

不飽和土の凍結及び融解過程の水分移動に関する研究

紀藤 哲矢 (土壌圏循環学教育研究分野)

はじめに 寒冷地の土壌は凍結にさらされる。凍土内には 0°C 以下でも凍らない水(不凍水)が存在する。不凍水圧は常温の土中水圧より低く、未凍土から凍土への水分移動を引き起こす。凍土対策や寒冷圏の水循環、凍土の有効利用を考える上で、こうした水分移動の評価が重要であり、そのため凍土の不凍水量 θ_u と不凍水圧 h の関係(水分保持特性)を把握することが必要である。しかし、凍土の θ_u と h を凍結面近傍で連続的に精度よく測定した例はない。一方、凍結層を持つ土への融雪水の浸潤は、表土流亡や農地の施肥管理に影響を及ぼす。しかし、凍土の融解にともない水がどのように浸潤するのか、また、浸潤量に及ぼす凍結前の土の水分量や浸潤水の溶質濃度の影響はよく分かっていない。そこで本研究では、土の凍結及び融解・浸潤実験を行い、不凍水量 θ_u と不凍水圧 h を連続測定することで、凍結面近傍の土の水分保持特性を明らかにする。また、凍土の融解にともなう融雪水の浸潤形態を観察し、浸潤速度と初期水分量や浸潤水の溶質濃度の関係を明らかにすることを目的とする。

試料と方法 試料には北海道芽室の畑土を用いた。試料を内径 7.8 cm、高さ 35 cm のアクリル鉛直カラムに、現場の乾燥密度($\rho_b=0.95\text{ g cm}^{-3}$)、任意の体積含水率($\theta=0.31, 0.38, 0.46\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)で充填した。カラムには側面より熱電対を 1 cm 間隔で、TDR とテンシオメータをそれぞれ 5 cm 間隔で挿入した。カラム側面を断熱し、 3°C の低温室に 48 h 静置した後、試料上下端の温度を -6°C と 2°C に制御することで、試料を上端から下方に凍結した。試料の凍結中、カラムへの給排水はなしとした。凍結 48 h 後、上下端の温度制御を停止し、下端を 3°C の大気に開放するとともに、上端より 3°C の水あるいは 0.05 M の KNO_3 溶液を 15 cm の湛水条件で給水した。実験中、温度 T 、液状水量(不凍水量) θ_u 、土中水圧(不凍水圧) h 、積算浸潤量 I を 5 分間隔で測定した。なお、不凍水量は異なる全水量毎に求めた検量式を用いて TDR の読み値から決定した。また、 $h > -800\text{ cm}$ の土中水圧はテンシオメータで測定し、 $h < -800\text{ cm}$ の不凍水圧はクラウジウスクラペイロン式(1)を用いて温度 T より推定した。

$$h = \frac{L_f}{g} \ln \frac{T_m + T}{T_m} \quad (1)$$

ここで、 L_f は水の融解潜熱($3.34 \times 10^5\text{ J kg}^{-1}$)、 g は重力加速度、 T_m は氷の融点(273.15 K)である。

結果と考察 Fig. 1 に、初期水分量 $\theta=0.31, 0.46\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ の 48 h 凍結時の水分分布を示す。破線は不凍水量であり、全水量との差は氷量を示す。試料を上端から凍結すると、いずれの θ でも凍結面が 48 h で約 12.5 cm 深まで進行した。未凍土からの水分移動により凍土の全水量が増加した。 θ が高いほど凍土の全水量は多くなったが、不凍水量はほとんど等しかった。融解過程については、湛水開始後数時間は水が浸潤しなかった。これは、試料上端での浸潤水の再凍結によると考えられる。Fig. 2 に、 $\theta=0.46\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ の融解開始後 24 h の水分分布を示す。凍結層上下端から融解が進み、融解前(Fig. 1)より氷量が減少していることが分かる。また、浸潤前線は 7.5 cm 深まで達したが、浸潤速度は非常に遅かった。凍土中を不凍水を水みちとして水が浸潤していること、氷による透水係数の低下が浸潤速度を抑制していることが推測できる。浸潤前線が凍土下に到達すると、凍土内に氷が存在するものの未凍土の場合とほぼ同じ速度で浸潤が進行した。Fig. 3 に、各 θ における積算浸潤量を示す。どの条件でも浸潤水の再凍結による浸潤停滞期間、凍土による浸潤抑制期間、未凍土とほぼ同様の速度で凍土下を浸潤する期間が見られた。 θ が高いほど浸潤停滞及び抑制期間が長くなり、抑制期間の浸潤速度は遅くなった。これは、間隙率や氷量(Fig. 1)の違いによると考えられる。 KNO_3 溶液を浸潤すると、抑制期間の浸潤速度が水の場合より速くなった。これは、溶質による融点降下により、透

水に寄与する不凍水量が増加したためと考えられる。ここで Fig. 4 に、凍結及び融解過程においてカラム実験で測定された不凍水量 θ_u と不凍水圧 h の関係を示す。実線は吸引法、加圧板法、水ポテンシャル計で測定した常温(25°C)の水分保持特性である。第 2 横軸の温度 T はクラウジウスクラペイロ式(1)により圧力から導いた。凍結過程においては、 $T > -1^\circ\text{C}$ の不凍水量 θ_u は常温の水分保持特性よりも高くなった。これは、温度の低下速度に氷の成長速度が及ばない非平衡状態が生じたためと考えられる。また、上端に近い 2.7 cm 深は凍結速度が速いため、より顕著な違いが見られた。一方、凍結が進行して温度の変化速度が遅くなる($T < -1^\circ\text{C}$)凍土の水分保持特性は、常温の水分保持特性と一致した。融解過程においては、凍土の θ_u は常温の水分保持特性より低くなった。温度の上昇速度に氷の融解速度が及ばないためと考えられる。

おわりに 畑土の一次元カラム凍結・融解実験を行い、凍結にともなう未凍土から凍土への水分移動と、凍結層の融解にともなう水の浸潤過程を観察した。この結果、凍結にともなう水の再分布が初期水分量に依存すること、こうした再分布にともなう水量の違いが融解期の浸潤速度に影響を与えることが示された。また、凍結層を持つ土への浸潤は大きく 3 つの期間に分けられ、それぞれの期間の長さや浸潤速度と、凍結前の水分量の関係が明らかになった。さらに、凍土の水分保持特性が氷の凍結・融解の非平衡により、ヒステリシスを持つことが分かった。今後は、凍結速度による非平衡度の違いを考慮した凍土の水分保持特性モデルを考えることで、より正確な寒冷地の土中の水分移動の予測が可能になるとと思われる。

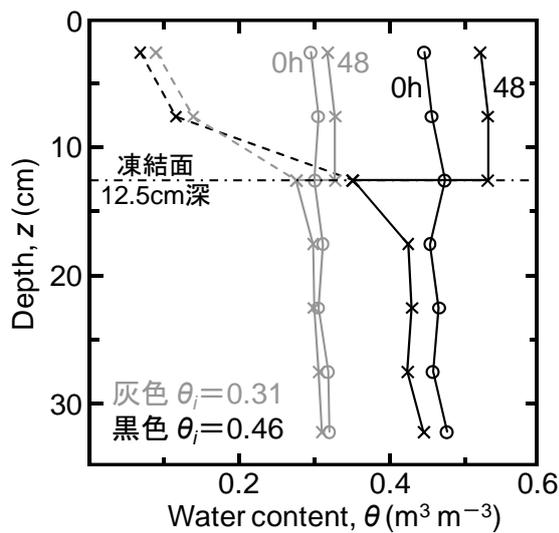


Fig. 1 48 h 凍結時の水分分布

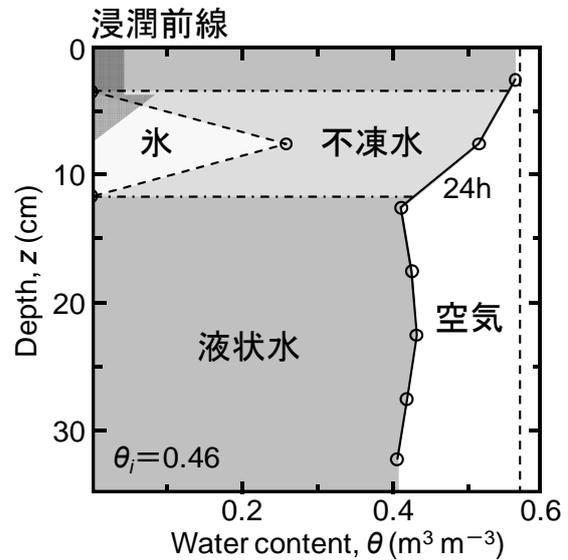


Fig. 2 24 h 融解時の水分分布

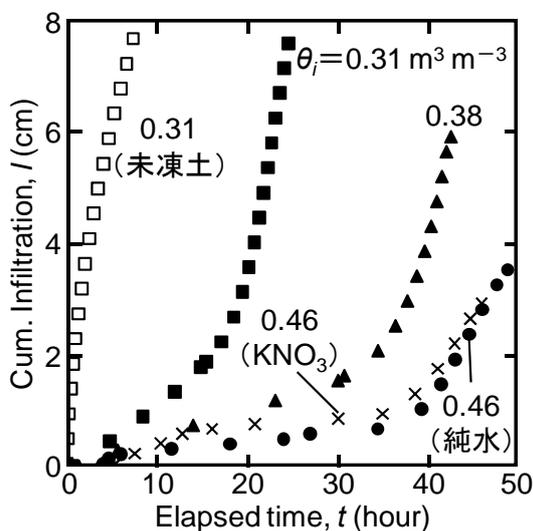


Fig. 3 積算浸潤量

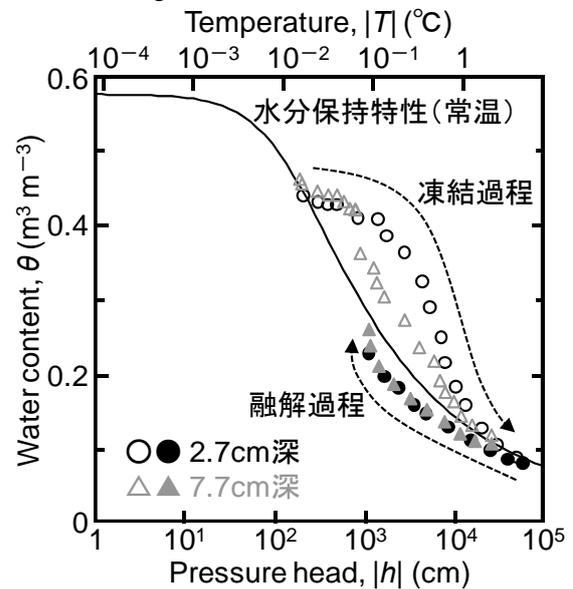


Fig. 4 凍土の水分保持特性