

凍結過程にあるシルトロームの凍結面近傍の水分保持特性と透水係数

Soil water characteristics and unsaturated hydraulic conductivity near freezing front in directionally frozen unsaturated silt loam

○渡辺晋生・紀藤哲矢・取出伸夫

Kunio Watanabe, Tetsuya Kito and Nobuo Toride

はじめに 土中には 0°C 以下に冷やされても凍結しない水が存在する。これを不凍水と呼ぶ。土が凍結すると凍土中の不凍水圧が低下するため、未凍土から凍土への水分移動が生じる。こうした凍結にともなう水分移動過程を理解することは、春先の農地の水分・施肥管理や融雪水による表土流亡、凍土下の微生物活性や凍土地帯からの温室効果ガス発生を予測する上で重要である。そこで本研究では不飽和土のカラム凍結実験を行い、凍結過程にある土中の温度、水分量、土中水圧の変化を連続的に精度良く測定し、数値解析を行うことで、凍結面近傍の土の水分保持特性と透水係数について検討した。

試料と方法 畑地より採土した火山灰性のシルトローム（含水率 $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ）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（ 0.95 g cm^{-3} ）で充填した。飽和透水係数は 18 cm d^{-1} である。吸引法、加圧板法、露点計測式水ポテンシャル計で測定した水分特性曲線を Fig. 1(a)に示す。カラムに 1 cm 間隔で熱電対を、 5 cm 間隔で TDR とテンシオメータを挿入し、カラム側面を断熱した。凍土中の不凍水量は NMR との比較で検量した TDR で測定した。カラムを 4°C の恒温室に 24 h 静置し初期温度分布と水分分布を与えた後、カラム上下端の温度をそれぞれ -8°C と 2°C に制御した。端面からの水の出入はなしとした。実験を 3 連で行い、凍結開始後 $6, 24, 48 \text{ h}$ に試料を切分け、炉乾により全水量分布を得た。

実験結果 温度制御を開始すると試料両端の温度は速やかに設定値に近づき、試料が上端より凍結した。 0°C 面の進行速度は時間の経過とともに遅くなり、 $6, 24, 48 \text{ h}$ でそれぞれ $5, 12.5, 15 \text{ cm}$ に達した。凍結開始後 24 h と 48 h の水分分布を Fig. 2 にプロットで示す。図中、中塗と白抜のプロットは全水量と不凍水量を示しており、その差は水量に相当する。試料の温度が 0°C 以下になると、不凍水量が徐々に減少した。 -5°C 以下においても凍土中には $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度の不凍水が存在した。全水量は 0°C 面近傍を境に凍結領域で増加し、未凍結領域で減少した。凍土内の水分移動は今回の条件ではほとんど見られなかった。

Fig. 1(a)には TDR で測定した液状水量 θ も記した。対応する圧力水頭 h は TDR と同時に同地点で測定したテンシオメータの値 ($h \geq -700 \text{ cm}$)、あるいは同地点の温度 T を一般化クラウジウスクラペイロンの式 (GCCE) に代入して求めた値 ($h < -700 \text{ cm}$) とした。実験開始時の $\theta - h$ の関係は、吸引法や加圧板法で求めた水分特性曲線と一致した。凍結面への水分移動により未凍土内の水分量が低下すると ($h = -300 \rightarrow -1000 \text{ cm}$)、凍結過程にある土の θ は同じ h の水分特性曲線から得られる θ より高くなった。こうした傾向は温度変化の速い時に顕著となったが、温度が低下し凍結速度が遅くなると、露点計測式水ポテンシャル計で測定した水分特性曲線と再び一致した。水分特性曲線と凍結面近傍の土の水分量の違いは、温度の低下速度に氷の成長速度が及ばないため、また氷の形状が同一温度下にあっても凍結過程と融解過程で異なるためと考えられる。

数値計算 GCCE と温度から不凍水圧を、その際の圧力と水分特性曲線から不凍水量を得られるとして、凍結を含む非等温下のリチャーズ式と熱移動式を解いた。水分特性曲線と不飽和透水係数 K には Fig. 1(a)(b)を用いた。 K_s と ℓ は Mualem 式の飽和透水係数と間隙結合係数である。凍土の透水係数は未凍土の K と $10^{-\Omega Q}$ の積で表せるとした。ここで、 Q は氷量と全水量の比、 Ω は抵抗係数である。計算には HYDRUS-1D の修正版を用いた。

van Genuchten (VG) 式で平衡時の水分特性曲線を表し、 $K_s = 18, \ell = -3, \Omega = 7$ とすると、計算はカラム実験で観察された各時間の液状水と不凍水量の分布をよく再現した (Fig 2(a)実線と破線)。ここで、各深さの h と θ の経時変化の計算結果を Fig 3(a), 4(a)に実線で示す。図中、プロットはカラム実験の測定値である。計算は実験に比べ未凍土の h, θ の減少が少なく、実験では見られない h と θ の極端な変化が凍結時に現れた。これは、 Ω による K の極端な変化に起因する (Fig 1(b))。

次に、実験で得られた $\theta - h$ 関係を VG 式を足合わせた Durner (DV) 式で表し (Fig. 1(a))、 $K_s = 40, \ell = -1.42, \Omega = 0$ (Fig. 1(b)) として再び計算を行った。計算は Ω を用いた場合と同様に実験の水分分布を再現するだけでなく、凍結面近傍の θ や h の経時変化もよく表した (Fig. 2(b), 3(b), 4(b))。凍結時の水分特性曲線を正確に表せば、 Ω は不要の係数といえる。また、異なる K_s と ℓ について計算を試みた所、同一の $\theta - h$ 関係であっても、未凍土から凍結初期の θ に相当する K のわずかな違いが、凍結面から数 cm の未凍土の水分低下や凍土内の全水量分布に大きな影響を及ぼした。凍土への水分移動を表現するには、凍結面近傍の未凍土の水分特性曲線と K を評価することが重要である。

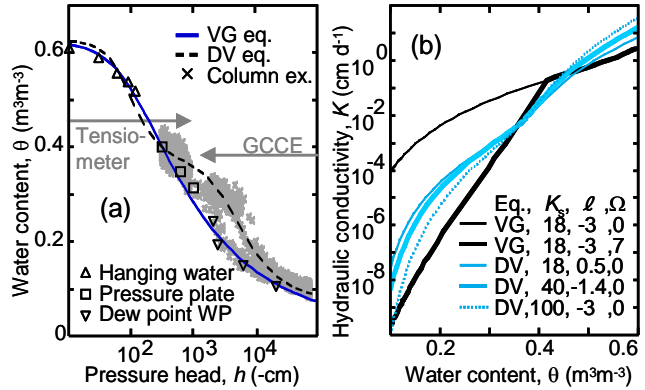


Fig. 1 試料の(a)水分特性曲線と(b)不飽和透水係数。
(a) Soil water characteristics and (b) hydraulic conductivity.

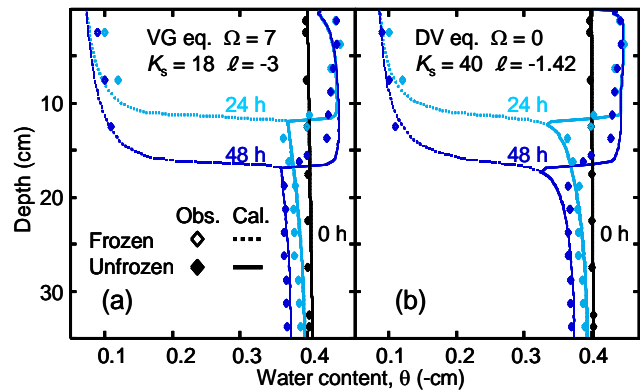


Fig. 2 水分分布. (a) Ω 使用時, (b) Ω 非使用時.
Soil water profiles (a) calculated with Ω and (b) without Ω .

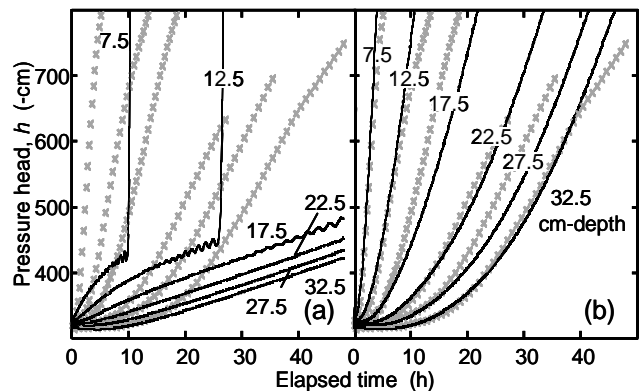


Fig. 3 土中水圧の経時変化. (a) Ω 使用時, (b) Ω 非使用時.
Changes in h (a) calculated with Ω and (b) without Ω .

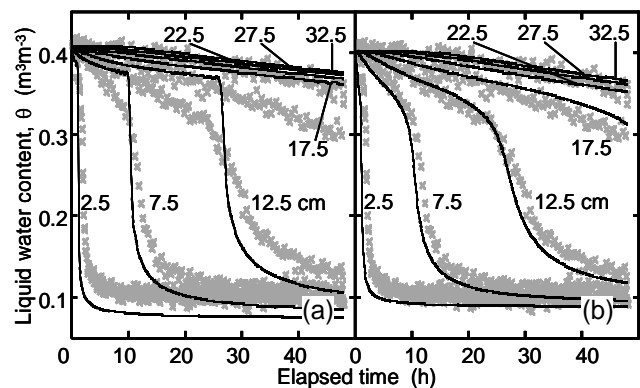


Fig. 3 液状水量の経時変化. (a) Ω 使用時, (b) Ω 非使用時.
Changes in θ (a) calculated with Ω and (b) without Ω .