

雨水の浸入機構に関する実験的研究 (I)

—浸透能と土壌水分の消長について—

福 島 晟

EXPERIMENTAL STUDIES ON INFILTRATION MECHANISM OF RAINWATER (I)

—Consideration of infiltration capacity and
soil moisture fluctuation—

By Akira FUKUSHIMA

Synopsis

In studying the mechanism of infiltration phenomenon, it is important to know the changes in infiltration capacity induced by soil moisture fluctuations.

This paper describes such variations of soil moisture during the period of rainwater infiltration into unsaturated soil in lysimeters. The influences of variations in the soil moisture distribution affecting the infiltration have been studied experimentally and considered by numerical analysis of the moisture flow equation. The obtained results are summarized as following :

- (1) The dielectric method of determining soil moisture used in this experiment seems to be useful from the view-point of it's sensitivity and measurement range.
- (2) Under the condition that physical changes on the soil surface do not exist, the infiltration rate has been evaluated with close agreement by numerical analysis of the moisture flow equation that moisture diffusivity and hydraulic conductivity coefficients change with moisture content.
- (3) When soil surface is bared, a surface crust is formed by the rainfall impact on the soil surface and leads to decreasing the permeability of the surface zone. So, the infiltration rate has resulted in a stationary value in spite of falling short of equilibrium in soil moisture distribution. In such a case, surface effects must be considered in evaluating the infiltration rate by other experimental studies.

1. ま え が き

雨水の流出過程において、浸透現象は地表に降った雨の挙動を規定する重要な要素である。こうした浸透現象に対し、従来のこう水流出を中心とした流出解析では、通常、巨視的な立場から、Horton 型の浸透能の式が広く用いられてきた。とくに、石原(藤)らの研究¹⁾により、浸透現象を雨水の損失機構に結びつけ、その理論的考察、ならびに実流域への適用に対する詳細な検討がなされている。

一方、不飽和浸透流を概念的に拡散現象としてとらえようとする立場から、土壌物理学的に研究²⁾⁻⁴⁾が

進められている。

こうした研究により、その実態が次第に明らかにされつつあるが、なお多くの未解明な問題が残され、とくに雨水の浸入機構といった面については十分な検討がなされていないように思われる。

本研究は、雨水の浸透現象を実験的に考察し、これを不飽和浸透の立場から理論的に究明しようとするものであるが、ここではその第1段階として、雨水の浸入と地表面近傍における土壌水分の関係を実験的に考察するとともに、あわせて土壌水分分布の挙動を理論的に考察しようとするものである。

2. 実験装置および実験方法

(1) 実験装置と供試土

i) 実験槽 Fig. 1 に示すように幅 70 cm, 高さ 85 cm, 長さ 240 cm の鋼製の実験槽を二連用いた。実験槽は上, 下流端にそれぞれ水位調節節をもち、また下流端において地表面流, および 浸出水をそれぞれ 500 cc, 50 cc 容量の転倒ます型量水計に導水し、これを自記記録した。地下水位は下流端より、20 cm 間隔に底部より直径 8 mm, 高さ 70 cm の地下水位測定用ピックアップを取り付け、これをマノメーターに連結して測定した。

ii) 降雨装置 降雨装置としては、i) 降雨の面積分布は一樣に与えられる、ii) 降雨期間中は一定強度の降雨が継続できる、という条件を満たすのに簡便なスプレイノズルを用いた。これは Fig. 1 に示すように、35 cm 間隔に 7 本のノズルを有するノズルラインを実験槽表面より 190 cm 上方に設置したもので、これらは噴霧圧を調節することにより、降雨強度を適当にかえることができる。すなわち、ノズルライン 1 本を使用した場合は 30~60 mm/hr, ノズルライン 2 本の場合は 60~130 mm/hr 程度の降雨を与える。ただし、本装置では自然降雨と同程度の雨滴の粒径分布、および落下速度を与えることはむずかしい。

iii) 供試土 土性の異なる 2 種類の土壌について実験を行ったが、その 1 つは琵琶湖干拓地内の細砂で、他は、前者に山地の粘質土を容積比で 3:1 に混合したものである。以下説明の便宜上、前者を A 砂、後者を B 砂と呼ぶことにする。これら供試土の粒径加積曲線を Fig. 2 に示しておく。

iv) 土壌水分計 本実験ではその目的上、とくに土壌水分の時間的変化によく追従する水分計が望まれる。各種の測定器のうち、そうした応答性が優れている誘電式土壌水分計を使用した。本水分計は、石こうブロック、ナイロン網吸湿体などにみられる時間遅れ、ヒステリシス、温度の影響を受けることが少ないという特性をもっている。しかし、土壌の固相割合に著しく影響を受ける欠点があ

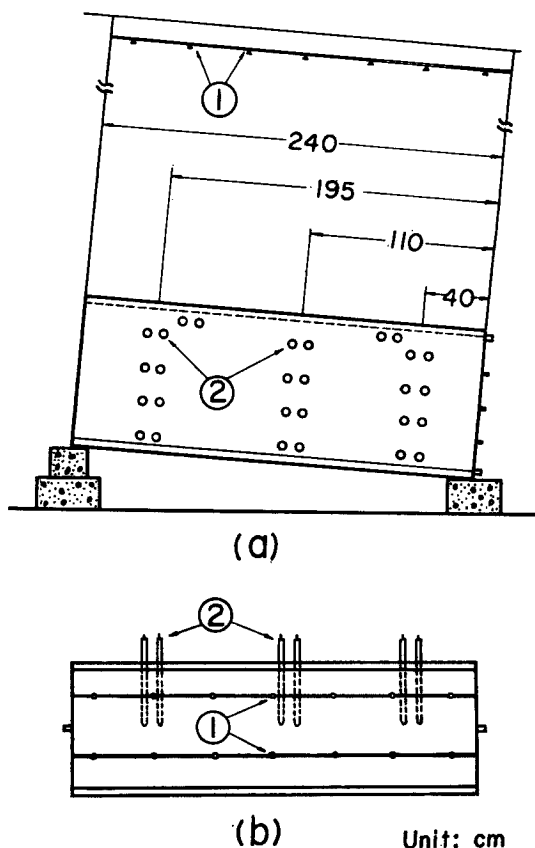


Fig. 1 Schematic representation of experimental apparatus, (1): Nozzles and (2): Pickup of moisture meter

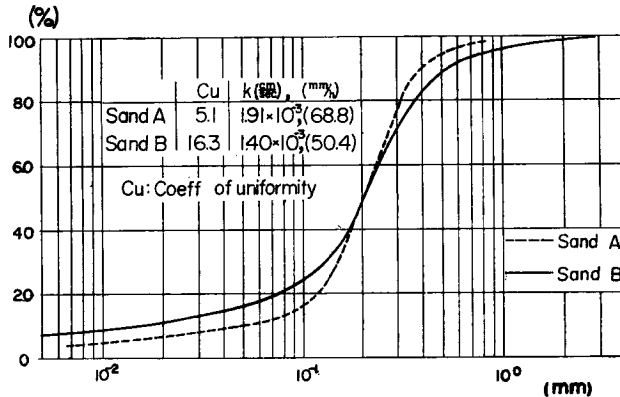


Fig. 2 Grain size distribution curves of two sample soils

る。したがって、その使用にあたっては、土壌が一樣に詰めてあること、ならびにキャリブレーション時の土壌構造が乱されないことが必要条件となる。

実験槽で求めた本水分計のキャリブレーションカーブを Fig. 3 に示す。これより、本水分計は水分変化にはほぼ直線的に変化し、測定範囲は、一応風乾状態から、飽和状態にいたるまで可能である。しかし、感体には若干の個体差があり、Fig. 3 にみられるように、最大 6% (相対誤差 20%) の誤差が認められる。したがって、厳密には個々の感体についてキャリブレーションカーブを求めなければならない。このため、降雨によりとくに土壌水分の変化が著しいと思われる地表面より 5cm, 10cm に埋設した感体については、それぞれのキャリブレーションカーブを作成した。

また、水分計に表示されるマイクロアンペア数は、感体の感应部分 (長さ 3cm) に垂直な半径 10~15cm の円盤層内の平均含水量に対応するものである。

(2) 実験方法

まず、浸透水の壁面における影響を除去するため実験槽の内壁全面に供試土をニスで接着した。つぎに、風乾状態の供試土を軽く踏み締めながら、約 5cm 厚さずつ実験槽に詰めた。

この際、実験槽の上流、中流、下流の 3 断面にそれぞれ地表面より 5, 10, 30, 50, 70 cm の位置に土壌水分計の感体を埋設した。その後、地表面が安定するまで自然降雨の下に放置した。以下、A 砂、ならびに B 砂を充填した実験槽をそれぞれ実験槽 A、実験槽 B と呼ぶことにする。なお実験は、緩こう配、裸地状態の実験槽に、人工降雨を与えて地表面流出量、土壌水分、地下水位などの諸量を測定した。

その他に地表面近傍、とくに 0~5cm の土壌水分量は、上述の土壌水分計では精度よく測定できないため、降雨前と降雨直後のその領域の値は直接採土し、炉乾燥法によって求めることにした。

なお、降雨中、風の影響を防止するため、実験装置全体をビニール板で覆った。また、降雨強度の検定は、

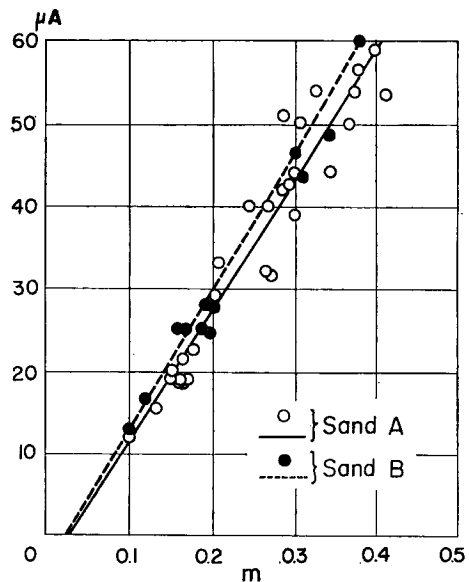


Fig. 3 Calibration curves of moisture meter

実験ごとに受水槽にきめられた噴霧圧での降雨を与え、下流端で定常状態に達した流量を測定して求めた。

3. 供試土の水分拡散係数 D と水分伝導度 K

不飽和土壌における水分のフラックスは水分ポテンシャルに比例するという拡張した Darcy 則が成立することは、E. C. Childs⁹⁾, E. G. Youngs⁶⁾ らによって実験的に立証されている。

こうした前提条件にもとづき、定義された土壌水分拡散係数 D と水分伝導度 K の評価に関しては、現在、これにヒステリシスを考慮するなど種々の検討⁷⁾がなされているが、ここではそうしたヒステリシスの効果は考えず、とりあえず、 D と K は土壌水分量の一価関数で近似できるとして取り扱う。

まず、土壌水分拡散係数の測定には R. R. Bruce らの方法⁸⁾を用いた。この方法によると、土壌水分拡散係数 D は次式で表わされる。

$$D = -\frac{1}{2t} \left| \frac{dx}{dm} \right|_{x=m_i} \int_{m_i}^{m_x} x dm \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 t : 給水時間、 x : 給水端よりの距離、 m_x : 距離 x における含水率、 m_i : 試料の初期含水率、 $|dx/dm|_{x=m_i}$: x における dx/dm の値、A, B 砂について、初期含水率 m_i をそれぞれ 0.038, 0.043, 給水時間 t をそれぞれ、1980, 2700 sec とした場合に得られた $m \sim x$ 曲線と (1) 式を用いて D の値を計算した結果を Fig. 4 に示す。この図より、土壌水分拡散係数と含水率の関係は、半対数紙上ではほぼ直線近似できるから、W. R. Gardner^{9), 10)} の用いている (2) 式が実験式として成立する。

$$D(m) = a \cdot \exp(bm) \quad a > 0, b > 0 \quad \dots\dots\dots (2)$$

Fig. 4 より、上記の常数 a, b を求めると、A 砂の場合 $a = 1.61 \times 10^{-4}$, $b = 20.3$, B 砂の場合、 $a = 8.49 \times 10^{-5}$, $b = 19.2$ を得る。

なお、ここで用いた浸透装置は、アクリル樹脂製のリング (内径 27 mm, 長さ 25 mm) を横に18ヶ連結したものである。

水分伝導度は、まず、吸引板法によって、pF ~ 水分曲線を求め、これより比水分容量を計算する。つぎに、(3) 式の関係を用い上記の土壌水分拡散係数の値から水分伝導度を求めた。

$$K(m) = D(m) \cdot dm/dH \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 H : 水分張力 (cm), dm/dH : 比水分容量 A, B 砂について、(3) 式で計算した水分伝導度 $K(m)$ の値を Fig. 4 に示す。

なお、pF 値の測定範囲は 0~2.5 であるため、それ以上の pF ~ 水分曲線は外そうした。この外そうによる誤差が後述の数値計算において与える影響は無視しうるものとする。

4. 実験結果とその考察

(1) 浸透能の時間的变化

Table 1 に各実験ケースの降雨条件、ならびに裸地面のこう配を示す。Fig. 5 は、降雨前の土壌水分分布の1例を示したもので、これは実験槽の上流、中流、下流部3断面における測定値である。測定断面によ

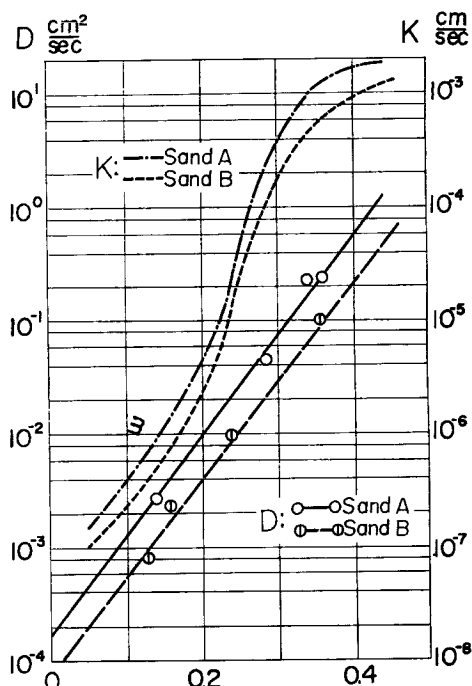


Fig. 4 Variation of moisture diffusivity and hydraulic conductivity coefficients with moisture content

Table 1 (a) Experimental Condition

Exp. No.	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9
rainfall intensity r mm/hr	87	76	85	79	82 98	64	96	44	39
duration T min	75	120	95	150	125	42	70	60	46
slope θ	9°	9°	0°	4°	4°	4°	4°	4°	4°

Table 1 (b)

Exp. No.	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	B-6	B-7
rainfall intensity r mm/hr	127	84	90	96	96	43	38
duration T min	40	60	70	120	300	151	120
slope θ	9°	9°	4°	4°	4°	4°	4°

る水分測定値の差異は、たかだか3～4％に過ぎないので、以下、実験槽の中央断面における測定値をもとに考察を進めることにする。

さて、概算として、従来取り扱われてきている平均浸透度を降雨強度と地表面流出強度との差として吟味してみよう。

Fig. 6 は、一定の降雨強度のもとに得られた雨水の浸透度の時間的変化を示したものである。なお、薄層流の発生領域は、各実験ケースとも下流端から発生し、1～2分で全面に発達するので、Fig. 6 に示す各時刻の平均浸透度は浸透能に等しいと考えてよからう。

各実験ごとに初期浸透能が異なることを考慮し、たとえば、浸透能が70 mm/hr となる時刻に、浸透能曲線($f \sim t$ 曲線)を $t=0$ 軸までスライドさせ、 $f=70$ mm/hr において各曲線を一致させる。これをみると、逓減部初期では、各曲線はほぼ一致した傾向を示すが、近似的に最終浸透能に達したと思われる値は一定値に漸近せず、各実験ケースごとに異なる。これら定常値の値は、Fig. 6 の実験 No. A-2, B-1, B-2 にみられるように、地表面こう配が大きいくほど、その値も大きく、かつ降雨強度が大きいくほど浸透能は大きくなる傾向を示している。Fig. 6 の実験 No. A-5 は特殊なケースで、30分経過後、降雨強度を82.1 mm/hr から97.6 mm/hr にあげ、95分に再び82.1 mm/hr に低下させたときの実験値である。この場合与えた降雨強度はいずれも、飽和透水係数より大きい値であるが、実験結果は明らかに浸透能が降雨強度によって異なることを示している。

一般的に、最終浸透能と降雨強度との関係は、ほぼ一次関係にあるといえそうであるが、土壌表層の構造が、直接に降雨強度、地表面こう配によって変化するので、そうした効果も考慮せねばならず、以上の実験値からは明確な論議はできない。

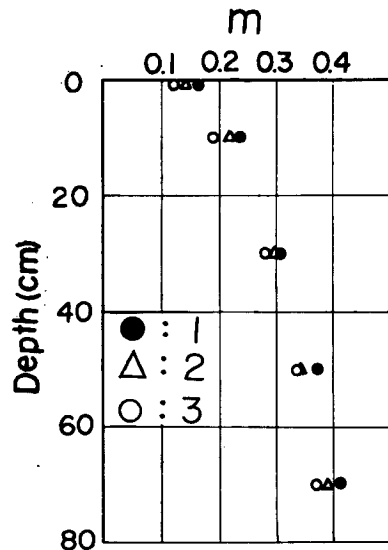


Fig. 5 Initial profile of soil moisture distribution

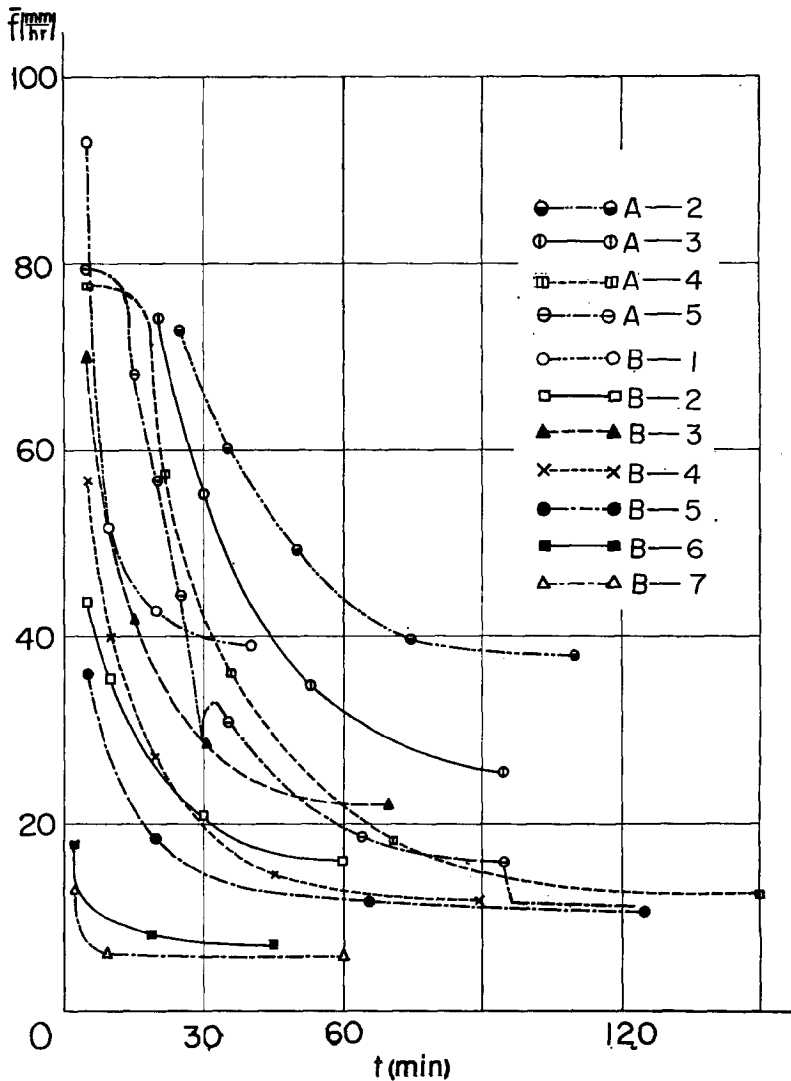


Fig. 6 Changes of infiltration curves calculated by surface runoff in time

(2) 土壌水分分布の変動

雨水の浸入に伴う各深さにおける土壌水分変化を Fig. 7 に示す。これより, wetting front の到達とともに, 各点の水分量は初期含水率に対応する特有な増加曲線を描き, 定常時の浸透度に対応したある平衡含水量に漸近する傾向を示す。浸透能以上の降雨が継続する場合, その値は, およそ飽和度で 80~85 %程度である。

Fig. 8 にはそうした定常浸透時の土壌水分分布を示す。この図より, 地表面より, 0~5 cm とくに 0~2 cm の領域で水分こう配が大きいことがわかる。

また, 5~15 cm の領域の含水量はほぼ, 一様分布を示している。このことは, J. Rubin, R. Steinhardt,

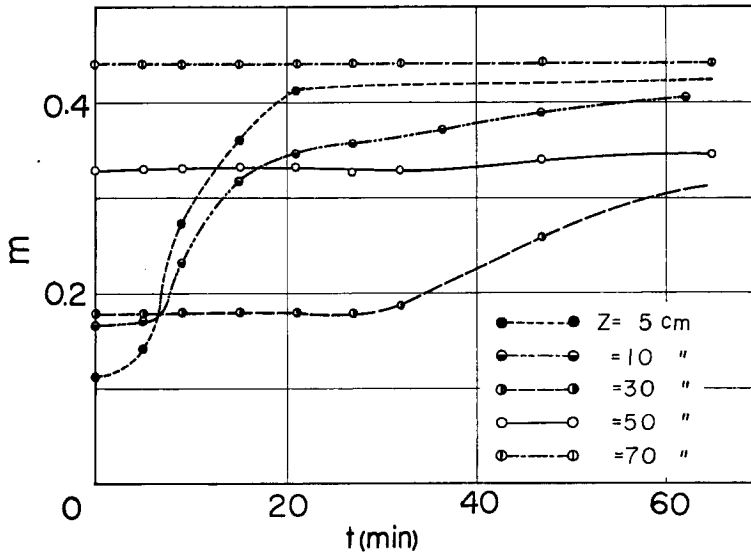


Fig. 7 Variation of soil moisture distribution

らの実験結果¹¹⁾と同様な傾向を与えている。また、このとき、10cm以下の領域の水分分布は、まだ過渡状態にある。これは、地表面の被膜層により、雨水の浸入量が規制され、このため全土層の水分分布が平衡状態に達していないにもかかわらず、地表面近傍0～10cmの水分分布がある定常分布に達したとき、浸透度もほぼ定常値になることを示していると考えられる。

つぎに、Fig. 8に示す実験 No. A-7の場合、浸透度は定常になっていないにもかかわらず、他の実験値に比べて、非常に高い水分分布状態に達している。この実験は、降雨前に、地表面を2cm程度攪乱し、表面構造を乱した条件下での実験であるため、このような差異が生じたものと思われる。

以上の実験結果は、同一土壌でも、地表面の土壌構造が雨水の浸入量を左右する要因となることを示している。

なお、Fig. 9は、自然降雨下の実験槽Bで観測された各深さにおける土壌水分の日変化を示したものである。この図から明らかなように、地表面下5cm、10cmにおける土壌水分の変化が顕著に現われ、とくに5cmにおける水分変化の範囲が大きく、降雨が連続する場合、10cmにおける含水率を上まわる分布状態が継続する。30cm以下の層における変化は緩慢で、降雨前後を比較してもその差は2～3%であり、この領域では比較的平衡した水分分布を維持している。

このように、地表面下0～10cmの領域で雨水の保留能力の大きいことが想定され、この領域における土壌水分量が浸透現象を支配する主要素の1つであると考えられる。

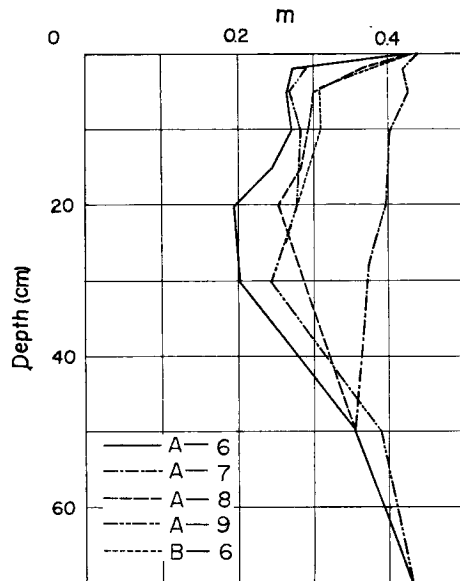


Fig. 8 Soil moisture distribution in stationary state

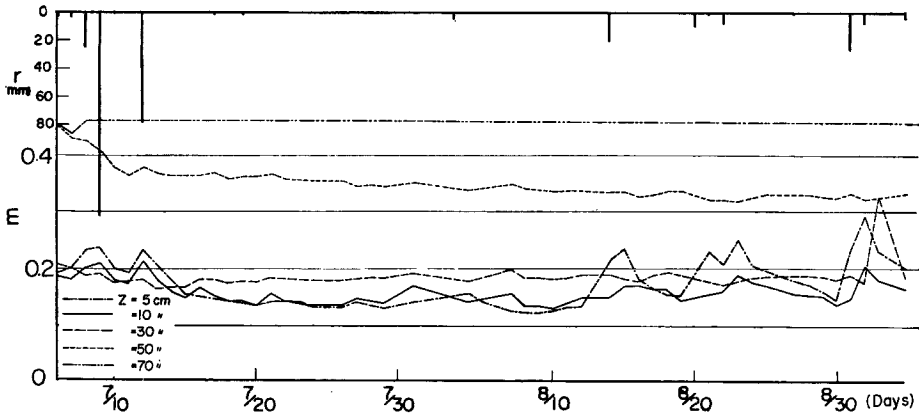


Fig. 9 Soil moisture fluctuations on lysimeter B

(3) 数値解析による土壌水分変化の検討

i) 数値解析法

Fig. 10 に示すような座標系を用いて、不飽和浸透流の基礎式を表示すると、つぎのようになる。

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial m}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \cdot \cos \theta \quad \text{.....(4)}$$

ここに、 m : 含水率 (cm^3/cm^3), t : 時間 (sec), z : 不透層からの距離 (cm), D : 土壌水分拡散係数 (cm^2/sec), K : 水分伝導度 (cm/sec), θ : 斜面こう配

ここで、基礎式(4)を無次元表示するため、次式によって変数変換する。この場合、浸透層の下部に地下水面が存在し、かつ地下水位が時間的に変動することを考慮すると、不飽和領域は時間的に変化する。そこで、不飽和領域が区間(0, 1)で表示できるよう次式を用いる。

$$\left. \begin{aligned} M_e &= \frac{m - m_0}{m_s - m_0}, \quad \tau = \frac{K_s}{l(m_s - m_0)} t, \\ \xi &= \frac{l - z}{l - H}, \quad \eta = \frac{H}{l} \\ \lambda &= \frac{D}{D_s}, \quad \kappa = \frac{K}{K_s} \end{aligned} \right\} \quad \text{.....(5)}$$

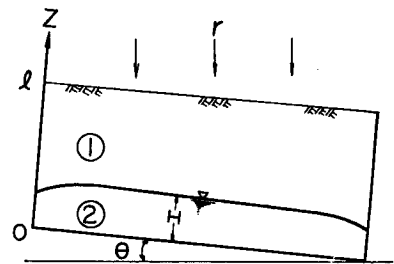
ここに、 m_s : 飽和含水率 (cm^3/cm^3), m_0 : 水分伝導度が0とみなされる含水率 (cm^3/cm^3), l : 土壌厚さ (cm), H : 地下水位 (cm) ($0 \leq H < l$), D_s : 飽和時の土壌水分拡散係数 (cm^2/sec), K_s : 飽和時の水分伝導度 (cm/sec)。これらを用いて(4)式を変換すると次式のようにになる。

$$\frac{\partial M_e}{\partial \tau} = \frac{C_s}{(1-\eta)^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\lambda \frac{\partial M_e}{\partial \xi} \right) - \frac{1}{1-\eta} \left\{ \xi \frac{\partial \eta}{\partial \tau} + \cos \theta \frac{\partial \kappa}{\partial M_e} \right\} \frac{\partial M_e}{\partial \xi} \quad \text{.....(6)}$$

$$C_s = D_s(m_s - m_0)/K_s l \quad \text{.....(7)}$$

(6)式は非線型であるため、ここでは数値解法によって検討する。この場合、初期条件、境界条件は次式によって与えられるものとする。

$$\text{初期条件: } \tau = 0, M_e = f(\xi) \quad \text{.....(8)}$$



- ① Unsaturated zone
- ② Saturated zone

Fig. 10 Co-ordinate system and symbols

境界条件：i) $\tau > 0, \xi = 0$ で $M_e < 1$ ($m < m_s$) のとき、

$$\frac{\partial M_e}{\partial \xi} \bigg|_{\xi=0} = \frac{l(1-\eta)}{D_s(m_s - m_0)\lambda} (q - K_s \cos \theta \cdot \kappa) \dots\dots\dots (9)$$

ii) $\tau > 0, \xi = 0$ で $M_e = 1$ ($m = m_s$) のとき $M_e|_{\xi=0} = 1$ (10)

iii) $\tau > 0, \xi = 1$ で $M_e|_{\xi=1} = 1$ (11)

ここに、 $f(\xi)$ ：初期土壌水分分布の値、 q ： $\xi = 0$ での降雨強度 r (mm/hr) に対応した土壌水分フラックス (cm/sec)。

さて、J. Rubin³⁾ の方法と同様な手法を用い、 $\xi = j \cdot \Delta \xi$ ($j = 1, 2, \dots, J$)、 $\tau = n \cdot \Delta \tau$ ($n = 0, 1, 2, \dots$) とし、(6) 式を差分近似すると、 $j = 2, 3, \dots, J-1$ 、 $n = 0, 1, 2, \dots$ に対し、(12) 式が成立する。

$$-P_j M_{e,j+1}^{n+1} + Q_j M_{e,j}^{n+1} - R_j M_{e,j-1}^{n+1} = S_j \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 $P_j = A_j - C_j$ 、 $Q_j = 2 + A_j + B_j$ 、 $R_j = B_j + C_j$ 、

$$A_j = \frac{\beta C_s \lambda \left(M_{e,j+1/2}^{n+1/2} \right)}{(1-\eta^n)^2}, \quad B_j = \frac{\beta C_s \lambda \left(M_{e,j-1/2}^{n+1/2} \right)}{(1-\eta^n)^2}, \quad C_j = \frac{j \cdot (\eta^n - \eta^{n-1})}{2(1-\eta^n)},$$

$$\beta = \frac{\Delta \tau}{(\Delta \xi)^2}, \quad S_j = P_j M_{e,j+1}^n + (4 - Q_j) M_{e,j}^n + R_j M_{e,j-1}^n - \frac{\beta \Delta \xi \cdot \cos \theta}{1 - \eta^n} \left\{ \kappa \left(M_{e,j+1/2}^{n+1/2} \right) - \kappa \left(M_{e,j-1/2}^{n+1/2} \right) \right\}$$

また、境界条件 (9) 式は、(13) 式で近似される。

$$-P_1 M_{e_2}^{n+1} + Q_1 M_{e_1}^{n+1} = S_1 \dots\dots\dots (13)$$

ここに、 $P_1 = A_1 - C_1$ 、 $Q_1 = 2 + A_1$ 、 $A_1 = \frac{\beta C_s \lambda \left(M_{e_1/2}^{n+1/2} \right)}{(1-\eta^n)^2}$

$$C_1 = \frac{(\eta^n - \eta^{n-1})}{2(1-\eta^n)}, \quad S_1 = P_1 M_{e_2}^n + (4 - Q_1) M_{e_1}^n - \frac{\beta \Delta \xi \cdot \cos \theta}{1 - \eta^n} \left\{ \kappa \left(M_{e_1/2}^{n+1/2} \right) - \frac{q}{K_s} \right\}$$

初期値より $M_{e_j}^0$ 、ならびに $M_{e_j}^1$ を近似値として与えれば、上述の関係式 (12)、(13)、(10)、(11) を用い、未知数 $M_{e_j}^{n+1}$ が求められる。

ii) 実験値と数値解との比較

数値計算は $\Delta t = 0.5$ (min)、 $\Delta \xi = 0.025$ 、また実験条件より、 $l = 80$ (cm)、 $H(0) = 0$ (cm) を与えて行なった。また D 、 K の値は、Fig. 4 に示す $D \sim m$ 、 $K \sim m$ の関係を用いた。

Fig. 11 は、実験 No. A-1 の場合についての実測値と数値計算値を比較して示す。計算値は10分間隔の値しか得ていないため細部については比較できないが、両者はかなりよい一致を示している。

Fig. 12 は実験 No. A-6 の場合について比較したものである。ここで、 $m = 0.20, 0.34$ に対応したそれぞれの土壌水分拡散係数 D の値を用い、 D を一定とした場合の計算結果を示す。地表面付近の土壌水分分布は、 $t = 20$ min では $D = 0.05$ とした場合の計算値に、 $t = 40$ min では $D = 10.12$ とした場合の計算値に一致するが、表層近傍を除く層では、実験値と合わない。また D を含水量の変数とした場合、分布形状は若干似ているが、実験値より過大な値を与える。

Fig. 13 は、前述のように、降雨前に地表面を 2 cm 程度攪乱し、自然降雨ならびに蒸発過程で形成された表層の土壌構造を乱した実験 No. A-7 について比較して示したものである。なお $m = 0.25, 0.34$ に対応した D の値を用いた場合の計算結果をも併示する。

D を一定とした場合の計算値は、各時刻とも実測値との差が大きく、かつ分布形状も実測値から推定されるものと一致しない。次に D を変数とした場合、土壌水分計による測定領域の特性を考慮すれば、各時刻とも、きわめて良い近似を示しているといえる。

なお、さきに用いた、 $m = 0.34$ に対応した D の値は、J. Crank¹²⁾ の与えた加重平均法によって求めたものである。

上述の結果は、実験 No. A-7 のように、全層を通じ透水性が一様とみなせるとき、前述の数値計算の

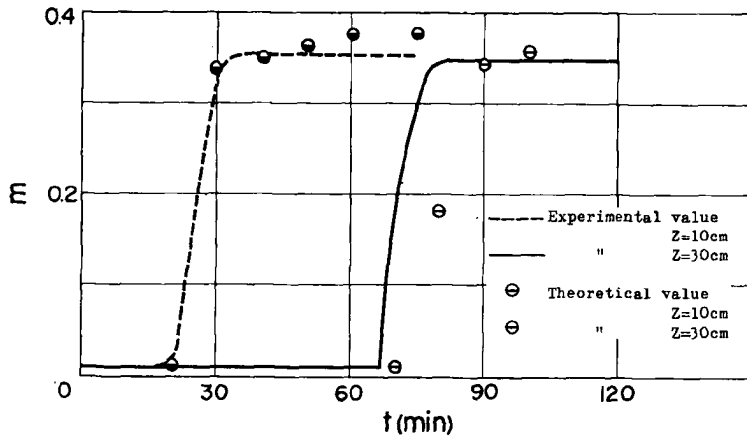


Fig. 11 Comparisons between theoretical values and experimental curves; Exp. No. A-1

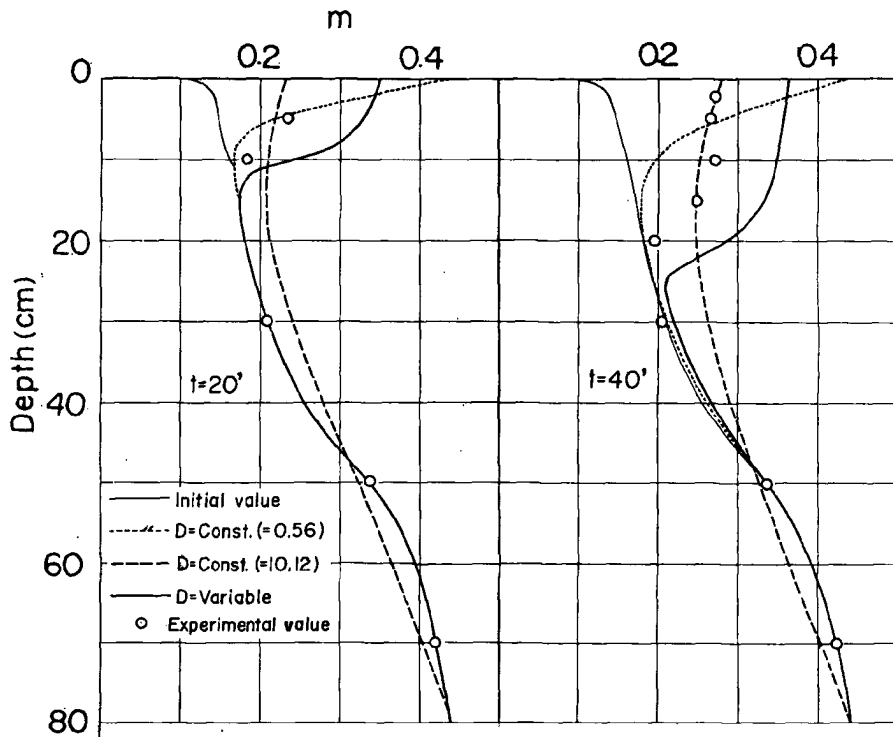


Fig. 12 Comparison between theoretical values and experimental curves; Exp. No. A-6

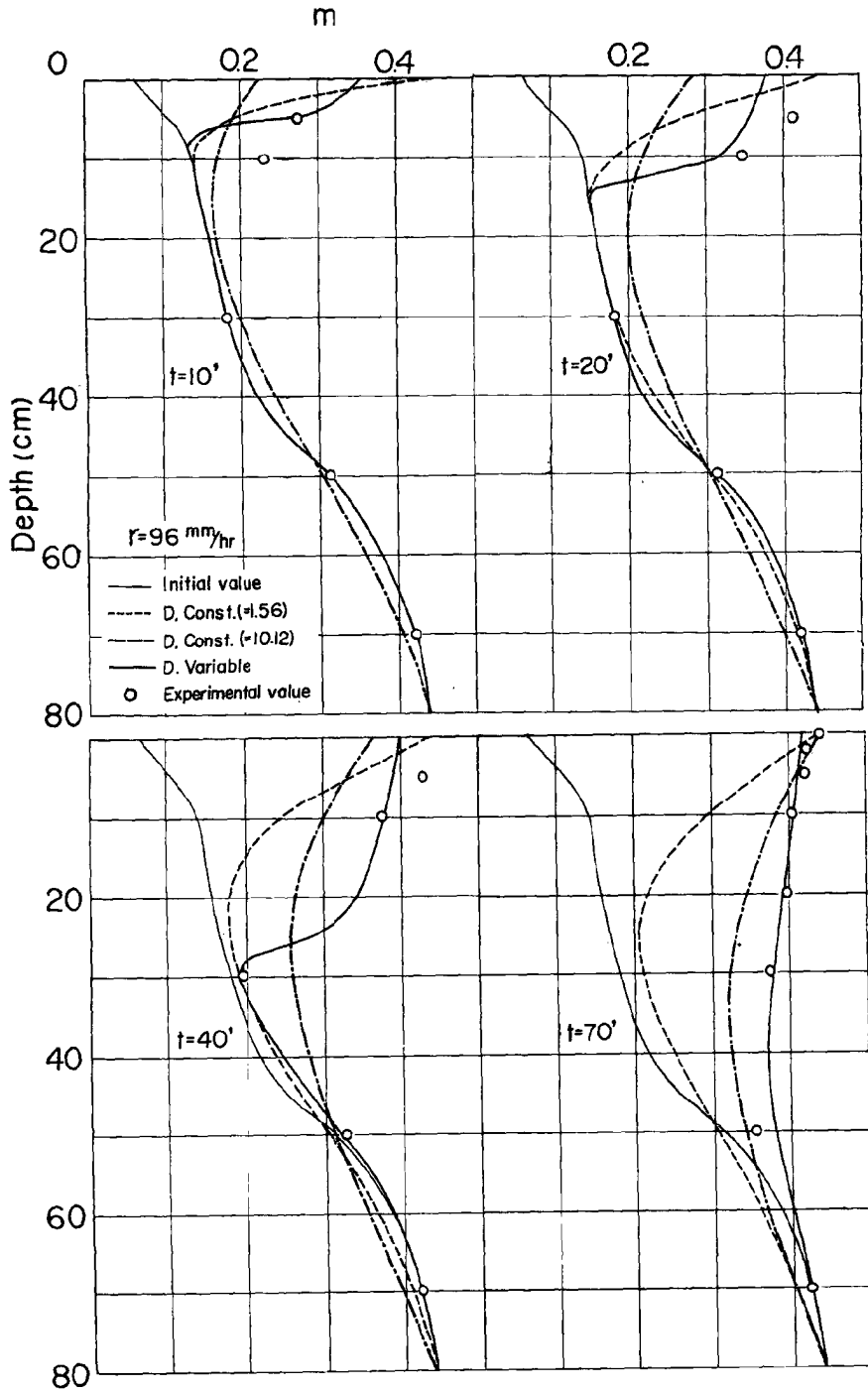


Fig. 13 Comparison between theoretical values and experimental curve; Exp. No. A-7

妥当性を示すものと考えられる。

また一般に裸地においては降雨時、雨滴の衝撃、あるいは蒸発過程の繰りかえしによって地表面の土壌構造がそれぞれの土性に依じて安定化してゆくとき、地表面近くに被膜層が形成され、このため透水性は徐々に変化する傾向がみられる。すなわち、土壌表面の構造がいったん破壊されて、土壌粒子の再配列が行なわれる。こうした作用によって相対的に透水性を著しく低下させる被膜層が形成されると考えられる。

本実験に用いた土壌においても地表面にそのような被膜層が形成された。とくにA砂よりも粘土成分の多いB砂に顕著に見られた。

実験 No. A-6 のように、上述の被膜層により浸入量が規制された状態では、上述の数値計算値が過大な分布を与えたことはむしろ当然といえる。

こうした雨滴の衝撃作用による透水性の低下については、D. S. McIntyre¹³⁾、Kamil Sor¹⁴⁾らの研究があり、表面に形成される被膜は 0.1 mm 程度、また透水性の低くなる表層厚さは 1.5~2.5 cm であると報告されている。また降雨強度が増大するほど、透水性が減少することを認めている。したがって、このような表面効果を考えるには、降雨エネルギー、土性等を考慮した実験的考察が必要となる。

5. あ と が き

以上、雨水の浸入量と土壌水分の消長とに関して実験的に考察するとともに、これに若干の理論的考察を加えたが、それらの結果を要約するとつぎの通りである。

本実験に用いた誘電式土壌水分計はそのキャリブレーションカーブにおいていくらかばらつきがあり、さらに詳細な補正を行なう必要があるが、水分変化に対する即応性、あるいは測定範囲が広いことなどから、本実験にとって有用であった。

本実験は、緩こう配、裸地状態とする砂槽を用い、各種の人工降雨を与えた場合の表面流出量、土壌水分、地下水位を測定した。それらをもとにして得られた結果を要約すると以下のとおりである。

同一土壌における雨水の浸入量は、降雨強度が異なるとき、一定の値とならないようである。その原因として、降雨エネルギー、土性、地表面の土壌構造などが考えられるが、顕著な現象として、とくに地表面近傍に透水性の低い被膜層の形成が観察された。

この被膜層の形成過程については詳細な検討はできなかったが、このような被膜層が存在しない状態では、土中の水分分布の変化は、土壌水分拡散係数、水分伝導度を含水量の関数として理論的に取扱うことができるように考えられる。ここでは、これに関する実験データが少なかったので、今後さらに多くの実験結果から詳細な検討を進め確証を得たい。

一方、被膜の存在する状態について行なった実験結果からは、土壌水分分布が過渡状態にあるにもかかわらず、浸透能はほとんど定常値に達し、その値は実験ケースごとに異なる結果を得た。この点に関しては、表層における透水性の低下、初期土壌水分分布、土壌間隙圧ならびに封入空気等に関する評価といった面から、今後、実験的、理論的に考究したい。

最後に、本実験および整理に際して多くの労をかけた工学部学生垣尾忠彦君に感謝する。

参 考 文 献

- 1) 石原藤次郎, 石原安雄: 出水解析に関する最近の進歩——由良川を中心として——, 京大防災研究所年報第5号B (昭37.9) pp.33—58
- 2) Philip, J. R.; The theory of infiltration, Soil Science, (1) Vol.83, 1957, pp.345—357.
(2) Vol.83, 1957, pp.435—448. (3) Vol. 84, 1957, pp.163—178. (4) Vol.84, 1957, pp.257—264. (5) Vol.84, 1957, pp.329—339. (6) Vol.85, 1957, pp.278—286. (7) Vol.85, 1957, pp.333—357.
- 3) Rubin, J., Steinhart, R.; Soil water relation during rain infiltration: I Theory. Soil

- Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.27 (1963) pp.246—251.
- 4) Gupta, R. P., Staple, W.J.; Infiltration into vertical columns of soil under a small positive head, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.28 (1964) pp.729—732
 - 5) Childs, E. C., Collis-George, N.; The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. A201 (1950), pp.392—405.
 - 6) Youngs, E. G.; Moisture profiles during vertical infiltration. Soil Sci. Vol.84 (1957) pp.283—290
 - 7) たとえば Whisler, F.D., Klute, A.; The numerical analysis of infiltration, considering hysteresis, into a vertical soil column at equilibrium under gravity Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.29 (1965) pp.489—494.
 - 8) Bruce, R.R., Klute, A.; The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.20 (1956) pp.458—462.
 - 9) Gardner, W.R.; Diffusivity of soil water during sorption as affected by temperature. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.23 (1959) pp.406—407.
 - 10) Gardner, W.R., Mayhugh, M.S.; Solution and tests of the diffusion equation for the movement of water in soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.22 (1958) pp.197—201.
 - 11) Rubin, J., Steinhardt, R., and Reiniger, P.; Soil water relations during rain infiltration: II. Moisture content profiles during rain of low intensities. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.28 (1964) pp.1—5.
 - 12) Crank, J.; Mathematics of Diffusion. Oxford Press, London 1956 pp.256
 - 13) McIntyre, D.S.; Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. Soil Sci. Vol.85 (1958) pp. 158—189.
 - 14) Kamil Sor, Bertrand, A.R.; Effects of rainfall energy on the permeability of soils, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol.26 (1962) pp.293—297.