

冬季季節風に影響される積雪深の地形依存性に関する研究

環境システム工学専攻 2 年 水文気象研究室 齋藤駿介
指導教員： 熊倉俊郎

1. はじめに

積雪深は雪崩や融雪を予測する際に必要となるパラメータであるが、積雪深を測定している AMeDAS 観測点が高標高地域において少なく、急勾配斜面においては積雪深を観測できない問題がある。山における多量の降雪による積雪は、自然に蓄えられる貴重な水資源であり、その消長を知ることは水文学上も実用上も重要である。そのため、山間部において、より正確な積雪深の推定値を得る必要がある。

伊豫部ら(2007)によると、新潟県において積雪深と標高の関係が単純な線形ではなく、気象庁のデータだけでは積雪深を補間し切れず、1m 以上積雪深が過小評価される山間部が存在することが報告されている²⁾。Uno ら(2014)は、風上と風下で積雪深の標高依存性が異なると仮説を立て、WRF モデルの積雪深の出力を用いることで、積雪深の地形変化による影響を知るためには風上風下別に考慮する必要があることを示した³⁾。WRF モデルの降水分布や積雪深の出力は実況と大きな誤差を伴うが、冬季の主風向を再現することは可能であるため、これらの問題点を解決するためには、地形と風速分布から積雪深を推定する必要があると考えた。また、北西の季節風に対して、1000m を超える山脈より手前が風上、奥が風下と定義されているが、積雪深の地形による影響を明らかにするためには、より正確に風上・風下を定義する必要がある。そこで本研究では、水平に高密度な積雪深観測事例と局地気象モデル WRF による予測風ベクトルを用いて風上風下の判定方法を新たに定義し、積雪深の地形変化による影響について明らかにしていくことを目的とする。

2. 計算条件と手法

2.1 計算条件

計算領域は、長岡市を中心とした 40km 格子を親モデルとし、10km、2.5km と 1/4 格子サイズごとに三

重ネスティングを行い、格子の数はそれぞれ 100×100 個とした。計算時間は、平成 18 年豪雪の冬季である 2005 年 10 月 1 日 0 時 UTC から 2006 年 2 月 6 日 0 時 UTC までの計 128 日とした。この期間は特に 12 月中旬から 1 月中旬にかけて、ほぼ毎日降雪があり、大荒れの天気となった。

初期値と境界値は、NCEP が提供する 6 時間ごとの解析値データのひとつである FNL データを用いた。また、物理過程オプションは、雲物理スキームに WSM6-class grampel scheme、積雲パラメタリゼーションに Kain-Fritsch scheme (10km 格子まで)、境界層乱流に Mellor-Yamada-Janjic scheme、地上面スキームに unified Noah land-surface model を用いた。

使用したデータとして、積雪深データは新潟大学災害・復興科学研究所の伊豫部勉特任助教らに提供して戴いた 2006 年 2 月 6 日 0 時 UTC における積雪深データ(図 1)、標高データは数値地図 50m メッシュ標高データ、降水量はレーダーアメダス解析雨量(以降、解析雨量と称す)を用いた。

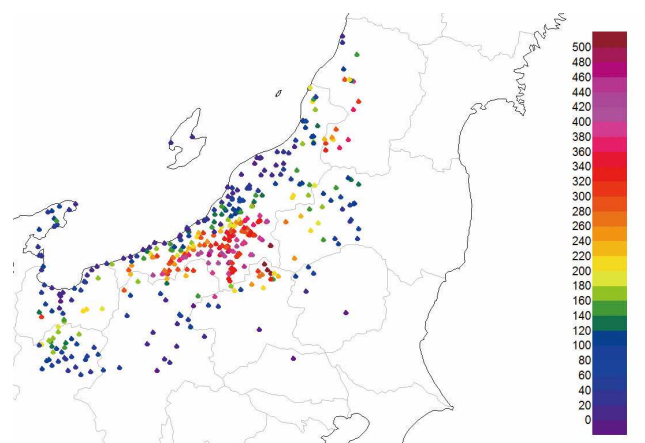


図 1 新潟県の 2006 年 2 月 6 日 0 時 UTC における新潟県及びその周辺の積雪深の観測点²⁾
(465 地点のうち新潟県 214 地点)

2.2 対象領域

図 2 に本研究の対象領域を示す。山筋の数や起伏

の大きさによって雪の降り方が変化すると考えられるため、図2のように領域Aと領域Bで分けることで、それぞれの地形に影響する積雪深の変化を検証した。領域Aは標高が高く起伏の大きい特徴を有し、領域Bは山筋が多く、起伏が小さい特徴を有している。

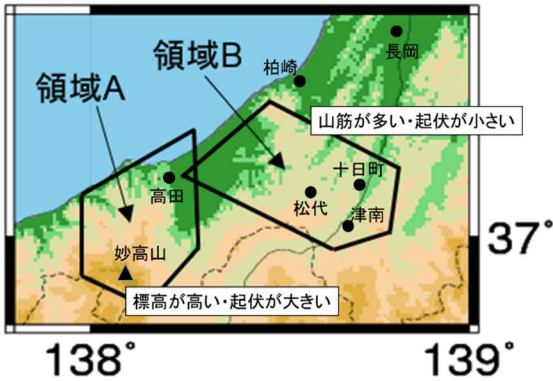


図2 対象領域

2.3 解析方法

まず積雪深の地形依存の要因となりうる、標高、 η 座標系の値が0.85（上空約1500-3000m）における降雪時の主風向、斜面の方角、斜面勾配を算出した。先にも論じたように、積雪深を推定するには風向別に考慮しなければならないため、風上・風下の度合いを表す指標を作成する必要がある。そこで、降水時の主風向の風ベクトル \vec{v} と傾斜ベクトル ∇H の内積を取ることで、風上・風下の度合いを決定し、風上は山頂へ向かう風と定義した。

図3に領域Aと領域Bにおける冬季降水時の主風向を示す。降水の有無によって、風速分布は大きく異なるため、全冬季ではなく、降水時の主風向を計算すべきである。そこで、降水時の主風向は、2005年12月1日UTCから2006年2月6日UTCの解析雨量を用いて、降水のあった時間を抽出し、その時間における風ベクトルを、各グリッドの降水量で重みづけ平均することで算出した。

図4に標高データから傾斜ベクトルを算出する際の概要図を示す。ここで、 $\vec{n}(n_x, n_y, n_z)$ は各成分(x, y, z)の単位法線ベクトル、 $\vec{n}_{x,y}$ は単位法線ベクトルの水平成分のベクトル、 α は傾斜角[deg.], β は斜面の向き[deg.], $\nabla H(H_x, H_y, H_z)$ は各成分(x, y, z)の単位傾斜ベ

クトル、 $\vec{H}_{x,y}$ は単位傾斜ベクトルの水平成分のベクトルである。傾斜ベクトルは、標高データから算出された山頂に向かうベクトルであり、本間ら(2005)の方法⁴⁾によって計算された単位法線ベクトル \vec{n} を、以下の式で図4のように90°傾けることで幾何学的に算出した。

$$\nabla H = \begin{cases} H_x = -n_x \cot \theta \\ H_y = -n_y \cot \theta \\ H_z = \sin \theta \end{cases}$$

これらの内積によって、風上・風下の度合いを表す指標を I_{wd} として以下の式を定義した。

$$I_{wd} = \theta = \cos^{-1} \frac{\vec{v} \cdot \nabla H}{|\vec{v}| |\nabla H|}$$

ここで、 I_{wd} は \vec{v} と ∇H における角度差であり、0°から180°の値を取り、この値が0°に近いほど風上の傾向を示し、180°に近いほど風下の傾向を示す。風上の範囲は(0° ≤ I_{wd} < 90°)、風下の範囲は(90° < I_{wd} ≤ 180°)である。図5に、これによって得られた風上・風下の度合い I_{wd} の分布図を示す。赤色に近いほど強い風上傾向、青色に近いほど強い風下傾向であることを表している。

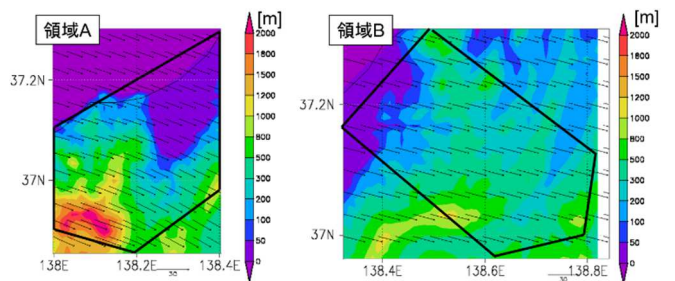


図3 冬季降水時の主風向 \vec{v}

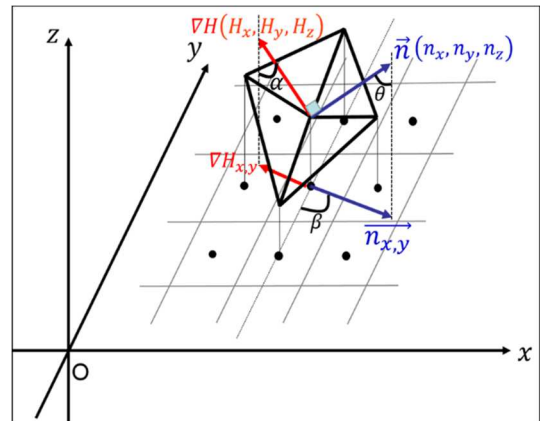


図4 傾斜ベクトル算出方法の概要図

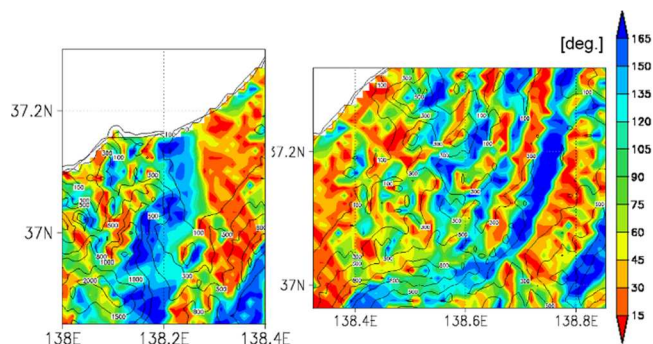


図5 風上・風下の度合い I_{wd}

3. 風上風下別の標高－積雪深分布

3.1 新潟県全域における標高－積雪深分布

図6に新潟県全域における風上風下で分けた標高－積雪深分布を示す。風上の決定係数は $R^2 = 0.64$ 、風下の決定係数は $R^2 = 0.33$ であり、風下の相関が特に低かった。また、標高0mから500mまでの積雪深に着目すると、風上と風下で傾向を分離できていないことが示された。

風上と風下の傾向が混在する理由として、海岸沿いや平野部、山沿いなど、地域ごとに雪の降り方が異なることが考えられる。そのため、雪の降り方が似ている地域ごとに解析すべきであることが示唆された。

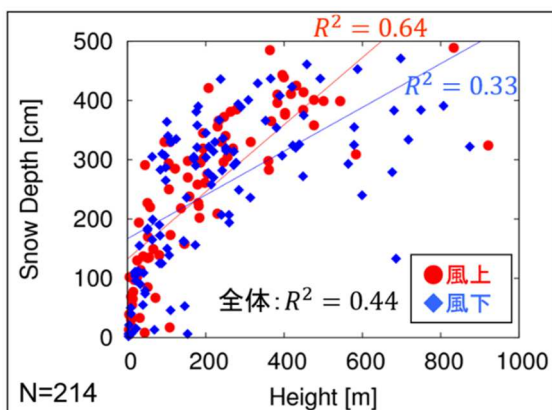


図6 新潟県全域の風上風下別の標高－積雪深分布
赤丸：風上の積雪深，青丸：風下の積雪深

3.2 対象領域における標高－積雪深分布

図7と図8にそれぞれ領域Aと領域Bにおける風上と風下で分けた標高－積雪深分布を示す。領域Aにおける全体の標高－積雪深分布での決定係数は $R^2 = 0.45$ であった。風上側では決定係数が $R^2 = 0.82$

であるのに対し、風下側では決定係数が $R^2 = 0.56$ であり、風上側において決定係数が高く、標高によって積雪深を説明できることがわかった。これより、領域Aでは風上と風下で分けて考えることによって、積雪深を推定すべきであることが示された。

一方、領域Bにおける全体の標高－積雪深分布での決定係数は $R^2 = 0.61$ と、領域Aより比較的高い決定係数であった。また、風上側では決定係数が $R^2 = 0.60$ であるのに対し、風下側では決定係数が $R^2 = 0.82$ であり、領域Aとは逆に風下側において、標高によって積雪深を説明できることがわかった。また、領域Bは、風上と風下で傾向の差が同様であり、対象領域の決定方法によって風上風下で分けるべきかどうか考慮する必要があることが示された。

また、標高だけでなく、起伏の量や山筋の多さが積雪深分布に変化をもたらすことが推測でき、他に地形に関する変数を加えることで、より正確な推定積雪深を得ることが期待できる。領域Aは標高の高い山があり、斜面によって雲が発達しやすい条件であるため、風上側では多くの雪が降り積もり、雪雲が風下側に流れる前に降り切ってしまうことが考えられる。しかしながら、領域Bは、領域Aより強い傾斜の斜面が少なく、風上側で雪が降り切らずに風下側にも雪雲が流れていく可能性が高い。よって、風上側の斜面でどの程度雪が降り切るかにより風下の分布に影響していると考えられる。このようなプロセスが成立しているのであれば、雲がどのような地形を経てきたのかがわかる方法を構築する必要がある。

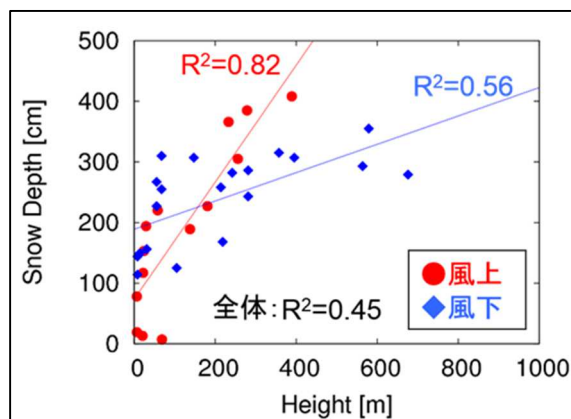


図7 領域Aの風上風下別の標高－積雪深分布

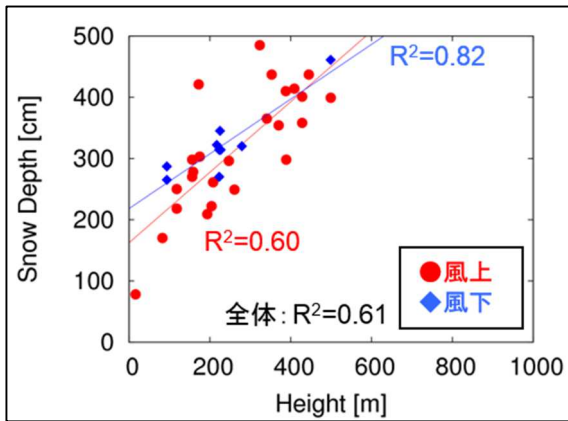


図8 領域Bの風上風下別の標高-積雪深分布

4. 地形因子の関数を用いた積雪深の推定

4.1 使用する地形因子の関数

3.2節の結果より、標高以外にも地形の関数を含めて解析することで、推定積雪深の精度の向上が期待できる。領域Aと領域Bの標高-積雪深分布から、起伏の大きさが雪の降り方に影響すると推測できるため、積雪深を推定するための1つの変数として起伏量を採用した。本研究で扱うような地域スケールでの積雪深分布において、中峠ら(1975)によって、福井県の融雪期の積雪深分布が、標高と海までの距離の重回帰分析によって表すことができることが報告されている⁵⁾。そのため、これら2つの変数も採用すべきであると考えた。また、風上側において、風が斜面を滑昇することで、雲が作られやすくなることが考えられるため、海から観測点までに経てきた風上側の傾斜角の総和の変数も採用した。

本研究で使用する地形因子の関数として、標高 H [m]、海までの距離 D_{sea} [km]、風上側斜面の傾斜角の総和 $\sum_{i=1}^n a_i$ [deg.]、起伏量 R_i [m]の4つの説明関数で重回帰分析を行い、積雪深 S_D [cm]を推定することを考えた。本研究で用いる重回帰式の精度が、既存の重回帰式の精度より向上させることができるか検証するため、中峠ら(1975)の式(以下、既存の式と称す)を比較対象とした。また、風上と風下の度合いを説明変数として用いて、5変数で重回帰分析する方法と、風上風下で予め分けて重回帰分析する方法では、どちらが推定積雪深の精度が高くなるかについても検証した。

4.2 風の流線上における地形因子の算出

雲が経てきた地形変化の値を得ることを考え、冬季季節風の主風向の流線上における地形因子を計算することで、より正確な積雪深推定値を得ることを試みた。図9に横軸に経度、縦軸に緯度を取ったときの積雪深観測点の座標を $(X(n), Y(n))$ とし、北西から西北西の風が吹くことを考慮したときの、風の流線上の地形因子を算出する方法の概念図を示す。ここで、 dx は東西方向のグリッド1つあたりの距離(992.6m)、 dy は南北方向のグリッド1つあたりの距離(1253.9m)としている。また、各グリッドにおける丸印には緯度、経度、風向、風速、標高、風上斜面を考慮した傾斜角が値として入っている。また、黒の矢印の方向は支配風の軌跡(風向の逆向き)を示しており、赤丸は風の通過点の下側のグリッド点、青丸は風の通過点の上側のグリッド点である。さらに、赤線は赤丸から風の通過点までの距離、青線は青丸から風の通過点までの距離を示している。この風の流線上における地形因子を計算するために、以下のような手順を用いた。

- ① 積雪深観測点 $(X(n), Y(n))$ の風向を用いて、 $X(n)$ から-1ずつ移動したときの赤線と青線、緑線と黄線の長さの比を算出する。
- ② 通過点 $(X(n) - 1, Y(n) + y')$ から上下左右のグリッド間距離の比で線形補間し、通過点の値を算出する。ここで y' は、 $X(n)$ から $X(n) - 1$ に移動した際の $Y(n)$ 方向への移動距離である。
- ③ 海の上になるまで計算を繰り返す。

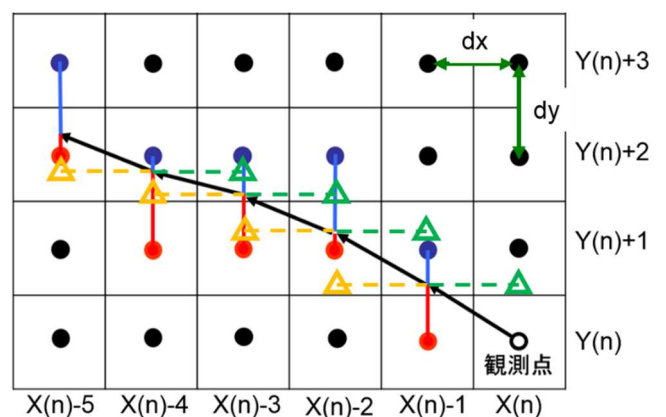


図9 風の流線上の地形因子の算出方法

4.3 既存の式による推定積雪深

図 10 に領域 A と領域 B における積雪深の観測値と既存の式による重回帰分析による推定値の散布図を示す。領域 A では決定係数 $R^2 = 0.63$, RMSE = 64.2 cm, 領域 B では決定係数 $R^2 = 0.70$, RMSE = 47.3 cm を得た。また、領域 A の重回帰式は、ステップワイズ法によって標高による関数が棄却され、

$$S_D = 6.36D_{sea} + 78.7$$

の関数を得た。また領域 B の重回帰式は、

$$S_D = 0.29H + 2.91D_{sea} + 149$$

となった。

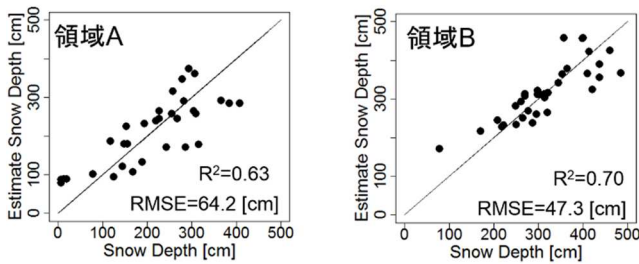


図 10 既存の式の重回帰分析による推定値と観測値の散布図 (左図：領域 A, 右図：領域 B)

4.3.1 既存の式による推定積雪深の誤差の寄与率

図 11 に領域 A と領域 B における積雪深の観測値と推定値の誤差の寄与率分布を示す。この図では、青丸が大きい地域ほど、それぞれの領域内の観測点の中で、誤差の割合が大きい地点を示している。誤差の寄与率 C_i [%] の算出方法は、

$$C_i = \frac{|S'_{Di} - S_{Di}|}{\sum_{i=1}^n (S'_{Di} - S_{Di})} \times 100$$

によって算出した。ここで、 S_D は観測点の積雪深 [cm], S'_D は既存の式の重回帰式によって得られた推定積雪深 [cm], 添え字の i は観測点の番号を示す。図 11 より、領域 A において、赤丸で示すような風上あるいは風下の傾向が強く、傾斜角の大きい地域において、誤差が特に集中していることがわかる。また領域 B では、海からの距離が近い地域と遠い地域に集中していることがわかる。

4.3.2 既存の式による推定積雪深の誤差の符号

図 12 に、これらの誤差が積雪深の観測値に対して

積雪深の推定値が過大評価しているか、過小評価しているかを割合ごとに色分けしたものを示す。観測値と推定値の誤差の割合 E_i [%] の算出方法は、

$$E_i = \frac{S'_{Di} - S_{Di}}{S_{Di}} \times 100$$

によって算出した。図 11 で領域 A において誤差の大きかった地点に着目すると、風上側斜面では推定値が過小評価し、風下側や海沿いでは過大評価していることがわかる。この誤差を小さくするには、風上側傾斜角の総和と起伏量の関数を用いることに加え、風上風下の情報を用いて重回帰分析を行うことによって解決できると考えられる。

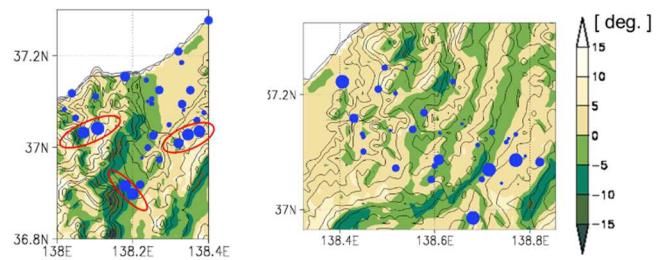


図 11 誤差の寄与率

(左図：領域 A, 右図：領域 B)

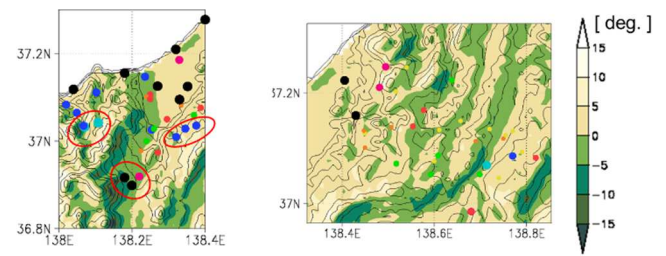


図 12 誤差の大きく評価される地域

(左図：領域 A, 右図：領域 B)

丸印の色は、積雪深の観測値に対する推定値の誤差の割合が、水色： $E_i \leq -30$, 青色： $-30 < E_i \leq -20$, 緑色： $-20 < E_i \leq -10$, 黄色： $-10 < E_i \leq 0$, 橙色： $0 < E_i \leq 10$, 赤色： $10 < E_i \leq 20$, 桃色： $20 < E_i \leq 30$, 黒色： $E_i > 30$ を示す。

4.4 変数による重回帰分析

図 13 に領域 A と領域 B における積雪深の観測値と 5 つの変数を用いた重回帰分析による推定値の散布図を示す。領域 A では決定係数 $R^2 = 0.84$, RMSE = 42.6 cm, 領域 B では決定係数 $R^2 = 0.72$, RMSE = 45.7 cm を得た。また、領域 A の重回帰式は、ステッ

プワイズ法によって風上側斜面の傾斜角の総和 $\sum_{i=1}^n a_i$ と風上風下の度合い $\cos(I_{wd})$ による関数が棄却され、

$$S_D = -0.238H + 6.46D_{sea} + 1.78R_i + 36.2$$

の関数を得た。また領域 B の重回帰式は、起伏量 R_i と風上風下の度合い $\cos(I_{wd})$ による関数が棄却され、

$$S_D = 0.321H + 4.15D_{sea} - 1.42 \sum_{i=1}^n a_i + 140$$

となった。

既存の式と比較すると、特に領域 A において推定積雪深の精度が向上しているが、いずれの領域において風上風下の度合いの変数 $\cos(I_{wd})$ が棄却されているため、他の方法で風上風下の情報を適応すべきであることがわかる。

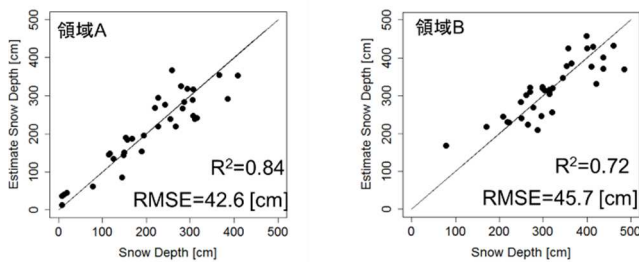


図 13 5 変数の重回帰分析による推定値と観測値の散布図（左図：領域 A，右図：領域 B）

4.5 風上風下別の 4 変数の重回帰分析

図 14 に領域 A の風上風下別における積雪深の観測値と 4 つの変数を用いた重回帰分析による推定値の散布図を示す。風上側では決定係数 $R^2 = 0.97$ ， $RMSE=22.7\text{cm}$ ，風下側では決定係数 $R^2 = 0.56$ ， $RMSE=40.5\text{cm}$ を得た。また、領域 A の風上側の重回帰式は、ステップワイズ法によって標高 H による関数が棄却され、

$$S_D = 3.58D_{sea} + 2.76 \sum_{i=1}^n a_i + 1.37R_i + 25.1$$

を得た。また風下側の重回帰式は、ステップワイズ法

によって、標高 H と風上側斜面の傾斜角の総和 $\sum_{i=1}^n a_i$ の関数が棄却され、

$$S_D = 3.19D_{sea} + 0.574R_i + 136$$

となった。

図 15 に領域 B の風上風下別における積雪深の観測値と 4 つの変数を用いた重回帰分析による推定値の散布図を示す。風上側では決定係数 $R^2 = 0.81$ ， $RMSE=39.7\text{cm}$ ，風下側では決定係数 $R^2 = 0.84$ ， $RMSE=28.6\text{cm}$ を得た。また、領域 B の風上側の重回帰式は、棄却変数はなく、

$$S_D = 0.188H + 7.58D_{sea} - 3.42 \sum_{i=1}^n a_i + 0.871R_i + 52.6$$

を得た。また風下側の重回帰式は、ステップワイズ法によって、海までの距離 D_{sea} と起伏量 R_i の関数が棄却され、

$$S_D = 0.493H + 2.21 \sum_{i=1}^n a_i + 144$$

となった。

表 1 に、それぞれの重回帰分析によって得られた決定係数、 $RMSE$ 、自由度決定済み決定係数、 F 検定によって得られた p 値を示す。風上風下別で分けた場合の風下地域において、決定係数より自由度決定済み決定係数が低くなり、 p 値がやや高くなる傾向がわかり、重回帰式の関数形がやや安定しない結果を示す傾向があることがわかる。

よって、領域 A において、風上地域では既存の式だけではなく、5 変数による重回帰式より、推定積雪深の精度が大幅に向上したが、風下地域では精度がやや低下した。この結果より、領域 A の風上地域では、海までの距離 D_{sea} 、風上側斜面の傾斜角の総和 $\sum_{i=1}^n a_i$ 、起伏量 R_i による関数のみで積雪深をほぼ説明できることがわかる。また、領域 A の風下地域では、地形変化による関数だけで説明することは困難である。この原因の 1 つとして、藤吉ら(1996)によっても報告されている⁶⁾、山越えの風や山を迂回する風によって雲の水蒸気の輸送経路の複雑化が挙げられる。そのため、領域 A の風下地域の推定積雪深を向上させるためには、平均風ではなく、毎時間変化する風向で解析する必要があると考えられる。

また、積雪深を推定する上では、風上風下の度合いより、その符号が重要であり、雲が経てきた地形変化の特徴だけでなく、その場周辺の地形の特徴も考慮すべきであることが示唆された。本研究では周辺3×3グリッドの地形で風上風下や起伏量を考慮したが、周辺の地形のグリッド数を変化させることや、風上側のグリッドに重みづけさせることによって、結果が変わる可能性がある。そのため、最も有効的な地形の範囲の代表性を検証することも1つの課題である。また、解像度をさらに高くすることで、その場の風向や地形がより明確になるので、さらに推定積雪深の精度向上させることも期待できる。

4.6 積雪深推定式の影響力

4.5節における重回帰式は、いずれの領域において積雪深の推定精度が向上しており、特に領域Aの風上においては利用可能であることがわかった。地形による影響を考慮した積雪深分布図が、スプライン補間した積雪深分布図から、どれほど分布図が変化するか比較し、水資源の観点から考えられる影響力を検討した。

図16に領域Aと領域Bにおける地形による影響を考慮した積雪深分布図とGMTによって計算されたスプライン補間による積雪深分布図を示す。ここで、左上図は重回帰式による領域A、右上図はスプライン補間による領域A、左下図は重回帰式による領域B、右下図はスプライン補間による領域Bである。矢印は栗立山の位置を示し、それぞれ推定積雪深は355cmと311cmである。いずれの領域において、地形変化による影響を考慮するかしないかによって、高標高地域において積雪深が非常に大きくなることが示された。中には300cm以上積雪深が大きくなる山間部も存在し、妙高山付近では最大で900cmにも及んだ。この結果より、観測点の標高が高くて約1000mであったため、さらに標高の高い山では積雪深を過大評価している可能性もある。そのため、近くに積雪深観測点が存在する栗立山（東経：138.0816，北緯：37.0034，標高1194m）を対象に、比較的誤差の小さい1つの山に含まれる水分量を概算した。

まず栗立山の積雪深の大きさは、栗立山を含む2×

2グリッドにおいて積雪深の領域平均を計算した。これにより、地形変化による影響を考慮した重回帰式からは355cm、スプライン法による積雪深分布からは311cmが得られた。ここで密度が300kg/m³で一定で、1つあたりのグリッドサイズが、東西方向で992.6m、南北方向で1253.9mとすると、約12.5%水の量が変化する計算となる。また、比較的誤差の小さい1つの山にも拘わらず、この領域内において変化する水の量は、約3300m³にも及ぶ。この概算の結果より、地形変化を考慮した推定値とスプライン法による積雪深推定値では、山間部を中心に大きく異なることがいえる。よって、山間部のより正確な積雪深の推定値を得ることができれば、水資源の問題に大きく貢献できるようになるため、推定式の高標高地域における利用可能性を検討するための手法を構築する必要がある。

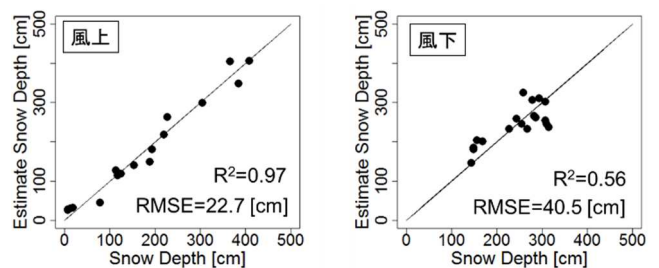


図14 風上風下別の重回帰分析による推定値と観測値の散布図
(左図：領域A風上，右図：領域A風下)

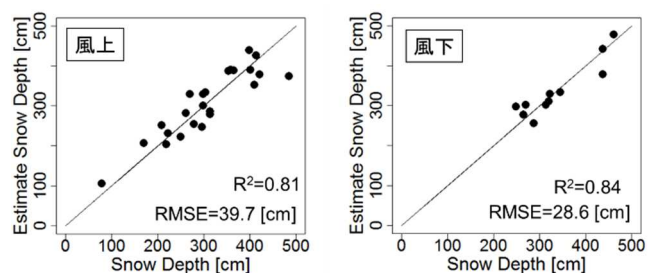


図15 風上風下別の重回帰分析による推定値と観測値の散布図
(左図：領域B風上，右図：領域B風下)

	決定係数	RMSE [cm]	自由度調整済み決定係数	F検定 (p値)
領域A (風上風下別)	風上:0.97 風下:0.56	風上:22.7 風下:40.5	風上:0.96 風下:0.50	風上:4.51e-09 風下:0.00212
領域A (5変数)	0.84	42.9	0.83	2.29e-11
領域An (中峠の式)	0.63	65.3	0.62	4.94e-08
領域B (風上風下別)	風上:0.81 風下:0.84	風上:39.7 風下:28.6	風上:0.77 風下:0.74	風上:1.43e-06 風下:0.0128
領域B (5変数)	0.72	45.7	0.69	1.20e-08
領域Bn (中峠の式)	0.70	47.3	0.68	5.04e-09

表 1 重回帰分析による決定係数, RMSE, 自由度決定済み決定係数, p 値

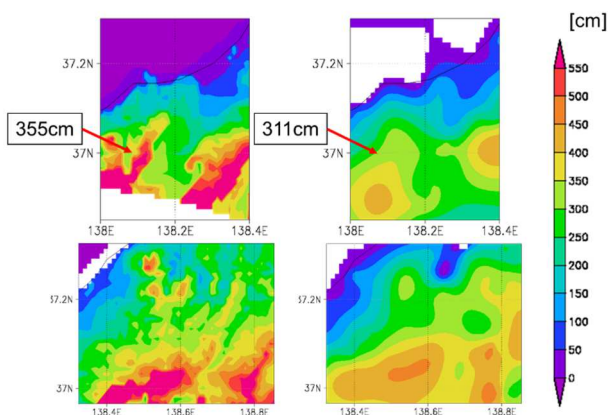


図 16 各領域における風上風下別で 4 変数の重回帰分析を行った結果の積雪深分布図とスプライン補間による積雪深分布図

5. 結論

積雪深の地形変化による影響を明らかにするために、風上と風下の判別方法をより正確に定義し、風上風下を考慮した地形変化の要因について検証したところ、以下のような結果を得た。

- ① 積雪深の風上風下による影響を検証した結果、領域 A のような起伏の大きい領域では、標高一積雪深分布の関係が風上と風下で変化したが、領域 B のような起伏の小さい領域では、風上と風下で大きな変化が見られなかった。
- ② 同じ領域内であっても、積雪深を推定するために必要な説明変数が風上と風下で異なるため、積雪深を地形変化による関数を用いて推定する

ことを考える場合、風上と風下でそれぞれ分けて推定する必要がある。

- ③ 領域 A の風上において、予め風上風下別で分けてから標高、海までの距離、風上側傾斜角の総和、起伏量の 4 つの変数で重回帰分析を行うことで、積雪深をほぼ説明することができることが明らかとなった。また、領域 B においても、風上風下を予め分けて重回帰分析を行うことで推定積雪深の精度が向上した。
- ④ 地形変化を考慮した積雪深分布は、スプライン補間によって作成した積雪深分布と比較すると、特に高標高地域の山間部において推定積雪深が大きくなり、中には 300cm 以上大きくなる山間部も存在した。山間部のより正確な積雪深の推定値を得ることができれば、水資源の問題に大きく貢献できるようになるため、推定式の高標高地域における利用可能性を検討するための手法を得る必要があることが示唆された。

参考文献

- 1) 野村睦, 佐藤冬樹, 芦谷大太郎, 榎本浩志(1990): 気温と降雪深による山地の積雪深と積雪水量の推定. *RESEARCH BULLETIN OF THE HOKKAIDO UNIVERSITY FORESTS*, **56(2)**: 11-19.
- 2) 伊豫部勉, 河島克久, 和泉薫(2007): 平成 18 年豪雪における積雪深分布の特徴. *雪氷*, 69 巻 1 号 45-52 頁.
- 3) Fumichika Uno *et al.* (2014): Analysis of Regional Difference in Altitude Dependence of Snow Depth Using High Resolve Numerical Experiments. *SOLA*, Vol. 10, 19-22, doi:10.2151/sola.2014-005
- 4) 本間俊行・熊倉俊郎・陸旻皎・秋山幸秀 (2005): 航空レーザー計測による国営越後丘陵公園の積雪分布特性に関する研究. 雪氷学会北信越支部第 18 回研究発表会・製品発表検討会予稿集.
- 5) 中峠哲朗, 北川茂(1975): 福井県における積雪深分布の一次近似. *雪氷*, 37 巻, 4 号.
- 6) 藤吉康志, 藤田岳人, 武田喬男, 小尻利治, 寶馨, 池田繁樹(1996): 複雑山岳地形が風下の降雪分布に及ぼす効果: 濃尾平野を例として. *天気*. **43(6)**, 391-408.