

火山灰土畑における積雪・土壌凍結期間の 土壌水分移動

岩田幸良

目次

I. 緒論

1. 研究の背景
2. 既往の研究
 - 1) 積雪・土壌凍結条件の圃場における土壌水分移動の観測手法
 - 2) 土壌の熱的環境に大きく影響を受ける融雪期より前の土壌水分移動
 - 3) 凍結層への融雪水の浸透速度と浸透量
 - 4) これまでに明らかにされた点と残された課題
3. 本論文の構成
4. 観測期間に関する用語の説明

II. 積雪・土壌凍結条件下での土壌水分移動連続観測システムの開発

1. はじめに
2. 研究方法
 - 1) 観測システムの構成と試験圃場への設置
 - 2) 寒冷条件下で下層の圧力水頭の長期観測を可能にするテンシオメータの開発
3. 結果と考察
 - 1) 観測システムによる積雪・土壌凍結地帯の土壌水分移動の評価
 - 2) テンシオメータの改良
4. 結論

III. 凍結層が形成されたときに積雪層の厚さが土壌中の熱と水の移動に与える影響

1. はじめに
2. 研究方法
3. 結果と考察
 - 1) 気温, 積雪, 地温, 土壌水分量の推移
 - 2) 土壌と雪の熱伝導率の推定
 - 3) 土壌中の熱フラックスと水分貯留量の変化
 - 4) 深層からの熱供給が凍結層の融解に与える役割
5. 結論

IV. 土壌凍結層の発達が弱いときの融雪水の浸透速度の評価

1. はじめに
2. 研究方法
3. 結果と考察
 - 1) 気温, 積雪, 地温, 土壌水分量の推移

- 2) 凍結・非凍結年の融雪期の土壤水分移動の比較
- 3) 融雪水の浸透速度の定量的評価
- 4) 積雪層の断熱効果と融雪期の気温が融雪水の浸透に与える影響

4. 結論

V. 寒候期と暖候期の土壤水分移動の比較

1. はじめに
2. 野外観測
3. 数値計算による水フラックスの計算とその検証
 - 1) 水フラックスの計算方法
 - 2) 計算した水フラックスの検証
4. 結果
 - 1) 凍結年と非凍結年の土壤水分移動
 - 2) 寒候期と暖候期の土壤水分移動の比較
 - 3) 寒候期の土壤水分移動が年間の水収支に与える影響
5. 考察
6. 結論

VI. 最大土壤凍結深が40cm以上のときの土壤水分移動

1. はじめに
2. 研究方法
 - 1) 観測サイト
 - 2) 観測項目
 - 3) 土壤水分移動量の計算
3. 結果
 - 1) 土壤凍結層の厚さが異なるときの土壤水分量と地温の推移
 - 2) 下層から土壤凍結層に向かう水フラックスの比較
 - 3) 融解期以降の融雪水の浸透量の比較
4. 考察
 - 1) 除雪区と対照区の土壤水分移動の違い
 - 2) 除雪区において融雪水の浸透速度が低下した理由
 - 3) 十勝地域中部における過去と現在の土壤水分移動の違い
5. 結論

VII. 土壤凍結深が異なる場合の融雪水の浸透速度

1. はじめに
2. 研究方法
3. 結果
 - 1) 気温・積雪深・土壤凍結深・土壤水分量の推移と下方浸透量の年次変動
 - 2) 浸透割合と土壤凍結深・地温・土壤水分量・積雪水量との関係
4. 考察
 - 1) 土壤凍結深の変動が大きいときに融雪水の浸透に関与するパラメータ
 - 2) 凍結層が厚くなることで浸透割合が低下する理由
 - 3) 土壤凍結深の変動が大きい地域で融雪水の浸透速度を推定する方法
5. 結論

VIII. まとめ

1. はじめに

2. 土壤凍結深の増加に伴う寒候期の土壤水分移動の変化
 - 1) 寒候期の土壤水分移動
 - 2) 融雪水の浸透
 - 3) 積雪・土壤凍結条件の畑における土壤水分移動の特徴
3. 土壤凍結深がさらに深く発達する地域と十勝地域中部の融雪水の浸透様式の違い
4. 積雪・土壤凍結が十勝地域中部の農地やその周辺の物質循環に与える影響
5. 残された問題点

IX. 摘要

謝辞

引用文献

Appendix I : 地温の日変化による熱拡散係数の推定

Appendix II : 熱収支モデルによる裸地面からの蒸発量の推定

Appendix III : 本論文で用いた主な記号

Summary

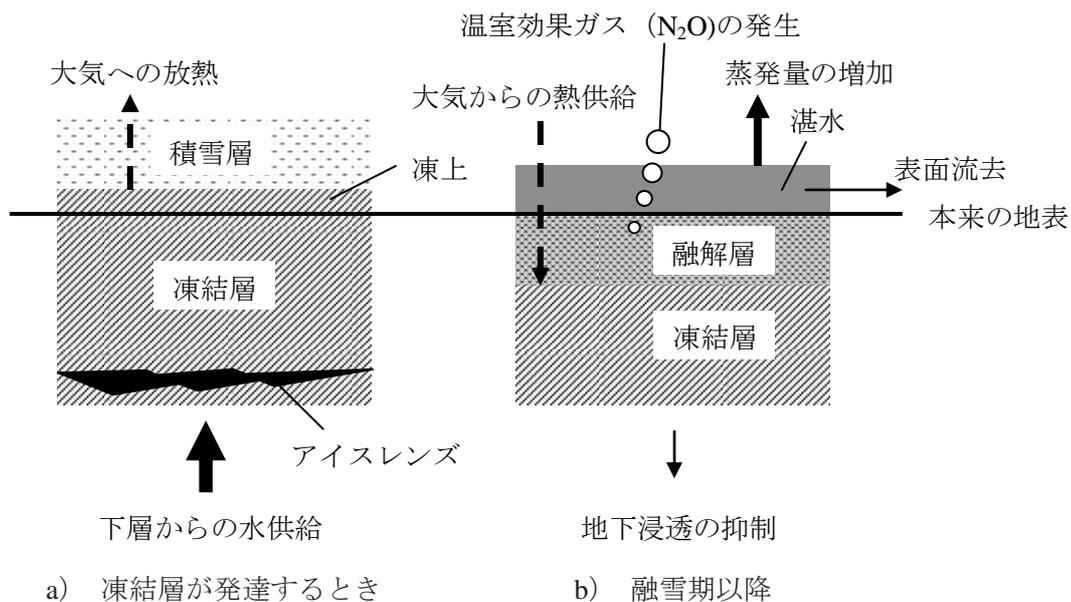
I. 緒 論[†]

1. 研究の背景

気温の低下に伴い寒冷圏では土壤が凍結し、土壤が凍結しない時期とは異なる土壤水の挙動を示す。土壤は凍結すると融雪水等の水の浸透速度が非土壤凍結時よりも低下する場合がある (KANE, 1980)。そのため、土壤凍結地帯では融雪期に表面流出が卓越し (第1-1図b), 融雪水が農地の外に失われることにより農作物の栽培のための水資源の減少 (GRAYら, 2001) や土壤侵食量の増加 (OYGARDEN, 2003)

等の原因となる。また、凍結層よりも上部の湛水により、融雪期以降の土壤水分量が多くなることで、亜酸化窒素等の温室効果ガスの農地からの排出量の増加 (MALJANENら, 2007; 柳井ら, 2007) や地耐力の低下に伴う農作業の開始時期の遅れ等が生じることが指摘されている。

土壤が凍結すると、非凍結土壤から凍結した土壤に向かって土壤水分が移動する (MILLER, 1980; 第1-1図a)。そのため、凍結層が発達するときには硝酸態窒素等の土壤中の肥料成分が深層から表層へ



第1-1図 土壤凍結層が発達した農地の熱と水の移動とその影響。

[†]本章の一部は岩田ら(2007)で発表した。

と移動することが報告されている (CAMPBELLら, 1970; GRAYとGRANGER, 1986; 西尾ら, 1988)。下層から凍結層への鉛直上向きの水分移動により, 凍結層内にアイスレンズが形成され, これによって凍上が発生する (TABER, 1929; JUMIKIS, 1956; BLACKとHARADENBERG, 1991)。凍上によって作物の根が切れることで小麦や牧草等の越冬作物が被害を受けることも指摘されている (MILLER, 1980; 土谷, 1985, HOHMANN, 1997)。また, 低温も作物の被害を助長する (能代と平島, 1978; SHIMADAら, 1993)。

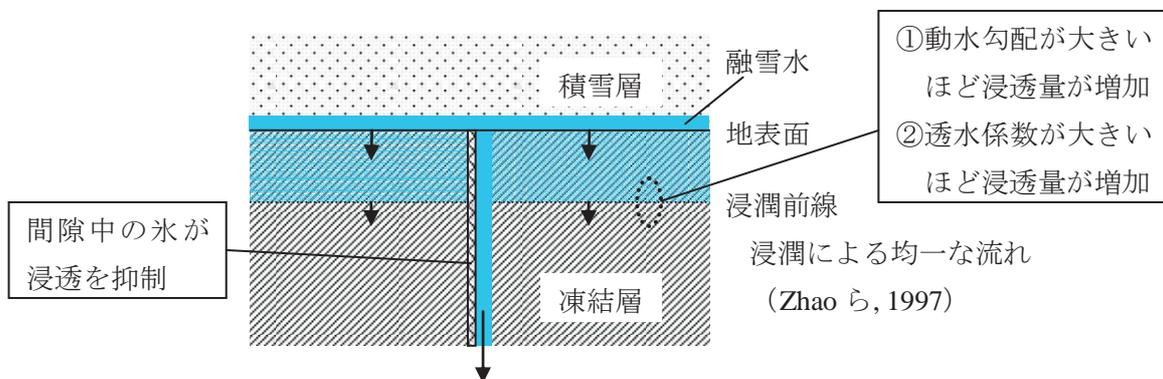
このように, 寒冷圏における冬期や春先の農地の熱・水環境と土壤凍結とには密接な関係があり, 冬期の熱と水の移動に関する知見が適切な農地管理をおこなう上で必要不可欠である。

一方, 永久凍土や季節凍土の面積の減少 (SOLOMONら, 2007), 季節凍土の土壤凍結深の減少 (FRAUENFELDら, 2004; HIROTAら, 2006) や土壤凍結期間の減少 (CUTFORTHら, 2004) 等が近年, 報告されている。上記のように土壤凍結は冬の農地環境と密接な関係にあるため, 土壤凍結深の減少によりこれらの地域の農地における物質循環や熱環境が大きく変化している可能性がある。

土壤が凍結したときの土壤水の全ポテンシャルは Clapeyron式により計算され, 地温が低下するほど全ポテンシャルが小さくなることが知られている (MILLER, 1980)。すなわち, 凍結前線 (土壤凍結層が発達するときの凍土と非凍結土の境界) が降下する過程で発生する鉛直上向きの土壤水分移動の駆動力は, 凍結層内の温度勾配が大きいほど大きくなる。一般に, 土壤凍結深が深いほど凍結土壌中の温度勾配は大きくなるため, 土壤凍結深が浅い条件で

は土壤水分移動の駆動力が低下し, その結果として鉛直上向きの土壤水分移動量が減少する。凍結深の減少がさらに進み, 凍結層が無くなると, 地熱により積雪層の底面がゆっくりと融解する (秋田谷, 1969)。その結果, 積雪期間の間, 融雪水が供給され続けるため, 土壤水分の移動方向は凍結層が発達するときとは反対の鉛直下向きになる。このように, 凍結層の有無や発達程度の違いが融雪期よりも前の土壤水分移動に大きな影響を与えることが予想される。

一方, 融雪期には土壤に多量の融雪水が供給される。気温の上昇によって凍結層が急速に融解するため, 融雪期以前に比べ, 融雪期には土壤中の熱・水環境が短期間で変化する。土壤中の浸潤前線の降下速度は, 土壤の透水係数と動水勾配 (土壤水のマトリックポテンシャルと重力ポテンシャルの和の勾配であり, 土壤水分移動の駆動力) により決定される。第1—2図に融雪期の土壤水分移動の概念図を示す。カナダのPrairie地方のように土壤凍結層が深くまで発達し, 融雪水の浸透量や浸透速度が低下するときには, 凍結層に浸透した融雪水が再凍結するときに発生する潜熱が地温を上昇させ, 液状水量が増加することで浸潤前線付近の透水係数が増加し, 浸潤前線の降下速度が上昇するために融雪水の浸透速度が上昇することが知られている (ZHAOら, 1997)。また, 凍結層の全土壤水分量 (氷+液状水量) が多い場合には融雪水が浸透する空気間隙量が少なくなるため, 浸潤前線よりも上部での浸透量が少なくなることに加え, 供給される水分量が減少することで浸潤前線への線熱の供給量が減少し, 浸潤前線の降下速度が低下し, その結果, 融雪水の浸透量は少な



バイパス流等の局所的な流れ (Johnsson と Lundin, 1991; Stähli ら, 1996)

第1—2図 融雪水の浸透メカニズムと浸透量を増加・減少させる要因。

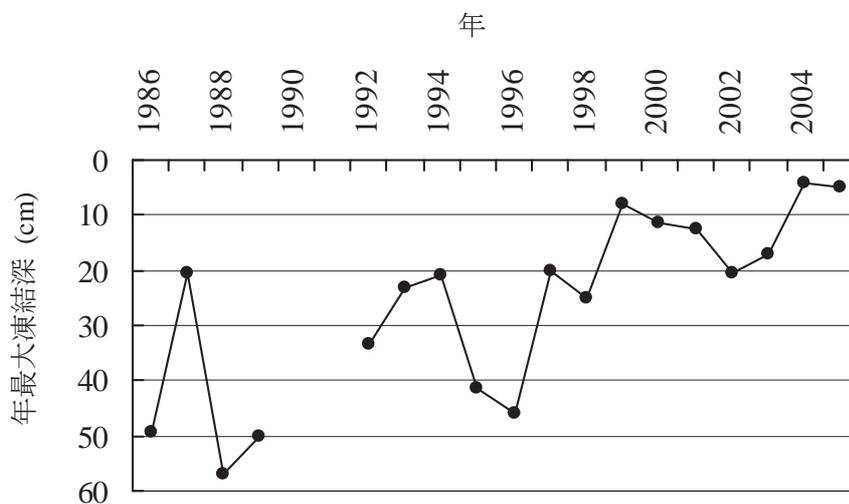
くなる (ZHAOとGRAY, 1997)。同様に、融雪期直前の凍結層の地温が高いほど液状水量が増加し、透水係数が増加することで融雪水の浸透速度は上昇する (ZHAOとGRAY, 1999)。しかし、凍結層に浸透した融雪水が再凍結するときに発生する潜熱により浸潤前線付近の地温は急激に上昇するため、融雪期直前の地温が融雪水の浸透速度に与える影響は融雪期直前の水分量の影響に比べると小さいといわれている (ZHAOら, 1997)。

これらの知見は、凍結層が十分に発達し、融雪期に浸潤前線が凍結層内にとどまる場合を想定している。これに対し、JOHNSONとLUNDIN (1991) は土壌凍結深が40cm 程度の圃場において、1m 程度の深さに埋設された暗渠からの排水量を融雪期に調査した結果、浸潤現象では説明できないほどの多量の排水量が記録されたことを報告した。これに対する解釈として、JOHNSONとLUNDIN (1991) は凍結層が不均一に融解し、局所的に融雪水が浸透したことで暗渠の排水量が増加したことを、STAHLIら (1996) は粗間隙による不均一な流れによって凍結層中の下方浸透が促進されたことを挙げている。粗間隙による融雪水の流れを仮定すると、第1—2図に示すように、土壌中の氷の量が増加することで融雪水の浸透速度が低下すると考えられる (STAHLIら, 1996; BAYARDら, 2005)。

このように、融雪水の浸透様式は、凍結層が厚く、浸潤前線が凍結層内にある場合と、凍結層の厚さが数十cm程度と比較的薄い場合とでは異なると考えられる。しかし、土壌凍結層が比較的浅い場合の観測

例は少なく、土地利用や土壌構造の違いによって融雪水の浸透速度が異なるという事例はあるものの (AUGUSTIN 1941; POSTとDREIBILBIS 1942; TRIMBLEら 1958; VAN DER KAMPら 2003)、融雪水の浸透速度を決定する要因の特定やそのメカニズムの解明はほとんど進んでいない。第1—3図は日本の代表的な土壌凍結地帯であり、大規模畑作地帯でもある十勝平野の中部に位置する北海道農業研究センターの試験圃場において、長期間観測された土壌凍結深のデータをまとめたものである。土壌凍結深は最大でも60cm 程度であり、大陸の土壌凍結がかなり発達する地域に比べると浅い。さらに、土壌凍結深の年次間差が大きく、かつ過去から現在に向かって顕著な減少傾向がみられる。この減少傾向は試験圃場のみではなく、十勝平野全域でみられることが明らかになっており (HIROTAら, 2006)、気候変動に伴うこの地域の農地環境の変化を理解するためには、土壌凍結深が比較的浅いときの融雪水の浸透様式を解明し、土壌凍結深の減少によって生じた冬期の土壌水分移動量の変化を的確に評価する必要がある。

以上のことから、土壌凍結深が顕著に減少している北海道の十勝地域の火山灰土壌の圃場において野外観測を実施し、土壌凍結深に代表される凍結層の発達程度と融雪水の浸透速度や浸透量との関係性を評価する必要があると考えた。土壌凍結は水と氷の相変化を伴うため、温暖な気候とは観測条件が異なる (SPAANSとBAKER, 1996; SLATERら, 1998)。そのため、冬期の土壌水分移動を観測するためには非凍結時とは異なる観測体系が必要となる。また、上述の



第1—3図 観測サイト (十勝) における年最大土壌凍結深の長期的な変化。

ように、冬期の土壤水分移動様式は融雪期とそれ以外の期間で異なると考えられる。そこで次節では、まず積雪・土壤凍結条件における野外での観測方法について既往の研究を整理し、その後、融雪期よりも前と融雪期のそれぞれについて、これまでの知見をまとめる。

2. 既往の研究

1) 積雪・土壤凍結条件の圃場における土壤水分移動の観測手法

土壤水分量の長期観測には、水の比誘電率が高いことを利用したTime Domain Reflectometry (TDR) やWater Content Reflectometer (WCR) 等が用いられている (TOPPら, 1980; FLERCHINGERら, 2006; EGUCHIとHASEGAWA, 2008)。これらのセンサーはメンテナンスがほとんど不要であり、自動計測を容易におこなうことができるため、急速に普及が進んだ (宮本, 2008)。一方、氷の比誘電率は土粒子と同程度に低くなるため、土壤が凍結した場合にTDR等で計測される水分量は土壤中の液状水量である (STEINとKANE, 1983; SUZUKI, 2004)。そのため、水収支的な方法により土壤水分移動量を評価する場合には、凍結層における水と氷の相変化を考慮する必要がある、水移動の解析が困難となる。例えば積雪により地表面からの蒸発量がほとんど無視でき、かつ水平方向の土壤水分移動量が無視できる場合には、凍結層の形成により発生する任意の深さにおける鉛直上向き¹の土壤水分移動量 (Q_z) は地表面から任意の深さまでの全土壤水分量 (氷+液状水量; ΔS_{0-z}) の増加量に等しくなる。

$$Q_z = \Delta S_{0-z} \quad (1-1)$$

しかし、このような単純な系においても、TDR等の土壤水分計で計測される土壤水分量は液状水量のみであるため、任意の深さの水移動を評価するためには、別途、地表面から任意の深さまでの液状水が氷に変化する量 (ΔI_f) を推定する必要がある。

$$Q_z = \Delta S_{0-z, liq} + \Delta I_f \quad (1-2)$$

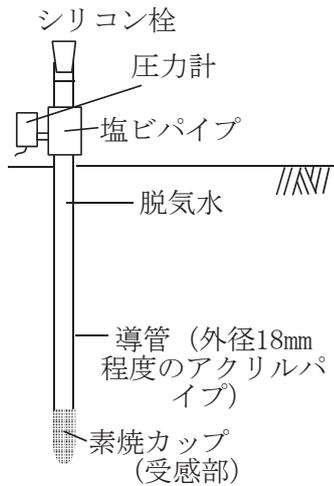
ここで、 $\Delta S_{0-z, liq}$ はTDR等により計測される液状水量から求めた、地表面から任意の深さまでの液状水の増加量である。 ΔI_f を求めるために、第3章で述べるような熱収支的な方法を用いることが考えられるが、後述 (第3章) のように積雪層が厚くなる条件では熱フラックスの正確な推定が必要となり、簡単に定量化することはできない。

凍結層における水の相変化を考慮することなく、水収支的な方法によって土壤水分移動量を評価するためには、中性子水分計や γ 線水分計等の、水が固体であるか液体であるかに関係なく、全土壤水分量を測定する水分計の利用が必要となる。実際、このタイプの水分計を用いて、地表面から深さ約1.5mまでの土層の氷と水の総量の水分プロファイルを計測し、水分量の増減から凍結層が発達するとき下層から凍結層に供給された水分量や土壤への融雪水の浸透量を推定する研究がおこなわれた (福田, 1981; GRANGERら, 1984; GRAYとGRANGER, 1986)。積雪・土壤凍結条件では雪面からの蒸発量は一般に無視できるほど小さいため、単位時間あたりの全水分量の増加量の測定により式(1-1)を用いて任意の深さの水フラックスの推定が可能である。また、対象土層より下層への浸透量を無視できる条件では、対象土層における水分増加量が地表面から土壤に供給された水分量と等しいため、融雪水の浸透量の評価も全水分量の測定によりおこなうことができる。一方、放射線を用いるため、管理上の問題から圃場での自動・連続計測が難しい。また、凍上等により土壤の乾燥密度が変化したときには、水分量と計測機器の出力値との関係を補正する必要がある (福田, 1981, 1982)。さらに、土壤の透水性が良く、浸潤前線が速やかに深層まで到達するような場合や、底面融雪のように一定量の水が供給され続けるような場合など、定常状態の水移動が発生する場合にはそもそも水収支的な方法が使用できないため、この水分計のみで土壤水分移動量を推定することは難しい。

定常状態の土層における土壤水分移動を評価するためには、任意の深さの水フラックスを推定する必要がある。そのための簡便な方法としてライシメータの利用が考えられるが (STÄHLIら, 1999)、下層からの水供給を無視している点など、自然条件とは異なる環境での計測になる場合が多い。自然条件下層の土壤水分移動量を評価する方法として、異なる2深度の土壤のマトリックポテンシャル (ϕ_1 と ϕ_2) をテンシオメータにより計測し、別途、土壤の不飽和透水係数 (k) を決定することで、以下のダルシー式により水フラックス (q) を推定する方法がある (HASEGAWAとSAKAYORI, 2000)。

$$q = -k \times \{(\phi_1 - \phi_2 + \Delta z) / \Delta z\} \quad (1-3)$$

ここに、 Δz はマトリックポテンシャルの測定点間



第1—4図 一般的なテンシオメータ。

の距離である。 $(\phi_1 - \phi_2 + \Delta z) / \Delta z$ は動水勾配と呼ばれ、水移動の駆動力である。 k は土壌水分量、もしくはマトリックポテンシャルの関数として与えられ、水分量が増加すると値が上昇する特徴がある。土壌が凍結しない下層土であれば、非凍結時と同様に現場から土壌を採取し、実験室内で k を求めることができる(土壌物理性測定委員会, 1972)。一方、マトリックポテンシャルを計測するためのテンシオメータは、第1—4図に示すように内部に水を持ち、土壌が乾燥するときに侵入した空気を除去するために定期的に水を補給する必要があるため、測器の一部が地上部に出ているのが一般的である。そのため、寒冷な条件ではテンシオメータ内の水が凍結し、計測ができない。これを回避するために、水の代わりに不凍液を用いる方法があるが(MCKIMら, 1976)、不凍液が周辺の土壌水に拡散することで圧力媒体の密度が低下し、圧力水頭を算出するときの補正が煩雑になることや、不凍液の濃度低下による凍結の恐れ、不凍液の拡散による周辺環境の汚染の可能性等の理由から(吉田, 1998)、長期観測には向かないと考えられる。凍結層があまり発達せず、下層土が常に湿潤な場合や短期的な観測の際には、テンシオメータ全体を埋設する方法もある(井上, 1994; 青木と長谷川, 2007)。しかし、凍結前線付近では圧力水頭が -600cm を超える場合がある(武田と鈴木, 1977; 福田, 1980)など、深くまで土壌が凍結する場合には下層土がかなり乾燥する可能性があるため、テンシオメータへの頻繁な水補給が容易ではないこの方法は土壌凍結地帯における長期観測

には向かない。そのため、土壌凍結地帯において下層のマトリックポテンシャルを長期的に観測するためには、テンシオメータの工夫が必要である。

2) 土壌の熱的環境に大きく影響を受ける融雪期より前の土壌水分移動

凍結層の発達と下層の土壌水分状態の変化の間には密接な関係がある。例えば、一方向から土壌を凍結させるカラム試験から、地表面の地温が高いほど凍結層よりも下のマトリックポテンシャルが大きくなる(すなわち、土壌が湿潤である)ことが明らかにされた(武田と鈴木, 1977; 福田, 1980)。また、下層の凍結していない土壌のマトリックポテンシャルが、凍結層が発達するときに値が小さくなり、融解するときに値が大きくなることが観測されている(武田ら, 1978)。

中性子水分計や γ 線水分計によって野外で測定された水分量の変化(福田, 1981; GRAYとGRANGER, 1986; STÄHLIら, 1999)から、土壌中の鉛直上向きの水フラックスを推定した結果を第1—1表に示す。いずれの値も期間内の地表面からの蒸発量や融雪水量は考慮されていないが、対象期間は気温が低く、顕著な融雪も無かったと判断されるため、これらの因子は水フラックスの推定結果にあまり影響を与えないと判断した。GRAYとGRANGER(1986)とSTÄHLIら(1999)の土壌タイプは前者がSilt Loam、後者がSandと異なり、さらに測定期間内の最大凍結深も大きく異なる。しかし、期間内の平均的な水フラックスはほぼ同じであり、平均で 0.8mm d^{-1} 程度の鉛直上向きの水フラックスが生じている。土壌凍結深や水フラックスを推定した深さが浅く、測定期間も短い、福田(1981)の計測結果から計算された水フラックスは上述の値よりも若干小さい程度である。

気温はもちろん、熱伝導率が小さい積雪層の厚さが増加することでも地温は上昇する(東, 1954; THORUDとDUNCAN, 1972; 土谷, 1985; SHARRATTら, 1999; HARDYら, 2001; DECKERら, 2003; HIROTAら, 2006)。すなわち、積雪層が厚い方が積雪層の薄い条件よりも地温が高くなるため、積雪深の増加により鉛直上向き土壌水分移動量が減少することが考えられる。さらに積雪層が厚くなると、気温が低くても凍結層が形成されなくなり、積雪層の底面から融雪が発生する(木下, 1988)。底面からの融雪水

第1—1表 土壤凍結層が発達するときの土壤中の水フラックス (q) と凍結層が形成されない条件での積雪層底面からの融雪量 (M)。

凍結層が発達するときの鉛直上向きの水移動量				
測定者	q (mm d ⁻¹) [測定深さ]	凍結深 (cm) [積雪深]	測定期間	測定場所
福田(1981) ¹⁾	0.63 [5 cm]	3.5	1980/12/14	苫小牧 (北海道)
Gray と Granger (1986) ²⁾	0.87 [80 cm]	100 [-]	1983/11/9 -84/2/9	Outlook (カナダ)
Stahli ら(1999) ²⁾	0.75 [70 cm]	45 [15cm]	1995/12/1-06/1/10	Ultuna(スウェーデン)
凍結層が無いときの底面からの融雪量				
測定者	M (mm d ⁻¹)	積雪深(cm)	測定期間	測定場所
福富(1953)	5	70	1950年1~2月	函館 (北海道)
岸ら(1962) ³⁾	1.5	-	-	苫小牧 (北海道)
藤岡ら(1963) ³⁾	0.9	-	-	尾瀬沼 (栃木)
小島(1957)	0.8~1.3	-	-	札幌 (北海道)
秋田谷(1969)	0.1~0.5	70~190	1968・69年 1~2月	天塩 (北海道)
小島(1982)	0.4	170	1980/12/4-81/3/31	母子里 (北海道)
	0.6	280	1981/12/4-82/3/31	
倉島ら(1999) ⁴⁾	1.3	45	1994/1/20-2/5	雫石 (岩手)
	1.6	72	1995/1/31-2/5	

1) 午前0時~午前8時の計測値を筆者が日フラックスに計算。

2) 水分量の変化の図から筆者が計算。

3) 秋田谷 (1969) から引用。

4) 底面融雪量の図から筆者が計算。

量はすなわち土壤表面における鉛直下向きの水フラックスと等しい。

一般に積雪深が50cmを超えると、気温が低くても凍結層は発達せず、地熱により積雪層底面から融雪(底面融雪)が生じるといわれている(前野と福田, 1994)。底面融雪は世界の多くの地域で見られると考えられ、実際に土壤凍結層が年によっては形成されない例が森林や山岳地帯で報告されている(LINDSTRÖMら, 2002; BAYARDら, 2005)。しかし、底面融雪量の定量的な評価のほとんどは、多雪地帯である日本でおこなわれた(第1—1表)。福富(1953)の5mm d⁻¹や岸ら(1962)の1.5mm d⁻¹のように、北海道でもかなり大きな融雪量が観測されている事例も過去には報告されているが、近年の小島(

1982)と倉島ら(1999)の結果をみると、北海道よりも温暖な岩手の方が底面からの融雪水量は大きく、前者が0.5mm d⁻¹程度、後者が1.5mm d⁻¹程度の融雪水量となっている。いずれにしても、土壤凍結が発達するときの鉛直上向きの水フラックスと同程度の水が、凍結層が形成されないときには鉛直下向きに移動している可能性があることがわかる。

このように、融雪期よりも前の冬期の土壤水分移動と土壤中の熱の移動との間には、密接な関係がある。例えば、いままで雪による断熱効果によってほとんど土壤が凍結しないと考えられてきた北海道の道央地帯でも、融雪期まで土壤凍結層が存在した例が報告されている(青木と長谷川, 2007)。反対にこれまで土壤凍結地帯とされてきた北海道の道東

地域において、ほとんど凍結層が存在しない年もあることが報告されている（HIROTAら，2006）。このように、顕著な土壌凍結深の変化がみられる地域の冬期の土壌水分移動を評価するためには、土壌凍結深の有無や凍結層の発達程度と土壌水分移動の関係を定量的に評価する必要がある。しかし、土壌凍結層が発達する期間、底面融雪が発生する期間、融雪期のそれぞれについては、前述のように土壌水分移動を観測した結果がいくつか報告されているものの、冬期間全体、あるいは年間を通して土壌水分移動を評価した事例は少ない。そのため、融雪期以外の冬期の土壌水分移動が、融雪期を含む冬期全体、あるいは年間の土壌水分移動に与える影響については、ほとんど明らかになっていない。

3) 凍結層への融雪水の浸透速度と浸透量

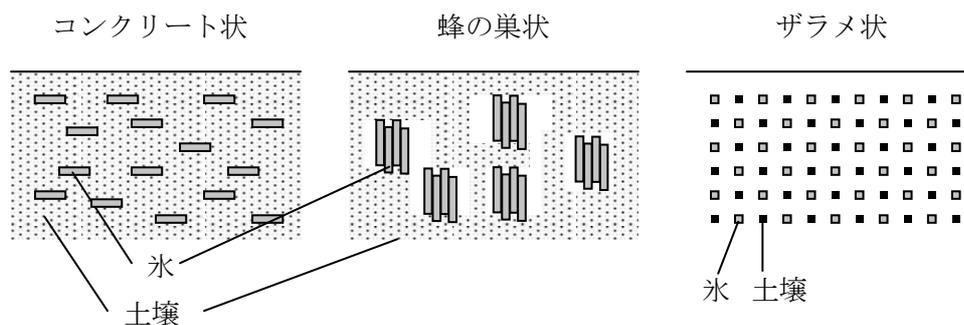
水は土粒子と同様に動きにくい。また、凍結層に浸透した融雪水が潜熱を放出し、凍結層内で再凍結することが知られている（ZHAOら，1997）。そのため、土壌が凍結した圃場における融雪水の浸透形態は、凍結層が存在しないときの降雨時の浸透形態とは異なることが知られている（BAKER，2003；STÄHLI，2005）。

凍結した土壌への融雪水の浸透現象を理解するために、インテークレート試験等、人工的な湛水による浸入試験がおこなわれた。AUGUSTINE（1941）は森林と農地で浸入試験をおこない、10cm程度の厚さの凍結層が存在する森林土壌では浸透開始直後の浸透速度が凍結していない場合とほぼ同程度であったこと、凍結深が同程度の農地では浸透がみられなかったこと、凍結深が5～7cm程度の牧草地では若干の浸透がみられたことを報告した。しかし、この論文では土地利用の違いによって浸透速度が異なった理由

については考察していない。POSTとDREIBELBIS（1942）は森林・草地・畑で凍結したときの表層の凍結状態を観察した結果、凍結層の構造が大きく異なっていることを明らかにした（第1—5図）。この結果に着目して、TRIMBLEら（1958）は土壌凍結の状態が異なる圃場で浸入試験をおこない、ほとんどの凍結状態では非凍結時に比べて浸透速度が低下するものの、粗大な間隙が卓越するザラメ状の凍結状態（Granular frost）では非凍結時よりも浸透速度が上昇すると報告した。彼らはさらに、ほとんどの地点で融雪水が浸透しない圃場でも、局所的に大きな穴が開き、そこから融雪水が集中的に下層に浸透する場合があることを指摘している。STOECKELERとWEITZMAN（1960）も浸入試験により、土壌凍結の状態が蜂の巣状や多孔質なコンクリート状よりもコンクリート状の方が浸透速度が小さいことを指摘している。同様の方法によってKANE（1980）ならびにKANEとSTEIN（1983）は、凍土の全水分量（氷＋液状水量）の増加により凍結層への浸透速度が低下することを示した。また、VAN DER KAMPら（2003）は草地と農耕地で浸入試験をおこない、粗間隙が発達した草地の方が農耕地よりも凍結土壌への水の浸透速度が高いことを示した。このように浸入試験により、

- ・土壌凍結によって一般には浸透速度が低下すること。
- ・ザラメ状、蜂の巣状、多孔質なコンクリート状、コンクリート状といった土壌凍結の形態（第1—5図）によって浸透速度が異なること。
- ・土地利用や農地の管理によって浸透速度が異なること。
- ・凍結層の全土壌水分量（氷＋液状水量）が多いほど浸透が抑制されること。

が明らかにされた。一方、浸入試験では人工的に湛



第1—5図 土壌凍結の形状の模式図。

水をするため、これらの結果はポテンシャルとしての浸透速度であり、自然の融雪条件での浸透速度を評価するためにはさらに検討が必要である。

凍結深が1m以上にも達するような地域において、実際の融雪条件で凍結した土壌への融雪水の浸透量を評価するため、GRANGERら(1984)は前述の γ 線水分計で融雪期以降の水分量の変化を野外で観測し、深さ1.5mまでの土層で増加した水分が土壌に浸透した水分量と等しい(それ以外は表面流去等によって系外へ流出した)と仮定して、カナダのPrairie地方の数十地点の農地で土壌水分の増加量(≒融雪水の浸透量)と積雪水量との関係を調べた。その結果、融雪水の浸透形態は以下の3つに分類できることが明らかになった。

- ・ 亀裂等の粗大な間隙により融雪水の全てが土壌に浸透するタイプ(Unlimited)。
- ・ アイスシート(停滞水が凍結して地表面に形成される氷の層)により融雪水がほとんど土壌に浸透しないタイプ(Limited)。
- ・ 融雪水が土壌に浸透するものの、その量は凍結層の存在により減少するタイプ(Restricted)。

GRANGERら(1984)ではふれられていないが、上述のザラメ状の凍結形態の土壌への融雪水の浸透はUnlimited、コンクリート状の凍結形態の土壌への浸透はLimitedに相当すると考えられる。GRANGERら(1984)は、Restrictedの浸透形態では、融雪期より前の凍土の水分量と積雪水量から浸透量が推定できることを明らかにした。この結果に基づき、GRAYら(1985)はRestrictedの浸透形態を示す農地について、カナダのPrairie地方では以下の式により浸透量(INF; mm)が推定できることを明らかにした。

$$INF=5(1-S_I)SWE^{0.584} \quad (1-4)$$

ここに、 S_I は深さ0-40cmまでの土層の水を含む全土壌水の飽和度、 SWE は融雪前の積雪水量(mm)である。土壌の種類によらず式(1-4)が適用できる理由について、ZHAOら(2002)は凍結層の土壌水の全ポテンシャルが小さいため、非凍結時の透水性に大きな影響を与える比較的大きな間隙は土壌凍結が発達した条件では通水間隙として機能せず、浸透量と土壌の種類間に明確な関係がみられないことをあげている。また、融雪水の浸透速度は融雪期の地温が低いと低下するが、その影響は融雪前の凍土中の全水分量の多少に比べるとずっと小さいため、融雪水の浸透量を広域評価する目的に、パラメータの少な

い式(1-4)の活用が有効であるとされている(GRAYら, 2001)。

POMEROYら(1997)は同地域の森林でも式(1-4)と同様にINFが S_I と SWE の関数として表されることを提示している。一方、森林の場合に計算式のパラメータが異なったが、その理由として、POMEROYら(1997)は土壌物理性や融雪速度等が農地と森林で異なることを挙げている。このように、式(1-4)は経験式であるため、土壌・気象条件が大きく異なる地域では実測値にもとづき推定式のパラメータを変更する必要があるものの、GRAYら(1985)と同様の方法により各地域で融雪水の浸透量を推定する式を得ることができると考えられる。一方、ここで得られた結果は土壌凍結がかなり発達し、融雪期に浸潤前線が凍結層内にとどまる場合を仮定しており(ZHAOとGRAY, 1999; GRAYら, 2001)、凍結深が比較的浅く、融雪期に浸潤前線が凍結層の下端まで到達する場合には、融雪水の浸透量を式(1-4)と同様の方法で評価できるとはかぎらない。例えば、前述のように、JOHNSONとLUNDIN(1991)は40cm程度の厚さの凍結層が発達した圃場において、融雪期に暗渠から多量の排水があったことを観測したが、この現象を熱水同時移動モデルでは説明できないことを示し、これを説明するために部分的な凍結層の融解を考慮する必要があることを指摘している(JOHNSONとLUNDIN, 1991)。凍結層が存在するときに浸潤前線が下層まで到達する現象については、地下水位の上昇や下層の水分量の増加によっても確認されている(NYBERGら, 2001; BAYARDら, 2005)。さらに、浸潤前線が凍結層内にあるときには、浸透した融雪水が凍結層内で再凍結するときに放出された潜熱により地温が上昇し、浸潤前線の降下速度が増加することで融雪水の浸透が促進されるが(ZHAOら, 1997)、凍結層内で再凍結した融雪水がその後の融雪水の下方浸透を抑制することも指摘されている(BAYARDら, 2005)。しかし、浸潤前線が凍結層下端に到達してからの融雪水の浸透様式は十分に明らかにされておらず、融雪水の浸透量や浸透速度を適切に評価するための手法は未だ確立されていない。

4) これまでに明らかにされた点と残された課題

積雪・土壌凍結条件の圃場における土壌水分移動について、既往の研究から明らかになった主な点を以下に整理する。

融雪期より前の水分移動

- ・土壌凍結が発達するときには、下層から凍結層に向かって鉛直上向きに水が移動する。
- ・土壌凍結深が深くなり、凍結層の地温が低下するほど土壌水分移動の駆動力は大きい。
- ・雪の断熱効果により凍結層が発達しない条件では、地熱により積雪層底面が融解し、融雪水が土壌に供給される。

凍結層への融雪水・雨水の浸透

- ・森林・草地・耕地等の土地利用や、植生の違いによって凍結層への融雪水の浸透速度は異なる。
- ・土壌の凍結状態はその形状の特徴からザラメ状、蜂の巣状、コンクリート状、多孔質なコンクリート状、など、いくつかの状態に分類でき、この状態の違いが浸透速度の大きさに影響を与える。
- ・土壌特性や土壌凍結の形態により、全ての融雪水が土壌に浸透するタイプ (Unlimited)、土壌中に融雪水が全く浸透しないタイプ (Limited)、融雪水は浸透するが非凍結時と比べると浸透量が少ないタイプ (Restricted) の3つに融雪水の浸透様式が分類される。
- ・凍結層中の全水分量 (氷+液状水量) が多いほど融雪水の浸透速度が小さく、浸透量が少ない。
- ・地温が低いほど融雪水の浸透速度が小さく、浸透量が少ない。
- ・凍結層内で融雪水が再凍結することで融雪水の浸透速度が低下する場合がある。

これらのほとんどは、深くまで土壌が凍結し、融雪期に浸潤前線が凍結層下端まで到達しない圃場における観測結果から導かれたものである。一方、凍結深が比較的浅く、年によっては凍結層がほとんど形成されない場合があるような地域では、冬期の土壌水分移動の観測データが少なく、土壌水分移動に関する定量的な解析が進んでいない。これらの地域では

- ・冬期の土壌水分移動を定量的に観測するにはどのような方法が適しているのか？
- ・どのような条件で凍結層の存在により融雪水の浸透速度の低下や浸透量の減少がみられ、どのような条件でみられないのか？
- ・冬期の土壌水分移動は年間の水収支にどの程度の影響を与えているのだろうか？
- ・どのようにすれば融雪水の浸透速度や浸透量を広域評価できるだろうか？

といった問題が、未解決のまま残されている。

3. 本論文の構成

日本有数の畑作地帯であり、かつ土壌凍結地帯とされてきた北海道の十勝地域中部に位置する北海道農業研究センターの試験圃場では、過去には50cm以上土壌が凍結した年もあったが、現在では20cm程度までしか土壌が凍結しない (第1-3図)。この圃場に試験区を設置し、2001年10月から2008年4月まで積雪・土壌凍結条件下の農地における土壌水分移動の観測を実施した。観測結果を元に土壌水分移動の定量的な解析をおこない、土壌凍結層の発達と土壌水分移動の関係を調査し、同地域における冬期の土壌水分移動の特徴を明らかにした。この研究の目的は、これらの解析結果を通して、今まで明らかにされてこなかった凍結深が比較的浅い農地における冬期の土壌水分移動様式を解明することにある。

第1章では、積雪・土壌凍結条件における土壌水分移動について、これまでの知見を整理し、本論文で取り組むべき点を明らかにした。

第2章では、対象地域で詳細な土壌水分移動の観測を可能にする手法について述べる。本章の前半では観測システム全体の説明をおこなう。対象圃場は多雪で、圃場の透水性が高いため、融雪期に多量の融雪水が深層に到達する可能性がある。また、凍結層が発達するときには深層から凍結層へと無視できない量の水が移動する可能性がある。これらの土壌水分移動を評価するためには水フラックスの推定が有効であると考えられ、そのために必要なマトリックスポテンシャル (圧力水頭) の測定手法の開発について、本章の後半で説明する。

第3章では、土壌凍結層の凍結・融解と積雪層の厚さの関係について、観測されたデータを用いて熱と水の移動の観点から解析をおこなう。観測圃場において積雪層の厚さと凍結層付近の熱フラックスの変化の関係を調査し、積雪層と土壌の凍結・融解、それが土壌水分移動に与える影響について考察する。

観測期間中、最大土壌凍結深が20cm程度の年と、ほとんど凍結層が形成されない年があった。そこで第4章では、凍結層が形成されない年の融雪水の浸透速度と、最大凍結深が約20cm程度発達した年の融雪水の浸透速度を比較することで、近年の凍結深が浅い条件では、凍結層が存在しても融雪水の浸透速度が非凍結時とほとんど変わらないことを明らか

にする。そして、第3章で明らかにした雪の断熱効果が、凍結した土壤への融雪水の浸透に与える影響について考察する。

第5章では、冬期間以外の期間を含む約5年間の観測データを用い、寒冷圏における積雪・土壤凍結期間とそれ以外の期間の土壤水分移動量の比較をおこなう。この結果から、融雪期や融雪期以前の土壤水分移動が、冬期間全体や年間の水収支にどの程度影響するのかを議論する。さらに、寒候期と暖候期（本章4節を参照）の土壤水分移動量を比較することで、凍結層の形成が土壤水分移動に大きな影響を与えていることを明らかにする。

上記のように、近年では土壤凍結深が最大でも20cm程度までしか発達しないため、過去の十勝地域中部のように土壤凍結がさらに発達したときの土壤水分移動の観測は自然条件では望めない。そこで第6章では、断熱材の役割をする雪を取り除くことで土壤凍結層を発達させた試験区を隣接する圃場に新たに設置して、土壤水分移動の観測をおこない、自然積雪状態で土壤凍結深が浅い試験区の土壤水分移動と比較することで、土壤凍結深が40cm程度発達したときの土壤水分移動の特徴を明らかにする。

第7章では、第6章と同一の圃場で計測された3年間のデータを利用し、融雪期における融雪水の浸透量と土壤凍結深や地温、土壤水分量等の状態量との関係を調査する。得られた結果に基づき、最大土壤凍結深が0~50cmと土壤凍結深の年次変動が大きく、かつ凍結深が比較的浅い条件で、融雪期における融雪水の浸透量を推定する方法について検討する。

第8章では、各章で明らかにした積雪・土壤凍結

条件の火山灰土壤畑における土壤水分移動の特徴を要約し、冬期の土壤水分移動が農地やその周辺の水循環に与える影響について言及する。

4. 観測期間に関する用語の説明

本研究では、冬期に積雪層や土壤凍結層が形成される十勝において、年間を通じた観測をおこなっている。その際に、積雪・土壤凍結状態や土壤水分量の多少の観点からいくつかの特徴的な期間を選定し、それぞれの期間の土壤水分移動について議論することがある。そこで、本論文で頻繁にでてくる主な期間について、その名称と意味を記述する。また、第1—6図にそれらの期間の時間的な関係を模式的に示す。

・寒候期

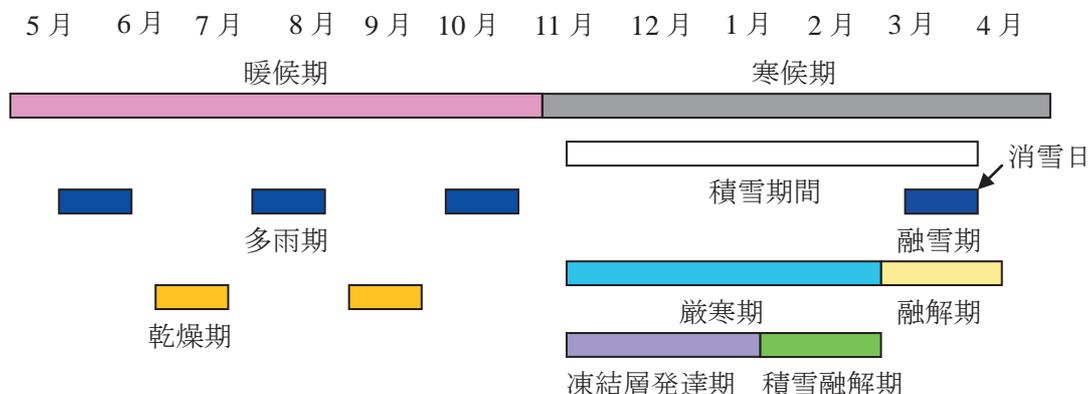
気象観測統計指針（気象庁，2005）によると、寒候期は前年の秋から当年の春に至る期間であり、断りが無いかぎり10~3月の期間をさす、となっている。本論文では、対象地域で一般に積雪層や土壤凍結層が存在する11~4月を寒候期とする。

・暖候期

気象観測統計指針（気象庁，2005）によると、暖候期は春頃から秋頃に至る期間、特に断りが無いかぎり、4~9月の期間をさす、となっている。本論文では、上記の寒候期以外の期間として、5~10月を暖候期とする。

・消雪日

寒候期の終わりに主な融雪が終了した日であり、それ以降、連続して裸地が続く。



第1—6図 本論文であつかう観測期間に関する用語とその時期。図中の月は大きな目安であり、実際の期間は降雨や気温、積雪層の厚さ等の気象因子により異なる。

- ・積雪期間
厳冬期に数日間以上積雪層が形成されてから消雪日までの期間。
- ・融雪期
日平均気温が0℃以上になり、積雪水量が連続的に減少を開始したときから、消雪日までの期間。
- ・融解期
融雪水の浸入等により土壌凍結層が顕著な融解を開始してから凍結層が完全に無くなるまでの期間。
- ・積雪融解期
多量の積雪による断熱効果（詳細については第3章を参照）によって土壌凍結層が連続的な融解を開始してから融解期の前日までの期間。
- ・凍結層発達期
土壌凍結層が連続的に発達する期間。
- ・厳寒期
積雪、もしくは土壌凍結層が形成されてから融解期の前日までの期間。
- ・多雨期
暖候期のうち、降水量が多く、土壌が湿潤な期間。
- ・乾燥期
暖候期のうち、降雨の無い日が長期間続き、土壌が乾燥する期間。

II. 積雪・土壌凍結条件下での土壌水分移動連続観測システムの開発[†]

1. はじめに

北海道の十勝地域は広範囲に土壌が凍結する（土谷, 1985; HIROTAら, 2006）。十勝地域は広大な土地を利用した農業がおこなわれる日本有数の畑作地帯として知られ、牧草の越冬性や春の農作業の開始時期など、土壌凍結と農業が密接な関係にあることが知られている（菊池, 2008）。

第1章で示したように、積雪・土壌凍結条件下の圃場の土壌水分移動を評価するために、各地域の土壌・気象・地形条件に対応したいくつかの観測方法が試みられてきた。しかし、透水性の高い火山灰土壌が広く分布し、かつ最大積雪深が50cmを超える（気象庁, 2008）多雪な特徴をもつ十勝地域では、

これまで比較的多くの観測例があるカナダのPrairie（少雪で粘質な土壌が多い）や北欧（粘質、もしくは砂質土壌）とは、土壌・気象条件が大きく異なる。そのため、同地域の圃場における土壌水分移動の評価をおこなうためには、観測体系に独自の工夫を加える必要があると考えられる。

本研究では、十勝地域中部の圃場における冬期の土壌水分移動の評価に適した観測システムを開発した。下層における水フラックスの測定を可能にするため、凍結層の下の非凍結土壌におけるマトリックポテンシャル（圧力水頭）の測定をおこなうことが、この観測システムの大きな特徴である。本章では、開発されたシステムを同地域の農地に設置し、観測結果を解析することで観測システムの有効性を検討した。

2. 研究方法

1) 観測システムの構成と試験圃場への設置

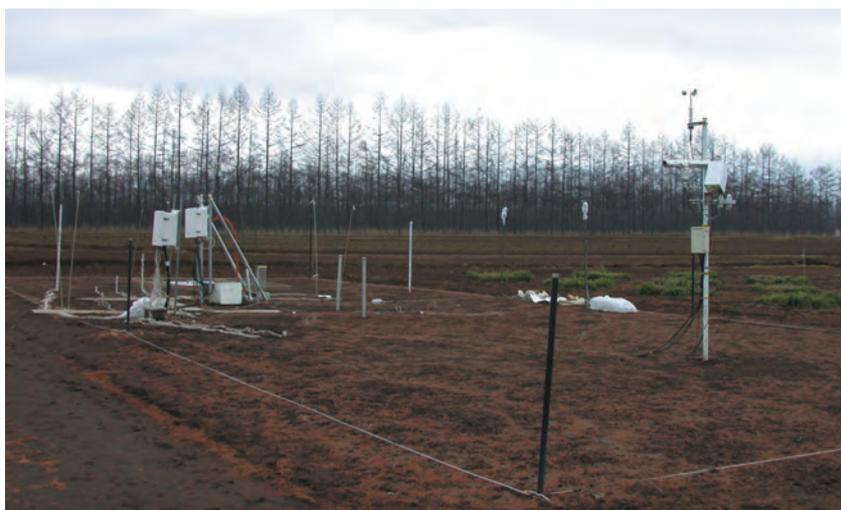
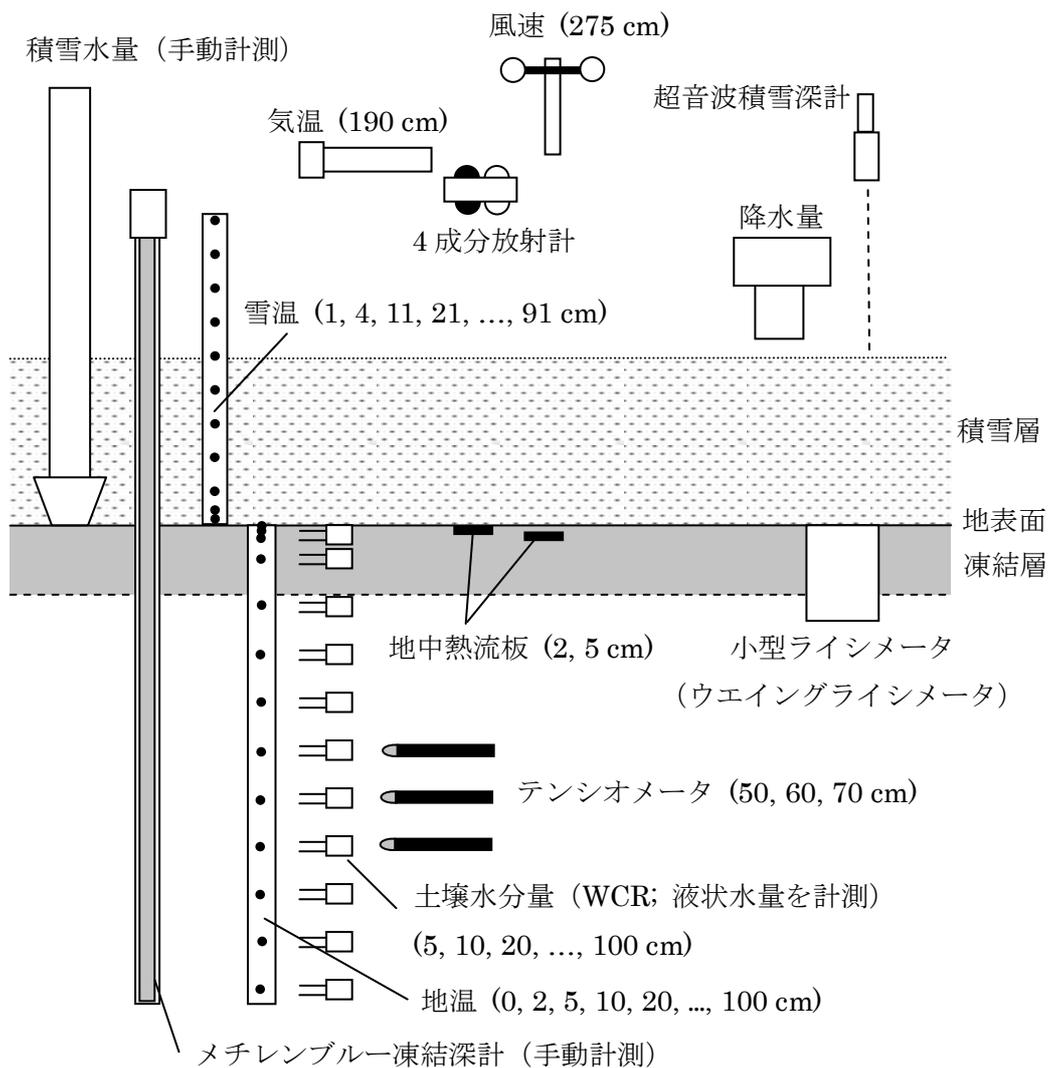
積雪・土壌凍結地帯の農地における水文現象を総合的に観測するため、土壌中の熱と水の移動を大気や積雪に関するパラメータとともに観測するシステムを構築し（HIROTAら, 2005）、十勝地域の中部に位置する北海道農業研究センター芽室研究拠点の試験圃場（42° 53' N, 143° 05' E）に設置した。

(1) 観測システム

観測システムの概要を第2-1図に示す。

土壌水分量をWater content reflectometer (WCR; CS615, Campbell Scientific Inc.) により測定した。このセンサーは近年、土壌水分量の測定によく用いられるTime Domain Reflectometry (TDR) と同様に、水の比誘電率が土壌中のその他の要素と比較すると極端に大きいことを利用して水分量を計測する計測機器である（Campbell Scientific Inc., 1996）。TDRが土壌中の電磁波の伝播速度を測定することで土壌の比誘電率を計測するのに対し、WCRは電磁波の振動周波数（oscillation frequency）を測定し、これが土壌中の液状水量と相関が高いことを利用して土壌水分量を計測している（SUZUKI S, HIROTA T, and IWATA Y, Experimental study on sample size for laboratory calibration tests of commercial dielectric soil water sensors, 投稿中）。このような測定上の違いはあるものの、どちらのセンサーの出力値も土壌中の氷の量にはほ

[†]本章の一部はIWATAとHIROTA (2005a, b), HIROTAら(2005), ならびに岩田ら(2007)で発表した。



第2-1図 観測システムの模式図と観測サイトの写真。

とんど影響されないため、TDRと同様にWCRでも非凍結時の土壌水分量のキャリブレーション式を用いて凍結時の土壌中の液状水量が測定可能である (FLERCHINGERら, 2006)。各土層から攪乱土を採取し、内径83mmの円筒容器に圃場の乾燥密度にあわせて風乾土を充填し、加水することで土壌水分量を調整し、出力値と対応させてWCRのキャリブレーションをおこなった。例えば2002年の12月に深さ5cmの地温は -5°C になったが、このときの同深さの液状水量は $0.16\text{m}^3\text{m}^{-3}$ であった (第2—5図c)。この値は鈴木ら (2002) が本試験地の土壌と同じ火山灰を母材とする土壌で実験した地温が -6°C の時の値とほぼ等しいことから、こうして求めた液状水量は妥当であったことが本試験でも確認された。

土壌が凍結すると素焼カップが割れて計測ができなくなるため、この地域では土壌が凍結する心配の無い、深さ50cm以深にテンシオメータ (本章2節2) を参照) を設置し、マトリックポテンシャル (以下、圧力水頭) を測定した。さらに、直径20cm、高さ30cmの円筒に現場の表層土壌を充填した小型のライシメータ (CNK-NS-10, クリマテック; 林ら, 1993; 林, 2001) を圃場内に設置し、蒸発量を測定した。

雪密度や融雪期の融雪水量を測定する目的で、一週間におよそ2回の頻度で直径50mmのアルミニウム製の採雪筒を用いて積雪層を採取し、重さを量ることで積雪水量を求めた。また、超音波積雪深計 (SL-340, 海上電機) を用いて積雪深の自動計測をおこない、週に2回程度定規で計測した積雪深の実測値で補正した。さらに、風があるときに降水量計の周囲に乱流が発生することで降水量計内に捕捉される雪の量が低下することを防止するためのケージ (RT-4, 海上電機) がついた溢水式降水量計 (B07-00020, 横河電機) により降水量を測定した。降雪が無い期間の降水量は転倒マス式雨量計により測定した。

土壌中ならびに積雪層中の熱の移動を観察するため、深さ0~100cmと高さ1~90cmに設置した熱電対で地温と雪温を測定した。また、地中熱流板 (HFT1.1, REBS) を深さ2cmと5cmに埋設した。さらに、非積雪期間の地表面蒸発量を熱収支モデル (HIROTAら, 2009) により推定するため、4成分放射計 (CNR-1, Kipp and Zonen) により上向きと下向きの短波・長波放射量を、高さ275cmに設置した

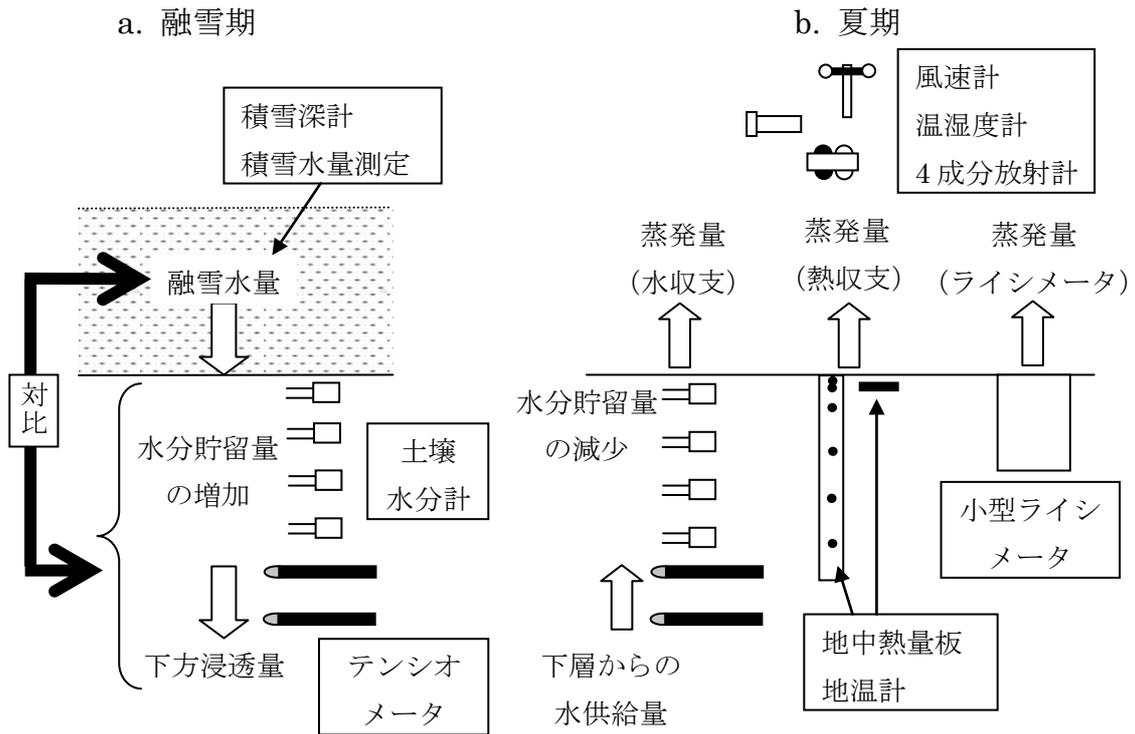
風速計 (010C, MetOne) により風速を、高さ190cmに設置した通風筒内の温湿度計 (HMP45A, Vaisala) により気温と湿度を測定した。凍結深については地温プロファイルからも推定可能であるが (第3章), 0.03%のメチレンブルー水溶液を用いた土壌凍結深計 (木下ら, 1967; 土谷, 1985) も設置し、1週間に2回程度の頻度で凍結深を測定した。

上記の測定項目のうち、自動計測データはデータロガー (CR10X, Campbell Scientific Inc.) により10分間隔で記録した。

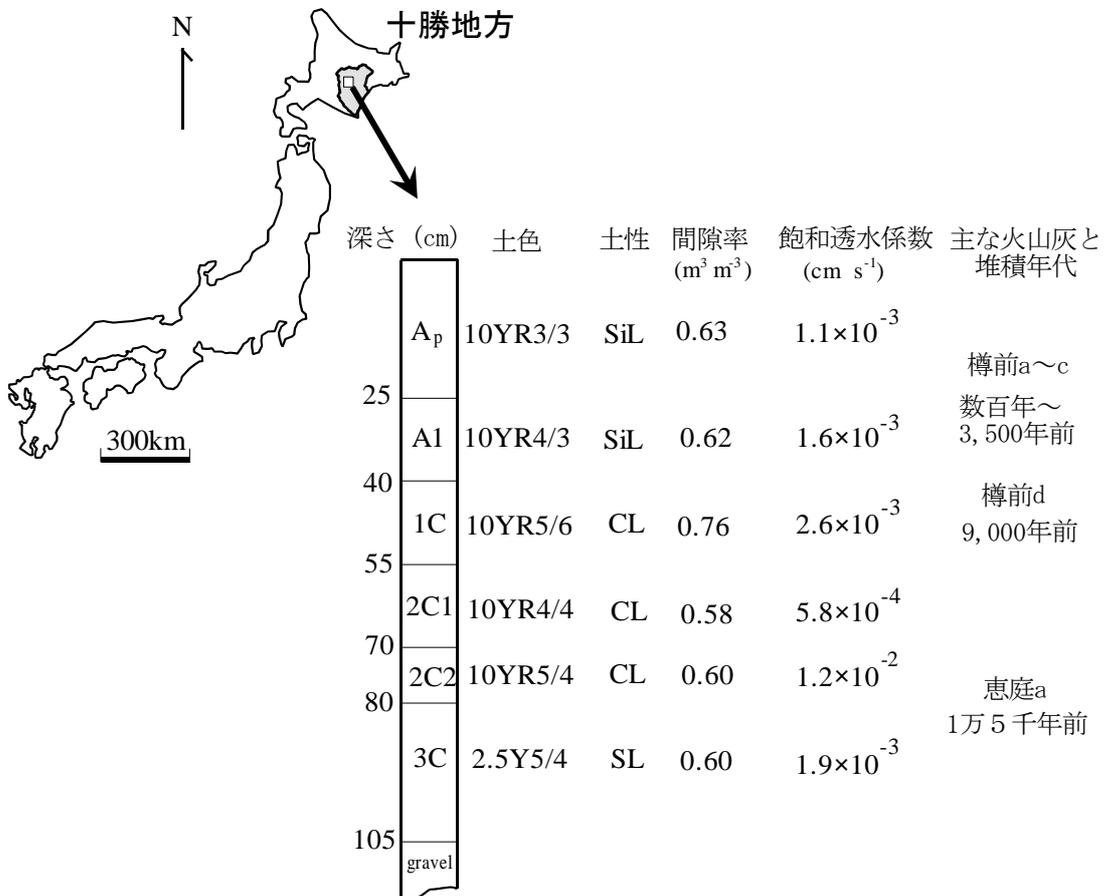
各測定項目から得られた結果を比較することで、融雪期の土壌水分量の評価や推定値のクロスチェックが可能となっている (HIROTAら, 2005)。例えば、土壌凍結層が存在しない年の融雪期において、土壌水分の増加量と、異なる深さの圧力水頭の値からダルシー則により計算した鉛直下向きの浸透速度をもとに、地表面における浸透速度を水収支法で計算し、この値と融雪水量を比較することで、ダルシー則による水フラックス推定の妥当性の判定が可能になる (第2—2図a)。あるいは、第2—2図bに模式的に示したように、水収支法、熱収支モデル、ライシメータ法によりそれぞれ推定された蒸発量を比較することで、各測定項目の精度の検証をおこなうことができる (HIROTAら, 2005)。

(2) 観測サイト

上記の観測システムを設置した観測サイトの土壌特性を第2—3図に示す。深さ105cmまでの土壌は15,000~数百年前に堆積した火山灰を母材とする乾性火山灰土壌であり (北海道開発局, 1988), 多腐植質な火山灰土壌 (腐植含量が10%以上; 北海道開発局, 1988) に比べると腐植含量が少ないのが (2~5%程度; 宮沢, 1980) 特徴である。排水性が良い場所に堆積したために有機物の分解が進み、腐植含量が少ないと考えられており、一般に、乾性火山灰土壌の排水性は良いとされる (菊池, 1981)。105cm以深から砂礫層が出現し、この地域の浅層地下水位が約8mであることや (岡, 2000), 試験圃場の土壌が高い透水性と間隙率をもつことから (第2—3図), 観測サイトの排水性が良いことがわかる。圃場の傾斜度は1%未満で、平坦である。観測サイトより2km西に位置する気象観測システム (AMeDAS) により取得された1979年から2000年の年平均気温と年降水量の平均値はそれぞれ 6°C と970mmであった



第2-2図 観測システムによる (a) 融雪期における融雪水の浸透量の評価と (b) 非積雪期間 (夏期) の蒸発量の推定。



第2-3図 観測サイトの位置と観測サイトの土壌プロファイル, ならびに土壌特性。

(気象庁, 2008)。

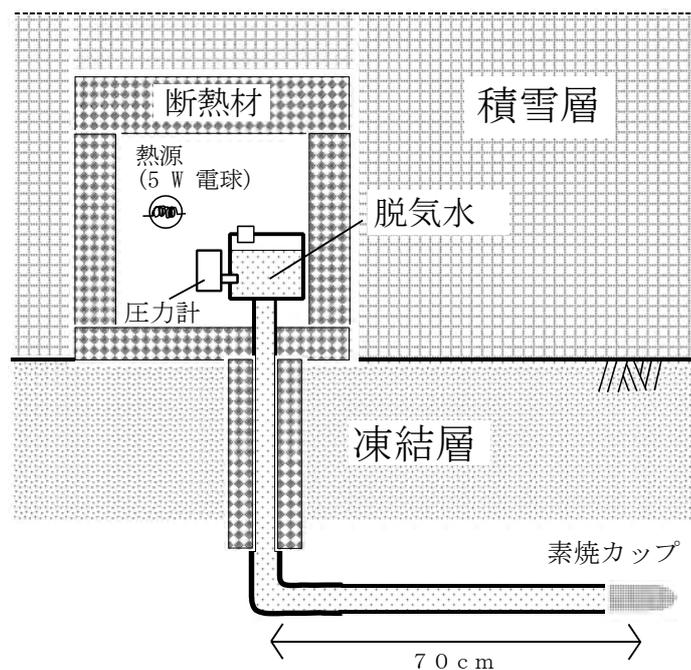
上記観測システムを2001年10月に設置し、観測を開始した。観測期間中、非積雪期間に除草剤によって定期的に除草をおこない、地表面を裸地で管理した。

2) 寒冷条件下層の圧力水頭の長期観測を可能にするテンシオメータの開発

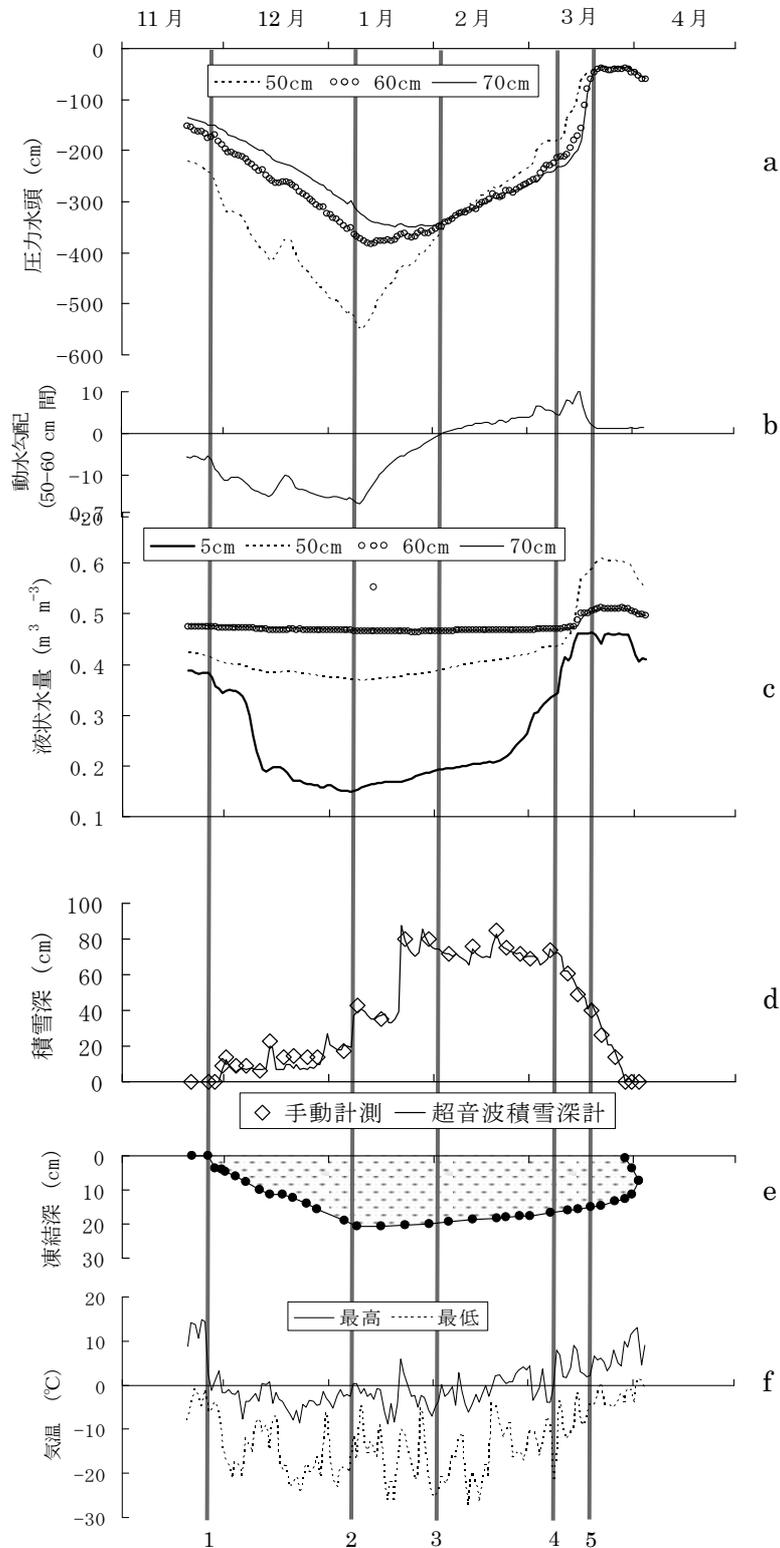
上記のシステムはそのほとんどが既存の計測機器を組み合わせて構成されている。この中で、土壌中の水フラックスを測定するために必要な圧力水頭の測定は、第1章で説明したように従来の方法では計測が難しい。圧力水頭の測定に一般に使用されるテンシオメータ (CASSELとKLUTE, 1986) は、素焼カップと平衡した土壌水のマトリックポテンシャル (水圧) を圧力センサーで測定する道具であり、受感部である素焼カップから圧力センサーに圧力を伝達する物質として通常は水を用いるが (第1-4図)、この水が凍結することで寒冷な条件では欠測になってしまうのである。水の凍結を回避するために圧力媒体として不凍液を用いる方法は、不凍液の拡散に伴う周辺環境の汚染や計測機器内の不凍液の濃度低下に伴う凍結の可能性があるため、長期観測には適さない (吉田, 1998)。テンシオメータ全体を土壌中に埋設する方法もあるが (井上, 1994; 青木と長

谷川, 2007)、土壌の圧力水頭がマイナス数百cmの期間が長く続くような乾燥した条件で長期間観測をおこなう場合、測器内で減少した水を定期的に補給する必要があるため、湿潤な環境以外では長期観測には適さない。

今回の観測で開発したテンシオメータ (プロトタイプ) の模式図を第2-4図に示す。凍結の恐れがある地上部と土壌凍結層の部分を断熱材で被覆し、かつ断熱材の中に小さな熱源を入れることで計測器機内の水の凍結を防ぎ、かつ計測機器内への水の補給を容易にしたテンシオメータとした。地上部の断熱箱の中に5Wの電球を入れ、冬期間点灯させた。外径18mm、長さ60mmの市販の素焼カップに外径18mmの亚克力管を水平につなぎ、それを90°エルボで外径18mmの塩ビ管と接続して地上部まで伸ばし、地上部に位置する圧力計のついた容量100cm³の水タンクと接続した。深さ1mの試坑を掘り、壁面に水平方向に直径18mmのドリルで穴をあけ、テンシオメータの水平部分を埋設した。埋設深さは50, 60, 70cmとし、埋設後に試坑を埋め戻した。この埋設方法により、受感部である素焼カップ直上の土壌の攪乱を避けることができる。また、計測地点直上の積雪状態を乱すことなくテンシオメータへの水分補給がおこなえる。断熱材の材質については、計測機器の地上部には2cmの厚さの発泡スチロールを用い、熱の



第2-4図 開発したテンシオメータ (プロトタイプ) の模式図。



第2—5図 2001-2002年冬の観測結果。(a)圧力水頭, (b)深さ50cmと60cmの間の動水勾配, (c)体積含水率(液状水), (d)積雪深, (e)凍結深, (f)気温。動水勾配がプラスのときには測定深度の土壌水が鉛直下向きに移動したことを意味している。線1~5の意味については、本文(2章3節1))を参照されたい。

影響を特に受けやすい凍結層内の部分については2cmの厚さのウレタンを用いた。

テンシオメータへの水分補給は、1～2ヶ月に1度程度の頻度でおこなった。このテンシオメータをもとに、数年間の観測期間内に、本章3節2)で述べるような改良を加えた。

3. 結果と考察

1) 観測システムによる積雪・土壌凍結地帯の土壌水分移動の評価

観測期間1年目の冬期(2001年11月～2002年4月)の計測結果を第2—5図に示す。この年は11月に雨がほとんど降らなかったため、凍結前から下層土の圧力水頭はゆっくりと減少していたが(第2—5図a, 線1以前), 気温が0℃以下になり凍結層が発達を開始すると圧力水頭が急激に減少したことから、凍結層の発達によって下層土の乾燥が促進されたことがわかる(第2—5図, 線1～2)。凍結層の形成に伴う深さ5cmの水分量(液状水量)の急激な減少(第2—5図c)は、この深さの水が氷に変化したことで液体の水の割合が減少したことを意味している。観測期間における深さ5cmの液状水量の最小値は $0.16\text{m}^3\text{m}^{-3}$ であった(第2—5図c)。下層土の水分量の減少は、積雪深が20cm以下で凍結深が増加を続けた1月上旬まで続き、深さ50cmの土壌が最も乾燥した1月上旬に圧力水頭が-550cmに達したことから(第2—5図a, 線2), 下層から凍結層へと土壌水分が移動することで下層はかなり乾燥したことがわかる。この年の最大凍結深は20cmであった(第2—5図e)。

気温が低い(1～2月の最低気温の平均値は-17℃)にもかかわらず、積雪深が40cmを超えると凍結深はゆっくりと後退した(第2—5図, 線2以降)。深さ50cmの土壌水分量と圧力水頭がゆっくりと増加し(第2—5図aとc), 2月上旬に50cmと60cm間の水の移動方向が鉛直上向きから鉛直下向きに転じた(第2—5図b, 線3)。

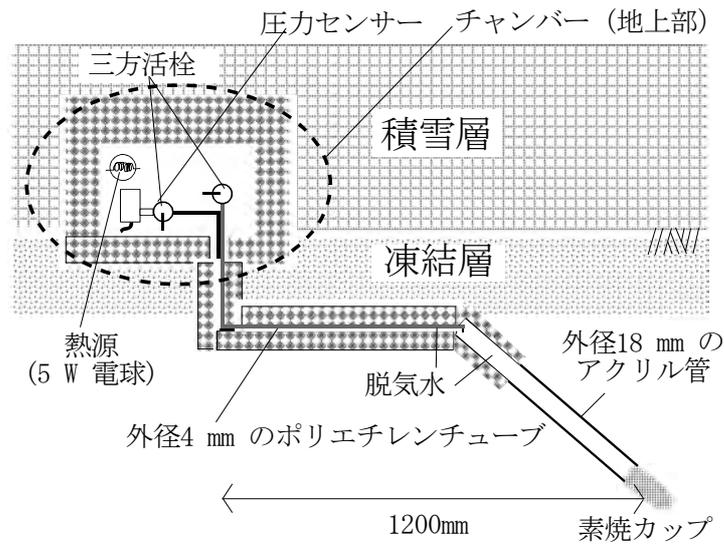
3月上旬に気温がプラスになると積雪深が急激に減少し、深さ5cmの液状水量が増加した(第2—5図, 線4以降)。深さ5cmの液状水量は凍結層の融解によって3月上旬より前にも増加したが(第2—5図c, 線3～4), 3月上旬の急激な増加は融雪水の浸透を意味していると考えられる。地表面近くの液状水量の増加と同時に深さ50, 60, 70cmの圧力水頭と

水分量が急激に増加していることから(第2—5図aとc), 10cm以上の凍結層の存在(第2—5図e, 線4)にもかかわらず、多量の融雪水が深層に浸透したことがわかる。融雪期の後半には全ての深さの圧力水頭が-30cm程度の期間が数日間続き、深さ50cmと60cmの間の動水勾配が1であったことから、多量の融雪水が重力のみにより深層に浸透したと考えられる(第2—5図, 線5以降)。

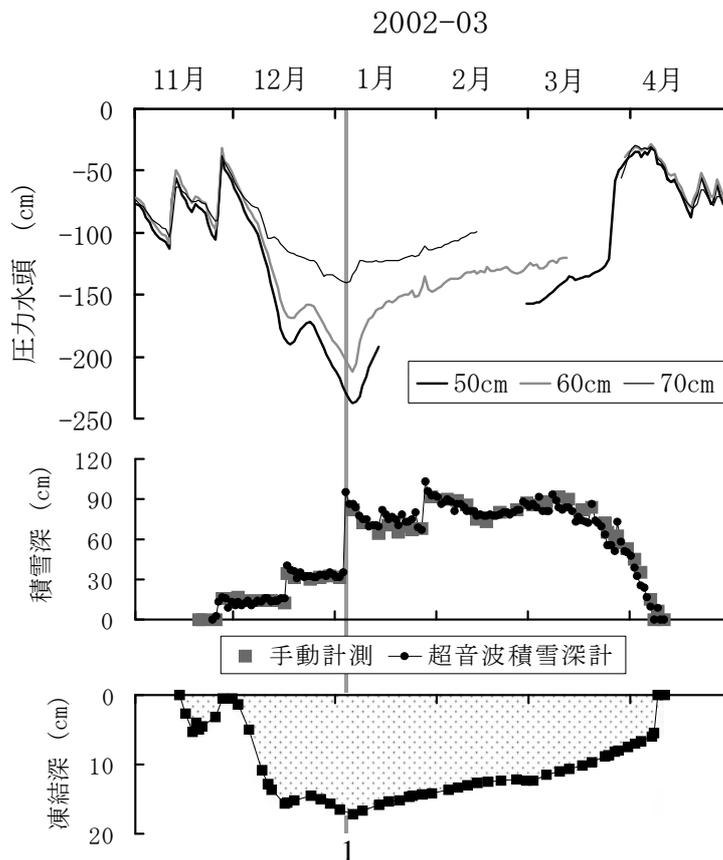
以上の結果から、開発された観測システムによって、積雪・土壌凍結条件の農地の土壌水分移動が詳細に観測できることが明らかになった。今回新たに開発されたテンシオメータは冬期間凍ることなく計測することができ、計測結果から判断される土壌の乾湿の傾向は同一深さに埋設された水分計の結果と一致しているため、この方法により圃場の圧力水頭を計測できたと考えて良い。地表面からの水の供給が無いにもかかわらず、多量の積雪後に深層の土壌水分の移動方向が鉛直上向きから鉛直下向きへと転じることや、融雪期に多量の融雪水が凍結層を通過して深層に浸透している可能性が指摘されるなど、圧力水頭を計測することで土壌水分移動に関する多くの情報が得られることが確認された。一方、今回用いた5Wの電球では消費電力が大きすぎるため、商用電源を使えない圃場での測定は難しい。計測機器内の熱源が周辺環境に与える影響を最小限にするためにも、なるべく消費電力が小さな熱源を使用することが望ましい。そこで次節では、テンシオメータの改良について、実際の計測データを交えて議論する。

2) テンシオメータの改良

地上部の熱源と測定地点との距離が十分にあれば、熱源が周囲に与える影響が多少あったとしても測定結果への影響はほとんど無いと考えられる。そこで、2年目にあたる2002-03年の冬には上記の開発したテンシオメータに加え、素焼カップと圧力計との間を外径18mmの亚克力管と外径4mmのポリエチレンチューブで接続し、地上部の断熱箱と計測地点の直上までの水平距離を120cm確保したテンシオメータを新たに作成し(第2—6図), 試験圃場に設置した。新型のテンシオメータは亚克力管から2本のポリエチレンチューブが出ており、3方活栓を操作して片方のポリエチレンチューブからシリンジを用いて亚克力管に水を注入し、もう一方のポリ



第2-6図 2002-03年冬期に設置したテンシオメータの模式図。



第2-7図 2002-03年の冬に改良したテンシオメータで観測されたの圧力水頭と積雪深・凍結深の推移。線1の意味については、本文(2章3節2))を参照されたい。

エチレンチューブからアクリル管に溜まった空気が地上部に排出される構造になっている。

新たに作成したテンシオメータにより1月上旬までデータが取得できた(第2-7図, 線1以前)。し

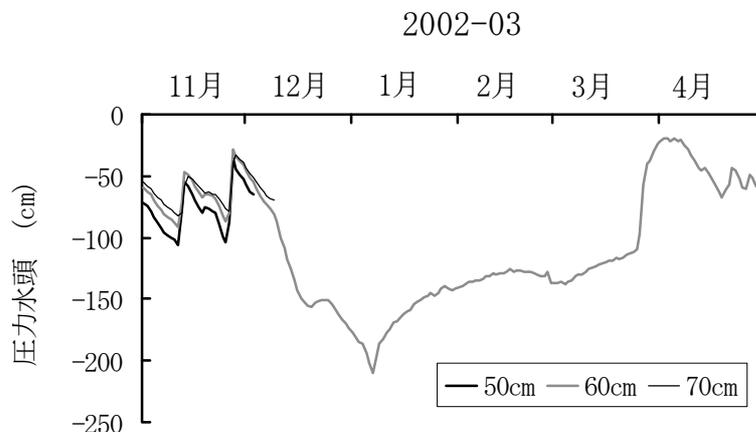
かし、土壌が乾燥化することでテンシオメータ内の負圧がさらに上昇すると、外部からの微量な空気の侵入や、測器内の水に溶存していた空気が減圧下で析出することによって、テンシオメータ内に発生す

る空気の量が増加し、およそ2週間に1度の割合で脱気水を入れなければならなかった。このように頻繁な水補給が必要だった主な要因として、圧力センサーと素焼カップをつなぐポリエチレンチューブが細く、かつ水タンクが無いという新しいテンシオメータの構造（第2—6図）により、チューブ内に水と空気が混在することで、受感部である素焼カップ部分の圧力がうまく計測できなかったことが挙げられる。計測機器内に水を入れるためには断熱箱の周辺を除雪しなければならないが、積雪深の増加に伴って除雪作業が困難になった。加えて、三方活栓による水の補給作業はプロトタイプに比べて複雑であり、多雪・低温条件下の作業では操作ミスなどのトラブルが多発した。その結果、深さ60 cm以上の積雪が生じた1月上旬以降は1ヶ月に一度程度の水補給しかおこなえず、圧力水頭に欠測が増えた（第2—7図）。

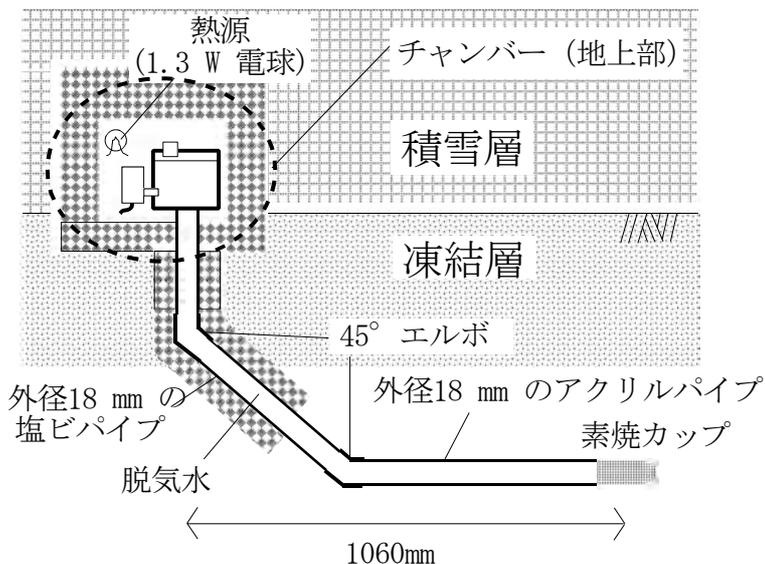
一方、プロトタイプのテンシオメータにも、最も熱源から近かった60cmのテンシオメータを除き、計測の途中で欠測が生じた（第2—8図）。欠測が生じてから積雪層を取り除いて測器地上部を観察したところ、断熱箱に大きな亀裂が発生していた。この年は前年に比べて凍結前の土壌水分量が多く（第2—5図aと7図）、凍上量が多かったために地上部の箱が持ち上げられて破損し、冷気が箱内に流入してテンシオメータ内の水が凍結したことが欠測の原因と考えられる。一方、断熱箱を半分埋設した新しいタイプ（第2—6図）では凍上による箱の破損はみられなかった。

2年目の失敗をふまえ、テンシオメータにさらに改良を加え、2003-04年の冬に計測をおこなった。改良したテンシオメータを第2—9図に示す。2年目（2002-03年）の観測で、積雪・寒冷条件では水補給の頻度が少なく、かつ水の補給作業の手順は可能な限り簡略化することが望ましいことが明らかになったため、テンシオメータの地上部は十分な容積の水タンクをもち、かつ水補給の操作が単純なプロトタイプと同様のものを採用した。また、凍上による断熱箱の破損の影響を避けるため、第2—6図のタイプと同様に地上部の断熱箱の一部を土中に埋設した。熱源が計測地点周囲の熱環境に与える影響を極力少なくするため、5Wの電球の代わりに消費電力の少ない1.3Wの電球を熱源として使用し、さらに45°エルボにより水平部のアクリル管と立ち上がり部の塩ビパイプをつなぎ、断熱箱と素焼カップの水平距離を1m以上確保した。素焼カップと地上部の水タンクの間は角度のついた部分をつくることで、地下の水平方向に溜まった空気を地上部に出やすくする効果も期待できる。

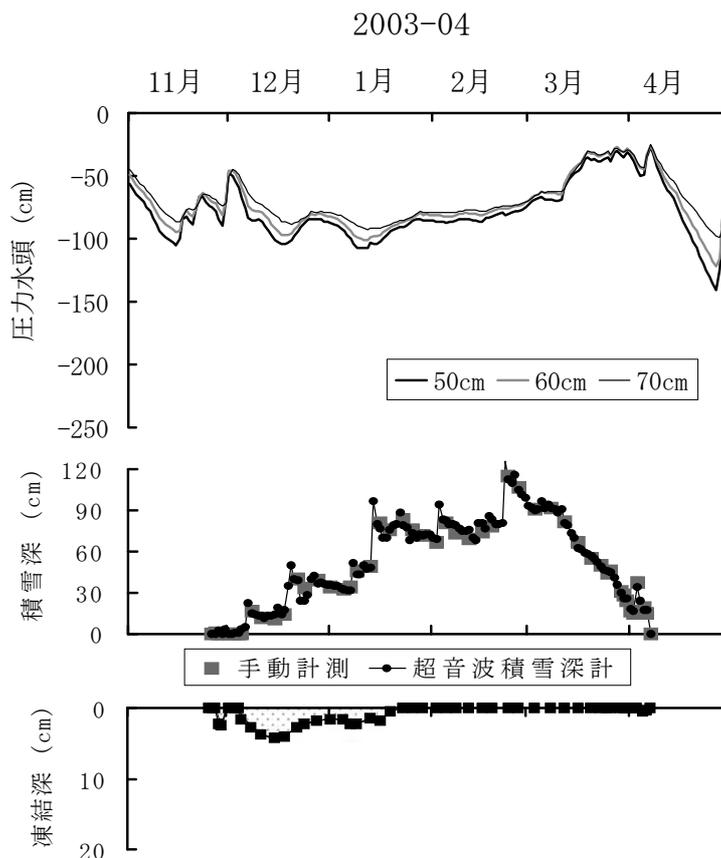
計測結果を第2—10図に示す。この計測機器により欠測することなく、冬期間継続して圧力水頭を測定することができた。この年は12月中旬の30cm以上の積雪により、凍結深が最大でも5cmしか発達せず、ほとんどの期間、凍結層が存在しなかった（第2—10図）。一方、2006-07年には凍結層が17cmまで発達し（第2—11図）、このシステムの土壌凍結条件での適用可能性を試す機会が得られた。その結果、冬期間を通して圧力水頭の測定がおこなわれ、第2—



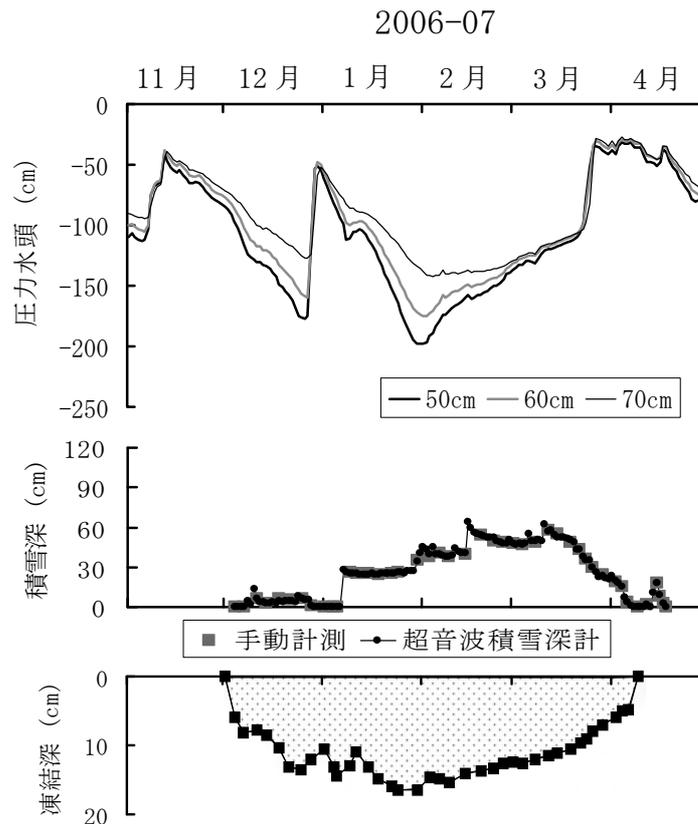
第2—8図 プロトタイプのテンシオメータにより2年目の冬（2002-03年）に計測された圧力水頭の推移。



第2-9図 2003-04年冬期に設置したテンシオメータ（最終型）の模式図。



第2-10図 2003-04年の冬に改良したテンシオメータ（最終型）で観測された圧力水頭と積雪深・凍結深の推移。



第2-11図 最終型のテンシオメータによって2006-07年冬に観測された圧力水頭と積雪深・土壌凍結深の推移。

9図に示す改良したテンシオメータの有効性が実証された。

以上の結果から、積雪・土壌凍結条件の圃場における下層土（非凍結）の圧力水頭を長期計測するための測器にとって必要な条件として、以下の項目が挙げられる。

- (i) 下層から凍結層への水の移動に伴う下層土の乾燥に備え、水を補給するために必要な部分が地上に出ていること。
- (ii) テンシオメータへの頻繁な水補給を避けるため、十分な大きさの水タンクが設けられていること。
- (iii) 積雪・低温条件でのテンシオメータへの水補給作業は、冬期以外の期間に比べてかなり困難であるため、簡便な作業で水補給がおこなえる構造になっていること。
- (iv) 断熱箱の一部を土壌中に埋設する等、凍上による計測機器の破損を防ぐための対策がおこなわれていること。

- (v) 断熱箱の存在による計測地点直上の積雪や土壌凍結への影響を防ぐため、断熱箱と素焼カップとの水平距離ができるだけ長くとられていること。
- (vi) テンシオメータ内の熱源が周囲への環境に与える影響を最小限にするため、消費電力の少ない熱源が使われていること。

周囲の熱環境に与える影響を最小限にするため、テンシオメータの熱源についてはチャンバー内の温度がなるべく 0°C に近くなるように、冬期間の気温や積雪深等、観測圃場の条件によって適切な熱量のものを選ぶべきである。また、今回は電球を常時点灯させるという方法で計測機器への熱の供給をおこなったが、熱の加え方についても今後検討する必要がある。

4. 結論

積雪・土壌凍結条件の圃場で土壌水分移動を観測するための計測システムを開発した。このシステムにより土壌凍結地帯である北海道の十勝地域中部の

農地の土壌水分移動を調査した結果、凍結層の発達に伴って鉛直上向きの土壌水分移動が生じ、下層土壌がかなり乾燥することや、雪による大気と土壌との断熱後には凍結層の後退に伴って下層における土壌水の移動方向が鉛直下向きに転じること、融雪期には凍結層が存在しても多量の水が下層に浸透していること等、高い時間分解能で下層の土壌水分移動の変化が観測できることが明らかになった。

この計測システムはそのほとんどが既存の計測機器の組み合わせにより構成されているが、土壌水分移動の駆動力である圧力水頭の測定については、長期的な観測を視野に入れた場合には既存の手法の適用が難しかった。そこで、圧力水頭の測定に通常使用されるテンシオメータの地上部と土壌凍結層の部分を断熱し、かつ小さな熱源を用いることで、寒冷条件でも下層の圧力水頭を連続的かつ長期的に測定できるテンシオメータを開発した。開発した計測機器を観測サイトに設置し、観測時に生じた様々な問題を解決するために計測機器を改良することで、積雪・土壌凍結条件で安定して計測可能なテンシオメータの開発に成功した。土壌凍結条件では下層土もかなり乾燥するため、冬期間でもテンシオメータ内の水を補給する必要があったが、冬期間の作業は温暖な時期には生じない様々な問題のため、作業性は著しく低下し、作業が複雑になるとミスが多発した。厳しい条件で長期観測をおこなうためには、メンテナンスの頻度が低く、かつメンテナンスが簡単におこなえる計測機器が必要であり、改良を重ねた最終的なテンシオメータは、この条件を満たしていると考えている。

この章では、水の移動方向や土壌の乾湿、駆動力の強さなどを用いた定性的な土壌水分移動の解析しかおこなわなかったが、今回開発した観測システムにより土壌水分移動の定量的な評価が可能である。そのための手法や解析結果について、次章以降で述べる。

Ⅲ. 凍結層が形成されたときに積雪層の厚さが土壌中の熱と水の移動に与える影響[†]

1. はじめに

第1章で示したように、雪には効果的な断熱作用があるため、積雪層の存在は寒冷圏の土壌と大気の

熱交換に重要な影響を与える。例えば、十勝地域中部では近年、積雪深が20cm以上になる時期が気候変動によって早まっており、これによって凍結深の顕著な減少が生じたことが明らかになっている(HIROTAら, 2006)。凍結層の発達程度など、土壌中の熱環境は作物の越冬性と密接に関係しているため、寒冷圏の適切な農地管理のために積雪層の厚さや密度と土壌中の熱の移動の関係を理解することが重要である。

第2章で示したように、凍結層が発達するときには下層の土壌水分が深層から表層へと鉛直上向きに移動し、多量の雪により土壌が低温の大気から断熱された後には鉛直下向きの水移動が生じるなど、積雪層の厚さは土壌水分移動にも大きな影響を与えている。さらに、積雪層の厚さの違いにより凍結層が存在する年と存在しない年があり、両年で融雪水量に対する表面流出量の割合が異なったという報告があることから(BAYARDら, 2005)、厳寒期の積雪層の厚さは融雪水の浸透速度にも影響を与える可能性がある。そのため、積雪層の断熱効果と土壌中の熱の移動の関係の解明は、寒候期の土壌水分移動を理解する上で重要である。

そこで、この章では、第2章に述べた観測システムを用い、土壌凍結層が形成された北海道十勝地域中部の農地における熱と水の移動に関する詳細な観測をおこなった。観測データから地表面と凍結層下端の熱フラックスを推定することで土壌水の凍結・融解量を試算し、雪の断熱効果が土壌中の熱移動に与える影響を評価し、それが土壌水分移動に与えるメカニズムを解明する。

2. 研究方法

北海道農業研究センター芽室研究拠点の試験圃場で観測をおこなった(第2—3図)。観測サイトの詳細は第2章のとおりである。観測期間は2002年11月から2003年4月であり、積雪深の変化に伴う土壌中の熱と水の移動の関係を調査するため、第2—1図に示した観測項目のうち、土壌水分量(液状水量)、地温、雪温、積雪深、積雪水量、気温、圧力水頭のデータを使用した。

下層から凍結層への熱供給量を求めるため、凍結層下端より深層の体積熱容量と地温の変化、深さ95cmの熱フラックスから、以下の式により凍結層下端における熱フラックス(g_f ; $W m^{-2}$)を計算した

[†]本章の一部はIWATAら(2008b)で発表した。

(広田ら, 2001)。

$$g_f = -\sum (C_j \Delta z_j \Delta T_j) / \Delta t + g_{95} \quad (3-1)$$

ここに、 C_j は各土層の体積熱容量 ($J m^{-3} K^{-1}$)、 Δz_j は各土層の厚さ (m)、 ΔT_j は各土層の温度変化 (K)、 Δt は単位時間 (s)、 g_{95} は深さ95cmの熱フラックスである。 g_f と g_{95} は鉛直上向きに熱が移動するとき正の値をとる。

C_j を計算するため、凍結深が10cm以下の期間について凍結層下端から深さ105cmまでの層を凍結層下端～15cm, 15～25cm, 25～35cm, …, 95～105cmの10の土層に分割した。観測期間中の最大凍結深が20cmであったため、凍結深が10cmを超えてからは、最初の層を凍結層下端から深さ25cmまでとし、深さ105cmまでの層を9つに分割した。各層の土壌水分計 (Water Content Reflectometer; 以下, WCR) により計測された土壌水分量を平均的な水分量と仮定し、以下の式により C_j を計算した。

$$C_j = c_s \rho_b + c_w f_w \rho_w \quad (3-2)$$

ここに、 c_s 、 c_w はそれぞれ土粒子と水の比熱、 ρ_b は土の乾燥密度、 f_w は単位体積に占める水の割合、 ρ_w は水の密度を表す。 c_s を $837 J kg^{-1} K^{-1}$ (広田ら, 2001) とし、 ρ_b は各土層から採取した未攪乱試料 (100cm³円筒) により測定した値を用いた (第3—1表)。また、 c_w を0°Cのときの値である $4217 J kg^{-1} K^{-1}$ とし、 f_w に各層の水分量の実測値を用い、 ρ_w を $1000 kg m^{-3}$ とした (BUDAVARI 1996; Dorzey 1940)。

次式により、深さ95cmの熱フラックス (式(3-1)の g_{95}) を計算した。

$$g_{95} = -\lambda (\theta_{95}) (\Delta T / \Delta z) \quad (3-3)$$

ここに、 $\lambda (\theta_{95})$ は土壌水分量が θ_{95} のときの土壌の熱伝導率 ($W m^{-1} K^{-1}$)、 θ_{95} は深さ90cmと深さ100cmの水分量の平均値として計算された深さ95cm

の土壌水分量、 ΔT は深さ90cmの地温から深さ100cmの地温を引いた値 (K)、 Δz は地温測定地点間の距離 (0.1m) である。

本試験地の土壌である火山灰土壌は、鉱物由来の一般的な土壌に比べ、熱伝導率が極端に低いことが知られている (例えば、粕淵, 1977)。山崎ら (2003) は現在最も精度良く熱伝導率の推定が可能であるとされるJOHANSENのモデル (JOHANSEN, 1977; FAROUKI, 1981; FRIVIK, 1982; FAROUKI, 1986) を改良することで、火山灰土壌でも熱伝導率が精度良く推定可能であることを示した。そこで、ここではJOHANSENと山崎らが提案した以下の方法によって $\lambda (\theta_{95})$ を推定した。

正規化された熱伝導率 (Kersten number; K_e) は次式により表される:

$$K_e = (\lambda - \lambda_{dry}) / (\lambda_{sat} - \lambda_{dry}) \quad (3-4)$$

ここで、 λ は土壌の熱伝導率、 λ_{dry} は絶乾状態の土壌の熱伝導率、 λ_{sat} は飽和土壌の熱伝導率である。JOHANSENは自然の土壌の λ_{dry} ($W m^{-1} K^{-1}$) が ρ_b と土粒子密度 (ρ_d ; $kg m^{-3}$) を用いて次式により推定できることを示した:

$$\lambda_{dry} = (0.135 \rho_b + 64.7) / (\rho_d - 0.947 \rho_b) \quad (3-5)$$

λ_{sat} は土粒子と水の熱伝導率から、次式で表される。

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{(1-n)} \lambda_w^n \quad (3-6)$$

ここに、 n は間隙率 ($m^3 m^{-3}$) である。 λ_{sat} と同様に、 λ_s は石英 (λ_q ; $7.7 W m^{-1} K^{-1}$) とそれ以外の構成要素 (λ_r ; $2.0 W m^{-1} K^{-1}$) の熱伝導率の幾何平均で表される。

$$\lambda_s = \lambda_q^{(1-q)} \lambda_r^q \quad (3-7)$$

JOHANSENは、粗粒土以外の未凍結土壌の場合、 K_e が経験的に次式で表されることを示した。

第3—1表 観測サイトにおける各土層の乾燥密度と土粒子密度。

土層	深さ (cm)	乾燥密度 ($kg m^{-3}$)	土粒子密度 ($kg m^{-3}$)
A _p	0—25	931	2537
A	25—40	954	2537
1C	40—55	667	2776
2C1	55—70	1146	2710
2C2	70—80	1123	2816
3C	80—105	1102	2758

$$K_e = \log(S_r) + 1.0 \quad (3-8)$$

ここに、 S_r は飽和度 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である。山崎ら (2003) はJOHANSENのモデルで火山灰土壌の熱伝導率を推定するとかなり過大評価になることを示し、実験結果から導いた以下の式により火山灰土壌の K_e を推定すると、熱伝導率が精度良く推定できることを示した。

$$K_e = 0.42S_r - 0.05 \quad (3-9)$$

このモデルで用いるパラメータのうち、乾燥密度と土粒子密度は実験により得られた第3—1表の値を、間隙率はこれらの値から計算した値を (第2—3図)、飽和度はWCRにより測定された水分量から計算した値を用いた。石英含量は、山崎ら (2003) が示した火山灰土壌の平均的な値である $0.1 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ と仮定した。

地温の日変化が大きいときには地温の観測データから表層土壌の熱伝導率の推定が可能である (谷, 1972; Appendix I)。そこで、2003年の5月から10月に計測された深さ2cmと5cmの地温の日最高・最低値から熱拡散係数を算出し、式(3-2)で計算される体積熱容量をかけることで熱伝導率を計算した。計算された熱伝導率とそのときの深さ5cmの水分量との関係を求め、モデルにより推定された熱伝導率と水分量の関係と比較することで、本試験圃場でのモデルの適合性を検討した。

表層の熱伝導率の算出と同様の方法で、高さ1cmと4cmの雪温の日最高・最低値から雪の熱伝導率 ($\lambda(\rho_s)$) を計算した。計算に必要な体積熱容量

は、次式により計算した。

$$C_s = c_i \rho_s \quad (3-10)$$

ここに、 c_i は氷の比熱、 ρ_s は雪密度 (kg m^{-3}) である。 c_i は 0°C のときの氷の値である $2117 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ を用いた (Dorzey 1940)。 ρ_s は12月上旬の密度である 300 kg m^{-3} を用いた (本章3節2) を参照)。計算された熱伝導率 (λ_{snow}) を用いて、次式により高さ2.5cmの熱フラックス (g_s) を計算した。

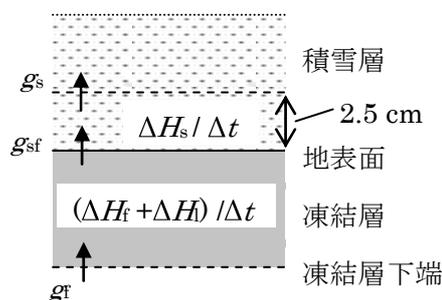
$$g_s = -\lambda_{\text{snow}}(\rho_s) (\Delta T / \Delta z) \quad (3-11)$$

ここに、 ρ_s は高さ1cmと4cmの間の雪の密度、 ΔT は高さ4cmの雪温から高さ1cmの雪温を引いた値、 Δz は雪温測定地点間の距離 (3cm) である。式(3-10)により地表面から高さ2.5cmの積雪層の体積熱容量を計算し、これと高さ1cmの雪温の変化から高さ0～2.5cmの単位時間・単位面積あたりの貯熱量 ($\Delta H_s / \Delta t$; W m^{-2}) を計算し、以下の式により地表面の熱フラックス (g_{sf}) を計算した。

$$g_{sf} = g_s + \Delta H_s / \Delta t \quad (3-12)$$

なお、融雪期には水の移動に伴う熱の移動も無視できない可能性があるが、今回計算をおこなった期間である厳寒期には雪温が -0.3°C 以下であったため、融雪は無いと判断し、移流による熱の移動は無視できると考えた。

第3—1図に凍結層付近の熱収支の模式図を示す。凍結層に貯留、もしくは凍結層から放出された熱量を、地表面 (すなわち、凍結層上端) と凍結層下端の熱フラックスの差から計算した。この差が単位時間・単位面積あたりの凍結層における水の凍結



第3—1図 土壌水の凍結・融解水量を推定するための熱収支の模式図。図中の g_s は高さ2.5 cm における熱フラックス、 g_f は凍結層下端における熱フラックス、 ΔH_s は地表面から高さ2.5 cm までの積雪層における単位面積あたりの貯熱量の増加、 ΔH_f は凍結層における単位面積あたりの貯熱量の増加、 ΔH は単位面積あたりの潜熱として凍結層に貯留された熱量 (土壌水の凍結時にはマイナス)、 Δt は単位時間を意味する。

・融解潜熱 (ΔH_1) と地温の変化による熱の貯留量の増加量 (ΔH_f) との和に等しくなると考え、次の熱収支式により凍結層内で融解に使われた熱量を計算し、水の融解潜熱で割ることで凍結層中の氷の融解速度 (MF, 単位は m s^{-1} で、マイナスの値は液状水の凍結を意味する) を計算した。

$$(\Delta H_s + \Delta H_f + \Delta H_1) / \Delta t = g_f - g_s \quad (3-13)$$

$$M_F = \Delta H_1 / (\Delta t L_f) \quad (3-14)$$

ここに、 L_f は水の融解潜熱 ($333.6 \times 10^6 \text{ J m}^{-3}$; Dorzey 1940) である。 ΔH_f は深さ0~10cmの地温の変化と凍結層の体積熱容量、凍結深から計算した。凍結層の体積熱容量は式(3-2)に土壌中の氷の体積熱容量 ($c_i f_i \rho_i$) を加えることで計算した。ここで、凍結層中の全水分量を土壌が凍結する直前の水分量と等しいと仮定し、水の体積割合 (f_w) はWCRで観測した液状水量を、氷の体積割合 (f_i) は全水分量から f_w を引いた値を用いた。

3. 結果と考察

1) 気温, 積雪, 地温, 土壌水分量の推移

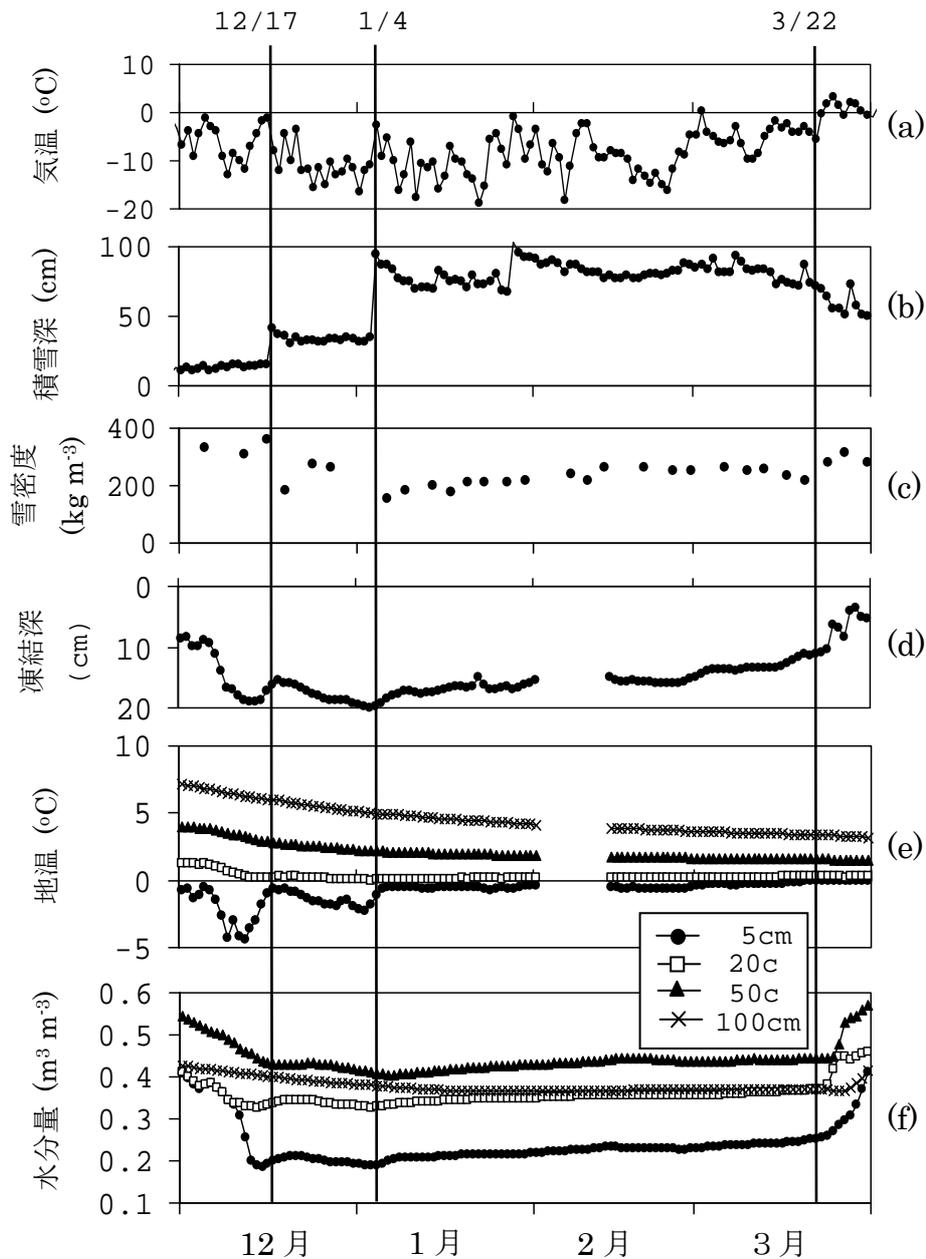
12月から3月まで日平均気温はほとんどの期間マイナスであった(第3-2図a)。12月上旬には積雪深が15cm以下と浅く(第3-2図b), 土壌凍結深が急激に増加し(第3-2図d), 深さ50cmの土壌水分量(液状水量)が減少した(第3-2図f)。深さ5cmにおける液状水量の急速な減少は水の相変化による凍結層の液状水量の減少を意味し、深さ20cmと50cmの水分量の緩やかな減少は凍結層に水分が移動することに伴う土壌の乾燥を意味している。12月13~16日の気温上昇により深さ5cmの地温が上昇し、凍結深が浅くなった(第3-2図dとe)。12月17日以降の気温の低下とともに、1月4日まで5cmの地温が再び低下し、凍結深が増加したが(第3-2図dとe), 12月17日の積雪により積雪深が30cmを超えたことで(第3-2図b)凍結深が浅かった12月17日以前よりもその変化率はだいぶ少なかった。

1月4日の降雪により積雪深は70cm以上になり(第3-2図b), 日平均気温がマイナスであるにもかかわらず、融雪期の直前の3月22日まで深さ5cmの地温が上昇し、凍結深がわずかずつではあるが連続的に減少した(第3-2図dとe)。第2章で指摘したように、3月22日以降の土壌水分量の急激な増加(第3-2図f)は融雪水の土壌への浸透を意味していると考えられる。積雪深が15cm程度の12月17日まで

と融雪期にあたる3月22日以降は全層の雪密度が 300 kg m^{-3} 前後であるが、それ以外の期間の積雪層全体の雪密度は $150 \sim 270 \text{ kg m}^{-3}$ 程度であった(第3-2図c)。深さ100cmの地温は期間を通して低下し続けたが、その低下割合は相対的に小さかった(第3-2図e)。深さ100cmの土壌水分量は1月中旬までゆっくりと減少し、1月中旬から3月中旬にかけてはほぼ一定の値をとった。

2) 土壌と雪の熱伝導率の推定

非積雪期間に観測された地温の日変化から計算した表層の熱伝導率は、ばらつきが大きかった(第3-3図)。このようなばらつきが生じた原因の一つに地温の測定誤差が考えられる。熱伝導率の計算に用いた最高・最低気温の差は平均で 9.5°C であった。地温の日変化から熱拡散係数を求める際には地温の瞬時値を用いるが、熱電対で地温を測定する場合には通常、 $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 程度の誤差が生じうると考えられ、これにより生じうる熱伝導率の推定誤差は $\pm 0.02 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ と計算される。また、深さ2~5cmの土層の水分量を均一とし、深さ5cmに設置されたWCRの値(すなわち、深さ5cmの土壌水分量)を用いて体積熱容量を計算しているが、この仮定が成り立たないことで体積熱容量の推定に誤差が生じることも考えられる。さらに、水蒸気勾配による潜熱輸送等、対象土層の土壌水分が均一であるという仮定が成り立たないことによる熱拡散係数推定時の誤差も考えられる(HAYASHIら, 2007)。これらの理由により、観測データから推定された熱伝導率には大きなバラツキがあるものの、改良されたJOHANSENモデルにより推定された表層付近の熱伝導率は、観測された地温の日変化から推定した熱伝導率の分布の範囲内にある(第3-3図)。本試験圃場で過去に計測された表層の熱伝導率は $0.1 \sim 0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ であり(宮沢と今野, 1976), モデルにより推定した値はこの範囲内であった(第3-3図)。さらに、計測期間中の深さ95cmの水分量である $0.42 \sim 0.46 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ に対する熱伝導率は $0.36 \sim 0.39 \text{ W m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ とモデルにより計算されたが、この値はKASUBUCHI(1975)が様々な水分量の火山灰土壌の下層土をヒートプローブ法で測定した熱伝導率の $0.21 \sim 0.42 \text{ W m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ の範囲内にある。これらのことから、このモデルは試験圃場の火山灰土壌にも適用可能であると考えた。モデルにより推定した値に対する観測値により計算した熱

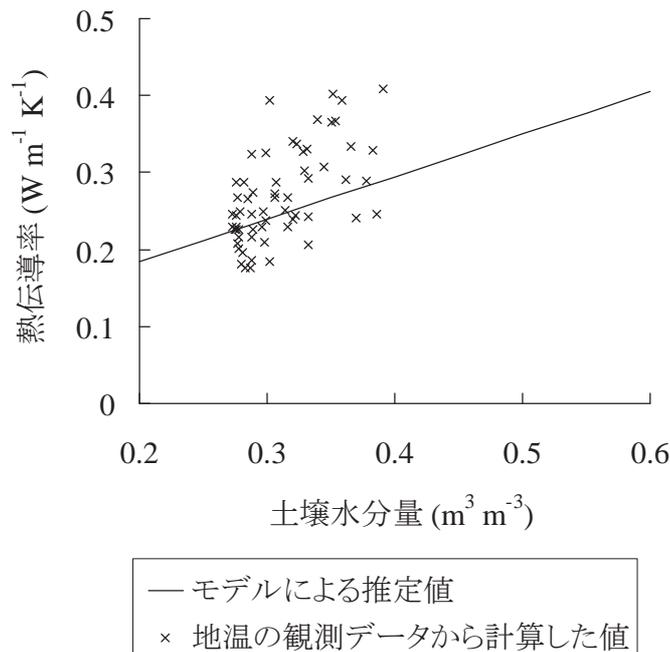


第3—2図 2002-03年冬期の (a) 気温, (b) 積雪深, (c) 雪密度, (d) 凍結深, (e) 地温, (f) 水分量 (液状水量) の推移。積雪深と雪密度は午前 9 時の測定値を, その他の項目の値は日平均値を意味する。土壌凍結深と地温の欠測は計測機器の故障により生じた。

伝導率の平均二乗誤差 (RMSE) は $\pm 0.06 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ であり, この値を土壌の熱伝導率の推定誤差とした。

積雪深が浅く, 表層付近の雪温の温度変化が大きいことで雪温の日変化から積雪層の熱伝導率の推定が可能と判断された2002年12月1~16日において, 雪温計を設置した高さ1cmと4cmの間の積雪層の熱伝導率を計算した結果, この期間の平均的な熱伝導率

と標準偏差は $0.31 \pm 0.09 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ となった。この熱伝導率は, これまでに計測された雪の熱伝導率の範囲内 ($0.1 \sim 0.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) にある (例えば, STURMら, 1997)。雪の熱伝導率は密度によって変化するが, この期間の雪密度が 300 kg m^{-3} 以上と高かったことから (第3—2図c), 圧縮による12月16日以降の密度変化は深さ1~4cmの層ではほとんどなかった



第3—3図 深さ2~5cmの土層における改良JOHANSENモデルならびに地温の日変化データから推定した(それぞれ, 3章2節と Appendix I を参照)熱伝導率と土壌水分量の関係。

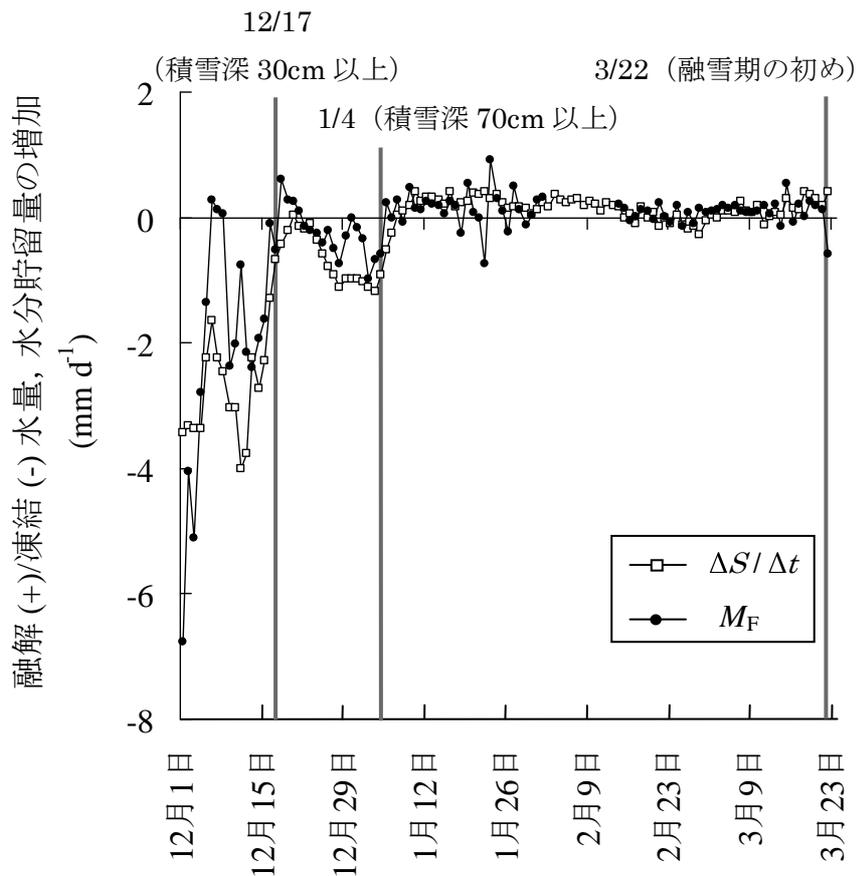
と考え、観測期間を通して同じ熱伝導率を用いて式(3-11)により観測期間全体の高さ2.5cmの熱フラックスを計算した。また、雪の熱伝導率の推定誤差は上記の標準偏差である $\pm 0.09 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ とした。

3) 土壌中の熱フラックスと水分貯留量の変化

WCRにより観測された土壌水分量から計算した深さ20~105cmの土層に貯留された水分の変化量($\Delta S / \Delta t$)の推移を第3—4図に示す。 $\Delta S / \Delta t$ がマイナスの値のときは水分貯留量が減少したことを意味する。厚さ15cm以下の積雪深である12月16日まで(第3—2図b)の $\Delta S / \Delta t$ は、凍結層の発達に伴って下層から凍結層へと土壌水分が移動したことで $-4.0 \sim -1.3 \text{ mm d}^{-1}$ の範囲で推移した。30cm以上の積雪深があった12月17日から1月3日までの期間は凍結深の増加率の減少に伴って $\Delta S / \Delta t$ が増加し、 $-1.2 \sim 0 \text{ mm d}^{-1}$ の範囲で推移した(第3—4図)。12月17日以降も気温が低いことを考慮すると(第3—2図a), 12月17日の降雪による積雪層の増加や雪密度の減少(第3—2図bとc)によって積雪層の断熱効果が増したことで下層の水分の減少率が低下したことがわかる。積雪深が70cm以上になった1月4日の3日後の1月7日に、凍結深のゆっくりとした減少とと

もに $\Delta S / \Delta t$ がマイナスからプラスに転じ(第3—4図), 気温の低かった2月下旬(第3—2図a)を除き, 1月7日から融雪期の直前の3月22日まで $\Delta S / \Delta t$ は $0 \sim 0.4 \text{ mm d}^{-1}$ の範囲で推移した(第3—4図)。

式(3-14)により計算された熱収支による土壌水の凍結・融解量(M_F)は, 12月17日まではほとんどの期間マイナスの値をとり(第3—4図), この期間に土壌水が凍結したことを示している。積雪深が70cm以上になった1月4日から3月22日には M_F はほとんどの期間, 値がプラスになり, 多量の雪によって凍結層内の水が連続的に融解したと考えられる。積雪深の変化に対応した M_F の変化傾向が $\Delta S / \Delta t$ の変化と一致していることから(第3—5図), 凍結層の凍結・融解が下層の土壌水分移動に大きな影響を与えていることがわかる。積雪深が比較的浅く(第3—2図b), ほとんどの期間 M_F がマイナスの値をとった12月1日から1月3日(第3—4図)の凍結層(このときの凍結深は9~20cm; 第3—2図d)における M_F の積算値は $-37 \pm 20 \text{ mm}$ であった。ここで, M_F の推定誤差は積雪層および土壌の熱伝導率の推定誤差(本章3節2))から計算した。深さ0~7.5cmの土層の平均水分量を深さ5cmの水分量, 深さ7.5~15cmまでの土層の平均水分量を深さ10cmの水



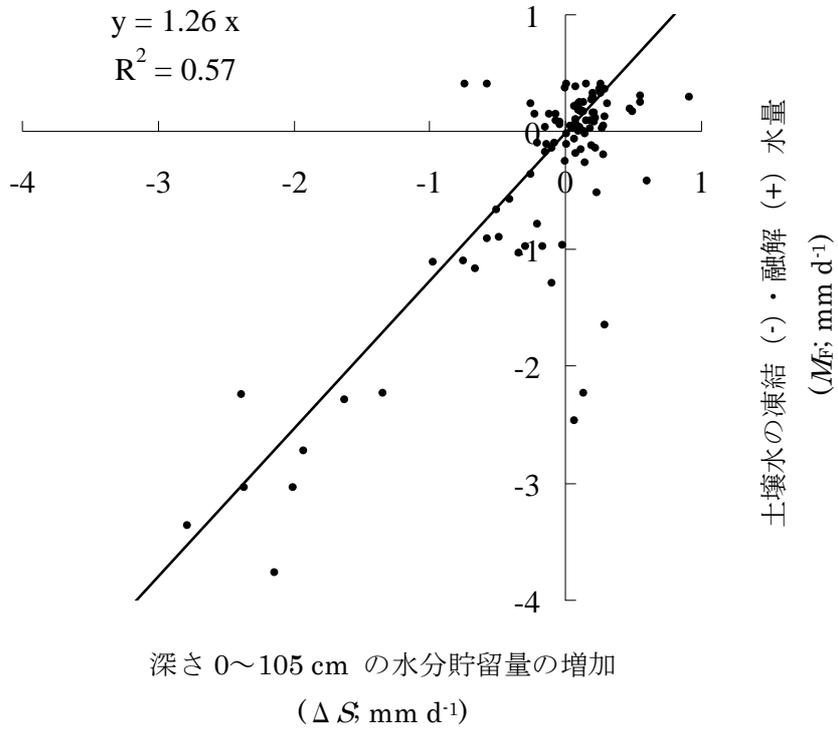
第3—4図 深さ20~105 cmの土層の水分貯留量の変化 ($\Delta S/\Delta t$; プラスの値は増加を意味する) と凍結層における土壌水の凍結・融解水量 (M_F ; プラスの値が融解量, マイナスの値が凍結量を意味する)。2月上旬の M_F のデータの欠如は温度計の故障による地温の欠測により引き起こされた。

分量と同じと仮定し、それぞれの深さのWCRの計測値から計算した深さ15cmまでの土層(すなわち、凍結層)における同期間の不凍水の減少量はおおよそ25mmであり、この期間の M_F の積算値の誤差の範囲内に入っていたことから、熱収支による凍結水量は実態とかけ離れてはいないと考えてよい。一方、この期間の $\Delta S/\Delta t$ がマイナスであることから、下層から凍結層に移動した水が凍結層で氷になったことが考えられる。しかし、テンシオメータの値から11月の120mmの降雨により12月上・中旬には深さ60, 70cm間の水フラックスが鉛直下向きであったことや、 M_F の測定誤差が大きいことから、今回の結果から凍結層が発達するときに凍結した土壌水の量を評価することは難しかった。

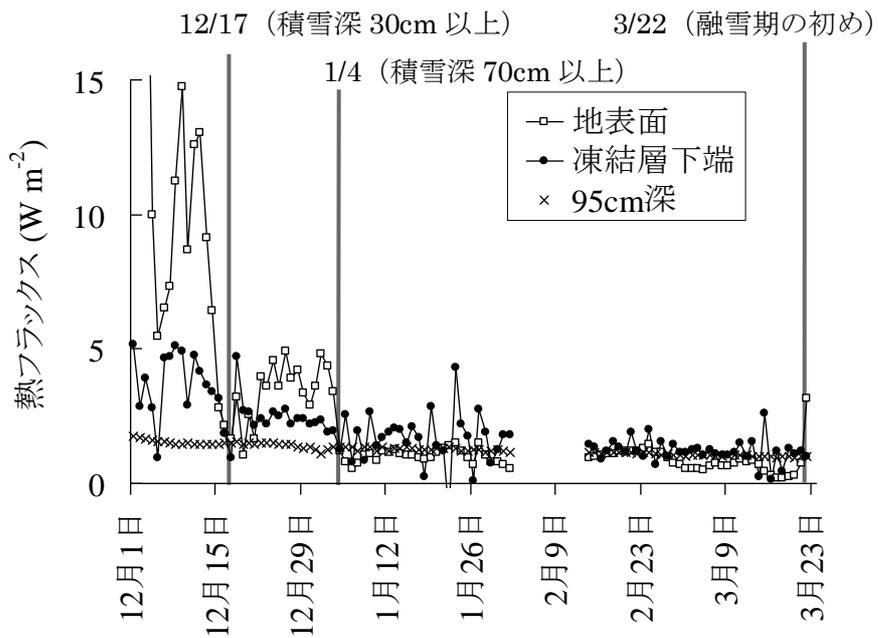
積雪深が70cmを超えた1月4日から3月22日の凍結層全体における M_F の積算値は $6.7 \pm 7.7\text{mm}$ であり、

同時期の深さ20~105cmの土層における $\Delta S/\Delta t$ の積算値である7.2mmとほぼ同じ値を示した(第3—4図)。このことから、凍結層で融解した水が下層に移動したことが示唆される。

地表面の熱フラックス (g_{sf} ; 式(3-12)) と凍結層下端の熱フラックス (g_f)、深さ95 cmの熱フラックス (g_{95}) の推移を第3—6図に示す。積雪深が15cm程度であった12月16日まで(第3—2図b)の地表面の熱フラックスは2~15 W m^{-2} であったが、およそ30cmの積雪深であった12月17日から1月3日(第3—2図b)の熱フラックスは1~5 W m^{-2} 、70cm以上の積雪が生じた1月4日から3月22日(第3—2図b)の熱フラックスは約1 W m^{-2} と、積雪層が厚くなるにつれて雪の断熱効果が増加したことで大きく減少した。一方、凍結層下端の熱フラックスも積雪層の増加に伴い減少したが、その変化は地表



第3—5図 土壌水の凍結・融解量と下層の土壌水分の増加量との関係。



第3—6図 地表面、凍結層下端、深さ 95 cm における熱フラックスの経時変化。

面の熱フラックスに比べると小さかった。深さ95cmの熱フラックスは1~2 W m⁻²程度で観測期間中ほとんど変化がなく、1月4日以降には地表面の熱フラックスと同程度か若干大きくなった。

4) 深層からの熱供給が凍結層の融解に与える役割

以上の結果から、積雪深が70cm以上になった1月4日以降(第3-2図b)、下層からの熱供給(第3-6図)によって凍結層の氷が融解したことは明らかである。1m程度の深さの熱フラックスは通常、大気の影響を直接受ける表層付近の熱フラックスに比べて無視できるほど小さいが(例えば、広田ら, 2001)、厚い積雪層によって大気と土壌とが断熱された条件では、深さ1m以深から供給される熱エネルギーが表層付近の凍結層内の氷の融解に大きな影響を与えていると考えられる(第3-6図)。

土壌水の凍結・融解は凍結層や下層の土壌水分移動に大きな影響を与えている(第2-5図と第3-4図)。本章でおこなった熱収支法による計算では、雪の断熱効果によって生じた凍結層における氷の融解量の推定誤差が大きかった。上述のように、土壌の凍結・融解は表層と凍結層下端の熱フラックスに大きく影響されるため、積雪層が厚い圃場において土壌水分移動の数値シミュレーションや物質移動の評価をおこなう場合には、雪や土壌の熱伝導率のより正確な推定が必要であることが示唆される。

多量の雪により断熱されると数日のうちに凍結層が融解を開始したという今回の結果は(第3-4図)、雪による断熱効果は越冬作物の地上部を冷気から守るだけでなく、地下部(根)や土壌微生物の生息環境を大きく変えることを意味している。このことから、積雪層の断熱効果の多少が春の作土層の生物層に影響を与えている可能性がある。

5. 結論

土壌凍結層が形成された圃場において、積雪深が変化したときの熱フラックスの変化と土壌水の凍結・融解のメカニズムを解明するため、熱移動と土壌水分量の変化に関する詳細な解析をおこなった。観測データを用いて熱収支の計算をおこなった結果、積雪層の厚さが十分に厚くなると(今回の観測では

70cm以上)、凍結層の氷が連続的に融解することが明らかになった。計算された融解水量は凍結層下端から深さ105cmまでの土層の水分貯留量の増加とほぼ等しく、凍結層で融解した水が下層に移動したと考えられた。積雪深の増加によって地表面の熱フラックスが激減するのに対し、深さ1m付近の熱フラックスはほぼ一定で推移するため、地表面の熱フラックスに対して凍結層下端の熱フラックスが大きくなり、土壌水が凍結から融解に転じることが明らかになった。今回、特に積雪層が厚くなってからは地表面付近の熱フラックスが小さいことが明らかになり、積雪・土壌凍結条件の圃場における熱や水の移動を正確に評価するためには、雪や土壌の熱伝導率を高い精度で推定する必要があることが示唆された。十勝地域では近年の気候変動により雪の断熱効果が高まっており、このような地域での冬期の熱と水、それに伴う土壌中の溶質の移動を理解する上で、土壌中の熱の移動の正確な推定が今後、より重要になると考えられる。

IV. 土壌凍結層の発達ที่弱いときの融雪水の浸透速度の評価[†]

1. はじめに

HARDYら(2001)は森林において、BAYARDら(2005)は山岳地帯において、凍結層が形成される条件と形成されない条件における融雪水の浸透速度を比較し、凍結層の存在により下層への融雪水の浸透に時間遅れが生じ、表面流出量が増加することを指摘している。このように、一般的には凍結層が形成されることで凍結層が無い場合に比べて融雪水の浸透速度が低下すると考えられる。一方、亀裂等の粗大な間隙が多量に存在する、あるいは融雪期の前に凍結層が消滅してしまう等の理由により、凍結層が形成されてもほとんどの融雪水が土壌中に浸透する例も報告されている(GRANGERら, 1984; LINDSTRÖMら, 2002; GRAYら, 2001)。西尾ら(1988)は、火山灰土壌で融雪後に窒素が下方に溶脱された観測結果を、土壌が融解した後に窒素が鉛直下向きに移動したためとして説明しているが、火山灰土壌の畑において融雪水が土壌に浸透するタイミングと、その浸透量に関する研究例はほとんど無い。

第1章で述べたように、近年の十勝地域中部では気候変動に伴い、凍結深は最大でも20cm程度までし

[†]本章の一部はIWATAら(2008a)で発表した。

か発達しなくなった。実際、第2章で開発した計測システムによって2001年11月から2005年4月まで観測をおこなった結果、2001-02年と2002-03年の寒候期には最大で深さ20cm程度までしか土壌が凍結せず、2003-04年と2004-05年の寒候期には凍結深が最大でも5cm程度で、融雪期には凍結層が存在しなかった。

そこで本章では、融雪期に凍結層が存在する年と存在しない年の土壌水分移動の観測結果を比較することで、土壌凍結深が20cm程度までにしかならない現在の十勝地域中部における融雪水の浸透速度を定量的に評価する。第2章と第3章では積雪層の厚さが土壌中の熱と水の移動に大きな影響を与えていることが示された。そこで、この章では融雪期のみならず寒候期全体の地温・土壌水分量の推移と積雪深の関係を調べ、それと融雪期の土壌水分移動の関係を調査し、土壌が凍結する条件でも多量の融雪水が浸透する理由について考察する。

2. 研究方法

北海道農業研究センター芽室研究拠点の試験圃場で観測をおこなった(第2-3図)。観測サイトの詳細は第2章のとおりである。第2-1図に示した観測項目のうち、土壌水分量(液状水量)、圧力水頭、地温、メチレンブルー凍結深計による土壌凍結深、積雪深、積雪水量、気温のデータを使用した。2001年11月~2005年4月まで、4つの寒候期における観測をおこなった。観測期間中、土壌表面は裸地であった。

深さ5, 10, 20, ..., 100cmに埋設されたWCRの出力値がそれぞれ深さ0 - 7.5, 7.5 - 15, 15 -

25, ..., 95 - 105cmの土層の平均的な土壌水分量であると仮定し、各層の水分貯留量(凍土の場合は不凍水の貯留量)を計算した。これらを合計することで、深さ105cmまでの水分貯留量を計算した。

観測サイトにおける融雪期の雪面からの蒸発量(HAYASHIら 2005)は融雪水量の変化に比べて十分小さいため、降水量と融雪水量の変化から次式により一日毎の融雪水量(M ; mm d^{-1})を推定した。

$$M = (SWE_1 - SWE_2 + P) / \text{days}_{12} \quad (4-1)$$

ここに、 SWE_1 と SWE_2 は隣接する積雪水量の観測値(SWE_1 は SWE_2 よりも早く観測した値)、 P は積雪水量の観測間隔中の降水量、 days_{12} は積雪水量の測定間隔(日)である。

3. 結果と考察

1) 気温, 積雪, 地温, 土壌水分量の推移

(1) 各年の土壌凍結深, 積雪深, 地温の特徴

2001-2002年と2002-2003年の寒候期にメチレンブルー凍結深計により観測された最大凍結深は、それぞれ21cmと17cmであり、融雪期にもまだ凍結層が残っていた(第4-1表)。一方、2003-2004年と2004-2005年の寒候期に観測された最大凍結深はそれぞれ4cmと5cmと小さく、融雪期に凍結深は存在しなかった(第4-1表)。凍結層が発達した年の最大積雪深は凍結層がほとんど無い年の値よりも若干小さく、気温も若干低かった(第4-1表)。積雪深、気温ともに凍結深に大きな違いを生じさせるほどの差はなく、積雪層が30cm以上と厚くなる時期が2003-2004年と2004-2005年の寒候期に早かったため、これらの年では凍結深が浅くなったことがわかる。このように凍結深が異なる場合の地温と土壌

第4-1表 各観測期間における最大凍結深, 最大積雪深, 土壌凍結期間, 消雪日, 平均気温, 融雪期の土壌凍結深。

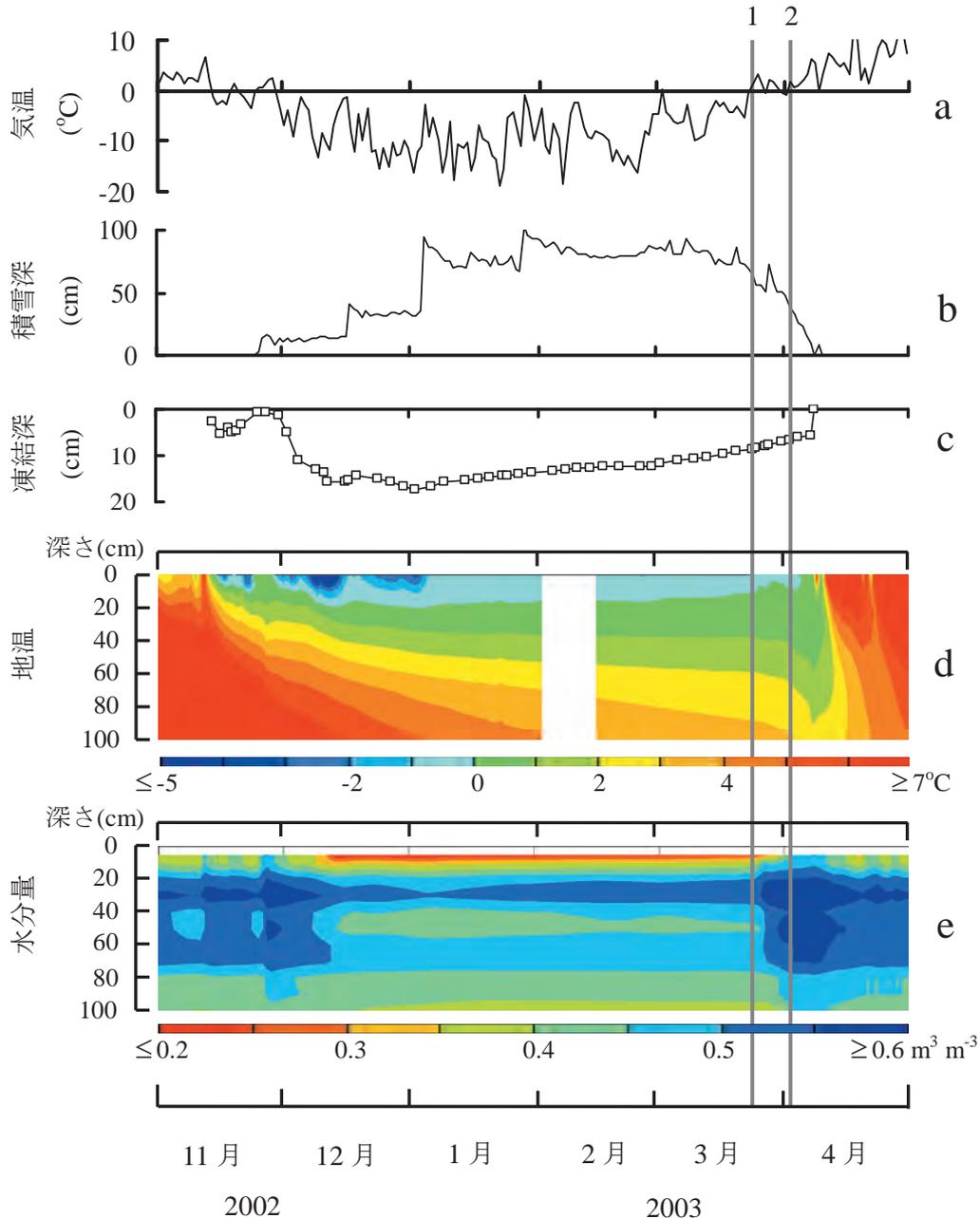
観測年	最大凍結深 (cm)	最大積雪深 (cm)	土壌凍結期間	消雪日	平均気温 (°C)	融雪期の凍結深 (cm)
2001-02	21	92	11月27日-4月2日	3月29日	-6.5	17-11
2002-03	17	103	11月15日-4月8日	4月8日	-6.5	9-6
2003-04	4	125	11月27日-1月20日	4月7日	-5.8	0
2004-05	5	114	11月28日-12月7日	4月12日	-6.3	0

水分移動の違いを調査するため、2002-03年を凍結年、2004-05年を非凍結年とし、気温、積雪深、凍結深、地温、土壌水分量（液状水量）の寒候期における推移をそれぞれ第4—1図と2図に示す。図中の線1は融雪期の始まりを意味し、後述のように線2以降には深さ105cmまでの土壌水分量がほぼ一定に推移した。なお、凍結層が発達した2001-02年な

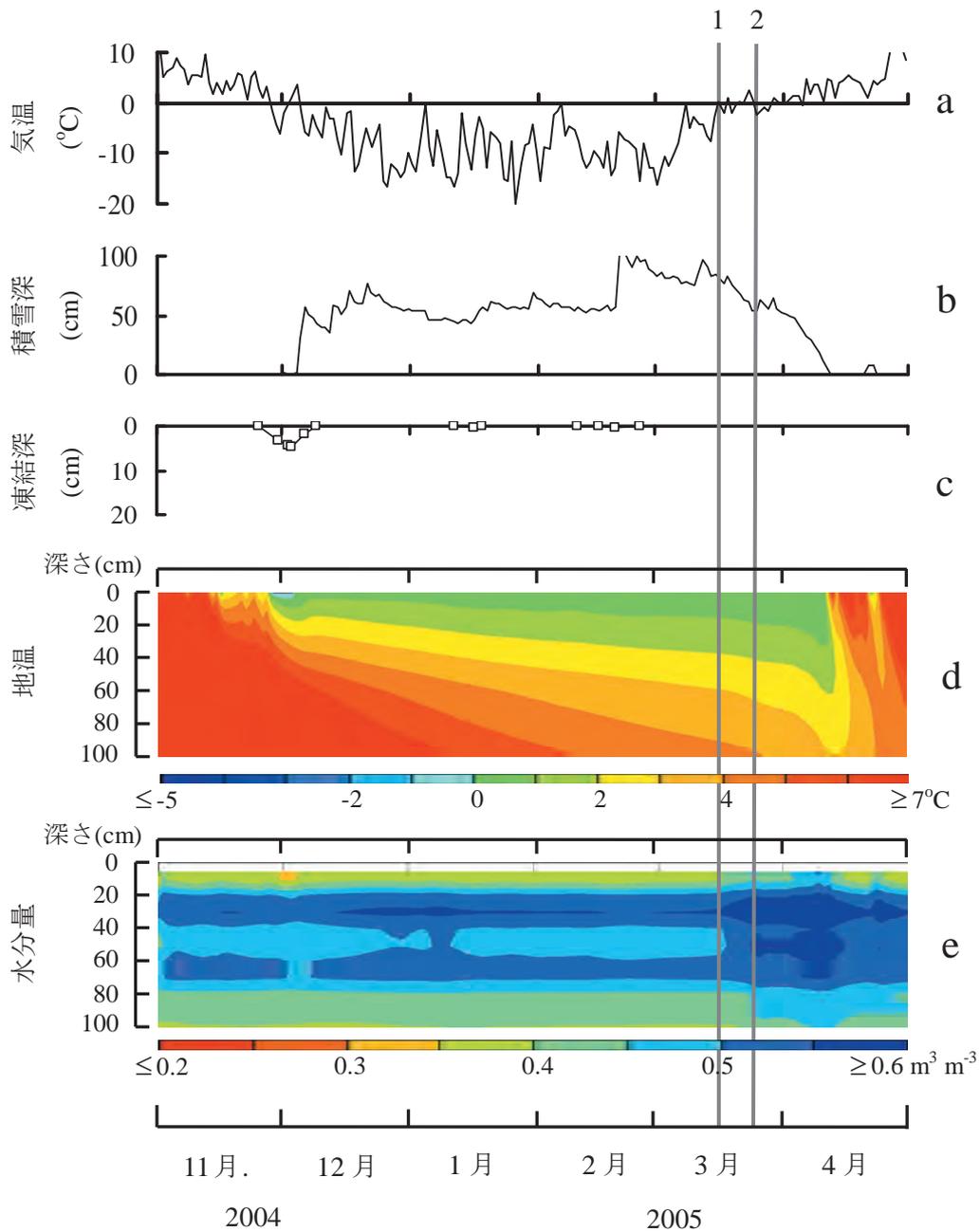
らびに凍結層が発達しなかった2003-04年の各観測項目の推移は、それぞれ2002-03年と2004-05年とほぼ同様であった。

(2) 凍結年

第3章で説明したように、凍結年である2002-03年の寒候期には、土壌凍結の発達が積雪深が70cmを



第4—1図 2002-03年厳寒期（凍結年）における（a）気温、（b）積雪深、（c）土壌凍結深、（d）地温、（e）土壌水分量（不凍水量）の推移。積雪深と凍結深は午前9時の測定値、それ以外の値は日平均値である。地温の欠測値は計測機器のトラブルによる。線1は融雪期のはじめ、線2は深さ0～105cmの水分貯留量の増加が停止したときを意味する。



第4-2図 2004-05年厳寒期（非凍結年）における（a）気温、（b）積雪深、（c）土壌凍結深、（d）地温、（e）土壌水分量（不凍水量）の推移。積雪深と凍結深は午前9時の測定値、それ以外の値は日平均値である。線1は融雪期のはじめ、線2は深さ0~105cmの水分貯留量の増加が停止したときを意味する。

超えた1月4日まで続き（第4-1図bとc）、1月4日以降は気温が低いにもかかわらず、雪の断熱効果によって凍結深は徐々に後退した（第4-1図aとc）。1月4日以前には表層20cmまでの地温は大気の影響により大きく変動しているが、それ以深では全層でゆっくりと減少した（第4-1図d）。1月4日以降は、

深さ30cmまでの地温は上昇したが、それ以深の地温は低下を続けた。土壌水の液体から氷への相変化により凍結層の液状水量は著しく減少し、凍結層に水が移動した（第2章）ことで凍結層の発達に伴って下層土の水分量も減少した（第4-1図e）。

(3) 非凍結年

一方、非凍結年である2004-05年の寒候期には、12月3日に積雪深が50cmを超え(第4-2図b)、わずか5cmの厚さで凍結層の発達が停止した(第4-2図c)。この日以降、第4-2図dの0, 1, 2, 3°Cの等温線が上昇していることからわかるように深さ20cmまでの地温が上昇し、凍結層は数日で消滅した(第4-2図c)。凍結深が消滅した後に全層の地温が再び低下したが(第4-2図d)、凍結層が再び形成されることは無かった(第4-2図c)。凍結層がほとんど形成されず、3月中旬まで顕著な融雪がみられなかったため、融雪期に入る前まで土壌水分量の鉛直プロファイルには凍結層が発達したときにみられたような顕著な変化がみられなかった(第4-2図dの線1までの期間)。

このように、凍結年と非凍結年のデータを比較することで、積雪層の増加する時期が土壌凍結層の有無を決定し、凍結層の有無によって寒候期の地温や土壌水分量が大きく異なることが明らかになった。一方、第4-1図と2図の線1以降に示す融雪期には、凍結年・非凍結年ともに土壌水分量の急激な増加と、融雪期の後期の下層の地温の急速な低下が確認された。そこで次に、融雪期における土壌水分移動を詳細にみていくことにする。

2) 凍結・非凍結年の融雪期の土壌水分移動の比較

(1) 積雪と気温

上記の2つの寒候期において、日平均気温が0°Cを超えてから積雪水量が顕著に減少していることから(第4-3図aとbの線1以降)、第1章の定義により、第4-3図の線1(2003年は3月24日、2005年は3月16日)以降を融雪期とした。2005年の3月28~31日を除き、融雪期には積雪水量が連続的に減少した(第4-3図b)。凍結年・非凍結年ともに融雪期の気温は比較的高く(第4-3図a)、気温の低下に伴う地表面付近における融雪水の再凍結(Stadlerら、1996)はほとんど生じなかったと考えられる。

(2) 表層の土壌水分量と地温の変化

2002-03年には融雪期に凍結層が存在した(第4-1図c)。地表面の温度はマイナスであったが、融雪期が始まるとすぐにほぼ0°Cになり、この状態は融雪が終わるまで続いた(第4-3図cの左図)。深

さ5cmの液状水量は融雪が始まる前にはほぼ一定であったが、融雪期に入ると急激に増加した(第4-3図dの左図)。液状水量の増加は凍結層中の氷の融解によっても引き起こされるが、融雪期のはじめには積雪深が50cm以上あり(第4-1図bの線1)、気温の上昇により凍結層の氷の急激な融解が発生したとは考えにくい。融雪期のはじめの液状水量の増加は融雪水の凍結層への浸入を意味していると考えられる。融雪期の初日から2日後にみられた深さ30cmの地温の段階的な低下(第4-3図cの左図、線1から2個目のプロット)は、温度の低い融雪水が下層に供給されたことで生じたと考えられる。

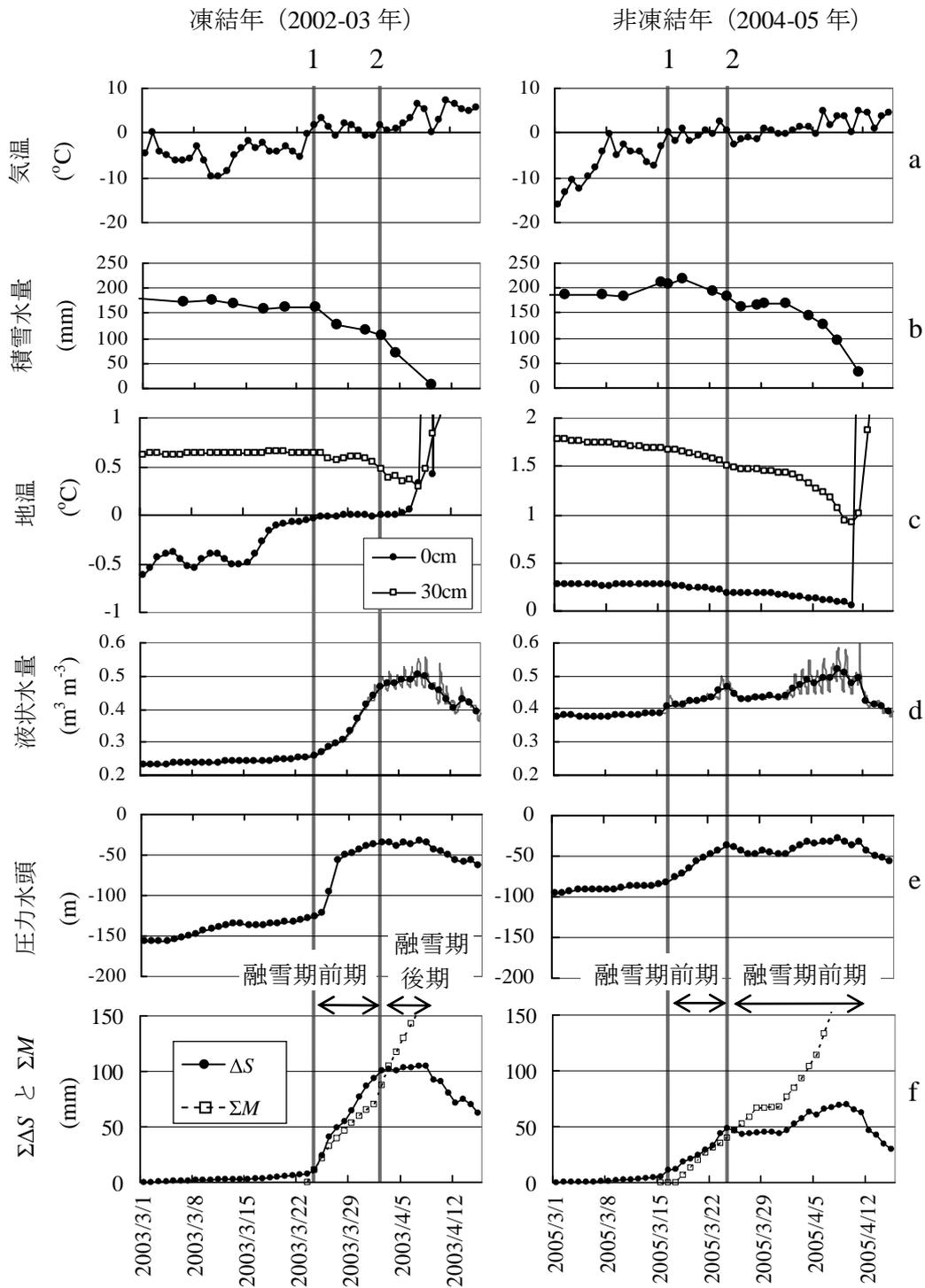
2002-03年とは対照的に、2004-05年の融雪期には凍結層が形成されていなかった(第4-2図c)。地表面と深さ30cmの地温は融雪期の前からプラスであり、融雪期の初期には両深さの地温ともゆっくりと低下した(第4-3図cの右図)。凍結層が形成されていない2005年は水の凍結による液状水量の減少がないため、融雪期以前の深さ5cmの液状水量は2003年よりも多かった(第4-3図d)。2005年には融雪期以前の深さ5cmの水分量はほぼ一定であったが、融雪期に入ると融雪水の浸入によって増加した(第4-3図dの右図)。

(3) 深さ50cmの圧力水頭の上昇

融雪期より前の期間における深さ50cmの圧力水頭は、2003年が2005年に比べて小さく(第4-3図e)、2003年には凍結層が形成されるとき鉛直上向きの水移動により下層が乾燥したことがわかる。同深さの圧力水頭の急激な上昇は、2003年には融雪開始から2日後から、2005年には融雪開始から1日後から始まっており(第4-3図e)、浸潤前線が同深さに非常に早く到達したことがわかる。

(4) 深さ0~105cmの水分貯留量の推移

3月1日を起算日として地表面から深さ105cmまでの土層に貯留された水分量(液状水量)の増加量(ΔS)を計算した結果を第4-3図fに示す。2002-03年・2004-05年ともに、融雪期より前の ΔS はほぼ一定であり、融雪が始まるとすぐに上昇した(第4-3図fの線1)。両年ともに融雪開始から1週間程度たった後には ΔS がほぼ一定になった(第4-3図fの線2)。融雪開始から ΔS が一定になるまでの期間(第4-3図の線1と2の間)の融雪水量は、



第4-3図 凍結年(2002-03年冬期)と非凍結年(2004-05年冬期)の3月1日から4月15日における(a)日平均気温,(b)午前9時の積雪水量,(c)地温(日平均値),(d)深さ5cmの液状水量(●は日平均,灰色の実線が時間平均値),(e)深さ50cmの圧力水頭(日平均値),(f)深さ105cmまでの水分貯留量(ΔS)と融雪水量(ΣM)の積算値。線1は融雪期のはじめを,線2は ΔS の顕著な増加が止まった日を意味する。

2002-03年融雪期の88mmに比べて2004-05年融雪期は39mmと少なかった(第4-3図fの ΣM)。一方、融雪期の前に下層が乾燥していたため(第4-1図eと2図e), 同期間の ΔS は2002-03年融雪期の方が大きかった(第4-3図f)。以下の解析では、 ΔS が連続的に増加する期間を融雪期前期(第4-3図fの線1と2の間)、 ΔS がほぼ一定で推移する期間を融雪期後期とし、それぞれについて融雪水の浸透速度を推定する。

3) 融雪水の浸透速度の定量的評価

(1) 融雪期前期の浸透速度

融雪開始から融雪期前期の終日までの間の ΔS は、2002-03年が95mm, 2004-05年が44mmであり、同期間の融雪水量(ΣM)である2002-03年の88mmと2004-05年の39mmとほぼ同じ値を示した(第4-3図fの線1と2の間)。2003年には凍結層が存在していたため、 ΔS は凍結層の氷の融解によっても増加する。深さ5cmの液状水量は融雪期前期に $0.26 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ から $0.46 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ に増加した(第4-3図d)。この増加は凍結層中の氷の融解だけではなく、融雪水の浸透によっても引き起こされたと考えられるが、深さ5cmの層の液状水量の増加が氷の融解のみにより引き起こされ、この増加量($0.46 - 0.26 = 0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)を融雪が始まる直前の9cmの厚さの凍結層(第4-1図cの線1)で生じた不凍水の増加量の平均値であると仮定すると、この期間に凍結層の氷の融解により増加した水分量は18mmであったと考えられる。この値は、2002-03年融雪期前期の終日の ΔS である95mm(第4-3図f)の19%に相当し、深さ0~105cmの水分の増加量と比べて小さい。さらに、前述のように深さ5cmの水分量は融雪水の浸透によっても増加したと考えられることや、融雪期の後期にも凍結層が存在した(第4-1図c)ことから、この時期に凍結層の氷の融解により生じた液状水量の増加は18mmよりもさらに小さいと考えてよい。そのため、融雪期前期の ΣM と深さ105cmまでの土層に貯留された水分の増加量(ΔS)がほぼ等しいと考えられることから、土壌凍結層が存在した2002-03年融雪期においても、凍結層が存在しなかった2004-05年融雪期と同様に、ほとんど全ての融雪水が土壌中に浸透したと判断される。2002-03年も2004-05年も融雪期前期の ΔS と ΣM の上昇率はほぼ等しいため(第4-3図f)、両年の融雪期とも融雪が始まるとすぐ

に融雪水が土壌中に浸透したと考えられる。試験圃場では亀裂等の大きな粗間隙は観察されなかったものの、融雪水の浸透形態は、カナダで粗大間隙が発達した圃場でみられる融雪水の無制限浸透(Unlimited infiltration; GRAYら, 2001)と同じタイプに属すると考えてよい。

(2) 融雪期後期の浸透速度

深さ105cmより下層への浸透が卓越したため、融雪期後期には ΔS がほぼ一定になった(第4-3図f)。そこで、特に凍結層が存在した2003年において、気温の上昇に伴って融雪水量が増加した融雪期後期(第4-3図aとb)にも、融雪期前期にみられたような無制限浸透が続いているのかを調査するため、土壌中の水フラックスを推定した。

深さ60cmと70cmに埋設されたテンシオメータの値から計算した融雪期後期の動水勾配はほぼ1であり、期間内の変動もほとんど無かった(第4-2表)。また、深さ60cmと深さ70cmの水分量の平均値として深さ65cmの水分量(θ_{65})を計算したところ、観測期間の4年間については凍結層の有無によらず融雪期後期にはほぼ一定の値(約 $0.55 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)をとった(第4-2表)。これらの理由から、深さ60cmと70cmの間の土壌は融雪期後期に定常状態であったと考え、非凍結年のデータから以下の水収支的な方法により深さ65cmの不飽和透水係数(k ; cm s^{-1})を計算した。不飽和透水係数は一般に水分量の関数として表され、透水係数(k)と水分量との間にはヒステリシスがほとんど無いとされている(TOPP, 1969, HASEGAWAとSAKAYORI, 2000)。そこで、凍結層の氷が融解して土壌水分を増加させる可能性があることで水収支的な解析が難しい凍結年について、非凍結年のデータから計算された $k(\theta_{65})$ を適用し、深さ65cmの水フラックスを算出した。

上述のように、融雪期前期には融雪水量(M ; mm d^{-1})と融雪水の浸透量がほぼ等しかったため、融雪速度が浸透速度を超えなければ、表面流出はほとんど生じないと考えてよい。表面流出量が無視できると仮定すると、深さ65cmにおける水フラックス(q_{65} ; mm s^{-1} ; 鉛直上向きがプラス)は以下の水収支式で現される。

$$\Delta S_{65} / \Delta t = M / 86400 + q_{65} \quad (4-2)$$

ここに、 $\Delta S_{65} / \Delta t$ は深さ0~65cmの水分貯留量の変化(mm s^{-1} ; 増加したときにプラスの値をとる)で

第4—2表 各年の融雪期後期の期間と、それぞれの期間における深さ65cmの圧力水頭(ψ)・動水勾配・土壌水分量の平均値と標準偏差、ならびに下方浸透量($-\Sigma q_{0.65}$)・融雪水量(ΣM)の積算値とその割合($-\Sigma q_{0.65}/\Sigma M$)。

融雪期 後期	ψ (cm)	動水 勾配	水分量 ($m^3 m^{-3}$)	$-\Sigma q_{0.65}$ (mm)	ΣM (mm)	$-\Sigma q_{0.65}/\Sigma M$ (%)
2002年3月 22—29日	-0.33 ± 0.01	-0.99 ± 0.04	0.56 ± 0.001	89	99	90
2003年4月 2—8日	-0.32 ± 0.02	-1.00 ± 0.11	0.55 ± 0.003	78	98	80
2004年3月20日 —4月1日	-0.32 ± 0.02	-0.89 ± 0.08	0.55 ± 0.003	137	176	78
2005年3月24日 —4月11日	-0.31 ± 0.01	-1.19 ± 0.02	0.55 ± 0.001	161	213	76

ある。一方、ダルシーの法則により q_{65} は次式で表される。

$$q_{65} = -k(\theta_{65}) \times \{(\phi_{60} - \phi_{70} + \Delta z) / \Delta z\} \times 10 \quad (4-3)$$

ここに、 ϕ_{60} と ϕ_{70} はそれぞれ深さ60、70cmの圧力水頭、 Δz は圧力水頭の測定間隔(10cm)である。式(4-2)と式(4-3)から、水収支と動水勾配から不飽和透水係数を算出する式が得られる。

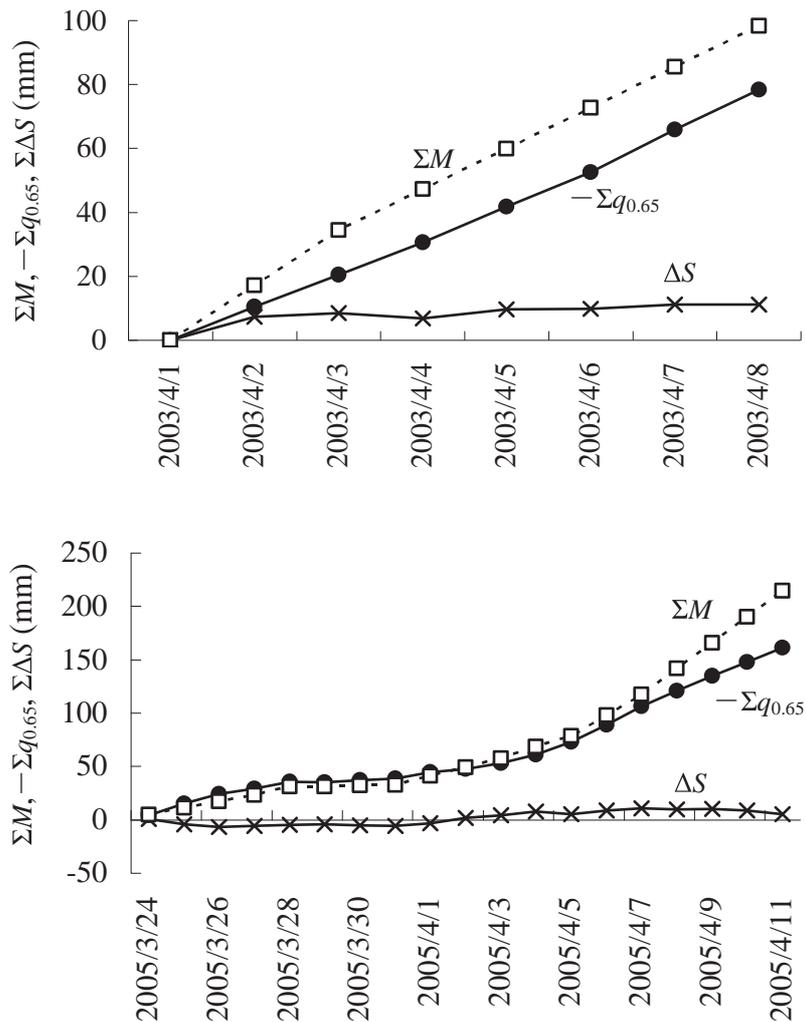
$$k(\theta_{65}) = (M/86400 - \Delta S_{65} / \Delta t) / [\{(\phi_{60} - \phi_{70} + \Delta z) / \Delta z\} \times 10] \quad (4-4)$$

凍結層における氷の融解による液状水量の増加が $\Delta S_{65} / \Delta t$ に影響を与える可能性があるため、凍結年である2001-02年と2002-03年の融雪期後期に式(4-4)を適用することはできない。そこで、融雪期に凍結層が存在しなかった2003-04年と2004-05年の融雪期後期のデータを用いて式(4-4)から $k(\theta_{65})$ を計算した。融雪水が浸透量を超え、表面流出が発生するときには、表層土壌が飽和状態になっていると考えられる。そこで、計算に際しては、表層(深さ5cm)が明らかに飽和しておらず、かつ深さ60・70cm間の動水勾配が一定で推移する期間を選び、それ以外の日のデータは計算対照から除外した。その結果、2004・2005年ともに透水係数の平均値は $k(\theta_{65}) = 1.3 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ となった。

計算した $k(\theta_{65})$ を用いて凍結年における深さ65cmの下方浸透量を推定した。 θ_{65} が凍結年と非凍結年でほとんど同じであったため、上記の $k(\theta_{65})$ を凍結年である2001-02年と2002-03年の融雪期後期

にも適用できると考え、式(4-3)によりこの期間の水フラックスを計算した。非凍結年である2003-04年と2004-05年の融雪期後期については、融雪水量が多く、表層土壌が飽和に近いために表面流出の可能性があると考えられた融雪期の最後の1週間において、式(4-3)から深さ65cmの水フラックスを計算し、それ以外の期間においては式(4-2)から水フラックスを計算した。2002-03年と2004-05年の融雪期後期の計算結果を第4—4図に示す。図中の ΣM 、 $-\Sigma q_{65}$ 、 ΔS は、それぞれ融雪期後期のはじまり(第4—3図の線2)を起算日としたときの融雪量と深さ65cmの下方浸透量の積算値、ならびに深さ105cmまでの水分貯留量の増加量である。2002-03年は2004-05年に比べて積雪水量が少なく(第4—3図b)、雪解けが早かったため、2002-03年のほうが2004-05年よりも融雪期後期の期間は短かった。その他の凍結年(2001-02年)と非凍結年(2003-04年)についても ΣM 、 $-\Sigma q_{65}$ 、 ΔS の推移は第4—4図と同様であった。

上述のように、凍結年・非凍結年ともに、融雪期後期に ΔS はほとんど変化しなかった(第4—4図)。2004-05年融雪期には式(4-2)を用いて M から q_{65} を計算したため、融雪期後期の最初の2週間は ΣM と $-\Sigma q_{65}$ がほぼ同じであったが、式(4-3)により M とは独立して計算した最後の1週間に $-\Sigma q_{65}$ が ΣM よりも小さくなった(第4—4図の下図)。この原因として $k(\theta_{65})$ の過小評価も考えられるが、この期間の融雪速度は期間の中で最も大きく(第4—4図



第4-4図 凍結年（2002-03年；上図）と非凍結年（2004-05年；下図）の融雪期後期における融雪水量（ ΣM ）と深さ65cmの下方浸透量（ $-\Sigma q_{65}$ ）の積算値，ならびに地表面から深さ105cmまでの土層の水分貯留量の増加量（ ΔS ）。

の下図)，かつ1時間毎の深さ5cmの水分量の変化をみると，融雪期の最後の一週間は一日のうちで最も融雪速度が大きい午後に表層が飽和状態になっていることから（第4-3図d），表面流出によって $-\Sigma q_{65}$ が ΣM よりも小さくなった可能性が高い。

凍結年である2002-03年には期間を通して q_{65} は M から独立して計算したが， ΣM と $-\Sigma q_{65}$ は期間を通してほぼ同じ値を示した（第4-4図の上図）。この結果は，融雪速度が増加し（第4-3図の左図），表層の土壌水分量がより多い（第4-3図dの左図）融雪期後期においても，凍結層は融雪水の浸透をほとんど抑制しないことを示している。

同じ方法により，観測期間中の4回の融雪期

（2002-05年の融雪期）について，融雪期後期における下方浸透量の総量（すなわち，消雪日の $-\Sigma q_{65}$ ）を計算した結果を第4-2表に示す。凍結年である2001-02年と2002-03年の融雪期後期の融雪水量に対する深さ65cmの下方浸透量の積算値はそれぞれ90%と80%であり，非凍結年の2003-04年と2004-05年の値である78%と76%と同程度であった。このことは，凍結深が最大で20cm程度と薄い場合には，融雪期に凍結層が存在してもそれが融雪水浸透の抵抗とはならないことを示している。西尾ら（1988）は本試験圃場と同じ火山灰土壌の圃場において，最大凍結深が20~25cm程度のときに春先に硝酸態窒素が溶脱した理由について，湛水した融雪水が凍土の融解

後に浸透したためと説明しているが、この程度の土壌凍結深であれば凍結層が融解する前に多量の融雪水が土壌中に浸透し、肥料成分を溶脱した可能性も十分に考えられる。

4) 積雪層の断熱効果と融雪期の気温が融雪水の浸透に与える影響

BAYARDら(2005)は90cm以上の積雪により多量の融雪が生じる山岳地帯において凍結年と非凍結年の表面流出量を比較し、表層や凍結層内での融雪水の再凍結によって凍結年には非凍結年よりも多量の融雪水が表面流出していることを示した。HARDYら(2001)は除雪により土壌凍結層が形成された圃場と、これと隣接し、多量の積雪による断熱効果で凍結層が形成されなかった自然積雪状態の圃場において、両圃場の融雪水量がほぼ同じとみなせる期間の融雪水の浸透量を比較した結果、凍結層が存在する場合の浸透量は凍結層が存在しない場合の浸透量の78~88%であったことを報告している。彼らの結果とは対照的に、今回の観測では凍結年と非凍結年の融雪水の浸透量に違いはみられず、凍結層が融雪水の浸透を抑制することはないと判断された。凍結の履歴を受けていない土壌の場合は、凍結した土壌が融解することで透水係数が増加することが知られている(長沢と梅田, 1986)。しかし、試験圃場の表層土壌は凍結融解を繰り返しているため(第1—3図)、凍結融解による透水係数の増加が融雪水の浸透を促進したとは考えにくい。今回、凍結年と非凍結年で融雪水の浸透量に差が見られなかった一因として、融雪期の気温が比較的高かったため(第4—3図a)、融雪水が再凍結せず、凍結年においても地表面にアイスシート(停滞水が凍結してできる氷の層)が形成されなかったことが挙げられる(STADLERら, 1996; BAYARDら, 2005)。また、凍結層が融雪水の浸透を抑制しなかったもう一つの重要な要因として、雪による断熱効果によって凍結年においても融雪期より前に表層付近の地温がすでにほぼ0°C(-0.1°C以上)であったことが挙げられる(第4—1図と3図c)。

凍結層の地温が融雪水の浸透に与える影響を調査するため、簡単な熱収支の計算をおこなった。2003年1月4日の降雪により積雪深が70cmを超えると(第4—1図b)、凍結層の地温はゆっくりと上昇し、融雪期の直前には0~-0.1°Cになった(第3—2図e;

第4—1図と3図c)。凍結層の地温が0°Cより低い場合、凍結層に浸入した融雪水が再凍結することで潜熱が供給され、地温が上昇する(ZHAOら, 1997)。もし、融雪期の前の凍結層の地温が十分に低ければ、凍結層で再凍結した氷が多量の融雪水の浸透を阻害して、融雪水の下層への浸透が抑制されると考えられる。そこで、凍結層で再凍結した氷の量を推定するため、はじめに、以下の式により凍結層の体積熱容量(C)を計算した。

$$C = c_s \rho_d + c_w f_w \rho_w + c_i f_i \rho_i \quad (4-5)$$

ここに、 c_s 、 c_w 、 c_i はそれぞれ土、水、氷の熱容量、 ρ_d は乾燥密度、 f_w と f_i は水と氷の体積割合、 ρ_w と ρ_i は水の密度を意味している。第3章第2節と同じ値を用いて C を計算した結果、融雪期の直前の2003年3月22日の C は $2.2 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ と計算された。凍結層に浸入した融雪水の温度を0°Cと仮定すると、この値と水の融解潜熱($L_f = 333.6 \times 10^6 \text{ J m}^{-3}$; DORZY, 1940)、凍結層の平均的な地温(T_f ; °C)、凍結層の厚さ(Δz ; mm)から次式により凍結層における融雪水の再凍結量(S_{FZ} ; mm)が計算される。

$$S_{FZ} = (C T_f) / L_f \times \Delta z \quad (4-6)$$

この式を用いて凍結層における氷の再凍結量を計算した結果、2002-03年の融雪期直前の深さ9cmの凍結層において、地温を-0.1°Cから0°Cまでに上昇させるためには、非常に少ない量の融雪水の再凍結($0.0007 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)による潜熱の供給が必要とされることが明らかになった。一方、深さ5cmの地温が-2°Cで凍結深が17cmの2003年1月2日(第3—2図e; 第4—1図cとd)に仮に融雪水が土壌に供給されたと仮定すると、潜熱により地温を0°Cに上昇させるためにはより多くの融雪水の再凍結($0.012 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)が必要となり、再凍結した氷が多量の融雪水の浸透を抑制することが考えられる。以上の計算結果が示すように、積雪により大気と土壌が断熱されることで生じる地温の上昇により、凍結層における融雪水の再凍結がほとんど発生しないことが、凍結層が融雪水の浸透を抑制しない一因であると考えられる。

4. 結論

高い間隙率と飽和透水係数をもつ火山灰土壌の試験圃場において、土壌凍結深が最大で17~21cm発達した年(凍結年)の融雪水の浸透速度は、融雪期に凍結層が全く無かった年(非凍結年)の浸透速度と

変わらず、時間遅れなく、ほとんど全ての融雪水が土壌中に浸透したことが観測結果から明らかになった。凍結年・非凍結年ともに、融雪がはじまってからおよそ1週間で浸潤前線が深さ1mに到達し、それ以降、消雪日まで深さ1mまでの水分量にほとんど変化がみられず、多量の融雪水(78~161mm)がこの層を浸透した。この結果は、世界の多くの土壌凍結地帯の農地でみられる、土壌凍結層が融雪水の浸透を著しく抑制するという現象とは大きく異なっている。凍結層が融雪水の浸透を抑制しなかった主な原因として、観測サイトのある十勝地域中部では融雪期に気温が比較的高いため、融雪水が再凍結せず、融雪水の浸透を抑制する原因となるアイスシートが地表面に形成されなかったことが挙げられる。さらに、多量の積雪層によって土壌が大気と断熱されることで融雪期よりも前に地温が0°C付近まで上昇し、凍結層内で融雪水の再凍結がほとんど生じなかったことも多量の融雪水が下層に浸透した要因であると考えられる。気候変動によって、十勝地域中部では多量の積雪が生じる時期が年々早まっており、これによって積雪層が土壌と大気を断熱する期間が長期化している。今回観測された融雪水の土壌への多量の浸透は、同じ土壌・気象条件をもつ十勝の他の地域でも現在生じていると考えられるため、これらの農地では肥料成分の下層への移動による農地内の物質循環の変化や地下水汚染等、環境への影響が懸念される。

V. 寒候期と暖候期の土壌水分移動の比較[†]

1. はじめに

寒冷圏における冬期の水文現象のうち、融雪水の挙動については注目されており、凍結層の有無による融雪水の浸透量や表面流出量、春先の河川流量の多少など、水文現象を定量的に評価するための研究がおこなわれている(例えば、BAYARDら、2005; HARDYら、2001; LINDSTRÖMら 2002; SHANLEYとCHALMERS, 1999)。一方、気候変動を予測するための土壌水分移動予測モデルは、バケツモデル等、土壌中の物理現象を十分に考慮していない場合が多く(例えば、ROBOCKら、1995)、厳寒期の積雪条件下の土壌水分量はほぼ一定と予測される場合が多い(例えば、PITMANら、1999; LUOら、2003)。HIROTAとKASUBUCHI

(1996)による多雪地帯の土壌水分移動の通年観測の結果も、暖候期に比べて寒候期の土壌水分量の変化は非常に小さいことを示している。そのため、厳寒期の土壌水分移動量は年間の水収支にはほとんど影響を与えないと考える場合が多い。しかし、第2章から第4章で示したように、凍結層が発達するときに鉛直上向きに土壌水分が移動し、下層土が乾燥する。また、底面融雪に関するいくつかの研究例(小島、1982; 倉島ら、1999)が示すように、凍結層が存在しない条件では厳寒期にも融雪水が土壌に供給され続けるため、土壌水分量がほとんど変化しない多雪地帯でも、厳寒期に無視できない量の水が鉛直下向きに移動している可能性がある。このように、融雪期以前にも凍結層の有無により土壌水分移動がかなり異なる可能性がある。

そこで本章では、土壌凍結層が形成される年とほとんど形成されない年がある試験圃場において、第2章で開発された観測システムを用いて5年間にわたる土壌中の水フラックスの連続観測をおこなった。この章では、凍結層の有無による寒候期の土壌水分移動様式の違いを定量的に評価し、寒候期と暖候期の土壌水分移動量の類似点や相違点を整理することで、寒候期の土壌水分移動の特徴を明らかにする。この章の目的は、凍結層の存在が寒候期の土壌水分移動に与える影響を評価し、寒候期の土壌水分移動が暖候気を含む年間を通じた農地の物質循環に与える影響を考察することにある。

2. 野外観測

北海道農業研究センター芽室研究拠点の試験圃場で観測をおこなった(第2—3図)。観測サイトの詳細は第2章のとおりである。観測期間は2002年7月から2007年4月であり、観測期間中、除草剤の散布等により地表面を裸地状態で管理した。

土壌水分移動の定量的評価をおこなうため、第2—1図に示した観測項目のうち、圧力水頭、土壌水分量(液状水量)、地温、積雪深、積雪水量、気温、降水量のデータを使用した。また、熱収支モデルによる暖候期の地表面蒸発量の推定と検証(本章3節2)を参照)のため、深さ2cmの地中熱流量と上向き・下向きの短波・長波放射量、小型ライシメータ内の水分減少量のデータを使用した。

[†]本章の一部はIWATAら(2010b)で発表した。

3. 数値計算による水フラックスの計算とその検証

1) 水フラックスの計算方法

厳寒期を含む年間を通じた土壌水分移動量を定量的に評価するため、土壌中の水フラックスを計算した。

観測期間中の凍結深は最大で20 cmであった。水と氷の相変化に伴う計測・解析上の困難さから、凍結層内の水フラックスを測定することは難しい。そこで、以下の水収支式により凍結層直下である深さ20cmの水フラックス（鉛直上向きがプラス）の積算値（ Σq_{20} ; mm）を計算した。

$$\Delta S_{20-65} = \Sigma q_{65} - \Sigma q_{20} \quad (5-1)$$

ここに、 Σq_{65} は深さ65cmの水フラックスの積算値、 ΔS_{20-65} は深さ20cmから65cmの層に貯留された水分の増加量である。深さ20mの水分量を深さ20-25cmの土層の、深さ30, 40, 50, 60cmの水分量をそれぞれ深さ25-35cm, 35-45cm, 45-55cm, 55-65cmの土層の平均的な水分量と仮定することで水分量の実測値から各層の水分貯留量を計算し、それらを足し合わせることで深さ20-65cmの層の水分貯留量を計算した。深さ65cmの水フラックス（ q_{65} ; mm s^{-1} ）はダルシー則の式(4-3)により計算した。

$$q_{65} = -k(\theta_{65}) \times \{(\phi_{60} - \phi_{70} + \Delta z) / \Delta z\} \times 10 \quad (4-3)$$

ここに、 $k(\theta_{65})$ は土壌水分量が θ_{65} のときの不飽和透水係数（ cm s^{-1} ）、 ϕ_{60} と ϕ_{70} は深さ60・70cmの圧力水頭（cm）、 Δz は深さ60, 70cmの間の距離（10cm）である。 θ_{65} は深さ60cmと70cmの水分量の

算術平均とした。

LUCKNERら（1989）は、MUAREM-VAN GENUCHTENのモデル（VAN GENUCHTEN, 1980）により推定された不飽和透水係数と水分量の関係を1点の不飽和透水係数の実測値で補正することで推定精度が向上することを示した。第4章で、融雪期後期に下層の土壌水分状態がほとんど変化しないことを利用し、深さ65cmにおいて、土壌が湿潤なときの試験圃場における不飽和透水係数を水収支法により計算した。そこでここでは、以下の方法によりLUCKNERら（1989）のモデルを用いて深さ65cmの $k(\theta)$ を推定した。

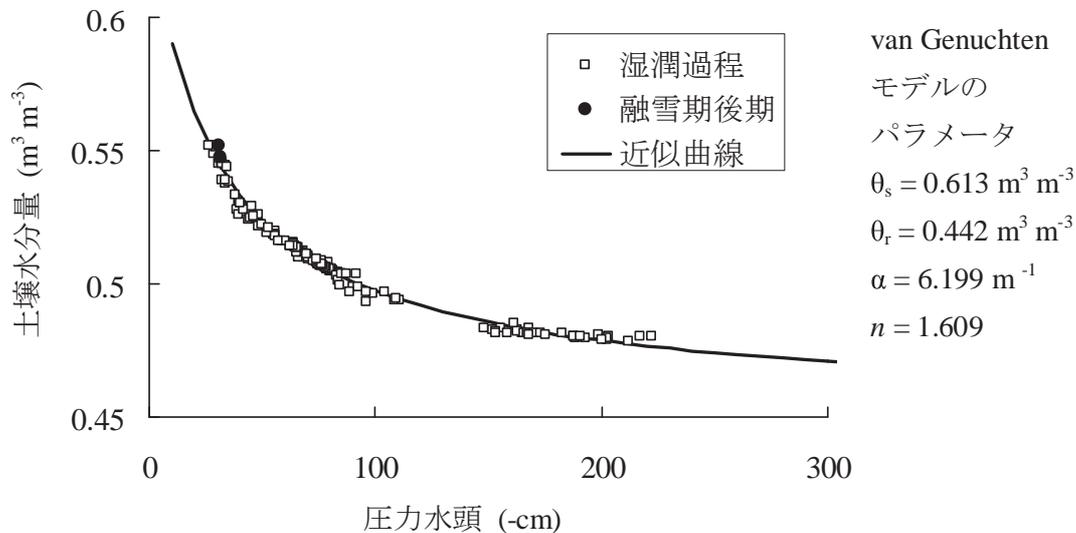
融雪水の浸透により下層の土壌水分は増加するため、融雪期のデータから水収支法で計算した上記の不飽和透水係数は湿潤過程の値と考えてよい。そこで、2002年から2005年の全ての観測期間について、深さ60cmと70cmの測定値を平均することで深さ65cmの土壌水分量と圧力水頭を計算し、これらの値の変化と降水量のデータから深さ65cmの土壌が湿潤過程にあるときのデータを抽出し、土壌水分量と圧力水頭の関係性を求めた（第5-1図）。得られた関係を平均二乗誤差が最小になるように以下の式で近似した（VAN GENUCHTEN 1980）。

$$S_e = [1 + (-\alpha \phi)^n]^{-m} \quad (5-2)$$

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (5-3)$$

$$m = 1 - 1/n \quad (5-4)$$

ここに、 S_e は有効飽和度（式(5-3)により定義される、0~1の値をとるように土壌水分量を正規化した値）、 ϕ は圧力水頭（cm）、 α と n はモデルのパラメ



第5-1図 観測データから得られた湿潤過程における深さ65cmの圧力水頭と土壌水分量の関係。

ータ, θ は体積含水率, θ_r は残留体積含水率 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), θ_s は飽和水分量 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である。 θ_s は深さ 65 cm を含む土層から採取した土壌試料の間隙率を用いた。また, θ_r は変数として与え, 他のパラメータと同様に平均二乗誤差が最小になるように決定した。湿潤過程における深さ 65 cm の ϕ と θ の関係を上記の関数で近似することで決定されたパラメータを用いて, 以下の式により $k(\theta)$ を求めた (LUCKNER ら, 1989)。

$$k(\theta) = k(\theta_0) \times (S_e/S_{e0})^{0.5} \times \left[\frac{\{1 - (1 - S_e^{-1/m})^m\}}{\{1 - (1 - S_{e0}^{-1/m})^m\}} \right]^2 \quad (5-5)$$

ここに, $k(\theta_0)$ は水収支法により計算した深さ 65 cm の不飽和透水係数で, 凍結層が無い 2004 年と 2005 年の融雪期後期の水分貯留量と動水勾配から計算した透水係数 (第 4 章) の平均値とした。また, θ_0 は $k(\theta_0)$ を計算したときの深さ 65 cm の土壌水分量であり (第 5—2 図), 融雪期後期の同深さの水分量の平均値を計算することで算出した。 S_{e0} は式 (5-3) の θ に θ_0 を代入したときの値である。計算結果を第 5—2 図に示す。参考までに, 第 4 章で計算した, 凍結層が存在しなかった 2003—04 年と 2004—05 年の融雪期後期のデータから水収支法で計算した, 不飽和透水係数と深さ 0.65 m の水分量の関係も, 図中にプロットした (第 5—2 図の ■印)。第 4 章で説明したように, 試験圃場では不飽和透水係数と土壌水分量の間ヒステリシスは無視しても問題ないと考えられる。そこで, 湿潤過程のデータから得られた $k(\theta)$ は乾燥過程にも適用できると判断した。推定された

$k(\theta)$ を用いて式 (4-3) により q_{65} を計算し, 式 (5-1) により q_{20} を計算した。なお, 式 (5-1) の ΔS_{20-65} は翌日の 0 時の深さ 20~65 cm における水分貯留量から当日の 0 時の値を引いた値として日単位で計算した。

各データの測定間隔である 10 分間のデータを用いて式 (4-3) により深さ 65 cm の水フラックス (mm s^{-1}) を計算し, 計算された水フラックスを一日ごとに平均した値を単位換算することで一日ごとの深さ 65 cm の水フラックス (mm d^{-1}) を計算した。水フラックス (q) からその積算値 (Σq) への変換は以下の式によりおこなった。

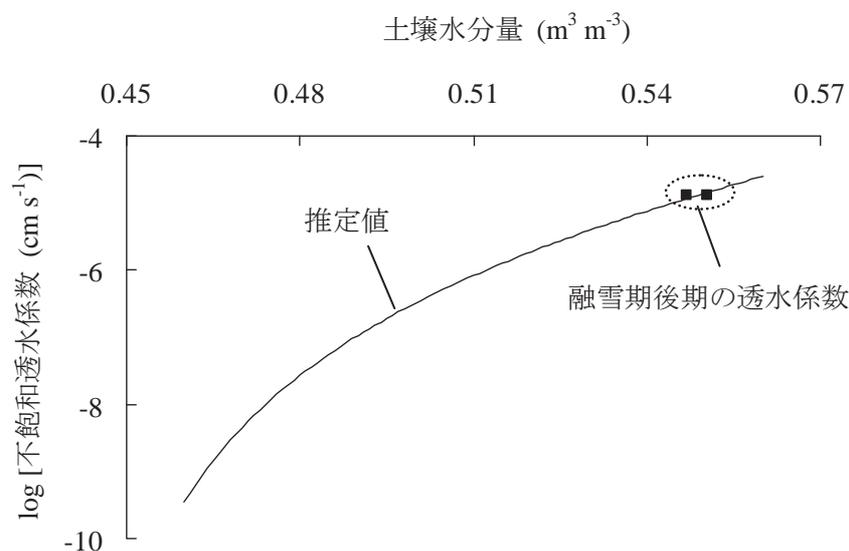
$$\Sigma q = \int q dt \quad (5-6)$$

2) 計算した水フラックスの検証

式 (5-1) により深さ 20~65 cm の土層の水収支から計算した深さ 20 cm の水フラックスの推定精度を確認するため, 暖候期において地表面から深さ 20 cm までの土層の水収支から得られる深さ 20 cm の水フラックスを計算し, 両者を比較した。試験圃場は平坦な地形であるため, 水平方向の水移動は無視できると仮定すると, 暖候期の深さ 20 cm までの水収支は以下の式で表される。

$$\Delta S_{0-20} = \Sigma P - \Sigma E + \Sigma q_{20} \quad (5-7)$$

ここに, ΣE は蒸発量 (mm), ΣP は降水量 (mm), ΔS_{0-20} は深さ 0—20 cm の間の層に貯留された水分の増加量 (mm) である。後述のように, ΣE の推定には一定の誤差があると考えられる。各土層から採取した土壌で WCR のキャリブレーションをおこなって



第 5—2 図 深さ 65 cm の土壌水分量と不飽和透水係数の関係。

求めた水分量の補正式の値とカラム内の水分量の実測値との間の平均二乗誤差は、推定誤差が最も大きい土層で $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ であったことから、式(5-1)の ΔS_{20-65} や式(5-7)の ΔS_{20-65} にも誤差が生じる可能性がある。そこで、これらの誤差によって式(5-7)によって q_{20} を計算するとき発生するノイズを少なくするため、多量のフラックスが発生している降雨後の数日間と、土壌水分状態が比較的安定している連続干天期間が数日続く期間を選び、式(5-1)と式(5-7)で計算された深さ20cmの水フラックスの積算値(Σq_{20})を比較した。なお、降雨時には、バイパス流や表面流出の影響を避けるため、降雨強度が比較的大きい場合($>10 \text{ mm h}^{-1}$)は比較対照から除外した。

深さ20cmより上部の水収支から同深さの水フラックスを算出するための式(5-7)の各要素のうち、 ΣP は雨量計の値を使用した。また、 $\Delta S_{0-20} / \Delta t$ は、深さ20cmまでに埋設された土壌水分センサの値を利用して計算した。地表面の熱収支モデルからバルク交換係数を決定し、風速、気温、正味放射量、地中熱流量の日平均値からバルク法により日蒸発量を推定することで ΣE を計算した(Appendix II)。2001-03年の積雪期間と降雨期間を除いた期間について、本試験地で小型のウェイングライシメータ(林ら, 1993; 林 2001)で測定した蒸発量や深さ105cmまでの水分貯留量の減少量と本方法による蒸発量を比較した結果、熱収支モデルによる推定値とこれらの実測値との差は、蒸発量の実測値の20%以内におおむねおさまっていることが確認された(HIROTAら, 2009; 第5-3図)。

水フラックスの検証結果を第5-4図に示す。図中の縦軸は式(5-1)により、横軸は式(5-7)によりそれぞれ計算された q_{20} の各期間(2~15日間)における積算値である。図から両者は1:1の直線上に乗っているため、式(1)により計算された q_{20} は高い精度で推定できていると考えて良い。そこで、以下の議論では q_{20} を中心に土壌中の水フラックスを議論し、必要に応じて次式により深さ105cmの水フラックス(q_{105})を計算した。

$$\Delta S_{20-105} / \Delta t = q_{105} - q_{20} \quad (5-8)$$

ここに、 ΔS_{20-105} は深さ20~100cmの水分計の値から計算した深さ20cmから105cmまでの層に貯留された水分の単位時間(Δt)における増加量である。

4. 結果

観測期間中の積雪深、積雪水量、地温、土壌水分量、式(5-1)により計算した深さ20cmの水フラックスの推移を第5-5図に示す。観測期間中、2003-04年、2004-05年、2005-06年の3回の冬には地温が 0°C を下回ることがほとんど無い、すなわち土壌凍結層がほとんど形成されない年であった(以下、非凍結年; 第5-5図c)。一方、2002-03年と2006-07年の2回の冬には土壌凍結深が約20cm発達した(以下、凍結年; 第5-5図c)。厳寒期と融雪期、ならびに暖候期における土壌水分量とその変化の特徴を調べるため、深さ20~105 cmまでの土層の水分貯留量(S_{20-105})の平均値と標準偏差を計算した(第5-6図)。

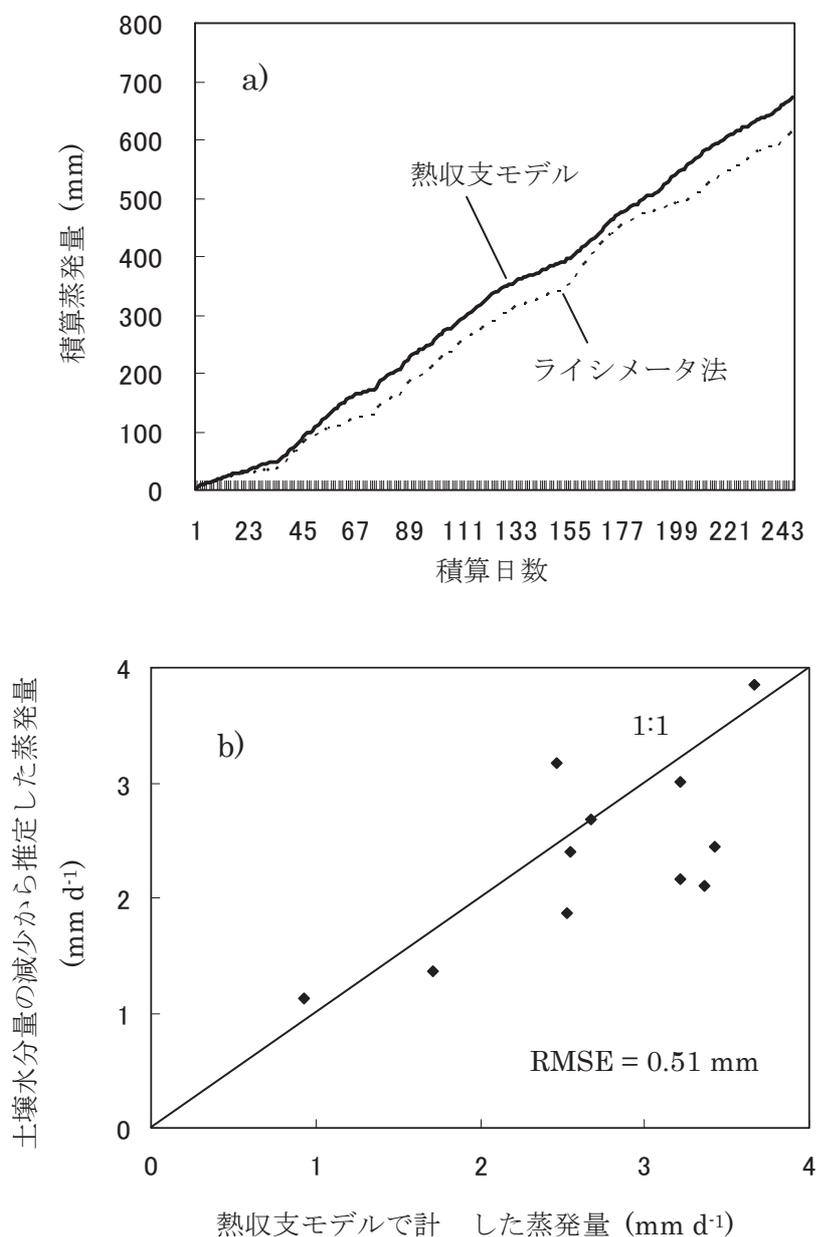
1) 凍結年と非凍結年の土壌水分移動

観測期間中、深さ20cm以深の水分量は融雪期に相当する3月下旬から4月上旬に最も高く(第5-5図d)、 S_{20-105} に凍結の有無による違いはみられなかった(第5-6図)。深さ20cmの水フラックスにも凍結年と非凍結年で融雪期の値に明確な違いがみられず、その絶対値は暖候期の降雨時と同程度であった(第5-5図e)。深さ20cm以深の地温は、凍結年・非凍結年ともに融雪期に急激に低下し、年間で最も低くなった(第5-5図c)。深さ1mの土壌水分量は融雪期に最大になった(第5-5図d)。これらの結果は、凍結層の有無に関係なく多量の融雪水が深さ1m以深まで浸透し、下層の地温が低下したことを意味している。

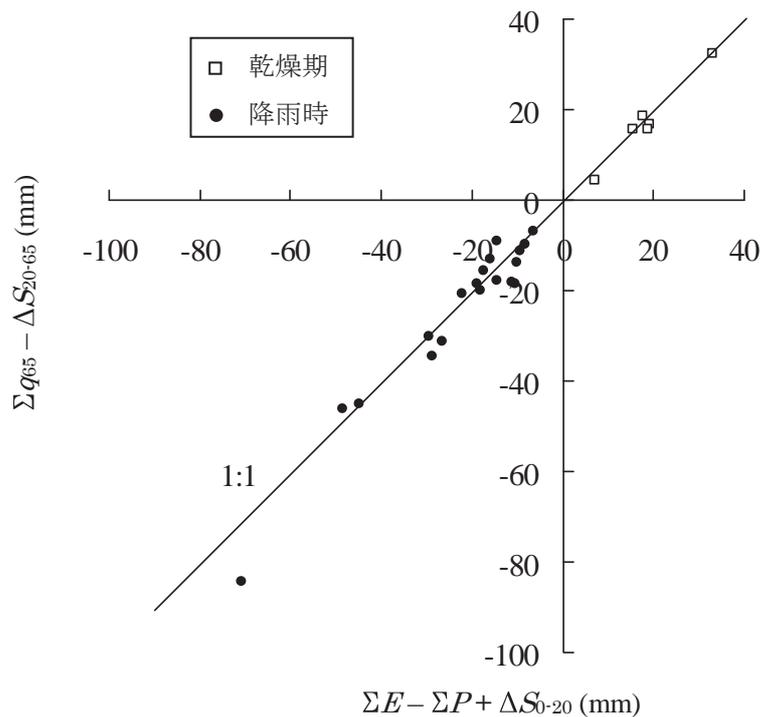
前章で述べたように、厳寒期には凍結層の有無による土壌水分量の明確な違いが観測された。すなわち、厳寒期の土壌水分量は凍結年には凍結層の発達に伴って減少するのに対し、非凍結年にはほぼ一定である(第4-1図と2図)。そのため、 S_{20-105} の変動係数は、非凍結年の方が凍結年よりもかなり小さかった(第5-6図)。

2) 寒候期と暖候期の土壌水分移動の比較

(1) 寒候期の深さ20~105cmの水分貯留量の特徴
厳寒期と暖候期の S_{20-105} を比較すると、凍結年の S_{20-105} は暖候期の S_{20-105} よりも小さいのに対し、非凍結年の S_{20-105} は暖候期の S_{20-105} よりもほとんどの年で大きかった(第5-6図)。また、融雪期の S_{20-105} の平均値は、暖候期の S_{20-105} の平均値よりも



第5—3図 (a)ライシメータ法と(b)深さ 105 cm までの層に貯留された土壌水分の減少量から推定された地表面蒸発量と、熱収支モデルにより推定した地表面蒸発量との比較。図 a は 2002・2003 年のうち、積雪期間と降雨時を除く期間の積算値、図 b は無降雨期間における 10 日間の平均値である (Hirota ら (2009) の図を一部変更)。図 b の土壌水分量の減少から推定した蒸発量は、深さ 105 cm 以深からの水供給量は無視できると仮定し、深さ 0~105 cm の水分貯留量の減少量から計算した。



第5—4図 深さ0～20 cmの土層の水収支 ($\Sigma E - \Sigma P + \Delta S_{0-20}$) ならびに深さ20～65 cmの土層の水収支 ($\Sigma q_{65} - \Delta S_{20-65}$) からそれぞれ計算した深さ20 cmの水フラックスの比較。白抜き四角は土壌が乾燥したときのデータを用いて計算した鉛直上向きの水フラックスを、黒丸は降雨時とその後2日間程度のデータを用いて計算した鉛直下向きの水フラックスを示している（詳細は本文5章3節2）を参照）。

30mm以上大きかった（第5—6図）。これらの結果から、厳寒期や融雪期（寒候期）と暖候期では土壌水分移動が異なることが示唆される。

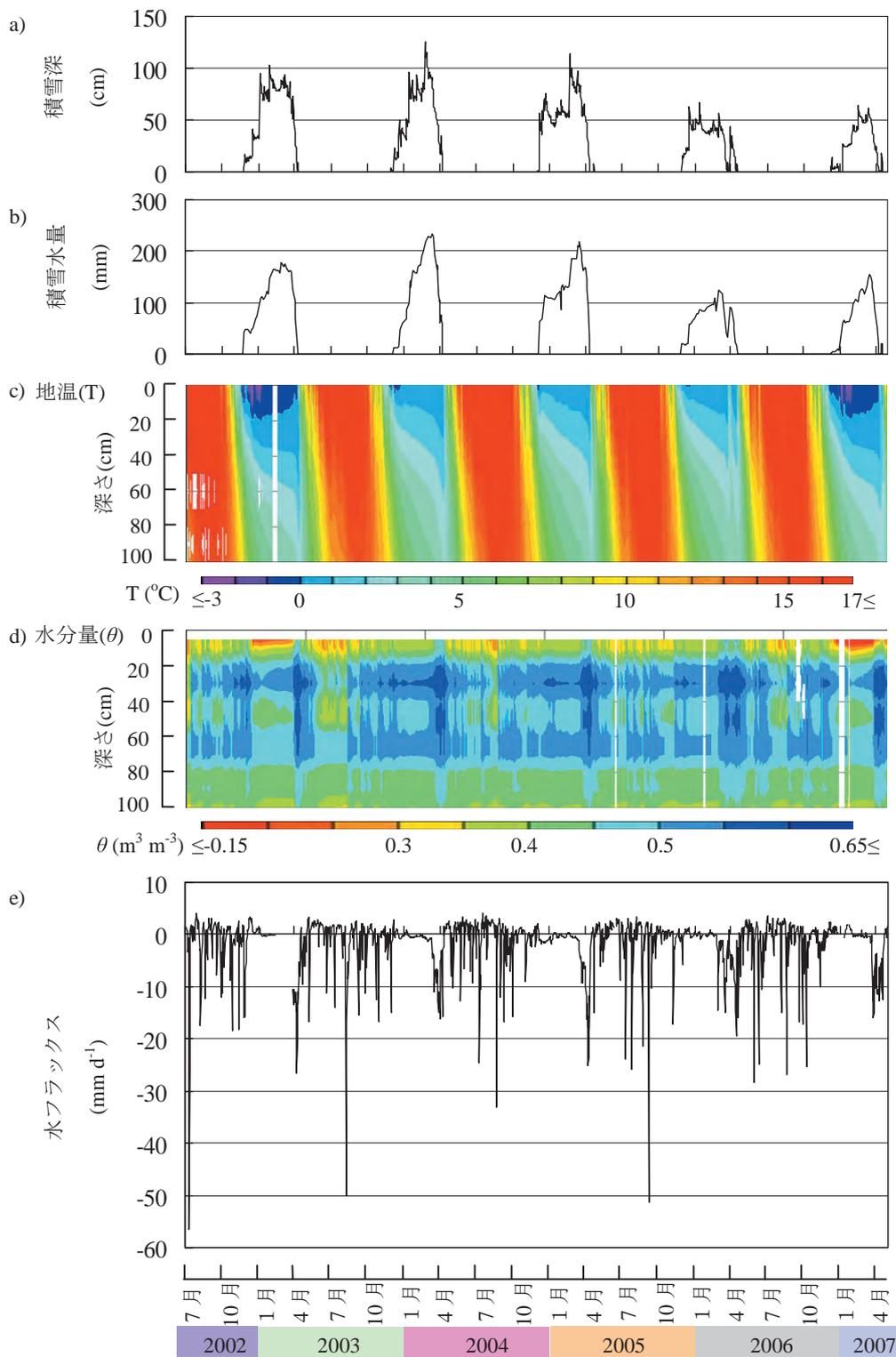
（2）凍結年の厳寒期と暖候期の乾燥期における土壌水分移動の比較

凍結年には土壌が湿潤から乾燥に向かうため、この期間の S_{20-105} の標準偏差は暖候期と同程度であるものの、平均値では暖候期や非凍結年の寒候期よりも値が小さいことから（第5—6図）、第2章（第2—5図b）で示したような凍結層が発達するときに生じる鉛直上向きの水移動によって下層がかなり乾燥したことがわかる。

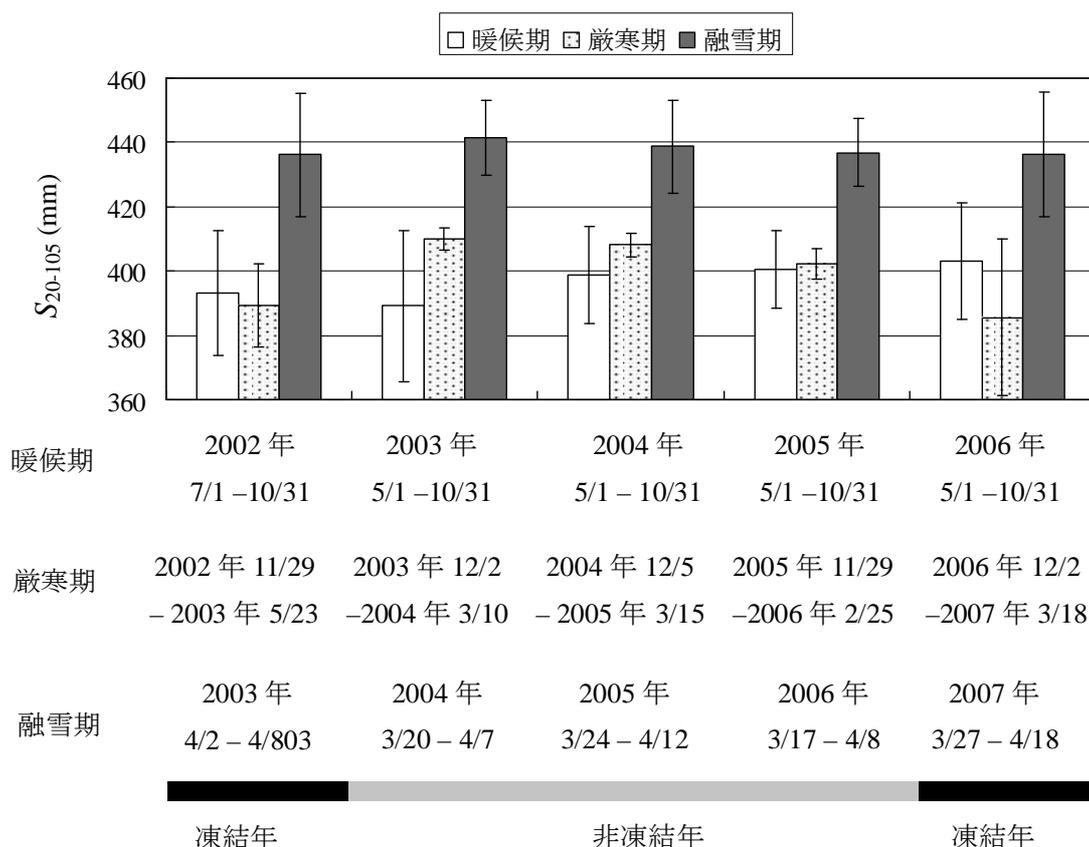
土壌が乾燥した凍結年の厳寒期の土壌水分移動の詳細な特徴を明らかにするため、暖候期のうち降雨がほとんど無かった期間（乾燥期）を選び、凍結年の土壌水分移動と比較した。その一例を第5—7図

に示す。凍結年については、凍結深が最大で20cmと観測期間中最も凍結深が大きかった2002-2003年（第5—5図c）の凍結層発達期の結果を、乾燥期は最も土壌が乾燥した期間の一つである2003年5月中旬から6月中旬（第5—5図d）の結果を示した。

凍結年には凍結層の発達に伴って深さ20cmの水フラックスが鉛直下向きから鉛直上向きに転じ、下層の圧力水頭が低下した（第5—7図c～e）。深さ20cmの水フラックスは土壌凍結深が急速に増加した12月9日まで急速に上昇し、12月9日から12月15日のピーク時には 3mm d^{-1} 以上になった（第5—7図cと7図d）。その後の気温の上昇と積雪深の増加（>30cm）により凍結深が減少し（第5—7図a～c）、それに伴って同深さの水フラックスが減少し（第5—7図d）、深さ60cmの圧力水頭が一時的に増加した（第5—7図eの①）。12月17日以降の気温の低下により凍結深がゆっくりと増加を開始すると、再び水



第5—5図 2002年7月1日から2007年4月30日の (a)積雪深, (b)積雪水量, (c)地温, (d) 土壌水分量, (e)深さ20 cmの水フラックスの推移。



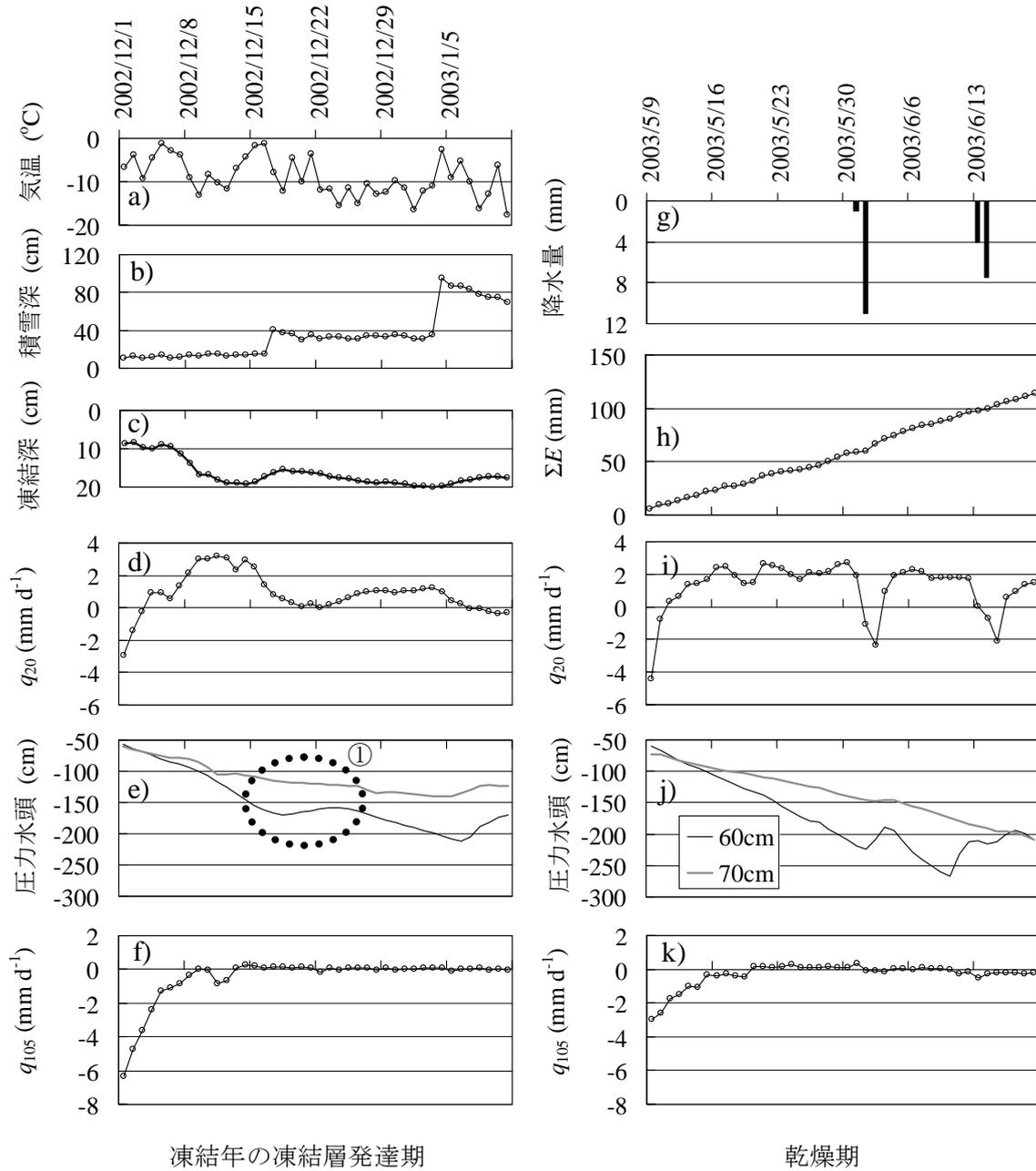
第5—6図 暖候期，厳寒期，ならびに融雪期に深さ 20 cm と 105 cm の間の土層に貯留された土壌水分量 (S_{20-105}) の平均値 (棒グラフ) と標準偏差 (エラーバー)。平均値，標準偏差ともに， S_{20-105} の日平均値を用いて計算した。

フラックスが増加し，下層の圧力水頭が減少した。しかし，深さ20cmの水フラックスの大きさは，ピーク時に 1mm d^{-1} 程度と凍結層が最も発達したときよりも小さかった。積雪深が80cmを超えると凍結深が後退し，深さ20cmの水フラックスがマイナスに転じ，深さ60・70cmの圧力水頭が増加した(第5—7図b～e)。

凍結年と同様に，乾燥期には地表面の積算蒸発量の増加に伴って土壌中の水フラックスが鉛直下向きから鉛直上向きに転じ，圧力水頭が減少した(第5—7図h～k)。凍結年には凍結層の一時的な減少によって水フラックスが減少し，下層の圧力水頭が上昇したが，乾燥期には6月1日の降雨によって一時的に水フラックスが低下し，深さ60cmの圧力水頭が増加した(第5—7図g, i, j)。降雨後も降雨前と同程度の蒸発量があったため，深さ20cmの水フラックスは降雨の2日後には降雨前と同程度まで回復し，

下層の圧力水頭も低下した(第5—7図g～j)。そのため，深さ20cmのピーク時の水フラックスは凍結年のほうが大きかったものの，乾燥期には降雨時を除き常に 2mm d^{-1} 程度の水フラックスが生じた(第5—7図dとi)。凍結年は凍結層の発達，乾燥期は蒸発量の増加とともに深さ105cmの水フラックスが鉛直下向きから鉛直上向きに転ずるものの，深さ105cmの水フラックスの最大値は深さ20cmの水フラックスの最大値の1/10以下であった(第5—7図fとk)。

このように，凍結年には土壌凍結深の増加と減少があたかも乾燥期の蒸発と降雨のように働き，下層の土壌水分移動に大きな影響を与えていることがわかる。土壌凍結深の増減には気温の他に断熱材の役割をする積雪層の厚さが大きく影響しているため(第5—7図a～c)，冬の降水は積雪層として地表面に堆積することで圃場の熱の移動に大きな影響を



第5—7図 凍結年の凍結層発達期（2002年12月1日～2003年1月7日）における (a)日平均気温, (b)積雪深, (c)凍結深, (d)深さ20 cmの水フラックス (q_{20}), (e)深さ60・70 cmの圧力水頭, (f)深さ105 cmの水フラックス (q_{105})の推移 (図の左側)。暖候期の乾燥期 (2003年5月9日～6月15日)の (g)降水量, (h)蒸発量の積算値 (ΣE), (i)深さ20 cmの水フラックス (q_{20}), (j)深さ60・70 cmの圧力水頭, (k)深さ105 cmの水フラックス (q_{105})の推移 (図の右側)。図hの蒸発量は熱収支モデル (Appendix II) により計算した。

与え、その結果として厳寒期の土壌水分移動に大きな影響を与えていることをこの結果は示している。

(3) 非凍結年の厳寒期と暖候期の多雨期における土壌水分移動の比較

非凍結年における厳寒期の S_{20-105} の平均値は暖候期に比べて大きい他、標準偏差が他の期間に比べて小さい、すなわち、深さ20cmより下の層の土壌水分量の変化が非常に小さい(第5—6図)。そこで、非凍結年の積雪期間の特徴を明らかにするため、暖候期の中で最も連続して降雨がみられた期間(多雨期)と非凍結年の土壌水分移動を比較した(第5—8図)。非凍結年は2004-2005年の結果で、厳寒期の下方浸透量が最も大きかった(第5—1表; 第5—5図e)。また、多雨期のデータは2004年の8月~10月のもので、深さ105cmの水フラックスが鉛直下向きの期間が連続して2ヶ月以上続いた(第5—8図j)。

非凍結年には12月上旬に3cmの厚さの凍結層があったが、積雪深が40cmを超えると下層からの熱の供給により凍結層が融解した(第5—8図bとc)。下方浸透量は深さ20cmの方が深さ105cmよりも若干大きいものの、凍結年のような明瞭な違いはみられず、両深さとともにほとんどの期間、鉛直下向きに水が移動した(第5—8図dとf)。一方、多雨期には9月に降りに深さ105cmの水フラックスが連続して鉛直下向きになるものの(第5—8図j)、深さ20cmでは降雨と地表面からの蒸発により水フラックスが鉛直上向きと鉛直下向きを繰り返した(第5—8図h)。水フラックスの最小値も深さ105cmの -4mm d^{-1} に対し、深さ20cmでは -30mm d^{-1} と大きく異なった(第5—8図hとj; マイナスの値は鉛直下向きの水移動を意味する)。これらの結果から、深さ20cm、105cmともに、厳寒期には水フラックスの変動が小さいのに対し、多雨期には深さ20cmの水フラックスの変動が大きいことがわかる。降水量が多い期間でも、地表面の乾湿に伴って表層付近の水フラックスは鉛直上向きと鉛直下向きを繰り返しており、非凍結年の12月から2月の約3ヶ月間のように、深さ20cmにおいてほとんど鉛直下向きの土壌水分移動を示すような極めて安定した土壌水分移動が観測された期間は、暖候期にはみられなかった。

3) 寒候期の土壌水分移動が年間の水収支に与える影響

特徴的なくつかの期間における深さ20cmと105cmの水フラックスを各期間で積分した値(水分移動量)と各期間の水フラックスの日平均値を第5—1表に示す。期間の違いによる積分値の変動を避けるため、ここでは「多雨期」を暖候期のうち、1ヶ月間の降水量の積算値が最も大きかった期間、「乾燥期」は観測期間のうちで降水量が少なく、深さ20cmの水フラックスが連続して鉛直上向きに推移した期間とした。第5—1表に、寒候期の土壌水分移動と関係が深い融雪期の融雪水量、凍結年の最大凍結深、非凍結年の最大積雪深と、暖候期の土壌水分移動に影響を与える降水量と蒸発量、ならびに年間の土壌中の水フラックスと深い関係にある年降水量を併記した。

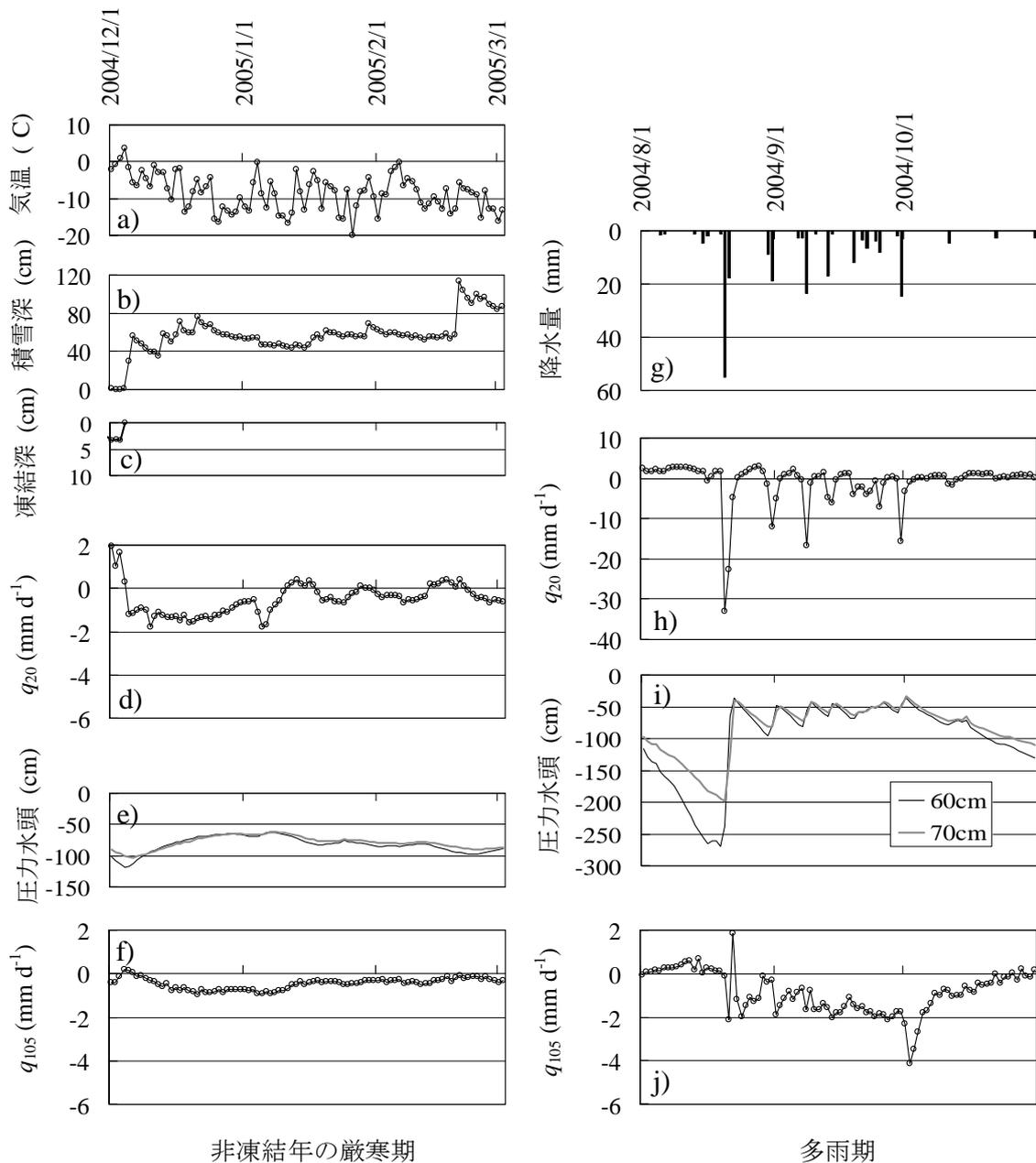
(1) 融雪期の下方浸透量

融雪期における各深さの下方浸透量は、凍結年(2002-03年と2006-07年)・非凍結年ともに融雪水量と同程度であった(第5—1表)。凍結年の融雪期の浸透量は、特に深さ20cmで融雪水量よりも若干大きい(第5—1表)、これは凍結期間に下層から凍結層に移動した水分が融雪期に下層に流下したために生じたと考えられる。各年における融雪期の日数は10~50日間であったが、暖候期の豪雨時の1ヶ月間との比較では深さ20・105cmともに融雪期の下方浸透量のほうが大きかった(第5—1表)。融雪期の深さ20cmおよび深さ105cmの下方浸透量はそれぞれ年間の積算値の32~63%と28~51%であり(第5—1表)、融雪水の浸透が深さ105cmまでの土層の水移動に大きな影響を与えていることがわかる。

(2) 厳寒期の土壌水分移動量

土壌凍結が発達するときの深さ20cmにおける鉛直上向きの水フラックスの平均値は約 1mm d^{-1} であり、暖候期で最も土壌が乾燥し、 3mm d^{-1} 程度の地表面蒸発が生じた期間の同深さの水フラックス($1.4\sim 1.9\text{mm d}^{-1}$)の50~70%であった(第5—1表)。凍結年の土壌凍結深はいずれも20cm程度であったが、このような薄い凍結層の発達でも表層付近の水移動が大きな影響を受けることをこの結果は示している。

非凍結年の厳寒期の3ヶ月間の下方浸透量は、1ヶ月間で200mm以上の降雨が生じたときの下方浸透量



第5—8図 非凍結年の厳寒期(2004年12月1日～2005年3月2日)における(a)日平均気温,(b)積雪深,(c)土壌凍結深,(d)深さ20 cmの水フラックス(q_{20}),(e)深さ60・70 cmの圧力水頭,(f)深さ105 cmの水フラックス(q_{105})の推移(図の左側)。暖候期の多雨期(2004年8月1日～10月31日)における(g)降水量,(h)深さ20 cmの水フラックス(q_{20}),(i)深さ60・70 cmの圧力水頭,(j)深さ105 cmの水フラックス(q_{105})の推移(図の右側)。

第5—1表 融雪期・土壌凍結層が発達した期間・非凍結年の厳寒期・多雨期・乾燥期・年間(詳細は本文1章4節で説明)の深さ20cmと105cmの水フラックスの積算値, ならびに各期間における融雪量の積算値, 最大凍結深, 最大積雪深, 降水量(P)と蒸発量(E)の積算値。蒸発量は熱収支モデルにより計算した(詳細は本文で説明)。鍵括弧の中の数字は各期間の一日あたりの値を意味している。

	水フラックス (mm)		[平均 (mm d ⁻¹)]	
	深さ 20cm	深さ 105cm	[平均 (mm d ⁻¹)]	
融雪期			融雪量 (mm)	
2003年 3/29 – 4/8 *	-159 [-14]	-126 [-11]	122 [11]	
2004年 3/11 – 4/7	-225 [-8.0]	-184 [-6.6]	256 [9.1]	
2005年 3/16 – 4/12	-267 [-9.6]	-231 [-8.2]	256 [9.2]	
2006年 2/26 – 4/18	-300 [-5.8]	-255 [-4.9]	294 [5.6]	
2007年 3/19 – 4/18	-251 [-8.1]	-198 [-6.4]	194 [6.3]	
凍結層発達期			最大凍結深 (cm)	
2002年 12/4 – 2003年 1/6	42.0 [1.2]	-5.69 [-0.16]	20	
2006年 12/2 – 2007年 1/31 **	39.0 [0.97]	-6.51 [-0.16]	19	
非凍結年の厳寒期			最大積雪深 (cm)	
2003年 12/3 – 2004年 3/10	-27.5 [-0.28]	-36.1 [-0.36]	120	
2004年 12/4 – 2005年 3/15	-61.8 [-0.61]	-48.5 [-0.48]	110	
2005年 11/28 – 2006年 2/25	-12.9 [-0.14]	-15.9 [-0.17]	67	
多雨期 (1ヶ月間)			P (mm)	P – E (mm)
2002年 7/10 – 8/9	-88.0 [-2.8]	-22.1 [-0.71]	234 [7.5]	152 [4.9]
2002年 9/6 – 10/5	-30.0 [-1.0]	-6.17 [-0.21]	228 [7.6]	152 [5.1]
2003年 7/30 – 8/29	-126 [-4.1]	-82.1 [-2.6]	255 [8.2]	188 [6.1]
2006年 9/18 – 10/17	-113 [-3.8]	-86.5 [-2.9]	232 [7.7]	-***
乾燥期			E (mm)	E – P (mm)
2003年 5/11 – 6/19	56.6 [1.4]	-7.60 [-0.19]	105 [2.6]	81.9 [2.0]
2004年 7/29 – 8/19	41.2 [1.9]	4.13 [0.19]	71.9 [3.3]	60.9 [2.8]
2005年 8/1 – 8/20	28.7 [1.4]	-13.9 [-0.69]	54.0 [2.7]	42.0 [2.1]
年積算値	(mm)	(mm)	P (mm)	
2002年 7/1 – 2003年 4/30	-490	-448	897	
2003年 5/1 – 2004年 4/30	-468	-481	883	
2004年 5/1 – 2005年 4/30	-548	-589	858	
2005年 5/1 – 2006年 4/30	-479	-498	837	
2006年 5/1 – 2007年 4/30	-476	-500	965	

* 圧力水頭の欠測により, 3月24 – 28日の水フラックスが計算できなかったため, 同期間の水フラックスと融雪量を積算値の計算からはずした。

** 圧力水頭の欠測により, 12月26日 – 1月10日と1月20 – 22日の水フラックスは積算結果に反映されていない。

*** 蒸発量データの欠測による。

に匹敵する場合があった(第5—1表)。非凍結年の融雪前までの積雪期間における深さ20cmの水フラックスは $-0.61\sim-0.14\text{mm d}^{-1}$ であった(第5—1表)。200mm以上の降雨があった期間の同深さの水フラックスが $-4.1\sim-1\text{mm d}^{-1}$ であった(第5—1表)のに比べると積雪期間における水フラックスの絶対値は小さい。しかし、上述のように鉛直下向きの水移動が3ヶ月間以上続くことで、例えば2004年12月4日から2005年3月15日には深さ20cmで61.8mm、深さ105cmで48.5mmの下方浸透量が生じている(第5—1表)。

年間の積算フラックスはマイナスであり、下方浸透量は深さ20、100cmともに400mm以上であった。バイパス流が発生した場合にはダルシー則ではとらえられないため、実際の下方浸透量はより大きい可能性がある。EGUCHIとHASEGAWA(2008)は本試験地と同様の火山灰土壌で観測をおこなった結果、バイパス流の発生する頻度は少ないものの、年間の下方浸透量の16~27%であったと報告している。この結果は積雪層や土壌凍結層も存在しない、より温暖な気候条件での結果であり、降水量が1000~1500mmと本観測圃場(約900mm;第5—1表)に比べて多いこと、寒候期に最もバイパス流が発生すると考えられる融雪期にも下方浸透量がダルシー則と水収支法から計算された水フラックスとほぼ等しいこと(第5—1表)から、本圃場におけるバイパス流の発生量はEGUCHIとHASEGAWA(2008)の結果よりも少ないと考えられる。

5. 考察

融雪水量は年降水量の14~35%であるにもかかわらず(第5—1表)、深さ1m付近の土壌水分量は融雪期に年最大値をとり(第5—5図dと6図)、最も浸透量が大きかった2005-06年の融雪期には深さ20cmと105cmの土層の浸透量が年間の積算値の50%以上になった(第5—1表)。また、観測期間中最も降水量が多かった1ヶ月間の降水量は融雪期の融雪水量と同程度であるにもかかわらず、同期間の下方浸透量は融雪期の値よりも小さかった(第5—1表)。特に暖候期の降雨強度が強いときには前述のようにバイパス流等の不確定な下方浸透の可能性が考えられるものの、第4章や本章で示したように凍結深が浅い場合には融雪水量と同量の水が下方浸透するため、年降水量が800mmを超える(第5—1表)試験圃場でも、凍結層の有無にかかわらず、地下水涵養

にとって融雪水が非常に重要な水の供給源であることがわかる。雪面蒸発量は暖候期の裸地面からの蒸発量に比べて非常に小さく(HAYASHIら, 2005)、ほとんど全ての融雪水が土壌中に浸透したことが、融雪期に下方浸透量が最も卓越した主な要因であると考えられる。

厳寒期には、土壌凍結層が形成されるときと凍結層が形成されないときで深さ20cmの土壌水分の移動方向が反対になり(第5—7図dと8図d;第5—1表)、凍結層の有無によって土壌水分移動量が大きく異なった。凍結層が発達するときの深さ20cmの鉛直上向きの水フラックスの積算値は、観測した2つの冬では2002年12月4日から2003年1月6日に最も大きく、42mmであった(第5—1表)。一方、早期の積雪により凍結層が発達せず、この期間に非凍結年の厳寒期の3年間の水フラックス(第5—1表)を平均した -0.34mm d^{-1} の水フラックスが深さ20cmで生じたと仮定すると、下方浸透量は12mmとなる。すなわち、同期間において凍結層が形成されたときと形成されなかったときの水フラックスの差は $42+12=54\text{mm}$ と推定される。この値は該当年である2003年の融雪水量(175mm)の31%に相当するため、凍結層の有無によって表層付近の土壌水分移動に無視できない影響が生じることがこの結果からわかる。深さ105cmでは凍結年にも鉛直上向きの土壌水分移動が発生しなかったことから(第5—1表;第5—7図f)、最大土壌凍結深が20cm程度では、深層の土壌水分移動には、凍結層の有無によってこれほど顕著な差は生じないかもしれない。しかし、土壌凍結深が20cmよりも深くなれば凍結層の発達に伴って深層の土壌水分移動量が増加すると考えられる。BAYARDら(2005)は山岳地帯で40cm以上土壌凍結が発達した年と凍結層が全く形成されなかった年があったことを報告している。このような条件の圃場では、深層でも凍結層の有無による土壌水分移動の顕著な違いが生じていると考えられる。

土壌凍結層が存在しない積雪条件下の圃場では、地熱により積雪層が暖められるため、ごく少量の水が連続的に土壌表面に供給される(小島 1957; 倉島ら 1999)。観測サイト(芽室)よりも気温が高い札幌では約 1mm d^{-1} (小島 1957)、さらに気温が高い本州では約 $1\sim 2\text{mm d}^{-1}$ の積雪底面からの融雪が観測されたことから(第1—1表)、試験地のように多雪な地域では、温暖化に伴う気温の上昇により、

非凍結年の融雪期の前までの下方浸透量が増加する可能性がある。一方、温暖化により断熱材の役割をする積雪層が薄くなることで、今よりも土壌凍結の発達が進められる可能性も指摘されている（例えば、HARDYら, 2001; MALJANENら, 2007）。気温の上昇は下方浸透量の増加、凍結層の発達は鉛直上向きの土壌水分移動量の増加を意味するため、積雪深の年次変動の増加により凍結深の年次変動がさらに大きくなれば、凍結年と非凍結年の融雪期以前の表層付近の土壌水分移動量の差が今後さらに拡大すると考えられる。

以上のように、深さ1mまでの土層における寒候期の土壌水分移動量は、暖候期と比較して大きい。融雪水の下方への浸透はもちろん、融雪期より前の期間についても、表層付近では凍結層の有無によって水移動に大きな違いが生じている。これらの土壌水分移動の違いが作土層の肥料成分の移動等、農地の物質循環に大きな影響を与えていることが示唆される。

6. 結論

約5年間の長期観測の結果から、積雪・土壌凍結期間を含む通年の深さ20cmと105cmの水フラックスを計算した。観測圃場では年間400mm以上の土壌水が深さ105cm以深に浸透し（深さ105cmの年積算浸透量の平均値は503mm）、この下方浸透量の50%以上に相当する量が融雪期に下方浸透している年もあることから、融雪水の浸透は年間の水収支を考える上で非常に重要であることが明らかになった。土壌凍結が発達するときには、非凍結層から凍結層へと水が移動することで表層付近の土壌水は鉛直上向きに移動し、凍結深の増減があたかも暖候期の蒸発と降雨のように凍結層よりも下の土壌の水分移動に影響を与えていた。一方、非凍結年の厳寒期には、積雪層からの底面融雪水により鉛直下向きに土壌水が移動した。凍結層の有無による鉛直上向きと鉛直下向きの土壌水分移動量の差は、融雪水の浸透量と比較しても無視できない。対象地域のように凍結層が存在する年と存在しない年がある地域では、凍結層の有無によって土壌凍結層付近の土壌水分の移動量に大きな差が生じると考えられる。このように、寒候期の土壌水分移動量は、多量の融雪水の浸透や凍結層の発達等によって暖候期と比較しても大きく、寒冷

期の土壌環境を理解する上で、寒候期の土壌水分移動の定量的評価が重要であると考えられる。

VI. 最大土壌凍結深が40cm以上のときの土壌水分移動[†]

1. はじめに

第4章と第5章で示したように、土壌凍結が発達する年でも最大土壌凍結深が20cm程度までにしかならない現在では、凍結層が形成されてもそれが融雪水の浸透を抑制することではなく、ほぼ全ての水が土壌中に浸透することが明らかになった。一方、第1章で示したように、対象圃場においてメチレンブルー土壌凍結深計により調査した土壌凍結深の長期観測データによると、試験圃場でも過去には20~60cmの最大土壌凍結深を記録した。一般に、土壌凍結が発達すると融雪水の浸透が極端に抑制され、浸透速度が低下したり、下層の水分量の増加時期が遅れることが知られており（JOHNSONとLUNDIN, 1991; GRAYら, 2001; HAYASHIら, 2003）、対象圃場である火山灰土壌の圃場でも、深くまで土壌が凍結すると融雪水の下層への浸透が抑制される可能性がある。

第5章で示したように、厳寒期については、最大凍結深が20cm程度発達した年と凍結層が形成されなかった年では土壌水分移動が大きく異なる。凍結層の発達に伴う土壌水分移動は、凍結による土壌の水ポテンシャルの低下により引き起こされるため、土壌凍結層がさらに発達すると鉛直上向きの土壌水分移動が増加すると考えられる。

このように、土壌凍結深が深い場合には、土壌凍結深が浅い場合とは冬期の土壌水分移動が大きく異なることが予想される。しかし、過去に火山灰土壌の圃場において凍結層が厚く発達したときの土壌水分移動を調査した事例はほとんど無い。第5章で示したように、試験圃場の最大土壌凍結深は現在、5~20cmであるため、自然条件では凍結層がさらに発達する気象条件になることはほとんど期待できない。第3章で示したように、試験圃場では厳寒期の気温は低いものの、厚く堆積した積雪層の断熱効果により凍結層の発達が抑制されている。そこで、除雪をすることで土壌凍結層をさらに発達させることが可能であると考えられる。実際、森林では断熱材の役割をする雪を取り除くことで土壌凍結を促進させた試験区をつくり、自然積雪状態で土壌凍結深が浅い試験区の地温や土壌水分量と除雪した試験区の

[†]本章の一部はIWATAら(2010a)で発表した。

観測値とを比較する試みがおこなわれている (THORUD と DUNCAN, 1972; HARDYら, 2001; DECKERら, 2003)。

そこで本章では、第2章で述べた観測システムをベースに、隣接する圃場に新たに観測サイトを設置し、除雪処理をおこなうことで土壤凍結を促進させた試験区と、自然積雪状態の土壤凍結深が浅い試験区 (対照区) の地温と土壤水分移動の比較観測をおこなった。観測データを元に、凍結層より下の非凍結土壤の水フラックスの時間的な変化や土壤に浸透した融雪水の量を推定し、凍結深の違いによる土壤水分移動を定量的に評価した。この章の目的は、火山灰土壤において土壤凍結深が20cmよりも深い場合の土壤水分移動様式を明らかにし、それが農地の水文環境に与える影響を評価することにある。

2. 研究方法

1) 観測サイト

北海道農業研究センター芽室研究拠点試験圃場 (143° 05' E / 42° 53' N) に2005年10月に観測サイトを設置した。各土層から採取した直径5cm, 高さ5.1cmの円筒試料による土壤物理性の試験結果を第6—1表に示す。今までに述べてきたように、試験圃場の土壤は低い乾燥密度と高い間隙率, 高い透水係数を有する。

観測地点において1986年から2005年にかけてメチレンブルー凍結深計により計測された凍結深と、同地点で計測された積雪深の推移を調べた (第1—3図)。その結果、土壤凍結が発達した1986年から1996年の十勝地域中部の最大凍結深の平均値は38cm (± 14 cm), 最大積雪深の平均値は47cm (± 19 cm) であった (括弧内の数字は標準偏差を意味する)。このことから、除雪をして凍結深を深くする試験区における最大土壤凍結深と最大積雪深の目標値をそれぞれ40cmと50cmとした。

第6—1図に観測サイトの様子と土壤水分量, 圧力水頭, 地温の測定深さを示す。南北方向に2.5m離して5m×5mの試験区を2つ設置し、一方を除雪した (以下, 除雪をした区を除雪区, 自然積雪状態の区を対照区とする)。2005年11月~2006年4月まで観測をおこなった。除雪区では土壤凍結深が目標とする40cmに達した1月13日以降, 人工的に雪を積み, 積雪深を増加させるとともに, それ以上の土壤凍結の発達を抑制した。試験期間中, 地表面に植生はなかった。

2) 観測項目

土壤水分計 (TDR100 with CS605 probe, Campbell Scientific Inc.) を深さ5~105cmまで10cm間隔で水平方向に埋設した。各土層から攪乱土を採取し, 直径83mm, 高さ340mmの円筒容器に現場の乾燥密度と同じになるように風乾土を充填し, 加水することで土壤水分量を変化させて誘電率と土壤水分量 (体積含水率) の関係式を作成した。凍結土壤の場合, TDRは液状水量 (全水分量から氷の量を引いた値) を測定する (STEINとKANE, 1983; SUZUKI 2004)。深さ110cmまでの土層を0-10cm, 10-20cm, . . . , 100-110cmの10cm間隔の土層に分割し, TDRにより計測された水分量を各層の平均的な値であると仮定して, 各土層の水分貯留量 (土壤が凍結している場合は不凍水の貯留量) を求めた。

地表面から深さ100cmまで, 熱電対により地温を測定し (第6—1図), 0°C以下の地点を凍土と判断した (第3章参照)。また, 地中熱流板 (HFT1.1, REBS) を深さ2cmに埋設し, 地表面における熱フラックスを測定した。

土壤水分計を埋設した場所から2m離れたところに試抗を掘り, 第2章で紹介した, 地上部と土壤凍結層を断熱し, 中に小さな熱源を入れることで, 凍結

第6—1表 試験区の土層構成と土壤の物理性。

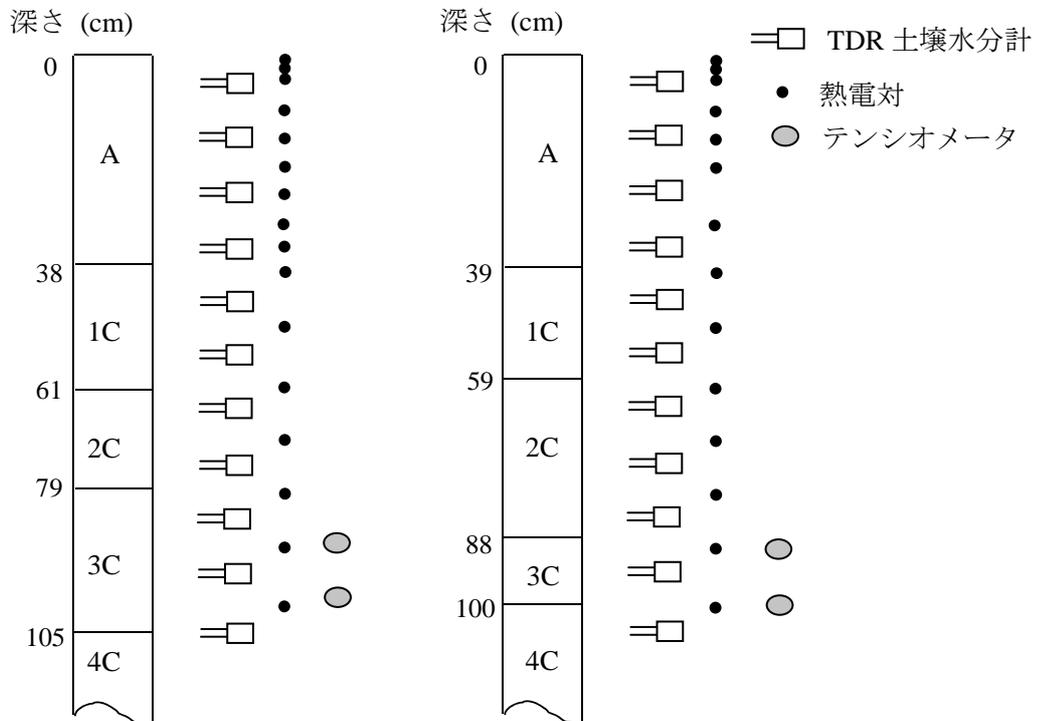
土層	A	1C	2C	3C	4C
深さ (除雪区; cm)	0 - 38	38 - 61	61 - 79	79 - 105	105 +
深さ (対照区; cm)	0 - 39	39 - 59	59 - 88	88 - 100	100 +
土性	L - CL	S ₁ L	CL	SCL	C
乾燥密度 (Mg m ⁻³)	0.82	0.66	0.84	1.04	1.03
間隙率 (m ³ m ⁻³)	0.69	0.78	0.71	0.65	0.63
飽和透水係数 (cm s ⁻¹)	4.3 × 10 ⁻⁴	4.0 × 10 ⁻³	6.3 × 10 ⁻³	2.3 × 10 ⁻²	8.8 × 10 ⁻³



除雪区



対照区



第6-1図 観測サイトの様子と土壌水分計・地温計・テンシオメータの埋設深さ。

していない下層土の圧力水頭の計測を可能にしたテンシオメータを深さ90, 100cmに埋設した(第6—1図)。

観測データは、10分間隔でデータロガー(CR23X, Campbell Scientific Inc.)に記録した。降水量と気温は観測圃場からおよそ100m西側の気象観測露場のデータを用いた。降水量はフェンス(RT-4, 横河電機)のついた溢水式雨量計により、気温は高さ190cmに設置した温度計(HMP45A, Vaisala)により計測した。これらのデータも10分間隔でデータロガーに記録した。

積雪深と積雪水量を1週間に2度観測した。積雪水量は直径50mmのアルミ製円筒スノーサンプラーにより採取した雪の質量を計測した。計測値から式(4-1)により融雪水量を算出した。

3) 土壌水分移動量の計算

(1) 下層の水フラックスの計算

土壌凍結層の発達程度の違いによる下層の土壌水分移動量を調べるため、下層の圧力水頭を計測した深さ90・100cm間の水フラックスを計算し、これと水収支法を組み合わせることで水フラックスの鉛直プロファイルを計算した。

ダルシーの法則を用いた以下の式により、深さ95cmの水フラックス(q_{95} ; mm s^{-1})を計算した。

$$q_{95} = -k(\phi_{95}) \times \{(\phi_{90} - \phi_{100} + \Delta z) / \Delta z\} \times 10 \quad (6-1)$$

ここに、 $k(\phi_{95})$ は深さ95cmの圧力水頭(ϕ_{95} ; cm)に応じた同深さの不飽和透水係数(cm s^{-1})、 ϕ_{90} と ϕ_{100} は深さ90, 100cmの圧力水頭(cm)、 Δz は圧力水頭計測地点間の距離(10cm)である。 ϕ_{95} は ϕ_{90} と ϕ_{100} から次式により計算した:

$$\phi_{95} = (\phi_{90} + \phi_{100}) / 2 \quad (6-2)$$

q_{95} は土壌水分が鉛直上向き(すなわち、下層から表層)に移動するとき正の値をとる。テンシオメータを埋設した深さの層から直径113mm、高さ50mmの円筒不攪乱試料を3つ採取し、不飽和透水係数の測定をおこなった。不飽和透水係数の測定は脱水過程でおこない、圧力水頭0~−140cmを定常法(HASEGAWAとSAKAYORI, 2000; 第6—2図b)、−140cmよりも乾燥側をOne-step法(DOERING, 1965; 第6—2図a)でおこなった。ヒステリシスを考慮するため、定常法については脱水過程の測定終了後に吸水過程の測定をおこなった(第6—2図b)。得られた結果を多項式で近似し(第6—2図)、任意の圧力

水頭における透水係数を算出した。

計算された q_{95} と水分貯留量の変化から、凍結層の下端から深さ95cmまでの任意の深さの水フラックス(q_z ; mm s^{-1})を以下の式により計算した。

$$\Delta S_{z-95} / \Delta t = q_{95} - q_z \quad (6-3)$$

ここに、 ΔS_{z-95} は単位時間(Δt 秒)における深さ z cmから95cmまでの土層に貯留された水分の増加量(mm)である。深さ95cmより深い地点の q_z については、以下の式により計算した。

$$\Delta S_{95-z} / \Delta t = q_z - q_{95} \quad (6-4)$$

ここに、 ΔS_{95-z} は単位時間(Δt 秒)における深さ95cmから z cmまでに貯留された水分の増加量(mm)である。

(2) 融雪期以降の土壌水分移動量の評価

融雪期以降の土壌水分移動を定量的に評価するため、地表面から最大凍結深(除雪区は深さ40cm、対照区は深さ10cm)までの液状水の水収支式(第6—3図)を考えた。

$$\Delta S_F + \Delta S_P = \Sigma M - \Sigma R + \Sigma I_m + \Sigma q_F \quad (6-5)$$

ここに、 ΣM は任意期間(時間 t_1 から t_2 までの期間)の融雪水量と降水量の総量(mm)であり、その算出方法は融雪速度($M(t)$)を用いた以下の式により表現される。

$$\Sigma M = \int_{t_1}^{t_2} M(t) dt \quad (6-6)$$

ΣR は表面流去等による系外への流出水量(mm)、 ΔS_P は地表面における融雪水の湛水量(mm)、 ΣI_m は凍結層の氷の融解量(氷の融解により増加した液状水量)の積算値(mm)、 ΔS_F は凍結層における液状水の増加量(mm)、 Σq_F は最大凍結深における積算水フラックス(鉛直上向きがプラス)である。 ΣR 、 ΣI_m 、 Σq_F は ΣM と同様の方法により計算した。

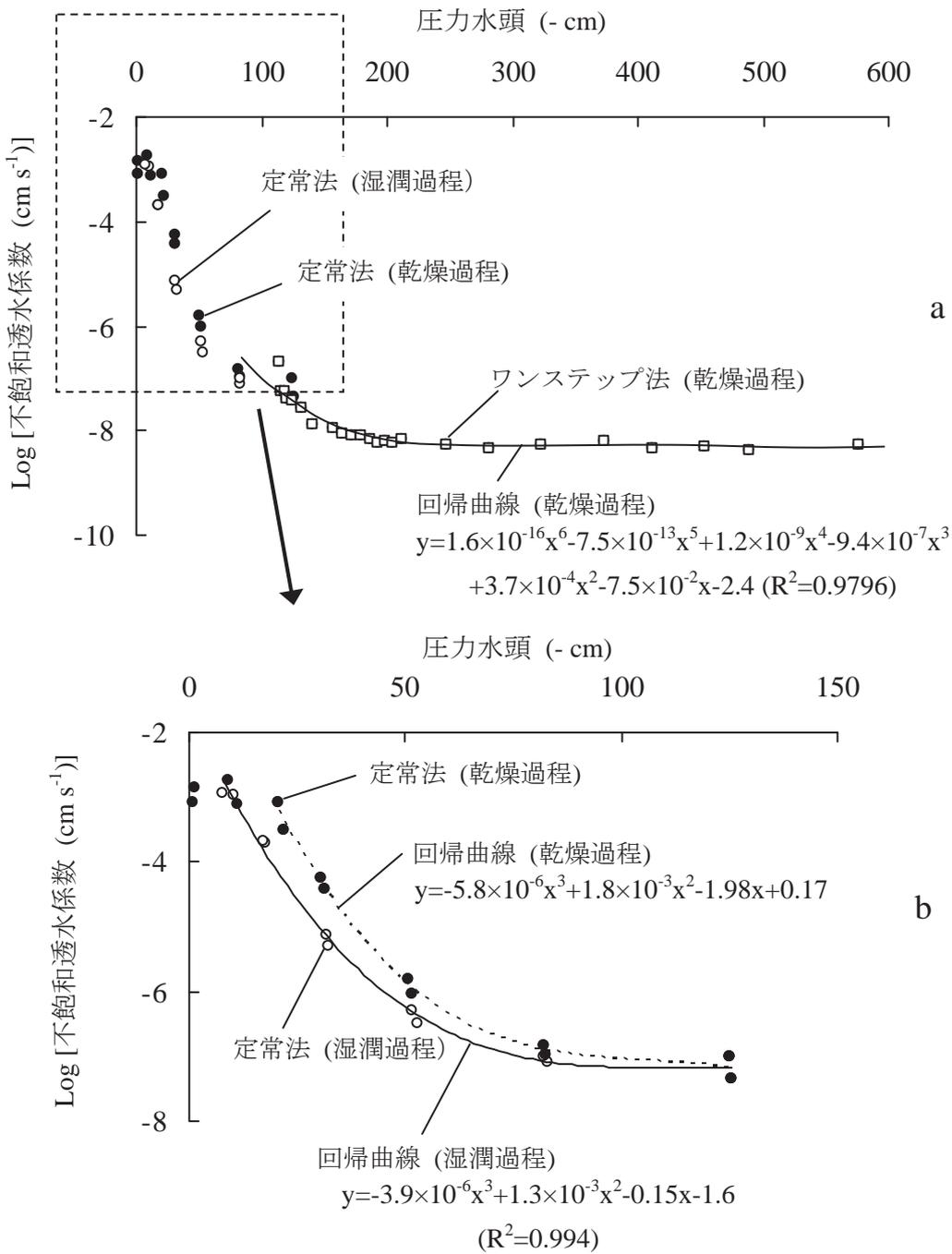
最大凍結深における積算浸透量は、式(6-3)を積分した次式により現される。

$$-\Sigma q_F = \Delta S_U - \Sigma q_{95} \quad (6-7)$$

ここに、 ΔS_U は最大凍結深から深さ95cmまでの水分貯留量の変化(mm)、 Σq_{95} は深さ95cmにおける積算水フラックス(mm; ΣM と同様の方法で計算)である。式(6-7)を代入することで式(6-5)は次のように変形できる:

$$\Delta S_P + \Sigma R = \Sigma M - (\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}) \quad (6-8)$$

土壌中の水平方向の水分移動が無いと仮定すると、この式の $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ は地表面における融



第6—2図 3C層における不飽和透水係数と圧力水頭の関係。

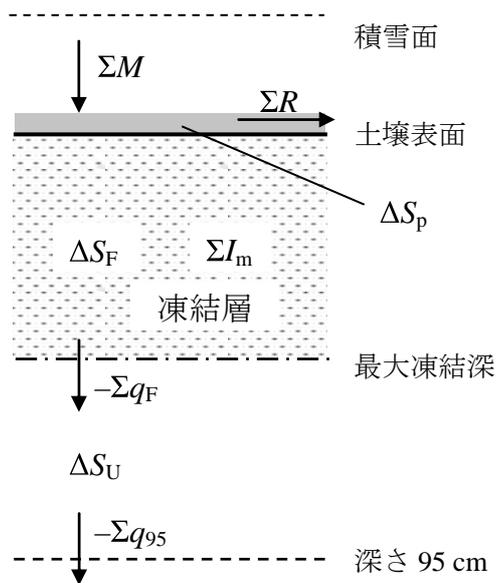
雪水の浸透量と等しくなる。すなわちこの式は、土壌への浸透が抑制されることで増加する左辺が、融雪水量と地表面への融雪水の浸透量の差により評価されることを意味している。

式(6-8)の右辺の各項目のうち、 ΣM は式(4-1)により計算した融雪速度を式(6-6)により積分して計算した。 ΔS_f は凍結層中のTDR土壌水分計で計測された液状水量を用いて計算した。

ΣI_m を推定するため、凍結層が存在する期間について、次の熱収支式により土壌凍結層において単位時間に氷の融解のために使われた単位面積あたりの熱量 (ΔH_1 ; J m^{-2}) を推定した。

$$\Delta H_1 + \Delta H_f = G_f - G_s + Q_a \quad (6-9)$$

ここに、 G_f は最大凍結深(除雪区は深さ40cm, 対照区は深さ10cm)における熱流量(鉛直上向きがプラス)、 G_s は地表面の熱流量(鉛直上向きがプラス)、



ΣM : 融雪水量.

ΣR : 系外への流出量.

ΔS_p : 地表面における湛水量.

ΔS_F : 土壌表面から凍結層下端までの土層における液状水の増加量.

ΣI_m : 凍結層における氷の融解量.

$-\Sigma q_F$: 最大凍結深における下方浸透量.

ΔS_U : 最大凍結深から深さ 95 cm までの土層における水分貯留量の増加.

$-\Sigma q_{95}$: 深さ 95 cm の下方浸透量.

第6—3図 融雪期における液状水の水収支の模式図。

ΔH_f は凍結層の地温上昇に使われた熱量, Q_a は融雪水の浸透により凍結層に供給された熱量である。熱流量の計算は式(6-6)で融雪速度から融雪水量を求めたのと同じ方法を用い, 熱フラックスを時間で積分することにより求めた。

モデルにより深さ95cmの熱伝導率を推定し, それと温度勾配から深さ95cmの熱流量(G_{95})を求め, 計算された値と深さ40~95cmの貯熱量の変化から深さ40cmの熱フラックスを計算することで G_f を計算した(詳細は第3章を参照)。 G_s は深さ2cmに埋設した地中熱流板のデータを用いた。また, ΔH_f は第3章と同じ方法により, 凍結層の体積熱容量と地温の変化量から計算した。ただし, 本章では氷の体積割合である f_i は, 計算する前日の凍結層内の氷の量とし, 次式により計算した。

$$f_i = I_{F0} - \Sigma I_{m_{1-x}} \quad (6-10)$$

ここに, I_{F0} は融雪期直前の凍結層中の氷の量, $\Sigma I_{m_{1-x}}$ は融雪期の初日から計算の対象となる日の前日までの凍結層中の氷の融解量の積算値である。 I_{F0} は次式により計算した。

$$I_{F0} = S_{Fini} - S_{LQini} \quad (6-11)$$

ここに, S_{Fini} と S_{LQini} はそれぞれ融雪期直前の凍結層における全水分貯留量(氷+不凍水)と液状水量である。 S_{Fini} は次式により計算した。

$$S_{Fini} - S_{Fbf} = \Sigma q_{F-SF} \quad (6-12)$$

ここに, S_{Fbf} は凍結層が形成される前日(11月27日)

の水分プロファイルから計算される地表面から最大凍結深(除雪区は深さ40cm, 対照区は深さ10cm)までの水分貯留量, Σq_{F-SF} は式(6-7)により計算される, 凍結層が形成されてから融解期(第1—5図)の直前までの最大凍結深における水フラックスの積算値である。式(6-11)の S_{LQini} は融雪期前日に除雪区では深さ5~35cm, 対照区では深さ5cmの水分計により計測された液状水量から計算した。

0°C以上の水が凍結層に侵入すると, 水が凍結層で0°C以下に低下することで式(6-9)の Q_a が生じる。そこで, 凍結層より上の地温がプラスになった期間について, 浸透により供給された水分が凍結層で0°Cになったと仮定し, 凍結層に浸透した水の温度(T_i ; °C)と凍結層上端の浸透量($-\Sigma q_f$; mm)から Q_a を計算した。

$$Q_a = (-\Sigma q_f) c_w \rho_w T_i \quad (6-13)$$

凍結層中の水フラックスは一樣であると仮定し, Σq_f は式(6-3)により計算された最大凍結深(除雪区は深さ40cm, 対照区は深さ10cm)の水フラックスの積分値($=\Sigma q_f$)とし, 0cmの地温の観測値を T_i とした。 c_w と ρ_w は水の比熱と密度(それぞれ, 4217 J kg⁻¹ K⁻¹と1000kg m⁻³; DORZY 1940; BUDAVARI 1996)である。浸潤前線が凍結層の下端に到達するまでは, 凍結層における水分量の変化が大きいと考えるため, 凍結層中の水フラックスを一樣と考えることはできない。しかし, 後述のように除雪区・対

照区ともに浸潤前線は融雪期の早い時期に凍結層下端に到達したと考えられる。さらに、 T_1 が 0°C よりも大きくなるのは積雪層がかなり薄くなってから（除雪区では3月21～28日と4月13日以降）であるため、凍結層の水分量が増加している期間の Q_a はほぼ 0 J m^{-2} と考えてよい。したがって、 Q_a を求める目的には凍結層の上端と下端の水フラックスが等しいと仮定してもよいと考えた。除雪区では融雪終了後も凍結層が存在したが、地表面の湛水がなくなった4月18日から28日の期間については、地表面の水フラックスとして下層の水フラックスの代わりに降水量を用いて Σq_f を計算した。

推定された融解潜熱を用いて、凍結層における氷の融解量（ ΣI_m ; mm）を計算した。

$$\Sigma I_m = \Delta H_1 / L_f \times 1000 \quad (6-14)$$

ここに、 L_f は氷の融解潜熱（ $333.6 \times 10^6 \text{ J m}^{-3}$; Dorsey, 1940）である。

3. 結果

1) 土壌凍結層の厚さが異なるときの土壌水分量と地温の推移

(1) 除雪処理以前

観測期間中の降水量、気温、積雪深、積雪水量、地温（凍結深）、土壌水分量の推移を第6—4図に、気温、積雪深、積雪水量、地温、土壌凍結深、深さ90、100cmの圧力水頭、深さ95cmの動水勾配の推移を第6—5図に示す。降水量は日積算値を、積雪深と積雪水量は午前9時の観測値を意味する。その他の値は日平均値である。測定深さの間の地温を線形補完して求め、 0°C 以下の土壌を凍結したと判断して土壌凍結深を求めた。

土壌凍結の発達は、日平均気温が連続的にマイナスになった11月下旬からはじまった（第6—4図bとe）。積雪が30cm以上になったために除雪処理をおこなった12月19日より前には、両区の観測値に明瞭な差はなかった（第6—4図と5図の線1までの期間）。

(2) 除雪処理以降

12月19日以降の30cm以上の積雪により、対照区（第6—4図の右側）では深さ20cmまでの地温の低下が停止した（第6—4図eの線1と2の間）。深さ20cmまでの土壌水分量（凍結層内では液状水量）も急激な減少が停止し、融雪が始まるまでほぼ一定に

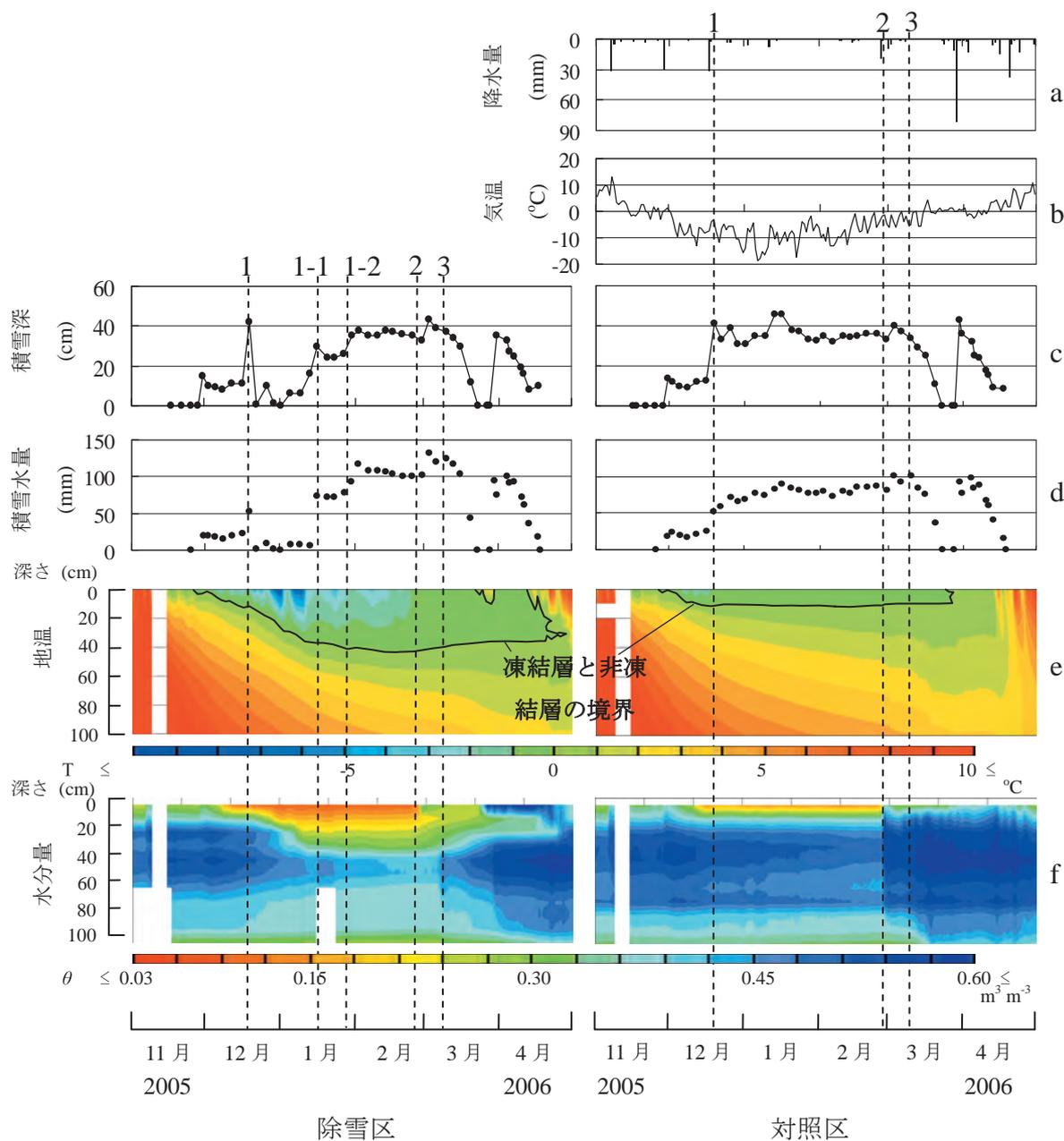
推移した（第6—4図fの線1と2の間）。深さ20cm以深の水分量は、12月19日以降にもわずかず減少し続けた（第6—4図f）。一方、除雪区（第6—4図の左側）では、除雪処理により12月19日以降も地温が低下し、目的とする凍結深である40cmに達したために人工的に雪を積んだ1月13日まで深さ105cmまでの地温が低下し続け、土壌水分量が減少し続けた（第6—4図eと6—4fの線1と1-1の間）。人工的に雪を積んだ後は、対照区と同様に顕著な地温の低下と土壌水分の減少は停止した（第6—4図eとfの線1-1と2の間）。

最大凍結深は対照区の11cmに対して除雪区では43cm、深さ5cmの最低地温が対照区の -1°C に対して除雪区は -6°C と、両試験区で大きな差が生じた（第6—4図eの線1と2の間）。除雪区の土壌凍結深は目標とする40cmにほぼ等しかった。除雪区の最大積雪深は43cm（第6—4図c）となり、目標とする50cmよりも若干浅いものの、除雪区では過去の積雪・土壌凍結条件がほぼ再現できた。

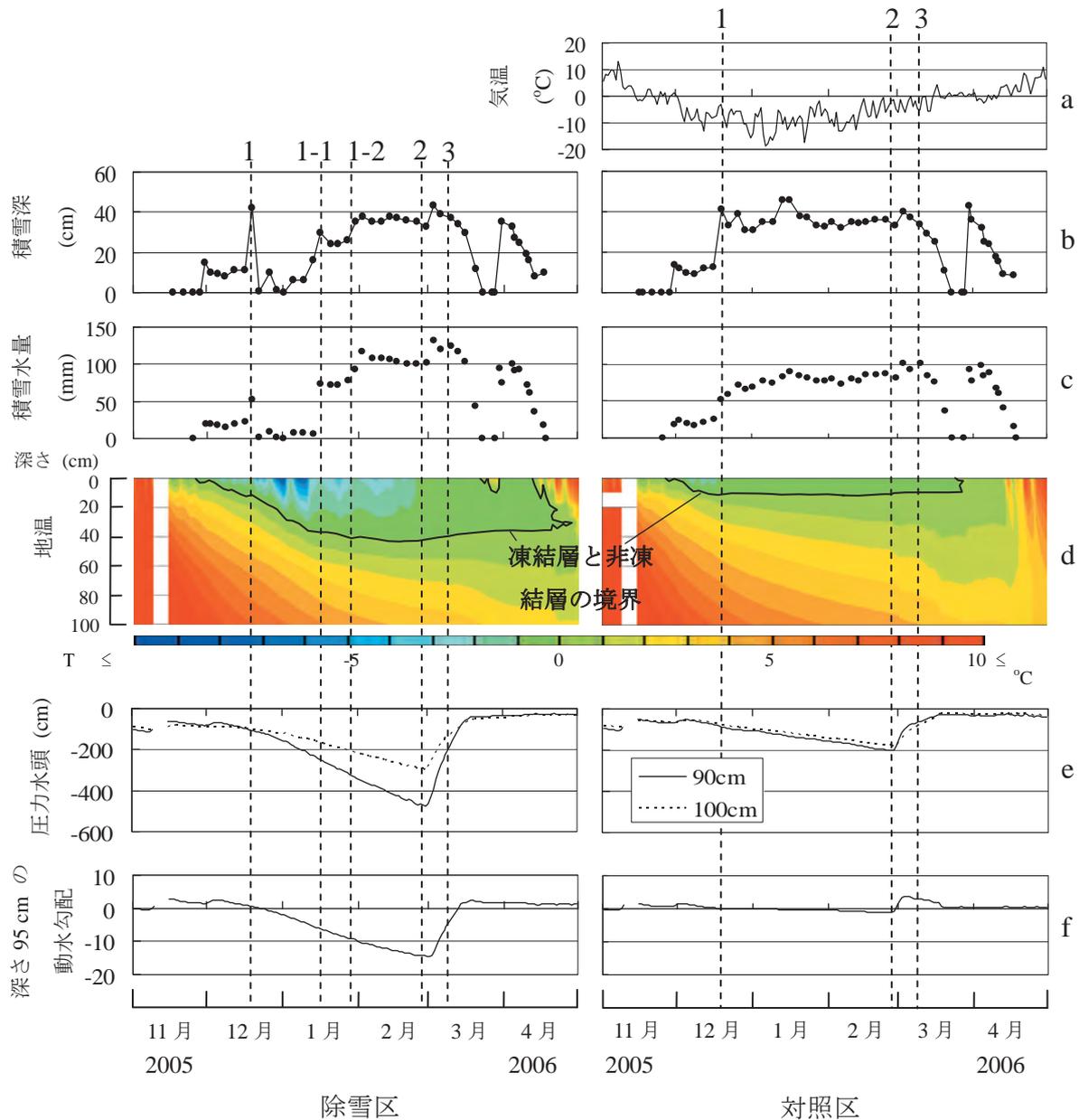
凍結層の直下に相当する深さ45cmの水分量の最小値は、対照区の $0.48 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ に対して除雪区では $0.41 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ （第6—4図fの線2）、テンシオメータを埋設した深さ90cmの圧力水頭の最小値は、対照区の -270 cm に対して除雪区で -580 cm （第6—5図eの線2）と、除雪区で下層土の乾燥が大きかった。土壌水分移動の駆動力である動水勾配の最大値は深さ95cmで対照区の -1 に対して除雪区では -14 であり（第6—5図f）、除雪区では土壌凍結層の発達に伴って下層の土壌水分が大きな駆動力で凍結層に移動したことが確認された。

(3) 融解期以降

2月26日の降雨により、対照区の深さ5cmの水分量は急激に増加した（第6—4図f）。2月25日の対照区の凍結層の最低地温は -0.2°C であったが、この降雨により凍結層の地温は全層でほぼ 0°C になった。凍結層より下の層についても、降雨直後に下層で 1°C と 2°C の等温線が急激に深くなっており、地温が不連続に低下したことがわかる（第6—4図e、右側の図の線2）。下層の土壌水分量も急激に増加していることから（第6—4図f、右側の図の線2）、対照区ではこの降雨により凍結層を通して下層へと多量の雨水や融雪水が浸透したと判断される。除雪区もこの降雨により深さ15cmまでの土壌水分量が



第6—4図 観測期間(2005年11月～2006年4月)の除雪区(左側)と対照区(右側)における(a)降水量, (b)気温, (c)積雪深, (d)積雪水量, (e)地温, (f)土壌水分量(液状水量)。線1から線1-1の期間で除雪区において除雪処理をおこなった。目標とする深さ40cmよりも土壌凍結深を増加させないために, 線1-1と1-2の時点で除雪区に人工的に雪を積んだ。線2以降, 土壌凍結層が融解を開始した。線3以降が融雪期である(詳細は本文で説明)。機器の故障により, 地温と土壌水分量に一部欠測が生じた。



第6—5図 観測期間（2005年11月～2006年4月）の除雪区（左側）と対照区（右側）における(a)気温、(b)積雪深、(c)積雪水量、(d)地温、(e)圧力水頭、(f)動水勾配（圧力水頭と動水勾配以外は図6—4と同じ）。線1から線1-1の間の期間で除雪区において除雪処理をおこなった。目標とする深さ40cmよりも土壌凍結深を増加させないために、線1-1と1-2の時点で除雪区に人工的に雪を積んだ。線2以降、土壌凍結層が融解を開始した。線3以降が融雪期である（詳細は本文で説明）。動水勾配がプラスのときは測定深さの土壌水分が鉛直下向きに移動する。機器の故障により、地温、圧力水頭、動水勾配に一部欠則が生じた。

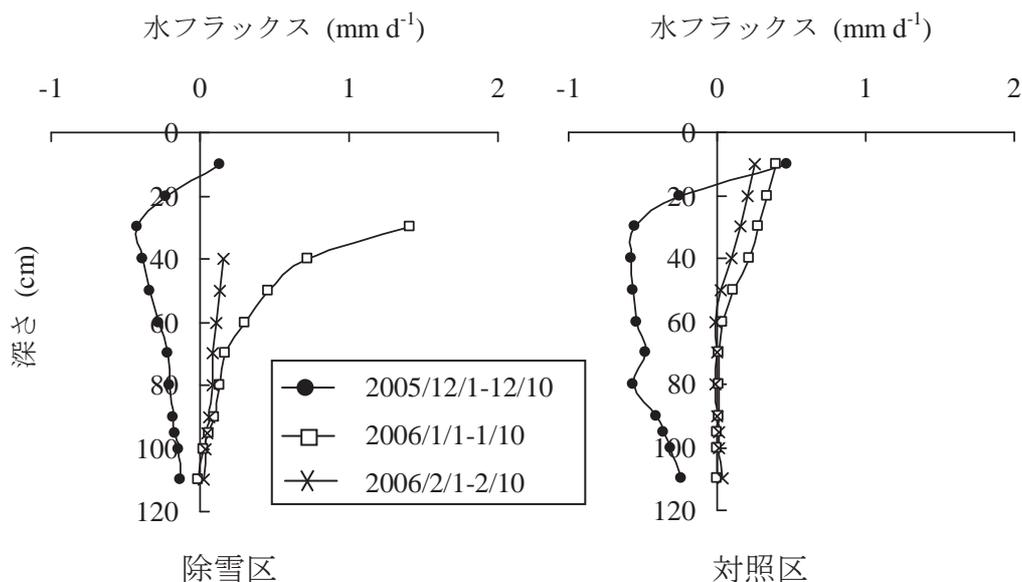
0.1~0.2 m³ m⁻³ から0.2~0.4 m³ m⁻³ に増加したが、20cm以深の地温や土壤水分量に对照区ほどの明瞭な変化はみられなかった(第6—4図eとf, 左側の図の線2以降)。2月26日の降雨以降, 両試験区ともに顕著な融雪はみられず, 再び融雪が開始したのは12日後の3月10日からであった(第6—4図dの線3以降)。对照区で深さ100cmまでの地温が3℃以上になった4月下旬でも除雪区の下層土の地温は低く, 深さ35cm付近の地温は4月27日まで0℃以下であった(第6—4図e)。

以上の観測結果から, 除雪区は对照区よりも i) 土壤凍結が発達する時期には下層土が乾燥し, ii) 融雪期には下層の水分量の増加が遅れるなど, 除雪処理をおこなってから融雪期まで除雪区と对照区では土壤水分移動が異なることが示された。そこで, 次節以降では観測期間を土壤凍結が発達した2月25日までの期間(第6—4図と5図の線2以前; 第1—6図の厳寒期)と, 降雨により地温が上昇し, 凍結層が連続的な融解を開始したと判断される2月26日以降(第6—4図と5図の線2以降; 第1—6図の融解期)とに分け, それぞれの期間の土壤水分移動について定量的な解析をおこなう。

2) 下層から土壤凍結層に向かう水フラックスの比較

(1) 下層の水フラックスの経時変化

凍結層の下端から水分貯留量測定の下限である深さ110cmまでの水フラックスの鉛直分布について, 凍結層が発達を開始してから融解期の前までの期間の推移を第6—6図に示す。式(6-3)の ΔS_{z-95} と式(6-4)の ΔS_{95-z} は対象とする日の翌日の0時から当日の0時の水分貯留量を引いた値であるため, TDRによる土壤水分量の計測時に発生するノイズの影響を大きく受ける。そこで, 土壤水分量の測定の際に発生するノイズの影響を除くため, 水フラックスは各月のはじめの10日間の平均値を示した。凍結層が形成される前の11月の雨水(第6—4図a)の浸透により, 12月上旬の水フラックスは除雪区・对照区ともに20cm以深で鉛直下向きであった(第6—6図, ●印)。その後, 凍結層の発達にともない深さ110cmまでの層の水フラックスは両試験区ともに鉛直上向きに転じた(第6—6図, □印)。1月上旬には除雪区では除雪により凍結層が発達し続けたのに対し, 对照区では30cm以上の厚さの積雪層の効果により凍結層の発達が停止したため(第6—4図cとeの線1と1-1の間の期間), 深さ30cmの水フラックスは除雪



第6—6図 土壤凍結層が発達した期間における凍結層より下の土層の水フラックスの鉛直分布(10日間の平均値)。1月上旬には除雪区で除雪処理がおこなわれていた(●印)。人工的な積雪により2月上旬には積雪深が両区でほぼ同じになった(×印)。

区の 1.4mm d^{-1} に対し対照区では 0.3mm d^{-1} と、この期間には深層から凍結層に向かう水分の移動量が両試験区で大きく異なった(第6—6図, □印)。一方, 両試験区ともに30cm以上の積雪により凍結層の顕著な発達が生じた2月上旬には(第6—4図cとeの線1-1以降)同一深度の比較では除雪区の水フラックスが対照区の値を上回るものの, 1月上旬ほどの明瞭な違いはみられなかった(第6—6図, ×印)。以上の結果は, 積雪深の多少に伴う凍結前線(土壌凍結層が発達するときの凍土と非凍結土の境界)の降下速度の違いによって凍結前線以深の水フラックスが大きく異なることを示している。

(2) 積雪層の有無による土壌水分移動量の違い

積雪深の違いにより発生する鉛直上向きの土壌水分移動量の差を評価するため, 除雪区で除雪処理をおこなった12月20日から1月13日までと, 両試験区ともに30cm以上の積雪層が存在した1月14日から融解期直前の2月25日までの2時期について, 深さ40cmの水フラックスを積算した。

12月20日から1月13日までの期間の積算結果を第6—7図aに示す。除雪区においてこの期間に深さ40cmより上に移動した水分量は 19.5mm であり, 同一深さの対照区の4倍以上に相当した。除雪区では凍結層の発達に伴って多量の土壌水分が鉛直上向きに

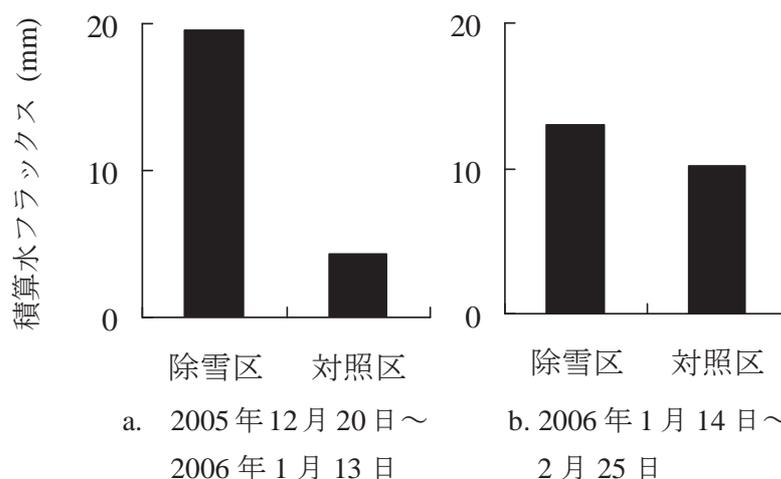
移動したのに対し, 対照区では積雪層の断熱効果により凍結層の発達が抑制されたため(第6—4図cとe), 鉛直上向きの水分移動量が少なくなったことがわかる。雪を積むことで除雪区の積雪深が30cm以上になった1月14日以降には除雪区でも下層の水フラックスが小さくなり(第6—6図, ×印), 1月14日から2月25日までの両試験区における深さ40cmの積算水フラックスに顕著な差はみられなかった(第6—7図b)。

これらの積算値に, 除雪処理をおこなう以前の土壌凍結期間である11月28日から12月19日までの水フラックスの積算値(除雪区 6.8mm , 対照区 2.2mm)を加えた結果, 凍結層が発達した期間全体の深さ40cmの積算フラックスは除雪区で 39.3mm , 対照区で 16.7mm となった。

3) 融解期以降の融雪水の浸透量の比較

(1) 下層の水フラックスの経時変化

2月26日から始まる融解期(第6—4図と5図の線2以降)における凍結層下端から深さ110cmまでの水フラックスの10日間ごとの平均値を第6—8図に示す。対照区では3月1-10日から水フラックスが全層でマイナスになり, この時期にはすでに浸潤前線が深さ110cmまで到達したことがわかる(第6—8図の右側)。また, 全ての期間にわたって水フラッ



第6—7図 除雪処理を開始してから凍結層が融解を開始する直前までの深さ40cmにおける水フラックスの積算値。(a)除雪区で除雪処理をおこなった期間(このときの対照区の積雪深は30cm以上)。(b)除雪区に人工的に雪を積んだことで除雪区・対照区ともに積雪深が30cm以上の期間。

クスの深さ方向の顕著な違いはみられなかった。一方、除雪区では3月1-10日にはまだ95cm以深の水フラックスがプラス（すなわち、鉛直上向きに水が移動）であった（第6—8図の左側）。平均 8mm d^{-1} の顕著な融雪が生じた3月11-20日（第6—4図dの線3以降）には、除雪区でも深さ110cmまでの層で水フラックスがマイナスになったことから、この期間に除雪区の浸潤前線が深さ110cmまで到達したと考えられる。しかし、同時期の対照区の水フラックスと比較すると、下方浸透量は除雪区の方が小さかった（第6—8図、□印）。一度消雪し、再び積雪が生じた4月1-10日には、凍結層が存在する除雪区の積算水フラックスも対照区と同程度になり（第6—8図、×印）、4月17日の消雪日を含む4月11-20日には、融雪水の下方浸透量（水フラックスの絶対値）は対照区よりも除雪区の方が大きかった（第6—8図、△印）。

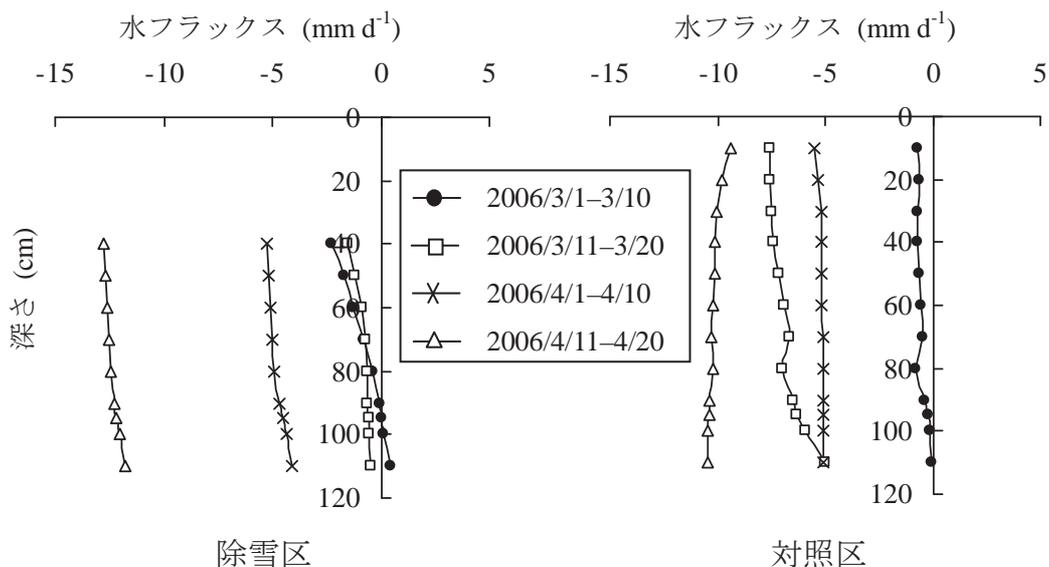
(2) 融雪水の浸透量の経時変化

上記のように、凍結深の違いによって融解期の下層の水フラックスが明らかに異なった。この違いは、除雪区で厚く発達した凍結層が融雪水の浸透速度を低下させたために引き起こされたと考えられる。そこで、それ以降、 3mm d^{-1} 以上の融雪が数日間以上続き、顕著な融雪が始まったと判断された3月10日

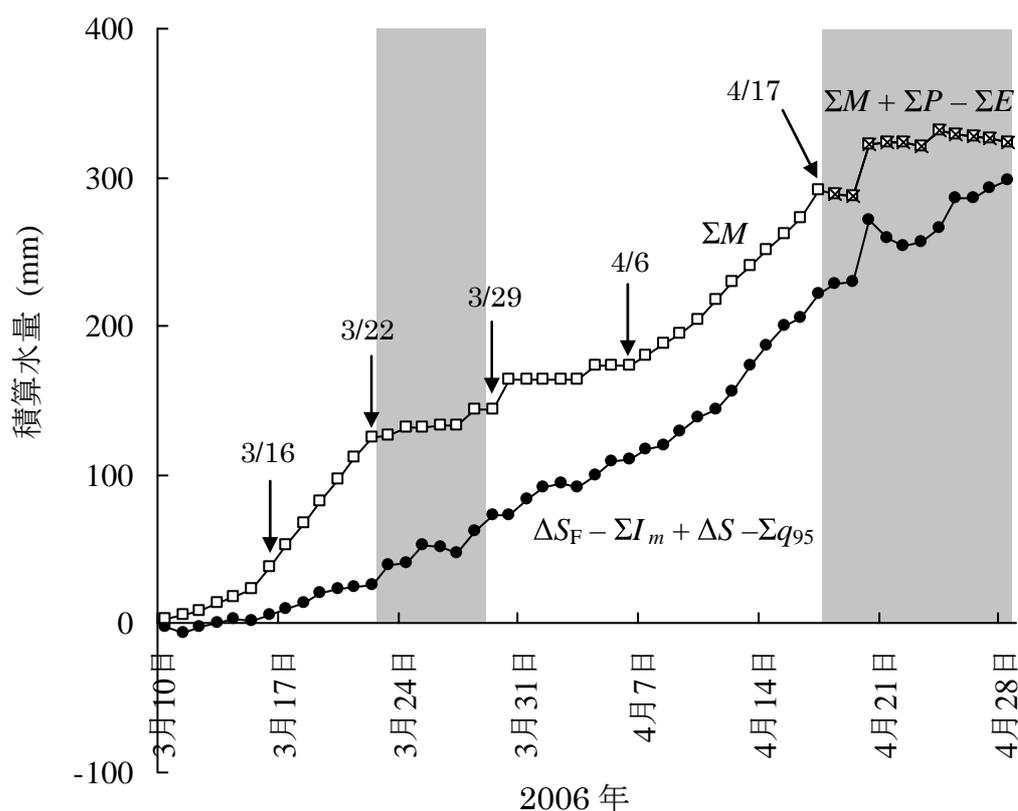
（第6—4図dの線3）から除雪区の凍結層が完全に融解した4月28日までの期間について、地表面における下方浸透量と融雪水量の経時変化の比較（式(6-8)）により凍結層が融雪水の浸透を抑制する効果を評価した。

除雪区における比較結果を第6—9図に示す。地表面における浸透量を推定するために必要な氷の融解量の算定結果の妥当性を検証するため、凍結層の融解が始まった2月26日から凍結層が完全に融解した4月28日までに熱収支法により式(6-14)によって計算した ΣI_m と、水収支法の式(6-11)と(6-12)により計算した融雪期の前日の凍結層における氷の量(I_{F0})を比較した。その結果、前者の109mmに対し、後者は117mmであり、わずかに熱収支による推定値のほうが低い値を示した。

熱収支による推定値のほうが水収支による推定値よりも値が小さくなった原因として、水収支により I_{F0} を計算する際に、TDRにより観測された値が厚さ10cmの土層の液状水量を代表しているという仮定が凍結前線付近では成り立たないことが挙げられる。ある一定温度以下になると、凍土中の液状水量はほとんど変化が無くなるが、 0°C 付近の液状水量は大きく変化することが知られている（例えば、STÄHLIら, 1999; NYBERGら, 2001; NIUとYANG, 2006）。深さ40cmでは地温はほぼ 0°C であり、実際にはこの深



第6—8図 凍結層が融解を開始してからの凍結層より下層における水フラックスの鉛直分布（10日間の平均値）。



第6—9図 除雪区における融雪期のはじめ（3月10日）から凍結層が融解するまで（4月28日）の融雪水量+降雨量（ ΣM ; □印）と土壌への浸透量（ $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S - \Sigma q_{95}$; ●印）。消雪日（4月17日）以降については、消雪日の ΣM に降水量の積算値を加え、蒸発量の積算値を引いた（ $\Sigma M + \Sigma P - \Sigma E$; □印と×印をあわせた記号）。灰色でマークした期間には試験区に積雪が無かった。

さには氷がほとんど存在しないと考えられる。そこで、これを反映するために、凍結層の下端である深さ40cmの氷の量を0mmとし、深さ35cmから40cmの氷の量が比例的に減少するような分布をすると仮定すると、凍結層に含まれる氷の量は均一な場合の15/16になる（第6—10図a）。そこで、このような凍結層下端付近の氷の分布を考慮した I_{F0} は110mm（ $=117 \div 15 \times 16$ ）となり、熱収支により推定された氷の融解量である109mmとほぼ等しくなる。以上の理由から、熱収支法により計算された I_m は精度良く推定されたと考えた。

凍結層の氷の融解量の計算に用いた熱収支式である式(6-9)の要素のうち、融解期の全期間に凍結層下端から供給された熱量（ G_f ）は 8.1 MJ m^{-2} 、伝導により地表面から大気へと放出された熱量（ G_s ）は -30 MJ m^{-2} （すなわち、 30 MJ m^{-2} が大気から土

壤に供給された）、凍結層の地温上昇に使われた熱量（ ΔH_f ）は 3.2 MJ m^{-2} 、 0°C 以上の水の浸透によって凍結層に供給された熱量（ Q_a ）は 1.3 MJ m^{-2} である。期間全体でみると、伝導により大気から供給された熱量が最も凍結層の氷の融解に寄与していることがわかる。一方、凍結層が融解を開始した2月26日から積雪層が一時的に消失した3月22日までの期間については、 G_f が 3.6 MJ m^{-2} 、 G_s が -2.2 MJ m^{-2} 、 ΔH_f が 0.40 MJ m^{-2} 、 Q_a がほぼ 0 MJ m^{-2} であり、積雪期間には大気から供給される熱量よりも下層から凍結層に供給された熱量（ G_f ）の方が凍結層の融解に寄与したことがわかる。

3月10日から15日の間は平均で 3.8 mm d^{-1} の融雪があったにもかかわらず、地表面における鉛直下向きの浸透量の積算値（すなわち、第6—9図の $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ ）にはほとんど変化が無かった。

3月16日から一時的に積雪層が無くなった3月22日の間は、平均で 14.7mm d^{-1} の多量の融雪が生じたにもかかわらず、この間の地表面における鉛直下向きの浸透速度はわずか 3.5mm d^{-1} と小さかった。その結果、3月10日から積雪層が一時的に無くなった3月22日までの融雪水量の積算値 (ΣM) の 126mm に対し、地表面への浸透量の積算値 ($\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$) は 26mm と、両者の間に 100mm の差が生じ (第6—9図)、この期間に土壌への融雪水の浸透が極めて抑制されたことがわかる。

4月上旬の低温により (第6—4図b)、3月29日の降雪で再び積雪が生じてから (第6—4図aとc) 4月6日までの融雪水量は 29mm にとどまった (第6—9図)。それにもかかわらず、同期間 (3月29日~4月6日) の地表面の浸透量の積算値は 48mm であり (第6—9図)、融雪水以上の下方浸透が生じたことから、地表面に湛水した融雪水がこの期間に土壌中に浸透したと考えられる。4月7日から消雪日の4月17日までの間は平均 10.7mm d^{-1} の融雪が生じ、この間の ΣM は 117mm であったのに対し、同期間の $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ は 111mm であり (第6—9図)、この期間には融雪水量とほぼ同量の水が土壌に浸透したと考えてよい。3月10日から消雪日 (4月17日) までの ΣM は 291mm であったのに対し、同期間の $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ は 221mm であり (第6—9図)、消雪日の時点ではおよそ 70mm の水が地表面付近に湛水、もしくは系外に流出したと考えられる。

消雪日 (4月17日) から除雪区に凍結層が存在した終日の4月28日までの期間については、降水量から蒸発量を引いた値 ($\Sigma P - \Sigma E$) を ΣM に加え、この値と $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ を比較することで凍結層が存在する圃場への浸透速度を評価した。ここで、 ΣP は雨量計の値から計算した。凍結層の存在により、除雪区ではこの時期に水収支法で ΣE を計算することができない。そこで、除雪区・対照区ともにこの時期には表層が湿潤な状態であることと (第6—4図f)、地表面付近の温度が両試験区で大きく異ならなかったこと (第6—4図e) から、蒸発量は両区でほぼ等しかったと仮定し、以下の深さ $0\sim 95\text{cm}$ の水収支式により対照区における蒸発量を計算し、除雪区の値として用いた。

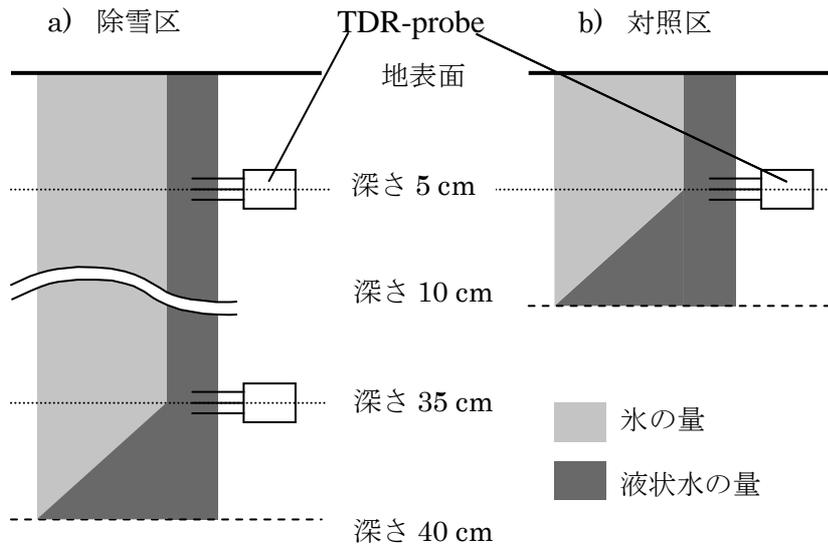
$$\Delta S_{95} = \Sigma P - \Sigma E + \Sigma q_{95} \quad (6-15)$$

ここに、 ΔS_{95} は地表面から深さ 95cm までの水分貯留量の増加である。式(6-15)によりこの期間 (11日

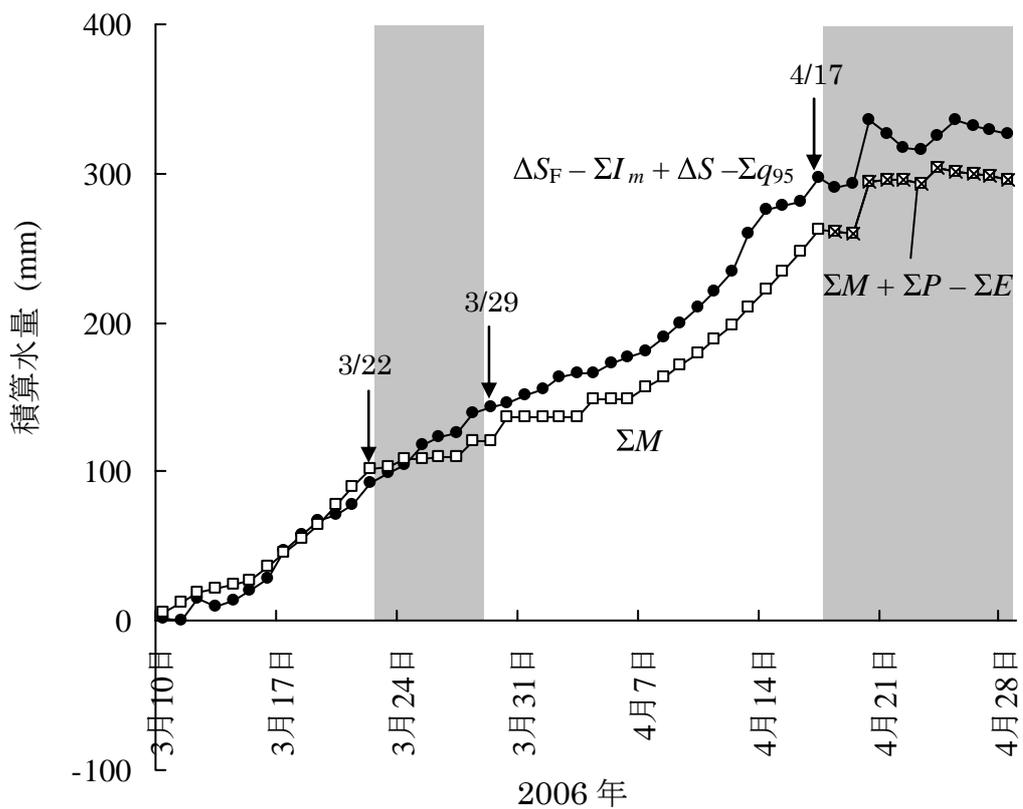
間) 全体の蒸発量を求めた結果、 26mm となったため、消雪日以降の1日当たりの地表面からの平均蒸発量を $26 \div 11 = 2.4\text{mm d}^{-1}$ とした。消雪日以降の $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ は降雨後に大きな上昇がみられるものの、融雪期にみられた連続的な増加は停止した。

地表面の観察から、4月18日に湛水がなくなったと判断された。そこで、4月18日から28日の間に表面流出が無いと仮定すると、この期間の $\Sigma M + \Sigma P - \Sigma E$ と $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ の差は等しくなるはずである。しかし、この期間の両者の差 (第6—9図) の平均値の 53mm に対し、その標準偏差は $\pm 17\text{mm}$ と比較的大きかった。4月20日の 37mm d^{-1} の降雨後に両者の差が小さくなっていることから、雨水が凍結層中を不均一に流れ、水分計付近の土壌水分量 (液状水量) が圃場の平均値よりも高くなったことが、比較的大きな標準偏差が発生した一因として挙げられる。この期間の標準偏差を $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ の推定誤差とすると、除雪区からの最終的な表面流出量は $36\sim 70\text{mm}$ の範囲にあると推定される。この値は、3月10日から凍結層が完全に融解した4月28日の $\Sigma M + \Sigma P - \Sigma E$ である 324mm の $11\sim 22\%$ に相当する。

除雪区と同様の方法で計算した、対照区における地表面の下方浸透量 ($\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$) と融雪水量 (ΣM) の比較を第6—11図に示す。除雪区と同様に、消雪日の翌日の4月18日から4月28日までの期間については ΣM に降水量の積算値 (ΣP) を加え、式(6-15)により計算された蒸発量の積算値 (ΣE) を引くことで大気から土壌への供給水量を評価した。式(6-11)により水収支法で計算した、凍結層が融解する直前の2月25日の凍結層 (深さ $0\sim 10\text{cm}$) における氷の量である 48mm に対し、同じ土層において熱収支法 (式(6-9)と(6-14)) で計算した融解期全体の氷の融解量は 37mm と少なかった。この過小評価の原因として、除雪区の場合と同様に、凍結層下端付近の氷の量を過大評価してしまったことが挙げられる。水収支法で氷の量を推定する際に深さ 5cm の水分計で測定した液状水量を深さ 10cm までの土層の平均的な値であると仮定したが、凍結層下端付近の氷の量は実際には少ないと考えられる。そこで、第6—10図bに示すように、深さ 5cm 以深の液状水量が深さ方向に直線的に増加し、深さ 10cm で土壌水分が全て液状水になるような分布を仮定すると、水収支法により計算される2月25日の氷の量は上記



第6—10図 除雪区と対照区における氷と液状水の量の鉛直分布の模式図。



第6—11図 対照区における融雪期のはじめ(3月10日)から凍結層が融解するまで(4月28日)の融雪水量+降雨量(ΣM ; □印)と土壌への浸透量($\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S - \Sigma q_{95}$; ●印)。消雪日(4月17日)以降については、消雪日の ΣM に降水量の積算値を加え、蒸発量の積算値を引いた($\Sigma M + \Sigma P - \Sigma E$; □印と×印をあわせた記号)。灰色でマークした期間には試験区に積雪が無かった。

の値の3/4に相当し、 $48 \times 3/4 = 36\text{mm}$ と計算される。この値が熱収支から計算される37mmとほぼ等しいため、対照区においても熱収支法により計算された ΣI_m は実態を反映していると考えられる。

対照区においては、融雪期のはじめ(3月10日)から最初の融雪が終了する3月22日までは $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ と ΣM がほぼ同様に推移したことから(第6—11図)、この期間には融雪水のはほぼ全量が土壤に浸透したと考えられる。3月25日以降は ΣM よりも $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ が大きくなり、2度目の積雪期間である3月29日から4月17日の間にその差が拡大した(第6—11図)。除雪区では最初の積雪層がなくなった3月22日までに湛水と表面流出量の和が100mm程度であったことを考慮すると(第6—9図)、除雪区からの流入により試験区内の融雪水以外の水が対照区に供給されたことで ΣM よりも $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ が大きくなったと考えられる。消雪日(4月17日)以降については、 ΣM と $\Delta S_F - \Sigma I_m + \Delta S_U - \Sigma q_{95}$ の差に若干のばらつき(標準偏差±6mm)はあるものの、両者はほぼ平行に推移し、消雪日の翌日の4月18日から4月28日までの両者の差の平均値は30mmであった。このことから、約30mm(24~36mm)の水が系外から対照区に流入したと考えられる。

(3) 除雪区における地温と深さ40cmの水フラックスの関係

凍結層が融雪水の浸透を抑制した除雪区について、2月25日(融解期の前日)から4月18日(消雪日の翌日)の凍結層の地温と凍結層の下端に相当する深さ40cmの水フラックスとの関係を第6—12図に示す。前述した土壤水分量の測定の際に発生するノイズによる水フラックスの変動の影響を緩和し、傾向をわかりやすくするため、水フラックスは5日間の値を平均した。積雪層の断熱効果と2月下旬に気温が0°C付近まで上昇したことにより(第6—4図bとcの線2)、融雪直前の2月25日の除雪区の地温は全ての深さで-0.7°Cよりも高かった(第6—12図a、*印)。融雪が始まると凍結層の地温は3月上旬まで徐々に上昇したが(第6—12図aとb)、3月3~7日に局所的に5mm以上の下方浸透が観測された以外は、3月上旬までの期間には深さ40cm以深への融雪水の浸透はみられなかった(第6—8図と12図c)。3月中・下旬には地温の上昇がみられるものの、その変化

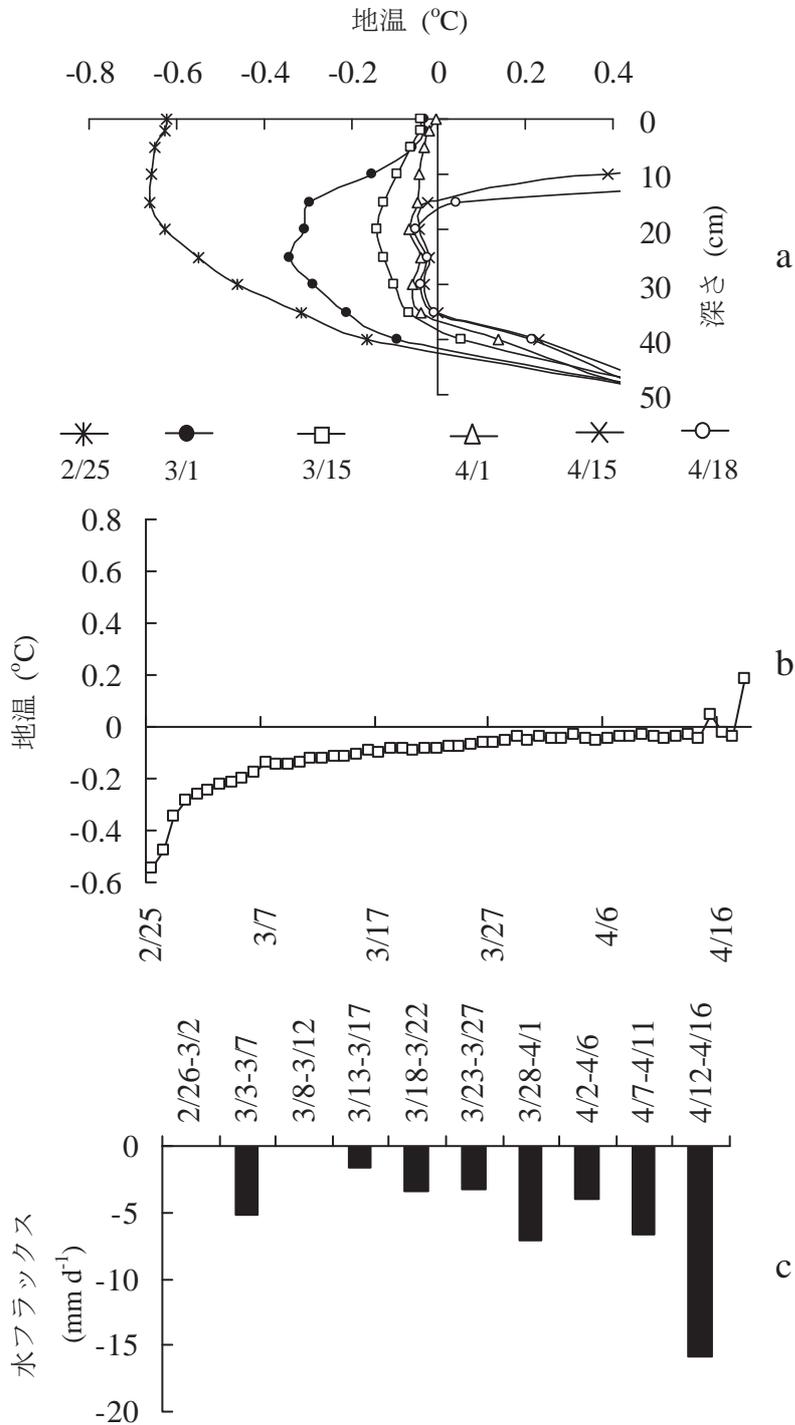
はごくわずかであり(第6—12図aとb)、下向きの水フラックスは 5mm d^{-1} 以下と、この時期の融雪水量(10mm d^{-1} 程度)と比較すると深さ40cm以深の下方浸透量はかなり小さかった(第6—8図と12図c)。4月に入ってから消雪日(4月17日)までの凍結層の地温はほぼ0°Cで変化が無く(第6—12図aとb)、深さ40cmにおける水フラックスが -10mm d^{-1} 以下になるのは消雪日直前の4月12日以降であった(第6—12図c)。

4. 考察

1) 除雪区と対照区の土壤水分移動の違い

前述のように、凍結深が40 cm程度になり、過去の積雪・土壤凍結条件を再現した除雪区では、現在の平均的な土壤凍結深の対照区(最大凍結深11cm)と比較して、除雪処理をおこなってから凍結層が完全に融解するまでの期間、土壤水分移動様式が大きく異なった。

除雪区の最大凍結深に相当する深さ40cmにおいて、凍結層が発達するときに生じた鉛直上向きの水フラックスの積算値は、除雪処理をおこなった約3週間(第6—4図と5図の線1と1-1の間)については除雪区が対照区の4倍以上になり(第6—7図a)、土壤凍結層が形成されてから凍結層が融解を開始するまでの期間(第6—4図と5図の線2以前)についても除雪区が対照区の2倍以上になったことから、過去には土壤凍結層が発達するときに深さ40cm付近の水や肥料成分が現在よりも上方に移動したと考えられる。一方、深さ95cmの動水勾配の最大値は、対照区の-1に対して除雪区では-14と非常に大きな違いがあったにもかかわらず(第6—5図f)、乾燥に伴う透水係数の減少により(第6—2図)同深さの水フラックスは除雪区も対照区も非常に小さく(第6—6図)、12月20日まで鉛直下向きの水移動が発生したこともあり(第6—5図fの線1以前)、凍結層が発達した除雪区でも11月27日から2月25日までの水フラックスの積算値を計算するとわずか0.1mmであった。GRAYとGRANGER(1986)は凍結深が1m以上発達する場合には深さ1m以深から表層へと無視できない量の陰イオンが移動することを指摘しているが、土壤凍結が発達した過去でも凍結深が50cm程度までにしかならなかった対象地域では、土壤凍結層の発達に伴って深さ1m付近から表層へと物質が移動することは無いと考えられる。



第6—12図 除雪区における2月25日以降の(a)地温プロファイル(日平均値), (b)深さ10~35cmの地温の平均値, (c)深さ40cmの水フラックス(5日間の平均値)。2/26~3/2と3/8~3/12の水フラックスは $< 0.02 \text{ mm d}^{-1}$ であった。2月26日から凍結層が融解を開始した。4月17日に雪が完全に無くなった。

融雪水の浸透については、対照区では融雪期の全ての期間にわたってほとんどすべての融雪水が土壌中に浸透した(第6—11図)。この結果は、凍結深が浅い場合には凍結層が融雪水の浸透を抑制しないとする第4章の結果と一致する。さらに、対照区では融雪期の間、水フラックスが深さ方向でほぼ一定であったため(第6—8図)、融雪水量とほぼ同量の水が深さ105 cmまで鉛直下向きに移動したと考えられることから、凍結層がほとんど発達しなくなった現在では融雪水の浸透が下層への物質輸送に大きな影響を与えていることがわかる。

最大凍結深が43cmの除雪区と凍結深が11cmの対照区の融雪期の土壌水分移動を比較すると、以下の特徴が明らかになった。

- i) 融雪期の前半に下層の浸透速度(すなわち、水フラックスの絶対値)が除雪区で小さい(第6—8図)
- ii) 湛水量もしくは表面流出量が除雪区で多い(第6—9図と11図)
- iii) 3月下旬以降、深さ5cmの水分量が除雪区で多い(第6—4図f)
- iv) 除雪区でピーク時の融雪水量に相当する10mm d⁻¹以上の浸透速度が深さ40cmで生じたのは、消雪日の直前の4月12日以降であった(第6—12図c)

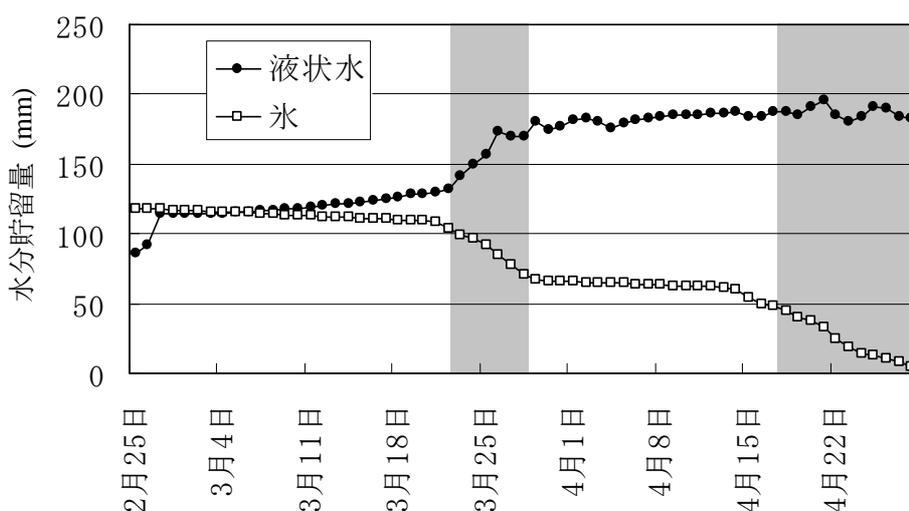
以上の結果から、除雪区で凍結層が融雪水の浸透を抑制したことは明らかである。融雪期のはじめから湛水がなくなった4月18日までの土壌への水の供給量と地表面における浸透量との差が約50mmであったことから(第6—9図)、平坦な(傾斜度<1%)観測サイトでも、除雪区では融雪水量(約300 mm; 第6—9図)の15%程度の表面流出が生じたと考えられる。

2) 除雪区において融雪水の浸透速度が低下した理由

除雪区において、凍結層が融解を開始する直前の2月25日の凍結層の最低地温は-0.7℃、融雪期の3月10日以降の凍結層の地温は全層でほぼ0℃であった(第6—12図aとb)。融雪期の3月10日以降は深さ105 cmまでの全ての層で鉛直下向きに水が移動し(第6—8図の左側)、3月下旬以降には3mm d⁻¹以上の水が凍結層下端から下層へと移動していることから(第6—12図c)、除雪区でも融雪期の比較的早

い時期に浸潤前線が深さ40cm以深まで移動したと考えられる。地温がほぼ0℃で、かつ浸潤前線が凍結層下端に到達したにもかかわらず、凍結層が融雪水の浸透を抑制した原因として、凍結層中の氷が融雪水の浸透経路を塞いだことが考えられる。除雪区において、凍結層が融解を開始した2月26日から完全に融解した4月28日までの深さ0~40cmまでの氷(式(6-10)により計算)と液状水量(TDRにより測定)の推移を第6—13図に示す。積雪層が一時的になくなった3月22日までと、再び積雪層が形成された3月29日から4月13日までの期間には、顕著な氷の融解はおきていない。一方、地表面が一時的に裸地になった3月22日から3月28日の間と、消雪日の3日前の4月14日以降は凍結層内の氷の顕著な減少がみられる。凍結層の氷の減少に伴い、3月18日以降の深さ40 cmにおける鉛直下向きの水フラックスは3mm d⁻¹以上になり、4月12日以降には同深さの鉛直下向きの水フラックスが15 mm d⁻¹以上になったことから(第6—12図c)、土壌中の氷が減ることにより凍結層下端から下層への浸透速度が上昇したと考えられる。すなわち、試験圃場では積雪層が比較的厚いため、気温が上昇しても大気からのエネルギーが地表面に到達せず、透水経路を阻害する氷がなかなか融解しないため、ほぼ0℃にもかかわらず凍結層の透水係数が増加しなかったと考えられる。第4章において、積雪層の断熱効果により寒冷な期間に大気の熱が伝わらないことで凍結層の発達が抑制され、凍結層が浅い場合には融雪水の下方浸透が抑制されることはないことを示したが、これとは逆に融雪期に厚い積雪層が存在することで気温の上昇や日射等の大気からの熱供給が妨げられ、その結果、凍結層が融雪水の浸透を抑制する期間が長くなる場合があることを今回の結果は示している。

NYBERGら(2001)は森林土壌の傾斜地(傾斜度約3%)で観測をおこなった結果、土壌凍結深が最大で40~80cm程度発達した場合でも40mmの融雪水のほとんどが土壌中に浸透したと指摘した。一方、今回の除雪区における観測では、一度地表面が裸地になる3月22日には融雪水量の126mmに対して土壌への浸透量はわずか26mmであった。NYBERGら(2001)やHARDYら(2001)は、熱環境や土壌条件の異なる農地の融雪水の浸透速度は森林の場合とは異なる可能性があることを指摘している。STÄHLIら(2004)が山岳地帯で示したように、植物根の跡や動物の活動によ



第6—13図 2月25日（凍結層が融解を開始する前日）から4月28日（凍結層が完全に融解した日）の深さ0～40 cmの土層の氷と液状水の貯留量。灰色でマークした期間には試験区に積雪が無かった。

て粗間隙が発達するような地域では、粗間隙を通して凍結層以深へと水が浸透することで、融雪水が速やかに排水されると考えられる。耕起作業や限定された植生によって自然状態の土壌よりも生物由来の粗間隙が少ないと考えられる農地においても、亀裂等の粗大間隙が発達するような圃場では、粗間隙が凍結層よりも下層への融雪水の浸透を促進することが指摘されている（STÄHLIら、1996；GRAYら、2001）。しかし、今回の圃場の断面調査では直径1mm以下の小さな管状の間隙は確認されたものの、亀裂のように粗大な間隙は少なく、これが融雪水の凍土への浸透が抑制された一因として挙げられる。一方、ZHAOとGRAY（1999）は融雪水が浸透しているときの地温が -3.8°C ～ -0.3°C と比較的高い場合にもかなりの融雪水が農地土壌に浸透することを指摘し、その原因として、深さ0～40cmの土層の融雪水が浸透する前の全水分量（氷+水）が飽和度0.13～0.57と低かったことを挙げている。今回の除雪区の観測では、土壌凍結が発達する直前の11月27日の飽和度は0.59とZHAOとGRAY（1999）が提示した範囲よりも若干大きい程度であるが、凍結するとき下層から供給された39mmの水分量により、凍結層が融解を開始する直前の2月25日には飽和度が0.74とかなり大きくなった。すなわち、凍結層の発達に伴う下層からの水供給によって凍結層の水分量が大きくなったことも、

凍結層の存在によって下層への融雪水の浸透速度が小さくなった一つの要因と考えられる。このように、融雪前の水分量が多く、かつ亀裂や根孔等の粗間隙が少ない場合には、土壌が深くまで凍結するPrairieのような地域（GRAYら、2001）と比べると凍結深が浅く、地温が高くても、傾斜のある農地では多量の表面流出が発生する可能性のあることが、今回の結果から示唆される。

3) 十勝地域中部における過去と現在の土壌水分移動の違い

以上のことから、ほぼ全ての融雪水が土壌中に浸透する現在に比べ、凍結層が発達した過去には傾斜地では多量の表面流出が発生していた可能性がある。観測サイトでは平坦な地形（傾斜度<1%）ではあるが、融雪期のはじめから凍結層が完全に無くなるまでに除雪区で発生した表面流出量は52mm（±17mm）であった（第6—9図）。融雪期における表面流出量と地表面における湛水量の合計は最大値で100mmであったため（第6—9図）、傾斜のある農地ではより多くの表面流出が発生したことが示唆される。一方、融雪期のどの時期においても対照区では融雪水量と同量の水が土壌に浸透したことから（第6—11図）、凍結深が浅い現在ではほぼ全ての融雪水が土壌に浸透すると考えられる。すなわち、今回

の結果は、この地域の農地では凍結層が発達した過去とあまり発達しなかった現在では物質循環が大きく異なっている可能性を示唆している。十勝地域全体の気候変動に伴う融雪期の水文現象の変化をさらに正確に評価するためには、傾斜のある農地において今回と同様の観測をおこない、凍結深が40cm程度発達したときの表面流出の発生量を評価することが重要である。

5. 結論

気候変動に伴う積雪深の増加により土壤凍結深が顕著に減少した北海道の十勝地域中部の農地において、土壤凍結深が40cm程度になった過去には凍結深が10cm程度の現在に比べて、

- i) 凍結層が発達するときに深さ40cm付近では2倍以上の土壤水分が鉛直上向きに移動する。
- ii) 特に融雪期の前半に融雪水の浸透速度が極端に低下する。

過去の土壤凍結条件を再現した除雪区では、地表面に湛水した水と表面流出した水の合計が最大で100mmと推定された。融雪期のはじめから比較的地温が高かったにもかかわらず、長期間融雪水の浸透速度が低下した原因として、融雪期の直前の凍結層の全水分量が高かったこと、観測圃場では動植物の活動によってできた孔や乾燥亀裂等の粗大な間隙がほとんど無かったことに加え、厚い積雪層の断熱・遮光効果により、大気から供給される熱量が少ないことで、凍結層の氷がなかなか融解しなかったことが挙げられる。同圃場は間隙率が大きく、透水係数が高く、排水性のきわめて良好な圃場であるため、凍結層が発達しなくなった現在ではほとんどの融雪水が土壤中に浸透する。このような農地でも、過去には凍結層が融雪水の浸透を抑制することで多量の表面流出を生じた可能性があるため、この地域の農地では気候変動に伴い、過去と現在で非常に大きな冬期の水文現象の変化があったと考えられる。過去に比べて現在では農地からの表面流出量が減少し、地下浸透量が増加するなど、農地が周辺環境に与える影響が十勝地域中部では大きく変化したことが示唆される。

VII. 土壤凍結深が異なる場合の融雪水の浸透速度

1. はじめに

第4, 5, 6章で示したように、最大土壤凍結深が20cm程度では凍結層の存在により凍結層が融雪水浸透の浸透がほとんど抑制されない火山灰土壤の圃場でも、深さ40cm程度まで土壤凍結層が発達した圃場では凍結層の存在によって融雪水の下層への浸透が抑制されることが明らかになった。凍結層の存在により融雪水の土壤への浸透速度が低下する場合には、凍土中の全水分量(氷+液状水)が多いほど融雪期間中の融雪水の浸透速度が低下する傾向があることが知られている(KANEとSTEIN, 1983; STÄHLIら, 1996; ZHAOとGRAY, 1999)。また、凍結層の発達により融雪水の浸透が抑制された圃場では、融雪期における融雪水の浸透量は積雪水量の平方根と直線的な関係にあるという報告もある(GRANGERら, 1984; GRAYら, 2001)。しかし、これらは最大土壤凍結深が深く(> 50cm)、少雪な地域における結果であり、十勝地域中部のように比較的土壤凍結深が浅く、積雪深や土壤凍結深の変動が激しい地域(LINDSTRÖMら, 2002; HIROTAら, 2006; BAYARDら, 2005)ではこれらの物理量と融雪水の浸透速度との関係が異なるかもしれない。

そこで本章では、第6章で述べた除雪試験を3年間にわたって実施し、様々な積雪・土壤凍結条件で土壤水の下層への浸透速度を評価した。本章の目的は、土壤凍結深が10~50cmの火山灰土壤の圃場において、融雪期間中に深さ50cm以深に浸透する水分量を定量的に評価し、凍結層の発達により融雪水の浸透速度が低下する条件を明らかにすることで、土壤凍結深の年次間差が大きな地域において融雪水の浸透速度を推定するための基礎的知見を得ることにある。

2. 研究方法

第6章で述べた、除雪をして土壤凍結を発達させた試験区(除雪区)と自然積雪状態の試験区(対照区)において、土壤水分量、地温、下層(非凍結土壤)の圧力水頭、降水量、積雪深、積雪水量の観測をおこなった。観測期間は2005年11月から2008年3月である。観測方法は第6章とほぼ同じであるが、2006年11月以降については、両試験区に超音波積雪深計(SR50, Campbell Scientific Inc.)を設置し、

積雪深の実測値で補正することで毎日の9時の積雪深を求めた。初年目の2005-06年冬については、目標とする凍結深に到達してから除雪区に人工的に雪を積んだが（詳細については第6章を参照）、その他の年についてはこの処理をおこなわなかった。試験期間中、地表面に植生はなかった。

土壌凍結深を第3章と同様の方法により地温から推定した。下層の非凍結土壌の水分貯留量を第6章と同様の方法によりTDR土壌水分計の観測値から計算した。また、深さ90cmと100cmの圧力水頭の計測値から動水勾配を決定し、別途、実験室で求めた不飽和透水係数（第6—2図）を用いることで、式(6-1)から深さ95cmの水フラックスを計算した（詳細については第6章を参照）。深さ95cmの水フラックスと深さ50~95cmの水分貯留量の増加から、式(6-3)により深さ50cmの水フラックスを計算した。また、積雪水量の変化から式(4-1)により融雪水量を計算した。

例えば第6—4図に示した2006年の3~4月のように、年によっては一度消雪してから数日後に再び多量の積雪が生じる場合がある。このような場合については、前章までの議論では、再び堆積した積雪が無くなる日とした。しかし、第6章で示したように、裸地になると気温や日射等の大気側からの熱の供給により凍結層が急激に融解し、それによって融雪水の浸透量が促進される。これらの影響を除いた凍結層における融雪水の浸透速度を評価するため、本章では融雪を開始してから消雪日の前日までの期間を融雪期とし、同期間の土壌中の下方浸透量と比較した。第6章で示したように、凍結層が発達すると、凍結層が下層への融雪水の浸透を抑制することで表層付近の土壌水分量が大きくなる。このような凍結層の発達に伴う融雪期における表層の土壌水分量の増加や、融雪水の浸透に伴う下層への肥料成分の溶脱の有無を評価するためには、凍結層の発達程度と凍結層より深層への融雪水の浸透量との関係を調査することが重要であると考えられる。後述のように、観測期間における除雪区の最大凍結深は約50cmであった。そこで、融雪期における深さ50cmの下方浸透量を INF_{50} とし、以下の式により融雪水量(ΣM)と比較することで凍結層の発達程度により異なる下方浸透量を評価した。

$$IR = INF_{50} / (\Sigma M + S_x - S_{2005}) \quad (7-1)$$

ここに、 IR は融雪期の下方浸透量を正規化した値

（以下、この値を浸透割合と呼ぶ）、 S_x は任意年の各処理区において土壌凍結層が形成される直前（秋）の深さ0~50cmの土層の水分貯留量、 S_{2005} は S_x の最大値（2005年秋の値）である。後述のように、2005-06年の対照区の IR はほぼ1であり、融雪水量と同量の水が深さ50cm以深に浸透したと考えられる。そこで、深さ0~50cmの融雪期の直前の水分貯留量がこの年と同程度であれば、土壌に貯留された融雪水量は実質上無視しても問題ないが、この年よりも乾燥した条件では、融雪水量の一部が深さ50cmより上の土壌に貯留され、下層に浸透しないと考えた。そのため、式(7-1)の分母として、融雪水量を各年の凍結層が形成される直前の深さ0~50cmの水分貯留量で補正した値を用いている。前章までで示したように、秋の土壌水分量と融雪期直前の土壌水分量は厳寒期の土壌水分移動によって異なることが考えられる。しかし、GRAYら（1986）が指摘するように秋と融雪期直前の飽和度には正の相関関係があると考えられることから、ここでは秋の土壌水分量と融雪期直前の全水分量の差は年次を問わず一定と仮定した。

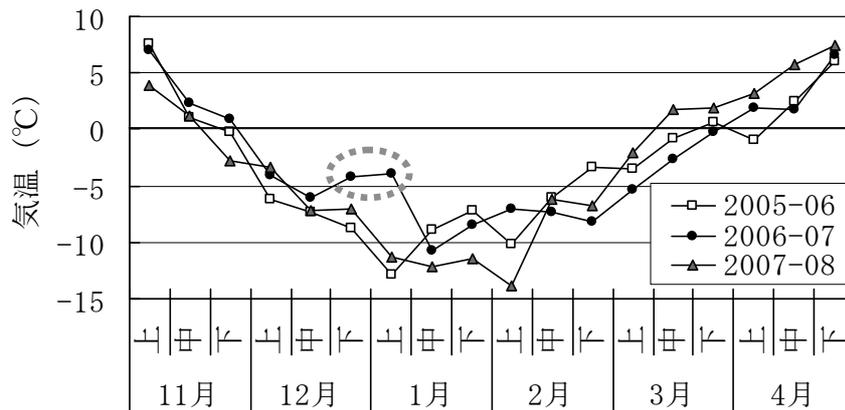
土壌凍結層が形成された圃場への融雪水の浸透速度と関係が高いと考えられる土壌水分量、積雪水量、地温、土壌凍結深と、浸透割合との関係を調べることで、凍結層の存在により融雪水の浸透が抑制される条件を調査した。

3. 結果

1) 気温・積雪深・土壌凍結深・土壌水分量の推移と下方浸透量の年次変動

(1) 気温

観測期間の冬期における気温の旬別の平均値を第7—1図に示す。2007-08年の11月下旬（第7—1図の▲印）は他の年よりも気温が低いものの、12月中旬までは気温の推移に顕著な年次間差はみられなかった。12月下旬と1月上旬の気温は2006-07年が他の2年に比べて高く、特に2006-07年の1月上旬の気温は他の2年の値と比較して7℃以上高かった（第7—1図の破線で囲われた部分）。1月中旬以降については、2007-08年の気温（第7—1図の▲印）が1月中旬から2月上旬にかけて若干低く、3月中旬以降に他の年よりも若干高く推移する傾向がみられた。12月から3月までの平均気温は2005-06年が-6.2℃、2006-07年が-5.6℃、2007-08年が-6.4℃であり、



第7-1図 各観測年における冬期の旬平均気温。図中の破線の意味については本文7章3節1)の(1)を参照。

12月～1月の高温により2006-07年が最も暖かい冬であったといえる。

(2) 積雪深と土壤凍結深

観測期間の積雪深、土壤凍結深、深さ5cmと55cmの土壤水分量の推移を第7-2図に示す。各年ともに除雪区は対照区よりも凍結深の値が大きかった(第7-2図b)。除雪区に人工的に雪を積んだ2005-06年以外の年については、1月中旬以降の積雪深が除雪区よりも対照区で大きく(第7-2図a), 2007年と2008年の融雪水量は両試験区で異なった(第7-1表)。他の年に比べて気温が高かった2006年の12月下旬(第7-1図)には一時的な気温の上昇と降雨により積雪層が無くなり、その後の気温の低下に伴って土壤凍結深が増加した(第7-2図の①)。これにより、この年の土壤凍結深は対照区でも最大で27cmとなり(第7-2図b), 対照区では最大凍結深が3年間で最も大きくなった(第7-1表)。2006年12月下旬の降雨により表層の凍結層が融解し(第7-2図の②)深さ55cmの水分量が顕著に増加していることを考慮すると(第7-2図d), このときの雨水と融雪水は凍結層を通過して下層まで浸透したと考えられる。

(3) 土壤水分量の変化と浸透割合

深さ5cmの土壤水分量(液状水量)は除雪区・対照区ともに融雪期とそれ以降に年最大値をとり、特に除雪区では間隙率とほぼ等しくなった(第7-2図の③)。両試験区の水分量の差は融雪期に最も顕

著であることから、除雪区で下層への融雪水の浸透が抑制されたことにより表層の水分量が大きく異なったことがわかる。

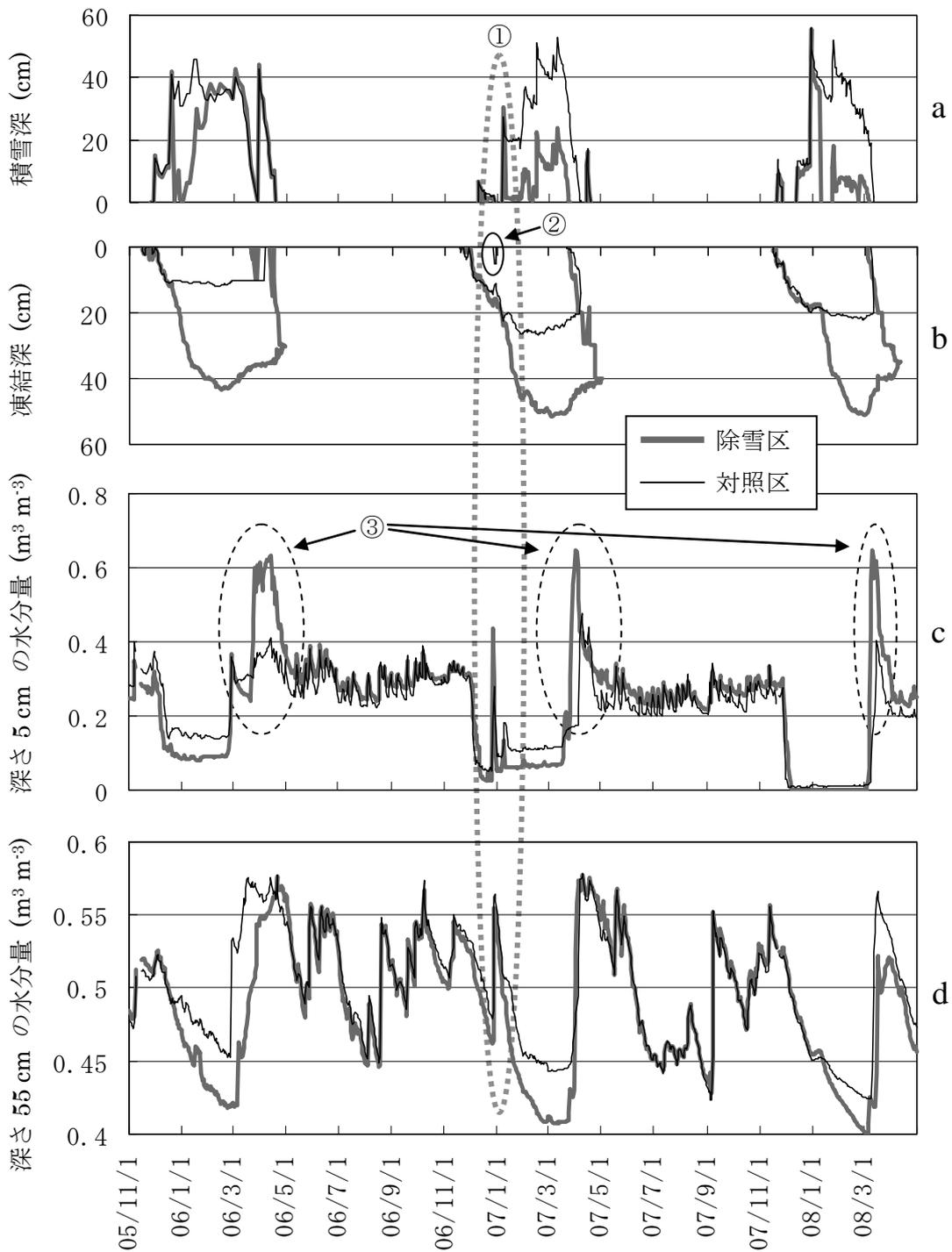
各年ともに暖候期については両試験区で深さ55cmの水分量に顕著な差はみられなかったものの、厳寒期には、深さ55cmの土壤水分量が凍結層の発達に伴って減少し、特に凍結深が深い除雪区では夏期の最も土壤が乾燥したときよりも低い水分量を記録した(第7-2図d)。

各年の各試験区において、式(7-1)により計算した浸透割合(融雪期における下方浸透量と融雪水量の比)を第7-3図に示す。同一年度の処理区間の比較では、土壤凍結が発達した除雪区が対照区よりも浸透割合が低かった。3年間で最も除雪区の凍結深が浅く、融雪水量が多かった2005-06年(第7-1表)の除雪区における浸透割合は0.14であったが、そのほかの年の除雪区における浸透割合はほぼ0であった(第7-3図)。対照区の浸透割合は凍結深の最も浅かった2005-06年に0.92であり、ほとんどの融雪水が深さ50cmよりも下層に浸透したが、他の2年間の浸透割合は0.4よりも小さかった。

期間中、最も融雪水量が少なかった2008年の除雪区(第7-1表)を除き、深さ55cmの水分量は融雪期に年間で最も多くなった(第7-2図d)。

2) 浸透割合と土壤凍結深・地温・土壤水分量・積雪水量との関係

3年間の観測の結果、様々な土壤凍結深のときの融雪期の下方浸透量のデータを得ることができた。



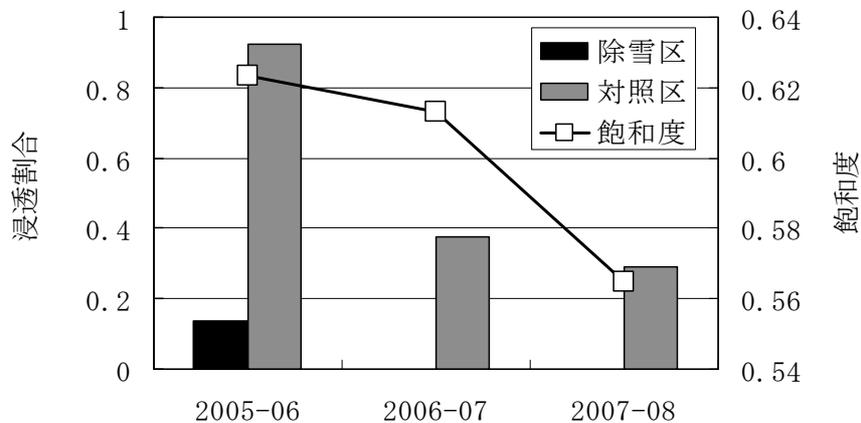
第7—2図 試験圃場における (a) 積雪深, (b) 土壌凍結深, (c) 深さ5 cm と (d) 深さ55 cm の土壌水分量の推移。図中の①～③の意味は本文7章3節1)を参照。

そこで、融雪水の浸透と関係が深いと考えられる以下の物理量と融雪水の浸透量との関係を調べた。なお、2008年の除雪区における融雪水量は9mmと他の年に比べて極端に少なく（第7—1表）、同年の式

(7-1)の S_x-S_{2005} （深さ50cmまでの土層に貯留され、50cm以深へは浸透しないと考えられる融雪水量）である16mmよりも小さかったため、解析対象から除外した。

第7—1表 観測期間における除雪区と対照区の年最大土壌凍結深ならびに融雪期の期間と融雪水量。

		凍結深 (cm)	融雪期間	融雪水量 (mm)
2005-06年	除雪区	43	3/10~3/21	111
	対照区	11	3/10~3/21	90
2006-07年	除雪区	52	3/16~3/24	49
	対照区	27	3/17~4/6	143
2007-08年	除雪区	51	2/29~3/5	9
	対照区	22	3/2~3/10	50



第7—3図 土壌凍結層が形成される直前の深さ 0~40 cm の土層の飽和度と融雪期における深さ 50 cm の浸透割合の関係。2006-07年と2007-08年の除雪区の浸透割合はほぼ0であった。

(1) 積雪水量

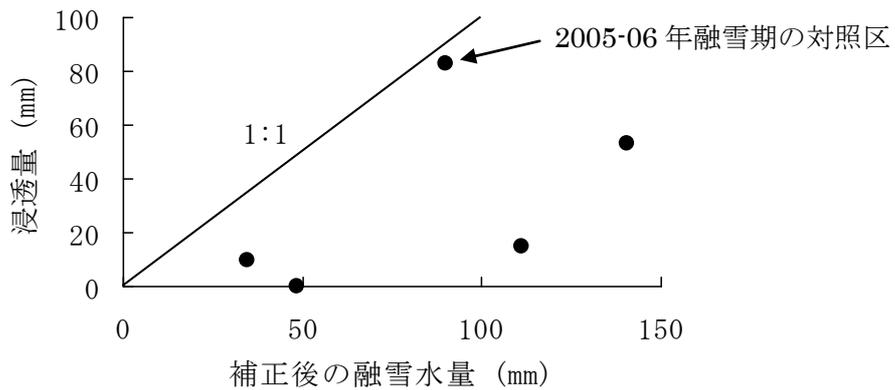
凍結層が存在しても融雪水の下層への浸透速度が低下しない場合、融雪水量と浸透量の間には高い相関があるはずである。しかし、第7—4図に示すように、融雪水量とほぼ同量の水が深さ50cm以深を通過したのは2006年の対照区のみであり、その他の年の深さ50cmにおける浸透量は融雪水量よりもかなり少なく、両者の間に相関がほとんどみられなかった。

(2) 土壌水分量

GRAYら (2001) は凍結層が融雪水の浸透速度を低下させる場合、融雪期直前における深さ0~40cmの土層の飽和度の平均値と浸透量との間に高い相関があることを示した。GRAYら (1986) は秋と融雪期直前の飽和度に正の相関関係があることを指摘してい

る。そのため、秋の土壌水分量が多いほど融雪水の下方浸透量が少なくなることが予想される。

本試験の凍結層が形成される直前の深さ0~40cmの土層の飽和度と式(7-1)により計算された深さ50cm以深への浸透割合の関係を第7—3図に示す。水分量の測定誤差により、対照区は除雪区よりも飽和度が若干高い傾向があったため、除雪処理をおこなう前の実際の水分量は両試験区でほぼ等しいと仮定して、ここでは両試験区の飽和度の平均値を示した。試験区毎の年次間の比較では、凍結前の飽和度が最も高かった2005-06年が最も浸透割合が高かった。前述のように、2006-07年には、12月下旬と1月上旬の気温がその他の年よりも高く (第7—1図)、これらの期間に降雨があったため、凍結層の飽和度が他の年に比べて高くなったことが考えられるが、



第7—4図 融雪水量と融雪期における深さ 50 cm の下方浸透量の関係。図中の補正後の融雪水量は、融雪水量から深さ 0~50 cm の土層に貯留された水分量を引いた値を意味する（詳細については本文中の式(7-1)を参照）。

最も飽和度が低かった2007-08年が他の年と比較して浸透割合が大きくなることはなかった。これらの結果は、土壌水分量の多少と浸透割合との間には明確な関係が無いことを示唆している。

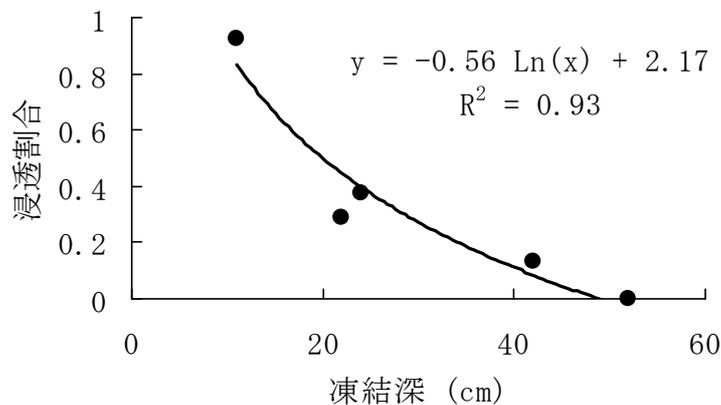
(3) 土壌凍結深と地温

各観測期間における融雪期直前の土壌凍結深と浸透割合の関係を第7—5図に示す。土壌凍結深と浸透割合の間には高い負の相関があり、両者の関係は指数関数で近似できた。

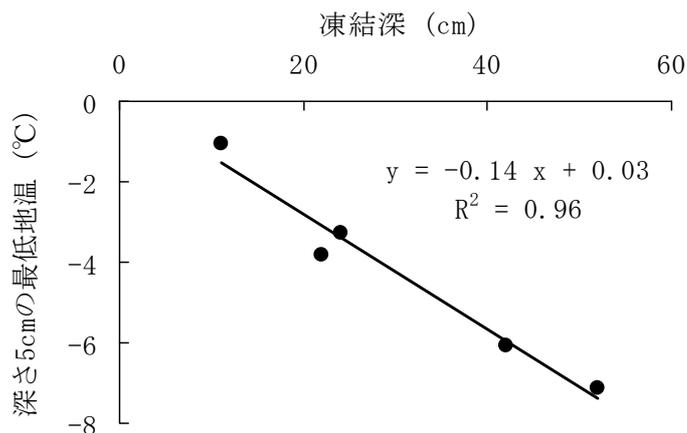
土壌凍結深は地温から推定した値であるため、地温と浸透割合の間にも高い相関があることが考えられる。実際、例えば深さ5cmの寒候期の日平均地温の最低値と融雪期直前の土壌凍結深との間には強い相関関係が認められた（第7—6図）。そこで、深

さ30cmまでの各測定深さにおける寒候期の最低地温と融雪期の前日（第7—1表）の地温を横軸に、浸透割合を縦軸にとり、一次式で近似させたときの相関係数を第7—2表に示す。地温と浸透割合の間には、いずれも正の相関がみられた。最低地温と浸透割合の相関係数は表層付近で最も高く、深くなるほど値が低下する傾向がみられた。融雪期の直前の地温と浸透割合との相関係数は、最低地温の場合とは逆に、深い地点ほど相関が高くなった。

これらの相関係数のうち、最も相関が高かった深さ5cmの最低地温と浸透割合の関係を第7—7図に示す。積雪深の場合と同様に対数関数で近似するため、地温に-1をかけた値を横軸にとった。凍結深と浸透割合の関係（第7—5図）と同様、両者の関係は対数関数で近似された。凍結深と浸透割合の決定



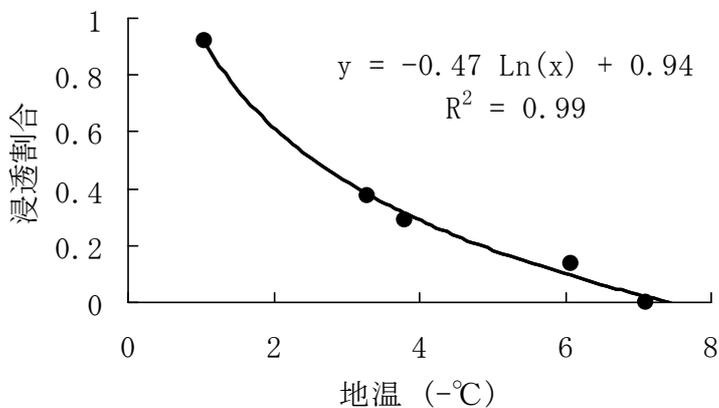
第7—5図 融雪期直前の土壌凍結深と融雪期における深さ 50 cm の浸透割合の関係。



第7—6図 融雪期直前の土壌凍結深と寒候期における深さ 5 cm の日平均地温の最低値との関係。

第7—2表 各時期の各深さにおける日平均地温と融雪期における深さ 50 cm の浸透割合を一次回帰直線で近似したときの相関係数。

深さ	寒候期の最低地温	融雪期直前の地温
2 cm	0.94	0.63
5 cm	0.95	0.64
10 cm	0.86	0.66
15 cm	0.77	0.77
20 cm	0.80	0.86
30 cm	0.80	0.90



第7—7図 深さ 5 cm における寒候期の日平均地温の最低値と融雪期における深さ 50 cm の浸透割合の関係。

係数 (R^2) が0.93であったのに対し、深さ5cmの最低地温と浸透割合の R^2 は0.99であり、凍結深と同様に地温も浸透割合と非常に高い相関があることがわかる。

4. 考察

1) 土壌凍結深の変動が大きいときに融雪水の浸透に関するパラメータ

試験圃場の融雪期における深さ50cmの積算浸透量と融雪水量の比(浸透割合; 式(7-1))は、土壌凍結深ならびに凍結層の地温と相関が高かった(第7-2表; 第7-5図と7図)。一方、土壌水分量や融雪水量と浸透割合の間には明確な関係がみられなかった(第7-3図と4図)。土壌凍結深が50cm以上発達するような地域では、土壌水分量と土壌への融雪水の浸透量との間に高い相関関係があることが指摘されてきた(KANEとSTEIN, 1983; STÄHLIら, 1996)。ZHAOら(1997)は凍土への融雪水の浸透速度が低下する最も大きな要因として土壌水分量の増加が挙げられ、それに比べると地温の影響は少ないことを指摘している。さらに、GRANGERら(1984)は融雪水の浸透量が積雪水量の関数として表されることを示した。しかし、今回の結果は土壌凍結深が0から50 cmまで変動するような条件では、地温の低下と土壌凍結深の増加が他の要因よりも融雪水の浸透速度の低下に大きな影響を与えることを示している。KOMAROVとMAKAROVA(1973)は具体的なデータは

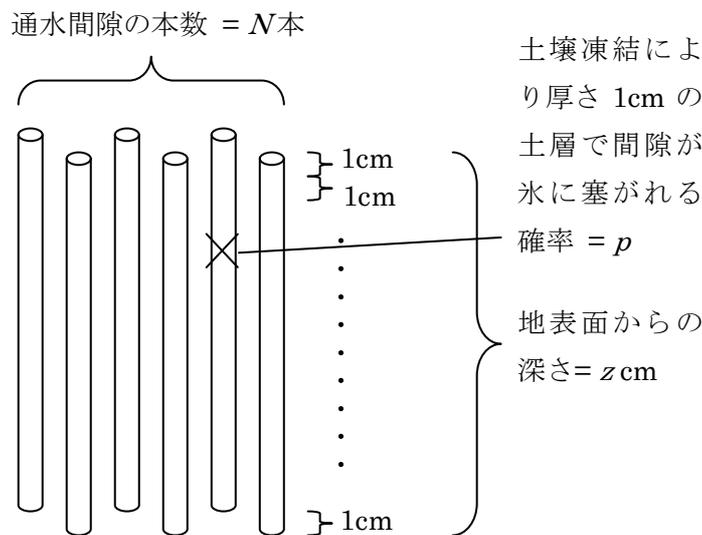
示していないものの、土壌中の氷の量に加え土壌凍結深が融雪水の浸透速度に大きな影響を与えることを指摘している。また、SHANLEYとCHALMERS(1999)は本章の試験条件と同様に年最大土壌凍結深が0~40cmの範囲で変動する流域において、土壌凍結層の発達によって融雪期の河川水の増加のピークが早くなることや、土壌凍結深と流出量との間に正の相関関係があることを指摘している。これらの研究結果は、土壌凍結深が深くなることによって下方浸透量が少なくなるという本章の結論を支持している。

2) 凍結層が厚くなることで浸透割合が低下する理由

土壌凍結深ならびに地温と浸透割合の関係が対数関数で近似されたように、凍結深の増加や地温の低下にともなって浸透割合が低下した(第7-5図と7図)。両者がこのような関係になる原因を説明するために、直径が等しい N 本の通水間隙が土壌中に分布するような間隙モデルを考えた(第7-8図)。これらの間隙のうち、単位厚さ(ここでは1cm)の土層が凍結したときに、融雪水が土壌中で再凍結することで形成された氷やアイスレンズなどにより間隙が閉鎖される確率を p とすると、任意の深さ(z cm)における通水間隙の本数(N_{inf})は次式で表される。

$$N_{inf} = N(1-p)^z \tag{7-2}$$

第7-5図の縦軸の浸透割合は、融雪水量に対する深さ50cmの下方浸透量である。そこで、浸透割合と



第7-8図 直管パイプによる通水間隙モデルの模式図。

通水間隙の本数を比較するため、以下の式により N_{inf} を正規化した。

$$N_n = N_{inf} / (N - N_{rem}) \quad (7-3)$$

ここに、 N_n は正規化された通水間隙の割合、 N_{rem} は非凍結時に融雪水が浸透したと仮定したときに、通水には寄与しない間隙の本数である。式(7-3)の N_n は、全ての融雪水が浸透したときに1、融雪水が全く浸透しないときに0の値をとる。このモデルでは間隙径が全て同じであることを仮定しているため、浸透速度は通水間隙の本数に比例する。そこで、 N_n は浸透割合と等価と考えてよい。 N を100本とし、平均二乗誤差が第7—5図の分布図で最小となるように式(7-2)の p と式(7-3)の N_{rem} を決定した結果、 $p = 0.078$ 、 $N_{rem} = 55.1$ 本 (すなわち、全通水間隙の55%) となり、平均二乗誤差は第7—5図の対数関数で近似した場合の0.19に対し、式(7-3)により近似した場合には0.12となった (第7—9図)。実際の土壌は複雑なネットワーク構造をもち (成岡, 1989; 岩田と成岡, 2002)、凍結土壌中の氷の分布も一様ではないが、このように単純なモデルでも凍結深と浸透割合の関係が近似されたことは、鉛直方向の間隙の連続性が氷により失われることで融雪水の浸透速度が低下するという仮説を支持している。

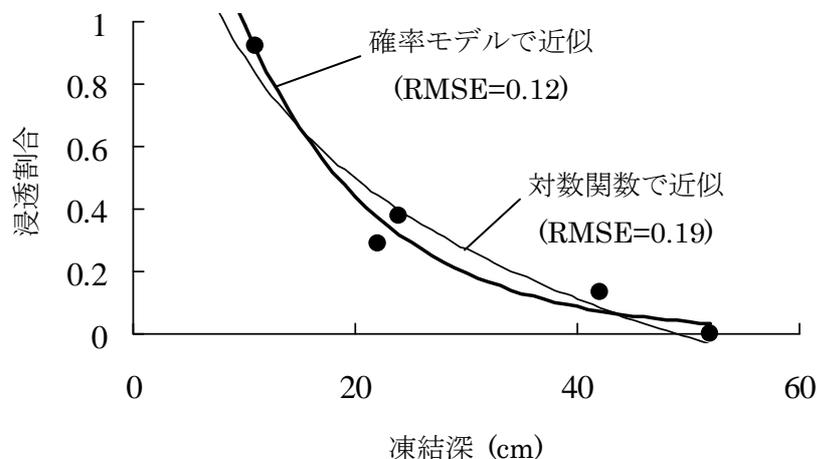
3) 土壌凍結深の変動が大きい地域で融雪水の浸透速度を推定する方法

KOMAROVとMAKAROVA (1973) は凍結深と地温との間

には必ずしも有意な相関関係はみられないため、地温から融雪水の浸透速度を評価することは難しいと述べている。しかし、今回の観測結果から、最低地温と土壌凍結深との間に相関関係が認められ、その結果、地温と融雪水量との間にも相関関係が認められたため、地域によっては地温から融雪水の浸透速度を評価できる可能性がある。

第7—2表に示すように、地温と浸透割合との関係は深さや時期によって異なる。融雪期の前日の地温は、深層になるほど相関係数が増加するものの、この時の地温と浸透割合の間の相関係数の最大値は、深さ2cmと5cmの最低地温と浸透割合の間の相関係数と同程度である (第7—2表)。融雪期の前日の表層の地温と浸透割合との間の相関係数が小さい原因として、雪による断熱効果や気温の上昇によって表層の地温が融雪期の直前には上昇したことが考えられる。例えば第6—12図aで示すように、地表面 (深さ0~2cm) の最低地温が -6°C 以下になった2005-06年の除雪区 (第6—4図e) でも、融雪期直前の表層付近の地温は -1°C よりも高くなっている。このように表層付近の地温は積雪や気温によって大きく影響されるため、土壌凍結深が大きくても地温が高くなる場合があり、浸透割合との相関が低下したと考えられる。一方、深層の地温はこうした地表面より上の状態の影響を受けにくいいため、浸透割合との間の相関が高かったと考えられる。

融雪期直前の地温とは逆に、厳寒期の最低地温は



第7—9図 土壌凍結深と融雪期における深さ50cmの浸透割合の関係を対数関数と確率モデル (詳細については本文で説明) で近似した結果の比較。図中のRMSEはデータと近似曲線との間の平均二乗誤差を意味する。

表層付近ほど浸透割合との間に高い相関がみられ、融雪期直前の地温ほど極端ではないが、深層ほど地温と浸透割合の間の相関係数が低下する傾向がみられた(第7—2表)。気温の変化や雪による断熱効果に対して表層の地温が敏感に反応するのに対し、これらの地上部の状態の変化に対する深層の地温の反応は遅い。第7—10図に示すように、厳寒期よりも前の気温の影響により土壌が凍結を開始するときの深層の地温に年次間差がみられた。この年次間差が厳寒期の最低地温に与える影響が深層ほど大きくなるため、深層ほど浸透割合と最低地温との相関係数が低かったと考えられる。一方、表層付近の最低地温は、気温や積雪層の厚さによって決定される地表面からの放熱量に主に依存すると考えられる。そのため、表層では厳寒期よりも前の地温が厳寒期の最低地温に与える影響は少なく、その結果、最低地温と浸透割合との相関係数が高くなったと考えられる。

このように、土壌が同じ場合は、融雪水の浸透割合が融雪期の直前の土壌凍結深や厳寒期の表層土壌の最低地温によって推定できることが明らかになった。積雪条件でも、少ない観測パラメータで正確に地温の推定が可能なモデルが開発されており(HIROTAら, 2002)、比較的容易に地温の広域な推定が可能である。土壌凍結深についても、メチレンブルー凍結深計等による広域なデータセットが存在する(FRAUENFELDら, 2004; HIROTAら, 2006)。そのため、土壌凍結深や地温による浸透割合の推定は、融雪水の浸透速度を広域的に評価する目的に適している。今回は一つの観測サイトのみの結果であるが、異なる土壌・気象条件で同様の試験をおこなうことで、これらの地域における融雪水の浸透速度の広域

評価が可能になると考えられる。

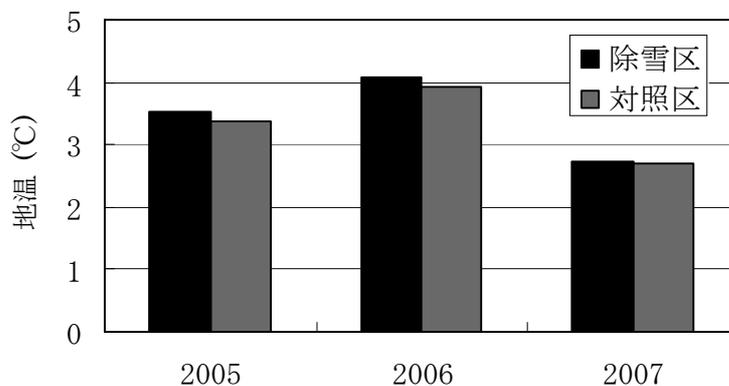
5. 結論

火山灰土壌の試験圃場では、土壌凍結深が0～50cmと比較的浅く、変動幅が大きい場合には、土壌水分量や積雪水量よりも土壌凍結深や地温が融雪水の浸透割合の多少に大きく影響することが明らかになった。そのため、本試験地と同様の土壌・気象・土壌凍結条件の畑の融雪期間中の融雪水の浸透量を推定するためには、従来から言われている土壌水分量や積雪水量ではなく、地温や土壌凍結深を入力パラメータとする方法が適していると考えられる。今回の試験のように凍結深が比較的浅い場合には、アイスレンズや浸透した融雪水が再凍結したときにできた氷により鉛直方向の間隙の連続性が切断されることで、融雪水の浸透速度が低下すると考えられる。

VIII. まとめ

1. はじめに

硝酸態窒素の地下水汚染の危険性や土壌侵食量の評価、施肥量を決定するための表層土壌に存在する窒素量の推定等の目的のため、積雪・土壌凍結地帯の農地においては冬期の土壌水分移動の推定が必要である。冬期に広範囲に土壌が凍結する十勝地域には、日本の代表的な畑の土壌タイプの一つである火山灰土壌が広く分布する。この土壌は、団粒が発達し、高い間隙率と透水係数を有し、保水性が良好であるという特徴をもつが、土壌が凍結したときの土壌水分移動に関しては、野外における観測事例がほとんど無かった。そこで、2001年から2008年まで野外観測をおこない、得られたデータを解析することで火山灰土畑における土壌水分移動の実態を解明し



第7—10図 12月1日の深さ30cmにおける地温の年次間差。

た。火山灰土畑における積雪・土壌凍結期間の土壌水分移動の特徴は以下のように要約できる。

2. 土壌凍結深の増加に伴う寒候期の土壌水分移動の変化

北海道の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に観測サイトを設置し、第2-1図に示す計測機器で土壌水分量の詳細な観測をおこなった。この観測を実施する目的は、積雪・土壌凍結条件下の圃場の土壌水分移動の定量的評価であった。この地域は10~20年ほど前には50cm以上の深さまで土壌が凍結したこともあったが、気候変動により近年では最大でも20cm程度までしか土壌が凍結しなくなった(第1-3図)。2001-08年に自然積雪条件で土壌水分移動の測定をおこない、そのうち2005-08年は断熱材の役割をする雪を取り除くことで土壌凍結深を発達させ、過去の土壌凍結深を再現した試験区で土壌水分移動の測定をおこなった結果、最大土壌凍結深が5~50cmと、様々な土壌凍結条件下の畑における土壌水分移動の観測データが取得された。

1) 寒候期の土壌水分移動

(1) 積雪層の厚さと土壌凍結層の発達・融解、下層の土壌水分量の変化の関係

第1章で述べたように、積雪層の厚さが土壌凍結層の発達に影響を与えることが知られている。試験圃場でも、30 cm以上の積雪により顕著な凍結深の増加は止まり(第2-5, 3-2, 4-1, 5-5, 6-4, 7-2図)、積雪深が70cm以上になると1mより深層からの熱供給によって凍結層の中の氷は連続的に融解した(第3-4図と6図)。積雪層の断熱効果によって凍結層で融解した水が下層に移動することで、凍結深の増加に伴い減少を続けていた下層の土壌水分量が、多量の積雪後に増加に転じたことから(第3-4図)、土壌凍結深の増加や雪の断熱効果による凍結層の融解が土壌水分移動に影響を与えていることが明らかになった。

(2) 凍結層の有無による土壌水分移動の違い

試験圃場では11月下旬から12月上旬に気温がマイナスになり、土壌凍結層が発達した(第2-5, 3-2, 4-1, 4-2, 6-4図)。そのため、12月上旬には土壌凍結深が5 cm程度であり、この時

期に積雪深が50cmを超えると下層から供給される熱量によって凍結層が無くなり(第4-2図)、凍結層が無くなってからは積雪層底面からの融雪水が土壌に供給されることで、冬期間を通して土壌水分の移動方向は鉛直下向きになった(第5-1表; 第5-8図)。

一方、12月下旬まで積雪深が30cm以下の場合には土壌凍結深が増加し、それに伴って下層では鉛直上向きの土壌水分移動が発生した(第2-5, 5-5, 5-7, 6-5図)。土壌凍結深が最大で20cmまで発達した2002-03年の土壌凍結発達期に下層から深さ0~20cmの土層に供給された水分量は42mmであり(第5-1表)、この期間に50cm以上の積雪層が存在し、凍結層が形成されなかったと仮定すると、約10mmの下方浸透量が深さ20cmで発生したと考えられた。すなわち、凍結層の有無により約50mmの土壌水分移動の差が表層付近で発生すると考えられるが、この量は同年の融雪水量の約30%に相当するため、凍結層の有無により発生する厳寒期の表層付近の土壌水分移動の違いは、農地の物質収支を考える上で無視できないことが明らかになった。

(3) 土壌凍結深が浅いときと深いときの土壌水分移動の違い

除雪処理により土壌凍結深が最大で43cmの試験区(除雪区)と、自然積雪状態で最大土壌凍結深が11cmの試験区(対照区)の、深さ40cmにおける鉛直上向きの水移動量を比較した結果、凍結層発達期全体では除雪区の39mmに対して対照区ではその1/2以下だった。さらに、除雪処理をおこなった約1ヶ月間の同深さにおける水移動量は、除雪区の20mmに対して対照区ではその1/4以下にすぎなかった(第6-7図)。このように、土壌凍結層が発達するほど鉛直上向きの土壌水分移動量が多くなることが明らかになった。

2) 融雪水の浸透

融雪期における融雪水の下層への浸透量は、融雪期の前の土壌凍結深の増加に伴って減少することが明らかになった(第7-5図)。融雪前の土壌凍結深が17cm以下の場合、融雪のはじめから終わりまで融雪水量とほぼ同量の水が土壌中に浸透した(第4-3図と4図; 第4-1表と2表)。土壌凍結深が40 cmを超えると、特に融雪期のはじめには土壌

凍結層の存在により土壌への融雪水の浸透量が融雪水量に比べて減少した(第6-9図)。一方、融雪前の土壌凍結深が22, 24 cmでも融雪水量に対する下層への浸透量は減少しており(第7-5図)、土壌凍結深が20cm前後の場合には、±5cm程度のわずかな凍結深の違いにより融雪期の下方浸透量が大きく異なることがわかる。

土壌凍結深が浅い場合には、融雪水の浸透により多量の土壌水が深さ1mよりも下層に浸透した(第5-1表)。観測期間における自然積雪条件の試験区の融雪水量は、ほとんどの年で200mm以上であり、年間の同深さにおける下方浸透量(< 500mm; 第5-1表)の1/3以上に相当することから、融雪期に供給される水分量は地下水涵養にとって非常に重要であることがわかる。

3) 積雪・土壌凍結条件の畑における土壌水分移動の特徴

前述のように、土壌凍結深が深くなるほど凍結層発達期における鉛直上向き水分移動量が多くなるため、下層土は乾燥する。実際、自然積雪状態で土壌凍結深が25cm以下のときの寒候期の深さ55cmにおける土壌水分量の最低値は、暖候期の最低値とほぼ同じであったが、除雪処理をすることで土壌凍結深が40cm以上発達した試験区では、同深さの寒候期の土壌水分量は暖候期の値よりも少なかった(第7-2図)。一方、凍結層の存在により融雪期の浸透速度が低下する場合でも、融雪水が地表面に貯留され、凍結層の氷の減少とともにその多くが融雪期の後半や消雪日以降に下層に浸透するため(第6-9図, 12図, 13図)、融雪水量が10mm以下と極端に少ないときを除き、平坦な試験圃場では深層の土壌水分量が融雪期に最も高くなった(第5-5図と第7-2図)。表層では、厳寒期には水が氷に変化することで液状水が減少し、融雪期には融雪水の浸透によって液状水量が高い期間が長く続く(第4-1, 4-2, 5-5, 6-4, 7-2図)。このように、寒候期の土壌水分量の変動幅は暖候期以上に大きく、これが肥料成分の移動や微生物群相の変化などの農地環境に与える影響は大きいと考えられる。

冬期の土壌水分移動は、土壌凍結層の存在によって、夏期とは大きく異なるように見える。しかし、凍結層が発達するときには表層付近のマトリックポテンシャルが低下し、それによって下層から表層へ

と鉛直上向きの水フラックスが発生するという意味では、地表面からの蒸発によって鉛直上向きに水が移動する場合と類似している。実際、暖候期の土壌が乾燥した期間と、凍結層が深さ20cmまで発達したときの土壌水分移動を比較すると、前者は地表面からの蒸発によって表層付近の鉛直上向きの水フラックスが増加し、降雨によって減少するのに対し、後者は土壌凍結深の増減によって水フラックスが増減するなど、両者の水フラックスの推移には類似点が見られた(第5-7図)。積雪層がある一定の厚さになるまでは、数cm程度の積雪層の厚さの違いが土壌凍結層の発達に大きな影響を与えるため(第3-2図)、雪と雨の違いはあるものの、暖候期と同様に厳寒期においても降水量が土壌水分移動に大きな影響を与えていることがわかる。

積雪地帯の寒候期の土壌水分移動の特徴として、土壌水分量がほぼ一定で推移する期間が暖候期よりも長いことが挙げられる。地表面からの蒸発や深層への排水により、暖候期には降雨後すぐに土壌水分量が減少を開始する。一方、寒候期には、厚い積雪により凍結層が形成されない年(非凍結年)の厳寒期の約3ヶ月間、あるいは融雪期の後期の1~3週間、土壌水分量がほぼ一定の期間が続いた(第4-2表; 第4-1, 4-2, 5-5, 5-6図)。非凍結年の厳寒期には積雪層底面からの融雪により、融雪期には融雪水の土壌への浸透により、無視できない量の水が1m以深に移動した(第4-2表と第5-1表; 第4-4図)。土壌水分量の測定深さには限界があるため、これらの土壌水分移動を水分量の増減のみから評価することは難しい。本研究でもちいた、異なる2深度の土壌水のマトリックポテンシャルを計測し、動水勾配を求めることで土壌水分の移動量を評価する方法は、積雪条件の土壌水分移動量を評価する目的に適していることがわかる。

3. 土壌凍結深がさらに深く発達する地域と十勝地域中部の融雪水の浸透様式の違い

季節凍土地帯での融雪水の浸透量の定量的評価について研究例が多いカナダのPrairie地帯では、多くの地域で土壌凍結深が1m以上になるため、浸潤前線が凍結層下端に到達する前に消雪日を迎えると考えられる。そのため、150cmと限られた土層の全水分量を測定することにより、融雪水の浸透量を評価できたと考えられる(GRANGERら, 1984)。一方、今回

の観測結果から、深さ40cmまで土壌が凍結しても、融雪期の比較的早い段階で浸潤前線が凍結層下端まで到達することが明らかになったため(第6—8図)、試験圃場のように融雪期の地温が0°Cに近い(第6—12図)条件の圃場では、凍結層が存在しても融雪水が下層に浸透することがわかる。

融雪前の地温が低い場合には、凍結層に浸透した融雪水が再凍結することで潜熱が供給され、これによって凍結層が融解することで浸潤前線の降下が促進される(ZHAOら, 1997)。土壌凍結深が1m上発達するような場合には、このような熱と水の同時移動によって融雪水の浸透現象が理解される。一方、土壌凍結深が50cm以下の場合には、融雪を開始するとすぐに地温はほぼ0°Cになる場合が多いことから(第6—12図)、融雪水の再凍結により供給される熱量は少なく、凍結層中の氷が粗大な間隙の鉛直方向の土壌水分移動を物理的に阻害することで融雪水の浸透速度が低下すると考えられる(第7—8図)。粗大間隙の連続性を切断するような氷は、凍結層が発達するときに下層から凍結層に供給された水によって成長したアイスレンズや、地温が低い融雪期の初期に浸透した融雪水が再凍結して形成された氷などが考えられる。

4. 積雪・土壌凍結が十勝地域中部の農地やその周辺の物質循環に与える影響

上述のように、冬期の下層の土壌水分量は土壌凍結が発達するときに年間で最も低く、融雪期に最も高くなることから、積雪・土壌凍結条件の農地における冬期の土壌水分移動は年間の物質収支を考える上で無視できない。十勝地域では、秋に播種して夏に収穫する秋まき小麦が小麦の栽培面積のほとんどを占めている。播種時に施肥した肥料は冬に入る前に全て作物に吸収されることが理想であるが、一部は土壌中に残留すると考えられる。また、土壌の肥沃度を向上させるために緑肥作物を栽培し、それを秋に土壌に還元することがおこなわれるが、その一部は寒候期の前に無機化すると考えられる。このような肥料成分の濃度は栽培期間に比べると小さいかもしれないが、施肥量の削減や作物の品質を向上させるために、寒候期の水移動を適切に評価し、肥料成分の残存量を評価することが重要である。

一方、対象圃場がある北海道の十勝地方の平野部では、気候変動により積雪深が増加する時期が早期

化し、土壌凍結深がここ数年で顕著に減少している(HIROTAら, 2006)。メチレンブルー凍結深計で計測した試験圃場における土壌凍結深の長期変動データから、同圃場の年最大土壌凍結深は、土壌凍結が発達した過去には20~60cmであったが、近年では最も凍結層が発達する年でも20cm程度までである(第1—3図)。今回の観測により、土壌凍結深が20cmを境に、融雪期において融雪水量に対する土壌水分の下方浸透量の割合が大きく異なることが明らかになったことから(第7—5図)、土壌侵食や農地から河川への水供給量等、融雪期の農地の物質循環が過去と現在では大きく異なることが示唆される。

最大土壌凍結層が40cm程度のときでも、深さ1m付近の水フラックスが顕著に増加することは無く(第6—6図)、過去に最大でも60cm程度までしか土壌が凍結しなかった試験圃場では、ひとたび深層まで溶脱されてしまった肥料成分が土壌凍結の発達により作土層まで移動し、作物に有効利用されることは無かったと考えてよい。一方、最大凍結深付近において土壌凍結が発達するときに発生する鉛直上向きの土壌水分移動量が融雪水量と比較しても無視できないことから(第5—1表; 第6—7図)、凍結層が存在する年の表層付近の水や肥料成分の溶脱距離は、凍結層が存在しない年に比べて少ないと考えられる。雪が少なく、凍結層が発達する年には、厳寒期に表層付近の溶質が鉛直上向きに移動し、融雪水量が少ないことで融雪期以降の鉛直下向きの溶質の移動量も少なくなる。そのため、作土層に残留する肥料成分は凍結層が無い場合よりも多くなり、その結果、小麦の追肥等、春におこなう施肥の量を減らすことができる可能性がある。一方、多雪な年の融雪期には、多量の融雪水の浸透により、凍結層の有無による厳寒期の肥料成分の移動量の違いは、融雪期の溶脱量に比べると小さいかもしれない。しかし、20cm以上の土壌凍結層の存在により融雪水の下層への浸透が抑制される条件では、表面流出等により浸透量が減少する可能性がある(第6—9, 7—4, 7—5図)。STADLERら(1996)やBAYARDら(2005)が森林等の観測で指摘しているように、傾斜のある圃場では表面流出がさらに卓越し、下方浸透量が減少すると考えられ、このような条件では凍結層の有無により冬期の土壌水分移動が変化することで、春の肥料成分の鉛直分布が大きく異なると考えられる。

5. 残された問題点

今回の観測により、試験圃場では融雪期の直前の土壌凍結深が増加することで融雪期の下方浸透量が融雪水量よりも少なくなることが明らかになった（第7—5図）。一方、今回得られた土壌凍結深と融雪期間中の融雪水の浸透量の関係（第7—5図）は融雪期のみを対象にしており、融雪期以降の土壌水分移動については考慮していない。平坦な地形の圃場では、湛水した水が、消雪後の凍結層の融解により浸透する場合があると考えられる。最終的な肥料の溶脱量や地下水涵養量等を推定するためには、消雪後の土壌水分移動の定量的な評価が必要であるとされる。

本論文では、土壌凍結深が深いほど融雪水の下方浸透量が減少する理由を、凍結層中の氷が融雪水の浸透を阻害するためと考え、透水に寄与する間隙が氷によって閉鎖される確率が深さ方向に一樣であると仮定し、凍結層の厚さの増加に伴って融雪水の浸透量が減少する現象の説明を試みたが（第7—8図と9図）、実際の氷の分布は深さ方向に一樣ではないと考えられる。また、上記の解析では土壌間隙の直径を一樣と仮定したが（第7—8図）、実際には大小様々な間隙が土壌中に存在している。十勝地域中部のように土壌凍結深が比較的浅いときの融雪水の浸透量を適切に評価するためには、これらの要因を考慮する必要があると考えられる。

耕起法によって融雪水の浸透速度が異なることが知られている（VAN ESとSCHINDELBECK, 1995）。試験圃場がある十勝地域では秋にプラウを用いて表層20～30cm程度を耕起する圃場があるが、これらの圃場では今回の試験圃場の表層とは乾燥密度や透水係数などの物理性が異なるため、冬期の熱や土壌水分移動も異なる可能性がある。しかし、今回の試験では耕起法の異なる条件での観測はおこなっておらず、今後の課題として残されている。

これらの不明な点を明確にすることで、ここ20年間に気候変動によって土壌凍結深が減少した十勝地域の農地において、物質循環の変化の広域的な評価や、これに対応した適切な農地管理手法の提案が可能になると考えられる。

IX. 摘要

北海道の十勝地域は日本の代表的な土壌凍結地帯とされてきたが、気候変動によりここ20年間で土壌

凍結深が顕著に減少している。例えば、十勝の中部に位置する北海道農業研究センターの試験圃場（42° 53' N, 143° 04' E）では、過去には40cm以上の深さまで土壌が凍結する年があったが、現在では最大でも20cm程度までしか土壌が凍結しなくなった。土壌は凍結すると透水性が低下する性質があるため、土壌凍結層が存在することで融雪水の浸透が抑制され、表面流出量が増加する可能性があることが知られている。そのため、春先の土壌侵食量の増加、土壌水分量の減少、地下水涵養量の減少、河川水の増加などが凍結層の存在により引き起こされることが指摘されている。土壌凍結深が減少することで融雪水の浸透速度が増加する可能性があるため、近年の気候変動により十勝の農地では春先の水・物質循環が大きく異なっているかもしれない。一方、土壌が凍結するとマトリックポテンシャルが低下し、凍結前線（土壌凍結層が発達するときの凍土と非凍結土の境界）付近では大きな動水勾配が発生するため、下層から凍結層へと多量の水が移動することが知られている。凍結層が浅くなることは深層のマトリックポテンシャルが低下しないことを意味するため、近年の十勝における土壌凍結深の減少により、凍結層が発達するとき下層から凍結層へと移動する水の量が減少しているかもしれない。これまで、土壌凍結が50cm以上発達する地域で融雪水の浸透に関する研究がおこなわれ、凍結層の全水分量（氷 + 液状水量）が少ないほど融雪水の浸透速度が速いこと、土壌が凍結するときに多量の水や窒素が鉛直上向きに移動すること等が示された。しかし、十勝地域中部の農地ように最大土壌凍結深が0～50cm程度の地域の冬期・融雪期の土壌水分移動を評価した事例はほとんどない。

土壌凍結深が最大でも20cm程度の現在の十勝地域中部の農地における土壌水分移動を評価するため、土壌の熱と水の移動を包括的に観測するシステムを構築し、十勝の中部に位置する北海道農業研究センターの試験圃場に設置した。この観測システムの観測項目は、(1) 誘電率を測定するタイプの土壌水分計による深さ1mまでの土壌水分量（凍土における測定値は液状水量を意味する）の鉛直分布、(2) 土壌凍結地帯用に開発したテンシオメータによる凍結層の下の非凍結土壌のマトリックポテンシャル（圧力水頭）、(3) 熱電対による深さ1mまでの地温プロファイル、(4) メチレンブルー土壌凍結深計による土

壤凍結深, (5) 地中熱流板による深さ2cmの地中熱流量, (6) 小型ライシメータによる蒸発量, (7) 超音波積雪深計による積雪深, (8) 採雪筒による積雪水量, (9) 溢水式降水量計による降水量, (10) 強制通風筒と白金抵抗温度計による気温, (11) 強制通風筒と湿度計による相対湿度, (12) 4成分放射収支計による上向きと下向きの短波・長波放射量, (13) 風速計による風速である。

2001年11月から2007年4月に観測をおこなった結果, 観測期間のうち3冬は最大土壤凍結深が20cm程度になり(凍結年), 残りの3冬は土壤凍結層がほとんど形成されなかった(非凍結年)。凍結年には凍結層の発達に伴って約40mmの水が下層から深さ0~20cmの土層に供給され, 下層土(深さ20cm以深)は, 夏季の降雨がほとんど無く, 地表面からの蒸発が卓越する時期と同程度に乾燥した。このとき, 凍結層より下の非凍結土壌の土壤水分移動は, 気温と雪の断熱効果により決定される土壤凍結深の増減に強く影響されることが明らかになった。一方, 非凍結年には, 積雪層下端から融解した少量の水が土壌に供給され続けることで, 深さ1mまでの土壤水分量は長期間, ほぼ一定の値で推移することが明らかになった。このように長期的に水分量の値が一定で推移する期間は, 非凍結年の厳寒期以外にはなかった。少量ずつではあるが約3ヶ月間の長期にわたって鉛直下向きに水が移動したことで, 3冬の融雪期以前の冬期の約3ヶ月間における深さ20cmの水フラックスの積算値は13, 28, 62mmになった。土壤凍結の有無にかかわらず, 融雪期にはほとんどの融雪水が土壌に浸透したことから, 現在の十勝地域中部のように最大土壤凍結深が20 cm 程度の場合には, 凍結層が融雪水の浸透を抑制することはないと考えられた。多量の融雪水の土壌への浸透により, 深さ1mまでの土壤水分量は融雪期に年間の最大値を示した。観測圃場において推定された深さ20cmと1mの融雪期における鉛直下向きの水フラックスの積算値はそれぞれ159~300mmと126~255mmの範囲内であった。これら, 深さ20cmと深さ1mの融雪期の鉛直下向きの水フラックスの積算値は, 対応する深さの年間の水フラックスの積算値のそれぞれ32~63%と28~51%に相当することから, この地域では地下水涵養にとって融雪水が重要な水資源であることがわかる。

観測圃場を含む十勝地域中部では, 雪による断熱効果が凍結層の発達に大きな影響を与えている。雪

の断熱効果が大気と土壌との熱交換に与える影響を評価するため, 凍結年の2002年12月から2003年3月までの期間について, 土壌中の熱移動を詳細に調査した。2002年12月には積雪層が比較的薄く(<30cm), 最大土壤凍結深が20cmになった。1月4日の降雪により積雪深が70cm以上になると, 凍結層は下端からゆっくりと融解を開始した。1月4日以降, 地表面の鉛直上向きの熱フラックスが雪の断熱効果により急激に減少したのに対し, 凍結層下端の深さ20cmにおける鉛直上向きの熱フラックスにそれほど大きな変化はみられなかった。その結果, 地表面の熱フラックスより凍結層下端の熱フラックスが大きくなり, その差分により発生した熱により凍結層が融解したことが明らかになった。この期間の凍結層下端から深さ1mまでの熱収支を解析したところ, 深さ1m以深から供給された熱が凍結層の融解に大きく寄与していた。夏季や凍結層が発達するときには, 深層の熱フラックスは熱収支を考える上で無視できるほど小さいことが多いが, 雪により土壌が大気と断熱される条件では, 地表面と深層の熱フラックスが同程度になるため, この期間の熱収支や凍結層の融解に伴う土壤水分移動を適切に評価するためには, 深さ1mの熱フラックスも考慮する必要があることが示唆された。

北海道農業研究センターの試験圃場における20年間の土壤凍結深と気温, 積雪深の観測結果を統計解析したところ, 冬期の気温には統計的に有意な上昇傾向がみられなかった。一方, 多量の降雪により土壌が大気から断熱されるタイミングが過去よりも現在のほうが早くなっており, これにより土壤凍結深が減少したことが明らかになった。このことから, 12月あるいは1月の多量の降雪の直後に除雪をおこなうことで過去の十勝地域中部の土壤凍結深を再現できると考えられた。そこで, 上記の観測サイトから100m程度西に位置する試験圃場に新たに観測サイトを設置し, 除雪により土壤凍結を発達させる処理区(除雪区)と自然積雪状態の処理区(対照区)を配置し, 各処理区に上記の観測システムを設置して, 土壤凍結深の違いによる土壤水分移動量の違いを定量的に評価した。

この観測圃場において, 2005年11月から2006年4月に観測をおこなったところ, 最大土壤凍結深が除雪区で43cm, 対照区で11cmであった。除雪区の最大土壤凍結深は, 試験圃場周辺で1986~1996年に観測

された最大土壌凍結深の平均値（39cm）とほぼ等しかった。凍結層が形成されてから、2月下旬の降雨により対照区で顕著な土壌水分量の増加がみられる直前までの期間について、除雪区の最大土壌凍結深に相当する深さ40cmの鉛直上向きの水フラックスの積算値を比較したところ、除雪区は対照区の2倍程度の水が同深さを通過したことから、土壌凍結深の違いにより厳寒期の水分移動が大きく異なることが明らかになった。凍結層が薄かった対照区では融雪期にほとんど全ての水が土壌中に浸透したのに対し、除雪区では発達した凍結層が融雪水の浸透を抑制し、63mmの水が表面流去した。これらの結果から、降雪のタイミングにより土壌凍結深が大きく異なった過去と現在では、冬期の土壌水分移動が大きく異なることが示唆された。

深層（深さ50cm以深）への融雪水の浸透量をコントロールする要因を解明するため、凍結層の状態量（土壌凍結深、地温、土壌水分量等）と融雪水の浸透量との関係を調査した。2005年11月から2008年4月の3冬の除雪区と対照区の観測データを解析したところ、最大凍結深が10～50cmのときの深さ50cmにおける融雪期の下方浸透量が計算された。融雪期に深さ0～50cmの土層にトラップされたと考えられる水分量で融雪水量を補正し、融雪期の下方浸透量の積算値を補正された総融雪水量で除して浸透割合を計算した。融雪期の地温や土壌水分量と浸透割合との間には明確な関係はみられなかったものの、浸透割合と融雪期直前の土壌凍結深との間に高い相関関係が認められた。土壌凍結深が50cm以上発達する地域では、融雪水の浸透をコントロールする主な要因は土壌水分量であり、地温や土壌凍結深が融雪水の浸透に与える影響は少ないといわれている。これに対し、土壌凍結深が0～50cmと比較的浅い場合には、土壌凍結深が融雪水の浸透量を評価する上で最も重要なパラメータであることが今回の結果から示唆される。

以上のことから、気候変動によりこの20年間で土壌凍結深が顕著に減少した十勝地域中部では、冬期における農地の土壌水分移動が大きく変化することが示唆される。融雪水の深層への浸透量の多少は、表面流出量にも大きな影響を与えると考えられる。また、主な肥料成分である硝酸態窒素は水と共に移動するため、今回示したように、融雪期の下方浸透量が年間の水収支を考える上で無視できない十勝地

域中部では、農地の作土層から地下水へと移動する窒素の量が、この20年間で大きく変化した可能性がある。今回得られた土壌凍結深と融雪水の浸透量との関係は、気候変動により発生した土壌凍結深の変化により農地が周辺環境に与える影響を評価する際に、あるいは気候変動に対応した農地の適切な管理をおこなう上で重要な情報を与えてくれる。

謝辞

北海道大学の長谷川周一氏には本研究の立案からとりまとめまで、全ての工程でお世話になりました。本論文の一つの核である、下層土のマトリックポテンシャルを計測するアイデアや、挫けそうになったときの暖かい激励の言葉をいただくことができなかったら、本研究は続けられなかったと思います。またお忙しい中、多くの助言と指導をいただきました北海道大学の長澤徹明氏と浦野慎一氏に感謝申し上げます。本論文の研究を着手するきっかけは、北海道農業研究センター（北海道大学併任）の広田知良氏に与えていただきました。観測計画の立案からデータの解析、成果のとりまとめ、本論文の校閲まで、全ての工程で大変お世話になりました。

カルガリー大学の林正貴氏には試験開始当時から多数の貴重なご助言をいただき、特にデータの解析と成果のとりまとめについて、骨身を惜しまないご協力をいただきました。北海道農業研究センターの鈴木伸治氏（現東京農業大学）には観測サイトの設置とデータの取得、データ整理等のご協力をいただき、成果のとりまとめについて貴重なご助言・ご協力をいただきました。同研究センターの根本学氏には観測サイトのメンテナンスとデータ整理等のご協力を、井上聡氏からは、積雪水量の計測方法や積雪の分類について貴重なご助言をいただきました。北海道大学の有馬純一氏、桑尾和伸氏、田村和杏氏には、実験データの提供やデータ整理についてご協力いただき、成果のとりまとめについて貴重なご助言をいただきました。

北海道立総合研究機構の三木直倫氏には本研究の意義について、土壌肥料的な立場から貴重なご助言をいただくとともに、終始激励の言葉をいただきました。北海道農業研究センターの奥野林太郎氏（現近畿中国四国農業研究センター）、辻博之氏、白木一英氏、横田聡氏、古賀伸久氏、中野寛氏、山田龍太郎氏には、圃場試験の経験が無かった私に対

して、圃場の選定、管理方法、研究の進め方等について多くのご助言をいただきました。同研究センターの加藤邦彦氏ならびに株式会社ズコーシャの丹羽勝久氏と保井聖一氏には試験圃場の土壌分類の面でご協力をいただき、研究を進めるにあたっては終始励ましのお言葉をいただきました。北海道農業研究センター（現秋田県立農業試験場）の中川進平氏からはテンシオメータの測定原理や土壌中の水分移動の測定方法に関して貴重なご助言をいただきました。北海道立地質研究所の丸谷薫氏には観測圃場の地下水位に関するデータを提供していただきました。北海道農業研究センターの松村哲夫氏、池田哲也氏（現畜産草地研究所）、糸川信弘氏（現中央農業研究センター）、小島誠氏（現中央農業研究センター）には、計測機器の提供や土壌凍結深の測定方法についてご助言をいただき、土壌凍結が農作物に与える影響について、草地生態学の観点から貴重なご助言をいただきました。北海道農業研究センターの業務科職員の皆様、特に当時、研究室を担当していただいた藤原政光氏、平井則宏氏、佐藤義一氏、柴田和洋氏には、計測機器の設置や圃場管理の面で多大なご協力をいただきました。北海道農業研究センターの研究補助員の菊地幸氏、相馬しずか氏、高杉恵美子氏、矢ヶ崎富美氏、得字久子氏、江村智子氏には圃場の管理、観測データの整理、実験の補助等、多大なご協力をいただきました。株式会社クリマテックの寄崎哲弘氏、飛田雄二氏、田中浩二氏（現株式会社プリード）、早坂理工株式会社の郷司尚之氏（現株式会社クリマテック）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。

北海道立総合研究機構の北川巖氏（現農業工学研究所）と農村工学研究所の宮本輝仁氏、サスカチュアン大学のJohn POMEROY氏には研究に対する貴重なご助言と結果のとりまとめについてご協力をいただきました。北海道農業研究センターの横山和成氏（現中央農業研究センター）、鮫島良次氏（現東北農業研究センター）、山縣真人氏、桑原達雄氏（現ホクレン）、山田一茂氏（現情報協会）、折登一隆氏には、農学の中でも物理寄りの研究であるために生物系の研究者が多い研究所の中では理解が得られにくかった本研究に対しても理解を示していただき、終始激励のお言葉をいただきました。東京農工大学

の柳井洋介氏（現野菜茶業研究所）と木村園子氏には、農地が排出する温室効果ガスの観点から、本研究の意義について貴重なご助言をいただきました。東京大学の溝口勝氏、帯広畜産大学の土谷富士夫氏と宗岡寿美氏、農業環境技術研究所の江口定夫氏、三重大学の渡邊晋生氏、北海道大学の相馬尅之氏、柏木淳一氏、杉本敦子氏、ならびに北海道立総合研究機構の志賀弘行氏、中辻敏朗氏、中津智史氏には研究を進めるにあたって貴重なご助言をいただきました。

その他にも、本研究を進めるにあたってたくさんの方々からご協力いただきました。これらの方々のご協力無しに、本研究をまとめることはできませんでした。ここに記して深く感謝申し上げます。

本研究の一部は、環境省地球環境保全費ならびに環境省地球環境総合推進費（A-0807）の補助をうけて実施した。

引用文献

- 1) 秋田谷英次 1969: 地中から積雪内へ流れる熱流の測定. 低温科学物理篇, 27, 409-413.
- 2) 青木大, 長谷川周一 2007: 多雪地域の黒ボク土畑圃場における冬期・融雪期の水と溶質の移動. 農業農村工学会論文集, 252, 33-40.
- 3) AUGUSTINE MT 1941: Infiltration runs on frozen ground. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 6, 435.
- 4) BAKER J 2003: Frozen soil, water movement in. p. 314-316, *In* S. W. TRIMBLE et al. (ed.) *Encyclopedia of water sciences*, Taylor & Francis Books, London.
- 5) BAYARD D, STÄHLI M, PARRIAUX A and FLÜHLER H 2005: The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. *J. Hydrol.*, 309, 66-84.
- 6) BLACK PB and HARADENBERG MJ 1991: Historical perspective in frost heave research, *CRREL Special Report* 91-23, Cold Regions Research and Engineering Lab., Hanover, NH.
- 7) BRUTSAERT WH 1982: Evaporation into the atmosphere. 299pp, Kluwer Academic Publishers, Norwell.
- 8) BUDAVARI S (ed.) 1996: The Merck index. 12th ed. Merck publ. Group, Rahway, NJ.

- 9) CAMPBELL CA, Ferguson WS, and Warder FG 1970: Winter changes in soil nitrate and exchangeable ammonium, *Can. J. Soil Sci.*, 50, 151-162.
- 10) Campbell Scientific Inc. 1996: CS615 water content reflectometer instruction manual. Campbell Scientific Inc., Logan, UT.
- 11) CASSEL DK and KLUTE A 1986: Water potential: tensiometry, methods of soil analysis, part 1. p. 563-596, In *Physical and Mineralogical methods, Agronomy monograph* No. 9, American Society of Agronomy, Wisconsin.
- 12) CUTFORTH H, O'BRIEN EG, TUCHELT J, and RICKWOOD R 2004: Long-term changes in the frost-free season on the Canadian prairies. *Can. J. Plant Sci.*, 84, 1085-1091.
- 13) DECKER KLM, WANG D, WAITE C, and SCHERBATSKOY T 2003: Snow removal and ambient air temperature effects on forest soil temperatures in Northern Vermont, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 1234-1242
- 14) DOERING EJ 1965: Soil-water diffusivity by the one-step method, *Soil Sci.*, 99, 322-326.
- 15) 土壌物理性測定委員会 (編) 1972: 土壌物理性測定法, 養賢堂, 東京, 505p.
- 16) DORZY NE 1940: Properties of ordinary water substances. Reinhold, New York, 673p.
- 17) EGUCHI S and HASEGAWA S 2008: Determination and characterization of preferential water flow in unsaturated subsoil of Andisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72, 320-330.
- 18) FAROUKI OT 1981: The thermal properties of soils in cold regions. *Cold Reg. Sci. Techn.*, 5, 67-75.
- 19) FAROUKI OT 1986: *Thermal properties of soils*. 136pp, *Series on Rock and Soil Mechanics vol. 11*, Trans tech publications, Clausthal-Zellerfeld.
- 20) FLERCHINGER GN, SEYFRIED MS, and HARDEGREE SP 2006: Using soil freezing characteristics to model multi-season soil water dynamics. *Vadose Zone J.*, 5, 1143-1153.
- 21) FRAUENFELD OW, ZHANG T, and BARRY RG 2004: Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia. *J. Geophys. Res.*, 109(D05101), 1-12.
- 22) FRITSCHEN LJ and GAY LW 1979: *Environmental instrumentation*, Springer-Verlag, New York, 216 p.
- 23) FRIVIK PE 1982: State-of-the-art report. Ground freezing: thermal properties, modeling of processes and thermal design. p. 115-133, In P. E. FRIVIK et al. (ed.) *Ground Freezing 1980, Developments in geotechnical engineering vol. 28*,
- 24) 福田正己 1980: 凍上過程での土中の水ポテンシャル分布について. 雪氷, 42, 33-40.
- 25) 福田正己 1981: 散乱型中性子水分計による凍上過程での水分移動測定 (その1). 低温科学物理篇, 40, 147-154.
- 26) 福田正己 1982: ガンマー線水分計による凍土中の水分移動の測定. 雪氷, 44, 1-11.
- 27) 福富孝治 1953: 積雪の厚さに及ぼす地温の影響について. 低温科学, 9, 145-148.
- 28) GRANGER RJ, GRAY DM, and DYCK GE 1984: Snowmelt infiltration to frozen Prairie soils. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 669-677.
- 29) GRAY DM, LANDINE PG, and GRANGER RJ 1985: Simulating infiltration into frozen prairie soils in streamflow models. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 464-474.
- 30) GRAY DM and GRANGER RJ 1986: *In situ* measurement of moisture and salt movement in frozen soils. *Can. J. Earth Sci.*, 23, 696-704.
- 31) GRAY DM, GRANGER RJ, and LANDINE PG 1986: Modeling snowmelt infiltration and runoff in a Prairie environment. p. 427-438, In KANE DL (ed.) *Proceedings of the Cold Regions Hydrology Symposium*, AWRA, Bethesda, MD.
- 32) GRAY DM, TOTH B, ZHAO L, POMEROY JW, and GRANGER RJ 2001: Estimating areal snowmelt infiltration into frozen soils. *Hydrol. Process.*, 15, 3095-3111.
- 33) HARDY JP, GROFFMAN PM, FITZHUGH RD, HENRY KS, WELMAN AT, DEMERS JD, FAHEY TJ, DRISCOLL CT, TIERNEY GL, and NOLAN S 2001: Snow depth manipulation and its influence on soil frost and water dynamics in a northern hardwood forest. *Biogeochemistry*, 56, 151-174.

- 34) 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.
- 35) HAYASHI M, VAN DER KAMP G, and SCHMIDT R 2003: Focused infiltration of snowmelt water in partially frozen soil under small depressions. *J. Hydrol.*, 270, 214-229.
- 36) HAYASHI M, HIROTA T, IWATA Y, and TAKAYABU I 2005: Snowmelt energy balance and its relation to foehn events in Tokachi, Japan. *J. Meteorol. Sci. Jpn.*, 83, 783-798.
- 37) HAYASHI M, GOELLER NT, QUINTON WL, and WRIGHT N 2007: A simple heat-conduction method for simulating the frost-table depth in hydrological models. *Hydrol. Process.*, 21, 2610-2622.
- 38) 林陽生 2001: ライシメータによる蒸発量測定. p. 98-104, In 塚本修, 文字信貴 編 地表面フラックス測定法, 気象研究ノート第199号, 日本気象学会.
- 39) 林陽生, 小野貞芳, 黒瀬義孝 1993: 新たに開発した小型ウェィングライシメータの特性. 四国農業試験場研究報告, 57, 123-134.
- 40) 東晃 1954: 北海道の土壤凍結-積雪との関係一. 農業物理研究, 3, 145-157.
- 41) 広田知良, 福本昌人 1996: 裸地面の地表面温度についての考察およびルーチン気象観測データからの日平均顕熱輸送量の推定. 水文・水資源学会誌, 9, 395-403.
- 42) HIROTA T and KASUBUCHI T 1996: Soil moisture observations under different vegetations in a boreal humid climate. *J. Jpn. Soc. Hydrol. Water Resour.*, 9, 233-239.
- 43) 広田知良, 福本昌人, 渡辺力 2001: 第6章 地中熱流量・水体貯留量・森林貯留量, p. 141-151, In 塚本修, 文字信貴 編 地表面フラックス測定法, 気象研究ノート第199号, 日本気象学会.
- 44) HIROTA T, POMEROY JW, GRANGER RJ, and MAULE CP 2002: An extension of the force-restore method to estimating soil temperature at depth and evaluation for frozen soils under snow. *J. Geophys. Res.*, 107(D24), 4767.
- 45) HIROTA T, IWATA Y, HAMASAKI T, SAMESHIMA R, and HAYASHI M 2005: Micrometeorological conditions and the thermal and moisture characteristics of seasonally frozen soil in eastern Hokkaido. *J. Agric. Meteorol.*, 60, 673-676.
- 46) 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.
- 47) 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.
- 48) HOHMANN M 1997: Soil freezing - the concept of soil water potential. State of the art. *Cold Reg. Sci. Techn.*, 25, 101-110.
- 49) 北海道開発局 1988: 帯広地域の土壤; 牧草および農牧適地. 北海道開発局農業水産部農業計画課, 210p.
- 50) 井上光弘 1994: 埋設型土壤感圧センサー, 日本砂丘学会誌, 41, 74-79.
- 51) 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.
- 52) 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.
- 53) 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. 土壤の物理性, 89, 15-24.
- 54) 岩田幸良, 広田知良, 林正貴 2007: 土壤凍結時の水分移動の計測. 北農, 74(4), 362-368.
- 55) IWATA Y, HAYASHI M, and HIROTA T 2008a: Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover. *Vadose Zone J.*, 7, 79-86.
- 56) IWATA Y, HAYASHI M, and HIROTA T 2008b: Effects of snow cover on soil heat flux and

- freeze-thaw processes. *J. Agric. Meteorol.*, 64, 301-309.
- 57) IWATA Y, HAYASHI M, SUZUKI S, HIROTA T, HASEGAWA S 2010a: Effects of snowcover on soil freezing, water movement and snowmelt infiltration: A paired plot experiment. *Water Resour. Res.*, 46, W09504, doi:10.1029/2009WR008070.
- 58) 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.
- 59) JOHANSEN O. 1977: *Thermal conductivity of soils*. p. 177-223, In *Cold Regions Research and Engineering Laboratory*.
- 60) JOHNSON H and LUNDIN L-C 1991: Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost. *J. Hydrol.*, 122, 141-159.
- 61) JUMIKIS AR 1956: The soil freezing experiment. p. 150-165, In Burggraf F, Ward EM, and Orland HP (eds.) *Factors influencing ground freezing, Highway Research Board Bulletin 135*, Officers and Members of the Executive Committee, Washington DC.
- 62) KANE DL 1980: Snowmelt infiltration into seasonally frozen soils. *Cold Reg. Sci. Techn.*, 3, 153-161.
- 63) KANE DL and STEIN J 1983: Water movement in seasonally frozen soils. *Water Resour. Res.*, 19, 1547-1557.
- 64) KASUBUCHI T 1975: The effect of soil moisture on thermal properties in some typical Japanese upland soils. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 21, 107-112.
- 65) 粕淵辰昭 1977: 土壌の熱的性質. 土壌の物理性, 35, 29-34.
- 66) 菊池晃二 1981: 十勝地方における土壌類型区分図とその土壌改良対策への応用. 北海道立農業試験場報告, 34, 1-118.
- 67) 菊池晃二 2008: 段丘土壌と農業 十勝平野をどう活かすか. 212pp, 古今書院, 2008.
- 68) 木下誠一 1988: 雪と氷のはなし. 261pp, 技術堂出版, 東京.
- 69) 木下誠一, 鈴木義男, 堀口薫, 田沼邦男, 青田昌秋 1967: 紋別における凍上観測. 低温科学物理編, 25, 229-232.
- 70) 気象庁 2005: 気象観測統計の解説, 133pp, 気象庁ウェブサイト (気象観測統計の解説), <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kai-setu/index.html> (データアクセス日: 2008年11月19日).
- 71) 気象庁 2008: 1971~2000年平年値 (帯広), 気象庁ウェブサイト (気象統計情報), <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php> (データアクセス日: 2008年7月8日).
- 72) KOMAROV VD and MAKAROVA TT 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.
- 73) 小島賢治 1957: 積雪層の粘性圧縮Ⅲ. 低温科学物理篇, 16, 167-196.
- 74) 小島賢治 1982: 低温多雪地域の冬期間積雪下面における融雪量. 低温科学物理篇, 41, 99-107.
- 75) 近藤純正 編著 1994: 水環境の気象学 一 地表面の水収支・熱収支一. 337pp, 朝倉書店, 東京.
- 76) 倉島栄一, 関基, 加藤徹, 向井田善朗 1999: 地表面付近における融雪の推定方法とその評価. 農業土木学会論文集, 201, 33-41.
- 77) LINDSTRÖM G, BISHOP K, and LÖFVENIUS MO 2002: Soil frost and runoff at Svartberget, northern Sweden-measurements and model analysis. *Hydrol. Processes*, 16, 3379-3392.
- 78) LUCKNER L, VAN GENUCHTEN MTh, and NIELSEN DR 1989: A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resour. Res.*, 25, 2187-2193.
- 79) LUO L, ROBOCK A, VINNIKOV Y, SCHLOSSER CA, SLATER AG, BOONE A, BRADEN H, COX P, DE ROSNAY P, DICKINSON RE, DAI Y, DUAN Q, ETCHEVERS P, SELLERS AH-, GEDNEY N, GUSEV YM, HABETS F, KIM J, KOWALCZYK E, MITCHELL K, NASONOVA ON, NAILHAN J, PITMAN AJ, SCHAAKE J, SHMAKIN AB, SMIRNOVA

- TG, WETZEL P, XUE Y, YANG Z-L, and ZENG Q-C 2003: Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: results from the PILPS(d) experiment at Valdai, Russia. *J. Hydrometeorol.*, 4, 334-351.
- 80) 前野紀一, 福田正己 編 1994: 雪氷水文現象. 古今書院, 東京, 196pp.
- 81) MALJANEN M, KOHONEN, A-R, VIRKAJÄRVI P, and MARKIKAINEN PJ 2007: Fluxes and production of N₂O, CO₂ and CH₄ in boreal agricultural soil during winter as affected by snow cover, *Tellus*, 59B, 853-859.
- 82) MCKIM HL, BERG RL, MCGAW RW, ATKINS RT, and INGRSOLL J 1976: Development of a remote-reading tensiometer/transducer system for use in subfreezing temperatures. p. 31-45, In *Proceedings of the Second Conference on Soil-water Problems in Cold Regions*, Alberta.
- 83) MILLER RD 1980: Freezing phenomena in soils. p. 254-299, In Hillel D (ed.) *Applications of Soil Physics*, Academic Press, New York.
- 84) 宮本輝仁 2008: 古典を読む G.C. TOPP, J.L. DAVIS and A.P. ANNAN 著「電磁波を利用した土壌水分計測: 同軸導波管での測定」, 土壌の物理性, 108, 99-105.
- 85) 宮沢数雄 1980: 十勝における各種火山灰土壌のリン酸蓄積水準と畑作物の生育. 北海道農業試験場研究報告, 126, 1-30.
- 86) 宮沢数雄, 今野隆光 1976: 十勝における褐色火山性土及び黒色火山性土の水・熱状態に関する比較研究. 北海道農業試験場研究報告, 114, 89-118.
- 87) 長沢徹明, 梅田安治 1986: 凍結融解条件による土の構造変化への影響, 農業土木学会論文集, 123, 49-55.
- 88) 成岡市 1989: 土壌の粗孔隙の計測方法とその物理的機能に関する研究. 東京農業大学総合研究所紀要, 1, 1-58.
- 89) 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.
- 90) NIU G-Y, and YANG Z-L 2006: Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale. *J. Hydrometeorol.*, 7, 937-952.
- 91) 能代昌雄, 平島利昭 1978: 牧草の耐凍性に関する研究. 日本草地学会誌, 23, 289-294.
- 92) NYBERG LM, STÄHLI M, MELLANDER P-E, and BISHOP KH 2001: Soil frost effects on soil water and runoff dynamics along a boreal forest transect: 1. Field investigations. *Hydrol. Processes*, 15, 909-926.
- 93) 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.
- 94) OYGARDEN L 2003: Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway. *Catena*, 50, 217-242.
- 95) PITMAN AJ, SLATER AG, DESBOROUGH CE, and ZHAO M 1999: Uncertainty in the simulation of runoff due to the parameterization of frozen soil moisture using the Global Soil Wetness Project methodology, *J. Geophys. Res.*, 104(D14), 16 879-16 888.
- 96) POMEROY JW, GRANGER RJ, PIETRONIRO A, ELLIOTT JE, TOTH B, and HEDSTROM N 1997: Hydrological pathways in the Prince Albert model Forest. *NHRI Contribution Series No. CS 97004*, National Hydrology Research Institute, Environment Canada: Saskatoon, pp. 154 + Appendices.
- 97) POST FA and DREIBELBIS FR 1942: Some influences of frost penetration and microclimate on the water relationships of woodland, pasture, and cultivated soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 7, 95-104.]
- 98) ROBOCK A, VINNIKOV KY, SCHLOSSER CA, SPERANSKAYA NA, and XUE YK 1995: Use of midlatitude soil-moisture and meteorological observation to validate soil-moisture simulations with biosphere and bucket models. *J. Climate*, 8, 15-35.
- 99) SHANLEY JB and CHALMERS A 1999: The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont. *Hydrol. Process.*, 13, 1843-1857.
- 100) SHARRATT B, BENOIT G, DANIEL J, and STARICKA J 1999: Snow cover, frost depth, and soil water across a prairie pothole landscape. *Soil Sci.*, 164, 483-492.

- 101) SHIMADA T, SHIBATA S, and MASUYAMA I 1993: Meteorological factors responsible for winter injury of Orchardgrass, *J. Jpn. Grassl. Sci.*, 39, 77-85.
- 102) SLATER AG, PITMAN AJ, DESBOROUGH CE 1998: Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation model land surface scheme, *J. Geophys. Res.*, 103(D10), 11303-11312.
- 103) SOLOMON S, QIN D, MANNING M, MARQUIS M., AVERYT K, TIGNOR MMB, and MILLER HL (Eds.), 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, UK. 996pp.
- 104) SPAANS EJA, BAKER JM 1996: The soil freezing characteristics: its measurement and similarity to the soil moisture characteristics, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 13-19.
- 105) STADLER DH, WUNDERLI A, AUCKENTHALER H, FLÜHLER H, and BRÜNDL M 1996: Measurement of frost-induced snowmelt runoff in a forest soil. *Hydrol. Processes*, 10, 1293-1304.
- 106) STÄHLI M 2005: Freezing and thawing phenomena in soils. p. 1069-1076, In M.G. Anderson (ed.) *Encyclopedia of hydrological sciences 2*, John Wiley & Sons, New York.
- 107) 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
- 108) 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
- 109) STÄHLI M, JANSSON, P-E, and LUNDIN L-C 1999: Soil moisture redistribution and infiltration in frozen sandy soils. *Water Resour. Res.*, 35, 95-103
- 110) STEIN J and KANE DL 1983: Monitoring the unfrozen water content of soil and snow using time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, 19, 1573-1584.
- 111) STOECKELER JH and WEITZMAN S 1960: Infiltration rates in frozen soils in northern Minnesota, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 24, 137-139.
- 112) STURM M, HOLMGREN J, KÖNIG M, and MORRIS K 1997: The thermal conductivity of seasonal snow. *J. Glaciology*, 143, 26-41.
- 113) SUZUKI S 2004: Dependence of unfrozen water content in unsaturated frozen clay soil on initial soil moisture content. *Soil Sci. Prant. Nutr.*, 50, 603-606.
- 114) 鈴木伸治, 柏木淳一, 中川進平, 相馬尅之 2002: 凍結・融解過程において凍土の熱伝導率が示すヒステリシスの発生機構, 農業土木学会論文集, 218, 97-105.
- 115) TABER S 1929: Frost heaving. *J. Geol.*, 37, 428-461.
- 116) 武田一夫, 鈴木義男 1977: 土の凍結時の未凍結土中内水分移動. 低温科学物理篇, 35, 287-293.
- 117) 武田一夫, 石崎武志, 鈴木義男 1978: 土の凍結に伴う水分張力の日変化. 低温科学物理篇, 37, 181-183.
- 118) 谷信輝 1972: 第5章 土壌の温度・熱的特性. p. 278-307, In 土壌物理性測定委員会 (編) 土壌物理性測定法, 養賢堂, 東京.
- 119) THORUD DB and DUNCAN DP 1972: Effects of snow removal, litter removal and soil compaction on soil freezing and thawing in a Minnesota Oak Stand. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, 153-157
- 120) TOPP GC 1969: Soil-water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteretic domain model. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 645-651.
- 121) TOPP GC, DAVIS JL, and ANNAN AP 1980: Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16, 574-582.
- 122) TRIMBLE GR, SARTZ RS, and Pierce RS 1958: How type of soil frost affects infiltration. *J. Soil Water Conserv.*, 13, 81-82.
- 123) 土谷富士夫 1985: 十勝地方における火山灰土壌の凍結. 北海道大学学位論文, 234pp.
- 124) VAN DER KAMP G, HAYASHI M, and GALLÈN D 2003: Comparing the hydrology of grassed and

cultivated catchments in the semi-arid Canadian prairies. *Hydrol. Process.*, 17, 559-575.

- 125) VAN ES HM and SCHINDELBECK RR 1995: Frost tillage for soil management in the northeastern USA. *J. Minnesota Academy Sci.*, 59, 37-39.
- 126) VAN GENUCHTEN MTh 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.
- 127) 柳井洋介, 豊田剛己, 岡崎正規 2007: 土壌の凍結融解をめぐる土壌微生物学研究的進展. 土と微生物, 61, 135-146.
- 128) 山崎祐樹, 土谷富士夫, 辻修 2003: 石英を含む凍結土および未凍結土の熱伝導率測定と推定モデル. 農業土木学会論文集, 226, 43-52.
- 129) 吉田正則 1998: エチレングリコール水溶液を用いたテンシオメータによる冬期の畑土壌マトリックポテンシャルの測定法. 土壌の物理性, 77, 41-50.
- 130) ZHAO L and GRAY DM 1997: A parametric expression for estimating infiltration into frozen soils. *Hydrol. Process.*, 11, 1761-1775.
- 131) ZHAO L, GRAY DM, and MALE D 1997: Numerical analysis of simultaneous heat and mass transfer during infiltration into frozen ground. *J. Hydrol.*, 200, 345-363.
- 132) ZHAO L and GRAY DM 1999: Estimating snowmelt infiltration into frozen soils. *Hydrol. Process.*, 13, 1827-1842.
- 133) ZHAO L, GRAY DM, and TOTH B 2002: Influence of soil texture on snowmelt infiltration into frozen soils. *Can. J. Soil Sci.*, 82, 75-83.

Appendix I

地温の日変化による熱拡散係数の推定

地表面を原点とすると, 鉛直一次元の地温 (T) と深さ (z) の関係は以下の式で表される。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (\text{AI-1})$$

ここに, t は時間, D は熱拡散係数 ($D = \lambda / C$; ここに, λ は土壌の熱伝導率, C は土壌の体積熱容量) である。今, $z = 0$ の温度 (T_0) が次のフーリエ級数で表されると仮定する。

$$T_0 = a_0 + a_1 \cos \omega t + b_1 \sin \omega t + a_2 \cos 2\omega t$$

$$+ b_2 \sin 2\omega t + \dots \quad (\text{AI-2})$$

ここに, a_0, a_1, b_1, a_2, b_2 は定数, $\omega = 2\pi/r$ であり, r は周期である。これにより式(AI-1)を解くと, 次式が得られる。

$$T_{zt} = A_0 + A_1 e^{-\frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{r}}} \sin\left(\frac{2\pi}{r}t - \frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{r}}\right) + A_2 e^{-\frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{2r}}} \sin\left(\frac{2\pi}{2r}t - \frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{2r}}\right) + \dots \quad (\text{AI-3})$$

ここに, T_{zt} は深さ z , 時刻 t の地温, A_0, A_1, A_2 は定数である。

地表面近くの温度の日変化は正弦曲線に近いため, 上式の1次項のみの近似しても良いと考えられる。そこで, 任意の深さの地温を推定するための次式が得られる。

$$T_{zt} = A_0 + A_1 e^{-\frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{r}}} \sin\left(\frac{2\pi}{r}t - \frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{r}}\right) \quad (\text{AI-4})$$

$\sin\left(\frac{2\pi}{r}t - \frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{r}}\right)$ が ± 1 のときが日最高, 最低地

温であるため, 両者の差 (ΔT_{zt}) は以下の式で表される。

$$\Delta T_{zt} = 2A_1 e^{-\frac{z}{\sqrt{D}} \sqrt{\frac{\pi}{r}}} \quad (\text{AI-5})$$

今, 深さ z_1 と z_2 における ΔT_{zt} をそれぞれ ΔT_{zt1} と ΔT_{zt2} とすると, 式(AI-5)にこれらの値を代入し, 連立方程式を解くことで, 熱拡散係数 (D) を推定する次式が得られる。

$$D = \frac{(z_2 - z_1)^2}{(\ln \Delta T_{zt1} - \ln \Delta T_{zt2})^2} \frac{\pi}{r} \quad (\text{AI-6})$$

土壌の体積熱容量 (C) から, 次式により熱伝導率 (λ) が計算される。

$$\lambda = CD \quad (\text{AI-7})$$

Appendix II

熱収支モデルによる裸地面からの蒸発量の推定

地表面からの蒸発量は, 地表面における熱収支を考慮した次式で表される。

$$\Sigma E = (R_n - H - G_s) / L_f \quad (\text{AII-1})$$

ここに, R_n は正味放射量, H は顕熱輸送量 (上向きが正), G_s は地中熱流量 (下向きが正), L_f は蒸発潜熱である。 R_n は4成分放射収支計により観測される (HIROTAら, 2009)。 G_s は任意の深さの地中熱流

板と、地表面から熱流板埋設深さまでの土層の貯熱量の変化から計算される(広田ら, 2001)。土層の貯熱量は、地温と土壌水分量の測定値から式(3-2)により土壌の体積熱容量を計算し、それに地温変化量に乗じることで計算される。 L_f ($J kg^{-1}$) は水の蒸発潜熱で、気温 (T_a °C) から以下の実験式により推定される (FRITSCHENとGAY, 1979)。

$$L_f = 2.50025 \times 10^6 - 2.365 \times 10^3 T_a \quad (AII-2)$$

H はバルク法による以下の式で計算される (e. g., BRUTSAERT 1982; 近藤, 1994)。

$$H = c_p \rho_a C_H U (T_s - T_a) \quad (AII-3)$$

ここに、 c_p と ρ_a はそれぞれ空気の定圧比熱と密度、 C_H は顕熱に対するバルク係数、 U は風速、 T_s は地表面温度、 T_a は気温である。この式の中の $C_H U$ は通常、フラックス観測に基づいて決定されるが、広田と福本(1996)は土壌表面が十分に湿っている条件では日平均地中熱流量が無視できると仮定し、植物の蒸散を仮定する必要の無い裸地状態では以下の式により値を推定できることを示した。

$$C_H U = R_n / [c_p \rho_a \{T_s - T_a\} + l \rho_a \{q_{sat}(T_s) - q_a\}] \quad (AII-4)$$

ここに、 $q_{sat}(T_s)$ は地表面温度 T_s における飽和比湿、 q_a は大気の水蒸気比湿である。観測サイトのデータにより計算された $C_H U$ と風速の相関をとった結果、観測サイトでは以下の式により $C_H U$ が決定された (HIROTAら, 2009)。

$$C_H U = 0.0024U + 0.0051 \quad (AII-5)$$

式(AII-5)で計算された $C_H U$ を用いて式(AII-3)から H を計算し、式(AII-1)から ΣE を計算した。

Appendix III

本論文で用いた主な記号

C : 体積熱容量 ($J m^{-3} K^{-1}$)
 C_j : 各土層の体積熱容量 ($J m^{-3} K^{-1}$)
 C_s : 積雪層の体積熱容量 ($J m^{-3} K^{-1}$)
 c_i : 氷の比熱 ($J kg^{-1} K^{-1}$)
 c_p : 空気の定圧比熱 ($J kg^{-1} K^{-1}$)
 c_s : 土粒子の比熱 ($J kg^{-1} K^{-1}$)
 c_w : 水の比熱 ($J kg^{-1} K^{-1}$)
 ΔH_f : 凍結層の地温上昇に使われた単位面積あたりの熱量 ($J m^{-2}$)
 ΔH_1 : 土壌凍結層において氷の融解のために使われた単位面積あたりの熱量 ($J m^{-2}$)
 ΔH_s : 積雪層における単位面積あたりの貯熱量

($J m^{-2}$)

ΔS : 水分貯留量の増加量 (mm)
 ΔS_F : 土壌表面から凍結層下端までの土層における液状水の増加量 (mm)
 ΔS_p : 地表面における湛水量 (mm)
 ΔS_U : 最大凍結深から深さ95cmまでの土層における水分貯留量の増加量 (mm)
 ΔT : 深さの異なる任意の2地点間の温度差 (K)
 ΔT_j : 各土層の単位時間における温度増加量 (K)
 Δt : 単位時間 (s, d等)
 Δz : 任意の2地点間の鉛直方向の距離 (cm, m等)
 Δz_j : 各土層の厚さ (cm, m等)
 E : 一日毎の蒸発量 ($mm d^{-1}$)
 f_i : 単位体積に占める氷の割合 ($m^3 m^{-3}$)
 f_w : 単位体積に占める水の割合 ($m^3 m^{-3}$)
 G_f : 最大凍結深の熱フラックスの積分値 ($J m^{-2}$)
 G_s : 地表面の熱フラックスの積分値 ($J m^{-2}$)
 G_{95} : 深さ95cmの熱フラックスの積分値 ($J m^{-2}$)
 g_f : 凍結層下端における熱フラックス ($W m^{-2}$)
 g_s : 積雪層内の熱フラックス ($W m^{-2}$)
 g_{95} : 深さ95cmの熱フラックス ($W m^{-2}$)
 θ_z : 深さz cmの体積含水率 ($m^3 m^{-3}$)
 I_{F0} : 融雪期の前日の凍結層中の氷の量 (mm)
 INF_{50} : 融雪期における深さ50cmの下方浸透量 (mm)
 IR : 融雪期の下方浸透量を融雪水量で除した値 (浸透割合; $mm mm^{-1}$)
 k : 不飽和透水係数 ($cm s^{-1}$)
 $k(\theta_z)$: 体積含水率の関数として表される深さz cmにおける不飽和透水係数 ($cm s^{-1}$)
 $k(\phi_z)$: 圧力水頭の関数として表される深さz cmにおける不飽和透水係数 ($cm s^{-1}$)
 λ : 土壌の熱伝導率 ($W m^{-1} K^{-1}$)
 λ_{snow} : 積雪層の熱伝導率 ($W m^{-1} K^{-1}$)
 L_f : 水の融解潜熱 ($J m^{-3}$)
 M : 一日毎の融雪水量 ($mm d^{-1}$)
 M_F : 凍結層中の氷の融解速度 ($m s^{-1}$)
 n : 間隙率 ($m^3 m^{-3}$)
 P : 一日毎の降水量 ($mm d^{-1}$)
 Q_a : 融雪水の浸透により凍結層に供給された熱量 ($J m^{-2}$)
 q_z : 深さz cmにおける水フラックス ($mm d^{-1}$)
 ρ_b : 土の乾燥密度 ($kg m^{-3}$)
 ρ_d : 土粒子の密度 ($kg m^{-3}$)
 ρ_s : 雪の密度 ($kg m^{-3}$)

- ρ_w : 水の密度 (kg m^{-3})
- S_{Fini} : 融雪期の前日の凍結層における全水分貯留量 (氷+不凍水) (mm)
- S_{Fbf} : 凍結層が形成される前日の地表面から最大凍結深までの水分貯留量 (mm)
- S_{LQini} : 融雪期の前日の凍結層における不凍水の貯留量 (mm)
- S_r : 飽和度 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)
- S_x : ある年の土壌凍結層が形成される直前 (秋) の深さ0~50cmの土層の水分貯留量 (mm)
- S_{y-z} : 深さy~zcmの土層における水分貯留量 (mm)
- SWE : 積雪水量 (mm)
- ΣE : 蒸発量 (mm)
- ΣI_m : 凍結層における氷の融解量 (mm)
- ΣM : 融雪水量 (mm)
- ΣP : 降水量 (mm)
- Σq_F : 任意の期間における最大凍結深における水フラックスの積分値 (mm)
- Σq_f : 地表面における水フラックスの積分値 (mm)
- Σq_z : 深さz cm の水フラックスの積分値 (mm)
- ΣR : 系外への表面流出量 (mm)
- T_F : 凍結層の平均地温 ($^{\circ}\text{C}$)
- ϕ : 圧力水頭 (cm)
- ϕ_z : 深さz cm の圧力水頭 (cm)