

# 凍結層を持つ土中への硝酸塩溶液の浸潤

## Water and Solute Infiltration into Soil with Frozen Layer

渡辺晋生・津本陽一・紀藤哲矢

Kunio WATANABE, Youichi TSUMOTO and Tetsuya KITO

三重大学生物資源学研究所 (〒514-8507 津市栗真町屋町1577)

### Abstract

Understanding solute infiltration into partially frozen soil is important for preventing soil erosion and managing soil water and nutrients. In this study, we performed a column experiment on infiltration through frozen soil using  $\text{KNO}_3$  solution with different concentration. The column was instrumented with 34 thermocouples and 7 TDR probes. Solution at a temperature of  $3.5^\circ\text{C}$  was applied to the top of the columns with a 15-cm constant head. We monitored temperature, ice and liquid water contents, and electric conductivity, as well as the position of the infiltration front. Three phases of infiltration were observed; no infiltration at the beginning, slow infiltration as the infiltration front advanced through the frozen layer, and increase infiltration as the infiltration front advanced through the unfrozen soil bellow the frozen layer. The duration and infiltration rate of each phases were independent with the solute concentration of infiltrated water. The frozen layer affected front shape of infiltration and solute dispersion, resulting in unique profiles of solute concentration in frozen soil during infiltration..

**Key Words :** frozen soil, unfrozen water, nitrate solution, column experiment, Infiltration rate, TDR

## 1. はじめに

冬期に土壌が凍結すると、難透水性の凍土が地表から下方へ形成する。土壌凍結層は春先にも残り、融雪水や降雨の土中への浸潤を妨げ、余剰水の表面流去を引き起こす。こうした流去水は土壌侵食<sup>1)</sup>や、河川の流量や溶質濃度の変化<sup>2)</sup>を誘因する。凍結層を持つ土中へいつどの程度水が浸潤するのか、浸潤水の溶質濃度がこれらにどのような影響を及ぼすのかを把握することは、寒冷地の水管理や、秋まき肥料の土中再分布、春先の土中の微生物活性<sup>3)</sup>などを考える上で重要である。

凍土への水の浸潤は、たとえば凍結前の土壌水分量(初期水分量)や最大凍結深、積雪深、融雪期の気温に依存することが現場観測から示されている<sup>4-9)</sup>。しかしながら、初期水分量と凍土への浸潤水量や浸潤開始時期の関係は定量化されておらず、凍結層の融解をとともなう土中への水の浸潤メカニズムや浸潤水の溶質濃度の影響については不明瞭な点が多い。近年、数値モデルの進展により、土の凍結過程については水分・熱移動を比較的よい精度で計算できるようになった<sup>10-14)</sup>。しかし、融解過程においては、たとえば融点近傍の水の量や分布、溶質の影響を評価することが難しく、それゆえ、融解土中の透水係数や前線形状の変化を妥当に計算することができな

い。Stähliら<sup>15)</sup>は粗粒な凍土への水の浸潤を説明すべく、凍結期には気相で占められていた間隙中を浸潤水が流下する二領域モデルを提案した。Watanabe and Flury<sup>16)</sup>は毛管モデルを拡張し、凍土の透水係数の表現を試みた。しかしこれらのモデルも、融解過程の凍土の透水係数の変化を再現するには及んでおらず、浸潤水の溶質濃度考慮も欠落している。

これまで、凍土への水の浸潤の現場観測や数値計算は多く報告されているが、そのメカニズム解明を目的とした室内実験はあまり行われていない。たとえば、Wiggertら<sup>17)</sup>やMcCauleyら<sup>18)</sup>は有機溶媒を凍土へ浸透し、その透過係数を評価した。Stadlerら<sup>19)</sup>やStähliら<sup>20)</sup>は染色液を凍土に流入し、その経路を観察した。また、Weigert and Schmidt<sup>12)</sup>は凍土の飽和透水係数の測定を、Libæk and Pomeroy<sup>21)</sup>は凍土への浸潤量の測定をそれぞれカラム実験により試みている。しかし、これらの室内実験では、凍結層の融解にとともなう浸潤速度や水量分布の変化は明らかにされておらず、異なる濃度の溶液が浸潤する際の透水係数や浸潤速度も調べられていない。そこで、本研究では凍結深と温度条件をそろえた一次元土カラムに、異なる濃度の $\text{KNO}_3$ 溶液を一定圧力条件で浸潤し、水分・溶質の浸透過程を観察した。そして、浸潤水の溶質濃度が凍結層の融解や浸透速度に及ぼす影響を検討した。

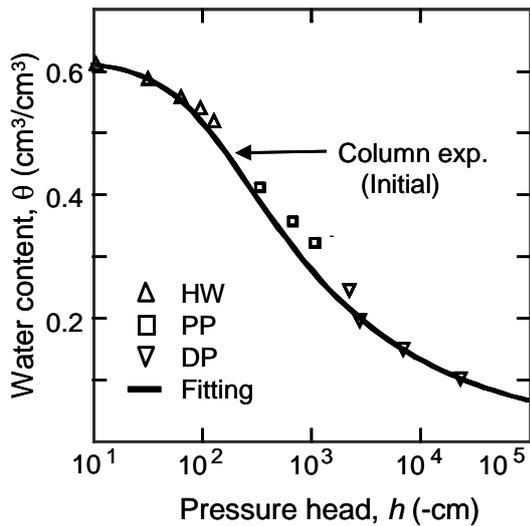


Fig. 1 Water retention curve of the soil measured by hanging water method (HW), pressure plate method (PP), and a dew-point water potential meter (DP). The arrow represent the initial conditions of the column experiment.

## 2. 試料と方法

試料には、北海道芽室の除草した休耕地に設けられた観測プロットで採土したA層の土（シルトローム）を用いた。観測プロットでは、冬期の土壌水文過程の調査や土壌凍結深の測定が継続的に行われている<sup>9)</sup>。25℃の室温で吸引法（HW）、加圧板法（PP）、露天計測式水ポテンシャル計（DP）で測定した試料の水分特性曲線をFig. 1に示す。

試料を脱気した純水と混合し、任意の含水率（ $\theta_p = 0.46$ ）に調整した。この試料を採土時の乾燥密度（ $\rho_b = 0.95 \text{ g/cm}^3$ ）で、直径7.8 cm、長さ35 cmの円筒形アクリルカラムに充填した。Fig. 2に装置の概要を示す。試料はカラム上下端で、給排水孔の開いた温度制御ユニットと接している。カラムには熱電対を1 cm間隔で、TDRとテンシオメータをそれぞれ5 cm間隔で設置し、カラム側面を断熱した。TDRは前もってNMRによる測定をもとに不凍水量を測定できるように検量した<sup>22)</sup>。Fig. 1には、試料のTDRとテンシオメータで測定した試料の初期水分量と圧力の関係も示した。電気伝導度は水と氷で大きく異なり、また温度依存性、溶質濃度依存性を持つ。そこで、異なる濃度の $\text{KNO}_3$ 溶液で様々な含水率に調整した試料の $\text{EC}_a$ を $-10^\circ\text{C} \sim 5^\circ\text{C}$ の範囲で前もってTDRで測定し、各温度における $\text{EC}_a$ と試料の溶質濃度の関係を求めた。そして、氷からは溶質が全て吐き出されると見なし氷の溶質濃度を0と、試料への硝酸の吸着は無視できると見なし吸着量を0とそれぞれ仮定し、液状水（不凍水）の硝酸濃度 $C$ を求めた。

装置を3.5℃の低温室に48 h以上静置し、試料の温度を一定に、水分を重力分布とした。その後、カラム上下端の温度をそれぞれ $-6^\circ\text{C}$ と $2^\circ\text{C}$ に制御する

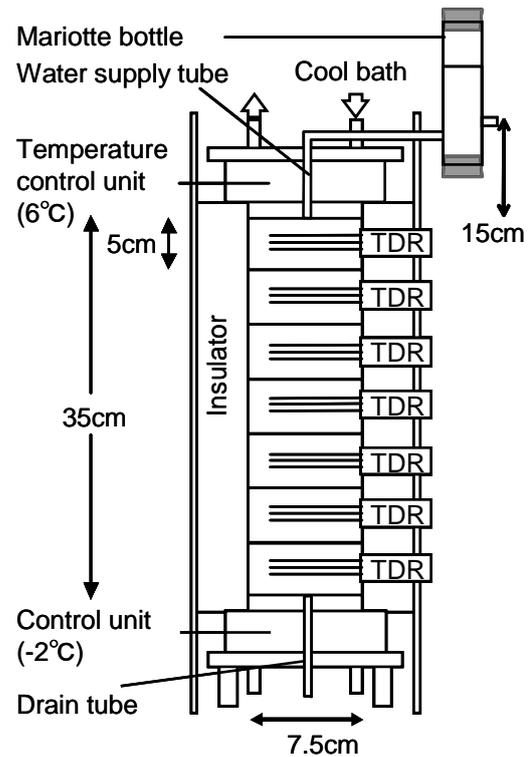


Fig. 2 Schematics of the experimental system.

ことで、試料を上端より48 h凍結した。このさい、カラム上下端からの水の給排水はなしとした。凍結過程については、実験を2連で行った。それぞれのカラムが等しく凍結していることを、各深さのTDRの値から確認した。一つのカラムは48 h凍結後に2 cm間隔で切り分け、炉乾により全水量分布を求めた。全水量分布に基づき、気相率を、またTDRで測定した不凍水量から氷量分布をそれぞれ求めた。もう一方のカラムについては、48 h凍結後、上下端の温度制御をやめ、上端から3.5℃の $\text{KNO}_3$ 溶液（0, 0.05, 0.1, 0.5 mol/L）を15 cmの一定圧力で浸潤させた。このとき、下端は3.5℃の大気開放条件とした。

凍結・融解浸潤過程において、各深さの温度、液状水量、溶液濃度、土中水圧と、上端からの溶液の浸潤量、浸潤速度、排水の硝酸濃度をそれぞれ5分間隔でモニターした。また、浸潤前線の位置をTDRとテンシオメータの測定値の変化のタイミングから求めた。一定湛水条件での浸潤過程は、浸潤前線が明瞭に識別でき、特に表面境界の透水係数に対し浸潤前線先端の透水係数が小さいとき、前線の水分分布は矩形に近づく<sup>23)</sup>。また、凍土の透水係数は未凍土に比べ小さい。そこで、凍土への浸潤前線の形を矩形とみなし、48 h凍結時の気相率の分布と各時間までの浸潤量から測定値間の浸潤前線の位置を内挿した。また、実験終了時に試料を切り分け、硝酸センサーを用いて最終的な硝酸濃度分布を、炉乾燥することで全水量分布をそれぞれ確認した。実験中、カラム中央部と壁面近傍の試料の温度差は $0.1^\circ\text{C}$ 以下であることを確認し、試料が一次的に凍結・融解しているとみなした。

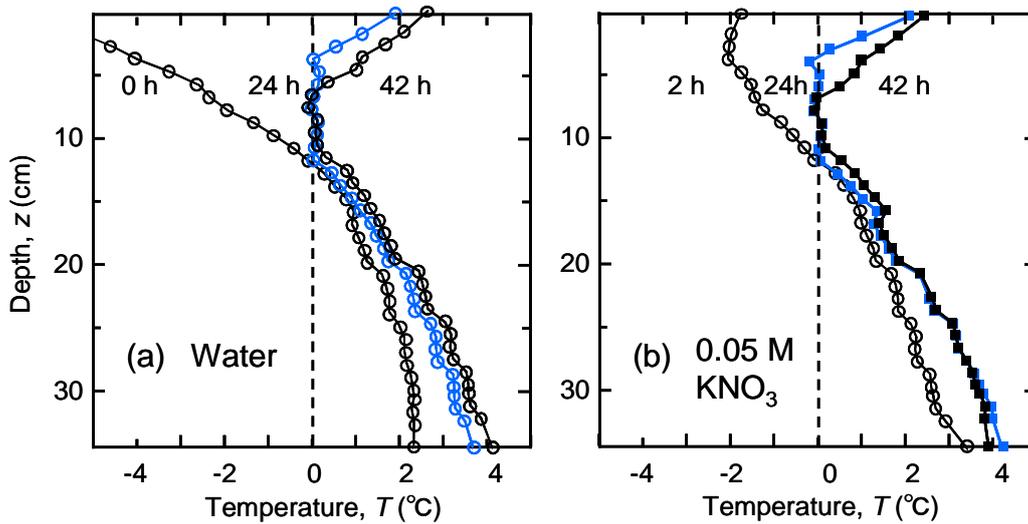


Fig. 3 Profiles of temperature during infiltration of (a) water and (b)  $\text{KNO}_3$  solution (0.05 mol/L).

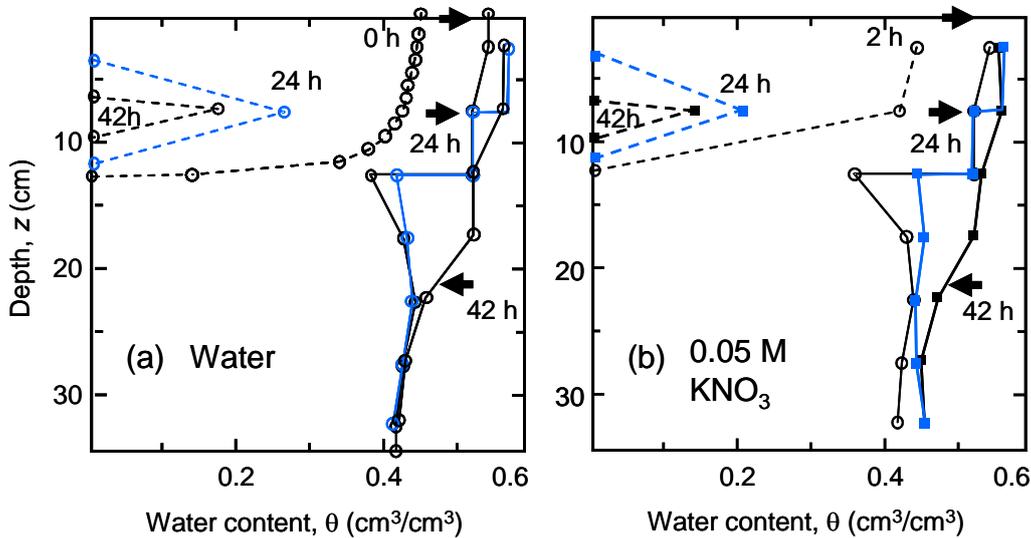


Fig. 4 Profiles of water content during infiltration of (a) water and (b)  $\text{KNO}_3$  solution (0.05 mol/L). Dashed and solid lines are ice and total water content, respectively. Arrows represent the position of the infiltration front.

### 3. 結果と考察

#### (1) 凍結層をもつ土中への浸潤過程

Fig. 3, 4に純水と0.05 mol/Lの $\text{KNO}_3$ 溶液を浸潤したときの試料の温度分布と水分分布をそれぞれ示す。Fig. 4中、実線は全水量分布を、破線は氷量分布を示し、その差は不凍水量である。また矢印は浸潤前線の位置を示す。試料を48 h凍結すると、未凍土からの水分移動により、凍土の全水量が増加した<sup>24-26)</sup>。また、凍結面は48 hで上端から12.5 cmまで進行した (Fig. 3, 4の0 h)。ここで、試料の凍結を止め、 $\text{KNO}_3$ 溶液を上端より浸潤させた。

Fig. 5に異なる濃度の $\text{KNO}_3$ 溶液を浸潤させたときの積算浸潤量を示す。図中には未凍結の試料に純水を浸潤させたときの浸潤量も示した。凍結層が無い試料については、積算浸潤量は浸潤を開始してから

の時間の平方根に概ね比例した。凍結層がある試料については、凍土内の温度が徐々に上昇し、4~6 h後には凍土全層が $0^\circ\text{C}$ となった。凍土全層が $0^\circ\text{C}$ になるまでの期間は試料に湛水しても浸潤は進行しなかった (浸潤停滞期間)。表層における流入水の再凍結や $0^\circ\text{C}$ 以下の凍土の低い透水性が止水しているためと考えられる<sup>26)</sup>。

凍土全層が $0^\circ\text{C}$ になると、凍土が上下端から融解し、浸潤が開始した (Fig. 5)。しかしながら、浸潤の進行速度は凍土がない場合の約1/10程度であった (浸潤抑制期間)<sup>26)</sup>。また、溶質濃度が異なっても、浸潤抑制期間の長さや浸潤速度はあまり変わらなかった。Fig. 3, 4の24 hはこの期間の試料内の温度分布と水分分布である。浸潤前線は8 cm深に到達しており、浸潤が凍土内の不凍水領域や凍結前に気相だった領域を流路に進行していることが分かる。

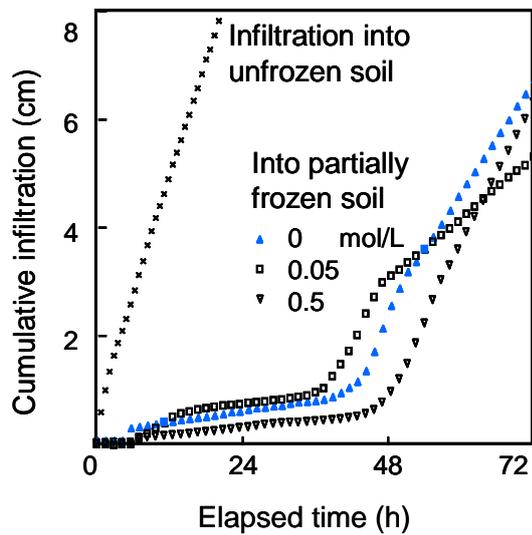


Fig. 5 Cumulative infiltration into the soil column with or without a frozen layer under different concentration of  $\text{KNO}_3$ .

また、凍土内には氷が $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 以上残っており、凍土の透水係数の低下に寄与していると考えられる。この際、 $0^\circ\text{C}$ 層の減少傾向や凍結層内の氷の分布には浸潤水の溶質濃度の影響はほとんど見られなかった (Fig. 4ab)。これは、浸潤水の溶質濃度が異なっても、浸潤前に形成された氷の融点が変わらないためである。またそれゆえ、積算浸潤量にも溶質濃度依存性が見られなかったと考えられる。

浸潤前線が凍結層以下に達すると、凍結層には氷が残っていても、浸潤が未凍結試料の場合とほぼ同じ速度で進行した (Fig. 4の42 h, Fig. 5)。この期間には $0^\circ\text{C}$ の凍結層は5 cm以下に、氷量は $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ 未満まで融解しており、浸潤に寄与するカラム全層の有効透水係数に与える凍結層の影響が急激に小さくなったと考えられる。

## (2) 凍土の溶質分布

Fig. 6abに未凍結の試料と凍結層を持つ試料に $0.5 \text{ mol/L}$ の $\text{KNO}_3$ 溶液を浸潤させた際の試料内の土中水の溶質濃度分布をそれぞれ示す。凍結前の試料の溶質濃度分布は $0.006 \text{ mol/L}$ で概ね一定だった (Fig. 6aの0 h)。試料が凍結すると、氷から溶質がはき出されることで、凍結層内に残された不凍水の溶質濃度が初期の7倍程度まで上昇した (Fig. 6bの0 h)。

未凍結の試料では0.3 hで0.4 cm (0.02 PV) の溶液が浸潤し、浸潤前線は7.5 cm深に達した。この際の試料内の溶質濃度の変化は、土中水との混合によりわずかであった (Fig. 6aの3 h)。凍結層がある場合、等量の水が浸潤するのに28.3 hを要した。これは、浸潤抑制期間に相当し (Fig. 5)、浸潤前線は3 cmと凍結層内上部に位置した。この際、温度上昇 (全層 $0^\circ\text{C}$ ) にともなう不凍水量の増加により、凍結層内の土中水の溶液濃度は初期濃度近くまで低下した (Fig. 6bの28.3 h)。

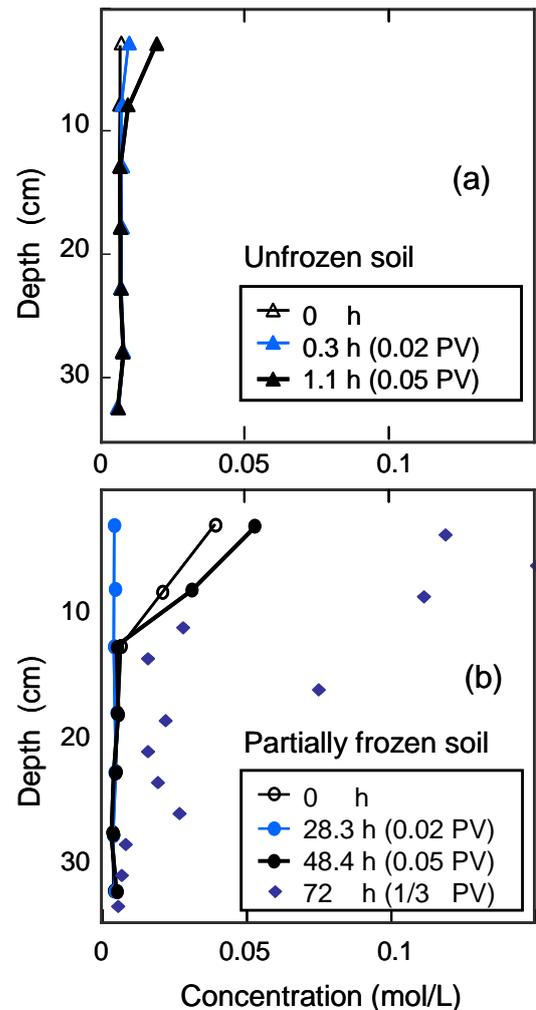


Fig. 6 Profiles of solute concentration of soil water during infiltration of  $\text{KNO}_3$  solution ( $0.5 \text{ mol/L}$ ) into (a) unfrozen and (b) partially frozen soil columns.

$1 \text{ cm}$  (0.05 PV) の溶液が浸潤するのに、未凍結の試料では1.1 hを、凍結層を持つ試料では48.4 hを要した。このとき、凍結層を持つ試料の浸潤前線の位置は20 cm深と8~11 cm深に残る凍結層より下方にあり、未凍結の試料の浸潤前線の位置と一致した。一方、濃度分布については、未凍結試料では7.5 cmより表層の土中水の溶質濃度が浸潤水の1/10程度まで増加したのに対し、8~11 cm深に凍結層を持つ試料では凍結層を含む広い範囲の溶質濃度の増加が観察された。Fig. 7は、2.7 cm深で測定した、浸潤にともなう溶質濃度の経時変化である。未凍結試料では溶質濃度が徐々に増加するのに対し、凍結層がある試料では、凍土の融解による初期の希釈後、急激に溶質濃度が増加した。下方の凍結層により浸潤前線の形状や、溶質の分散に違いが生じたと考えられ、こうした違いが浸潤前線の位置が等しい両試料 (Fig. 6aの1.1 hとFig. 6bの48.4 h) の溶質濃度分布の違いを形成したと考えられる。

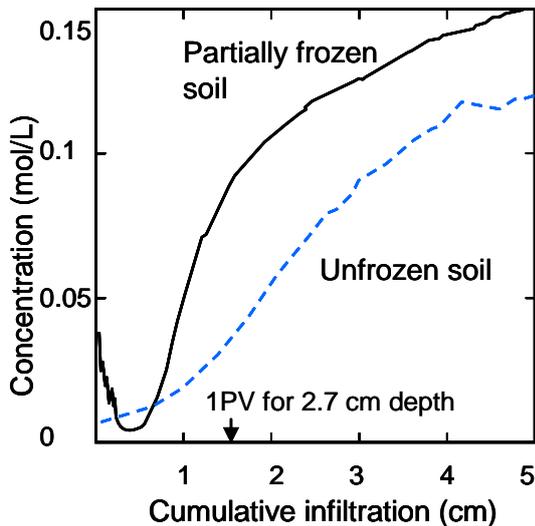


Fig. 7 Break through curves at 2.7 cm-depth of unfrozen and partially frozen soils during infiltration of  $\text{KNO}_3$  solution (0.5 mol/L).

未凍結の試料では浸潤開始後6 hで、凍結層を持つ試料では50 hを過ぎた頃に、浸潤水の濃度に関わらず浸潤前線はカラム下端に到達し、下端から排水が始まった。本実験に用いた試料の飽和および初期水分量はそれぞれ0.56, 0.46  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ であり、35 cmのカラム長を考慮すれば、0.18 PV (3.5 cm) で排水が始まったのは凍結層の有無にかかわらず妥当である (Fig. 5)。ここで、排水の硝酸イオン濃度を測定したが、いずれの濃度の $\text{KNO}_3$ 溶液を浸潤させた場合も排水開始後10時間以上経過しても硝酸濃度は0.01 mol/L以下であった。Fig. 6bの72 hは浸潤開始後72 h (排水開始後20 h) 経過した時点でカラムを解体し、硝酸メータで測定した試料内の濃度分布である。この時点での積算浸潤量は6.7 cm (約1/3 PV) であり、流入水内の硝酸がまだ下端に到達していないことが確認できる。

#### 4. おわりに

凍結層を持つ土中への浸潤と凍結層の融解に与える浸潤水の溶質濃度の影響や、浸潤にともなう凍土の溶質分布の変化を調べることを目的に、 $\text{KNO}_3$ 溶液を用いたシルトロームの凍結・融解浸潤実験を行った。その結果、凍結層を持つ土に水が浸潤する場合、浸潤速度の異なる三つの期間が存在することが確認できた。三つの期間の継続時間や浸潤速度は浸潤水の溶液濃度に依存しないことが明らかになった。またこれは、浸潤水の溶液濃度が浸潤前に形成された土中氷の融解に寄与しないためと考えられた。凍結層近傍では、浸潤前線の形状や土中の溶質分散が未凍土と異なった。こうした差は、凍結層下へ浸潤前線が到達した以降の土中の溶質分布にも影響を及ぼした。今後は、こうした実験結果を説明できる凍土の融解モデルの構築が必要である。

#### 参考文献

- 1) Singh, P., Wu, J.Q., McCool, D.K., Dun, S., Lin, C. H. and Morse, J.R. (2008): Winter hydrologic and erosion processes in the U.S. Palouse region: Field experimentation and WEPP simulation, *Vadose Zone J.*, **8**, 426-436, doi:10.2136/vzj2008.0061.
- 2) Shanley, J.B. and Chalmers, A. (1999): The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers river, Vermont, *Hydrol. Process*, **13**, 1843-1857, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199909)13:12/13<1843::AID-HYP879>3.0.CO;2-G.
- 3) Yanai, Y., Hirota, T., Iwata, Y., Nemoto, M., Nagata O. and Koga, N. (2011): Accumulation of nitrous oxide and depletion of oxygen in seasonally frozen soils in northern Japan: Snow cover manipulation experiments, *Soil Biology and Biochemistry*, **43**, 1779-1786, doi:10.1016/j.soilbio.2010.06.009.
- 4) Kuznik, I.A. and Bezmenov, A. (1963): Infiltration into seasonally frozen soils, *Sov. Soil Sci.*, **7**, 59-65
- 5) Kane, D.L. and Stein, J. (1983): Water movement into seasonally frozen soil, *Water Resour. Res.*, **19**, 1547-1557, doi:10.1029/WR019i006p01547.
- 6) Woo, M.K. and Marsh. P. (1990): Response of soil moisture change to hydrological processes in a continuous permafrost environment. *Nord. Hydrol.*, **21**, 235-252.
- 7) Gray, D.M., Toth, B., Zhao, L., Pomeroy, J.W. and Granger, R.J. (2001): Estimating areal snowmelt infiltration into frozen soils, *Hydrol. Processes*, **15**, 3095-3111, doi:10.1002/hyp.320.
- 8) Bayard, D. Stähli, M., Parriaux, A. And Flüehler, H. (2005): The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. *J. Hydrol.*, **309**, 66-84, doi: 10.1016/j.hydrol.2004.11.012
- 9) Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T. and Hasegawa, S. (2010): Effects of snow cover on soil freezing, water movement, and snowmelt infiltration: A paired plot experiment, *Water Resour. Res.*, **46**: W09504, doi:10.1029/2009WR008070.
- 10) Zhao, L., Gray, D.M. and Toth, B. (2002): Influence of soil texture on snowmelt infiltration into frozen soils, *Can. J. Soil Sci.*, **82**, 75-83, doi:10.4141/S00-093.
- 11) Hansson, K., Šimůnek, J., Mizoguchi, M., Lundin, L.C. and van Genuchten, M.Th. (2004): Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze-thaw applications. *Vadose Zone J.*, **3**, 693-704.
- 12) Weigert, A. and Schmidt, J. (2005): Water transport under winter conditions, *Catena*, **64**, 193-208, doi:10.1016/j.catena.2005.08.009.
- 13) Kitterød, N.O. (2008): Focused flow in the unsaturated zone after surface ponding of snowmelt, *Cold Reg. Sci. Technol.*, **53**, 42-55, doi:10.1016/j.coldregions.2007.09.005.
- 14) Painter, S. (2010): Three-phase numerical model of water migration in partially frozen geological

- media: Model formulation, validation, and applications, *Computat. Geosci.*, **15**, 69-85, doi:10.1007/s10596-010-9197-z.
- 15) Stähli, M., Jansson, P. and Lundin, L.C. (1996): Preferential water flow in a frozen soil: A two-domain model approach, *Hydrol. Processes*, **10**, 1305-1316, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199610)10:10<1305::AID-HYP462>3.0.CO;2-F
- 16) Watanabe, K. and Flury, M. (2008): Capillary bundle model of hydraulic conductivity for frozen soil, *Water Resour. Res.* **44**, W12402, doi:10.1029/2008WR007012.
- 17) Wiggert, D.C., Andersland, O.B. and Davies, S.H. (1997): Movement of liquid contaminants in partially saturated frozen granular soils, *Cold Reg. Sci. Technol.*, **25**, 111-117, doi:10.1016/S0165-232X(96)00020-1.
- 18) McCauley, C.A., White, D.M., Lilly, M.R., and Nyman, D.M. (2002): A comparison of hydraulic conductivities, permeabilities and infiltration rates in frozen and unfrozen soils, *Cold Reg. Sci. Technol.*, **34**, 117-125, doi:10.1016/S0165-232X(01)00064-7.
- 19) Stadler, D., Stähli, M., Aeby, P. and Flühler, H. (2000): Dye tracing and image analysis for quantifying water infiltration into frozen soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64**, 505-516, doi:10.2136/sssaj2000.642505x.
- 20) Stähli, M., Bayard, D., Wydler, H. and Flühler, H. (2004): Snowmelt infiltration into Alpine soils visualized by dye tracer technique, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **36**, 128-135. doi:10.1657/1523-0430(2004)036[0128:SIIASV]2.0.CO;2
- 21) Lilbæk, G., and Pomeroy, J.W. (2010): Laboratory evidence for enhanced infiltration of ion load during snowmelt, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**, 1365-1374, doi:10.5194/hess-14-1365-2010.
- 22) Watanabe, K., and Wake, T. (2009): Measurement of unfrozen water content and relative permittivity of frozen unsaturated soil using NMR and TDR, *Cold Reg. Sci. Technol.*, **59**, 34-41, doi:10.1016/j.coldregions.2009.05.011.
- 23) Jury, W. and Horton, R. (2004): *Soil Physics*, 6th ed., John Wiley, 370p.
- 24) 渡辺晋生, 紀藤哲矢, 坂井勝, 取出伸夫 (2010): 凍結面近傍の不凍水量変化に基づく凍土の水分特性曲線と不飽和透水係数の検討, *土壤の物理性*, **116**, 9-18.
- 25) Watanabe, K., Kito, T., Wake, T. and Sakai, M. (2011): Freezing experiments on unsaturated sand, loam and silt loam, *Ann. Glaciol.*, **52**, 37-43, doi:10.3189/172756411797252220.
- 26) Watanabe, K., Kito, T., Dun, S., Wu, J.Q., Cory Greer, R. and Flury, M. (2012): Water infiltration into a frozen soil with simultaneous melting of the frozen layer, *Vadose Zone J.*, doi:10.2136/vzj2011.0188.

(2012. 12. 3 受理)