

開発による流出変化とその抑制

—不飽和帯に着目して—

虫 明 功 臣

1. はじめに

都市開発による流出変化の評価と流出抑制策については、既に膨大な研究や報告があり、それらをレビューするのは本稿の任ではない。ここでは、主に不飽和帯に着目した水循環機構の変化の評価と不飽和帯を利用した流出抑制について、筆者らの研究を中心に解説する。

丘陵や台地など高位部における都市開発を水循環の立場から見ると、①表土の改廃と転圧、②不浸透域の拡大、および③雨水排水の強化、と捉えることができる。①と②により、自然状態では地中に浸透あるいは保留されていた雨水のうち直接流出となる割合が大きくなることと、③により集中時間が短縮されることとの相乗効果によって、開発域からの降雨時の流出量は著しく増大する。いっぽう、浸透量が減少することは、地下水涵養量の低下、引いては河川の平常時の流量の減少をもたらす。

上記3点は、地表および地表付近の土層、言い換えれば不飽和帯の変化であり、流域内部をも含む水循環機構の変化を問題にする場合には、不飽和土層の特性とそこで雨水の挙動の評価が重要である。筆者らは、こうした立場から、多摩丘陵の自然地区と開発地区に不飽和帯水分に関する計測を含む試験流域を設定して観測資料を収集している。3節では、これらの観測成果とそれを基に構成された水循環モデルを紹介する。

いっぽう、近年、都市域の流出抑制策として雨水浸透処理法が注目を集めている。これは、①、②によって増大した都市域の表面流出を不飽和帯を通して地下に還元しようとするもので、単に流出抑制だけでなく水循環機構の保全策と言える。雨水浸透処理法は様々な研究課題を含んでおり、現在各方面から精力的に調査・研究が進められている段階である。本稿では、それらのうち、浸透施設からの浸透特性と不飽和帯土層の特性に絞って議論する。

2. 土の水分保留とその計測

土中の水分保留ならびに移動とその計測に関する全体的な解説は、巻末に掲げる参考書¹⁾⁻⁵⁾に詳しい。ここでは、3節以後の議論に必要な基本的な事項をとりまとめる。

2.1 土中の水分の形態

充分乾燥（例えば炉乾）させた土は、土粒子よりなる個体部分とその間の間隙で構成されている。この個体部分を個相と言い、同じ土なら固相の割合は不変である。通常の土は、間隙のある部分は水で占められ、残りの部分を空気が占めている。前者を液相、後者を気相と言い、個相と合わせて、土を構成

する基本的な3つの相 (Phase)すなわち三相と呼び、各々が占める体積の割合を三相分布と言う。

土の保水 (water retention) 形態は、表面保水と間隙保水に大別される。土粒子の表面付近では電気力や分子間力などにより、水分子と粒子表面との間に強い相互作用が生じる場が土粒子表面に薄膜状に存在し、この内部にある水分子は土粒子から強い吸着力を受けて保持されている。こうした保水形態を表面保水と言う。いっぽう、土粒子間の間隙では、水と空気の界面に生じる表面張力と水と粒子表面との間の接触角に起因する毛管張力とによって水が保持され、これを間隙保水と呼んでいる。

前者の保水形態をとる土中水は、結合水あるいは吸着水と呼ばれ、エネルギーレベルが低く移動が困難な水分である。後者は間隙中を移動できる水分であり、自由水と言われる。自由水はさらに毛管水 (あるいは懸垂水) と重力水に分けられる。

2.2 水分特性曲線

不飽和の状態にある土中水、すなわち土粒子表面に吸着力によって保持されている水と粒子間の間隙に毛管力によって保持されている水は、いずれも大気圧を規準に採ると負の圧力を呈する。これは、吸引圧 (suction)、負圧あるいは水分張力 (tension) などと異った呼び方がされるが、土の組織と水との相互作用に関係して生ずる圧力であると言う現象を表わすには、マトリックサクシオンと呼ぶのが適当であるとされている。吸引圧、サクシオン、テンションと言う場合には、負の符号を付けないのが普通である。

このマトリックサクシオンは、土中の含水率と対応関係にあり、両者の関係を水分特性曲線と言う。一般に吸引圧は水柱高で $0 \sim 10^7 \text{ cmH}_2\text{O}$ と広い範囲で変化するので、その常用対数をとった値 pF を使うことが多い。すなわち、

$$pF = \log_{10} |\psi| \quad (1)$$

ここに、 $|\psi|$: 吸引圧 cmH_2O 、 ψ はマトリックポテンシャルで不飽和土の場合には負の値、である。

吸引圧を pF 表示して含水率との関係を示したものを pF -水分曲線と呼ぶことがある。

水循環を考える立場からは、自由水の範囲の水分が特に重要である。自由水と結合水の境は、 $pF 3.0 \sim pF 4.2$ にあるとされている。は場容水量 (最小容水量と呼ばれることもある) は、“過剰水分が重力のもとで排水し、水の降下運動がほとんど停止した後に、重力に抗して保持されている水分量”と定義される。言い換えれば、吸着水と毛管水によって保水されている状態であり、それに対するサクシオンの値は土壌によって異なるが、わが国の土壌では pF 値で $1.8 \sim 2.0$ に相当すると言われている。

水分特性曲線は、土の性状すなわち組成や間隙構造などによって個々の形状を示し、土の水分保持特性を判断する上で極めて重要な指標であると同時に、後述する浸透現象の解析においても不可欠の特性である。ただし、一般に吸引圧と水分量の関係は1対1対応の関係になく、排水過程であるか吸水過程であるか、あるいは出発点の位置によって、同じ吸引圧であっても水分量が異なる。これは、水分特性

曲線のヒステリシスと呼ばれている。

現地から採取した不攪乱試料に対して、水分特性曲線を室内試験によって定めるにはいくつかの方法があるが、表-1に筆者らが採用してきた方法と吸引圧の適用範囲を示す。

2.3 テンシオメータによる不飽和帯水分量の測定

不飽和帯における水分の挙動を測定するには、多くの方法が試みられているが、現地での測定に利用できる方法は比較的少ない。表-2に、わが国においてかなりの使用実績をもつ方法をそれぞれの測定範囲および利点と欠点とともに示す。

重量法を除いて、いずれも水分量と関連する物理量を計量するものであり、その物理量と水分量の関

表-1 試験方法と適用範囲

試験範囲		重 力 水 → ← 毛 管 水					
試験法	能 力	pF 0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0
取水適性	砂土法	○	○	○			
	吸引法	○	○	○	○	○	○
	加圧板法			○	○	○	○
取水適性	砂土法	○	○	○			
	吸引法	○	○	○	○	○	○
	加圧板法			○	○	○	○

表-2 土中水分量の測定法

測定法	吸引圧の範囲 (pF)	利 点	欠 点
重量法	全 範 囲	直接測定のため精度が高い	- 現地を乱す - 同一地点での繰り返し測定不可
中性子法		- 現地の土を乱さない - 校正曲線が正確かつアクセスチューブの接地が良ければ精度はよい - 繰り返し測定可	- 最大半径約30cmの体積の平均的水分を示すため地表付近の測定に難あり - 高価——多地点、多深度で自動観測するのは難しい
テンシオメータ法	正圧 ~ pF 2.8	- ポテンシャルを測定しているので、水分の移動の評価に直結 - 現地の土をあまり乱さない - 安価——多地点、多深度で自動観測可	- 水分特性曲線においてわずかな吸引圧変化が水分量の大きな変化を示す場合に精度が悪い - ヒステリシス効果のために吸引圧が必ずしも水分量と1対1対応しない
電気抵抗法 (石膏ブロック)	pF 2.2 ~ 4.2	テンシオメータの測定範囲外をカバーしているので、それとの併用により、現地で生じる範囲の水分量の計測可	- 極く少水分量の範囲にしか適用できない - 抵抗値と水分量の間にヒステリシス効果あり

係を別途定めて置かなければならない。これらのキャリブレーションを適用して得られた現地での水分量の推定値が妥当であるかどうかは、各々の単独の方法によって判定することが困難であり、異なる方法を併用してチェックするのが望ましい。

ところで、表-2に挙げた方法のうちテンシオメータ法は土中の吸引圧言い換えればポテンシャルを測定するものであり、水分の運動を支配する基本的物理量に関する情報が得られるため、不飽和帯水分の追跡にはよく使用される方法である。

テンシオメータは、理論的には pF 3 まで測定できるはずであるが、実際には負圧が高くなると管内に気体部分が発生し易くなるために、現実的な吸引圧の測定の上限は pF 2.8程度までである。先に述べたように土中水の吸引圧は pF 0 ~ 7 と大きな変化幅を持つが、わが国の気候条件の下では夏期の地表付近を除いてテンシオメータの測定範囲を越える吸引圧を示すことは稀である。

3. 不飽和帯に着目した都市化の効果の評価

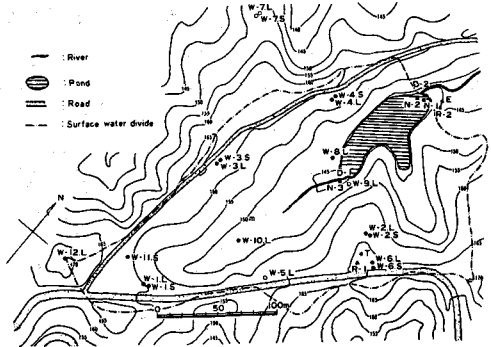
3.1 試験流域の概要⁶⁾

筆者らは、都市開発に伴う水循環機構の変化を調べるために、多摩丘陵の自然地区と既開発地区に小試験流域を設定し、観測を継続している。自然地区の試験流域は、流末に長池という池があることから長池試験流域と呼び、流域面積は4.40haである。既開発地区の試験流域は、永山試験流域（流域面積2.8ha）である。

これらの試験流域では、入力降雨と出力の流出量だけでなく、流域の地表面下をも含めた水循環過程をフォローすることを目的として、雨量、流出量はもとより、蒸発量、各深度における土中吸引圧および地下水位といった水循環に沿って一環した観測体制が敷かれている。

各試験流域とその観測体制の概要を図-1および図-2にそれぞれ示す。

両試験流域ではボーリング調査と電気探査によって地下構造と地下水面の調査が行われた。長池流域では、風成ローム層の下位に尾根から谷にかけて粘土化が著しく進んだローム層が連続的に分布し、これが不透水性基盤をなしその上に不圧地下水が存在する。すなわち、長池流域の水循環に関与するのは、粘土化したローム層上の地層であると判断される。永山流域の造成前の地山は、ローム層の下に稲城砂層、その下に粘土岩、シルト質砂岩、砂礫岩などが互層をなす稲城互層で構成されていた。造成工事による切土は一部稲城砂層の上部にまで達しているが、ほとんどの場所がローム土の切り盛りである。不圧地下水が稲城互層中の泥層を不透水性基盤としてその上に存在する。



観測項目	記号	観測器械など
雨量	R	0.5mm断りマス型雨量計 R-1: 林内, R-2: 林外
流域	D	通角三角型 水銀62型水位雨量計
地下水位	不圧 W-O-L	地下用水用自記水位計 1部にフットレス自記水位計
	密圧 W-O-S	地下用水用自記水位計
不飽和帯水分量	T	自記テンソメータ 強度: 5, 15, 25, 35, 50, 65, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 300cm
蒸発量	E	自記蒸発計

図-1 長池試験流域の概要

3.2 自然林地と都市化域の不飽和帯水分特性の

相違

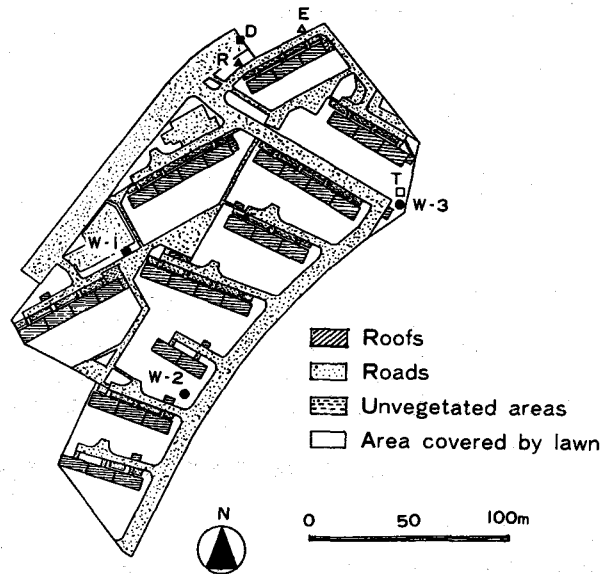
(1) 水分特性曲線

自然林地と都市化域の両試験流域のテンシオメー

タ埋設地点近辺で各埋設深度の円筒小試料(100cc)を採取し、砂柱法、吸引法および加圧板法を適用して、 pF -水分曲線を求めた⁷⁾。図-3(a)~(c)に長池流域の、図-4(a)~(c)に永山流域の深度別 pF -水分曲線を例示する。通常 pF -水分試験を行なう場合、デシケーター内で減圧脱気した採取試料を脱気水で飽和させた後、徐々に吸引圧を上げて脱水曲線を求め、次に吸引圧を下げながら吸水曲線を求める。この時、吸水過程で吸引圧0の水分量は減圧脱気後の飽和水分量には戻らず、それよりかなり低い値を示す。再飽和後の飽和は臨界飽和と呼ばれている。臨界飽和が小さくなる原因は、再飽和時の封入空気にあるとされている。

ここでは、求めた pF -水分曲線を介して、現地のテンシオメータによる吸引圧の観測記録より水分量を推定することを意図しており、現地では完全飽和にはならないと考えられる。したがって、図-3と図-4に示した例では、減圧脱気しない試料を約24時間飽和させた後に、脱気試験次いで吸水試験した結果である。こうして求めた脱水曲線と吸水曲線の相違、すなわちヒステリシスは、減圧脱気した場合⁸⁾に比べて小さくなる。

自然林地と造成地盤の間の水分保持特性の相違は、地表付近において顕著である。自然林地の表層5~35 cmの場合、図-3(a)に見られるように曲線の傾きが緩やかでかつ脱水曲線と吸水曲線の間に明瞭なヒステリシスが見られる。しかし、自然林地の深度50 cm以深と造成地盤の全深



観測項目	記号	観測器械など
雨量	R	0.5mm転倒マス型雨量計 R-1: 林内, R-2: 林外
流量	D	直角三角堰 水研62型水位雨量計
地下水位	不圧 W-O-L	地下水用自記水位計, 1部にフロートレス自記水位計
	被圧 W-O-S	地下水用自記水位計
不飽和帯水分量	T	自記テンシオメータ 深さ: 5, 15, 25, 35, 50, 85, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 300cm
蒸発量	E	自記蒸発計

図-2 永山試験流域の概要

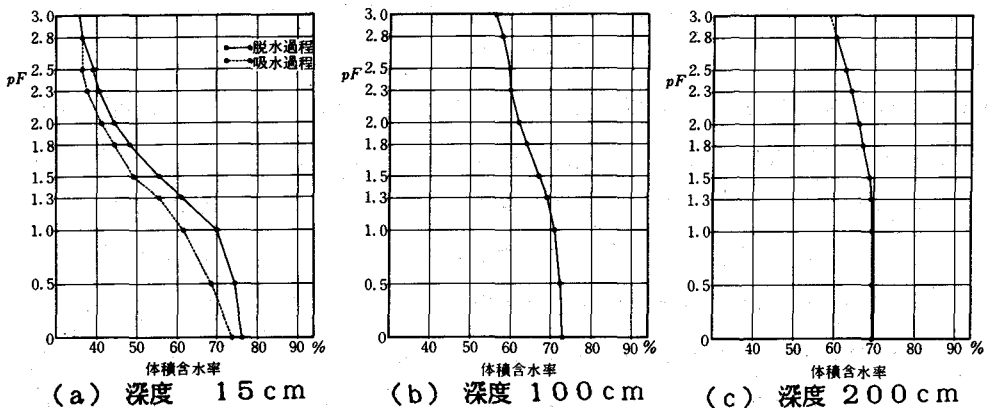


図-3 自然林地(長池)の深度別 pF -水分曲線の例

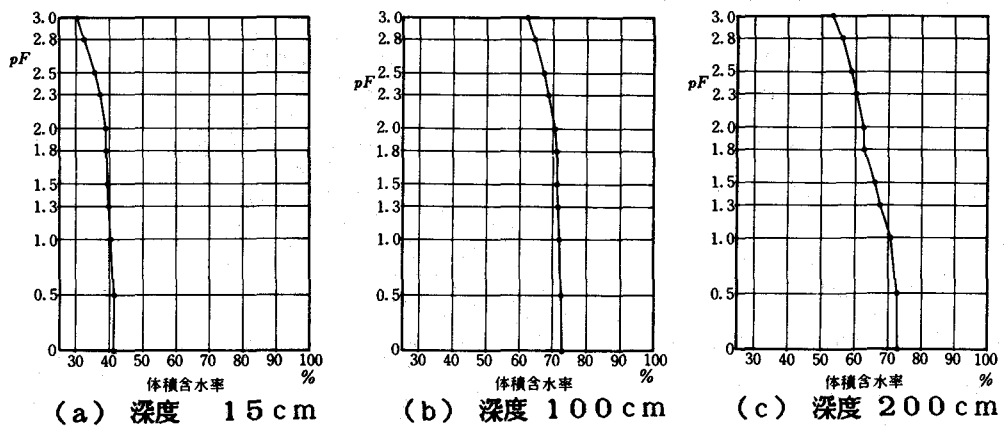


図-4 都市化地盤（永山）の深度別 pF -水分曲線の例

度に対してはヒステリシス・ループの幅はきわめて小さい。浅部の森林土壌では、団粒構造が発達し粗大な間隙と微細な間隙が混在することが、明瞭なヒステリシス現象が表われる原因と考えられる。

造成地盤永山の試料採取場所付近は、造成工事は切土部であるが、深度 150 cm 付近までは工事によって攪乱・転圧されている。特に、図-4(a)の例に見られるように地表付近では、転圧とその後の踏固めなどにより固相部分が約 58% と他に比べて著しく大きく、しかも低 pF における曲線の勾配が急である。すなわち、都市化地盤の表層では、微細な毛管間隙と土粒子から強い拘束力を受けて保持される水分が大部分を占め、重力により浸透できる間隙が極めて少なくなっているのがわかる。

(2) 三相分布

pF -水分曲線において $pF = 0$ は飽和を表わし、それに対応する含水率は総間隙を、残りは土粒子の体積率すなわち固相を表わす。重力水の厳密な範囲については議論の別かれるところであるが、ここでは、 $pF = 2$ とすると、 $pF = 0 \sim 2$ の間の体積率は重力排水が可能な間隙の割合を示す。これをここでは気相と呼ぶことにする。 $pF = 2$ 以上の含水率を、ここでは液相と呼ぶことにする。

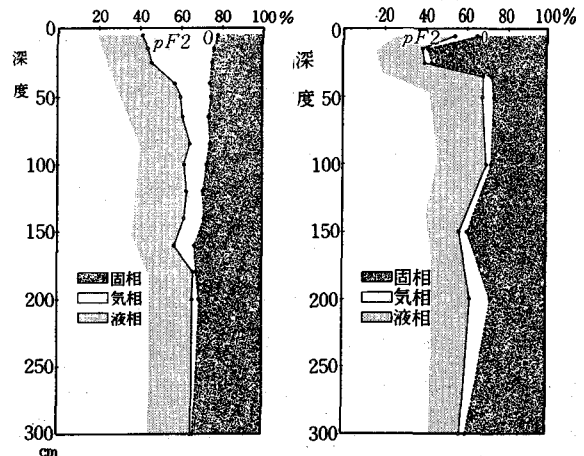
両試験流域の各深度の pF -水分試験結果より、上記の三相を深度方向に描いたのが図-5(a), (b) である。長池流域の自然林地の土壌では、表層 25 cm 付近までは気相が 30~40% と大部分を占め、50 cm 以下 160 cm 付近までは 10~15%、それ以深では数%と小さくなっているが、これはこの付近の地山ロームの特性である。これに対して造成された永山では、表層 10~30 cm が固相部分が著しく増大し、気相が 4% 程度と、長池流域に比べて極めて小さくなっている点が注目される。自然状態のローム土は、特有の構造をもち、間隙率が高く比較的透水性が良いが、この構造を破壊し転圧すると極めて透水性が悪くなることが知られている。ローム土のこの性質は火山灰土に水田を造成するのに利用され、破碎転圧開田工法として確立させている。都市化地盤永山の表層の状態は、必ずしもこの場所に特有なものではなく、ローム土の造成地には共通の特徴と見なされる。

(a), (b)の比較より, 自然林地の尾根・斜面部では重力水が移動できる間隙の割合が大きく, 表層土層の浸透能と雨水貯留能が高いのに対して, 都市化地盤ではそれらが極めて低下するのがわかる。

(3) テンシオメータによる観測記録

ここでは, 自然林地内と都市化域の両試験地内に設置したテンシオメータ記録に基づき, 土中吸引圧ならびに水分量の挙動の相違について述べる。

図-6(a), (b)に, 降雨期間とその後の吸引圧の変化の例を挙げる。(a)に示す自然林



(a) 自然林地 (長池) (b) 都市化地盤 (永山)

図-5 三相分布の比較

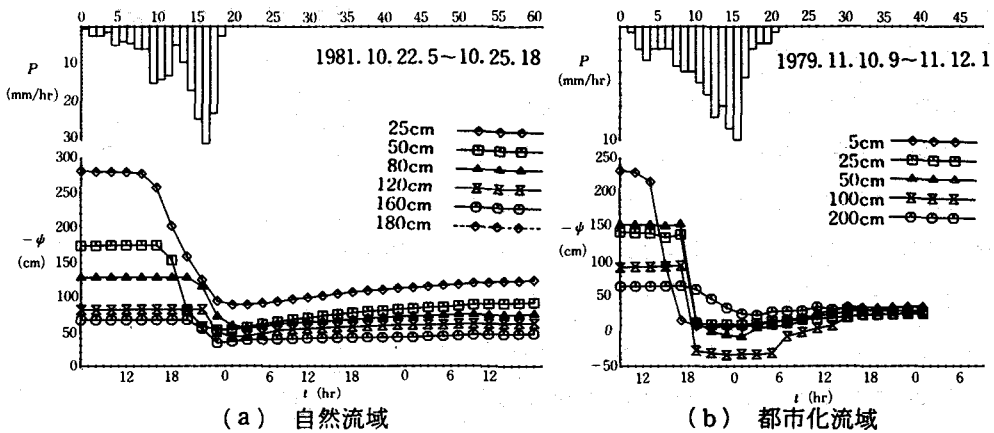


図-6 降雨時の吸引圧変化の例

地では, 地表面からの雨水の浸入に伴い, 上部から下部へと順次吸引圧が低下し, 浸透水の下方への移動が表われている。観測されている降雨の範囲内では, いずれの深度においても, 圧力は常に負圧を示し, 雨水の浸透が不飽和の状態で行進している点が注目される。図-7は, 各降雨に対して, 降雨前後の吸引圧変化より pF -水分曲線を介して, 深度 190cm までの不飽和帯水分増加量 ΔM_s を計算し, 一雨雨量 (林内) との対応関係を調べたものである。かなりのばらつきはあるものの, 雨量 60mm 程度以下では $p_i = \Delta M_s$ の直線にほぼ沿っており, 深度 2m 付近までに全雨水が保留されていると見なされる。

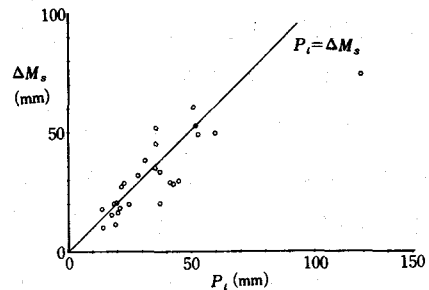


図-7 一雨雨量と不飽和水分量の関係 (自然林地)

都市化地盤の場合でも、降雨開始とともに吸引圧の低下が始まる。しかし、その変化が上層から下層へと移行するのは、強度が弱い少量の降雨の場合に限られ、図-6(b)に示すように、表層の吸引圧が0（飽和）に近づくと、深部の吸引圧がほぼ同時に急激に低下する場合が多い。これは、浸透性が低い土のために地表で湛水が生じ、閉塞封入空気圧の上昇によるものと解釈される。計測された圧力をそのまま pF -水分曲線に適用し、水分量に換算すると、図-8に示すように見かけの水分増加量は累加雨量よりかなり大きな値になる。すなわち、地表で湛水が生じているような場合には、テンシオメータによる吸引圧から直接水分量に変換することはできない。図-9には、閉塞封入空気圧が解放されたと判断される時点をとって、深度225cmまでの不飽和帯水分増加量と一雨雨量の関係を示す。40~50mm程度までの雨量は、不飽和帯に保留されているのがわかる。

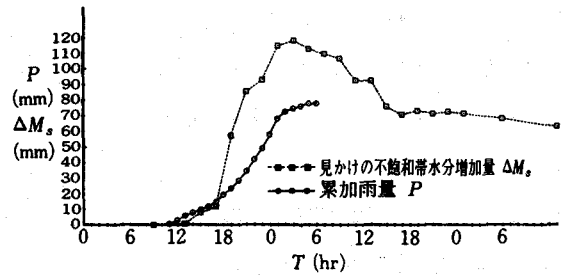


図-8 累加雨量と見かけの不飽和帯水分増加量（都市化地盤）

図-10(a), (b)に、両試験流域それぞれのテンシオメータ日記観測に基づく、各深度の水分量の年間変動を示す。¹⁰⁾ 図中に各深度の飽和含水率が示されているが、各深度の水分量の上限に着目すると、自然林地ではいずれの深度でも不飽和状態であるのに対して、都市化地盤では地表だけでなく深度200cmに至るまで、飽和水分量が表われている。これは、記録された吸引圧を pF -水分曲線に適用して水分量に変換したためであり、降雨後数日間の深部の水分量については閉塞封入空気圧の効果で過大に見積られていると考えられる。図-12(b)を見る時には、このことを念頭において、深度5cm以外に表われるシャープなピークは無視すべきであろう。

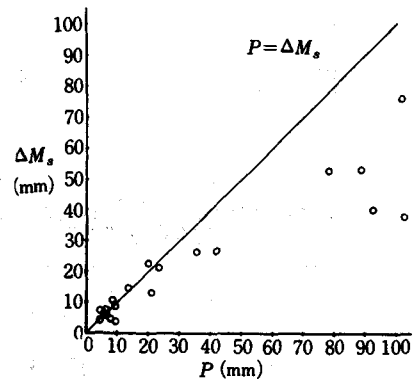


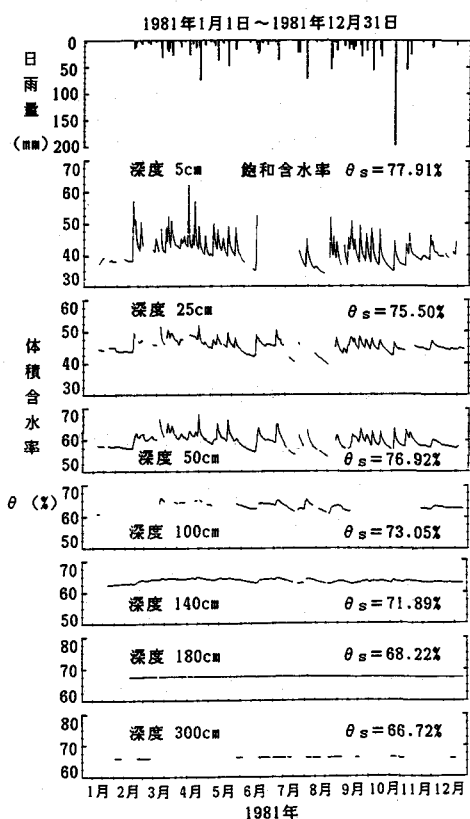
図-9 不飽和帯水分増加量と一雨雨量の関係（都市化地盤）

3.3 水循環モデルの試案

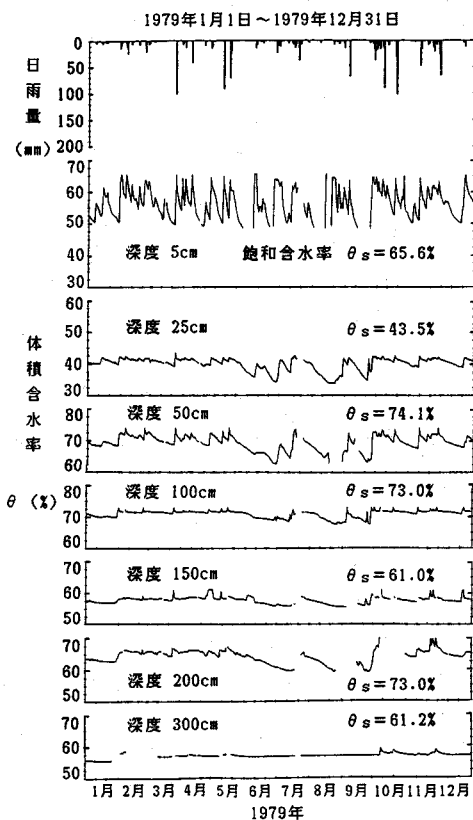
両試験流域の観測成果を基に、直接流出、地下水流出、不飽和帯水分保留ならびに地下水涵養などの水循環の部分機構を検討し、それらを総合して日単位の水循環モデルが提案されている。^{11)~14)} このモデルは、地被条件と表層付近の土層の水分保持特性をパラメータとして含んでおり、それらの値は試行錯誤的でなく、地図からの計測と土壌試料の室内試験結果等から決められるのが特徴である。

(1) 直接流出機構

図-11に、両試験流域の一雨雨量 P と直接流出量 D の関係を示す。長池流域の直接流出量は勾配急変点法により分離したものである。これより、長池流域と永山流域の直接流出率は、小雨からかなり大



(a) 自然林地 (長池)



(b) 都市化地盤 (永山)

図-10 深度別の不飽和帯水分量の年間変動

きな降雨に至るまで、それぞれ約10%および52%程度の値になっている。

長池流域では、池とその背後の湿地状の谷部を合わせた面積が全流域面積の約10%であり、この飽和地帯が不浸透域をなし、直接流出の生起領域になっていると想定された。この仮説を確かめるために、斜面に表面流出を集水する簡易な装置を設置し観測

したところ、一雨雨量100mm以上の降雨に対しても斜面上では表面流出は認められなかった。また、簡易な散水実験によって表面流出の発生を調べたが、尾根・斜面部では強度200mm/hrを1時間散水しても表面湛水は発生せず、すべて浸透した。したがって、通常の降雨による直接流出の発生域は、池と湿地状谷部、面積率にして10%としてモデル化する。

いっぽう、永山流域では、建物、道路、駐車場などの不浸透域の面積率が直接流出率と同じ52%で

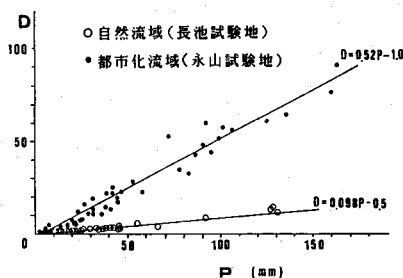


図-11 両試験流域における一雨雨量Pと直接流出量Dの関係

あり、観測された程度の降雨では、不浸透域が直接流出の発生域になっていると考えられる。

(2) 地下水流出機構

前述したように両試験流域の地下には連続的に難透水層が存在し、その上の不圧地下水が流出ないし流下している。ここでは、地下水位が観測されているので、地下水貯留量と地下水流出量の対応関係を求める。

不圧地下水流出の通減式が次式で与えられるとする。¹⁵⁾

$$Q_g = Q_0 / (1 + at)^2 \quad (2)$$

Q_g : 不圧地下水流出量, t : 時間, Q_0 : $t = 0$ の地下水流出量, a : 定数, である。

地下水貯留量 $S_g = \int_t^\infty Q_g dt$ より、貯留量と流出量の関係、すなわち、地下水流出の貯留関数として次式を得る。

$$Q_g = A_u^2 S_g^2 \quad (3)$$

ここに、 $A_u = a / \sqrt{Q_0}$ である。

いっぽう、両流域の地下水観測記録より、それぞれの流域単位の地下水位変化 ΔH は次式で求められる。

$$\Delta H = \sum a_i \Delta H_i / A \quad (4)$$

ここに、 A : 流域面積, a_i : 観測井の代表面積, ΔH_i : 観測井の地下水位変化, である。

流域単位の地下水貯留量の変化は、

$$\Delta S_g = \Delta H \cdot Pa \quad (5)$$

ここに、 Pa : 地下水変化部分の有効空隙率、ボーリング試料の試験から、長池では 0.04、永山では 0.014 である。

地下水貯留量の 0 点を適当に定めることにより、地下水位観測記録から(5)式を用いて地下水貯留量を計算できる。無降雨日の流出量は、地下水流出量と考えられるから、その時点での地下水貯留量に対して地下水流出量をプロットすると、長池流域に対して図-12 が得られる。図中には、地下水流出の貯留関数(3)式を想定して、二次回帰曲線が当てはめられているが、かなり良い適合性を示している。この関係をタンクモデルで表現すると、図中のタンクとなる。

永山流域に対しても同様の検討により、

$Q_g = 0.0030 S_g^2$ の関係が得られ、この関係をタンクモデルで表わすと図-15(b)の下段タンクで表わせる。

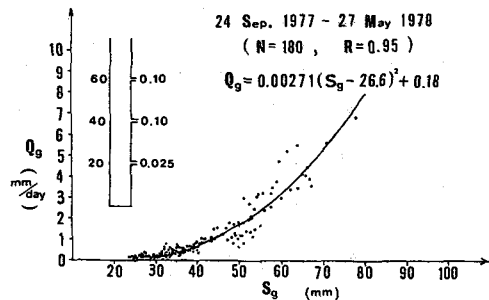


図-12 長池流域の地下水貯留量と地下水流出量の関係

(3) 不飽和帯水分保留ならびに地下水涵養機構

i) 水収支解析

ここでは、まず、降雨時に対する水収支解析によって、不飽和帯水分ならびに地下水涵養量の時間変化について検討する。

流域全体の水収支式は、降雨時であることから蒸散量を0とすると、

$$(P - I_c) - Q = \frac{\Delta M_s}{\Delta t} + \frac{\Delta S_g}{\Delta t} \quad (6)$$

ここに、 P ：降雨量、 I_c ：樹冠遮断量、 Q ：流出量、 ΔM_s ： Δt 時間内の不飽和帯水分増加量、 ΔS_g ： Δt 時間内の地下水貯留増加量（ $\Delta H \cdot Pa$ により計算）、である。

飽和地下水帯に対する水収支式は、

$$G - Q_g = \Delta S_g / \Delta t \quad (7)$$

ここに、 G ：地下水涵養量、 Q_g ：地下水流出量（長池については勾配急変点法で分離し、永山については降雨直前の地下水流出が継続すると仮定して算定）、である。

不飽和帯の水収支式は、

$$I - G = \Delta M_s / \Delta t \quad (8)$$

ここに、 I ：不飽和帯への浸入量、である。

式(6)より ΔM_s が、式(7)より G が、式(8)より I が、それぞれ求まる。時間単位 Δt を1時間にとり、各要素の時間変化を描いた例を図-13に示す。他の解析例においても、不飽和帯水分量 M_s は降雨終了後数時間から1日程度で安定した値に近づく。この状態が最小容水量（ほ場容水量） M_n と考えられ、いずれの解析例でも M_s がこれを越えてから地下水涵養が卓越する。

ii) 不飽和帯のモデル化

前項の考察より、不飽和帯水分の保留と地下水涵養にとって、最小容水量が1つの重要な規準になることがわかる。ここでは、最小容水量の他に飽和水分量と平衡水分量の3つの土の水恒数を採り入れて、不飽和帯のモデル化を図る。前二者については2.2で定義されているが、平衡水分量は、金子⁽¹⁶⁾によって次のように説明されている。“減率乾燥期間には水分移動の抵抗が大きくなり、土層内部から水分蒸発がおこる。土壤の乾燥被覆が徐々に厚くなるので蒸発は

漸減し、ついに水分は平衡状態になる。これを平衡水分量と呼ぶ。”すなわち、無降雨日が続いた後で、深度方向の水分分布が時間的に変化しない状態に達した時の水分量であり、日本の気候条件の下で現地において生ずる最小の水分量と解釈される。金子によれば、火山灰土の平衡水分量状態は冬期で無降雨20日、夏期で10日程度から表われるとされている。

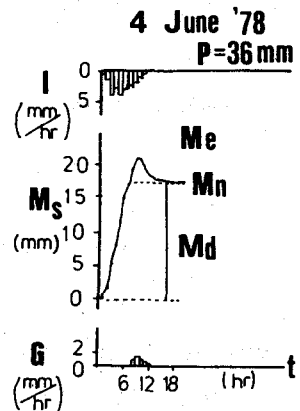


図-13 不飽和帯の水収支解析の例（長池）

ところで、両試験流域の深度方向の水分量の年間変動を示す図-10(a), (b)を見ると、いずれも深度50cm程度までが特に水分量変動が激しく、深度2m前後まで変化が及び、それ以深では年間を通じてほぼ一定の水分量を保っている。したがって、ここでは深度2mまでの土層が水分保留あるいは蒸発散に関与するとし、それ以下の層は下方へ水分を伝達する機能をもつものとする。

両試験流域の深度2mまでの土層に対して、上記3つの水恒数をテンシオメータによる吸引圧の観測結果と水分特性曲線を基に定める。平衡水分量は、夏季に約1カ月の無降雨日が続いた後の吸引圧値より、長池に対しては、深度50cmまでは $pF2.7$ 、それ以深2mまでは $pF2.4$ 、永山に対しては2mまでの全深度で $pF2.7$ として、水分特性曲線から水分量に換算し、各深度の代表土柱を考慮することによって算定した。最小含水量は、降雨終了1～2日後のほぼ安定状態に達した吸引圧値より、長池に対しては表層 $pF1.9$ から深度2mで $pF1.3$ 、永山に対しては、深度により多小ばらつきはあるが $pF1.2$ 前後の値に対応する水分量として求めた。飽和水分量は吸引圧0に対する水分量として定める。こうして求めた各水分量を両試験流域に対する年間の水収支(週単位)における不飽和帯水分量の最大変動幅でチェックすることにより、平衡水分量を基準とした飽和水分量、最小含水量の値が表-3のように定められた。

表-3 自然流域と都市流域の
浸透域の表層の水恒数

	自然流域 (長池流域)	都市流域 (永山流域)
飽和水分量 M_{sat}	320mm	280mm
最小含水量 M_n	180	210
平衡水分量 M_{eq}	0	0

これら3つの水恒数を用いて、不飽和帯の水分保留と地下水涵養は、図-14のようにモデル化できる。すなわち、降雨開始時の不飽和帯保留量が最小含水量 M_n 、以下の場合には、土中への浸入量は土湿不足 M_d を満たすのに使用され、これを超過した水分量が地下水涵養量 G に寄与する。 β は地下水涵養に要する時間に係わる係数であるが、長池ではほぼ1日以内に最小含水量に達するので $\beta = 1$ 、永山では地下水涵養が降雨終了後1～2日継続するので $\beta = 0.7$ とする。

(4) 合成された水循環モデルとその評価

以上述べてきた、直接流出、地下水流出、不飽和帯水分保留ならびに地下水涵養の各部分機構を合成して、図-15(a), (b)に示す水循環モデルが構成される。不飽和帯タンクの M_n および M_{sat} の高さは、表-3に示される値にそれぞれの流域の浸透域面積率(長池0.9、永山0.48)を乗じたものである。

両試験流域のモデルによる計算値と実測値の対応をそれぞれ図-16と図-17に示す。図中、地下水貯留量 S_g の実測値は式(5)より算出されたものである。流出量、地下水貯留量ともかなりよい一致を示している。

不飽和帯モデルを深度2mまでの土層で代表させた点、土の水恒数に対応する吸引圧値の採り方、流域下部を不透水層とした点、などいくつか検討すべき余地は残されているが、ここに提示した水循環モデル

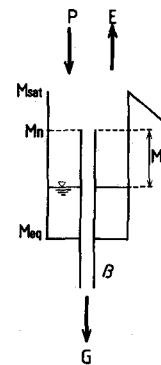
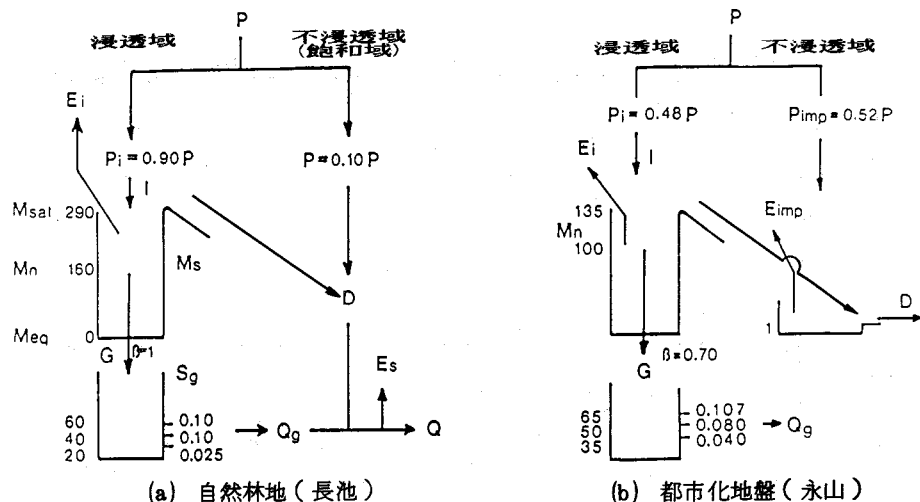


図-14 不飽和帯モデル



図一 15 合成された水循環モデル

ルは、地被条件と表層土層の保水特性という、物理性を持ちかつ事前に予測可能な指標でモデルを構成した点に意義があると考えられる。

4. 土壌特性と雨水浸透施設からの浸透特性

4.1 現地浸透施設に対する実験・観測結果と解釈^{20), 21)}

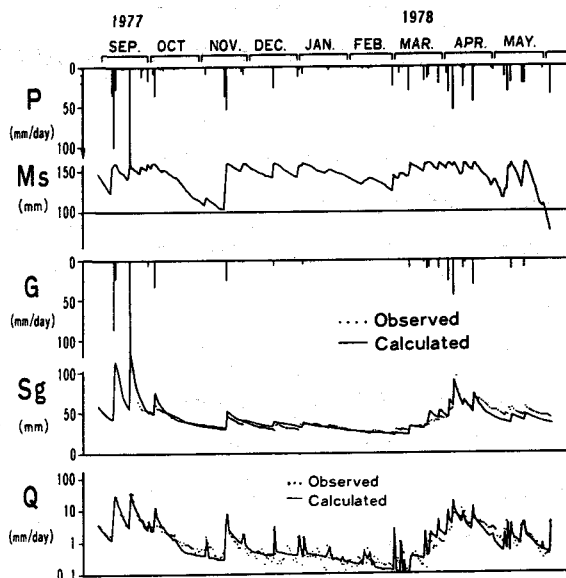
(1) 実験・観測の概要

住宅・都市整備公団が東京都昭島市の昭島つつじヶ丘ハイツ内に試験施工した浸透トレンチ (図一 18) を対象

として 1981 年～1983 年にかけて自然降雨に対する観測を継続するとともに、数回の注水実験を行った。ここでは、トレンチ内水位とともに、トレンチ周辺 14 地点にテンシオメータを埋設して吸引圧の自動計測を行った。

この実験・観測の主な目的は、①浸透能の評価法に関する基礎的知見を得ること、および②浸透水が施設周辺の環境に及ぼす影響を判断するためにその挙動を追跡すること、である。

昭島つつじヶ丘ハイツは、武蔵野台地の南西端付近、立川段丘 (標高 105 m) に位置している。対象トレンチ周辺の表層 90 cm までは、造成工事により攪乱されたローム質土壌で、その下部約 90～280



図一 16 水循環モデルによる計算値と実測値の比較 (長池流域)

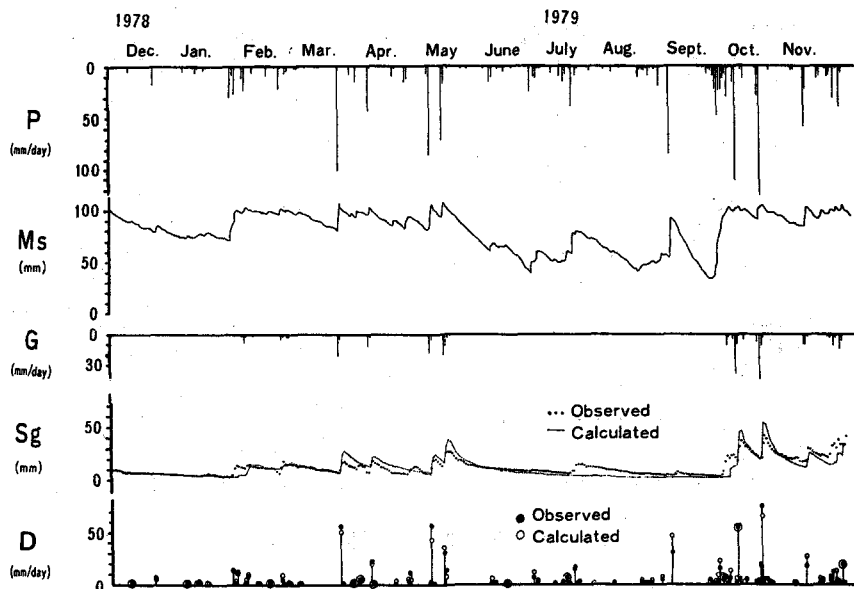


図-17 水循環モデルによる計算値と実測値の比較（永山流域）

cmの間は立川ローム層、それ以深は粗粒砂礫よりなる立川礫層で構成されている。また、地下水面は地表面下10m前後で立川礫層中にある。

注水実験は、トレンチ上面で水位が一定となるように注入量を調節する定水位試験である。また、図-19中散水とは、強度約30mm/hrの散水を伴う注水実験である。

(2) 浸透量の時間変化

図-19に定水位注入実験における浸透量の時間表変化を示す。いずれの実験でも注入開始後2～3時間程度で注入量がほぼ一定の値、終期浸透流量に達している。なお、図の右縦軸の「不浸透集水面積10㎡当りトレンチ1m」という表現は、通常の住宅地において雨水集水管を浸透トレンチに置換した場合に相当する。昭島のトレン

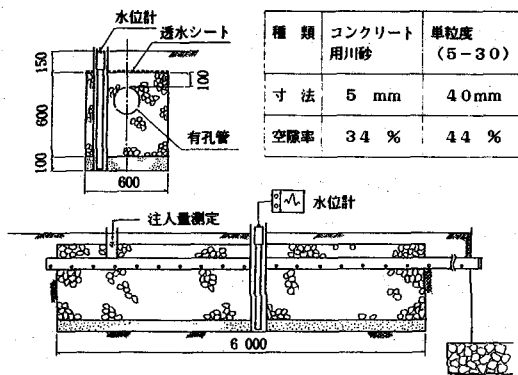


図-18 実験対象トレンチ

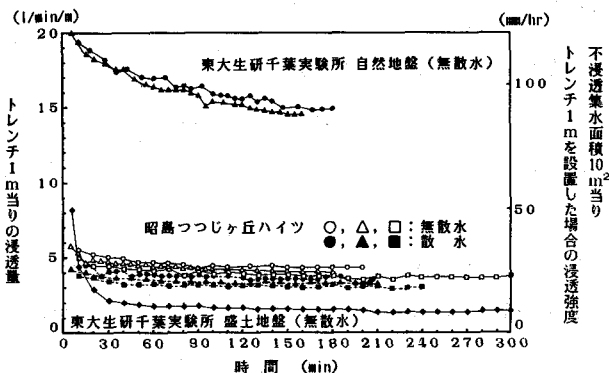


図-19 定水位注入実験による浸透流量の時間変化

チでは、終期浸透能で20～30mm/hrの雨量強度の降雨を浸透により流出抑制することを示している。

(3) 土層の乾湿と浸透能の関係

同図において、散水をしない場合とした場合のそれぞれの中でも、実験毎に浸透能にかなりの差が表われている点が注目される。各実験の直前の土層の空隙率をテンシオメータによる観測値から推定し、浸透能と対応させると、無散水、散水とも、空隙率が大きいほど、言い換えれば土層が乾いているほど、初期から終期に至るまで浸透能が高い。

(4) トレンチ周辺における浸透水の挙動

図-20に、実験時のテンシオメータ記録に基づく吸引圧（水頭cm単位）の時間変化の例を示す。吸引圧分布は注入開始後しばらくの間は急激な変化を示すが、2～3時間を経過するとほとんど変化しなくなる。これは、浸透流量が注入開始後2～3時間ではほぼ一定値になるという前述の指摘と符合している。

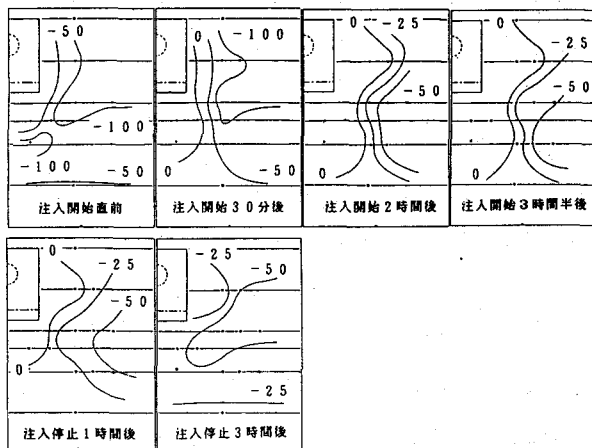


図-20 吸引圧の時間変化

図中吸引圧0は飽和を示すが、長時間注水した後も飽和域はトレンチ周辺部にしか広がらず、不飽和状態で浸透が進行していることがわかる。また、注入停止後の吸引圧に着目すると、2時間後には飽和域は解消し、3時間後には吸引圧-50cmの等吸引圧線がトレンチ側壁20～30cm付近まで達しており、排水がかなり速やかに進むことを示している。

(5) トレンチ周辺部の土中水分の長期変動

図-21には、長池試験流域と昭島のトレンチ周辺のほぼ同じ深度のテンシオメータによる吸引圧の年間変動を比較した例を示す。トレンチ側部（中心から80cm）に埋設された深度90cm以浅の吸引圧の変動は、長池流域のそれとほぼ同じ変動傾向を示し、浸透水の影響があまりないことを表わしている。これに対して、トレンチ下方の鉛直浸透を受ける領域では、降雨シーズ

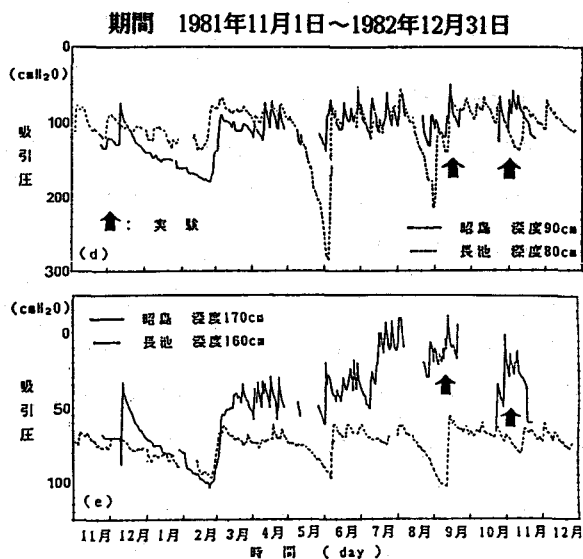


図-21 トレンチ周辺部と自然林地での土中吸引圧の長期変動の相違

ンにはしばしばトレンチからの強制的な浸透を受けるために高い水分状態が保たれる。

4.2 土壌特性による浸透特性の相違

— 数値シミュレーションによる検討 —

浸透施設からの浸透能や浸透水の挙動は、当然設置土層の特性によって異なる。現在、施設の設計浸透能力の評価に当たっては、現地での実物大の施設等を対象とした注水試験に基づくものとされている。これは最も確実な方法と考えられるが、土層の乾湿等、実験時の特定な条件下での結果をいかに解釈するか、あるいは事前の評価が難しい、等の問題点を含んでいる。したがって、一方では、浸透に係わる現地土壌特性の評価とそれを用いた理論的な解析の適用性を検討する必要がある。

ここでは、関東ローム層を対象として、現地で採取した小試料（100 cc）の室内試験より得られる土壌特性を適用し、浸透方程式の数値解析による再現性および土壌特性がトレンチからの浸透特性に及ぼす効果について議論する。

(1) 浸透方程式

飽和—不飽和浸透現象の基礎方程式としては、RichardsがDarcy型の運動方程式と連続式を結びつけて提案した次式が適用できる。

$$C(\psi) \frac{d\psi}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (10)$$

ここに、 ψ ：吸引圧、 θ ：体積含水率、 $C(\psi) = \partial \theta / \partial \psi$ ：比水分容量と呼ばれ水分特性曲線（ $\theta - \psi$ 関係）から定まる。 k_i ： i 方向の透水係数で θ あるいは ψ の関数、である。

ここでは、トレンチの軸に垂直な断面内での2次元流を考え、透水係数は等方性として次式を用いる。

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (11)$$

(2) 土壌物理特性の定式化

式(11)を基礎として数値解析を行う場合、対象とする土層の $\theta - \psi$ 関係および $k - \psi$ 関係を定めなければならない。これらの関係は、土粒子の組成や構造などによって固有の特性を示すために、本来は対象とする土壌に対して実験的に求めるべきである。 $\theta - \psi$ 関係は、2.2で述べた方法などにより比較的容易に定められる。いっぽう、 $k - \psi$ 関係を実験的に求める方法もいくつか提案されているが、それぞれに難点を持っており、実用的とは言い難い。

そこで、各種の土壌に対して、 $\theta - \psi$ 関係から理論的に $k - \psi$ 関係を導く研究や実験データから経験式を求める多くの研究がある。これらの代表的なものは、文献22)に整理され、適用性が検討されている。

ここでは、G. S. Campbell²³⁾の理論の関東ローム土への適用性を検討した。理論の概要は以下の通りである。

$\theta - \psi$ 関係が次式で表されると仮定する。

$$\psi = \psi_{cr} (\theta / \theta_0)^{-b} \quad (12)$$

この式形を前提としていくつかの仮定の下に $k - \theta$ 、あるいは $k - \psi$ 関係が次式のように導かれる。

$$k = k_0 (\theta / \theta_0)^{2b+2}, \text{ あるいは } k = k_0 (\psi_{cr} / \psi)^{2+2/b} \quad (13)$$

ここに、 ψ_{cr} ：エアーエントリーポテンシャル、 θ_0 ：飽和含水率、 k_0 ：飽和透水係数、 b ：土壤により定まる定数、である。

この理論の適用に当たっては、まず水分特性曲線が式(12)で表わされなければならない。多摩丘陵、昭島、筑波、東大生研千葉実験所構内などの関東ローム土から採取した不攪乱試料のうち、林地のA層を除いた試料の水分特性曲線に式(12)を適用したところ、良好な結果が得られた。^{24), 25)} なお、浸透トレンチの場合、 $pF 2$ 前後以下の吸引圧に対する $\theta - \psi$ 関係が重要であるから、その範囲を特に重視してこの関係を定める配慮が必要である。

式(13)において飽和透水係数 k_0 は、 $\theta - \psi$ 関係からは求まらず、別途定めなければならない。ここでは、 pF 水分試験と同じ 100 cm 円筒試料に対する変水位透水試験より k_0 を求めた。 k_0 と式(12)の定式化によるパラメータ ψ_{cr} 、 θ_0 、 b によって、式(13)が定められる。

次に、加圧型不飽和透水係数測定試験によって、式(13)に基づく透水係数の推定値の検討を試みた。²⁵⁾ この試験はいくつかの難点を伴い、所要の吸引圧範囲にわたって連続的に良好な結果が得られたのは、全試験数の僅か2割程度である。成功例について、 $k - \psi$ 関係の理論値と実験値を図-22に示す。試験の範囲、特にトレンチからの浸透現象で重要な $pF 2$ 程度以下の吸引圧の範囲では、理論値と実験値は類似の傾向を示しており、関東ローム土に対してCampbellの理論を適用できると判断される。

(3) 数値解析の方法と現地への適用性²⁶⁾

数値解析には、Galerkin法による有限要素法を用いた。要素分割の粗密および境界条件が計算結果に及ぼす影響を検討した上で、図-23に示す計算領域と要素分割を採用した。計算条件等については、文献26)を参照されたい。また、文献27)には、浸透現象への有限要素法の適用例が詳述されており、参考になる。

数値解析が現地の複雑な現象にどの程度の適用性があるかを見るために、昭島の土壤特性を用いた数値解析結果と実験結果を比較した。 $\theta - \psi$ 関係は、簡単のために計算領域全層にわたって一様とし、図-23 計算領域と要素分割

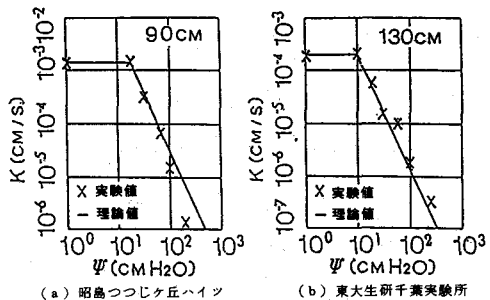
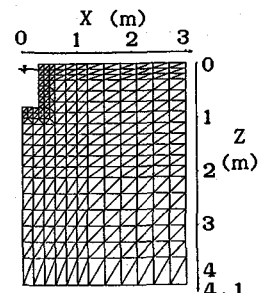


図-22 $k - \psi$ 関係の実験値と理論値



トレンチ底部付近の深度 90 cm のもの ($\theta_0 = 0.7$, $\psi_{er} = -20$, $b = 8.93$) を用いている。初期条件としては実験開始時の吸引圧を与える。深度 90 cm の試料の変水頭試験による k_0 の値は、 $1.6 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-4}$ cm/sec の範囲でばらついており、この値の採り方は浸透流量の計算結果に大きな影響をもつ。この場合には、試験で求めた k_0 の最大値 1.6×10^{-3} cm/sec を用いた流量の計算値が実験値をよく再現した。深度 50 ~ 200 cm の k_0 の試験値は 10^{-4} cm/sec のオーダーを示すものが多く、小試料による飽和透水係数は全般的に小さ目の値を与えるようである。

実験槽内に設置した地下埋管に対する実験では、Richards の式による浸透解析が現象をよく再現することが指摘されている²⁸⁾。数値解析の現地への適用性を高めるためには、浸透対象層の土壌物理特性、特に透水係数の適切な評価法の確立が必要である。

(4) 土層の初期の乾湿の影響

土壌特性のパラメータは、昭島の深度 90 cm のものを用い、初期条件として全層 $\psi = -30$ 、および -100 cm を与えた時の計算結果の相違を図-24 と図-25 に示す。図-24 によると、初期の段階において土層の乾湿の影響が顕著に表われ、特に総浸透量を問題にする時にはこの効果は無視できない。図-25 に着目すると、土層が湿潤状態にある ($\psi = -30$ cm) ほど、飽和域の拡がりや速やかでかつその範囲が広い。飽和透水係数 k_0 が同じであるという条件の下では、飽和域が大きいほどその内部でのポテンシャル勾配が緩やかになるので、浸透流量は小さくなる。

これは、初期条件 $\psi = -30$ cm の方が、 $\psi = -100$ cm より浸透流量が小さいことと符合している。

(5) パラメータ b , ψ_{er} および k_0 の効果

筆者らが関東ローム層の深度 50 ~ 600 cm の試料に対して室内試験による $Q-\psi$ 関係に式(12)を当てはめると、 b は 5.1 ~ 62.5, ψ_{er} は $-10 \sim -50$ cm の範囲である。また、 k_0 は $10^{-3} \sim 10^{-5}$ cm/sec である。ここでは、従来のこうした試験結果を参考にして表-4 に示すケースを設定し、各パラメータの変化が浸透特性に及ぼす効果を調べる。

i) b の効果

Case 1 ~ 3 の 3 種の b に対する pF -水分曲線を図-26 に、計算結果を図-27 と図-28 に示す。 b が小さいほど浸透流量が大きく、その傾向は特に初期の段階で顕著である。 b の大小は図-

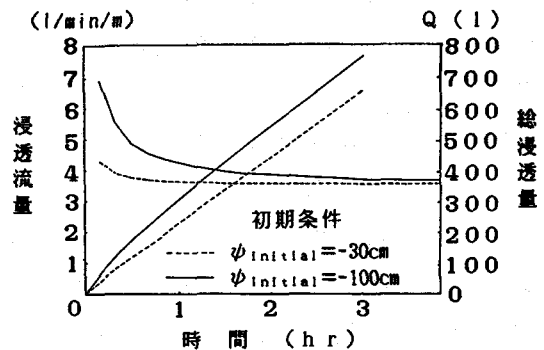


図-24 初期条件による浸透流量の相違

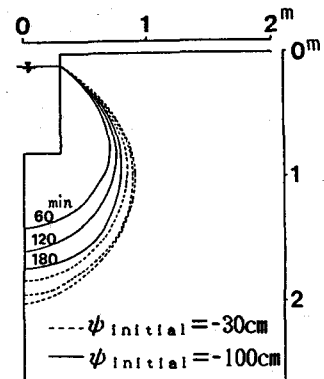


図-25 初期条件による飽和域の拡りの相違

表-4 数値実験のケース

パラメータ ケース	b	ϕ_{cr} (cm)	k_o (cm/sec)
Case - 1	5.1 0	-20	1.6×10^{-3}
2	18.2 0	-20	1.6×10^{-3}
3	62.5 0	-20	1.6×10^{-3}
Case - 4	8.9 3	-10	1.6×10^{-3}
5	8.9 3	-20	1.6×10^{-3}
6	8.9 3	-30	1.6×10^{-3}
7	8.9 3	-50	1.6×10^{-3}
Case - 8	8.9 3	-20	1.0×10^{-3}
9	8.9 3	-20	3.0×10^{-3}
1982. 4. 9 昭島・実験	8.9 3	-20	1.6×10^{-3}

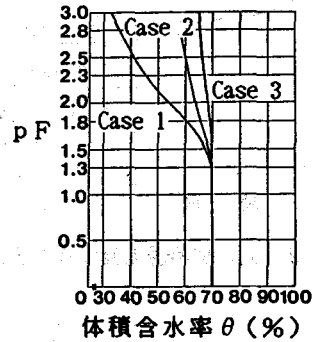


図-2 6 パラメータ b と pF - 水分曲線

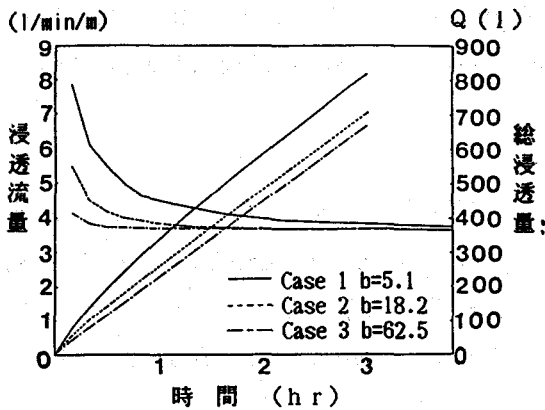


図-2 7 b が浸透流量に及ぼす効果

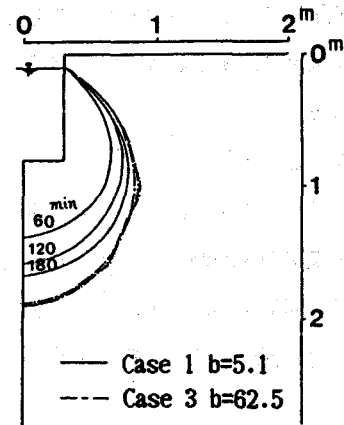


図-2 8 b が飽和域の拡りに及ぼす効果

2.6でわかるように自由水として移動可能な間隙（体積含水率）の範囲の狭広に対応している。したがって、このパラメータの効果は、初期条件すなわち土層の乾湿により水分が移動できる間隙が増減する効果と類似している。初期条件の相違に対するシミュレーション結果とここでのそれが同様な傾向を示すのはこのためである。

ii) ϕ_{cr} の効果

Case 4～7 に対する浸透流量の時間変化の計算結果を図-2 9に示す。これによれば、 $|\phi_{cr}|$ が大きいほど終期浸透流量は大きい。また、飽和域は小さくなっている。これは、式(13)では $\phi \geq \phi_{cr}$ の範囲で透水係数が飽和透水係数となり、 ϕ の広い範囲にわたって飽和透水係数が適用されるからである。

室内試験で得た pF - 水分曲線から ϕ_{cr} を決める際には、10 cm程度の評価の違いが生じる可能性があり、²⁵⁾ その場合には終期浸透流量の計算値に1割程度の相違が表われることがわかる。

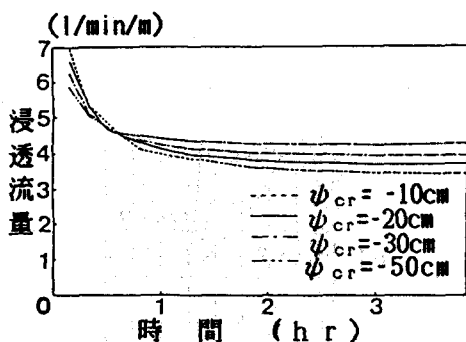


図-29 ψ_{cr} が浸透流量に及ぼす効果

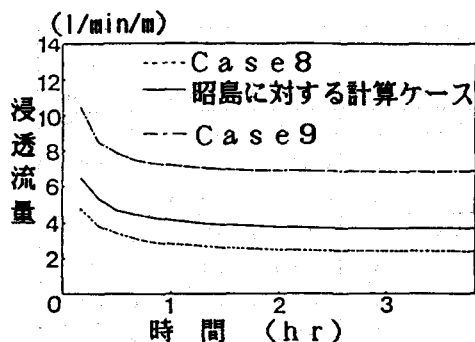


図-30 K_0 が浸透流量に及ぼす効果

iii) k_0 の効果

Case 8, 9 および昭島のケースに対する計算結果を図-30に示す。Case 8に対する5時間後の浸透流量は2.32 l/min/mである。これに対する昭島の同時点での浸透流量の比は1.59, Case 9の比は2.96である。従って、終期浸透流量は他の条件が同じなら k_0 に比例すると見なしてよいと判断される。

vi) ま と め

パラメータの中では、 k_0 が浸透流量の評価に対して最も大きな効果を持ち重要である。 b の効果は、特に総浸透量を問題にする場合に無視できない。 ψ_{cr} の10 cmの違いは、終期浸透流量の計算値に約1割程度の相違をもたらす。 pF -水分曲線から ψ_{cr} を読み取る場合、見方によって10 cm程度の違いが生じる可能性がある。客観的な ψ_{cr} の評価法とその浸透解析への適合性が検討されるべきである。

5. あとがき

以上、都市開発による水循環の変化と雨水浸透施設からの浸透現象を対象として、不飽和帯あるいは不飽和土の筆者らの取扱いを中心に紹介した。筆者らのこれまでの研究は、現地における調査、観測、実験を基礎に進めてきたので、特にこの点に重点を置いて解説したつもりである。

応用水文学の分野では、最近、流出現象の物理機構の解明が1つの重要課題となっており、その中でも不飽和帯の水文学的評価は主要テーマの1つとして活発な研究が進められている。今後の発展に期待するとともに寄与したいと考えている。

参 考 ・ 引 用 文 献

- 1) 土壤物理研究会編：土の物理学，森北出版，1979. 10.
- 2) 八幡敏雄著：土壌の物理，東大出版会，1975. 2.
- 3) 土壤物理性測定法委員会編：土壤物理性測定法，養賢堂，1972. 4.

- 4) 権根 勇著：水文学，大明堂，1980. 10.
- 5) 日野幹雄他著：新しい水文学（原題，Hillslope Hydrology）朝倉書店，1983. 10.
- 6) 虫明功臣，安藤義久，村上雅博，小池雅洋：多摩丘陵への試験流域の設置とその水文地質構造，生産研究，30巻1号，1978. 11.
- 7) 虫明功臣，小池雅洋，岡 泰道：自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相違(1) — 不飽和帯の水分保持特性について，生産研究，第34巻10号，1982. 10.
- 8) 開発一郎，田中 正，岡橋正幸：関東ロームの水分特性，地理学評論，第54巻第5号，1981.
- 9) 虫明功臣，岡 泰道，小池雅洋：自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相違(2) — テンシオメータによる降雨時の観測成果 — 生産研究，第34巻11号，1982. 11.
- 10) 虫明功臣，岡 泰道，小池雅洋：自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相違(5) — 現地観測値に基づく降雨後の挙動の考察 — 生産研究，第37巻4号，1985. 4.
- 11) 安藤義久，虫明功臣：丘陵地の自然状態の小試験流域における水循環機構，土木学会水理講演会論文集，第24回，1980. 2.
- 12) 安藤義久，虫明功臣，高橋 裕：丘陵地の水循環機構とそれに対する都市化の影響，土木学会水理講演会論文集，第25回，1981. 2.
- 13) ANDO, Y., K. MUSIAKE and Y. TAKAHASI : Modelling of Hydrologic Processes in a Small Natural Hillslope Basin, Based on the Synthesis of Partial Hydrological Relationships, J. of Hydrology, 64, 1983.
- 14) ANDO, Y., K. MUSIAKE and Y. TAKAHASI : Modelling of Hydrologic Processes in a Small Urbanized Hillslope Basin with Comments on the Effects of Urbanization, J. of Hydrology, 68, 1984.
- 15) 高木不折：低水流出の低減特性に関する研究，土木学会論文集，第128号，1966.
- 16) 金子 良著：農業水文学，共立出版，p. 11, 1973. 4.
- 17) 住宅・都市整備公団建築部：降雨水の団地内処理システムに関する開発研究報告書，1981. 12.
- 18) 石崎勝義：土壌を利用した水環境の保全技術 — 雨水浸透と土壌浄化 — 1984年度水工学に関する夏期研修会講義集A-3，1984. 7.
- 19) 小川 進，和泉 清，小野塚春吉：雨水浸透施設の土壌浄化と地下水への影響，土木学会水理講演会論文集，第29回，1985. 2.
- 20) 虫明功臣，桑原 衛：トレンチ型雨水処理施設の浸透特性に関する研究，土木学会水理講演会論文集，第27回，1983. 2.
- 21) 虫明功臣，橋本千代司，田村浩啓：浸透地下トレンチの浸透水の排水状況，土木学会第12回関東支部技術研究発表会講演概要集，1985. 3.
- 22) 西垣 誠：飽和・不飽和領域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，

第23巻3号, 1983. 9.

- 23) Campbell, G. S. : A Simple Method for Determining Unsaturated Conductivity from Moisture Retention Data, Soil Sci., Vol. 117, 1974.
- 24) 虫明功臣, 岡 泰道, 小池雅洋, 内田 滋: 不飽和浸透に係わる土壌特性の定式化について, 土木学会第12回関東支部技術研究発表会講演概要集, 1985. 3.
- 25) 虫明功臣, 山田邦博, 桑原 衛, 田村浩啓: 現地土壌特性の評価に基づく雨水浸透施設の浸透解析, 土木学会水理講演会論文集, 第28回, 1984. 2.
- 26) 虫明功臣, 岡 泰道, 内田 滋, 田村浩啓: 土壌物理特性が雨水浸透施設の浸透特性に及ぼす影響, 土木学会水理講演会論文集, 第29回, 1985. 2.
- 27) 岡 太郎: 自然丘陵地における土壌水流動, 京大防災研年報, 第26号B-2, 1983. 4.
- 28) 岡 太郎: 埋管浸透法による出水抑制, 土木学会水理講演会論文集, 第29回, 1985. 2.