

土壌中における降雨の浸透過程の研究

Infiltration Processes of Rainfall in Soils

北海道大学土木工学科	藤田睦博	T. Fujita (世話人)
東京大学生産技術研究所	岡泰道	Y. Oka
京都大学防災研究所	下島栄一	E. Shimojima
室蘭工業大学土木工学科	藤間聡	S. Touma
山梨大学環境整備工学科	坂本康	Y. Sakamoto
埼玉大学地盤水理実験施設	渡辺邦夫	K. Watanabe
北海道大学土木工学科	山田正	T. Yamada

はじめに

課題を設定した背景：この20年間の水文学の研究は大きく変転しており単位図法、タンクモデル、貯留関数法的な考え方から流出現象をシステムとしてストキャスティックな捉え方をする研究が行われてきた。しかし近年の水文学においてはいわゆる物理水文学としての研究が非常に多くなってきており、面積が1 km²以下の0-1次谷を含む源流域における降雨の流出過程やもう少し広い流域における地下水函養の機構が詳細に論じられるようになってきた(このあたりの事情は土木学会水理委員会、流出現象の物理機構に関する研究小委員会の報告書を参照されたい¹⁾)。その背景には山地流域における地すべりの防止、植性のある無しが流出に影響を与えるのかという防災および環境上の問題、土砂生産の正確な量の予測や年間地下水函養量の正確な見積り等の主に工学上の必要性が存在している。さらに特に米国においては地下水汚染が問題となりつつあるという社会情勢もある。その外にHillslope Hydrologyの成書に代表される英国系の自然探求的な発想に基づく理学的な関心から研究が行われるようになってきたという事情もある。要するに流域とそこにおける降雨流出の運動過程を大雑把につかまえるだけでは処理しきれない問題が出現してきたことが物理水門学の隆盛の直接の原因であるといえよう。

物理水門学の取り扱う問題としては降雨そのものの機構に始まって土壌中での水分子のミクロな挙動に至るまで多様であるが、表題に掲げる水理委員会若手研究者分代会では問題の焦点を絞り、降雨の土壌中における浸透現象に関する研究の成果を整理すると共に、今後の研究の方向を考える上での指針を得ることを目的にしている。

分科会における活動の方針：本分科会では先ず各委員の近年の成果を報告しあうと共に、各分野における未だ解明がなされていない諸問題を披露し、問題解決の糸口を探るという方針がとられた。その結果以下に示す項目につき検討を行ってきた。

- | | |
|------------------------------|----|
| (1) 山腹斜面の土層構造と不飽和透水係数 | 岡 |
| (2) 不均質場への雨水浸透 | 下島 |
| (3) 土壌中における移流拡散 | 藤間 |
| (4) 水質による降雨の浸透・流出過程 | 坂本 |
| (5) 不飽和浸透理論を用いた斜面からの浸透流の流出過程 | 渡辺 |
| (6) 不飽和浸透現象におけるいくつかの問題点 | 山田 |

上記の各項目は互いに関連しているため各分担任者が専門的に研究したのではないが、各節の執筆はそれぞれ上記に示す分担任者に依頼して行われた。(藤田睦博)

1. 山腹斜面の土層構造と不飽和透水係数

1.1はじめに：山腹斜面とくに自然林地斜面においては、通常は、植生の影響で表層部分に腐葉土層、いわゆるA層が存在し、雨水の浸透あるいは蒸発散に大きな影響を及ぼしている。さらにこの層や下層の土壌特性の相違に起因する特有の現象(例えば側方浸透流)を生じている場合も多い(文献1)。また、林地斜面においてはマトリックス流のみならず、パイプ流の存在等、複雑な現象も数多く指摘されている(例えば文献2)。ここでは林地斜面の不飽和帯部分に着目し、それを構成する土壌(土層)構造とマトリックス流に係わる透水特性と関係について、関東ロームで構成される小試験流域を例として考察する。対象とする流域は東京都八王子市にある長池試験流域で、図1にその概要を示す。

1.2自然林地斜面の土層構造：自然林地斜面における土層特性は斜面の型あるいは部位により分布を持っていると考えられる。ここでは、図1に示すような谷型斜面(G~I)と尾根型斜面(J~L)の高、中、低部位において採取した35個の試料に基づく結果を中心に議論を進める。試料採取深度は25, 75, 125, 200cmの4深度である。採取試料を用いた室内試験結果から求めた深度方向の三相分布をみると図2のようになっており(文献3)、表層30~50cmまでは腐葉土層、その下部は関東ローム層である。前者では気相(pf0~2に相当する空隙率)が30~40%、後者では10%前後の値を示している。この結果から自然林地表層では、重力水が移動できる空隙の割合が大きく、土壌の雨水保留能が高いことがわかる。各試料から求めた水分特性曲線

を見ると、斜面の地形上の位置による相違はあまり大きくない。斜面部位による相違はある程度みられ、尾根部から谷地部に向かって粗大間隙（ $pF2.0$ 以下に相当）が減少する傾向にある。こうした間隙分布が不飽和帯の水分保持特性および透水特性を支配している。以下では、間隙特性に基づいて、透水特性に係わるパラメータ、すなわち飽和透水係数、ならびに不飽和透水係数と吸引圧との関係について検討する。

1.3 自然林地斜面における飽和透水係数： 現地土壌に対する飽和透水係数を得る方法としては大きく分けて、①現場透水試験による方法、②現地土壌の小試料を用いる方法、③実験式・経験式等の曲線の当てはめにより、土壌特性値から推定する方法、が挙げられる。ここでは現地において採取した小試料を用いて、変水位透水試験装置により飽和透水係数を測定（方法②）する。さらに、現地土壌の水分特性曲線から得られる情報から飽和透水係数を推定（方法③）し、両者の比較・検討を行う。

深度方向の飽和透水係数の分布は図3のようになっており、土壌構造の密な下層ほど低い値を示している。しかし同一深度でもかなりのばらつきがあり、単純に平均的な値を採用するには難がある。これらのばらつきの原因としては透水係数の空間的な分布の相違、言い換えれば土壌構造の相違が考えられるが、いずれの試料についても pF 試験を行ったため、その試料（土壌）の物理的な特性はある程度把握され、水分特性曲線上に表現されている。そこで、水分特性曲線に基づいて飽和透水係数を評価する方法を実際のデータに適用することを試みる。

飽和透水係数 K_0 を推定するための実験式あるいは経験式は従来多くのものが提案されてきた（例えば文献4）。このうち K_0 の規定要因として粒径に係わるパラメータが組み込まれている式は、いずれも代表粒径あるいは平均粒径に相当するものを用いている。本研究では $\psi - \theta$ 関係を独立変量とする立場をとっている。そこで、 $\psi - \theta$ 関係から得られる情報の一つである間隙径の分布に着目し、この分布特性が K_0 を規定する重要な因子と考える。したがって間隙径の分布特性、言い換えれば粒径分布特性を組み込むことのできる式として上記の平均粒径に相当するパラメータを含むものを採用する。具体的には、土壌間隙を円管毛管束と仮定し円管内の流れが層流の Poiseuille 流れに従うとした場合に導かれる Kozeny 式に基礎を置き、 $\psi - \theta$ 曲線から得られる間隙分布情報を組込める形に修正した次式（詳細については文献5）を用いる。

$$K_0 = C \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot r_w^2 \quad , \quad r_w = \sum r_i \cdot (\Delta \theta_i / \theta_0) \quad \text{----- (1)}$$

ここに、 n は間隙率、 C は土壌特性に依存する係数である。 r_w は、水分特性曲線上の $\Delta \theta_i$ に関する加重平均を用いて求められる平均間隙半径であり、 r あるいは θ_i の区分点としては pF 試験の実験値を用いる。

長池試験流域において採取した試料による水分特性曲線を実験値に基づいて区間近似し、上式から求めた飽和透水係数と変水位透水試験による結果とを比較したのが図4である。ややばらつきはあるものの両者はよく対応しており、(1)式における係数 C はほぼ1と考えられる。

1.4 不飽和透水係数と吸引圧との関係： 不飽和透水係数は土中水の粘性、間隙の大きさ、曲折、拡張、分岐連結、土粒子の表面活性などに依存するとともに、移動しうる土中水分（あるいはマトリックサクション）の大小に依存する。 $K - \psi$ 関係を決定することは一般的に困難であるが手法としては、①現地の不飽和帯水分観測記録から推定する方法、②現地土壌の小試料を用いる方法、③土壌特性値から定式化する手法などがある。これらの概要については文献6)にまとめられている。①の方法の適用例は文献7)などに見られるが、現地不飽和帯での含水率と吸引圧の厳密な測定を必要とするうえ、ばらつきが生じやすいため、広範な適用は難しい。ここでは②および③の方法による結果に基づいた比較・検討を行う。

(i) **現地土壌の小試料を用いる方法**： この方法には定常法と非定常法があり、前者に基づく計測装置として加圧型不飽和透水係数測定装置がある。装置の概要と操作法については文献8)に詳しい。この装置を用いて関東ロームに対して行われた試験結果の例を図5に示す（文献9）。吸引圧の低下に伴う不飽和透水係数の低下は両対数紙上で直線に近い形となっているものもあるが、ばらつきも大きく、測定は困難を極めるようである。この装置は幾つかの欠点をもっているが、これらを改善する試みもなされている（文献10)）。

(ii) **土壌特性値から定式化する手法**： 土壌の諸特性値から $K - \psi$ 関係を推定するための方法として従来多くの実験式等が提案されており、代表的なものが文献11), 12)等にまとめられている。これらは大きく分けて、Kozenyのタイプ（例えば、Irmayなど）とChilds and Collis-Georgeのタイプ（例えば、Marshall, Jacksonなど）の二つのタイプがある。前者は透水性が水で満たされた間隙の割合のみに支配されると考え、後者ではさらに間隙毛管半径の分布とその間隙の連結状態も考慮に入れた形でモデル化してある。ここでは水分特性曲線（ $\psi - \theta$ 関係）に基づいて推定する方法として、Chiles and Collis-Georgeの考え方を採用し、①間隙径の分布関数から求める方法、②Campbellの方法、③Jacksonの方法、の三つについて検討した。ただし、①については実質的には③に含まれていたため、後の二つの適用結果を述べる。

(a) **Campbellの方法**： Campbellの方法では、 θ / θ_0 と ψ / ψ_c を両対数紙上にプロットすると直線に近いことから、これを直線と仮定し次式が得る（文献13)）。

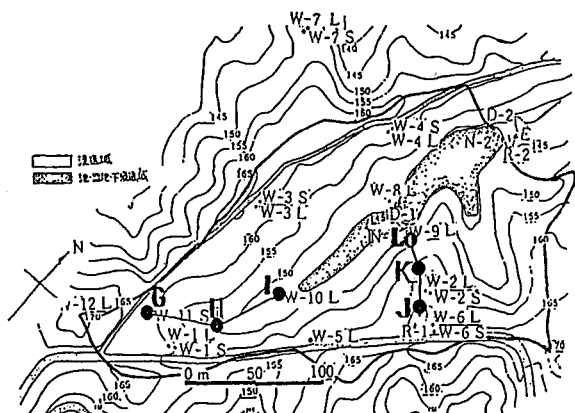


図 1 対象流域の概要とサンプリング地点

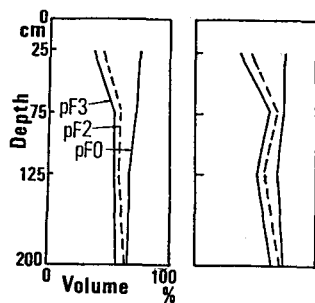


図 2 深度方向の三相分布

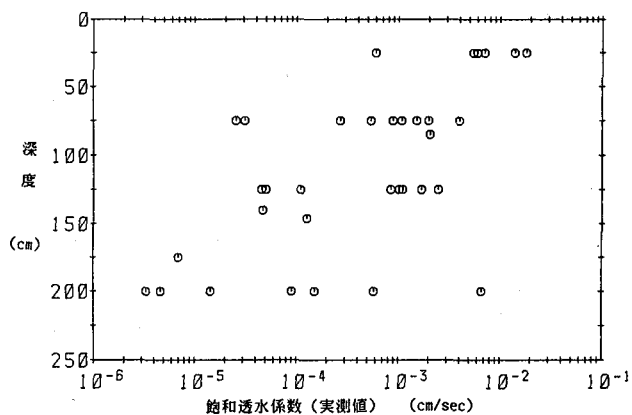


図 3 深度ごとの飽和透水性係数の分布

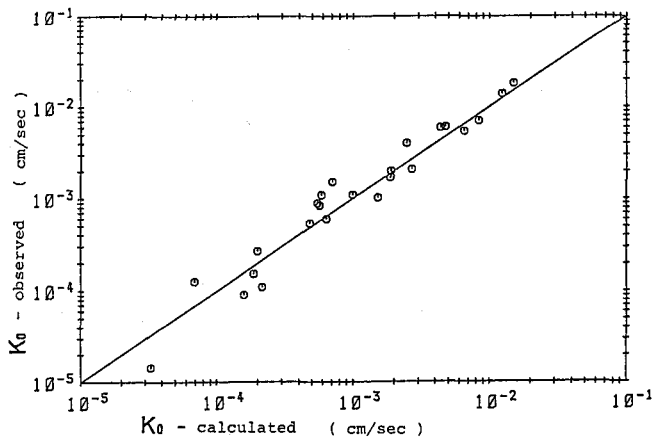


図 4 飽和透水性係数の実験値と計算値の比較

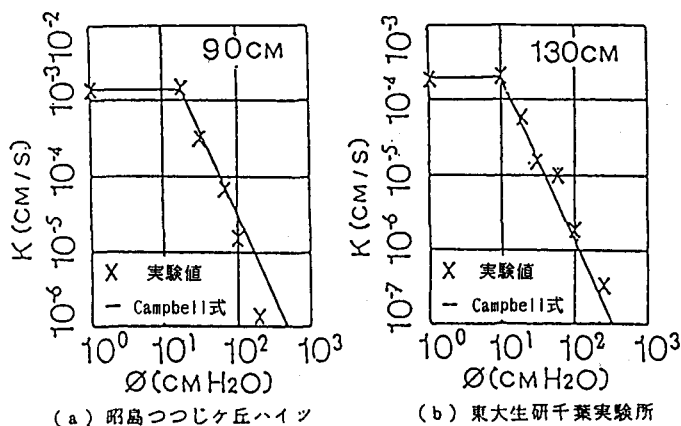


図 5 不飽和透水係数と吸引圧との関係

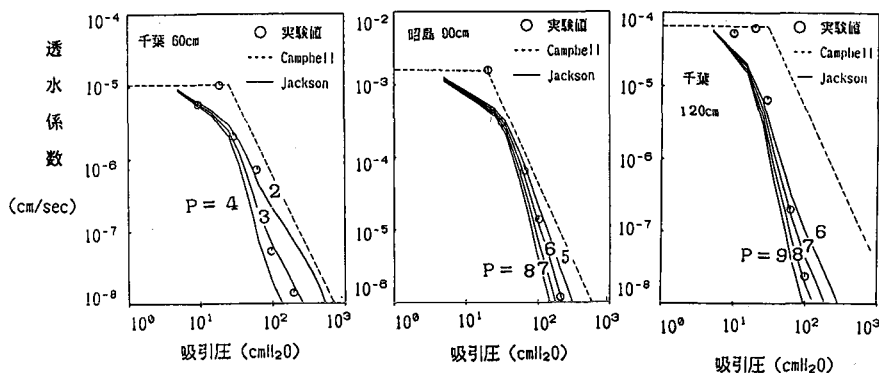


図 6 K- ψ 関係に対する曲線の当てはめ

$$\begin{aligned} K/K_0 &= (\psi_{cr}/\psi)^{2+2/b} & (\psi \leq \psi_{cr}) \\ &= 1 & (\psi > \psi_{cr}) \end{aligned} \quad \text{----- (2)}$$

ここに、 K_0 は飽和透水係数、 ψ_{cr} は空気侵入値を表す。 b は定数で、 $\psi-\theta$ 曲線に対して当てはめた直線の傾きとして求められる。関東ロームに対する上式の適合性については既に検討されており、図5にCampbell式への当てはめによる結果と現地の小試料を用いた室内不飽和透水係数試験結果との対応を示した。この例では両者は比較的良好に対応しているが、試験結果では傾きが直線的とならない例も多い。

(b) Jacksonの方法： Jacksonの式は水分特性曲線上で、対象とする水分域の水分量を m 等分し、間隙としては円形断面を仮想することにより得られる(文献14)。

$$K_i/K_0 = (\theta_i/\theta_0)^p \left\{ \sum_{j=1}^m (2j+1-2i) \psi_i^{-2} \right\} / \left\{ \sum_{j=1}^m (2j-1) \psi_i^{-2} \right\} \quad \text{----- (3)}$$

ここに、 θ_i は K_i に対応する含水率、 p は定数、 K_0 は飽和透水係数である。ここで含水率 θ は透水係数に寄与する水分を表している。上式において含水率 θ は透水係数に寄与する水分を表している。関東ロームは微細で緻密な構造をもっているため、含水率が高いにもかかわらずエネルギー・レベルが低く非常に移動が困難な水分を多く含んでいる。したがって(3)式を適用する場合にもその点を考慮し、通常の状態では到達しない乾燥状態を含水率の下限 θ' として $\theta' = \theta - \theta'$ を透水係数に寄与する水分としたほうが合理的と考えられる。このことは θ よりも θ' をとったほうが試験結果に対する適合性がよいことから裏付けられた。ここでは θ' として農学の分野でおれ点と称されるpF4.2をとる。(3)式にはパラメータとして分割数 m が含まれており、 m が小さいと近似度が悪くなるため、ある程度大きい値をとる必要がある。もう一つのパラメータとして p があるが、このパラメータは土壌の間隙の分布特性および連結状態に関係する。現地的小試料を用いた室内不飽和透水係数試験結果に基づき、関東ロームに対する p を調べた結果を図6(a), (b), (c)に示す。室内試験データはCampbell式の当てはめに用いたものと同じである。同図には比較のためにCampbell式に基づく結果も示してある。これらの結果から、地表面に近い深度数十cmまでは $p=2\sim4$ 、深層の100cm以深では $p=6\sim9$ 、その中間では $p=4\sim6$ 程度となっており、土壌が密になるほど p の値が大きくなっていることがわかる。

(c) 各方法による推定結果の比較 : (a) のCampbellの方法と(b) のJacksonの方法の両者は曲線形が異なるうえに、基準とした $\psi-\theta$ 曲線の近似方法が違うため、単純には比較できないが、室内試験結果との符合度の点からは(b)の方がよいと考えられる。数値シミュレーションによる現地観測水理ポテンシャル・プロファイルの再現性の面からみても同様の傾向を示している(文献5,15))。

1.5おわりに : 本稿では自然林地の土層構造と透水特性について述べたが、現地におけるそれら諸特性の定量的評価は一般的に困難なのが現状である。現地における土層特性は空間的に多様に分布しており、斜面域あるいは流域単位での不飽和帯の水分挙動を把握するためには、地点での測定結果のみでは不十分であろう。また、数値シミュレーションは一つの有用な手段になり得るが、その結果を支配するパラメータを決定するための室内試験あるいは現地実験の方法についてもまだ多くの問題点が残されていると考えられる。

参考文献

- 1) Kirkby, M.J.(ed.) (1978): HILLSLOPE HYDROLOGY, A Wiley Intersci. Publ., pp.17-24.
- 2) 田中, 他 (1982): 丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動, 京大防災研究所年報, 第25号, B2, pp.181-193.
- 3) 虫明, 他(1986): 表層不飽和帯の保水特性を考慮した水循環機構のモデル化, 第41回年講, pp.65-66.
- 4) 地下水ハンドブック編集委員会(編) (1979): 地下水ハンドブック, 建設産業調査会, pp.285-287.
- 5) 虫明, 岡, 小池 (1987): 数値解析による不飽和帯水分挙動の再現性 - 水分保持特性に基づく透水係数を用いた場合 -, 第14回関東支部年講概要集, pp.56-57.
- 6) Klute, A. (1972): The Determination of the Hydraulic Conductivity and Diffusivity of Unsaturated Soils, Soil Science, Vol.113, No.4, pp.264-276.
- 7) Tanaka, T. (1980): Hydraulic Conductivity of Kanto Loam Measured as a Function of Depth and Water Content, Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, No.6, pp.35-37.
- 8) 土壌物理性測定法委員会(編) (1980): 土壌物理性測定法, 養賢堂, pp.193-197.
- 9) 虫明 他(1984): 現地土壌特性の評価に基づく雨水浸透施設の浸透解析, 第28回水講演文集, pp.489-494.
- 10) 虫明, 他(1987): 不飽和透水係数測定装置の試作について, 第42回年講講演概要集第2部, pp.198-199.
- 11) 西垣 誠 (1983): 不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2,3の考察, 土質工学会論文報告集, Vol.23, No.3, Sep., pp.165-177, 1983.
- 12) 高棹 琢馬(研究代表者) (1987): 流出現象の物理機構に関する研究, 昭和60・61年度科学研究費補助金(総合研究(A)) 研究成果報告書, pp.89-92.
- 13) Campbell, G.S. (1974): A Simple Method for Determining Unsaturated Conductivity from Moisture Retention Data, Soil Science, Vol.117, No.6, pp.311-314.
- 14) Jackson, R.D.(1972): On the Calculation of Hydraulic Conductivity, Soil Sci. Soc. Am. Proc. Vol.36, No.2, pp.380-382.
- 15) 虫明功臣, 岡泰道, 小池雅洋 (1986): 現地土壌特性の評価に基づく数値シミュレーションの再現性 - 自然林地における表層不飽和帯水分の挙動 -, 第41回年講概要集, pp.165-166. (岡泰道)

2. 不均質場への雨水浸透

2.1はじめに: 雨水の浸透場は普通一様ではなく不均質である。この不均質性は深さ方向や横方向に種々の空間スケールで、また種々の強さの程度で現れ、不均質性の様相は種々様々である。従って、不均質場への雨水浸透を理解するためには、均質場でのものと比べそれがどのように異なり、またどのような類似点があるかを明確にすることは重要である。そして、浸透解析する上で、不均質場を如何に均質な部分あるいは均質なものと等価¹⁾な部分の集合として表すかが問題となり、またそこで適用する運動の式との関係において、均質、等価な領域とみなせる最小な空間スケールはどの程度かを認識することも大切である。

2.2 scale-similar porous materials と浸透

"scale-similar porous materials"²⁾とは代表的間隙スケールの大きさが異なるが、間隙の構造が幾何学的相似なものを言う。2つの scale-similar porous materials を Σ , Σ' とし、浸透水は Darcy 則に従うとすると、 Σ と Σ' の同一の含水比に対するマトリックスポテンシャル、不飽和透水係数や、吸水能(sorptivity)などの水理特性量は間隙スケールの比 Λ (microscopic length-scaling factor) の関数で与えられる。

かなり広範囲の土地で土壌の水理特性がどのように空間分布しているかが研究³⁾されてきており、近似的には土壌は scale-similar porous materials とみなせ、また scaling factor は対数正規分布で空間的に分布すると言われてしている。Sharma ら⁴⁾⁻⁷⁾は Philip の 2 パラメータ 浸透方程式⁸⁾等を用い、そこに含まれるパラメータの空間分布を考慮し、面積平均浸透強度の時間変化(後述3.参照)等を解析的手法や Monte Carlo simulation を用いて求め、それと水理特性量の分布との関係を議論している。ただ、湛水

生起部分と非生起部分との相互作用（表面流の発生問題）は数学的取扱いの困難さから考慮されておらず、今後解決せねばならない。現在、いわゆる scaling theory の適用限界が問題となっている。

一種の水平多層構造の様相を示す scaling factor $\Lambda(x)$ の不均質場への 1 次元浸透解析が Philip⁹⁾ によりなされた。そこにおいて適当な初期・境界条件下で、もっともらしい不飽和透水係数と土壌水分特性曲線の関数形を想定すると、浸透強度は $\Lambda(x)$ の関数形に無関係になることを示した。Peck¹⁰⁾ は Philip の解析を 3 次元 $\Lambda(x,y,z)$ に拡張すると、浸透は Λ の関数形に無関係で空間的に一様となり、field での観測事実と反するので、Philip の用いた場の水理特性の関数形には問題があることを指摘している。これらの数学的理論展開に関する議論は非常に興味深いものである。

2.3 macropores, micropores と浸透

近年、土壌中の木の根跡、ミミズの穴など macropores の雨水浸透における役割が注目されている¹¹⁾。その空隙はその周りの matrix(micropores)に比べ、地面湛水時には、浸透水の選択的道筋となるといわれている。このような場での空隙径の分布は bimodal 的なものとなっていよう。macropores の大きさにも色々あるが、このような場への浸透状況を知るには、field でのできるだけ大きなサイズの 浸漏計 による測定が有力であろう。ただ湛水条件が測定部分に限られるので、雨水浸透時の空隙空気放出条件等(下記 4. 参照)が実際とは異なる。上記した Sharma らは⁴⁾ macropores と micropores とが混在するような field(どの程度の大きさの macropores が存在し、どのような分布状況かは不明)で計測した浸透強度を Philip の浸透方程式にあてはめ、その適用性と scaling theory の適合性がよいという結果を得ている。このことを考慮すると、macropores はかなり小さくまたほぼ一様に分布していたものと推測され、またこのような不均質場への湛水浸透に対しても従来の不飽和浸透理論の適用が可能であることを示唆しているとも考えられるそうならば、いわゆる Darcy scale はかなり大きなものになっているはずである。測定において、そのサイズと macropore の大きさやその分布状況の関係を常に考慮する必要があることは言及するまでもない。一方、基礎的なものとして、macropore 内の 浸透解析¹²⁾、macropore を line source としたその周り(matrix)の浸透解析¹³⁾、実験を介した macropores と micropores とが混在した場のモデル化¹⁴⁾¹⁵⁾やそこでの computer simulation による浸透解析¹⁶⁾などの研究がなされている。

2.4 空隙空気と浸透

浸透場下方には普通岩盤面や地下水面が存在するので、浸透してきた雨水はその場の空気と交換しつつさらに下方へと浸透していき、また水と交換された空気は地表面を通して外界に放出される。例えば、macropores が存在する場での空隙空気は、その空隙を通して放出されるという記述¹¹⁾もあるが、その空気が浸透に及ぼす影響の程度については何ら言及されていない。また従来の多くの研究では、雨水浸透に及ぼす空隙空気の影響は小さく無視できることが前提条件であって、そこでは、例えば“一般化された Darcy 則”を“修正された Darcy 則”で近似しているのである。以下では、構造が既知で、簡単な不均質場を対象にして、上記の空隙空気の影響を実験的に調べた結果について述べる¹⁷⁾。

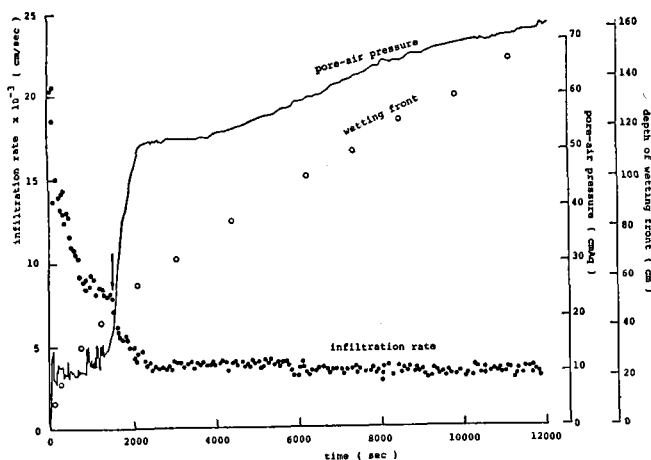


図-1：浸透強度、浸潤面の深さ、空気圧の時間変化

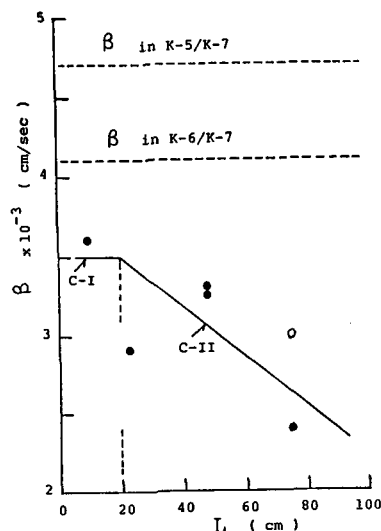


図-2： β と L との関係

対象の浸透場は、直径 18.5 cm、厚さ 169 cm の一様細砂柱（外領域）の中心部に、直径 2.7 cm の粗な砂柱（内領域）が砂層表面よりある深さ(L)まで存在する。使用砂は気乾状態で、内、外領域の砂はほぼ一様で、粒径はそれぞれ 0.45 mm(K-5)、0.21mm(K-6) 及び 0.12 mm(K-7) である。実験は湛水条件でなされたが、間隙空気の外界への放出は砂層表面からのみ可能である。図-1は L = 48 cm で内領域として K-5 砂を用いた場合の実験例である。浸潤面が内領域の深さに達するまでは (stage-B)、その速度は外領域のほうが内領域のものとは比べ著しく大きい。stage-B 以降を stage-A と記すと、空気放出は stage-B、stage-A で、それぞれ内、外領域より起こる。また stage-B から stage-A への移行時（鉛直方向に不均質性が出現）に、一時的に空気放出がとまる。この時（図中の矢印）、浸透強度と砂層底部の空気圧はそれぞれ急減、急増するが、これは内領域の飽和化とそれまでの空気放出路の遮断とによる。浸透強度は stage-A の比較的早い時期にほぼ一定値(β)となる。 β と L の関係が図-2で示してある。ここに、内領域が K-5 砂、K-6 砂の場合が黒、白丸である。L が大きい程、 β は小さいようにみえる。これは空気放出条件や浸透強度を決める外領域の表面から下方に形成された“擬似飽和域”¹⁸⁾の発達程度(ξ)による。 ξ が大きいほど β は小さくなる。即ち、内領域が存在しない場合の擬似飽和域は約 20 cm まで発達する（最終浸透強度は図中の C-I の値）ことが知られているので、 $L < 20$ cm のときは上記の内領域の飽和化により $\xi \approx 20$ cm なり、一方 $L > 20$ cm のときは $\xi > 20$ cm で、stage-B での浸透状況から L が大きいほど、 ξ は大きくなる。このような様子が図中の直線 C-I、C-II である。なお、対象とした場での内領域は途中切れるが、そうでない場合の β が図中の破線で示されており、内領域がない場合と比べ、継続した内領域の存在は浸透強度を高めることが分かる。

結局、空気閉塞を伴う湛水浸透において、擬似飽和域の発達状況と空気の放出状況の明確化が現象を理解するための鍵となるのである。このことは一様砂層^{18) 19)}や不均質な二層砂層²⁰⁾でも同じである。また上記の実験例でも、対象の不均質場は、水平断面に関し等価な均質場で置換できる。

2.5 おわりに

以上、topics 的に不均質場への雨水浸透について記したが、これ以外にも fingering 現象が生じるような興味ある不均質場への浸透もある。いずれにしても、雨水浸透の研究において、土壌物理学の分野でみられるような基礎的研究とかなりマクロな平均量を取り扱っている水文学での研究の間に介在する大きな隔たりを物理的に如何に埋めるかが、我々若手研究者に課せられた課題であろう。

参考文献

- 1) 例えば, J.R.Philip: "Field heterogeneity, Some basic issues", Water Resour. Res., 16, 1980,
- 2) 例えば, E.E.Miller: "Similitude and scaling of soil-water phenomena", in Applications of soil physics, Academic Press, 1980, 3) 例えば, Warrick, A.W. & D.R.Nielsen: "Spatial variability of soil physical properties", 同上 2), 4) Sharma, M.L., G.A.Gander et al: "Spatial variability of infiltration in a watershed", J.Hydrol., 45, 1980, 5) Maller, R.A. & M.L.Sharma: "An analysis of areal infiltration considering spatial variability", J.Hydrol., 52, 1981, 6) Maller, R.A. & M.L.Sharma: "Aspects of rainfall excess from spatially varying hydrological parameters", J.Hydrol., 67, 1984, 7) Smith, R.E. & R.H.B.Hebbert: "A Monte Carlo analysis of the hydrological effects of spatial variability of infiltration", Water Resour. Res. 15, 1979, 8) J.R.Philip: "The theory of infiltration, 4. Sorptivity and algebraic infiltration", Soil Sci., 84, 1957, 9) J.R.Philip: "Sorption and infiltration in heterogeneous media", Aust.J. Soil Res., 5, 1967, 10) A.J.Peck: "Field variability of soil physical properties" in Advances in irrigation, 2, Academic Press, 1983; personal communication(1987), 11) Beven, K. & P.Germann: "Macropores and water flow in soils", Water Resour. Res., 18, 1982, 12) Germann, P. & K.Beven: "Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores", Water Resour. Res., 21, 1985, 13) 例えば, M.R.Davidson: "Asymptotic infiltration into a soil which contains cracks or holes but whose surface is otherwise impermeable", Transport in porous media, 2, 1987, 14) Germann, P. & K.Beven: "Water flow in soil macropores, 1.", J.Soil Sci., 32, 1981, 15) Beven, K. & P.Germann: "Water flow in soil macropores, 2.", J.Soil Res., 32, 1981, 16) 岡太郎: "丘陵地斜面における macropores と雨水浸透", 京大防災研年報, 29, 1986, 17) Ishihara, Y., E.Shimajima et al: "Infiltration into a uniform sand column with a central, small and cylindrical space filled with a coarser sand", Bull. D.P.R.I., Kyoto Univ., 37, 1987, 18) Ishihara, Y. & E.Shimajima: "A role of pore-air in infiltration process", Bull. D.P.R.I., Kyoto Univ., 33, 1983, 19) Shimajima, E. & Y.Ishihara: "Infiltration process of rainfall with a constant intensity", Bull. D.P.R.I., Kyoto Univ., 34, 1984, 20) 石原安雄、下島栄一: "閉塞湛水浸透における砂層境界の効果について", 京大防災研年報, 26, 1983

(下島栄一)

3. 土壤中における移流拡散について

3.1はじめに：飽和多孔体における拡散現象は、溶解物質の移行過程が媒体の表面活性に影響を受けず、空隙系の形状・拡縮・分岐連結等に依存するとして、確率論的手法^{1,2)}、物質保存則に基づく決定論的手法^{3,4)}により解析がなされてきた。研究対象の多くは空隙系の偏差に基づく微視的拡散であり、拡散過程がFick則に従うため、カラム実験等により比較的容易に検証され、拡散形態とその経時変動を精度高く推定でき、特に拡散係数は浸透流速と媒体固有の分散率との積で表示できるという有用な知見を得ている^{5,6)}。

一方、不飽和浸透場である土壌においては、浸潤する水分は多様な形状の空隙系で湿潤空気と共存し、溶存する物質を土粒子と交換しながら、その濃度を変化しつつ移動する。この拡散過程は浸潤速度がある一定値に漸近する傾向を示さないためNon-Fickian過程となり、上述の飽和多孔体に関して得られた成果をそのまま適用することができない。現在、土壌中の水分・溶質移動機構は、水文学、土壌学等の分野で活発に研究されており、水分移動理論全般に関しては、Childsの優れたレビュー論文⁷⁾がある。

3.2 土壤中における溶質移動

土壌表面に一定濃度の溶解物質を放出すると、溶質は土壌中へ侵入し、浸透流による移行過程で土粒子表面への吸着および表面からの離脱を繰返してその濃度を変化させる。溶質濃度の時・空間的变化は溶質の保存則から次式で示される。

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right] - \frac{\partial(UC)}{\partial z} + S \cdots (1), D = D_m + \alpha U \cdots (2), U = - \frac{1}{\theta} \left[(D + D_w) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right] \cdots (3)$$

ここに、 C は溶質濃度、 θ は体積含水率、 D は溶質の拡散係数、 U は溶質流速、 D_m は有効分子拡散係数、 α は分散率、 D_w は水分拡散係数、 K は不飽和透水係数を示す。また、 S は土粒子の吸着・離脱溶質量であり、吸着量 S_a 、離脱量 S_d は、一般に次式で示されるFreundlichの実験式が多用されている。

$$S_a = -k_a C^N \cdots (4), \quad S_d = (\rho_s / \theta) k_d S_e \cdots (5)$$

上式中、 k_a, k_d はそれぞれ吸着、離脱の速度定数、 N は定数、 ρ_s は土粒子の乾燥密度、 S_e は単位質量の土粒子がもつ交換可能体の量を示す。 N, k_a, k_d の値に関しては、Mansell等が含水率 $\theta = 31\%$ 、サクション $\phi = -15\text{cm}$ の細砂に燐溶液を用いたカラム実験で、 $N=1, k_a=0.05\text{h}^{-1}, k_d=0.06\text{h}^{-1}$ を得ている⁸⁾。従って、この実験の吸着過程は線形となり、簡便なHenry式で表示できることになる。また、現実にも最も考えうる溶質である除草剤および燐系肥料に関しては、一般に $N < 1$ であることが知られている⁹⁾。

(2)式で与えられる拡散係数 D は、飽和多孔体の拡散実験で得られたものであり、これを不飽和領域に適用するには異論があるが、分散率 α のオーダが数cm程度の場合には有効とされている¹⁰⁾。この分散率 α は、空隙内浸透流速の空間的相関関数の積分特性距離として定義され、土壌表面から湿潤前線までその値は変化するが、数cmのオーダの変化では溶質濃度分布への寄与は非常に小さいと考えられる¹¹⁾。

3.3 土壤中における水分移動

土壌中の水分移動機構は拡散型の現象であり、その移動は土壌水自身のマトリックポテンシャル勾配、溶質濃度勾配および外部から作用する重力、温度勾配等により規定される。従って、(2)式で示される拡散係数 D と(3)式の浸透流速 U は相互に連成し、水分移動は非常に複雑な不均質流体の挙動を呈することになる。本章では溶質濃度が低く、拡散係数と浸透流速が連成しない鉛直一次元浸透流を取り扱い、基礎方程式としてKluteの水分拡散式を用いる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{dK}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \cdots (6), D_w = K \cdot d\phi / d\theta \cdots (7),$$

ここに、 D_w は z 方向の水分拡散係数、 K は不飽和透水係数を示す。不飽和浸透係数 K は体積含水率 θ とマトリックポテンシャル ϕ との関数であり、 θ, ϕ いずれを変数にするかにより $K(\theta)$ または $K(\phi)$ で表わされる。この不飽和透水係数に関して、現在までに提示されている諸式を表-1に示す¹²⁾。

同表中、Averjanov式のみが理論的に誘導されたもので、現在広く使用されている。しかし、細粒土に適用した場合、結果の信頼性は低いことが報告されている¹³⁾。一方、他の推定式については、実験で得られた水分特性曲線に最も適合するように定数 a, n を決定しなければならない。ここで、Brooks式はS字状の水分特性曲線を呈する土壌のみ適用できる式である。これらの式を用いて不飽和透水係数を算定する場合、体積含水率 θ とマトリックポテンシャル ϕ の関係は、湿潤および排水過程でヒステリシスを有し、一価関係が維持されないためその決定には困難が伴う。

Bresler等は、野外において観測された飽和透水係数の多くは対数正規分布を示すことから確率論的手法により、Averjanov式を修正して解析を行なった¹⁴⁾。

$$K=K_s \left[\frac{(\theta - \theta_0)}{(\theta_s - \theta_0)} \right]^n \dots (8), \quad K_s = K \cdot \exp(2K_1) \dots (9),$$

ここに、 K_s は飽和透水係数、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_0 は最小含水量における体積含水率、 K は実験定数、 K_1 は対数正規分布に従う確率変数を示す。また、 n は多数の土壌について検討し、 $n=7.2$ を与えている。

この解析法を適用する場合、 K_1 の確率密度関数の推定に困難さが伴う。これは土壌の対象領域を広げていくに従い、 K_1 の分散が一定とならず増加する傾向を示すことにある。透水係数が確率変数として取り扱える場合は実際の分布特性をより一層表現できるバリオグラムを用いることが有効である。バリオグラムは次式で示すように任意距離 d はなれた二点の確率変数の差の分散が位置には依存せず不変とするものである¹⁵⁾。

表-1 不飽和透水係数推定式¹²⁾

提案者	発表年	推定式
Wind	1955	$K(\phi) = a \phi^{-n}$
Gardner	1958	$K(\phi) = a(\phi^n + c)^{-1}$
Brooks	1964	$K(\phi) = K_s (\phi / \phi_0)^{-n}$
Rijtema	1965	$K(\phi) = K_s \cdot \exp[-a(\phi - \phi_0)]$
Averjanov	1950	$K(\theta) = K_s [(\theta - \theta_0) / (\theta_s - \theta_0)]^n$
Irmay $n=3$, Averjanov $n=3.5$, Johnson $n=4$		

備考:添字 s は飽和、 0 は最小含水量状態の諸元を示す

$$\gamma(d) = 1/2E[(K(X+d) - K(X))^2] \dots (10)$$

上式中、 $\gamma(d)$ はバリオグラム、 E は期待値、 X は位置座標を示す。このバリオグラムを導入することにより、確率論的手法で常に仮定される弱定常条件を緩和することができる。観測値に基づきバリオグラムを構成し、(12)式の条件を満足する重回帰式(11)式を定式化する。

$$K_{es} = \sum \lambda_i K_i \quad (i=1, \dots, N) \dots (11), \quad \sum \lambda_i = 1, \sum \lambda_i \gamma(X_i - X) + \mu = \gamma(X_i - X) \dots (12)$$

ここで、 K_{es} は任意点の透水係数推定値、 λ_i は回帰係数、 K_i は観測点 i の透水係数、 μ は未定係数を示す。以上の操作により、観測値の分布特性に基づいた任意地点の飽和透水係数が推定され、表-1に示す諸式を用いて不飽和透水係数およびその空間分布特性を求めることができる。

水分拡散係数 D_w に関しては、不飽和透水係数と水分特性曲線がそれぞれ与えられている場合はその定義式(7)式から直接求められる。一般には $\log D - \theta$ の線形関係から次式により与えられる¹⁶⁾。

$$D_w = \begin{cases} D_0 \exp[a(\theta - \theta_0)] \\ D_s \exp[-b(\theta_s - \theta)] \end{cases} \dots (13)$$

ここで、 D_0 は最小含水量状態の体積含水率 θ_0 における水分拡散係数、 D_s は飽和状態の体積含水率 θ_s における水分拡散係数、 a, b は定数を示す。この水分拡散係数の測定法として、Rijtemaによるoutflow法¹⁷⁾、Bruce等のinfiltration法¹⁸⁾、Dirksenによるsorptivity法¹⁹⁾が代表的方法として挙げられる。

土壌中の移流拡散に関する解析手順は、上述の手法で得られた不飽和透水係数、水分拡散係数を用いて、体積含水率、溶質濃度の初期・境界条件のもとで、(6)式を解き土壌全域の体積含水率を求める。得られた体積含水率を用いて(3)式から浸透流速を求め、(2)式から拡散係数を決定したのち、(1)式により溶質の時・空間濃度分布を決定する構成となる。

3.4 土壌における移流拡散に関する既往の解析法

水分移動および拡散現象に係わるパラメータの空間分布特性が水分特性曲線のヒステリシス、先行水分状態、土粒子の表面活性の多様性等により複雑な性状を示すため、いまだ実用的な解析法は開発されていない現状にあるが、移流拡散を取扱った解析例を表-2に掲げてある。Enfield等の解析は、燐系溶質の地中処理に関するもので、多数の土壌試料を用いて土粒子吸着機構を検討し、(4)式で示す非線形のFreundlich式が最も適合するとの結論を得た。この論文の中で、吸着に非線形式を用いたShewの数値解析(未発表)がカラム実験とよい結果を得ることを紹介しているが、一般に、非線形の吸着式を用いた数値解析で得られる解の信頼性が低く、Mansell, Cameronともに線形解を取り扱っている。

表-2 土壌中の移流拡散解析例

研究者	発表年	吸着・離脱	拡散係数	浸透流速	検証実験	解析法	参考文献
Enfield & Bledsoe	1975	(4)式	0	実測値	既発表試料		(9)
Selim et al	1976	(4)式	仮定値	仮定値		数値解	(21)
Mansell et al	1977	(4), (5)式	実測値	実測値	カラム実験	解析解	(8)
Cameron & Klute	1977	(4)式, $N=1$	仮定値	仮定値	カラム実験	解析解	(20)
Bresler & Dagan	1981	考慮せず	(2)式	(8)式	既発表試料	解析解	(11)

参考文献

- 1) Scheidegger, A.E.: Statistical hydrodynamics in porous media, J. Appl. Physics, Vol. 25, pp. 994-1001, 1954. 2) 神野健二: 浸透層内の縦方向分散係数および細管モデルについて、日本地下水学会会誌, 21巻2号, pp. 1-17, 1979
- 3) Rumer, R.R. Jr.: Longitudinal dispersion in steady and unsteady flow, Proc. ASCE, Vol. 88, HY4, pp. 147-171, 1962.
- 4) 福井正美, 桂山幸典: 飽和多孔性媒質内における分子の拡散および分散現象に関する研究, 土木学会論文報告集, 246号, pp. 73-82, 1976.
- 5) Klotz, D. et al.: Dispersivity and velocity relationship from laboratory and field experiment, J. Hydrol. Vol. 45, pp. 169-184, 1980.
- 6) Fried, J.J., Combarous, M.A.: Dispersion in porous media, Adv. Hydrosci., Vol. 7, pp. 169-282, 1971. 7) Childs, E.C.: Soil moisture theory, Adv. Hydrosci., Vol. 4, pp. 73-117, 1967.
- 8) Mansell, R.S. et al.: Experimental and simulated transport of phosphorus through sandy soil, W. R.R., Vol. 13, No. 1, pp. 189-194, 1977.
- 9) Enfield, C.G., B.E. Blendsoe: Fate of wastewater phosphorus in soil, J. Irrig. Drain. Div., ASCE., 101(IR3), pp. 145-155, 1975.
- 10) Sposito, G. et al.: Fundamental problems in the stochastic convection-dispersion model of solute transport in aquifers and field soils, W. R.R., Vol. 22, No. 1, pp. 77-88, 1986.
- 11) Bresler, E., G. Dagan: Convective and pore dispersive solute transport in unsaturated heterogeneous fields, W. R.R., Vol. 17, No. 6, pp. 1683-1693, 1981.
- 12) Kovacs, G.: Seepage hydraulics, Developments in water science, 10, Elsevier, pp. 293-301, 1981
- 13) Mualem, Y.: Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: Generalized macroscopic approach, W. R.R., Vol. 14, No. 2, pp. 325-334, 1978.
- 14) 前出11)
- 15) Delhomme, J.P.: Kriging in the hydroscience, Adv. Water Res. Vol. 1, No. 5, pp. 251-266, 1978.
- 16) 土壤物理研究会編: 土の物理学, 森北出版, p. 245, 1979.
- 17) Rijitema, R.E.: Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data with non-negligible membrane impedance, Neth. J. Agr. Sci., Vol. 7, pp. 209-215, 1959.
- 18) Bruce, R.R., A. Klute: The measurement of soil moisture diffusivity, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 20, pp. 458-462, 1956.
- 19) Dirksen, C.: Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurement, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 39, pp. 22-27, 1975.
- 20) Cameron, D.R., A. Klute: Convective-dispersive solute transport with a combined equilibrium and kinetic adsorption model, W. R.R., Vol. 13, No. 1, pp. 183-188, 1977.
- 21) Selim, H.M. et al.: Modeling relations and transport of potassium in soil, Soil Sci., 122, pp. 77-84, 1976. (藤間聡)

4. 水質による降雨の浸透・流出過程の検討

4.1はじめに

降雨の浸透過程を地中水の水質の観測により直接検討する事は困難である。これは、水の浸透過程が毛管ポテンシャルに影響されるのに対し、不飽和水を毛管ポテンシャルにより区別して採取することが困難なためである。したがって、水質による浸透過程の研究では、①降雨が河川に流出したときの河川水質変化と、②実験あるいは数値シミュレーションにより得られた浸透過程と水質との関係により、実流域の現象を推定するという方法がとられる。本稿では、降雨流出機構と水質、水みち流れと水質との関係に絞って、水質情報利用の可能性という観点で、従来の研究の動向と問題点、これからの研究方向について述べる。

4.2水質による実流域での降雨浸透・流出機構の検討

降雨が土壤中を地下水帯まで浸透するのか、表層近くを横に流れて sub-surface flow として流出するのかを水質により推定するためには、実流域での河川流出水の起源と流れの場を水質により推定しなければならない。この様な目的で主に使われる水質は、溶解イオン濃度と放射性同位体比である。溶解イオン組成による定量的水質表示法としては、地下水学でよく使用される Piper trilinear diagram (山本莊毅, 1986) がある。これは、主要成分をグループに分け各グループの当量濃度比を円化し、地下水を分類するものである。より定量的な溶解イオン濃度の利用法としては、濃度差を利用した流出成分の分離が考えられる (Pinder & Jones, 1969)。これに関連して、自然水を混ぜ合わせたサンプルについて、濃度による混合比の推定の精度も検討されている (Woolhiser et al., 1985)。しかし、多種の溶存イオン濃度を使う方法は分析に手間が掛かる。また、空間的に距離を隔てた地下水間には組成の違いが現れることは考えら

れるが、空間的に隣接した山間部の浅い地下水と sub-surface flow との間にイオン組成で識別できるほどの違いがあるかは疑わしい。従って、種々のイオンの組成比を対象とするのではなく、特定の流出成分に特徴的な水質を見だし、降雨時の短時間の変化を検討するという方法が考えられる(Pbost, 1985)。竹内・坂本ら(1984)は、10 km²以下の山間小流域で、sub-surface flow に特徴的で比較的安定している水質としてNO₃⁻濃度を利用した例を示している。NO₃⁻濃度については土地利用の改変が影響する例も報告されている(Davis, 1984)。

放射性同位体を用いる方法では、降雨によりもたらされた水(event water)とその降雨以前に土壤中に存在した水(pre-event water)とを識別できるといわれている。この面からの検討は地下水について多く行われている(例えば、Sklash and Farvolden, 1979)。しかし、自然同位体では両水のあいだに識別ができるほどの差があるとは限らない。Hooper et al. (1986)の研究では、融雪水の同位体組成は降雨の影響で融雪の前期と後期では異なり、後期ほど pre-event waterと識別できなくなったという。かれらの研究は、同位体比よりも溶存ケイ酸濃度のほうがトレーサーとして適していた例となっている。

以上のほかに、水質にはイオン濃度の混合に対する安定性(Bencala, 1987)など、独得のむずかしさがある(Nielsen et al., 1986)。一例として、実験室で得られた陰イオン・トレーサーの流出の違いを図1に示す。この実験は十分洗浄した土壌カラムで行っているが、イオン共存状態でイオン種による流出の差がみられる。このような問題にも関わらず、信頼できる水質情報が得られたなら、その利用可能性は大きい。例えば、Brown(1986)、Duffy & Gelhar(1986)の研究では、水質により流出モデルのパラメータを同定できる可能性が示されている。このうち、Duffy & Gelhar(1986)は、自然状態での水質の変動をランダムと考え、モデルの基本構造が既知の場合について、モデル・パラメータの同定に周波数領域の

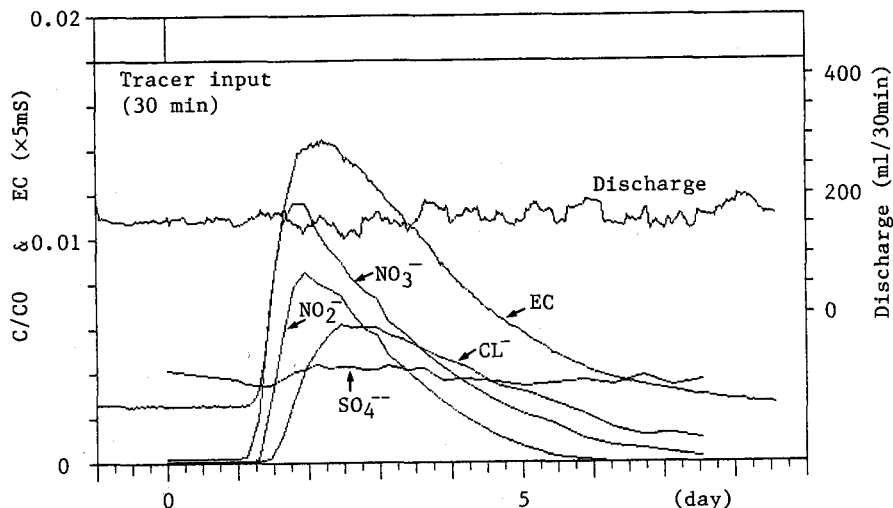


図1 陰イオン・トレーサーの流出の違い

解析が有効であるとしている。したがって、精度の高い水質情報があり、しかもシステムの内部構造の明確な流出モデルを想定できれば、モデルの評価、パラメータの推定に水質情報を用いることも可能であろう。また、水質情報を他の水文的手法と組み合わせる方向(日野・長谷部, 1984)も重要である。

4.3 水質による水みち流れの検討

土壌浸透流出の応答を早くする機構として、水みちによる浸透を想定することができる。以下では、水みち流れのうち、動植物による穴、岩盤亀裂というマクロポア中の流れについて水質との関係を述べる。

地中の水の流れは全体を均一に流れるというより、ある特定の場所を水みちを形成して流れると想定できる。このような視点で、坂本・竹内ら(1987)は、土壌カラムの浸透水の溶質濃度変化を流速の違う水みちの共存するモデルで説明しようとした。流速の違う水みちの共存を仮定するモデルは、花崗岩コアの亀裂流れについても研究されている(Moreno et al., 1985)。また、実際に土壌中のマクロポアとミクロポアを流れる水の水質を比較する研究もなされている。Cozzarelli et al. (1987)は、マクロポアを流れ自然に流出する重力水とミクロポアを流れ吸引により採取する毛管水のそれぞれのAl組成を測定し、浅い土では滞留時間の違いによりマクロポア水とミクロポア水の組成に差があることを示した。以上のような検討は、土壌の場合では水みち以外の部分、いわゆるマトリックス部への拡散等の影響もあり、十分定量的な評価はできていない。これに対し、岩盤亀裂流れではマトリックス部の影響が少ないため流れと浸透水質の関係がより明確に現れると考えられ、このような視点での研究も多い。比較的新しいモデルとして

は、Tsang et al. (1987)の研究がある。これは、岩盤亀裂内の流れを幾本かの幅の変化する水みちの流れとして表現するものである。さらに、最近の研究では岩盤亀裂ネットワークでの溶質移動が実験と数値シミュレーションによって検討されるようになった。Smith & Schwartz (1984)は、亀裂の大きさ、量、配置に関するパラメータの影響の程度を感度分析により検討している。Endo et al. (1984)は、分子拡散、吸着等を考えず、移流とそれに伴う機械的拡散を考えたとき、亀裂ネットワークをある程度等価の多孔体に置き換えることができることを示した。また、Hull et al. (1987)は、岩盤亀裂ネットワーク内の流れによるトレーサの移動を検討し、移流のほかに、亀裂内の速度分布、流線を横切る方向への分子拡散の影響も無視できないとしている。この様な亀裂ネットワークの研究では、亀裂構造、つまり亀裂の大きさ、長さ、方向、密度等に適当な確率分布関数を仮定する必要がある、どの程度現実に対応しているかという疑問が残る。しかし、これらの研究で明らかとなった、ネットワーク構造と透水性および溶質移動との関係は重要である。なぜなら、この関係は水質情報からネットワーク構造、ひいては透水性の大小を推定できる可能性を示唆しているともいえるからである。

参考文献 Bencala, K.E., D.M. Mcknight, and G.W. Zellweger, WRR, Vol.23, No.5, pp.827-836, 1987. // Brown, M.J., WRR, Vol.22, No.5, pp.805-811, 1986. // Cozzarelli, I.M., J.S.Herman, and R.A.Parnell, Jr, WRR, Vol.23, No.5, pp.859-874, 1987. // Davis, E.A., WRR, Vol.20, No.11, pp.1643-1649, 1984. // Duffy, C.J. and L.W. Gelhar, WRR, Vol.22, No.7, pp.1115-1128, 1986. // Endo, H. K., C.R. Wilson, and P.A. Witherspoon, WRR, Vol.20, No.10, pp.1390-1400, 1984. // Hooper, R.P. and C.A. Shoemaker, WRR, Vol.22, No.10, pp.1444-1454, 1986. // Hull, L.C., J.D. Miller, and T.M.Clemo, WRR, Vol.2, No.8, pp.1505-1513, 1987. // Moreno, L., I. Neretnieks, and T. Eriksen WRR, Vol.21, No.7, pp.951-958, 1985. // Nielsen, D.R., M.Th.van Genuchten, and J.W. Biggar, WRR, Vol.22, No.9, pp.89S-108S, 1986. // Pinder, G.F. and J.F. Jones, WRR, Vol.5, No.2, pp.438-445, 1969. // Probst, J.L., J. Hydrology, Vol.76, pp.281-305, 1985. // Sklash, M.G., and R.N. Farvolden, J. Hydrology, Vol.43, pp.45-65, 1979. // Smith, L., and Schwartz, F.W., WRR, Vol.20, No.9, pp.1241-1252, 1984. // Tsang, Y.W. and C.F.Tsang(1987), WRR, Vol.23, No.3, pp.467-479. // Woolhiser, D.A., W.E. Emmerich, and E.D. Shirley, J. Hydrology, Vol.76, pp.205-231, 1985. // 坂本康・竹内邦良・武富幸郎、第42回年講、pp.116-117, 1987. // 竹内邦良・坂本康・本郷善彦、第28回水講、pp.557-565, 1984. // 日野幹雄、長谷部正彦、第28回水講、pp.553-556, 1984. // 山本莊毅編、地下水学用語辞典、p.83, 1986. (坂本康)

5. 不飽和浸透理論を用いた斜面からの浸透流の解析

山地あるいは都市域の斜面内に浸透した降雨は、地下水として地盤内を流下し、河道に流出する。一般的に言って、斜面表層部は透水性が良く、浸透した降雨は、主に斜面表層部を流下してゆくと考えて良い。そのため、一つの流域の斜面表層の地下水流れを解析することによって、流出現象を把握することができるはずである。斜面表層部の土壌水分は降雨によって大きく変化する。そのため解析では、当然、飽和-不飽和浸透流の基礎式を取り扱うこととなる。解析にあたってまず問題となるのは、解析場の条件設定である。図-1は、モデル的な斜面の表層部付近を2次元断面で見たものである。斜面上は、草や樹木で覆われている。これらは、降雨を遮断する効果を持つ。そのため、たとえ一定強度の降雨が流域に一樣に与えられたとしても、実際に地表に達する降雨は、一定で様ではないはずである。そのため斜面上面に到達する降雨の時間的、場所的パターンを求めることが必要となる。また、降雨後の蒸発散の見積りが大事となる。次に、この表層部下面から、より深層へどの程度地下水浸透が生じているかを妥当に推定しておかねばならない。これらの値の妥当な見積りは現状では難しい問題である。さらに、降雨流出に主要に関係する斜面表層部の厚さ分布、その中の透水係数や有効間隙率などの水理定数の分布、降雨前の土壌水分分布を推定しておかねばならない。これらの条件の決定はいづれも容易ではないが、その中でも水理定数の把握は極めて困難である。この理由として、表層部は、粘土質土、砂質土、レキの多い部分、腐葉土などさまざまな性質を持つ土壌が複雑に分布している上、樹木の根、小動物の巣穴などがその中に入り組んでいるからである。これらの条件のうち、通常、より深層への浸透は無視される。また、表層内のあるまとまった範囲には、一定の水理定数が設定される。

上記のような問題があるため、対象とする斜面内の地下水流れを正確に解析することは確かに難しい。しかしながら、これら条件が水文学的、水理地質学的にみてある程度妥当に設定しうればおおまかな地下水流れの性質、例えば、降雨に対する応答、流域内の土壌水分分布のパターン、斜面表層内の高透水部の

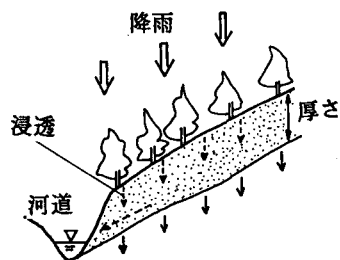


図-1 斜面モデルと地下水流れ

地下水流れに対する影響などはかなり良く解析しうる。また逆に、信頼性の高い測定量である流出量の降雨に対する応答をうまく再現するように、水理地質条件を推定することも可能である。従って、まだ問題はあつたものの地下水流れ解析は、降雨—流出応答を物理的にとらえる上で有用性が高いといふ。

飽和—不飽和浸透流の解析は、通常、差分法もしくは有限要素法によって行われる。このうち、差分法は、基礎式から、計算する代数方程式を導くのが容易であり、感覚的にも理解しやすい。しかしながら、差分法では解析領域を2次元では長方形、3次元では直方体で分割するため、流域地形を合わせ難い点が問題であつた。最近、渡辺、日野はこの問題を座標変換の考えを用いて解決し、かなり複雑な3次元流域であつても解析しうる手法を提案している。一方、有限要素法は、対象流域の分割がかなり自由であることから、いままでよく用いられてきた。2次元での解析は勿論、3次元の解析も、Freezeの報告などしばしば行われている。解析は当然1つの流域斜面表層内の地下水流れを検討することを目的としているが、最近では、さまざまな流域の特性がどのように流出に影響するかを調べる研究が行われている。例えば、太田、木戸は、2次元解析によって、流出特性に与える流域内林地の蒸発散の影響を調べ、河道付近の森林がとくに大きな影響を与えていることを明らかにした。

一方、筆者らは流域地形や斜面内の局所的高透水部が地下水流れや流出にどのように影響を与えているかを、3次元解析によって調べてきた。まず、流域地形と流出特性との関係を知るため、図-2に示す流域モデルを用いた。このモデルは、流域が河道を中心線として対称であるとしており、谷斜面と谷頭部斜面により構成されている。この流域の河道より片側を取り出したものが図-3である。斜面は4つの平面より成っている。表層厚さは、尾根から河道にかけて線形に変化することを仮定している。このモデルによれば、斜面表層形状は図-3中に示すL1—L5、H1—H5、W1—W3、D1—D4の17の量により表現される。さらにこのモデルを、あらかじめ図-4のように要素分割しておき、解析対象流域の17の量を入力すればそれらに合わせて、自動的に座標変換されるようにしておく。これによれば、流域の要素分割の手間が省けることになる。用いている要素は2次元アイソパラメトリック要素であり、総数は56、節点数は401である。この地形モデルを愛知県犬山試験流域（土木学会水文小委員会：1986）の雷雨性降雨にたいする流出の解析に適用した（渡辺、山中：1986、渡辺：1986）。図-5に示す、取り上げた流出の特徴は、降雨に対する応答が極めて良いことである。なお、目視観察では表面流出は認められなかった。この原因を浸透流解析によって調べた。対象流域の水理地質的条件、とりわけ、不飽和状態の性質が詳細に調べられていないため、図-6に示すように流域を区分し、各々の部分に異なった飽和透水係数を与えた。また、飽和度（ θ ）—毛管水頭（ H_c ）、飽和度—相対透水係数比（ R_t ）との関係を全流域に等しく図-7のように設定した。表-1に示される各条件で一定の初期飽和度分布を仮定して流出計算を行った。なお、与えた降雨は、各ケース等しく15.6mm/20minとし、図-8に示す蒸発散条件を与えた。有効間隙率は0.1とおいた。解析結果を図-9に示す。この図から、同一初期条件が設定されても、飽和透水係数や表層の厚さ、とりわけ表層厚さのわずかの違いによって、流出特性に極めて大きな差が生ずることがわかる。このことは、流出量に最も大きく影響する河道付近の不飽和透水係数が、土壤水分のわずかな違いによって、大きく変化することによるものである。このことは、雷雨性降雨のように短期間の高強度降雨の場合、流域の水理地質構造あるいは、初期飽和度のわずかな違いによって、かなり流

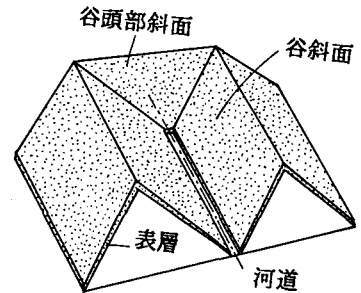


図-2 流域地形モデル

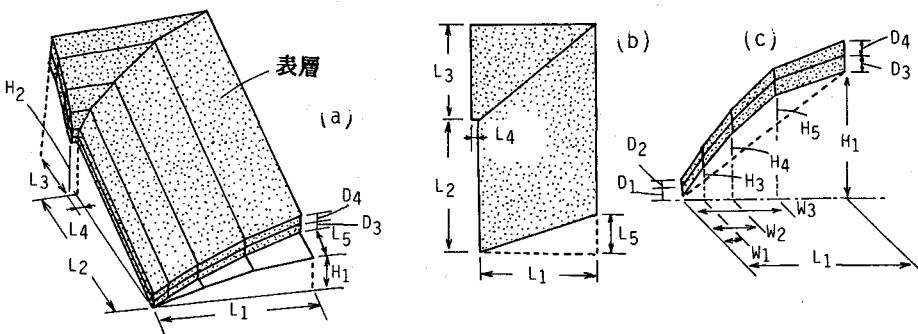


図-3 斜面表層モデル諸元。(a)立体図、(b)平面図、(c)谷斜面断面図

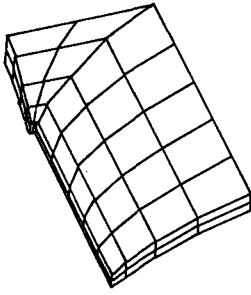


図-4 要素分割

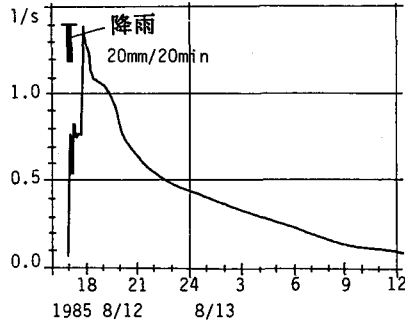


図-5 降雨流出応答

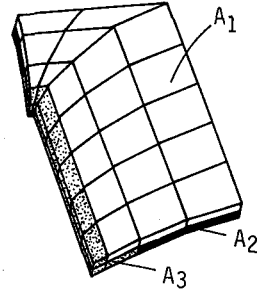


図-6 透水係数分布

表-1 計算条件

計算 ケース	表層厚さ m				飽和透水係数 cm/s		
	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄	A ₁	A ₂	A ₃
Run-1	0.5	0.5	0.5	0.5	1 10 ⁻²	1 10 ⁻⁴	2 10 ⁻³
Run-2	"	"	0.8	0.8	"	"	"
Run-3	"	"	0.5	0.5	5 10 ⁻³	"	"
Run-4	0.6	0.6	1.0	1.0	"	"	"
Run-5	1.0	1.0	0.5	0.5	1 10 ⁻²	"	"

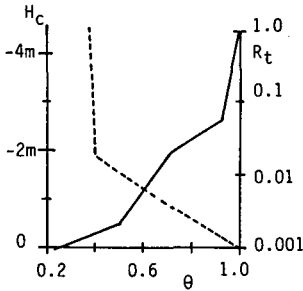


図-7 不飽和条件

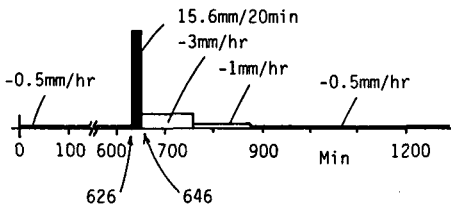


図-8 降雨蒸発散条件

出特性が異なる可能性を示唆している。また、流出特性を規定する河道付近飽和度に直接的に影響するのは、河道近傍に降った雨であることを考慮してこれらの結果を整理すると、とくに以下のことが明かとなったと言える。(1)降雨後の早い流出は、河道近傍に降った雨が主要な原因となっている。(2)河道付近の土壤水分の増加による、不飽和透水係数の著るしい増大が、降雨後の流出量の増加をもたらしている。また、本文では説明しえなかったが、谷斜面と谷頭部斜面との接合部は飽和度が高く、一種の水みちを形成した。この様に、流域斜面内の飽和-不飽和浸透流解析によって、流出現象をある程度物理的に捉えることができる。しかしながら、計算精度や条件設定の上でまだ問題も多く残されており、今後さらに深い検討が不可欠であると言える。

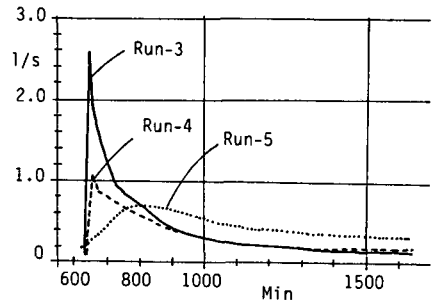
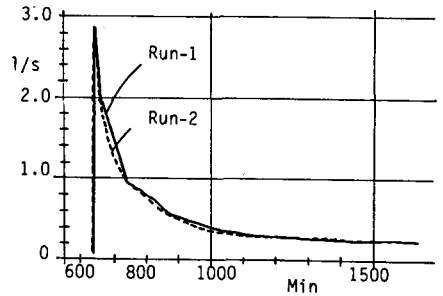


図-9 解析結果

参考文献

- 1) 土木学会水文小委員会、全国試験流域調査表、pp.135-136, 1985.
- 2) Freeze, R.A., Three dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, Water Resour. Res., 7, pp.347-366, 1971.
- 3) 太田猛彦、木戸剛、森林の蒸発散の斜面流出に及ぼす影響、日本林学会誌、68, pp. 490-498, 1986.
- 4) 渡辺明英、日野幹雄、一般座標系を用いた3次元不飽和浸透流モデルによる流出解析、第31回水理講演会論文集、pp.71-76, 1987.
- 5) 渡辺邦夫、山中和雄、一般的な山地小流域における地下水流出の3次元解析と問題点、第30回水理講演会論文集、pp.391-396, 1986.
- 5) 渡辺邦夫、山地小流域の地下水流出解析による流れ場の特性評価、応用地質、27, pp.222-232, 1986.
(渡辺邦夫)

6. 不飽和浸透現象におけるいくつかの問題点

土壌中における不飽和浸透の研究に関しては、古くはBuckingham(1907)がcapillary potentialを定義し、その後Richards(1931)が全水頭ポテンシャルを用いた水分分量フラックスの表現を導入することによって導いた今日Richardsの方程式と呼ばれている偏微分方程式を提示したあたりから始まるようである。

その後Philip(1957)らによる研究によって不飽和浸透理論は大いに発展してきたが、これに関しては文献(1)に詳しく報告されている。この間不飽和浸透理論の適用性に関してはかなり明らかにされてきており、本論文中においても実流域への適用性もかなり実証されつつある。しかし不飽和浸透現象やその理論の持つ真の意味は必ずしも正しく理解されていないこともある。

本節では室内実験および実流域において観測された不飽和浸透現象のうち、従来の知見や理論をもってしても解釈の困難ないくつかの問題点を列挙し、これに考察を加える。

6.1 水分(トレーサー)と”水分波”の移動(伝播)速度の差

不飽和浸透中の圧力に関してはテンシオメーターがあり、多くの研究者によって利用されているが、水分量の精度の良い測定は意外にむずかしく、中性子水分計の開発、改良によってようやく非接触型の測定が可能になってきた。表6.1は表中の著者らによる中性子水分計を用いた土壌中における水分パターンの鉛直降下速度(apparent velocity)と環境トリチュウムの鉛直降下速度(true velocity)を示したものであり、この表より水分の分布形は水粒子運動のトレーサーとしてのトリチュウムの降下速度より3から9倍速く降下していることがわかる。すなわち水粒子そのものより水分の分布形は十分に速く移動・伝播している。この現象に関しては洪水波の伝播現象を連想させる。この場合クライツァー・セドン公式によると河川の中の水粒子の移動速度(v)に対して洪水波はkinematic waveとしての挙動を示し、その伝播速度は v より5/3倍大になることが知られている。事実、山田・小林²⁾は不飽和浸透現象に対してkinematic wave理論を適用することにより、上記の降下速度の大きな違いを合理的に説明することに成功している。

6.2 不飽和透水係数のもつ空間的不均一性とスケール効果

一般に不飽和の浸透方程式と現場透水試験から得られる不飽和透水係数を用いて山地斜面からの降雨流出のシミュレーションを行うと実流域において観測される流出に比べて著しく遅いハイドログラフとなり、用いる透水係数の値を1オーダー程度大きくすることによりこれを改善し得る事が知られている。この事に関し現地試験で扱う土壌は比較的均一であるのに対して実流域においては草や木の値の腐食や虫の穴によるパイプ、さらに土壌の持つ構造的な大空隙が存在する事が知られている。そしてこれらの空隙スケールは透水試験に用いる土壌スケールからそのスケールを次第に大きくしていくにつれてより大きな空隙が混入してこよう。この事情は岩石等の試験で供試体寸法を大きくするにつれて、より大きな内部亀裂を含むようになるために、破壊強度が次第に小さくなってしまいうという問題や、観測時間を大きくするにつれてより大きなスケールを持った渦からの寄与が増えるために拡散幅は観測時間と共に大きくなっていくという問題などと同様に、いわゆるスケール効果の問題になってくると言えよう。さらに流域斜面からの流出を正しく見積るためにはいくらのスケールで試験した透水係数の値を使えばいいのかという問題もある。ところで一つの流域内において数多くの場所で試験をして得た飽和透水係数の値の分布は対数正規分布によってよく近似しうることが知られている³⁾。よって一つの斜面を一つの特性を有する土壌によって近似しうるとする考え方には限界があり、空間的不均一性を考慮した解析が必要となつてこよう。

次に上で述べた実流域以外にも室内実験においてさへ以外に速い流出応答を得ることがあるがこの場合は水分量そのものが速く流出しており前記(6.1)の場合とは本質的に異なっている。この原因は土壌の持つ構造的な空隙や不均一性に起因するものであるが、最近岡⁴⁾は土壌内のmacropore(大空隙)を目視によって識別できる大きなものと直径が5mm以下のfine-macroporeに分類している。さらに人為的にfine-macroporeを含む土壌に対してRichardsの式を用いて解析したところ平均的にはfine-macroporeの無い土壌の不飽和透水係数を約10倍した値を用いた解析結果とほぼ同様な結果を得ている。このことから実際の土壌

中における不飽和浸透においては直径が1-2mm以下のfine-macroporeの存在が不飽和の透水係数を支配しており、飽和時あるいはそれに近いときにはfine-macroporeより大きな直径を持ったporeが重要な働きをしていることが考えられる。

6.3降雨後の地下水位の早い上昇

従来の野外観測により地表下数mの所にある地下水位が降雨の開始後数時間から1日程度という短い時間の間に上昇を始める場合がしばしば観測されている⁵⁾。この場合は(6.1)で扱った場合と同様に地表に降った雨水そのものが地下水位まで到達したわけではなく、かつ、(6.1)で扱った場合よりもさらに一桁早い応答になっている。それでは何が降下伝播し地下水位に変化を与えたのであろうか。実質が伝わっていないとしたら考えられるのは不飽和帯における圧力の伝播ではないかと考えられる。一般に地表1m以下になるとたとえ地表に降雨があってもそれは降雨下浸透していくあいだに強い拡散、平滑作用を受け、圧力勾配は平衡状態に極めて近くなっている。この事はその付近の水分は毛管力と位置水頭を合わせた全ポテンシャルの勾配と重力の非常に微妙な均衡の上でほぼ釣りあっている(少しづつ降下はしている)。飽和地下水面の直上付近では特にこのような状態にある。このような場に何らかの原因で伝播してきた圧力は上述の微妙な力の釣合を壊してしまい、いわば毛管力というひもでぶら下がっていた毛管水帯のそのひもを切ってしまうように働き、この部分の水分は鉛直降下すると共に飽和地下水面は逆に上昇するようになる。では、どのような原因で圧力は伝播してきたのであろうか。現在では封入空气の圧縮にともなう圧力伝播が原因ではないかと考えられており、そのような観点からの研究も行われており、本報告においても述べられている。

6.4層構造を有する土壤中での不飽和浸透(上層が細、下層が粗な土壌のとき)

上記の議論では不飽和透水係数が流域内で空間的に不均一に分布する場合を扱っている。一方山地斜面においては土壌は一般に鉛直方向に層をなしている場合が多く、このような場における不飽和浸透においては表題に示す上層が細、下層が粗な土壌をしている条件のとき各層の境界面で雨水のフロントの前進が阻害されることが知られている。このとき境界面は一種の不透水性の基岩のような働きをし、鉛直浸透から境界面に沿った横流れが発生する。これに関しては次のような解析的な説明が可能である。一般に水分の連続式と一般化されたダルシー則は(1)、(2)式のように与えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad (1) \quad q = -k(\psi) \frac{\partial (\psi - z)}{\partial z} \quad (2)$$

次に(2)式を(1)に代入すると、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right\} \quad (3)$$

を得るが、ここで注意しなければならないのは通常の場合と異なり、土壌特性が鉛直方向に変化するときには不飽和透水係数は水分量 θ の他に鉛直方向の座標 z によっても変化することである。よって(3)式左辺第2項や右辺の k の z に関する微分は次のようになる。

$$\frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial k}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{\partial k}{\partial z} \bigg|_{\psi} \quad (4)$$

よって(3)式は(5)式のように表され、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial k}{\partial \psi} \bigg|_z \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \bigg|_{\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (5)$$

通常のクルートの水分拡散方程式に対して場の持つ不均一性からくる見かけの発生項=右辺第2項が新たに付け加わり、左辺の移流項にも修正が加わってくる。この事情は海岸に押し寄せる波の変形計算において海底地形の変化に伴う屈折の項が存在することと同様である。いま、図-1に示すように上下層の土壌の不飽和透水係数が $k_1(\psi)$ 、 $k_2(\psi)$ で与えられ、かつ、 $k_1(\psi) > k_2(\psi)$ の条件のとき(5)式右辺第2項は(6)式で与えられる。よって土層の境界部では $d\psi(z=z_0)/dz = +\infty$ となり、このとき(5)式の移流項は $-\infty$ となる(その直上では正の有限の値をとっている)。すなわち $z=z_0$ は一種の反射点となりこの点より以下には雨水は降下しない事になる。一般に土壌の $k(\psi) - \psi$ 関係は図-2に示すように不飽和時には細砂のほうが粗砂よりも透水係数の値は大きくなっており、本節で述べたような条件を満た

している。よって上層が細砂、下層が粗砂の場合には上記の理由により雨水の鉛直浸透はその境界面で阻止されることが理解される。

$$\frac{\partial k}{\partial z}\bigg|_{\psi} = \{k_2(\psi) - k_1(\psi)\} \delta(z - z_0) \tag{6}$$

しかし、(6)式において示される発生項のデルタ関数のもつ特異性が無くなれば降下を始めることになるがこれは ψ の値が図-2に示す $k_1(\psi) = k_2(\psi)$ の関係を満たす ψ -値になったときであり、雨水フロントの前進が停止した後、さらに水供給があって ψ 値が上昇し ψ_* に到達するまでは境界面以下には降下浸透せず、 ψ_* を越えた後は再び降下を始めるようになる。この事情を模式的に示したものが図-3である。図-3では上下の毛管力の差を打ち消すだけの雨水が細管に溜った後に初めて太い管の方にも流れ出すようになるが上記の議論はこれを解析的に説明したものになっている。成層した土層が傾斜している一般的な山地斜面では雨水の鉛直浸透が阻止されると斜面方向への流れが始まることになり基岩等の難透水性の土層がなくとも不飽和状態での斜面方向の横流れが現れることになる。

連続成層した土層が傾斜している場合には土壌中の水粒子は図-4に示すように必ずしも鉛直方向に浸透せず、成層構造に対して直角に近い角度で浸透することになる。このことに関しては別の機会に発表したい。

6.5 水平方向に一樣な土壌中でのフィンガーリング

上記の議論は、不飽和浸透は空間的に一樣に降下するという暗黙の仮定のもとに行われている。しかし、不飽和の浸透といえども必ずしも一樣に降下するわけではなくフィンガー状の浸透パターンを示すことが知られている。飽和浸透流の場合にはTaylor・Saffman⁸⁾による先駆的名研究があり、その後パターン発生的一般的問題としての立場から近年再び精力的に研究されつつある。一方、不飽和鉛直浸透においては実験的には何人かの研究者によってフィンガーリングの発生が確認されており、理論的にはGreen-Amptモデルを用い、Philip⁷⁾によってその存在が裏付けされている。Philipの解析結果では以下の場合にフィンガーリングの発生が予想されている。(1)乾燥した土壌への浸透、(2)封入空気が存在する場合、(3)浸潤後の再配分時、(4)下方に向かって透水係数が増加する場合　まとめてみるとこれらはいずれも逆圧力勾配をなしている場合である。しかし最近になり日野・瀬岡ら⁹⁾はRichardsの浸透方程式を数値計算しており、これによると必ずしも逆圧力勾配に限らなくとも初期攪乱として与えた波長によってはフィンガー（目に見える形のフィンガーではなく、横断方向の水分フラックスにむらのある形での浸透ではあるが）が発生することが示されている。その後、著者は同様の発想のもとに解析的な計算を行っており上記の結論を確認している。これらの解析では水分の集中による移流速度の非線形的増加が拡散作用を上回った場合にフィンガーの発生を引き起こしており、Philipの指摘するものとは異なった機構によってフィンガーが発生することになる。上記のフィンガー発生原因の他に一樣土壌中に存在する微小な異方性、たとえば小さな水みちがフィンガーリングを誘起させる原因とも成り得るが、これに関する研究はあまり進んでいないようである。しかしこれは水質の移動特性を考える上で今後重要な問題となつてこよう。（山田正）

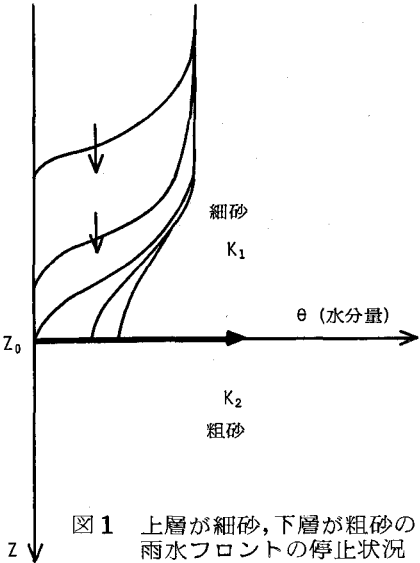


図1 上層が細砂、下層が粗砂のときの雨水フロントの停止状況

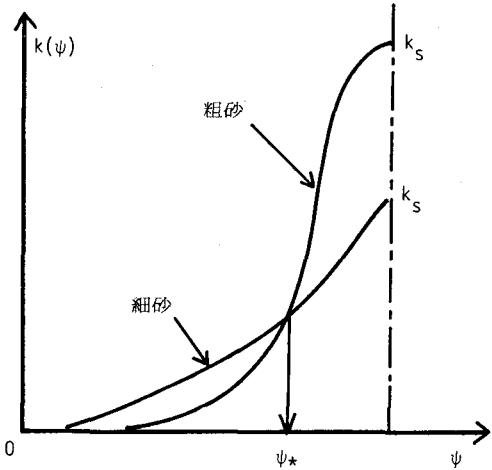


図2 細砂・粗砂の不飽和透水係数

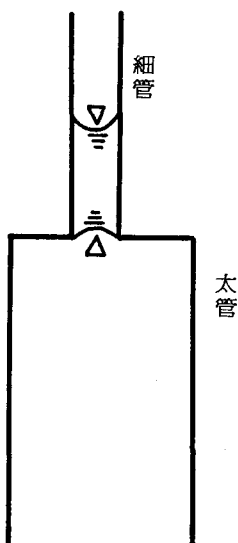


図3 上層が細砂、下層が粗砂のときの
雨水フロントの停止機構に関する
模式図

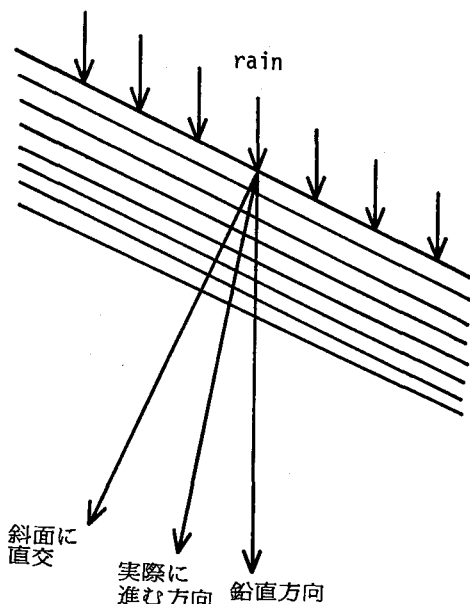


図4 連続成層をした斜面における
降雨の鉛直浸透

参考文献

- 1) 土木学会水理委員会、流出現象の物理過程に関する研究小委員会、文部省科学研究費研究成果報告書（代表：高棹琢馬、京都大学教授）
- 2) 山田正、小林稔：降雨の鉛直浸透における Kinematic wave 特性とヒステリシスの効果を考慮した新しい不飽和浸透方程式の解の特性、第42回年次学術講演会講演概要集, pp122-123, 1987.
- 3) Freeze, R.A.: A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional ground waterflow in non uniform homogeneous media, Water Resources Research, Vol. 11, pp. 727-741, 1975.
- 4) 岡太郎：丘陵地斜面における macropores と雨水浸透(2), 第41回年次学術講演会講演概要集, pp25-26, 1986
- 5) Shimada, J.: Study of soil water movement in the kanto loam formation using environmental tritium as a tracer, Sci. Rep., Geosci., Univ. Tsukuba, Sect. A, Vol. 4, pp25-67, 1983.
- 6) Taylor, G.I. and P.G. Saffman: The penetration of a fluid into a porous medium of the Hele-Shaw cell containing a more viscous liquid, Proc. Royal Soc. London A245, pp313-329, 1958.
- 7) Philip, J.R.: Stability analysis of infiltration, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Vol. 39, pp. 1042-1049, pp. 1049-1053, 1975.
- 8) 日野幹雄、瀧岡和夫、佐藤昭人：Fingering現象の発達メカニズムにおける不飽和土壌特性の役割、第30回水理講演会論文集、pp. 67-72, 1986.
- 9) U. Zimmermann, K.O. Munnich and W. Roether: Downward Movement of Soil Moisture Traced by Means of Hydrogen Isotopes, Isotope Techniques in The Hydrologic Cycle, pp28-36, 1967.
- 10) L.J. Andersen and T. Sevel: Six Years' Environmental Tritium Profiles in The Unsaturated and Saturated Zones, Gronhoj, Denmark, Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Vol. 1, pp3-20, 1984.
- 11) T. Aneblom and G. Persson: Studies of The Variations in Water Content in The Unsaturated Zone of an ESKER, Nordic Hydrological Conference and Second Nordic IHP Meeting, 1978.

(山田 正)

【 謝 辞 】

本研究は表記以外の数多くの研究者により構成されており、本報告はそれらの方々との協力のもとにまとめられたものである。著者らは貴重な助言、提言を頂いたことに感謝の意を表す。また、本研究の一部は文部省科学研究費（重点領域研究(1)、一般研究C 代表 山田正（北大））の補助のもとに行われている。ここに記して謝意を表す。