

TDR法を用いた凍結過程にある不飽和土中の液状水量の測定について

Verification of TDR method for measuring liquid water amount in freezing soil

和気朋己, ○渡辺晋生
Tomomi Wake and Kunio Watanabe

はじめに 寒冷地の有効利用や物質循環を考える場合、土の凍結に伴う水分や熱、溶質移動の正確なモニタリングが重要である。こうしたモニタリングに利用される装置の一つに、媒体の誘電率の違いから土中の液状水量を推定するTDR法がある。TDR法は比較的安価で、迅速かつ容易なその場測定が可能のため、様々な分野や調査で活用されている。一方、その普及とともに汎用化が進み、温度変化を伴う環境や低水分域、凍結により土中水の溶質濃度が変化するような場合に、測定値をどの程度信頼できるか曖昧になっている。そこで本研究では、凍結・融解過程にある土中の水分量をTDR法で測定する際の精度と留意点を検討する。

試料と方法 藤森土（粘質土）、豊浦砂、鳥取砂丘砂、黒ボク土を試料に用いた。異なる含水率に調整した試料を、容積 6 cm^3 のセルに充填し、液体窒素で凍結した。試料の温度を -15°C より 10°C まで段階的に昇温し、液状水量 θ をNMR法で測定した。NMR法はプロトンの誘電緩和速度が固液相間で異なることを利用した測定法であり、土中の液状水量を正確に評価できる。次に、容積 160 cm^3 のセルにNMR法の場合と同様の含水率と固相率で詰めた試料を -20°C で凍結し、昇温過程における試料中の比誘電率 ε の変化をTDR法で測定した伝播時間より算出した。TDR法には、 0°C 以下の土に対しても明瞭な波形が得られたロッド長 74 mm 、ロッド径 1.5 mm 、ロッド間距離 5 mm の3線プローブ、Tektronix 1502B、WinTDR (Anchoring = 33%) を用いた。得られた温度 T - θ 関係と T - ε 関係から、各温度における ε - θ 関係を得た。

結果 初期含水率 $\theta_{\text{init}} = 0.37$ の藤森土を、 -20°C から段階的に昇温した際のTDR波形を **図 1** に示す。 0°C 以上においては、温度低下に伴い反射係数が大きくなったが、first peak (FP) と reflection point (RP) に $\pm 0.05 \text{ mm}/^\circ\text{C}$ (後述の推定式で $\theta \approx 0.0002 / ^\circ\text{C}$) 以上の変化は見られなかった。 0°C 以下においては、相変化に伴い土中の液状水量が低下する。この際、反射係数が高くなることで、FPが右に移動した。また、波形の傾きが変わるため、Anchoringによっては妥当なRPを得られなくなった。そこで、FPとAnchoringを固定した。砂については、同じ θ_{init} の藤森土よりRPが右に移動した。また、温度によって $\theta_{\text{init}} = 0.17, 0.21, 0.24$ の砂のRPは、それぞれ $-0.1, -0.2, -0.3 \text{ mm}/^\circ\text{C}$ 移動した。これは砂と粘質土の吸着水量の違いによる。砂のFPとRPの移動は、 0°C 以下においても藤森土より大きくなったが、FPとAnchoringを藤森土同様に固定することで、 $-20^\circ\text{C} \sim 15^\circ\text{C}$ の範囲で再現よく伝播時間 $([RP-FP]/V_p)$ を測定できた。

図 2a に、異なる θ_{init} の藤森土についてNMR法で測定した T - θ 関係を示す。図中 0°C 以上の θ は θ_{init} に一致する。土中には 0°C 以下でも凍結しない水（不凍水）が存在する。温度低下に伴い不凍水量は急激に減少した。藤森土は -15°C においても $0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 以上の不凍水を有したが、砂の不凍水量は $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ となった。**図 2b** は **a** と同じ条件の試料、絶乾試料、純水についてTDR法から算出した T - ε 関係である。比誘電率 ε は、 0°C 以上で一定値を示し、 0°C 以下では不凍水量同様に、温度とともに減少した。ここで、各試料について ε - θ 関係を求めた (**図 3**)。

同じ ε であっても、 θ は土質と温度により、それぞれ最大で 0.12 、 $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 異なった。これは、水の誘電率が表面の影響により低くなること、低温で高くなることによる。

考察 TDR 法による θ の推定法には、Topp et al. (1980)や Smith and Tice (1988)の3次式、Pepin et al. (1995)のような温度補正式、DeLoor (1964)や Birchak (1974)のような混合体のモデル式がよく用いられる。また、媒体中に等方的に媒質が分散している系では、誘電率の立方に加算性があること、土粒子+土中空気と氷の比誘電率がほぼ等しいこと(図2)から式(1)が成り立つ。

$$\varepsilon^{1/3} = \theta (\varepsilon_w(T, L))^{1/3} + (1 - \theta) \varepsilon_o^{1/3} \quad (1)$$

ここで、 ε 、 ε_w 、 ε_o はそれぞれ全体、水、氷を含めた固-気相全ての誘電率、 L は固相表面からの距離である。式(1)を展開すれば、Toppら同様の3次式が得られる。Topp式および式(1)により各温度 T について求めた検量線を図3に示す。ここで、藤森土についてTopp式および式(1)に L の効果も含めて推定した θ_{TDR} とNMR法で求めた θ_{NMR} を比較した(図4)。Topp式は藤森土の θ_{NMR} を低水分域で過大に、高水分域で過小に($\pm 0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$)、その他の試料の θ_{NMR} を全水分域で過大に($\sim 0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$)推定した。Smith and Tice式は低水分域で θ_{NMR} をよく再現するものの高含水率では再現性が悪かった。一方、式(1)の θ_{TDR} は、全ての試料の θ_{NMR} に対して偏りなく $\pm 0.02 \text{ m}^3/\text{m}^3$ で一致した。

おわりに 常温において不均一な土を対象とする場合、Topp式や土質毎に検量した3次式を用いれば、TDR法により土の水分量を数%の誤差で得られる。また、激しい温度変化に晒される土中の不凍水(一般に $0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 以下)を扱う場合は、式(1)のような温度や吸着水に関する補正や、TDR波形そのものの検討が有用である。

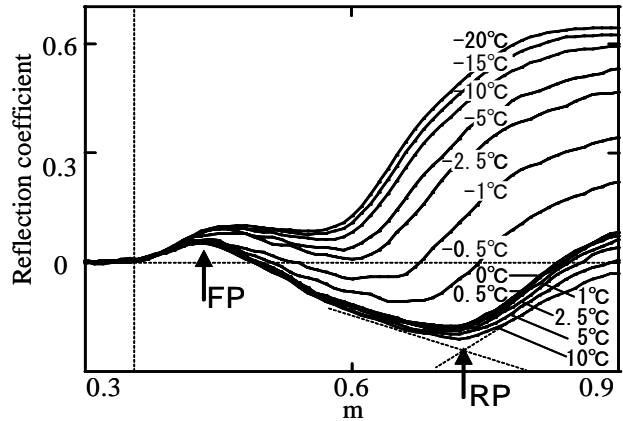


Fig. 1 TDR wave forms in clayey silt ($\theta_{\text{init}} = 0.37$).

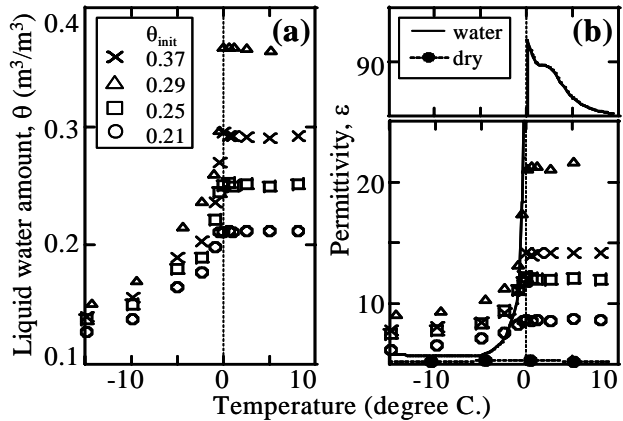


Fig. 2 θ , NMR and TDR relationships for clayey silt.

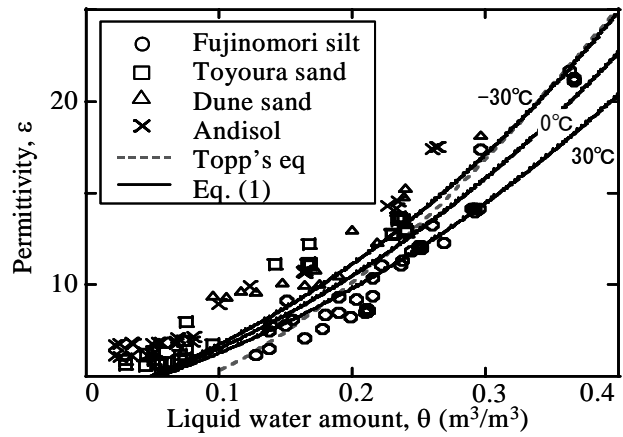


Fig. 3 θ vs ε (data for all soils).

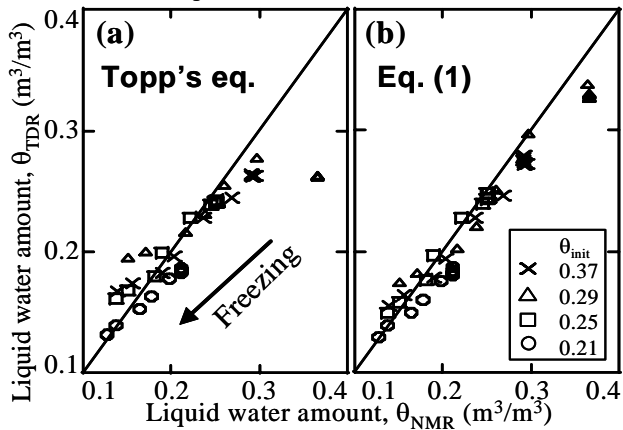


Fig. 4 Results of verification tests.