

凍結過程にある黒ボク土の熱交換係数の検討

Investigation of Heat Exchange Coefficient of Freezing Andisol

○奥田 涼太・渡辺 晋生

Ryota OKUDA and Kunio WATANABE

1. はじめに 地表から土壌が凍結する際の土中の凍結深や物質循環を予測するためには、凍結を考慮した不飽和土中の水分・熱移動方程式を解く必要がある。この際、地表面の温度の実測は困難で、境界条件には地中の温度変化を再現するように試行錯誤で地表面温度を与えることが多い。そこで測定が容易な気温を用いて地表の境界条件を与えられれば有益である。しかし、気温から地表の境界条件を考える場合、特に土の凍結過程についてはどの高度の気温を用いるべきか、地表の熱交換係数を如何に与えるべきかよく分かっていない。また、熱交換係数には風速や地表面の粗度、含水率の違いによる地表面近傍の含水率や熱容量、潜熱などが影響すると考えられる。そこで本研究では、凍結過程にある地表の熱交換係数を決定すること、熱交換係数と含水率の関係を明らかに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、飽和含水率：0.60 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)の2 mm ふり通過分を使用した。試料の初期含水率 θ_{ini} を 0.30, 0.40, 0.45 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ に調節し、内径 7.8 cm、高さ 40 cm のアクリル鉛直カラムにそれぞれ乾燥密度 1.10 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 (Fig.1)。カラムに熱電対を 1 cm 間隔で、TDR 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。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それぞれ -15, 2°C の冷媒を循環することで、試料を上端から下方へ凍結した。実験結果を氷の生成を考慮したリチャーズ式と熱移動方程式で再現した。0°C 以下の負圧と温度の関係はクラウジウス・クラペイロン式で与えた。初期温度は 2°C、初期含水率 θ_{ini} は 0.30, 0.40, 0.45 $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ で一定とした。上端の温度境界条件は次式で与えた。

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{h_{\text{ex}}}{\lambda} [T_{\text{Soil}}(0, t) - T_{\text{Air}}(t)]$$

ここで、 h_{ex} ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$) は熱交換係数、 λ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) は試料の熱伝導率、 $T_{\text{Soil}}(0, t)$ は地表面の温度、 $T_{\text{Air}}(t)$ は気温であり、計算には実測値 (2.5 cm 高) を用いた。下端の温度は 2°C に固定とし、上下端の水フラックスはなしとした。計算には修正版 HYDRUS-1D コードを用いた。

3. カラム実験 上下端の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。図 2 に $\theta_{\text{ini}} = 0.45$ の 2.5 cm 高の気温と 0.5 cm 深の地温を示す。気温は初期に急激に低下し、20 分後には 0°C 以下となった。2.5 cm 高の気温については 1.5 h で -6.5°C に達し、その後緩やかに低下し、48 h で -8.2°C となった。 $\theta_{\text{ini}} = 0.30, 0.40$ についても同様の傾向で気温が低下した。地温は気温の低下に伴い低下した。

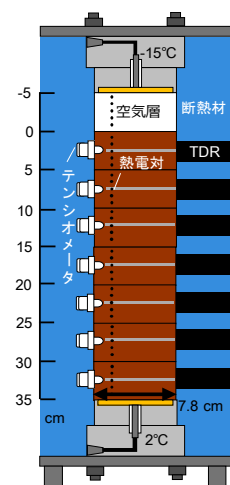


Fig.1 Schematic of apparatus

0.5 cm 深では 1.7 h で 0°C を下回り，6 h まで地温低下が停滞した．その後地温が緩やかに低下し，48 h で -5.2°C となった． $\theta_{ini} = 0.30$ については温度低下の停滞は見られなかった．48h 後の凍結深は $\theta_{ini} = 0.30, 0.40, 0.45$ でそれぞれ 23.1, 20.1, 20.5 cm となった．

図 3, 4 に $\theta_{ini} = 0.45$ の 48 h の温度と含水率（液状水量）の分布を示す．空気層の気温は一様ではなく，地表面に近いほど高かった．凍土層の温度勾配は未凍土層に比べて大きくなった．液状水量については，未凍土層では凍結面への上方移動により緩やかに，凍土層では氷への相変化により急激に減少した．

4. 数値解析 $\theta_{ini} = 0.45$ の 0.5 cm 深の実測地温を再現するように熱交換係数 h_{ex} を決定しところ 25 W K⁻¹ となった．図 2 に計算結果を示す．また， $\theta_{ini} = 0.30, 0.40$ については $h_{ex} = 19, 22$ W m⁻² K⁻¹ となった．図 3, 4 に $\theta_{ini} = 0.45$ についてこれらの h_{ex} を適用して計算した温度と液状水量の分布を示す． $h_{ex} = 25$ W m⁻² K⁻¹ の時，計算はカラム実験の温度分布をよく再現した． $\theta_{ini} = 0.30, 0.40$ についても $h_{ex} = 19, 22$ W m⁻² K⁻¹ を用いると計算は温度分布をよく再現した． h_{ex} が小さくなると，計算は実測の凍結深を過小評価した (Fig.3)．これは，地表面の熱フラックスが実際より小さくなったためと考えられる．水分分布についてはどの h_{ex} が 19~25 W m⁻² K⁻¹ の範囲で異なっても，計算は実測を概ね表した (Fig.4)．これは $\theta_{ini} = 0.30, 0.40$ についても同様だった．ここで，凍結層 (1.5~11.5 cm) の実測値 10 点と計算値の残差平方和 S (°C²) を計算した (Table.1)． S は $\theta_{ini} = 0.45, h_{ex} = 19$ W m⁻² K⁻¹ のとき 9.6 となり，凍土内の地温を約 0.3°C 過大評価した． h_{ex} は初期水分量が増加するにつれて増加した (Fig.5)．初期水分量が大きいほど凍土中の水蒸気移動量が大きくなり，空気層の対流が促進され， h_{ex} が大きくなったと思われる．この点は今後更なる検討が必要である．他の高度についても h_{ex} と θ_{ini} に同様の相関が見られたが，0.5 cm 高の場合は相関が見られなかった．地表面近傍では温度勾配が大きく，安定した温度測定が出来なかったためと考えられる．凍土中の温度や液状水量を精度よく予測するには， h_{ex} の含水率依存性を考慮すべきと思われる．

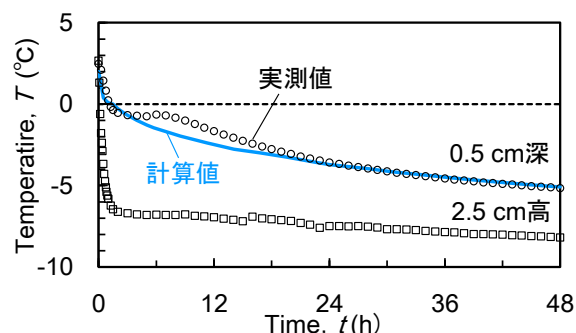


Fig.2 Air and soil temperatures during freezing

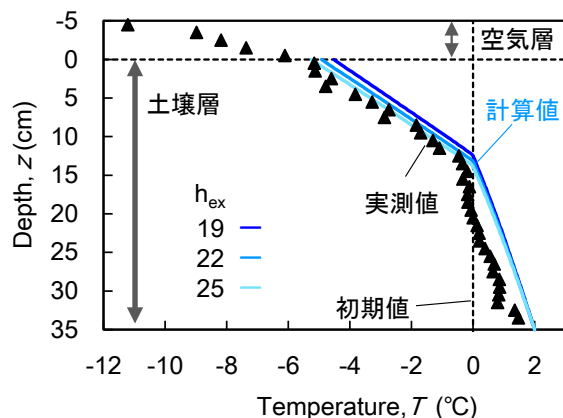


Fig.3 Temperature profiles of soil frozen for 48 h

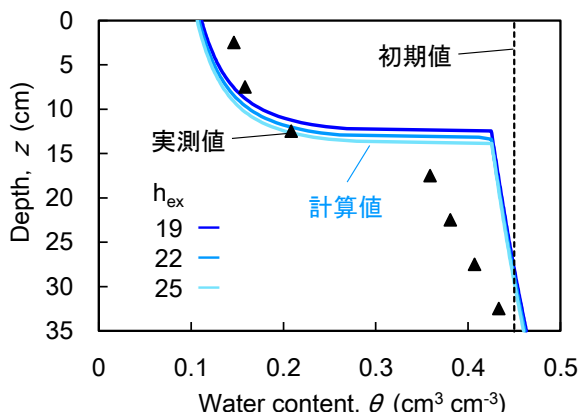


Fig.4 Moisture profiles of soil frozen for 48 h

Table.1 Residual sum of squares, S

$h_{ex} \setminus \theta_{ini}$	0.30	0.40	0.45
19	0.72	2.36	5.24
22	3.22	0.83	0.63
25	9.61	4.19	1.59

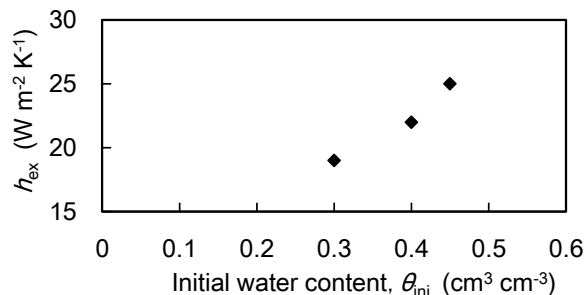


Fig.5 Relationship between h_{ex} and θ_{ini}