

凍結・融解実験による地表面熱境界条件の検討

Soil Freezing Experiment for Reconsideration of Thermal Boundary Conditions

奥田涼太・渡辺晋生

三重大学大学院生物資源学研究所

要旨

空気層を介して地表面温度を制御するカラム凍結・融解実験を行なった。空気層では、温度分布が一定になるまでに時間を要し、凍結過程において地表面近傍に大きな温度勾配が生じた。土中では、凍結・融解過程ともに 0°C 近傍での温度の停滞が観察された。凍結面の進行は凍結初期は時間に、その後時間の平方根に比例した。この際、凍結初期の継続時間は土質によって異なった。

キーワード： 凍土、地温、不凍水、境界条件、温度制御

Key words: Frozen soil, Soil temperature, Unfrozen water, Boundary condition, Temperature control

1. はじめに

寒冷地の利活用や農地の水・施肥管理を考える上で凍結・融解過程にある土中の水分・熱移動を知る必要がある。そのため、これまで鉛直一次元の土カラムを用いた様々な凍結・融解実験が行われてきた。こうした実験の多くは試料上端の温度を接地型の制御装置で強制的に冷却・昇温するものである。しかし、実際の圃場の地表の冷却は大気との熱交換により、植生や蒸発の影響も受ける。そこで本研究では、空気層を介して地表面温度を制御するカラム実験を行い、温度制御条件の違いが土の凍結の進行に与える影響を検討することを目的とした。

2. 試料と方法

試料には岩手大学附属農場休耕畑の表層土（黒ボク土）と鳥取砂丘砂を用いた。黒ボク土は 2 mm 以下に篩別し、砂は水洗後炉乾した。試料の含水率をそれぞれ $0.40, 0.15\text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ に調節し、内径 7.8 cm 、高さ 40 cm の亚克力鉛直カラムにそれぞれ乾燥密度 $1.10, 1.52\text{ g cm}^{-3}$ で高さ 35 cm まで充填し、地表面から 5 cm には空気層を設けた。カラムに熱電対を 1 cm 間隔で、TDR水分計とテンシオメータを 5 cm 間隔で埋設した。空気層には各高さに熱電対を複数本設置した。TDRは凍土中の不凍水量を測定できるように検量した。カラム側面を断熱

し、試料を 2°C の低温室に静置することで初期の一定温度と重力水分分布を与えた。カラム上下端に温度制御装置を取り付けた。上下の温度制御装置にそれぞれ $-15, 2^{\circ}\text{C}$ の冷媒を循環し、試料を上端から下方へ凍結した。48 h凍結後、上部の冷媒を 2°C に切替え、試料を48 h融解した。凍結・融解過程の土中の温度と液状水量、吸引圧を5分間隔でモニターした。

3. 結果と考察

Fig. 1に黒ボク土の温度と液状水量、吸引圧を示す。温度制御を開始すると、空気層が冷却され、地表面より土が凍結した。空気層の温度は、初期に急激に低下し、15分後には全て 0°C 以下となった。そして、3.6 h以降は緩やかに低下し、各高さでそれぞれ一定温度に近づいた。2.5, 7.5 cm深の温度は、5.3, 18.0 hにそれぞれ 0°C に達し、しばらく停滞した後再び低下した。こうした 0°C 近傍での温度の停滞は、空気層や接地型の温度制御装置を用いた凍結実験では見られなかった。2.5, 7.5 cm深の液状水量は、地表が 0°C を下回ると緩やかに、その後各深度の温度が -2°C 以下になると急激に減少した。22.5 cm深は、地温は常に正だったが、上方の凍結層の発達に伴い含水率が48 hで0.03減少した。2.5, 7.5 cm深の吸引圧は、地表が 0°C を下回ると急激に増加し、その後各深度で 0°C の

停滞が終了すると測定不能になった。22.5 cm 深の吸引圧は含水率の減少に伴い緩やかに増加した。上端の温度制御装置の冷媒温度を2°Cに昇温すると、2.5, 7.5 cm 深の温度は0.3°Cまで急激に、その後緩やかに上昇し、91, 69 hにそれぞれ0°Cに達した。2.5, 7.5 cm 深の液状水量は融解に伴い増加した。22.5 cm 深の含水率の微増は、融解水の下方移動によると考えられる。融解過程の各深さの吸引圧は、それぞれ液状水量の増加に伴い増加した。

空気層各高さの温度は、凍結過程においてはカラム中心と壁面近傍で一致しなかった。一方、融解過程ではよく一致した。これは空気層内の温度勾配や対流の違いによると思われる。

Fig. 2 に凍結過程における黒ボク土の地温と水分分布を示す。空気層の温度は、3.6 h までに急激に低下し、その後ほとんど変化しなかった。空気層の温度勾配は地表面に近いほど大きく、48 h には地表面近傍で $-3.9^{\circ}\text{C cm}^{-1}$ となった。地表面の温度は、接地型の温度制御装置を用いた凍結実験とは異なり、時間とともに次第に低下した。また、各深さの地温の低下速度も時間とともに緩やかになり、凍結層(0°C以下の層)は24 hで10 cm, 48 hで13.8 cmまで発達した。この際液状水量は、未凍土層では凍結面への上方移動により緩やかに、凍土層では水の相変化により急激に減少した。

Fig. 3 に岩手黒ボク土と鳥取砂丘砂の凍結深を示す。凍結深は黒ボク土と砂でそれぞれ3.6, 1.7 h までは時間に、それ以降は時間の平方根に比例して深くなった。時間に比例して凍結が進行する期間は、空気層の温度分布がおよそ一定になるまでの期間に相当しており、この期間の長さは土の初期水分量や表面粗度の影響を受けると考えられる。また、時間の平方根に比例する期間は、凍結深の進行が接地型の温度制御装置を用いた凍結実験と類似しており、地表面温度が緩やかに低下していても、任意の平衡温度を境界条件に仮定できると考えられる。

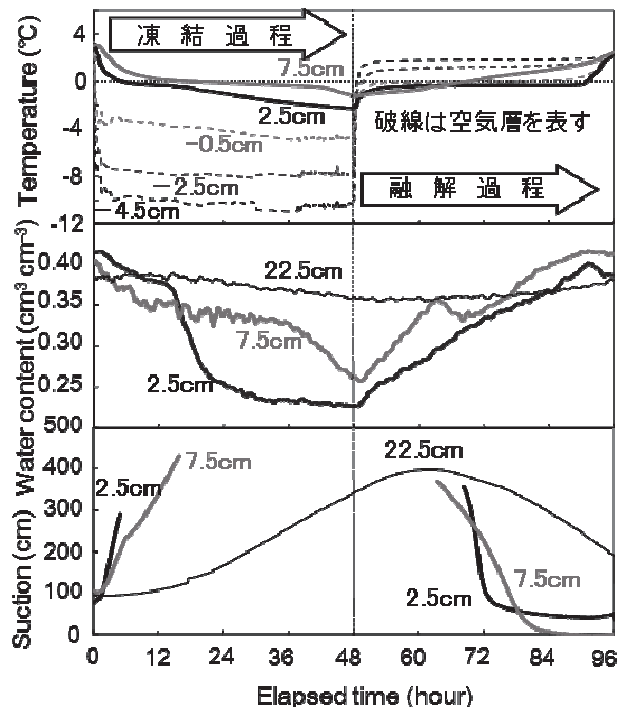


Fig.1 黒ボク土の温度・液状水量・圧力水頭変化

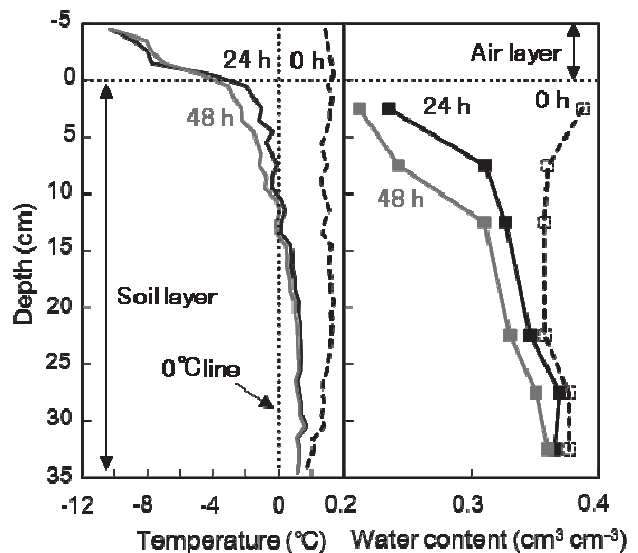


Fig.2 黒ボク土の地温分布(左)と水分分布(右)

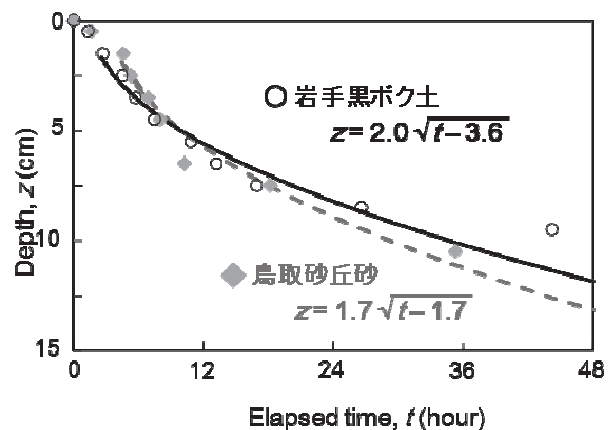


Fig.3 黒ボク土と鳥取砂丘砂の凍結深変化
マーカーは実測値、線は近似式を示す。