

野外土槽中の不飽和土の水分特性

Soil Water Characteristics of the Unsaturated Soils Filled in the Lysimeter

開発 一郎* 佐倉 保夫**

Ichiro KAIHOTSU and Yasuo SAKURA

I はじめに

地下水の涵養機構の解明を主たる目的として作られた水理実験センターの野外土槽は、数種の測定系を有し(佐倉・開発, 1980 a), それらを活用することによって多くの野外実験が行なえる。佐倉・開発(1980 b)は、この野外土槽を用いて不飽和土中の雨水の移動の実態を観測し、特異な流出現象や地中温度変化から水分移動の量的評価等について報告している。このように、筆者らは野外土槽を使用して地下水涵養機構の解明に取り組んでいるが、そのためにはまだ多くの野外観測や室内実験が必要である。

水分特性を論じる場合、とくに重要なのは水分量 θ と圧力水頭 p の関係を表わす水分特性曲線および透水係数 k と θ または p の関係を得ることである。これらを得ることによって、不飽和土の保水性および透水性について知ることができる。

従来より、室内実験によって水分特性曲線を求めた研究例は少なくなく、Hillel (1971, p61-68) に詳しい。また、不飽和透水係数を求めた研究については Klute (1972) が精力的に紹介している

が、これらの研究の大多数は透過型 τ 線水分計を使用しての室内実験である。実験試料は、砂またはローム混じりの砂であり、いずれもほとんど体積含水率にして約50%以下の範囲について k を求めたものである。

本論は、地下水涵養機構解明の一環として、野外観測によって得られたデータから、野外土槽中の砂および高体積含水率を有する関東ロームの水分特性について検討を行なった。

II 野外土槽中の不飽和土

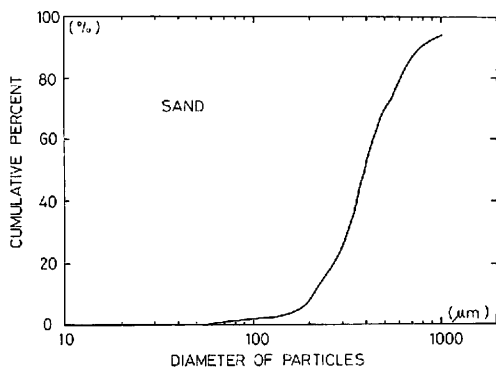
佐倉・開発(1980 a)においては、野外土槽に詰められた試料の採取および物理特性について触れていないので、ここでそれらについて述べる。

試料は、霞浦産(茨城県)の砂と関東ロームの2種類である。関東ロームは、筑波大学の南方約8 kmの地点に位置する常盤自動車道路工事現場(茨城県筑波郡谷田部町)にて採取した。採取現場の切り取り面は、地表から腐植層、立川・武蔵野ローム層、常盤粘土層、竜ヶ崎砂層の順に構成されている。採取試料は、この内の立川・武蔵野ローム層から全く新しく切取った面から採取した。

第1表 不飽和土の物理的性質

SOIL TEXTURE	SPECIFIC GRAVITY	POROSITY (%)	DRY DENSITY (g/cm ³)	SATURATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY (cm/sec)
SAND	2.70	44.8	1.66	9.96 × 10 ⁻² (変水位法)
KANTO LOAM	2.66	77.1	0.57	2.4 × 10 ⁻² (定水位法)

* 水理実験センター **地球科学系

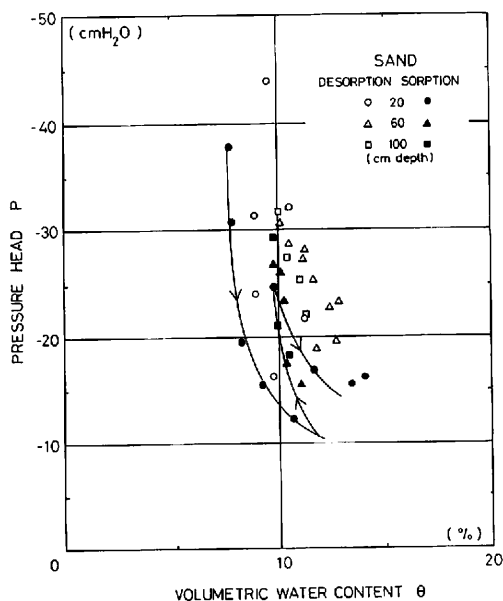


第1図 砂の粒径加積曲線

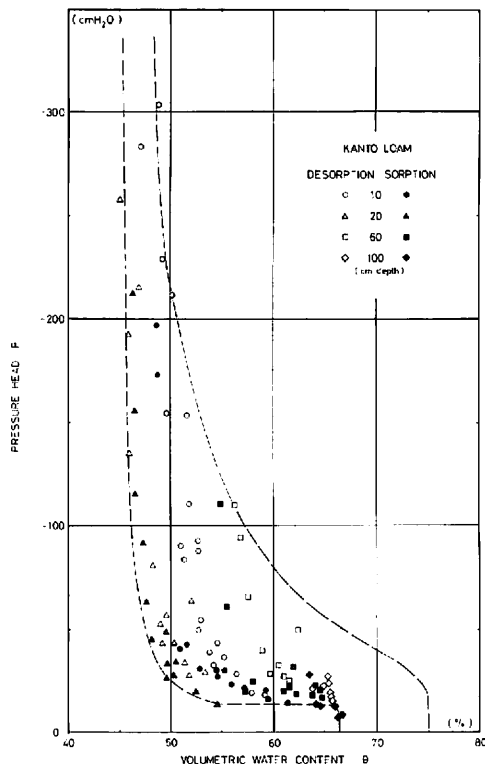
野外土槽に充填する前の砂と関東ロームの物理特性を第1表に示す。また、第1図に砂の粒径加積曲線を示す。第1図より粗砂の占める割合が大きいのが解る。

III 水分量と圧力水頭の関係

第2図と第3図は、砂と関東ロームの水分量（体積含水率） θ と圧力水頭 p の関係（ $\theta-p$ ）を図示したものである。両図共に、野外観測の結果のため、飽和までの $\theta-p$ が完全に得られていない。とくに、砂の場合、天然降雨下では数十mm



第2図 砂の水分量と圧力水頭



第3図 関東ロームの水分量と圧力水頭

の降雨でも数パーセントの水分増加にしかならず、得られた $\theta-p$ は全て走査曲線と考えねばならない。

第2図の深度20cmの矢印のように、走査曲線は雨水の移動に伴って吸水と脱水を交互にくり返す。それは全ての深度で見られる。第3図の関東ロームにおいてもそのような関係が見られ、砂に較べてその変動幅が大きい。つまり、ある θ に対する p の値が吸水過程と脱水過程で大きく異なる。これは、 $\theta-p$ にヒステリシスがあることを示している。本論では、 $\theta-p$ の吸水過程および脱水過程の両主曲線を求めることができなかったため、両図の走査曲線はその両主曲線内に位置する。

野外土槽中の関東ロームの飽和体積含水率は、中性子水分計の測定結果では約76%であり、これを基に吸水・脱水両過程の主曲線を外挿して入れてみたのが第3図の破線である。Bouwer (1966)

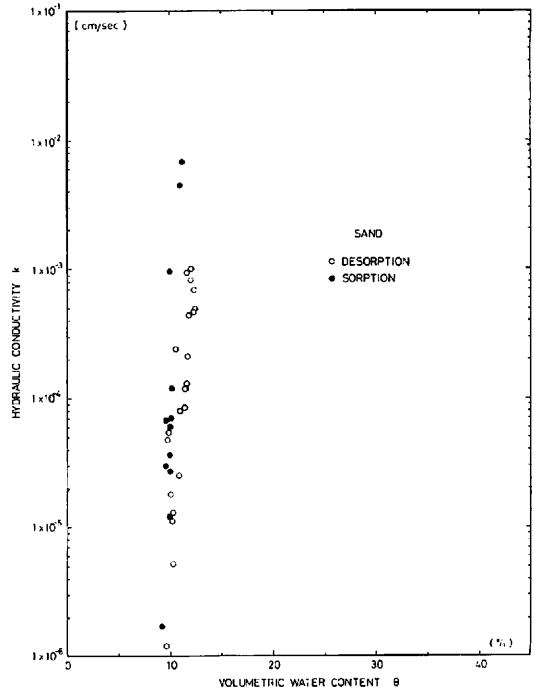
によれば、吸水過程と脱水過程の毛管水縁高を各々 P_a と P_w とすれば、経験上両者の間に次の関係があるとされている。

$$P_a = 2 P_w$$

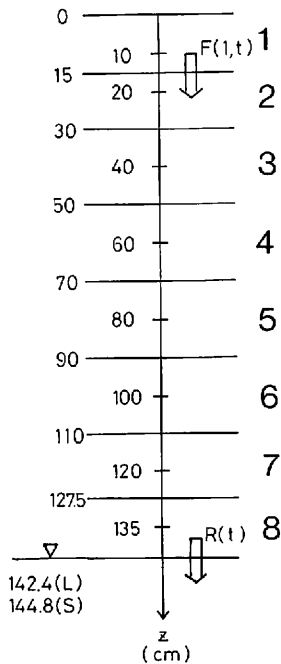
この(1)式に基づけば、第3図から P_w は約10cm H₂Oと判断できるので、 P_a は約20cm H₂Oとなる。また、外挿した吸水主曲線よりいずれも推定値になるが、比残留率は約46%、比産出率は約29%、臨界飽和度は0.89である。比産出率の値が田中(1980)や開発ほか(1981)らの結果より大きい、これは攪乱土と天然土の間隙構造の違いによるためと考えられる。

IV 不飽和透水係数

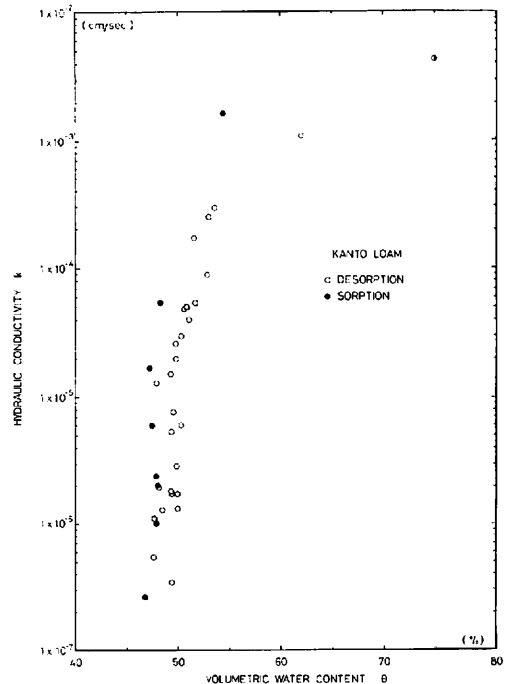
不飽和土の通水性を評価するためには、 p または θ による透水係数 k を求める必要がある。一般に、 $k(p)$ または $k(\theta)$ を不飽和透水係数と称しているが、これらの内 $k(\theta)$ を算出した結果が第5図(砂)と第6図(関東ローム)である。野外土



第5図 砂の不飽和透水係数



第4図 水分フラックス計算の上層区分



第6図 関東ロームの不飽和透水係数

槽であるため、水分フラックス計算において蒸発散と降雨を考慮した。(土壤物理性測定法委員会, p. 222-223)

水分フラックスは次のように求めた。第4図のように野外土槽を8層に分け、 Δt 秒間での水収支計算より各層別の水分フラックスを計算した。つまり、野外土槽中の水分変化量 Δw は、

$$\Delta w = \Sigma P + \Sigma ET + \Sigma R \quad (2)$$

$$= j_1 + j_2 + \dots + j_i$$

と表せる。ここで、 P は降雨量、 ET は蒸発散量、 R は地下水面流出量、 j は各層の水分変化量、添字 i は各層を示し、

$$\left. \begin{aligned} j_1 &= \frac{1}{100} (W_1' - W_8) L_1 \\ &\vdots \\ j_8 &= \frac{1}{100} (W_8' - W_8) L_8 \end{aligned} \right\} (3)$$

となる。ここで、 W は変化前、 W' は変化後の水分量、 L は各層厚である。従って、各層を横切る水分フラックス F_i は、

$$\left. \begin{aligned} F(1, t) &= \Sigma P + \Sigma ET - j_1 \\ F(2, t) &= F(1, t) - j_2 \\ &\vdots \\ R(t) &= F(i_{max}-1, t) - j_{max} \end{aligned} \right\} (4)$$

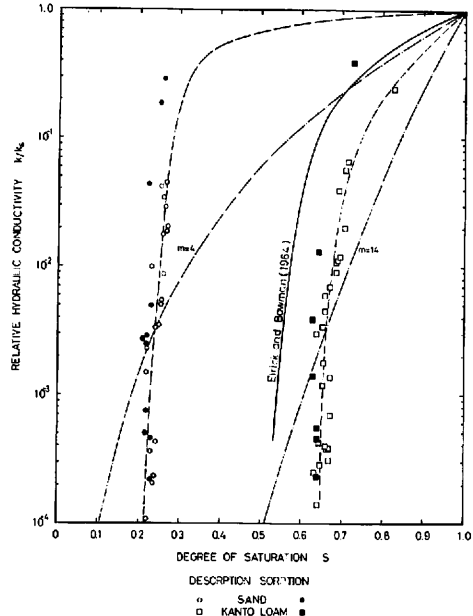
と表せる。ここで、 t は時間である。このようにして求めた水分フラックスから k を、

$$F = -k \text{grad } H \quad (5)$$

を用いて算出した。ここで H は全水頭である。

第5図の砂の $k(\theta)$ は、低水分領域ではほぼ直線回帰を示し、飽和透水係数 k_s まで連続させると θ で10数パーセントの所で変曲部を持つ曲線となる。Cho et al. (1973)に見られる $k(\theta)$ 曲線と較べて、低水分領域での $dk/d\theta$ が大きい、これは砂の構成粒子の違いによるもので、つまり本論の砂が粗砂であるためである。

第6図の関東ロームの $k(\theta)$ は、砂のそれとは θ の適用範囲が異なり、中水分領域から高水分領域にかけてのものである。中水分領域では、砂と同様に直線回帰の傾向があるが、 k_s までの関係はほぼ放物線に近い曲線を示す。図に見られるように、吸水過程と脱水過程の違いによって $k(\theta)$ が異なる。すなわち、 $k(\theta)$ にヒステリシスがある



第7図 相対透水係数と飽和度

と考えられる。

第7図は、砂と関東ロームの透水性を比較しやすくするため、透水係数を相対透水係数に、体積含水率を飽和度 S に無次元化して両者の関係を示している。図中の破線は、砂と関東ロームの脱水過程の回帰曲線であり、一点鎖線は Corey (1954) (Brooks and Corey, 1964) による経験式、

$$k(S) = k_s S^m \quad (6)$$

による計算値である。ここで、 m は任意の定数である。Suzuki and Kaihotsu (1980)は、この(2)式を従来の研究結果と比較して、細砂の場合に非常に良く合うと報告しているが、本論の結果ではそうとは言えない。砂については $m=4$ 、関東ロームには $m=14$ で照らし合わせてみたが、若干関東ロームとは一致するものの、砂では大きくずれる。また、関東ロームの $k(S)$ 曲線は適用飽和度に若干のずれがあるが、Elrik and Bowman (1964) (Guelph ローム) と似た結果を示す。

V おわりに

野外土槽中の不飽和上の水分特性を、現在までの観測結果から求めた。その結果、水分特性曲線

$p-\theta$ のヒステリシス、水文パラメータ、 $k(\theta)$ および $k(S)$ が得られた。また、 $k(\theta)$ と $k(S)$ にヒステリシスがあると考えられたが、データ数の点から今後さらに検討が必要である。

文 献

- 開発一郎・田中 正・岡橋生幸 (1981) : 関東ロームの水分特性. 地理評 (印刷中).
- 佐倉保夫・開発一郎 (1980 a) : 野外土槽における観測システムについて. 筑波大学水理実験センター報告, 4, 89-92.
- 佐倉保夫・開発一郎 (1980 b) : 野外土槽における雨水の鉛直移動. 筑波大学水理実験センター報告, 4, 25-29.
- 田中 正 (1980) : 今市扇状地における関東ロームの水分特性と比産出率. 地理評, 53, 646-665.
- 土壤物理性測定法委員会 (1976) : 土壤物理性測定法 養賢堂, 505 p.
- Bouwer, H. (1966) : Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. Water. Res., 2, 729-738.
- Brooks, R. H. and Corey, A. T. (1964) : Hydraulic properties of porous media. Hydrlogy Paper 3, Colorado State University Ft. Collins. Colorado.
- Cho, T., Nomura, Y., Yano, T., and Yamamoto, T. (1973) : Field measurement by neutron moisture meter of the hydraulic conductivity of dune sand-Water management in a sand dune area-. Report for Co-ordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in studies of Soil-Water Regime, IAEA, 15p.
- Corey, A. T. (1954) : The interrelation between gas and oil relative permeabilities. Producer's Monthly, Vol. XIX, No. 1, Nov.
- Elrick, D. E. and Bowman, D. H. (1964) : Note on an improved apparatus for soil moisture flow measurements. Soil Sci. Am. Proc., 28, 450-453.
- Hillel, D. (1971) : Soil and Water, Academic Press, New York, 288 p.
- Klute, A. (1972) : The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci., 113, 264-276.
- Suzuki, Y. and Kaihotsu, I. (1980) : On the relation between hydraulic conductivity and degree of saturation. Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, No. 6, 33-34.