

# 真冬の雨とその後の気温低下がもたらした春先の融雪水の浸透抑制 Influence of winter ground heat flux on snowmelt infiltration in early spring

岩田幸良<sup>1)</sup>, 根本学<sup>1)</sup>, 長谷川周一<sup>2)</sup>, 柳井洋介<sup>1)</sup>, 桑尾和伸<sup>2)</sup>, 廣田知良<sup>1)</sup>  
Y. Iwata<sup>1)</sup>, M. Nemoto<sup>1)</sup>, S. Hasegawa<sup>2)</sup>, Y. Yanai<sup>1)</sup>, K. Kuwao<sup>2)</sup>, and T. Hirota<sup>1)</sup>

**1. はじめに** 深くまで土壌が凍結する地域では、凍結層が融雪水の浸透を抑制し、表面流出が促進されることがある。一方、土壌凍結深が浅い場合には融雪水の浸透が抑制されない場合があることが報告されている。北海道の日本海側は多雪なため、保温効果で土壌が凍結しにくい、北海道の太平洋側は少雪・厳寒なため土壌が深くまで凍結しやすい。そこで筆者らは、日本海側の札幌と太平洋側の芽室に観測サイトを設置し、2008年11月～2009年4月に土壌水分と熱の移動の観測を実施した。さまざまな土壌凍結条件をつくるため、両サイトに除雪処理により土壌凍結を促進させる試験区（除雪区）と自然積雪状態の試験区（対照区）を設置し、それぞれの区で融雪水の浸透量を評価した。

**2. 方法** ①観測項目：水移動を調査するため、札幌は深さ0.05, 0.1, 0.3 mに、芽室は深さ0.05～0.95 mにTDR土壌水分計を埋設し、水分量を測定した。また、札幌は深さ0.35, 0.45 mに、芽室は深さ0.9, 1.0 mにテンシオメータを埋設し、圧力水頭を測定した。熱移動を調査するため、各試験区の各処理区において、深さ0.02 mに地中熱流板を埋設し、地中熱流量 ( $G_m$ ;  $W m^{-2}$ ) を測定した。地表面に熱電対を設置し、地表面温度 ( $T_s$ ;  $^{\circ}C$ ) を測定した。その他、超音波積雪深計により積雪深 ( $d_s$ ; m) を、高さ1.9 mに通風筒を設置し、気温 ( $T_a$ ;  $^{\circ}C$ ) を測定した。また、直径0.05 mの採雪管により積雪の全層密度 ( $\rho_s$ ;  $kg m^{-3}$ ) を、メチレンブルー凍結深計により土壌凍結深を1週間に2回測定した。②融雪水の浸透量の評価：テンシオメータ埋設深さから土壌を採取し、不飽和透水係数を測定した。この値とテンシオメータで測定された圧力水頭の値からダルシー式によりそれぞれ融雪期における深さ0.4 m（札幌）と0.95 m（芽室）の水フラックスを測定した。得られた値と地表面から水フラックス測定深さまでの水分増加量から、水収支法により融雪水の浸透量を計算した。③地中熱流量の推定：融雪水の浸透量を評価した結果、以下の3章②節で示すように、融雪期の地表面付近の再凍結が重要であると考えられた。

そこで、次式により積雪層から大気に抜ける熱フラックス ( $G_e$ ) を推定した： $G_e = \lambda_s (T_a - T_s) / d_s \dots$   
(1) ここに、 $\lambda_s$ は雪の熱伝導率である。雪の熱伝導率は $\rho_s$ の多項式として与えられる Sturm et al. (1997)の式により計算した。積雪深がほぼ一定の期間について、計算結果を $G_m$ と比較したところ、計算値は $G_m$ よりも過小評価されたものの、両者の間には次式の関係が認められた： $G_m = 1.532G_e - 2.068$  ( $R=0.87, P<0.0001$ )  $\dots$  (2)。式(1)のうち $T_s$ は $T_a, d_s, \rho_s$ により決定され则认为される。そこで、式(1)を求めた期間について $T_a - T_s$ と $T_a, d_s, \rho_s$ を重回帰分析した結果、次の関係が認められた： $T_a - T_s = 0.86T_a - 3.77d_s + 5.61\rho_s + 0.0265 \dots$  (3)。そこで、式(3)から $T_a - T_s$ を推定し、これを式(1)に代入して $G_e$ を計算し、 $G_e$ を式(2)で補正することで $T_a, d_s, \rho_s$ から地中熱流量を推定した。

表1 融雪期直前の土壌凍結深と融雪期における融雪水量に対する土壌への水の浸透の割合 ( $\Sigma I_{nf} / \Sigma M$ ) ; Table 1 Frost depth and snowmelt infiltration rate during the spring-snowmelt period.

		凍結深(m)	$\Sigma I_{nf} / \Sigma M$
札幌	対照区	0.00	0.77
札幌	除雪区	0.13	0.38
芽室	対照区	0.15	0.89
芽室	除雪区	0.42	0.30

1) 北海道農業研究センター National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, 2) 北海道大学 Hokkaido University, キーワード：凍上・凍結, 水分移動, 熱移動

### 3. 結果と考察

**①融雪水の浸透量**：融雪期直前の凍結深と融雪期の浸透量を融雪水量で割った値を表1に示す。温暖な札幌の除雪区は寒冷な芽室の自然積雪区（以下、対照区）と凍結深がほぼ同じ（融雪期の土壤凍結深 $<0.15$  m）であったが、芽室の対照区で凍結層が融雪水の浸透を抑制しなかったのに対し、札幌の除雪区では融雪水の浸透が抑制された（表1）。札幌では1月と2月に降雨があった。その後の気温の低下により、積雪の浅い札幌の除雪区では雨水が凍結し、このときに形成された氷が融雪水の浸透を抑制したと考えられた。一方、積雪の深い札幌の対照区では、同サイトの除雪区と同様に雨水が供給されたにもかかわらず、雪の断熱効果により顕著な土壤凍結はみられなかった（表1）。さらに、土壤凍結層が形成されたにもかかわらず融雪水の浸透が抑制されなかった芽室の対照区でも、融雪期の直前の3月上旬に降雨があったが、積雪が深かったことと降雨後の気温が比較的高かったため、地表面付近での雨水の凍結がほとんど発生せず、氷の多い凍結層が形成されなかったために融雪水の浸透が抑制されなかったと考えられた。

**②気温・積雪深・雪密度と地中熱流量の関係**：観測期間中、積雪深が安定した期間における地中熱流量の推定値と実測値を比較した結果、両者はほぼ1：1の線上に分布したため、本研究で採用した方法により精度よく地中熱流量が推定できたと考えられる。式(1)~(3)により推定した地中熱流量( $G$ )と $T_a$ ,  $d_s$ ,  $\rho_s$ との関係を図1に示す。札幌で降雨後数日間の日平均気温は $-3\sim-8$  °Cであった。また、融雪期以前の札幌の雪密度は最大で $330\text{ kg m}^{-3}$ であった。そこで、解析の範囲を $T_a=-3\sim-8$  °C、 $\rho_s=200\sim330\text{ kg m}^{-3}$ とした。1月の降雨直後、札幌の除雪区では降雨と融雪により積雪深が $0.03$  mになり、雪密度も $330\text{ kg m}^{-3}$ と高かったため、 $-20\text{ W m}^{-2}$ 程度の地中熱流量が観測された。図1から、 $20\text{ W m}^{-2}$ 程度の大きな上向きの地中熱流量が発生するのは積雪深が浅いときに限られることがわかる。透水係数が高く、地表面の水が速やかに深層に浸透する条件で多量の水を再凍結させるためには大きい鉛直上向きの地中熱流量が必要となるため、厳冬期の雨水や融雪水の凍結が融雪期の浸透量を抑制する必要条件として、積雪が浅いことが挙げられる。一方、土壤の透水性が低く、融雪水がなかなか深層に浸透しない条件では、上向きの地中熱流量が比較的小さくても、それが長期間続く場合には多量の水が地表面付近で凍結する可能性がある。2月の降雨後の札幌除雪区では日平均気温は $-6$  °C程度であったが、積雪深が $0.15$  m程度、雪密度も $290\text{ kg m}^{-3}$ であったことから、地中熱流量の日平均値が $-4\sim-7\text{ W m}^{-2}$ であった。しかし、この地中熱流量が7日間続いたことで多量の水が凍結したと考えられる。作土の透水係数が低い、あるいは土壤凍結により透水係数が低下している圃場では、厳冬期の降雨や顕著な融雪の後に気温が下がると、積雪層が厚くても厳寒期に形成された地表面付近の氷により春先の融雪水の浸透が抑制される可能性がある。逆に、図1aが示すように、日平均気温が $-3$  °Cと比較的暖かいときには積雪深が $0.1$  m

以上であれば地中熱流量は $-4\text{ W m}^{-2}$ 以上であり、地表面付近で顕著な凍結が生じないことが示唆される。

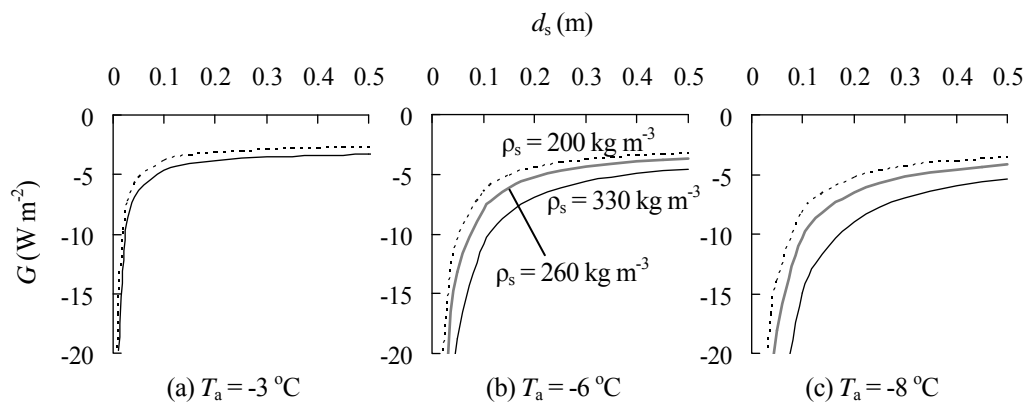


図1 各気温・雪密度における地中熱流量の推定値と積雪深の関係; Fig. 1. Relationship between estimated ground surface heat flux ( $G$ ) and snow depth ( $d_s$ ) at given soil temperature ( $T_a$ ) and snow density ( $\rho_s$ ).