

# 土壌凍結深や地温が融雪水の下方浸透に与える影響

岩田幸良<sup>1</sup>・長谷川周一<sup>2</sup>・鈴木伸治<sup>3</sup>・根本 学<sup>4</sup>・廣田知良<sup>4</sup>

## Effects of soil frost depth and soil temperature on downward soil water movement during snowmelt period

Yukiyoshi IWATA<sup>1</sup>, Shuichi HASEGAWA<sup>2</sup>, Shinji SUZUKI<sup>3</sup>, Manabu NEMOTO<sup>4</sup> and Tomoyoshi HIROTA<sup>4</sup>

**Abstract:** Frozen soil layer sometimes impedes the snowmelt infiltration into deep soil layer, which decreases the amount of soil water recharge and delay the transportation of nitric acid to deep soil layer. To investigate the relationship between soil frost and snowmelt infiltration, three years field observation was conducted at the arable field located in Tokachi region in northernmost island of Japan. Two plots were prepared and snow on the one plot was removed for approximately one month to enhance the soil freezing. As a result, soil frost depths at the beginning of snowmelt period were ranged between 0.1 and 0.5 m. The amount of infiltrated water into below 0.5 m depth during snowmelt period was calculated from the field data. The strong relationship between the frost depth and the ratio of snowmelt infiltration to the available snowmelt water (infiltration ratio) was obtained, whereas there were no clear relationships between the infiltration ratio and soil temperature at 0.05 m depth just before the beginning of snowmelt period. Thus, the frost depth is one of the most important factors to estimate the amount of snowmelt infiltration into deep soil layer when the frost depth is relatively shallow. We explained the process of the decrease in the snowmelt infiltration with the increase in the soil frost depth using a conceptual model.

**Key Words :** frozen soil layer, snow cover, soil water movement, infiltration ratio, snow-removal treatment

### 1. はじめに

土壌は凍結すると透水係数が低下する (e.g., Miller, 1980; Watanabe and Flury, 2008). そのため、融雪期に凍結層が存在すると融雪水の浸透が抑制され、表面流出量が増加することで、土壌侵食 (Øygarden, 2003) や河川の流量の増加 (Shanley and Chalmers, 1999; 鶴木ら,

2003) を引き起こす場合がある。融雪水の土壌への浸透により、土壌中の硝酸態窒素も下層に移動する (西尾ら, 1988; Derby and Knighton, 2001). そのため、北海道のように積雪水量の多い地域では、春の施肥設計や、耕地の表層から地下水への硝酸態窒素の移動量を評価する上で、融雪水の下方浸透量の適切な評価が必要とされる。

最大土壌凍結深が 0.5 m 以上になる北米や北欧では、融雪期における土壌凍結層の水分量や地温が、融雪水の浸透量の多少に大きな影響を与えることが指摘されている (Granger et al., 1984; Stähli et al., 1996; Zhao et al., 1997). 一方、最大土壌凍結深、もしくは融雪期直前の土壌凍結深が浅い地域では、ほとんど全ての融雪水が土壌中に浸透したという報告例がある (Iwata et al., 2008). Komarov and Makarova (1973) も、凍結層中の水の量のほか、土壌凍結深が浅くなることで融雪水の浸透量が増加することを指摘している。しかし、土壌凍結深が比較的浅い地域で土壌への融雪水の浸透量を評価した事例は少ない。

筆者らは、冬の降水量が 300 mm 程度と世界的にみると比較的降雪量の多い北海道の十勝地域に観測サイトを設置し、土壌水分量の観測や深さ 0.50 m の水フラックスの推定をおこなった。同地域では、1990 年代前半までは、年によって最大土壌凍結深が 0.4 m よりも深くなった。しかし、現在は多量の降雪により、土壌が冷たい空気から断熱される時期が早期化したことで、深さ 0.2 m 程度までしか土壌が凍結しなくなった (Hirota et al., 2006). そこで、自然積雪条件の試験区 (対照区) のほか、除雪をすることで土壌凍結を発達させる試験区 (除雪区) を設置し、2005 年 11 月から 2006 年 4 月まで観測を実施した。その結果、対照区と除雪区の土壌凍結深はそれぞれ 0.1, 0.4 m 程度になり、対照区ではほとんど全ての融雪水が融雪期に土壌に浸透したのに対し、除雪区では融雪期において土壌水の下方浸透が抑制されたことを報告した (Iwata et al., 2010a). このように、土壌凍結深が極端に異なる場合には、融雪期における下方浸透量が大きく異なる可能性がある。しかし、土壌凍結深と融雪水の下方浸透量の関係を定量的に評価した研究はほとんど無い。

融雪期には冬の間地面に堆積した降水が短期間に地表面に供給されるため、最大土壌凍結深の浅い近年の十勝地域では融雪期に最も土壌水分量が多くなり

<sup>1</sup>National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, NARO; Sinnei, Memuro, Kasai-gun, Hokkaido, 082-0081, Japan. Corresponding author: 岩田幸良, (独) 農研機構 北海道農業研究センター

<sup>2</sup>Field Science Center for Northern Biosphere Hokkaido University; Kita 11 Nishi 10, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido, 060-0811, Japan.

<sup>3</sup>Department of Bioproduction and Environment Engineering, Tokyo University of Agriculture; 1-1-1 Sakuragaoka, Setagaya, Tokyo, 156-8502, Japan.

<sup>4</sup>National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, NARO; Hitsujigaoka 1, Toyohira-ku, Sapporo, Hokkaido, 062-8555, Japan.

2010 年 5 月 12 日受稿 2011 年 3 月 23 日受理  
土壌の物理性 117 号, 11-21 (2011)

(Hirota et al., 2009), 一年で最も土壌水の下方浸透が卓越することが知られている (Iwata et al., 2010b). そこで本研究では, 同観測サイトにおいて上記の期間を含む3年間の長期観測を行い, 融雪期直前の土壌凍結深が0.11~0.52 mの範囲にあるときの融雪期の下層(0.50 m以深)への土壌水の浸透量を定量的に評価した. 本研究の目的は, 融雪期直前の土壌凍結深や融雪期以前の地温と, 融雪期における下方浸透量との関係を評価し, 土壌凍結深が深くなることで融雪水の浸透が抑制されるメカニズムを提示することにある.

## 2. 材料と方法

### 2.1 試験圃場と観測項目

北海道十勝地域の中部に位置する北海道農業研究センター芽室研究拠点の試験圃場(42°53' N, 143°05' E)に観測サイトを設置した. 観測圃場から約5 km西に位置する気象庁の観測地点(アメダス芽室)で1979~2000年に観測された1月と7月の平均気温は, それぞれ-9°Cと18°Cである(気象庁, 2010). また, 同観測地点において1979~2000年に観測された12~2月の積算降水量と年降水量の平均値は, それぞれ117 mmと969 mm, 1月の最大積雪深の平均値は0.61 mである(気象庁, 2010). 試験圃場は台地上に位置し, 土壌は淡色黒ボク土である(農耕地土壌分類委員会, 1995). 地下水位は8 m程度と低く(岡, 2000), 深さ1 mまでの土層の飽和透水係数は $10^{-4}$ ~ $10^{-6}$  m s<sup>-1</sup>と高い.

試験圃場に5 m×5 mの2つの試験区を1 mの間隔において設置した. 除雪区では約1ヶ月間の除雪処理を行い, 土壌凍結を促進させた. 目標とする凍結深に到達してから, 除雪を終了した. 試験圃場の土層構造や各土層の基本的物理性, 試験区のレイアウトの詳細についてはIwata et al. (2010a)を参照されたい. 観測期間は2005年11月から2008年4月である. 2005~06年には目標とする土壌凍結深(0.4 m)に到達してから除雪区に雪を被せ, 積雪深が対照区と同じになるようにした. それ以外の年については, 雪を被せる作業は行わなかった. 対照区では積雪に対する処理を行わなかった. 試験期間中は, 除草剤により植生がない状態で地表面を管理した.

計測機器設置のため, 各試験区のほぼ中央に深さ1.5 mの試坑を掘った. 深さ0.05 mから1.05 mまで, 0.1 m間隔でロッド長0.3 mのTDRプローブ(CS605, Campbell社)を鉛直断面に水平方向に挿入し, TDR水分計(TDR100, Campbell社)により土壌水分量のプロファイルを測定した. 各土層から攪乱土を採取し, TDR水分計で計測される比誘電率を体積含水率に換算する多項式を求めた. この試験の際, TDR水分計の影響範囲が直径80 mmの範囲内に納まっていること, 温度変化によるTDRの出力値の変化(Wraith and Or, 1999)は無視できるほど小さいことを確認した. なお, TDRで計測される凍土の液状水量は, 凍結前の水分量の影響を受ける場合があることが報告されているが(Suzuki, 2004; Watanabe and Wake, 2009), 今回の観測では, 土壌が凍結する直前

の深さ0.05 mの土壌水分量に極端な差がみられなかったことから(3.1節参照), この影響を無視しても問題ないと考えた. 土壌水分計の他, 除雪区は深さ0.40 mまで, 対照区は深さ0.20 mまでの土層に0.02~0.05 m間隔で熱電対を埋設し, これらの土層より下の層には0.10 m間隔で熱電対を埋設し, 深さ1.00 mまでの地温プロファイルを測定した. これらのセンサーを設置後, 試坑を丁寧に埋め戻した. 測定深さの間の地温を線形補完により推定し, 0°C以下の深さを凍土と仮定して土壌凍結深を計算した(融雪期後期の対照区では, 表層の地温がほぼ0°Cの期間が数日間続く年があったが, このときも地温が0°Cの土壌は凍結していると判断した). 水分計・地温計を埋設した地点から2 m程度離れた試験区内の地点に深さ1.5 mの試坑を掘り, 深さ0.90 mと1.00 mにテンシオメータを埋設した. 埋設したテンシオメータは, 断熱材と小さな熱源を用いて計測機器内の脱気水の凍結を防止し, 土壌凍結条件でも凍結層より下の非凍結土壌の圧力水頭を長期間計測できる特徴をもつ(Iwata and Hirota, 2005a, b). また, 高さ1.20 mに超音波積雪深計(SR-50, Campbell社)を設置した. これらのデータは10秒間隔でサンプリングし, 10分間隔でデータロガー(CR23X, Campbell社)に記録した. 他の観測要素よりも計測に時間を要する土壌水分量については, 独立したデータロガー(CR1000, Campbell社)により, 10分間隔で計測したデータを記録した.

気温は, 試験圃場から100 m程度離れた気象観測露場において, 高さ1.90 mに設置した通風筒の中の温度計(HMP45A, Vaisala社)により計測した. 降水量は, 同露場において高さ1.40 mに設置した, 雪の捕捉率を上げるためのフェンス(RT-4)がついた溢水式降水量計(B071-20, 横河電機)により測定した. これらのデータもデータロガー(CR10X, Campbell社)に10分間隔で記録した. 冬期の降水が雪であるか雨であるかを目視により判断した.

1週間に2度, 定規で積雪深を測定し, 超音波積雪深計の値を補正した. このとき, スノーサンプラーにより積雪水量も測定した. 試験圃場では, 雪面からの蒸発量は通常, 0.5 mm d<sup>-1</sup>未満であり(Hayashi et al., 2005), 融雪期の積雪水量の減少(1~15 mm d<sup>-1</sup>)に比べて少なかった. そこで, 雪面蒸発による積雪水量の減少は無視できると仮定し, 計測された積雪水量の減少量と降水量から融雪水量を計算した(岩田ら, 2010).

### 2.2 融雪期の下方浸透量の評価

試験圃場は平坦な地形のため, 深さ1.00 mまでの土層の水の流れを鉛直一次元のみと仮定し, 水収支の計算により融雪期の下方浸透量を推定した. ダルシーの法則を不飽和まで拡張した以下のリチャーズ式により深さ0.95 mの水フラックス( $q_{0.95}$ ; m s<sup>-1</sup>)を計算した.

$$q_{0.95} = -k(\psi_{0.95}) \times (\psi_{0.90} - \psi_{1.00} + L) / L \quad (1)$$

ここに,  $k(\psi_{0.95})$ は深さ0.95 mの圧力水頭( $\psi_{0.95}$  (m))

に対する同深さの不飽和透水係数 ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\psi_{0.90}$  と  $\psi_{1.00}$  はそれぞれ深さ 0.90 m と 1.00 m の圧力水頭 (m),  $L$  は圧力水頭測定地点間の距離 (= 0.10 m) である. 土壤水が鉛直上向きに移動する時,  $q_{0.95}$  は正の値をとる. 深さ 0.95 m を含む土層 (3C 層) から, 直径 113 mm, 高さ 50 mm の円筒試料を採取した. この試料を実験室に持ち帰り, 圧力水頭 ( $\psi$ ) が高いとき ( $0 \geq \psi \geq -1.40$  m) には定常法により (Hasegawa and Sakayori, 2000), 定常法では精度の高い測定が難しかった圧力水頭が低いとき ( $-1.40 \text{ m} > \psi$ ) には非定常法 (One Step 法; Doering, 1965) により, 不飽和透水試験を行った. 実験により得られた不飽和透水係数と圧力水頭の間を次式で近似した (Iwata et al., 2010a).

$$\begin{aligned} \log(k(\psi)) &= -3.93|\psi|^3 + 13.3|\psi|^2 - 14.9|\psi| - 3.63 \\ &\quad (0 \text{ m} \geq \psi \geq -1.40 \text{ m}) \\ &= 1.62 \times 10^{-4}|\psi|^6 - 7.50 \times 10^{-3}|\psi|^5 \\ &\quad + 0.121|\psi|^4 - 0.935|\psi|^3 + 3.74|\psi|^2 \\ &\quad - 7.46|\psi| - 4.44 \\ &\quad (\psi < -1.40 \text{ m}) \end{aligned} \quad (2)$$

$\psi_{0.90}$  と  $\psi_{1.00}$  の平均値として計算した  $\psi_{0.95}$  と, 式 (2) から, 各水分状態における透水係数を計算した. 融雪期には, 融雪水の浸透により土壤が湿潤化するため, ヒステリシスの影響が大きいと考えられる高水分領域 ( $0 \geq \psi \geq -1.40$  m) の近似式は, 定常法による湿潤過程の透水試験により求めた.

灌漑計画を立てる際の有効土層が地表面から深さ 0.50 ~ 0.60 m までの土層とされることから (駒村, 1992), 消雪後に深さ 0 ~ 0.50 m に含まれる水や窒素肥料は作物に有効に利用される可能性が高いと考えられる. また, 本試験で採用した TDR 土壤水分計による凍土中の水分量の測定値は, 土壤の全体積に対する液状水の割合に相当し, 凍土中の水の量は反映されない. そのため, 観測データから土壤水分移動量を水収支法で評価する際には, 氷の融解や液状水の凍結による水分計の出力値の増減が誤差要因になる. そこで, 本論文では, 観測期間中に土壤が凍結しなかった 0.50 m 以深を対象とした, 次の水収支式により, 深さ 0.50 m における融雪期の水フラックス ( $q_{0.50}$ ;  $\text{m s}^{-1}$ ) を計算した.

$$q_{0.50} = q_{0.95} - \Delta S_{0.50-0.90} / \Delta t \quad (3)$$

ここに,  $\Delta S_{0.50-0.95}$  は単位時間 ( $\Delta t$ ; ここでは 1 日 = 86400 s) における TDR 水分計の出力値から計算される深さ 0.50 ~ 0.95 m の水分貯留量の増加量 (m) である. 計算された  $q_{0.50}$  を積分し, 符号を逆転させて (すなわち, 鉛直下向きの水移動を正として), 融雪期に深さ 0.50 m を浸透した水の量 ( $INF_{0.50}$ ; mm) を計算した. なお, 本論文では, 1 日の融雪水量が 1 mm 以上になり, かつそ

の後に 3 日間以上の連続的な融雪が認められた日から消雪日の前日までを融雪期とした. 強風による雪の再分配で試験区内の積雪水量が減少することが 1 ~ 2 月にあったため, 雪の再分配の有無を目視で確認し, 融雪期間の判定を誤らないようにした. 融雪期には雪の再分配は確認されなかった.

土壤凍結層により融雪水の浸透が多少抑制されても, 融雪期間が長期化し融雪水量が多ければ,  $INF_{0.50}$  の値が大きくなると考えられる. また, 深さ 0 ~ 0.50 m の土層中の水分量が少ないほど, 融雪水はこの土層の水分量を増加させるために使用され, 0.50 m 以深への浸透に寄与しない融雪水の量が増加すると考えられる. そこで, これらの影響を考慮した以下の式により, 融雪期における相対的な浸透割合 ( $IR$ ) を評価した.

$$IR = INF_{0.50} / (\Sigma M - \Delta S_{Sw}) \quad (4)$$

ここに,  $\Sigma M$  は融雪水量 (mm),  $\Delta S_{Sw}$  は深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量が少なかった年に, 同土層の土壤水分量の増加に使われ, 0.50 m 以深には浸透しない融雪水量 (mm) である.  $\Delta S_{Sw}$  の計算には, 次の二つの時期における深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量を用いた: ①土壤凍結層が融雪水の浸透を抑制せず, 十分な融雪水が土壤に浸透した年の, 消雪日の前日の水分貯留量 ( $S_b$ ); ②各年の各試験区における融雪期直前の水分貯留量 ( $S_x$ ). 土壤凍結層が存在しなくても, 消雪日の前日には深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量が  $S_b$  になる. そこで,  $S_x$  が  $S_b$  よりも小さい場合は, 凍結層が存在しなくても両者の差分だけ融雪水が土壤水分量の増加に使用され, 0.50 m 以深には浸透しないと考え, 次式により  $\Delta S_{Sw}$  を計算した.

$$\Delta S_{Sw} = S_b - S_x \quad (5)$$

試験圃場では, 融雪期直前の土壤凍結深が 0.10 m 程度であれば, 融雪水のほとんどが土壤に浸透することが知られている (Iwata et al., 2008, 2010a, b). 2005 ~ 06 年の対照区の融雪期直前の土壤凍結深は 0.11 m であり, かつ融雪水量は 90 mm であった (3 章参照). そこで, この年の対照区の消雪日直前の深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量を  $S_b$  とした. この年の消雪日直前にはまだ土壤凍結層が残っており, 土壤水分量の測定深さのうちで最も浅い 0.05 m 深の土壤は凍結していたと考えられる. この深さの TDR 水分計が氷の量を評価できないことで  $S_b$  が過小評価されることを避けるため, 次の融雪期における水収支式により  $S_b$  を計算した.

$$S_b = S_{2006CO} + \Sigma M_{2006CO} - INF_{0.50-2006CO} \quad (6)$$

ここに,  $S_{2006CO}$ ,  $\Sigma M_{2006CO}$ ,  $INF_{0.50-2006CO}$  はそれぞれ 2005 ~ 06 年の融雪期直前の深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量 (mm), 融雪期の総融雪水量 (mm), 融雪期の深さ 0.50 m における総下方浸透量 (mm) である.

**Table 1** 各冬の各処理区における最大土壌凍結深・融雪期間・融雪水量. 表中の  $\Delta S_{sw}$  は、深さ 0 ~ 0.50 m の土層の水分量が少ない年に、深さ 0.50 m 以深に浸透する水分量が減少することを考慮するための補正值である (詳細は本文参照). 式 (4) により計算される融雪水の浸透割合 ( $IR$ ) と融雪期直前に計測された地温プロファイルの最低値 ( $T_{S_{min}}$ ) も表中に示した. 2006 ~ 07 年の除雪区の浸透割合は、融雪水量が極端に少なかったために計算の対象からはずした.

Annual maximum soil frost depth, snowmelt period, amount of snowmelt during snowmelt period, infiltration ratio calculated from Eq. (4) ( $IR$ ), and lowest soil temperature at the beginning of snowmelt period ( $T_{S_{min}}$ ).  $\Delta S_{sw}$  is snowmelt water not to infiltrate below 0.50-m depth, which is caused by the dry soil condition to the depth of 0.50 m (see text for detail). The data at the treatment plot in the winter of 2006 – 07 was not calculated due to the very small amount of snowmelt water.

| 年         | 試験区 | 土壌凍結深<br>(m) | 融雪期間                | 融雪水量<br>(mm) | $\Delta S_{sw}$<br>(mm) | $IR$ | $T_{S_{min}}$<br>(°C) |
|-----------|-----|--------------|---------------------|--------------|-------------------------|------|-----------------------|
| 2005 ~ 06 | 除雪区 | 0.43         | 3/10 ~ 3/21 (12 日間) | 111          | 0                       | 0.14 | - 0.2                 |
|           | 対照区 | 0.11         | 3/10 ~ 3/21 (12 日間) | 90           | 7                       | 1    | 0                     |
| 2006 ~ 07 | 除雪区 | 0.52         | 3/16 ~ 3/24 (9 日間)  | 49           | 0                       | 0    | - 1.8                 |
|           | 対照区 | 0.27         | 3/17 ~ 4/ 6 (21 日間) | 143          | 0.4                     | 0.37 | -0.4                  |
| 2007 ~ 08 | 除雪区 | 0.51         | 2/29 ~ 3/ 5 (6 日間)  | 9            | 5.6                     | -    | - 3.6                 |
|           | 対照区 | 0.22         | 3/ 2 ~ 3/10 (9 日間)  | 50           | 11.1                    | 0.26 | - 0.5                 |

式 (5) の  $S_x$  と式 (6) の  $S_{2006CO}$  は、土壌が凍結を開始してから融雪期の直前までの次の水収支式により計算した.

$$S_x = S_a + UF \quad (7)$$

ここに、 $S_a$  は土壌凍結層が形成される直前 (初冬) の深さ 0 ~ 0.50 m の水分貯留量 (mm),  $UF$  は土壌凍結層が発達するときに下層から深さ 0 ~ 0.50 m の土層に供給される水分量 (mm) である. 深さ 0.05 ~ 0.45 m の土壌水分量の測定値から  $S_a$  を計算した.  $UF$  は式 (3) により計算される深さ 0.50 m の水フラックスを積分して求めた.

なお、2005 ~ 06 年の除雪区では、式 (5) の  $\Delta S_{sw}$  が -4 mm であった. これは、融雪期以前に土壌凍結層に多量の水が存在したことを意味している. TDR 水分計から計算した融雪期直前の深さ 0 ~ 0.50 m の液状水量 (166 mm) は、 $S_b$  (240 mm) よりもかなり少なく、過剰な水は氷として存在したことがわかる.  $\Delta S_{sw}$  の計算で導出された 4 mm も氷として存在し、土壌凍結層の融解と共に 0.50 m 以深に浸透すると考えられる. しかし、2005 ~ 06 年の除雪区では、消雪日まで土壌凍結層の不凍水量に顕著な変化はみられず、融雪期に土壌凍結層の顕著な融解はなかったと考えられる. そこで、この年の除雪区で氷として存在した過剰水が融雪期に下層に浸透することはなかったと考え、このときの  $\Delta S_{sw}$  を 0 mm とした.

### 3. 結果

#### 3.1 積雪深・土壌凍結深・土壌水分量の推移

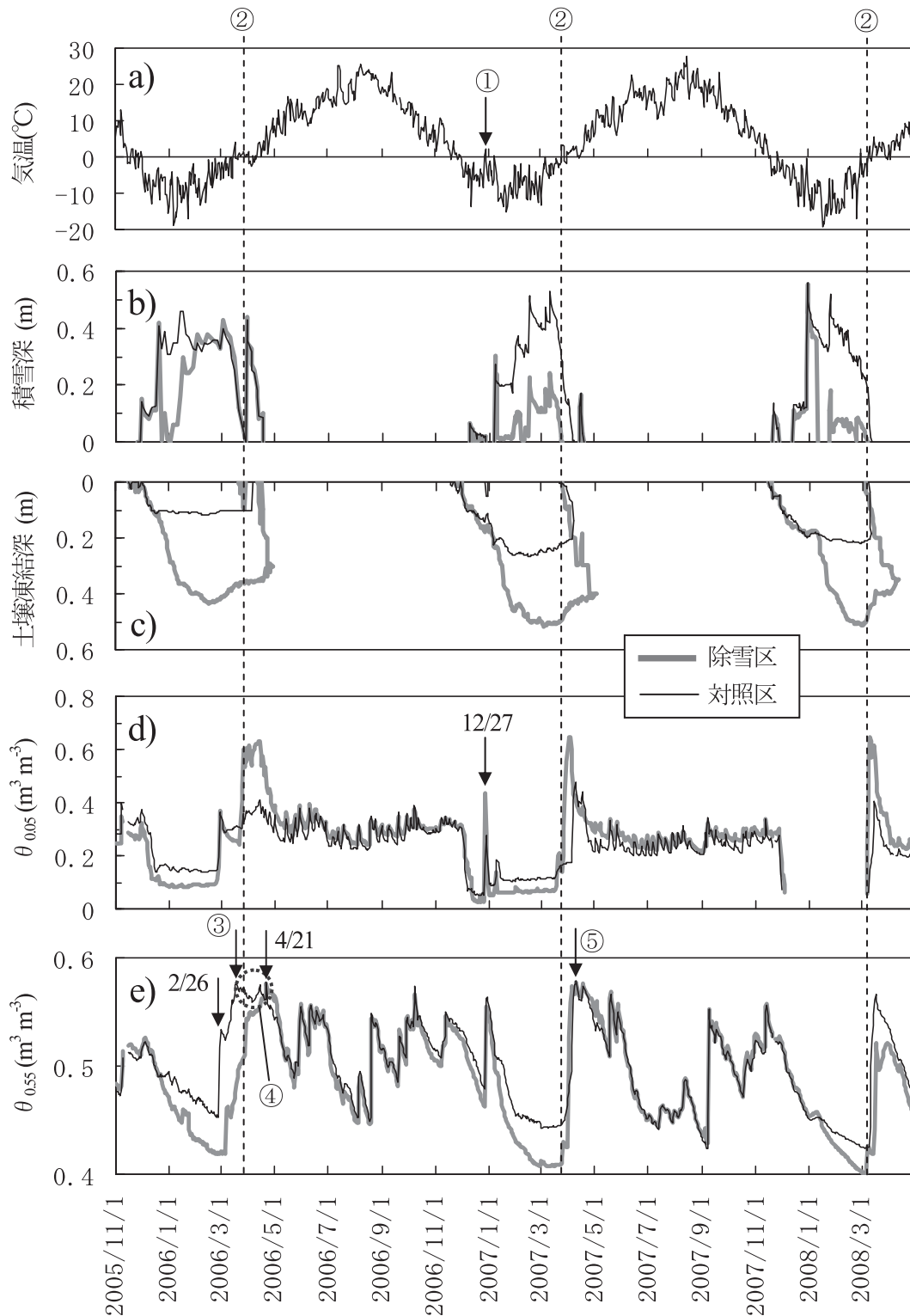
観測期間の冬期における気温、積雪深、土壌凍結深、深さ 0.05 m と 0.55 m の土壌水分量 (以下、それぞれ  $\theta_{0.05}$  と  $\theta_{0.55}$ ; 土壌が凍結した場合は液状水量を意味する) の推移を Fig. 1 に示す. また、冬期の各処理区における最大土壌凍結深、融雪期の期間、融雪水量を Table 1 に

示す.

いずれの年も、11 月下旬から 12 月上旬の間に日平均気温がマイナスになり (Fig. 1a), 対照区・除雪区ともに土壌凍結深が増加した (Fig. 1c). 対照区では、12 月下旬から 1 月上旬の間の積雪により積雪深が 0.20 m を超え、それ以降は土壌凍結深がほぼ一定で推移した. 一方、除雪区では、除雪処理をおこなったことで土壌凍結深がその後も増加した (Fig. 1b, 1c). その結果、年最大土壌凍結深は対照区で 0.11 ~ 0.27 m であったのに対し、除雪区では 0.43 ~ 0.52 m となり、処理区間で大きな差がみられた (Table 1). 2005 ~ 06 年は目標とする土壌凍結深を 0.4 m とし、これに達した後に人工的に雪を被せて積雪深を対照区と同じにする処理をおこなった. 一方、2006 ~ 07 年と 2007 ~ 08 年は、除雪処理後に雪を被せる処理を除雪区で行わなかったため、対照区に比べ除雪区の融雪水量が少なくなった (Table 1).

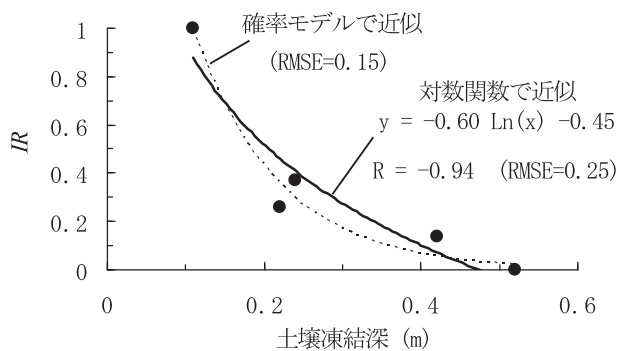
土壌凍結層が形成されると、液体の水が凍結することで  $\theta_{0.05}$  が急激に減少した (Fig. 1d). 下層から凍結層へと水が鉛直上向きに移動したことで (Iwata et al., 2010a), 土壌凍結深が深くなるにつれて  $\theta_{0.55}$  も減少した (Fig. 1e). 除雪処理を行う前までは、両処理区の  $\theta_{0.55}$  は同等であった. しかし、深さ 0.3 m 以上の積雪により対照区で土壌凍結深の増加が停止すると、対照区の  $\theta_{0.55}$  は、除雪区よりも緩やかに減少した. 対照区では、土壌凍結の発達が進んだことで凍結前線の水ポテンシャルの減少が抑えられ、凍結前線よりも下層の鉛直上向きの水フラックスが減少したと考えられる. 一方、除雪区では、除雪処理により土壌凍結深が増加し続けたため、下層から凍結層に向かう水フラックスが減少しなかったと考えられる. その結果、両試験区の  $\theta_{0.55}$  の差はどの冬も最大で  $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  程度になった (Fig. 1e).

2006 ~ 07 年には、12 月下旬の気温の上昇 (Fig. 1a の ①) と 12 月 27 日の 33.5 mm の降雨により、降雨直後に  $\theta_{0.05}$  と  $\theta_{0.55}$  が増加した (Fig. 1d, 1e). しかし、その後、土壌凍結深が再び増加すると、 $\theta_{0.05}$  と  $\theta_{0.55}$  が急速



**Fig. 1** 観測期間中の (a) 気温 (b) 積雪深 (c) 土壤凍結深 (d) 深さ 0.05 m と (e) 0.55 m の土壤水分量 (それぞれ  $\theta_{0.05}$  と  $\theta_{0.55}$ ;  $\theta_{0.05}$  は凍結時には液状水量) の推移. 積雪深は午前 9 時の値, それ以外は日平均値である. 2007 年 12 月上旬から 3 月上旬の  $\theta_{0.05}$  は凍上によりプローブと土壤との密着が悪くなり, 出力がほぼ 0 であったため, 欠測とした. 図 c で融雪期以降に土壤凍結深の線が 2 本あるのは, 大気側からの熱供給により, 地表面から下層へと凍土が融解するためである (すなわち, 地表面に近い方の線は, 凍土の融解深を意味する).

(a) air temperature, (b) thickness of snow cover, (c) soil frost depth, (d) soil water content at the depth of 0.05 m ( $\theta_{0.05}$ ), and (e) soil water content at the depth of 0.55 m ( $\theta_{0.55}$ ). Snow cover was measured at 9:00 am. Other data were daily mean values. The data gaps in  $\theta_{0.05}$  were caused by very low water content which was probably due to the insufficient contact of TDR probe with ambient soil resulting from severe frost heaving. Upper lines in panel (c) mean the melting depth of frozen soil caused by the heat supplied from the soil surface.



**Fig. 2** 融雪期直前の土壌凍結深と式 (4) により計算された 0.50 m 以深への融雪水の浸透割合 ( $IR$ ) の関係と、両者の関係を対数関数で近似した曲線 (実線) と確率モデル (式 (9)) により近似した曲線 (破線). 図中の RMSE は、対数関数による近似式ならびに確率モデルによる計算値と、式 (4) によって推定された浸透割合との間の平均自乗誤差を意味する.

Relationship between soil frost depth at the beginning of snowmelt period and infiltration ratio ( $IR$ ) calculated from Eq. (4). The fitting curve of logarithmic function (solid line) and root mean square errors (RMSE) between the infiltration ratios calculated from this function and Eq. (4) are also shown in this figure. The broken line means the infiltration ratio which was estimated by using Eq. (9). The parameters in Eq. (9) were determined to minimize RMSE between values calculated from Eqs. (4) and (9).

**Table 2** 各深度における期間最低地温ならびに融雪期直前の地温と、ロジスティック変換した浸透割合との間の P 値と相関係数 (括弧内の数字).

P values and correlation coefficient (values in parentheses) between infiltration ratios and annual minimum daily mean soil temperatures at given depths. Those between infiltration ratios and soil temperatures at the beginning of snowmelt period were also shown in this table.

| 深さ (m) | 最低地温         | 融雪期直前の地温     |
|--------|--------------|--------------|
| 0.05   | 0.01* (0.99) | 0.69 (0.31)  |
| 0.1    | 0.12 (0.88)  | 0.54 (0.46)  |
| 0.15   | 0.21 (0.79)  | 0.14 (0.86)  |
| 0.2    | 0.16 (0.84)  | 0.08# (0.92) |
| 0.3    | 0.14 (0.86)  | 0.08# (0.92) |

\* 有意水準 5%, # 有意水準 10 %

に減少し、2006～07年の $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$ の最低値は、その他の観測年度の値と同等であった。

観測年度ごとに融雪水量が大きく異なったが (Table 1), 各観測年度ともに除雪区の $\theta_{0.05}$ は消雪日 (Fig. 1の線②)の前後に急激に増加し、間隙率 ( $0.68 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ )に近くなった (Fig. 1d). 各観測年度ともに、除雪区では消雪後に湛水が確認されたことから、厚い土壌凍結層が融雪期の下方浸透を抑制し、表層が飽和状態になったことがわかる. 一方、土壌凍結深が浅かった対照区でも、融雪期に $\theta_{0.05}$ が増加したが、その最大値は除雪区よりも $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ 程度低かった (Fig. 1d). なお、対照区において、自然積雪条件で最深積雪深に顕著な差がみられなかったにもかかわらず (Fig. 1b), 融雪水量が観測年

度毎に大きく異なった (Table 1). この理由として、融雪水量が最も多かった2006～07年は、暖冬のため雪の全層密度が他の年よりも高かったこと、融雪水量が最も少なかった2007～08年は、1～2月の強風による雪の再分配により対照区の積雪水量が減少したことが挙げられる.

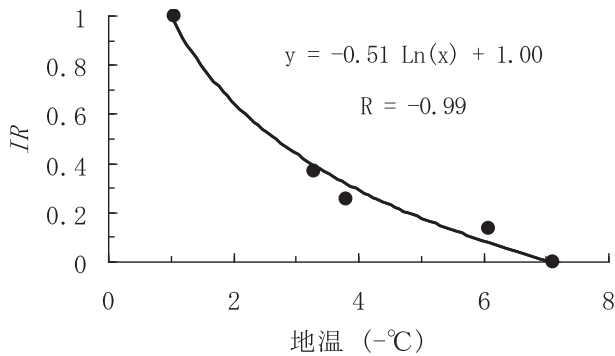
最大土壌凍結深が0.11 mと浅かった2005～06年の対照区 (Fig. 1c)では、2月26日の降雨とその後の融雪により、 $\theta_{0.55}$ が消雪日より前に最大値に達し (Fig. 1eの③), その後、ほぼ一定で推移した (Fig. 1eの④). 深さ0.55 mに到達した融雪水量と、より下層に浸透した水分量とが釣り合ったため、対照区では融雪期後期に $\theta_{0.55}$ が一定で推移したと考えられる. 一方、除雪区の $\theta_{0.55}$ は、対照区の $\theta_{0.55}$ が一定になった後も増加を続け、2度目の積雪がなくなった4月21日に最大値に達した (Fig. 1e). 2006～07年と2007～08年の融雪期については、除雪区の $\theta_{0.55}$ が顕著に増加するのはいずれの年も消雪後であった (Fig. 1eの線②以降). 一方、2006～07年、2007～08年ともに、対照区では消雪日より前に $\theta_{0.55}$ が連続的な増加を開始した (Fig. 1b, 1e).

### 3.2 融雪水の下層 (0.50 m 以深) への浸透と土壌凍結深、地温との関係

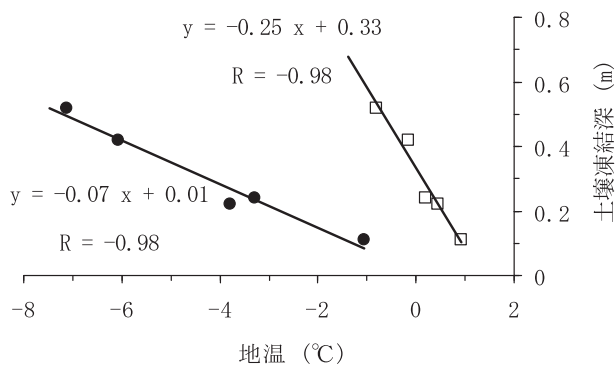
上記のように、観測期間中の全ての融雪期において、 $\theta_{0.05}$ と $\theta_{0.55}$ の推移が除雪区と対照区で異なったことから、融雪水の下層への浸透は土壌凍結深が深くなることで抑制されることが示唆された. そこで、式 (4)により計算した浸透割合 ( $IR$ ) と融雪期直前の土壌凍結深との関係の評価した. なお、2007～08年の融雪期には、除雪区の融雪水量が9 mmと少なかったため、この年のデータは解析対象から除外した.

融雪期直前の土壌凍結深と $IR$ との関係を Fig. 2に示す. 土壌凍結深の増加に伴って $IR$ が急激に減少しており、その関係は対数関数で近似された. 両者の関係を回帰分析したところ、5%水準で有意であった. なお、式 (4)により計算された $IR$ は下方浸透量と融雪水量の補正值との比であるため、 $IR = 0$ の2006～07年の除雪区のデータ (Table 1)を除き、ロジット変換 (Crowley, 2005)した $IR$ と土壌凍結深の対数との回帰分析をおこなったところ、この関係も5%水準で有意であった.

土壌への融雪水の浸透量が多いほど、深さ0.50 mにおける下方浸透量も多くなると考えられる. そこで、凍土への融雪水の浸透速度と関係があるといわれる融雪期の地温 (Zhao et al., 1997) と $IR$ の相関関係を調べた. 上記の土壌凍結深の場合と同様に、 $IR = 0$ であった2006～07年の除雪区のデータ (Table 1)を除き、ロジット変換した $IR$ と、融雪期直前の深さ0.05～0.30 mの日平均地温との回帰分析を行ったところ、浅層ほど地温と $IR$ との間のP値が高く、相関係数が低かった (Table 2). 一方、土壌凍結深が最大になる所に記録された同深さの日平均地温の最低値 (以下、最低地温) とロジット変換した $IR$ との関係は、最も浅い0.05 mのP値が最も低く、5%水準で有意な相関が認められた (Table 2). ま



**Fig. 3** 深さ 0.05 m の年平均地温の最低値と式 (4) により計算された 0.50 m 以深への融雪水の浸透割合 ( $IR$ ) の関係。  
Relationship between annual minimum daily mean soil temperature at the depth of 0.05 m and infiltration ratio ( $IR$ ) calculated from Eq. (4).



**Fig. 4** 融雪期直前の土壌凍結深と、観測期間における深さ 0.05 m の年平均地温の最低値 (●) ならびに融雪期直前の深さ 0.30 m の年平均地温 (□) との関係。  
Relationship between soil frost depth at the beginning of snowmelt period and annual minimum daily mean soil temperature at the depth of 0.05 m (solid circle). Relationship between soil frost depth and soil temperature at 0.30 m depth at the beginning of snowmelt period (open square) was also shown in this figure.

た、0.10 m 以深の  $P$  値には深さ方向に明確な違いは認められず、統計的に有意でもなかった (Table 2). このように、最低地温と  $IR$  の関係は、上記の融雪期直前の地温と  $IR$  の関係とは大きく異なっていた。深さ 0.05 m について、最低地温の絶対値と  $IR$  の関係をプロットしたところ、融雪期直前の土壌凍結深の場合と同様に、両者の関係は対数関数で近似された (Fig. 3).

#### 4. 考察

##### 4.1 融雪期直前の土壌凍結深が 0.11 ~ 0.52 m のときに融雪水の下方浸透量に關与するパラメータ

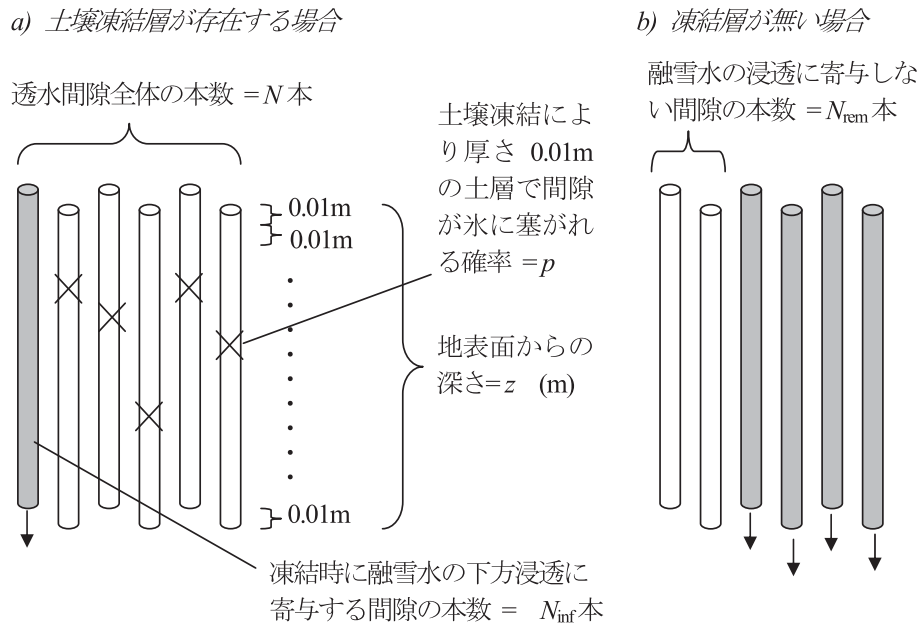
融雪期直前の土壌凍結深と融雪水の浸透割合 ( $IR$ ) との間には高い負の相関がみられた (Fig. 2). また、冬期における深さ 0.05 m の最低地温と  $IR$  との間にも、高い相関関係が認められた (Table 2; Fig. 3).

Fig. 1b, 1c から、積雪深が一定の深さ以上になると、それ以降は土壌凍結深に顕著な変化がみられないため、融雪期直前の土壌凍結深は最大土壌凍結深と同程度であ

ることがわかる。十勝地域では、積雪深が 0.20 m に到達するまでの積算寒度と最大土壌凍結深との間に高い相関があることが報告されている (Hirota et al., 2006; 原田ら, 2009). これらのことから、融雪期直前の土壌凍結深は、多量の積雪により土壌が大気と断熱される以前の気温を反映していることがわかる。土壌凍結深と同様に、表層の地温も積雪深が浅いときの気温を反映した値であるため、深さ 0.05 m の最低地温と融雪期直前の土壌凍結深との関係を調べたところ、両者の間に強い負の相関関係が認められた (Fig. 4). これらのことから、融雪期よりも 1 ヶ月以上前の 1 月に記録された深さ 0.05 m の最低地温と  $IR$  との間に高い相関がみられた理由として、最低地温と融雪期直前の土壌凍結深との相関が高いことが挙げられる。

一方、融雪期直前の地温と  $IR$  の間に、5% 水準で有意な相関は認められなかった (Table 2). 土壌凍結層の地温が低い場合、凍結層で融雪水が再凍結する (Stähli et al., 1996; Zhao et al., 1997). 地温が低いほど融雪水の再凍結量が多く、下層への浸透量が少なくなることから、融雪期直前の土壌凍結層の地温は  $IR$  に影響を与えると考えられる。しかし、実際の融雪期直前の地温と  $IR$  の関係は、表層では無相関に近く、深さ 0.20 m や 0.30 m の地温と  $IR$  の関係の方がむしろ高かった (Table 2). 表層の地温は、積雪深の増加や気温の上昇によって大きく変化する。例えば、融雪期直前の深さ 0.05 m の地温と、そのときの土壌凍結深との間の相関係数の  $-0.71$  に比べ、深さ 0.30 m の地温と土壌凍結深との間の相関係数は  $-0.98$  と高く、後者に明確な相関関係が認められることがわかる (Fig. 4). このように、融雪期直前の地温は、深層ほどそのときの積雪や気温の影響を受けにくく、融雪期直前の土壌凍結深との関係が強くなるため、浅層よりも深層で地温と  $IR$  の間に高い相関関係がみられたと考えられる。

以上の議論から、土壌凍結深が 0.50 m 以下と比較的浅い場合には、土壌凍結深が融雪水の下層への浸透に大きな影響を与えることが示唆される。一方、最大土壌凍結深が 0.50 m を越える地域では、融雪期以前の土壌凍結層の全水分量 (氷 + 水) に応じて土壌への融雪水の浸透量が変化することが報告されている (Kane and Stein, 1983; Granger et al., 1984; Stähli et al., 1996; Zhao et al., 1997; Gray et al., 2001). これら既往の報告に比べて土壌凍結深が浅い本論文の試験圃場でも、土壌凍結層の水分量の多少が下層への融雪水の浸透量に影響を与えたであろうか? 2006 ~ 07 年において、土壌凍結深が 0.14 m の 12 月 27 日に、一時的な低温の緩みによって 33.5 mm の降雨が発生し、翌日以降の低温により再び急速に土壌凍結深が深くなった。このイベントにより、表層付近に多量の氷が存在したと考えられる。しかし、観測期間中最も土壌が乾燥し、融雪期直前の深さ 0 ~ 0.50 m の全水分量が最も少なかった 2007 ~ 08 年の対照区よりも、2006 ~ 07 年の対照区の  $IR$  は小さかった (Table 1). また、式 (7) により計算した深さ 0 ~ 0.50 m の融雪期直



**Fig. 5** 直管パイプによる融雪期の透水間隙モデルの模式図. a) 土壌凍結層が存在する場合に、氷の発生により各深さの間隙がある一定の確率で閉鎖されると仮定したときの、融雪水の浸透のイメージ. b) 土壌凍結層が存在しないときの融雪水の浸透のイメージ.

Schematic diagram of permeable tubular soil pores having same diameter which was closed by the ice (a). The ice formation in each depth was assumed to be determined by a certain probability in this model. Schematic diagram of water flow in unfrozen soil during snowmelt period in our experimental field was also shown in this figure (b).

前の全水分量 ( $S_x$ ) とロジット変換した  $IR$  の間には有意な関係がみられなかった ( $P$  値 = 0.51). これらのことから、今回の試験では、表層の土壌水分量の多少が融雪期における 0.50 m 以深への融雪水の浸透に与えた影響は少なかったと考えられる. ただし、本試験の  $S_x$  の最大値と最小値の差は、 $S_x$  の平均値の 6% と小さかった. 試験圃場は排水性が良好であるため、前述のような降雨があっても供給された水が速やかに排水され、融雪期直前の土壌水分量に年次較差が生じにくいのもかもしれない. 本試験圃場よりも排水性の悪い圃場では、土壌水分量も融雪水の深層への浸透量を制御するパラメータになるかもしれない. また、今回の試験では深さ 0.50 m の下方浸透量を対象としたが、土壌凍結深が浅い条件でも、地表面から土壌に浸透した融雪水量は表層の土壌水分量の多少に影響されるかもしれない. これらのことは、今後の課題として残されている.

#### 4.2 土壌凍結層が厚くなることで $IR$ が低下するメカニズム

上記のように、融雪期直前の土壌凍結深が 0.50 m よりも浅い場合には、土壌凍結深が 0.50 m よりも深くなる地域では考慮されてこなかった土壌凍結深が、融雪水の浸透に大きな影響を与えることが明らかになった. 凍土に水が浸透する場合、地温が十分に低ければ、凍結層の地温の上昇により融雪水から潜熱が奪われることで、融雪水の再凍結が生じる. しかし、ほとんどの年の凍結層の地温は、雪の断熱効果や気温の上昇により、融雪期の直前にはほぼ  $0^\circ\text{C}$  になっていた (Table 1). このことから、凍結層に浸透した水の再凍結はほとんど発生しなかったと考えられる. そこで、試験圃場では地温が低くても、凝固点降下により水が凍結しない小さな間隙だけ

ではなく、土壌凍結層内の比較的大きな間隙も透水間隙として機能すると仮定した. この仮定の下、透水性への寄与が大きい、直径が等しい  $N$  本の管状の間隙が土壌中に分布するようなモデル (Fig. 5) を考案し、土壌凍結深の増加により融雪水の浸透が抑制されるメカニズムの説明を試みた.

Fig. 5 に示した  $N$  本の間隙について、単位厚さ (ここでは 0.01 m) の土層が凍結したときにアイスレンズ等の水で間隙が遮蔽される確率を  $p$  とすると、任意の深さ ( $z$  m) における透水に寄与する間隙の本数 ( $N_{inf}$ ) は次式で表わされる.

$$N_{inf} = N(1 - p)^{100z} \quad (8)$$

土壌凍結深が 0.11 m であった 2006 年の対照区では、融雪期にほとんど全ての融雪水が下層に浸透した (Table 1). このときの深さ 0.05 m の液状水量は間隙率よりかなり低い値であった (Fig. 1d). このことから、対象圃場では浸透能が融雪水量を大きく上回るため、透水間隙の一部を使うだけで全ての融雪水が土壌に浸透すると考えられる. 0 ~ 0.50 m の土層に多量の透水間隙が含まれることは、この土層の飽和透水係数が  $4.0 \times 10^{-5} \sim 7.0 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$  (Iwata et al., 2010a) であることからわかる. 飽和透水係数の最低値である  $7.0 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$  から、粗間隙による位置ポテンシャルが卓越した流れを想定して動水勾配を 1 と仮定し、浸透速度を計算すると、 $605 \text{ mm d}^{-1}$  となる. 一方、観測期間中の融雪速度を計算したところ、最大でも  $15 \text{ mm d}^{-1}$  であった. 融雪期の気温は日中に高く、夜は低いため、昼間の融雪速度は  $15 \text{ mm d}^{-1}$  よりも高かったと考えられる. しかし、両者が



オーダーレベルで異なっていることから、本試験圃場では非凍結時において、Fig. 5b に示すように透水間隙の一部に空気が存在し、全ての透水間隙が機能しなくても、全ての融雪水が浸透すると考えられる。そこで、非凍結時に融雪水相当量の水が浸透しても透水には寄与しない間隙の本数を  $N_{rem}$  とし、次式により  $N_{inf}$  を規格化した。

$$N_n = N_{inf} / (N - N_{rem}) \quad (9)$$

ここで  $N_n$  は、融雪水が浸透するために必要な間隙の本数に対する土壤凍結時に透水に寄与する間隙の本数の割合である。式 (8) から、土壤凍結層が存在しない（すなわち  $z = 0$  m）場合には  $N_{inf} = N$  となる。一方、 $N_{inf}$  は実際に透水している間隙の本数ではなく、透水が可能な間隙の本数である。土壤の飽和透水係数が低く、 $N$  が少ないために  $N_{rem} = 0$  となるような圃場では、 $z = 0$  m のときに  $N_n = 1$  になる。しかし、上述のように試験圃場は飽和透水係数が高いため、 $z = 0$  m のときに  $N_{rem}$  は 0 よりも大きい値をとる。そのため、式 (9) の性質上、凍結深が浅い場合には  $N_{inf}$  が融雪水を全て浸透させるのに必要な間隙量である  $N - N_{rem}$  よりも大きくなり、 $N_n$  は 1 を超える。これに対し、式 (9) では  $N_n$  が 1 を超えるような土壤凍結深のときにも、融雪期において 0.5 m 以深に浸透する水分量と融雪水量の比である  $IR$  (式 (4)) は 1 を超えることがない。このように、土壤凍結深が浅い場合には  $N_n$  と  $IR$  が一致しない。しかし、 $N_n$  が 1 以下の値をとるときには、 $N_{inf}$  が実際に透水に寄与する間隙の本数と同等になるため、融雪水量に対する下方浸透量の割合である  $IR$  は  $N_n$  と同等と考えてよい。そこで仮に  $N$  を 100 本とし、Fig. 2 の散布図で平均自乗誤差が最小となるように式 (8) の  $p$  と式 (9) の  $N_{rem}$  を決定した結果、 $p = 0.088$ 、 $N_{rem} = 63.3$  本（すなわち、全透水間隙の 63%）となり、 $N_n$  と実測した  $IR$  との平均自乗誤差である 0.15 は、 $IR$  を対数関数で近似した場合の 0.25 よりも小さくなった (Fig. 2)。前述のように、深さ 0 ~ 0.50 m の土層には全ての融雪水を浸透させるのに必要な間隙よりもさらに多くの間隙が存在すると考えられる。式 (9) の  $N_{rem}$  は 63.3 本であり、透水係数の高い圃場では、全透水間隙のうちの 37% のみの間隙が機能すれば、全ての融雪水が下層に浸透することが示唆される。

実際の土壤は複雑なネットワーク構造をもち (岩田と成岡, 2002)、凍結土壤中の氷の分布も一様ではない。しかし、このように単純なモデルでも土壤凍結深と  $IR$  の関係が近似されることから、鉛直方向の透水間隙の連続性が氷により切断される確率が、土壤凍結深の増加とともに上昇することで、土壤凍結深の増加とともに  $IR$  が減少すると考えられる。

## 5. 結論

試験圃場では、融雪期直前の土壤凍結深が 0.11 ~ 0.52 m と比較的浅い場合には、土壤凍結深が融雪水の下層

(0.50 m 以深) への浸透量に大きな影響を与えることが明らかになった。本試験地と同様に、土壤凍結深が比較的浅い地域では、土壤凍結深が深くなるほど、土壤凍結層中に含まれる氷により間隙の鉛直方向の連続性が失われ、融雪水の下層への浸透量が減少する。そのため、土壤凍結時の融雪水の下層浸透量を評価するためには、0.50 m より深くまで土壤が凍結する地域における研究では指摘されてこなかった、融雪期の土壤凍結深を考慮する必要がある。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、カルガリー大学の林正貴氏、北海道農業研究センターの柳井洋介氏（現野菜茶業研究所）、農業環境技術研究所の井上聡氏（現北海道農業研究センター）、北海道大学の有馬純一氏、桑尾和伸氏から貴重なご助言をいただいた。藤原政光氏をはじめ北海道農業研究センター業務第 3 科の皆様には計測機器の設置や圃場管理で協力いただいた。北海道農業研究センターの菊池幸氏、相馬しずか氏、高杉恵美子氏、得字久子氏には試験圃場の除雪とデータ整理についてご協力いただいた。(株) クリマテックの寄崎哲弘氏、飛田雄二氏、田中浩二氏（現 (株) プリード）、早坂理工株式会社の郷司尚之氏（現 (株) クリマテック）と山岸充氏、ならびに太陽計器株式会社の藤田親亮氏（現東京大学）には、観測サイトの立ち上げとメンテナンスの面でご協力いただきました。編集委員と 2 名の査読者の建設的なコメントにより、この論文の質が向上した。ここに、記して感謝いたします。本研究の一部は、環境省地球環境保全費、環境省地球環境総合推進費 (A-0807)、ならびに農林水産省新たな農林水産政策を推進する実用技術開発事業 (22079) の補助をうけて実施した。

## References

- Crawley, M.J. (2005): 統計学：R を用いた入門書, 野間口健太郎・菊地泰樹訳, p. 344, 共立出版, 東京.
- Derby, N.E. and Knighton, R.E. (2001): Field-scale preferential transport of water and chloride tracer by depression-focused recharge. *J. Environ. Qual.*, 30: 194–199.
- Doering, E.J. (1965): Soil-water diffusivity by the one-step method. *Soil Sci.*, 99: 322–326.
- Granger, R.J., Gray, D.M. and Dyck, G.E. (1984): Snowmelt infiltration to frozen Prairie soils. *Can. J. Earth Sci.*, 21: 669–677.
- 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.
- 原田祐介, 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: 241–251.
- Hasegawa, S. and Sakayori, T. (2000): Monitoring of matrix flow and bypass flow through the subsoil in a volcanic ash soil. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 46: 661–671.

- Hayashi, M., Hirota, T., Iwata, Y. and Takayabu, I. (2005): Snowmelt energy balance and its relation to foehn events in Tokachi, Japan. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 83: 783–798.
- 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. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 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. *J. Agric. Meteorol.*, 65: 69–76.
- Iwata, Y. and Hirota, T. (2005a): Development of tensiometer for monitoring soil-water dynamics in a freezing and snow covered environment. *J. Agric. Meteorol.*, 60: 1065–1068.
- Iwata, Y. and Hirota, T. (2005b): Monitoring over-winter soil water dynamics in a freezing and snow covered environment using thermally insulated tensiometer. *Hydrol. Processes*, 19: 3013–3019.
- 岩田幸良, 成岡市 (2002): 畑利用淡色黒ボク土と沖積水田土における排水性粗孔隙の異方性について. *土壌の物理性*, 89: 15–24.
- Iwata, Y., Hayashi, M. and Hirota, T. (2008): Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover. *Vadose Zone J.*, 7: 79–86.
- Iwata, Y., Hayashi, M., Suzuki, S., Hirota, T. and Hasegawa, S. (2010a): Effects of snowcover on soil freezing, water movement and snowmelt infiltration: A paired plot experiment. *Water Resour. Res.*, 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. *Hydrol. Processes*, 24: 1755–1765.
- 岩田幸良, 廣田知良, 井上聡 (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. *農業農村工学会誌*, 78: 330–331.
- Kane, D.L. and Stein, J. (1983): Water movement in seasonally frozen soils. *Water Resour. Res.*, 19: 1547–1557.
- 気象庁 (2010): 気象統計情報. <http://www.data.jma.go.jp/bd/stats/etrn/index.php> (2010年7月1日アクセス).
- 駒村正治 (1992): IV. 畑地の灌漑・排水. 穴瀬真, 安富六郎, 多田敦編, 新版農地工学. pp.109–139, 文永堂出版, 東京.
- Komarov, V.D. and Makarova, T.T. (1973): Effect of the ice content, temperature, cementation, and freezing depth of the soil on meltwater infiltration in a basin. *Soviet Hydrology: Selected Papers*, 3: 243–249.
- Miller, R.D. (1980): Freezing phenomena in soils. pp. 254–299, In Hillel D (ed.) *Applications of Soil Physics*, Academic Press, New York.
- 西尾 隆, 金森哲夫, 藤本堯夫 (1988): 北海道の火山灰畑土壌における施肥窒素の秋季～春季間の挙動. *北海道農業試験場研究報告*, 149: 45–55.
- 農耕地土壌分類委員会 (1995): 農耕地土壌分類第3次改訂版. *農業環境技術研究所資料*, 17: 1–79.
- 岡 孝雄 (2000): 十勝平野中央部地域地質図及び説明書. 十勝支庁農業振興部.
- Øygarden, L. (2003): Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway. *Catena*, 50: 217–242.
- Shanley, J.B. and Chalmers, A. (1999): The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont. *Hydrol. Processes*, 13: 1843–1857.
- Stähli, M., Jansson, P.-E. and Lundin, L.-C. (1996): Preferential water flow in a frozen soil — a two-domain model approach. *Hydrol. Processes*, 10: 1305–1316.
- Suzuki, S. (2004): Dependence of unfrozen water content in unsaturated frozen clay soil on initial soil moisture content. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 50: 603–606.
- 鷗木啓二, 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*, 228: 9–15.
- Watanabe, K. and Flury, M. (2008): Capillary bundle model of hydraulic conductivity for frozen soil. *Water Resour. Res.*, 44: W12402, doi:10.1029/2008WR007012.
- 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. Tech.*,
- Wraith, J.M. and Or, D. (1999): Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resour. Res.*, 35: 361–369.
- Zhao, L., Gray, D.M. and Male, D. (1997): Numerical analysis of simultaneous heat and mass transfer during infiltration into frozen ground. *J. Hydrol.*, 200: 345–363.

## 要 旨

土壤凍結層が形成されると融雪水の浸透が抑制され、農地の水や肥料成分の移動に影響を与える場合がある。そこで、北海道の十勝地域に観測サイトを設置し、土壤凍結層の発達に融雪期の下層（0.5 m 以深）への浸透量に与える影響を評価した。自然積雪状態の試験区と、積雪期間中に除雪をおこなって土壤凍結を促進させる試験区を設置した。土壤水分量や地温、積雪水量等の観測を3年間実施し、最大土壤凍結深が0.1～0.5 mのときの融雪期の0.5 m以深への浸透量を水収支法により計算した。計算結果を融雪水量等で補正した値（浸透割合）と、融雪期直前の土壤凍結深との間に、明確な負の相関関係がみられた。一方、浸透割合と融雪期直前の深さ0.05 mの地温との間には、明確な相関関係はみられなかった。土壤凍結深が増加するほど融雪水の下層への浸透が抑制されるメカニズムを概念的なモデルにより説明し、土壤凍結深が融雪水の下方浸透量を評価するための重要なパラメータの一つであることを明らかにした。

キーワード：土壤凍結, 積雪, 土壤水分移動, 浸透割合, 除雪処理