

乾いた凍土中の浸潤水の凍結・融解に関する研究

土壌圏システム学教育研究分野 518M205 佐藤郁弥

1 はじめに

気温が低下し地温が氷点下になると土は凍結する。土壌水分量が比較的高い“湿った凍土”には、凍土中の土粒子間隙が氷で詰まっているため、通常水は浸潤しない。しかし、水を含まない“乾いた凍土”には、土粒子間隙が空隙であるため水が浸潤する。寒冷地農業の水分・施肥管理、融雪水による地下水涵養、地球温暖化にともなう凍土環境の変化や災害対策を考える上で、凍土への浸潤機構を理解することが重要である。しかし既往の土の凍結に関する室内実験や現場観測、数値解析の多くは、“湿った凍土”を対象にしており、“乾いた凍土”についての研究が遅れている。特に凍土への浸潤量や速度は浸潤水の凍土中での凍結・融解に依存すると考えられるが、土中氷の実測は難しく、相平衡を仮定したモデルでは表現することもできない。さらに、土中氷の形成とその際の水分・温度分布は浸潤水の給水速度や頻度の影響も受けると思われる。そこで、本研究では乾いた凍土への異なる給水速度・頻度の浸潤実験を行い、浸潤にともなう土中の温度・水分分布の変化を調べた。また、凍土への浸潤を再現できる数値モデルを構築し、土中の氷量分布を評価するとともに、乾いた凍土への浸潤機構を明らかにすることを目的とした。

2 カラム実験

2.1 試料と方法

試料には炉乾した鳥取砂丘砂を用いた。内径 7.8 cm、高さ 26 cm のアクリル鉛直カラムに乾燥密度 1.57 g/cm^3 で詰めた。カラム側面より熱電対と EC5 土壌水分センサを 1 および 2.5 cm 間隔で挿入した。また、カ

ラムを 2°C の低温室に静置し、上下端に温度制御装置を取り付け、側面を断熱した。制御装置の温度を 24 時間 -10°C に、その後 30 分間 -5°C に保持することで試料を -5°C に凍結した。そして、上端の温度制御装置を外し、表面に 1°C の水を給水することで

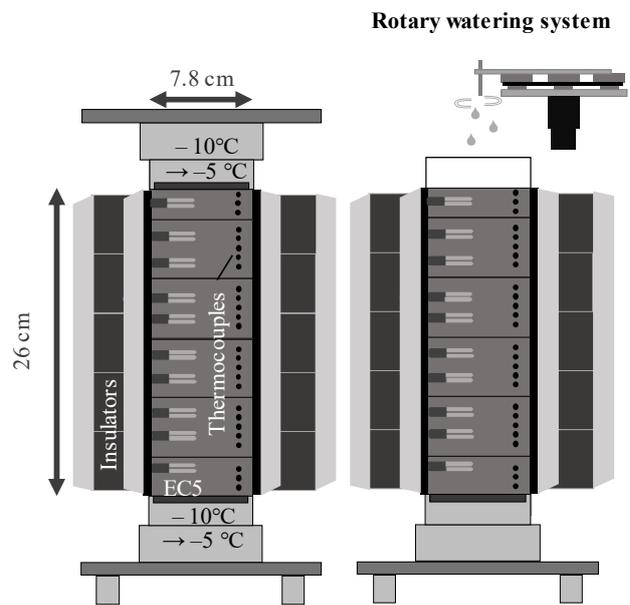


図1 実験装置概要図 (左) 給水前, (右) 給水中

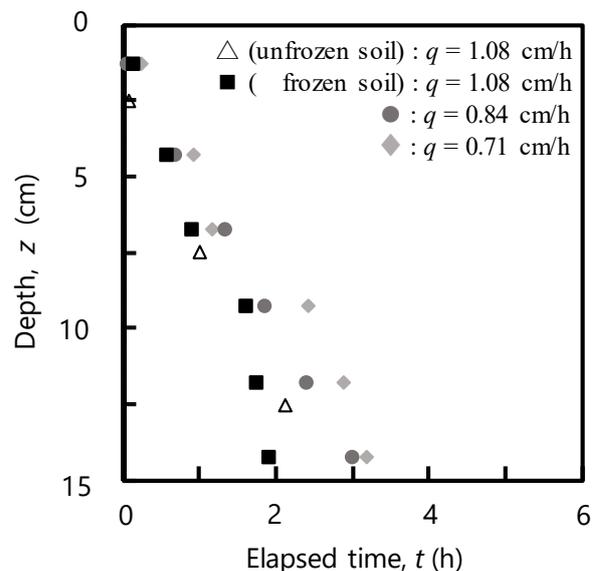


図2 浸潤前線の経時変化

試料を浸潤融解した (図 1). この際, 下端の温度は 2°C とした. また, 給水は $q = 1.08, 0.84, 0.71, 0.59 \text{ cm/h}$ で連続的に, あるいは 30 分毎に 6, 12, 18 分間ずつ 1.08 cm/h で断続的に降水装置を用いて滴下した. 浸潤過程において, 各深さの水分量 (液状水量) と温度を 5 秒間隔でモニターした. 任意の時間にカラムを解体し, 炉乾法で全水量を求めた.

2.2 結果

2.2.1 浸潤前線の経時変化

図 2 に浸潤前線の経時変化を示す. 浸潤前線は時間の経過とともに下方へ進行した. 凍土と未凍土を比較すると (Δ と \blacksquare), 浸潤前線の進行速度に概ね違いはなかった. 凍土においては, 給水速度が遅くなるほど浸潤前線の進行は遅くなった.

2.2.2 給水速度の影響

図 3a, b に $q = 1.08, 0.71 \text{ cm/h}$ で連続的に給水を行った場合の温度と液状水量分布をマーカーで示す. 各図の時間は, 給水量が 0, 0.65, 1.30 cm を示す. 温度は滴下を開始すると, 試料上端から上昇した. この際, 浸潤前線より下方では, 初期温度を維持する領域, 初期温度から温度上昇する領域の 2 つが形成され, 浸潤前線より上方では, 0°C に向かって温度上昇する領域, 0°C で温度停滞する領域, 0°C 以上で次第に温度上昇する領域の 3 つが形成された. 0°C で温度が停滞する領域の長さは, いずれの給水速度においても 0.65, 1.30 cm 給水時に 2, 4 cm と給水の増加にともない伸長した. 含水率も滴下を開始すると上端から増加した. 浸潤前線の先端部は, いずれの給水速度においても 0.65, 1.30 cm 給水時に 4.25, 9.25 cm 深と給水の増加にともない下方へ進行した. 給水速度が異なっても 0°C 停滞領域や浸潤前線の位置が等しいことから, 温度・水分分布は給水速度によらず給水量に依存すると考えられる.

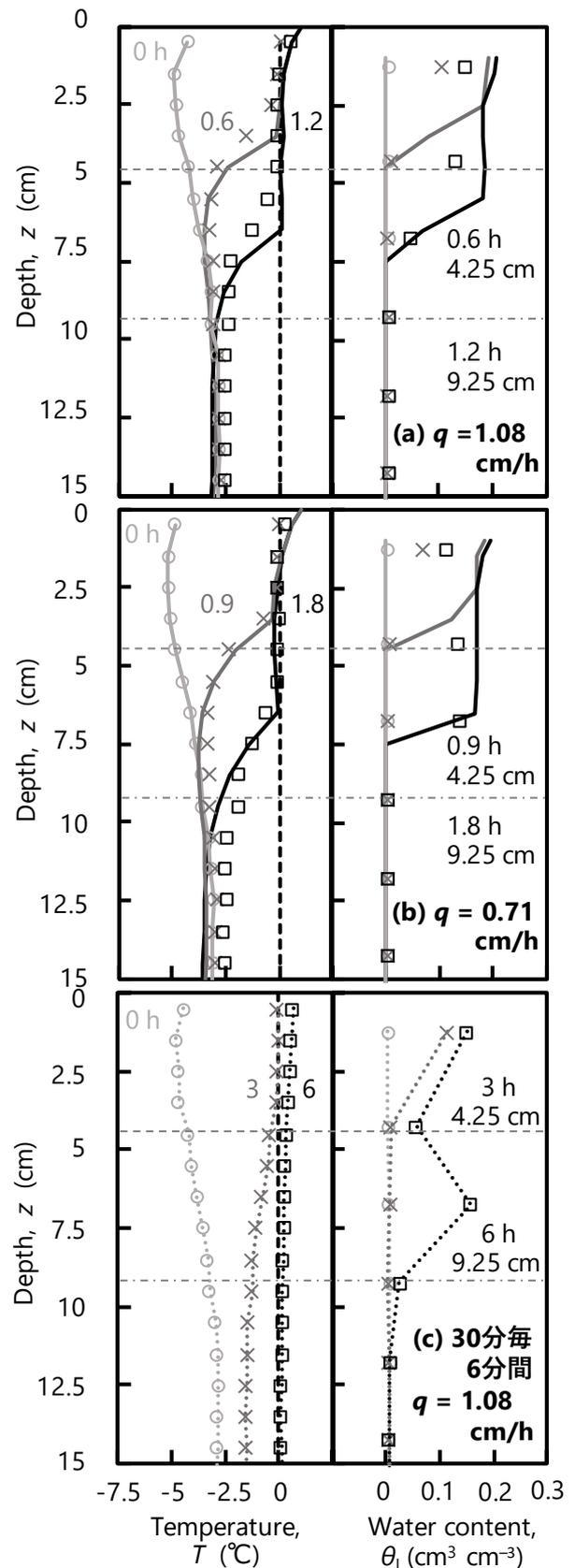


図3 温度 (左) ・含水率 (右) 分布
マーカーが実測値, 実線が計算値を表す.
破線が0.65 cm給水時の浸潤前線,
一点鎖線が1.30 cm給水時の浸潤前線を示す.

2.2.3 給水頻度の影響

図 3c に 30 分毎に 6 分間ずつ 1.08 cm/h で断続的に給水を行った場合の温度と液状水量分布をマーカーと点線で示す. 連続的に給水を行った場合同様に, 図の時間は給水量が 0, 0.65, 1.30 cm を示す. 図 3a 同様に 5 つの温度領域が形成された. 0°C 停滞領域の長さは, 0.65, 1.30 cm 給水時に 3, 4 cm だった. 0.65 cm 給水時 (3h) 浸潤前線上方の温度は約 0°C と図 3a と同様だったのに対し, 浸潤前線下方の温度は図 3a よりも高かった. 連続的に給水した場合に比べ時間が経過しているため, 上方からの熱伝導により熱が流入したためだと考えられる. 浸潤前線の位置は, 図 3a と同じだった. 以上から温度・水分分布は給水頻度によらず時間ならびに給水量に依存すると考えられる.

2.2.4 0°C 停滞領域の長さ

図 4a に 0°C 停滞領域の経時変化, 図 4b に 0°C 停滞領域の給水量に対する変化を示す. 給水速度を変化させた場合 (■ と ◆) も, 給水頻度を変化させた場合 (× と +) も, 時間の経過 (給水量の増加) にともない 0°C 停滞領域の長さが伸長した. 0°C 停滞領域の長さは, 時間に対しては給水速度や頻度が違おうと異なったのに対して, 給水量に対しては給水速度や頻度には依存しなかった.

3 数値解析

3.1 凍土への水の浸潤を再現できる

水分・熱移動モデル

カラム実験で観測した浸潤前線通過後の含水率が概ね一定であったことを考慮して, 乾いた凍土への水の浸潤を (1) 式の矩形浸潤で表現できると仮定した. また熱移動については移流を考慮した熱伝導方程式を (2) 式のように差分化して表した.

$$q = \Delta\theta \frac{\Delta z}{\Delta t} : (\Delta\theta = \theta_{total} - \theta_{initial}) \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{C_{Ti}^j (T_i^{j+1} - T_i^j)}{\Delta t} - L_f \rho_i \frac{(\theta_l)_i^{j+1} - (\theta_l)_i^j}{\Delta t} \\ & - \left(\lambda_{i-\frac{1}{2}}^j \frac{\bar{T}_l - \bar{T}_{l-1}}{z_i - z_{i-1}} \right) - \left(-\lambda_{i+\frac{1}{2}}^j \frac{\bar{T}_{l+1} - \bar{T}_l}{z_{i+1} - z_i} \right) \\ & = \frac{C_l \left\{ \left(\frac{\bar{T}_l - \bar{T}_{l-1}}{z_i - z_{i-1}} \right) + \left(\frac{\bar{T}_{l+1} - \bar{T}_l}{z_{i+1} - z_i} \right) \right\}}{2} - q_l \end{aligned} \quad (2)$$

ここで, q は給水速度 (cm/h), θ_{total} , $\theta_{initial}$ はそれぞれ全水量と初期含水率 (cm^3/cm^3), であり, 液状水フラックス q_l (cm/h) は給水速度 q と $\Delta\theta$ の比, z は深さ (cm), t は時間 (h), T は温度 ($^{\circ}\text{C}$) C_{Ti}^j , C_l はそれぞれ土, 液状水の体積熱容量 ($\text{J}/\text{m}^3\text{K}$), L_f は水の凍結潜熱 ($334000 \text{ J}/\text{kg}$), ρ_i は氷の密度 (g/cm^3), θ_l^j は氷の体積率 (cm^3/cm^3), λ_i^j は土の熱伝導率 ($\text{W}/\text{m K}$) を表す. また, θ_l の増減を表すパラメータとして凍結割合 f , 融解割合 m を与え, 温度分布を再現するように最適な値を決定した.

3.2 計算条件

初期温度, 初期含水率はカラム実験の実測値を与えた. 上端の温度境界条件は, 浸潤水の温度である 1°C で固定し, 下端の温度境界条件は実測値を再現するように初期温度に一定値を加えた. 水分については, 上端に給水速度 q , 下端は自由排水とした.

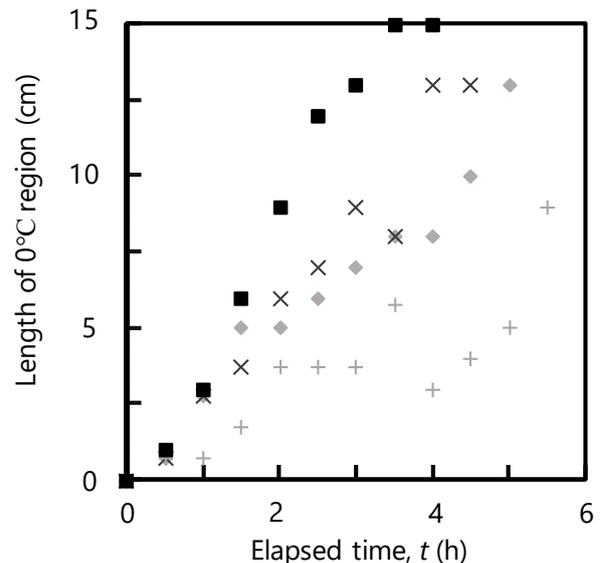


図4(a) 0°C停滞領域の経時変化

3.3 結果

上端水分境界条件を $q = 1.08 \text{ cm/h}$ とし (1), (2)式を計算した結果を図 3a に示す. $q = 1.08 \text{ cm/h}$ の場合, $f = 0.18, m = 0.001$ とすると計算は温度分布を良く再現した. 水分分布は, 0.65 cm 給水時 (0.6h) には, 実測が計算を過小評価した. これは, 水分センサの精度によると考えられる. 1.30 cm 給水時には, 計算は実測値を概ね再現した. 同様に $q = 0.71 \text{ cm/h}$ の場合の計算結果を図 3b に示す. $q = 0.71 \text{ cm/h}$ の場合, $f = 0.15, m = 0.001$ とすると, $q = 1.08 \text{ cm/h}$ 同様に計算は温度分布を良く再現した. 水分分布は, 0.65 cm 給水時 (0.9h) は, 実測が過少に, 1.30 cm 給水時 (1.8h) は概ね再現した. この際の水量分布を図 5 に示す. 図 3 同様に, 時間は $0, 0.65, 1.30 \text{ cm}$ 給水時を示す. 浸潤前線先端部で凍結が生じることで, 水量が増加した. 増加後の水量はその後一定値を維持し, 上端から融解することで, 水量が減少した. 水量一定領域は, 温度分布の 0°C 停滞領域と対応した. 水量一定領域の含水率と給水速度の関係を図 6 に示す. 給水速度の低下に伴い, 含水率も微量に低下した.

4 まとめ

本研究で行ったカラム実験と数値解析から乾いた凍土への水の浸潤機構は以下の様にまとめられる. まず, 浸潤前線先端部で浸潤水の 2 割程度が凍結することで, 土中温度が 0°C まで上昇する. この時, 土中には 5 つの温度領域が形成される. 0°C 停滞領域では, 浸潤前線先端部で生じた氷が維持されており, 氷が増減せず 0°C の水が浸透する. 形成された温度や水分分布は, 給水速度や給水頻度にはあまり依存せず, 給水量に依存する. 凍結割合や各温度領域の長さは凍土と浸潤水の熱容量に依存すると考えられるため, 凍土の温度や初期含水率, 浸潤水の温度等の検討が今後必要と言える.

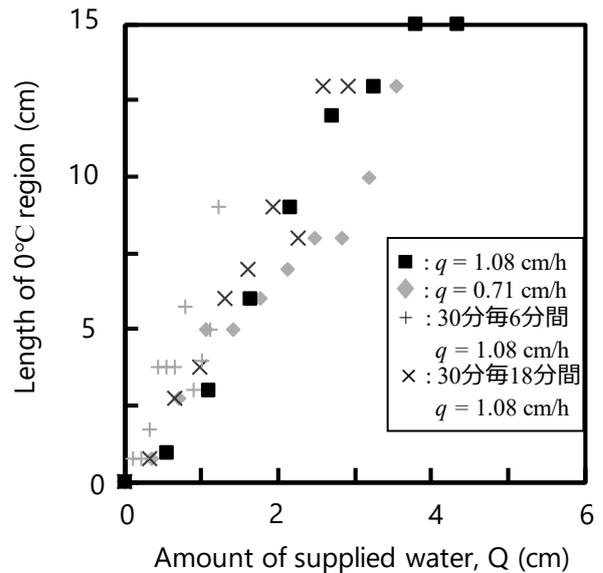


図4(b) 0°C 停滞領域の給水量に対する変化

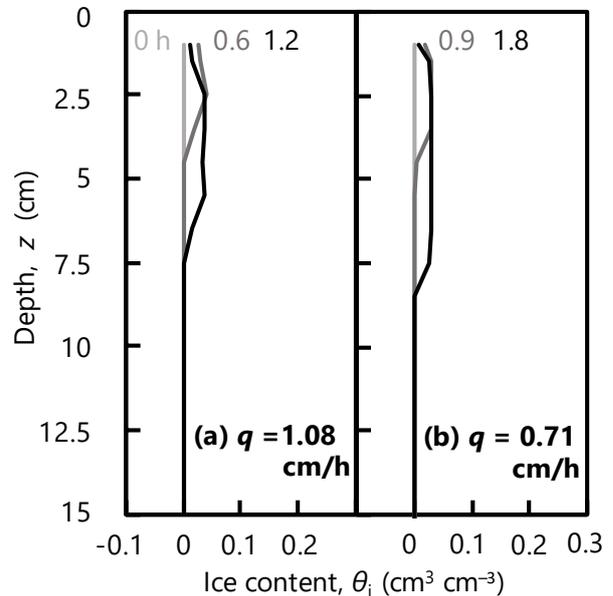


図5 含水率分布

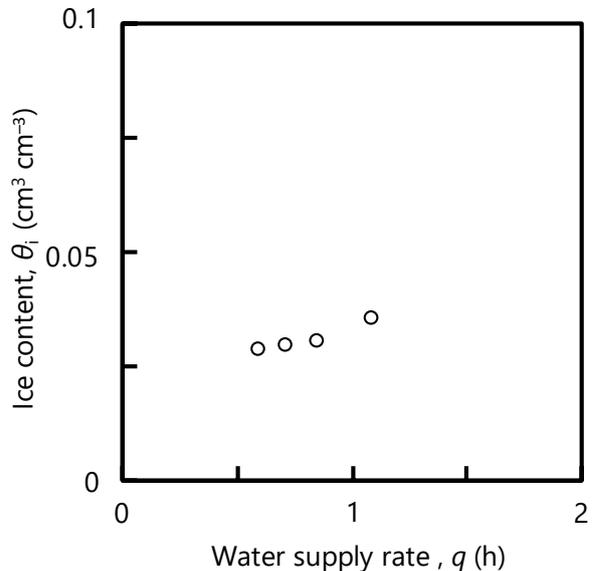


図6 水量一定の領域と給水速度の関係