

裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出 (1)

—傾斜ライシメータと土壌特性—

岡 太郎・角 屋 睦

RAINFALL INFILTRATION AND GROUNDWATER RUNOFF IN BARE SLOPE (1)

—Slope Lysimeter and Soil Characteristics—

By *Taro OKA* and *Mutsumi KADOYA*

Synopsis

In order to investigate basically the processes of rainfall infiltration, surface and groundwater runoff in connection with soil moisture behaviour, a slope lysimeter was constructed in 1970. This paper describes the detail of the lysimeter equipments, the physical characteristics of soil filled up in the lysimeter.

The lysimeter has four containers of 7.0 m in length, 1.45 m in width, 1.7 m in depth and 5% in slope. Two kinds of sandy soil have been filled up in two blocks, each of which is composed of two containers. The physical characteristics relating to soil moisture movement were measured by special apparatuses designed by the authors.

Hydrological observations have been carried on under the bare slope and natural meteorological conditions since July, 1971.

1. ま え が き

雨水流出解析法については、これまでに多くの研究があり、実用化されているが、その基礎となるべき短期および長期流出に対する有効降雨の推定、換言すれば流域の雨水保留特性、地下水流出機構について本質的な研究はなく、ほとんど未解明の状態にあるといっても過言ではない。これらは問題が複雑であって、これらの現象に関与する要素がきわめて多く、かつこれらのいくつかについては調査・測定が困難であり十分な資料が得られていないことが主因であると思われる。この種の問題にアプローチする一つの試みとして、われわれは自然流域に比べて現象の観察測定が比較的容易であり、また対象領域の土層・土質条件を研究目的に合せて選ぶことが可能な傾斜ライシメータを設置し、斜面域における雨水の保留・蒸発損失・表面流生起・雨水の浸入と地下水流出などの一連の流出現象の解明のため、自然の降雨・蒸発条件下の観測研究を行っている。ここではその第1報として、傾斜ライシメータの構造・性能、充填土壌特性および一部の観測結果を示すとともに、これらについて考察し、今後の研究の方向を検討する。

2. 傾斜ライシメータ

2.1 構造

自然の降雨・蒸発条件下で表面流出・地下水流出量を高精度に測定し、流出に及ぼす地下水および土壌水分の影響を吟味できるようにするためには、かなり大型かつ複数個の土壌槽を有する傾斜ライシメータを必要とする。こういった条件を考慮してわれわれが設置した傾斜ライシメータ (**Photo. 1, Fig. 1**) の概要を **Fig. 1** の記号と合わせて説明すると以下のようである。

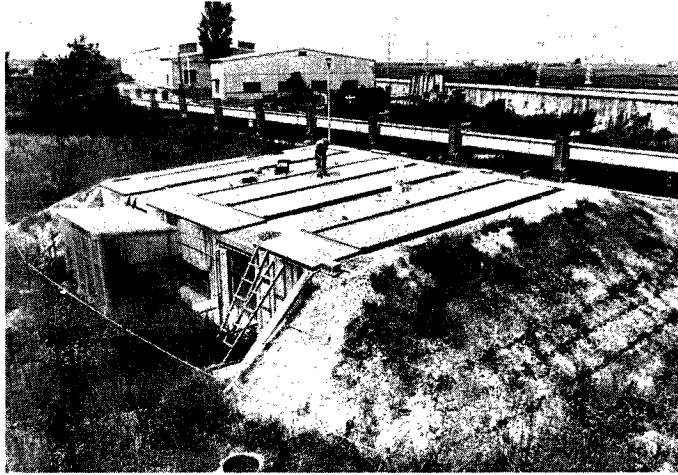


Photo 1 Slope lysimeter.

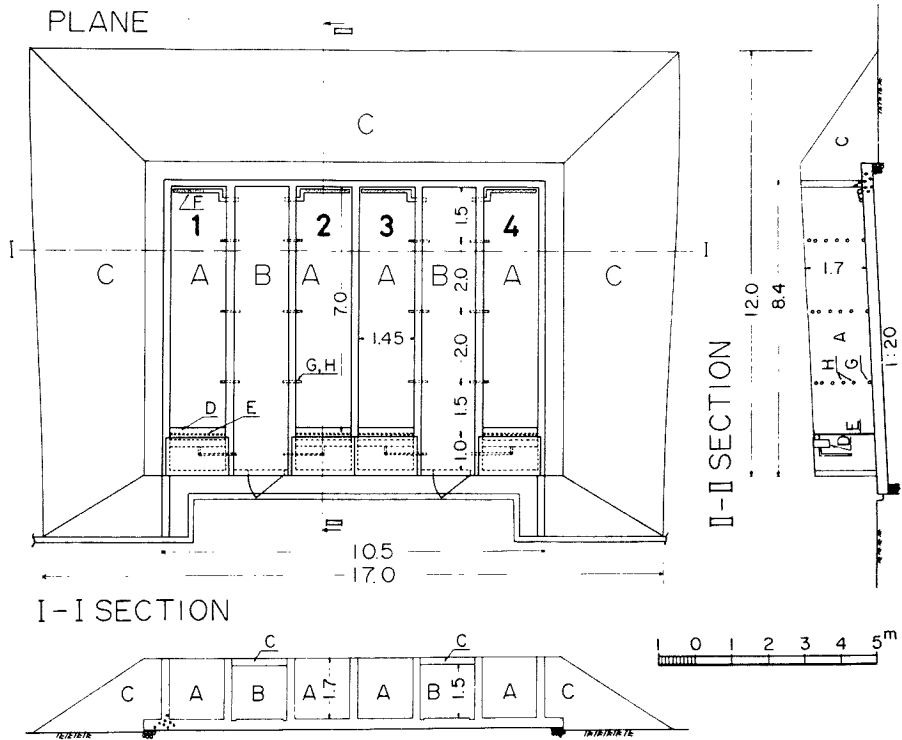


Fig. 1 Plain and profile views of slope lysimeter.

(1) 土壤槽：A

傾斜ライシメータは長さ 7.0 m, 幅 1.45 m, 深さ 1.7 m, 勾配 1/20 の 4 連のコンクリート製土壤槽を有し, その斜面は南東を向いている。各土壤槽の下流端には地下水水位制御, および表面流取水などのため水槽が併設され, 土壤槽との境界はスクリーン(E)で仕切られている。なお, 土壤槽と併設水槽はコンクリート打設後ア

スファルト防水，モルタル仕上げが施され，漏水は完全に防止されている。また併設水槽部は鉄骨・アルミ板張りのカバーが取り付けられ，対象領域外からの降雨の侵入を防いでいる。

(2) 監査路：B

地下水位の制御・測定および各種測定器配置の便宜上，土壤槽間に二連の監査路を設置してある。

(3) 周辺盛土部：C

土壤槽・監査路の外側三方および監査路屋根の部分は土壤槽に及ぼす外界の種々の影響を最小限に押さえるように，盛土され，その斜面にはウィピングラブグラスが植えられている。

(4) 表面流取水装置：D

地表面を流下する雨水を正常に採取・測定することはかなりむずかしいとされている。ここでは種々検討の結果，土壤表面に沿わせて下流端から 35 cm の区間ライシメータ幅いっぱい厚さ 1 mm の鉄板を敷き，その先端を 10 cm 折曲げて地中へ埋設し，土壤表面を流下する雨水をこの鉄板上に誘導する方法を採用した。この装置を設置した当初は鉄板と土壤がなじまず表面流の分離取水が十分行なえなかったが，10ヶ月放置後観測を始めた時点では鉄板上に流亡土砂が滞積した状態にあり，ほとんど問題なく表面流の分離取水ができていたといえる。

(5) スクリーン：E

土壤槽の下流端にはスクリーンを設置したが，土壤中のシルト・粘土成分の流亡が心配されたので，スクリーン上流面に礫・砂よりなるフィルターを設置した。

(6) 地下水供給装置：F

地下水位の制御用として，土壤槽上流端下部に直径 10 cm の穴あき鉄管を設置し，監査路から土壤中へ給排水が行なえるようにしてある。なおこの鉄管周辺にもフィルタを設けてある。

(7) 地下水位測定用パイプ：G

地下水位を取り出すため，直径 6 cm の穴あき塩化ビニール管が土壤槽底部の Fig. 1 に示す位置に設置され，マンメータへ連結されている。このパイプ周辺にもフィルタを設けてある。

(8) テンシオメータ設置用パイプ：H

土壤水分の測定のためとりあえず土壤の充填と併行してテンシオメータを埋設することにした。テンシオメータの受感部である porous cup および導水管は土壤表面から垂直に埋設されるのが普通であるが，ここでは土壤表面に異物を置かないという方針に従い，これらを水平に埋設し，Fig. 1 のテンシオメータ設置用パイプをとおり，土壤水分吸引水頭をマンメータに取り出している。なお porous cup の埋設位置は土壤表面から 10, 30, 60, 90, 120 cm の深さであり，各土壤槽とも 3 列である。

2.2 供試土とその充填

この傾斜ライシメータには比較実験のため 2 種類の土壤を充填することにしたが，充填用，補充用，実験用の供試土として，ほぼ 1 種につき 50 m³ の土を確保する必要があった。このように大量の同質の土が確保でき，希望する透水係数を有し，その上充填が容易であることなどを考慮して，京都府城陽市青谷の山砂利採取場の山土（まさ土），およびこれより透水係数を 1 桁大きくするため，同じ山土から分離生産される建築用砂を一部混合することにした。予備実験の結果，混合土の割合は，重量比で山土と砂をほぼ 2 : 1 と定めた。これらのうち，山土は Fig. 1 に示される右側の 2 連，混合土は左側の 2 連の土壤槽にそれぞれ次の要領で充填された。

まず，供試土を厚さ 6~7 cm に一様に敷詰め，その上を直径 22 cm，巾 38.5 cm，重量 58.5 kg のローラを用いてできるだけ締固め，細部は重量 2.5 kg，3.5 kg のいわゆるタコを用いて突固めた。このようにして十分締固めた後，次の土壤となじますため，数 cm の表層をレーキで掘起した後，次の供試土を敷詰めた。混合土の充填では，充填量がきわめて多く一度一度計量・混合を行うことは不可能に近い状態にあったので，スコップによる投入回数で混合比をあわせ，数段のベルトコンベヤで搬入し，敷詰める際よく混合するという方法を採用した。混合結果はやや砂の割合が少なかったが，十分一様に充填できたと考えている。

2.3 観測項目

観測研究の第1段階として、各土壌槽共裸地斜面とし、下流端の地下水位を40 cmに保ち、土壌充填後ほぼ10ヶ月間放置した後1971年4月から次の項目の観測を開始した。

(1) 降雨量：受水部口径20 cm、1転倒0.5 mmの転倒ます型隔測自記雨量計をライシメータほぼ中央に設置した。

(2) 表面流出量：雨水薄層流を表面流取水装置で分離後、集水タンクに導入して流亡土砂を沈殿させた後、1転倒200 ccもしくは500 ccの転倒ます型流量計に導びき計測を行っている。ただし、この集水タンクをあふれる場合もあったので、その後200 cc転倒ますを用いた計測分についてはそれぞれに100 cc転倒ますを補強して観測している。

(3) 地下水流出量：これは1転倒50 cc(1個)、100 cc(3個)の転倒ます型流量計を用いて観測している。なお、記録部としては、はじめ7日巻自記電接計数器と六要素電接計数器を併用していたが、精度上問題があるので1971年6月から2台の六要素電接計数器(紙送り速度18 mm/hr)を用い実用上十分な精度で観測記録している。

(4) 地下水位：地下水位測定用パイプで取り出された地下水は監査路内の内径10 mmのガラス管製マンメータに導かれているが、観測精度上ガラス管の内径を大きくすることができないため、連続記録する適当な方法がなく、スケールを用いて適宜直読する方法で計測している。

(5) その他：計測器の開発・整備が遅れているため、測定結果の比較検討にはまだ若干の時間を要するが、土壌水分の消長をテンシオメータ、中性子水分計、容量式水分計等を用いて随時観測している。

なお、計器蒸発量として、口径120 cmの大型蒸発計、口径20 cmの蒸発計および口径109.8 cmのコンクリート製水槽を用いてライシメータ付近の気象観測用露場で観測を行っている。

土壌槽の表面は1/20の勾配で傾斜しており、これまでの観測期間中に風雨による面状侵食が発生している。これは量的には大きくないが、表面の土壌構造に変化をもたらし、表面流生起にかなり影響を与えているようである。現在、この土壌構造の変化を定量的にとらえる手法は見出せないため、特別な計測は行っていないが、水準測量により侵食量を推定する作業は随時行っている。

3. 充填土の物理特性

ライシメータ充填土の山土と混合土をそれぞれ sample A, sample B と呼称することにし、ここではこれらの一般的な土壌物理特性を示す。

3.1 粒度分布・比重・間隙率・透水係数

Fig. 2 に sample A, B の粒度分布を示す。この図から、両者共きわめて砂質成分に富んでおり、シルト以下の成分は少なく、砂土に相当することが認められる。両者を比較すると、粗砂に相当する成分は sample A で59.9%、sample B で73.9%であり、sample B は砂の混合の影響が顕著である。ただし、粘土・シルト成分の存在を無視することはできず、適当に水を加えこねると粘着性を帯びてくるなど、土壌物理特性に与える影響は少なくない。

比重試験の結果、sample A, B とも比重は2.62であった。

充填後サンプリングを行い間隙率を測定したところ、sample A の土壌槽では0.38、sample B では0.37であった。

なお、室内試験により透水係数を測定したところ、結果にはかなりのばらつきがあるが、平均値は sample A で0.002 cm/sec、sample B で0.006 cm/sec であった。一方土壌槽にていわゆる現場透水試験を行った結果によると、sample A で0.01 cm/sec、sample B で0.06 cm/sec と、室内実験のものと大差がみられた。これは、土壌槽の下部に地下水位測定用パイプ、下流端にはスクリーン、および上流端には地下水供給用パイプが埋設され、それぞれの周囲に砂礫フィルタ施工されていることが、この差をもたらしたものと考えられる。

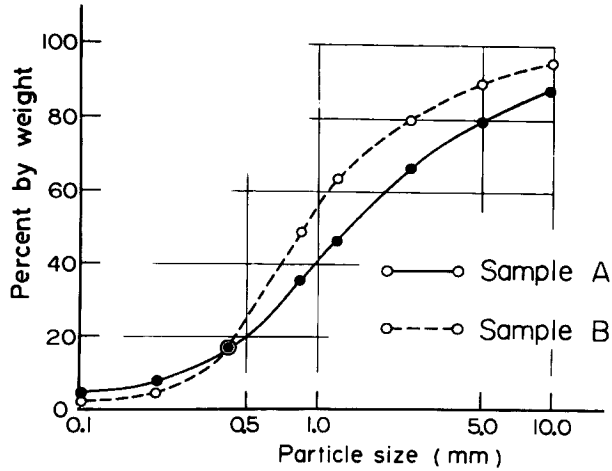


Fig. 2 Particle-size distributions of soil filled up in containers of lysimeter.

3.2 土壤水分に関する諸特性

さて、雨水の浸潤流下を究明するためには土壤水分の消長を無視して議論することはできない。ライシメータの充填土は極端な粘質土や有機物などを含んでいないから、土壤水分に作用する力は重力と毛管力とみなしてよく、土壤水分の消長を定量的に議論するには拡散理論の適用が可能であると考えられる。ここでは、この理論で用いる土壤水分定数に関する実験・試験方法とその結果の概要を示す。

(1) 毛管水分曲線¹⁾

毛管水分曲線すなわち土壤水分吸引力と土壤水分量との関係を決定する方法には、吸引板法、遠心法、土柱法などがあるが、ここでは、実験期間に長時間を要するため適用に限界はあるが、土壌と土壤水を自然の状態に保持することができ、実験に特別大がかりな設備を要しないという利点を有する土柱法を採用した。

ここで使用した器具および実験手法は次のとおりである。まず、採土が可能なように、縦割りした内径 10 cm、長さ 210 cm の塩化ビニール管、および内径 10 cm、長さ 9.5 cm の輪切り状のものを 10 個つないだ塩化

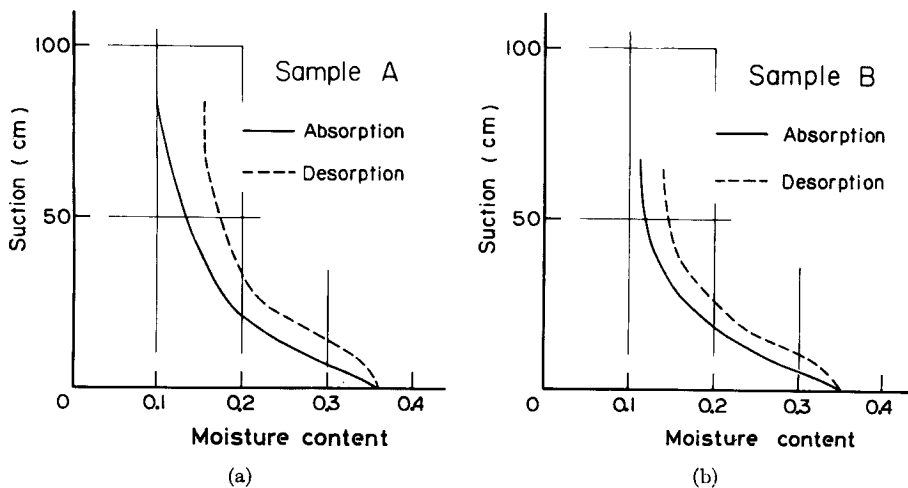


Fig. 3 Relationships between soil suction head and soil moisture content.

ビニール管を準備し、これらに試料を充填する。この土壌柱を垂直に立て一端を一定水位の水槽に一定期間浸した後、この土柱を解体して所定の位置の土壌を採土し含水比を測定する。なおこの方法は土壌水分移動が停止するまで長時間放置するのが好ましいが、ここではとりあえずこの期間を30日とした。また、毛管水分曲線は吸収・排水過程でヒステリシスを呈することが知られているため、両過程の実験を行った。吸収過程の実験では気乾状態の試料を充填した後、そのまま下端を水に浸して自然吸水を開始し、排水過程の実験では土壌柱の下端から徐々に水を供給し、上端に水面が現れた時をもって飽和状態に達したとみなし、その後排水を開始するという手法を採用した。このようにして求めた、sample A, B の毛管水分曲線を Fig. 3(a), (b) に示す。

Fig. 3 の曲線はいずれも、土壌水分吸引水頭の上昇に伴い土壌水分量は急激に減少するという砂土の特性を示している。また両者とも顕著なヒステリシスを示しているが、その程度は sample A の方が B より若干大きい。なおこの実験ではかなり長い土壌柱を準備していたが、吸収過程の実験では、ほぼ水面上 100 cm のところで wetting front を形成し、これが遅々として上昇せず、定常状態に達するにはなおかなりの時間を必要とするようであった。Fig. 3 にはまず信頼できる範囲の曲線を示してある。

(2) 土壌水分拡散係数

不飽和浸透流の基礎方程式²⁾は、(1)式で表される不飽和領域にまで拡張された Darcy 則と(2)式の連続方程式より誘導される(3)式である。水平方向のみの土壌水分移動を取扱う際には、重力項が無視され(4)式となる。

$$q = -k(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \dots\dots\dots(1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \dots\dots\dots(2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} \dots\dots\dots(3)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \dots\dots\dots(4)$$

ここで、 θ : 体積含水率表示の土壌水分量 (cm³/cm³)

$D(\theta)$: 土壌水分拡散係数 (cm²/sec)

$k(\theta)$: 不飽和透水係数 (cm/sec)

ψ : 土壌水分吸引水頭 (cm)

q : 単位面積当りの土壌水分移動量 (cm³/sec/cm²)

z : 縦座標 (下向きを正とする) (cm)

x : 水平座標 (cm)

t : 時間 (sec)

なお、 $D(\theta)$ と $k(\theta)$ とは(5)式の関係にある。

$$D(\theta) = k(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \dots\dots\dots(5)$$

(3)式あるいは(4)式を解くには、まず $D(\theta)$ を決定する必要がある。 $D(\theta)$ の決定方法としては (a) W. R. Gardner による加圧板法³⁾, (b) R. R. Bruce と A. Klute による吸引板法⁴⁾ および (c) 拡散データを用いる方法⁵⁾ などがある。本来、 $D(\theta)$ はヒステリシスを有し、排水過程と吸収過程で異なる曲線を示すが、(a), (b) の方法は排水過程にしか適用できず、実験装置も複雑であるから適用範囲もおのずと限定される。(c) の方法は吸収過程にしか適用できないが、土柱法により毛管水分曲線を求める場合と同様な利点を有し、実験装置・手法も比較的簡単で実用的であると考えられるので、ここではこの方法により $D(\theta)$ を決定することにした。

1) 土壌水分拡散係数決定理論

(4)式を(6)式の関係を用いて Boltzmann 変換すると、(7)式を得る。

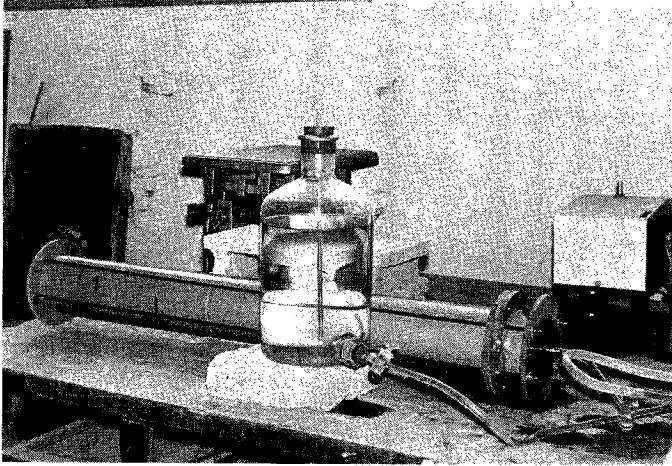


Photo 2 Experimental apparatus for soil moisture diffusivity.

$$\lambda = x t^{-\frac{1}{2}} \dots \dots \dots (6)$$

$$-\frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left(D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \right) \dots \dots \dots (7)$$

いま、

$$x > 0, t = 0 \text{ で } \theta = \theta_i \dots \dots \dots (8)$$

$$x = 0, t > 0 \text{ で } \theta = \theta_s \dots \dots \dots (9)$$

ここで θ_i : 初期土壌水分量

θ_s : 飽和土壌水分量

とおき、(7)式を λ に関して積分すると次式を得る。

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \left(\frac{d\lambda}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta} \lambda d\theta \dots \dots \dots (10)$$

これに(6)式を代入すると次式を得る。

$$D(\theta) = -\frac{1}{2t} \left(\frac{dx}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta} x d\theta \dots \dots \dots (11)$$

この式に、実験により得られた時間 t における $\theta \sim x$ 曲線を与えると、 $D(\theta)$ が計算できる。

2) 実験装置と手順

Photo. 2 に実験装置を示す。(9)式の条件を十分満足させるためには、土壌柱の太さに限界があるが、ここでは内径 10 cm の塩化ビニール管に試料を充填し土壌柱とした。なお、これは長さ 9.5 cm に分割可能なようにしてある。

この場合の実験手順は次のとおりである。

(i) 気乾状態の試料をできるだけ一様に充填し、その時の全充填試料の重量、体積を測定するとともに、試料の一部を採取して θ_i を決定する。

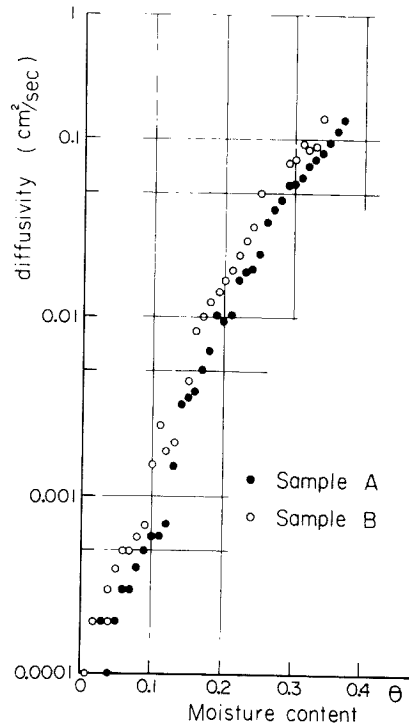


Fig. 4 Relationships between soil water diffusivity and soil moisture content.

(ii) マリOTT装置の給水口を土壌柱に接続し、給水を行う。

(iii) 希望する時間放置した後、この土壌柱を解体し、所定の場所から採土し、炉乾燥して体積含水率を求める。

(iv) 比重・初期土壌水分量 (θ_i) を用いて、充填密度を計算し、ライシメータ充填密度とあまり差がない場合のみ有意な実験とみなして、 $\theta \sim x$ 曲線を描く。ここで全体的な充填密度が一致していても、極部的な不一致があれば $\theta \sim x$ 曲線が波状を呈するので、この場合は棄却する。

(v) $\theta \sim x$ 曲線を用いて(11)式により $D(\theta)$ を計算する。

3) 実験結果

この実験では、試料の充填のむずかしさと採土時の水分測定誤差などのため、かなりばらつきがあるが、これまで行った多数のデータよりもっとも適当と思える拡散係数と土壌水分量との関係を Fig. 4 に示す。

(3) 不飽和透水係数

不飽和透水係数は $D \sim \theta$ 曲線と $\psi \sim \theta$ 曲線を用いて、(5)式により計算しうる。Fig. 5(a), (b) には、それぞれ sample A, B について求めた $k \sim \theta$ 曲線を図示してある。この方法は2段階の実験を経て $k(\theta)$ を決定する間接的な方法であり、実験誤差が生じやすいなどいくつかの欠点を有している。これらを補うため、Fig. 6 に示す実験装置を用い次のようにして直接的に $k(\theta)$ を決定することを試みた。

1) 実験装置

実験装置は、Fig. 6 に示すように内径 30 cm、長さ 66 cm の有底の塩化ビニール管で作られた土壌槽とそ

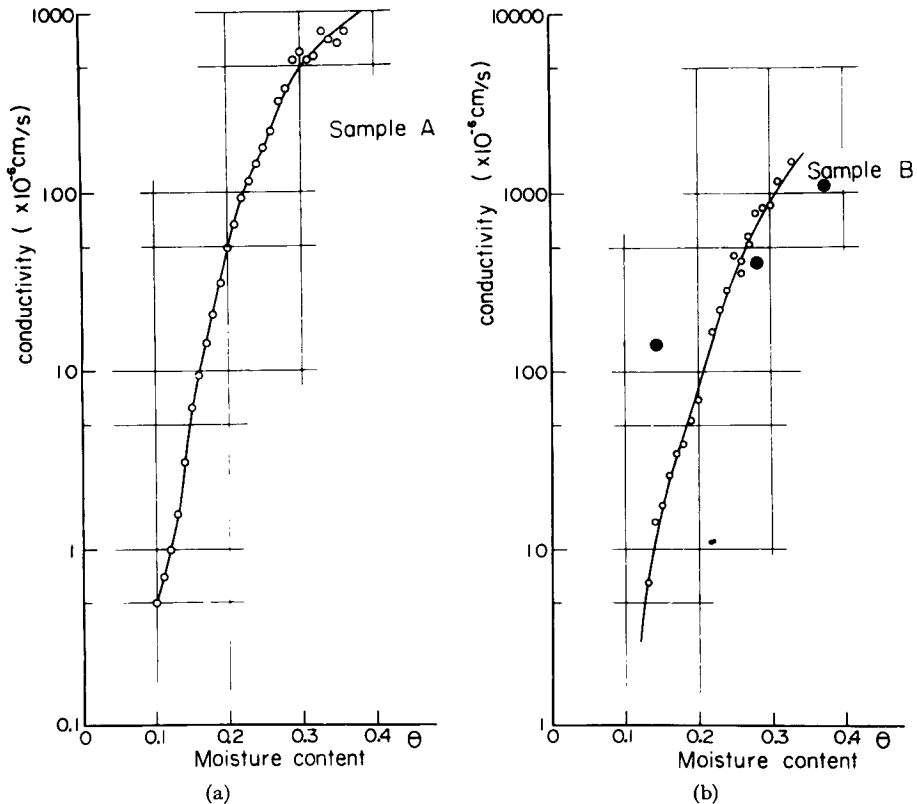


Fig. 5 Relationships between unsaturated conductivity and soil moisture content. Solid circles represent the conductivity determined from the steady flow test.

の上部に付属する水供給部よりなる。土壌槽の下部には排水口があり、底から 17 cm, その上 3 cm の部分にそれぞれ礫と砂が充填されフィルタを形成している。試料はその上 40 cm の部分に一樣に充填し、その部分の θ を ^{30}mCi の Am-Be を線源とする中性子水分計また ψ をテンシオメータで測定した。水供給部は定流量供給装置および底に多数の注射針を取りつけた水槽よりなり、土壌表面に一樣に雨滴状態の水を供給することができるようになっている。

2) 実験方法

前実験と同様にして試料を充填した後、一定流量で水を供給する。かなりの時間を必要とするが、供給水量と排出水量が等しくなり、かつ 2 個のテンシオメータで測定される ψ が等しくなったとき、定常状態に達したとみなし、中性子水分計を用いて土壌水分を測定する。このとき測定される q は、(1)式において $\partial\psi/\partial z=0$ であるから、 k に一致している。このようにして直接的に不飽和透水係数と土壌水分量との関係が求められる。この方法によると、 q を増加の方向で実験を行えば吸収過程の曲線が得られ、 q を減少の方向で実験を行えば排水過程の曲線が得られる。

3) 実験結果と考察

砂の成分が多く透水性が良いと考えられる sample B について実験を行った結果を **Fig. 5** に併示してある。これら 3 点の測定値を得るのに 11 日を要したが、精度上は十分でないかもしれない。すなわち、この実験では $1\text{ cm}^3/\text{sec}$ 以下の微流量を長時間連続して供給する必要があるが、水道水中の溶解空気が分離して実験器具のいたるところに泡状に付着し、通水を妨げるなど供給水の流量制御に多くの問題がある。このため実験期間中の流量変動がかなりあり、吸収・排水過程が混在する状態で実験が続けられたことになる。

このように、この方法は、実験に長時間を要し、供試土が限定され、供給水の制御および土壌水分の測定な

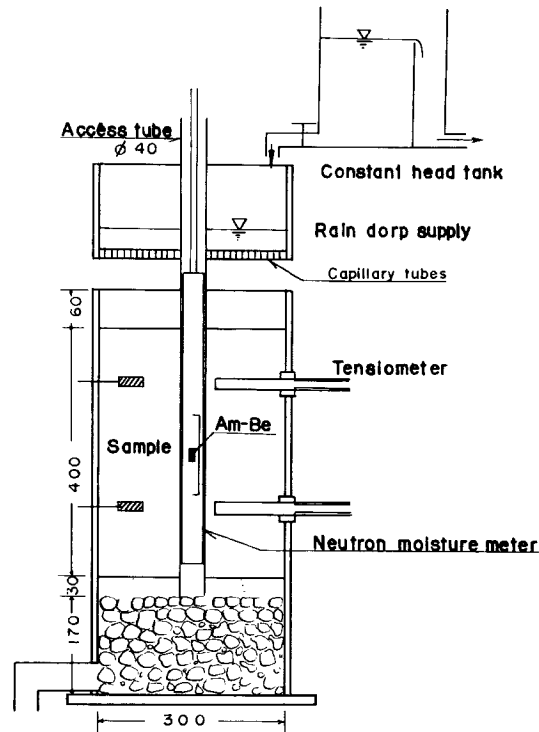


Fig. 6 Experimental apparatus for unsaturated conductivity.

どに問題はあるが、吸収・排水両過程に適用でき、 $\psi-\theta$ 曲線を同時に決定しうるなどの利点を有しているため、今後装置を改良し、実験を継続して行うとともに、適用上の限界等を明らかにするつもりである。

4. 観測結果とその考察

土壌の充填後はほぼ10ヶ月放置した後、1971年4月から裸地斜面状態の観測を開始したが、はじめ地下水水位が安定せず本格的な観測資料は同年7月から得られている。なお **Photo. 1** および **Fig. 1** に示す4連の土壌槽に左から番号を付し、これらの名称として用いることにする。すなわち、ライシメータ1, 2は混合土、3, 4は山土である。

Fig. 7 に1971年7月から5ヶ月間の日雨量と表面流出量を示すが、表面流出量はライシメータ1, 2に比べてライシメータ3, 4の方が若干大きく、透水性の良い混合土では浸透する量が多く表面流となる成分は少ない。この図からは詳細な検討は行いにくいだが、表面流出量は一雨総雨量ないし日雨量とはあまり関与せず、短時間の降雨強度に強く影響されることが観察される。なお試料の透水係数からは、表面流が生起するためにはかなり大きな降雨強度を要すると予想されるが、2 mm/hr 程度の降雨で表面流が生起したこともあり、土壌表面には難透水性皮膜が形成されたようである。

Fig. 8 にライシメータ1, 4における地下水流出量を示す。この図から表面流出量とは逆に、地下水流出量はライシメータ4にくらべてライシメータ1の方が若干大きい。地下水流出低減部に着目すると、この曲線は一本の指数曲線とはみなされず、地下水流出ピーク付近の低減率は、数日後の低減曲線のそれよりかなり大き

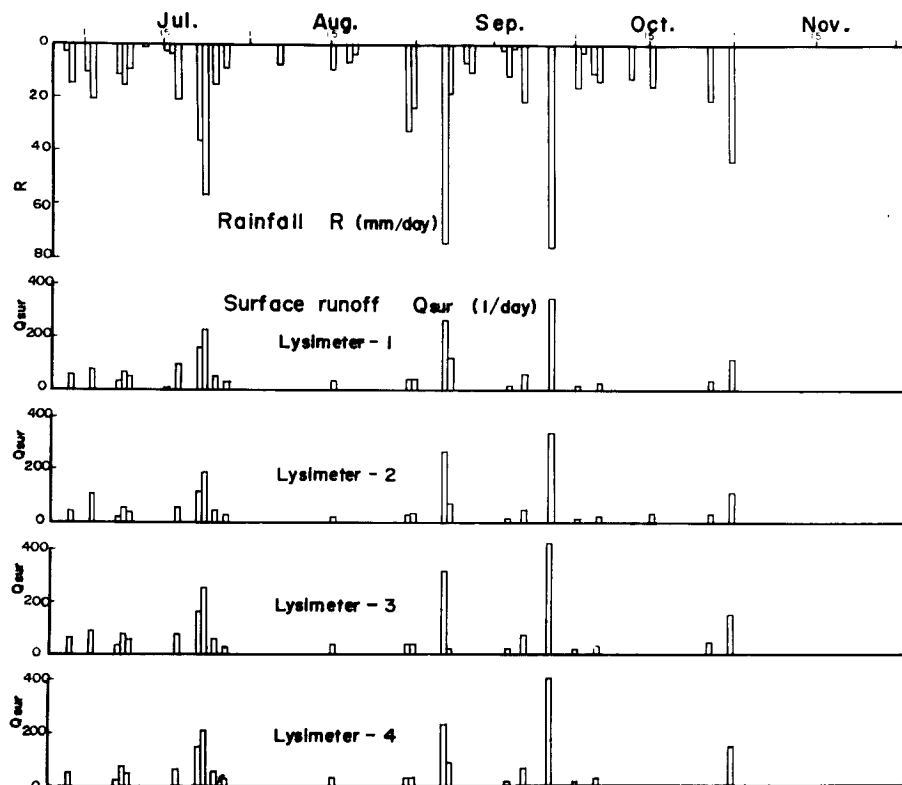


Fig. 7 Daily rainfall and surface runoff.

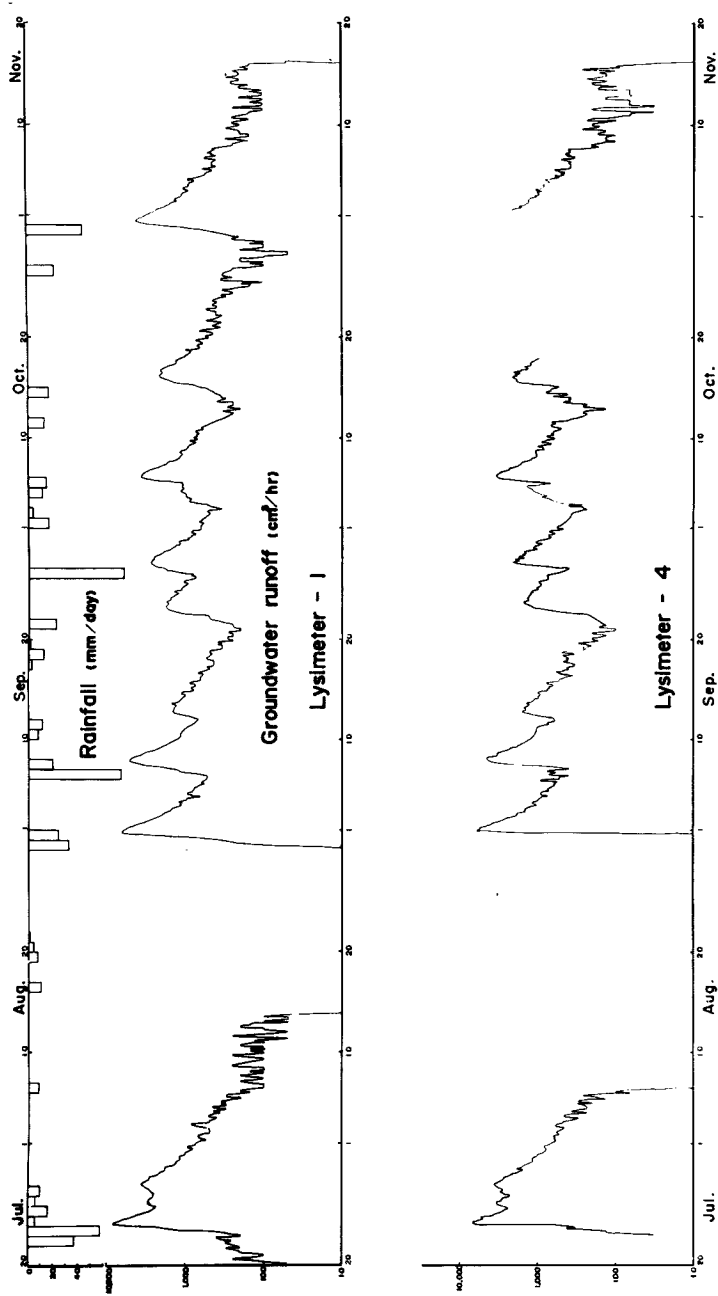


Fig. 8 Hydrographs of groundwater runoff discharge.

いことが観察される。また地下水流出のピークは降雨開始後1.5～2.0日に現われ、その大きさは日雨量に比例せず、ある程度の降雨強度がある場合にはその継続時間が長いほど、増大することが認められる。すなわち9月26日と10月1日から5日間の地下水流出量について比較すると、9月26日(76 mm)の降雨に比べ10月1～5日(43.5 mm)の降雨は約6割であるにもかかわらず地下水流出ピーク流量は1.3倍になっている。この理由は、9月26日14～16時の3時間に57.0 mmの降雨が集中したが、その大部分が表面流として流出し、一方10月1～5日の降雨の最大強度はせいぜい3 mm/hrであり、そのほとんどが地中に浸透したためと考えられる。

ライシメータ1において、8月30日～11月20日の期間の水収支を計算すると、全降雨量416.5 mmに対し、表面流出量75.7 mm、地下水流出量199.1 mmであり、比率ではそれぞれ18.2%、47.8%、その他蒸発などにより失われる量34.0%に相当する。

なお、地下水位観測によるとその変動幅は4～5 cmときわめて小さかった。

5. あとがき

本論文では、雨水損失・地下水流出機構の解明のために設置された傾斜ライシメータの構造、充填土の物理特性の計測とその結果および1971年7月から5ヶ月間の流出ハイドログラフと若干の考察の結果を示した。充填土の物理定数についてはなお未決定のものも少なくないが、不飽和浸透流理論で用いられる最小限の定数について明示することができた。また観測結果からは、観測期間が短かく十分ではないが、これまで未解明のまま残されていた基本的な流出特性のうち若干のものについて究明する手掛かりを見出すことができたと考えている。今後さらに観測器機を整備してこれらの観測を継続し資料を集積するとともに、各種実験を併行して行い、これらの結果に総合的・理論的検討を加え、斜面域の雨水流出特性を明らかにしていくつもりである。

最後に、土壌の充填・実験の遂行に協力していただいた角田吉弘技官・森島洋一氏および多くの関係者に謝意を表す。なお本研究は文部省科学研究費による研究の一部であることを付記する。

参 考 文 献

- 1) Raymond, N. Yong and Benno P. Warkentin: Introduction to Soil Behavior, The Macmillan Company, 1966, pp. 136-143.
- 2) De Wiest: Flow through Porous Media, Academic press, 1969, p. 222.
- 3) Gardner, W. R.: Calculation of Capillary Conductivity from Pressure Plate Outflow Data, Proceedings of Soil Science Society of America, Vol. 20, 1956, pp. 317-320.
- 4) Bruce, R. R. and A. Klute: Measurement of Soil Moisture Diffusivity from Tension Plate Outflow Data, Proceedings of Soil Science Society of America, Vol. 27, 1963, pp. 18-21.
- 5) Bruce, R. R. and A. Klute: The Measurement of Soil Moisture Diffusivity, Proceedings of Soil Science Society of America, Vol. 20, 1956, pp. 458-462.