

土の水分と根の吸水

誌名	熱帯農研集報
ISSN	03888355
著者	岩田, 進午
巻/号	64号
掲載ページ	p. 14-18
発行年月	1989年9月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



土の水分と根の吸水

岩田進午

1. はじめに

土の水分恒数として、永久シオレ点が提案されてから、すでに40年以上が経過している。灌水量を見積もるなどの技術的側面において、この概念は、大きな偉力を発揮した。しかし、そのあまりにも高い有用性のおかげにかくれて、この概念のもつ曖昧さは、検討されることのないまま現在にいたっている。植物に水分ストレスをひきおこすのは、土が根のまわりに十分な水を供給しえないためなのか。もしくは、根の周囲の土の水ポテンシャルの低下により、植物体自身の生理的活性がおとろえるためなのか、このような疑問に答えることなしに、水分の極限状況下におかれた植物の挙動を解明することはできない。ここでは、このような問題意識を底辺に据えて、植物の吸水に関連する諸問題を紹介する。

2. 根の吸水の駆動力

土—植物—大気への水移動の駆動力は、水ポテンシャルの勾配である。

1) 水ポテンシャル

水ポテンシャルは、水の化学ポテンシャルと等価である。一般に、水ポテンシャルは、大気圧下にある純水の値を基準として、圧力単位であらわされる（例えば、岩田、1961）。圧力の単位としては、 KP_a もしくは気圧が多く用いられている。表—1に、他の単位と

の関係を示しておく。

2) 水ポテンシャルの成分

土中水の水ポテンシャルは、マトリックスポテンシャル ϕ_a と浸透ポテンシャル ϕ_s の和である。植物体内の水の水ポテンシャルは、圧力ポテンシャル ϕ_p と浸透ポテンシャルの和としてあらわされる。マトリックスポテンシャルは、土粒子と水のと相互作用に帰因する水ポテンシャルの低下量。浸透ポテンシャルは、溶質の存在による水ポテンシャルの低下量。圧力ポテンシャルは、膨圧の存在にともなう水ポテンシャルの増加量である。したがって、前二者は負値で、後者は正値で示される。

浸透ポテンシャルと溶質の濃度との関係は、近似的に次式で示される。

$$\phi_s = \frac{-RT}{1000} \sum N_i \dots\dots\dots (1)$$

R：気体定数、T：ケルビン温度、 N_i ： N_i 種の溶質の重量モル濃度

浸透ポテンシャルとモル濃度の数値関係を表—2に示す。1モルの濃度は、24気圧前後のマトリックスポテンシャルと同じ効果を、水中から植物への水移動において発揮する。

3) 駆動力

土中水の水移動の駆動力は、マトリックスポテン

表1. 水ポテンシャルの単位

erg	0	10^4	10^5	10^6	10^7	10^8
KP_a	0	-1	-10	-100	-1000	-10000
(cm)						
水柱高	0	10	10^2	10^3	10^4	10^5
pF	0	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
気 圧	0	-0.01	-0.1	-1	-10	100

表2. 浸透ポテンシャルとモル濃度の関係

モル濃度	0.01	0.1	1.0
浸透ポテンシャル (kPa)	-2.4×10	-2.4×10 ²	-2.4×10 ⁻³
(気圧)	0.24	2.4	24

シャル勾配と重力ポテンシャル勾配であり、浸透ポテンシャルは、これに関与しない。これに反して、土から根への水移動に際しては、浸透ポテンシャルが大きな役割を果す。細胞壁が、半透膜の役割を演じるからである。

土から根への水フラックス、 J_v 、は次式で与えられる。

$$J_v = L_p [\nabla (\phi_m - \phi_p) + \sigma \nabla (\phi_s^S - \phi_s^P)] \quad (2)$$

L_p は細胞膜の透過係数(透水係数)で、抵抗の逆数である。 ϕ_s^S および ϕ_s^P は、それぞれ、土および根に存在する水の浸透ポテンシャルをしめす。 σ は反射係数とよばれ、膜をはさんで浸透圧差が存在する場合、溶液の流れに対し、浸透圧差がどれだけ有効に働くかを示す尺度である(例えば、岩田、1985)。細胞膜が完全な半透膜(すべての溶質を一切通さない)ならば、 $\sigma = 1$ となる。砂のように、水もすべての溶質を自由に通す場合には、 $\sigma = 0$ である。

3. 植物の水ストレスと土の水分供給能

植物の水ストレスは、土が根に十分な水を供給できないからおこるのであろうか。それとも、土が乾くことによって(土の水ポテンシャルの低下によって)、植物の水ストレスが生じるのだろうか。長谷川は、単純な吸水モデルを考えることにより、この答を見事に与えている(長谷川、1987)。

計算の際採用された土中水の水ポテンシャル、それ

に対応する不飽和透水係数、根の吸水率、根の直径、隣り合う根間の平均距離の値を次に示す。

土の水ポテンシャル： -100kPa と -1500kPa (pF4.2)を仮定した。

土の不飽和透水係数 K ： -100kPa に対して $1 \times 10^{-9}\text{cm/sec}$ 、 -1500kPa に対して $1 \times 10^{-11}\text{cm/sec}$ 。水田や畑のある層の透水係数の値が 10^{-6}cm/sec 以下であるとき、その層を不透水層とよぶ。ここで仮定した値は、その値の千分の1、10万分の1の値であり、十分妥当な値である。

吸水率： $0.011\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$ 。この値は、ダイズの日蒸散量を十分保証する値である。なお、吸水率の単位は、1cmの長さの根が1日に吸水する水量であらわされている。

根の直径および隣り合う根の間の距離： 0.5mm および 8mm 。後者の値は、ダイズの実測値から求めた。

計算結果を、表-3に示す。この場合、 ϕ_s は隣り合う根の間の中点における土中水の水ポテンシャル。 ϕ_r は根の表面の水ポテンシャル。 R_p は植物の流動抵抗で、Jonesによって求められた値である。

根から4mmはなれた点の水ポテンシャルが -100kPa のとき、根の表面の土のそれは -105kPa で、そのポテンシャルの低下はごく僅かである。この事実は、土の中の水の移動が、根の吸水のネックになっていないことを示している。一方、根から4mmはなれた点の水ポテンシャルが、 -1500kPa の場合、根の表面の土の水ポテンシャルは -2000kPa にたっしている。したがって、根が吸水しうるためには、葉の水ポテンシ

表3. 土壌と根の表面との水ポテンシャル差と流動抵抗

ϕ_s (MPa)	$K(\text{cm} \cdot \text{s}^{-1})$	ϕ_r (MPa)	流動抵抗($\text{d} \cdot \text{cm}^{-1}$)
-0.1	1×10^{-9}	-0.105	$R_s = 5.1 \times 10^3$
-1.5	1×10^{-11}	-2.01	$R_s = 5.1 \times 10^5$ $R_p = 2.3 \times 10^6$

ルは更に低下していなければならない。気孔は、葉の水ポテンシャルが、 $-1200 \sim -1600 \text{ kPa}$ で閉じると言われている。したがって、植物は明らかに水ストレスの状態にある。このときの土と植物の水に対する流動抵抗をみると、植物のそれの方が土より大きい。

以上の事実を勘案すると、植物の水ストレスの要因は、土の水供給速度が低下するために生じるのではなく、土の水ポテンシャルが低下する（土が乾く）ことによってもたらされると考えてよさそうである。

4. 根の吸水力の限界

根は、どの位の水ポテンシャルまで、吸水することができるだろうか。従来、土の水分恒数の一つとして、永久シオレ点がある。それは、“土の水分不足のため、植物体が膨圧を維持できなくなってしおれ、そのしおれが飽和水蒸気圧のもとで給水しても、もはや回復できない土の含水量”と定義されている。そして、そのときの水ポテンシャルの値として、 -1.5 MPa ($pF4.2$)が採用されている。

この定義は、一見、もっともなようだが、よく考えてみるとかなり曖昧である。第一に永久シオレの原因が、植物にあるのか、土にあるのかははっきりしない。すなわち、植物は生理的に、水ポテンシャル -1.5 MPa 以下の水を吸うことができないのか。もしくは、生

理的に吸水可能であるが、水の移動速度が極めてゆるやかであるため、根のまわりの土が植物が必要とする水量のごく一部しか供給できないためなのか。明らかでない。第二に、 -1.5 MPa という値が、根に直接接している土中水の水ポテンシャルを指すのか、それとも、そのときの土中水の平均水ポテンシャルを指すのかははっきりしない。土が乾燥してくると土中の水ポテンシャルの分布は大変不均一となる。したがって、両者の差はかなり大きくなる。

図-1を見ていただきたい。この図は、根の吸水にともなう根のごく近くの水分量（水ポテンシャル）変化を、ガンマ線水分計で測定したものである（Hasegawa, 1986）。用いた土は、火山灰土である。測定開始後11日たつと、根は、 -1.5 MPa 以下の水ポテンシャルでも吸水を続けていることが読みとれる。図-2も、それぞれ厚さ10cmの火山灰土と重粘土のブロックを根に接触させ、根の吸水にともなう水ポテンシャル変化を測定した実験結果の一部である。示されている水のポテンシャルが -1.5 MPa よりも大きく低下しているのが認められる。なお、土の透水係数が 10^{-10} cm/sec のオーダーならば、土は根に十分な量の水を供給することができるという（Newman, 1969；Hasegawa and Sato, 1985）。

これらの実験結果から、次の結論が導き出される。

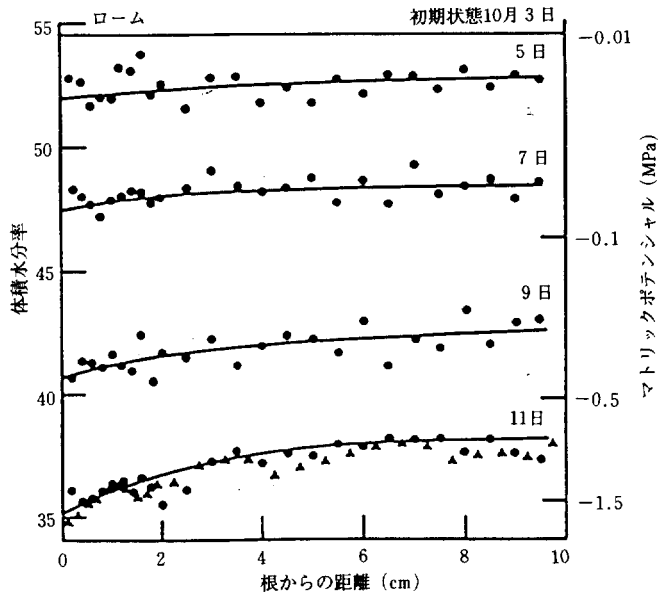


図1 ガンマ線水分計により連続的に測定した土壌水分変化 (▲ 炉乾法)

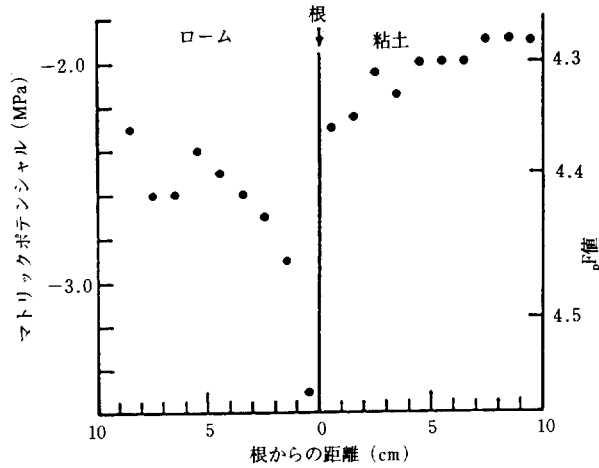


図2 根の近傍のマトリックスポテンシャル

①根は、 $-1.5MP_a$ 以下のポテンシャルの水でも吸水することが可能である。

②先に述べたように、根の周囲の土中水の水ポテンシャルが、 $-1.5MP_a$ 前後に低下すると、植物は水ストレスの状態にある。しかし、その状態でも、根は吸水可能である。このことは、植物のしおれが、土中水の水ポテンシャル低下よりも、むしろ、植物それ自身の生理機能と深くかかわっていることを推定させる。

5. 根の吸水モデル

多くの研究者たちが、いろいろな根の吸水モデルを提出している。細かい点は、それに関するレビュー（例えば、長谷川、1972；Iwata and Tabuchi, 1988）にゆずるとして、ここでは、モデルの大きな流れと、その限界について簡単に触れておこう。

根の吸水モデルは、微視的モデル（単一根モデル）と巨視的モデルに大別される。前者は、根の近傍の土中水の動きを円柱座標で表現した流れの方程式を解くことによって得ようとするものである。この典型的な解は、Gardner (1960) によって得られている。すなわち、

$$q = 2\pi \frac{k(\psi_1 - \psi_2)}{\ell_n(r_2/r_1)} = \frac{\int_{\theta_1}^{\theta_2} D(\theta) d\theta}{\ell_n(r_2/r_1)}$$

q：単位長の根の吸水率、k：問題とする領域の土の平均透水係数、 r_1 、 r_2 ：根の半径および隣り合う根の平均きよりの $1/2$ 、 ψ_1 、 θ_1 ： r_1 における土のマトリックスポテンシャルと水分量、 $D(\theta)$ ：水分量が θ のときの水分拡散係数

このモデルは、根の周囲の土の水分状態を推定するのは有効であるが、土—植物—大気系における水収支に対しては全く無力である。すべての根が吸水に参加するわけではないので、土中の根の分布が詳細に把握できたとしても、水収支に結びつかないのである。

巨視的モデルは、根の吸水システムを、各深さの土層に均一に分布する吸いこみと見なすのである。その方程式は次式で示される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial Z} + 1 \right) \right] - S(t, Z)$$

θ ：水分量、t：時間、Z：深さ、K：透水係数、 ψ ：マトリックスポテンシャル、 $S(t, Z)$ ：吸いこみ

右辺の第一項は、マトリックスポテンシャル差にもとずく土中の水分移動を示す項である。 $S(t, Z)$ は吸いこみで、時間と深さの関数として表現される。

巨視的モデルのポイントは、 $S(t, Z)$ をいかにして把握するかにかかっている。その把握の仕方に二つのタイプがある。一つは、土から植物への水の流れ S を、土および植物を通しての水ポテンシャルの差で示される駆動力と、水の流れに対する土および植物内の諸抵抗の和を用いて表現する方法である。最もわかり易いのがHillelのモデルである (Hillel et al., 1976)。すなわち、

$$S = \frac{\phi_{soil} - \phi_{plant}}{R_{soil} + R_{root}}$$

ϕ_{soil} ：深さの関数としての土中水の水ポテン

シャル、 ϕ_{plant} : 茎の底部の水ポテンシャル、
 R_{soil} : 土の中の水の流れに対する抵抗、 R_{root}
 : 水の流れに対する根の抵抗 (深さに依存する)

なお、 R_{soil} は、 $1/BKL$ に等しとされる。Bは実験定数、Kは透水係数、Lは土の単位容積内に存在する吸水根の長さである。

他のタイプは、植物の蒸発散にもとずいてSを求めようとするもので、Molzによって提起された (Molz, 1981)。 R_{root} と異なり、植物の蒸発散は、容易に測定しうる量である点に着目している。

$S(z, t) =$

$$\frac{T(t)\theta(z, t)L(z, t) [\psi(z, t) - \phi_x(t)]}{\int_0^V \theta(z, t)L(z, t) [\psi(z, t) - \phi_x(t)] dz}$$

$T(t)$: 土の単位表面積当りの蒸発散量、

$\psi(z, t)$: 土中水の水ポテンシャル、

$\phi_x(t)$: 根の導管内の水ポテンシャル、

$V(t)$: 根圏層の深さ、他の記号は全掲と同じ。

これらの巨視的モデルによって、土-植物-大気系の水収支を評価する道が開かれたように見える。しかし、それらが、有効な水収支の武器となるためには、まだ、いくつか超えなければならない壁をもっている。 R_{soil} 、 R_{root} 、Lの測定である。その意味で、第2のタイプは、Sを実測することにより、Lを評価することができるので、当面より有効なモデルと見なされる。

6. おわりに

ここでは触れなかったが、根の吸水と関連して、植物体内は言うにおよばず、土から根内にかけての水の流動抵抗すら、まだまだわからないことが多い。にも

かかわらず、わが国の現状を見ると、わが国の風土の影響をうけてか、植物の水分生理や根の吸水と土の水分とのかかわりなどについて研究される人々の層はごく薄い。国際的視野にたった研究のより一層の強化の必要性を、しみじみ感じるこの頃である。

引用文献

- Gardner, W.R. (1960) Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Sci.* **89** : 63-73.
- 長谷川周一 (1972) 植物の水分吸収のメカニズム、農業及び園芸、**58** : 1100-1104, 1235-1242
- Hasegawa, S. (1986) Changes in soil water content in the vicinity of soybean roots. *ISSS XIII Congress, vol. II* , 73-74.
- 長谷川周一 (1987) 土壌中の水移動と根の吸水、移動現象、日本土壤肥科学会編、博友社、11-40.
- Hasegawa, S., and Sato T. (1985) Soil water movement in the vicinity of soybean roots determined by root plane experiment. *農土論集*, **117** : 17-24.
- Hillel, D., H. Tapaz, and H. Van Keulen (1976) A macroscopic scale model of water and salt movement in the soil profile. *Soil Sci.* **121** : 242-255.
- 岩田進午 (1985) 土の物理化学と土質工学への応用 3. 土の物理化学、土と基礎、33、5、69-75 ; 33、6、67-72.
- Iwata, S., and T. Tabuchi (1988) *Soil-Water Interactions*, 285-290, marcel dekker New York.
- Molz, F.J. (1981) Simulation of plant water uptake, in *Modeling Waste-water Renovation by Land Application*. I.K. Iskandar, ed., Wiley, New York.
- Newman, E.I. (1969) Resistance to water flow in soil and plant., *Appl. Ecol.* **6** : 261-272.