

土壤水分傾度による土壤水分の移動

誌名	農業氣象
ISSN	00218588
著者	鈴木, 義則 谷口, 利策
巻/号	28巻3号
掲載ページ	p. 165-171
発行年月	1973年1月

土壤水分傾度による土壤水分の移動

鈴木 義 則・谷 口 利 策

(九州農業試験場 畑作部気象災害研究室)

Moisture Movement in Soil due to a Moisture Gradient.

SUZUKI, Y. and TANIGUCHI, R.

Lab. of Meteorological Disaster, Upland Crop Division, Kyushu National

Agricultural Experiment Station, Miyakonojo

1. はしがき

火山灰土地帯の畑地の土壤水分の消費機構を研究する過程において、われわれは、表層部分の土壤水分が、前日夕刻の測定値に比して、翌朝かなり多くなる現象、すなわち、土壤水分の夜間回復現象の存在を認めた。これは、日中の強度の蒸発散によって、表層部の土壤水分が減少させられ、土層内に不均一な土壤水分の分布が生じたこと、そしてその水分傾度にもとづいて水分が移動する結果となったことが考えられる。そこで、この関係を追求するために、本研究が行なわれた。

さて、土層内に水分の傾度があれば、水分の移動がおこる。ダーシー法則をはじめとして、多くの研究がなされているが、不飽和状態の土層内における水分の移動は、研究の途上にあり、目下盛んに、基礎的な研究が進められている段階といえよう^{3,11)}。ここでは、基礎的立場から、土壤水分の絶対量と土壤水分拡散係数の関係を、2種類の土壤について検討し、ついで南九州の火山灰土壤を代表にとり、自然条件下における土壤水分拡散係数の変動について、その支配条件をさぐる方向から検討を加えることにした。

2. 実験方法

A) 基礎実験：温度傾度装置¹⁰⁾によって、人為的に水平方向に土壤水分の乾→湿潤の連続的な分布を作った土壤槽(長さ 25cm, 断面 20×15cm (細砂の場合), 10×13cm (火山灰土))を定温の室内にセットし、所定の期間経過後に、水分傾度にもとづく還元流を測定する。

昭和47年3月29日 九州支部冬季例会および
昭和47年4月10日 全国大会にて発表
昭和47年9月8日 受理

1) 細砂：材料は、九大農学部構内のもので、0.5mm 目の篩を通過した細砂である。土壤槽を温度傾度装置からとりだし、25°C にコントロールされたファイトロンの一室におき、土壤水分は3日間経過後に、土壤を定容採土し炉乾法で決定した。

2) 火山灰砂壤土：材料は、九州農試畑作部圃場のもので、3mm目の篩を通過した黒色砂壤土である。上記1)と同様に実験したが、ここでのちがいは、約30°Cの室内にセットしたこと、および7日間、14日間後に土壤水分の測定がおこなわれたことである。

B) 圃場実験：定水頭式ライシメーター内の土層における水分の移動を、自然の蒸発条件下で測定した。用いた装置は、直径56cm, 深さ90cmの土壤槽とこれに連結した地下給水式自記蒸発散位計で、土壤は、九州農試圃場の土壤層序とほぼ等しくなるように、填充し、地下水位を、70cm 深定水位とし、土壤面蒸発量を測定した。植物の影響を除去するために裸地状態に保った。土層内水分は、毎朝9時に、あらかじめセットしておいた誘電式土壤水分計にて、定期的に5cm, 10cm および20cmの各深度の土壤水分を測定した。なお必要に応じて、午後、夜間の測定も行なった。装置の設置場所は、畑作部気象観測露場である。

C) 畑土壤水分の動態実験：黒色火山灰砂壤土(腐植質アロフェン土壤)から成る畑作部圃場に、テンションメーター(東近農試型で自家製)を5, 10, 20, 30, 40, 50, 60cmの各深度に埋設し、朝夕読み取りを行なう。畑は、サトイモ、ゴボウ、ニンジンなどが栽培されていた。

3. 実験結果の検討

A) 基礎実験の結果と考察

細砂、火山灰砂壤土とも、温度傾度の大小によって、

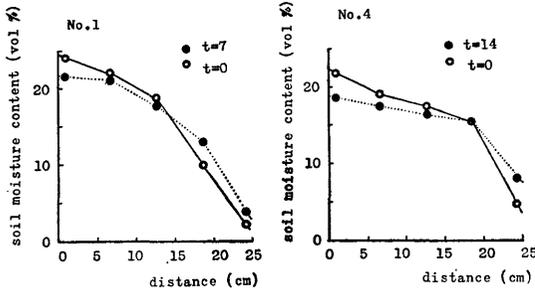


Fig. 1. Soil moisture movement by soil moisture gradient. (distribution of soil moisture $t = n$ days after.)
(Volcanic ash sandy loam, 1967)

初期水分分布のことなる土壤槽が数種えられた。これら土壤槽内における所定期間経過前後の水分分布の数値が、Fig 1. に示されている。水分傾度にもとづいて、湿润側から乾燥側への移動が発生していることがわかる。

1) 水分傾度による土壤水分移動の理論

拡散理論によれば、水分傾度にもとづく水分の移動は、次式で示される⁴⁾。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \dots\dots\dots(1)$$

ただし、 D : 液相の拡散係数、 θ : 土壤水分 (c c / c.c), t : 時間、 x : 移動距離

鈴木・丸山 (1957) も、この理論式を応用して、土壤水分傾度法による土壤面蒸発量の推定方式を示した⁹⁾。

$$E = D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \dots\dots\dots(2)$$

$$D = \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) / \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \right) \cong (\Delta \theta / \Delta t) / (\Delta^2 \theta / \Delta x^2) \dots\dots\dots(3)$$

ただし、 E : 土壤面蒸発量

また、Cassel ら (1968) は、(1)式を積分した形にして、水分方向の等温条件下での水分の移動を、土壤水分吸引圧を実測することなく、土壤水分容積率を知るだけで求めることを試みている¹⁾。すなわち、

$$\int_0^{x_0} \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot dx = D \theta \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=x_0} - D \theta \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=0} = D \theta \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=x_0} \dots\dots\dots(4)$$

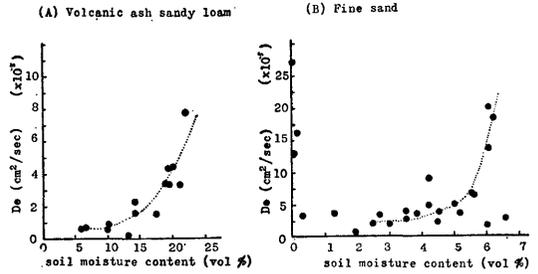


Fig. 2. Observed values of soil water diffusivity (D_{θ} cm²/sec) versus soil moisture content for (A) volcanic ash sandy loam, and (B) fine sand.

$$\int_{L_0}^L \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot dx = D_{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{x=L} - D_{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=x_0} = -D_{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=x_0} \dots\dots\dots(5)$$

ただし、 x_0 は、土壤槽の水分移動の方向にそった任意の点で、みかけ上の水分変化がおこらない点、 L は水分移動のおこった最先端までの長さで、(4)式は、 $0 < x \leq x_0$ 、(5)式は、 $x_0 \leq x < L$ の範囲について成り立つ。土壤水分拡散係数 D_{θ} は、(4)式から求める。すなわち、

$$D_{\theta} = \int_0^{x_0} \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot dx / (\partial \theta / \partial x) \dots\dots\dots(6)$$

2) 土壤水分拡散係数 D_{θ} の算出結果

(6)式にもとづいて計算した結果の一例を、火山灰土壤について、Table 1 に示す。 t の間隔が、微分方程式で定義されるような短い時間ではないので、かなりの誤差が入ってきていると考えられるが、土壤水分測定精度を考慮すると、このていどの時間が要求されるので、実際的な使用に耐えられるものとして取扱うことにする。

Fig. 2. は、土壤水分の量と D_{θ} の関係を、土壤ごとに、初期水分分布の異なるいくつかの実験についてえられた結果をまとめて記したものである。これから、火山灰砂壤土の土壤水分拡散係数の値は、不飽和域の $\theta = 30\%$ (vol %) 以下の範囲では、 $10^{-6} \sim 10^{-5}$ cm²/sec のオーダーをもち、 $\theta < 20\%$ になると、値が小さくなり、 $\theta > 20\%$ では、急激に増大することがわかる。

つぎに、細砂土のデータは、Fig. 2. (B) に示したよう

Table 1 Soil water diffusivity values by Soil moisture gradient method (Volcanic ash sandy loam)

Experimental condition	Distance cm	soil moisture content			$\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \cdot dx$ (%/day·cm)	$\int \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot dx$ (1) (%/day·cm)	$\frac{\Delta \theta}{\Delta x}$ (2) (%/cm)	D_{θ} (1)/(2) (cm ² /day)	D_{θ} (cm ² /sec) ($\times 10^{-5}$)
		$\theta_{t=0}$	$\theta_{t=n}$	$\Delta \theta$					
		(vol %)	(vol %)	(%)					
No. 5 $t = 7$ days $\Delta x = 6$ cm	0.5	23.93	21.26	-1.715	-1.47	-1.47	-0.219	6.712	7.77
	6.5	21.66	20.90	-0.85	-0.728	-2.198	-0.585	3.757	4.35
	12.5	18.24	17.30	0.82	0.703	-1.495	-1.080	1.384	1.60
	18.5	10.00	12.58	0.855	0.733	-0.762	-1.379	0.553	0.64
	24.5	2.58	3.45						

に、不飽和域の土壌水分においては、 $10^{-5}\text{cm}^2/\text{sec}$ のオーダーをもち、毛管水分の連続が起りうる水分になると急激に増加することが明らかである。極乾状態の水分域において、 D_{θ} が急に大きくなる現象をめせているが、これは、Casselら (1968) のデータに近いものと考えてよい。しかしながらこのような、極乾状態は、實際上その出現の可能性は、きわめて小さい。

B) 圃場実験の検討

1) 実験結果

1970年および1971年の実験期間中、連続晴天により、定水頭式蒸発散位計がスムーズに作動したとみられる期間を、各季節ごとにとりだして、土壌水分傾度、土壌面蒸発量の検討をおこなった。

(1) 土壌水分の垂直分布と昼夜の水分移動状況

Fig. 3. に、土壌水分の垂直分布と自記紙上にあらわれた地下補給水量 (=土壌面蒸発量) の移動状況の例を示した。これによると、降雨が侵入した時 (ここには例示していない) 以外の垂直分布は、表層が乾燥気味で、下層にいくにしたがい高水分となり、その勾配もほぼ上下

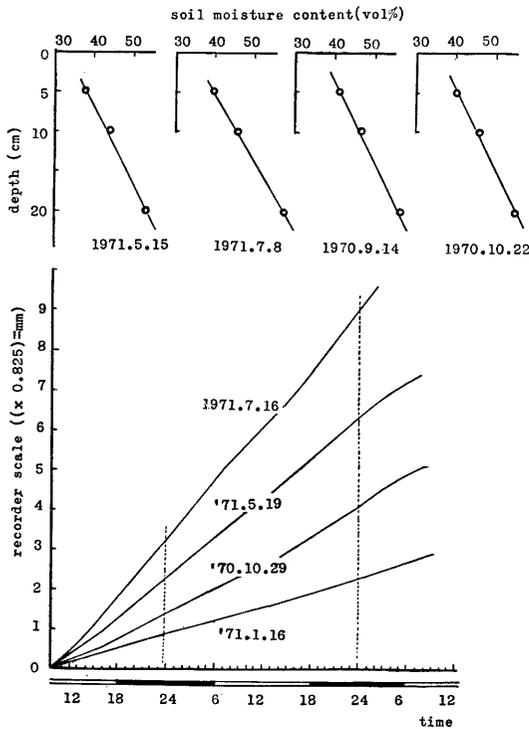


Fig. 3. Vertical distributions of soil moisture (the Upper) and examples of records of supplying water from water tank at 70cm depth (the Lower) on several seasons. (Volcanic ash soil in Miyakonojo)

直線で結ばれる形をとっていることがわかる。表層部の土壌水分は、若干の変動はあるが、70cm の地下に定水位があって、補給水が自由に上昇できる条件下では、それほど大きな動きはないといえそうである。記録紙に表われた地下補給水量の動きをみると、このような、70cm の深さに水位を保つ定水頭式装置を用いた場合、昼夜の間には、明確な区別がないことが明らかである。地下水位の設定 70cm 深に対しては、外界条件に追従しえないとする意見もあるが、畑地を対象とした場合の土壌水分の移動をみる場合には、水田とはちがって、あるていど地下水位が低い方が、より実際に近い現象をもたらすのではないかと考えられる。

(2) 各要素の季節変化

Fig. 4. に、土壌水分拡散係数 (D_{θ})、土壌水分傾度 ($\Delta\theta/\Delta x$)、地温、日射量 ($Q+q$)、土壌面蒸発量 (E_s) など関係要素の季節変化を示した。これらは、連続晴天

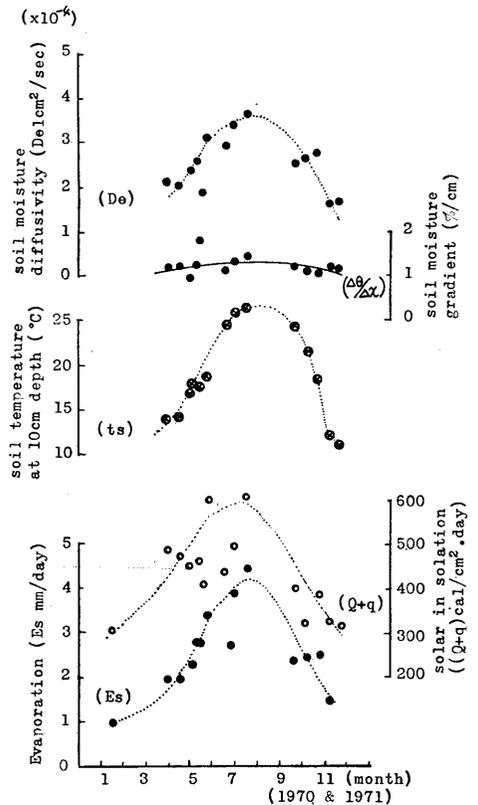


Fig. 4. Seasonal changes of evaporation from soil (E_s), soil temperature (t_s), soil moisture gradient ($\Delta\theta/\Delta x$) and soil water diffusivity (D_{θ}) for volcanic ash soil of which water level is hold at about 70cm depth in Miyakonojo. (1970 & 1971)

期間における平均値で、降雨日の値は入っていない。図によると、水分傾度をのぞく他要素はすべて、明確な季節変化をもっていることがわかる。

2) 実験結果の考察

Fig. 4. に示された、土壌水分拡散係数(D_{θ})は、非常に荒い方法であるが、(2)式を利用して算出した。すなわち、

$$D_{\theta} = E_s / (d\theta/dx) \dots\dots\dots(7)$$

である。土壌水分拡散係数は、固定値が望ましいが、Fig. 4. にみるように、著しい季節変化をもっていることが明らかとなった。その変化は、火山灰黒色砂壤土の場合、一般の気象条件下で自由に蒸発が行なわれ、かつ土壌水分容積率が40%程度の時、7月 $D_{\theta} = 3.6 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec}$ 、11月 $1.6 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec}$ 、2月 $1.4 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec}$ といどの値であることがわかった。土壌面蒸発量と D_{θ} との関係を図5. に示した。

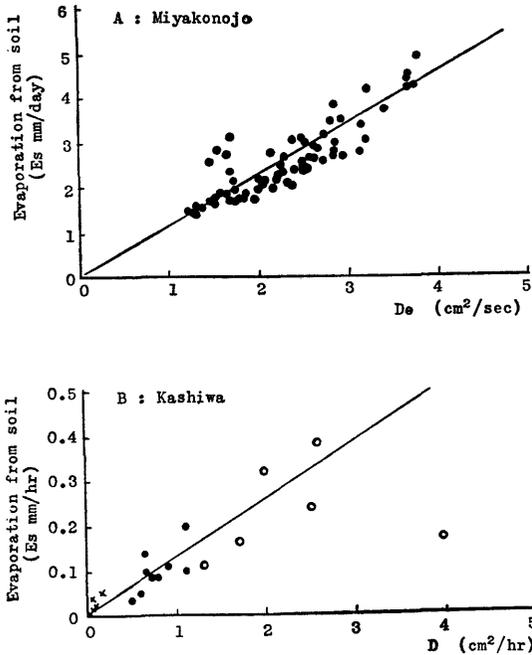


Fig. 5. Evaporation from soil surface (E_s) versus soil water diffusivity values.

A: volcanic ash Sandy loam in Miyakonojo (author)

B: volcanic ash Sandy loam and clay in Kashiwa (after Maruyama & Takasuna 1965)

D_{θ} が大きくなるにつれて、蒸発量が大きくなり、両者は、ほぼ比例関係にある。これは、土壌面蒸発あるいは、土層内の水分移動に関する要因として、土壌水分傾度より、むしろ土壌水分拡散係数の方がより大きいことを意味している。もちろん、 D_{θ} が一定のときには、

水分傾度の大きさが、移動量を左右することになる。

丸山・高砂(1960)が、柏のローム・クレイについて調べた結果⁵⁾について、 D_{θ} と土壌面蒸発量の関係を筆者らがグラフ化したものを(B)に示したが、筆者らの得た結果とほぼ等しい傾向をもったものであることがわかった。このことは、時間間隔を短かくとり、(3)式を用いて算出した丸山らの D_{θ} の値と同様に、本方法のようなさらに荒いやり方でも D_{θ} の算出が可能であることを示しているといえよう。また新庄(1969)も、鈴木・丸山の方法を用いて、ソルゴー植被下における土壌面蒸発を検討し、土壌面蒸発の量および日変化におよぼす効果は、土壌水分拡散係数の方が、土壌水分傾度より圧倒的に大きいことを認めている⁸⁾。しかし、土壌水分拡散係数の日変化の理由は、後日の検討にゆずっている。

さて、土壌水分拡散係数の変動要因について考えてみよう。蒸発量が多いことは、土壌水分拡散係数の変動要因について考えてみよう。蒸発量が多いことは、土壌水分拡散係数が大であることにより導かれるものと考えべきで、蒸発量が多いから、土壌水分拡散係数が大きくなるものとは考えられない。しからば、 D_{θ} の値が、夏季に増大する原因は何であろうか。蒸発現象の支配条件は、自然環境のもとでは、日射エネルギーであると考えられるが、土層内の水分移動は、日射量の影響を間接的に受け、結果的には、“日射→地温上昇”の形となって、地温の影響が大きくなるものとするのが妥当と思われる。そこで、地温と D_{θ} の関係をとってみたい。

Fig. 6. にみるように、数値に乱れが存在するが、地温と土壌水分拡散係数の間には、指数関数的な動きが認められる。ここで、地温は、10cm 深の9時における値の晴天期間平均値がとられた関係上、乱れが増大された可

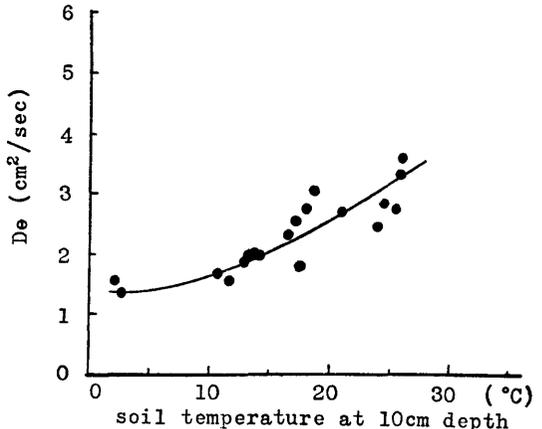


Fig. 6. Relation between soil water diffusivity (D_{θ}) and soil temperature at 10cm depth.

能性がある。こうしたことを考慮すると、土壌水分拡散係数は、土壌水分含量に変化がないときは、その地中温度によって、影響されると考えてよい。

土壌水分が、40~50% (vol %) の火山灰黒色砂壤土の土壌水分拡散係数は、 10^{-4} cm/sec オーダーにあることがわかったが、これは、基礎実験でえられたオーダーと同じになる。すなわち、基礎実験の場合、土壌水分は、0~25%の範囲であったが、外挿して、40~50%の水分に相当する D_0 の値を求めると、S字型の曲線を描きながら、 10^{-4} cm/sec オーダーに接近するのである。これは、Peck (1964) が、slate dust に対して求めた水分-水分拡散係数の関係⁶⁾ と傾向を等しくしていると考えられる。

C) 火山灰土壌における土壌水分の夜間回復現象に対する考察

火山灰土壌の畑地の乾燥過程においては、夕刻から朝にかけての土壌水分の動態は特徴的である。すなわち、前日夕刻に測定した土壌水分量に比して、翌朝測定した水分の方が、露の有無にかかわらず多くなる、いわゆることである。その実態の一例を Fig. 7. に示す。

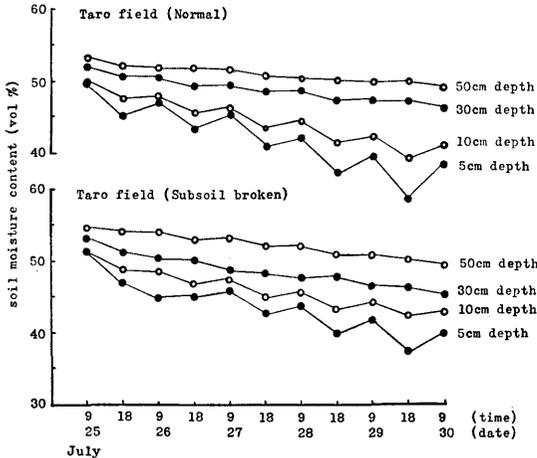


Fig. 7. Examples of night recovering phenomenon of soil moisture in upland field of volcanic ash sandy loam. (Miyakonojo, 1971)

これは、1971年7月の連続晴天時における各深さごとの土壌水分の動態を示したものであるが、図から明らかなように、表層部においては、夜間に増加し、日中にその増加分以上を蒸発散させながら、全体的には乾燥化が進んでいることがわかる。このような現象は、椎名・竹中 (1961) も、平塚砂壤土を填充したフローティングライシメーター実験で認めている⁷⁾。

さて、この夜間回復現象の解釈であるが、われわれは、土壌水分傾度による移動現象とみたい。1971年に栽

培実験を行なったサトイモとゴボウ (いずれも高畦栽培で心土破碎処理の有無の区をもち、ゴボウ畑は、平畦栽培のものもある) の植生下の圃場における夜間回復現象の計算を行なった。移動水分量は、地中 10cm 深の部位から地中 5 cm 部位への夜間におけるものを算出した。計算は、(2)式を利用することにし、土壌水分拡散係数 D_0 は、この時期の地温を考慮し、Fig. 6. から読みとったものを使用した。たとえば、7月下旬の例では、 $D_0 = 13.82\text{cm}^2/\text{night}$ を用いている。実測の夜間移動量と計算値との関係は、Fig. 8. に示すように、ばらつきはあるもののほぼ良好な関係にあることがわかる。

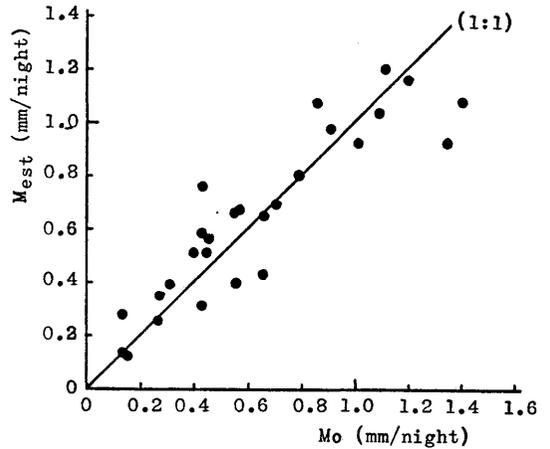


Fig. 8. Relation between observed moisture flux at night (M_o) in 0—5 cm soil layer of volcanic ash sandy loam and estimated moisture flux from the equation “ $E = D_0 d_0/dx$ ” (M_{est}) for the soil moisture movement at night. (Miyakonojo, 1971)

また、椎名らの例⁷⁾を同じ方式で検討したところ、 D_0 として都城のデータを採用したにもかかわらず、Fig. 8. に示した関係と同様なものがえられた。

したがって、火山灰砂壤土畑地における夜間の水分の回復現象は、日中の強度の蒸発散により乾燥した表層部とそれ以下の深部における湿潤部との土壌水分傾度が原動力となって、発生する現象と考えてさしつかえないようである。日中の消費水量が大きいだけ、下層からの補給水量が大きかったことは、1970年度においても観測されたが、水分傾度の大小も移動水量の大きさに影響していることを物語っている。

4. 要 約

土壌水分の移動形態の1つである水分傾度にもとづく移動について、南九州の火山灰土壌 (腐植質アロフェン土壌 S.L) と北九州の細砂土を用いて、基礎的応用的観

点から研究を行なった。一般的現象としては、火山灰土壌からなる畑地の水分動態中の夜間の土壌水分の回復現象があげられる。この現象の解明は、未検討の問題であった。水分傾度による移動を取扱う上において重要なことは、土壌水分拡散係数 D_θ の性質、たとえば、土壌水分の絶対量に対する反応やその変動の実態を知ることである。実験の結果以下のことが明らかにされた。

(1) D_θ 土壌水分含量に対する反応は、火山灰砂壤土、細砂土、それぞれある水分をこえると、急激に増加する形であった。(Fig. 2.)

(2) D_θ のオーダーは、火山灰土壌では、土壌水分 (θ) 5~25%で、 10^{-5} cm/sec オーダー 40~50%で、 10^{-4} cm²/sec オーダー、細砂土 1~5%で 10^{-5} cm²/sec オーダーであった。

(3) 晴天期間における平均的な D_θ は、顕著な季節変動をもち、夏季に大きく、冬季に小さくなった。(火山灰土)

(4) この変動の支配条件としては、地中温度が考えられ、土壌水分がほぼ一定量のときは、地温と D_θ の間には、密接な関係がみとめられ、地温が15°Cをこえと、 D_θ が大きくなる傾向がわかった。(Fig. 6.)

(5) 火山灰土壌畑地における土壌水分の夜間回復現象について、水分傾度法の立場から検討した。基礎実験から導かれた D_θ を利用して、 $E = D_\theta \cdot \Delta\theta / \Delta x$ から夜間移動量を推定した結果、実測の水分移動量と良好な対応関係にあった (Fig. 8.)。したがって、畑地の水分の夜間回復現象は、土層内の水分傾度による土壌水分の移動の結

果と考えてよいことが明らかにされた。

参考文献

- 1) CASSEL D.K., A.W. WARRICK D.R. NIELSEN and J.W. BIGGER (1968) Soil water diffusivity values based upon time dependant soil-water-content distribution. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc.*, 132 774~777
- 2) 岩切 敏 (1968) 南九州における裸地面蒸発 農業気象 23 151~158
- 3) 岩田進午 (1970) 土壌水分の運動について 農業気象 26 41~49
- 4) Klute A. (1952) A Numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Sci.* 73 105-116
- 5) 丸山栄三, 高砂 学 (1960) 土壌面蒸発を土壌水分傾度より推定する方法 (結報) 農業気象 15 139-142
- 6) Peck A.J. (1964) The diffusivity of water in a porous material. *Aust. J. Soil Res.*, 2 1~7
- 7) 椎名乾治・竹中 肇 (1961) 畑地保留水の消費機構 (1) 農土論集 2 49-55
- 8) 新庄 彬 (1969) ソルゴ群落下における土壌面蒸発について 三重大学農学部学術報告 38 127-135
- 9) 鈴木清太郎・丸山栄三 (1957) 土壌面蒸発を土壌水分傾度より推定する方法 (序報) 農業気象 13 45-48
- 10) 鈴木義則 (1962) 温度傾度下における土壌水分の移動 (第1報) 農業気象 19 98-104
- 11) 寺沢四郎 (1968) 畑土壌水分の運動に関する諸問題 日土肥 39 396-406 (1968)

Summary

In the drying process of soil moisture, we recognized of the night recovering phenomenon of moisture in the upper soil layer of upland field in southern parts of Kyushu, of which soil consists volcanic ash soil in base. So, we tried to analyze the cause of soil moisture movement at night, using the results of fundamental experiments in laboratory and applied experiments in fields. The author discussed on the mechanism of moisture movement by a moisture gradient in the moist soil, especially on the relations between soil water diffusivity coefficient (D_θ) in eq. 3, eq. 4 and eq. 5 and soil moisture content, and then on the seasonal variation of (D_θ).

The results obtained from the experiments can be summarized as follows:

- 1) Soil water diffusivity (D_θ) increase exponentially their values with the increase of soil moisture content in fine sand and in volcanic ash sandy loam respectively.
- 2) The values of (D_θ) for volcanic ash sandy loam are in 10^{-5} cm²/sec order in soil moisture range 5~25% (vol%) and in 10^{-4} cm²/sec order in 40~50%. For fine sand, the order of (D_θ) is in 10^{-5} cm²/sec order in 1~5% (vol%) and in 10^{-4} cm²/sec order in the soil moisture range more then 6% (Fig. 2)
- 3) Under natural conditions, (D_θ) shows remarkable seasonal variations, that is, larger in summer and smaller in winter. (volcanic ash sandy loam) (Fig. 4.)

4) The major cause for the seasonal variation of (D_{θ}) is thought to be the variation of soil temperature. •

5) To make clear the night recovering phenomenon of moisture in volcanic ash sandy loam, we discussed it from the standpoint of moisture transfer due to a moisture gradient in soil.

Next equation was used here for the estimation of amount of water transfer at night; $E = D_{\theta} \cdot \Delta\theta / \Delta x$, where E is the amount of water transferred from the deeper layer to the upper layer (its distance is Δx), and $\Delta\theta / \Delta x$ is a moisture gradient. In spite of having used the obtained values from fundamental experiments as the value of (D_{θ}), the estimated values of moisture transfer at night coincided with the observed values fairly well. (Fig. 8.) Therefore, the night recovering phenomenon of soil moisture in upland field of volcanic ash soil is thought to be introduced by the moisture gradient in soil layer.