

土壤凍結の発達が弱いときの融雪水の凍結土壌への浸透メカニズム Mechanism of the snowmelt infiltration to slight freezing soil

○岩田幸良*, 広田知良*, 林正貴**, 鈴木伸治*

Yukiyoshi Iwata*, Tomoyoshi Hirota*, Masaki Hayashi**, Shinji Suzuki*

1. はじめに

土壤が凍結すると透水係数が低下するため、凍結土壌への融雪水の浸透の抑制が農地や森林の水文現象に大きな影響を与えられている。一方、比較的多雪で土壤凍結の発達が弱い森林土壌や排水性の良い農地ではほとんどの融雪水が土壌中に浸透し、土壤凍結層が融雪期の水文現象に与える影響が少ないという報告があるが^{1), 2)}、融雪水の浸透が抑制されない場合の凍結層への融雪水の浸透様式について不明な点が多い。筆者らは日本の代表的な土壤凍結地帯である北海道の十勝地域の火山灰土圃場に観測サイトを設置し、最大土壤凍結深が20cm程度のときには非凍結の場合と同様に融雪水が浸透することを示した²⁾。今回はこの観測結果から、排水性の良い凍結層にほとんどの融雪水が浸透する原因について考察する。

2. 試験地の概要

北海道十勝平野の芽室町の北海道農業研究センター内の試験圃場に試験区を設置した。土壤は乾性火山灰土で約1mから砂レキ層が出現する。この地域の地下水位は約8mであり、レキ層が出現するまでの土層の飽和透水係数は $10^{-2} \sim 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ であることから透水性の高い圃場であることがわかる。間隙率は $0.5 \sim 0.7 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ と大きい。

3. 観測項目と観測期間

土壤水分センサ(Campbell CS615)を深さ5cmと10~100cmに水平方向に10cm間隔で埋設し、土壤水分量を測定した。なお、このセンサにより計測された凍結層の水分量は凍結土壌中の不

凍水量を意味する³⁾。熱電対を深さ5cmに埋設し、凍結層の地温を測定した。また、降水量をフェンス(RT-4)付きの溢水式降水量計で測定した。これらのデータは10分間隔でデータロガー(Campbell CR10X)に記録した。メチレンブルー凍結深計により土壤凍結深、採雪筒により積雪水量を1週間に2度程度観測した。観測期間は2002年11月1日~2003年4月30日である。

4. 解析方法

(1) 融雪水量と水分貯留量の計算と浸透量の推定 積雪重量と降水量から次式により日毎の融雪水量(S_m)を計算した。

$$S_m = (SWE_1 - SWE_2 + P) / \text{days} \quad (1)$$

ここに、 SWE_1 と SWE_2 はそれぞれ隣接する積雪重量の観測値(SWE_1 は SWE_2 より早く観測)、 P は積雪重量の観測間隔中の降水量、 days は観測間隔(日)を表す。

深さ5cmの土壤水分量は0-7.5cmの層を、深さ10cmの土壤水分量は7.5-15cmの層を代表し、それ以深は観測地点から上下5cmの層の土壤水分量を代表する(例えば50cm深の土壤水分量は深さ45-55cmの層の平均値)と考え、深さ105cmまでの水分貯留量を計算した。計算した結果を融雪水量と比較して融雪期前半の融雪水の浸透量を評価した。

(2) 凍結層の熱容量の計算 融雪水の凍結層内における再凍結量を評価するため、次式により凍結層の体積熱容量を計算した⁴⁾。

$$C = C_s \rho_s + C_w \rho_w + C_i \rho_i \quad (2)$$

ここに C_s 、 C_w 、 C_i はそれぞれ土粒子、水、氷の

*農業技術研究機構 北海道農業研究センター National Agricultural Research Center for Hokkaido Region **カルガリー大学 University of Calgary 土壤凍結, 融雪水, 浸透

比熱を、 ρ_s 、 ρ_w 、 ρ_i はそれぞれ土、水、氷の単位体積あたりの密度をあらわす。

5. 結果と考察

(1) 積雪深と凍結層の地温の推移 積雪深、土壤凍結深、深さ5cmの地温の推移を図1に示す。図中の①と②はそれぞれ厚い積雪により地表面が断熱された時期と融雪が開始された時期である。厚い積雪により凍結層の地温が急激に上昇し、凍結深がゆっくりと後退したことがわかる。

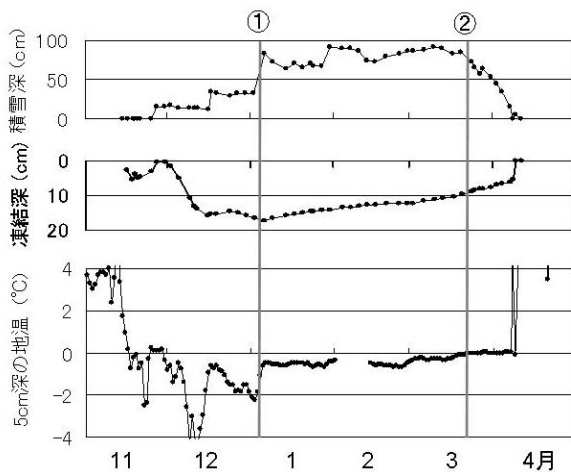


図1 積雪深、土壤凍結深、地温の推移

Fig.1 Time series of soil temperature.

(2) 融雪期初期の融雪水の浸透量 試験圃場では日平均気温が 0°C 以上になると連続的な融雪が始まった²⁾。そこで、融雪期の初日を起算日として融雪水量と水分貯留量を比較したところ、両者はほぼ一致したため(図2)、凍結層が存在しても融雪初期には融雪水量とほぼ同等の水が土壤中に浸透したと考えられる。なお、4月2日以降に両者の差が大きくなったが、これ

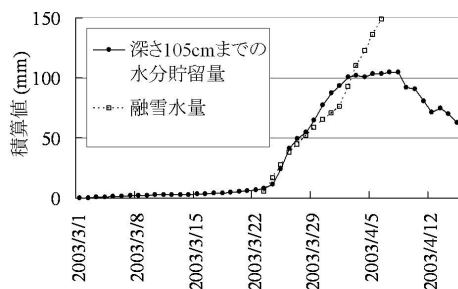


図2 水分貯留量と融雪水量の比較

Fig.2 Stored water and snowmelt.

は浸潤前線が深さ105cm以深に到達し、深層への下方浸透が卓越したためとして説明される²⁾。

(3) 凍結層を通過して融雪水が浸透した理由

土壤間隙は一般に小さいため、凍結層に浸透した水はポテンシャル低下による凝固点降下が無い場合は再凍結すると考えられる。そこで、凍結層における融雪水の再凍結の観点から下層への多量の融雪水の浸透の原因を考察した。

実測値から乾燥密度を 930 kg m^{-3} 、凍結層の全水分量を2002年の凍結開始直前の土壤水分量である $0.45\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ とし、土粒子の比熱を粕淵⁴⁾が火山灰土壤で測定した $837\text{ J kg}^{-1}\text{ K}^{-1}$ 、水の比熱を 0°C のときの値である $4220\text{ J kg}^{-1}\text{ K}^{-1}$ 、水の比重を 1000 kg m^{-3} 、氷の比熱を 0°C のときの値である $2117\text{ J kg}^{-1}\text{ K}^{-1}$ 、融雪直前の深さ5cmの水分量をそのときの不凍水量である $0.23\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 、全水分量から不凍水量を引いた値を氷の量とすると、融雪期直前の凍結層の比熱は式(2)から $2.21 \times 10^6\text{ J m}^{-3}\text{ K}^{-1}$ と計算される。 0°C のときの水の体積あたりの融解潜熱を $333.6 \times 10^6\text{ J m}^{-3}$ 、融雪期前の凍結層の地温を -0.1°C とすると、ごく少量(全体積中の0.7%)の融雪水が再凍結すれば凍結層は 0°C になる。一方、地温が -1°C であった2003年1月4日(不等水量 $0.19\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$)の凍結層の熱量を同様に計算すると $2.13 \times 10^6\text{ J m}^{-3}\text{ K}^{-1}$ になり、凍結層を 0°C にするためにはより多くの融雪水の再凍結(全土壤体積の6%)が必要となるため、この状態で融雪が始まった場合には粗大間隙量や融雪水量によっては凍結層の水が融雪水浸透の抵抗として機能する可能性がある。このように、雪による断熱により融雪前に地温が上昇したことが、ほとんどすべての融雪水が浸透した要因として挙げられる。

引用文献

- 1) Nybergら: Hydrol. Process. (2001)
- 2) 岩田ら: 農業土木学会大会講演要旨 (2006)
- 3) Flerchingerら: Vadose Zone J. (2006)
- 4) 粕淵: 土壤の物理性 (1977)