

自己発熱 TDR プローブを用いた土壌氷量測定法の開発

Measuring soil ice content with a self-heating TDR probe

○小島悠揮¹, 加藤千尋², 登尾浩助³

Yuki Kojima, Chihiro Kato, Kosuke Noborio

はじめに

土壌凍結現象は冬季の水循環に影響を与える。凍土中の氷の存在量によって凍土の透水性は大きく変化するため、土壌の体積含水率を測定することは水循環を理解する上で重要である。しかし、体積含水率の原位置測定は難しい。ヒートパルスプローブ (HPP) による土壌の体積熱容量測定を用いた体積含水率の測定方法 (体積熱容量法) が有効な方法として研究が進められているが、 -5°C 以下の温度でしか精度よく測定できない (Tian et al., 2015)。凍土の温度は 0°C 付近に停滞することが多いため、 0°C から -5°C の体積含水率の測定法の開発が必要である。Kojima et al. (2016) は、HPP の測定データと熱収支式を用いて 0°C から -5°C の温度域の体積含水率を推定する顕熱収支法を開発したが、限られた条件でしか成功していない。このように 0°C 付近の温度域で体積含水率を安定して測定できる技術は確立されていない。そこで本研究では、ヒーターを内装した time domain reflectometry プローブ (以降 SHTDR; Self-Heating Time Domain Reflectometry) を用いて、 0°C 近傍の温度域における体積含水率測定法を開発することを目的とした。

Self-Heating TDR

Figure 1(a) に作成した SHTDR プローブの概要を示す。SHTDR は thermo-TDR プローブ (Noborio et al., 1996) とよく似た形状をしており、3 本の中空ステンレスロッドに T 型熱電対を内装している。また、中央のステンレスロッドには熱電対と一緒にヒーター線 ($1120\ \Omega\ \text{m}^{-1}$) が入っている。プローブ長は HPP でよく使われる $4\ \text{cm}$ よりも長い $9\ \text{cm}$ である。3 つのロッドは $50\ \Omega$ の同軸ケーブルにつながっており、電磁パルスを伝播させることができる。

TDR 法は凍土、未凍土を問わず、土壌中の体積液状水率を測定する。SHTDR 法では、まず凍土の液状水率を測定する。その直後にヒーターで土壌の加熱を開始する。各ステンレスロッドに内装された熱電対の温度変化を見ながら加熱を続け、両脇のロッド温度が共に水の凝固点を越えた時点で加熱をやめ、再び TDR 法で液状水率を測定する。1 度目の測定の液状水率は、凍土中の体積当たりの不凍水率を表し、2 度目の測定では凍土中の氷が全て融解した状態と考えられるため、凍土に含まれる全水分 (不凍水+氷) の体積分率を測定したことになる。よって加熱後の液状水率に加熱前の液状水率を引き、氷と水の密度比 0.92 で除したものが、体積含水率となる。

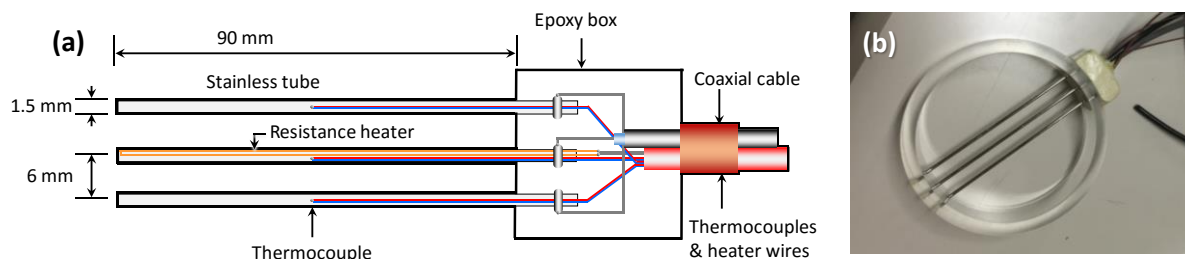


Fig. 1 (a) Schematic of the self-heating TDR probe, and (b) photo of the column with the probe.

- 1) 岐阜大学工学部, Faculty of Engineering, Gifu University
- 2) 弘前大学農学生命科学部, Faculty of Agriculture and Life Science, Hirosaki University
- 3) 明治大学農学部, School of Agriculture, Meiji University

キーワード: 土壌凍結, 土壌氷量, TDR

実験方法

SHTDR プローブを内径 7.7 cm, 高さ 2.5 cm のアクリルカラム内に固定した (Fig. 1(b)). これにより SHTDR のプローブ長は内径と同じ 7.7 cm になった. カラム下端にアクリル板を固定し, カラム内に体積含水率 $0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の豊浦砂を乾燥密度 1.45 Mg m^{-3} で充填した. カラム上端もアクリル板で密閉した. 恒温チャンパー内にカラムを設置し, -10°C まで温度を下げて土壌を凍結させた. その後温度を -1.5°C まで上昇させ, 測定を開始した. TDR の測定, 熱電対の測定とヒータ制御は TDR100 と CR1000 (Campbell Scientific, Inc., Logan, WA, USA) を用いた. 中央ロッドには 17 W m^{-1} の熱流束を与えた. また加熱を止める温度は $0.5, 1.0, 1.5^\circ\text{C}$ の 3 種類を試した.

結果と考察

Figure 2 に加熱開始から温度 0.5°C に達するまでの各ロッドの温度変化を示す. 中央ロッドは加熱開始 3 秒で 0°C に達し, 以降 9°C 付近まで上昇した. 一方両脇のロッドは緩やかに温度上昇し, -0.2°C から -0.3°C 付近で停滞した後, 0.5°C まで再度緩やかに上昇した. 温度停滞はロッド周囲の氷融解によると思われる. 停滞温度が 0°C よりも低かった理由は, 土壌構造による凝固点降下か, 温度測定精度の問題と思われる. また両脇のロッド 1 と 2 では, ロッド 1 の方が温度上昇が早かった. よってロッド 1 と中央ロッドの間隔はロッド 2 と中央ロッドの間隔より若干小さいと思われる. 両脇のロッド温度を $0.5, 1.0, 1.5^\circ\text{C}$ 以上にするのに, それぞれ 33, 43, 52 分かかった. Figure 3 に TDR 波形を示す. 凍結前と比べて凍結後はロッド末端での反射が早くなった. これは凍結によって液状水の体積分率が減ったことを示している. 両脇のロッドを $0.5, 1.0, 1.5^\circ\text{C}$ まで上昇させた Heating 0.5, 1.0, 1.5 は凍結前の波形と似ていた.

Heating 0.5 の波形は若干反射が早かったが, TDR の測定範囲内に氷が解け残っていたと考えられる. Heating 1.0 と 1.5 の波形は完全に一致しているため, 両脇のロッドを 1°C まで上げれば測定範囲内に氷は残存しないと考えられる. 凍結時の波形を Tangent line 法で解析し, 液状水の体積分率を決定したところ, $0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であった. 今回は砂を用いたため現実的な値である. また凍結前と融解時の波形を解析すると, いずれも体積液状水率は $0.13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であった. Heating 0.5 のみ $0.11 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と若干低かった. 実際の値 $0.18 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ よりも低い値であり, プローブの校正によって精度を改良できると思われる. 凍結時と加熱後の体積液状水率の差から, 体積含水率は $0.14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と推定できた.

おわりに

新たな体積含水率測定法として SHTDR プローブを提案した. 発熱によって測定範囲中の氷を溶かし, 不凍水と全水分の体積分率を測定できた. 2 つの体積分率の差から体積含水率を推定できた. 体積含水率の測定精度は TDR 法の体積液状水率の測定精度に依存するため, 体積液状水率に対する適切な校正が不可欠である. また, ロッド長の延長により精度の向上が期待できる. 今後は, 多様な土壌, 体積含水率での測定, また連続測定の影響評価を行う予定である.

引用文献: Tian et al. 2015. VZJ 14(8); Kojima et al. 2016. VZJ (in press); Noborio et al. 1996. Soil Sci. 161(1):22-28

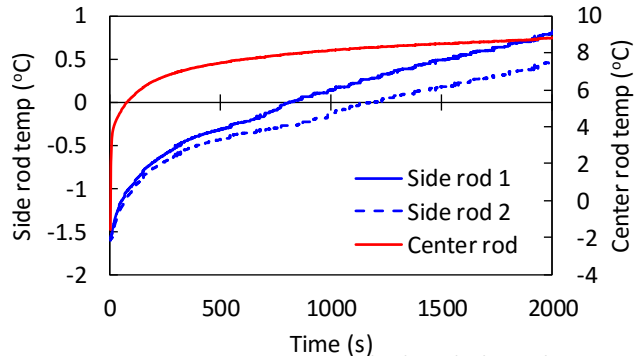


Fig. 2 Temperatures at center and side rods during heating.

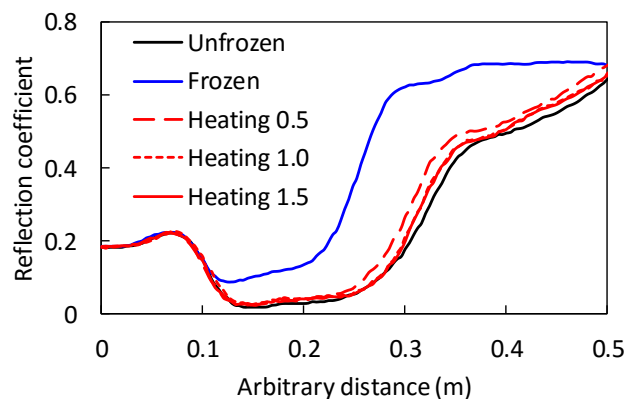


Fig. 3 TDR waveforms with various conditions. Heating 0.5, 1.0, 1.5 mean the temperature that heating stopped.