

不飽和砂の重力排水過程に関する考察

名古屋大学工学部 学生員○関戸淳二, 正員 原田守博, 正員 高木不折

1. はじめに

雨水浸透による地下水涵養現象を考えると、降雨が生じる前の土壌含水量、すなわち初期水分分布の評価が重要になる。多くの現地観測によれば、蒸発散の及ばない地表下1m以深の土中では、先行降雨が終了した後、数日を経ると、地下水面近傍を除けば、深さ方向に一定の水分量が残留することが知られている。この水分量は“Field Capacity”(圃場含水量)と呼ばれ、土壌の保水性に依存した一定の物理量と考える場合が多い。しかし、毛管ポテンシャル論の立場からみれば、地下水面からの高さが異なる二地点で同一の平衡水分量が生ずることは、その含水率で透水性がゼロにならない限り理に反することである。本研究はこうしたField Capacityに関する素朴な疑問に端を発した重力排水過程の実験的検討である。

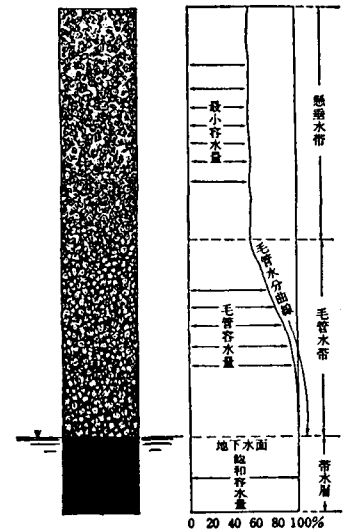
2. Field Capacityとは?

Field Capacityに関する定義には極めて多くのものがあるが、大別すれば以下のようである。

(1) 静的平衡状態(ロージェの定義)¹⁾; 重力排水後の土中には、図-1のような平衡水分分布が生じ、毛管水帯と懸垂水帯に分けられる。後者では、水分は水理学的に不連続であり、一定含水量になっている。

(2) 擬似平衡状態(Veihmeyerらの定義)³⁾; 過剰な水分が排水され、下向きの流動が著しく低下した後の含水量で、透水性の良い均質土壌では2~3日後の状態である。これと類似したものに、土壌物理性測定法委員会³⁾の「24時間排水後の含水量」や「pF 1.8の含水量」などがあるが、どちらも便宜的定義と言える。

(3) 動的過渡状態(Hillel, Gardnerら)⁴⁾; 重力排水後の土中水の再分配過程は、時間的に連続なものであって、水分の不連続性による「切断」や静的な平衡分布への到達はあり得ない。この考えによれば、水分分布が一定値に落ち着くことはなく、テンション ϕ の値は $\phi = -z$ に向かって漸近し続けることになる。

図-1 排水後の水分分布(八幡²⁾)

3. 標準砂を用いた排水実験

標準砂を水締め充填した鉛直砂柱を作成し、下端に水位を設定して飽和状態からの重力排水実験を行った砂柱は、内径5cm高さ5cmの円筒カラムを50個連結し、側面をビニルチューブで密閉したものを使用した。図-2は実験の結果得られた含水率 θ の鉛直分布である。同図によると、3日後および7日後において、水面から70cm以上の水分量はほぼ一定値に達し、ロージェの呼ぶ“懸垂水帯”の形成が認められる。

次に、排水過程における土中の圧力状態を調べるために、砂柱に水マンオメータ型のテンシオメータを埋設した。水面から126cmの位置におけるテンションの時間変化を図-3に示す。テンション値は時間とともに減少の仕方が緩やかになっているが、一定値に達することではなく、排水開始後30日を経てもなお下がり続けている。これは、現象が非平衡であることを示し、土壌水分は静止状態にはなり得ないことが判明した。このようにテンション値は現象に敏感で減少し続けるのに対し、含水率は応答が悪く、見かけ上一定化するために、あたかも平衡水分分布が現出するかのような誤解を生じたものと思われる。しかし、見かけ上とはいえ水分量がこのように一定化する事実は、Field Capacityを定義することに工学的な意義を与えるものである。次章では懸垂水帯における含水率を物理則に基づいて定式化し、実用的な意味でのField Capacityの再定義を試みよう。

4. 不飽和浸透理論によるField Capacityの再定義

重力排水がある程度進み、含水率が深さ方向にはほぼ一定化した状況を考える。鉛直一次元のRichards方程式を地表から深さLまで積分すると、 $d(\partial \theta / \partial t) / dz \approx 0$, $\partial \phi / \partial z \approx 0$ より⁵⁾

$$L \frac{\partial \theta}{\partial t} = -K \bigg|_{z=L} \quad (1)$$

いま、 $K = K_s \{(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)\}^m$, $\partial \theta / \partial \phi \approx \alpha (= \text{const.})$ と

おくと、
$$\theta(t) = \left[\frac{\alpha L}{K_s} \left| \frac{\partial \phi}{\partial t} \right| \right]^{1/m} (\theta_s - \theta_r) + \theta_r \quad (2)$$

図-3より $|\partial \phi / \partial t|$ を読み取り、(2)式を計算してみよう。式中の土壌パラメータは、標準砂の場合、 $K_s = 2 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$, $m = 3.0$, 水分特性曲線より、 $\theta_s = 0.38$, $\theta_r = 0.04$, $\alpha = 1.0 \times 10^{-3} \text{ l/cm}$ である。さらにLが未知量として残るが、ここでは $L = 50 \text{ cm}$, 500 cm の二通りを仮定して上式に代入したものが図-4の曲線である。図中に示した頻度分布は図-2の懸垂水帯における含水率の分布である。 θ の理論曲線によれば、 θ の減少が緩慢になり、測定精度(例えば0.5%)以下の一定値と認められるようになるのは数日以降である。このことは従来、Field Capacityの時間的目安として用いられてきた24時間という尺度が、少なくとも標準砂には当てはまらないことを示している。

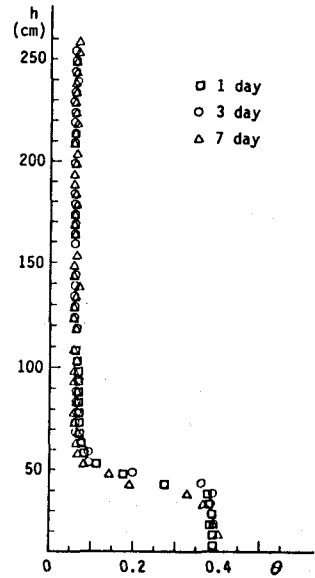


図-2 含水率の鉛直分布

5. まとめ

- (1) 標準砂による重力排水実験の結果、水分量が一定化するのを見かけ上のもので、土中のテンション値は減少し続け、平衡状態は現れないことが明らかとなった。
- (2) Richards方程式より求めた含水率の近似解によれば、 θ の減少が測定精度以下になるのは排水開始後数日以降であって、Field Capacityを24時間後の水分量とする便宜的定義には問題があることが指摘された。

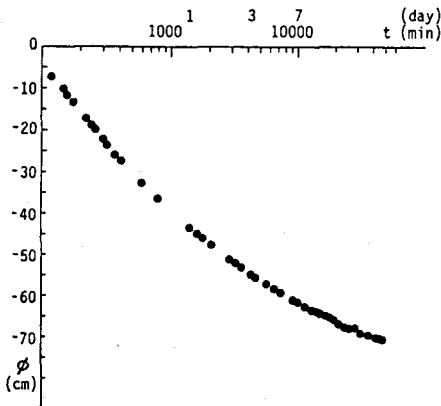


図-3 テンションの時間変化
(水面より高さ126cm)

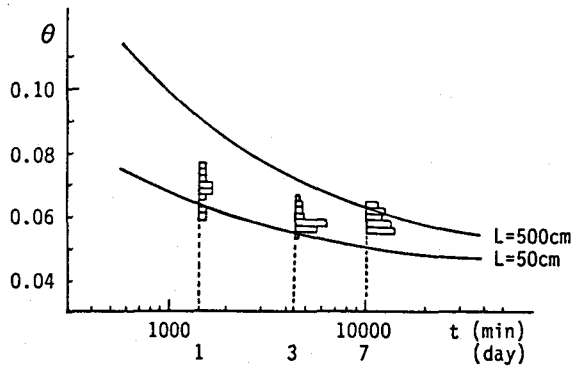


図-4 含水率の時間変化の理論解

参考文献

- 1) ローゼ(山崎不二夫訳); 土壌と水, 東大出版会, 1963.
- 2) 八幡敏雄; 土壌の物理, 東大出版会, 1975.
- 3) 土壌物理性測定法委員会; 土壌物理性測定法, 1976.
- 4) Hillel; Soil and Water, Academic Press, 1971.
- 5) Gardner et al.; Water Resour. Res. 6-3, 1970.