

利用可能な土壌水分のモデル化

Modeling Available Soil Moisture

Gaylon Campbell, Ph.D

土壌中の水分量と利用可能度は、植物の根と土壌に生息する有機体にとって重要である。土壌中の水分量を記載する為、含水率量という用語を用いる。利用可能度を記載する為、水ポテンシャルと記述する。熱力学では、含水量は示量変数として、水ポテンシャルは示強変数として示す。両者共、土壌及び植物中の水の状態を正しく記述する必要がある。土壌中の水の状態を記述するのに加え、どの位速く水が土壌中を移動するかを知る必要があるかもしれない。この為、透水係数を知る必要がある。他の重要な土壌パラメーターは、全孔隙、土壌水の排出上限、土壌中の利用可能水の下限である。これらの特性は土壌によって大きく異なるため、これら有用なパラメーターと、土性やかさ密度のような容易に測定できる特性との間の相関を取るのは有益である。本章では、土壌水プロセスの単純モデルに必要な情報を紹介したい。

水分率とかさ密度

土壌中の水分量は含水量として記載される。この値は質量又は体積ベースで記載される。質量ベースの水分率は、105℃で加熱し乾燥土壌と分離した際の土壌サンプルから失われた水の質量である。この定義は研究室で水分率を求めるには有用だが、現場での水分量を記述するには有用ではない。ここで、体積ベース含水量はさらに有用である。これは、単位体積の土壌に保持される水の体積である。w が質量ベース水分率で、θ が体積ベース水分率の場合、

$$\theta = \frac{w\rho_b}{\rho_w} \quad (1)$$

ここで、 ρ_b 及び ρ_w は、かさ密度と水の密度である。土壌のかさ密度は乾燥土壌質量を土壌体積で割ったもので、水の密度は1 Mg/m³である。

鉦物土壌では、かさ密度は典型的に 1.1 から 1.7 Mg/m³ の値になる。体積含水率はそれ故、典型的に質量含水量より大きくなる。θ を水によって吸収される土壌容量として捉えられる。土壌によって吸収される部分は、かさ密度から以下のように計算が可能となる。

$$f_s = \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (2)$$

ここで、 ρ_s は土壌固形分の密度である。この値は典型的に約2.65 Mg/m³で、土壌中の全孔隙は1 - f_s である。土壌が完全に水で飽和されている場合、水分率は飽和水分率 ρ_s となる。これは、かさ密度から次のように計算される。

$$\theta_s = 1 - f_s = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (3)$$

水ポテンシャル

土壌に保持される全ての水が均等に植物、微生物、昆虫に利用可能な訳ではない。利用可能度の測定法の一つは、水ポテンシャルである。水ポテンシャルは、単位質量あたりのポテンシャルエネルギーである。土壌中の水は土壌マトリックスとの接着力によって保持され、引力に従うが、溶質を含むため、純粋な自由水に比べそのエネルギーが減少する。生息する有機体は、土壌から水を分離するのにエネルギーを消費する必要がある。水ポテンシャルは単位質量の水あたりのエネルギー量で、微量の水を土壌から分離し、純粋な自由水の基準プールに移送するのに必要なエネルギーである。エネルギーは通常、水を分離する為要求されるため、水ポテンシャルは通常負の量となる。単位質量あたりのポテンシャルエネルギーについては、水ポテンシャルの単位は32 J/kgで、単位体積当たりのエネルギーはJ/m³又はN/m又はPaである。J/kgが最適であるが、kPa

又はMpaで水ポテンシャルが報告される例も多数ある。1 J/kgは数字上、ほぼ1 kPaと等しくなる。

多くの要因が水ポテンシャルに影響する一方、生物環境で最も重要なのはマトリックポテンシャルである。水に対する土壌マトリックスの吸引力の為、これが発生し、それ故土壌マトリックスの特性と土壌マトリックス中の水量に強く依存する。図5.1は、砂、沈泥、及び粘土質土壌の典型的な水放出曲線、又は水分特性を示す。粘土はその小さい孔サイズと大きい粒子表面積の為、同量の水分率では砂やローム土よりも水ポテンシャルが低くなる。図(1)に示される様な水分特性は水分率の対数に対し、水ポテンシャルの対数がプロットされる場合、直線になる。これら曲線に対応する式は以下のようになる。

$$\Psi_m = \Psi_c \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (4)$$

ここで ψ_m はマトリックポテンシャル、 θ は体積水分率、 ψ_e は土壌の空気侵入ポテンシャルと呼ばれ、 b は定数である。空気侵入ポテンシャル及び飽和水分率は、一つの定数 a で以下のように表される事がある。

$$\Psi_m = a\theta^{-b} \quad (5)$$

従って

$$a = \psi_e \theta_s^b \quad (6)$$

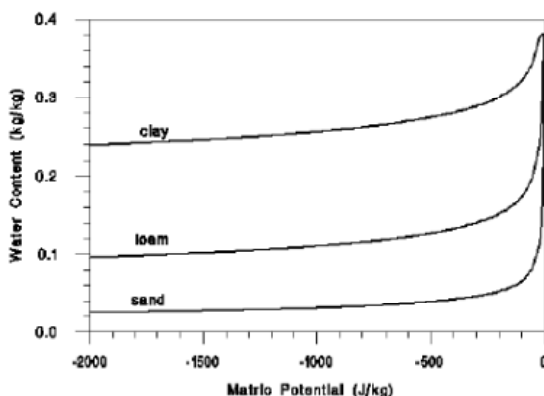


図1 3種土壌タイプの土壌水分特性

空気侵入ポテンシャル及び b 値は、土壌構造と土性に依存する。土性は土性分類名を用いて、特定可能だ。例えば、

砂の一部としてシルトローム又は砂質壤土、シルト及び粘土、又は平均粒径及び粒径の標準偏差である。後者は水理的性質の特定に有用である。土壌構造の測定に、かさ密度及び全孔隙量を用いる。

Shiozawa及びCampbell (1991) は、沈泥及び粘土部分の測定から、幾何学的平均粒径と標準偏差を得る次の関係を導いた。

$$d_g = \exp(5.756 - 3.454 m_t - 7.712 m_y) \quad (6)$$

及び

$$\sigma_g = \exp\{[33.14 - 27.84 m_t - 29.31 m_y - (\ln d_g)^2]^{1/2}\}$$

ここで、 m_t 及び m_y はサンプル中の沈泥及び粘土部分であり、 d_g は μm での幾何学的平均粒径、及び σ_g は幾何学的標準偏差である。

水力学特性と土性、土壌構造の関係は、多くの研究が実施されているものの、現在のところ全く明らかにされていない。次の式は、部分的に理論から、又部分的に多数の場所から得られた、実験的に近似されたデータ群から誘導された。空気侵入ポテンシャルの構造、及びかさ密度に対する依存性は、次の式から計算可能である。

$$\psi_e = \frac{-5}{\sqrt{d_g}} \left[2 \left(1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \right) \right]^{-b} = \frac{-5}{\sqrt{d_g}} (2\theta_s)^{-b} \quad (7)$$

ここで、 θ_s は式3から d_g は式6から得られる。指数 b は、次の式から推定可能である。

$$b = \frac{10}{\sqrt{d_g}} + 0.2\sigma_g \quad (8)$$

表1は12種の土性クラスを示し、各クラスの沈泥と粘土のおおよその割合も示した。又各クラスの d_g 、 σ_g 、 ψ_e 及び b 値も示した。

圃場容水量及び永久萎れ点

高い水分率では、水は速く移動する。それは、重力による下方に向かう力とほぼ飽和した土壌の高い透水係数の為である。しかしながら、水が土壌から排出されるに従い、透水係数は急速に下がり、移動率が下がる。重力影響下での水の下方移動は、水ポテンシャルが-10から-33 J/kgの間では非常に小さくなる。それ故、水ポテンシャルがこれら値以下の場合、水は根の周囲に保持され、植物の水摂取に利用可能だ。マトリックポテンシャルが-10から -33 J/kg間（砂の場合-10；粘土の場合 -33）の場合の水分率は、圃場容水水分率(θ_{fc})又は排出上限である。これは、土壌断面が大雨や灌漑で湿潤した際に、2、3日はその状態を保つと予測される水分率である。別の言い方では、水が加えられた直後を除き、現場の土壌で典型的に予測する範囲では最も高い水分率である。

$\psi_s = 0.5$ と仮定した場合の-33 J/kgでの水分率を、式4を用いて各土性に対して計算し、表1に示した。圃場容水量では、砂はわずか数%の水しか排出しない一方、目の細かい土壌では $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 以上の水分率の場合がある事に留意が必要である。但し、全ての圃場容水量水分率は、飽和時に比べかなり下の値である事にも注意がいる。表に示さ

れた値は、現場で確認される値に調整されなければいけない場合もある。何故なら、かさ密度は土性に依存する傾向があるためである。砂は高いかさ密度(1.6 Mg/m)を持つ傾向があり、目の細かい土壌は低かさ密度の傾向がある。

永久萎れは、その範囲の水ポテンシャルで植物が枯れる事を意味するわけではない。水が与えられない限り、植物が枯れた状態から立ち直らない事を意味する。多くの植物は、-1500 J/kgを大きく下回る水ポテンシャルでも土壌から水を取り込み、-1500 J/kgを大きく上回る水ポテンシャルでは、土壌からの急激な水取り込みによって植物の水利用を阻害する。この値は但し、植物が水を吸収する土壌のおおよその水分率下限値を与える。 $\theta_s = 0.5$ の場合の θ_{pwp} 値を表1に示す。

植物利用可能水は、圃場容水量と永久萎れ点間で土壌に保持される水と定義する。これらの値も表1に示す。この値は粗粒質土壌では低いが、他の土性では、圃場容水量と永久萎れ点値が大きく異なる場合でも、極めて均一な傾向である。ただし、表に示された値の使用に際しては、注意が必要である。

表1 土性別の土壌の物理的及び水力学特性 各土性につき、沈泥及び粘土部分は中間値です。全土性につき $\theta_s = 0.5$ と仮定した場合、水力学特性は本稿の式から計算されます。

土性	Silt	Clay	$d_{\xi} (\mu\text{m})$	σ_{ξ}	$\psi_{\xi} (\text{J/kg})$	b	$k_{\xi} (\text{kg s m}^{-3})$	$\theta_{-33} (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$	$\theta_{-1500} (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$	$\theta_{\text{av}} (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$
砂	0.05	0.03	210.96	4.4	-0.34	1.6	0.00211	0.03	0.00	0.03
ローム性砂	0.12	0.07	121.68	8.7	-0.45	2.7	0.001217	0.10	0.02	0.08
砂壤土	0.25	0.10	61.62	12.2	-0.64	3.7	0.000616	0.17	0.06	0.11
砂質粘土壤土	0.13	0.27	25.14	28.6	-1.00	7.7	0.000251	0.32	0.19	0.12
ローム土	0.40	0.18	19.81	16.4	-1.12	5.5	0.000198	0.27	0.14	0.14
砂質粘土	0.07	0.40	11.35	40.0	-1.48	11.0	0.000113	0.36	0.27	0.11
沈泥質壤土	0.65	0.15	10.53	9.6	-1.54	5.0	0.000105	0.27	0.13	0.14
沈泥	0.87	0.07	9.12	4.1	-1.66	4.1	9.12E-05	0.24	0.10	0.15
粘土ローム	0.34	0.34	7.09	23.3	-1.88	8.4	7.09E-05	0.36	0.23	0.13
シルト質粘土ローム	0.58	0.33	3.34	11.4	-2.73	7.7	3.34E-05	0.36	0.22	0.14
シルト質粘土	0.45	0.45	2.08	13.9	-3.47	9.7	2.08E-05	0.40	0.27	0.13
粘土	0.2	0.6	1.55	23	-4.02	12.6	1.55E-05	0.42	0.31	0.11

圃場含水量からのPWP推定

圃場含水量と永久萎れ点は、基本的土壌パラメーターから計算可能なため、補正は必要である。図2は、全12土性クラスの永久萎れ水分率を、圃場容水水分率に対してプロットしたものである。補正は良好で、データは2次式で良好に近似である。実践的な成果は、これらの変数の一方のみ知る必要があるという事で、他方は両者の関係から知り得る。

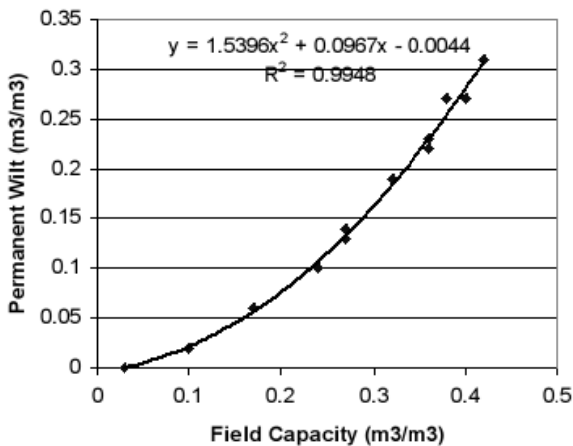


図2 表1に示される全12土性クラスについての、永久萎れ水分率の圃場容水水分率に対するプロット

土壌調査データからの水力学特性の取得

-33及び-1500 J/kg (1/3及び15バール)の水分率は、土壌調査データから取得可能である。それらデータが既知であれば、式(5.5)中のa及びbを求められる。式(5.5)の両軸の対数を取り、 $\ln \psi_m = \ln a - b \ln \theta$ を得る。 $\theta_{fc} = 33$ 及び $\theta_{pwp} = 1500$ 、そして対応する水分率を代入する(対数を取る場合、 ψ_m は正の数にする。負の対数は取れない)。2つの未知数b及びaに対し2つの式を得、2つのパラメーターの解を同時に得る。

$$b = \frac{\ln 1500 - \ln 33}{\ln \theta_{fc} - \ln \theta_{pwp}} \quad (9)$$

$$a = \exp(\ln 33 + b \ln \theta_{fc}) \quad (10)$$

使用した θ_{fc} 及び θ_{pwp} が体積水分率であるか、確認する。殆どの研究データは質量ベース水分率で、それは加熱

炉乾燥から測定される為である。もし質量ベース水分率であるならば、aとbを計算する前にかき密度と式1を用いて、体積ベース水分率に変換する。既知の値がある土壌の利用可能な水分率の推測値のみの場合がある。この場合、bを十分に精度よく推測し、aの値を求める。 $\theta_{av} = \theta_{fc} - \theta_{pwp}$ を土壌の利用可能な水分率とする。式(5)を置き換え(11)を得る。

$$a = \left(\frac{\theta_{av}}{\psi_{fc}^{-1/b} - \psi_{pwp}^{-1/b}} \right)^b \quad (11)$$

もしbを示す他の情報がない場合、5と仮定する。これで次の式が与えられます。

$$\theta_d = \frac{\theta_{pwp}}{3} \quad (12)$$

参考文献

1. Campbell, G. S. (1985) Soil Physics with BASIC: Transport Models for Soil-Plant Systems. Elsevier, Amsterdam.
2. Shiozawa, S. and G. S. Campbell (1991) On the calculation of mean particle diameter and standard deviation from sand, silt, and clay fractions. Soil Sci. 152:427-431

Decagon Devices, Inc.
 2365 NE Hopkins Court
 Pullman, WA 99163 USA
 support@decagon.com
 www.decagon.com

13401-01 ©2008 Decagon Devices, Inc. All rights reserved.