

凍結にともなう異なる硝酸態窒素濃度の土中の水分・溶質移動について

Water Flow and Nitrogen Transport in Freezing Soils with Different Nitrate Nitrogen Concentrations

土壌圏システム学研究分野 519M203 清本 翼

主査：渡辺 晋生

1.はじめに 土壌の凍結にともなう土中水分の移動は未凍土から凍土へNO₃-Nを輸送し、土中に特有のNO₃-N分布を形成する。土中のNO₃-N分布を理解するには凍結面近傍の溶質フラックス J_{tot} を知る必要がある。 J_{tot} は濃度勾配によって凍土から未凍土に向かう拡散と水分移動とともに未凍土から凍土へ向かう移流の総和として以下で表される。

$$J_{tot} = -D \frac{\partial c}{\partial z} + J_w c \quad \text{式(1)}$$

ここで、 D は水中の拡散係数($\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$)、 c は濃度(cmol L^{-1})、 z は深さ(cm)、 J_w は水分フラックス(cm h^{-1})である。土中のNO₃-N濃度の変化は凍土中の不凍水量を変化させ、凍結深や未凍土から凍土への水分移動量に影響を与える。その結果として凍土のNO₃-N分布を決める凍結面近傍の J_{tot} が変化すると考えられる。そこで本研究では、凍結過程において土中でどのようなNO₃-N分布が形成されるのかを明らかにし、凍結前のNO₃-N濃度の違いによる凍結深や水分移動量、 J_{tot} の変化機構を検討することを目的に初期NO₃-N濃度が異なる不飽和土のカラム凍結実験を行った。

2.試料と方法 試料には岩手黒ボク土の2 mm篩通過分を用いた。試料を、体積含水率が0.40 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ 、土中水の初期NO₃-N濃度 c_0 が0, 3, 10, 30 cmol L^{-1} となるようにKNO₃溶液と混合し、内径7.8 cm、高さ35 cmのアクリル鉛直カラムに、乾燥密度1.0 g cm^{-3} で詰めた。カラム側面より熱電対を1 cm間隔で、テンシオメータと水分量・EC測定用のTDRセンサを5 cm間隔で挿入した。なおTDRセンサは凍土の不凍水量やECを測定できるよう予め検量した。カラムを2 °Cの低温室に静置し、カラム上下端に設置した温度制御装置を48時間2 °Cに保持することで試料に初期温度分布と重力水分分布を与えた。そして、下端の温度制御装置を2 °Cに保ちつつ、上端の制御装置の温度を1時間

に1 °Cずつ低下することで-8 °Cまで低下し、試料を上端より48時間1次元的に凍結した。この際、試料上下端からの水・溶質の流入出はなしとした。凍結過程において、各深さの水分量(液状水量)とEC_a、温度、吸引圧をモニターした。また、任意の時間にカラムを解体し、炉乾法により各深さの全水量(液状水量+氷量)を測定するとともに、土中水を抽出し、吸光光度計を用いてNO₃-N濃度を測定した。

3.結果 冷却を始めると試料の温度が上端から徐々に低下した。各深度の温度の経時変化に見られた潜熱の発生温度から各試料の凝固点を見積もった(30 cmol L^{-1} の試料で-0.8 °C)。これは c_0 から算出される凝固点と概ね一致した。Fig.1に c_0 が30 cmol L^{-1} の試料中の冷却開始後0, 12, 48 hの温度と体積含水率の分布を示す。48 hで試料の12.5 cm深までが凝固点以下に達し凍結した(Fig. 1a)。同じ深さであっても c_0 が高いほど凝固点に達するまでの時間が遅く、試料の温度降下が緩やかになった。凍土層の液状水量(不凍水量)は氷の形成により大きく低下した。未凍土層の体積含水率は凍土層付近で低下したが、カラム下端ではほとんど変化しなかった。全水量は未凍土層で減少し、凍土層で増加した。未凍土から凍土へ水分が移動したといえる(Fig. 1b)。また、 c_0 が高いほど同じ温度でも凍土中の不凍水量は増加した。試料単位体積当たりのNO₃-N量 θc は凍土層で高く、未凍土層で低くなった。水分移動にともない未凍土中のNO₃-Nが凍土中に移動したと言える。また、 c_0 が高いほど凍土と未凍土の θc の差が大きくなった。未凍土では θc は減少したがNO₃-N濃度 c は c_0 から変化しなかった。凍土形成時には土中氷がNO₃-Nを全て、あるいは一部を吐き出して形成する場合と吐き出さずに形成する場合が考えられる。氷がNO₃-Nを全て吐き出したときの不凍水中の濃度は c_{ex} まで濃縮され、吐き出さない場合は

氷と不凍水中の濃度は c_{in} で等しくなる. そこで, c_{ex} とすると不凍水中の濃度は 48 h 凍結後の凍土層で最大で $106.9 \text{ cmol L}^{-1}$ となった (Fig. 2b 塗丸). c_0 の約 4.2 倍に濃縮されたこととなる. 一方, c_{in} とすると c は凍土層と未凍土層でほとんど一致した (Fig. 2b 白丸). 実際の不凍水の濃度は c_{ex} と c_{in} の間になると推定される. Fig. 3a に凍結深の経時変化を示す. 凍結深は時間の経過とともに深くまで進行した. c_0 が高いほど, 凍結線の進行は遅くなった. 0, 3, 10, 30 cmol L^{-1} の試料の凍結深は 48 h でそれぞれ 17.5, 14.5, 11.5, 12.5 cm だった. 48 h 後の凍結深は c_0 が 10 倍増加すると 0.8 倍浅くなった. 溶質濃度の低い試料ほど不凍水量が減少し氷量が増加するため, 潜熱が多く発生する一方凍土の熱伝導率が高くなる. 本実験では端面温度が一定になるように冷却しており, 潜熱が速やかに放熱される. このため, 凍結深の違いは熱伝導率の違いによると考えられる. ここで, 未凍土の水分減少量が凍土への水分移動量に等しいと仮定して未凍土から凍土への積算水分移動量を計算した. c_0 が高いほど水分移動量が増加した (Fig. 3b). 48 h 後の水分移動量は c_0 が 10 倍増加すると 1.5 倍増加した. 溶質の影響で凍結前線の進行速度が遅くなり凍結面近傍の温度勾配が大きくなる. それにともない凍土内の不凍水圧も低下し凍結面を挟んだ圧力勾配が大きくなるため水分移動量が増加したと考えられる. Fig.3c に式 (1) から計算した c_0 が 30 cmol L^{-1} の試料の時の凍結面近傍の J_{tot} の経時変化を示す. 図中, 未凍土から凍土の方向を正とする. 移流と拡散は凍結直後に最も大きくなり, 時間が経過すると小さくなった. 実験期間中, 拡散より移流が大きくなり, 未凍土から凍土へ向けて $\text{NO}_3\text{-N}$ が移動したと言える. また, c_0 が高いほど J_{tot} は大きくなった. 48 h 後の J_{tot} は c_0 が 10 倍増加すると 2.9 倍増加した. 本研究では, 土中の $\text{NO}_3\text{-N}$ は凍結により未凍土から凍土に集積されること, 凍結前の濃度が高くなると凍結深が浅く, 未凍土からの水分移動量が増加し, 凍土中により多くの $\text{NO}_3\text{-N}$ が輸送されることが明らかになった.

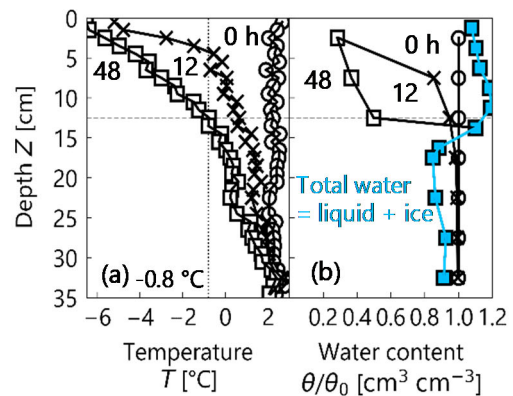


Fig.1 (a) Temperature and (b) moisture profiles in a soil mixed with 30 cmol L^{-1} KNO_3 solution.

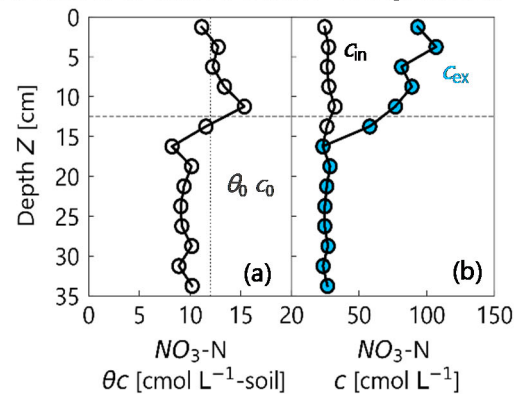


Fig.2 $\text{NO}_3\text{-N}$ concentration of (a) soil θc and (b) soil solution c in the sample frozen for 48 h.

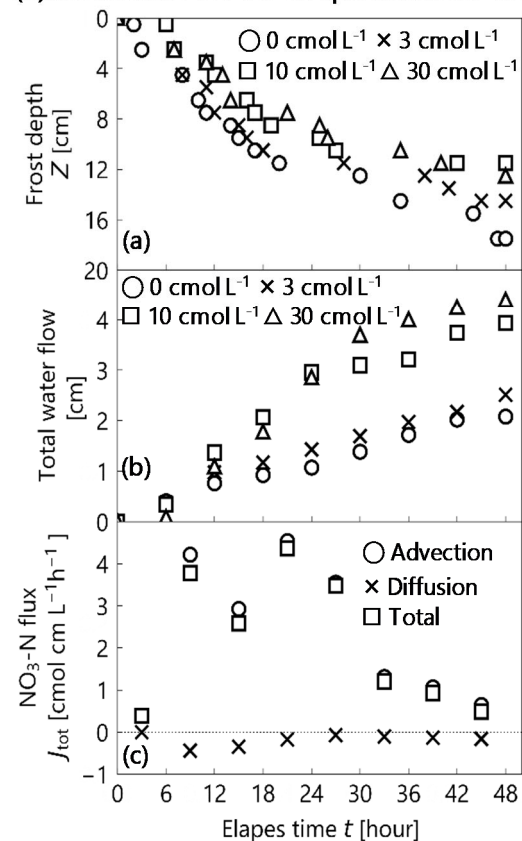


Fig.3 (a) Frost depth, (b) cumulative water flux from unfrozen to frozen soil and (c) $\text{NO}_3\text{-N}$ flux.