一地盤モデルを用いた巨視的分散長の定量的評価に関する研究. 地下水学会誌, 53(4): 343–355.

坂本 康 (1992): 不飽和層中の水みち流れのフラクタル次元と水みち侵入モデルによるシミュレーション. 水工学論文集, 36: 447–452.

Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th. and Šejna, M. (2006): The HYDRUS software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Technical Manual. Version 1.0. p. 213.

van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society America Journal, 44: 892–898.

谷中仁志, 石田哲朗 (1998): 砂質土における比透水係数曲線 (θ–k_r) の検討. 第 33 回地盤工学研究発表会, 1817–1818.

Zienkiewicz, O.C. and Taylor, R.L. (2000): The finite element method, Vol.3 (5th ed.), pp. 13–63. Butterworth-Heinemann.

Toride, N., Leij, F.J. and van Genuchten, M.Th. (1995): The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Version 2.0. p. 121, U.S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Services, U.S. Department of Agriculture, Riverside, CA.

取出伸夫 (1997): 不均一な土中水の流れを伴う圃場中の溶質移動. 水文・水資源学会誌, 10(5): 485–497.

要　　旨

不飽和土壌への鉛直浸透時には，浸潤前線が不安定になる現象，いわゆるフィンガー流が発生する場合があることが知られているが，現時点では定量的な評価方法が十分確立しているとは言いがたい．一方，土壌中の物質輸送時には，流れ場の不均一性に起因する巨視的分散が生じる．一般的に用いられている移流分散解析では，これを評価するために巨視的分散長が用いられるが，とくに地表面から地下水面に至る表層の不飽和帯を通過する物質輸送過程については，浸潤形態に強く依存することは明らかであり，フィンガー流の生成に関する評価方法と同様，移流分散解析における巨視的分散長の定量的な評価方法等，未解明の部分が多い．本研究では，地表面付近の不飽和帯における鉛直浸透過程ならびに物質輸送過程について，不均一地盤モデルを用いた数値シミュレーションを行い，フィンガー流発生時における巨視的分散長の定量的評価を試みるとともに，その性質について考察した．その結果，表層部とその下部の地盤の平均的な透水性の違いによってフィンガー流の形状が異なること，フィンガー流の形状は巨視的分散長に概ね定量的に反映されること，および地表面からの浸透強度が大きくなると，フィンガー流は発生しにくくなることを確認した．

キーワード：フィンガー流，巨視的分散長，確率的フラクタルモデル，数値シミュレーション