J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 100, p. 15～26 (2005)

森林における水循環研究への土壌物理学の応用

小　杉　賢一朗*

Application of Soil Physics to Rainwater Dynamics at Forested Hillslopes

Ken'ichirou KOSUGI*

* Graduate School of Agriculture, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan

Abstract

Rainwater dynamics at forested hillslopes are one of the most important themes in forest hydrology, because they have large effects on storm and base flow hydrographs, occurrences of slope failures, material transports in forest ecosystem, and stream water chemistry. Rainwater infiltration and discharge processes at forested hillslopes can be effectively studied by using methodologies developed in soil physical studies, which includes methods for determining saturated-unsaturated soil hydraulic properties, equipments for measuring matric potential and water content in field soils, and numerical simulation techniques for saturated-unsaturated soil water flow. This paper introduces several previous and new studies which applied the methodologies of soil physics to the analyses of rainwater dynamics at forested hillslopes. Topics includes characteristics of forest soil hydraulic properties in comparison with disturbed sandy and loamy soils, effects of pore structure of forest soil on rainwater infiltration, indices of water holding capacity of forest soils, effects of soil water-repellency on heterogeneous infiltration and occurrence of surface runoff, experiments and modeling of soil-pipe flow, as well as rainwater infiltration in weathered bedrock.

Key words : forest hydrology, forest soil, water retention characteristic, hydraulic conductivity, pipe flow

1.　は じ め に

林地斜面における雨水の浸透・流出過程は，森林水文学・砂防学の中核を成す研究課題の一つである。森林の洪水緩和機能や水源涵養機能を評価するための流出ハイドログラフの予測や，表層崩壊の発生位置・時刻や崩壊土砂の土石流化の予測には，雨水の浸透・流出過程の観測・モデル化が不可欠である。また，樹木の生長やCO_2固定，森林流域における各種物質の循環や水質形成などの，森林が環境に及ぼす影響の解析においても，林地斜面土層内の水分状態や水移動を知ることが基礎となっている。

林地斜面への雨水の浸透や浸透した雨水の流動の研究においては，土壌物理学の分野で発展してきた土壌の保水性や透水性の計測手法，現位置でのマトリックポテンシャルや含水率の計測手法，飽和・不飽和水分移動の数値シミュレーション手法等が，非常に有効である。ここでは，土壌物理学研究に新たな視点を提供する一助となることを期待して，土壌物理学的手法を森林水文学・砂防学の分野に応用したいくつかの事例を紹介する。

2.　森林土壌の孔隙特性と雨水の鉛直浸透

2.1　森林土壌の浸透能

図-1は，風化花崗岩を母材とする兵庫県六甲山のアラカシおよびコナラ林土壌について計測された飽和透水係数の鉛直分布である。何れの林地でも深度60～70 cmより浅い部分の飽和透水係数は200 mm/h以上であり，通常考えられる降雨強度よりも大きいことがわかる。つまり，降雨強度が土壌の浸透能を上回ることに起因する「ホートン型表面流」の発生は見られないことを示して

* 京都大学大学院農学研究科，〒606-8502 京都市左京区北白川追分町
キーワード : 森林水文学，森林土壌，保水性，透水性，パイプ流

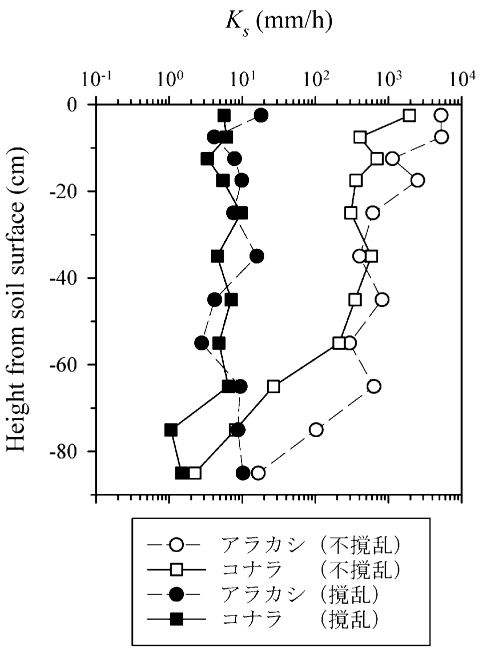


図-1 不撹乱森林土壌を攪乱することによる飽和透水係数鉛直分布の変化

いる。さらに同林地で採取した土壌を，5 mm の網目に掛かる程度の粗大有機物を取り除いた上で，容積 100 cm^3 の採土円筒にランマーを用いて充塡（重量 460.3 g, 断面積 5.61 cm^2, 落下高 25 cm, 落下回数 40 回）することにより撹乱サンプルを作成した。図-1 は，このような撹乱に因って，深度 60～70 cm より浅い部分の飽和透水係数が概ね 100 分の 1 程度まで減少したことを示している。この様に，森林土壌化に伴う土壌の二次的構造の発達が，浸透能の増大とホートン型表面流の抑制に大きく寄与しているといえる。現在の森林水文学では，地質や植生の違いにかかわらず大抵の森林土壌が大きな透水性を有しており，林地ではホートン型表面流は通常発生しないとされている（例えば，塚本，1992）。従って，例えば森林の洪水緩和・水源涵養機能を評価するような場合には，単に浸透能（飽和透水係数）の大小に着目するだけでは不十分であり，土層内に浸透した雨水の挙動を明らかにしていく必要がある。

2.2 森林土壌の孔隙分布と保水性・透水性

土層内の雨水浸透を解析する場合，Richards 式に基づく数値シミュレーションが有効な手法の一つとなる。この際，土壌の保水性（体積含水率 θ もしくは比水分容量 C とマトリックポテンシャル水頭 ϕ の関係）と透水性（透水係数 K と ϕ の関係）を数式で表しておくと便利であるため，これまで数多くの経験式が提案されてきた（例えば， Brooks and Corey, 1964 ; van Genuchten, 1980 ; 谷，1982）。一方，土壌の保水性には孔隙径分布の特性が反映されており，透水性は孔隙径分布，各孔隙の屈曲度，孔隙同士の連結具合等に依存するため，孔隙構造のモデル化に基づく関数の導出も試みられた（例えば，Kosugi, 1996 ; Chan and Govindaraju, 2003）。そこでは，ϕ と孔隙半径 r の間に，次の毛管上昇関数（Young と Laplace の式）で表される関係が仮定されている。

$$\phi = A/r \tag{1}$$

ここで A は，水の表面張力と密度，水と土粒子の接触角等に依存し，ϕ と r をともに cm で表したとき，およそ $-0.15\,\mathrm{cm}^2$（水温 20℃）となる（Kutílek and Nielsen, 1994）。

土壌の孔隙径分布を対数正規分布で表現し（孔隙半径の自然対数値 $\ln r$ の分布を正規分布で表す），(1)式の関係を用いると次の関数が得られる（Kosugi, 1994, 1996）。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = Q\left(\frac{\ln(\phi/\phi_m)}{\sigma}\right) \tag{2}$$

$$C = \frac{d\theta}{d\phi} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\sqrt{2\pi}\,\sigma(-\phi)} \exp\left\{-\frac{[\ln(\phi/\phi_m)]^2}{2\sigma^2}\right\} \tag{3}$$

$$K = K_s S_e^{1/2}\left[Q\left(\frac{\ln(\phi/\phi_m)}{\sigma} + \sigma\right)\right]^2 \tag{4}$$

ここで，S_e : 有効飽和度，K_s : 飽和透水係数，θ_s : 飽和体積含水率（$\phi = 0$ のときの θ），θ_r : 残留体積含水率（$\phi \to -\infty$ のときの θ）であり，Q は

$$Q(x) = \int_x^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u^2}{2}\right) du \tag{5}$$

で表される余正規分布関数（正規分布で x より上側の確率を表す関数）で，例えば Excel では

$$Q(x) = NORMSDIST(-x) \tag{6}$$

と計算される。(2)～(4) 式中の ϕ_m は $S_e = 0.5$ のときの圧力水頭を表し，ϕ_m を (1) 式によって変換したものはメジアン孔隙径 r_m に対応している。また σ は，$\ln r$ の分布の標準偏差であることから，孔隙径分布の幅を表し，水分特性曲線の湾曲度を決める無次元パラメータとなっている。この様に，土壌孔隙構造のモデル化から導かれた関数の場合，パラメータの物理的意味が明確であるという利点がある。

図-2 は，森林土壌の不撹乱サンプルおよび二次的な孔隙構造の未発達なローム質，砂質土壌について測定された水分特性曲線に，(2)式を当てはめることによって得られたパラメータ ϕ_m と σ の関係を示したものである。図の横軸には，ϕ_m と(1)式で対応するメジアン孔隙径 r_m を併記した。ローム質土壌では，砂質土壌に比べてメジアン孔隙径（r_m）が小さく，分布の幅（σ）が大きくなっていることがわかる。また多くの不撹乱森林土壌は，ローム質土壌に比べてメジアンが大きく，砂質土壌に比べて分布の幅が大きいという，特徴的な孔隙径分布を有している。森林土壌について詳しく見ると，団粒の発達度が低いカベ状土壌はメジアンが小さく，団粒状土壌のメジアンが粒状土壌のメジアンよりも大きくなっている。さらに，ここに示された不撹乱森林土壌の土性が heavy clay から sandy loam の範囲に属していたことから，これらの森林土壌を撹乱した場合に，メジアンは元の不撹乱サンプルに比べて小さくなることが予想される。以上のことから，林地の土壌では団粒の発達度が大きいものほどメジアン孔隙径が大きくなると考えることができる。

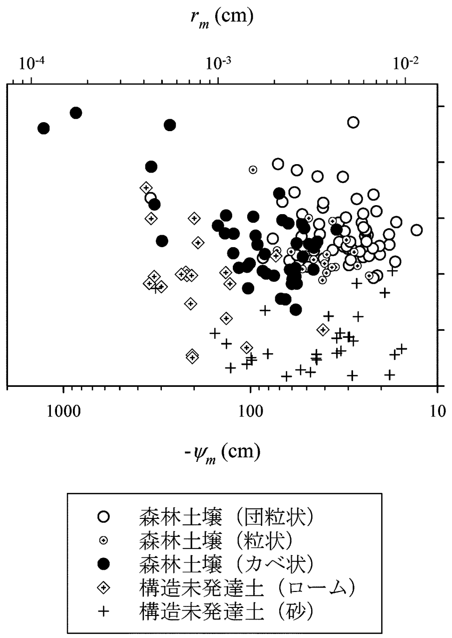


図-2　不撹乱森林土壌と二次的な孔隙構造が未発達なローム質，砂質土壌について特定された(2)〜(4)式中のパラメータの値（Kosugi（1997 a）を改変）

図-3 は，図-2 中の団粒状構造およびカベ状の森林土壌について特定されたパラメータの平均値を(2)，(4)式に代入することによって得られた，$\theta-\phi$ および $K-\phi$ 曲線である。ただし K_s には，ϕ_m と σ からの推定値（Kosugi, 1997 b）を用いている。団粒状土壌では，メジアン孔隙径が大きく大孔隙が多く存在するため，$\phi>-50$ cm で θ が大きく変化している（図-3a）。飽和付近（$\phi\approx0$）の透水係数は，団粒状土壌においてカベ状土壌よりも大きくなっているが，団粒状土壌では ϕ が負になると直ちに大孔隙から排水が行われるため，K が大きく減少している（図-3 b）。

2. 3　孔隙分布の違いが雨水の鉛直浸透に及ぼす影響

団粒の発達が林地土層の雨水浸透にもたらす変化を検討するために，図-2，3 に示した団粒状およびカベ状土壌を対象として，底面に定常地下水面が存在する厚さ 150 cm の土層に観測降雨（総雨量 45.2 mm）を入力した

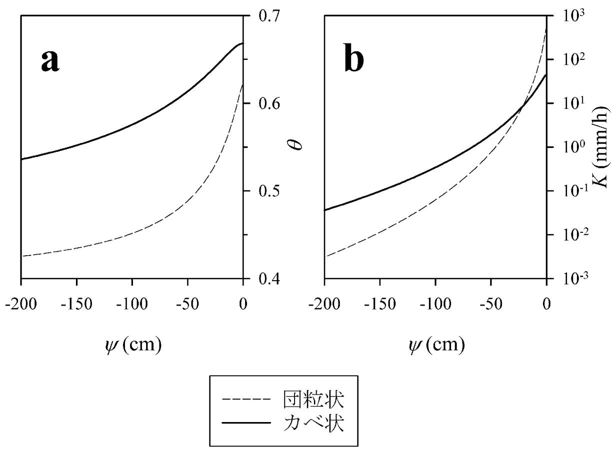


図-3　団粒状構造とカベ状の森林土壌の（a）水分特性曲線と（b）不飽和透水係数曲線（小杉（1999）を改変）

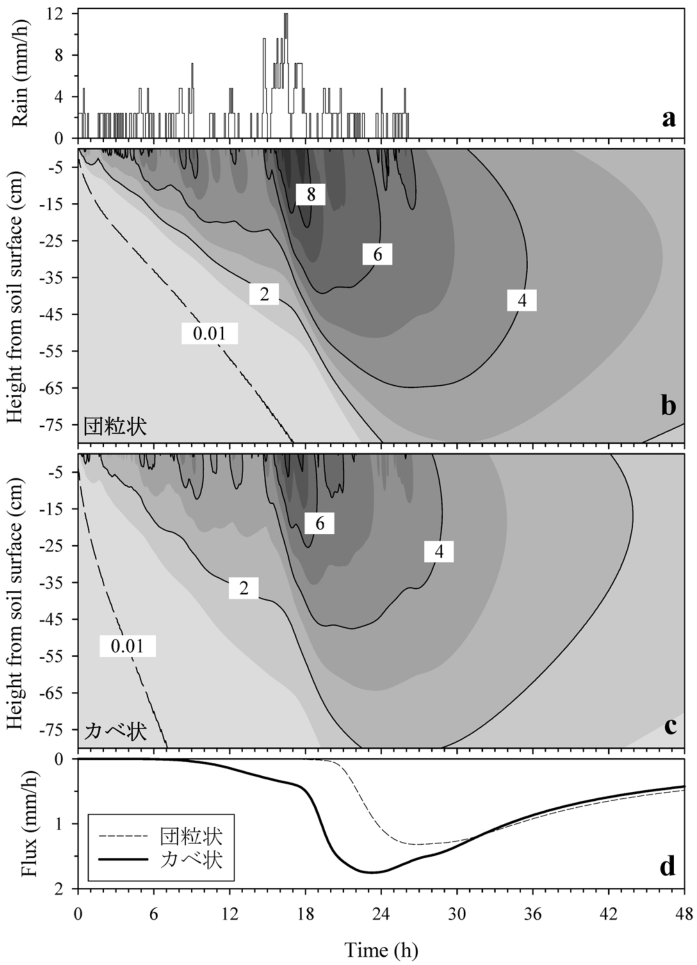


図-4 （a）入力ハイエトグラフと（b, c）各深度の含水率増加量の時系列のシミュレーション結果ならびに（d）深度80 cmにおける浸透強度のシミュレーション結果
図-4b, cの増加量は%で表示している．

場合を，数値シミュレーションにより解析した。蒸発散による水の損失は考慮せず，初期条件には土層全体で水分フラックスが無い定常状態を仮定し，鉛直一次元のRichards式を差分法により解いた。

図-4 b, cは，各深度における計算開始時からの含水率の増加量を示したコンター図であり，色が濃い領域ほど含水率の増加量が大きい（雨水を多く蓄えている）ことを表している。カベ状土壌では，0.01% の含水率増加域が土層内を素早く下降し（図-4 c），降雨開始後約8時間より浸透強度が顕著に増加している（図-4 d）。表層部の含水率は降雨強度の変化に敏感に反応して増減を繰り返し，その変化が時間遅れを伴って下層に伝わっていく様子がわかる（図-4 c）。15〜18時の最大降雨時には，表層部の含水率は8% 以上の増加を示しており，それが伝わる23時頃に浸透強度は最大となっている（図-4 d）。団粒状土壌では0.01% の含水率増加域の下降速度は緩やかである（図-4 b）。これは，より多くの雨水が表層部に蓄えられるために，浸潤前線の下降が遅いことを意味している。浸透強度が顕著に増加するのは降雨開始後19時間を経過した頃からである（図-4 d）。降雨に対応した表層部の含水率増加量はカベ状土壌よりも大きく，最大で9% 以上になっている（図-4 b）。また，含水率が3〜8% 以上の増加を示す領域の範囲や継続時間が，カベ状土壌よりも大きく，降雨終了後22時間を経過した48時にも，土層のほとんどが2% 以上の含水率増加を維持し続けている。以上の結果は，団粒状土壌はカベ状土壌に

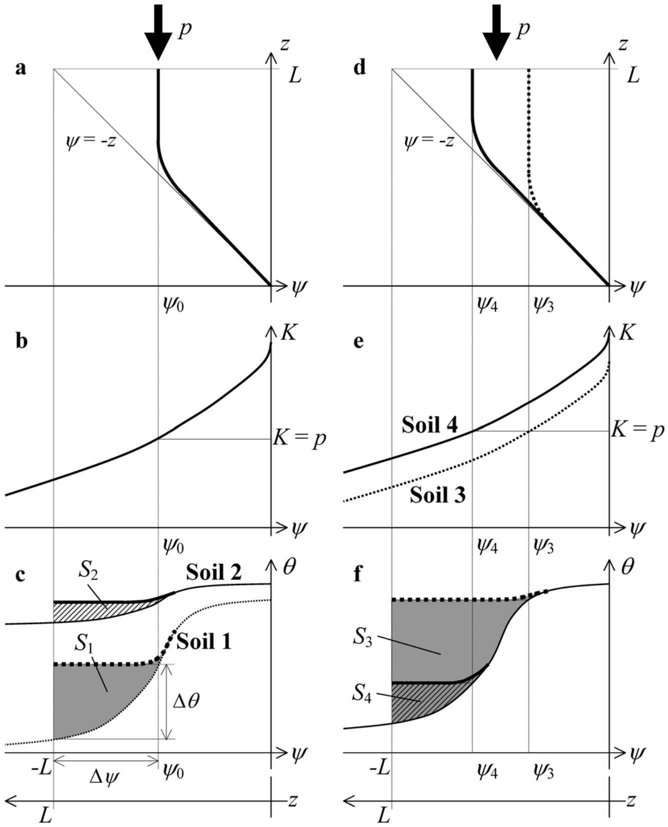


図-5　保水性・透水性の違いによる貯留量指標 S の違いを表す模式図（小杉，1999）

比べて，より多くの雨水をより長期間土層内に蓄えることを示している。その結果，団粒状土壌の浸透強度は，ピークの値がより小さくなる一方で，降雨後の逓減時の値がより大きくなっている（図-4 d）。

2. 4　雨水貯留量指標

図-4 に示された団粒状土壌とカベ状土壌の違いは，図-3 の保水性・透水性の違いからもたらされている。図-3 a では，湿潤領域において，$\theta-\phi$ 曲線の傾きが団粒状土壌でより大きい（比水分容量 C がより大きい）が，$\phi<-100$ cm では逆にカベ状土壌の C が若干大きくなっている。また図-3 b では，$\phi<-20$ cm を境に，団粒状土壌とカベ状土壌の K の大きさが逆転している。この様な $\theta-\phi$ 曲線と $K-\phi$ 曲線の特徴から， 雨水浸透の特徴を直ちに評価することは容易ではないため，前節の様な数値シミュレーションが有効となる。ただし，土壌の保水性と透水性から雨水貯留能力を示す指標を直接導くことができれば，実際の水源涵養機能や洪水防止機能の評価において利便性が高い。このような指標として，谷（1982, 1985）は水分拡散係数に着目した。また小杉（1999）は，より直感的に理解が容易な，以下に述べる「指標 S」を用いて解析を行っている。

土層の下端に定常地下水面があり，土層内の水分移動が無い状態から，一定強度 p の雨を継続してかけることを考える。このとき土層下端からの流出量 q_{out} は，降雨開始直後はゼロであるが，その後徐々に増加してついには降雨強度と等しい p となり，その後降雨を停止しても直ちにゼロにはならず徐々に減少する。しかし，仮に土層の貯水能力がゼロであったとしたら，q_{out} の波形は降雨波形と全く同じになる。そこで，この増水過程もしくは減水過程における降雨波形と流出波形の差を時間積分した値が，土層の貯留量指標 S と定義された。S は p の関数となり，$q_{out}=p$ となったときの土層内の θ の鉛直分布と，降雨前の鉛直分布の差としても求められる。ここで降雨前の θ の分布は，地下水面からの高さ z を ϕ の絶対値とした場合の水分特性曲線に対応している。一方，$q_{out}=p$ となったときの分布については，図-5 の考察が成り立つ。まず $q_{out}=p$ となったときの ϕ の鉛直分布は，均質な土層の場合，図-5 a のようになることが知られて

いる。すなわち，地下水面に近い下層では水分移動が無いときのϕ分布（$\phi=-z$の直線）に漸近し，土層の表面近くではK（ϕ）$=p$を満たす一定値（図-5a, bのϕ_0）を取るようになる。

ここで，共に図-5bのような$K-\phi$曲線を持つが，$\theta-\phi$曲線がそれぞれ図-5cの細い点線と細い実線で示されるような2種類の土壌（土壌1と2）を考えてみる。無降雨時には$\phi=-z$となる（図-5a）から，図-5c横軸のϕの絶対値を地下水面からの高さzに対応させたとき，これらの水分特性曲線は無降雨時におけるθの鉛直プロファイルを示している。一方$q_{out}=p$となったときは，表層付近で$\phi=\phi_0$となる（図-5a）ことから，表層付近のθはϕ_0に対応する値でほぼ一定であり，θの鉛直プロファイルは図-5c中の太い点線や太い実線へと変化する。その結果，土壌1と2のSはそれぞれ図の灰色部，斜線部の面積となる。図では，土壌1の貯留量指標（S_1）が土壌2（S_2）よりも大きくなっているが，これは，ϕが$-L$（Lは土層厚）からϕ_0に変化したときのθの変化量が土壌1でより大きいためである。このように，マトリックポテンシャルの変化量$\Delta\phi$に対して含水率の変化量$\Delta\theta$が大きいほどSが大きくなる傾向があることから，C（$=d\theta/d\phi$）が大きい土壌ほどSが大きくなる傾向があるといえる。

次に図-5d〜fに示したような，$\theta-\phi$曲線が同じで$K-\phi$曲線が異なる2種類の土壌を比較してみる。土壌3のKは土壌4に比べて小さいが，飽和透水係数K_sは両土壌とも降雨強度pよりも大きいとする（図-5e）。この場合$K=p$となるときのϕは土壌3で土壌4よりも大きくなる（つまり図-5eで$\phi_3>\phi_4$となる）ため，表層付近のϕが土壌3でより大きくなる（図-5d）。この結果，圧力水頭の変化量$\Delta\phi$が大きい土壌3のSが土壌4よりも大きくなる（図-5fで$S_3>S_4$となる）。つまり，Kが小さい土壌ほどSが大きくなる傾向があるわけである。

以上のようにSは，物理的意味が明確で平易であると同時に，保水性と透水性の双方を反映しており，KとCの比で定義される水分拡散係数とも関連が深い指標である。図-6は，図-4で解析した団粒状とカベ状の森林土壌について，Sの値を降雨強度pの関数として求めた結果である。土層の厚さを150 cmとし，図-3に示した$\theta-\phi$, $K-\phi$曲線を用いた。図より，全ての降雨強度で団粒状土壌のSがカベ状土壌よりも大きいことがわかる。なおカベ状土壌の飽和透水係数は44.6 mm/hであり，それ以上の降雨強度に対してはSが増加しないばかりか，表面流が発生してしまうことになる。これに対して団粒状土壌の飽和透水係数は605 mm/hと大きい。図-6に示されたSの大小関係は，図-4において団粒状土壌がより大きな雨水貯留能を示していたことと良好に対応している。

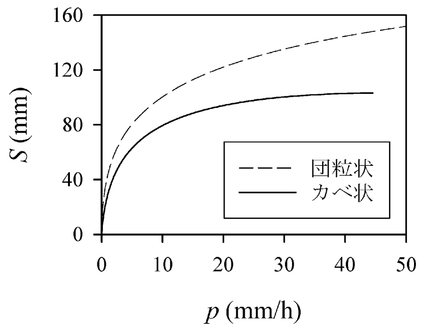


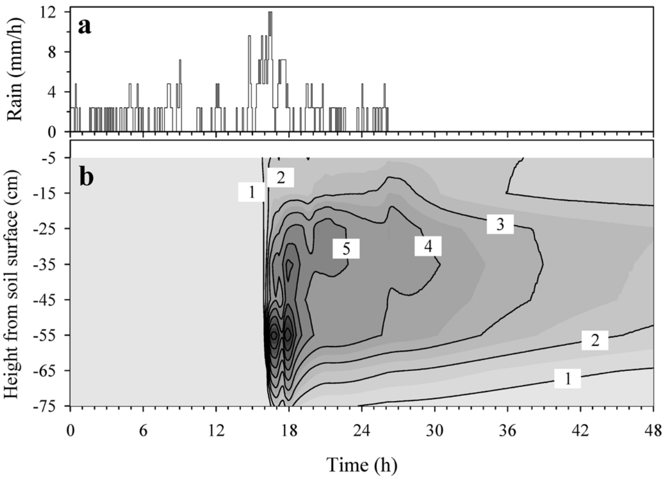
図-6 団粒状とカベ状の森林土壌の貯留量指標S（小杉（1999）より作成）

3. 林地土壌の撥水性

3.1 撥水性による不均質な雨水浸透

2章に述べたRichards式に基づく解析手法は，実際の林地斜面における雨水浸透現象の解析に有用であることが確かめられている。ただし現位置では，より複雑な雨水浸透が起きている場合も少なくない。そのような例として図-7には，六甲山のヒノキ林斜面における観測結果を示した。観測では，静電容量式土壌水分計（Sentek社製EasyAG-5P）を用い，深さ5 cmから75 cmまで10 cm間隔で体積含水率の計測を行っている。なお図-4の数値シミュレーションには，図-7aに示した観測降雨波形を使用している。各深度における降雨開始時からの含水率の増加量を示したコンター図（図-7b）は，図-4b, cとは大きく異なっている。第一に，降雨開始後15時間が経過した時点で，積算雨量は19 mmに達しているにもかかわらず，表層部の含水率の顕著な上昇は見られない。そして15〜18時の豪雨によって発生した浸潤前線が，ほとんど時間遅れなく一気に最深部（−75 cm）にまで達っしている。さらに，含水率の急激な上昇が見られたのは土層内部（−55 cm付近）であり，あたかもこの深度を中心に湿潤域が上方と下方の両方に向かって広がっているように見える。表層部の含水率増加量は常に3%を超えることはなかった。このヒノキ林の表層部（0〜−10 cm）から採取した土壌サンプルを用いて計測したところ，孔隙率は0.62〜0.66と大きく浸透能も2,000 mm/h以上であった。これらのことから，このヒノキ林斜面では，土層に浸透した雨水が表層部の孔隙にほとんど蓄えられること無く，バイパス流となって一気に下層に伝わったと考えられる。

現位置斜面における染色液の散布実験により，バイパ

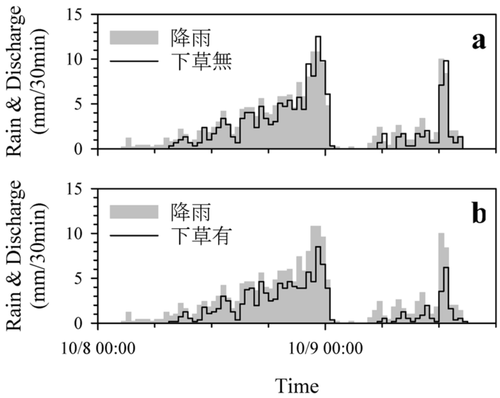


図–7　（a）ハイエトグラフと（b）各深度の含水率増加量の時系列の実測値（ヒノキ林における結果）
図–7 b の増加量は％で表示している.

ス流は，樹木根と土壌の境界部，樹木根の腐った跡の間隙，亀裂といった，土層内に存在するマクロポアの繋がりを経路として発生することが確かめられている（Noguchi *et al.*, 1999；小林，1999）。ただし通常は，小孔隙は大孔隙よりも強い毛管力で水を吸引するため（小川ら，1987），大孔隙内の流れが生じるのは小孔隙の全てが水で満たされた後であると考えられる。このため，図–7 の様に土壌の含水率を大きく上昇させることなくバイパス流が発生するためには，大孔隙のみに選択的に雨水が浸入する何らかのメカニズムが必要となる。その一つとして考えられているのが，土壌の撥水性である。すなわち，撥水性が生じている場合は土粒子表面と水の接触角が 90°以上になるために，通常は水を吸引する方向に働く孔隙の毛管力が，逆に水を斥ける方向に働くのである。その結果，土粒子に弾かれた水は，より大きな孔隙を選択的に浸透すると考えられる。小林（1999）は，撥水性を示すヒノキ人工林斜面での染色液の散布実験や，撥水性を付加したガラスビーズを用いた浸透実験により，撥水性が原因となってバイパスフローが引き起こされることを確かめている。

3.2　撥水性による表面流の発生

現在の森林水文学では，森林土壌が大きな透水性を有するため林地におけるホートン型表面流の発生は通常認められないとしていることを，2 章において述べた。ただし，近年，戦後の拡大造林期以降に植栽されたヒノキ林が手入れされないまま放置されている例が多く見られ，そのような林地では表面流の発生と土壌侵食が問題となっている。その実態を明らかにする目的で，三重県



図–8　ヒノキ林に設けた区画（1×2 m）からの表面流の計測結果

大宮町の荒廃ヒノキ林で表面流の発生を観測した。観測地の立木密度は 3,000〜4,000 本/ha で，枝打ちや間伐が行われていないため林内は暗く，下層植生は存在しなかった。また A_0 層の発達は部分的で，厚さ 2 cm 以下であった。勾配約 40 度の斜面に，ヒノキの立木一個体を含む幅 1 m，斜面長 2 m の区画を設定し，そこから発生する表面流を計測した。図–8 a は，総雨量 198 mm の大規模降雨時の計測結果である。降雨の初期から表面流が発生し，その強度は降雨強度に応じて敏感に変化していることがわかる。表面流出率は，80％ と非常に大きくなった。このような表面流の発生の原因としては，雨滴衝撃によって土壌表面にクラストが形成されることで，浸透

能が低下してしまうことが指摘されている（湯川・恩田，1995）。ただし，観測区画の近傍で採取した表層土壌の飽和透水係数は1,130～2,130 mm/h であり，降雨強度に比べて十分大きな値であった。

上記の「下層植生無し」斜面に隣接する斜面では，下層植生としてシダが繁茂し，地表面にはヒノキとシダのリターから成る A_0 層が厚さ 5 cm 程度に発達していた。この斜面でも同様の区画を設け表面流の観測を行った。表層土壌の飽和透水係数は 2,840～3,370 mm/h と非常に大きく，シダや A_0 層の被覆により雨滴衝撃が直接土層表面に伝わることがないため，観測当初は表面流の発生を全く予想していなかった。ところが実際には，図-8 b に示したとおり多量の表面流が観測された（流出率58%）。そして豪雨時の観察より，その原因が土壌の撥水性にあるものと考えられた。実際に，NDST（ninety degree surface tension）試験（様々な濃度のエタノール水溶液の水滴を土壌表面に滴下し，水滴が5秒以内で浸透する最小濃度の水溶液の表面張力を撥水性の指標とする試験）を行ったところ，「下層植生無し」斜面では，地表面において中～強度の撥水性が，深さ 5 cm において強度の撥水性が検出された。「下層植生有り」斜面では，「下層植生無し」斜面を若干上回る強度の撥水性が検出された。なお何れの斜面でも，深さ 15～45 cm の土層は撥水性を示さなかった。

このように，林地における表面流の発生に土壌の撥水性が大きく関与していることが明らかにされつつある。土壌の撥水性はバイパス流による雨水の不均質な浸透を引き起こす（図-7）に留まらず，ホートン型の表面流を発生させることで，浸透水の総量を減らしてしまう効果も持っていると考えられる。さらに，土壌の撥水性に起因する表面流の発生は，ヒノキ林以外の林地でも確認され始めている。各種森林土壌の撥水性の強度と，撥水性が水文過程に及ぼす影響の定量化は，今後の重要な研究課題となっている。

4.　斜面水文過程

4.1　パイプ流

ここまでは雨水の鉛直浸透を中心に見てきたが，林地斜面では浸透した雨水が渓流に流出するまでのプロセスも重要になる。それに関しては，「土層内を鉛直浸透した雨水が水文学的基盤面上に飽和帯を形成し，飽和側方流となって Darcy 則に従って斜面方向に流下する」という教科書的な説明が適用できない事例が詳細な観測によって明らかにされ，特にパイプ流や基岩浅層部における迅速な流れが注目されている。

斜面下部や谷筋の土層内で，降雨の度に頻繁に飽和帯が発生する部位では，図-9 のような連続したマクロポア（パイプ）がしばしば発見される。パイプ流は，飽和側方流出に大きく寄与し，表層崩壊の発生にも密接に関わっていると考えられている。内田ら（1995）は，15°に傾けた幅 7.3 cm の水路に豊浦標準砂を厚さ 10 cm, 長さ 70 cm で充填し，人工パイプ（側面に孔を空けた直径 1 cm, 内径 0.8 cm, 長さ 30 cm のアクリル管をさらしで覆ったもの）を埋設した装置を用意した。そして，土層下流端の水位を固定した上で，上流端から 0.5 cm^3/s の一定強度で給水を続け，土層底面の間隙水圧分布をピエゾメータによって計測した（図-10 a）。パイプを埋設しなかった場合（No pipe）に対し，パイプが土層の下流端までつながっている場合（Open pipe）は，下流端付近を除いて間隙水圧が大きく減少していることがわかる。一方，パイプの下流側出口が土層の下流端から 15 cm の位置にある場合（Closed pipe）は，パイプ埋設部とその上流部で間隙水圧が低下するものの，パイプ出口付近ではパイプを埋設しない場合（No pipe）よりも間隙水圧が高くなった。これは，パイプの閉塞が大きな地下水位上昇を引き起こし，斜面の不安定化をもたらすことを示している。

Kosugi *et al.*（2004）は，「パイプ埋設部位を飽和透水係数の大きな土壌とみなす」という単純な仮定を用いることにより，図-10 a の実験結果の再現計算を試みた。すなわち，パイプを埋設した部位については，間隙水圧が正となった場合にパイプの影響で透水係数が上昇すると

図-9　谷筋に発達したパイプの出口の様子（Uchida *et al.*, 1999）

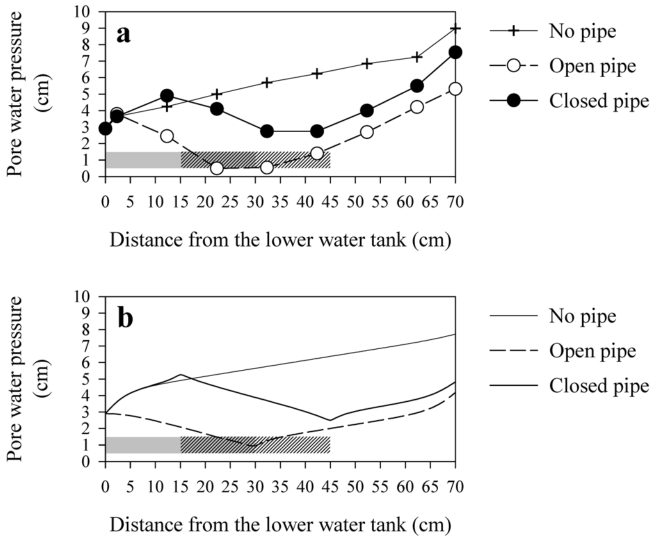


図-10　人工パイプを埋設した土層での通水実験において（a）定常時に計測された土層底面の間隙水圧分布と（b）それらの再現計算結果（Kosugi *et al.*（2004）を改変）
網目部は Open pipe 条件でのパイプ位置を，斜線部は Closed pipe 条件でのパイプ位置を示す．

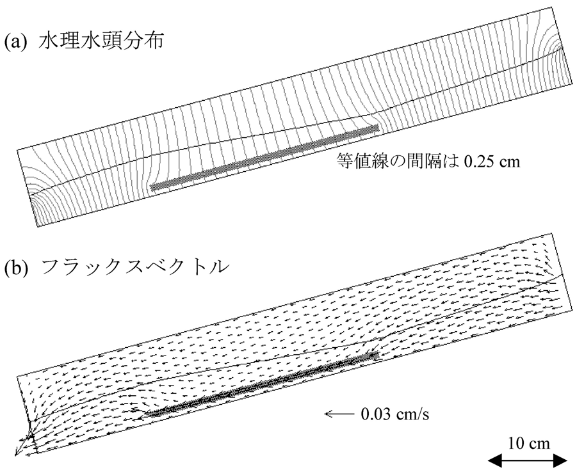
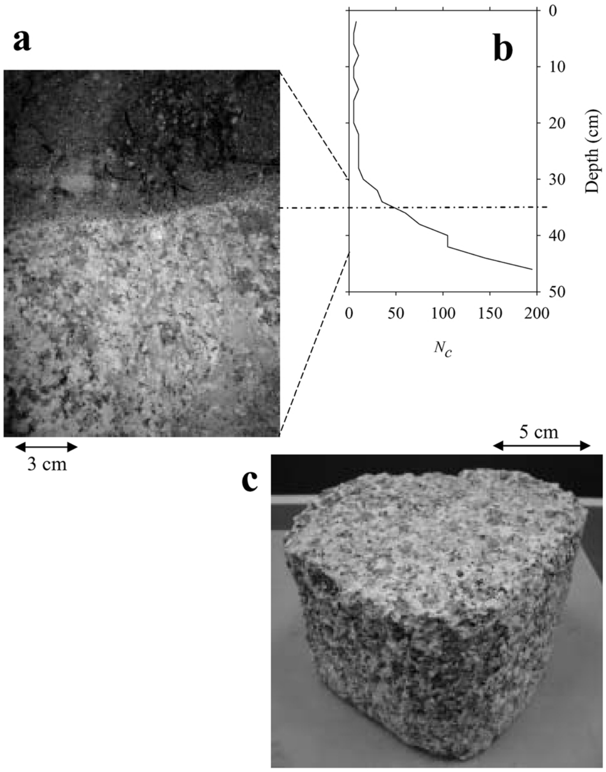


図-11　人工パイプを埋設した土層内部の（a）水理水頭分布と（b）フラックスベクトルの計算値（Kosugi *et al.*, 2004）
図-10 の Closed pipe 条件での計算結果．土層内部の斜面に沿う実線は地下水面を示し，網目部はパイプの埋設位置を示す．

仮定した上で，土層内の二次元水分移動を有限要素法により数値解析した。その結果，飽和透水係数の上昇値を 0.18 cm/s としたとき（標準砂の飽和透水係数は 0.0223 cm/s），実験結果の傾向を良好に再現できることがわかった（図-10 b）。Closed pipe の条件での計算結果は，パイプの上・下流部で等ポテンシャル線が密になることと，パイプ出口付近で地下水位が高くなることを示している（図-11 a）。また，パイプの上流端でパイプに集められた水が，下流端で上向きのフラックスを形成して土層に戻る様子を表している（図-11 b）。さらに Tsutsumi *et al.*（2005）は，有限要素法を用いた三次元の浸透流解析によりパイプを含む斜面の水分移動の解析を行ってい



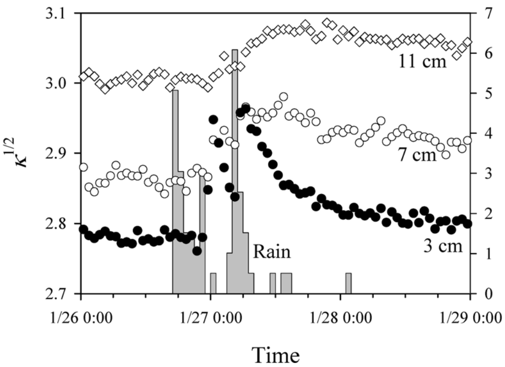
図–12　（a）土層と風化基岩（花崗岩）の境界面，（b）貫入試験結果，および（c）風化基岩サンプル

る。この解析では，土層内の水流を Darcy-Buckingham 式で，パイプ内の水流をマニング式で表現し，パイプの位置に対応する土層内の格子点に対して状況に応じた境界条件を与えることによって，パイプと土層の相互作用をモデル化している。

4.2　基岩浸透

斜面スケールでの雨水流出過程に関する従来の研究では，不透水性の「基盤面」を仮定した上で，地下水の発生過程と飽和側方流の流下過程の解析に重点が置かれてきた。ところが近年，より小さな空間スケールで詳細な水文観測が行われるようになるにつれ，基盤面を通過する成分がこれまで考えられていたよりも多く，また早いタイミングで斜面下部の土層や渓流に流出することが明らかになりつつある（内田，2004：小杉，2004）。

図–12 a は，滋賀県南部の花崗岩の地質を持つ田上山地で観察された，土層と基岩の境界面の様子である。同地点で行った簡易貫入試験（土研式）の結果（図–12 b）は，境界面付近における急激な N_c 値（10 cm の貫入深を得るのに必要な打撃回数）の増加を示しており，その絶対値も土層と基岩の境界値とされる 50（逢坂，1996）に



図–13　風化基岩内に設置した TDR 式水分計の反応
数字は土層–基岩境界面からの深さを表す.

一致していた。基岩層から電動ドリルを用いて掘り取ったサンプル（図–12 c）は，明らかに土壌とは異なるものの，手で簡単に解せるほど風化が進んでいた。この様な風化基岩層に TDR 式水分計を埋設し， 降雨時の比誘電率 κ の変化を計測した結果が図–13 である。2 ないしは

3本の金属ロッドを持つ通常の TDR 式水分計を風化基岩層に設置することは困難であったため，外径 18 mm の塩ビパイプに 2 本のステンレスワイヤをコイル状に巻き付けたセンサーを製作し，電動ドリルで基岩内に掘削した孔に設置した。このため図–13 の κ は，塩ビパイプ部も含めた誘電率となっている。基岩表面から 3 cm の深さでは，降雨波形に対応した二つのピークをもつ κ の上昇が観測された。深い位置ほど，κ の上昇開始は遅れたが，波形はより緩やかになり，より長期間にわたり大きな κ が維持された。図–13 の結果より，雨水が風化基岩層内に浸透していることが直接的に確かめられ，浸透の様子は土層内の不飽和浸透とよく似ていることが示された。このような基岩浸透過程のモデル化が，流出ハイドログラフや斜面崩壊の予測，渓流水質の形成機構の解明において，重要な研究課題となっている。

5. おわりに

以上のように，土壌物理学分野の研究によって目覚ましく発展してきた，土壌の物理試験・計測法や水分移動の数値シミュレーション手法は，森林水文学や砂防学の分野において非常に強力な研究手段になっている。紙面スペースの関係で詳しく取り上げることができなかったが，ここ十数年の間に土壌物理学分野で急速に普及した逆解析法による土壌の保水性・透水性の推定法も，森林水文学・砂防学分野での応用範囲が広い手法である。例えば，林床面に厚く堆積した有機物層内の不飽和水分移動は Richards 式によって良好に説明されるが，有機物層内のマトリックポテンシャルの直接計測は容易でないため，降雨－流出応答の逆解析が，有機物層の保水性・透水性の推定において有効な手法となっている（Kosugi *et al.*, 2001）。さらに逆解析手法は，図–12 c に示したような風化基岩サンプルの保水性・透水性の推定においても，その威力を発揮する（Katsura *et al.*, 2005）。

土壌物理学的手法の応用に当たって常に問題となるのは，野外における場の不均質性である。実験スケールと野外での観測スケールの隔たりは，土壌物理学分野でも早くから指摘されてきた大問題である（岩田，1991）が，森林水文学・砂防学分野では，樹木，動物，巨石，亀裂のある基岩などが存在する自然斜面を対象としており，その隔たりはさらに大きく，解決法に苦しんでいるのが現状である。とはいっても個々の現象を巧く抽出すれば，Richards 式や Fick の法則など土壌物理学で馴染みの手法で説明できることが多いのである。土壌物理学分野の研究は非常に細かな現象を対象としがちであるが，その成果を自然斜面に応用するにあたっては，何が重要な物理現象であるのかを見極め，それを上手に観測しモデル化していく器用さを持つことが必要と考えている。繰り返しになるが，土壌物理学の成果の応用先として，森林水文学・砂防学は魅力的な分野であり，今後，両分野の交流がもっと盛んになることを願っている。

謝　　辞

本稿で紹介したデータの計測および解析にあたっては，京都大学山地保全学分野に在籍中もしくは過去に在籍された永井秀幸君，宮田秀介君，桂　真也君，林　祐妃さん，梁　偉立君をはじめとする大学院生，学生の方々から多大な協力を賜った。なお一部のデータは，JST/CREST「森林荒廃が洪水・河川環境に及ぼす影響の解明とモデル化」の一部として行われた観測によるものである。

引　用　文　献

Brooks, R.H. and Corey, A.T. (1964) : Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. no. 3. Colorado State Univ., Ft. Collins.

Chan, T.P. and Govindaraju, R.S. (2003) : A new model for soil hydraulic properties based on a stochastic conceptualization of porous media. Water Resour. Res., **39** : 1195, doi : 10.1029 / 2002 WR 001954.

岩田進午（1991）: 実験室とフィールドのはざま―水文学と土壌物性学の接点―．水文・水資源学会誌，**4**（4）: 23–30.

Katsura, S, Kosugi, K., Yamamoto, N. and Mizuyama, T. (2005) : Saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water-retention characteristics of weathered granitic bedrock（投稿中）

小林政広（1999）: 堆積有機物と土壌の撥水性及び土壌水分特性との関係解明．農林水産技術会議事務局編「人工針葉樹林における土壌劣化機構の解明」．研究成果，**335** : 35–42.

Kosugi, K. (1994) : Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. Water Resour. Res., **30** : 891–901.

Kosugi, K. (1996) : Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. Water Resour. Res., **32** : 2697–2703.

Kosugi, K. (1997 a) : A new model to analyze water retention characteristics of forest soils based on soil pore radius distribution. J. For. Res., **2** : 1–8.

Kosugi, K. (1997 b) : New diagrams to evaluate soil pore radius distribution and saturated hydraulic conductivity of forest soil. J. For. Res., **2** : 95-101.

小杉賢一朗（1999）: 森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討．日林誌，**81** : 226-235.

小杉賢一朗（2004）: 特集「降雨の流出過程と土砂生産4」―斜面における雨水の浸透・流出過程のモデル化．砂防学会誌，**57**（3）: 71-79.

Kosugi, K., Mori, K. and Yasuda, H. (2001) : An inverse modeling approach for the characterization of unsaturated water flow in an organic forest floor. J. Hydrol., **246** : 96-108.

Kosugi, K., Uchida, T. and Mizuyama, T. (2004) : Numerical calculation of soil pipe flow and its effect on water dynamics in a slope. Hydrol. Process., **18** : 777-789.

Kutílek, M. and Nielsen, D.R. (1994) : Soil hydrology. p. 53, Catena Verlag, Cremlingen, Germany.

Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R. C. and Hosoda, I. (1999) : Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment. Soil Sci. Soc. Am. J., **63** : 1413-1423.

小川　滋・井上章二・長谷川良一（1987）: 非均質土壌中の雨水の流れに関する研究（Ｉ）大孔隙と小孔隙を持つ土壌中での雨水の浸透流出．日林誌，**69** : 362-367.

逢坂興宏（1996）: 斜面土層構造の測定．恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴（編）水文地形学，pp. 15-23，古今書院，東京.

谷　　誠（1982）: 一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性．日林誌，**64** : 409-418.

谷　　誠（1985）: 山地流域の流出特性を考慮した一次元鉛直不飽和浸透流の解析．日林誌，**67** : 449-460.

塚本良則（1992）: 森林水文学．p. 37，文永堂，東京.

Tsutsumi, D., Sidle, R.C. and Kosugi, K. (2005) : A simple model of lateral preferential flow in hillslope soils.（投稿中）

内田太郎（2004）: 特集「降雨の流出過程と土砂生産3」―近年における山地の土砂移動現象にかかわる斜面水文プロセス研究の進歩．砂防学会誌，**57**（2）: 58-64.

Uchida, T., Kosugi, K. and Mizuyama, T. (1999) : Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. J. Hydrol., **222** : 18-36.

内田太郎・小杉賢一朗・大手信人・水山高久（1995）: 斜面土層内のパイプが地下水面形に及ぼす影響に関する実験的研究．日林論，**106** : 505-508.

van Genuchten, M. Th. (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., **44** : 892-898.

湯川典子・恩田裕一（1995）: ヒノキ林において下層植生が土壌の浸透能に及ぼす影響（Ｉ）―散水型浸透計による野外実験―．日林誌，**77** : 224-231.

要　　旨

森林の洪水緩和・水源涵養機能の評価や，表層崩壊・土石流による災害発生の予測には，林地斜面における雨水の浸透・流出過程の解明が不可欠である。また，樹木の生長や二酸化炭素固定，森林流域における各種物質の循環や水質形成などの解析においても，斜面土層内の水分状態や水移動が重要なファクターとなっている。これまで土壌物理学分野の研究によって目覚ましく発展してきた，土壌の物理試験手法，野外計測手法，水分移動の数値シミュレーション手法は，林地斜面における雨水の挙動の解析において非常に有用なツールとなっている。本稿では，孔隙構造の解析に基づく森林土壌の保水性・透水性の評価，孔隙構造の違いが雨水の鉛直浸透に与える影響の解析，土壌の撥水性が水文過程に及ぼす影響の観測，パイプ流や基岩浸透流の観測とモデル化など，土壌物理学的手法を森林水文学・砂防学の分野に応用した事例を紹介した。

受稿年月日 : 2005年 4 月18日
受理年月日 : 2005年 5 月19日