



凍結をともなうオホーツク網走地域の 農地における土壌水分の季節変動の特徴

鈴木伸治¹・佐伯ともみ²・伊藤博武³・渡邊文雄¹

Characteristics of seasonal changes in soil water in an agricultural field in Okhotsk-Abashiri region with soil freezing

Shinji SUZUKI¹, Tomomi SAEKI², Hirotake ITO³ and Fumio WATANABE¹

Abstract: Agriculture in Okhotsk-Abashiri region, Hokkaido, Japan has been led by large-scale upland farming systems, and seasonally frozen soil has occurred in this area. Recently, there is a concern that the hydrological environment in this region has been changing due to changes in both rainfall and snowfall patterns associated with climate change. In the current study, continuous monitoring of soil water movement was undertaken in an upland field in this region during the period from July 2011 to June 2012. Particularly, this study focused on clarifying characteristics of the soil water movement caused by soil freezing-thawing and infiltration of snowmelt water. Dielectric water potential sensors were used for measuring soil matric potentials to derive water flux at deeper soil depths. The annual maximum soil frost depth was 0.28 m. The maximum surface soil water content was observed immediately after surface soil melted. The magnitude of downward water flux at a depth of 0.40 m recorded in early April (freezing period) was higher than the magnitude recorded in June (non-freezing period) with large amount of rainfall. Changes in soil water content at deeper layer due to the soil freezing and snowmelt water infiltration were similar to changes of soil water content resulting from drying followed by rainfall infiltration in non-freezing period. Further, it is revealed that all snowmelt water (116.5 mm) infiltrated into the soil without ponding before the frozen soil layer melted. The results suggest that the soil frost with a depth of 0.28 m observed in the current study was insufficient to impede the infiltration of the snowmelt water associated with high porosity of the soil.

Key Words : frozen soil, dielectric soil water sensor, soil water flux, soil water dynamics, snowmelt infiltration

1. はじめに

北海道の東部に位置し、オホーツク海に面するオホーツク網走地域は、日本有数の大規模農業地帯であり、国内の作物生産への寄与が大きい。この地域は、年降水量が日本で最も少ない地域の1つであるが、近年、5～8月の干天発生回数の増加が報告されているとともに（早野ら, 2001）、将来的にも、無降雨日の日数が増加する可能性が示されている（気象庁, 2017）。一方で、時間雨量や日雨量の大きい雨の頻度が増加しているとの報告がある（杉山・佐渡, 2006; 中村ら, 2009）。またこの地域は寒冷で、冬季には土壌が凍結し、かつ積雪がある。土壌が凍結すると、透水性が低下するため融雪水の浸透が抑制される（Hardy et al., 2001; Iwata et al., 2010a）。しかし近年では、気候変動の影響が冬季にも及び、オホーツク網走地域を含む道東地方では凍結深が減少し、凍土層の消失日が早期化してきている（Hirota et al., 2006; 原田ら, 2009）。そのため凍結が及んでいない下層に、より多くの融雪水が浸透するようになった（Iwata et al., 2010a; Iwata et al., 2010b）。オホーツク網走地域では、融雪期の浸透水中の硝酸態窒素濃度が1年のうちで最も高くなる傾向が報告されていることから（鈴木・志賀, 2004）、上記のような気候変動は、水文環境の変化を通じた環境負荷流出の増大にも結び付くことが懸念される。今後、気候変動に対応した適切な栽培方法や土壌管理、施肥管理を検討するためには、浸透水量の定量化を含む、年間を通じた水分動態の特徴を明らかにする必要がある。

筆者らは、オホーツク網走地域の畑圃場において、凍土のマトリックポテンシャルを地温から算出し、また未凍土では誘電水ポテンシャルセンサを用いることによって、マトリックポテンシャルの通年観測を行った（鈴木ら, 2014）。その結果、凍土層の発達によって、上向きの水移動が2～3か月にわたって続くこと、表

¹Department of Bioproduction and Environment Engineering, Faculty of Regional Environment Science, Tokyo University of Agriculture, 1-1-1 Sakuragaoka, Setagaya-ku, Tokyo 156-8502, Japan. Corresponding author: 鈴木伸治, 東京農業大学地域環境科学部生産環境工学科.

²Kobe City Office, 6-5-1 Kano-Cho, Chuo-ku, Kobe 650-8570, Japan.

³Department of Northern Biosphere Agriculture, Faculty of Bioindustry, Tokyo University of Agriculture, 196 Yasaka, Abashiri-shi, Hokkaido 099-2493, Japan.

2018年9月14日受稿 2019年2月6日受理

層では、土壌が凍結することによって、非凍結期よりもマトリックポテンシャルがはるかに低下（乾燥）すること、下層土（凍結が及ばない深さ）では、凍結期の上向きの水移動（深さ 0.35 ~ 0.45 m）によって、非凍結期で無降雨日が連続する時期と同等、ないしはそれよりも乾燥することが明らかになった。そこで本研究では、これらの観測体制に体積含水率の観測と水移動量の解析を加えることにより、土壌の凍結と融解、および融雪水の浸透が、気候変動下における農地の土壌水分量の変化や土壌中の水移動にどのような特徴をもたらすのかを明らかにすることを目的とした。

2. 試料および方法

2.1 観測区の概要と観測機器

観測は、東京農業大学網走寒冷地農場 (N 43° 55' 09", E 144° 23' 06", Alt. 12 m) で行った。本圃場はなだらかな丘陵地となっており、観測区を丘陵の頂上に設けた。土壌は淡色黒ボク土であり（伊藤ら, 2008）、土性は壤土 ~ 埴壤土、間隙率が 0.54 ~ 0.61 m³ m⁻³、飽和透水係数が 10⁻⁴ cm s⁻¹ 程度の排水性の比較的良好な畑地である（鈴木ら, 2014）。観測区において、降雨量（TR525M, Texas Electronics, Inc.）、地温（熱電対）、体積含水率（CS616, Campbell Scientific, Inc.）、マトリックポテンシャル（MPS-1, Decagon Devices, Inc.）を測定した。体積含水率以外の観測は、鈴木ら（2014）に記述した通りである。2009年7月18日に、観測区の中央に土壌断面を設け、深さ 0, 0.05, 0.15, 0.25, 0.35, 0.45 m に熱電対を、深さ 0.05, 0.15, 0.25, 0.45 m に CS616 を、また深さ 0.35 m と 0.45 m に MPS-1 をそれぞれ水平方向に埋設した。これらのセンサをデータロガー（CR10X, Campbell Scientific, Inc.）に接続して1分毎に測定し、地温と体積含水率、およびマトリックポテンシャルについては10分毎に平均値を、また雨量については積算値を記録した。2011年10月13日からは、深さ 0.35 m にも CS616 を埋設した。気温と相対湿度は別途、データロガー付き温湿度センサ（TR-3100, TR72-Ui, T&D）によって1時間間隔で計測した。土壌断面を埋め戻した後、地表面が水平になるように整地し、観測区からの表面流出及び周囲からの流入を防ぐため、測器を埋設した個所を囲む 1 m × 1 m の周囲を 0.15 m 程度盛土した。TR525M は転倒ます式雨量計であり、冬季の降雪量を測定する事が出来ない。そのため、11月から翌年4月までの間は、小倉（1999）を参考に、(i) 日平均気温が 0 °C 以下、(ii) 日平均気温が 0 ~ 2 °C で、かつ相対湿度が 50 ~ 90 %、(iii) 日平均気温が 2 ~ 4 °C で、かつ相対湿度が 50 ~ 70 %、(iv) 日平均気温が 4 ~ 5 °C で、かつ相対湿度が 50 ~ 60 %、のいずれかの場合、ロガーに雨量計の出力値が記録されていても降雪によるものとみなし、降雨に含めなかった。CS616 による体積含水率の測定と、MPS-1 によるマトリックポテンシャルの測定については、センサを埋設した深さから攪乱土を採取して持ち帰り、実験室内に

てセンサの較正を行った。CS616 については、センサの出力値（反射波の周期、単位は μs）と体積含水率の関係を求めて3次の曲線で近似した。MPS-1 については、テンシオメータと比較することによって、指数部分をセンサの出力値（電圧）の3次式とした指数関数で近似した（鈴木ら, 2014）。Decagon Devices（2008）には、MPS-1 のマトリックポテンシャル測定の上限値が -10 kPa と記載されているが、本研究では較正の結果、現地で観測された MPS-1 の出力値 660 ~ 820 mV に対応するマトリックポテンシャルは、-60 ~ -2 kPa であった。

観測期間中、観測区を裸地として管理した。本研究では、2011年7月~2012年6月に得られたデータについて検討した。

観測区では積雪深の連続観測を行わなかったが、観測区から 2.2 km 離れた網走市音根内地区における日本気象協会北海道支社のマメダスデータを引用した。年に数日ずつ、観測区周辺の積雪深を定規で測定したところ、音根内マメダスデータの積雪深より 0.02 m 程度少ない値であった。また積雪深を測定する際、岩田（2010）を参考にして積雪水量の測定も行った。内径 57 mm、長さ 600 mm の塩化ビニール製の円筒を、観測地点近傍で雪の上面から鉛直に挿入し、雪をこぼさないように引き抜いたのち、円筒内に採取された雪をビニール袋に入れて密封した。雪の質量と体積から雪密度を算出し、積雪深から積雪水量を算出した。観測期間中、0 °C 以下の地温が連続的に観測されていた期間を凍結期、そのほかの期間を非凍結期とした。地温の鉛直分布において、0 °C をまたぐ深さの地温を直線で結んだ際、0 °C 以下となる範囲を凍土として凍結深を求めた。

2.3 凍土層下層の水フラックスの定量化

後述するように、最大土壌凍結深は 0.3 m 程度であった。そこで深さ 0.40 m の水フラックス $q_{0.40}$ (cm s⁻¹) を、以下のバッキンガム・ダルシー式により求めた。

$$q_{0.40} = -k(\theta_{0.40}) \times \left(\frac{\psi_{0.35} - \psi_{0.45}}{\Delta z} + 1 \right) \quad (1)$$

ここに、 $k(\theta_{0.40})$ は深さ 0.40 m における不飽和透水係数 (cm s⁻¹) で、同深さの体積含水率 $\theta_{0.40}$ (m³ m⁻³) の関数である。 $\psi_{0.35}$ と $\psi_{0.45}$ はそれぞれ、深さ 0.35 m と 0.45 m のマトリックポテンシャル (cm) であり、 Δz は2点間の距離 (= 10 cm) である。 $q_{0.40}$ が正のとき、水移動は上向きであることを示す。 $\theta_{0.40}$ は深さ 0.35 m と 0.45 m で測定した体積含水率の算術平均とした。 $k(\theta_{0.40})$ は、One-Step 法 (Doering, 1965) によって求めるとともに、以下の Mualem-van Genuchten モデル (van Genuchten, 1980) によって推定した。

$$k(\theta_{0.40}) = k_s S_e^{\frac{1}{2}} \left(1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right)^2 \quad (2)$$

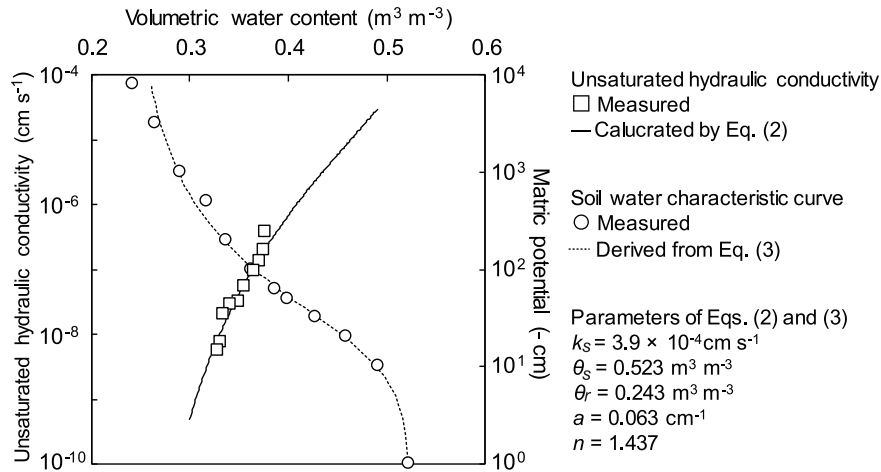


Fig. 1 深さ 0.40 m の水分特性曲線と不飽和透水係数.

Matric potential and unsaturated hydraulic conductivity at a depth of 0.40 m as a function of soil water content.

$$S_e = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = (1 - (-\alpha\psi)^n)^{-m} \quad (3)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (4)$$

ここに、 k_s は飽和透水係数 (cm s^{-1})、 S_e は有効飽和度 (無次元)、 ψ はマトリックポテンシャル (cm)、 α と n はフィッティングパラメータ、 θ_r は残留体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 θ_s は飽和体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である。そのため 2012 年 6 月 28 日に、観測区近傍から深さ 0.40 m の不攪乱土と攪乱土を採取した。不攪乱土は容積 50 cm^3 と 100 cm^3 のステンレス製円筒容器を用い、それぞれ 8 個および 6 個ずつ採取した。50 cm^3 の不攪乱土は One-Step 法による不飽和透水係数の測定に供試し、100 cm^3 の不攪乱土は、飽和透水係数の測定および水頭法 (0 ~ -200 cm) と加圧板法 (-500, -1,000 cm) による水分保持特性の測定に供試した。さらに、攪乱土を用いて遠心法 (-3,200, -8,000 cm) によっても水分保持特性を測定し、不攪乱土の結果と合わせて水分特性曲線を求めた。式 (3) において、 θ_s と θ_r はそれぞれ、毛管飽和状態およびマトリックポテンシャルが -8,000 cm における体積含水率とした。 α と n は、水分特性曲線における実測値と推定値の差の二乗和が最小になるように決定した。

2.4 凍結期間の水収支の算出

地表面を境界とする水移動が鉛直一次元で生じているものと仮定し、凍結期間中の水収支を以下のように検証した。

$$In = S_{\text{after}} - S_{\text{before}} - F_f \quad (5)$$

ここに、 In 、 S 、 F_f はそれぞれ、凍結期間中の地表面への浸入量、凍結期間前後の地表から深さ 0.40 m までの土壌水分貯留量、凍結期間中の深さ 0.40 m の積算水

フラックスであり、単位はすべて mm である。 S は、深さ 0.05, 0.15, 0.25, 0.35 m で測定した体積含水率が、それぞれの深さの上下 0.05 m の体積含水率を平均する値であると仮定し、以下の式から求めた。

$$S = \sum \theta \times h \times 10^3 \quad (6)$$

ここに、 $\sum \theta$ は深さ 0.05, 0.15, 0.25, 0.35 m で測定した体積含水率の和 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)、 h は各深さの体積含水率が代表する土層の厚さ (0.10 m) である。式 (5) の S の添え字 before と after は凍結開始直前と融解直後を示す (後述)。また F_f は $q_{0.40}$ を積算することによって求め、下向き (系からの浸透) が負である。雪面からの蒸発は、一般に極めて小さいために考慮しなかった (Hayashi et al., 2005; Hirota et al., 2009)。

3. 結果

3.1 不飽和透水係数

深さ 0.40 m における、水分特性曲線と不飽和透水係数 ($k(\theta_{0.40})$) を Fig. 1 に示す。One-step 法によって求めた実測値は限られた範囲 (体積含水率 0.33 ~ 0.38 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) での値であったが、Mualem-van Genuchten モデルによる推定値 (式 (2)) とよく一致した。また一般に、不飽和透水係数と体積含水率の間にはヒステリシスがほとんど無いとされていることから (Hasegawa and Sakayori, 2000)、本研究では、式 (1) 中の $k(\theta_{0.40})$ には Mualem-van Genuchten モデルによる推定値 (式 (2)) を採用し、深さ 0.40 m における水フラックス $q_{0.40}$ を算出した。

3.2 土壌の凍結と土壌水分の季節変動

Fig. 2 に、降雨量、日平均の気温、積雪深、凍結深、日平均の地温、日平均の体積含水率 (深さ 0.05 m と 0.45 m)、深さ 0.40 m の水フラックス (日単位で積算) を示す。なお水フラックスについて、文章中では符号

の代わりに「上向き」、「下向き」と表記し、絶対値の大きさを評価する。

12月中旬に凍土層が形成され始め、4月の上半に凍土が融解した。最大凍結深は0.28 m、凍土層内で観測された最低地温は -1.2°C (深さ0.05 m)であった (Fig. 2d, e)。本観測区の凍結深は、2009~2010年、および2010~2011年も0.3 m程度であった (鈴木ら, 2014)。一方で本農場では、2000~2001年および2001~2002年に、観測箇所によりばらつきはあるものの、0.4~0.7 mの凍結深が観測されていたことから (荻野ら, 2002; 荻野ら, 2003)、近年の土壌凍結深は過去よりも非常に少ない。

凍結開始後、2012年3月16日まで、深さ0.40 mでは上向きの水移動が続いたが、その量は非常に少なく、最大でも 0.03 mm d^{-1} であった (Fig. 2g)。3月16日の時点で、土壌凍結深は0.26 m、凍土層内の最低地温は -0.2°C (深さ0.15 m)であったが (Fig. 2d, e)、その翌日より、日平均気温が上昇して 0°C を上回るようになり、融雪の始まりとともに深さ0.40 mで下向きの水フラックスが観測されはじめた (Fig. 2b, c, g)。このときの融雪水の浸透に伴う下向きの水移動は5月10日まで続き、総量は106.5 mm、最大値は 11.7 mm d^{-1} であった (Fig. 2g)。この大きさは、6月17日に観測された46 mmの降雨時の下向き水フラックス 2.1 mm d^{-1} (Fig. 2g) よりもはるかに大きかった。消雪日以降、2012年6月上旬に水移動が上向きに転じたが、その大きさは凍結期間中と同様に、極めて小さいものであった (Fig. 2g)。

土壌凍結期間中、深さ0.05 mは凍土層内に相当する。土壌が凍結しても、凍土内の土壌水の一部は液体の様態を保って存在する (これを不凍水と呼ぶ)。本研究で使用したCS616は液状水の体積割合に比例した出力値を示すため (Mohammed et al., 2013)、凍結期間中、深さ0.05 mの体積含水率はゼロにはならない。

凍土層消失間際で、上述した下向きの水フラックスの最大値が観測された2012年4月4日、深さ0.05 mの体積含水率が $0.42\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ となった (Fig. 2f)。これは表層の融解と、継続した融雪水の浸透によるものがあるが、非凍結期で最も多くの雨 (88.2 mm d^{-1}) を記録した2011年9月2日を含む、2011年8月15日から同年9月30日の多雨時においてさえ、土壌水分量がこの値を超える事はなかった (Fig. 2a, f)。

深さ0.45 mの体積含水率は、12月上旬から3月上旬にかけてゆっくりと減少した後、融雪水の浸透に伴って増加に転じ、2012年3月17日から4月4日にかけて、 $0.41\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ から $0.46\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ に増加した (Fig. 2f)。非凍結期の多雨時における同深さの体積含水率は、2011年9月2日の降雨によって $0.42\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ から $0.45\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ に増加していたことから (Fig. 2f)、下層では多量の降雨が見られた時と凍土層融解期の土壌水分量の変化が類似した。

3.3 凍結期間の水収支

深さ0.40 mでは、凍結が始まる直前は水移動がほとんどなく、凍結が始まった2011年12月13日から下向きの水移動が観測される2012年3月17日まで、合計で1.6 mmの土壌水が上向きに移動した (Fig. 2g)。下層から凍土層に取り込まれた水分量は非常にわずかであったといえる。

観測の結果から、凍結開始直前と融解直後の日付をそれぞれ2011年12月12日および2012年4月12日とすると、 S_{before} 、 S_{after} 、 F_f はそれぞれTable 1に示す値となり、 I_n は114.4 mmとなった。一方、2012年3月16日に測定した積雪水量は116.5 mmであり (雪密度 0.33 Mg m^{-3} 、積雪深353 mm)、 I_n はこの値にほぼ等しかった。Fig. 2に示す通り、2012年4月11日には音根内マメダス地点では積雪がなく、観測区においても凍土層が消失していた (地表面温度が 0°C 以上であった) ことから、積雪は残っていなかったものと考えられる (Fig. 2c, d, e)。さらに前述の通り、凍土の表

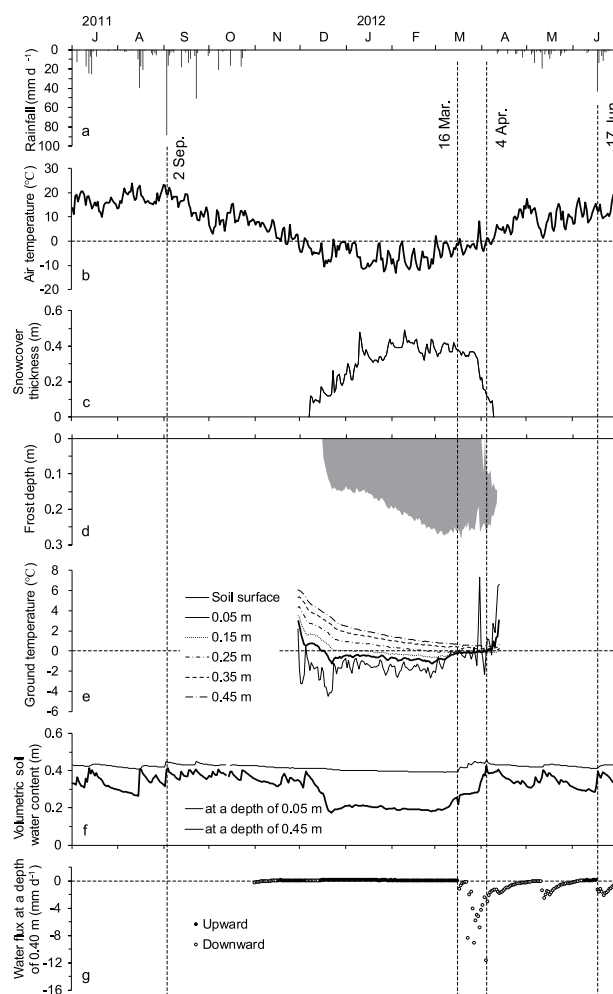


Fig. 2 降水量 (a)、気温 (b)、積雪深 (c)、凍結深 (d)、地温 (e)、体積含水率 (f)、積算水フラックス (g) の経時変化。Time series of rainfall (a), air temperature (b), snow cover thickness (c), frost depth (d), ground temperature (e), volumetric soil water content (f), cumulative water flux at a depth of 0.40 m (g).

Table 1 凍結期間中の浸入量 (In), 凍結期間前後の土壌水分貯留量 (S), 凍結期間中の積算水フラックス (F_f). 地表面から深さ 0.40 m までを対象とする. 添え字 *before* と *after* は凍結開始直前 (2011 年 12 月 12 日) と融解直後 (2012 年 4 月 12 日) を示す.

Amount of infiltration during soil freezing period (In), soil water storage between surface and 0.40 m before (S_{before} ; 12 December 2011) and after (S_{after} ; 12 April 2012) soil freezing, cumulative water flux at a depth of 0.40 m during soil freezing period (F_f).

In	S_{before}	S_{after}	F_f
mm			
114.4	132.5	162.0	-84.9

層が融解した際に、深さ 0.05 m の体積含水率が著しく増加したものの (Fig. 2f), 間隙率 ($0.61 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) の 70% 未満であったことから、融雪による湛水は生じていなかったものと考えられる. また本研究では、観測区の周囲に畝を設けて地表面流出と系外からの流入を防いだ. 以上のことより、融雪水は、その全量 (116.5 mm) が湛水せず、凍土層が完全に融解するまでの間に土壌に浸入したと考えることができる.

4. 考察

1 年を通した水分動態の観測の結果、表層の土壌水分は融解直後が 1 年で最も湿っていることが明らかになった. また融雪水の浸透が、非凍結期間の多雨時よりも大きな水フラックスをもたらした. さらに、土壌の凍結・融解と融雪水の浸透に伴う下層の土壌水分の変化が、非凍結期の連続した無降雨による乾燥とその後の降雨による変化と同等のものであった. これらの特徴は、既往の研究 (Hirota et al., 2009; Iwata et al., 2010b) と矛盾しない. 道東地方における排水性が良好な畑圃場としての典型的な水分動態であったといえる.

従来、道東地方では、融雪水が地表で停滞し、表面流出することによって、河川への土砂や水質負荷の流出が懸念されてきたが (秀島ら 2002; 鶴木ら, 2003), 本研究では、融雪水が湛水することなく浸透した. 岩田ら (2011) は、十勝地域における凍結深と融雪水の浸透水量の詳細な観測結果をもとに、凍土層下層への融雪水の浸透が凍結深に強く依存すること、またこれは、凍結深の増加に伴って、透水間隙の連続性が氷によって切断される確率が増えるためであることを述べた. 前述の通り、本研究の観測区を設けた網走寒冷地農場において、過去には 0.4 ~ 0.7 m の凍結深が観測されていたことから、本研究の結果は、凍結深が減少したことによって、融雪水の浸透に対する凍土の抵抗が弱まったことを表している. 加えて、黒ボク土の特徴を反映し、浸透した融雪水を保持できる間隙が多かったことも、湛水が生じなかった要因として挙げられる.

Yanai et al. (2017) はまた、十勝地域の畑圃場を対象に、融雪期間中の深さ 0.50 m の下方浸透量 (Inf , mm) が融雪水量 ($SnowMelt$, mm) に占める割合 (r , 無次元) について、最大土壌凍結深 D_{max} (m) の関数として以下のモデル式を提案した.

$$r = \frac{Inf}{SnowMelt} = \frac{1}{1 + \exp(-4.3 + 14.9D_{\text{max}})} \quad (7)$$

本研究で得られた凍結深の最大値 (0.28 m) を上式の D_{max} に代入すると、 r は 0.53 となった. 一方で、 Inf と $SnowMelt$ を本研究の実測値から求め、 r の算出を試みた. すなわち、

$$Inf = |F_{0.40}| - \Delta\theta_{0.45} \times h \times 10^3 \quad (8)$$

ここに、 $F_{0.40}$ は融雪期間中 (2012 年 3 月 17 日 ~ 4 月 8 日) の $q_{0.40}$ の積算 (mm), $\Delta\theta_{0.45}$ は融雪期間前後の深さ 0.45 m の体積含水率の増加量 ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) である. $SnowMelt$ を前述の 116.5 mm として r を求めると 0.67 となり、 D_{max} より求めた値よりも大きいものとなった. Yanai et al. (2017) が対象とした土壌は、本研究の観測区と同様に排水性の良い淡色黒ボク土であった. しかし凍土は、固相、氷、不凍水、気相の 4 相系であり、不凍水の体積割合は一般に、土壌の種類や土性によって異なるとともに、 0°C 近傍では温度のわずかな上昇に伴って急激に増加する (Suzuki, 2004; Watanabe and Wake, 2009). その結果として、氷の体積割合の温度による変化は 0°C 付近で著しい. 本研究では、融雪が始まる直前の凍土層内の最低地温は -0.2°C と 0°C に近かったこと、また母材や土性の違いから、融雪水の浸透に対する氷による阻害の影響が緩和されており、浸透水量 (Inf) の割合が相対的に大きくなったものと考えられる. このことが、 D_{max} を用いて Yanai et al. (2017) のモデル (式 (7)) より求めた r と、本研究で観測された Inf と $SnowMelt$ を用いて求めた r との相違の一因となったものと推察される.

5. おわりに

本研究では、冬季に土壌が凍結し、積雪のあるオホーツク網走地域の畑圃場を対象に、土壌水分量の変化や土壌中の水移動の通年観測を行い、凍結期の水収支の評価を試みた. 観測区では、土壌が凍結しても融雪水の浸透を阻害するほどの凍結深にはならず、融雪水が湛水せず、凍土層の融解前に土壌中に浸入した. 本研究の観測結果は 1 事例を示したに過ぎないが、同じ道東地方にある十勝地域での事例に比して、同一の凍結深でも融雪水が相対的に浸透しやすい傾向にあることが示唆された. これに伴って、1 年のうちで体積含水率が最も高くなるのは、融解直後の表層の土壌であること、深さ 0.40 m における下向きの水フラックスの最大値は、融雪水が浸透する際にもたらされること、

下層の土壌水分の変化が、凍結期と非凍結期で類似していることが明らかになった。

以上のことが、凍結深が近年減少傾向にあるオホーツク網走地域の畑圃場における、水分動態の特徴であると結論できる。

本研究でマトリックポテンシャルを測定した誘電水ポテンシャルセンサ (MPS-1) は、現在では生産が終了しており、入手できるのはその後継機種であるが、センサのキャリブレーションを慎重に行うことによって、凍土層下層の水移動について連続的に、また定量的に観測できることが示された。

謝辞

本研究の一部は、科学研究費補助金 (若手研究 (B), 課題番号 20780178 および基盤研究 (C), 課題番号 17K08008) と、東京農業大学大学院高度化推進事業の補助を受けた。また本研究の遂行にあたって、宮本伸夫氏の協力を頂いた。さらに高橋悟名誉教授より、原稿に対して貴重な助言を賜った。これらの方々と、マメダスデータを提供いただいた日本気象協会北海道支社、およびその使用許可をいただいた JA オホーツク網走に記して謝意を表します。

引用文献

- Decagon Devices (2008): MPS-1 Dielectric Water Potential Sensor Operator's Manual. Version 2.0, pp. 24. WA.
- Doering, E.J. (1965): Soil water diffusivity by the one-step method. *Soil Science*, 99: 322–326.
- 原田裕介, 土谷富士夫, 武田一夫, 宗岡寿美 (2009): 長期観測に基づく積雪下の土の凍結融解特性. *雪氷*, 71 (4): 241–251.
- Hardy, J.P., Groffman, P.M., Fitzhugh, R.D., Henry, K.S., Welman, A.T., Demers, J.D., Fahey, T.J., Driscoll, C.T., Tierney, G.L. and Nolan, S. (2001): Snow depth manipulation and its influence on soil frost and water dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, 56: 151–174.
- Hasegawa, S. and Sakayori, T. (2000): Monitoring of matrix flow and bypass flow through the subsoil in a volcanic ash soil. *Soil Science and Plant Nutrition*, 46(3): 661–671.
- 早野美智子, 岸井徳雄, 葛葉泰久 (2001): 農学的視点による無降水期間の評価. *水工学論文集*, 45: 199–204.
- Hayashi, M., Hirota, T., Iwata, Y. and Takayabu, I. (2005): Snowmelt energy balance and its relation to foehn events in Tokachi, Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 83(5): 783–798.
- 秀島好昭, 大野 隆, 中村和正, 小野寺勝, 渡辺慎吾 (2002): 火山灰土壌が分布する積雪寒冷地流域の浮流土砂流出抑止に関する研究: II. 農耕地を広く抱える小流域での浮流土砂流出の特徴. *水文・水資源学会誌*, 15: 187–195.
- Hirota, T., Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hamasaki, T., Sameshima, R. and Takayabu, I. (2006): Decreasing soil-frost depth and its relation to climate change in Tokachi, Hokkaido, Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84: 821–833.
- Hirota, T., Iwata, Y., Nemoto, M., Hamasaki, T., Sameshima, R. and Hayashi, M. (2009): Seasonal and annual water balance of agricultural land in Tokachi, Hokkaido, Japan. *Journal of Agricultural Meteorology*. 65(1): 69–76.
- 伊藤博武, 横田和哉, 吉田穂積, 小松輝行 (2008): 根系分布の品種間差異からみたテンサイの萎れ現象. *根の研究*, 17: 91–98.
- 岩田幸良 (2010): 雪として貯留された水の総量 (積雪水量) を観測する方法. *水土の知*, 78: 330–331.
- 岩田幸良, 長谷川周一, 鈴木伸治, 根本 学, 廣田知良 (2011): 土壌凍結深や地温が融雪水の下方浸透に与える影響. *土壌の物理性*, 117: 11–21.
- Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T. and Hasegawa, S. (2010a): Effects of snow cover on soil freezing, water movement, and snowmelt infiltration: A paired plot experiment. *Water Resources Research*, 46: W09504.
- Iwata, Y., Hirota, T., Hayashi, M., Suzuki, S. and Hasegawa, S. (2010b): Effects of frozen soil and snow cover on cold-season soil water dynamics in Tokachi, Japan. *Hydrological Processes*, 24: 1755–1765.
- 気象庁 (2017): 地球温暖化予測情報, 第9巻. 東京.
- Mohammed, G.A., Hayashi, M., Farrow, C.R. and Takano, Y. (2013): Improved characterization of frozen soil processes in the Versatile Soil Moisture Budget model. *Canadian Journal of Soil Science*, 93(4): 511–531.
- 中村和正, 佐藤 智, 横木淳一, 越田智喜, 武中英好 (2009): 網走・十勝地域における大雨の発生頻度と成因の変化. *寒地土木研究所月報*, 675: 22–37.
- 荻野隆稔, 菅原 優, 宮武勝美 (2002): 経営部門実績報告, トウフツ, 4: 122–130.
- 荻野隆稔, 菅原 優, 宮武勝美 (2003): 経営部門実績報告, トウフツ, 5: 125–130.
- 小倉義光 (1999): 一般気象学 (第2版), pp. 96–99. 東京大学出版会, 東京.
- 杉山一郎, 佐渡公明 (2006): 北海道内 22 気象官署における降水量の非定常頻度解析. *水工学論文集*, 50: 187–192.
- 鈴木慶次郎, 志賀弘行 (2004): 浸透水の硝酸性窒素濃度から見た網走地域の黒ボク土畑における投入窒素限界量. *日本土壌肥料学雑誌*, 75(1): 45–52.
- Suzuki, S. (2004): Dependence of unfrozen water content in unsaturated frozen clay soil on initial soil moisture content. *Soil Science and Plant Nutrition*, 50(4): 603–606.
- 鈴木伸治, 葛城拓也, 三井ともみ, 伊藤博武, 岡澤 宏 (2014): 凍結をとまう網走地域の農地におけるマトリックポテンシャルの季節変動 — 誘電水ポテンシャルセンサの利用と凍土における浸透ポテンシャルの吟味 —. *土壌の物理性*, 126: 51–62.
- 鵜木啓二, 山本忠男, 井上 京, 長澤徹明, 岡澤 宏 (2003): 少雪寒冷な酪農流域における融雪融凍期の水質水文環境. *農業土木学会論文集*, 71: 733–739.

- van Genuchten, M.T. (1980): A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892–898.
- Watanabe, K. and Wake, T. (2009): Measurement of unfrozen water content and relative permittivity of frozen unsaturated soil using NMR and TDR. *Cold Regions Science and Technology*, 59(1): 34–41.
- Yanai, Y., Iwata, Y. and Hirota, T. (2017): Optimum soil frost depth to alleviate climate change effects in cold region agriculture. *Scientific Reports*, 7: 44860.

要 旨

オホーツク網走地域は、大規模農業が盛んであり、冬季には土壌が凍結する。近年、降雨と降雪のパターンが変化しており、農地の水文環境の変化が懸念されている。本研究では、土壌の凍結と融解、および融雪水の浸透がもたらす水分動態の特徴を明らかにすることを目的に、2011年7月から2012年6月にかけて、オホーツク網走地域の畑圃場における土壌水分動態の連続観測を行った。水移動を解析する際のマトリックポテンシャルの測定には、誘電水ポテンシャルセンサを用いた。最大凍結深は0.28 mであり、表層の土壌水分は、融解直後が1年で最も湿っていた。融雪水の浸透は、非凍結期間の多雨時よりも大きな水フラックスをもたらした。また下層の土壌水分について、土壌の凍結・融解と融雪水の浸透に伴う変化が、非凍結期の無降雨による乾燥とその後の降雨による変化と同等のものであった。さらに、融雪水(116.5 mm)が湛水せずに浸透した。これらのことから、観測された凍結深では、土壌の間隙が多かったことに関連し、透水性の低下が顕著ではなかったことが示唆される。

キーワード：凍土、誘電水ポテンシャルセンサ、水フラックス、水分動態、融雪水の浸透