

凍土中の不凍水圧の直接測定

Direct Measurement of Water Potential in Frozen Soils Using a Micro Chilled Mirror Hygrometer

渡辺晋生*

Kunio Watanabe

1. はじめに

凍結・融解過程にある土中や凍土中の水分移動を考えるには、凍土中の不凍水圧を評価する必要がある。しかしながら、低温下の不凍水圧を直接測定することは難しく、未だ実測例は 0°C 近傍に限られている。そこで通常、凍土の不凍水圧 P は、クラウジウス-クラペイロンの式を土中でも適用可能とみなし、氷圧の変化や間隙氷の成長にともなう不凍水の溶液濃度の変化を無視できると仮定し、凍土の温度から次式(1)で推定する。

$$h = \frac{L}{g} \ln \frac{T}{T_m} \quad (1)$$

ここで、 $h = P/\rho g$ は不凍水圧のポテンシャル水頭表記、 ρ は水の密度、 g は重力加速度、 L は融解の潜熱、 T は地温、 T_m はバルクの水の融点である。現在、多くの水分・熱移動結合モデルで式(1)が用いられている。また、これらのモデルでは、凍結過程にある土中の不凍水-氷界面と乾燥過程にある土中の液状水-空気界面の形状を同一と仮定し、土の保水曲線（ポテンシャル水頭と液状水量の関係）と不凍水量曲線（温度と不凍水量の関係）を、しばしば式(1)を介して同一のものとして与える。こうした換算については、これまでも実験による間接的な検証や補正モデルが提案されているが、不凍水圧の実測をとまわらないため、詳細な検討に及んでいない。また、不凍水量曲線にヒステリシスが報告されているが、ヒステリシスのメカニズムを考える上でも凍土中の不凍水圧の正確な測定が必要不可欠である。そこでここでは、近年開発された鏡面冷却式の小型露点計を用いて、凍土中の不凍水圧の直接測定を試みた。

2. 試料と方法

試料には水洗した鳥取砂丘砂と藤の森シルトの 2 mm 篩通過分を用いた。いずれの土も電気伝導度は低く、浸透ポテンシャルを無視できると見なした。試料を純水と混合し、内径 5 cm、高さ 10.8 cm の真鍮製円筒容器に均一に詰めた。試料の含水率、乾燥密度、飽和度は砂で 0.20 m³/m³、1.30 g/cm³、55.5 %、シルトで 0.30 m³/m³、1.18 g/cm³、52.6% であった。

露点計には Azbil 社の FINEDEW を用いた。この露点計は、直径 1.2 cm、長さ 6 cm のセンサー部と中継ケーブル、制御部からなる。センサー先端部は 2.0×2.5 mm²、厚さ 0.3 mm の単結晶シリコン鏡、鏡背面の白金抵抗温度計と温度制御用ペルチェ素子を内包する。中継ケーブルを介して極細の赤色光を鏡面に斜めに照射し、中継ケーブルに戻る反射光の強度から鏡面の結露（霜）を判定する。そして、鏡面温度を反射光強度が一定になるように制御し、センサー周辺の露点を求める。この露点計は、センサー先端部に水蒸気は通過できるが液状水は浸透できないフィルターを被せることで土中にも直接挿入できる。なお、常温の土中にセンサー挿入してから露点計測可能な平衡状態に達するまでの所要時間は最大で 20 分程度である。

露点計を真鍮容器の試料中央に上端から 6 cm 挿入した。露点計の測定部周辺（60, 53, 47 mm 深）には T 型熱電対を設置した。センサーを挿入した試料を防水し、-20°C の恒温槽に沈め凍結した。恒温槽の温度を段階的に昇降し、その間の試料の露点 T_0 と温度 T_1 を測定した。この際、3 深度の熱電対の温度差は -0.1°C 以内であり、センサー周辺の試料は均一凍結しているとみなした。測定中凍土は見られなかった。ここで、 T_0, T_1 の飽和水蒸気圧を P_0, P_1 算出し、式(2)によりセンサーと平衡する土中の水ポテンシャル（不凍水圧）を求めた。

$$h = \frac{RT_1}{gM} \ln \frac{P_0}{P_1} \quad (2)$$

3. 結果と考察

恒温槽の温度を変えると、試料の温度は 30 分以内に一定値に達した。一方、不凍水圧が一定値に達するには 2~6 時間程度を要した。また、大きな温度変化を与えたとき程、あるいは 0°C 近くである程、一定値に達するまでの時間が長くなった。これは、凍土中の氷の相変化が瞬時には生じないことに起因すると考えられ、不凍水量曲線の見掛け上の（非平衡の）ヒステリシスの要因の一つと思われる。

図 1 に各温度で測定した平衡時の不凍水圧を示す。不凍水圧は 0°C 近くで急激に減少し、その後、温度低下にともなう徐々に低下した。毛管保水を主とする砂と表面保水を主とするシルトでは、温度と不凍水圧の関係に差が見られなかった。また、いずれの試料の不凍水圧にも凍結・融解過程における違いは見られなかった。図 1 には測定した試料温度と式(1)から推定した不凍水圧も併記した。式(1)による推定値は実測の不凍水圧とよく一致した。

4. おわりに

鏡面冷却式の小型露点センサーを用い凍土中の不凍水圧の直接測定に成功した。不凍水圧推定への式(1)の適用が土質や温度、初期水分量、凍結/融解過程に関わらず妥当であることが確認できた。地温と不凍水圧では平衡に達する時間が異なるため、非平衡状態下では式(1)は実際の不凍水圧を過大/過小評価する。今後は、不凍水量と不凍水圧の同時測定による検証が必要であろう。

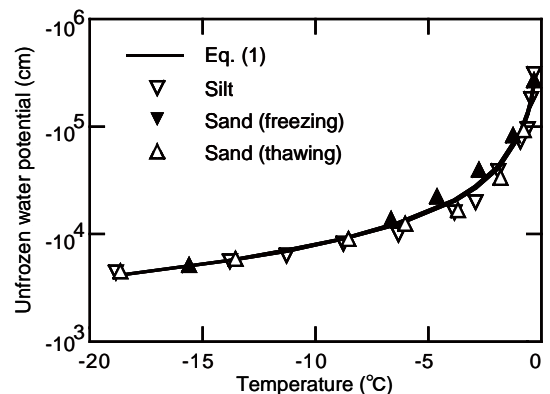


Fig. 1 Unfrozen water potential in frozen soils at equilibrium