

論文

メッシュ農業気象データのための積雪水量推定モデル

小南靖弘^{1*}, 広田知良², 井上 聡², 大野宏之³

要 旨

(独)農業・食品産業技術総合研究機構が作成した全国1kmのメッシュ農業気象データを用いて、日々の積雪水量を推定する実用的なモデルを開発した。入力データはメッシュ農業気象データにより作成される日平均・最高・最低気温、日平均風速、日平均湿度、日積算全天日射量、日積算下向き長波放射量、日積算降水量である。推定精度の確保、広域の計算結果の迅速な提供かつサーバでの計算負荷の軽減の条件を満たすために、モデルは半日ステップで熱収支的に積雪水量を推定する構成とした。その主な特徴は、(1)昼夜に分けることで、日積算値では相殺される正負の熱流量の推定をしていること(2)全国の過去の時別値より昼間と夜間の風速の違いを求めた分布図を作成し、日平均風速から昼間平均風速と夜間平均風速を推定することによって、顕熱および潜熱交換における地域的な差を表現している点である。2010年～2014年の気象官署・アメダスの積雪データで検証した結果、推定された積雪日数のRMSE(平均二乗誤差)は10.2日～15.6日、10日以上継続した積雪の消雪日のRMSEは7.8日～13.3日であり、一定の精度で各地の積雪水量を推定できることがわかった。また、これらの誤差の主因は降雪水量の推定誤差であると推定された。

キーワード: 積雪水量推定, 融雪モデル, 熱収支, メッシュ気象データ

Key words: snow water equivalent estimation, ablation model, heat balance, mesh meteorological data

1. はじめに

農業にとって積雪は、春季の水需要をまかなう重要な役割を担っているが、時に施設への被害や融雪遅延による減収などをもたらす。また、ムギ等の積雪下越冬作物においては消雪後の防除や追肥の計画を立てる上でも日々の積雪量の推移を把握することは重要である。また北海道においては、農地の雪起こしによる土壤凍結深の制御

(Hirota *et al.*, 2011; Yazaki *et al.*, 2013)で雑草防除等がおこなわれており、積雪指標のリアルタイムメッシュ情報が求められている。日々の積雪のメッシュ化については、たとえば新潟大学で開発された準リアルタイム監視システム(伊豫部ら, 2013a)のように、様々な機関における実測値を統合する手法があるが、観測地点の少ない地域も含めた全国規模で同じ品質での推定をおこなうためには、空間補間された気象要素より気象学的に積雪水量を推定することが必要となる。

一方、近年、(独)農業・食品産業技術総合研究機構では、気象予測に基づく効果的な栽培支援情報の開発研究を進めており、その基礎データとして、メッシュ農業気象データ(以下メッシュ気象データ)の作成を開始した(大野, 2014)。これは、標準地域3次メッシュ(約1km)で全国をカバーする過去から6日先までの日別気象データセット

1 (独)農業・食品産業技術総合研究機構北海道農業研究センター芽室研究拠点

〒062-0081 河西郡芽室町新生南9-4

2 (独)農業・食品産業技術総合研究機構北海道農業研究センター

〒062-8555 札幌市豊平区羊ヶ丘1

3 (独)農業・食品産業技術総合研究機構中央農業総合研究センター

〒305-8666 つくば市観音台3-1-1

* 連絡先: comy@affrc.go.jp

で、気象庁による最新の地上気象観測データ（アメダスデータ）と数値予報データとを組み合わせて作成される。現在作成されているメッシュ気象データの気象要素は日最高/平均/最低気温、日平均湿度、全天日射量、日照時間、日降水量、日積算下向き長波放射量、日平均風速である。そこで、これらのメッシュ気象データを入力として積雪水量分布を計算するための、積雪水量推定モデルを新たに開発した。その際に考慮した条件は以下である。

- a. 計算量が少ない 1 層モデルであること：豪雪地帯・特別豪雪地帯に限ってもその面積は約 19 万 km² であり、層ごとに温度や水分量などの情報を保持する必要がある多層モデルはサーバの負担が大きい。また毎朝にデータを更新するシステムの運用上、計算量はできるだけ少ないほうが望ましい。
- b. 入力要素は日値であること
- c. 各熱要素をできるだけ忠実に再現すること：これはもちろん推定精度の確保のためでもあるが、本モデルは将来的に融雪材（雪面黒化法）による消雪日前進の推定等への適用を視野に入れているため、短波・長波放射や顕熱・潜熱といった熱収支構成要素を個別に扱えるモデルとする。

ここで、特に b. と c. との兼ね合いが問題となる。雪面が昼間に加熱されて夜間に冷却される場合、日平均された気象データから計算される日積算熱収支は正負が相殺されたものになるからである。このため、Kondo and Xu (1997) や本谷 (2008) は、日平均気温と風速、日積算日射それぞれに典型的な日変化を与えて、モデル内では時別の計算をおこなっているが、a. の理由から計算のループ数は極力減らしたい。他方、Konya *et al.* (2004)、松元ら (2010) などの Radiation and temperature index model は日平均による相殺を避けるための有効な手法であるし、a. の観点からも優れたモデルだが、入力要素が放射と気温のみに絞られているため、c. の理由により採用を見送った。

ところで、日平均による相殺の影響が出やすいのは顕熱輸送量である。雪温が 0°C になる融雪期はバルク式で計算される輸送量が風速と気温との積に比例するので、日平均風速ではなく、気温が

上昇する昼間の風速が融雪量に大きく影響する。Kondo and Xu (1997) は 15 時に最大風速となる近似を用いたが、風速の日変化パターンは地域によって異なるので、一律に与えると誤差が大きくなる (水津, 2001)。これを解決するために、水津 (2002) は風速および風速の日変化パターンの影響も含めた顕熱・潜熱輸送の係数 SL ファクターを導入し、地形因子の重回帰による推定をおこなっている。

以上の議論を踏まえて、我々は積雪層を 1 層とする表面熱収支モデルを採用し、かつ、日平均による昼夜の熱収支の相殺を防ぐため、1 日を昼夜 2 ステップで計算することにした。また、風速の日変化については、水津 (2001) が論じるように地形によって特徴付けられる気候値として扱い、過去のデータより得られた係数の分布図を作成しておくことにした。

本論文では、我々が開発した積雪水量モデルの特徴を示し、過去 5 寒候期の計算結果よりその推定精度を検証する。

2. モデル

2.1 入力データセット

1 章で述べたメッシュ気象データを入力とするが、本論文では、積雪日数を指標にしてモデルの検証をおこなうため、積雪深を観測している官署・アメダスが含まれる格子点のみを抽出して計算した。

個々の要素（過去値）の概要は以下である。気温はアメダス観測値に気温減率に基づく補正を加えて空間補間したもの。風速および湿度は気象庁メソ数値予報 (MSM-GPV*) の推定値を、風速はアメダスおよび官署の観測値、湿度は官署の観測値でバイアス補正して空間補間したもの。日射量は官署では観測値、アメダスでは日照時間から推定し、これらを空間補完したもの。降水量は、地形因子で重回帰された月別メッシュ平年値を用いて、アメダス観測値を空間補完したもの。下向き長波放射量は、近藤ら (1991) の方法を用いた推定値だが、雲の効果項を通常用いられる日照時間ではなく MSM-GPV の雲量予報値から求めたも

* 日本近傍を水平格子間隔約 5 km で 1 日 8 回計算される数値予報。GPV は Grid Point Value の略。

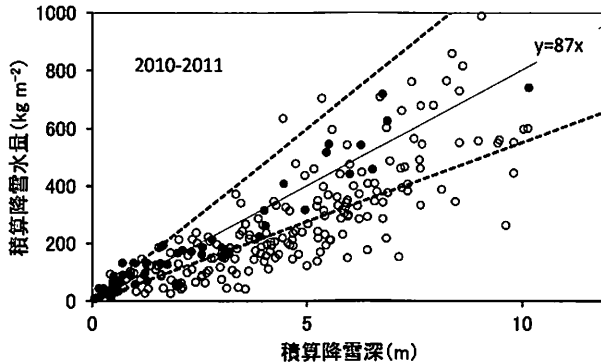


図 1 一冬積算した降雪深と降雪水量との関係。

2010-2011 寒候期の例。日平均気温が 0 度以下の場合のみを積算している。降雪深はアメダス観測値の特別積雪深差のうち、正值のみを積算したもの。降雪水量は日別降水量より式 (3)(4)(5) を用いて推定したもの。式 (5) の m 値は全地点で 0.128 (RT4 型) を用いた。黒丸は官署、白丸はアメダス地点を示す。実線は官署のプロットに対する回帰直線で、点線は回帰直線に対する標本標準偏差の範囲を示す。

のである。これについては、日照時間を用いて推定した値と同等の精度を持つことが確認されている (Kominami *et al.*, 2012)。

以上のように、メッシュ気象データは地上気象観測値をもとに、GPV データや地形補正などを用いて空間補間をしている。したがって、本論文で用いる官署・アメダスが含まれる格子点の値は、アメダス地点における湿度と下向き長波放射量 (計算に湿度を用いる) 以外は、観測値か観測値から推定した値とほぼ同じだと見なして差し支えない。

2009-2010 寒候期から 2013-2014 寒候期までの 5 寒候期分のデータを用いて検証をおこなった (以降は年が明けてからの年次で示す)。

2.2 検証に用いるアメダス地点の選定

積雪深の観測をおこなっている官署・アメダスは全国で約 320 地点あるが、中井・横山 (2009) が指摘するように、それぞれの観測所に設置されている降水量計の型式と風よけの有無の情報は公開されておらず、筆者らも本論文執筆時点では一部の地域のリストしか入手していない。風による固体降水の捕捉率の低下度合いは、降水量計の型式と風よけの有無によって異なる (横山ら, 2003) ため、モデルによる積雪水量の推定精度にも影響を与える。そこで本論文では、一定の確からしさで降水量計の型式が推定される地点を抽出して検証に用いた。

積雪地域の官署の大部分では円筒形の風よけが

付いた溢水式降水量計 (RT-4 型) が用いられている。またアメダス地点では温式降水量計 (RT-3 型) または転倒杓式降水量計 (RT-1 型) が用いられており、これらは風よけを付けたものとそうでないものがあるが、このうち風よけ付きの RT-3 型は RT-4 型と外形寸法が同じなので、風に対する捕捉率特性も近いと考えられる (宮崎ら, 2010)。そこで本論文では、横山ら (2003) によって捕捉率特性が既知の RT-4 型、およびこれに準じると推定される風よけ付き RT-3 型について検証をおこなうこととし、以下のように地点を抽出した。

まず、全地点の降水量計が RT-4 型だと仮定して 2.4 節の方法で推定した降雪水量の一冬分の積算値を、各地点で測定された日降雪深 (特別積雪深差の正值の日積算値) の積算値と比較した (図 1)。なお、融雪による積雪深減少の影響を除くため、積算は日平均気温 0℃ 以下の日に限っておこなっている。

図 1 を見ると、官署の積算降雪水量は積算降雪深に対して直線状に分布し (決定係数 $R^2=0.96$)、またアメダスも含めた全体の分布の上辺に位置している。アメダスの分布は一部が官署の分布と重なるが、より下方まで広がっており、RT-4 型に比べて捕捉率の劣る風よけなしの RT-3 型、RT-1 型が含まれていることを示している。ここで、官署の分布と重なる地点 (官署の回帰線に対する標本標準偏差を示す点線の内側の地点) は官署の RT-

表 1 検証に用いた官署・アメダス地点数.

	北海道	東北	関東甲信 中部	北陸	その他	合計
2010	78	67	20	31	17	213
2011	71	55	22	34	28	210
2012	90	71	21	34	33	249
2013	60	51	17	30	29	187
2014	39	50	24	30	20	163

4型と同じ取り扱いができる（おそらく風よけ付き RT-3型だと推定される）と判断して、本論文での検証に用いた。

各年次の検証に用いた地点数を表1に示す。年次ごとに数が違うのは、年間積雪のある地点数の違いと日平均気温0℃以下での降雪の有無、官署のデータのばらつき（標準偏差）の違いによるものである。

2.3 モデルの概要

1章で述べたように、本モデルは深さ方向の情報を持たない0次元（1層）モデルで、昼夜の2ステップで以下のように積雪水量を計算する。積雪水量 SWE [kg m^{-2}] は、氷 (SWE_I) および液体水 (SWE_W) の和として表される。計算ステップごとに SWE_I に降雪水量 SF_W を加え、表面熱収支から推定される融雪水量および底面融解水量を減じる。融雪水量は SWE_W に加算され、内部凍結量を計算した後、積雪の限界保持水量を超えた分と底面融解水とが底面流出として排出される。さらに、積雪表層に存在する SWE_W の凍結があれば SWE_I に加える。

日値の気象データを用いて昼夜の違いを表現するために、日変化をしている気象要素（日射、気温、風速）について以下のように取り扱う。日積算日射量は全量を昼間に与える。昼間平均気温 T_{AD} および夜間平均気温 T_{AN} は、日変化を正弦波で近似した場合の平均として、日平均気温 T_{Amea} 、日最高気温 T_{Amax} 、日最低気温 T_{Amin} より以下のように与える。係数の0.6は $2/\pi$ を丸めたものである。

$$T_{AD} = T_{Amea} + (T_{Amax} - T_{Amea}) \times 0.6 \quad (1)$$

$$T_{AN} = T_{Amea} - (T_{Amea} - T_{Amin}) \times 0.6 \quad (2)$$

風速の日変化パターンは、過去のアメダス特別データより昼夜それぞれの平均風速を求め、その日平均風速に対する比（補正係数 WS_N , WS_D ）の分布図を作成した。7時～18時の特別風速の平均値を昼間平均風速、19時～6時の平均を夜間平均風速とした。計算は2002年から2014年の13年間の1～4月、積雪が存在する日についておこない、年次間の平均値や標準偏差は、期間の7割（8年）以上のデータがある地点について求めた。

その他の気象要素（降水、湿度、日射、下向き長波放射）は日平均値または日積算値を用い、日射は昼間に日積算値全量を、昼夜値の推定が不可能な降水と下向き長波放射は昼夜それぞれに日積算値の1/2を与えている。なお、モデル内で用いる水蒸気圧、露点温度、比湿は日平均気温と日平均相対湿度から求めるため昼夜で同じだが、雨雪判別に用いる湿球温度の計算には T_{AD} と T_{AN} を用いるので異なる。また、本モデルは農地の積雪水量を推定するのが主目的のため、土地利用区分による場合分け（林地における放射の遮蔽など）はおこなっていない。

次節以降、各過程について説明する。

2.4 降雪過程

昼夜それぞれに日積算降水量の1/2を与え、式(3)、(4)、(5)より半日単位の降雪水量 SF_W を求めた。式(3)の導出については appendix に示した。

$$SF_W = S_C \times PR / \{(CR-1)S_C + 1\} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} S_C &= 1 - 0.5 \exp(-2.2(1.1 - T_W)^{1.3}) \quad (T_W < 1.1^\circ\text{C}) \\ &= 0.5 \exp(-2.2(T_W - 1.1)^{1.3}) \quad (T_W \geq 1.1^\circ\text{C}) \end{aligned} \quad (4)$$

$$CR = 1 / (1 + m U_{PR}) \quad (5)$$

ここで PR は半日分の降水量、 S_C は雨雪判別係

数で、式(4)は湿球温度 T_W を用いる山崎 (1998) の方法である。CR は固体降水についての降水量計捕捉率で、式(5)は横山ら (2003) による。 U_{PR} は降水量計受水口の高度における風速、 m は降水量計の形状係数である。 m は降水量計によって異なるが、2.2節で述べたように、本論文では RT-4 型かまたはこれと同等の特性を持つ風よけ付き RT-3 型が使われていると思われる地点を抽出しているので、RT-4 型について得られている値 ($m = 0.128$) を用いた。なお、降水量計受水口高の風速を推定するための雪面粗度長は 0.5 mm とした。計算に用いた風速は、日平均風速に補正係数 WS_N 、 WS_D を乗じて推定した昼間・夜間平均風速である。

湿球温度 T_W は、日平均水蒸気圧と式(1)、(2)で推定した昼間・夜間平均気温 T_{AD} 、 T_{AN} を用い、Sprung の式(式(6))を用いて求めた。

$$e = 6.1078 \times 10^{17.5 T_W / (T_W + 237.3)} - A \times P (T_A - T_W)$$

$$A = 0.000583 \quad (T_W < 0)$$

$$A = 0.000662 \quad (T_W \geq 0) \quad (6)$$

ここで e は水蒸気圧、 P は大気圧、また T_A は気温で、昼間は T_{AD} 、夜間は T_{AN} を用いる。式(6)はそのままでは T_W について解くことはできないので、 $T_A = T_W$ から出発して T_W の値を 0.1°C 刻みで変えながら右辺を計算し、与えられた e に最も近くなる T_W を求めた。なお、 P は 1013 hPa に固定して計算した。

2.5 積雪表面の熱収支

積雪表面の熱収支は式(7)で表される(表面に向かう方向を正とする。単位は $[MJ m^{-2}]$)。

$$H_{all} = (1 - A) SR + \epsilon LR_D + \epsilon LR_U + H_S + IE + H_R + G \quad (7)$$

H_{all} は融解・凍結に用いられる正味の熱量である。右辺の A はアルベドで、伊豫部ら (2013b) のモデルで推定した。 SR は日射量、 ϵ は雪の射出率 (0.97) で、 LR_D は下向き長波放射、 LR_U は上向き長波放射、 H_S は顕熱フラックス、 IE は潜熱フラックス、 H_R は雨水によってもたらされる熱量、 G は下層からの熱流量である。

LR_U 、 H_S 、 IE はそれぞれ式(8)(9)(10)で与え

られる。

$$LR_U = -\sigma (T_S + 273.2)^4 \quad (8)$$

$$H_S = C_p \rho C_H U (T_A - T_S) \quad (9)$$

$$IE = le \rho C_H U (Q_{TA} - Q_{TS}) \quad (10)$$

σ はステファンボルツマン定数、 T_S は積雪表面温度、 Q_{TA} は比湿、 Q_{TS} は積雪表面における飽和比湿、 C_H はバルク輸送係数、 U は風速である。 $C_H U$ は Motoya *et al.* (2001) に従って以下のように与える。

$$C_H U = 0.001 + 0.002 U \times 0.7 (T_A \geq T_S) \quad (11)$$

$$C_H U = 0.012 (T_A - T_S) + 0.11 (e_{TS} - e)^{1/3} \quad (T_A < T_S) \quad (12)$$

e は大気中の水蒸気圧、 e_{TS} は雪面における飽和水蒸気圧である。なお、 $T_A < T_S$ の場合は式(11)と式(12)とを比較して大きいほうを与える。また U は地上 10 m 風速に変換したもので、計算に用いた雪面粗度長は 0.5 mm である。ここで用いている U は日平均風速に昼・夜それぞれの補正係数 WS_N 、 WS_D を乗じたものである(第3章を参照)。また気温 T_A は、式(1)、(2)で求めた T_{AD} 、 T_{AN} を昼・夜で使い分ける。

2.6 融雪量と積雪層の蓄熱量

式(8)(9)(10)を計算するためには、積雪表面温度 T_S を推定する必要がある。そこで式(7)で融雪が生じていない ($H_{all} = 0$) として T_S について解く。 $T_S > 0$ なら融雪が生じているので $T_S = 0$ と置いて式(7)で H_{all} を計算することにより、融雪量が求まる。Fujita *et al.* (2000) を参考に式(8)(9)(10)を用いて式(7)を T_S について整理すると、式(13)が得られる。

$$T_S = \frac{(1 - A) SR + \epsilon LR_D - \epsilon \sigma (T_A + 273.2)^4 + le \rho e_H U (1 - RH) Q_{TA} + H_R + G}{4 \epsilon \sigma (T_A + 273.2)^3 + (dq/dT) le + C_p \rho C_H U} + T_A \quad (13)$$

le は昇華潜熱 (2.83 MJ/kg)、 RH は相対湿度 (0-1) である。また、分母の dq/dT は飽和水蒸気圧 q の気温に対する導関数である ($q = 6.1078 \times 10^{17.5 T / (T + 273.3)}$)。

ここで、本モデルは1層モデルなので、温度勾

配の関数である G を推定することができない。そのため、式 (13) で得られる T_S は $G=0$ とした場合、すなわち下層と断熱された薄膜の平衡温度となる。式 (7) についても、 $G=0$ と置くので積雪表面に与えられた熱量がすべて融雪に使われることになり、融雪量を過大評価することになる。

このため、本モデルでは積雪層の全層平均温度 T_{Savg} [°C] を導入した。これは池淵 (1984) のコールドインデックス、風間 (1997) のコールドコンテンツ等と同様の概念である。積雪水量のうちの氷の量を SW_1 [kg m^{-2}], 氷の比熱を SH_1 [$2.09 \times 10^{-3} \text{MJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$] とすると、0°C を基準とした積雪の総熱量 qh_S は式 (14) となる ($qh_S \leq 0$)。

$$qh_S = T_{Savg} \times SW_1 \times SH_1 \quad (14)$$

積雪表面で生じた融雪水量 Mlt_S に対して、

$$FL_C \times qh_S + lf \times Mlt_S \leq 0 \quad (15)$$

であるならば、融雪水の全量が積雪層内で再凍結し、積雪はその分の熱量を受け取って T_{Savg} が上昇する。 lf は水の融解潜熱、 FL_C は再凍結の効率を表す係数で 0-1 の範囲である。 FL_C の値はモデルの推定誤差を最小にするように探索的に最適値を求め、0.7 とした。これについては第 3 章で示す。本モデルは現実の積雪よりも T_S が上昇しやすいため Mlt_S を過大評価するが、 T_{Savg} が十分に低ければ積雪水量は変化しない。つまり、冷えた積雪の表面に融雪に至らない程度の熱を与えた場合、その熱が伝導によって内部に輸送されても、いったん相変化して輸送されても、 T_{Savg} の変化量は同じという考えである。

一方、 $T_S < T_{Savg}$ の場合は積雪が冷やされて T_{Savg} が低下する。その際に積雪が奪われる熱量は T_{avg} と T_S との差に比例するが、この場合も T_S は実際の積雪表面温度よりも低く見積もられているため、 $T_{avg} - T_S$ も実際よりも大きいと考えられる。そこで便宜上 $(T_{Savg} - T_S) / 2$ となるような新しい表面温度 T'_S を用いて式 (7) を計算して H_{all} (この場合は負値になる) を求め、 qh_S に加えた。

その際、表層近くに液体水が存在すればまず凍結させ、余剰分が T_{Savg} の低下に費やされる。ただし実際は T_{Savg} が低下すると底面や雪面からの熱流が増すので、モデル内では $T_S \leq T_{Savg} \leq 0$ [°C]

の拘束条件を与えている。また降雪があった場合は、降雪粒子の温度は湿球温度 T_W に等しいとみなして、降雪の持つ負の熱量が qh_S に加えられる。なお、水の移動については積雪全体の最大保水量を質量含水率 10% として、余剰分が底面流出水として排出されるとした。

2.7 底面融解量

その地点の年平均気温平年値 T_n の関数として、積雪期間を通じて一定値を与えた。まず底面融解量を $0 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ に固定して積雪水量を計算し、10 日以上継続した積雪について、積雪深観測値が 0 cm になった日に融け残っている積雪水量推定値を積雪継続日数で除して 1 日あたりの底面融解量とした。これを積雪が 10 日以上継続した全地点で求め、年平均気温との回帰係数を決定した。2010~2014 の 5 寒候期の結果より、以下の底面融解量 Bm [$\text{kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$] を得た。

$$Bm = 0.18 T_n - 0.23 \quad (T_n \geq 1.28^\circ\text{C}) = 0 \quad (T_n < 1.28^\circ\text{C}) \quad (16)$$

ただし、決定係数 R^2 は 0.16 と小さく、値も既往の報告例よりも大きめであることから、式 (16) を他のモデルに適用する際には注意を要する。

3. モデルの検証結果

3.1 積雪日数および長期積雪の消雪日

図 2 に、2010 年~2014 年寒候期について、モデルで推定された積雪日数と観測値との比較を示す。モデルの出力は 0.1 kg m^{-2} の桁で四捨五入をして、 1 kg m^{-2} 以上を積雪ありとした。

回帰線の傾きは 0.99~1.05 で、RMSE で表した推定誤差は 10.2 日~15.6 日であった。各地点の積雪日数に対する誤差日数の割合は、おおむね 10% 以下となった。プロットの分布を見ると、どの年も積雪日数が 100 日を超える地点ではばらつきが小さく、50~100 日程度の地点では逆に大きい。また、積雪開始日については、初冬に単発的に生じる積雪を除けば、ほぼ 3 日以内の誤差で再現されていた。

またムギ等の越冬作物は根雪期間の終了とともに成長を再開することから、農業においては根雪 (30 日以上継続したと見なされる積雪) やその算出単位となる長期積雪 (10 日以上継続した積雪)

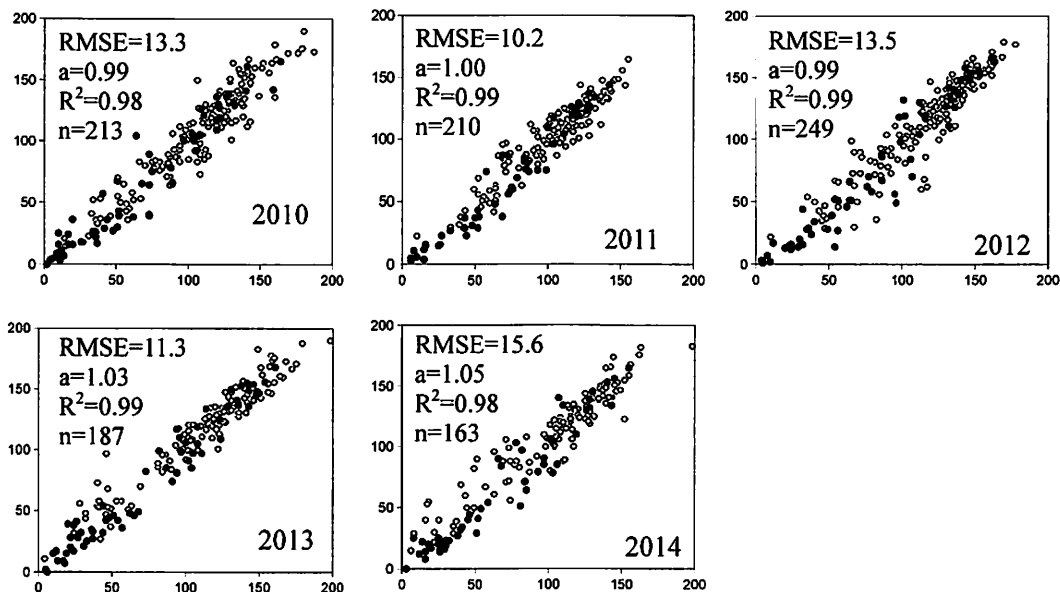


図 2 2010 年～2014 年の積雪日数の比較。

横軸は官署・アメダス積雪深計による日数、縦軸はモデルで推定した積雪水量による日数。黒丸は官署、白丸はアメダス地点を示す。RMSE は推定値の平均二乗誤差の平方根、a は回帰線の傾き、R² はその決定係数で、いずれも官署とアメダスを合わせて計算したもの。n は地点数。

の消雪日が重要な情報となる (たとえば山田ら, 1998)。そこで、各年について求めた長期積雪の消雪日の比較を図 3 に示す。推定誤差の RMSE は積雪日数に比べてやや小さく、7.8 日～13.3 日の範囲であった。

3.2 積雪の全層密度

全層密度 D_{all} は、推定された積雪水量 SWE [kgm^{-2}] とアメダス積雪深 SD [cm] から次式で求められる。

$$D_{all} = SWE \times 100 / SD \quad (17)$$

図 4 に、各地点の最大積雪深 SD_{MAX} と、その日の D_{all} との関係を示す。分布の中心は最大積雪深 100 cm で $200 \sim 250 kgm^{-3}$ 程度であり、既往の測定例から見ても妥当な範囲である。しかし $100 kgm^{-3}$ に満たない点や $400 kgm^{-3}$ を超える点など、あきらかに過小・過大評価と思われる地点が全体の 1 割程度見られた。この誤差の原因については第 4 章で検討する。

3.3 昼間・夜間別平均風速の日平均風速に対する比の分布

図 5 に、積雪が存在する日の昼間の平均風速の日平均風速に対する比 WS_D の分布を示す。なお、夜間平均風速の比 WS_N は $(2 - WS_D)$ で計算できる。

比は 1.02～1.47 の範囲で分布し、これに対する年々変動の標準偏差は 0.01～0.09 の範囲であった。個々の地点ごとに見れば平均値 (1 からの偏差) に比べて年々変動の標準偏差は一桁程度小さい。したがって WS_D (および WS_N) の地域差は年々変動を上回っている。地域的には内陸部で高め、季節風が卓越する北海道、東北、北陸の日本海岸では低め (日変化が少ない) という傾向が見られた。月ごとの平均値や、融雪期と見なされる $T_A \geq -3^\circ C$ の期間の平均値などでも計算をおこなったが、全体の傾向は変わらなかった。図 5 の中で特に WS_D が高い地点である歌登 (北海道, $WS_D = 1.45$) と白川 (岐阜県, $WS_D = 1.47$) について、 $WS_D = 1$ (昼夜で風速の変化なし) とした場合と、ここで求めた値を用いた場合との積雪水量推

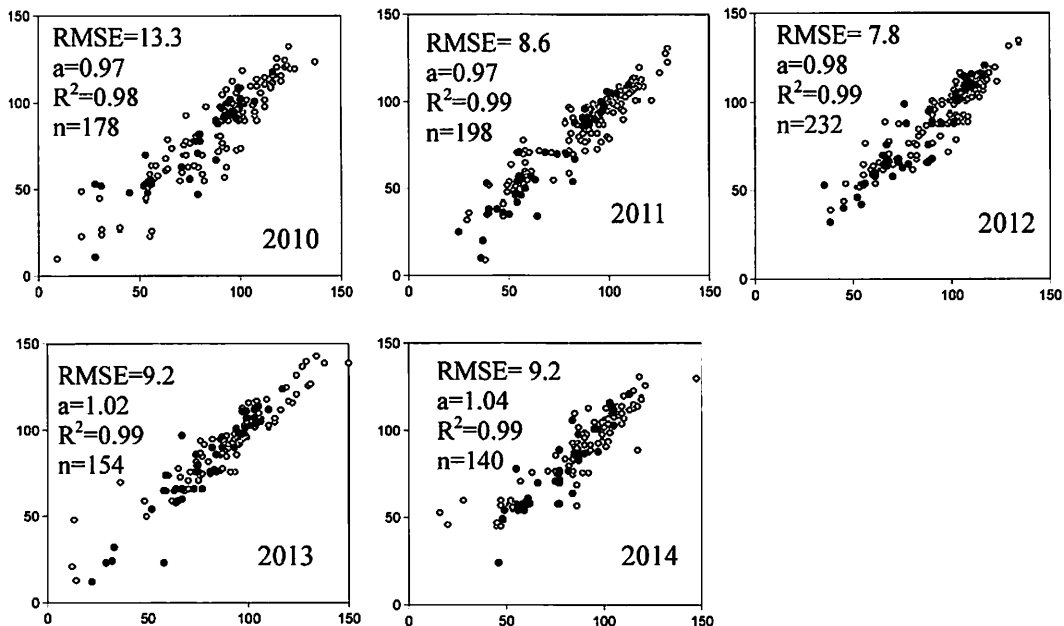


図 3 2010 年～2014 年の長期積雪の消雪日の比較.

横軸は官署・アメダス積雪深計による消雪日, 縦軸はモデルで推定した積雪水量による消雪日. 黒丸は官署, 白丸はアメダス地点を示す. 単位は DOY (1 月 1 日からの通算日) で, 10 日以上継続した積雪について求めたもの. 複数ある場合は, 最終のものをプロットしている. RMSE は推定値の平均二乗誤差の平方根, a は回帰線の傾き, R² はその決定係数で, いずれも官署とアメダスとを合わせて計算したもの. n は地点数 (10 日以上継続した積雪があった地点).

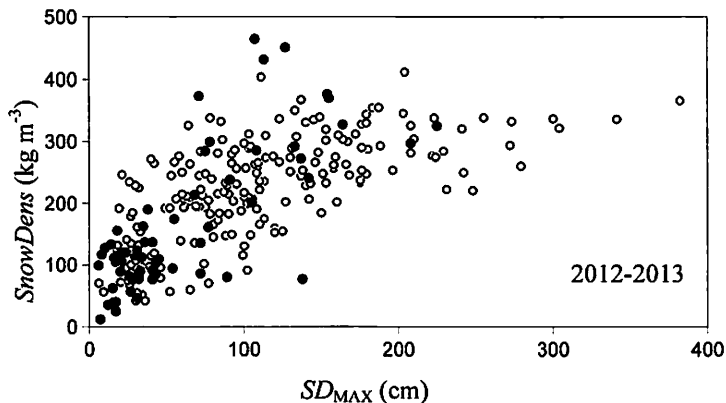


図 4 最大積雪 SD_{MAX} とその時点の積雪密度 ($SnowDens$).

黒丸は官署, 白丸はアメダス地点を示す. SD_{MAX} は気象庁観測値. 積雪密度はモデルが推定した積雪水量を SD_{MAX} で除して求めた全層密度. n=210.

定値の比較を, 図 6, 図 7 に示す. 風速の違いは融雪期に現れ, いずれの場合も $WS_D=1$ のときは推定消雪日が遅れていたが, 昼夜風速を違えた場合, 消雪日は観測値に近づいた.

3.4 積雪層内における再凍結

式 (15) の FL_C の値を 0.00, 0.25, 0.50, 0.75, 1.00 の 5 水準に設定して全地点の積雪水量を計算し, 図 2 に示した積雪日数の RMSE の変化を調

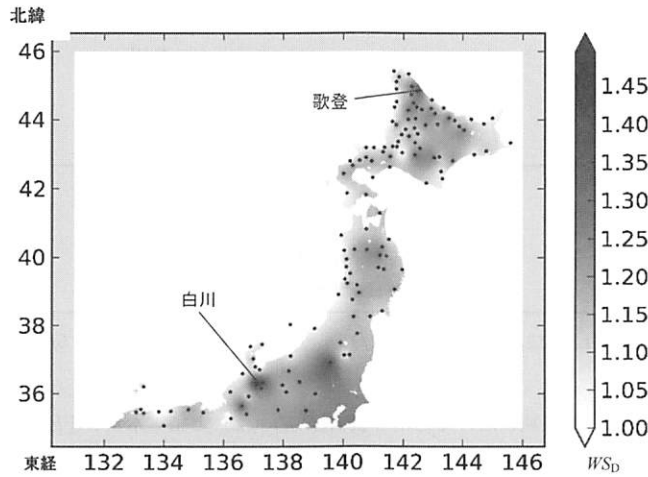


図 5 昼間の平均風速の日平均風速に対する比 WSD の空間分布.

1~4月の積雪が存在する日について求めた2002年~2014年の平均値. 図中の黒丸が計算をおこなった官署・アメダス地点で, 線形補間によって1kmメッシュに展開している. 観測所名を示した2点は特に値の大きい地点.

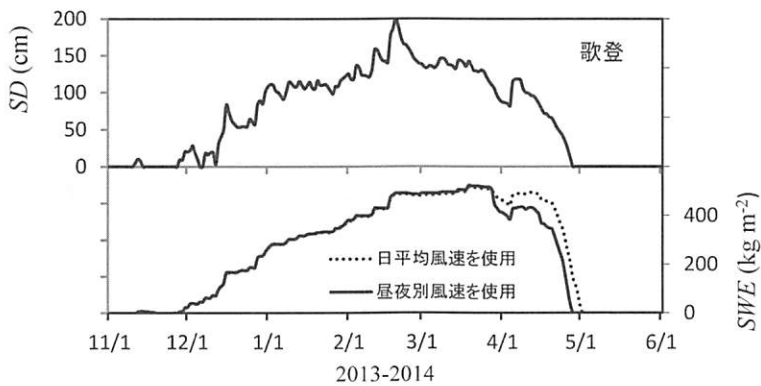


図 6 2013-2014 寒候期における歌登の積雪深 SD (上) と積雪水量 SWE (下) の経過.

SD はアメダス観測値. SWE は本モデルによる推定値. SWE の点線は日平均風速を用いたもの. 実線は $WSD=1.45$ (図5で示した値) を与えて計算した昼夜それぞれの平均風速を用いたもの. アメダス観測値の消雪日は4月27日, モデル推定値の消雪日は, 点線が5月1日, 実線が4月27日.

べた (図 8). 2010 年~2014 年の 5 年間の結果では, 2013 年を除いて $FL_C=0$ (再凍結なし) から $FL_C=1$ (積雪の持つ負の熱量がすべて再凍結に使われる) の間で RMSE が最小となった. この 4 年間については, 図から $0.5 \leq FL_C \leq 0.75$ の範囲に最適値があるようなので, 本モデルでは $FL_C=0.7$ とした.

4. 考察

4.1 昼夜の風速を導入した効果

図 6, 7 の積雪相当水量 SWE の経過を見ると, 図 2 で求めた昼夜別の平均風速を用いた方が気温が上昇する融雪期の融雪量が大きくなり, 積雪深観測値の消雪日に近づいている. 両者の計算条件の違いは風速だけなので, この結果は顕熱・潜熱輸送量の推定精度が改善されたことによるものだ

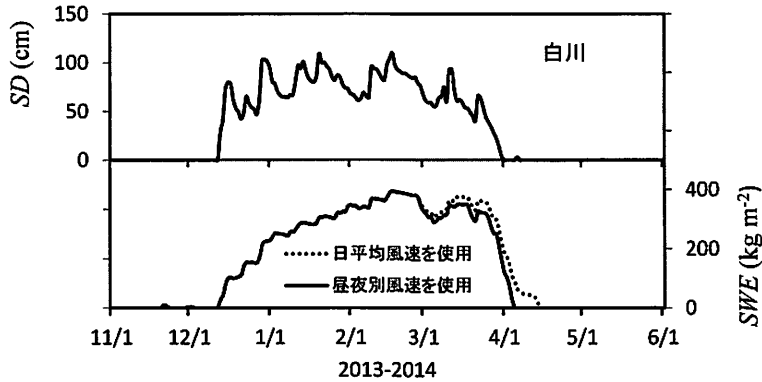


図 7 2013-2014 寒候期における白川の積雪深 SD (上) と積雪水量 SWE (下) の経過。
 SD はアメダス観測値。 SWE は本モデルによる推定値。 SWE の点線は日平均風速を用いたもの。 実線は $WS_D=1.47$ (図 5 で示した値) を与えて計算した昼夜それぞれの平均風速を用いたもの。 アメダス観測値の消雪日は 3 月 31 日, モデル推定値の消雪日は, 点線が 4 月 15 日, 実線が 4 月 5 日。

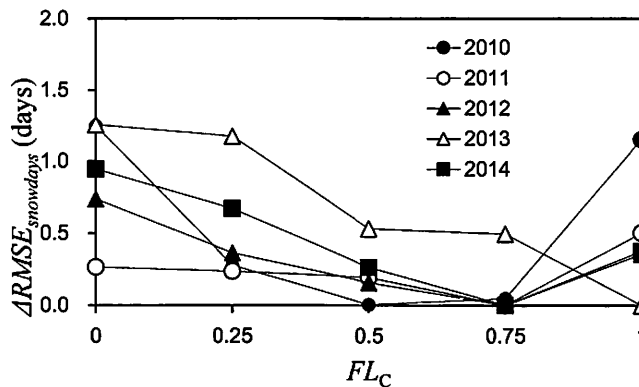


図 8 再凍結の効率を表す係数 FL_C の水準と積雪日数推定精度 ($\Delta RMSE_{snowdays}$) との関係。
 $\Delta RMSE_{snowdays}$ は, 各年について 5 水準の FL_C を用いて計算した 5 通りの積雪日数の推定誤差 (RMSE) のうち, 最小のものとの差。

表 2 日平均風速を用いて計算した場合と, 昼夜それぞれの平均風速を用いて計算した場合の, 積雪日数の RMSE. 単位は日。

年次	2010	2011	2012	2013	2014	5 年平均
日平均風速	15.2	12.1	14.1	13.8	17.6	14.6
昼夜別風速	13.3	10.2	13.5	11.3	15.6	12.8
差	1.9	1.9	0.6	2.5	2.0	1.8

と考えられる。全地点について計算した積雪日数の RMSE を表 2 に示す。表中, 「昼夜平均風速」の行の RMSE は図 2 で示すものと同じで, また

上下の行の n (サンプル数) も図 2 で示すものと等しい。各年とも, 日平均風速を用いるよりも昼夜平均風速を用いた方が積雪日数の RMSE は減

少しており、その効果は 0.6~2.5 日の範囲であった。全体としては積雪日数の推定精度は向上しているが、消雪日が早まったことにより、逆に推定誤差が増した地点もいくつか見られた。これは次節で述べるその他の誤差によるものと思われる。

4.2 積雪日数および長期積雪の消雪日

本モデルは合わせこみのための経験定数を極力用いていないモデルだが、図 2、3 の積雪日数、長期積雪の消雪日の分布はいずれもアメダス観測値に対して直線状に分布しており、その回帰線の傾き (図 2 および図 3 の 'a') は 1 に近いことから、系統的な偏りはないと考えられる。また、積雪日数の誤差は 10~16 日、長期積雪の消雪日の誤差は 8~13 日と、一定の精度で積雪水量を推定することもあきらかになった。

積雪日数・長期積雪の消雪日の誤差は、いずれも図 2、3 のグラフの右上、すなわち遅くまで積雪が継続する豪雪地帯で小さい。ただしこれは豪雪地帯の方が積雪水量の推定誤差が小さいからではなく、気温・日射が増加する春に融雪する場合は 1 日あたりの融雪量が大きいので、積雪水量の誤差を目立たなくしていると考えられる。また、積雪日数が 50~100 日程度で誤差が大きいのは、一冬のうちに何度も積雪と消雪を繰り返すので、その誤差が重なっているからだと考えられる。また、積雪日数推定誤差の地域的な分布に明瞭な傾向は見られなかった。

なお、図 3 の 2010 年や 2013 年に顕著に見られるような早い時期 (グラフの左下、1、2 月頃) における消雪日のばらつきは、長期積雪かどうかを誤認したことによる誤差である。閾値の 10 日に近い継続期間の積雪の場合、消雪日の 1 日の推定誤差で長期積雪かどうかの判断を誤り、それ以前の長期積雪の終日を消雪日と判定することになる。ただし、これらのあきらかな誤判定を除けば、どの年も RMSE がおよそ 1 週間程度の誤差となる。

4.3 降雪水量の誤差

本モデルの誤差の原因はいくつか考えられるが、もっとも蓋然性が高いのは降雪水量 SF_w の推定誤差である。図 4 の積雪密度は一冬の最大積雪深の日について求めたものであるが、最大積雪深は本格的な融雪が始まる前に出現することが多

いので、ここで示される密度の過大評価・過小評価の主因は雪が堆積していく過程、すなわち SF_w によるものだと考えられるからである。したがって、モデルの推定精度を改善するためには SF_w の精度向上が必要だが、 SF_w は降水量観測値に雨雪判別と降水量計捕捉率補正の 2 つの変換を施すことによって推定されているため、大幅な精度向上は容易ではないと考えられる。

特に降水量計捕捉率については降水イベント毎のばらつきが大きく、たとえば RT-4 型の場合、観測から得られた形状係数 (式 (5) の m) の平均値が 0.128 に対して、平均値に対する RMSE は 0.107 である (横山ら, 2003)。この 0.128 ± 0.107 を m の取りうる範囲として式 (5) に代入すると、風速 2.0 m/s の場合の CR は 0.60~0.96 となり、見積もられる SF_w の最小値と最大値との比は約 1.6 となる。さらに、降水量計高さの風速 U_{PR} や風の乱れは周囲の地表面粗度の影響を受けるため、アメダス地点によっては SF_w を系統的に過小・過大評価している可能性も考えられる。

また、本モデルは日別気象データをもとに計算するので、降雪が生じている時間帯の風速や湿球温度を用いることができないという限界もある。これも雨雪判別と捕捉率両方の誤差の原因の一つだと思われる。

4.4 今後の改良点について

以上を勘案すると、正確な積雪分布を知るといふ目的のためには、モデル本体の改善ではなく、計算された積雪水量に対する補正をおこなう方が近道だと思われる。すなわち、積雪密度推定モデル (たとえば遠藤ら, 2004) を用いて、本モデルで推定された積雪水量を積雪深に変換し、これを積雪深観測地点の観測値と比較して、積雪水量推定値を調整する。この調整量を空間補間して各メッシュ積雪水量をバイアス補正する方法である。今後はアメダス観測地点以外で測定された積雪深や積雪水量のデータを用いて、上述の方法を用いた場合の積雪水量分布の推定精度を検討する。

また、地点数は少ないが、風によって観測露場の積雪が再配置されることによる誤差と見られる事例もいくつか見られた。図 9 に 2013-2014 の北海道標茶アメダスの例を示すが、2 月後半から 3

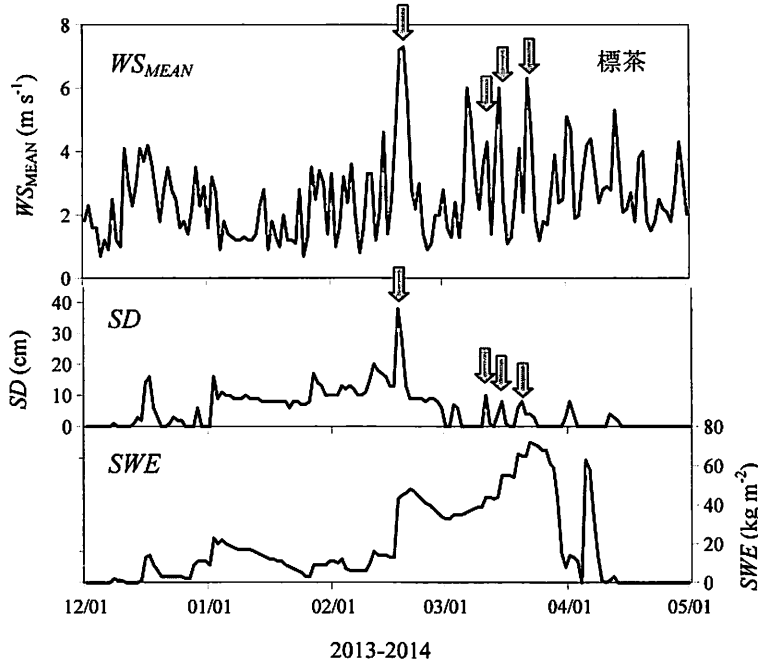


図 9 2013-2014 寒候期における標茶（北海道）の日平均風速 WS_{MEAN} 、積雪深 SD 、積雪水量 SWE の経過。
 WS_{MEAN} および SD は標茶アメダスの観測値。 SWE は本モデルによる推定値。図中の矢印は、風速の増加とそれに伴う積雪深の低下を示している。

月にかけては融雪が生じておらずモデルで推定された積雪水量は増加しているのに対し、積雪深の観測値は風速の増加と同期して減少している。このような地点を自動的に判定して、空間補間の計算からはずすアルゴリズムも、分布精度向上のために必要であろう。

5. まとめ

以上をまとめると以下ようになる。

- ・日ベースの気象要素を用いて積雪水量分布を推定するため、昼夜の半日ステップで積雪水量の増減を計算する 1 層モデルを開発した。
- ・気温は日平均・最高・最低気温より昼間平均気温、夜間平均気温を推定する。
- ・風速は過去の時別データより日平均値に対する昼夜の比率を求め、分布図を作成した。
- ・2010 年～2014 年の気象官署・アメダスの積雪データを用いて検証した結果、積雪日数の RMSE は 10.2 日～15.6 日、10 日以上継続した積雪の消雪日の RMSE は 7.6 日～13.3 日で

あった。また、観測値との回帰直線の決定係数 R^2 は 0.98～0.99 であった。

- ・推定された積雪密度の検討から、これらの誤差の主因は降雪水量によるものと推測された。
- ・今後は、本モデルで推定された積雪水量分布を積雪深観測値で補正しつつ、メッシュに展開するルーチンの開発をおこない、その精度を検証する。

謝 辞

本研究は JSPS 科研費 25292153 の助成を受けたものです。査読・改稿にあたっては 2 名の査読者および担当編集委員より、的確かつ建設的なご助言をいただきました。感謝いたします。

Appendix : 式 (3) の導出について

雨雪判別係数 (降水量に占める雪 (固体降水) の割合) S_C を用いると、降雪水量 SF_w 、降雨量 RF_w は以下のように表される。

$$SF_W = PR_T \times Sc \quad (A-1)$$

$$RF_W = PR_T \times (1 - Sc) \quad (A-2)$$

ここで PR_T は真の降水量である (降水量計で測定された降水量 PR と区別するため、添え字 T を付けている)。一方、雪の場合は式 (5) のように風によって降水量計捕捉率 CR が低下するので、降水量計で測定された降水量 PR は式 (A-3) となる。なお、厳密には雨についての降水量計捕捉率も 1 ではないが、雪と比べればほぼ 1 と見なしうる (横山ら, 2003)。

$$PR = SF_W \times CR + RF_W \quad (A-3)$$

式 (A-3) に式 (A-1) および式 (A-2) を代入して PR_T について解くと、式 (A-4) が得られる。

$$PR_T = PR / \{(CR - 1)Sc + 1\} \quad (A-4)$$

式 (A-4) を式 (A-1) に代入すれば、式 (3) となる。

文 献

遠藤八十一・小南裕志・山野井克己・竹内由香里・村上茂樹・庭野昭二, 2004: 降水量データから積雪深と密度を推定する方法. 雪氷, 66, 17-25.

Fujita K., Y. Ageta, P. Jianchen and Y. Tandong, 2000: Mass balance of Xiao Dongkemadi glacier on the central Tibetan Plateau from 1989 to 1995. *Annals of Glaciology*, 31, 159-163.

Hirota, T., K. Usuki, M. Hayashi, M. Nemoto, Y. Iwata, Y. Yanai, T. Yazaki and S. Inoue, 2011: Soil frost control: agricultural adaptation to climate variability in a cold region of Japan. *Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change*, 16, 791-802.

池淵周一・宮井 宏・友村光秀, 1984: 琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析. 京大防災研究所年報, 27, B-2, 197-220.

伊豫部勉・河島克久・和泉 薫, 2013a: 積雪深分布の準リアルタイム監視システムの開発. 新潟大学災害・復興科学研究所年報, 2, 69-70.

伊豫部勉・河島克久・外狩 麻, 2013b: 温暖多雪地域に適用可能なアルベドモデルの検討. 新潟大学災害・復興科学研究所年報, 2, 77-78.

風間 聡, 1997: 広域における積雪全層密度推定に関する研究. 水工学論文集, 41, 245-250.

Kominami, Y., H. Ohno and O. Nagata, 2012: Estimating downward long-wave radiation at the surface from MSM-GPV data (2). *Extended Abstracts on ISAM2012*, p 205.

Kondo, J. and J. Xu, 1997: Seasonal Variations in the Heat and Water Balances for Nonvegetated Surfaces. *J. Appl. Meteor.*, 36, 1676-1695.

近藤純正・中村 亘・山崎 剛, 1991: 日射量および下向き大気放射量の推定. 天気, 38, 1, 41-48.

Konya, K., T. Matsumoto and R. Naruse, 2004: Surface heat balance and spatially distributed ablation modeling at Koryto Glacier, Kamchatka Peninsula, Russia. *Geografiska Annaler*, 86A, 337-348.

松元高峰・河島克久・外狩麻子・島村 誠, 2010: 気温・日射量を指標とする表面融雪量モデルと積雪浸透モデルとを組み合わせた積雪底面流出量の推定. 雪氷, 72, 255-270.

宮崎 航・熊倉俊郎・中井専入・本吉弘岐・長峰 聡, 2010: AMeDAS 観測降雪水量の算定に対する風速による降水量計の捕捉率補正の重要性について. 雪氷北信越, 30, p 43.

本谷 研, 2008: 東北地方における積雪水量の 27 年平均値と豪雪・寡雪. 雪氷, 70, 561-570.

Motoya, K., T. Yamazaki and N. Yasuda, 2001: Evaluating the spatial and temporal distribution of snow accumulation, snowmelts and discharge in a multi basin scale: an application to the Tohoku Region, Japan. *Hydrol. Process.* 15, 2101-2129.

中井専入・横山宏太郎, 2009: 降水量計の捕捉損失補正の重要性—測器メタデータ整備の必要性—. 天気, 56, 69-74.

大野宏之, 2014: メッシュ農業気象データ利用マニュアル. 中央農業総合研究センター研究資料, 9, 1-77.

水津重雄, 2001: 簡易熱収支法による融雪・積雪水量モデル. 雪氷, 63, 307-318.

水津重雄, 2002: 広域に適用可能な融雪・積雪水量モデル. 雪氷, 64, 617-630.

山田一茂・広田知良・城岡竜一, 1998: Weibull 分布を用いた積雪の長期継続期間とその初日、終日の解析. 農業気象, 54, 63-69.

山崎 剛, 1998: 厳寒地に適用可能な積雪多層熱収支モデル. 雪氷, 60, 131-141.

Yazaki, T., T. Hirota, Y. Iwata, S. Inoue, K. Usuki, T. Suzuki, M. Shirahata, A. Iwasaki, T. Kajiyama, K. Araki, Y. Takamiya and K. Maezuka, 2013: Effective killing of volunteer potato (*Solanum tuberosum* L.) tubers with soil frost control using agrometeorological information—an adaptive countermeasure to the climate change utilizing climate resources in a cold region. *Agr. Forest Meteorol.*, 182-183, 91-100.

横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上 聡・川方俊和,
2003: 冬季における降水量計の捕捉特性. 雪氷, 65,
305-316.

Development of snow water equivalent estimation model for mesh agricultural meteorological data

Yasuhiro KOMINAMI¹*, Tomoyoshi HIROTA², Satoshi INOUE² and Hiroyuki OHNO³

¹ *National Agriculture and Food Research Organization (NARO) Hokkaido Agricultural
Research Center Memuro Upland Farming Research Division,
Shinseiminami 9-4, Memuro, Kasai, Hokkaido, 082-0081*

² *National Agriculture and Food Research Organization (NARO) Hokkaido Agricultural
Research Center, Hitsujigaoka 1, Toyohira, Sapporo, Hokkaido, 062-8555*

³ *National Agriculture and Food Research Organization (NARO) Agricultural
Research Center, 3-1-1 Kannondai, Tsukuba, Ibaraki, 305-8666*

* *Corresponding author: comy@affrc.go.jp*

Abstract: A practical model has been developed to estimate the daily snow water equivalent. The model was designed to fit the mesh Agricultural meteorological data system that was developed by NARO (National Agriculture and Food Research Organization). The input data for this model are the daily value of mean/maximum/minimum air temperature, mean wind speed, mean relative humidity, global solar irradiance, downward long-wave radiation, and precipitation. These are supplied from the mesh Agricultural meteorological data system. In order to accurately estimate, reduce the computational load on the server, this model calculates the heat balance at the snow surface in half-day intervals. The features of the model are as follows: 1) It individually calculates the daytime and nighttime heat flux that would have been canceled in daily data accumulation. 2) By using a distribution map of the wind speed ratios of the daytime and nighttime, average wind speeds of daytime and nighttime are estimated from the daily mean wind speed. Therefore, the amounts of sensible and latent heat exchange are estimated accurately. Verification results of the nationwide snow data of AMeDAS from 2010 to 2014 indicate that the RMSE of the snow cover period are between 10.2 and 15.6 days, RMSE of snow disappearance date are between 7.8 and 13.3 days. It was suggested that the main source of error is in the estimation of snowfall water.

(2014年9月10日受付, 2015年2月16日改稿受付, 2015年2月25日最終改稿受付,
2015年3月5日受理, 討論期限2015年11月15日)