

不飽和シルトロームの凍結・融解浸潤実験

Experimental study on infiltration into frozen silt loam column

渡辺晋生・紀藤哲矢・取出伸夫

三重大学大学院生物資源学研究科

Abstract 畑地より採土したシルトロームを 35 cm 深の亚克力カラムに詰め、カラム上端を 48 時間冷却することで 12 cm の凍結層を形成した。その後、上端の冷却を停止し、2.5°C の水を一定水位で浸潤し、凍結および融解浸潤過程の土中の温度、水分量、圧力水頭の変化を測定した。凍結過程の土は、特に凍結面近傍において、等圧の水分特性曲線より多量の液状水を有した。凍結層を持つ土への浸潤過程は三つの期間（浸潤水の再凍結により浸潤前線が進行しない期間、浸潤前線が凍土層内を進行する期間、凍土下層を凍土がない場合とほぼ等しい速度で浸潤前線が進行する期間）に分けられた。これらの期間の長さや浸潤速度は、凍結前の土の水分量で異なった。

はじめに

土の凍結融解にともなう土中水の再分布や凍土への融雪水の浸潤は、春先の農地の水分・施肥管理や凍土下の土壌微生物の活性、融雪水による表土流亡等に影響を及ぼす。また、こうした水分移動を予測するためには、凍結面近傍の水分量や圧力と不飽和透水係数を適切に表現することが重要である。しかしながら、不飽和土の凍結・融解浸潤過程における不凍水量と圧力の変化を連続的に測定した例は少なく、凍土への浸潤水量を定量的に示した例もない。そこで、畑地より採土したシルトロームを用いて一次元カラム凍結融解実験を行い、凍結面近傍の温度、水分量、土中水圧の測定と数値解析を行う一方、融解浸潤過程における浸潤量を測定した。

試料と方法

異なる含水率 (0.3, 0.38, 0.45 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) に調整した火山灰性シルトロームを、内径 7.8 cm、高さ 35 cm の亚克力鉛直カラムに、乾燥密度 (0.95 g cm^{-3}) で充填した。カラム壁面より、試料に熱電対を 1 cm 間隔で、テンシオメータ圧力計と TDR 土壌水分計を 5 cm 間隔でそれぞれ挿入した。TDR は不凍水量が測定できるよう、前もって校正した。カラム側面を断熱し 4°C の低温室に 48 h 静置することで初期水分分布と温度分布を与えた。ここで、試料への給排水なしの条件で、カラム上下端の温度をそれぞれ -6°C と 2°C に制御し、試料を上端から 48 h 凍結した。次に、カラム上下端の温度制御を停止し、下端の排水口を 4°C の外気に開放するとともに、上端より 2.5°C の水を 15 cm の湛水条件で浸潤した。この際、試料内の温度、圧力水頭、液状水分分布と積算浸潤量を測定した。テンシオメータの測定範囲は -800 cm 程度までであり、常温から -0.5°C の土中水圧測定に用いた。0°C 以下の圧力については、クラウジウス-クラペイロンの式により温度からも算出した。同様に、4°C の未凍土への浸潤実験も行った。

結果と考察

凍結過程 試料の上下端に温度差を与えると、試料上端より凍結前線が進行し、未凍結層（下方）から凍結層（上方）へ水分が移動した。いずれの初期含水率の試料についても、48 h 後の凍結面の位置は上端より約 12.5 cm であり、温度分布は概ね一致した。凍結層内の全水量分布は直線的であり、凍結後の全水量変化は見られなかった。凍結層内の全水量は初期水分量に応じて高くなったが、不凍水量分布に初期水分量による違いは見られなかった。

融解浸潤過程 凍結層を形成した土への浸潤速度は三つの期間で大きく異なった (図 1)。すなわち、水が浸潤しない期間、未凍土よりゆっくり浸潤する期間、未凍土とほぼ同様の速度で浸潤する期間である。第一期間の継続時間は試料の初期水分量が高いほど長くなった。この期間は、試料表面の温度が低く、水の再凍結が浸潤を妨げていると考えられる。第二期間においては、浸潤開始時の初期水分量 $0.45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の試料上端の温度は -0.34°C だった。また、積算浸潤量から推定した浸潤前線の位置は常に 0°C 面の進行より先行した。このことから、水は凍結層内を浸潤していると考えられる。また、第二期間の浸潤速度は初期水分量が低いほど速くなった。試料間の不凍水量に差がないことから、氷や不凍水で満たされていない空隙が凍土中の浸潤に寄与していると考えられる。第三期間では、凍結層下の水分量が急激に増加したことから、浸潤前線が凍結層下の未凍結層に達したと見なせる。第三期間の浸潤速度に初期水分量依存性はあまり見られなかった。また、凍結層消失前後の浸潤速度の変化は確認できなかった。凍結層が存在するにも関わらず浸潤速度が速くなったのは、凍結層内の氷が必ずしも均一には存在していないことを示唆している。

不凍水のヒステリシス 凍結過程で測定した凍結面近傍の水分量 (0°C 以下では不凍水量) は同じ圧力の室温の水分特性曲線 (水分量-圧力関係) から得られる水分量より高くなった (図 2)。こうした傾向は温度変化の速い凍土でより顕著となった。また、温度の変化速度が遅くなると凍土の水分量と圧力の関係は水分特性曲線に近くなった。凍結初期に土の見かけの温度低下速度に氷の成長速度が及ばない状態が生じると、不凍水量と圧力の関係は平衡状態の水分特性曲線より高い液状水分量を持つ。これが、凍結面近傍の凍土が温度平衡状態にある凍土より多くの不凍水を持つ原因と考えられる。ここで、凍結をともなう土中の水・熱移動モデルを、平衡状態の水分特性曲線と未凍土の不飽和透水係数を凍土に適用して計算したところ、未凍土から凍土への水分移動を過大評価した。一方、凍結過程で測定した非平衡の水分量-圧力関係を水分特性曲線の代わりに用いると、計算は透水係数の補正なく、凍結過程の土中の水分分布の変化をよく表した。融解浸潤過程で測定した凍土の不凍水量は同じ圧力の凍結過程の凍土の不凍水量とは異なったが、その傾向は実験毎に異なった。また、現行の移動モデルでは凍土への融解浸潤過程を再現することができなかった。融解浸潤過程の凍結面近傍の水分量-圧力変化と不飽和透水係数について今後の検討が必要である。

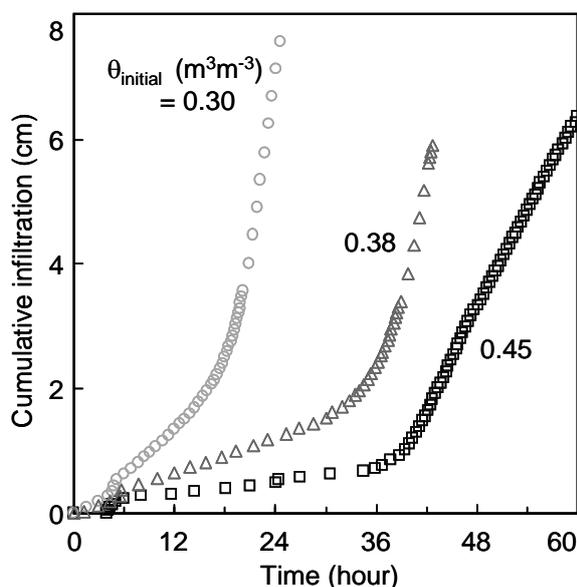


図1. 異なる初期水分の凍土への積算浸潤量

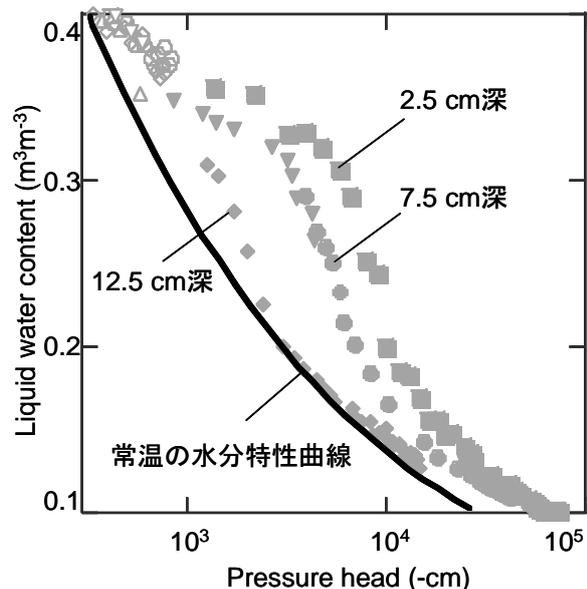


図2. 凍結過程の液状水量と圧力水頭