

ADRによる体積含水率原位置測定結果の温度補正と年変動に関する検討

Study on Temperature Correction of in Situ Volume Water Content Measured by ADR and Annual Variation of Corrected Data

友行功美 Narumi TOMOYUKI (鳥取大学大学院工学研究科)
中村公一 Koichi NAKAMURA (鳥取大学大学院工学研究科)

鳥取大学が行っている黄砂プロジェクトではモンゴル・ツォクトオボーでADR 土壌水分計を用いて原位置体積含水率を測定している。本研究では原位置の正確な土壌水分量を得るために、まず現地で採取された黄砂のキャリブレーションを行った。次に、地中温度がADRの出力電圧に与える影響を実験により調べた。その結果、 $dV/dt = 2.0655 \times 10^{-3} (V/^\circ\text{C})$ を得た。原位置体積含水率と地中温度には正の相関があったが、これらの実験結果を用いて出力電圧に対して補正を行った結果、補正した体積含水率は地中温度に対して負の相関をもつ挙動を示した。補正した体積含水率の年変動より、地中1cmから10cmでは黄砂の発生量が多い3月から6月に乾燥した値をとることがわかった。

キーワード：体積含水率、現地調査、ADR、温度補正 (IGC : C-7)

1. はじめに

近年、地球温暖化や砂漠化の進行により中国・モンゴルにおける黄砂の発生量が多い傾向にあり、人間への健康被害や動植物・自然に対する環境被害など様々な問題を引き起こしている。そのため、黄砂の発生量に影響する因子の定量的な解明が求められている。

黄砂は強風に伴って砂粒が舞い上がることによって発生する。このとき砂粒が舞い上がる摩擦速度は臨界摩擦速度と呼ばれ、黄砂の発生量において非常に重要なパラメーターとされている。Ishizukaら¹⁾は、この臨界値が土壌水分量や植生などの地表面条件に依存することを明らかにした。また、Kimuraら²⁾は表層部の土壌水分量がある値を超えると黄砂の発生が抑制されることを報告した。このように、土壌水分量は黄砂の発生量に関係しており、原位置の土壌水分量の変動を明らかにすることは重要である。

そこで、本研究では鳥取大学が気象・地表面状態と黄砂発生との関係解明のためにモンゴルのツォクトオボーで行っている原位置測定結果から原位置体積含水率の正確な挙動を調べることを目的とした。そのために、原位置測定に用いられているADR (Amplitude Domain Reflectometry) 土壌水分計 (以後、ADR と表記する) の黄砂に対するキャリブレーションと温度補正に関する実験を行った。また、実験結果を用いて原位置観測結果に対して補正を行い、補正後の体積含水率の年変動を調べた。

2. 測定地点

原位置測定はモンゴルのゴビ砂漠の北部にあるツォクトオボー (北緯 44.42 度, 東経 105.32 度) (図-1) で行われている。ツォクトオボーはケッペンの気候区分で寒冷な砂漠気候 (BWk) に属し、一年を通して乾燥している。年間降水量は約 100mm でそのほとんどが夏の間に降り、12月から2月にかけては降雪もある。

鳥取大学はツォクトオボーに観測サイトを設置し、気温・相対湿度や風速、雨量などの気象状況や、地中温度・体積含水率など地中内の状況、PM10量を測るダスト濃度、砂の跳躍を表すサルテーションなど黄砂発生量に影響すると考えられるパラメーターを測定している。観測サイトでは、地中温度及び体積含水率についてADRを用いて観測を行っており、深度方向に地中1cm, 2.5cm, 5cm, 10cm, 15cm, 20cm, 30cm, 50cmの異なる8深度に設置され、測定は2012年3月24日から継続して行われている。用いた地中温度及び体積含水率の測定結果は30分毎のものを用い、単位は m^3/m^3 を用いた。



図-1 原位置測定地点 (モンゴル・ツォクトオボー)

3. ADR の体積含水率算出方法と温度補正

3.1 ADR の体積含水率算出方法

原位置測定に用いられている ADR は Delta-T 社の ThetaProbe ML2x である。(図-2) 本研究における実験は全て同型の機器を用いた。

土壌の誘電率から土壌水分量を求める誘電率法には TDR(Time Domain Reflectometry)法, FDR(Frequency Domain Reflectometry)法, ADR法がある。これらの機器は全て誘電率と体積含水率の関係から体積含水率を求め、区別は誘電率の測定方法にある。ADR法では、発信器から発生した高周波の電気パルスが土壌中のプローブを通過・反射して往復する際、伝送線に生じる電圧の振幅が直流電圧として出力される。電圧 V と誘電率の平方根 $\sqrt{\epsilon}$ の関係は式(1)に示す3次式で表されることが明らかにされており(Miller & Gaskin³⁾), 式(1)を用いることで出力電圧から誘電率を求めることができる。

$$\sqrt{\epsilon} = 1.07 + 6.4V - 6.4V^2 + 4.7V^3 \quad (1)$$

誘電率と体積含水率の関係については, Whalley⁴⁾, White⁵⁾らが次の直線関係で近似できることを示した。

$$\sqrt{\epsilon} = a_0 + a_1\theta \quad (2)$$

式(1)と式(2)から、体積含水率と出力電圧の関係は式(3)のように表すことができる。

$$\theta = \{(1.07 + 6.4V - 6.4V^2 + 4.7V^3) - a_0\} / a_1 \quad (3)$$

この式(3)がキャリブレーションカーブを表す式である。係数 a_0 と a_1 は、土壌の含有鉱物の種類により誘電率が異なることから対象とする土壌ごとに実験により調べる必要があり, Miller & Gaskin⁶⁾は有機物について $a_0 = 1.3$ と $a_1 = 7.7$ 、無機物について $a_0 = 1.6$ と $a_1 = 8.4$ を提案している。

3.2 原位置体積含水率の出力電圧算出方法

原位置体積含水率の算出に用いられている係数 a_0 と a_1 は Miller & Gaskin⁶⁾が提案した無機物の係数であり、現地の土壌に合った係数とは言い難い。より精度のよい原位置体積含水率を知るためには、現地の土を用いて求めた係数 a_0 と a_1 を用いることが望ましい。そこで、本論文では現地で採取された黄砂を用いて実験を行って係数 a_0 と a_1 を求め、原位置体積含水率に用いられている係数 a_0 と a_1 を変更する。そのためには、原位置体積含水率を一度出力電圧に直す必要がある。この項ではその方法について説明する。

式(2)より、出力電圧と体積含水率の関係は次の3次方程式で表せる。

$$1.07 + 6.4V - 6.4V^2 + 4.7V^3 = a_0 + a_1\theta \quad (4)$$

この3次方程式を解くことで、出力電圧を求めることができる。

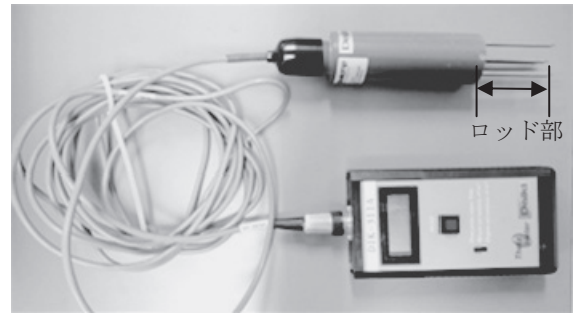


図-2 ADR 土壌水分計

3.3 誘電率法の温度依存性と補正方法

誘電率法を用いた土壌水分計の問題点として、温度依存性がある。温度が測定値に与える影響について、Verstricht⁷⁾はTDR土壌水分計で測定した誘電率と温度に正の相関があるという結果を得た。一方で、Pepinら⁸⁾はTDR土壌水分計で測定した誘電率と温度に負の相関があるという結果を得た。さらに、TDR法より温度依存性が向上したとされるADRについても、Miller & Gaskin³⁾によって誘電率と温度に負の相関があるという結果が得られている。土を構成する土粒子、水、空気の誘電率は土粒子が3~4、水が81(20°C)、空気が1程度と水の影響が最も大きく、加えて水の誘電率には温度依存性がある。そのため誘電率法における温度依存性は水の誘電率によるものであると考えられる。しかし、水の誘電率は温度が上昇すると低下するため、誘電率は温度に対して負の相関をもつと推察され、正の相関も報告されている事実と矛盾する。この矛盾について理論的に説明されたものとして、Wraith and Or⁹⁾がある。Wraith and Or⁹⁾では土を土粒子・水・間隙空気の3相ではなく、水を自由水と結合水に分けた4相の構成であるという仮説をたて、自由水と結合水の誘電率の違いから誘電率の温度に対する相関は正も負も存在し得ることを説明した。その後、Or and Wraith¹⁰⁾は測定値から温度の影響を取り除くためにWraith and Or⁹⁾で示した仮説に基づき、温度の影響を補正する理論モデルを構築し、TDR土壌水分計による測定値に対して温度補正を行った。また、山中ら¹¹⁾は土壌水分量と飽和透水係数の対数値を説明変数とした重回帰分析によって経験モデルを検討し、TDR土壌水分計による測定値に対して温度補正を行った結果、Or and Wraith¹⁰⁾より妥当性のある補正結果を得たと報告している。

本研究では、3.2に示した方法で求めた出力電圧 V に対して温度補正を行う。式(5)に示す温度補正式を用いて、測定期間中の地中温度 T が設定する基準温度 T_r であるときの出力電圧 V_r を求め、式(3)の V に代入して得た体積含水率を温度補正した体積含水率とした。 dV/dt は出力電圧の温度に対する変化率である。 dV/dt は現地で採取された黄砂を用いた実験により調べた。

$$V_r = V - dV/dt (T - T_r) \quad (5)$$

4. 実験及び実験結果

4.1 実験に用いた試料と供試体乾燥密度

実験に用いた試料は、現地から採取した黄砂である。黄砂の粒径加積曲線を図-3、物理的性質を表-1に示す。

現地土壌の乾燥密度は不明であったため、本研究では供試体の乾燥密度を1.443 (g/cm³)に設定し実験を行った。なお、ADRによる測定値は地盤の乾燥密度に影響を受けないことが確認されている¹²⁾。気乾状態の試料の含水比は3.5%であり、乾燥密度を1.443 (g/cm³)とすると体積含水率は0.051 (m³/m³)である。

4.2 キャリブレーション

本実験は、現地で採取された黄砂を用いて式(2)の係数 a_0 と a_1 を求めた。実験の様子を図-4に示す。容器内に所定の乾燥密度となるように作製した供試体の体積含水率を変化させ、出力電圧を測定した。原位置体積含水率はほとんどが0.03 (m³/m³)から0.20 (m³/m³)の間で変動しており、降雨イベントによる値の増加により0.30 (m³/m³)を超える箇所もみられた。本研究では、降雨イベントによらない体積含水率の変動に着目し、実験条件は気乾状態から体積含水率を0.20 (m³/m³)となるまで0.045 (m³/m³)ずつ増加するようにした。気乾状態の体積含水率は0.03 (m³/m³)より大きかったため、乾燥炉で乾燥させた試料で最も体積含水率が小さい供試体を作製した。供試体の体積含水率は出力電圧測定後に炉乾燥法により求めた。容器には内径5.7cmの200mlビーカーを用い、試料はADR土壌水分計のロッド部が全て収まるように高さ8.5cmで作製した。同じ温度で測定を行うため、試料は20±1℃の恒温室内に保管したものをを用い、実験は同恒温室で行った。

供試体は、等しい水分状態にした試料を4層に分けて入れ、1層の高さが全て等しくなるように突固めて作製した。突固めには、主にビーカー側面をたたく方法を用いたが、水分状態が湿潤側の試料ほど側面をたたく方法のみでは所定の高さにならなかったため、突き棒も用いた。次に、供試体の上面にADRロッド部をADR本体部と供試体上面が接するまで鉛直に差し込み、出力電圧を記録した。その後、ADRを取り外してロッド挿入部付近の試料を採取し、乾燥炉で24時間乾燥した。ビーカーから取り出した残りの試料は、体積含水率測定のための採取分と同量の試料と蒸留水を加えて水分状態が均一になるまで攪拌し、次の測定に用いる供試体を作製した。以後、これを繰り返し徐々に水分量を変化させ、実験を行った。また、0.041 (m³/m³)の試料は50℃の乾燥炉内で乾燥させたものをを用いた。

実験結果を表-2に、実験結果の出力電圧より式(1)を用いて求めた誘電率の平方根と、炉乾燥法で求めた体積含水率の関係を図-5に示す。近似直線は最小二乗法を用いて引いたものである。これより誘電率の平方根と体積含水率は線形関係であることがわかり、式(2)より係数は

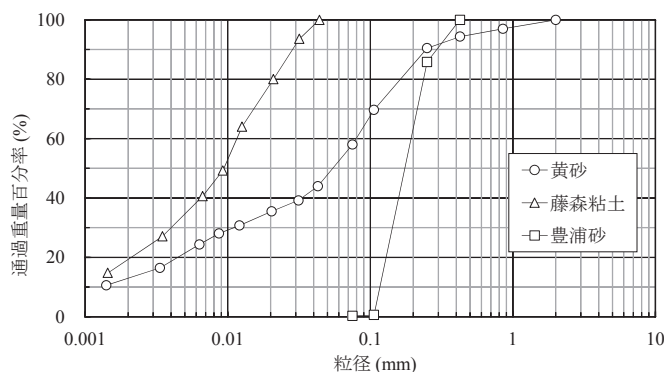


図-3 黄砂，藤森粘土，豊浦砂の粒径加積曲線

表-1 黄砂の物理的性質

土粒子密度 ρ_s (g/cm ³)		2.683
粒径区分	粗砂分 (%)	5.7
	細砂分 (%)	35.4
	シルト分 (%)	14.0
	粘土分 (%)	44.0



図-4 実験の様子

表-2 実験結果

体積含水率 θ (m ³ /m ³)	誘電率 $\sqrt{\epsilon}$
0.041	2.162
0.051	2.252
0.078	2.731
0.116	3.229
0.146	3.636
0.179	3.845

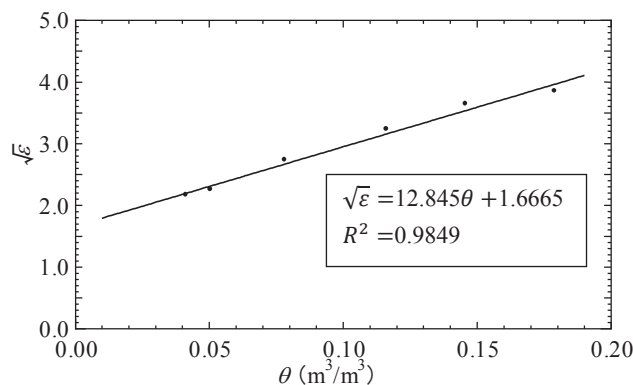


図-5 炉乾燥法で求めた体積含水率と誘電率の関係

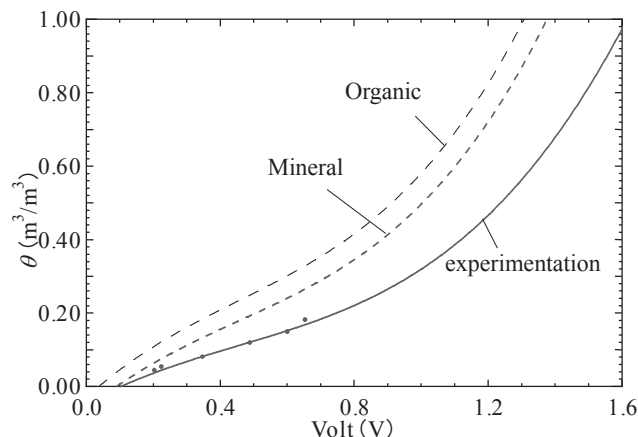


図-6 キャリブレーションカーブ

$a_0 = 1.6665$, $a_1 = 12.845$ であった. 式 (3) に黄砂, 有機物, 無機物の係数を代入して求めたキャリブレーションカーブを図-6 に示した. 原位置体積含水率に用いられている無機物と黄砂のキャリブレーションカーブについて比較すると, 同じ出力電圧に対する体積含水率は無機物に比べて黄砂の方が全体的に低くなっている. つまり, 原位置測定結果の体積含水率は, 無機物の係数を用いることで本来の値よりも高く見積もられていると推測できる. また, 出力電圧が大きくなるほど算出される体積含水率の差も大きくなっていることがわかる.

4.3 地中温度が出力電圧に与える影響

本実験は現地で採取された黄砂の温度変化時の出力電圧への影響を調べるために, 乾燥炉を用いて供試体の温度を変化させ出力電圧を測定した. 供試体は内径 7.1cm, 高さ 14.7cm, 厚さ 0.25cm の塩ビパイプの片面に底板を接着した円筒内に, 高さ 11cm となるように作製した. また, 本研究で用いている ADR は温度を測定できないため, ADR ロッド先端より 2.5cm 深い位置に地中温度測定用の熱電対を設置した. 熱電対は乾燥炉内上部・下部と塩ビパイプ中央部にも設置し, 乾燥炉内の温度も把握できるようにした. ADR のコードと熱電対は乾燥炉上部にある水蒸気用の穴を通して乾燥炉外に出し, ADR 用の測定器とデータロガーにそれぞれ接続した. 実験前と実験後には供試体の体積含水率を炉乾燥法により求めた.

実験は, 供試体の温度が出来るだけ低い状態から始めるために, 作成した供試体を一晩実験室内に置いて熱電対の測定値が 10°C 程度となった状態から始めた. 実験開始時に供試体上面に ADR を鉛直に挿入して出力電圧を測定した. その後, 乾燥炉に入れ徐々に設定温度を上げ供試体内に設置した熱電対の測定温度が 0.5°C 上昇するごとに出力電圧を測定した. なお, 乾燥炉内の著しい温度変化によって供試体内の温度差や, 供試体と乾燥炉内の温度差が大きくなることを防ぐために, 設置した熱電対の温度を観察しながら乾燥炉の設定温度を調整し, 実験を行った. 本実験の測定は, 地中温度が 50°C となるまで行った.

実験結果の出力電圧と地中温度の関係を図-7 に示す. 供試体の体積含水率は実験開始時, 実験終了時ともに 0.051 (m^3/m^3) で変化しなかった. 温度と電圧の関係はほぼ線形関係と言え, 電圧の出力値は温度に対して正の相関を示している. 近似直線の傾きより, 出力電圧の温度に対する変化率 dV/dt は 2.0655×10^{-3} ($\text{V}/^\circ\text{C}$) であることが分かった. 実験結果の出力電圧に対して, 4.2 で得た係数を使って体積含水率に換算すると図-8 のようになった. これより, 体積含水率の温度に対する変化率 $d\theta/dt$ は 6.4902×10^{-4} ($\text{m}^3/\text{m}^3/^\circ\text{C}$) であった.

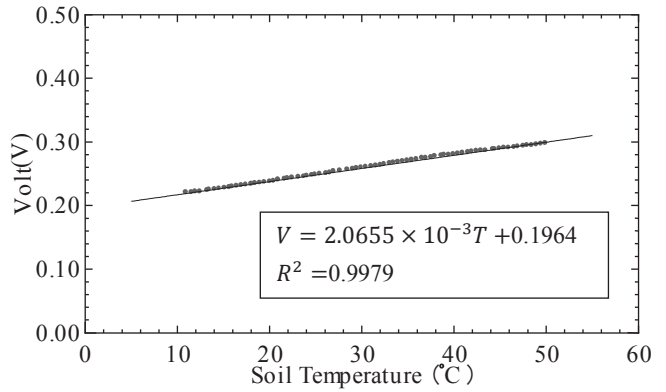


図-7 実験結果の出力電圧と地中温度の関係

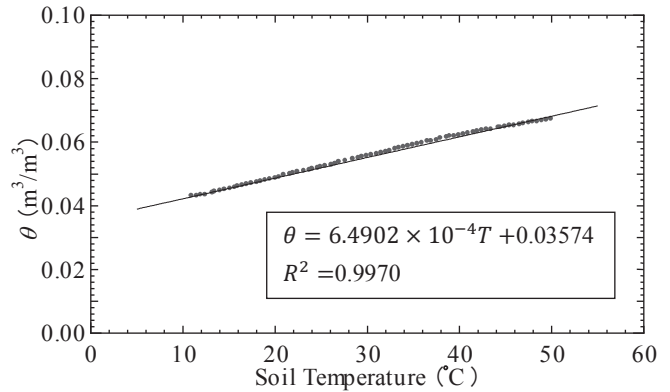


図-8 実験結果の出力電圧から求めた体積含水率と地中温度の関係

5. 実験結果を用いた係数変更と温度補正の適用

5.1 係数変更と温度補正適応結果の比較

図-9 に 2014 年 7 月 4 日から 7 月 13 日の全深度の原位置地中温度と 3 種類の体積含水率を示した. 1 つ目は原位置体積含水率, 2 つ目は原位置体積含水率から 3.2 に示した方法により求めた出力電圧と 4.2 で得られた黄砂の係数を用いて係数のみ変更した体積含水率, 3 つ目は係数の変更と温度補正の両方を行った体積含水率である. 温度補正の基準温度は 20°C とした. 以降それぞれを測定値, 係数変更値, 係数変更・温度補正值と呼ぶ.

測定値と地中温度はよく似た挙動を示し, 地中温度が上昇すれば測定値は増加し, 地中温度が低下すると測定値は減少する. このように同じ位相で日変動を繰り返しており, これは測定値が地中温度の影響を受けていることを示していると考えられる.

次に, 測定値と係数変更値を比較する. 係数変更値はその深度においても測定値よりも全体的に小さい値となっている. これは図-6 に示したキャリブレーションカーブからも推測できる. また, 日変動幅について見ると, 図-9 の地中 1cm の 7 月 10 日から 13 日における測定値は一日の最低値を 0.05 (m^3/m^3), 最高値を 0.07 (m^3/m^3) として日変動を繰り返しているのに対し, 係数変更値は最低値を 0.03 (m^3/m^3), 最高値を 0.04 (m^3/m^3) として日変動を繰り返しており, 日変動幅は係数変更値の方が小さくなって

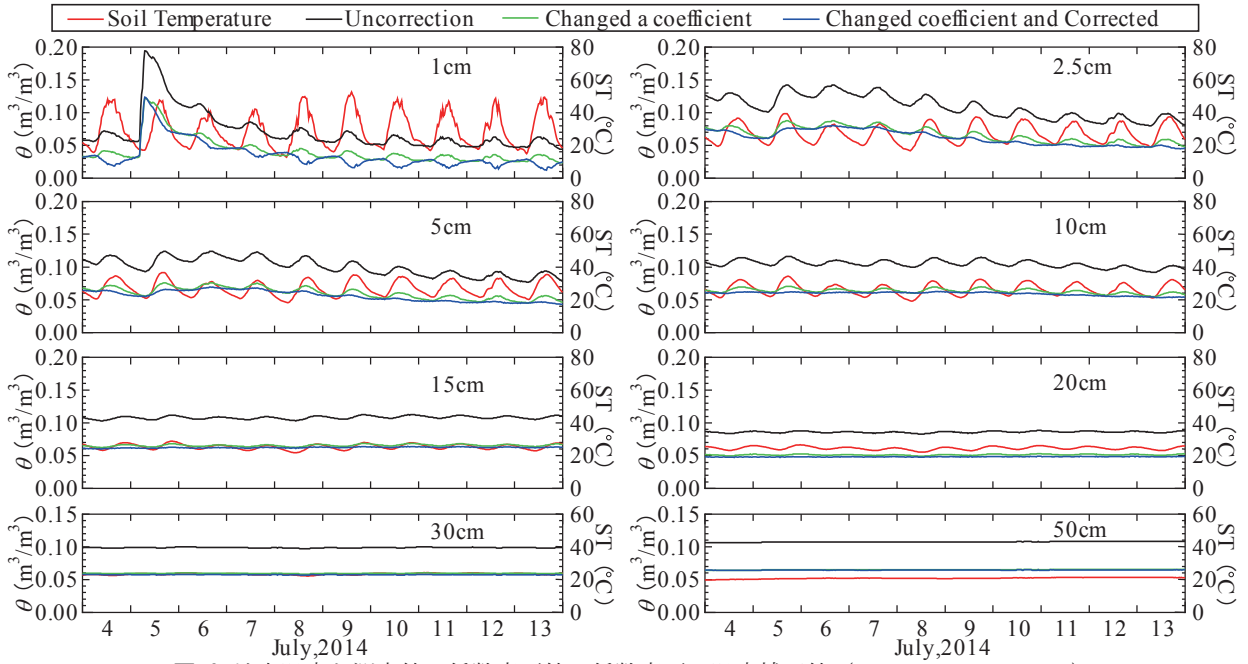


図-9 地中温度と測定値, 係数変更値, 係数変更・温度補正值 (ST : Soil Temperature)

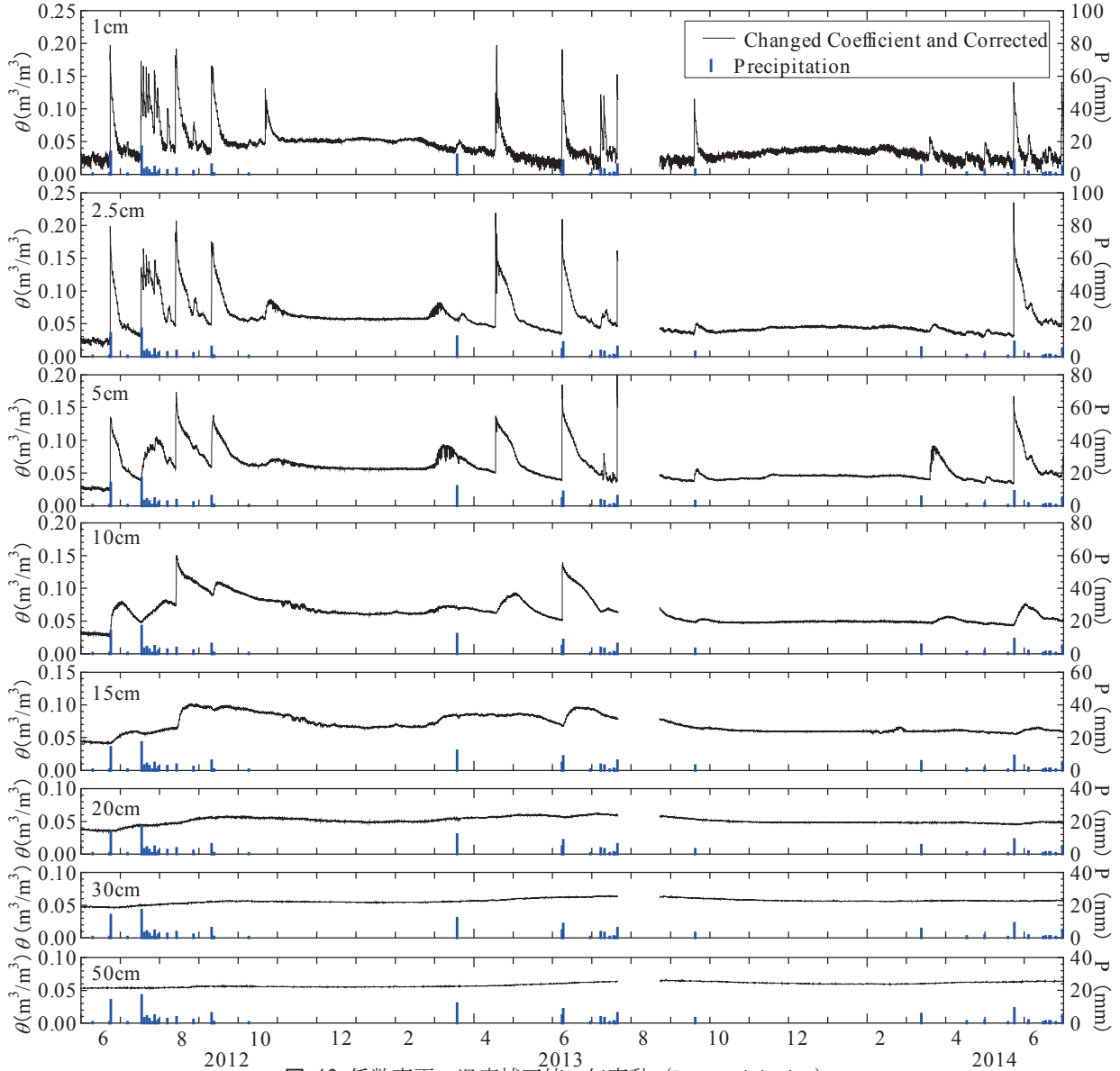


図-10 係数変更・温度補正值の年変動 (P : precipitation)

いる。その他の深度についても、日変動幅は係数変更値の方が小さかった。4.2で述べたように同出力電圧における黄砂と無機物の体積含水率を比較すると、出力電圧が大きくなるほど両者の値の差も大きくなる。そのため、測定値と係数変更値の日変動幅には差異が生じたと考えられる。以上のように、係数を変更することで、体積含水率は測定値に比べ全体的に低下し、日変動の幅が小さくなることがわかった。

最後に、測定値と係数変更・温度補正值を比較する。前述した通り、測定値は地中温度と同じ位相をもつ挙動を示した。それに対し、係数変更・温度補正值については日変動の傾向が3パターン確認できた。一つ目は、日変動の位相が測定値とは逆になるパターンである。例えば、係数変更・温度補正值は図-9の地中1cmの7月4日を見ると地中温度上昇時に体積含水率は減少し、地中温度低下時に増加して日変動の位相が逆になっている。全期間で地中1cmから15cmまでの多くはこのパターンであった。二つ目は、日変動の位相は測定値と同様であるが日変動幅が測定値に比べて小さいパターンである。図-9の地中1cmの7月5日、6日がこれにあたる。降雨イベントによって高体積含水率となる際にこのパターンを示す傾向があり、この傾向は深度によらなかった。三つ目のパターンは、図-9の地中20cmにおける7月4日のように日変動がほとんどみられなくなるパターンである。地中20cm以深はどの期間においてもこのパターンを示し、日変動幅はほぼ全てが $0.002 \text{ (m}^3/\text{m}^3)$ 以下であった。以上より、温度補正を行うことで日変動の位相に変化が見られた。

係数変更・温度補正值と同様に、係数変更値も測定値と比較すると日変動幅に変化があったが、位相は変化しなかった。これは、係数変更のみでは出力電圧に変化がなく、電圧の最高値と最低値は変わらないためであると考えられる。体積含水率の日変動は、気温が上昇する日中に地表から蒸発散が行われ、気温が低下する夜間に土壌水分が回復するという変動のほうが妥当である。これについては、Jackson¹³⁾の炉乾燥法を用いた測定によって確認されている。また、山中ら¹¹⁾が提案した経験モデルで行われた補正結果からも、地中温度と体積含水率の位相は逆になったことが確認されている。したがって、本研究で得られた係数変更・温度補正值は測定値より妥当性のある値を示していると考えられ、地中温度が時々刻々と変化する原位置測定においては、温度補正を行うことが非常に有用であると言える。このように、日変動の様子に関しては妥当性を示せる結果となったが、一方で地中1cmの係数変更・温度補正值にかなり低い値をとる箇所があった。図-10に示した2年間の係数変更・温度補正值のうち、地中1cmの2013年5月から6月と2014年の4月から6月の期間に $0.001 \text{ (m}^3/\text{m}^3)$ を下回る箇所があった。本研究に用いた黄砂の自然状態における体積含水率は $0.050 \text{ (m}^3/\text{m}^3)$ 程度であり、 $0.001 \text{ (m}^3/\text{m}^3)$ を下回るのはかなり小さい値であると言える。したがって、正確な体積含水率を知るためには、この点をふまえて他の補正方法も検討する必要がある。

5.2 係数変更・温度補正值の年変動

図-10に2012年6月から2014年6月の全深度の係数変更・温度補正值と日雨量を示す。2013年7月21日から2013年8月22日は欠測である。ここでは、図-10から体積含水率の年変動を見る。ここでは、降雨などのイベントによる急激な増加時を除く期間の体積含水率を平常値と呼ぶこととする。年間を通して見ると、平常値は深度によって傾向が異なった。地中1cmから15cmまでは、季節によって値の変化がみられ、平常値の最大値と最小値の差は $0.05 \text{ (m}^3/\text{m}^3)$ 程度であったのに対し、地中20cm以深では、どの深度でも平常値の最大値と最小値の差は $0.01 \text{ (m}^3/\text{m}^3)$ 程度でほぼ変化しなかった。

値に変化がみられた地中1cmから15cmまでについて年変動を見ると、6月中旬から10月にかけては降雨が繰り返し発生することで平常値は徐々に増加する傾向があった。11月から2月は平常値に変化はみられず、3月または4月に降雨によらない増加挙動を示した後6月初旬にかけて平常値は減少し一年のなかでも乾燥した値となっていた。ただし、2014年の地中15cmのみこの乾燥挙動が顕著ではなく、2013年11月から3月まで体積含水率の値に変化はほとんどなかった。

このように、地表面に近い地中1cmから10cmでは3月から6月は乾燥する傾向にあった。この期間は、黄砂の発生量が多い期間である。このことから、黄砂の発生量に影響していることがうかがえる。また、3月または4月の降雨によらない増加挙動については、この増加挙動を示しているのが同深度地中温度の日変動が一日中 0°C を下回らなくなる時期であったことから、地中温度の上昇に伴う土壌融解の影響と考えられる。土壌の融解により体積含水率が増加する挙動はこれまでに様々な観測で報告されている¹⁴⁾。

6. 結論

本研究では、現地で採取された黄砂を用いてADRのキャリブレーションを行い、式(2)の係数 a_0 と a_1 を求めた。また、地中温度がADRの出力電圧に与える影響を実験より調べた。これらの結果を用いて、原位置体積含水率から3.2に示した方法で求めた出力電圧に対して係数変更並びに温度補正を行った。その後、補正結果の比較と係数・温度補正值の年変動を調べた。本研究で得た知見を以下に示す。

- (1) 本実験で用いた黄砂の式(2)における係数は、 $a_0 = 1.6665$ 、 $a_1 = 12.845$ であった。
- (2) 本実験で用いた黄砂は、単位温度における変化量が $dV/dt = 2.0655 \times 10^{-3} \text{ (V}^\circ\text{C)}$ であった。
- (3) 係数変更のみ行った体積含水率は、原位置体積含水率に比べて全体的に値が低下した。また、日変動幅が小さくなったが、位相の変化はみられなかった。

- (4) 係数変更と温度補正の両方を行った体積含水率は、地中 1cm から 15cm のほとんどの期間で日変動の位相が原位置体積含水率と逆になった。この位相の変化は、既往の研究からも妥当性があると言え、係数変更だけではなく温度補正を行うことが有用であると判断できる。
- (5) 補正後の体積含水率より、地中 1cm から 10cm の体積含水率は 3 月から 6 月に低下する傾向があり、これは黄砂の発生量が多い期間とも合致する。

謝辞

本研究を進めるにあたり、ご協力いただいた乾燥地研究センターの黒崎泰典准教授に深く感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Ishizuka, M., Mikami, M., Yamada, Y., Zeng, F., and Gao, W.: An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the Taklimakan Desert, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL.110, D18S03, doi:10, 2005.
- 2) Kimura, R., Bai, L., and Wang, J.: Relationships among dust outbreaks, vegetation cover, and surface soil water content on the Loess Plateau of China, 1999–2000, *Catena*, 77, pp.2-296, 2009.
- 3) White, I., J.H., Knight, S.J., Zegelin, and G.C., Topp: Comments on Consideration on the use of time-domain reflectometry(TDR) for measuring soil water content by W.R.Whalley: *European Journal of Soil Science*, 45, pp.503-508, 1994.
- 4) Whalley, W. R.: Consideration on the use of time-domain reflectometry(TDR) for measuring soil water content, *Journal of Soil Science*, 44, pp.1-9, 1993.
- 5) Miller, J.D., and GJ., Gaskin: ThetaProbe ML2x Principles of operation and applications, *MLURI Technical Note* (2nd ed),1997.
- 6) Miller, J.D., and GJ., Gaskin: The development and application of the ThetaProbe soil water sensor, *MLURI Technical Note*, p.14, 1996.
- 7) Verstricht, J., Neerdeal, b., Meynendonckx, P., and Volckaert, G.: Clay moisture measurements in radioactive waste disposal research, Proceedings of Symposium on Time domain Reflectometry in Environmental, Infrastructure, and Mining Applications, Spec. Publ, SP19-94, pp.337-348, 1994.
- 8) Pepin, S., Livingston, N.J., and Hook, W.R.: Temperature dependent measurement errors in time domain reflectometry determinations of soil water, *Soil Sci.Soc.Am.J*, 59, pp.38-43,1995.
- 9) Wraith, J.M. and Or, D.: Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry, Experimental evidence and hypothesis development, *Water Resour. Res.*, 35, pp.361-369, 1999.
- 10) Or, D., and Wraith, J.M.: Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model, *Water Resour. Res.*, 35, pp.371-383, 1999.
- 11) 山中勤, 開発一郎, ウィンバートル・ダムバラヴィア: TDR による土壌水分測定値の温度依存性とその原位置測定データに基づく補正, *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour*, Vol.16, No. 3, 2003.
- 12) 下辺悟: ADR 含水量測定に及ぼす締固め方法の影響. 土木学会第 59 回年次学術講演会概要集, 59, 803-804, 2004.
- 13) Jackson, R.D.: Diurnal changes in soil water content during drying, *Field Soil Water Regime*, pp.37-55, 1973.
- 14) 溝口勝, 井本博美, 関勝寿, 宮崎毅: 高冷地畑の凍結融解過程における地温と土壌水分の変化, 農業土木学会全国大会講演要旨集, pp.366-367, 2002.

(2015年6月22日 受付)

