

## 第5章

### 低気圧性の降雪を起因とした雪崩にも対応可能な積雪変質 モデルの開発

# 低気圧性の降雪を起因とした雪崩にも対応可能な積雪変質モデルの開発 Development of numerical snowpack model to predict avalanches induced by weak layer of cyclonic precipitation particles

平島 寛行<sup>1)</sup>, 山口 悟<sup>1)</sup>  
H. Hirashima<sup>1)</sup>, S. Yamaguchi<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター

<sup>1)</sup>*Snow and Ice Research Center, National Research Institute for earth Science and Disaster Resilience*

---

*Abstract:* The numerical snowpack model SNOWPACK was applied to predict avalanches released at Nasu on 27 March 2017. The SNOWPACK simulation showed unstable conditions of the snowpack. However, weak layer was not reproduced in the precipitation particle layer but shown near the interface between old and new snow layers, different from observed results. The purpose of this study is to develop the model, which can predict avalanches induced by weak layer composed of cyclonic precipitation particles. In this study, different algorithms to calculate new snow density, viscosity coefficient, and shear strength depending on precipitation particle types were implemented as an attempt. Parameterized SNOWPACK model showed the trend of smaller strength at the layer of non-rimed precipitation particles. However, it also showed accurate estimation of stability index in weak layer was still difficult. Parameterization of metamorphism for various precipitation particles based on experimental and observational data are necessary to predict avalanches induced by cyclonic precipitation particles.

*Key words:* Avalanche prediction, numerical snowpack model, precipitation particle types

---

## 1 はじめに

2017年3月27日に栃木県那須郡那須町の山岳地で発生した雪崩は、8名の犠牲者を出す大きな災害となった。この雪崩は、3月26日から27日にかけて南岸低気圧の接近・通過によって降り積もった雪が弱層となり、それが崩壊して発生した表層雪崩であったことが調査結果から確認されている。また、このような弱層になりやすい低気圧性の雪は雲粒が付着していない、雪粒子同士の結合が弱い雪であったことが過去の雪崩調査事例より確認されている。中村ら(2018)はこのような雪崩の発生を予測することを目的に「低気圧性降雪による表層雪崩危険度予測システム」を構築している。これは低気圧接近時における気温や降水量、風の条件から弱層になりやすい雪が降っていたかを判断するとともに、その低気圧から降る累積降雪量を見積もることで雪崩発生危険度を予測する方法である。計算負荷が小さいため短時間で広域の危険度が予測可能であるが、積雪安定度の見積もりや雪の安定化の予測等、より高精度な予測にむけた細かいプロセスは考慮されていない。

一方、防災科学技術研究所(以下、防災科研)では、詳細な積雪の層構造を計算する積雪変質モデル(SNOWPACK)を用いて雪崩の発生予測を進めてきた(平島, 2014)。SNOWPACKは積雪の詳細な層構造の情報を計算することで、しもざらめ雪等、積雪の変質に関わる弱層に起因した雪崩発生の危険度の予測が可能なモデルである。しかしながら、SNOWPACKは降雪結晶の種類による違いが組み込まれていないため、現状では那須の雪崩のような低気圧性の降雪を起因とした雪崩の発生予測は困難である。

本研究は、双方のモデルの長所を組み合わせることにより、SNOWPACKを用いて低気圧性の降雪に起因した雪崩の予測を可能にすることを目的としている。本報告では、現状の積雪変質モデルが今回の雪崩を予測可能であったか、また試みた改良と今後必要と思われる実験、観測について報告する。

## 2 現行のSNOWPACKを用いた計算

### 2.1 那須の雪崩へのSNOWPACKの適用

積雪変質モデル SNOWPACK は、スイス連邦雪・雪崩研究所が開発した、気象情報を入力して積雪の層構造を計算するモデルである。大気-雪面間の熱交換や積雪中の熱伝導、圧密過程、水分移動等を計算することで積雪中の温度や密度、含水率のプロファイルを計算することができる(図 1)。それらの結果をもとに雪質やせん断強度、積雪安定度を計算して雪崩の発生予測に応用している。一般的に積雪安定度が 1.5 以下になると雪崩が発生しやすいとされているが、SNOWPACK の計算結果と表層雪崩の発生事例を比較した結果(平島ら, 2006; 平島ら, 2007; 阿部・平島, 2015)では、多くの表層雪崩は積雪安定度が 2 以下と計算された時に発生していたことが確認されている。

SNOWPACK で入力する気象データは気温、湿度、風向、風速、日射量、長波放射、降水量または積雪深である。降雪量を決定する際には、降水量と積雪深のどちらから見積もるか選択することができ、計算対象地点付近で積雪深が観測されている場合は積雪深を、離れている場合は降水量を入力する。那須岳周辺においては、入力に有効な気象データが観測されているのは下記の 3 地点である。図 2 にそれぞれの位置関係を示す。

- ・ 那須アメダス (標高 751m), 観測項目: 気温、風速、風向、日照時間、降水量、積雪深
- ・ 大丸 (標高 1268m), 観測項目: 気温、積雪深
- ・ ロープウェイ (標高 1439m), 観測項目: 降水量

那須のアメダスで観測されているデータを用いて、日照時間から日射量や長波放射量を推定することで SNOWPACK に必要な入力データを作成して計算することが可能である。一方で、那須のアメダスは雪崩の発生した地点より 600m ほど低いため、より近い場所に積雪深のデータがある場合はそれを使うことが望ましい。そのような場所として、大丸で積雪深が観測されていたが、積雪深の観測値が雪崩発生時の 3 月 27 日 8 時の時点で 40cm 程度であり、雪崩発生地点の積雪深を反映していないと考えられる。そのため、本計算では那須のアメダスのデータのみから入力データを作成し、降水量を降雪量の見積もりに用いた。那須岳の雪崩発生地点との標高差を考慮するため、100m あたり 0.65℃の遞減率を与えて気温を補正して入力データを作成し、計算を行った。

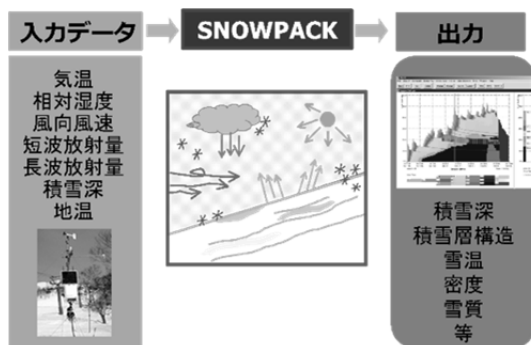


図 1 SNOWPACK の概略図



図 2 気象観測点の位置関係

## 2.2 計算結果

標高をアメダス地点の 750m、雪崩発生地点の 1350m、山頂の 1750m、それぞれの標高における SNOWPACK の計算結果として、雪崩発生前後の積雪安定度を図 3 に示す。標高 750m で計算した結果では、アメダスで観測された積雪深と同様に 3 月 26 日時点では雪はなく、27 日の降雪により 30cm 程度の雪が積もっていた。一方、1350m 及び 1750m の標高では降雪前からそれぞれ 50cm 及び 90cm ほどの積雪が存在していたと計算されていた。その上で、30cm 程の降雪があり、古い雪と新しい雪の境界付近で積雪が不安定になったと計算された。

本計算の結果から、積雪が不安定になった傾向はみられたものの、調査で確認された新雪層における弱層は見られなかった。これは現在の SNOWPACK では降雪結晶の種類による積雪の

強度への影響が考慮されていないためである。そのため、現行の SNOWPACK では低気圧性の降雪結晶を起源とした弱層の再現や、それによる雪崩の発生には対応しておらず、そのような雪崩の発生予測を行うには改良が必要とされる。

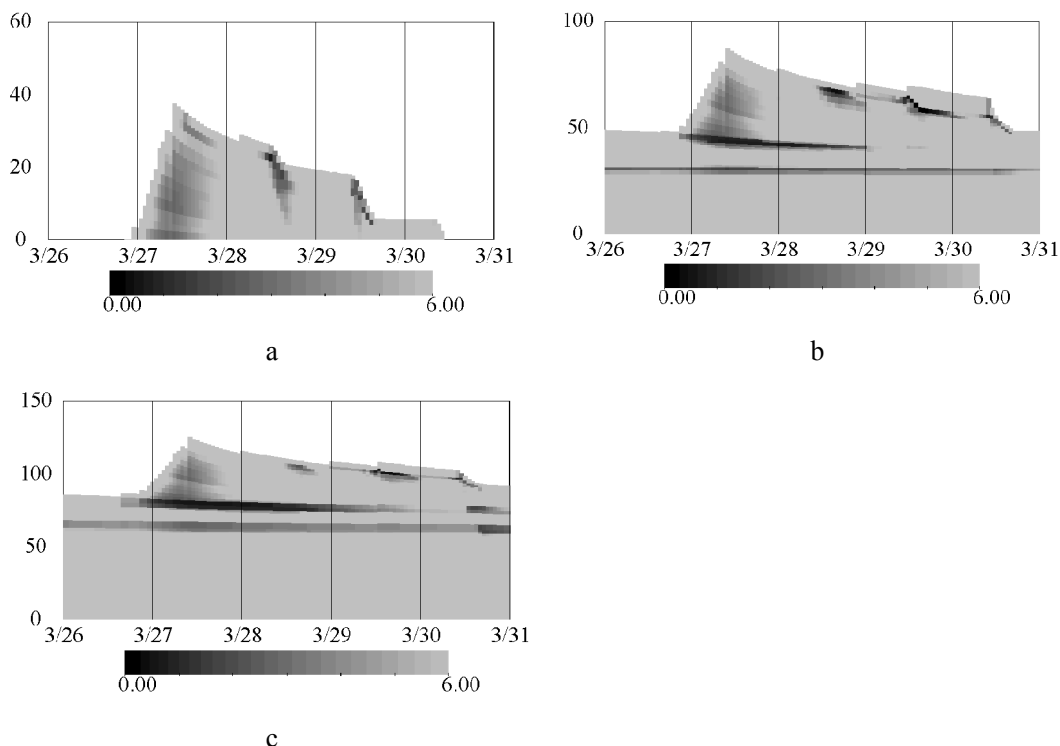


図3 那須における標高別の SNOWPACK で計算された積雪安定度。a: 750m, b: 1350m, c: 1750m

### 3 低気圧性の降雪を起因とした雪崩にも対応可能な積雪変質モデルの開発

#### 3.1 降雪種に関する情報の導入

低気圧性の降雪結晶のような、弱層になりやすい降雪の影響を考慮するためには、降雪結晶の種類(降雪種)の情報を入力データとして取り込み、弱層になりやすい降雪種の層がその周囲よりせん断強度が小さくなる傾向を再現する必要がある。弱層は密度が周囲より低い、密度が同じでも雪粒子同士の結合が弱く、そのためせん断強度が周囲より小さい。したがって、降雪種に起因した弱層による雪崩の予測を可能にするためには、初期密度、圧縮粘性係数、及び密度とせん断強度の関係式を降雪種ごとに明らかにしていく必要がある。

SNOWPACK では降雪種に関する情報は入力データとして扱われていないため、まずそれを組み込むための改良が必要がある。ここで、降雪種の影響を組み込む方法としては次の2つのアプローチがある。

- 降雪種の情報特定のパラメータとして入力し、その値を保存しつつ降雪種の値によって異なる圧縮粘性係数やせん断強度の式を与えて密度及び強度を計算する。
- 降雪種によって異なる物理パラメータ(例えば比表面積)を組み込み、その変化を計算するとともにそれに依存した圧縮粘性係数や強度の式を与える。

a の手法は降雪種ごとに測定した経験式を取り込みやすいが、物理的根拠に乏しいため、測定された時の条件に左右されやすい。一方、b の手法は物理特性を考慮するため汎用性の高いモデルになることが期待できるが、多くの観測や実験が必要となるため開発に多くの時間を要

する。そのため、短期的には a の手法、長期的には b の手法で進めるのが望ましく、本報告内では、a の手法を用いて新雪中の不安定な層の再現を試みた。

### 3.2 降雪種別の新雪密度及び圧縮粘性係数

降雪種別の密度や圧縮粘性係数の違いに関する過去の研究として、梶川ら、後藤らにより行われてきた例がある(梶川ら, 2004; 後藤ら, 2006; 梶川ら, 2006)。そこで、それらを応用して梶川ら(2004)の式を新雪密度の値に、後藤ら(2006)及び梶川ら(2006)の式を圧縮粘性係数の計算式に組み込んだ。新雪密度に関する式は下記のとおり。

$$\bullet \text{ 樹枝 } \rho = 23.4 + 37.5R + 7.32v + 0.579T \quad (1)$$

$$\bullet \text{ 雲粒付樹枝 } \rho = 41.2 + 8.26R + 5.16v + 0.422T \quad (2)$$

$$\bullet \text{ 立体樹枝 } \rho = 13.3 + 53.9R + 6.54v \quad (3)$$

$$\bullet \text{ 雲粒付立体樹枝 } \rho = 67.5 + 23.4R - 1.29v + 3.65T \quad (4)$$

ここで、 $\rho$  は密度( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $R$  は降雪強度( $\text{mm h}^{-1}$ )、 $v$  は 1m 高の風速( $\text{m s}^{-1}$ )、 $T$  は気温( $^{\circ}\text{C}$ )を表す。また、圧縮粘性係数  $\eta$  ( $\text{Pa s}$ )については下記の式を用いて異なるパラメータを与えることで降雪種の違いを反映している。

$$\eta = C_1 \rho^a \quad (5)$$

このパラメータとなる  $C_1$  及び  $a$  に関しては、下記の値が得られている。立体樹枝に関しては後藤ら(2006)で定式化されていないが、梶川ら(2006)の式で代用することが可能である。

樹枝  $C_1=15.4, a=3.39$  (後藤ら、2006)

雲粒付樹枝  $C_1=0.0682, a=4.56$  (後藤ら、2006)

立体樹枝  $C_1=0.048, a=4.64$  (梶川ら、2006)

雲粒付立体樹枝  $C_1=23.2, a=3.26$  (後藤ら、2006)

本計算では、この違いが与える影響を確認するために、3月26日21時から3月27日2時までの降雪を樹枝、それ以外の期間に降った雪を雲粒つき立体樹枝として密度及び安定度の計算を試みた。標高 1350m で計算した結果を図 4 に示す。

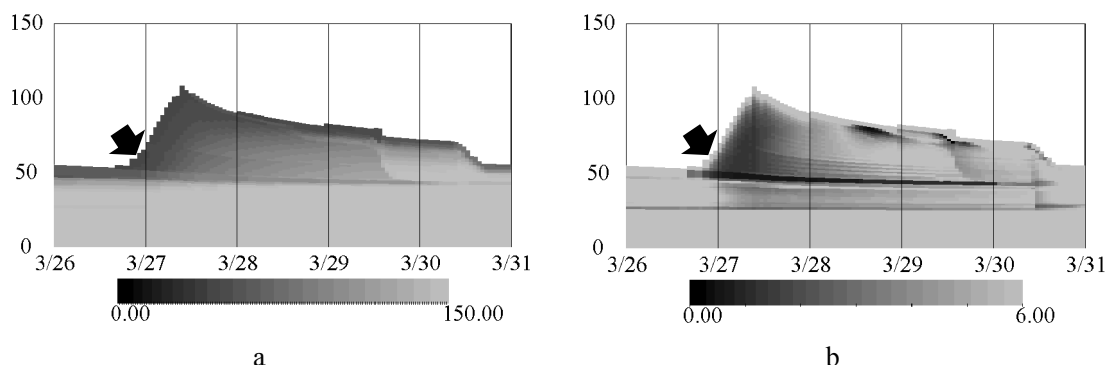


図 4 梶川ら、後藤らの式を組み込んで異なる降雪種の影響を考慮した標高 1350m における計算結果。矢印が樹枝の層を示す。 a: 密度、b: 積雪安定度

樹枝として与えられた層は、他の層と同じ条件で与えられた場合に比べ、雪崩発生時には約 5% 密度が小さくなる計算結果となった。また、それによりその層における積雪安定度は他の新雪層より約 2 割小さく計算された。このようにせん断強度が若干小さくなる傾向はみられたものの、実測で見られたような弱層における密度や硬度の大きな差は再現されなかった。

### 3.3 密度とせん断強度の関係

現在のところ、降雪種ごとの密度とせん断強度関係の違いはモデル化されていない。現状で参考になる情報としては、雲粒なしの降雪結晶の安息角が  $42^{\circ} \sim 45^{\circ}$  と、雲粒付きの降雪結晶の安息角( $60^{\circ}$  以上)と比べ小さいこと、またこの安息角はしもざらめ雪で測定された  $44^{\circ}$  に近いといった測定結果がある。そこで、雲粒なし降雪結晶としもざらめ雪が同じぐらい粒子同士の結合が弱いと仮定し、しもざらめ雪の密度とせん断強度の式を用いて積雪安定度を計算した(図5)。しもざらめ雪のせん断強度を雲粒なし降雪結晶に適用した場合、その層における積雪安定度は3月27日午前9時時点で0.2まで低下し、極端に不安定な値になるとともに、不安定な状態が長時間続いた。今回用いた代替のせん断強度推定手法では正確な危険度の予測が困難であることが示された。

今後は、橋本ら(2018)が行っているような降雪種の予測のモデル化や、Ishizaka et al. (2016)の新雪密度をとりこんだ改良を進める予定である。また、降雪種と比表面積の関係が明らかになり、比表面積に依存した圧密やせん断強度のモデル化が進むことで、降雪種に起因した雪崩の予測精度が向上していくと期待される。

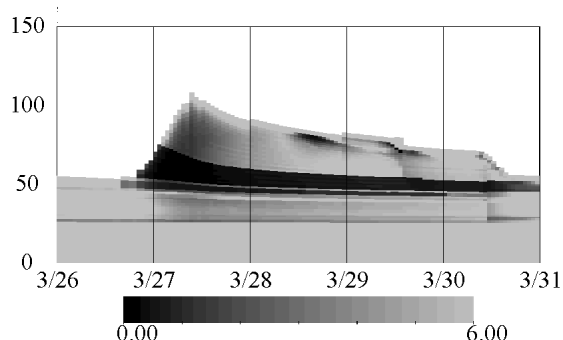


図5 雲粒なし降雪結晶のせん断強度をしもざらめ雪と同じ式で与えた時の積雪安定度

#### 4 雪崩危険度の面的な予測に向けた試み

山岳地における雪崩の発生は変質による弱層の形成の他、吹雪による積雪の再配分も影響するため、雪崩の発生危険度は面的に予測できることが望ましい。雪崩の発生危険度を面的に計算するためには、山岳の領域をメッシュで分けし、吹雪の影響を考慮した上で各々のメッシュでSNOWPACKの計算を行う必要がある。本報告書においては、松四・松浦(2018)が新潟-長野県境の蒲原沢において航空レーザー測量を行った結果から得られた積雪分布を用いて、地形から積雪分布を見積もる手法の開発を試みている。本報告では再配分の見積もり手法は異なるが、ALPINE3D (Lehning et al, 2006)を用いて那須岳周辺における積雪分布の計算を試みた。ALPINE3Dはスイス連邦雪・雪崩研究所で開発された、吹雪の影響を考慮して面的にSNOWPACKを動かすツールである。各々のメッシュで積雪の計算を行うとともに、吹雪によ

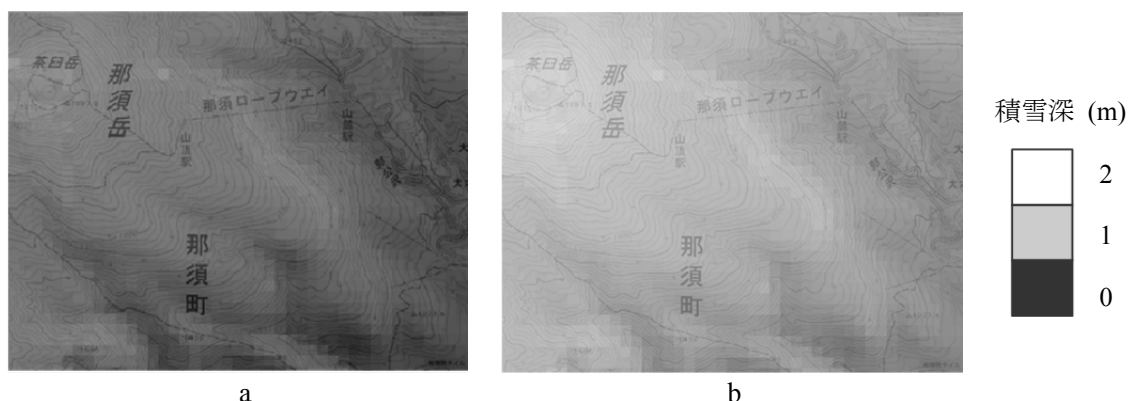


図6 ALPINE3Dを用いて計算した積雪深分布。3月26日から27日にかけての雪により全域で積雪深が増加した。 a: 3月26日正午 b: 3月27日正午

る積雪再配分を同時に計算する。今回は2017年1月20日から3月31日にかけて計算した。図6に3月26日正午及び3月27日正午における積雪分布を示す。降雪前(図6a)は山頂付近で1m前後の雪があり、麓では雪が少なかったこと、また降雪後(図6b)に山頂付近で2m弱、麓でも1m近くまで積雪深が増加していた結果が得られた。今後、ドローンを用いた積雪分布の観測結果等と比較して積雪深の計算結果に関する検証を進めていくとともに、本情報を用いて積雪安定度の面的な分布の計算にもつなげていく予定である。

## 5 まとめ

低気圧性の降雪結晶に起因した雪崩の発生予測を可能にする事を目的に、降雪種の影響を考慮した積雪変質モデルの開発に着手した。降雪種の情報を入力として与えられるように改良し、文献や最近のデータを用いて降雪種ごとに異なる新雪密度、圧縮粘性係数及びせん断強度を計算するアルゴリズムを組み込むことで、現在の知識で可能な範囲で降雪結晶の弱層が再現可能か試みた。雲粒のない降雪結晶の層は上下の層とくらべて崩れやすい層として計算される傾向が定性的には再現されたものの、弱層のせん断強度を正しく再現するのは現時点では困難であった。今後、降雪種ごとの変質メカニズムやそれらのせん断強度のモデル化の研究が進むことで、本研究で対象としたような雪崩の発生予測が可能になっていくものと考えられる。

また、モデルを用いた面的な危険度の予測に向けて、ALPINE3Dによる面的な積雪の計算を試みた。今後、積雪深分布の実測値を用いた検証や積雪安定度の面分布の解析等を進めていく予定である。

## 引用文献

阿部修・平島寛行, 2015: しもぎらめ雪の成長過程を組み込んだ雪崩予測システムの検証. 雪氷, 77巻1号, 37-45.

後藤 博・梶川正弘・菊地勝弘・猿渡琢, 2006: 新積雪の圧縮粘性率に関する実験的研究. 雪氷, 68巻, 3号, 191-198.

橋本明弘・本吉弘岐・山口悟・中井専人, 2018: 降雪による弱層形成に関する数値気象モデルを用いた再現実験. 本報告書.

平島寛行・西村浩一・山口悟・佐藤篤司・M. Lehning, 2006: 雪崩発生予測モデルで計算した雪崩災害発生時の積雪安定度. 寒地技術論文・報告集, 22, 26-30.

平島寛行・上石勲・佐藤篤司・松浦利之・町田敬・M. Lehning, 2007: 入力気象データが雪崩発生予測精度に与える影響—国道17号における検証—. 寒地技術論文・報告集, 23, 192-197.

平島寛行, 2014: 積雪変質モデルによる雪崩発生予測の現状と課題. 雪氷, 76巻 6号, 411-419.

M. Ishizaka, H. Motoyoshi, S. Yamaguchi, S. Nakai, T. Shiina, and K. Muramoto, 2016: Relationships between snowfall density and solid hydrometeors, based on measured size and fall speed, for snowpack modeling applications. The Cryosphere, 10, 2831-2845.

梶川正弘・後藤博・金谷晃誠・菊地勝弘, 2004: 気象要素を考慮した新積雪密度の推定式. 雪氷, 66巻, 5号, 561-565.

梶川正弘・佐藤昇・遊馬芳雄・菊地勝弘, 2006: 北極域における新積雪の密度と圧縮粘性率の特徴. 雪氷, 68巻, 4号, 277-285.

松四雄騎・松浦純生, 2018: 風および重力による降雪再分配を考慮した積雪層厚の空間分布予測と検証. 本報告書.

中村一樹・根本征樹・本吉弘岐, 2018: 低気圧性降雪による表層雪崩危険度予測の試み. 本報告書

# 風および重力による降雪再分配を考慮した積雪層厚の空間分布予測と検証 Modeling snow redistribution by wind and gravity: prediction and validation of spatial snow coverage in an mountainous terrain

松四 雄騎<sup>1)</sup>, 松浦 純生<sup>1)</sup>  
Y. Matsushi<sup>1)</sup>, S. Matsuura<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>京都大学防災研究所 地盤災害研究部門  
<sup>1)</sup>Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

---

*Abstract:* Prediction of potential sites of snow avalanche requires evaluation of spatial distribution of snow cover in mountainous hillslopes. Thickness of snowpack depends on redelivery of snowfall through suspension and saltation of snow particles by wind, as well as gravitational creep along the snow surface. This study attempted to model the processes of snow redistribution on hillslopes and calculated the spatial snow accumulation using a geographic information system. Suspension and saltation of snow were modelled and calculated based on wind velocity and direction, and aspects and gradient of hillslopes. Creep of snow particles was evaluated according to the budget of gravitational movement as a function of hillslope gradient. We tested the model at a observation site of Gamahara-zawa, central Japan. The model roughly explained the actual snow thickness in the watershed measured by airborne laser scanning. A more precise prediction needs a further search for the optimal set of parameters, which should be estimated from an in-situ observation of snow transport and settlement at varying topographic and meteo-hydrological conditions.

*Key words:* saltation, creep, geographic information system, airborne laser scanning

---

## 1 はじめに

山間地における雪崩の発生場を予測し、減災を図るうえで、斜面上の積雪層厚の空間分布を予測することは極めて重要である。一般に、雪崩は、積雪層内の特定層位のせん断破壊を起点とする上載積雪の崩落・流動現象であり、発生源の拡がり（点発生あるいは面発生）、すべり面形成位置（表層破壊あるいは全層破壊）、積雪層の水分含有状態（乾雪あるいは湿雪）などによって分類される。このうち、面発生型表層雪崩は、積雪表面あるいは積雪層内での霜形成のような変質や、粗大粒径で乾いた雪の供給により形成される弱層がすべり面となる。このタイプの雪崩は前兆が少なく突発的なうえ、面的拡がりをもつ破壊が瞬時に伝搬し、大量のデブリを生じることが多いので、弱層の存在や上載層の厚みを予期しておくことが重要である。また、積雪底面をすべり面とする全層雪崩は、融雪期に特定の斜面で繰り返し発生することが多く、ある程度の前兆現象がみられるために警戒が可能である。しかし、その運動様態は積雪層の厚みと性状および底面の水理状態に依存して正確な予測は難しい。いずれにせよ、今日では山地斜面の傾斜は、細密デジタル地形情報の解析によって得られるようになっているため、任意場所・任意時点での積雪層の厚みおよびその構造を予測することが雪崩災害の被害軽減につながる。

山地斜面における降雪は、風および重力によって再分配される。そのため、風向と風速、および地形条件により、積雪層厚は空間変化に富む（図-1）。特に風衝斜面では、アブレーションによる削剥が卓越し、風背斜面では風速逋減と渦形成により堆積が生じる。こうした風による再分配は、稜線付近でより顕著に発生する。風が雪粒子を輸送するプロセスは、地表風速と粒径に依存して異なる（図-2）。小さな粒径の雪は、風速が十分に大きい場合、浮遊運動し、長距離を移動する。相対的に粒径の大きな雪は、風により浮上して風下側へ着地するような跳動により輸送される。一方、斜面の勾配が大きい場所では、雪粒子は重力に従って積雪表面を下方へと転動し、凹地へと集積する（図-1, 2）。このように山間地における積雪層は、一般的には、風背斜面の尾根付近で厚く、また凹型収束斜面で厚い。これらの場において斜面の勾配も大きいときは、特に雪崩に対する警戒が必要となる。



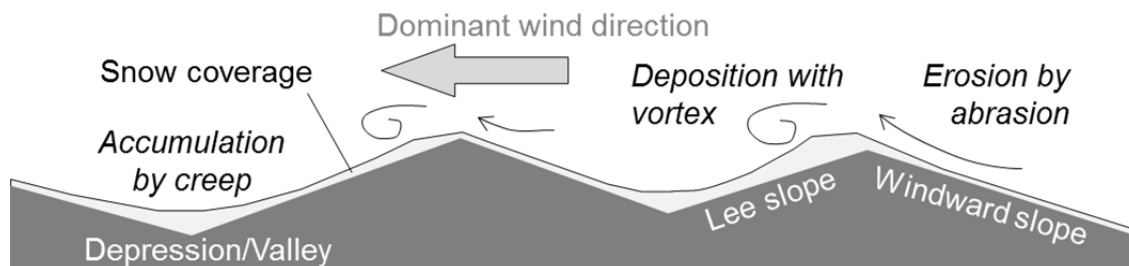


図-1 山地斜面における積雪層厚の空間分布の概念.

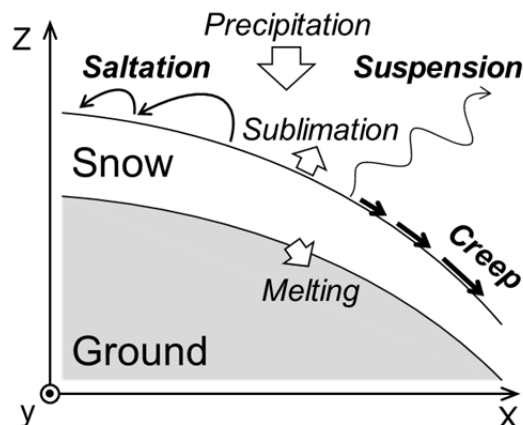


図-2 風および重力による積雪の移動と収支に影響するその他の過程

積雪層の空間分布を予測するうえでは、風および重力による輸送の過程をモデル化し、地形条件が、それらの過程にどのような影響をもつか計算可能な形にする必要がある。前述のように雪の再分配には、いくつかの様式が存在するが(図-2)、実用性を考えると、地表近傍大気の運動とそれへの雪粒子の取り込み・輸送・堆積といった素過程を全て計算するのは全く現実的ではない。また、観測点における気象観測データを入力として、空間的な計算が実行できることが望ましい。そこで、各輸送過程を想定した形ではあるものの、ある程度経験的に定式化された関数を結合させて計算するアプローチが良いように思われる。本研究では、そのような半経験的プロセスベースモデルを開発する。具体的な計算法はのちに述べることとするが、これにより、入力としての降雪を、風・地形・積雪層厚をパラメータとする関数により、地理情報システムを用いてデジタル地形モデル上に再分配する。得られた結果を、現実の積雪層厚の空間分布と定性的に比較することで、計算の妥当性を検証することにした。

## 2 検討対象地

### 2.1 場所と地形条件

モデルを用いた計算が可能となる条件が整っており、かつ積雪層の空間分布データが得られる場所として、新潟—長野県境に位置する蒲原沢を検討対象とした(図-3)。蒲原沢は、標高 400-1600 m の範囲にわたる大起伏な山岳流域である。流域の斜面は 30-40° の急勾配を呈し、地すべりやガリーなどにより起伏に富む。

### 2.2 積雪の空間分布データ

この場所では、無積雪落葉期(2004年11月23日)に航空レーザー測量が行われており、1 m メッシュのデジタル地形情報が得られている(図-3A)。また、最大積雪期の2月最後半(2003年2月26日)には雪面の形状を把握するための航空レーザー測量が行われており、この2時期のデータの差分をとることによって、積雪層厚の空間分布が得られている(図-3B)。

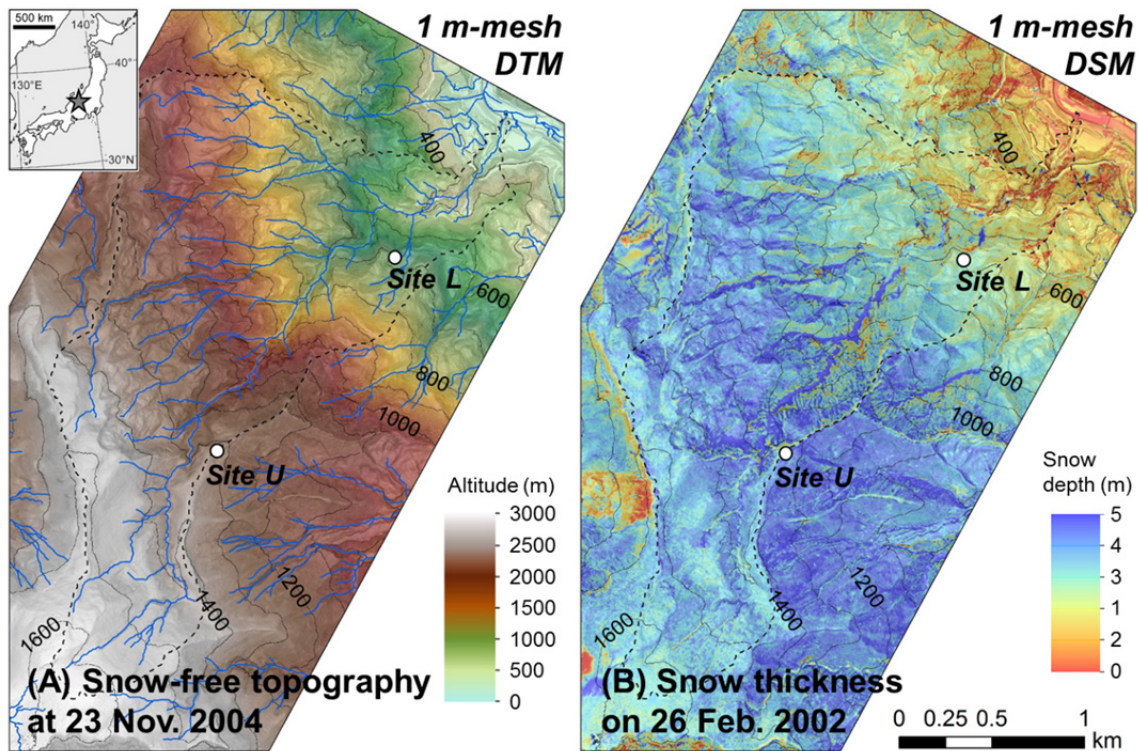


図-3 検討対象地域とした蒲原沢の地形と積雪特性.

積雪層厚は標高に依存して空間変化していることがみてとれる．標高 100 m おきに積雪データを抽出し，標高と積雪層厚の関係をプロットすると，図-4 のような傾向が得られる．積雪深は，標高 300 m から 1000 m の区間では線型的に増大し，4 m 程度にまで達する．しかし，標高 1100 m 以上では，ほぼ横ばいになり，1400 m 以上ではむしろ高標高地ほど減少する傾向がみてとれる．一般に，標高が高くなるにつれ，気温低下に伴う飽和水蒸気量の減少と凝結量の増大により，降雪量は増大すると考えられる．しかし，線型的増大を示す区間での，標高と積雪量の増分の傾きは  $4.4 \times 10^{-3}$  である．これは明らかに，単純な降雪量増加の考え方では説明しにくい大きな増大傾向といえる．この全体として非線形的な積雪分布は，風背斜面の稜線近傍での風衝斜面側からの尾根を越えた雪の輸送と，斜面上方からの重力による雪の再配分が少なくなることの両方を反映したものと考えることができるだろう．

その他の地形特性と積雪層厚の関係をみてみよう．まず斜面方位に関しては，後述するように卓越風向である西風の風背側となる東向き斜面で，積雪層厚が大きいことが期待されるわけであるが，標高の影響の陰に隠れてはっきりした傾向はみえない（図-5A）．むしろ，東向き斜面で積雪層厚が小さい傾向があるようにもみえる．次に，斜面傾斜角と積雪層厚では，解釈可能な傾向があるようにみえる（図-5B）．傾斜  $30^\circ$  以下では一定の層厚を保っている場所が多いが，傾斜  $30^\circ$  以上では，削剥の影響がみられ，積雪層厚がゼロとなる場所が多くなる．そして傾斜が  $50^\circ$  以上の場所では，厚い積雪に覆われるケースが減少する．斜面の地形曲率との比較では，曲率が正の値をとる凸部よりも，曲率が負の値をとる凹地で積雪層厚が大きい傾向にある（図-5C）．こうした地形と積雪との関係は，いずれも風や重力による雪の再配分と関係すると思われるが，どの地形パラメータをとっても単純には積雪層厚が予測できないことに注目すべきである．このことは，風向・風速と地形とが相互作用し，複雑な条件で，積雪層厚が規定されていることを意味しており，本研究で追及するような再配分過程を考慮したモデリングの必要性を示している．

### 2.3 気象観測データ

蒲原沢では，図 3 に示す L 地点で通年での気象観測が実施されている．積雪層厚の空間分布の航空レーザー測量を実施した 2002-2003 年の冬季のデータを図-6 に示す．この地域では西風が卓越し，1 時間平均風速はおおむね 5 m/s 以下である．このシーズンでは 2002/12/9 以降に

根雪の蓄積が始まり、12/25以降は融雪浸透水量がほぼ一定となって積雪層が安定的に発達し、翌3月初旬をピークに、4/29に消雪している。本研究では、積雪の生じはじめる12/5以降を解析の対象とした。

なお、航空レーザー測量の取得された2003/2/26時点での積雪層厚を、地点標高を用いて図4にプロットすると、地点Lについては、おおよそ平均的な厚みを持つ場所での計測となっていることがわかる。一方、もう一つ、高標高部（地点U）でも積雪深の実測データがあるが、これは、地点標高の平均よりも大幅に低い値となっている（図-4）。この地点は稜線上に位置しており、相対的には削剥の卓越する場であったことがわかる。

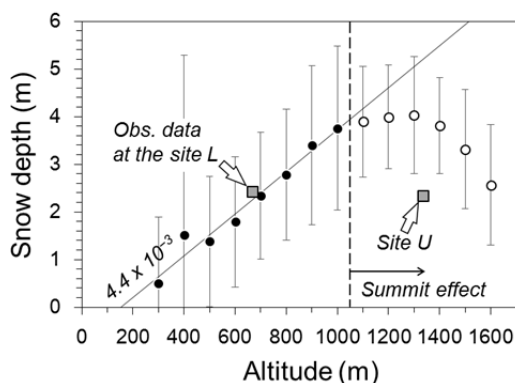


図-4 蒲原沢における標高と積雪層厚の関係。エラーバーは1標準偏差。

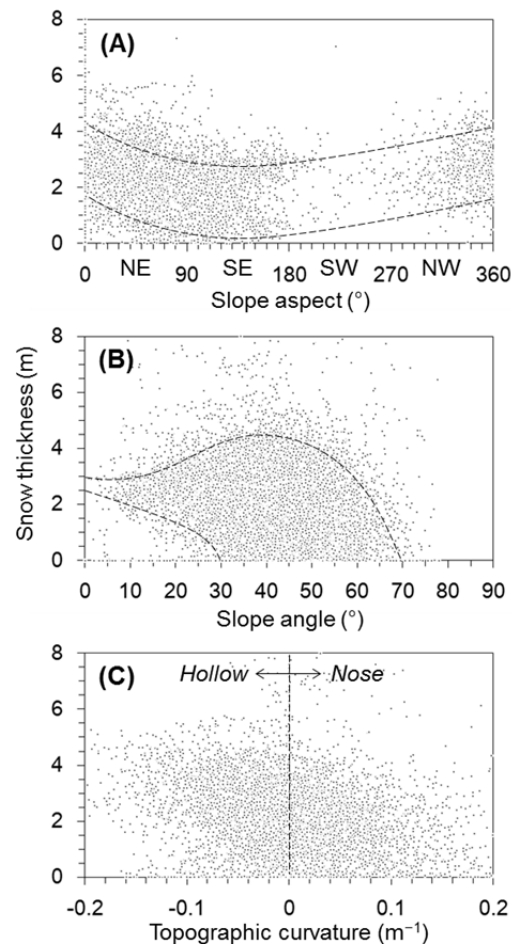


図-5 積雪層厚と地形特性の関係

### 3 モデル化と計算および検証

#### 3.1 風による降雪再分配のモデル化

雪が風によって輸送される時、その輸送量は風速の3乗にほぼ比例することが知られているが、山間地のように給源と堆積域が輸送経路に沿って繰り返し出現する場での、正味の削剥と堆積量の推定は、難しい問題となる。ここでは、風が斜面表面にもたらした積分的な仕事量として、斜面の傾斜ベクトルと風向ベクトルの内積を考えることとする。この指標は風衝斜面で正の値を、風背斜面で負の値をとる。この指標に比例するものとしてあらわされる量は、跳動によって輸送される雪の削剥と堆積である。

ただし、方向的には風衝斜面に相当しても、谷底では、風が当たらないために堆積がより促進され、稜線付近では逆に削剥が強化されるはずである。これを定量化するため、吹送距離を半径とする円窓領域を用いた地形の近傍解析により、 $-\pi$  (凹部) から  $+\pi$  (凸部) の値をとる地表開度を定義し、双曲線正接関数を用いて、削剥強化指数 (0~2) と堆積強化指数 (0~-2) を定義し、計算した。この指数は、平板斜面で1となり、その場合は削剥・堆積のいずれも強

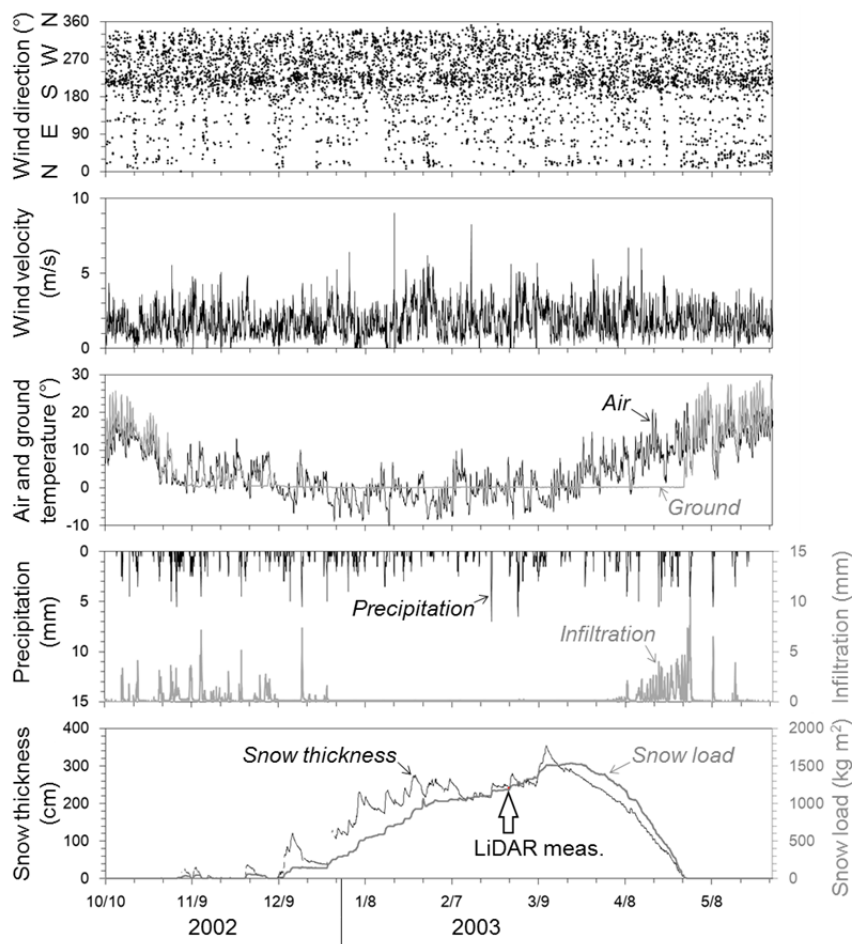


図-6 蒲原沢における 2002-2003 年冬季の気象観測データ

調されない。周囲の開けた尾根では、削剥が最大 2 倍強調され、周囲を斜面に囲まれた谷底では、堆積が最大 2 倍強調される。ここでは吹送距離は、積雪分布の傾向から 50 m とした。

風によって輸送されてくる雪は、当然系外からも供給されるはずであるから、この過程については、計算領域内での物質収支は成立せずともよい。本研究では、最終的に、風向・風速・斜面方位・斜面勾配・地形開度とそれらにかかる係数により、風による降雪再分配を考えることになる。浮遊過程による雪の輸送は明示的には組み込まれていないが、ここで設定された地形効果の中に含まれるものとみなされる。

### 3.2 重力による降雪再分配のモデル化

次に、重力による降雪再分配を考える。降雪直後の新雪は低密度で軟らかく、急勾配斜面では重力に従って斜面下方に匍行するものと考えられる。この過程は、ある集水域の中で収支が閉じるはずであるので、保存則に従うものとする。雪粒子の輸送量が斜面の勾配に比例するものとして連続の式を立て、地理情報システム上で、セルベースの輸送計算を行った。このとき、移動層の厚みは、その計算サイクルで付加された新雪相当の値とした。この過程は、凹地や谷底への雪の集積および尾根部での緩やかな積雪層の削剥を表現するものである。

### 3.3 計算結果の例

本研究では、蒲原沢を対象に、気象観測露場で得られた降水量、風向、風速を入力として、デジタル地形モデル上での、降雪再分配を計算した。新雪の密度は  $0.2 \text{ g/cm}^3$  とし、12/5 から 2/26 までの時系列データを、風向はベクトル積算により、降雪は算術積算により、12 時間ごとにまとめて入力とした。そのうえで、モデル上での雪の移動性を支配する削剥/堆積係数や拡散係数を変えて計算を行い、実際の積雪分布と比較した。

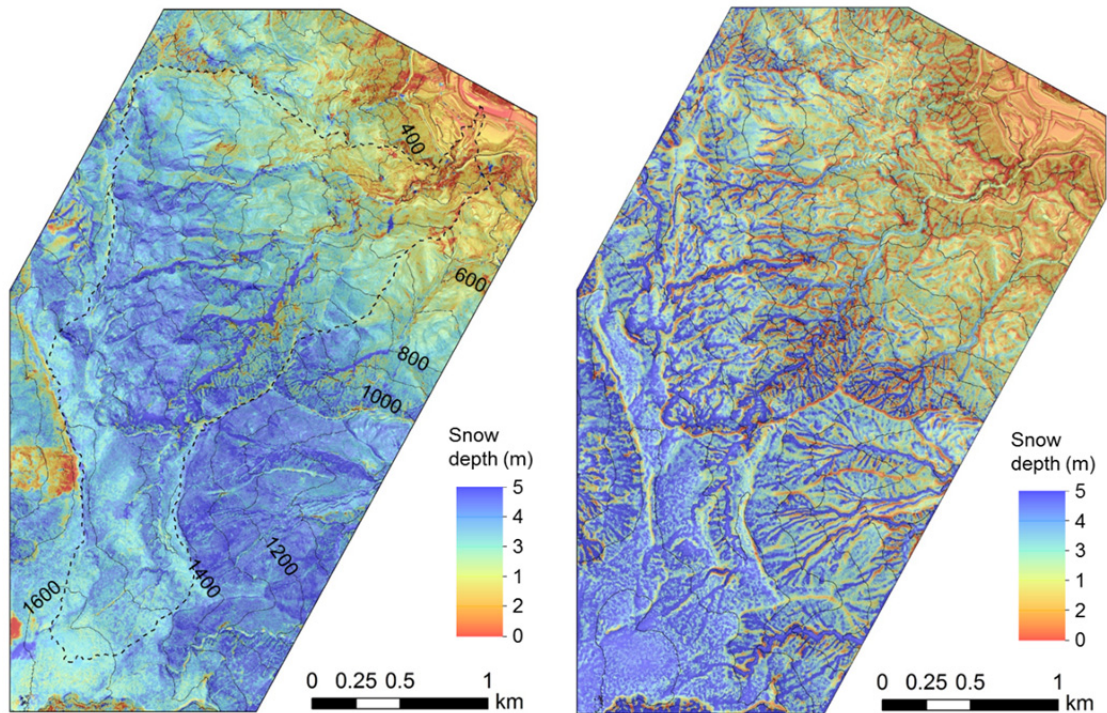


図7 航空レーザー測量された積雪層厚分布（左）と計算結果（右）との比較例

図-7に計算結果と実測データを比較した例を示す。移動性パラメータを大きく設定すると、尾根部で削剥が進行しすぎたり、凹地部への堆積が過度に生じる。計算は実際の積雪層厚分布の大まかな傾向を再現することがわかった。ただし、完全なパラメータチューニングはしておらず、何をもちて妥当な再現といえるかという点も含めて今後の課題となっている。本モデリングによって再現できていない点は多くある。例えば忠実に地形に従って重力性の移動が生じれば、図7右の計算結果のように尾根部で積雪層厚が小さくなるはずであるが、実際は、比較的等厚で尾根を覆っていることが多い。それを再現しようと、移動性を抑えると、凹地での集積が再現されなくなる。これは、現在定数として扱っている移動をつかさどる係数が経時的に変化していることを示唆している。雪粒子の可動性は雪の乾湿にも強く影響を受けているであろう。そうしたパラメータを精緻に推定してゆくことは困難であるが、予測精度を高めるうえでは避けて通れないと考えられる。

#### 4 まとめ

本研究では、雪崩の発生場予測を最終目的として、山間斜面における積雪層厚の空間分布を予測するための半経験的数理モデルを構築した。雪の再分配は、風によるものと、重力によるものに分けてそれぞれモデル化した。風による再分配は雪粒子の跳動を主たる対象とし、風向・風速による風ベクトルと、斜面方位・斜面勾配による斜面ベクトル、および風の効果の強化/遮減を表現するための地形開度指数から、跳動による削剥/堆積のポテンシャルを定量化した。また重力に従う雪粒子の転動による輸送・集積は、斜面勾配と新雪堆積厚に比例して物質が輸送される拡散的モデルにより計算した。

このモデルを、気象観測データおよび積雪空間分布の得られている、蒲原沢流域に適用して予測計算を行ったところ、全体の傾向は再現されたが、細部の積雪層厚を説明するには至らなかった。異なる気象・地形環境下における積雪層発達過程を調べ、パラメータの値およびモデリングの妥当性をより詳細に検討してゆく必要がある。また、本モデルでは、雪堆積過程における弱層の形成やその位置を推定することができないため、積雪層の力学的不安定性を評価するには至らなかった。特定の層準がどのような深度に埋没するか、また削剥により失われるかどうか、つた鉛直方向への層厚・物性の変化を計算するための項を組み入れていくこともまた残された課題といえる。