

土中の不凍水圧変化に凍結融解速度が及ぼす影響

Effect of Freezing and Melting Rate on Water Potential in Frozen Soil

伴 俊和¹・渡辺 晋生¹

¹三重大学大学院生物資源学研究所

要旨(Abstract)

凍土中の不凍水圧は地温から相平衡の状態式を介して推定されることが多い。しかし、実際の土の凍結時には温度変化や移流により氷の成長が平衡に達しない場合がある。そこで本研究では露点計を用いて凍結融解速度が異なる土中の不凍水圧を直接測定した。不凍水圧は平衡の不凍水圧に比べ、凍結速度が速いと高く、融解速度が速いと低くなる傾向が見られた。

テーマ：土壌物理研究の最前線 Trend in Soil Physics

キーワード：凍土, 不凍水圧, 露点計

Key words: Frozen soil, Unfrozen water pressure, Dew point sensor

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土中の不凍水の動きを把握することが必要である。不凍水移動の駆動力である不凍水圧は極めて低圧であり、テンシオメータのような圧力計での測定は難しい。そこで不凍水圧は、相平衡を仮定し、温度からクラウジウス・クラペイロン式(CCE)で推定することが多い。しかし、凍結・融解が速い場合や移流が生じる場合には、氷の成長が温度変化に追いつかず、必ずしも相平衡を仮定できないと考えられる。そこで本研究では、近年開発された凍土に埋設できる小型露点計を用いて凍土中の不凍水圧を実測し、温度変化や移流を伴う土中の不凍水圧が平衡の不凍水圧とどの程度異なるのか、凍結・融解条件の違いが水分-圧力関係に影響を及ぼすのか、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の黒ボク土を用いた。図1に試料の水分特性曲線を示す。露点計にはAzbil社のFinedewを用いた。Finedewの測定信頼領域は -10000 cm 以下である。

まず、体積含水率 $0.18\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ の試料を、直径 4.7 cm の真鍮管に 9.0 cm 深まで充填した。試料の 4.5 cm 深に露点計のセンサ部の先端を

垂直に設置し、 3.75 cm 深(センサ部中央)に熱電対を設置した。真鍮管を恒温水槽に沈め、水槽の温度を調節することで試料を凍結・融解した。試料を一定温度にして2時間以上静置後、露点を測定し、次の温度へ段階的に変化させるStep freezing/thawing (Step)と、温度を一定速度($\pm 0.68, \pm 0.34\text{ }^\circ\text{C/h}$)で変化させつつ露点を連続測定するDynamic freezing/thawing (Dynamic)とを行った。そして露点と地温にKelvin方程式を適用し、不凍水圧を求めた。

次に、体積含水率 $0.3\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ の試料を内径 7.8 cm 、高さ 35 cm の亚克力カラムに充填した(Column)。カラムに 1 cm 間隔で熱電対、 5 cm 間隔でTDR水分計、 7.5 cm 深に露点計を設置した。 3°C の恒温室にカラムを静置し初期温度と水分分布を与えた後、周囲を断熱した。カラム上下端の温度を -10°C と 3°C に制御することで試料を上端より凍結・融解し、土中の温度、不凍水圧 h 、水分量をモニターした。

3. 結果と考察

Stepで与えた温度変化を図2に、各温度で十分に時間が経った時点で測定した不凍水圧を図3に示す。 -2.6°C 以下で7点測定した。凍結過程と融解過程で測定した不凍水圧は、同じ温度であれば概ね一致した。

Dynamic で与えた地温変化を図 2 に示す。その際の温度に対する不凍水圧変化を図 3 に示す。凍結過程では不凍水圧は -2.6°C 以下で測定信頼領域となり、その後温度低下に伴い徐々に低下し、 -7.0°C で -114000 cm に達した。 -7.0°C からの融解過程では不凍水圧は温度の上昇に伴い高くなったが、凍結曲線より低圧を示し、その差は次第に広がった。融解過程の不凍水圧は -1.2°C まで測定信頼領域にあった。

Column で測定した 2.5, 7.5, 17.5 cm 深の温度の経時変化を図 2 に示す。図には露点計で測定した 7.5 cm 深の露点も併記した。2.5 cm 深は 1 h, 7.5 cm 深は 5 h で 0°C 以下に達し(平均 0.6°C/h)、48 h 後には上端から 18.5 cm の凍土が発達した。この際、未凍土から凍土への水分移動が生じた。温度に対する不凍水圧変化を図 3 に示す。カラム実験においても凍結過程と融解過程では温度-不凍水圧曲線が異なり、凍結過程は融解過程よりも高圧を示した。また、 -3.1°C 以下ではどちらも同様の値となった。

図 3 に CCE で温度から換算した相平衡の凍土の不凍水圧(推定値)を点線で併記した。Step の不凍水圧は推定値と概ね等しかった。Dynamic の不凍水圧は Step や推定値と比較し、凍結過程で高圧、融解過程で低圧を示した。Column の不凍水圧の変化は Dynamic と類似したが、 -3.1°C 以下では推定値と同値となった。低温では氷量の変化が少なく不凍水圧が相平衡の値に近づくものの、凍結・融解速度が速いと -3°C でも不凍水圧が相平衡の場合と 1 オーダー程度異なりうることを、Column の様に凍結速度が徐々に遅くなれば、不凍水圧は次第に相平衡の値に近づくことなどが考えられる。また Column では移流の影響は殆ど見られなかった。不凍水圧の実測値および推定値と TDR で測定した液状水量の関係を図 1 に示す。不凍水圧-液状水量関係は未凍土の水分特性曲線と概ね一致した。氷の有無によらず、液状水と土中水圧の関係の普遍性が示唆された。

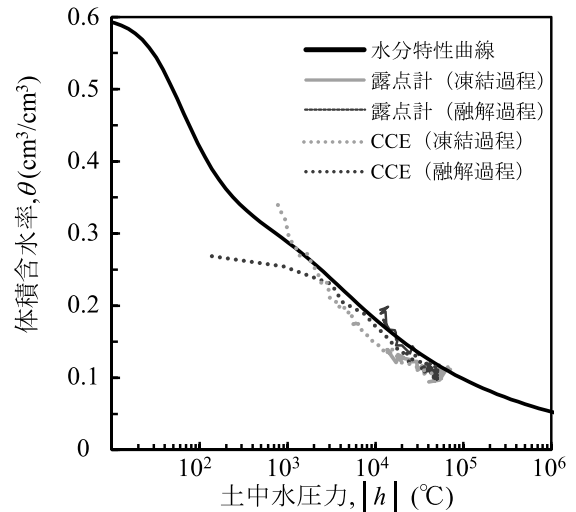


図1. $h - \theta$ 関係

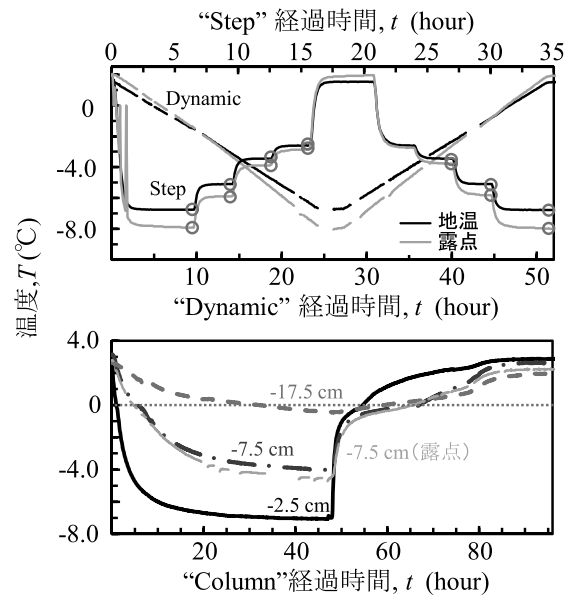


図2. 地温・露点の経時変化 (上図: Step/Dynamic, 下図: Column)

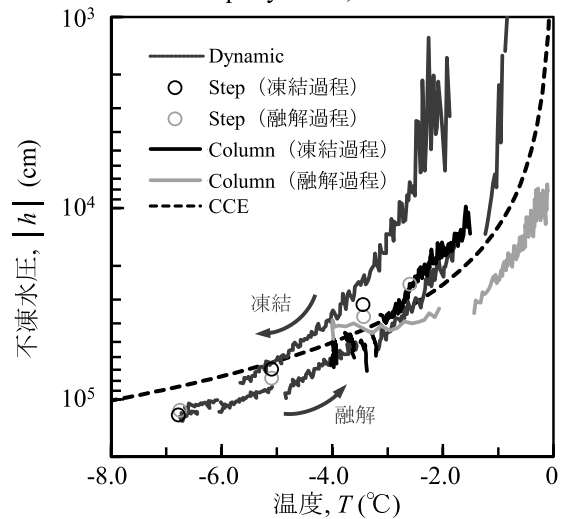


図3. 温度 - 不凍水圧関係