

クロボク土の不飽和透水係数とその測定上の問題点

黒田正治*, 国枝 正**

Unsaturated hydraulic conductivity of the Kuroboku soil and its measurement

Masaharu KURODA* and Tadashi KUNIEDA**

*Faculty of Agriculture, Kyushu University

**Ministry of Agriculture, Forestry & Fisheries

I はしがき

土壤中において、降水、蒸発あるいは作物根による吸水などによって生ずる水分移動は、不飽和状態で行なわれることが多い。

ここでは、クロボク土（有機質土）を対象に、土壤水分の動態解析に不可欠な不飽和透水係数の測定を論ずることとする。

土壤の不飽和透水係数の測定法は、大別して定常法と非定常法に分類される。

定常法は、Darcy 法則を不飽和かつ定常条件のもとで適用することによって、測定を行なう方法であり、吸引法と加圧法とがある。これらの方法で、不飽和透水係数と土壤水分量との関係を求めるためには、種々の土壤水分量に関する数多くの測定を必要とする。

これに対し、非定常法では、Richard 型の土壤水分動態に関する基礎方程式を、簡単な境界条件のもとで解くと同時に、この境界条件を満足する実験装置で測定を行なうことによって、不飽和透水係数を、ある土壤水分の変域に関して求めることができる。

本報告では、以下に述べる理由から、非定常法として、Bruce and Klute¹⁾の方法および Dirksen²⁾の方法に着目し検討を試みた。

Bruce and Klute の方法は、簡単な境界条件のもとで厳密解を用いて計算を行なう方法であり、土壤水分の広い領域にわたり、適用が可能である。しかし、実験装置の制約から乱さない現地土壤を対象とした測定が困難である。

これに対し、Dirksen の方法は、土壤水分拡散係数の算定に Crank²⁾の重み付き平均拡散係数を導入して解かれている。測定領域は、Bruce and Klute の方法に比べて狭くなる。しかし、この方法は、乱さない現地土壤を対象とした測定が可能である。

クロボク土は有機質含量が多く、団粒構造となっている。したがって、不飽和透水係数の測定に際して、浸潤した水の団粒内への再配分、あるいは脱水される水分の時間遅れなどが問題となる。また、水分特性にヒステリシスが存在するので、初期含水率の大小によって、不飽和透水係数の測定結果が左右されることが予想される。これらの点についても IV 章で検討を行なった。

吸湿過程および脱水過程のそれぞれに対し、Bruce and Klute の方法および Dirksen の方法を適用して、不飽和透水係数の測定を行ない、それぞれの測定に関する考察を試みた。

II 試料土の物理性

試料土は阿蘇火山に起因するクロボク土であり、採取地点は大分県野津地区の畑地の作土層である。

試料土の乾燥密度 γ_d ; 0.696 (g/cm³), 飽和含水率 θ_s ; 0.750 (cm³/cm³), 飽和透水係数 $K_{s(25^\circ\text{C})}$; 1.30×10^{-2} cm/sec, 全炭素含量 T_c ; 4.89%, 腐植含量 H_c ; 8.43% であった。

団粒分析の結果は、Fig. 1 に示すとおりであり、団粒化度は63.3%である。

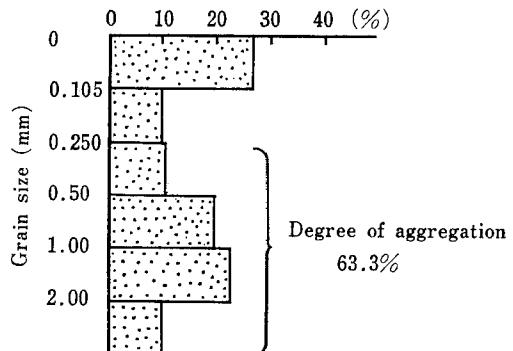


Fig. 1 Result of analysis of water-stable aggregates for Kuroboku soil.

* 九州大学農学部

** 農林水産省濃尾用水第二期農業水利事業所

水分特性を Fig. 2 に示す。脱水過程の水分特性は、飽和から pF 2.2 までを吸引法、pF 2.0 から pF 4.2 までの範囲を遠心法、それ以上の pF 値に関しては、蒸気圧法で求めた。

また、吸湿過程については、pF 4.0 以上を蒸気圧法、pF 2.2 以下を吸引法で測定した

Fig. 2 から明らかなように、水分特性曲線のヒステリシスは、それほど顕著ではなかった。

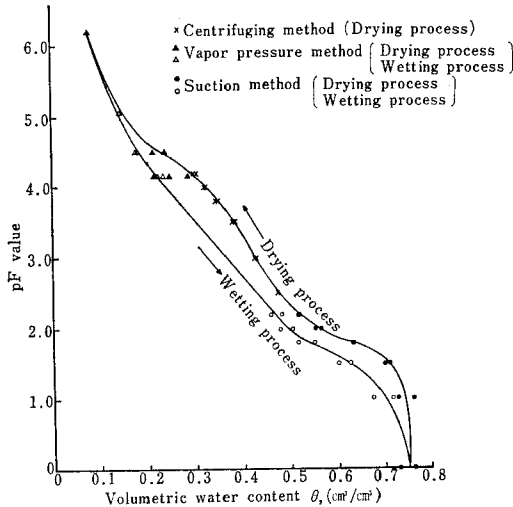


Fig. 2 Soil water characteristic curves.

III 流れの基礎方程式

土壌中における水分の水平一次元流れ、および重力項が無視できる場合の鉛直一次元流れの基礎方程式は、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad \dots\dots(1)$$

で与えられる。

ここで、 θ ；土壌の容積含水率 (cm^3/cm^3)、 $D(\theta)$ ；土壌の水分拡散係数 (cm^2/sec) である。

また、 $D(\theta)$ と不飽和透水係数 $K(\theta)$ とは、(2)式で関係づけられる。

$$D(\theta) \equiv K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 ψ ；マトリック・ポテンシアル (cm) である。

IV Bruce and Klute の方法

この方法は1956年に R.R. Bruce and A. Klute¹⁾ によって発表されたものである。

流れの基礎方程式である(2)式に Boltzmann 変換 ($\lambda = xt^{-1/2}$) を行なえば、つぎの常微分方程式が得られる。

$$- \frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left[D(\theta) \frac{d\theta}{d\lambda} \right] \quad \dots\dots(3)$$

(3)式を吸湿過程あるいは脱水過程のそれぞれに応じた境界条件のもとで解けば、 $D(\theta)$ を求めることができる。

1. 吸湿過程

(1) 実験方法

① Fig. 3 に示すアクリル円筒製のリングを適当な長さ連結する。② 風乾した土壌試料を所要の乾燥密度で均一に充填する。③ 試料円筒を水平に静置し、マリョット装置から給水する。④ 浸潤前線が試料円筒の下流端に到達する以前の任意の吸水経過時間 $t = t_1$ (sec) に給水を停止し、リングを手早く切り離し、各位置 x における土壌の容積含水率 θ_x を炉乾法によって測定する。⑤ 測定で得られた θ_x と x との関係を図. 4 の模式図に示すようにプロットする。

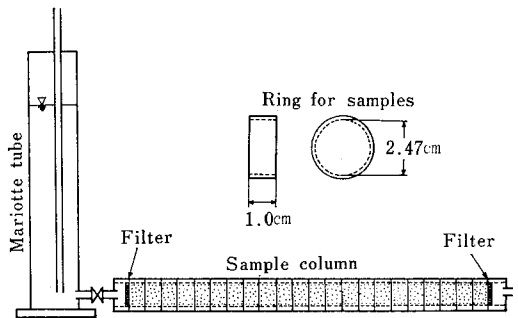


Fig. 3 Apparatus for Bruce and Klute method. (absorption).

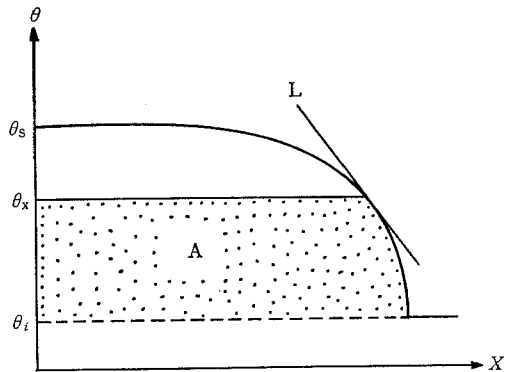


Fig. 4 Water content profile of column. (absorption).

(2) 境界条件と解

Fig. 3 に示す装置を用いた場合の初期条件および境界条件は、

$$\left. \begin{aligned} \lambda = \infty \text{ (ie, } t = 0 \text{)}; \theta = \theta_i \\ \lambda = 0 \text{ (ie, } x = 0 \text{)}; \theta = \theta_s \\ \lambda = \infty \text{ (ie, } x = \infty \text{)}; \left(\frac{d\theta}{d\lambda} \right)_{\theta_i} = 0 \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots(4)$$

ここで、 θ_i は試料土壌の初期容積含水率であり、 θ_s は飽和容積含水率である。

(3)式を θ_i から θ_s まで積分し、(4)式の3番目の条件を

用いると、

$$D(\theta_x) = -\frac{1}{2} \left(\frac{d\lambda}{d\theta} \right)_{\theta_x} \int_{\theta_1}^{\theta_x} \lambda d\theta \quad \dots\dots(5)$$

任意の時刻 $t=t_1$ に関しては、

$$D(\theta_x) = -\frac{1}{2t_1} \left(\frac{dx}{d\theta} \right)_{\theta_x} \int_{\theta_1}^{\theta_x} x d\theta \quad \dots\dots(6)$$

となる。(6)式の右辺の積分は Fig. 4 の A の部分の面積で与えられ、 $(dx/d\theta)_{\theta_x}$ は接線 L のコウ配の逆数で与えられる。

(6)式で得られた $D(\theta)$ を用いて(2)式から $K(\theta)$ を求めることができる。

(3) 測定結果と考察

①浸潤時間の長短が $D(\theta)$, $K(\theta)$ に及ぼす影響

クロボク土は Fig. 1 に示したように、団粒化が進んでいるので、Bruce and Klute の方法を適用するに際し、(6)式の実験継続時間(浸潤継続時間) t_1 の長短によって、団粒内で水の再配分が生ずる可能性を有している。したがって、この現象が $D(\theta)$ および $K(\theta)$ に影響を与える程度を確認しておくことが必要である。このような観点から、浸潤継続時間を種々に変えて実験を試みた。

なお、実験に用いた風乾試料の初期含水率 θ_1 は pF 5.0 相当の水分量であり、浸潤継続時間 $t_1=1800$ 秒、

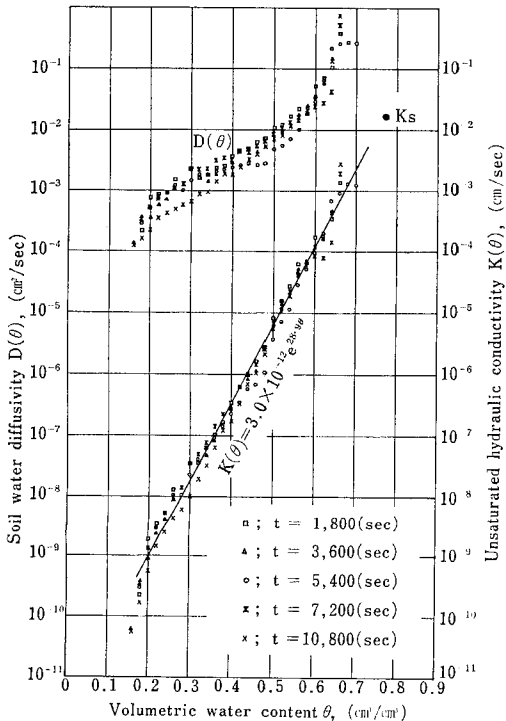


Fig. 5 Values of $D(\theta)$, $K(\theta)$ versus θ for each processing time of infiltrations. (Bruce and Klute method, absorption, Kuroboku soil).

3600秒、5400秒、7200秒および10800秒の5例について実験を試みた。

結果を Fig. 5 に示す。これによれば、 $D(\theta)$ は片対数紙上で若干、下に凸の曲線となる。また、浸潤継続時間が大きな実験結果ほど、 $D(\theta)$ が小さく求まる傾向が認められる。このことは、土壤の団粒内に水が再配分されることによる影響の可能性を示唆するものである。

これに対し、(2)式を用いて $D(\theta)$ を $K(\theta)$ に変換した場合、水分特性曲線のコウ配 $d\theta/d\psi$ の値が卓越しているために、測定に際しての浸潤継続時間の長短による $K(\theta)$ の相違は殆んど認められなくなる。したがって、実用上では、 $K(\theta)$ の測定に際して、浸潤継続時間を任意に選択してよいことになる。

②試料の初期含水率が $D(\theta)$, $K(\theta)$ に及ぼす影響

測定時の浸潤継続時間を一定にして、初期含水率 θ_1 が種々に異なる場合の $D(\theta)$ および $K(\theta)$ の測定を試みた。結果を Fig. 6 に示す。これによれば、 θ_1 が大きいほど、 $D(\theta)$ が小さく求まる傾向が認められる。しかし、①と同様に、 $K(\theta)$ に変換すると θ_1 の相違による影響は小さくなる。

このことは、Bruce and Klute の方法による不飽和透

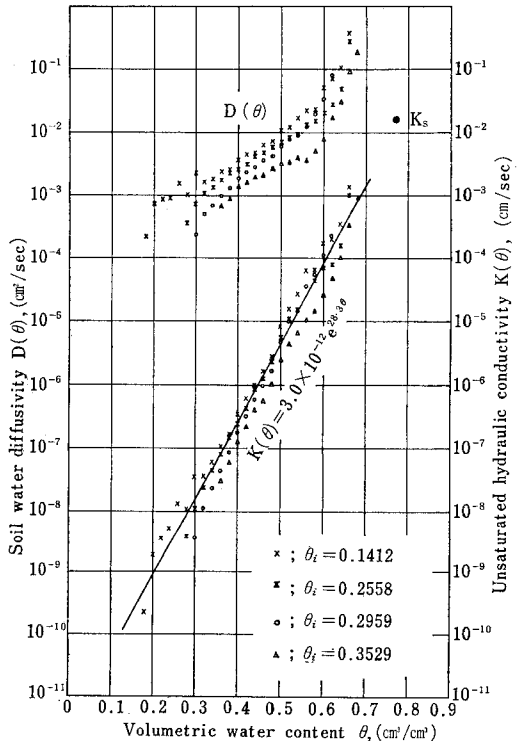


Fig. 6 Values of $D(\theta)$, $K(\theta)$ versus θ at four different initial moisture contents θ_1 . (Bruce and Klute method, absorption, Kuroboku soil).

水係数の測定には、初期含水率を任意に設定できることを意味している。したがって、強く乾燥した場合、物理性が変化するような土壌に関しても適用可能な方法と云えよう。

③吸湿過程において Bruce and Klute の方法による $D(\theta)$, $K(\theta)$ の測定可能水分域は、 $\theta=0.16$ (pF 4.5 相当水分量) から飽和水分量までの水分域となった。

2. 脱水過程

脱水過程における土壌水分拡散係数および不飽和透水係数の測定に際しては、土壌試料にサクシオンをかける方法として、蒸発脱水法を用いた。なお、この方法については、一部、Rose⁵⁾ によっても検討が試みられている。

(1) 実験方法

①アクリル円筒製のリングを適当な長さ連結し、風乾した土壌試料を均一に充填する。②試料円筒の一端から他端まで、十分に水を浸潤させる。③その後、試料円筒の一端にメンブラン・フィルタを付けて吸引するか、または、一端にファンをかけて水分を蒸発させて、所望の θ_i になるまで過剰な水分を土壌から取り除く。④試料円筒を湿潤箱に静置し、土壌試料内の水分分布が均一になるまで数日間、養生する。⑤このようにして得られた θ_i の均質な試料を、Fig. 7 に示すデシケータ内に静置し、一端からファンで水分を蒸発脱水させる。他端は、蒸発を生じないように小孔をもったフタで封じておく。デシケータには、 $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ (塩化マグネシウム) の飽和水溶液を入れておく。このようにすれば、試料の蒸発面の pF 値は 6.2 に維持できる。⑥土壌試料内の蒸発による水分低下が、他端に及ぶ以前の任意の蒸発脱水経過時間 $t=t_1$ (sec) に、試料をデシケータから取り出す。手早くリングを切り離し、各位置 x における θ_x を炉乾法によって測定する。⑦測定で得られた θ_x と x の関係を模式図 (Fig. 8) に示すようにプロットする。

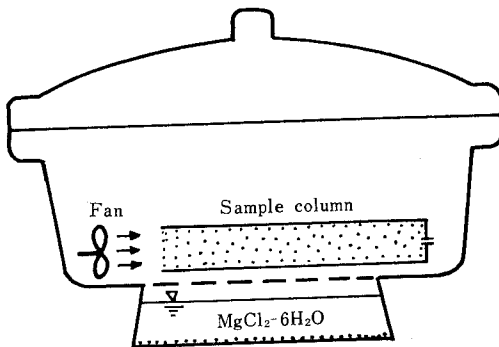


Fig. 7 Apparatus for Bruce and Klute method (desorption).

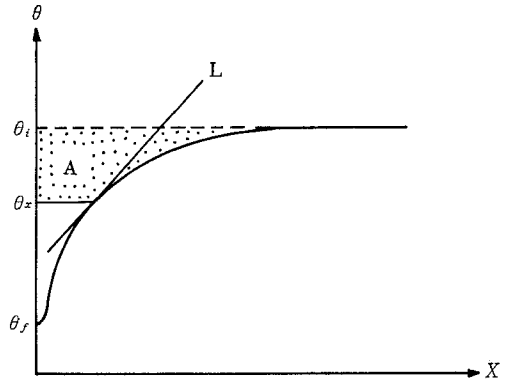


Fig. 8 Water content profile of column. (desorption).

Fig. 7 の装置を用いた場合の初期条件および境界条件は、

$$\left. \begin{aligned} \lambda &= \infty \text{ (ie, } t = 0 \text{)}; \theta = \theta_i \\ \lambda &= 0 \text{ (ie, } x = 0 \text{)}; \theta = \theta_f \\ \lambda &= \infty \text{ (ie, } x = \infty \text{)}; (d\theta/d\lambda)_{\theta_i} = 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots(7)$$

となる。ここで θ_i は試料土の初期容積含水率である。 θ_f は蒸発面における土壌の容積含水率であり、本実験では、デシケータに $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ の飽和溶液を封入しているため、実験供試土の pF 6.2 相当水分量、すなわち $\theta_f = 0.077$ である。

(7)式の条件のもとで、任意の時刻 $t=t_1$ に関して、(3)式を解けば、

$$D(\theta_x) = -\frac{1}{2t_1} \left(-\frac{dx}{d\theta} \right)_{\theta_x} \int_{\theta_i}^{\theta_x} x d\theta \dots\dots(8)$$

を得る。すなわち、脱水過程の解の形は吸湿過程の場合の解(6)式と、まったく同じ形となる。

ただし、脱水過程の場合には $\theta_i > \theta_f$ であるので、(8)式中の積分

$$\int_{\theta_i}^{\theta_x} x d\theta$$

は Fig. 8 の A の部分となり、積分の値は負となる。また、Fig. 8 から明らかなように

$$dx/d\theta > 0$$

である。

(3) 測定結果と考察

① $\theta_i = 0.40$ 前後の実験試料を用いて、実験継続時間 $t_1 = 2.69 \times 10^5$ sec, 2.72×10^5 sec および 3.32×10^5 sec の3例について実験を行なった。結果を Fig. 9 に示す。これによれば、実験継続時間の長短に拘らず、測定結果は互いに一致した。

②Fig. 9 から明らかなように、脱水過程の $D(\theta)$ および $K(\theta)$ の測定可能水分域は、 $\theta = 0.40 \sim 0.08$ (pF 値

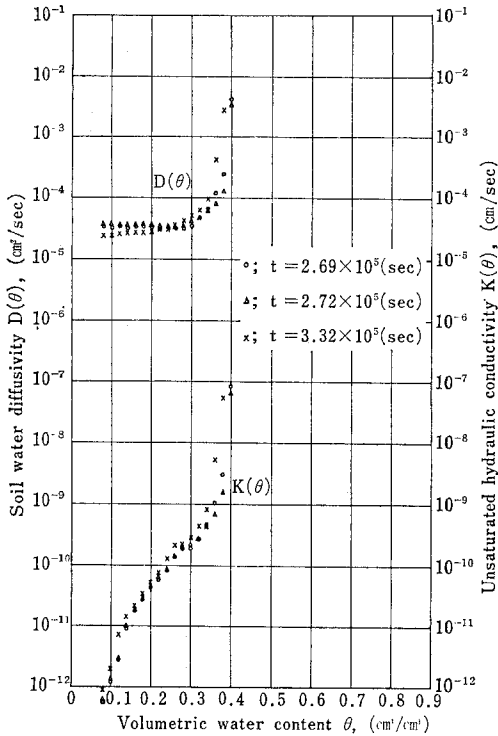


Fig. 9 Values of $D(\theta)$, $K(\theta)$ versus θ for each processing time of infiltrations. (Bruce and Klute method, desorption, Kuroboku soil).

で3.2~6.2)の範囲となった。これよりも水分量が多い領域では、実験試料の一端における水分蒸発の進行にともない、その影響が試料の他端に出現し、実験中に条件式(7)の3番目の条件が満足できなくなった。

したがって、この測定方法は土壌中の水分量が毛管連絡切断点 (pF 3.0) よりも少ない水分域において、適用可能な方法と云えよう。

③Fig. 5 と Fig. 9 を比べれば明らかなように、本実験に用いたクロボク土では、吸湿過程と脱水過程の間で、 $D(\theta)$ および $K(\theta)$ のそれぞれに顕著なヒステリシスが認められる。なお、同じ水分量 θ に対する $D(\theta)$ および $K(\theta)$ の値は、吸湿過程のほうが脱水過程に比べて大きくなった。

④吸湿過程の測定に比べて、脱水過程の測定には 100 倍程度の時間を要することとなった。

V Dirksen の方法

この方法は1975年に Dirksen³⁾ によって提唱された、土壌水分拡散係数および不飽和透水係数の測定法である。Dirksen の方法の特徴は、Crank の拡散係数と重み付き平均拡散係数 D^* との関係を導入し、基礎方程式を

線型化することによって、解析的な取り扱いを容易にしている。

Dirksen³⁾ の原論文はかなり難解な点を含んでいるので、ここでは、Philip⁴⁾ および Crank²⁾ の論文を引用しながら、Dirksen の方法の再構成を試みる。

1. 理論展開

基礎方程式(1)を

$$\left. \begin{aligned} t=0, x > 0; \theta = \theta_i \\ t \geq 0, x = 0; \theta = \theta_f \\ t \geq 0, x > \infty; \theta = \theta_i \end{aligned} \right\} \dots\dots(9)$$

の条件のもとで解く。

$$\lambda = xt^{-\frac{1}{2}} \dots\dots(10)$$

として(1)式を変換すれば

$$-\frac{\lambda}{2} \frac{d\theta}{d\lambda} = \frac{d}{d\lambda} \left(D \frac{d\theta}{d\lambda} \right) \dots\dots(11)$$

なお条件式(9)式は

$$\left. \begin{aligned} \lambda = 0; \theta = \theta_f \\ \lambda = \infty; \theta = \theta_i \end{aligned} \right\} \dots\dots(12)$$

となる。

Philip⁴⁾ によれば、土壌試料の単位断面積当りの積算浸入量 i (cm) を

$$i = \int_{\theta_i}^{\theta_f} x d\theta \dots\dots(13)$$

と定義する。

また一方、 x と λ との間には(10)式の関係があるので、

$$i = t^{\frac{1}{2}} \int_{\theta_i}^{\theta_f} \lambda d\theta \dots\dots(14)$$

ここで

$$S \equiv \int_{\theta_i}^{\theta_f} \lambda d\theta$$

として、sorpitivity S を定義すれば

$$i = t^{\frac{1}{2}} S[\theta_i, \theta_f] \dots\dots(15)$$

となる。

このようにして、Philip⁴⁾ は sorpitivity と積算浸入量との関連づけを行なっている。

さて、ここで実際に計算を進めるためには、 i の関数型を定める必要がある。ここで、 θ の微小な変域では、(1)式の $D(\theta) = D^*(\text{const.})$ と仮定すると

$$-\frac{\partial \theta}{\partial t} = D^* \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \dots\dots(16)$$

を得る。(16)式を条件(9)式のもとで解けば

$$\theta = \theta_i + (\theta_f - \theta_i) \operatorname{erfc} \left[\frac{x}{2\sqrt{tD^*}} \right] \dots\dots(17)$$

(13)式および(17)式から

$$i = \int_{\theta_i}^{\theta_f} x d\theta = t^{\frac{1}{2}} \int_{\theta_i}^{\theta_f} \lambda d\theta = t^{\frac{1}{2}} \int_0^{\infty} (\theta - \theta_i) d\lambda$$

$$= 2(D^*/\pi)^{\frac{1}{2}} (\theta_f - \theta_i) t^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots(18)$$

このようにして、iの関数型が定まる。

(18式および(19式から

$$D^* = \frac{\pi S^2 [\theta_f, \theta_i]}{4(\theta_f - \theta_i)^2} \quad \dots\dots(19)$$

を得る。

2. 吸湿過程

(1) 解の形

Crank²⁾によれば、吸湿過程では重み付き平均拡散係数 \bar{D}_r を次のように定義する。

$$\bar{D}_r = \frac{1 + \gamma}{(\theta_f - \theta_i)^{1+\gamma}} \int_{\theta_i}^{\theta_f} (\theta - \theta_i)^{\gamma} D(\theta) d\theta \quad \dots\dots(20)$$

(ただし $\gamma = 0.67 \approx 2/3$)

ここで $D^* = \bar{D}_r$ とすれば、(19式および(20式から、任意の水分 θ_f に関する $D(\theta_f)$ は

$$D(\theta_f) = \frac{3\pi}{20} \times \frac{1}{(\theta_f - \theta_i)^{2/3}} \frac{d}{d\theta_f} \left(\frac{S^2 [\theta_f, \theta_i]}{(\theta_f - \theta_i)^{1/3}} \right) \quad \dots\dots(21)$$

で与えられる。

(2) 実験方法

① Fig. 10 に示すマリョット管とビューレットを組み合わせた装置を準備する。

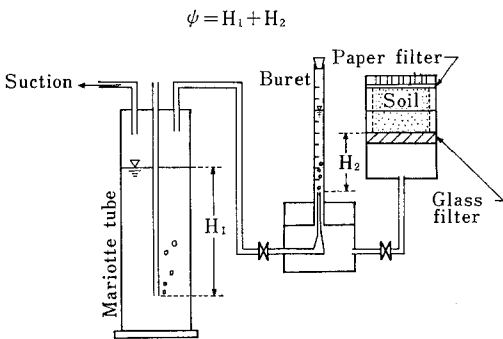


Fig. 10 Apparatus for sorptivity measurements. (absorption).

②マリョット管で H_1 を調節し、フィルターの高さで H_2 を調節し、フィルターにかかるサクションの大きさ $\psi = H_1 + H_2$ を設定する。

③ θ_i の土壌試料をフィルターを介して水と接触させる。なお、土壌試料としては、容量 100 cc (直径 50 mm, 高さ 51 mm) の円筒形採土管に詰めたものを用いた。

④ 浸潤経過時間 t (sec) と積算浸入量 i (cm) を測定する。

なお、この i はビューレットの読みを土壌試料の断面積で除して求める。

⑤ 接触面の容積含水率 θ_f を求める。

⑥ θ_i が等しい多くの試料について種々の ψ を設定して、上記の測定を行なう。

⑦ このようにして得られたデータは、(20式)における θ_i ; const., θ_f ; variable の条件を満たしていることになる。

(3) 実験結果と考察

① 実験には II で述べたクロボク土を用いた。

② t (sec) の平方根と i (cm) をプロットすれば、Fig. 11 を得る。

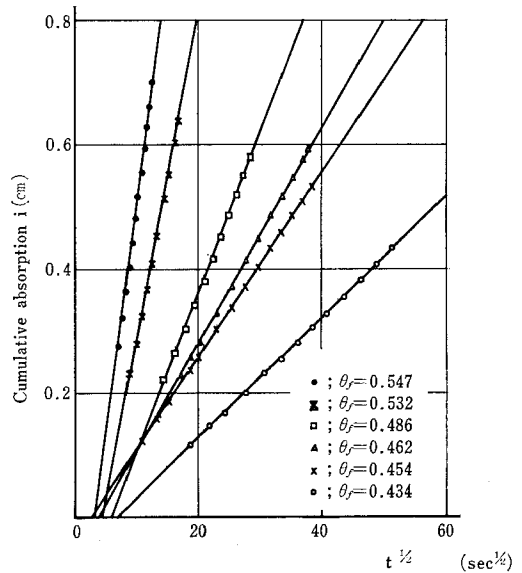


Fig. 11 Cumulative absorption i versus square root of time $t^{1/2}$. (where $\theta_i = 0.125$).

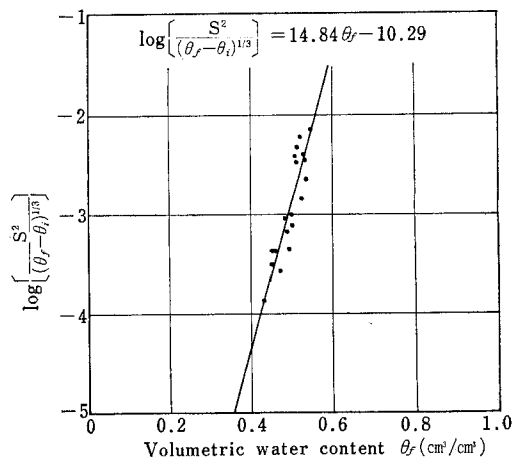


Fig. 12 The relation between sorptivity S and water content θ_f in the case of absorption. (Kuroboku soil).

③(19式から明らかなように、Fig. 11における i と $t^{1/2}$ の関係を与える直線のコウ配として、sorptionity $S[\theta_r, \theta_i]$ が得られる。

④ θ_r と S^2 との関係を片対数紙上にプロットすると Fig. 12 を得る。最小自乗法で直線近似すると

$$\log \left[\frac{S^2}{(\theta_r - \theta_i)^{1/3}} \right] = 14.84\theta_r - 10.29 \quad \dots\dots(2)$$

となった。

⑤ここで(2)式の微分は

$$\frac{d}{d\theta_r} \log \left[\frac{S^2}{(\theta_r - \theta_i)^{1/3}} \right] = \frac{1}{\ln 10} \frac{\frac{d}{d\theta_r} [S^2 / (\theta_r - \theta_i)^{1/3}]}{S^2 / (\theta_r - \theta_i)^{1/3}} = 14.84 \quad \dots\dots(3)$$

であるから

$$\frac{d}{d\theta_r} [S^2 / (\theta_r - \theta_i)^{1/3}] = 14.84 \frac{1}{\log e} \cdot \frac{S^2}{(\theta_r - \theta_i)^{1/3}} \quad \dots\dots(4)$$

(4)式を(2)式に代入して

$$D(\theta_r) = \frac{3 \times 14.84 \pi S^2}{20(\theta_r - \theta_i) \log e} \quad \dots\dots(5)$$

⑥測定で得られた θ_r とそれに対応する S を(5)式に代入して、 $D(\theta_r)$ が得られた。また、この $D(\theta)$ は(2)式によって $K(\theta)$ に変換された。結果を Fig. 13 に示す。

⑦ $D(\theta)$ および $K(\theta)$ の測定可能水分域は $\theta = 0.43$ から 0.55 であった。これは pF 値で 2.4 から 1.7 の範囲

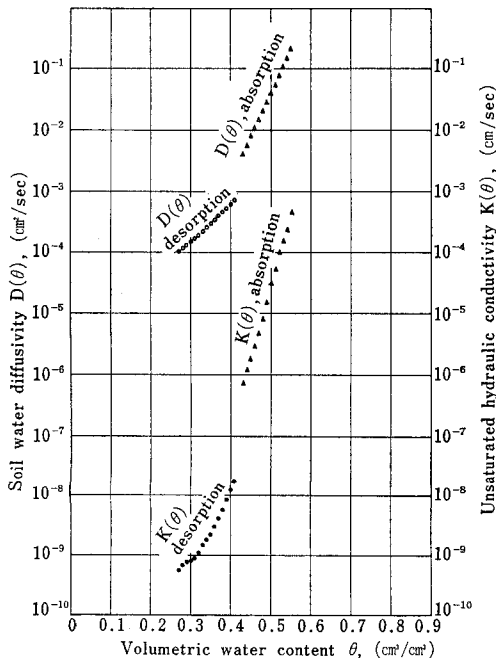


Fig. 13 Values of $D(\theta)$, $K(\theta)$ versus θ . (Dirksen method, absorption and desorption, Kuroboku soil).

の水分量である。このように、測定可能水分域が狭くなったのは、測定に際し、土壌面にサクションを作用させた状態で土壌に水の浸潤を生じさせることが必要であり、この目的で用いるフィルターの制約によるものである。

Dirksen の方法は現地試料（不カク乱試料）を直接測定できる利点はあるけれども、Bruce and Klute の方法に比べて、測定範囲が著しく狭くなる。

3. 脱水過程

(1) 解の形

Crank²⁾ によれば、脱水過程の重み付き平均拡散係数 \bar{D} は

$$\bar{D}_r = \frac{1+\gamma}{(\theta_i - \theta_r)^{1+\gamma}} \int_{\theta_r}^{\theta_i} (\theta - \theta_r)^{\gamma} D(\theta) d\theta \quad \dots\dots(6)$$

で与えられる。ここで $\gamma = 0.85$ である。

ここで $D^* = \bar{D}_r$ とすれば、(19式および(6)式から、任意の θ_i に関する $D(\theta_i)$ は

$$D(\theta_i) = \frac{\pi}{4} \frac{1}{1+\gamma} \frac{1}{(\theta_i - \theta_r)^{\gamma}} \frac{d}{d\theta_i} \left[\frac{S^2(\theta_i, \theta_r)}{(\theta_i - \theta_r)^{1-\gamma}} \right] \quad \dots\dots(7)$$

で与えられる。

なお、実験は脱水過程であるから、ここで定義されている $S[\theta_i, \theta_r]$ は負の値をとる。つまり、負の sorptivity を得ることは desorptivity を得ることを意味する。

(2) 実験方法

実験は(9)式の条件のもとで、蒸発脱水法によって行なった。

①恒温、恒湿の条件のもとで、Fig. 14 に示す容積100 cc (直径 50 mm, 高さ 51 mm) の円筒形採土管の下端を小孔を有するフタで閉じ、上端を大気に開放した初期含水率が等しい数個の土壌試料の上端から水分を蒸発させる。

②任意の時間 t (sec) が経過するごとに、土壌試料を1個ずつ取り出し、重量法によって試料から失われた水分 i (cm) と、表面(蒸発面)の容積含水率 θ_r を測定する。このとき、Fig. 14 に示す土壌試料の底面の容積含水率の測定も併せて行ない、底面の容積含水率が初期値から変化していないことを確認しておく。これは、(9)式の第3番目の条件を満足しているか否かの確認のためである。

③ t (sec) の平方根と i (cm) とをプロットし、直線関係となっていることを確認する。この場合、実験は脱水過程で行なっているので、 i は負の値をとる。つまり土壌試料から水が浸出していることを示す。したがって、 i と $t^{1/2}$ の関係を示す直線のコウ配として与えられる S は負の値をとる。

④上記の測定を、 θ_i が異なる数グループの土壌試料につ

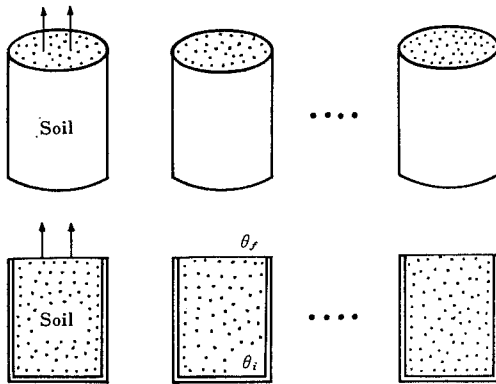


Fig. 14 Apparatus for sorptivity measurements. (desorption).

いて繰り返す。

⑤このようにして得られた任意の θ_i と S^2 との関係を用いて、(7)式の $D(\theta_i)$ を求める。この場合、(7)式において θ_i ; const., θ_i ; variable として計算を進めることになる。

(3) 実験結果と考察

①土壌試料として II で述べたクロボク土を用いた。前述の測定方法で得られた S^2 と θ_i との関係は

$$\log \left[\frac{S^2}{(\theta_i - \theta_r)^{0.15}} \right] = 7.83\theta_i - 7.67 \quad \dots\dots(28)$$

となった。

したがって、前節(吸湿過程)の場合と同様な方法によって

$$D(\theta_i) = \frac{7.83\pi}{4(1+0.85)\log e} \cdot \frac{S^2}{(\theta_i - \theta_r)} \quad \dots\dots(29)$$

測定で得られた θ_i とそれに対応する S を(29)式に代入して、 $D(\theta_i)$ が得られた。また、(2)式を用いて $D(\theta)$ は $K(\theta)$ に変換された。結果を Fig. 13 に示す。

②クロボク土の脱水過程を対象とした、この方法による $D(\theta)$, $K(\theta)$ の測定可能水分域は $\theta=0.41\sim0.27$ の範囲であり、pF 値では $3.1\sim4.2$ の範囲に相当する。

③これ以上に水分量が多い範囲 (pF 値が小さい範囲) では、Fig. 14 に示す試料の試料表面からの蒸発の進行にともない、試料底面の境界条件、すなわち、(9)式の第3番目の条件が維持できなくなり、測定不能となる。したがって、この方法では、かなり土壌が乾燥した範囲における $D(\theta)$ および $K(\theta)$ の測定が可能となる。

VI まとめ

クロボク土(有機質土)を対象に非定常法による不飽和透水係数の測定を試み、その測定上の問題点について論じた。

1. Bruce and Klute の方法による測定

①吸湿過程における不飽和透水係数の測定は浸潤法に

よって行なった。その結果、測定可能水分域は pF 4.5 から飽和までの水分域であり、この方法はかなり広範囲の水分域で適用できることが明らかとなった。

測定に際しての浸潤継続時間の長短ならびに試料土の初期容積水分率の相違は、土壌水分拡散係数の測定結果に若干の影響を与えるが、不飽和透水係数の測定結果には、ほとんど影響を与えなかった。したがって、不飽和透水係数の測定に関しては、(4)式の第3番目の条件を満足する範囲であれば、任意の浸潤継続時間で測定を行なうことができる。また、上述のように、土壌水分の初期値も任意に選べる。

②脱水過程の不飽和透水係数の測定は、蒸発脱水法によって行なった。測定可能水分域は pF 3.2~pF 6.2 の水分域であり、かなり乾燥した水分域の不飽和透水係数が測定された。これよりも水分量が多い領域では、限られた長さのカラムでは、水分移動がカラムの全域におよび、その結果(7)式の3番目の条件が満足できなくなる。

③測定に用いたクロボク土試料では、吸湿過程と脱水過程のそれぞれの不飽和透水係数の間にかなり大きなヒステリシスが認められた。

2. Dirksen の方法による測定

①不飽和透水係数の測定に際し、吸湿過程では浸潤法が、また、脱水過程では蒸発脱水法が用いられた。

②吸湿過程の不飽和透水係数の測定可能水分域は pF 1.7 から pF 2.4 相当の水分域であり、かなり水分量が多い領域である。これ以上、サクションが大きな領域では、土壌面にサクションを作用させた状態で土壌に水の浸潤を生じさせる際のフィルターの制約から、測定ができなくなった。

③脱水過程における不飽和透水係数の測定可能水分域は pF 3.1 から pF 4.2 の水分域であり、かなり水分量が少ない領域である。これよりも水分が多い領域では、測定に際し、(9)式の3番目の条件が満足できなくなる。

④Dirksen の方法では、試料円筒として、100 cc の採土管を用いることができるので、不カク乱試料の測定が容易な利点がある。しかし、上述のように測定可能水分域が小さいことが難点である。

謝 辞

本研究は、昭和54年、55年度文部省科学研究費(試験研究1)「農地利用のためのクロボク土の理工学性の測定法基準化に関する研究」(代表者・北海道大学 前田隆教授)の補助を得て行なわれたものである。記して謝意を表す。

引用文献

- 1) Bruce, R.R. and A. Klute : The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20 ; 458~462, (1956).
- 2) Crank, J. : The mathematics of diffusion. Second Ed. ; 250~251, Clarendon Press. Oxford (1975).
- 3) Dirksen, C. : Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurement. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39 ; 22~27, (1975).
- 4) Philip, J.R. : Theory of infiltration. Advances in hydroscience, Vol. 5, 235~238, Ed. by V.T. Chow, Academic Press (1969).
- 5) Rose, D.A. : Water movement in porous materials, III. Evaporation of water from soil. Brit. J. Appl. Phys, Ser. 2, Vol. 1, 1779~1791, (1968).
- (1983. 9. 1受理)

Summary

Measurements of the soil-water diffusivity $D(\theta)$ and unsaturated hydraulic conductivity $K(\theta)$ of the Kuroboku soil were performed in applying the unsteady-state method of Bruce and Klute as well as of Dirksen, respectively.

The measurements were carried out for both the wetting and the drying process. The infiltration procedure was applied in the wetting process and the evaporation procedure in the drying process.

The physical properties of the Kuroboku soil are shown in Fig. 1 and Fig. 2.

The results obtained are as follows.

1) Method of Bruce and Klute.

The values of $D(\theta)$ and $K(\theta)$ in the wetting process are shown in Fig. 5. The measurable range of $D(\theta)$ and $K(\theta)$ corresponded to the range of the volumetric water content from $\theta=0.16$ (equivalent to pF 4.5) to saturation.

The values of $D(\theta)$ and $K(\theta)$ in the drying process are shown in Fig. 9. The measurable range of $D(\theta)$ and $K(\theta)$ corresponded to the range of $\theta=0.40\sim 0.08$ (equivalent to pF 3.2~pF 6.2).

The hysteresis of $K(\theta)$ between the wetting and the drying process became wide in the case of the Kuroboku soil.

2) Method of Dirksen

The values of $D(\theta)$ and $K(\theta)$ for both the wetting and the drying process are given in Fig. 13.

The measurable range of $D(\theta)$ and $K(\theta)$ corresponded to a range of $\theta=0.43\sim 0.55$ (equivalent to pF 2.4~1.7) for the wetting process due to the restriction caused by the filter, and to a range of $\theta=0.41\sim 0.27$ (equivalent to pF 3.1~pF 4.2) for the drying process since specific conditions had to be fulfilled.

In brief, for the determination of $D(\theta)$ and $K(\theta)$, the method of Bruce and Klute is more suitable than the method of Dirksen when the fluctuations in the water content are large. On the other hand, the method of Dirksen can be applied to undisturbed soil *in situ*.