



Title	低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測手法の開発
Author(s)	中村, 一樹
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(環境科学)
Dissertation Number	乙第7186号
Issue Date	2023-12-25
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.r7186
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/91173
Type	doctoral thesis
File Information	Kazuki_Nakamura.pdf



低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測手法の開発

(Development of a potential estimation algorithm

for surface avalanches caused by snowfall with extratropical cyclones)

北海道大学大学院環境科学院

中 村 一 樹

目次

論文要旨	i
参考論文	iii
第1章 序論	1
1. 1 雪崩の分類と発生メカニズム	2
1. 2 雪崩の種類の違いによる雪崩災害の特徴	7
1. 3 面発生表層雪崩の原因となる弱層の特徴	9
1. 4 雲粒なし降雪結晶による弱層の形成	13
1. 5 降雪結晶に起因する表層雪崩発生と気象条件	15
1. 6 面発生表層雪崩に対する雪崩発生危険度予測	24
1. 7 雪崩発生危険度に関する情報	26
1. 8 研究の目的	31
第2章 研究の方法	34
2. 1 表層雪崩事例の特徴把握	35
2. 2 予測アルゴリズム検討	35
2. 3 研究に用いる数値予報モデルデータ	35
2. 4 予測情報実証試験	39
第3章 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の特徴把握	43
3. 1 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の特徴	45
3. 2 気象パターンの検討	81
3. 3 気象パターン別の表層雪崩発生メカニズムの検討	89
第4章 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズム検討	92
4. 1 パターンAの雪崩事例の特徴の分析	93
4. 2 パターンAの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検討	99
4. 3 パターンAの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検証	102
4. 4 パターンAの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの課題	115

4. 5	パターン B の雪崩事例の特徴の分析	116
4. 6	パターン B の雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検討	131
4. 7	パターン B の雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検証	134
4. 8	パターン A 及び B の雪崩に対する予測アルゴリズム開発に対する課題.....	140
第 5 章	予測情報発信システムの構築と実証	148
5. 1	実証試験システムの構築	149
5. 2	雪崩発生危険度予測情報実証試験	151
5. 2. 1	実証試験参加者の属性	151
5. 2. 2	低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生を理解	152
5. 2. 3	予測システムの仕様に関する設問と回答	154
5. 2. 4	予測情報の提供方法に関する設問と回答	156
5. 2. 5	予測情報の活用とその他のコメント	158
5. 3	山岳ユーザーにおける雪崩発生危険度予測情報の位置付けの考察	159
5. 3. 1	山岳ユーザーにおける雪崩発生危険度予測情報の位置付け	159
5. 3. 2	スケールに留意した雪崩発生危険度予測情報の活用方法	161
第 6 章	まとめと今後の展望	166
6. 1	表層雪崩発生危険度予測アルゴリズムについて	168
6. 2	実証試験用システムを用いた実証について	171
6. 3	予測情報の活用方法について	171
参考文献		173
謝辞		189

論文要旨

積雪内に形成された弱層が、その上に堆積した積雪（上載積雪）の重みにより破壊され、面発生表層雪崩が起こる。この雪崩は、大規模になりやすく、バックカントリースキーヤーや、登山者が巻き込まれる事故や道路通行止め等の被害も多い。面発生表層雪崩の原因である弱層となる主な雪質は、霜系のしもざらめ雪と表面霜、湿雪系の濡れざらめ雪、降雪系のあられと雲粒なし降雪結晶の5種類に分類されている。過去に山岳で発生した面発生表層雪崩事例の調査結果によると、スイスやカナダでは霜系の弱層の割合が80%を超え、降雪系の弱層の割合が20%に満たない。一方、日本では、霜系の弱層の割合が58%、降雪系の雲粒なし降雪結晶の弱層の割合が42%であり、スイスやカナダよりも降雪系の弱層の割合が高いことが特徴である。雲粒なし降雪結晶が弱層となる表層雪崩の発生危険性を予測するためには、降雪粒子の形状に関わる降雪時の気象条件の特徴の把握が重要となる。これまで、いくつかの雲粒なし降雪結晶が弱層を形成した表層雪崩事例が調査され、雲粒なし降雪結晶の弱層形成に低気圧の層状雲が関係していることが報告されていたが、気象条件が定量的に検討されたことはなかった。ヨーロッパや北米を中心に日本でも、霜系の弱層に起因する面発生表層雪崩を対象にした雪崩発生危険度予測の試みが雪質変質モデルを用いて行われている。しかし、現時点では、降雪粒子の形状が積雪変質モデルに取り込まれておらず、雪粒子の形状毎の雪質変質過程の違いを雪質変質モデルで表現することができないため、雪質変質モデルを用いて雲粒なし降雪結晶が弱層になる表層雪崩を予測することは困難である。

なだれ注意報を始めとする既存の雪崩情報は、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生メカニズムの考慮が不十分である。また、低気圧に伴う降雪は、広範囲に降ることから、危険なエリアが比較的広範囲に広がっていることが予想される。したがって、雪崩発生危険度を面的に認識するには、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度を地図上に可視化した情報が必要となる。しかし、国内で提供されている雪崩発生危険度の現況情報や、研究として試験的に算定されている予測情報は、対象山域が限定されており、広い範囲の雪崩危険度の分布を認識することができなかった。

雪崩発生危険度の可視化情報を必要とするユーザーとして、入山前に情報を得て山岳を選択し、実際に足を踏み入れ、自らの判断で行動する登山者、バックカントリースキーヤーのほか、スキー場管理者、道路管理者などのインフラ管理者などが想定される。これらのユーザーが活用可能な形で、雪崩発生危険度を地図上に面的に可視化することが課題となる。このような背景と課題から、本研究の目的を、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生条件を定量的に明らかにすることと、定量的に明らかになった雪崩発生条件を用いた低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズムの開発と生成される雪崩発生危険度の可視化情報の活用方法の検討とした。

低気圧に伴う降雪に起因して発生した過去の8つの表層雪崩事例を対象として、発生した表層雪崩の特徴を気圧配置等の気象条件から検討し、2つのパターンに分類した。低気圧進行方向前面の層状雲から降った雲粒なし結晶（例えば板状結晶）で弱層が形成され、同じ低気圧がさらに接近した際の降雪が上載積雪となり、低気圧通過中に表層雪崩が生じる場合をパターンAとした。パターンAと同様に低気圧進行方向前面の層状雲から降った雲粒なし結晶で弱層が形成され、同じ低気圧が接近して降った雪に加え、低気圧の通過後の冬型の気圧配置に伴う降雪が上載積雪となって表層雪崩が生じる場合をパターンBとした。パターン毎に雪崩の特徴を抽出し、地形データや気象データを用いて分析を行うことで、①地形データとして傾斜角30度以上の斜面を持っていること、さらに、気象庁メソモデル(MSM)の出力を用いて、②雨雪判別の閾値2℃以下であること、③降り始めが低気圧に伴う

降雪であること（下層風が東寄りもしくは500hPaの相対湿度が80%以上）、④低気圧および冬型の気圧配置による、降雪開始からの積算降雪量が20mm以上であることにより、判定するアルゴリズムを検討した。構築したアルゴリズムに、MSMの気象データを入力することで、このアルゴリズムによる表層雪崩発生危険度は、これまでの表層雪崩の発生事例を予測できることが確かめられた。

開発したアルゴリズムを用いて、5km格子毎に、低気圧に伴う降雪による表層雪崩発生危険度を1時間毎に39時間先まで予測計算し、3時間毎に更新する実証試験用のWeb閲覧システムを構築した。山岳ガイド等の山岳関係者26名に情報を提供する実証試験を行った結果、情報は有用であり、予測時間の長さ、更新頻度、情報の細かさ、危険度の表現については、概ね実証試験の仕様で満足していることが示された。また、予測情報の位置付けの明確化が必要であることも分かった。広域に対する大まかな情報からピンポイントの具体的な情報提供の仕組みとともに、ユーザー側の活用方法に関する発信側と受信側の相互理解を深めていく必要等が明らかになった。

降雪粒子の形状の情報と堆積後の雪粒子の形状毎の雪質変質過程をアルゴリズムに組み込み、降雪から積雪後の変質を連動して再現できるモデルを開発することが、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測を実現する上での最終的な課題となる。本研究では、その第一歩として、積雪安定度の見積もりや積雪の段階的な安定化等の詳細な積雪変質プロセスは考慮されていないが、過去の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生事例を対象に統計的な分析も交えて発生条件について検討することで、予測アルゴリズムを構築した。その結果、雪崩のソフト対策の喫緊の課題である、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の可視化を実現することができた。

入力値となる気象予測モデルの数値予報の誤差（不確実性）は、数値予報モデルが完全でないことや観測誤差の存在などから不可避なものである。また、当然、先の時間の予測値の方が不確実性は大きくなる。気象要素の入力値として、不確実性を考慮したアンサンブル予測値を用いて降雪量の予測の幅を確認し、情報の閾値を越えるタイミングについて幅を持った表示と、それを用いた意思決定方法を検討することも今後の課題の一つである。

参考論文

本論文を構成する参考論文は以下の3篇である。

- (1) Implementation and demonstration of a system for the forecasting of surface avalanche potential caused by snowfall from a cyclone
(低気圧性降雪による表層雪崩危険度予測システムの実装と実証)
Journal of Disaster Research, 14(9), pp1201-1226, 2019
Kazuki Nakamura
- (2) Improvement of a potential estimation algorithm for surface avalanches caused by snowfall during a cyclone
(低気圧性降雪による表層雪崩危険度推定手法の改良)
Journal of Disaster Research, 17(6), pp956-975, 2022
Kazuki Nakamura
- (3) 低気圧性降雪による表層雪崩危険度予測システムの改良
寒地技術論文・報告集, 37, pp57-62, 2021
中村一樹, 西田浩平, 齋藤佳彦

第 1 章 序論

第1章 序論

1. 1 雪崩の分類と発生メカニズム

雪崩は、斜面上にある雪や氷の全部、または一部が肉眼で識別できる速さで流れ落ちる現象である（秋田谷，2005）。日本では発生区の3つの要素により雪崩を表1-1、図1-1に示すように8種類に分類している（日本雪氷学会，1998；日本雪氷学会，2010）。発生の形（始動積雪の破壊形態）によって点発生雪崩と面発生雪崩に、雪崩層の積雪（始動積雪の含水の有無）によって乾雪雪崩と湿雪雪崩に、滑り面の位置によって表層雪崩と全層雪崩に分類する。確認できない要素のある場合はその要素を省略し、例えば面発生表層雪崩、あるいは全層雪崩などの名称で分類する。このように分類することで、大まかな発生時の積雪（気象）の状況や雪崩の規模、速度などが推定できる。

このような分類とは別に、その他の雪崩現象として、スラッシュ雪崩（大量の水を含んだ雪が流動する雪崩のこと。同様の現象で大量の水を含んだ雪が主に溪流内を流下するものは雪泥流という。）、氷河雪崩・氷雪崩（氷河が崩落して砕かれながら斜面を流れ下ってくる雪崩）、ブロック雪崩（雪底・雪渓などの雪塊の崩落）、法面雪崩（鉄道や道路などで角度を一定にして切り取った人工斜面の雪崩）、屋根雪崩（屋根からの落雪）も雪崩の一形態として位置付けられる。また、雪崩の運動形態による分類では、湿雪雪崩に多く雪煙をほとんど上げずに流れる「流れ型」、氷点下の乾雪表層雪崩に多く雪煙を高く巻き上げて流れる「煙型」、これらが混ざった「混合型」に分類される（日本雪氷学会，1998）。

表 1-1 雪崩の分類 （日本雪氷学会，1998）

雪崩分類の要素	区分名	定 義
雪崩発生の形	点発生	一点からくさび状に動き出す。一般に小規模。
	面発生	かなり広い面積にわたりいっせいに動き出す。一般に大規模。
雪崩層（始動積雪） の乾湿	乾 雪	発生域の雪崩層（始動積雪）が水気を含まない。
	湿 雪	発生域の雪崩層（始動積雪）が水気を含む。
雪崩層（始動積雪） のすべり面の位置	表 層	すべり面が積雪内部。
	全 層	すべり面が地面。

*表記方法：上から順に点発生湿雪全層雪崩、面発生乾雪表層雪崩などと記述する。一部が不明な場合は、面発生全層雪崩などと、不明な部分を省略することができる。

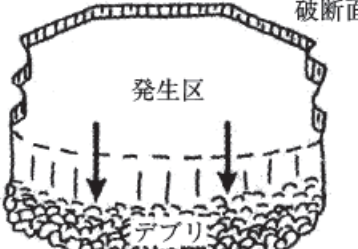
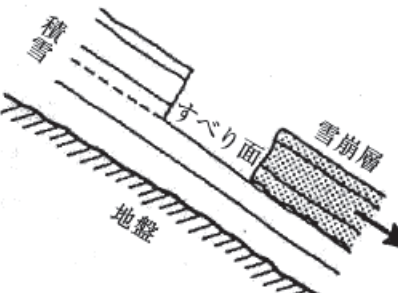
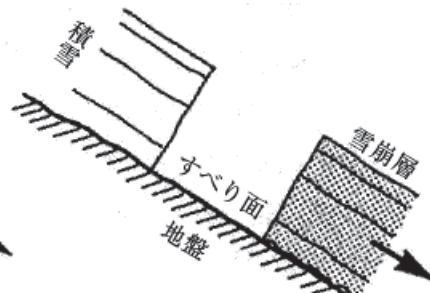
発生の形	(1) 点発生雪崩 	(2) 面発生雪崩 
雪崩層の乾湿	(1) 乾雪 雪崩層（始動積雪）が水分を含まない。	(2) 湿雪 雪崩層（始動積雪）が水分を含む。
すべり面の位置	(1) 表層雪崩 	(2) 全層雪崩 

図 1-1 雪崩の分類（清水, 1979; 和泉, 1991; 遠藤, 2000 の図を一部改変）（日本雪氷学会, 2010）

雪崩は、特に斜面傾斜角が $30^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 程度の地域で雪崩発生が多く、 25° 以下や 55° 以上の斜面傾斜角の地域での発生は少ない傾向があると報告されている（Perla, 1977）。傾斜 55° 以上の斜面で雪崩があまり生じない理由は、雪が堆積しづらいためである。急斜面では、降雪粒子は安定して留まることができず転がり落ち、わずかに積もってもすぐに小さな点発生雪崩となって崩れ落ちる。ただし、雪の質や植生の状況等によっては、傾斜角 25° 以下や 55° 以上でも雪崩が発生することがある（遠藤, 2000; 尾関, 2015）。

表層雪崩は、滑り面が積雪の中にあり、滑り面から下層の積雪を残して上部の積雪が流れ落ちる雪崩である。点発生雪崩は、1 点から発生し、落下するにしたがってくさび状に広がりながら崩れ落ちる雪崩である。図 1-2 に点発生表層雪崩の模式図（尾関, 2015）を示す。点発生表層雪崩は、新雪が斜面に大量に堆積した場合など、結合力が弱い雪が積もった場合に発生しやすい。また点発生湿雪表層雪崩は、日射や気温、降雨により表面付近の雪が融かされ、結合力が減少し流動性を増したときに発生しやすい。点発生表層雪崩は、樹木や露岩からの落雪などの外的な力によって発生することが多い。面発生雪崩と比べ、雪崩層の厚さ

と幅は小さく、落下速度も遅いため、大災害になることは少ない。しかし、この雪崩が引き金となって大規模な面発生雪崩が発生することもあることに留意する必要がある（遠藤，2000；尾関，2015）。

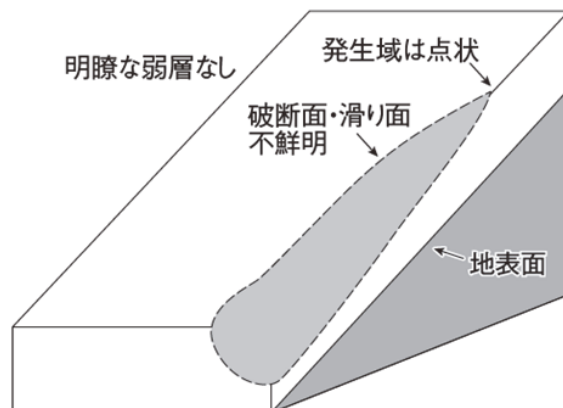


図 1-2 点発生表層雪崩の模式図（尾関，2015）

面発生表層雪崩は、結合力を持つ雪が、積雪内部の弱層を境に広い面積にわたって一斉に滑り出す雪崩である。したがって、滑り面は積雪内にある。図 1-3 に、面発生表層雪崩の雪崩発生区の模式図（遠藤，2000）を示す。発生区には、通常、図 1-3 に示すような明瞭な破断面が残される。上部破断面の発生から雪崩発生までは瞬時に起こる。面発生表層雪崩は、何の前触れもなく突然発生し、しばしば大規模になり、速度が速く、破壊力が大きいため、最も警戒を要する雪崩である。大きなものは数 km 流れ下ることがある。弱層とは上下の層に対し相対的に弱く、破壊が生じやすい積雪内の層をいうが、弱層が積雪内にサンドイッチ構造で含まれている場合、面発生表層雪崩が発生する可能性がある。この弱層は同一の斜面で広く形成されることが多いので、ある箇所で起きた破壊が引き金となり、破壊が弱層内を伝搬して大きな斜面の一斉崩落につながる。

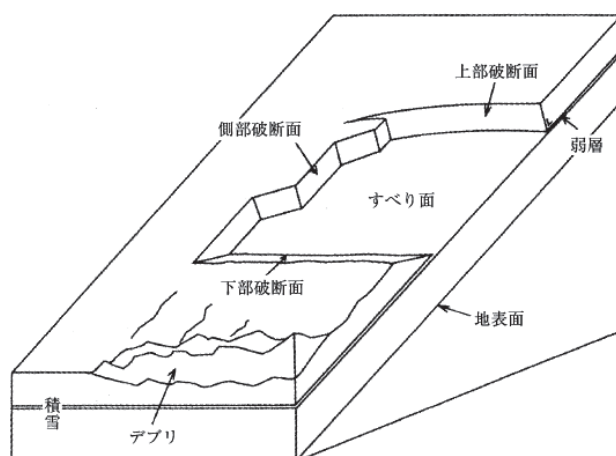


図 1-3 面発生表層雪崩の雪崩発生区の模式図（遠藤，2000）

図 1-4 に、弱層の上に積もった上載積雪（尾関・中村，2017）を示す。弱層は表層付近で形成されることが多いが、それだけでは雪崩にはならない。その上にさらに積もった雪（上載積雪）が面発生表層雪崩の雪崩層となる。したがって、弱層の上に大量の雪が積もった直後が最も面発生表層雪崩発生危険性が高い。さらに、稜線の風下側に発達する雪庇や吹き溜まりができる箇所では上載積雪がさらに多くなって不安定となり、表層雪崩が発生しやすい（例えば、中村ら，2015；尾関・中村，2017）。

また、二つの層の雪粒子の粒径が大きく異なる、あるいは氷板と雪粒子の層など、積雪内の隣の層の性質に大きな違いがあり層同士が十分に結合していない場合、層境界の弱い結合が破壊されて面発生表層雪崩が生じる場合がある。この状態をウィークインターフェースという。このような場合でも、詳しく観察すると層と層の境界では雪粒子がまばらで密度の小さいごく薄い層となっていることが多い（例えば、中村ら，2015；尾関・中村，2017）。

ここまでは主に積雪中に弱層、またはウィークインターフェースがある場合に発生する表層雪崩について述べてきたが、豪雪のときには弱層がなくても表層雪崩が発生することがある。一般的には、上載積雪が増加するとその下の層の雪は圧密によって強くなり、次第に斜面積雪は安定化する。しかし、豪雪時には下層の雪が強くなるスピード以上に上載積雪が増加して、ついには破壊が起きる場合がある（遠藤，1993）。

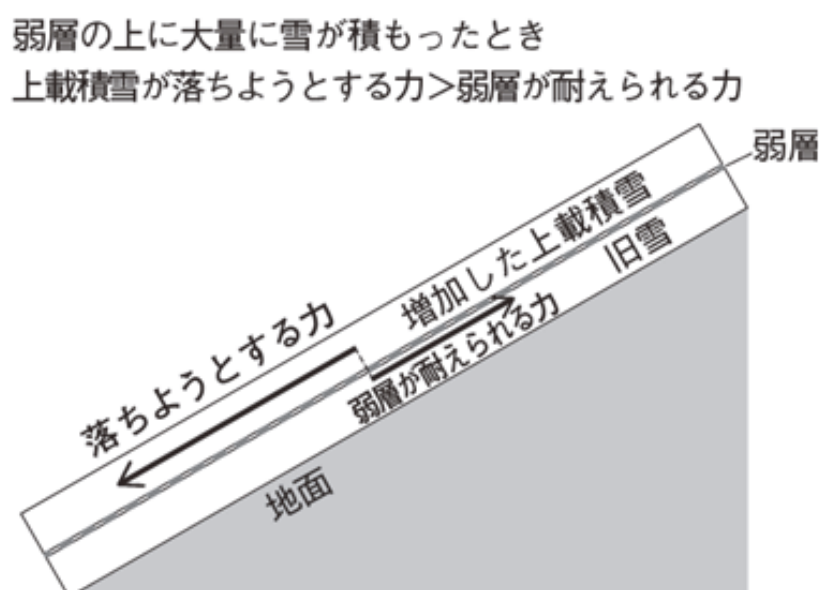


図 1-4 弱層の上に積もった上載積雪（尾関・中村，2017）

全層雪崩は、発生区の斜面積雪が地面まで全て崩落して流れ下る雪崩である。したがって、全層雪崩のすべり面は地面であり、底雪崩とも呼ばれる。全層雪崩は笹や茅、灌木斜面で発生しやすい。(秋田谷, 2000; 尾関, 2015)。

図 1-5 に全層雪崩の発生模式図を示す(尾関, 2015)。全層雪崩は発生の前兆として斜面積雪の上方にクラックや下方に雪しわ、こぶ状隆起(図 1-6 (尾関, 2015) 参照)が見られることが多い。斜面上の積雪は、地面との間でゆっくりとスリップしたり(グライド)、積雪層内部で下方にゆっくりと変形したり(クリープ)、重力により常にゆっくりと流下している。クラックや雪しわは、この移動速度が速いときに発生する。融雪水や降水が積雪底面に達して含水率が上がるとグライド速度が増すことから、全層雪崩が発生しやすい(秋田谷, 2000; 尾関, 2015)。

これまでの観測によると、全層雪崩が多発するのは、春先になって気温が上昇し、融雪水が積雪下面に達する時期である。しかし、北陸などの標高の低い山々では、真冬でも湿った雪のため全層雪崩が珍しくない。また、北海道でも、積雪の下層にしもざらめ雪が発達している場合や、初冬に湿雪や大雪が降って笹が倒伏してしまった場合は、真冬でも全層雪崩が発生する(尾関, 2015)。

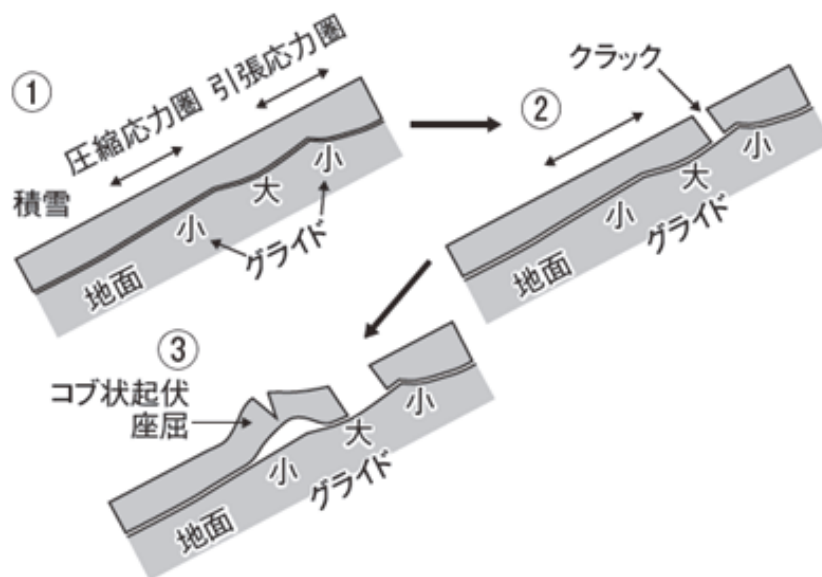


図 1-5 全層雪崩の発生模式図(尾関, 2015)

* ①斜面積雪の引張応力圏が限界強度に近づく。②クラックが発生。クラック下方にある積雪のグライドは急増する。③圧縮応力圏の積雪が褶曲。凸部(コブ状起伏)に新たなクラック発生。間もなくコブ状起伏が崩れ全層雪崩となる。



図 1-6 全層雪崩の前兆（尾関，2015）

* 斜面上方からクラック、コブ状起伏（こぶ）、雪しわ。

1. 2 雪崩の種類の違いによる雪崩災害の特徴

表 1-2 に平年と豪雪年における表層雪崩と全層雪崩の発生割合（雪センター，2000）を示す。表層雪崩の発生割合は、平年は 21.6%、豪雪年は 40.8%であった。図 1-7 に人的被害のあった雪崩災害発生件数（建設省河川局，1983）を示す。また、図 1-8 に人的被害のあった雪崩災害の死者・負傷者数（建設省河川局，1983）を示す。これらの図は、建設省河川局が北陸 4 県の 156 市町村（当時）にアンケートを送付して調査して作成したもので、回収件数は 146 件（93.6%）であった。図 1-7 及び図 1-8 より、人的被害のあった雪崩災害発生件数は表層雪崩が最も多く、死者、負傷者ともに表層雪崩における被災が大きいことがわかる。表層雪崩の場合は、発生地点の把握が困難で、雪崩の到達範囲が全層雪崩より広いことなどにより被害規模が大きいと考えられる（建設省河川局，1983）。また、図 1-5 に示したように、全層雪崩は、発生の前兆現象がある場合が多く、比較的対策が取りやすい。一方、表層雪崩は、何の前兆現象もなく発生することから、予測がしづらい。特に、弱層を伴う面発生乾雪表層雪崩は大規模になりやすく、バックカントリーのスキーヤーやスノーボーダー、登山者が巻き込まれる事故が多いことから、最も警戒すべき雪崩であると言える。

表 1-2 平年と豪雪年における表層雪崩と全層雪崩の発生割合（雪センター，2000）

統計年	総件数	表層雪崩	全層雪崩	不明
平年 1978, 79, 80 (S. 53, 54, 55)	1,613	21.6%	76.3%	2.0%
豪雪年 1981(S. 56)	950	40.8%	58.8%	0.3%

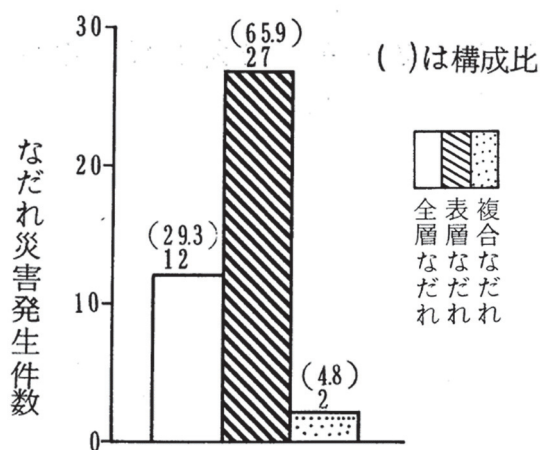


図 1-7 人的被害のあった雪崩災害発生件数（建設省河川局，1983）

* 北陸地方の市町村，1963～1981 年対象。

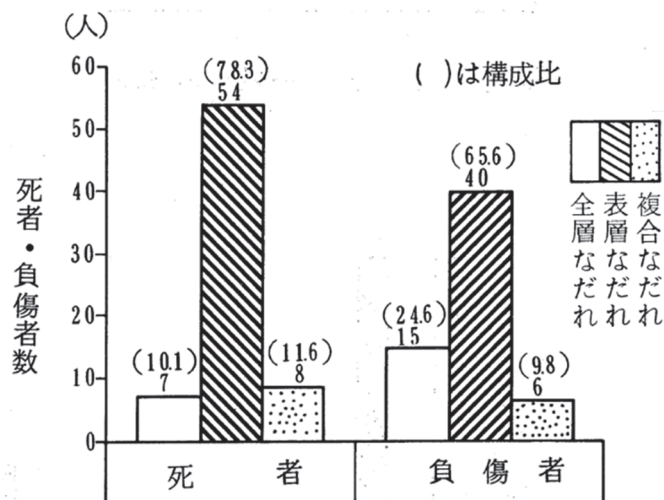


図 1-8 人的被害のあった雪崩災害の死者・負傷者数（建設省河川局，1983）

* 北陸地方の市町村，1963～1981 年対象。

1. 3 面発生表層雪崩の原因となる弱層の特徴

弱層は、積雪内の上下の層に対し相対的に破壊が起きやすく、せん断の力に弱い積雪層のことである。図 1-3 や図 1-4 に示すように、弱層が積雪内にサンドイッチ構造で含まれている場合、面発生表層雪崩の原因となる可能性がある。この弱層は同一の斜面で広く形成されることが多いため、ある箇所で行った破壊が引き金となって破壊が弱層内を伝搬し、大きな斜面の一斉崩落につながる。

表層雪崩発生危険度の予測を行う上で、積雪内の弱層の形成過程を理解することは重要である。主な表層雪崩の弱層となる雪は、しもざらめ雪（こしもざらめ雪）、表面霜、濡れざらめ雪、あられ、そして雲粒なし降雪結晶の 5 種類に分類されている（秋田谷・遠藤，1998；秋田谷，2000）。その典型的な形成条件は次の通りである。

しもざらめ雪（こしもざらめ雪）は、積雪表面に新雪があり、日中に日射を受けた後、無風下で夜間放射冷却が生じることによって形成する（例えば、福沢・秋田谷，1991）。表面霜は、放射冷却で積雪表面温度が低下し、空気中の湿度が高く、弱い風が吹いている場合に、空気中の水蒸気が積雪表面に凝結することによって生じる（例えば、Hachikubo et al., 1997）。濡れざらめ雪は、積雪表面が高温や強い日射で急激に融解することにより、雪粒同士の連結部が選択的に融解し、球状の結合の弱いざらめ雪に変わることによって形成する（秋田谷，2000）。あられは、対流性の雲から降る雪の結晶が、雲中で多くの雲粒を補足し、硬い球状の粒となることにより生じる。寒冷前線が通過した時など、発達した積雲から大粒で大きさのそろったあられが降ることがあり、積雪中で弱層を形成する（秋田谷，2000）。秋田谷（2000）は、雲粒なし降雪結晶は、風のない穏やかな天候の時に降り、積雪表面に対して平行に積もる。雲粒のない平らな結晶が平行に積み重なると、横方向に滑りやすくなると言及している。ただし、例えば、Bair et al. (2012) は、雲粒付着のない広幅六花（板状結晶）については、必ずしも平行に積もるものではないことを示している。図 1-9 に、雪氷用 X 線マイクロ CT による斜面に対して垂直方向の断面画像と斜面に対して平行方向の断面画像を示す（中村ら，2016）。中村ら（2016）は、雪氷用 X 線マイクロ CT を用いた雲粒なし降雪結晶の弱層の 3 次元微細構造分析を行い、図 1-9 の高さ 108.5cm 前後の B 層のように、弱層になる層は、雪粒子がまばらで密度が小さいことを示した。また、弱層部分では斜面に対して垂直方向だけではなく、平行方向の断面でも空隙が多く粗な構造を有することや、弱層以外の部分では空隙が少なく密な構造を有することが明瞭に確認できることを示している。

これらの弱層となる積雪層が形成された後に、降雪や風成雪が上積積雪を形成する場合に、面発生表層雪崩の発生危険度が高まる。

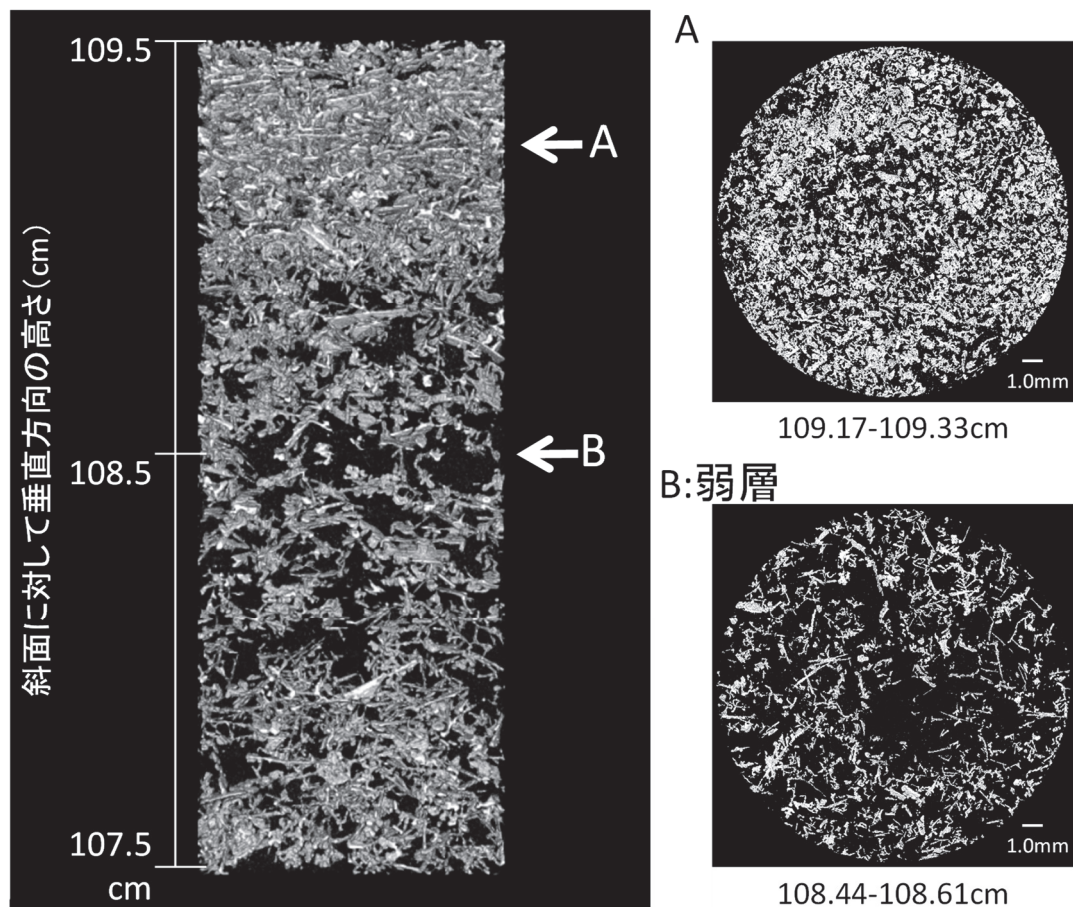


図 1-9 雪氷用 X 線マイクロ CT による斜面に対して垂直方向の断面画像（左）と斜面に対して平行方向の断面画像（右）（中村ら，2016）

- *1 白色の部分が積雪内の雪粒子、黒色は積雪内の空隙。
- *2 地面からの鉛直方向の高さ 108.5cm 前後の B 層が弱層部分。

ここでは、霜の結晶形をしている表面霜、こしもざらめ雪・しもざらめ雪を霜系、降雪時の結晶形に由来するあられ、雲粒のない結晶を降雪系、濡れざらめ雪を湿雪系と称する。これら 5 種類の弱層に共通する点は、粒径が大きく、比較的形状が単純なことである。そのため、積雪層中の雪粒と雪粒の間の空隙が大きく、隣の雪粒との接触点が少ないことで、時間が経過しても丈夫になりづらい。また、これらの弱層は、主に積雪の表層で形成されることが多い（中村ら，2015）。

図 1-10 に、カナダとスイスの表層雪崩発生（誘発）に関係した弱層の種類の割合 (N=103) を示す（中村ら，2015）。図 1-10 の基になった Schweizer and Jamieson (2000) の報告によれば、スイスとカナダでは霜系の弱層の割合が高く、こしもざらめ雪、しもざらめ雪、表面霜の霜系の弱層で 82% を占める。特に表面霜が弱層の約半分であることが特徴である。降雪系（新雪、こしまり雪）の弱層は 10% 台となっている。

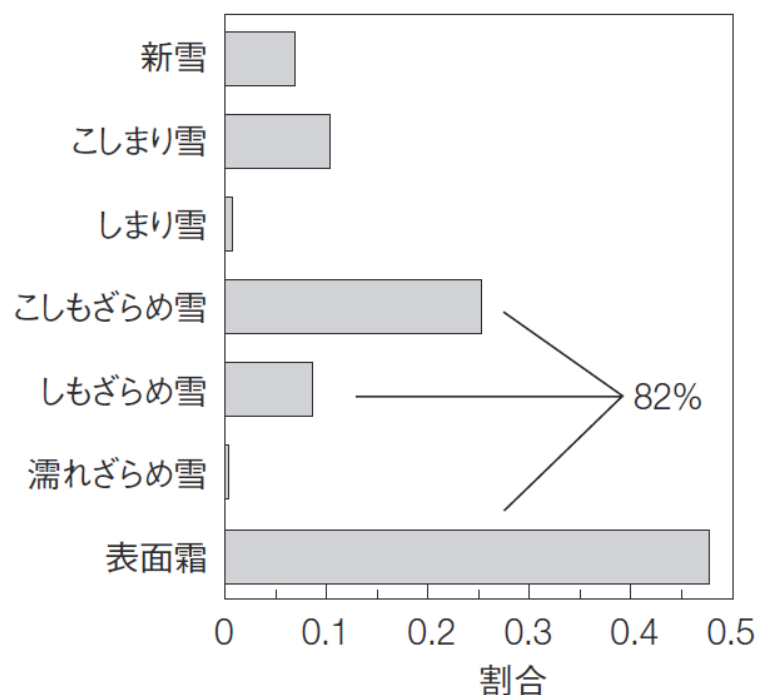


図 1-10 カナダとスイスの表層雪崩発生（誘発）に関係した弱層の種類割合（N=103）
（中村ら，2015）

* スイス：1987/88 ～ 1996/97 年冬季、カナダ：1989/90 ～ 1999/2000 年冬季、ウィークインターフェースは含まない（Schweizer and Jamieson, 2000）。

図 1-11 に、日本国内の表層雪崩発生に関係した弱層の割合を示す（尾関・中村，2022）。北海道ニセコでは、2002/2003 年冬季に発生した乾雪表層雪崩 10 事例のうち、3 件で霜系（こしもざらめ雪）の弱層、7 件で降雪系（雲粒なし降雪結晶）が観測された（Nishimura et al., 2005）。1996～2012 年に日本全国の山岳域で誘発により発生した表層雪崩の破断面の積雪断面観測結果 22 事例を整理すると、降雪系の新雪の弱層は 23 %、こしもざらめ雪にしもざらめ雪を加えた霜系の弱層は 77%であった（池田ら，2012）。日本雪氷学会北海道支部では雪氷災害調査チームを作って重大な雪崩事故が起きると破断面の積雪調査を行なっている。2007～2020 年に調査した雪崩事故 20 事例では、霜系（こしもざらめ雪・しもざらめ雪）の弱層が 12 件、降雪系（雲粒なし結晶）が 8 件であった（尾関ら，2017；日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム）。図 1-12 に日本国内の表層雪崩の弱層の割合を示す（尾関・中村，2022）。しもざらめ雪、こしもざらめ雪の弱層を合わせると 58%であるが、降雪系の雲粒なし結晶の弱層の割合が 42%であり、スイスやカナダよりも降雪系の弱層の割合が高いことが日本の特徴である。

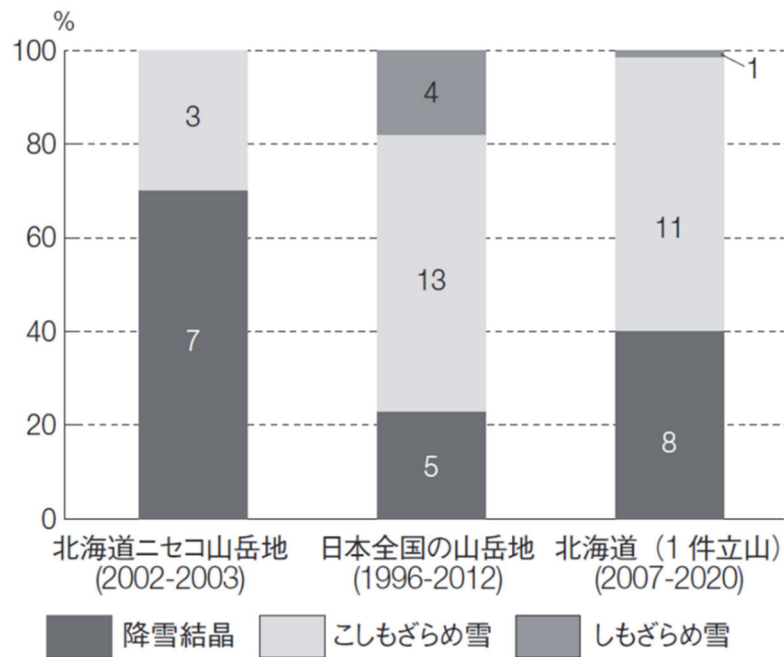


図 1-11 日本国内の表層雪崩発生に関係した弱層の割合（尾関・中村，2022）

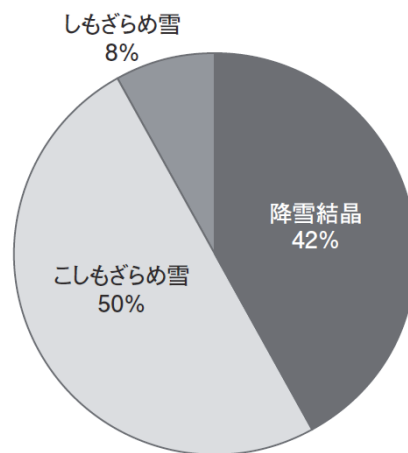


図 1-12 表層雪崩の弱層の割合（国内）（尾関・中村，2022）

* 図 1-11 に示した事例のうち重複を除いた 48 事例を用いて作図。

1. 4 雲粒なし降雪結晶による弱層の形成

面発生乾雪表層雪崩の発生要因となる弱層形成に、雲粒付着の少ない降雪結晶が関係していることは古くから指摘されている（例えば、LaChapelle, 1967; 秋田谷・清水, 1987）。石坂（2007）は、天井に開口部を設けた低温室に降雪を取り込み、広幅六花等の結晶により弱層が形成されることを確認した。

表層雪崩に関係する弱層は、表層で形成された後の降雪や、強風による吹き溜まり、あるいは降雪を伴う吹雪で埋没することが多い。埋没した積雪層は、上の層の荷重で密度が大きくなり（圧密）、接触した雪結晶間の結合が進む（焼結）ことにより強度が増す。また、積雪内の温度環境によっては、融解再凍結やしもぎらめ化などの変態を受けて強度が変化する。同様に、弱層も時間とともに変態が進み強度が変化する。

弱層の強度測定は、その薄さともろさのため難しく、系統だった測定は多くない。例えば、八久保・秋田谷（1996）は、雲粒なし板状結晶による弱層のせん断強度の観測と実験を行い、温度の高い方が、あるいは上載荷重の大きい方がせん断強度（SFI）の増加率が増し、弱層が丈夫になりやすいという傾向を示唆した。SFI とは、Shear Frame Index のことで、積雪内部のある層のせん断強度の指標である。海原ら（2011）は、北海道で2冬期にわたり、雲粒付着がない降雪結晶の弱層を多数観測し、その大半は数日で上下の積雪と区別がつかなくなかったが、2例についてせん断強度を連続追跡し、八久保・秋田谷（1996）と同様の増加傾向があることを報告した。図 1-13 に、2冬期に観測された4つの弱層の SFI 及び弱層上の上載荷重の時系列変化（海原ら, 2011）を示す。図 1-13 は、（雲粒なし）降雪結晶、あられ、しもぎらめ雪の弱層の SFI を連続で観測した一例である。全ての種類で、時間が経過するにしたがい、少しずつ SFI が増加していることが確認できる。しかし、種類により SFI が増加して丈夫になる速さに差があることがわかる。SFI の増加については降雪結晶弱層 b が最も早く、次いであられ弱層、しもぎらめ雪弱層の順となっている。図 1-14 に、海原ら（2011）が測定した弱層の SFI 時系列変化と他の文献値との比較を示す。降雪結晶弱層については、海原ら（2011）の2つの測定例は形成後の数日間の SFI がやや小さいものの、八久保・秋田谷（1996）の結果と傾向が一致しており、表面霜、しもぎらめ雪、あられに比べて SFI の増加率が大きい、つまり早く丈夫になることがわかる。

阿部・望月（2014）は、2010年2月4日～5日に山形県新庄市で形成された雲粒なし結晶の弱層について、顕微鏡写真の撮影とともに密度、せん断強度の測定、薄片構造の調査を行った。この弱層には広幅六花だけでなく大きな樹枝状結晶も含まれており、密度は過去に報告された降雪結晶のものより低かった。また、密度とせん断強度の関係では、等温変態にある積雪と同等であった。また、池田（2015）は、長野県の山岳等での観測例から、大型の雲粒付着のない板状結晶によって形成された弱層は、他の新雪層よりも長期間脆弱な状態が持続すると考えられることを示した。降雪結晶の弱層の持続時間の目安は降雪中や降雪直後、長くて2～3日程度といわれている（McClung and Schaerer, 2006; Tremper, 2009）。一方、池田（2015）が示した長野県白馬村八方尾根の事例では弱層形成の3日後に雪崩が発

生していた。池田（2015）は、雲粒なし板状降雪結晶の密度とせん断強度の測定結果から考察し、大型の角板、扇型、広幅六花等の板状結晶によって形成された層は、密度に対して小さいせん断強度と比較的大きな圧縮粘性係数という特性を併せ持つため、積雪中に脆弱な状態で長期間残ると考察した。

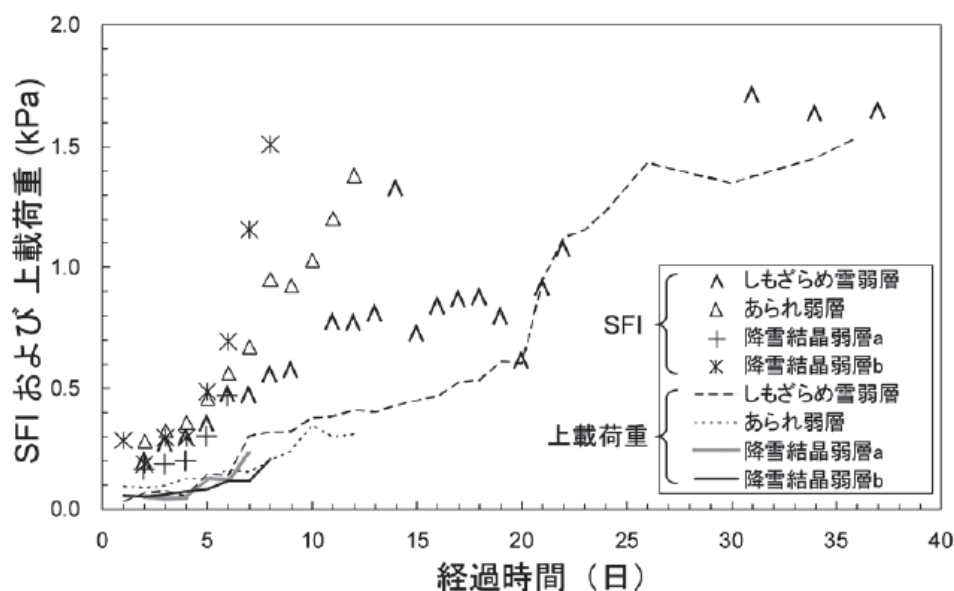


図 1-13 2 冬期に観測された 4 つの弱層の SFI 及び弱層上の上載荷重の時系列変化（海原ら，2011）

* SFI: Shear Frame Index。積雪内部のある層のせん断強度の指標。

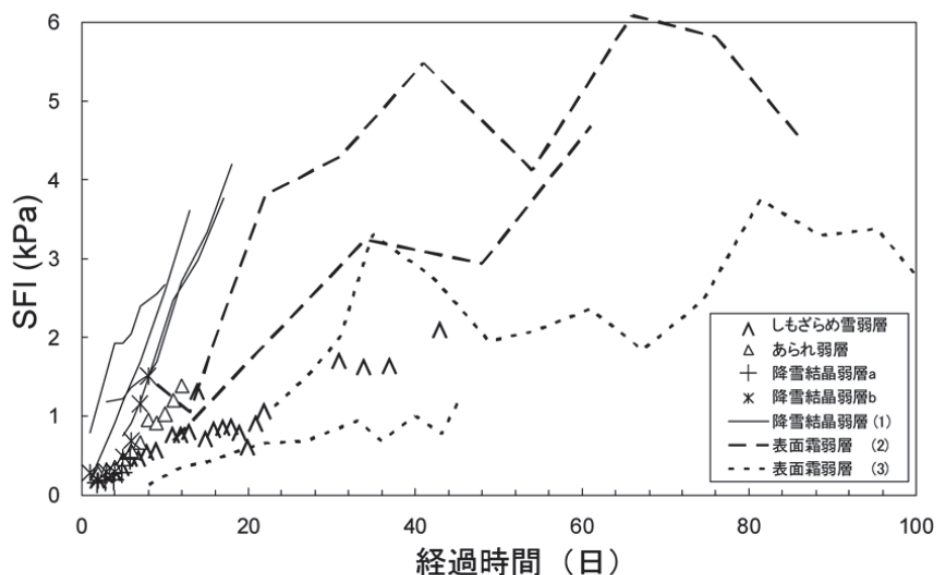


図 1-14 海原ら（2011）が測定した弱層の SFI 時系列変化と他の文献値との比較

* 番号がなしは海原ら（2011）、(1)は八久保・秋田谷(1996)の降雪結晶弱層、(2)は Davis et al. (1996)の表面霜弱層、(3)は Geldsetzer et al. (1998)の表面霜弱層の測定例

1. 5 降雪結晶に起因する表層雪崩発生と気象条件

四手井（1953）は、1952年2月26日に山形県から福島県で発生した複数の乾雪表層雪崩について報告している。四手井（1953）によると、その発生範囲は広く、鉄道への雪崩が多数発生し、列車埋没も生じている。山小屋など建物の埋没も含め、かなりの数の雪崩が発生して死者も出ているが、雪崩の崩落途中の破壊力は低く、埋雪による被害が多かった。弱層についての言及はなく、発生原因を前日のサンクラスト上に短時間降った多量の特殊なガラス状のサラサラした新雪によると考察している。図1-15に雪崩発生当日の天気図（四手井，1953）を示す。四手井（1953）は、雪崩となった雪を降らしたのは、西高東低の冬型でなく、南から北上して来た低気圧によるものであると考察しているが、今後気象状況とこのような特殊な降雪に起因する雪崩の関係についてさらなる観測が必要であると言及している。

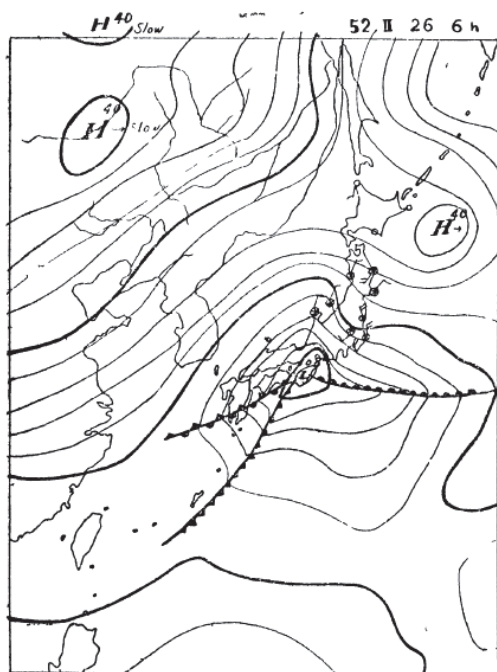


図1-15 1952年2月26日6時の地上天気図（四手井，1953）

秋田谷・清水（1987）は、北海道幌加内町で生じた表層雪崩発生斜面下の平地で実施した積雪断面観測結果と近隣の幌加内アメダス気象データから考察し、風のない時に積もった雲粒の付着していない、大きな広幅六花の混じった新雪が弱層となった雪崩であることを報告している。この報告等を基に、秋田谷（2000）は、雲粒なし降雪結晶は、風のない穏やかな天候の時に降ると言及している。

中村ら（2009）は、雲粒付着が少ない結晶の弱層と低気圧に伴う降雪との関連を指摘し、温暖前線等の低気圧前面の降雪によってもたらされた雲粒なし降雪結晶が広域に弱層を形成していると考えた。中村ら（2009）は、2009年1～2月の岩見沢市北村で観測した降雪

結晶及び積雪断面観測結果や、2009 年 1～3 月の札幌市（北区、中央区、南区定山溪）、喜茂別町中山峠、京極町、倶知安町の降雪結晶及び積雪断面の観測結果について、気象庁アメダスデータ、高層気象データ、地上天気図、解析雨量データ、気象衛星画像等から考察し、雲粒なし降雪結晶が雪崩の弱層となる以下の 1) と 2) の条件を示した。

- 1) 気温が低く、低気圧前面における層状雲からの降水が雨やみぞれではなく、乾いた降雪の形態を取る。
- 2) 雲粒が少ない結晶が降った後、すぐに多量の降雪で覆われる。つまり、積雪表層での変態が進行しないまま、積雪中に埋没する。

Bair et al. (2012) は、フィールドでの観測から得られた低気圧通過時に発生する表層雪崩の特徴について報告し、板状結晶の弱層から生じる破壊がしばしば見られることを指摘している。

山野井ら (2013) は、2012 年 12 月 16 日に北海道上富良野町三段山中腹で 5 名のスキーヤーの内 1 名が巻き込まれて死亡した雪崩事故の現地調査を実施し、発生した雪崩は、雲粒なし降雪結晶が弱層となった面発生乾雪表層雪崩であることを報告した。弱層の雲粒なし降雪結晶をもたらした低気圧について考察しているが、雪崩発生前には複数の低気圧が頻繁に通過していたため、低気圧の特定はできなかった。弱層上に堆積した上載積雪は硬く締まっているしまり雪であり、風成雪が寄与していると考察している。

日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム (2013) の現地調査報告によれば、2013 年 4 月 22 日に北海道上富良野町富良野岳でスノーボーダー 1 名が巻き込まれて死亡したと推定される雪崩は、雲粒なし降雪結晶が弱層である面発生乾雪表層雪崩であった。中村ら (2015) は、気象データや地上天気図、気象衛星画像からこの雪崩事例を考察し、雲粒なし降雪結晶をもたらしたのは、2013 年 4 月 21 日に北海道南岸を北東進した前線を伴った低気圧の温暖前線の層状雲からの降雪であり、上載積雪をもたらしたのは、21 日深夜から 22 日午前中にかけて生じた西高東低の冬型の気圧配置による対流雲からの降雪であることを示した。

中村ら (2013) は、2012/2013 年冬季に札幌市で降雪、積雪の観測を行った。低気圧が北海道に接近した時に温暖前線に相当する層状雲から雲粒なし降雪が降り、積雪内で弱層を形成していた 3 事例について、気象モデル WRF を使った気象解析、アメダスデータ、地上天気図、気象衛星画像等を用いて各事例の気象条件を考察し、雲粒なし降雪結晶が弱層を形成し、上載積雪が堆積する場合の気象の特徴を抽出した。弱層形成時、及び上載積雪形成の気象の特徴を以下に示す。

- 1) 弱層形成時の気象の特徴
 - ・ 低気圧の前面の温暖前線に相当する層状雲による降雪がある。
 - ・ 気象衛星可視画像ではぼやけた雲に相当する。
 - ・ 天気図上で前線が描かれていなくても温暖前線相当の層状雲が存在する。
 - ・ 暖気移流で気温は上昇しているが、0℃以下を保つ。
 - ・ 南寄りまたは東寄りの風の後、西寄りの風に変化。

- ・ 比較的弱い風速である。
- 2) 上載積雪形成の気象の特徴
- ・ 低気圧が通過した後に寒気移流による対流雲による降雪（冬型の気圧配置）がある。
 - ・ 気象衛星可視画像では、はっきりした筋状の雲に相当している。
 - ・ 寒気が移流し、低温になる。
 - ・ 北寄りまたは西寄りの季節風となっている。
 - ・ 比較的強い風速となっている。

中村ら（2013）は、これらの特徴を踏まえ、図 1-16 に示す雲粒付着が少ない降雪結晶が弱層を形成する場合の典型的な天気図を示した。秋田谷・中村（2013）は、2013 年 2 月 6 日に北海道羊蹄山で発生した雪崩や 2013 年 3 月 13 日に北海道上ホロカメットク山で発生した雪崩、2013 年 3 月 28 日に北海道富良野岳で発生した雪崩について、札幌市で観測した降雪、積雪の雪粒子の写真や気象データから、低気圧前面の温暖前線の層状雲から降る降雪との関係を考察した。

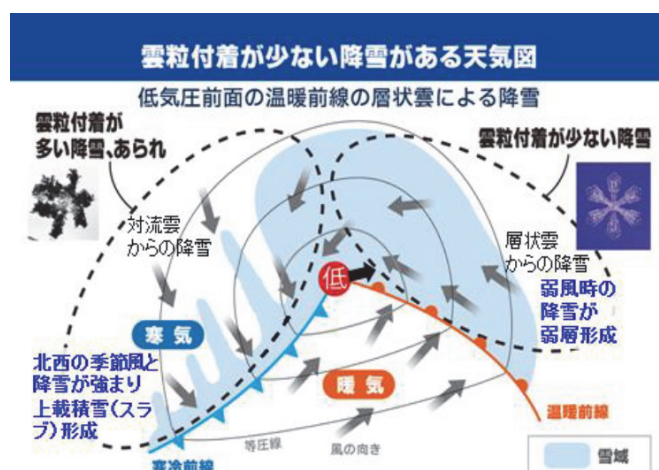


図 1-16 雲粒付着が少ない降雪結晶が弱層を形成する場合の典型的な天気図
（中村ら，2013）

近年、太平洋側で大きな被害が生じた雪崩災害が 2 事例生じた。その一つの事例が、2014 年 2 月 14 日～16 日に通過した南岸低気圧の降雪による雪崩災害事例である。2014 年 2 月 14 日から 16 日にかけて、発達中の低気圧が本州に接近し、南岸を通過したことにより、西日本から北日本の太平洋側を中心に広い範囲で降雪となった。図 1-17 に 2 月 14 日～16 日（各日 9 時の図を記載）の気象衛星赤外面像と地上天気図を示す（中村ら，2014）。特に、関東甲信地方や東北地方では 14 日から 15 日にかけて記録的な大雪となったところがあった。低気圧はさらに発達を続けて三陸沖から北海道の東海上に進み、19 日にかけて千島近海でほとんど停滞した。この影響で、15 日から 19 日にかけて、北海道や東北北部を中心に大雪や暴風雪となった。

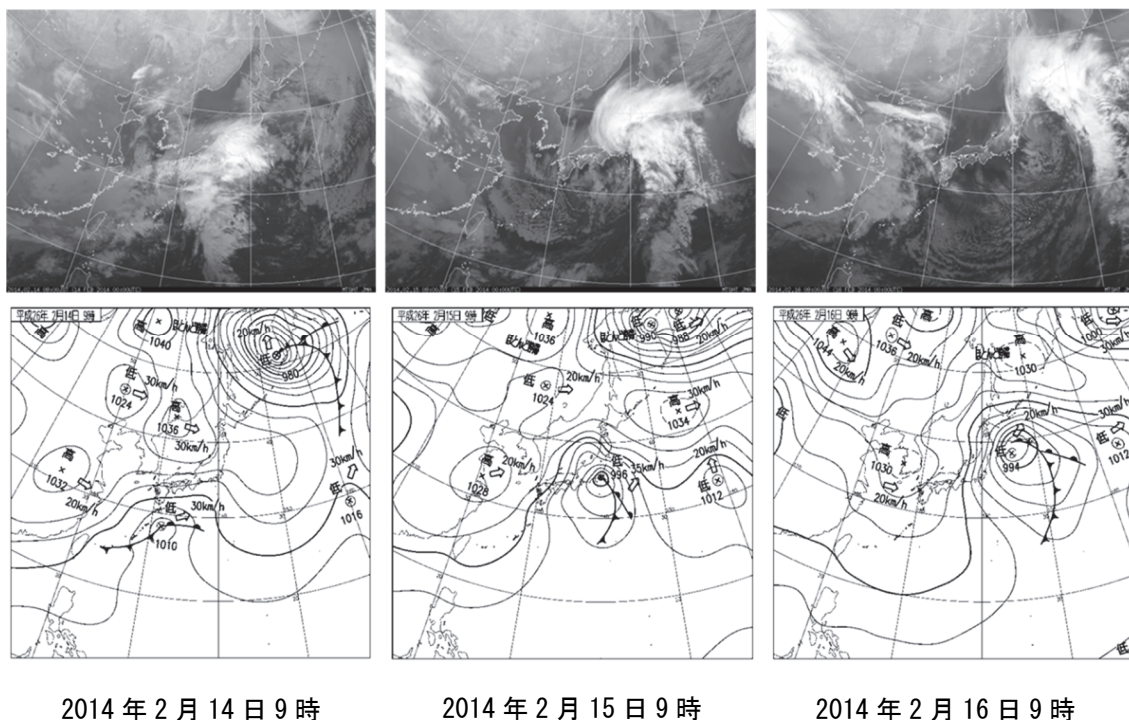


図 1-17 2014 年 2 月 14 日～16 日 9 時の気象庁気象衛星赤外面像（上）と
地上天気図（下）（中村ら，2014）

この低気圧通過に伴う大雪により、関東甲信地方や東北地方では数多くの雪崩が発生し、建物への被害、車両の立往生、車両に乗っていた人の孤立、車両の埋没、道路通行止め、集落の孤立等の被害が発生した（和泉ら，2014；中村ら，2014；上石ら，2014；上石ら，2016；上石・中村，2019）。図 1-18 に、2014 年 2 月 14 日 1 時～16 日 24 時に表層雪崩が確認された主な地点と上記 3 日間の降雪量を示す（中村・上石（2019）に加筆）。雪崩発生地点は、中村ら（2014）の分布に岩手県の地点を加えたものである。降雪量の分布は、気象庁積雪深観測データから 1 時間毎の降雪量を求めて積算して作図し、観測地点がない場所を内挿して作成した（地理情報分析支援システム MANDARA の等値線作成機能使用）。概ね 40 cm 以上の降雪があった地域に雪崩発生地点が分布していることが分かる。

表層雪崩は、図 1-18 にプロットした岩手県、宮城県、山形県、福島県、群馬県、栃木県、埼玉県、東京都、神奈川県、山梨県、長野県、新潟県のほかに、静岡県、岐阜県（下記の山岳での雪崩）、北海道札幌市中山峠、新得町（暴風雪で形成された吹き溜まり斜面で発生）等でも確認されている。岐阜県白川村の野谷荘司山では、2 月 16 日に山スキーをしていた 1 名が雪崩に巻き込まれ死亡している（和泉ら，2014；中村ら，2014；非常災害対策本部，2014；上石ら，2016）。なお、山梨県中北地域・峡南地域・峡東地域・東部・富士五湖、埼玉県秩父地方、東京都多摩西部においては、傾斜地に多くの表層雪崩が確認されたため、図 1-18 には代表的な地点のみをプロットした。図 1-18 の No. 2～No. 5 の各地点で発生した表

層雪崩は、堆積して間もない積雪表層の新雪部分が雪崩として流下しているという共通の特徴を有する。また、4地点とも主に気温が氷点下であった降雪中に表層雪崩が発生したと推定されたため、雪が乾いた状態で発生する乾雪表層雪崩であると判断された（和泉ら，2014；中村ら，2014）。

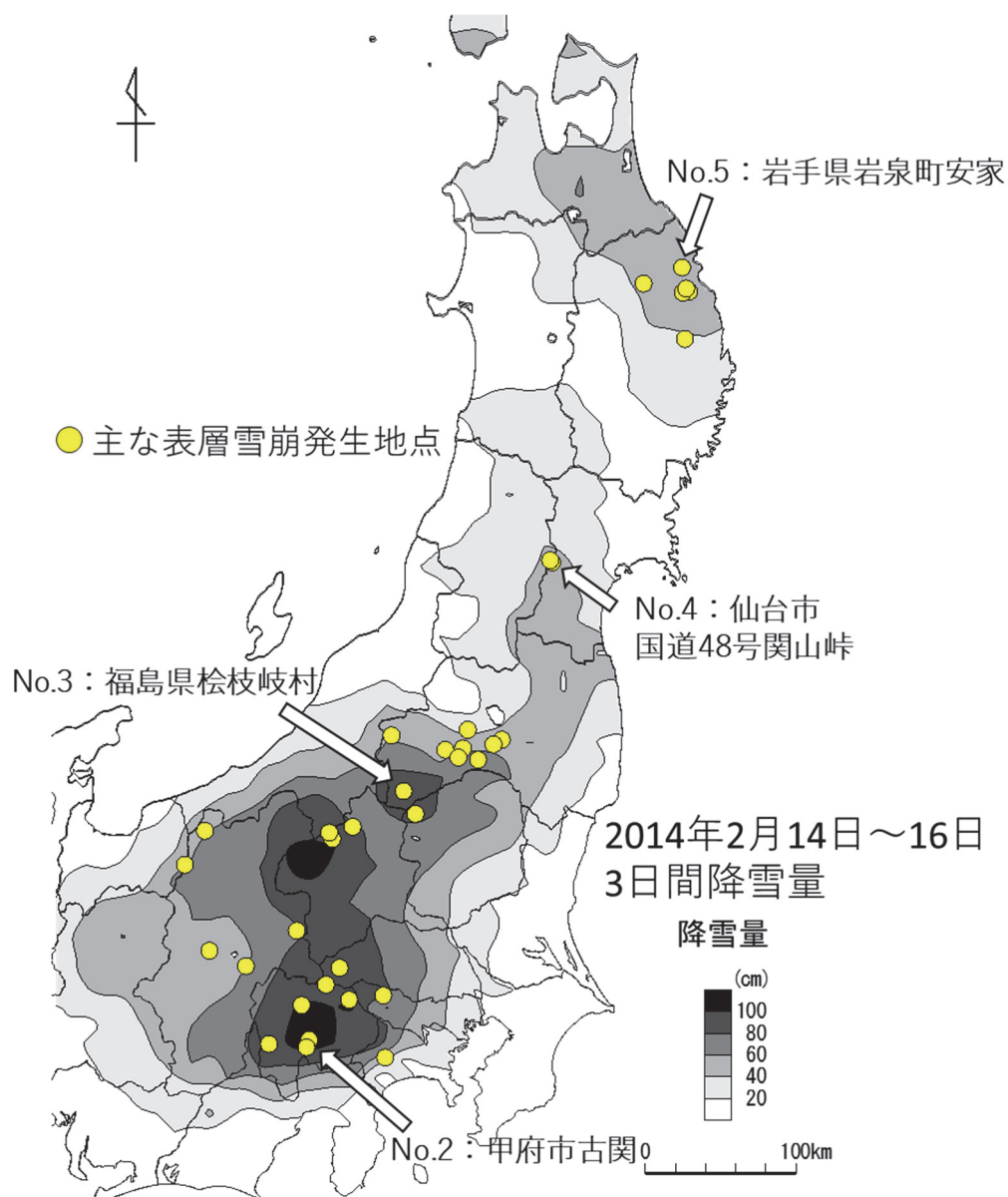


図 1-18 2014 年 2 月 14 日 1 時～16 日 24 時に表層雪崩が確認された
主な地点（○印）と同じ 3 日間の降雪量（中村・上石，2019 に加筆）

- *1 中村ら（2014）が示した No. 2 と No. 4 地点に No. 3 と No. 5 地点を加筆。
- *2 降雪量の分布は気象庁観測データより作成。
- *3 No. 2～No. 5 は、3. 1 節の雪崩事例の番号に該当。

図 1-19 に、2014 年 2 月 16 日に関山峠の関山トンネル南東側抗口付近の斜面で実施した破壊テストで現れた弱層を示す（中村ら，2014）。積雪表面面から 21 cm 下に弱層が検出された。図 1-20 に弱層形成を形成していた雪粒子を示す（中村ら，2014）。弱層では、雲粒付着が無い板状結晶（扇状結晶や角板）や、針状結晶等が認められた。図 1-21 に示すように、関山峠付近では複数の雪崩が発生し国道 48 号で車両埋没等が発生した（中村ら，2014）。図 1-22 にそのうちの一つの関山峠の別の地点で観察された破断面を伴う表層雪崩を示す（中村ら，2014）。関山峠で発生したいくつかの雪崩に破断面が確認された。また、このような雲粒付着無しの降雪結晶による弱層は、図 1-18 の No. 2 地点である甲府市古関のほか、新潟県只見町、長野県茅野市、長野県塩尻市、長野と群馬の県境に位置する碓氷峠等でも観測された（中村ら，2014；安達ら，2016）。中井（2016）が行ったレーダーと地上気象観測の解析結果によると、2 月 14 日～15 日の南岸低気圧の関東甲信地方及び東北地方南部で見られた降雪の特性として、最初に弱い一様なレーダー降水域が広がり、その後に強い降水域が現れた。積雪断面観測の積雪の層位と気象データから、関山峠では、南岸低気圧に伴う初期の降雪が、風が弱い状態で堆積し、せん断強度のきわめて小さい積雪層が形成され、その後の同じ南岸低気圧の降雪により積もった新雪の下層に位置する弱層となることで、表層雪崩が発生したと考えられる（阿部ら，2014a，2014b；阿部ら，2016a；中村ら，2014）。例えば、仙台市関山峠から北西に約 50 km 離れた山形県新庄市に位置する防災科学技術研究所（以下、防災科研）新庄雪氷環境実験所において、南岸低気圧に伴う降雪初期の 2 月 14 日 23 時頃、風速 2 m/s 以下の弱い風の中で雲粒の付着が無い降雪結晶を観測した（中村ら，2014）ことも、この考察結果を裏付ける。雲粒付着のない降雪結晶による弱層の形成は、典型的には低気圧進行方向前面の層状雲に伴う降雪によって生じると言われており（中村ら，2009；秋田谷・中村，2013；中村ら，2013）、関山峠での弱層形成事例も、雲粒付着のない降雪結晶による弱層形成の典型例と考えることができる。



図 1-19 破壊テストで現れた弱層（中村ら，2014）

*1 関山トンネル仙台市側抗口付近。

*2 3. 1 節の事例 No. 4。

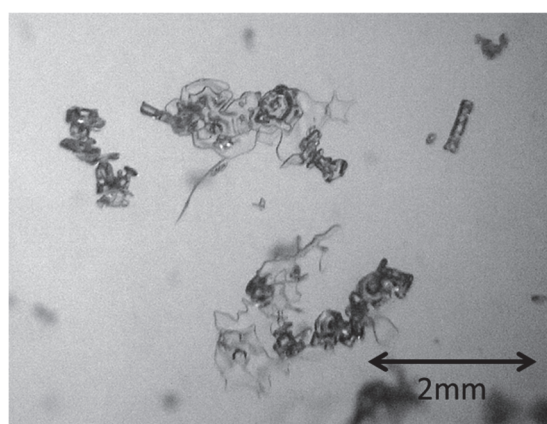


図 1-20 弱層形成を形成していた雪粒子（中村ら，2014）

*1 関山トンネル仙台市側抗口付近。

*2 3. 1 節の事例 No. 4。



図 1-21 関山峠で発生した表層雪崩
(中村ら, 2014)

* 破線矢印は雪崩流下方向。

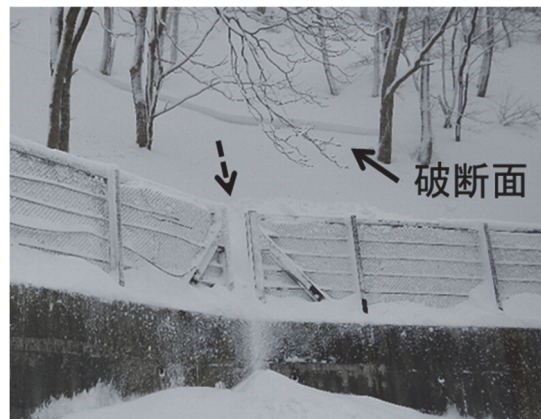


図 1-22 関山峠で発生した破断面を伴う
表層雪崩 (中村ら, 2014)

* 破線矢印は雪崩流下方向。

太平洋側で大きな被害となったもう一つの雪崩災害事例は、栃木県高等学校体育連盟が主催した春山安全登山講習会の開催中の 2017 年 3 月 27 日 8 時 43 分頃に那須岳で発生した雪崩災害である。講習会参加校の生徒及び引率教員がこの雪崩に巻き込まれ、生徒 7 名、教員 1 名の合計 8 名が死亡し、40 名が重軽傷を負った (中村ら, 2017; 上石ら, 2017; 平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会, 2017; 中村ら, 2018)。図 1-23 に、2017 年 3 月 26 日～27 日の気象衛星赤外画像と地上天気図 (宇都宮気象台, 2017)、及び解析雨量を示す (中村ら, 2018)。また、図 1-24 に、那須岳雪崩発生地全景を示す (中村ら (2018) に加筆)。

中村ら (2017) は、那須岳で雪崩が発生した翌日の 2017 年 3 月 28 日午後、雪崩事故地点近くの標高 1,350m、傾斜角 35 度の東向き斜面で積雪断面観測を実施した (図 1-24 の☆の位置)。図 1-25 に、2017 年 3 月 28 日に那須岳で観測した積雪断面と雪粒子の写真 (中村ら, 2018) を示す。調査の結果、図 1-25 に示すように積雪表面から 22cm～25cm 下の新雪・こしまり雪層中に雲粒の付着の少ない板状等の降雪結晶の弱層が検出された (中村ら, 2017, 2018)。表層雪崩発生の原因と考えられるこの弱層は、南岸低気圧に伴う降雪中に、結晶の形状が雲粒の付着の少ない板状等の比較的大型の降雪結晶により形成されたものであることが示唆された (中村ら, 2017, 2018)。弱層となった雪が降った後に、同じ南岸低気圧から短時間に強く降った雪が積もることで積雪が不安定になり、表層雪崩が発生したと推定された (中村ら, 2017, 2018)。2017 年 3 月 28 日に行った現場調査で、那須温泉ファミリースキー場グレンデ内に到達した別の雪崩の痕跡を図 1-24 の写真右下の楕円のエリアに発見した。このように、那須岳一帯では、低気圧に伴う降雪が、雪崩の原因となった弱層と上積積雪となった積雪層を形成したと推定された。なお、荒木 (2018) によれば、那須岳では、低気圧の接近に伴う湿潤な北～東風の強まりとともに、地形性上昇流が過冷却の水雲を下層で生み、局地的に Seeder-Feeder メカニズムによる降雪の強化が起こっていた。

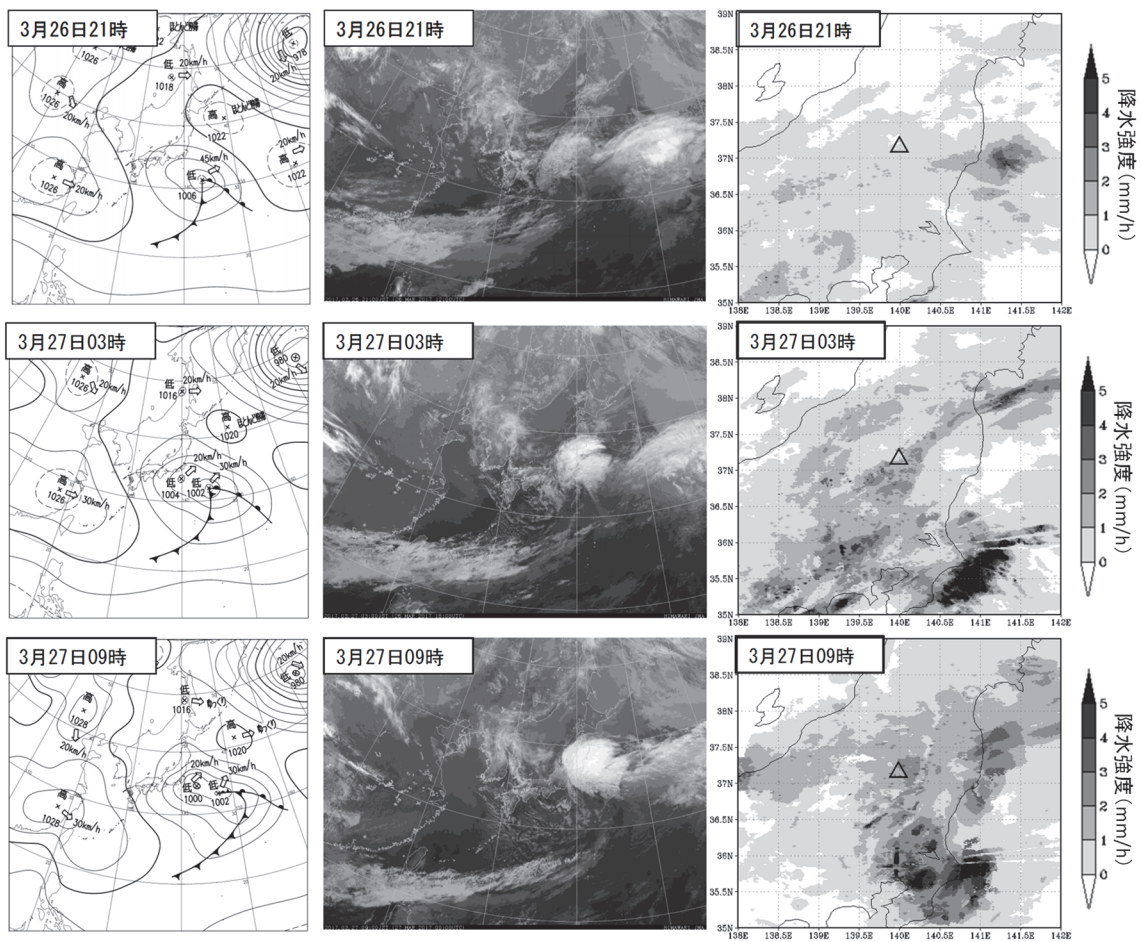


図 1-23 2017 年 3 月 26～27 日の気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像（宇都宮气象台，2017）、及び解析雨量（中村ら，2018）

* 解析雨量は GRADS にて作図。中心の△は那須岳の位置。

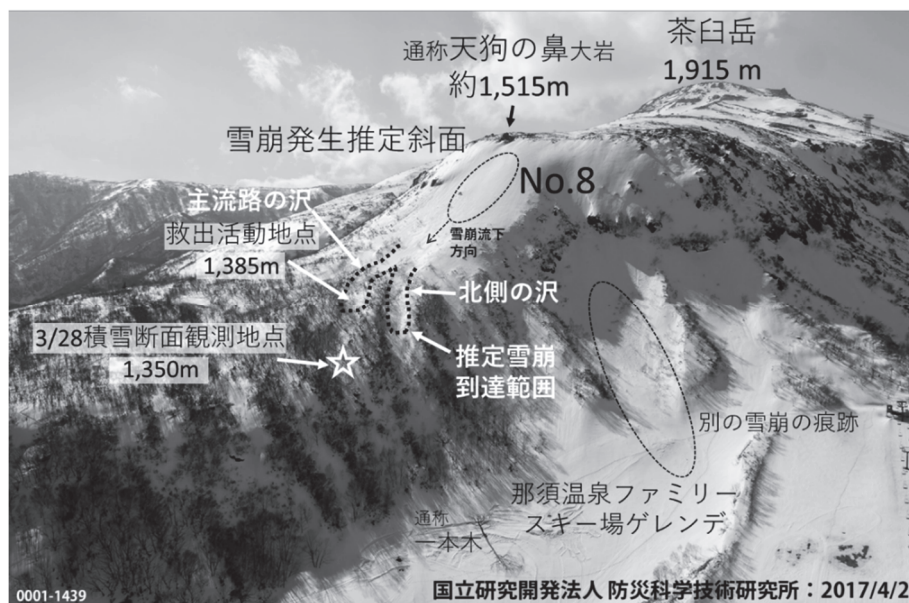


図 1-24 那須岳雪崩発生地全景（2017 年 4 月 2 日に防災科研の無人航空機で撮影）（中村ら（2018）に加筆）

- *1 3. 1 節で分析する 2017 年 3 月 27 日に発生した雪崩事例 No. 8 に該当。
- *2 No. 8 の楕円付近が雪崩発生推定斜面。☆は、2017 年 3 月 28 日積雪断面観測地点。
- *3 推定雪崩到達範囲（主流路の沢、北側の沢）を点線で示した。
- *4 2017 年 3 月 28 日の現場調査で発見した那須温泉ファミリースキー場ゲレンデ内に到達した別の雪崩の痕跡（写真右下の楕円のエリア）。

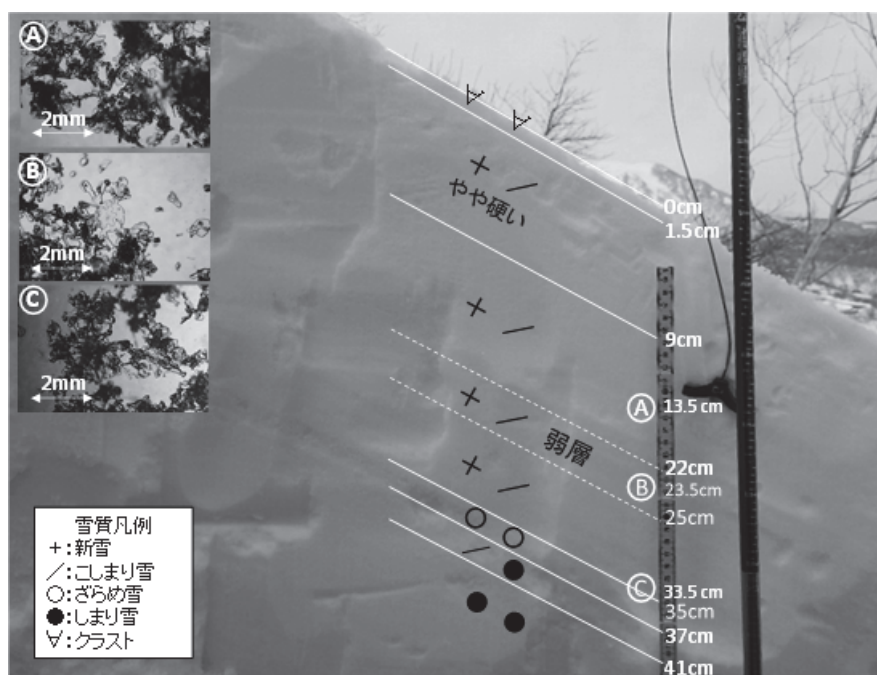


図 1-25 2017 年 3 月 28 日に那須岳で観測した積雪断面と雪粒子の写真（中村ら，2018）

1. 6 面発生表層雪崩に対する雪崩発生危険度予測

雪崩災害の被害を軽減するためのソフト対策として、雪崩発生危険度予測は重要である。大規模になりやすい弱層を伴う面発生表層雪崩を対象にした発生危険度予測の試みは、雪質変質モデルを用いて行われている。積雪モデルのうち、雪質や層構造を計算できるものを積雪変質モデルと呼ぶ。スイスや日本のほか、カナダ、イタリア、オーストリア、アメリカ等では、スイスの雪質変質モデル SNOWPACK が用いられており、フランスやノルウェー、スロベニアでは、フランスの雪質変質モデル CROCUS が用いられている (Morin et al., 2020)。

積雪変質モデル SNOWPACK は、スイス連邦雪・雪崩研究所 (SLF) で開発された (Lehning et al., 1999; Bartelt and Lehning, 2002; Lehning et al., 2002a, 2002b)。その後、山岳で SNOWPACK を面的に計算するシステムとして、ALPINE3D が開発された (Lehning et al., 2006)。図 1-26 に積雪変質モデル SNOWPACK の概略図を示す。SNOWPACK の入力データは、熱収支計算のための気温、湿度、風向、風速、日射量 (短波放射量)、長波放射量、地温と、降雪量を見積もるための降水量または積雪深である。これらのデータを入力して、積雪の堆積や融解、大気と雪面間の熱交換、積雪中の熱伝導、圧密過程、水分移動などを計算することで、積雪深や積雪水量のほか、積雪中の温度、密度、含水率のプロファイルを出力できる。SNOWPACK は、積雪中の雪粒子の形状を表現する樹枝や丸みの度合や雪粒子間の結合等の積雪微細構造を考慮することや、層構造をラグランジュ的に計算することで薄い弱層を保存できる等の特徴があり、せん断強度や積雪安定度 (SI) も計算できることから、雪崩発生危険度の予測に用いられている (Bartelt and Lehning, 2002; Lehning et al., 2002a, 2002b, 2004; 平島, 2014)。SNOWPACK を雪崩の発生予測に応用する場合は、積雪安定度 (SI) の計算結果を用いる。積雪安定度 (SI) は、雪崩の起こりにくさを表し、積雪層のせん断強度をその層にかかるせん断応力で割った値の最小値で定義されている (例えば、Perla, 1977)。

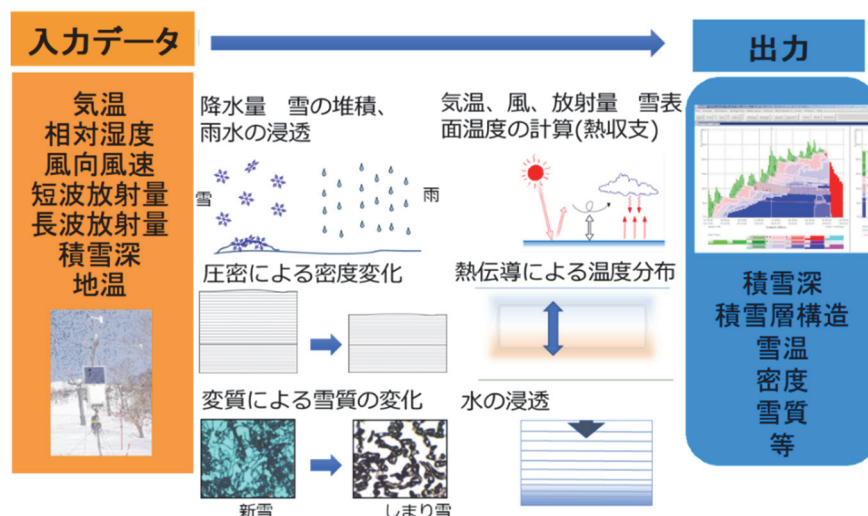


図 1-26 積雪変質モデル SNOWPACK の概要

防災科研では、スイス連邦雪・雪崩研究所で開発された SNOWPACK を日本の雪にも適用できるように、日本国内の日本海側を中心とした雪国地域における多くの事例に対して SNOWPACK の検証と改良を進めてきた (Yamaguchi et al., 2004; Nishimura et al., 2005; Hirashima et al., 2004, 2008, 2009, 2010, 2011; 平島ら, 2015)。積雪安定度 (SI) は、1.5 以下が雪崩リスクの閾値とされる (例えば、Sommerfeld, 1984)。平島ら (2006) や Hirashima et al. (2008) は、SNOWPACK で算定された密度やせん断強度、降水量の見積もりに関する誤算をまとめ、複数の国内雪崩事例への適用結果を解析して、日本国内では、積雪安定度 (SI) の計算値が 2 以下になると雪崩発生の危険度が高まるとした。Hirashima et al. (2008, 2009) は、SNOWPACK のせん断強度の改良を進め、Hirashima (2019) は、国内向けに最適化された SNOWPACK を用いた雪崩発生予測に用いる積雪安定度診断手法を示した。

SNOWPACK では、1. 3 節で示した表層雪崩の弱層になる 5 種類の雪のうち、ヨーロッパや北米の表層雪崩発生に関係する割合が高い霜系のしもざらめ雪、こしもざらめ雪 (例えば、Takeuchi and Hirashima, 2013; 阿部・平島, 2015) や、表面霜 (例えば、Bellaire and Jamieson, 2013) を考慮したせん断強度や積雪安定度を計算することができる。また、積雪中の水分移動が関係する湿雪系の濡れざらめ雪についても、積雪中の水分移動の再現等に課題は残るものの (例えば、平島, 2014)、Takeuchi and Hirashima (2013) が示したように、せん断強度や積雪安定度の算定が試みられている。

一方、ヨーロッパや北米に比べ日本では雲粒なし降雪結晶が表層雪崩発生に関係する割合が高いが、雲粒なし降雪結晶やあられのような降雪結晶の形状の影響を SNOWPACK の計算に考慮するためには、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。また、弱層は密度が周囲より低いか、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。例えば、あられの密度とせん断強度の関係式は Abe (2004) によって定式化されているが、その他の形状の降雪種毎には定式化されておらず、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。

したがって、現時点では、SNOWPACK に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 SNOWPACK を用いた雲粒なし降雪結晶が弱層になる雪崩の発生予測は困難である。また、降雪結晶の形状の情報として、橋本ら (2018) が取り組んでいるような、雲微物理過程を考慮し上空から降ってくる降雪種を予測するモデル化や、Ishizaka et al. (2016) が示したような降雪の形状に依存する新雪密度を積雪モデルに取り込むような改良が必要である。今後、降雪種の情報のモデル化とともに、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、物理過程をモデル化して降雪の形状が弱層の形成に関わるような表層雪崩の発生予測計算が可能になっていくものと考えられる。

1. 7 雪崩発生危険度に関する情報

1. 6 節に示したように、現時点では、SNOWPACK に降雪結晶の種類による違いが組み込まれていないため、SNOWPACK を用いた雲粒なし降雪結晶が弱層になる表層雪崩の発生予測は困難である。一方、その予測が実現した場合を想定し、予測情報を有効に活用するための準備として、既存の雪崩関連情報を整理しておくことは重要である。本節では、国内外の主な雪崩発生危険度に関する情報について述べる。

現在、国内で発表されている雪崩発生危険度関連の情報は、気象庁なだれ注意報（気象庁）、ニセコ町などの地域の自治体に関わるニセコなだれ情報（ニセコ雪崩調査所）、富山県が関わる富山県立山なだれ情報（富山県山岳遭難対策協議会）、特定非営利活動法人日本雪崩ネットワークの雪崩情報（日本雪崩ネットワーク）などがある。国外では、例えば、スイス（スイス連邦雪・雪崩研究所）やフランス（フランス気象局）のように国の関連機関が雪崩情報の発信を行う場合や、カナダ（Avalanche Canada）やニュージーランド（New Zealand Avalanche Advisory）のように、国の予算のサポートを受けた民間の非営利団体が雪崩情報を発信する場合がある。

「気象庁なだれ注意報」は、雪崩により災害が起こる恐れがあると予想したときに発表する情報である（気象庁）。基本的に国内の市町村区分毎を対象としており、現在の雪崩の危険性の情報を随時発表するものである。降雪の深さを表層雪崩の発表基準、積雪の深さと気温を全層雪崩の発表基準として用いている。なだれ注意報は、特定の山域を限定するものではないが、表層雪崩対象の注意報が発表されている場合は、当然山麓よりも山岳エリアで降水量が多くなる場合が多いため、特に山岳エリアでは表層雪崩に注意すべきである。さらに、気象庁は、警報や注意報を補完するために、文章の情報である「気象情報」を注意報、警報と一体のものとして発表し、現象の経過、予想、防災上の留意点等を解説しているため、参考にするべきで情報である。

一方、気象庁の雪崩注意報以外の特定の対象への雪崩情報としては、一部の日本海側の山岳エリアを対象にした山岳利用者向けの雪崩情報提供がある。これらの情報は、いずれも予測情報ではなく、実際の雪の状態や気象状況を基にした現況の情報である。以下に3つの雪崩情報について示す。

図 1-27 に、ニセコなだれ情報（2023 年 1 月 2 日）の例（ニセコ雪崩調査所）を示す。

「ニセコなだれ情報」は、北海道日本海側のニセコアンヌプリ山域を対象に、当日の雪崩の危険性を 1 日 1 回朝に発表するものである。周辺の気象観測値と気象情報、山域の雪の状態の観察から想定される現在の雪崩の危険性を文章で表現している（ニセコ雪崩調査所）。なお、ニセコなだれ情報は、ニセコアンヌプリ山で運用されているニセコルールの公式情報の位置付けである。ニセコルールはスキー場管理区域外を滑走する人々と、全てのスキー場利用者の安全のために作られた地域の公式ルールである。ニセコルールは、ニセコ町役場など行政も参加しているニセコアンヌプリ地区なだれ事故防止対策協議会をはじめ、ニセコスキー場安全利用対策連絡協議会、ニセコフリーパスポート協議会、後志地方山岳遭難防止

対策協議会によって定められた。そのため、本稿では、公的な情報として取り上げた。

図 1-28 に、立山なだれ情報（2022 年 11 月 29 日）の例を示す（富山県山岳遭難対策協議会）。「富山県立山なだれ情報」は、立山山域を対象として、当日の雪崩の危険度を 1 日 1 回朝に発表するものである。標高 2,450m の立山室堂の気象観測値と付近の積雪の状態の観察結果から、現在の雪崩の危険度を 4 段階（なだれに注意、危険な状態、非常に危険な状態、行動の自粛を要請）で表現している（富山県山岳遭難対策協議会）。富山県山岳遭難対策協議会は、富山県知事が会長を務め、防止対策部（富山県生活環境文化部自然保護課）、防止指導部（富山県県教育委員会保健体育課）、救助部（富山県警察本部地域部山岳安全課）を中心に、主に富山県内の産官学の関係者が参画する組織である。

図 1-29 に、日本雪崩ネットワーク雪崩情報（2023 年 1 月 2 日 6 時 白馬）の例を示す（日本雪崩ネットワーク）。日本雪崩ネットワーク雪崩情報は、北海道の日本海側に位置するニセコ・羊蹄・余市・尻別エリアのほか、本州の日本海側の白馬および立山エリア、妙高エリア、日本海側と太平洋側の境界となる脊梁山脈に位置するかぐら谷川武尊エリアを対象にしている。雪崩危険度区分を 5 段階（低い、留意、警戒、高い、極めて高い）で表現している図と文章の組み合わせの情報である（日本雪崩ネットワーク）。

ニセコなだれ情報

SEASON 2022/2023

CALENDAR

S	M	T	W	T	F	S
1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30	31				

<< January 2023 >>

ARCHIVES

- January 2023 (2)
- December 2022 (30)
- April 2022 (3)
- March 2022 (32)
- February 2022 (28)
- January 2022 (32)
- December 2021 (18)
- April 2021 (1)
- March 2021 (32)
- February 2021 (28)
- January 2021 (32)
- December 2020 (24)
- March 2020 (31)
- February 2020 (30)
- January 2020 (31)
- December 2019 (15)
- April 2019 (1)
- March 2019 (33)
- February 2019 (28)
- January 2019 (32)
- December 2018 (27)
- March 2018 (26)
- February 2018 (28)
- January 2018 (33)

2023.01.02 Monday

author : ニセコ雪崩調査所

ニセコ雪崩情報第30号 Niseko Avalanche Info No.30

山麓-11度時々吹雪降雪30cm風成雪視界不良 モイワ800m-14.1度西9.6m 雪庇ふきだまり破断しやすい アンヌプリ1100m-17.1度西北西8.4m風雪強く視界不良ふきだまり大きく発達150cm降雪40cm 花園1000m-16.1度南南東2.6m降雪30cm 水野の沢-15.6度北北西4.4m 海上弁慶峠北北西17m 神威峠西16m気圧1013hPa波高3.0m、

気圧傾度強く海上、山ともに吹雪、雪庇とふきだまりは急激に発達し雪崩リスクはきわめて高い。今日は早めに切り上げて温泉に行くことを勧める。1000m以下、風下樹林帯には風成雪が厚く堆積。上部のノールやふきだまり斜面から面発生表層雪崩が起きる可能性があるので谷筋で休んではならない。ニセコノールはスキー場コース外滑走の規則であり、知識経験に関係なくスキー場利用者はそれを守る義務がある。ロープをくぐる一本のラインが他をコース外に誘導する。過去にアンヌプリ大沢8番ゲート外で起きた事故は、知識と経験を通信して安易にロープをくぐった山岳経験豊富なスキーヤーの後を若いスノーボーダーが追いかけた結果、事故になっている。この事故は日本初のスノーボーダーの死亡事故として記録されている。強い風雪時の風下斜面は雪崩の巣であること知るべき。今日は安全な日ではない。良い一日を。凍傷に注意。

Mountain base -11℃, intermittent snowstorm, 30cm snowfall, windslabs forming and bad visibility. Moiwawash 800m: -14.1℃, W9.6m/s, cornices and snowdrifts are very unstable. Annupuri 1100m: -17.1℃, WNW8.4m/s, strong storm, bad visibility and 40cm snowfall and large, up to 150cm, snowdrift development. Hanazono 1000m: -16.1℃, SSE2.6m/s, 30cm snowfall. Mizuno no Sawa: -15.6℃, NNW4.4m/s. Coastal data: Benkei cape NW17m/s, Kamui cape W16m/s, 1013hPa, 3.0m waves.

SEARCH THIS SITE.

Search

SELECTED ENTRIES

- ニセコ雪崩情報第30号 Niseko Avalanche Info No.30 (01/02)

LINKS

- 風向風速・フィールドレポート Wind data & Field Report
- Niseko United
- Grand Hirafu
- Niseko Village
- Annupuri
- Hanazono
- Moiwa
- Niseko Town
- Kutchan Town
- NWGA

PROFILE

- ニセコ雪崩調査所

OTHERS

- 管理者ページ
- RSS1.0
- Atom0.3

POWERED BY JUGEM

図 1-27 ニセコなだれ情報（2023 年 1 月 2 日）の例（ニセコ雪崩調査所）



図 1-28 立山なだれ情報 (2022 年 11 月 29 日) の例 (富山県山岳遭難対策協議会)

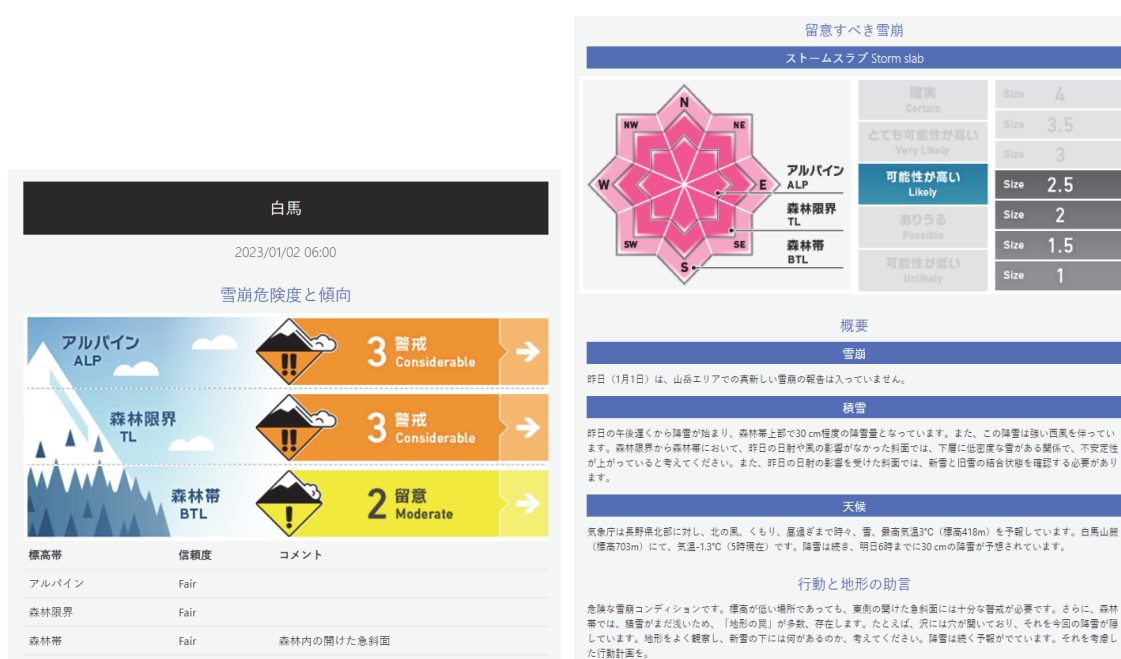


図 1-29 日本雪崩ネットワーク雪崩情報 (2023 年 1 月 2 日 6 時、白馬) の例 (日本雪崩ネットワーク)

次に、雪崩発生危険度の予測情報の例として、スイス連邦雪・雪崩研究所（SLF）が発表している雪崩速報や、防災科研が研究のために試験的に実施している雪崩発生危険度予測情報を示す。

図 1-30 に、スイス雪崩速報（2023 年 2 月 1 日 17 時発表）の例（スイス雪・雪崩研究所）を示す。スイス雪崩速報は、スイス連邦雪・雪崩研究所（SLF）が、スイス全国の山域毎を対象に、当日の雪崩危険度や積雪の状態の現況情報と気象予測の情報を合わせて 1 日 2 回発表する。各地の気象観測データや積雪観測データなどから、5 段階（low, moderate, considerable, high, very high）で雪崩危険度を決定し、山域毎に、標高別、方位別に図と文章の組み合わせで雪崩速報を発表する（スイス連邦雪・雪崩研究所）。2022/23 年冬季からは更に、この 5 段階にそれぞれ「低 (-)」「中 (=)」「高 (+)」の 3 区分を追加した評価方法を導入し、より正確にリスクを把握できるようになった。例えば、大雪の後に危険度 3+ が出た場合、数日たって雪が安定すると 3=に、やがて 3-に推移するというように、天候や雪の状態によって変動するリスクをより正確に反映できるようになった（スイス連邦雪・雪崩研究所）。図 1-30 では、「region A」に対して「Considerable 3-」が表示されている。

日本国内の雪崩予測情報の取り組みとしては、防災科研が実施している積雪変質モデル SNOWPACK から出力される積雪安定度を用いた雪崩発生予測の試験運用が該当する（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）。図 1-31 に、SNOWPACK の積雪安定度を用いた雪崩発生危険度予測情報の例を示す。この情報は対象地点（図 1-31 では新潟県魚沼大芋川地点）について算定するポイントの予測情報となっている。例えば、2016 年から 2017 年の冬期には、対象斜面に対して 3 時間ごとに積雪安定度等の予測シミュレーションを実施した。入力気象データとして、過去から現在までの実測値は、実際に観測された近隣の気象庁アメダスデータや気象観測所のデータを用いた。現在から 30 時間先までの予測値は、分解能 1.5km の気象庁非静力学モデル（JMANHM）で算出した値を用いた（Hirashima, 2019）。近い将来に研究成果の予測情報を活用することが想定される道路管理や雪崩パトロールを行う機関と共同研究グループを設置して、試験的に雪崩危険度の予測情報を提供し、共同で研究を実施している。雪崩危険度予測情報の主な対象エリアは、日本海側の新潟県と山形県を中心とするいくつかの試験運用地域であり、約 100 の斜面について実施した（上石, 2019; 中村ら, 2019; Nakai et al., 2019）。

Avalanche danger

updated on 1.2.2023, 17:00

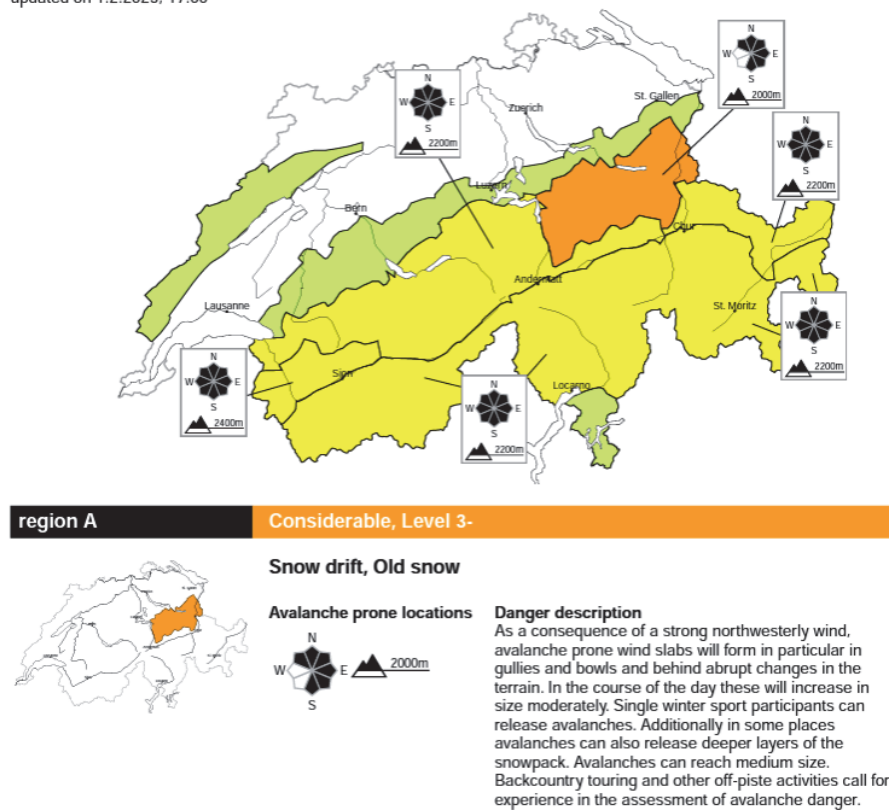


図 1-30 スイス雪崩速報（2023 年 2 月 1 日 17 時発表）の例
（スイス連邦雪・雪崩研究所）

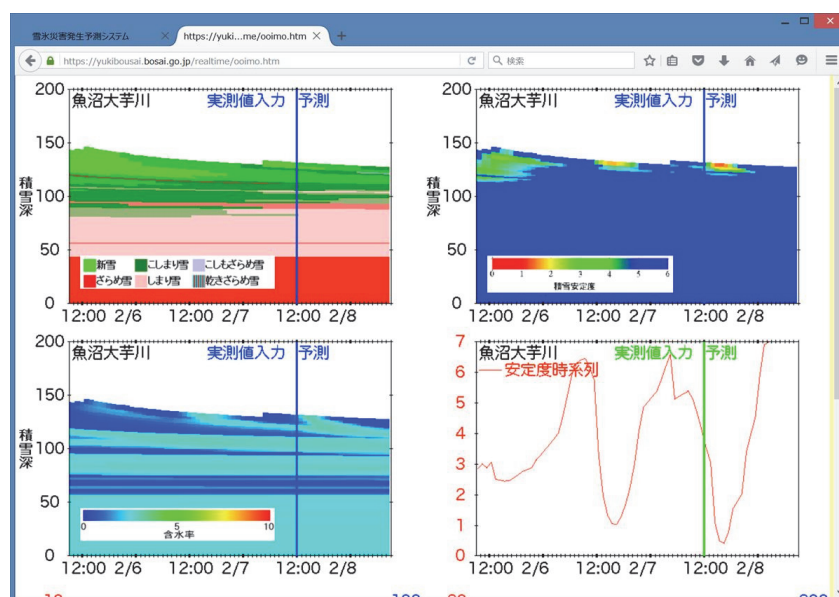


図 1-31 SNOWPACK の積雪安定度を用いた雪崩発生危険度予測情報の例
* 防災科研雪氷防災研究センター雪氷防災予測システム試験運用画面。

1. 8 研究の目的

1. 2 節に示したように、人的被害のあった雪崩災害発生件数は全層雪崩や複合雪崩よりも表層雪崩が多く、死者、負傷者ともに表層雪崩における被災が大きい。特に、弱層を伴う面発生乾雪表層雪崩は大規模になりやすく、バックカントリーのスキーヤーやスノーボーダー、登山者が巻き込まれる事故が多いことから、最も警戒すべき雪崩であると言える。主な表層雪崩の弱層となる雪は、霜系のしもざらめ雪（こしもざらめ雪）、表面霜、湿雪系の濡れざらめ雪、降雪系のあられ、そして雲粒なし降雪結晶の5種類に分類されている（秋田谷・遠藤，1998；秋田谷，2000）。表層雪崩の原因となった弱層についてまとめると、スイスやカナダよりも降雪系の雲粒なし降雪結晶の弱層の割合が高いことが日本の特徴である。降雪系の弱層の場合は、降ってくる雪の形状が弱層形成過程に関係することから、雪崩発生の危険性を予測するためには、弱層となる降雪が堆積する時の気象条件の把握が重要となる。

秋田谷（2000）は、雲粒なし降雪結晶は、風のない穏やかな天候の時に降るという特徴があると整理した。中村ら（2009）は、温暖前線等の低気圧前面の降雪によってもたらされた雲粒なし降雪結晶が広域に弱層を形成していると考察した。中村ら（2013）は、2012/2013年冬季に低気圧が北海道に接近した時に温暖前線に相当する層状雲から雲粒なし降雪が降り、積雪内で弱層を形成していた3つの事例の気象条件を考察し、低気圧が通過している時に雲粒なし降雪結晶が弱層を形成し、冬型の気圧配置で上載積雪が堆積する場合の気象の特徴を抽出した。一方、2014年2月と2017年3月に太平洋側で大きな雪崩災害が生じた。その原因となったのは、いずれも低気圧の降雪がもたらした雲粒付着が少ない降雪結晶が弱層になった表層雪崩であったが、中村ら（2013）が示した低気圧が通過している時に雲粒なし降雪結晶が弱層を形成し、冬型の気圧配置で上載積雪が堆積するというパターンとは異なり、低気圧通過中に表層雪崩が生じていた。

このように、いくつかの雲粒なし降雪結晶に関する表層雪崩が観測され、降雪系の雲粒なし降雪結晶の弱層形成に低気圧の層状雲が関係していることや、冬型の気圧配置に伴う降雪と低気圧に伴う降雪の結晶形状が異なるため、雲粒なし降雪結晶の弱層が原因で発生する表層雪崩の上載積雪の形成と発生する雪崩の特徴が異なるのではないかと言及されている（例えば、中村ら，2019）。雲粒なし降雪結晶が弱層となる気象等の条件が定量的に検討されていない。

また、これまで SNOWPACK を用いた霜系弱層や湿雪系弱層に内応する表層雪崩の危険度の予測に関わる研究例があるが、1. 6 節に示したように、現時点では、SNOWPACK に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 SNOWPACK を用いた雲粒なし降雪結晶が弱層になる雪崩の発生予測は困難である（平島，2014）。そのため、現在までに低気圧に伴う降雪による表層雪崩の発生メカニズムを考慮した雪崩発生危険度の予測システムの開発には至っておらず、なだれ注意報を始めとする既存の雪崩情報は、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生メカニズムの考慮が不十分である。

低気圧に伴う降雪は、広範囲に降ることから、雪崩発生危険度が高いエリアが比較的広範囲に広がっていることが予想される。したがって、雪崩発生の危険性を効果的に認識するには、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度を地図上に可視化した情報が必要となる。しかし、国内で提供されている雪崩発生危険度の現況情報や、研究として試験的に算定されている予測情報は、対象山域が限定されており、広い範囲の雪崩危険度の分布を認識することができなかった。

平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会が実施した調査の結果、那須岳の雪崩の被災者は、2017 年 3 月 27 日当日の雪崩発生の危険性に対する認識が不足していたことが明らかになった（平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会，2017）。したがって、登山者などが事前に雪崩の危険性を理解し、認識可能にすることが、2017 年 3 月に那須岳で生じたような雪崩災害を防ぐために必要な課題の一つであると言える。したがって、低気圧に伴う降雪による表層雪崩の発生危険度の可視化情報の創出は最優先課題である。

雪崩発生危険度の可視化情報を必要とするユーザーとして、入山前に情報を得て山岳を選択し、実際に足を踏み入れ、自らの判断で行動する登山者、バックカントリースキーヤー（スノーボーダー）のほか、スキー場管理者、道路管理者などのインフラ管理者などが想定される。これらの山岳ユーザーが活用可能な形で、雪崩発生危険度を地図上に面的に可視化することが課題となる。

このような背景と課題から、本研究の目的を以下の 2 つに設定した。

- 1) 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生の条件を定量的に明らかにすること。
- 2) 定量的に明らかになった雪崩発生条件を用いて、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズムを開発し、生成される雪崩発生危険度の可視化情報の活用方法について検討すること。

図 1-32 に研究の流れを示す。上記の目的を踏まえ、最初に低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の特徴を把握し、気象パターン別の表層雪崩発生メカニズムの検討を行う。気象パターン別に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生の条件を定量的に明らかにして、低気圧に伴う表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズムを検討する。さらに、開発した予測アルゴリズムを用いて予測情報発信システムを構築し、山岳ユーザーを対象に実証試験を行い、雪崩発生危険度の可視化情報の活用方法について検討する。最後に、表層雪崩発生危険度予測アルゴリズム、実証試験用システムを用いた実証、そして、予測情報の活用方法という 3 つの観点から研究のまとめを行い、今後の展望について論じる。

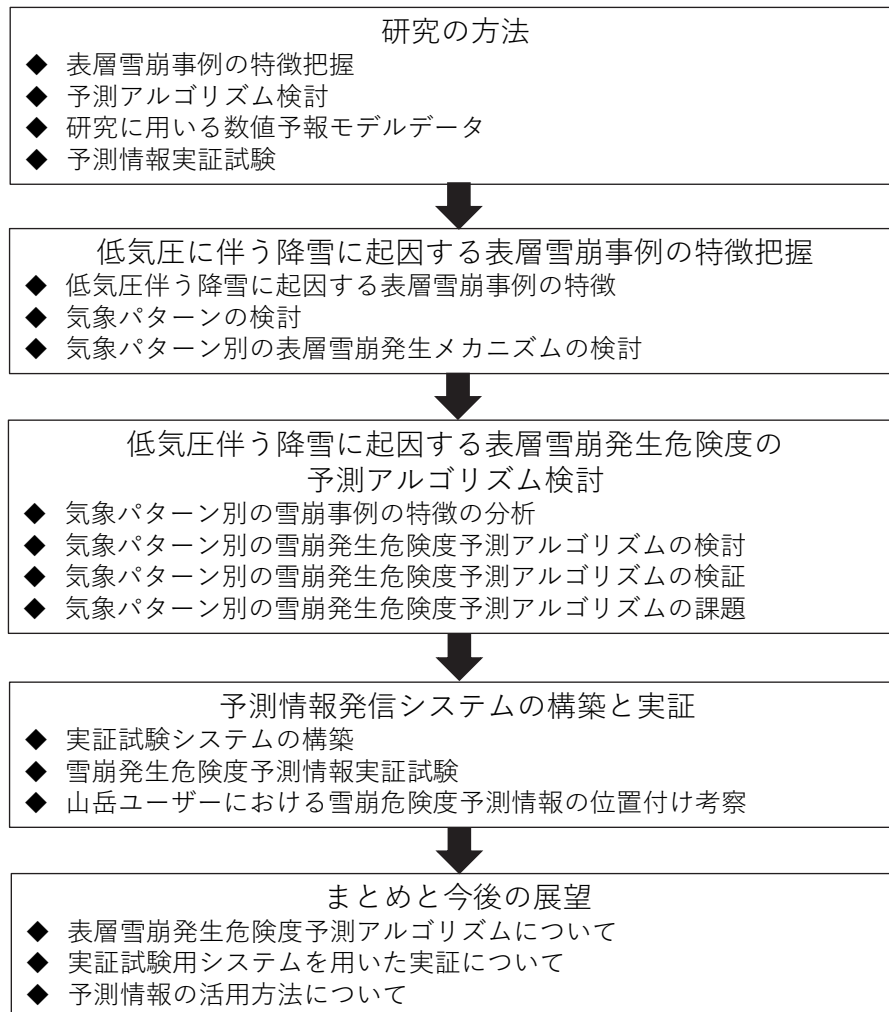


図 1-32 研究の流れ

第 2 章 研究の方法

第2章 研究の方法

2. 1 表層雪崩事例の特徴把握

対象となる雪崩事例の特徴を把握するため、近年に発生した低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩8事例について、これまで行われた調査の報告から積雪、気象、及び地形の要素に関わるデータを抽出し、典型的な気象パターンの把握を行った。表2-1に、雪崩事例の分析に用いた要素とデータを示す。詳細は第3章で述べる。

表2-1 雪崩事例の分析に用いた要素とデータ

分析要素	分析に用いたデータ
積雪	積雪断面観測データ、雪粒子写真データ、雪崩現場写真
気象（降水量、降雪量、気温、相対湿度、風向風速等）	地上天気図、気象衛星画像、解析雨量（レーダー）画像、地上気象観測データ（気象庁アメダスデータ）、気象庁メソモデル（MSM）データ
地形	雪崩現場写真、地形図（国土地理院電子地図）

2. 2 予測アルゴリズム検討

気象パターン毎に雪崩発生に至るまでの気象条件と地理的特徴の分析を行い、分析結果を用いて雪崩発生危険度の予測アルゴリズムの開発と検証を行った。つまり、積雪の安定化等の詳細な積雪変質プロセスは考慮されていないが、過去の低気圧に伴う降雪による表層雪崩発生時の発生条件について、統計的な解析も交えて分析を行うことで気象パターン別の予測アルゴリズムを検討した。詳細は第4章で述べる。

2. 3 研究に用いる数値予報モデルデータ

雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検討では、気象庁アメダス観測所等の地上気象観測値のほかに、アルゴリズムへの気象の入力データとして用いることが想定される気象庁メソモデル（以下、MSM）の初期値を用いて気象の特徴を検討した。MSMは、全球モデルより細かい水平格子間隔5kmで日本とその近海を計算領域とし、1日8回（3時間毎）、78時間先（00, 12UTC初期値のみ）または39時間先までの予測計算を行っており、数時間から1～3日先の災害をもたらすメソスケールの現象を予測することを主要な目的としている（気象庁；気象庁情報予報部・気象庁地球環境・海洋部，2005，2006；気象庁情報予報部，2013，2017；気象庁情報基盤部，2018，2020，2021）。

表2-2に、MSMデータの概要を示す（気象業務支援センター）。図2-1に、MSMの配信領域（北緯 22.4度～47.6度、東経 120度～150度）（気象業務支援センター）を示す。また、図2-2に、MSMの3時間毎の予測更新のタイミングと予報時間（39時間先または78時間先）を示す。MSMは、日本とその近海を計算領域とし、1日8回（3時間毎に更新）、1時間間隔で39時間先まで予報を行っている。2019年3月5日から1日8回の更新のうち2回の予報が51時間先、さらに

2022年6月16日から78時間先までに延長された。地上の予報値は水平格子間隔約5kmで1時間間隔、上空の予報値は気圧面毎に水平格子間隔約10kmで3時間間隔の格子点値のプロダクトとして提供されている。なお、表2-2に示すように、MSMで提供される300hPa以下の高度の気圧面は、1000hPa、975hPa、950hPa、925hPa、900hPa、850hPa、800hPa、700hPa、600hPa、500hPa、400hPa、そして300hPaである（気象業務支援センター）。

第3章「雪崩事例の特徴の把握」や、第4章「低気圧伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズムの検討」では、過去の雪崩事例の気象条件の分析により、気象パターン毎に表層雪崩危険度の算定アルゴリズムの検討と検証を行う。そのため、雪崩発生地点に該当するメッシュの1時間毎の気象データを用意した。地上の気温・湿度・風のデータについては3時間毎に配信されるMSMデータの初期値および1時間後、2時間後の予測値で構成した。地上の降水量のデータは、MSMの初期時刻には降水量のデータが存在しないため、1時間後から3時間後までの予報値を連ねることで構成した。

MSM の上空の気圧面の高度については、水平格子間隔約 5km の数値が計算されているが、気象予報事業者などへ提供されているプロダクトでは水平格子間隔約 10km の値となっている。そのため、実用化した場合の予測システムの運用を想定して、本稿の検討で用いる上空の相対湿度は、気象庁からプロダクトとして提供されている MSM の気圧面の 10km メッシュの値を用いた。上空の風の判定は、MSM の地上データの約 5km メッシュと合わせるため、当該地表 5km メッシュの範囲が含まれる指定気圧面の 10km メッシュの値から 5km メッシュ相当の値を内挿して推定した。

図2-3に、MSMの気圧面の要素の線形補間例（500hPaの相対湿度の例）を示す。表2-2に示すように、上空の気圧面の10 kmメッシュのプロダクトは、予報時間が3時間間隔となっているため、初期値の1時間後、2時間後の値が存在しない。そのため、本稿では、図2-3に示すように、上空の気圧面の要素については、3時間前の初期値と最新の初期値を線形補間して、3時間前の初期値の1時間後、2時間後の値を算定した。

このようにして、アルゴリズムの検討及び検証に用いる 1 時間間隔の地上及び上空の気象データを用意した。具体的な内容は、第3章及び第4章で述べる。

表 2-2 MSM データの概要（気象業務支援センター）

要素

•地上：

海面更正気圧、地上気圧、風（2要素）、気温、相対湿度、時間降水量、雲量（4要素）、日射量

•1000hPa・975hPa・950hPa・925hPa・900hPa・850hPa・800hPa・700hPa・600hPa・500hPa・400hPa・300hPa：

高度、風（2要素）、気温、上昇流、相対湿度

•250hPa・200hPa・150hPa・100hPa：

高度、風（2要素）、気温、上昇流

※1：風（2要素）とは、東西成分と南北成分。

※2：雲量（4要素）とは、全雲量、上層雲、中層雲、下層雲。

初期値

（39時間予報）03, 06, 09, 15, 18, 21UTC（1日6回）

（78時間予報）00, 12UTC（1日2回）

予報時間

地上は1時間間隔、気圧面は3時間間隔

格子系

等緯度等経度

地上：0.05度×0.0625度（格子数505(緯度)×481(経度)）

気圧面：0.1度×0.125度（格子数253(緯度)×241(経度)）

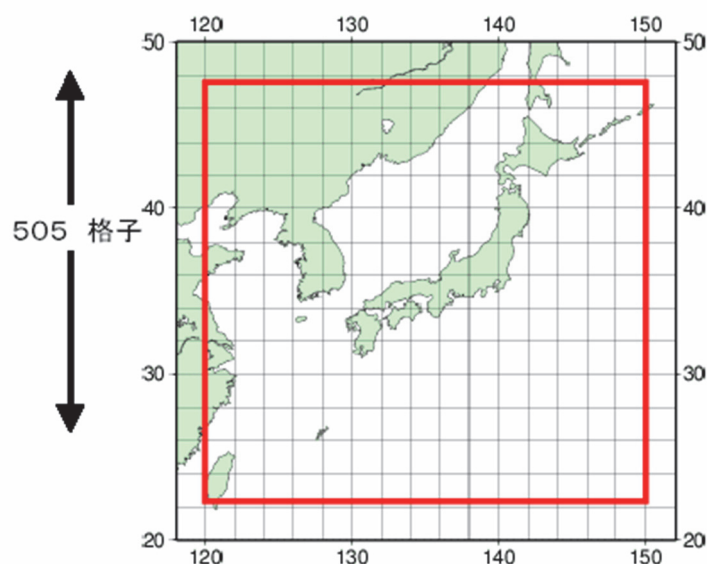


図 2-1 MSM の配信領域（北緯 22.4 度～47.6 度、東経 120 度～150 度）（気象業務支援センター）

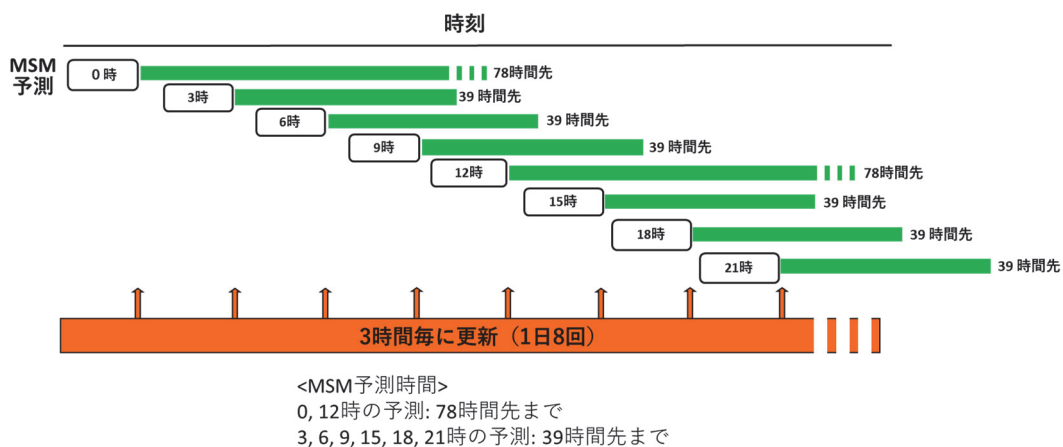


図 2-2 MSM の 3 時間毎の予測更新のタイミングと
予測時間 (39 時間先までと 78 時間先まで)

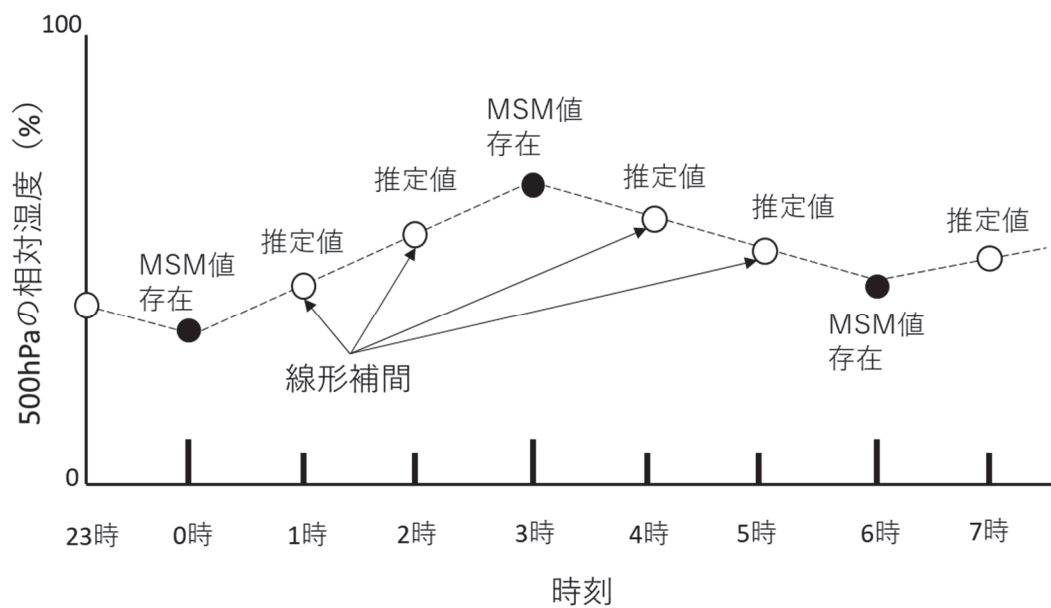


図 2-3 MSM の気圧面の要素の線形補間例 (500hPa の相対湿度の例)

2. 4 予測情報実証試験

実証試験システムを構築し、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報提供とアンケート調査の実証試験を行った。実証試験システムの要件や概要は、第5章の5.1節に示した。本節では、試験的な情報提供とアンケート調査の方法について示す。

(1) 試験情報提供の方法

実証試験として、2018年1月～4月に、山岳ガイドや研究者等の26名の参加者に対して、ID、パスワードで管理したWeb画面を通じて予測情報を試験的に提供した。参加者には、Web情報閲覧の方法とともに、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の発生メカニズムを解説したマニュアルを配布した。図2-4に、試験情報提供マニュアルの例（分布表示地図画面の説明）を示す。また、図2-5に、試験情報提供のマニュアルの例（操作方法の説明）を示す。試験的に提供した情報は、3時間毎に更新される39時間先までの1時間ステップの低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度（積算降雪量）の5kmメッシュ分布予測情報である。関連するMSMの気象要素（hPa、海面校正気圧（低気圧の位置の確認）、地上風風向（矢印表示）、風速（m/s）、地上気温（℃）、地上相対湿度（%）、降水量（mm）、降雪量（cm））の分布情報も併せて提供した。なお、降雪量（cm）は、新雪密度を仮定して、気温2℃以下における降水量（mm）を深さ（cm）に換算した値である。

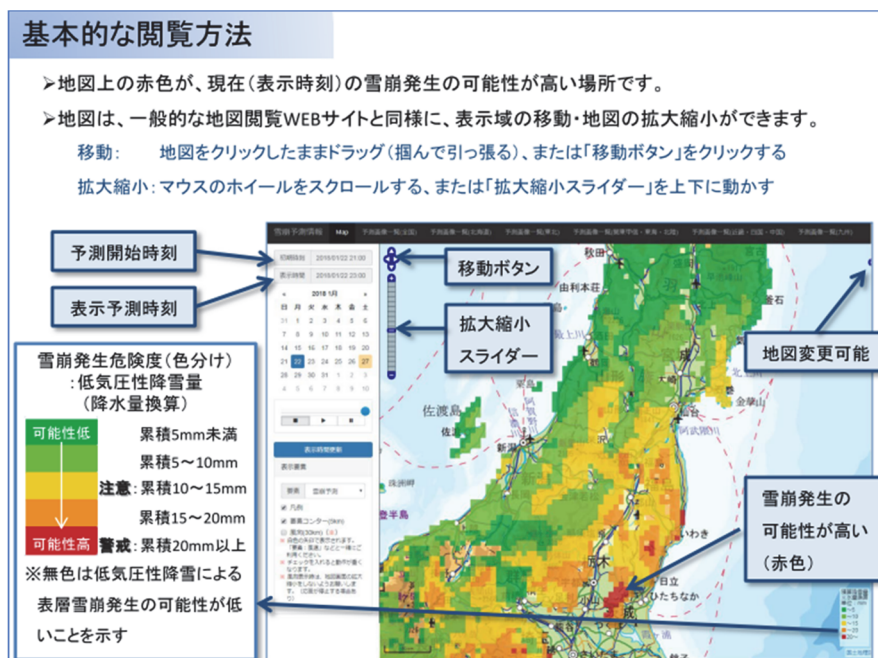
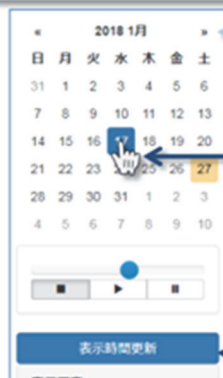


図 2-4 試験情報提供のマニュアルの例（分布表示地図画面の説明）

便利な使い方

表示する日を変更する



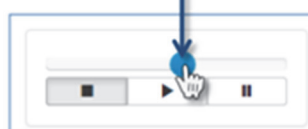
「<<」や「>>」をクリックして月を変更できます

① 見たい日をクリック

② 「表示時間更新」をクリック

表示する時間を変更する

スライダーを左右にドラッグする(引っ張る)



1日の変化を動画で表示する



他の気象要素を表示する



① 「▼」をクリック

② 見たい要素をクリック

要素名	内容
雪崩予測	低気圧性の降雪量の累計を、雨量換算(mm単位)した値
海面更正気圧	海面の高さにおける気圧(hPa)
風速	地上の風速(m/s)
気温	地上の気温(°C)
湿度	地上の相対湿度(%)
降水量	降水量(mm)
降雪量	気温2°C以下の場合における降水量から換算した降雪量(cm)

凡例・気象要素・風向の表示・非表示



チェックすると、地図の右下に凡例が表示される

チェックすると、気象要素が地図上に表示される

チェックすると、風向の矢印が表示される

現在のところ、スマートフォンで表示する専用アプリは開発していません。スマートフォンのブラウザでも閲覧可能ですが、操作が難しいことが想定されます。なるべく、画面の大きなPCかタブレットで閲覧して下さい。

図 2-5 試験情報提供のマニュアルの例（操作方法の説明）

(2) アンケート調査の方法

Web 上にアンケートフォームを作成し、情報提供期間終了後に、実証試験参加者に URL をメールで通知してアンケートを行った。アンケートの設問及び回答（青字で示す）の項目を以下に示す。アンケートの回答は、選択肢の選択か、文書による回答（「その他」を選択した場合、または下記で「※文章回答」とした設問）である。また、「※自由回答」とした設問を除き、回答を必須とした。

○回答者の属性に関する質問

Q0-1. ご所属

- 1. 山岳ガイド 2. 高校等の山岳部顧問 3. スキー場関係者
- 4. 道路等のインフラ管理者 5. 研究者 6. 防災科研関係者 その他

○低気圧性降雪による表層雪崩に関する質問

Q1-1. 試験運用前に低気圧性降雪による表層雪崩を知っていましたか

- 1. 詳しく知っていた 2. 知っていた 3. 少し知っていた
- 4. 知らなかった その他

Q1-2. システムの利用で、低気圧性降雪による表層雪崩への理解が深まりましたか

- 1. 深まった 2. 変わらなかった その他

Q1-3. 低気圧性降雪による表層雪崩に対する普及啓発は必要だと思いますか

- 1. 必要 2. どちらかと言えば必要 3. どちらかと言えば不要
- 4. 不要 その他

○試験運用の情報内容に関する質問

Q2-1. 情報は有用でしたか

- 1. 有用 2. どちらかと言えば有用 3. どちらかと言えば有用でない
- 4. 有用で無い その他

Q2-2. 予測時間（約30時間先まで予測）について

- 1. とても短い 2. 短い 3. 適切 4. 長い 5. とても長い その他

Q2-3. 情報更新頻度（3時間ごとに更新）について

- 1. とても多い 2. 多い 3. 適切 4. 少ない 5. とても少ない その他

Q2-4. 情報の細かさ（5km四方ごとに予測）について

- 1. とても細かい 2. 細かい 3. 適切 4. 粗い 5. とても粗い その他

Q2-5. 5段階の危険度の表現について

- 1. 適切 2. どちらかと言えば適切 3. どちらかと言えば適切でない
- 4. 適切で無い その他

Q2-6. 情報へのご要望があればご記入ください ※自由回答、文章回答
(理由もご記入頂ければ、より参考となります)

○試験運用の提供方法に関する質問

Q3-1. 提供方法について (Webページにて提供)

1. 良かった 2. どちらかと言えば良かった 3. どちらかと言えば良くなかった
4. 良くなかった その他

Q3-2. 他のメディアでの提供を望みますか

1. 強く望む 2. 望む 3. 望まない その他

Q3-3. 提供方法でのご要望ありましたらご記入ください ※自由回答、文章回答
(理由もご記入頂ければ、より参考となります)

○使い方に関する質問

Q4-1. どのようなシーンで情報を活用したかご記入ください ※文章回答

Q4-2. 使い方についてご要望があればご記入ください ※自由回答、文章回答

○その他の質問

Q5-1. 次のシーズンに低気圧性雪崩予測システムの試験運用を行う場合、参加したい
ですか ※自由回答、文章回答

Q5-2. 何かご意見等ございましたらご記入ください ※自由回答、文章回答

第 3 章 低気圧に伴う降雪に起因する 表層雪崩事例の特徴把握

第3章 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の特徴把握

本章では、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩について、過去の調査報告から積雪、気象、及び地形の要素に関わるデータを抽出し、雪崩発生に至るまでの気象と地形の条件の特徴把握を行った。表 3-1 に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例を示す。また、図 3-1 に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の位置を示す。特徴を把握する雪崩事例は、2014 年から 2017 年に発生し、低気圧に伴う降雪に起因すると報告されている 8 事例とした。なお、No. 4 と No. 7 は、宮城県仙台市関山峠国道 48 号の同じ斜面で発生した表層雪崩である。

表 3-1 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例

事例 No.	場所	雪崩発生日時	雪崩発生地点		主な被害
			北緯（度）	東経（度）	
1	山形県西川町 国道112号	2014/2/9 7:00	38.5	140.0	国道112号通行止め。
2	山梨県甲府市 古閑県道36号	2014/2/14 19:00	35.5	138.6	県道36号通行止め。車両複数台巻き込まれる。
3	福島県 檜枝岐村	2014/2/15 7:00	37.0	139.4	児童館、クリーンセンター、一般家屋等に雪崩が到達し、建物の被害発生。国道352号通行止め。
4	宮城県仙台市 関山峠国道48号	2014/2/15 9:55	38.4	140.6	19か所の雪崩確認。国道48号通行止め。車両巻き込まれ、数十台の孤立車両発生。
5	岩手県岩泉町 安家県道202号	2014/2/15 21:30	40.0	141.7	県道202号通行止め。
6	新潟県妙高市 燕温泉県道39号	2015/1/17 12:30	36.9	138.1	県道39号通行止め。
7	宮城県仙台市 関山峠国道48号	2015/1/31 23:35	38.4	140.6	国道48号通行止め。
8	栃木県那須町 那須岳	2017/3/27 8:43	37.1	140.0	登山研修中の高校生7名、教師1名の計8名死亡、40名が重軽傷。

* 事例 No. 1 は中村・小杉（2016）、事例 No. 2～No. 5 は中村ら（2014）、阿部ら（2016a）、中村・上石（2019）、事例 No. 6 は中村ら（2021）、事例 No. 7 は阿部ら（2016b）と中村ら（2021）、事例 No. 8 は中村ら（2018）から抜粋。

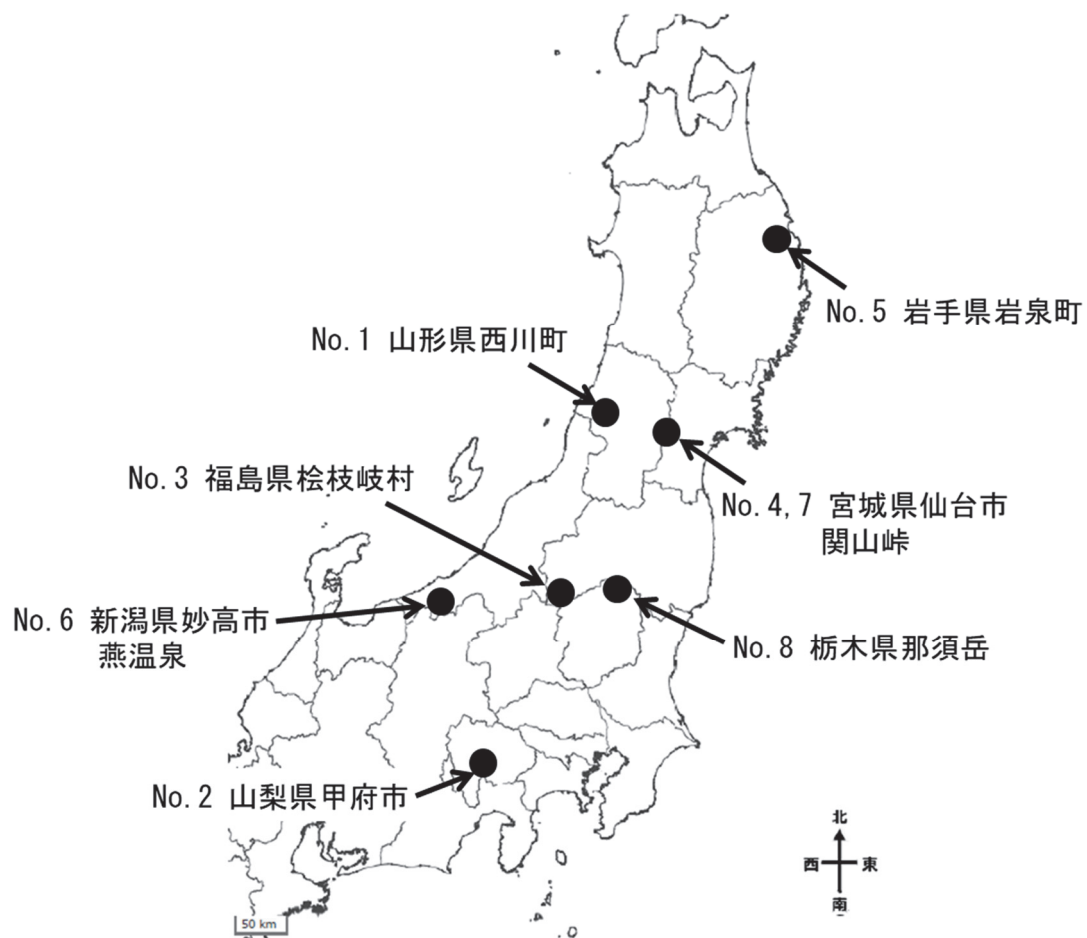


図 3-1 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の位置

* 電子地図 Vector（国土地理院）を加工して作成。

3. 1 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の特徴

以下に分析した 8 つの事例の表層雪崩発生時の積雪、気象、及び地形の要素を示し、気象条件と場所の特徴を把握する。

(1) 事例 No. 1（2014 年 2 月 9 日に山形県西川町で発生した表層雪崩）

図 3-2 に 2014 年 2 月 9 日の表層雪崩の発生地点を示す（中村・小杉(2016)に加筆）。中村・小杉（2016）によると、事例 No. 1 は、2014 年 2 月 8 日～9 日にかけて通過した南岸低気圧がもたらした降雪により、2014 年 2 月 9 日午前 7 時前に山形県西川町の国道 112 号沿いで発生した表層雪崩である。国道 112 号で雪崩が確認されたため通行止めとなり、堆積した雪の除排雪作業が行われ、約 5 時間後に通行可能となった。

発生した雪崩の原因を検討するため、2014 年 2 月 10 日 11 時 50 分～13 時 10 分に、西川町砂子関の雪崩発生地点において、雪崩発生状況調査、及び表層雪崩破断面での積雪断面観測（N38° 27' 27.2"、E140° 02' 45.9"、標高 410m）を実施した。



図 3-2 2014 年 2 月 9 日の山形県西川町の表層雪崩(事例 No.1)発生地点
(中村・小杉, 2016 に加筆)

* 国土地理院地図を用いて作成。

図 3-3 に、表層雪崩発生地点の写真と断面観測位置を示す(中村・小杉(2016)に加筆)。雪崩発生状況調査により雪崩発生状況や雪崩斜面の積雪状況について把握した。表 3-2 に、発生区、堆積区の標高も含めた雪崩発生状況調査結果を示す(中村・小杉, 2016)。事例 No. 1 の雪崩は、同じ斜面で 2 つの雪崩が発生したため、斜面に向かって左側の小規模な雪崩を No. 1-1、右側を No. 1-2 とする。大小 2 箇所の雪崩は、南西向き約 35 度の法面で生じ、破断面を有し発生区のすべり面が積雪中であったこと、及び雪温が氷点下であったこと(後述)から面発生乾雪表層雪崩と判断された。図 3-3 の左の写真の雪崩 No. 1-1 は、雪崩全長の水平距離約 30m、堆積区幅約 33m、同様に、雪崩 No. 1-2 は、雪崩全長の水平距離約 100m、堆積区幅約 74m(国土交通省現地調査資料図より読み取り)であった。

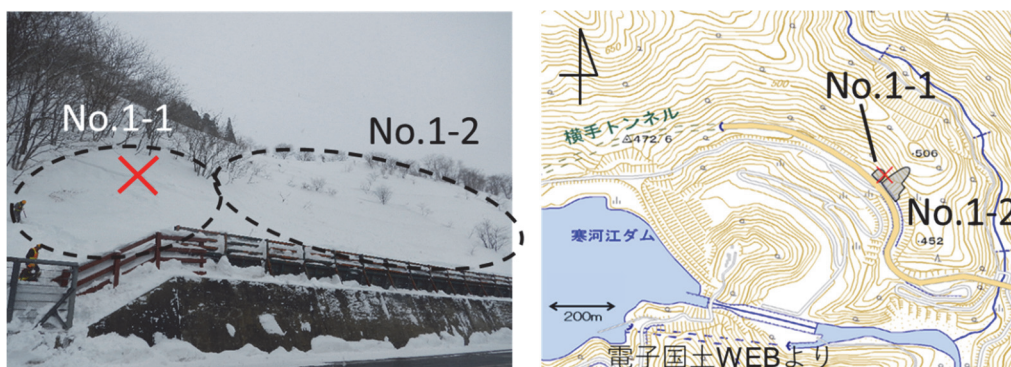


図 3-3 西川町国道 112 号沿いの表層雪崩(事例 No.1)発生地点(中村・小杉(2016)に加筆)

*1 No. 1-1、No. 1-2 の 2 つの雪崩を確認。×は破断面の積雪断面観測位置を示す。

*2 右図は国土地理院電子国土 Web を用いて作成。

表 3-2 2014 年 2 月 9 日に山形県西川町で発生した雪崩（事例 No. 1）の
状況調査結果（中村・小杉，2016）

要素	雪崩 No. 1-1 (破断面調査)	雪崩 No. 1-2
発生区傾斜角 *1	約 35°	
斜面方位 *1	南西	
雪崩全長（水平距離）*1	約 30m	約 100m
堆積区の幅 *1	約 33m	約 74m
発生区標高 *1	約 410m	約 470m
堆積区（国道路面）標高 *2	約 390m	約 390m

*1 国土交通省現地調査資料及び地形図より推定。

*2 ハンディ GPS にて位置を測量し、地形図より標高を推定。

図 3-4 に山形県西川町の表層雪崩（事例 No. 1）発生地点の雪崩 No. 1-1 の破断面における積雪断面観測結果を示す。また、図 3-5 に破断面の写真と雪質（左）、及び高さ 120cm 付近の雲粒付着なし降雪結晶（右）を示す。積雪深は 145cm で、地面から 108～118cm にやや硬いこしまり雪・新雪の層、その上の 118～123cm に角板状、扇状、樹枝状結晶等から構成される雲粒なし降雪結晶の弱層があり、不明瞭なすべり面となっていた。123～134cm の新雪・こしまり雪と 134～140cm の新雪・こしまり雪・ざらめ雪の層が雪崩発生時の上載積雪に該当したと考えられる。140cm～145cm は、雪崩発生後に降ったと考えられる新雪であった。積雪表面を除き、80cm より上の層は氷点下を保っていた。高さ 120cm と 130cm の密度（120cm：0.09g/cm³、130cm：0.09g/cm³）と硬度（120cm：0.02kg・f/cm²、130cm：0.02 kg・f/cm²）は、積雪表面の新雪を除くと最も小さい値となった。

中村・小杉（2016）の調査では、積雪安定度 SI を求めるために必要なせん断強度（SFI：Shear Frame Index）の測定は、プッシュゲージを用いて積雪の硬度 H（Pa）を測定し、せん断強度に変換する方法（山野井ら，2004）で算定した。図 3-4 に示すように、雲粒なし降雪結晶の弱層に対応して、高さ 120cm の積雪安定度が 1.4 となった。一般的に、SI が 1.5 あるいは 4 以下は雪崩の危険性が大きいと言われており、雪崩の危険性が高い状態であったと判断できる。ただし、算定した SI 1.4 は雪崩発生後に降ったと考えられる 140～145cm の新雪を含む 2 月 10 日の調査時 12 時前後の値である。140～145cm の新雪を除いて算定した SI は 1.8 となり、やはり雪崩の危険性が高い値となった。9 日の雪崩発生時には、雲粒なし降雪結晶の弱層により積雪が 10 日よりも不安定で、雪崩の危険性はさらに高かったと思われる。

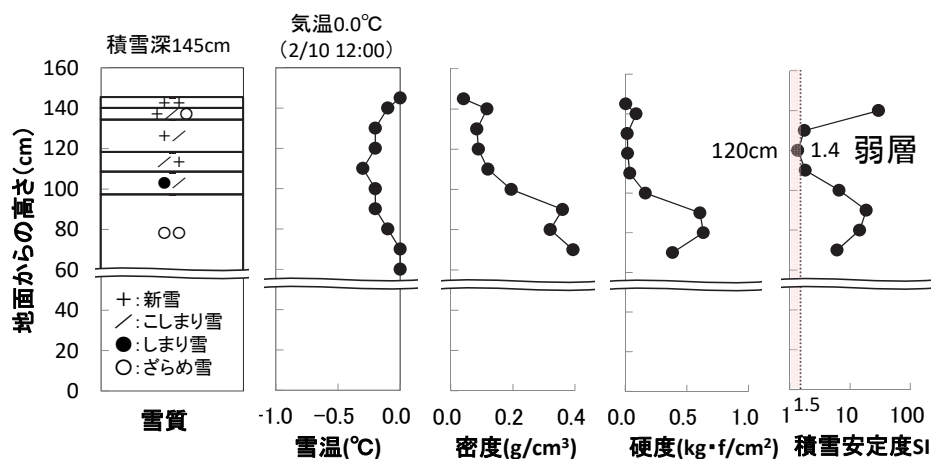


図 3-4 山形県西川町の表層雪崩(事例 No.1)発生地点の破断面における積雪断面観測結果
(地面からの重力方向の高さ) (中村・小杉, 2016)

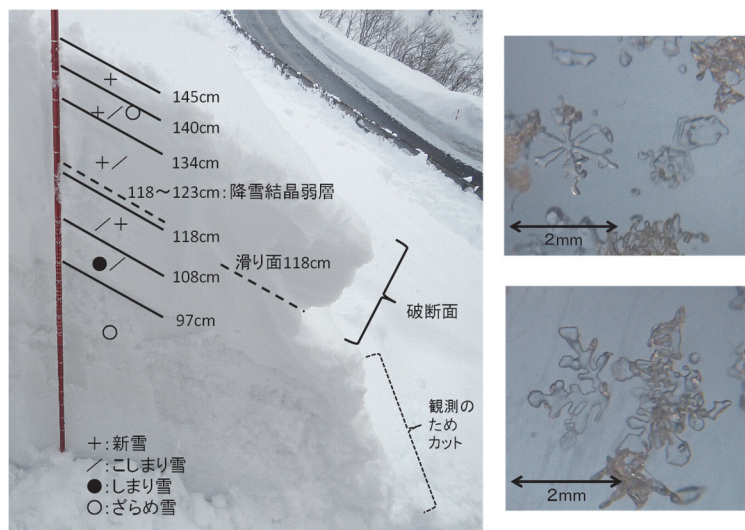


図 3-5 山形県西川町の表層雪崩(事例 No.1)発生地点の破断面と雪質(左)、及び高さ 120cm 付近の雲粒付着なし降雪結晶(角板状、扇状、樹枝状結晶)(右) (中村・小杉, 2016)

図 3-6 に気象の検討に用いた気象観測所を示す。気象の検討には、雪崩発生地点と標高がほぼ等しい大井沢アメダス(雪崩発生地点から南西に約 9 km、標高 440m)の値を使用した。ただし、大井沢アメダスは南北方向の沢状地形内に位置するため、風向風速は防災科研月山姥沢観測所(雪崩発生地点から北西に約 7km、標高 1,150m)の値を使用した。図 3-7 に、2014 年 2 月 2 日～10 日の気象の経過を示す。また、図 3-8 に、2014 年 2 月 8 日 15 時と 9 日 9 時の地上天気図、気象衛星赤外画像、解析雨量を示す。2 月 8 日午後から 9 日にかけて、本州の南岸を発達した低気圧が通過し、山形県内でも広い範囲で降雪となった。



図 3-6 事例 No. 1 の雪崩に対する気象の検討に用いた気象観測所（中村・小杉，2016）

- *1 大井沢アメダス（南西に約 9 km、標高 440m）。
- *2 防災科研月山姥沢観測所（北西に約 7km、標高 1150m）。
- *3 国土地理院電子国土 Web を用いて作成。

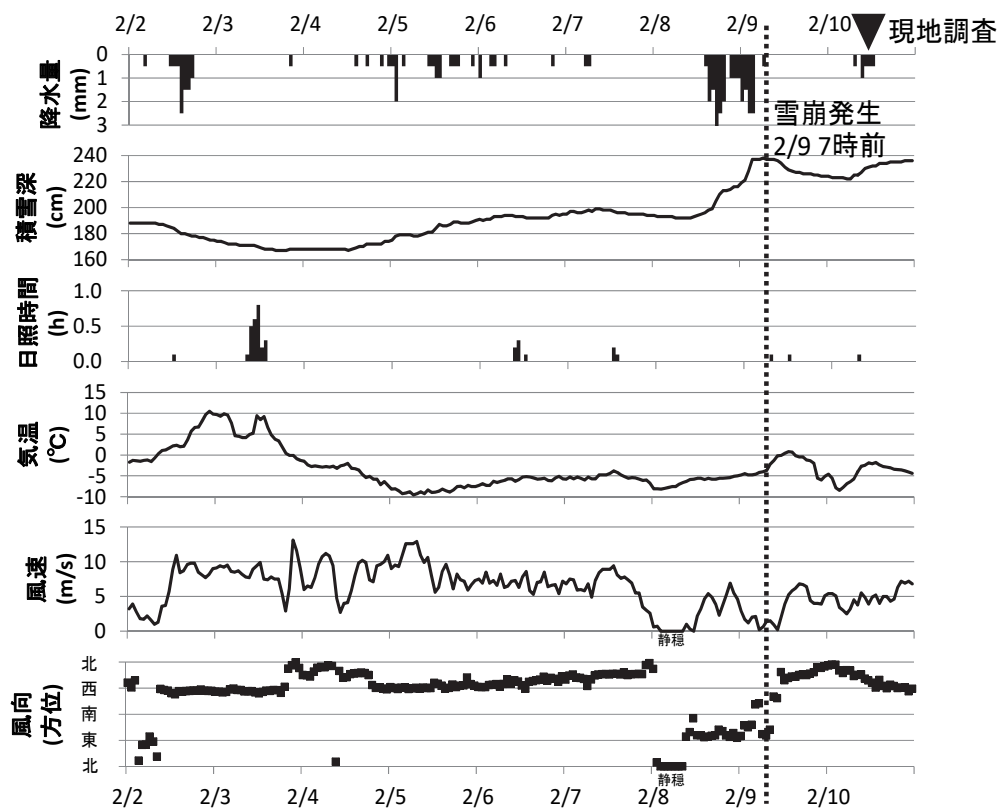


図 3-7 2014 年 2 月 2 日～10 日の気象の経過（中村・小杉，2016）

- *1 事例 A-1 の雪崩発生は 2 月 9 日 7 時前、現地調査は 2 月 10 日 12 時前後。
- *2 降水量、積雪深、日照時間、気温は気象庁大井沢アメダスの値。
- *3 風向、風速は防災科研月山姥沢観測所の値。

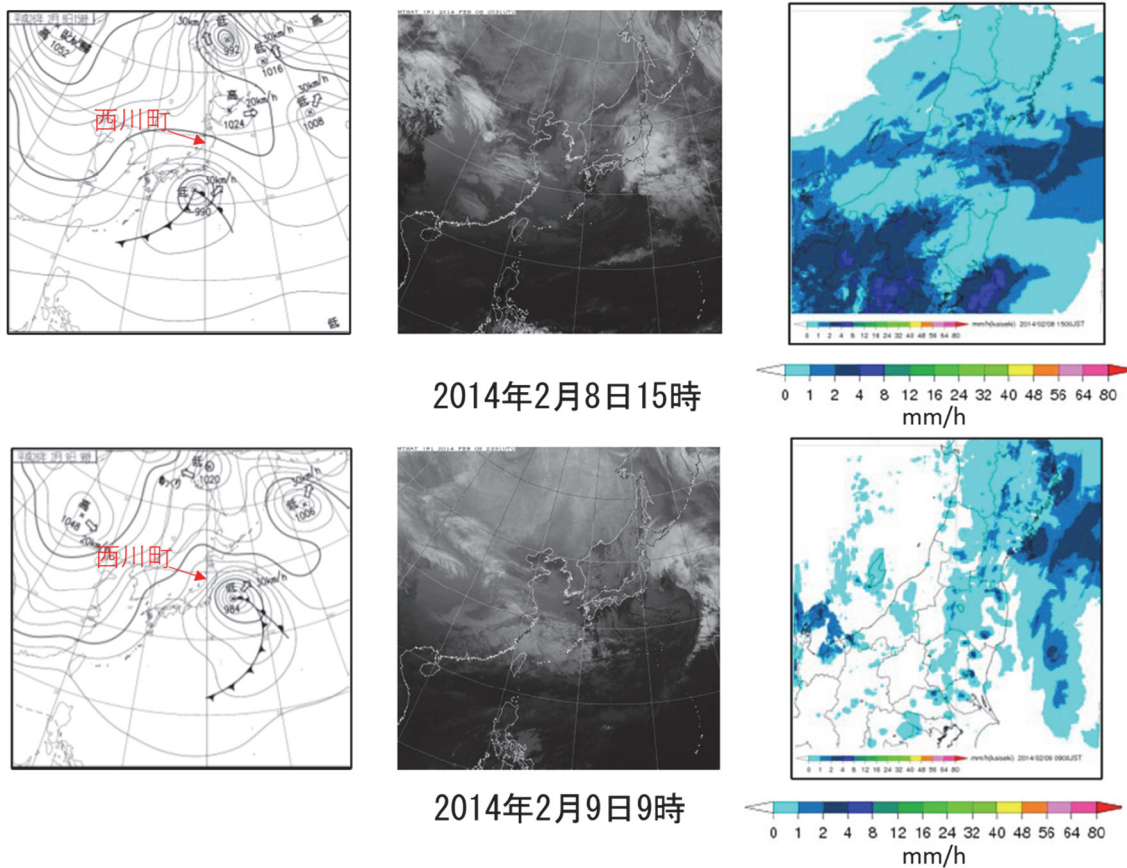


図 3-8 2014 年 2 月 8 日 15 時（上）と 9 日 9 時（下）の地上天気図、気象衛星赤外画像、解析雨量（仙台管区气象台（2014）に加筆）

図 3-4 と図 3-5 の断面観測結果と図 3-6～3-8 から、弱層形成と上載積雪の形成を考察する。高さ 97～108cm のしまり雪・こしまり雪の層は、積もってからやや時間が経過していると考えられるため、2 月 7 日以前の降雪に伴い堆積したと考えられる。高さ 97cm 以下のざらめ雪層は、気温がプラスであった 2 月 3 日以前に形成したと考えられる。高さ 118～123cm の雲粒なし降雪結晶の新雪・こしまり雪層は、断面観測結果から 4.5 mm 相当になる。降水量の時系列と併せて考えると、2014 年 2 月 8 日の雪の降り出しに対応する 12 時過ぎ～17 時過ぎの弱い降雪が雲粒なし降雪結晶に該当することが分かる。2 月 8 日 12 時～9 日 7 時は、氷点下 5 度前後であり、降水は全て乾雪であると判断できる。図 3-8 より、この時の降雪は低気圧北側の層状雲からもたらされた低気圧による降雪の初期に該当すると判断できる。また、図 3-7 の気象観測結果から、この降雪は、東風の比較的弱い風の時に降ったと言える。一方、降水量と積雪深及び雪質から判断すると、2 月 8 日 17 時過ぎ～9 日 7 時までの降水が上載積雪となった。図 3-8 より、この降雪は低気圧の中心付近が接近して西川町の南側を通過している時の降雪に該当すると判断できる。図 3-7 の気象観測結果から、上載積雪を形成する降雪が降っている時は、概ね東寄りの 5m/s 前後の風である。なお、134～140cm

の新雪・こしまり雪・ざらめ雪層は、雪崩発生後の9日午後に気温が0℃を超えたことで形成され、140～145cmの新雪は、10日の降雪に対応していると考えられる。

したがって、西川町で発生した雪崩は、弱い風の中、2014年2月8日の午後に低気圧の北側に位置する雲から雲粒なし結晶の降雪が降ったことで弱層を形成し、8日の夜から9日朝にかけて降った低気圧中心付近の降雪が上載積雪となることで積雪が不安定になり、2月9日7時前に面発生乾雪表層雪崩が自然発生したと考えられる（中村・小杉，2016）。

（2）事例 No. 2～No. 5（2014年2月14日～15日に発生した No. 2：山梨県甲府市古関、No. 3：福島県桧枝岐村、No. 4：宮城県仙台市関山峠、No. 5：岩手県岩泉町安家の表層雪崩）

1.5節の図1-17に2月14日～16日（各日9時の図を記載）の気象衛星赤外面像と地上天気図を示した。特に関東甲信地方や東北地方では14日から15日にかけて記録的な大雪となった箇所があった。低気圧はさらに発達を続けて三陸沖から北海道の東海上に進み、19日にかけて千島近海でほとんど停滞した。この低気圧の影響で、15日から19日にかけて、北海道や東北北部を中心に大雪や暴風雪となった。この大雪に伴い、関東甲信地方や東北地方では数多くの雪崩が発生し、建物への被害、車両の立往生、車両に乗っていた人の孤立、車両の埋没、道路通行止め、集落の孤立等の被害が発生した（和泉ら，2014；中村ら，2014；上石ら，2014；非常災害対策本部，2014；上石ら，2016）。

1.5節の図1-18に2014年2月14日1時～16日24時に表層雪崩が確認された主な地点と上記3日間の降雪量を示した。事例 No. 2（甲府市古関）、事例 No. 3（福島県桧枝岐村）、事例 No. 4（仙台市関山峠）、及び事例 No. 5（岩手県岩泉町安家）は、2014年2月14日～16日にかけて通過した南岸低気圧がもたらした降雪により、各地で発生した表層雪崩である。各地で発生した表層雪崩の特徴を以下に示す。

・事例 No. 2（2014年2月14日に山梨県甲府市古関で発生した表層雪崩）

図3-9に、山梨県甲府市古関で発生した表層雪崩（事例No. 2）の走路を示す。図3-10に、表層雪崩事例No. 2のデブリによって埋没した県道36号の様子を示す。沢地形の場所で上方から雪崩が流下していた。中央下の人と比べてもわかるように、厚さ約15mのデブリ（雪崩の堆積）で県道36号が塞がれている。この古関の県道36号雪崩堆積地点は、甲府駅から南南東に約15.7kmに位置する。この地点で運転中の乗用車が雪崩で被災し一晩を野外で過ごした運転手への聞き取り調査によると、図3-10に示す表層雪崩事例No. 2は、積雪深が増加している降雪中の2014年2月14日19時頃から一晩中断続的に発生した（中村ら，2014）。

図3-11に、樹林間をすり抜けて道路を塞いだ表層雪崩を示す。甲府市古関の表層雪崩事例 No. 2から南南東に約1.5kmで発生した雪崩である。樹林間をすり抜けて生じた表層雪崩が多数発生し、道路を塞いで集落の孤立につながった（中村ら，2014）。



図 3-9 山梨県甲府市古関で発生した表層雪崩（事例 No. 2）の走路

- *1 中村ら (2014) を基に、電子地形図 Vector（国土地理院）を加工して作成。
- *2 雪崩事例 No. 2（図 3-10 参照）、落石防護柵の内側にデブリ（図 3-12 参照）、デブリに埋没した車両（図 3-13 参照）のみを記入。地図中の複数箇所では他の表層雪崩が発生している。



図 3-10 表層雪崩で埋没した県道 36 号（中村ら，2014）

- *1 甲府市古関事例 No. 2 の表層雪崩のデブリ。中央下に人が写っている。
- *2 破線矢印は雪崩流下方向。

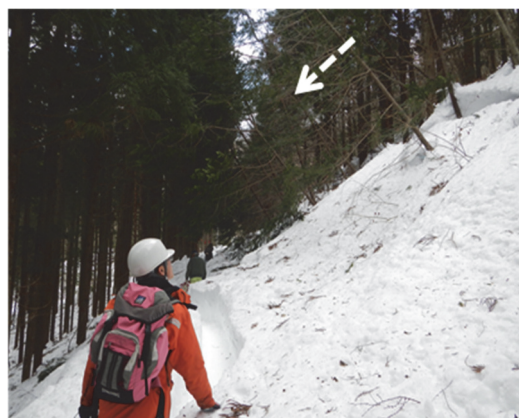


図 3-11 樹林間をすり抜けて道路を塞いだ表層雪崩（中村ら，2014）

- *1 事例 No. 2 地点から南南東に約 1.5km の道路の斜面で生じた雪崩。
- *2 破線矢印は雪崩流下方向。

また、図3-12に、雪崩事例No. 2から約150m南の県道36号斜面で見られた内側にデブリが入り込んでいる落石防護網を示す。図3-12に示すように、落石防護網の内側にデブリが入り込んで落石防護網が変形することにより、道路に張り出してきていた地点が多く見られた。東京都多摩西部等の道幅が狭い道路では、このような張り出しが原因で通行が困難な箇所も見られた（和泉ら，2014；中村ら，2014）。

図3-13に、デブリの積雪荷重により破壊された埋没車両を示す。このような埋没車両の破壊は、雪崩による横からの衝撃ではなく、上載荷重や沈降力等の積雪荷重がかかって生じたものであると考えられる。図3-14は、図3-10の甲府市古関で発生した雪崩事例No. 2のデブリに埋没していた複数の車両のうちの1台である（中村ら，2014）。



図 3-12 内側にデブリが入り込んでいる落石防護網（中村ら，2014）

* 事例 No. 2 地点から約 150m 南の県道 36 号。



図 3-13 デブリの積雪荷重により破壊された埋没車両（中村ら，2014）

* 事例 No. 2 の雪崩の県道 36 号上のデブリから発見。

・事例 No. 3（2014 年 2 月 15 日に福島県桧枝岐村で発生した表層雪崩）

図 3-14 に、福島県桧枝岐村で発生した表層雪崩（事例 A-3）の走路を示す。福島県桧枝岐村では、村内の複数箇所でも表層雪崩が発生した（中村ら，2014）。図 3-15 に林間をすり抜けて児童館に到達した表層雪崩事例 No. 3（中村・上石，2019）を示す。また、図 3-16 に事例 No. 3 地点から約 200m 北の表層雪崩により被害を受けた国道 352 号沿いの家屋（中村ら，2014）を示す。桧枝岐村役場によれば、2014 年 2 月 15 日 7～8 時頃に上ノ原地区の民家付近で 3 回ほど雪崩が発生し（図 3-16 の家屋等）、村の中心部の国道 352 号も 9 時の時点で幅約 30m ほど雪に埋まった。また、林間をすり抜けて流下した事例 No. 3 の表層雪崩は、急傾斜地の擁壁工事中だった児童館（図 3-15 参照）に到達した。そのほかに、事例 No. 3 から北東に約 2.4km 離れた別の急傾斜地の国有林で発生した雪崩は、下方に位置するクリーンセンターに到達した。川に雪崩が流れ込むことで水路への導水ができなくなり、養魚場への取水がストップするという被害もあった。



図 3-14 福島県檜枝岐村で発生した表層雪崩（事例 No. 3）の走路

- *1 中村ら (2014) と中村・上石 (2019) を基に、電子地形図 Vector (国土地理院) を加工して作成。
- *2 雪崩事例 No. 3 (図 3-15 参照) と表層雪崩により被害を受けた国道 352 号沿いの家屋 (図 3-16 参照) のみを記入。地図中の複数箇所での他の表層雪崩が発生している。



図 3-15 林間をすり抜けて児童館に到達した表層雪崩 (中村・上石, 2019)

- *1 檜枝岐村で発生した事例 No. 3。
- *2 破線矢印は雪崩流下方向。



図 3-16 表層雪崩により被害を受けた福島県檜枝岐村上ノ原地区の国道 352 号沿いの家屋 (中村・上石, 2019)

- * 事例 No. 3 地点から約 200m 北の地点。

・事例 No. 4（2014 年 2 月 15 日に宮城県仙台市関山峠で発生した表層雪崩）

図 3-17 に、宮城県仙台市関山峠で発生した表層雪崩（事例 No. 4）の走路と積雪断面観測地点を示す。2014 年 2 月 15 日 9 時 55 分頃に国道 48 号関山トンネルの宮城側抗口手前で表層雪崩が発生し、宮城・山形県境の関山峠を含む区間が 2 月 25 日朝まで全面通行止めとなった。防災科研の現地調査により、関山峠では、山形側で 2 箇所、仙台側で 17 か所の乾雪表層雪崩（小規模な落雪程度のものも含む）の国道 48 号への到達を確認した（中村ら，2014）。これらの複数の表層雪崩のデブリに挟まれたため、数十台の孤立車両が発生した。



図3-17 宮城県仙台市関山峠で発生した表層雪崩（事例No. 4）の走路と積雪断面観測地点

- *1 阿部ら（2016a）を基に、電子地形図25000（国土地理院）を加工して作成。
- *2 山形県側の国道48号雪崩到達地点（Y1～Y2）、及び宮城県仙台市側の国道48号雪崩到達地点（S1～S17）をそれぞれ黄色の◎で示す。
- *3 S9が最大の雪崩であり事例No. 4に該当。
- *4 事例No. 4は、2015年1月31日に発生した事例No. 7の表層雪崩と同じ斜面で発生。

図 3-18 に、国道 48 号に堆積した表層雪崩を示す。デブリの厚さが 5m を超えた関山峠の最大の表層雪崩であり、道路付近に堆積したデブリは約 3,000m³ と見積もられた（阿部ら, 2014a; 阿部ら, 2014b; 阿部ら, 2016a）。この箇所では、雪崩が原因で国道 48 号沿いの川に車両が転落した。現地調査、及び道路管理者への聞き取り調査によると、関山峠では 2 月 14 日 9 時 55 分から表層雪崩が断続的に発生し、2 月 17 日 8 時頃に雪崩の発生がひと段落した。また、図 3-19 に、落石防護柵をすり抜けて国道 48 号に達した表層雪崩を示す。雪崩は窪んでいる沢地形の上方から流下していた。サラサラとした雪粒子が柵や林をすり抜けて、国道 48 号内に達している雪崩も複数あった（中村ら, 2014）。この場合のサラサラという表現は、個々の粒子間の結合が弱い、微小なガラス片が集まったような雪を指して使われている（石坂ら, 2015a）。



図 3-18 国道 48 号に堆積した表層雪崩
（中村ら, 2014）

- *1 関山峠で発生した事例 No. 4。
- *2 図 3-17 の S9 に該当。
- *3 破線矢印は雪崩流下方向。



図 3-19 落石防護柵をすり抜けて国道 48 号に達した表層雪崩（中村ら, 2014）

- *1 事例 No. 4 地点から南に約 400m。
- *2 図 3-17 の S12 に該当。
- *3 破線矢印は雪崩流下方向。

・事例 No. 5（2014 年 2 月 15 日に岩手県岩泉町安家で発生した表層雪崩）

図 3-20 に、岩手県岩泉町安家で発生した表層雪崩（事例 No. 5）の走路を示す。岩手県内では、2014 年 2 月 15 日に複数の雪崩が発生した。その中から、岩泉町安家で 2 月 15 日 21 時 30 分頃に発生した雪崩の事例 No. 5 を取り上げる。事例 No. 5 の雪崩発生地点は、岩泉町役場から北北西に約 18km に位置する。図 3-21 に林間をすり抜けて県道 202 号上に達した表層雪崩（事例 No. 5）を示す（中村・上石, 2019）。また、図 3-22 に、岩手県岩泉町安家県道 202 号上に堆積した表層雪崩事例 No. 5 のデブリを示す（中村・上石, 2019）。道路管理者や除雪担当者への聞き取りによれば、このほかにも林間をすり抜けた雪崩があり、県道 202 号に達して道路を塞ぎ、通行止めの原因となっていた（中村・上石, 2019）。

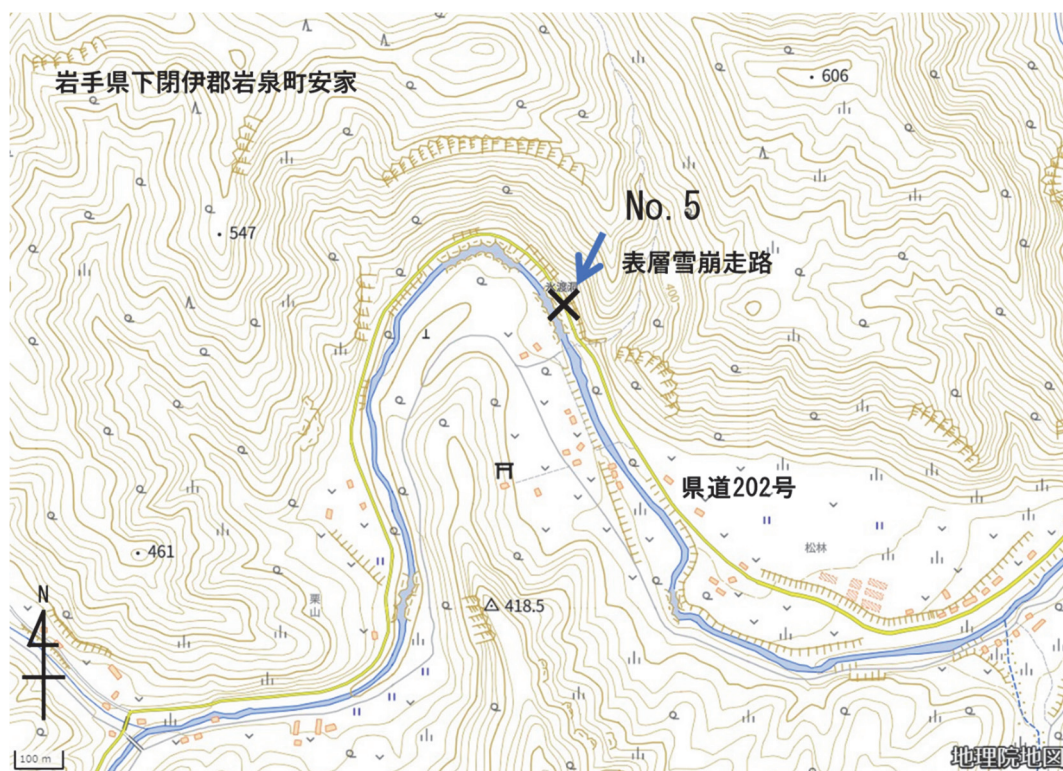


図 3-20 岩手県岩泉町安家で発生した表層雪崩（事例 No. 5）の走路

* 中村・上石(2019)を基に、電子地形図 Vector（国土地理院）を加工して作成。



図 3-21 林間をすり抜けて県道 202 号上に達した表層雪崩（中村・上石, 2019）

*1 岩泉町安家で発生した事例 No. 5。

*2 破線矢印は雪崩流下方向。



図 3-22 岩手県岩泉町安家県道 202 号上に堆積した表層雪崩事例 No. 5 のデブリ（中村・上石, 2019）

事例 No. 2～No. 5 の 4 地点の表層雪崩の状況をまとめると、以下のような共通の特徴を見出せる（中村ら，2014）。窪んでいる沢地形からサラサラの雪の雪崩が発生し、わずかに凹状になっている斜面でも発生していた。発生した表層雪崩は、林間や落石防護柵をすり抜けて流下し、道路や建物に達した。山梨県全域や埼玉県秩父地方、東京都多摩西部等においては、規模の小さいものも含めると、凹状の斜面で多くの表層雪崩を確認した。

図 3-10 に示した甲府市古関と図 3-18 に示した仙台市関山峠では、同じ沢の斜面から何度も雪崩が発生し、最終的に古関では厚さ 15m 程度、関山峠では厚さ 5m 以上のデブリとなった。甲府市古関で被災した運転手への聞き取り調査により、図 3-10 に示す古関の厚さ約 15m のデブリの表層雪崩は、積雪深が増加している降雪中の 2014 年 2 月 14 日 19 時頃から断続的に発生し、降雪が終わる 2 月 15 日午前中に雪崩発生がひと段落した。また、先に示したように、仙台市関山峠での現地調査及び道路管理者への聞き取り調査により、図 3-18 と図 3-19 に示す関山峠では積雪深が増加している降雪中の 2014 年 2 月 15 日 9 時 55 分から表層雪崩が断続的に発生し、降雪が終わる 17 日 8 時頃に雪崩発生がひと段落した。したがって、表層雪崩は、主に低気圧に伴う一連の降雪が観測されている期間に生じていた。

この事例 No. 2 や事例 No. 4 に見られたサラサラの雪で生じた雪崩の衝撃力は比較的強くなく、他の表層雪崩の事例でよく見られる雪崩の衝撃による倒木は見られなかった。また、前述の甲府市古関で被災した運転手への聞き取り調査によると、図 3-10 の事例 No. 2 地点では、断続的に生じた表層雪崩のデブリにより図 3-13 に示した車両が徐々に埋まっていったが、その時に車両の破壊は生じていなかった。その後、デブリが車両上に堆積し、埋没することにより、積雪荷重が大きくなり破壊されたと考えられる。しかし、雪崩が一度に大量に流下した場合、図 3-16 に示すように建物（図 3-16 は金属製のシャッター）への被害事例や、図 3-18 で示した関山峠国道 48 号沿いの事例 No. 4 の表層雪崩で国道沿いの川に乗用車が転落した事例があった。

図3-23に、事例No. 2甲府（甲府市古関）、事例No. 3桧枝岐（桧枝岐）、事例No. 4新川（関山峠）、事例No. 5岩泉（安家）における表層雪崩発生時の積雪深の経過を示す（中村ら，2014）。図中の「甲府」、「桧枝岐」、「新川」、「岩泉」は、それぞれ雪崩発生地点に最も近い気象庁官署およびアメダス地点であり、図示した積雪深はこれら地点での観測値である。

図1-17に示した低気圧の移動により降雪範囲が北上し、それに伴い甲府市古関、桧枝岐、仙台市関山峠、岩泉町安家の順に雪崩が発生した。甲府では、2014年2月14日6時前から降雪が始まり、19時頃に積雪深が52cm増加したところで甲府市古関の最初の表層雪崩が発生した。桧枝岐では、14日9時前から降雪が始まり、15日7時頃に積雪深が44cm増加したところで最初の表層雪崩が発生した。新川では、14日18時前から降雪が始まり、15日9時55分に積雪深が29cm増加（9時までとすると28cm増加）したところで関山峠の最初の表層雪崩が発生した。岩泉では、15日1時前から降雪が始まって7時から積雪深が増加し始め、積雪深の増加が33cmを超えた15日21時30分頃に岩泉町安家で最初の表層雪崩が発生した。いずれの地点のエリアでも最初の雪崩の後に断続的に雪崩が発生した。このように、降り始めから概ね30～

50 cm程度積もった頃に最初の表層雪崩が発生しており、極端に多くの雪が降り積もる前に表層雪崩の発生が始まったと考えられる。

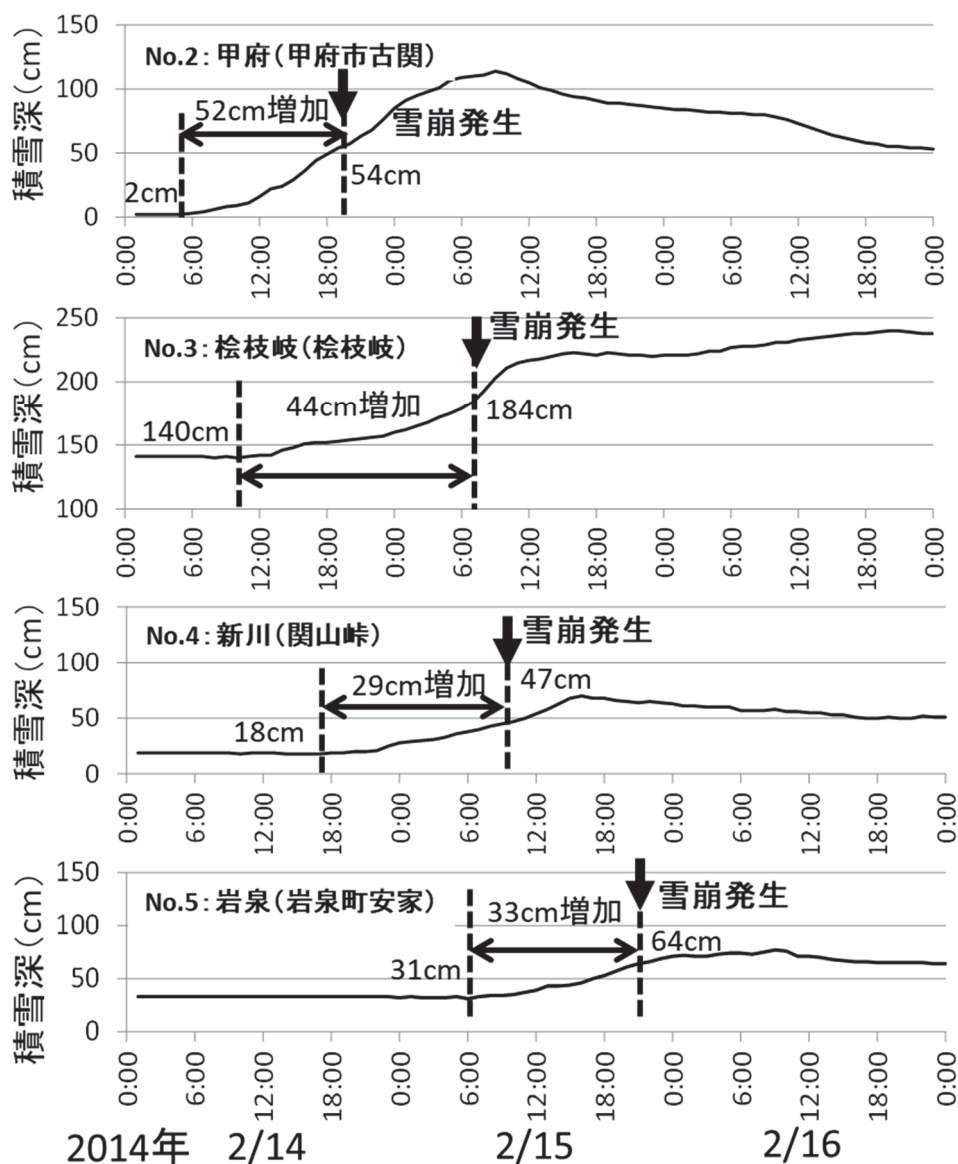


図 3-23 事例 No. 2 甲府（甲府市古関）、事例 No. 3 桧枝岐（桧枝岐）、事例 No. 4 新川（関山峠）、事例 No. 5 岩泉（安家）における表層雪崩発生時の積雪深の経過（中村ら，2014）

- *1 甲府、桧枝岐、新川、岩泉は、（ ）内の雪崩発生地点に最も近い気象庁観測所。
- *2 事例 No. 2 古関は甲府地方気象台から南南東に約 16 km、事例 No. 3 の桧枝岐村の雪崩発生地点は桧枝岐アメダスから南に約 0.4 km、事例 No. 4 の関山峠最大の雪崩発生地点は新川アメダスから北西に約 10 km、事例 No. 5 の岩泉町安家は岩泉アメダスの北北西約 17 km にそれぞれ位置する。

次に、事例No. 2に対する甲府と事例A-4に対する新川の気象経過について、他の気象要素も加えて詳細に検討する（中村ら，2014；阿部ら，2014a；阿部ら，2014b；阿部ら，2016a）。図3-24に、2014年2月13日～17日の甲府（甲府地方気象台、標高272.8m）の気象経過と厚さ約15mのデブリを伴う表層雪崩が発生した甲府市古関の事例No. 2雪崩発生地点における雪崩発生時間帯を示す（中村ら，2014）。古関の雪崩発生地点は甲府地方気象台から南南東に約16kmに位置する。堆積区末端の標高は約600m、発生区の標高は不明であるが、標高約1,100mまで樹木がある斜面が続いている。

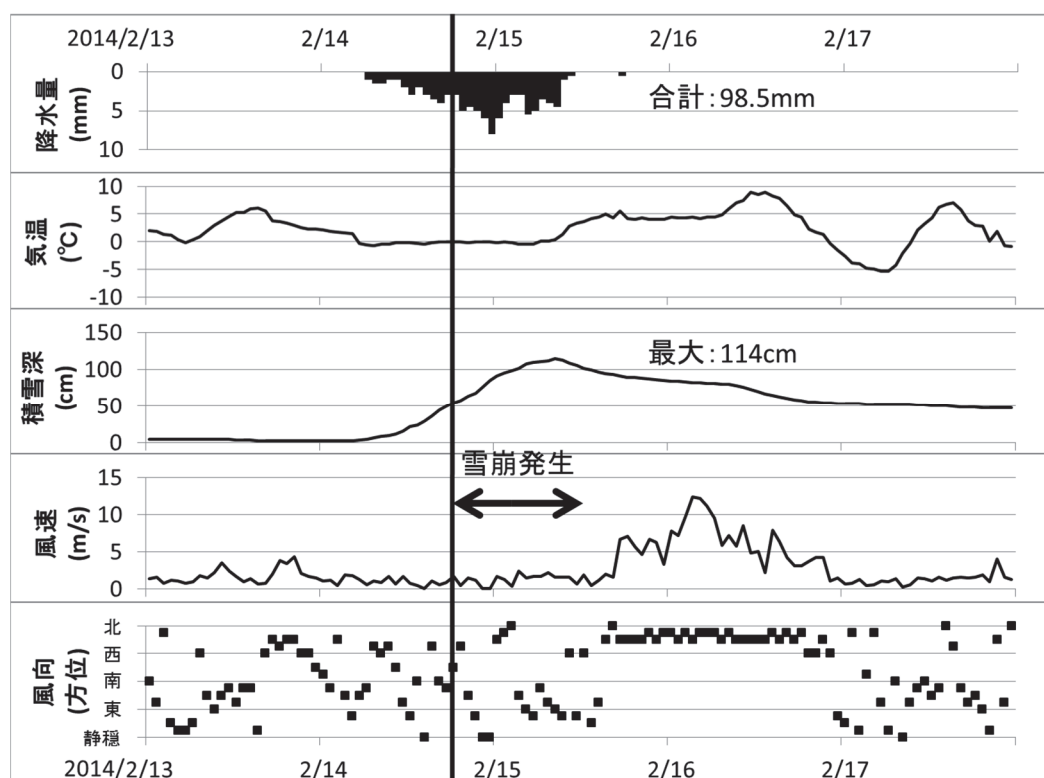


図 3-24 甲府（甲府地方気象台）の気象経過と事例 No. 2 甲府市古関雪崩発生地点における表層雪崩発生時間帯（中村ら，2014）

* 縦線で示す 2014 年 2 月 14 日 19 時頃から概ね矢印の期間に表層雪崩が断続的に発生。

図3-25に、2014年2月13日～17日の新川（仙台市青葉区新川の新川アメダス、標高265 m）の気象経過と国道48号関山峠の南東の仙台市側の事例No. 4雪崩発生地点における雪崩発生時間帯を示す（中村ら，2014）。事例No. 4は図3-17のS9地点に該当し、新川アメダスから北西に約10kmに位置する。事例No. 4の雪崩は、国道48号に到達した仙台市側の17か所の雪崩のうち最大である。堆積区末端に位置する国道48号付近の標高は約500m、発生区の標高は不明であるが、標高874mの山頂まで樹木がある斜面が続いている。

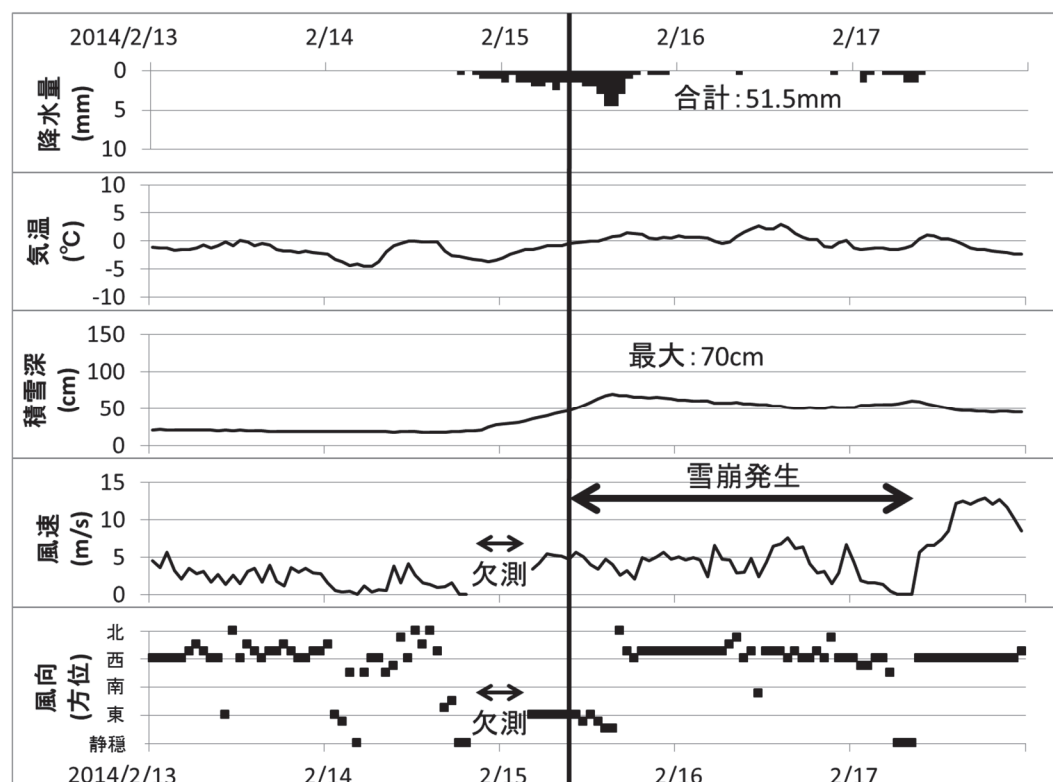


図 3-25 新川（仙台市青葉区新川アメダス）の気象経過と事例 No. 4 仙台市青葉区関山峠雪崩発生地点における表層雪崩発生時間帯（中村ら，2014）

* 縦線で示す 2014 年 2 月 15 日 9 時 55 分頃から矢印の期間に表層雪崩が断続的に発生。

図3-24と図3-25より、2014年2月14日～15日の降水量が記録されている時間帯の気温は、0℃前後（甲府の連続的な降水期間の最高気温は、降水期間の最後に記録した15日11時の+2.8℃）か氷点下で推移しており、標準大気の大気圏の気温減率6.5（℃/km）を仮定すると、標高が高い関山峠と甲府市古関の雪崩発生区では氷点下であることが推定される。したがって、標高差と気温、降水量、積雪深の変化を考慮すると、両地点の雪崩発生区とも2月14日～15日は氷点下で乾いた降雪であったと考えられる。

なお、事例No. 3に対する桧枝岐アメダスの気温の観測結果から確認すると、桧枝岐では2014年2月14日～15日の降水期間は氷点下で経過していた。事例No. 5に対する岩泉アメダス

では、2月15日～16日に主な降雪を記録した時間帯（15日1時前～16日9時）は0℃前後（最高+1.0℃）の気温で推移していた。雪崩が発生した岩泉町安家地区の堆積区末端は、岩泉アメダスの標高105mよりも約200m標高が高い標高300m前後であるから、標準大気の大気圏の気温減率6.5（℃/km）を仮定すると降雪期間は氷点下であったと考えられる。したがって表層雪崩が生じた桧枝岐と岩泉町安家でも、降雪は乾いた降雪であったと推定される。

図3-24と図3-25より、甲府の方が新川よりも低気圧の接近が早く、半日程度降雪が早く始まっていることがわかる。両地点とも過去最大の積雪深となり、甲府では114cm（これまでの最深積雪深49cm）、新川では70cm（同54cm）を記録した。図3-24と図3-25より、両地点とも主な降雪は2014年2月14日と15日にもたらされている。図1-17で示した2014年2月14日～16日9時の気象衛星赤外面像と地上天気図と図3-24より、甲府における14日の降雪は、南岸低気圧の北側の雲からの降雪、15日の降雪は、低気圧中心付近の雲からの降雪であることが分かる。図1-17と図3-25より、新川では、14日から15日の日中は、低気圧の北側の雲からの降雪、15日夜から16日の降雪は、低気圧中心付近あるいは低気圧の西側の雲からの降雪であり、いずれも低気圧接近に伴う降雪雲からもたらされている。

図1-17と図3-24より、甲府では降雪期間を通じて弱い風であり、低気圧が通過して関東から三陸沖に進むと降雪が弱まり、気温が上昇して北西の風が強まったことが分かる。図3-25の新川の風向風速は2014年2月14日21時～15日4時が欠測であるが、積雪深が増加し始める14日18時は南東の風1.6m/s、降水量が記録され始めた14日19時は静穏と雪の降り始めの風は弱かった。風が弱い状態で雲粒付着がない広幅六花や角板が降る場合、積雪内で弱層となる場合がある（例えば、秋田谷，2000）。弱層は積雪中の脆い層であり、表層雪崩の原因にもなり得る層である。一方風が強いと、吹き溜まりや雪庇が形成され、それが崩落することにより表層雪崩が発生することもある。図1-17と図3-25より、新川では低気圧が通過して関東から三陸沖に進むと東寄りの風から西寄りの風に変わり、降雪が弱まり始めたことが確認できる。

一般に、気温が氷点下で降雪強度が大きくなると、乾雪表層雪崩が起きやすい状態になる（例えば、遠藤，1993）。図3-24の甲府のように、大量の降雪が氷点下の気温で降ったことも雪崩多発の一因と考えられる。例えば、松下ら（2015）は、山梨県で発生したすり抜け雪崩の発生条件について気象の面から検討を行い、多量の雪が降ったことにより、積雪の強度が十分に大きくなる前に短時間のうちに斜面積雪が不安定となり、樹林によって支えられていた積雪が破壊して雪崩が発生したと考察している。

それに加えて、降った雪結晶の形状が、2月14日～16日の南岸低気圧通過時の表層雪崩発生に関係していると考えられる（例えば、中村ら，2014；石坂ら，2015a；上石ら，2014；上石ら，2016）。図1-17に示す天気図の南岸低気圧の位置や衛星画像、中井（2016）のレーダーと地上気象観測の解析結果、及び図3-24と図3-25の甲府、新川の降雪のタイミングから考察すると、雪崩の原因となった降雪は、主に南岸低気圧の北側や中心付近に広がる層状雲

から生じていると考えられ、冬型の気圧配置の対流雲からの降雪によく見られる多くの雲粒が付着した樹枝状結晶等とは形状が異なっていた（中村ら，2014；石坂ら，2015a）。

図 3-26 に、2014 年 2 月 16 日に仙台市関山峠（事例 No. 4）の関山トンネル仙台市側抗口付近で実施した積雪断面観測結果を示す（阿部ら，2014b）。図 1-19 に、破壊テストで現れた雪面から 21cm 下の弱層の位置を示した（中村ら，2014）。また、図 1-20 にこの弱層を形成していた雲粒付着が無い広幅六花や角板、針状結晶の結晶写真を示した（中村ら，2014）。

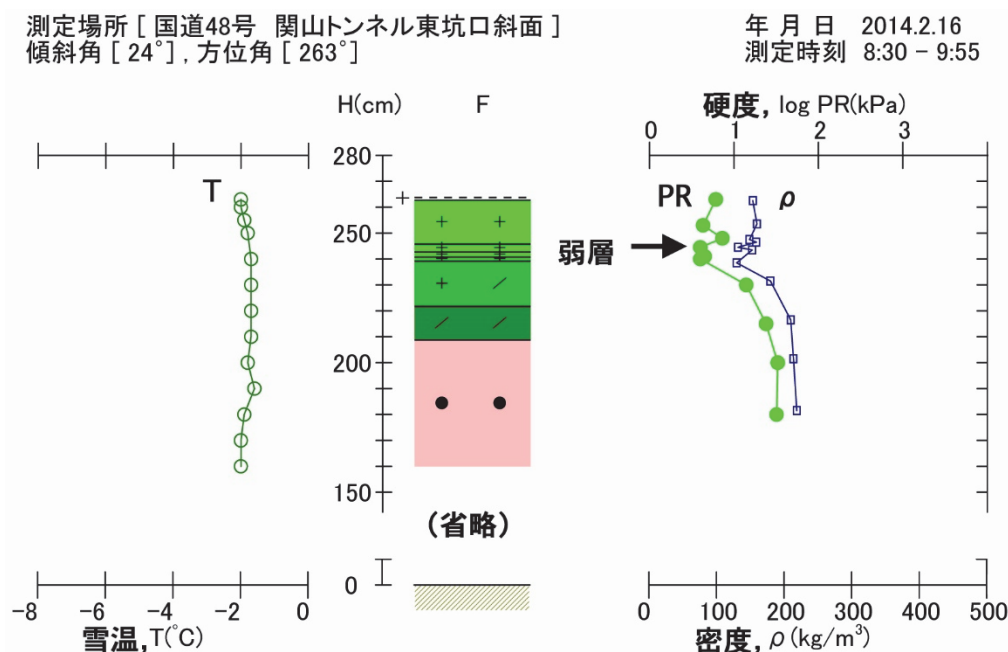


図 3-26 2014 年 2 月 16 日に仙台市関山峠（事例 No. 4）の
関山トンネル仙台市側抗口付近で実施した積雪断面観測結果（阿部ら，2014b）

*1 図 3-17 に積雪断面観測実施位置を示す。

*2 図中の矢印は図 1-19 に示した破壊テストで検出した弱層の位置を示す。

表 1-1 及び図 1-1～図 1-3 に示したように、乾雪表層雪崩は、発生により点発生と面発生に分類される。図 1-1 及び図 1-2 に示したように、点発生表層雪崩は、一点からくさび状に動き出す雪崩で、小規模であることが多い（日本雪氷学会，1998）。また、多量に雪が降る場合や降雪の結晶形の安息角が小さい場合に発生することが多い。安息角とは、上から紛体の雪の粒子を落下させて、自発的に崩れることなく安定を保つ時に形成する雪粒子の山の斜面と水平面のなす角度を表す。つまり、雪粒子が崩れ出さない限界の角度であり、安息角が小さい方が、雪粒子が崩れやすいことを示す（例えば、成田・竹内，2009）。一方、面発生乾雪表層雪崩は、かなり広い面積にわたって一斉に動き出す雪崩で、大規模であることが多く（日本雪氷学会，1998）、図 1-3 に示したように弱層と破断面を伴う表層雪崩となることが多い。

図 1-22 に、関山峠で観察された破断面を伴う表層雪崩を示した。このように関山峠付近の雪崩のいくつかに破断面が確認された。また、先に示した関山トンネル坑口付近の積雪断面観測結果のほかに、雪崩が発生した 2 月 15 日に、関山峠雪崩堆積地点から西北西に約 5km 離れた関山除雪ステーションで実施した積雪断面観測でも、弱層が確認された（中村ら，2014；阿部ら，2014a，2014b，2016a）。阿部ら（2014a，2014b，2016a）は、新川アメダスの気象データを用いて検討し、2014 年 2 月 15 日に関山峠で発生した表層雪崩はそれほど強い降雪強度ではないにもかかわらず発生したことから、降雪強度が大きいために短時間に新雪が降り積もることで積雪が不安定になったことが雪崩発生の原因ではなく、先に示したようにせん断強度が小さい弱層が積雪内に形成されたため積雪が不安定になったことが原因であると推測した。阿部ら（2014a，2014b，2016a）によると、関山除雪ステーションで実施した断面観測結果で、せん断強度がきわめて小さい 0.13 kPa の弱層を検出した。これらのことから、関山峠で発生した最も大きな雪崩は、雲粒付着無し降雪結晶からなる弱層が破壊されて、積雪表層の低密度の積雪が崩落した面発生乾雪表層雪崩であると推定した（中村ら，2014）。同じ低気圧に伴う降雪に起因して 2014 年 2 月 14 日～15 日に発生した長野県茅野市の表層雪崩にも、破断面が確認された（中村ら，2014）。

また、関山峠の雪崩事例では、林間や落石予防柵をすり抜ける雪崩が多発したことや、同じ斜面から断続的に雪崩が発生していることから、低気圧が接近した時の降雪の結晶形がより崩れやすく結合力が弱い形状をしていることで、安息角が小さく、より乾雪表層雪崩が発生しやすい状態になっていたのではないかと考えられる（中村ら，2014；石坂ら，2015a；和泉ら，2014；上石ら，2014；上石ら，2016a）。崩れやすく結合力が弱い形状の雪結晶の観測例として、例えば、前述の防災科研雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所において、南岸低気圧が通過している 2014 年 2 月 15 日の 9 時頃の雲粒付き針状結晶や雲粒付き鞘状結晶の観測がある（中村ら，2014）。石坂ら（2015a）は、2014 年 2 月 8 日と 14 日に日本に接近した二つの南岸低気圧が通過中に、新潟県長岡市と新潟市で角柱、角板、交差角板、砲弾等の低温下で形成される低温型雪結晶を多く含む降雪を観測した。また、和泉ら（2014）が実施した 2014 年 2 月の大雪の関東甲信地方の現地災害調査でも、針状、柱状、鼓状の結晶からなる積雪層を観測した。このような角柱、角板、交差角板、砲弾、針状、柱状、鼓状等の結晶を多く含む降雪は、サラサラとして崩れやすいという性質を有し、それを反映した雪崩の発生様態が報告されている（例えば、和泉ら，2014；中村ら，2014；上石ら，2014；上石ら，2016）。石坂ら（2015a）は、今回報告されている特徴のある関東甲信地方の雪崩には、低温型雪結晶を多く含む低気圧に伴う降雪が関与したと推測している。

上石ら（2014，2016）は、2014 年 4 月 5 日に本州の南岸を通過した別の低気圧の降雪雲から降った鼓型や角柱等の結晶からなる降雪結晶の安息角を測定し、2 回の測定では安息角が 35 度、45 度となった。例えば、冬型の気圧配置によって日本海側にもたらされることが多い雲粒付樹枝状結晶の安息角は、概ね 80 度以上という観測例（成田・竹内 2009）がある。この値よりも、上石ら（2014，2016）の報告した南岸低気圧の降雪の安息角の方が小さ

いという結果が得られた。この種の降雪の物理特性は未だ不明な点が多いが、傾斜角が安息角より急な斜面では降雪は堆積する間もなく小さな点発生乾雪表層雪崩となる。したがって、安息角が小さいほど、降ったばかりの雪が崩れやすいということを意味する。

四手井（1953）は、1952 年 2 月に山形県全域、福島県北部で広域に多発したサラサラとした雪による表層雪崩の事故事例について報告している。この事例も今回と同様に南岸低気圧を含む気圧の谷が通過する直前の広域の降雪によって発生した。雪崩の衝撃力はそれほど強くなく、デブリによる埋没の被害が多かった。四手井（1953）はこの時の雪の結晶をサラサラしたガラス状の粉雪と表現し、特異な例であるとしている。

以上のことから、2014 年 2 月 14 日～15 日の雪崩事例では、低気圧の層状雲からもたらされた雲粒付着無しの降雪結晶が弱層となり、その上に上載積雪（弱層の上に位置していて表層雪崩となって流下する部分の積雪）が積もることによって発生した面発生乾雪表層雪崩と、降雪強度が大きく、さらに安息角が小さく結晶そのものが崩れやすいことが原因で発生した点発生乾雪表層雪崩が混在したのではないかと考えられる。弱層を伴う面発生乾雪表層雪崩の上載積雪部分も低気圧の層状雲からもたらされた低温型の結晶が多くて崩れやすく、面発生表層雪崩発生により、上載積雪部分がサラサラと林間をすり抜けたことも考えられる。

（3）事例 No. 6（2015 年 1 月 17 日に新潟県妙高市燕温泉で発生した表層雪崩）

事例 No. 6 は、2015 年 1 月 17 日 12 時 30 分頃に新潟県妙高市燕温泉県道 39 号沿いで発生した表層雪崩（池田ら，2015；石坂ら，2015b；中村ら，2021）である。

図 3-27 に、燕温泉で発生した表層雪崩（事例 No. 6）の走路（a～e）と積雪断面観測地点を示す（中村ら（2021）に加筆）。図 3-28 に、新潟県妙高市燕温泉で発生し県道 39 号に達した事例 No. 6 の表層雪崩の写真を示す（(Nakamura(2022)に加筆）。図 3-28 の写真の撮影方向を図 3-27 に示した。図 3-29 に、雪崩発生から 2 日後の 1 月 19 日に実施した積雪断面結果を示す（中村ら（2021）を基に作成）。

2015 年 1 月 18 日と 19 日に実施した現地調査により、発生した雪崩は自然に発生した（誘発ではない）面発生乾雪表層雪崩であり、少なくとも、図 3-27 に示す 5 箇所が発生したことがわかった。図 3-29 に示す積雪断面観測により、積雪の高さ 317～319cm にざらめ雪の層、319～320cm にしまり雪の層があり、その上の高さ 320～323cm と 343～346cm に雲粒付着が少ない降雪結晶の弱層が確認された。図 3-30 に、積雪高さ 322cm の雲粒付着なし降雪結晶（板状結晶）を示す。特に 320～323cm の弱層は、雲粒付着が少ない板状結晶が多く見られ、硬度の低下が顕著であった。以上の結果から 320～323cm の弱層が 1 月 17 日の雪崩発生の原因となった可能性が高いと判断した（中村ら，2021）。

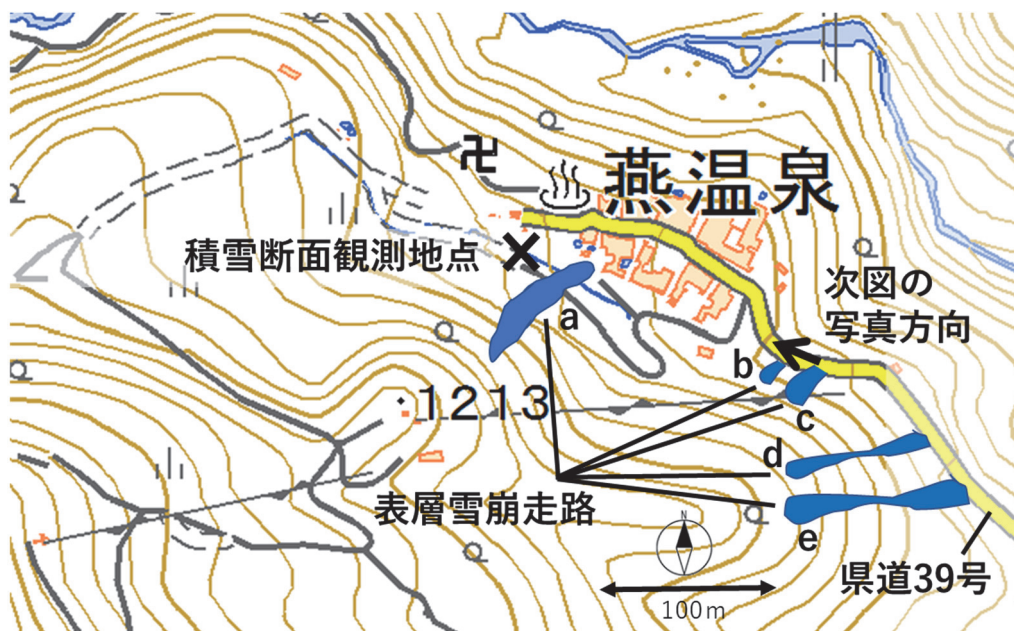


図 3-27 燕温泉で発生した表層雪崩（事例 No. 6）の走路（a～e）と積雪断面観測地点
 * 中村ら（2021）を基に、電子地形図 25000（国土地理院）を加工して作成。



図 3-28 新潟県妙高市燕温泉で発生し県道 39 号に達した
 事例 No. 6 の表層雪崩（Nakamura, 2022 に加筆）
 * 写真は、図 3-27 の表層雪崩走路 b に相当。

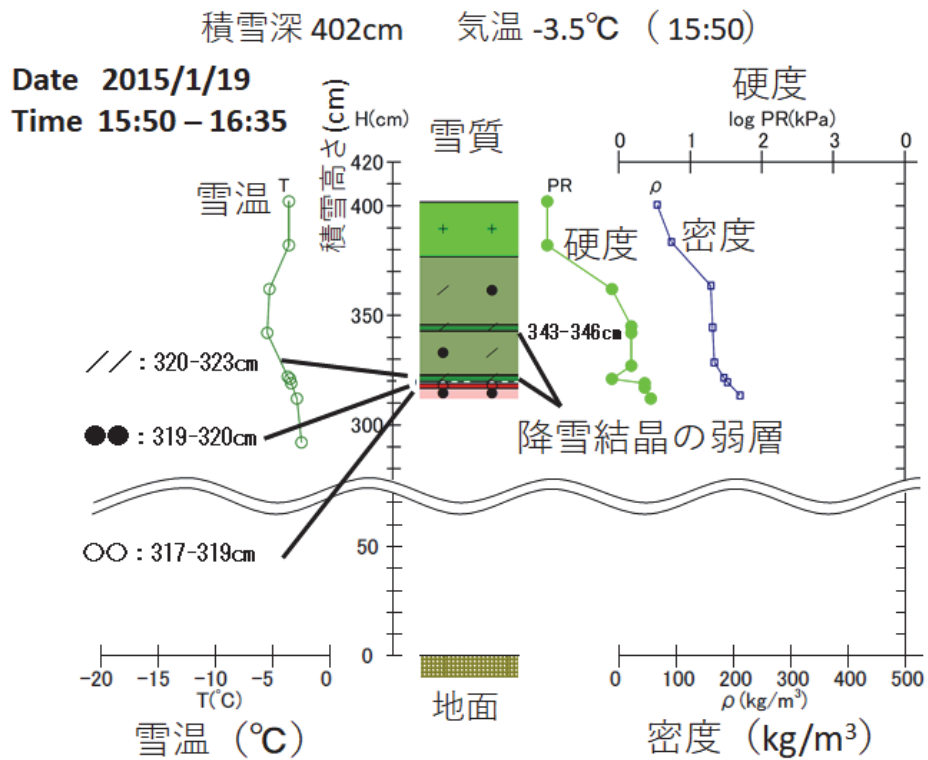


図 3-29 燕温泉での積雪断面観測結果 (2015 年 1 月 19 日) (中村ら (2021) を基に作成)

* 雪質の凡例 : +:新雪、/:こしまり雪、●:しまり雪、○:ざらめ雪

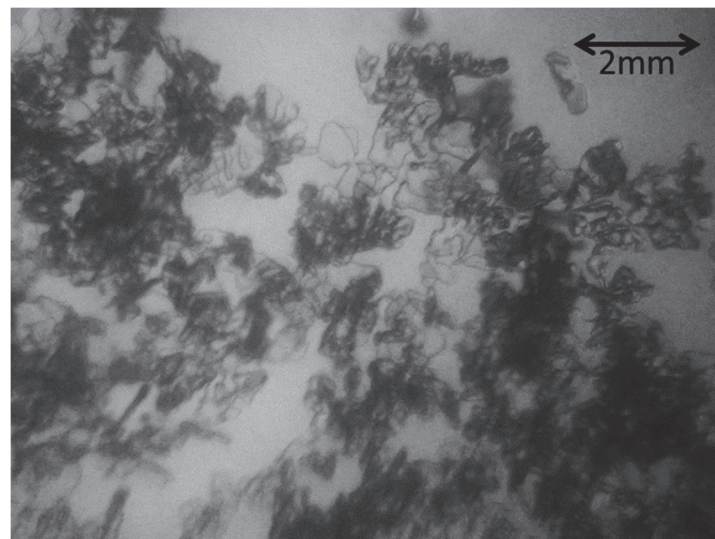


図 3-30 積雪高さ 322cm の雲粒付着なし降雪結晶 (板状結晶)

* 燕温泉での積雪断面観測結果 (2015 年 1 月 19 日) の 320-323cm のこしまり雪の弱層。

図 3-31 に、気象庁関山アメダスの 2015 年 1 月 15 日～18 日の降水量、積雪深と気温の経過を示す。関山アメダスは、雪崩が発生した燕温泉の気象状況を考察するために用いた観測所であり、燕温泉雪崩発生地点から南南東に約 11km に位置する。気温は、標準大気の大気圏の気温減率 ($6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$) を仮定して、関山アメダスの観測値 (標高 350m) から雪崩発生区 (図 3-27 の a の雪崩の発生区標高 1,165m) の気温を推定した値を示した。図 3-32 に、低気圧に伴う燕温泉の降水量記録開始時と雪崩発生時の気象庁地上天気図と気象衛星赤外面像を示す。

図 3-31 の降水量は、1 月 15 日と 1 月 17 日にそれぞれピークがある二山の形となっている。燕温泉の雪崩発生区の推定気温は、1 月 15 日～1 月 17 日の期間中は全て氷点下となっているため、1 月 15 日～1 月 17 日の降水量は全て降雪だと判断できる。図 3-32 より、図 3-31 の 1 月 15 日の降水は低気圧に伴う降雪であることがわかる。また、図 3-31 の 1 月 17 日の降水は季節風型の冬型の気圧配置に伴う降雪であることがわかる。燕温泉の表層雪崩は、1 月 17 日 12 時 30 分に発生しているため、低気圧通過後の冬型の気圧配置に伴う降雪の最中に生じていると判断できる。

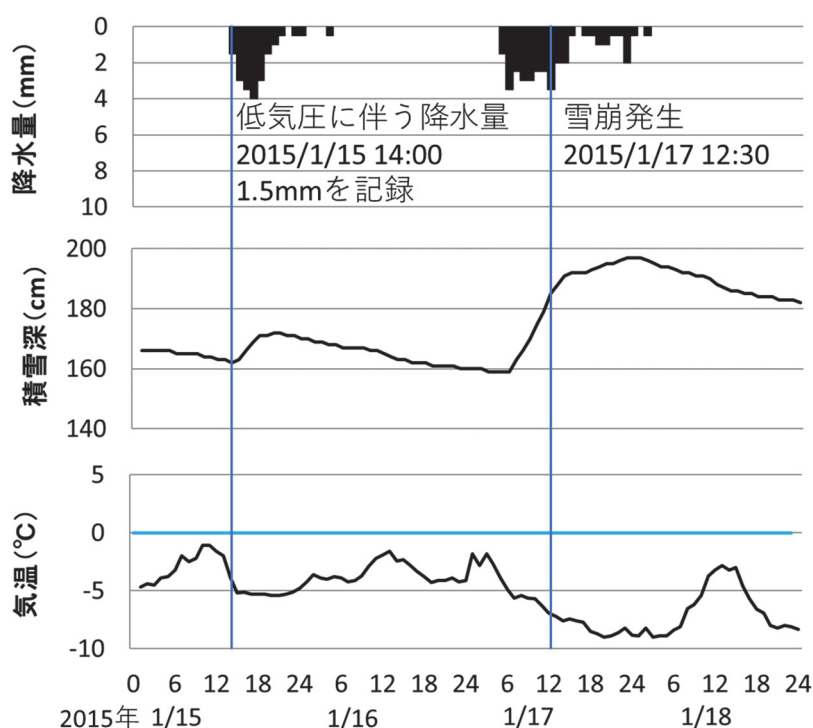
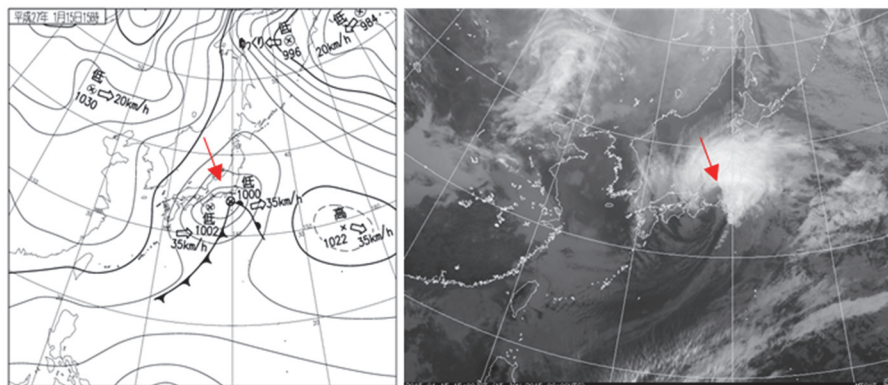
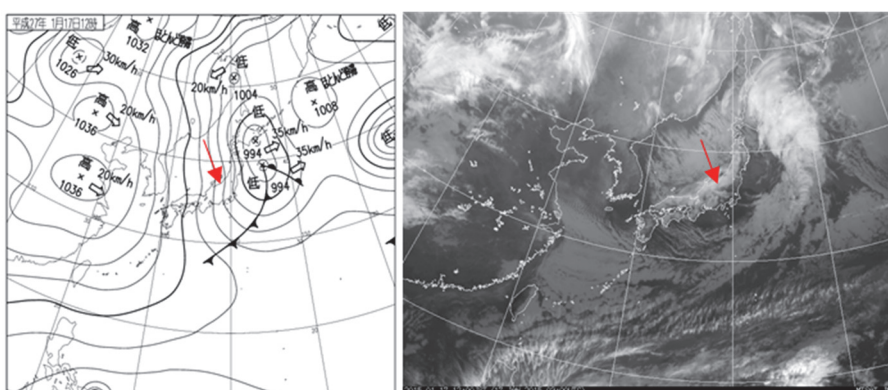


図 3-31 関山アメダスの 2015 年 1 月 15 日～18 日の降水量、積雪深と気温の経過

- *1 関山アメダスは、燕温泉雪崩発生地点から南南東に約 11km に位置する。
- *2 気温は、標準大気の大気圏の気温減率 ($6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$) を仮定して、関山アメダスの観測値 (標高 350m) から雪崩発生区 (標高 1,165m) の気温を推定した値を示した。



2015 年 1 月 15 日 15 時（低気圧に伴う降水量の記録開始時刻）



2015 年 1 月 17 日 12 時（雪崩発生は 12 時 30 分）

図 3-32 低気圧に伴う燕温泉の降水量開始時と雪崩発生時の
気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像

- *1 矢印の先端が新潟県妙高市燕温泉付近に該当。
- *2 降水量の記録の確認には、関山アメダスの値を用いた。

（4）事例 No. 7（2015 年 1 月 31 日に宮城県仙台市国道 48 号関山峠で発生した表層雪崩）

事例 No. 7 は、2015 年 1 月 31 日 23 時 35 分頃に宮城県仙台市国道 48 号関山峠で発生した表層雪崩（阿部ら，2016b；中村ら，2021）である。

図 3-33 に、関山峠で発生した表層雪崩（事例 No. 7）の走路と積雪断面観測地点を示す（中村ら（2021）を基に作成）。図 3-34 に、関山峠で発生し国道 48 号に達した事例 No. 7 の表層雪崩の写真を示す。なお、この場所は、本節の（2）で示した 2014 年 2 月 15 日に関山峠で発生した表層雪崩のうち最大の雪崩である事例 No. 4 の発生地点と同じ地点、同じ走路である。図 3-34 の写真の撮影方向を図 3-33 に示した。図 3-35 に雪崩発生の翌日の 2 月 1 日に実施した積雪断面結果を示す（中村ら（2021）を基に作成）。

2015 年 2 月 1 日に実施した現地調査（阿部ら，2016b）により、発生した雪崩は自然に発生した（誘発ではない）面発生乾雪表層雪崩であり、図 3-33 に示す沢地形の西向き斜面を

流下したことがわかった。また、図 3-35 に示す現地で実施した積雪断面観測結果より、積雪の高さ 112～118cm、125～127cm と 136～138cm に雲粒付着が少ない降雪結晶の弱層が確認された（中村ら，2021）。図 3-36 に、積雪高さ 115cm の雲粒付着なし降雪結晶（板状結晶）を示す。雪崩の原因となった弱層は、ほぼ同じタイミングで自然発生した北西に約 7 km 離れた山形県東根市観音寺の表層雪崩の破断面の層構造と弱層の位置も参考にして、最も下の 112～118cm の層であると推定された（阿部ら，2016b）。また、図 3-34 の写真にあるように、ブロック状のデブリが国道 48 号まで到達しており、倒木も見られた。



図 3-33 関山峠で発生した表層雪崩（事例 No. 7）の走路と積雪断面観測地点
 * 中村ら（2021）を基に、電子地形図 25000（国土地理院）を加工して作成。



図 3-34 宮城県仙台市関山峠で発生し国道 48 号に達した事例 No. 7 の表層雪崩（Nakamura, 2022 に加筆）
 * 図 3-33 の事例 No. 7 の表層雪崩。

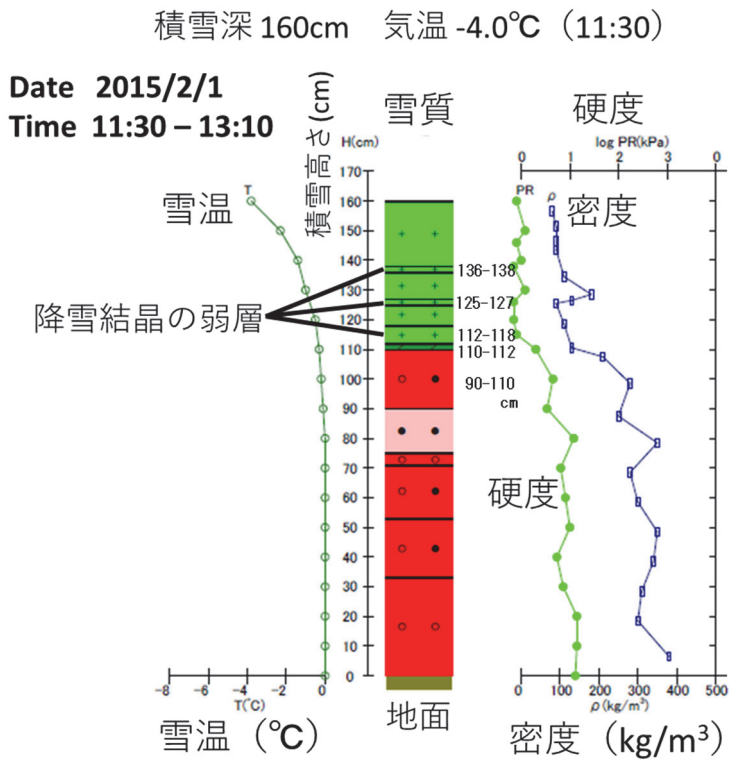


図 3-35 関山峠での積雪断面観測結果 (2015 年 2 月 1 日) (中村ら (2021) を基に作成)

* 雪質の凡例 +:新雪、 /:こしまり雪、 ●:しまり雪、 ○:ざらめ雪

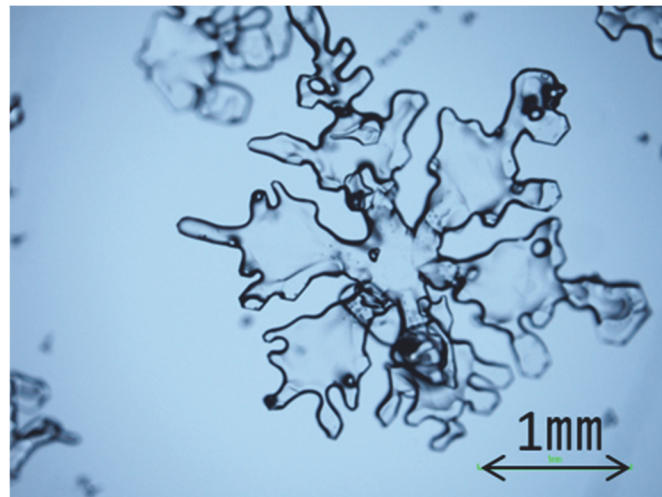


図 3-36 積雪高さ 115cm の雲粒付着なし降雪結晶 (板状結晶)

* 関山峠での積雪断面観測結果 (2015 年 2 月 1 日) の 112-118cm の新雪の弱層の結晶。

図 3-37 に、気象庁新川アメダスの 2015 年 1 月 30 日～2 月 1 日の降水量、積雪深と気温の経過を示す。新川アメダスは、雪崩が発生した関山峠の気象状況を考察するために用いた観測所であり、関山峠雪崩発生地点から南東に約 10km に位置する。気温は、標準大気対流圏の気温減率（ $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ）を仮定して、新川アメダスの観測値（標高 265m）から雪崩発生区（標高 874m）の気温を推定した値を示した。図 3-38 に、低気圧に伴う関山峠の降水量記録開始時と雪崩発生時の気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像を示す。

図 3-37 の降水量は、1 月 30 日と 1 月 31 日から 2 月 1 日にかけてそれぞれにピークがある二山の形となっている。燕温泉の推定気温は、1 月 30 日～2 月 1 日の期間のうち降水量が記録されている時間帯は全て氷点下となっているため、1 月 30 日～2 月 1 日の降水は全て降雪だと判断できる。図 3-38 より、図 3-37 の 1 月 30 日の降水は低気圧に伴う降雪であることがわかる。また、図 3-37 の 1 月 31 日から 2 月 1 日にかけての降水は季節風型の冬型の気圧配置に伴う降雪であることがわかる。関山峠の表層雪崩は、1 月 31 日 23 時 35 分に発生しているため、低気圧通過後の冬型の気圧配置に伴う降雪の最中に生じていると判断できる。

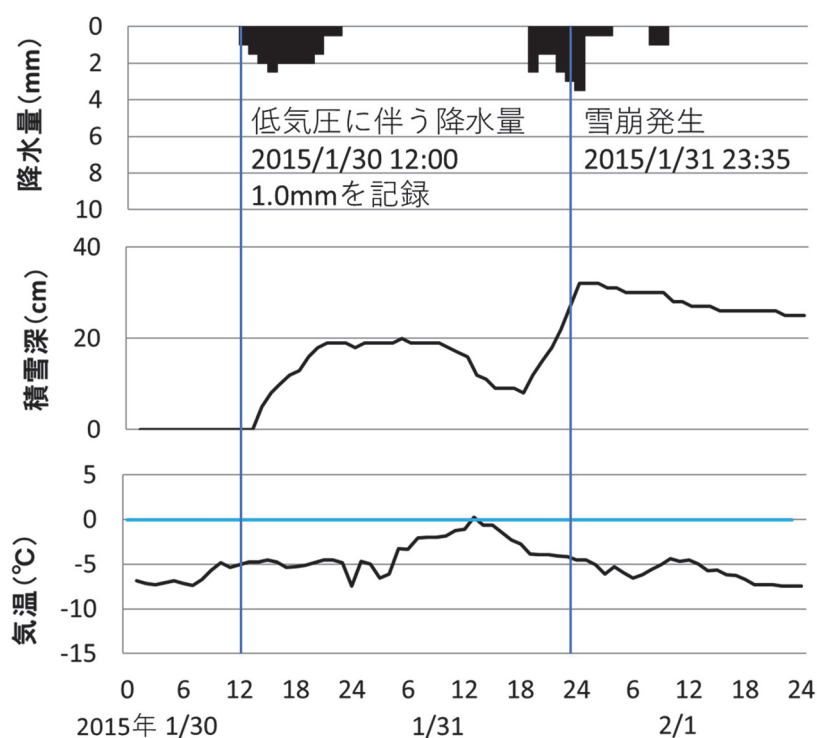
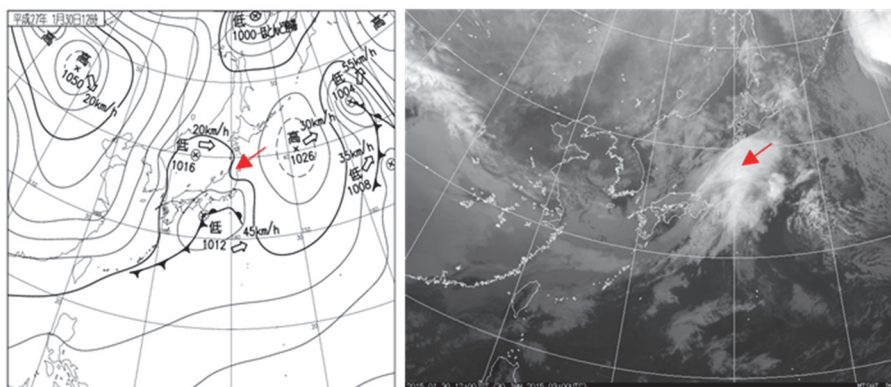
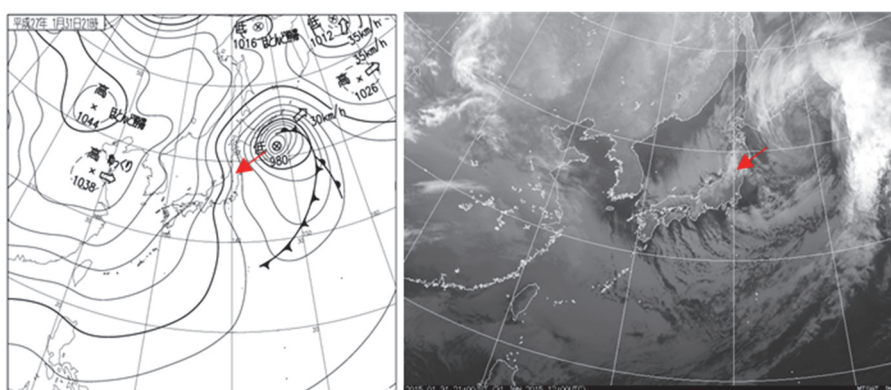


図 3-37 新川アメダスの 2015 年 1 月 30 日～2 月 1 日の降水量、積雪深と気温の経過

- *1 新川アメダスは、関山峠雪崩発生斜面の最高地点から南東に約 10km に位置する。
- *2 気温は、標準大気対流圏の気温減率（ $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ）を仮定して、関山アメダスの観測値（標高 265m）から雪崩発生区（標高 874m）の気温を推定した値を示した。



2015 年 1 月 30 日 12 時（低気圧に伴う降水量の記録開始時刻）



2015 年 1 月 31 日 21 時（雪崩発生は 23 時 35 分）

図 3-38 低気圧に伴う関山峠の降水量開始時と雪崩発生時の
気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像

- *1 矢印の先端が関山峠付近に該当。
- *2 降水量の記録の確認には、新川アメダスの値を用いた。

(5) 事例 No. 8 (2017 年 2017 年 3 月 27 日に那須岳で発生した表層雪崩)

事例 No. 8 は、2017 年 3 月 26～27 日にかけて通過した南岸低気圧がもたらした降雪により、2017 年 3 月 27 日 8 時 43 分頃に栃木県那須町の那須岳で発生した表層雪崩である。図 3-39 に那須岳の位置を示す。2017 年 3 月 27 日に那須岳で発生した雪崩災害では 7 名の高校生、1 名の教師が亡くなり、40 名が重軽傷となる大きな被害をもたらした。発生直後の 3 月 28 日から複数回の現地調査が行われた（中村ら，2017；上石ら，2017；中村ら，2018）。

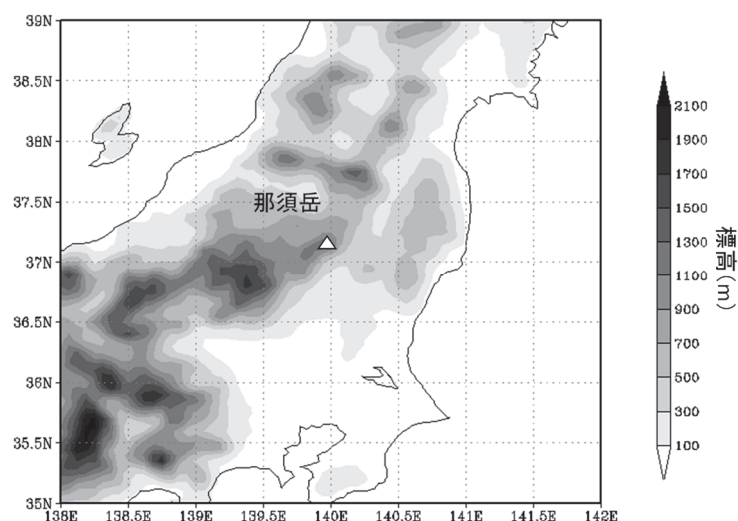


図 3-39 那須岳の位置（中心付近の△）（中村ら，2018）

図 1-24 に、2017 年 4 月 2 日に無人航空機で撮影した那須岳雪崩発生地全景を示した（中村ら（2018）に加筆）。また、図 3-40 に、那須岳の雪崩の痕跡とその地形縦断面図（中村ら（2018）に加筆）を示す。図 1-24 の空撮写真の中央から右の下部の樹林がないエリアは、那須温泉ファミリースキー場のゲレンデである。雪崩事例 No. 8 の雪崩発生推定斜面は、標高約 1,515m の通称天狗の鼻大岩の直下に位置する。2017 年 4 月 2 日の現地調査では、No. 8 の下方に標高 1,385m 付近に人為的に掘削された直径数 m の穴が 2 つ確認された。この穴は 2017 年 3 月 27 日の雪崩発生直後に救出活動で掘削されたものであると考えられ、救出活動地点として図 1-24 及び図 3-40 に示した。2017 年 3 月 28 日に積雪断面観測を実施した地点は、この救出活動地点と同じ沢のさらに下方の標高 1,350m に位置する。また、3 月 28 日午前には、那須温泉ファミリースキー場の入り口に位置するスキー場センターハウス付近（図 1-24 では写真の画角から少し外れた下方側）からの肉眼での観察で、図 1-24 の写真の中央右側の斜面で表層雪崩のデブリや流下の後が確認できた。このデブリはスキー場のゲレンデまで到達していた。また、図 3-40 に記載されているように、雪崩の滑走区から堆積区にかけての樹木に枝折れが見られたが、最も太いもので直径 7 cm 程度であった。その他のエリアも含めて、それより太い枝や倒木は発見できなかった（中村ら，2018）。

図 3-41 に、事例 No. 8 の那須岳の雪崩発生区から滑走区の写真を示す。雪崩発生区は、樹木が少ない斜面であり、図 3-40 の地形縦断面図からもわかるように、雪崩滑走区から発生区に向かって傾斜が大きくなっている。図 3-42 に、事例 No. 8 の那須岳雪崩滑走区から堆積区の写真を示す。標高が下がるにつれて沢状の地形の両側に樹林が目立ち、徐々に沢の幅が狭くなって下方に向かって左に向きを変えていることがわかる（中村ら，2018）。

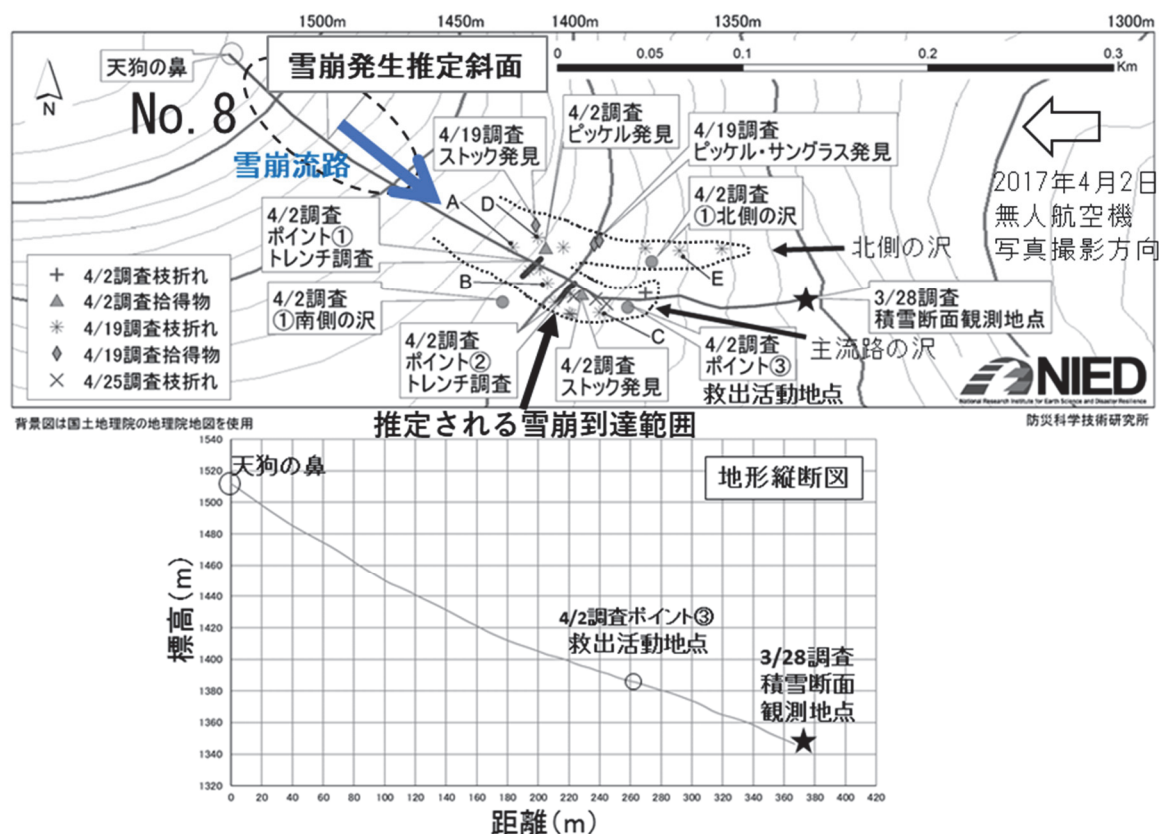


図 3-40 那須岳の雪崩の痕跡とその地形縦断面図（中村ら（2018）に加筆）

- *1 国土地理院電子国土 Web を用いて作成。
- *2 地形縦断面図は、国土地理院基盤地図情報 5m メッシュ標高より。
- *3 点線は推定雪崩到達範囲。
- *4 A～E は枝折れが認められた樹木の位置。
- *5 図 1-24 に示した 2017 年 4 月 2 日無人航空機の写真撮影方向を矢印で示した。



図 3-41 事例 No. 8 の那須岳雪崩発生区（奥側）から滑走区（手前）（中村ら，2018）

*1 図 3-40 のポイント②から上方の通称“天狗の鼻”大岩、及びポイント①方向を望む。

*2 A の樹木には枝折れを確認した。



図 3-42 事例 No. 8 の那須岳雪崩滑走区（手前）から堆積区（奥側）（中村ら，2018）

*1 図 3-40 のポイント②から下方のポイント③（救助活動地点）方向を望む。

*2 B, C の樹木には枝折れを確認した。

表 3-3 と図 3-43 に、2017 年 3 月 28 日 13 時 50 分～16 時 20 分に積雪内部の状態を把握するために実施した積雪断面観測結果を示す（中村ら（2018）を改変）。2017 年 3 月 28 日午後、図 1-24 と図 3-40 に示す標高 1,350m 付近で積雪断面観測を実施した。理想的には図 1-24 と図 3-40 の No. 8 雪崩発生区付近で積雪断面観測を実施したかったが、2017 年 3 月 27 日の雪崩発生後も 3 月 28 日の調査日まで降雪が続いており、調査時においても雪崩発生リスクがあると判断されたため、救出活動地点の下方の樹林帯の中にある 5～10m 四方形程度の樹林がない開けた斜面を観測地点に選定した。選定した積雪断面観測地点は、斜面 No. 8 の上端にある天狗の鼻大岩までの直線距離は約 350m と近く、標高差も約 165m と小さいため、雪崩発生区と降雪の状況がほとんど変わらない地点であると判断した。斜面 No. 8 の向きは南東（方位角 135°）から東南東（方位角 112.5°）であり、その下部の沢に位置する積雪断面観測地点の斜面の向きは東（方位角 90°）である。傾斜角は斜面 No. 8 では 30～38 度、積雪断面観測地点では 35 度であり、いずれも最も表層雪崩が発生しやすい傾斜角 35～40 度の範囲（McClung and Schaerer, 2006）を含む斜面である。この積雪断面観測地点の積雪深は 305cm であった。積雪断面観測は、発生した雪崩に関係すると考えられた積雪表面から深さ約 100cm までの積雪表層部分を対象に実施した（中村ら，2018）。

表 3-3 と図 3-43 に示した積雪断面観測結果より、積雪表面から深さ 100cm までの雪温は、最高 -0.6℃、最低 -1.3℃であり、これらの深さでは全層氷点下であった。深さ 0～1.5cm に硬度が 32kPa とやや硬いクラストが確認されたが、この部分は、積雪断面観測を実施した 2017 年 3 月 28 日日中の日射により形成したと考えられる。深さ 1.5～9cm は、新雪あるいは

は新雪からこしまり雪に変態している層に該当する。この層は 35kPa とやや固く、密度は 97kg/m³ と直下の層よりもやや大きく、強風の影響をうけて再配分されている可能性も考えられる。深さ 9～35cm も新雪あるいは新雪からこしまり雪に変態している層である。密度は 48～94kg/m³ と低く、硬度は 0.8～3.5kPa と小さい。特に、深さ 22～25cm は弱層を形成すると考えられ、硬度 0.8kPa、密度 56kg/m³ であった。深さ 35～37cm にはざらめ雪層があり、深さ 35～38cm の密度は 170kg/m³ と高く、硬度は 82kPa と硬かった。なお、このざらめ雪層と直上の新雪・こしまり雪層の結合は弱くなく、雪の一部のこしもざらめ雪への変化も認められなかった。深さ 37～41cm はこしまり雪としまり雪が混在する層、41～49cm はしまり雪層、49～62cm はこしまり雪としまり雪が混在する層、それより深い層は、ざらめ雪としまり雪が交互に存在した。ざらめ雪の直下の 37～41cm のこしまり雪・しまり雪層の密度は 66 kg/m³ とやや低く、硬度は 8.8kPa とやや小さかった。それより下の層は、密度は 93～201kg/m³、硬度は 12～220kPa であった（中村ら、2018）。

図 1-25 に、2017 年 3 月 28 日に観測した積雪断面と雪粒子の写真を示した。雪粒子は、弱層に該当する B の位置（深さ 23.5cm）とその上下の層の A（深さ 13.5cm）と C の位置（深さ 33.5cm）から採取して撮影した。雪粒子の写真と比較すると、A と C の雪粒子よりも B の雪粒子の粒径の方が大きく、B の粒径が 2mm 以上の雪粒子は、雲粒が付着していない板状結晶であると判断できる。A も C も雲粒は少ないが粒径は小さく、板状結晶ではない。したがって、弱層を形成する主な粒子は雲粒付着なしの板状結晶であり、雪が降ってくる時の形状が弱層形成に関係している雲粒付着がない（あるいは少ない）降雪結晶の弱層であると考えられる（中村ら、2018）。

表 3-3 那須岳積雪断面観測結果（2017 年 3 月 28 日実施）（中村ら（2018）を改変※）

年 月 日		積雪深		測定時刻		天気		気温(時刻)					
2017.03.28		305 cm		13h50m - 16h20m		晴れ		-2.6 °C(13h40m)					
緯度		経度		標高		傾斜角		方位角		座標軸		測定者	
37° 07'06.2"		139° 58'49.0"		1350 m		35 °		90 °		D		K.K.M.N.K.N	
雪質F				雪温 T(°C)		密度 ρ (kg/m ³)				硬度 PR(kPa)			
深さ, D (cm)		F	雪質 備考	D	T	D		ρ		D	*1 ϕ (cm)	PR	
0 - -1.5		▽	hard	0	-0.6	0 - -3		69		-1.5	1.5	32	
-1.5 - -9		+		-10	-0.4	-6 - -9		97		-7.5	1.5	35	
-9 - -35		+		-20	-1.3	-12 - -15		94		-13.5	1.5	2.4	
-35 - -37		○		-30	-1.3	-17 - -20		57		-18.5	1.5	1.1	
-37 - -41		／		-40	-1.1	-22 - -25		56		-23.5	1.5	0.8	
-41 - -49		●		-50	-1.0	-27 - -30		52		-28.5	1.5	1.5	
-49 - -62		●		-60	-0.9	-32 - -35		48		-33.5	1.5	3.5	
-62 - -69		○		-70	-0.9	-35 - -37		170		-38	1.5	82	
-69 - -75		●		-80	-0.9	-37 - -40		66		-38.5	1.5	8.8	
-75 - -86		○		-90	-0.8	-42 - -45		104		-43.5	1.5	70	
-86 - -88		●		-100	-0.8	-52 - -55		93		-53.5	1.5	12	
-88 - -305							-62 - -65		125		-63.5	1.5	160
						-72 - -75		154		-73.5	1.5	30	
						-77 - -80		111		-78.5	1.5	90	
						-92 - -95		201		-93.5	1.5	220	
備考													

*1: ϕ は円板径を表わす。

雪質凡例
 +:新雪
 /:こしまり雪
 ○:ざらめ雪
 ●:しまり雪
 ▽:クラスト

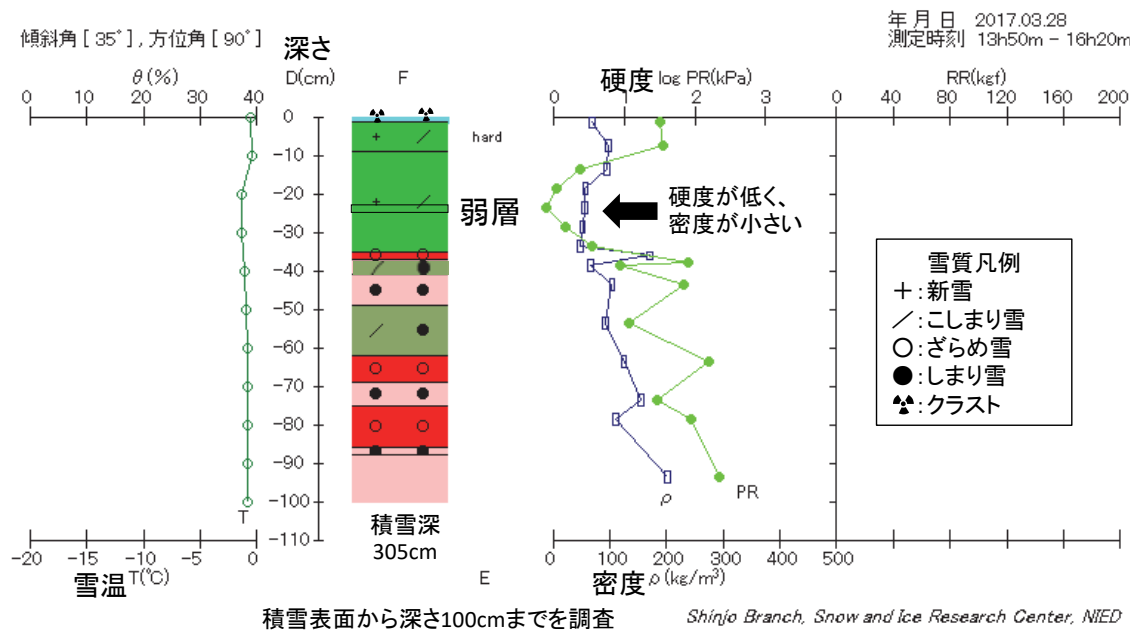


図 3-43 那須岳の積雪断面観測結果（2017 年 3 月 28 日実施）（中村ら（2018）を改変*）

* 中村ら（2018）では、中村ら（2017）の調査速報の積雪断面観測結果を基に深さ 37～41cm の雪質をしまり雪としていたが、図 1-25 の 2017 年 3 月 28 日に観測した積雪断面と雪粒子の写真（中村ら，2018）に示したように、その後の精査により、深さ 37～41cm の雪質はこしまり雪・しまり雪になったため、表 3-3 と図 3-43 の深さ 37～41cm の雪質をこしまり雪・しまり雪に変更した。

図 3-44 に気象庁那須高原アメダスの 2017 年 3 月 24 日～28 日の気象経過を示す（中村ら（2018）を改変）。那須高原アメダスは、3 月 28 日積雪断面観測地点から東に約 5 km に位置し、標高 749m である。また、図 1-23 に、2017 年 3 月 26～27 日の気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像（宇都宮气象台，2017）、及び解析雨量（中村ら，2018）を示した。表 3-3 と図 3-43 に示した 2017 年 3 月 28 日の標高 1,350m 地点での積雪断面観測より、積雪表面から深さ 100cm までの積雪は全て氷点下の乾雪であることが確認されている。標準大気の対流圏の気温減率 $6.5 (^{\circ}\text{C}/\text{km})$ を仮定すると、図 3-44 で示した標高 749m の那須高原アメダスより標高が 751m 高い発生区付近の標高 1,500m では、気温が那須高原アメダスより約 4.9°C 低くなると考えられる。したがって、図 3-44 の那須高原アメダスの気温の観測結果を基に標高 1,500m 付近の気温を推定すると、2017 年 3 月 27 日～28 日は氷点下が維持されていると推定できる。これらより、雪崩が発生した 2017 年 3 月 27 日には、雪崩発生区と考えられる標高 1,500m 付近の表層の積雪は、氷点下の雪温の乾雪であったと考えられる（中村ら，2018）。

図 3-44 より、2017 年 3 月 25 日の那須高原アメダスの最高気温が 6.9°C であるから、積雪断面観測地点では約 2.0°C と推定される。したがって、図 3-43 に示した積雪表面から 35

～37cm の深さのざらめ雪層は、気温がプラスになった 3 月 25 日に形成されたと推定される。図 3-44 の降水量の観測値より、図 3-43 の積雪表面～深さ数 cm ほどの積雪は 28 日に降った雪が形成した積雪であると考えられるが、それ以下の深さ 35cm までの積雪（深さ 22～25cm の弱層を含む）は、2017 年 3 月 26 日から 27 日にかけて通過した低気圧（図 1-23 参照）に伴う降雪が積もって形成されたと判断される（中村ら，2018）。

2017 年 3 月 28 日の調査時にスキー場ゲレンデから雪崩発生区と考えられた天狗の鼻大岩の下斜面（図 1-24 の斜面 No. 8）を観察したが、破断面の痕跡は見つからなかった。図 3-44 に示すように、3 月 27 日の雪崩発生後も降水があり、先に示したように、標高 1,500m では、3 月 27 日～28 日は氷点下であるから乾雪が積もったことが考えられる。また、風速は 27 日 3 時 00 分～10 時 20 分まで欠測であるが、27 日 11 時以降は、例えば 27 日 12 時 00 分に平均風速 5.8m/s、最大瞬間風速 10.6m/s、28 日 7 時 30 分に平均風速 5.6m/s、最大瞬間風速 10.7m/s を記録するなど風がやや強くなっている。例えば新雪が積もっている場合、気温が 0℃では風速約 8m/s 以上、-5℃以下では、風速約 5m/s 以上で低い地吹雪が発生する（竹内ら，1986）ことから、27 日 8 時 43 分頃の表層雪崩発生後も風雪が続き地吹雪が生じ、28 日の観測時には破断面などの表層雪崩発生痕跡は分かりづらくなってしまったことが考えられる（中村ら，2018）。

破断面等の直接的な積雪上の証拠は肉眼では確認できなかったが、図 1-25 に示したように、積雪内に雲粒なし板状結晶の弱層が存在し、那須岳の積雪は弱層を伴い非常に不安定な状態になっていたと推定される。したがって、2017 年 3 月 27 日 8 時 43 分頃に発生した雪崩は、面発生乾雪表層雪崩である可能性が高いと判断される。

図 1-23 と図 3-44 の気象の状況より、図 1-25 に示した深さ 22～25cm の弱層は、本州の南岸を北東に進む低気圧に伴う 2017 年 3 月 26 日～27 日の降雪中に、降雪の結晶の形状が雲粒の付着の少ない比較的大型の板状結晶が多い時間帯があり、その結晶が積もることによって形成されたと推定された。さらに、弱層となる板状結晶の層が積もった後に、同じ低気圧からもたらされた 3 月 27 日未明の比較的時間に強く降った雪が上載積雪となって積雪が不安定になり、面発生乾雪表層雪崩が発生したと推定された（中村ら，2018）。

2017 年 3 月 28 日午前に行った那須温泉ファミリースキー場の入り口に位置するスキー場センターハウス付近からの観察によって、自然発生と考えられるゲレンデまで到達している表層雪崩のデブリや流下の痕跡が確認できた（図 1-24 参照）。表 3-3 と図 3-34 に示した積雪断面観測結果やこの自然発生の表層雪崩の痕跡から、那須岳一帯の積雪は不安定な状態にあったと判断される（中村ら，2018）。

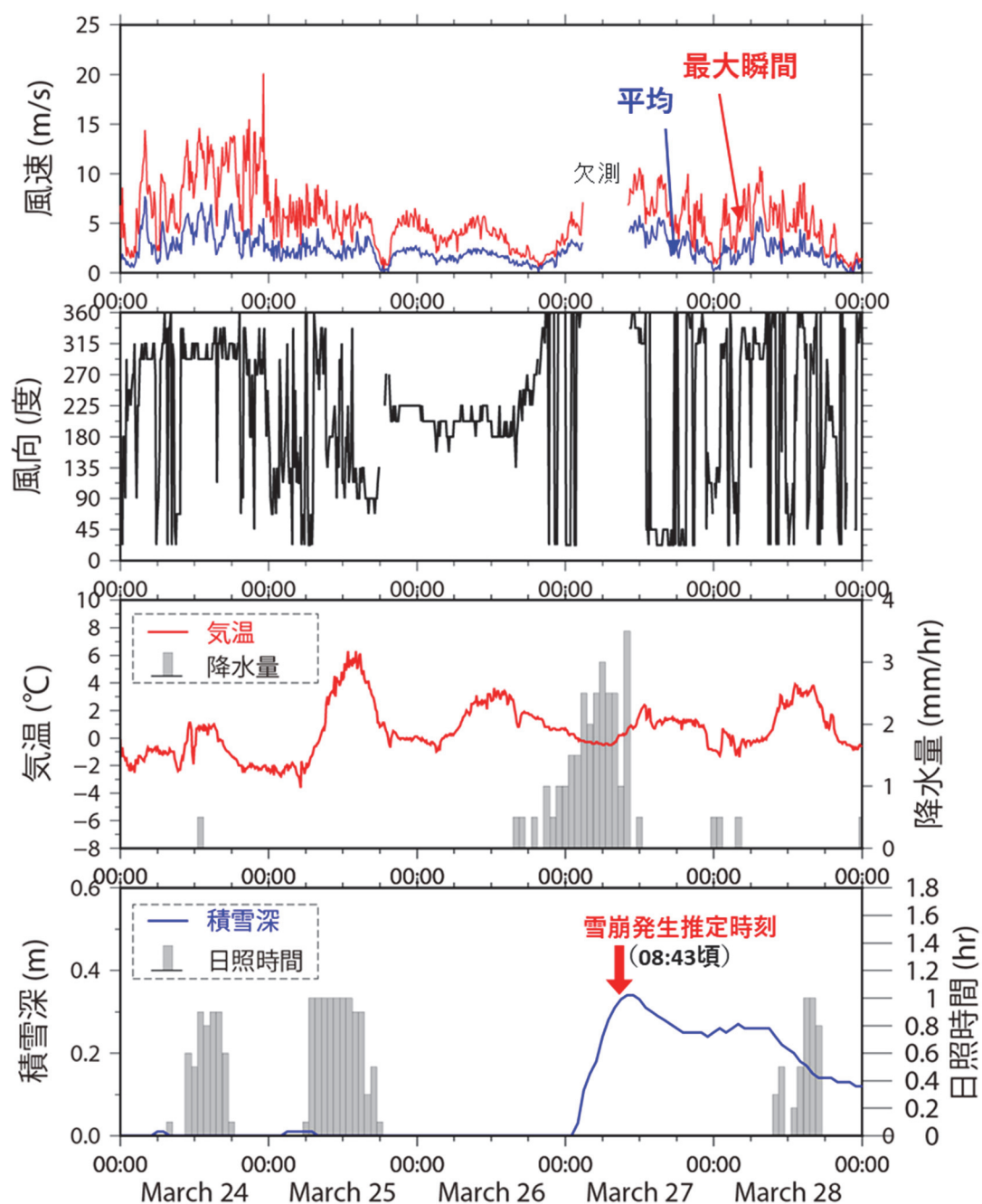


図 3-44 気象庁那須高原アメダスの 2017 年 3 月 24 日～28 日の気象経過

(那須高原アメダス：3/28 積雪断面観測地点から東に約 5 km、標高 749m、

風向：90 度：東、180 度：南、270 度：西、360 度：北) (中村ら (2018) を改変*)

* 中村ら (2018) を発表した後の調査等により、雪崩発生が 8：43 頃と推定されたため、図 3-44 では、中村ら (2018) で示した雪崩発生推定時刻 8：30 頃を 8：43 頃に変更した。

3. 2 気象パターンの検討

本節では、3. 1 節で取り上げた 8 つの雪崩事例について、気圧配置を考慮して、降雪開始から雪崩発生に至るまでの気象パターンについて検討する。図 3-45～図 3-50 に、事例 No. 1～No. 5 と No. 8 の雪崩事例における低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と近隣のアメダスの降水量の経過を示す。事例 No. 6 に対しては図 3-31 と図 3-32、事例 No. 7 に対しては図 3-37 と図 3-38 を参照することで、低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と近隣のアメダスの降水量の経過を確認できる。次に、雪崩に係る降雪が低気圧のどの位置で生じているのかを確認するために、表 3-4 に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生事例における低気圧に伴う降雪開始時及び雪崩発生時の低気圧の中心位置を整理した。さらに、表 3-4 に整理した内容から、図 3-51 に低気圧中心を基準にした事例 No. 1～8 の「低気圧に伴う降雪開始地点」と「雪崩発生地点」の位置（緯度・経度の差）を抽出して示した。

図 3-52 に、発達期、成熟期の低気圧における降雪粒子の晶癖の分布 (Colle et al., 2014) に、雲粒なし降雪結晶、雲粒付着が少ない降雪結晶の範囲を加筆)を示す。Colle et al. (2014) は、ニューヨークのロングアイランド島で、2009 年 12 月から 2012 年 2 月にかけて通過した 12 事例の低気圧に伴う降雪粒子を顕微鏡で観察し、カメラで撮影した。発達期の低気圧では、低気圧に伴うコンマ雲の西側の辺縁部の雲で、雲粒の付着がないか僅かに付着している平板や樹枝状の粒子が観測された。コンマ雲の北端付近では雲粒の付着がないか僅かに付着している交差角板が多かったが、低気圧中心に近づくにつれて針状やあられ、みぞれに変化し、雲粒の付着も多くなった。成熟期の低気圧では、低気圧中心の南西側では、雲粒の付着が少ない平板や樹枝状の粒子が観測された。コンマ雲の北端付近では、雲粒付着のない交差角板が観測された。低気圧中心から離れた低気圧中心の北東に位置する温暖前線の北側でも雲粒付着のない平板や樹枝状が多く観測された。この特徴は、Murakami et al. (1992) が観測した温暖前線の降水雲の特徴とも整合し、石坂ら (2015a) の報告とも整合している。石坂ら (2015a) は、2014 年 2 月の 2 つの南岸低気圧が新潟県下にもたらした降雪の特徴と関東甲信の雪崩の多発との関連について報告しており、両低気圧による主要な降雪は、季節風冬型時に多い樹枝状雪片とは異なり、20℃以下で成長する角柱、角板、交差角板、砲弾などの低温型雪結晶から成る雪片であり、低気圧前面の温暖側の降雪がこのような特徴を持つ可能性が高いことを示した。また、Colle et al. (2014) の観測では、低気圧中心付近では、雲粒付着の割合が大きい粒子が多くなっていた。中心の北側では雲粒付の樹枝状、平板、針状やあられ、南西側では雲粒付の樹枝状や交差角板が観測された。

図 3-45～図 3-50、及び図 3-32、図 3-38 の地上天気図に示した事例 1～8 の低気圧に伴う降雪開始時の低気圧は、低気圧に伴う前線が全て閉塞していないことから発達期の低気圧であると判断できる。図 3-51 の低気圧に伴う降雪開始の時点では、雪崩発生地点は低気圧の北東側から北西側に位置し、Colle et al. (2014) が示した発達期の低気圧や温暖前線北側の雲粒の付着がないか少ない平板や樹枝状の雪粒子が観測されたエリアと整合する。つ

まり、これらのエリアは、弱層を形成し得る雲粒なし降雪結晶の降雪エリアとすることができ。次に、図 3-51 の雪崩発生時の低気圧中心を基準とする雪崩発生地点の位置関係を確認する。事例 No. 1～No. 5 と No. 8 は、低気圧中心から見て北東側あるいは北西側に雪崩発生地点が位置する時に雪崩が発生しており、図 3-45～図 3-50 に示した地上天気図と降水量を考慮すると、低気圧に伴う降雪のみで雪崩が生じていると判断できる。一方、事例 No. 6 と No. 7 は、低気圧中心から見て南西側に雪崩発生地点が位置する時に雪崩が発生している。図 3-31 と図 3-32、及び図 3-37 と図 3-38 より、この 2 事例は、降水量の一山目は低気圧に伴う降雪、二山目は冬型の気圧配置に伴う降雪であり、低気圧に加えて冬型の気圧配置に伴う降雪が上載積雪となって雪崩が発生していると判断できる。

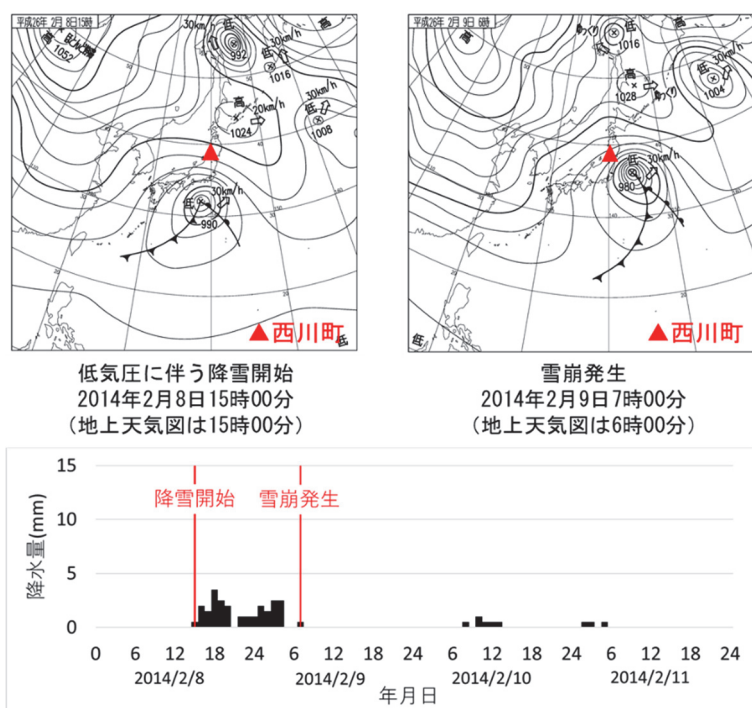


図 3-45 2014 年 2 月 9 日に山形県西川町で発生した表層雪崩事例 No. 1 の
低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と大井沢アメダスの降水量の経過

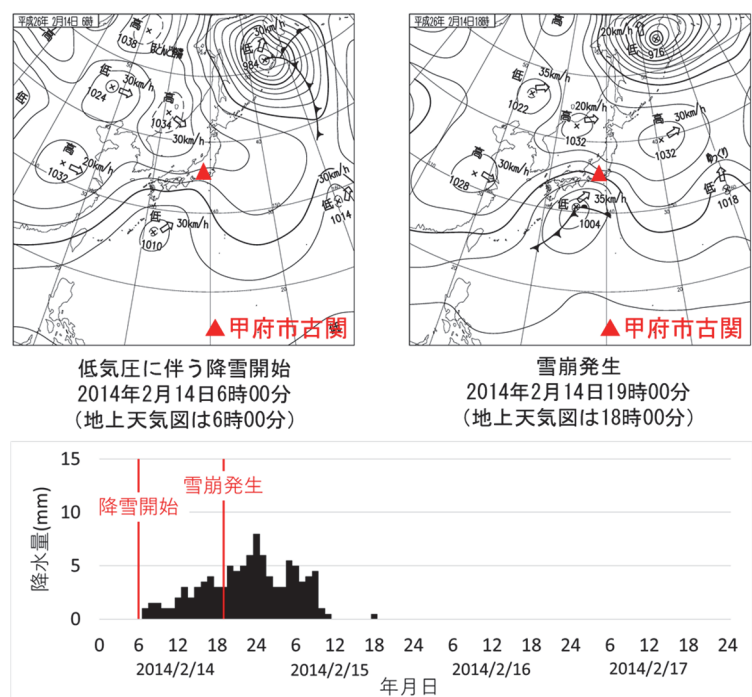


図 3-46 2014 年 2 月 14 日に山梨県甲府市古関で発生した表層雪崩事例 No. 2 の
低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と甲府地方気象台の降水量の経過

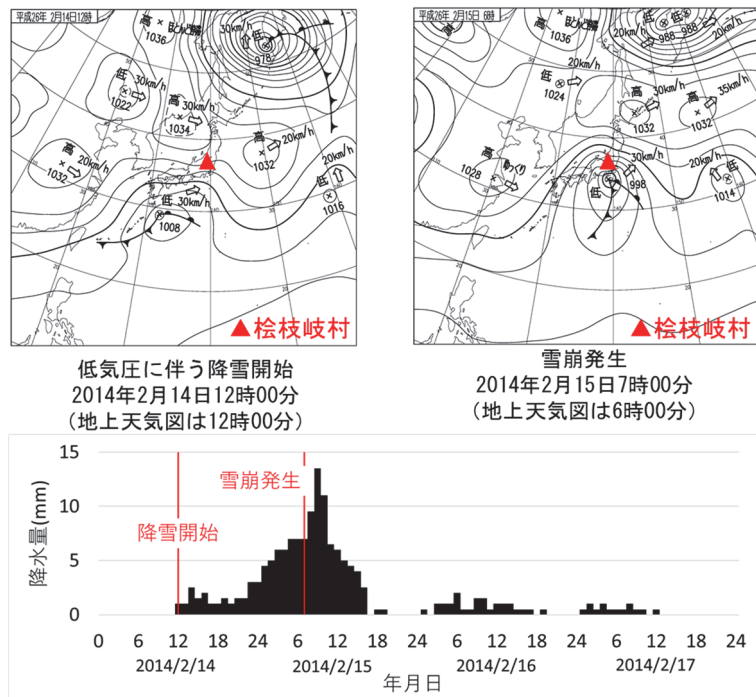


図 3-47 2014 年 2 月 15 日に福島県桧枝岐村で発生した表層雪崩事例 No. 3 の低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と桧枝岐アメダスの降水量の経過

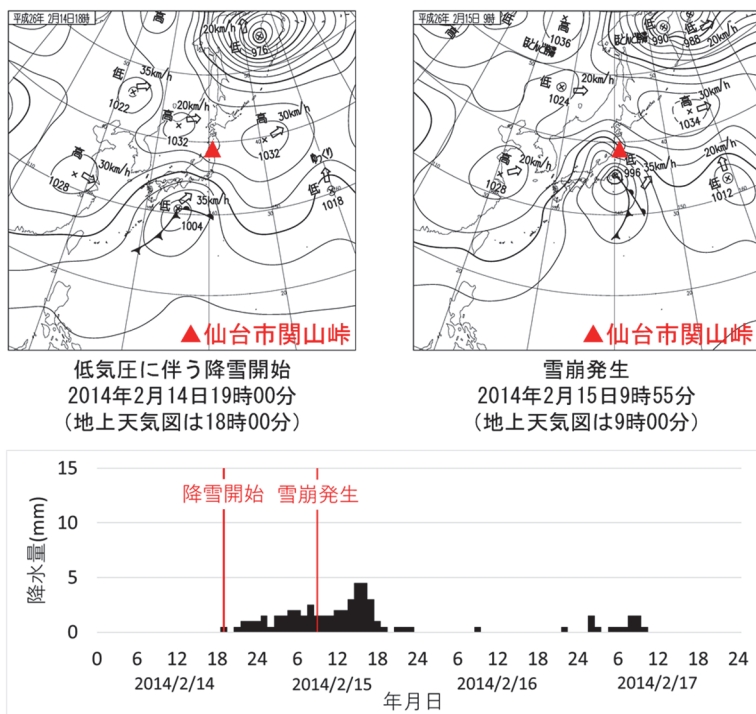


図 3-48 2014 年 2 月 15 日に宮城県仙台市関山峠で発生した表層雪崩事例 No. 4 の低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と新川アメダスの降水量の経過

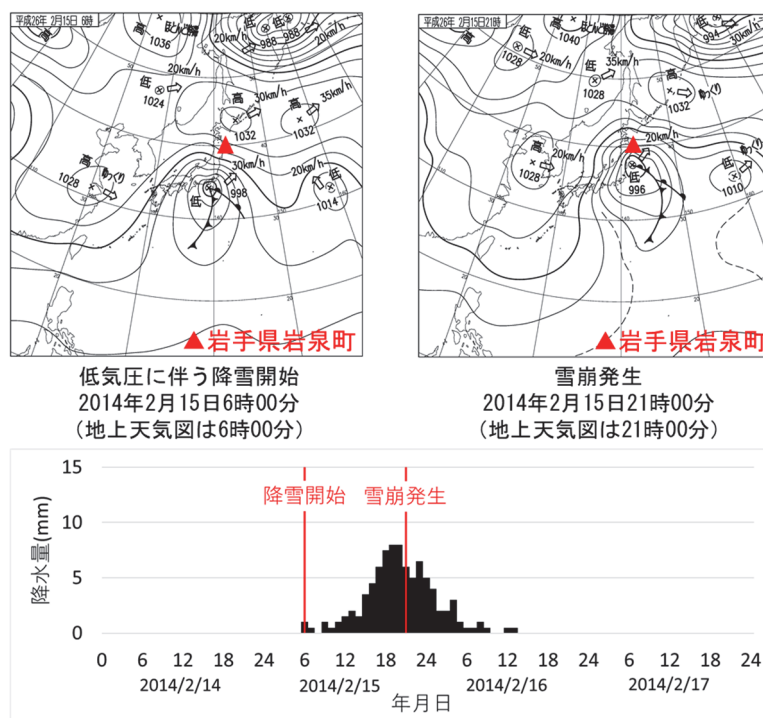


図 3-49 2014 年 2 月 15 日に岩手県岩泉町安家で発生した表層雪崩事例 No. 5 の低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と岩泉アメダスの降水量の経過

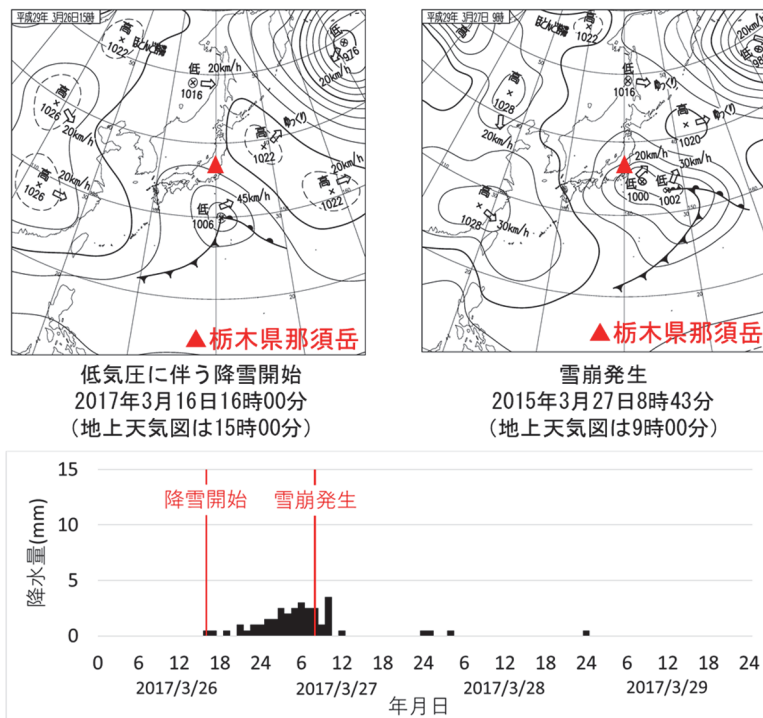


図 3-50 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町那須岳で発生した表層雪崩事例 No. 8 の低気圧に伴う降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図と那須高原アメダスの降水量の経過

表 3-4 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生事例における低気圧に伴う降雪開始時及び雪崩発生時の低気圧の中心位置

事例 No.	場所	低気圧に伴う降雪開始 日時（降水量として記 録された日時*1）	雪崩発生日時	雪崩発生地点		降雪開始時の低気圧中心位置*2		雪崩発生時の低気圧中心位置*2	
				北緯（度）	東経（度）	北緯（度）	東経（度）	北緯（度）	東経（度）
1	山形県 西川町	2014/2/8 15:00	2014/2/9 7:00	38.5	140.0	32.0	138.0	36.0	144.0
2	山梨県甲府市 古閑	2014/2/14 6:00	2014/2/14 19:00	35.5	138.6	27.0	132.0	31.0	135.0
3	福島県 檜枝岐村	2014/2/14 12:00	2014/2/15 7:00	37.0	139.4	29.0	132.0	34.0	139.0
4	宮城県仙台市 関山峠国道48号	2014/2/14 19:00	2014/2/15 9:55	38.4	140.6	31.0	135.0	36.0	140.0
5	岩手県 岩泉町安家	2014/2/15 6:00	2014/2/15 21:30	40.0	141.7	34.0	139.0	38.0	142.0
6	新潟県妙高市 燕温泉県道39号	2015/1/15 14:00	2015/1/17 12:30	36.9	138.1	34.0	139.0	39.0	146.0
7	宮城県仙台市 関山峠国道48号	2015/1/30 12:00	2015/1/31 23:35	38.4	140.6	33.0	136.0	42.0	148.0
8	栃木県那須町 那須岳*3	2017/3/26 16:00	2017/3/27 8:43	37.1	140.0	30.0	141.0	34.0	143.0

- *1 各雪崩地点の直近の気象庁アメダス観測所で降水量が観測された日時。No. 1：大井沢アメダス、No. 2：甲府地方気象台、No. 3：檜枝岐アメダス、No. 4：新川アメダス、No. 5：岩泉アメダス、No. 6：関山アメダス、No. 7：新川アメダス、No. 8：那須高原アメダス。
- *2 3時間毎（3時、6時、9時、12時、15時、18時、21時（JST））の気象庁地上天気図を利用したため、例えば雪崩発生時刻が7時ならば最も近い時刻の6時の地上天気図を利用して緯度、経度を読み取った。
- *3 No. 8については、雪崩発生時には降雪開始時に接近してきた前線を伴った低気圧のほか、雪崩発生地点に近い関東沖に別の低気圧が発生していたため、雪崩発生時の低気圧として、新たに発生した低気圧を選択した。

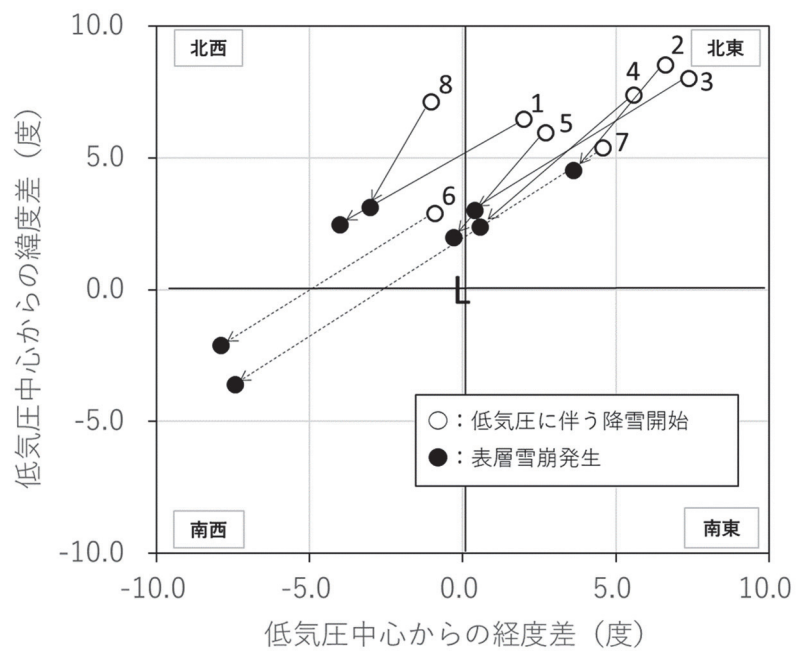
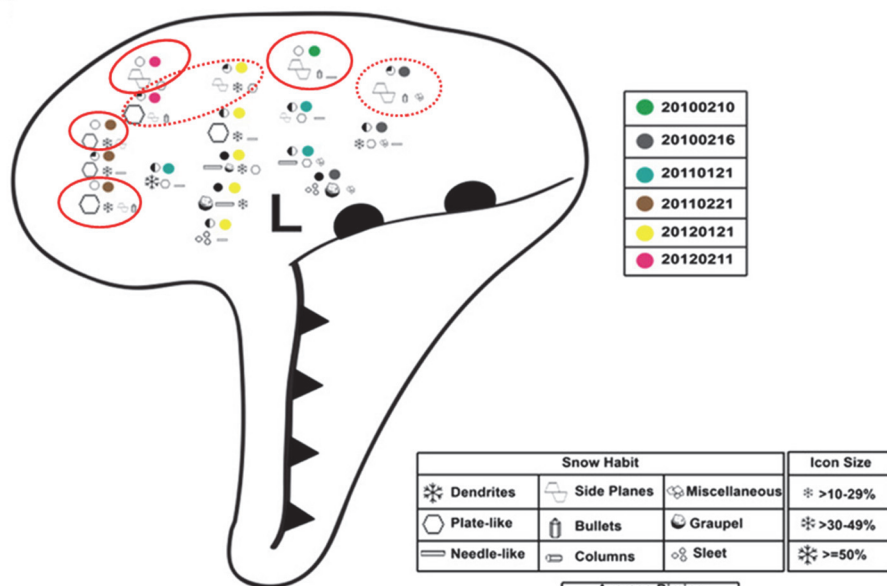
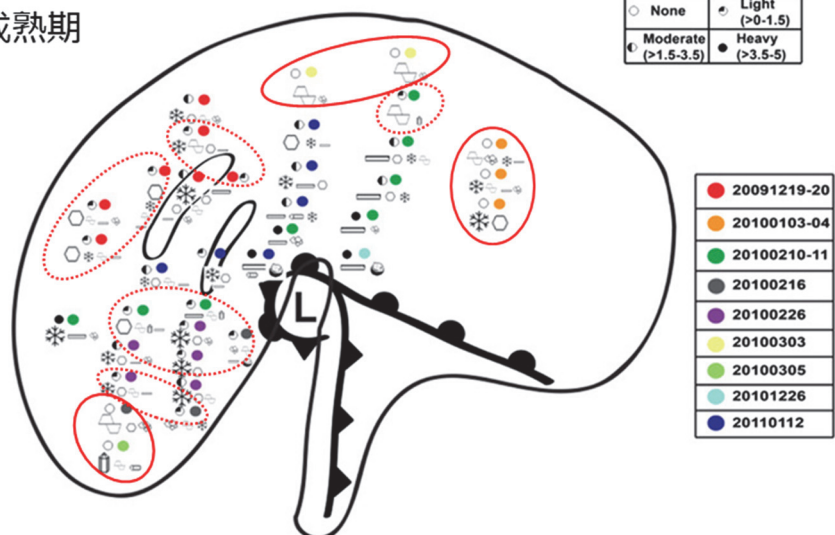


図 3-51 低気圧中心（座標 0, 0）を基準にした事例 No. 1～8 の「低気圧に伴う降雪開始地点」と「雪崩発生地点」の位置（緯度・経度の差）

発達期



成熟期



○ 雲粒なし降雪結晶

○ 雲粒付着が少ない降雪結晶

図 3-52 発達期、成熟期の低気圧における降雪粒子の晶癖の分布

(Colle et al. (2014) に、雲粒なし降雪結晶、雲粒付着が少ない降雪結晶の範囲を加筆)

- *1 発達期の低気圧のモデルは Bjerknes and Solberg(1922) に、成熟期の低気圧のモデルは、Shapino and Keyser(1990) によるもの。
- *2 晶癖のアイコンは 2～3 時間に観測された頻度の高いものを右から左に並べており、アイコンの大きさと頻度を示している。
- *3 晶癖のアイコンの上の丸印は、左側が雲粒付着の程度、右側は観察事例（色）を示す。

3. 3 気象パターン別の表層雪崩発生メカニズムの検討

前節で検討したように、低気圧の進行方向前面（東側から北側）の温暖前線に伴う層状雲や低気圧の中心の北側から西側に広がるコンマ型の雲の辺縁部の層状雲からは、表層雪崩の弱層を形成する雲粒付着が少ない板状結晶や、崩れやすい形状をしている交差角板等の雪結晶が降りやすい (Colle et al., 2014; Nakamura, 2019)。また、温暖前線に伴う層状雲では、主に水蒸気拡散（昇華凝結）によりゆっくりと成長した結晶が多い (村上, 2005)。一方、低気圧からのびる寒冷前線や、低気圧が通過した後のユーラシア大陸からの季節風の吹き出しに伴う冬型の気圧配置に起因する対流雲からは、雲粒の付着が多い降雪やあられが降りやすいことが知られており (例えば、村井, 1956)、村上 (2005) は、寒冷前線に伴う雲では、雲粒捕捉成長で急速に成長したあられが混じることが多いと言及している。さらに、Colle et al. (2014) は、図 3-52 に示したニューヨークのロングアイランド島での 12 事例の低気圧に伴う降雪粒子の観測結果から、雲粒付着が少ない低温型の結晶（交差角板や砲弾等）や板状、樹枝状等の結晶は、 $-20\sim-15^{\circ}\text{C}$ の過冷却雲粒の少ない環境での上昇流で成長したと考察した。また、低気圧の中心付近で観測された濃密雲粒付の針状結晶やあられは、 $-5\sim 0^{\circ}\text{C}$ の強い上昇流で成長したと述べている。これらの特徴をまとめて、図 3-53 に、低気圧に伴う降雪時に降りやすい結晶形と降雪範囲の模式図を示す (Nakamura, 2019)。

図 3-54 に、弱層を伴う表層雪崩発生の模式図を示す。低気圧が原因で雪が降る場合、低気圧の進行方向前面の層状雲から降った雲粒付着が少ない板状結晶等は、前に降った下部積雪の上に、空隙が多く、密度が小さい弱層となる積雪層を形成することがある。その上に、上載積雪となる降雪が一定以上積もると、積雪が不安定になり、弱層が破壊されて表層雪崩が発生する場合がある。また、強風時の吹き溜まりが上載積雪となり、同様に弱層が破壊されて表層雪崩が発生する場合がある。以上が、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩が発生する主なメカニズムである (Nakamura, 2019)。

低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の発生を気圧配置から検討すると、二つのパターンに分類することができる。一つ目のパターンは、図 3-51 の事例 No. 1～No. 5 や事例 No. 8 のように、低気圧進行方向前面の層状雲から降った雲粒なし降雪結晶（例えば板状結晶）で弱層なる積雪層が形成され（図 3-53 の A の位置）、さらに同じ低気圧に伴う降雪が上載積雪となり（図 3-53 の A' の位置）表層雪崩が生じる場合である（中村ら, 2017; 上石ら, 2017; 中村ら, 2018）。ここでは、この一つ目のパターンをパターン A と定義する。なお、パターン A で発生する表層雪崩の特徴としては、低気圧の降雪中に発生し、雪崩のデブリ（堆積）は粉状の雪で、樹木をすり抜ける場合があることが挙げられる。堆積した雪粒子がサラサラとしていて、グラニュー糖のように崩れやすい事例もある（例えば、四手井, 1953; 中村ら, 2014; 石坂ら, 2015a）。パターン A の雪崩は、太平洋側、日本海側どちらでも生じ得るが、南岸低気圧の通過に伴い上載積雪となる降雪が多量にもたらされる太平洋側での発生とその被害の大きさが特徴である。

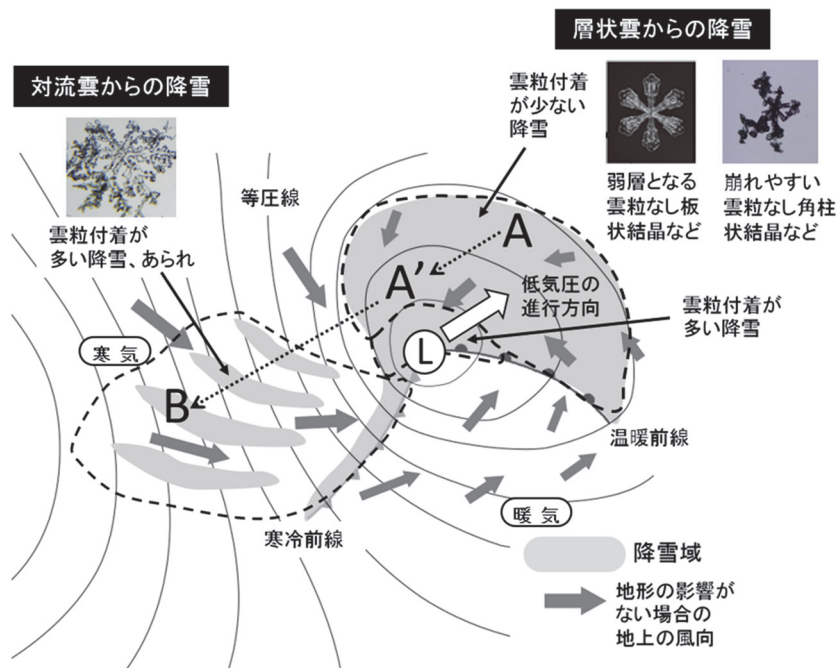


図 3-53 低気圧に伴う降雪時に降りやすい結晶形と降雪範囲の模式図 (Nakamura, 2019)

- *1 パターン A：低気圧進行方向前面の層状雲から降った雲粒なし降雪結晶により弱層となる積雪層が A の位置で形成され、同じ低気圧に伴う A→A' の区間の降雪が上載積雪となって A' の位置で表層雪崩が発生する場合。
- *2 パターン B：パターン A と同様に、低気圧進行方向前面の層状雲から降った雲粒なし降雪結晶により弱層となる積雪層が A の位置で形成され、弱層となる積雪層の上に同じ低気圧に伴う降雪が A→A' の区間で積もり、さらに A' →B の区間で生じる低気圧が通過した後の季節風の吹き出しに伴う冬型の気圧配置に起因する対流雲からの降雪や、季節風が強まることによって生じる吹雪による風成雪が上載積雪となって B の位置で表層雪崩が発生する場合。

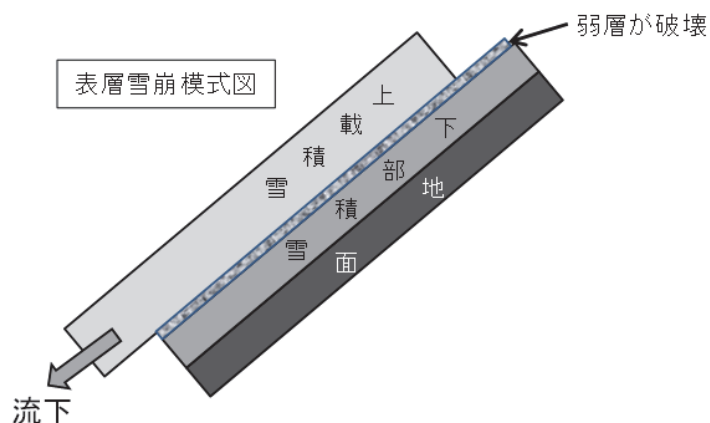


図 3-54 弱層を伴う表層雪崩発生 の 模式図 (Nakamura, 2019)

もう一つのパターンは、図 3-51 の事例 No. 6 と No. 7 のように、低気圧進行方向前面の層状雲から降った雪で弱層となる積雪層が形成され（図 3-53 の A の位置）、弱層となる積雪層の上に同じ低気圧に伴う降雪が積もり、さらに低気圧が通過した後の季節風の吹き出しに伴う冬型の気圧配置に起因する対流雲からの降雪（図 3-53 の B の位置）や、季節風が強まることによって生じる吹雪による吹きだまりが上載積雪となって表層雪崩が生じる場合である。対流雲による激しい降雪時の雪結晶は、多数の結晶の併合、大小の大きさの結晶の混合、雲粒付き結晶の混入となることが一般的である。また、強風で吹雪が生じている時の降雪と地面からの飛雪は、破碎された結晶の小破片を多数含んでいる。このような雪粒子が積もると、隙間がなく、隣同士の結晶の接触点が多く、焼結作用により速やかに丈夫な積雪層となる。したがって、弱層の上に比較的丈夫な雪の層が弱層の上に載っていることになり、表層雪崩が生じた時は、粉状ではなく、ブロック状のデブリとなって流下することが多い（Nakamura, 2019）。この二つ目のパターンをパターン B と定義する。パターン B の雪崩の主な発生地域は、冬型の気圧配置に伴う降雪が多くもたらされる日本海側や、太平洋側との境界となる脊梁山脈となる。なお、2015 年 1 月に宮城県仙台市関山峠で発生したパターン B の事例 No. 7 は、2014 年 2 月に発生したパターン A の事例 No. 4 と同じ脊梁山脈に位置する国道 48 号関山峠の同じ斜面で発生している。

第4章 低気圧伴う降雪に起因する 表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズム検討

第4章 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズム検討

第3章では、雪崩事例の分析を実施して、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩事例の特徴を抽出した。本章では、第3章で検討した2つの気象パターンに対して、雪崩発生危険度の予測アルゴリズムの検討と検証をそれぞれ行う。その一つのパターンは、低気圧進行方向前面の層状雲から降った雲粒なし降雪結晶で弱層が形成され、さらに同じ低気圧から降った雪が上載積雪となり表層雪崩が生じる「パターンA」である。もう一つのパターンは、低気圧進行方向前面の層状雲から降った雪で弱層が形成され、弱層となる積雪層の上に同じ低気圧に伴う降雪が積もり、さらに低気圧が通過した後の冬型の気圧配置に伴う対流雲からの降雪や、季節風が強まることによって生じる吹雪による吹きだまりが上載積雪となって表層雪崩が生じる「パターンB」である。

4. 1 パターンAの雪崩事例の特徴の分析

表4-1に、特徴を分析した低気圧に伴う降雪によるパターンAの6事例（前章の表3-1、図3-1等）に示した事例No.1～No.5及び事例No.8）の表層雪崩発生時の気象条件と地理的特徴を示す（中村ら，2014；中村・小杉，2016；中村ら，2018；Nakamura，2019）。パターンAに該当する雪崩は、1952年に山形県から福島県にかけて発生した低気圧からの降雪によるサラサラの雪の表層雪崩の報告（四手井，1953）がある。しかし、その後、長い間、低気圧に伴う降雪が雪崩発生に関係しているという視点の研究はなかった。特に、パターンAのように、低気圧から降った雪が弱層と上載積雪両方を生じて表層雪崩が生じるケースが注目されるようになったのは、2014年の雪崩事例（例えば、中村ら，2014；中村・小杉，2016）からである。本節で取り上げた全ての事例は、本節の解析に用いる気象庁メソモデル（MSM）の計算メッシュ間隔が5km化された2006年3月以降に発生して調査されたパターンAの表層雪崩事例に該当する。四手井（1953）が報告したパターンAの事例は、古すぎて本稿の解析で用いるMSMのデータが存在しないため、解析事例に含めなかった。また、事例No.2～No.5は、同じ低気圧の事例である。しかし、4地点が広域に分布しており、それぞれ標高や周辺の地形、水蒸気の大きな供給源である海洋との位置関係等が異なるため、独立した事例として扱い分析に用いた。

表4-1には、事例No.1～No.5及び事例No.8の雪崩発生地点の雪崩発生及び気象条件に関わる要素として、「低気圧に伴う降雪開始日時（降水量として記録された日時）」、「雪崩発生日時」、「低気圧に伴う降雪終了日時（降水量として記録された日時）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの雪崩発生区最高気温（℃）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの降水量（mm）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積雪深増加（cm）」、「降雪開始時の下層風風向（気圧面）」、「雪崩発生時の下層風風向（気圧面）」を整理した。また、雪崩発生地点の地理的特徴の情報として、「緯度、経度」、「雪崩堆積区末端標高」、「雪崩発生区標高」、「斜面向き/発生区の傾斜角」を整理した。なお、事例No.1以外の雪崩発生区標高は推定値である。

「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの雪崩発生区最高気温（℃）」は、近隣のアメダス観測所や地方気象台の値から、標準大気の大気対流圏の気温減率 6.5（℃/km）（高度が 1km 上がると、気温が 6.5℃低下する）を仮定して、気象観測地点の気温観測値から雪崩発生区の気温を推定した上で抽出した。「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの降水量（mm）」は、近隣のアメダス観測所・地方気象台の値から抽出した。「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積雪深増加（cm）」は、近隣のアメダス観測所・地方気象台の雪崩発生日時の積雪深から、降水量として記録された低気圧に伴う降雪開始日時の 1 時間前の積雪深を減じて抽出した。なお、事例 No. 8 の積雪深は、雪崩発生地点の近隣に設置されている栃木県所管の気象観測所の観測データを使用した。下層風の風向は、標高が異なる各地点の下層の気圧面の風の風向のことであり、MSM で提供される 300hPa 以下の高度の気圧面から下層の気圧面の風向を抽出した。第 2 章で示したように、本稿では、実際の運用を想定した雪崩発生危険度予測の算定アルゴリズムの開発を目的としているため、気象庁アメダス観測所等の地上気象観測値のほかに、気象の入力値として実際に予測システムで用いることが想定される気象庁の MSM の初期値を用いて気象の特徴を検討した。

図 4-1 と図 4-2 に、気象庁メソモデル（MSM）の初期値から抽出した、事例 No. 1～No. 5 及び事例 No. 8 の雪崩発生区に該当するメッシュの 3 時間毎の各気圧面の相対湿度と風向風速の鉛直構造を示す（Nakamura, 2019）。なお、図 4-1 と図 4-2 に示した相対湿度は、水に対する相対湿度を示している。図中の降雪開始時刻と雪崩発生時刻は、表 4-1 で示した値である。図 3-53 に示したように、過去の観測事例から、低気圧の進行方向前面（東側から北側）の温暖前線に伴う層状雲や、低気圧の中心の北側から西側に広がるコンマ型の雲の辺縁部の層状雲からは、表層雪崩の弱層を形成する雲粒付着が少ない板状結晶や、崩れやすい形状をしている交差角板や角柱状結晶等の雪結晶が降りやすいことが言われている（中村ら, 2013; 中村ら, 2014; Nakamura, 2019）。

図 4-1 と図 4-2 に示すように、事例 No. 1～No. 5 及び事例 No. 8 のいずれもが降雪開始から雪崩発生まで、相対湿度が 80%以上の分布が 500hPa の高さを超えている。図 1-17（事例 No. 2～5）、図 1-23（事例 No. 8）、図 3-8（事例 No. 1）に示した地上天気図や気象衛星画像、あるいは解析雨量等から判断すると、これらは低気圧の進行方向前面の温暖前線や低気圧の接近に伴う背の高い雲を表現しており、Murakami et al. (1992) や石坂ら (2015a) が示した温帯低気圧に伴う温暖前線北側での降水をもたらす層状性の雲であると考えられる。図 4-1 と図 4-2 より、雪崩の原因となる降雪は、いずれもこの背の高い雲がかかった時から降り始めており、雪崩発生時も MSM 初期値の相対湿度が 80%以上の分布が 700hPa の高さを超えている背の高い雲であることが分かる。また、降雪開始から雪崩発生まで、850hPa 以下の下層風は、全ての事例で東成分を有する東寄りの風であることも確認できる。

表 4-1 低気圧に伴う降雪によるパターン A の表層雪崩発生時の気象条件と地理的特徴

(中村ら, 2014; 中村・小杉, 2014; 中村ら, 2018; Nakamura, 2019)

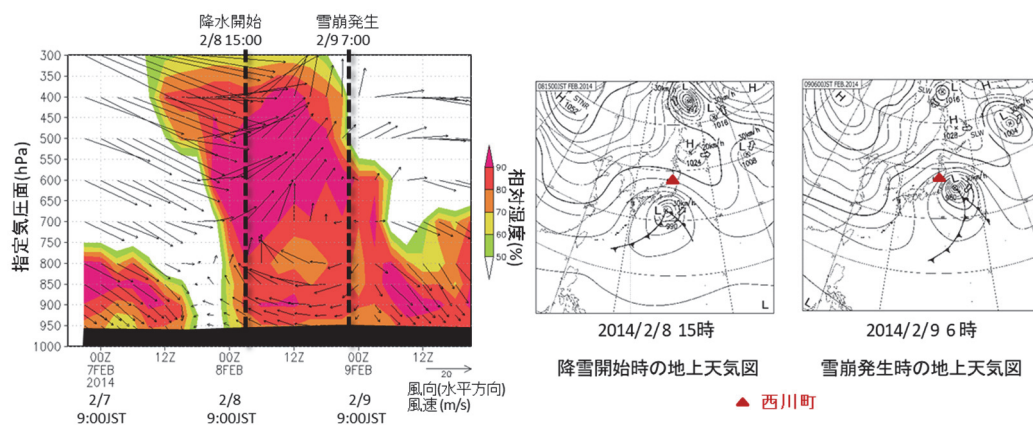
事例 No.	場所	低気圧に伴う 降雪開始日時 (降雪量として 記録された 日時)	低気圧に伴う 降雪終了日時 (降雪量として 記録された 日時)	気象条件				地理的特徴				備考		
				低気圧に 開始から 雪崩発生 までの雪 崩発生区 最高気温 (℃)*1	低気圧に 伴う降雪 開始から 雪崩発生 までの積 雪深増加 水量(mm)	低気圧に 伴う降雪 開始から 雪崩発生 までの積 雪深増加 (cm)*2	降雪開始時の 下層風の風向 (気圧面)*3	雪崩発生時の 下層風の風向 (気圧面)*3	北緯 (度)	東経 (度)	堆積区 末端標高(m)		発生区 標高(m)	斜面向き /傾斜角*4
No.1	山形県 西川町	2014/2/8 15:00	2014/2/9 7:00	-4.2	24.0	43	南東 (950hPa)	北東 (900hPa)	38.5	140.0	390	470	南西 /35°	・場所の緯度、経度は積雪断面調査地点とした ・気温は、大井沢アメダスの1時間値を用いて推定 ・降水量、積雪深は大井沢アメダスの値 ・大井沢アメダスは、雪崩発生区より約9km南西に位置する
No.2	甲府市 古閑	2014/2/14 6:00	2014/2/15 19:00	-5.5	29.5	52	東 (925hPa)	東北東 (925hPa)	35.5	138.6	600	1,100 (発生区 不明のため山 頂の標高)	南東 /35~40°	・場所の緯度経度は堆積区末端付近とした ・気温は、甲府地方気象台の1時間値を用いて推定 ・降水量、積雪深は甲府地方気象台の値 (降水量は2/14 6時に0mmとして検知、7時1.0mm) ・甲府地方気象台は、雪崩発生区より約16km北西に位置する
No.3	福島県 楳枝岐村	2014/2/14 12:00	2014/2/15 15:00	-4.7	64.0	43	南南東 (850hPa)	東 (800hPa)	37.0	139.4	965	1,400~1,500 (発生区不明 のため稜線の 標高)	西~北西 /35°	・場所の緯度経度は福島県南会津郡楳枝岐村の児童館付近に到達し た雪崩の堆積区末端付近とした (他に南東、南西向き斜面でも発 生) ・気温は、楳枝岐アメダスの1時間値を用いて推定 ・降水量、積雪深は楳枝岐アメダスの値 ・楳枝岐アメダスは、雪崩発生区より約0.4km南南東に位置する
No.4	仙台市 関山峠 国道48号	2014/2/14 19:00	2014/2/15 9:55	-4.5	20.0	28	東北東 (925hPa)	東北東 (900hPa)	38.4	140.6	500	874 (発生区不 明のため山頂 の標高)	西~南西 /35~45°	・場所の緯度経度は、関山トンネル宮城側出口付近とした ・気温は、新川アメダスの1時間値を用いて推定 ・降水量、積雪深は新川アメダスの値 ・新川アメダスは、雪崩発生区より約10km南東に位置する
No.5	岩手県 岩泉町安栗	2014/2/15 6:00	2014/2/16 4:00	-2.4	57.5	33	東 (950hPa)	北東 (925hPa)	40.0	141.7	300	500 (発生区不 明のため急斜 面上端の標 高)	南~南西 /40°	・場所の緯度経度は、岩手県岩泉町安栗付近とした ・気温は、岩泉アメダスの1時間値を用いて推定 ・降水量、積雪深は岩泉アメダスの値 ・岩泉アメダスは、雪崩発生区より約17km南南東に位置する
No.8	栃木県 那須町	2017/3/26 16:00	2017/3/27 8:43	-3.1	24.0	39	南東 (900hPa)	北北東 (900hPa)	37.1	140.0	1,385 (救出 活動地点)	1,500 (推定)	南東 /38°	・場所の緯度経度は暫定的に那須岳天狗岩付近とした ・気温は、那須高原アメダスの1時間値を用いて推定 ・降水量は那須高原アメダスの値 ・積雪深は栃木県大丸観測所の値 ・那須高原アメダスは、雪崩発生区より約5km東に位置する ・大丸観測所は、雪崩発生区より約0.65km北東に位置する

*1 降雪開始から雪崩発生までの雪崩発生区最高気温(°C)は、標準大気の大気対流圏の気温減率 (6.5°C/km) を用いて、気象観測地点の気温観測値から雪崩発生区に推定して抽出した。

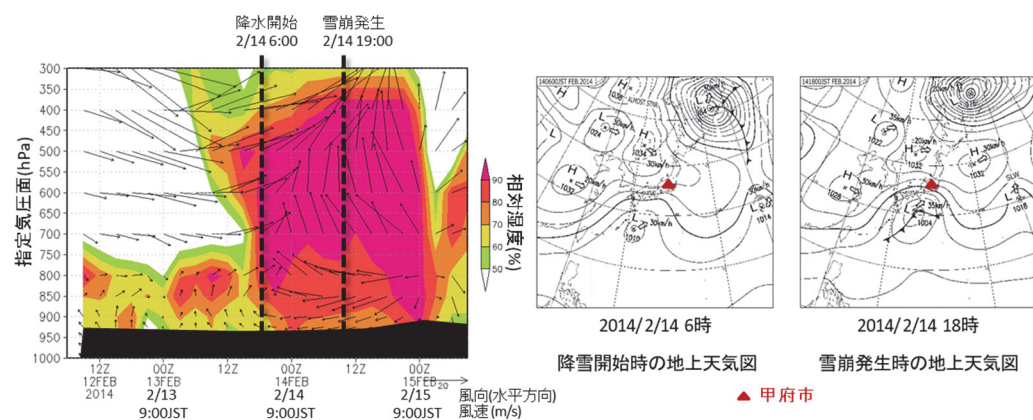
*2 雪崩発生日時の積雪深から、降水量として記録された低気圧性降雪開始日時の1時間前の積雪深を減じた値。

*3 気象庁メソモデル (MSM)の初期値の3時間毎の値から、降雪開始時、雪崩発生時に近い時刻の下層風 (地上より一つ上の気圧面の風向) を抽出した。

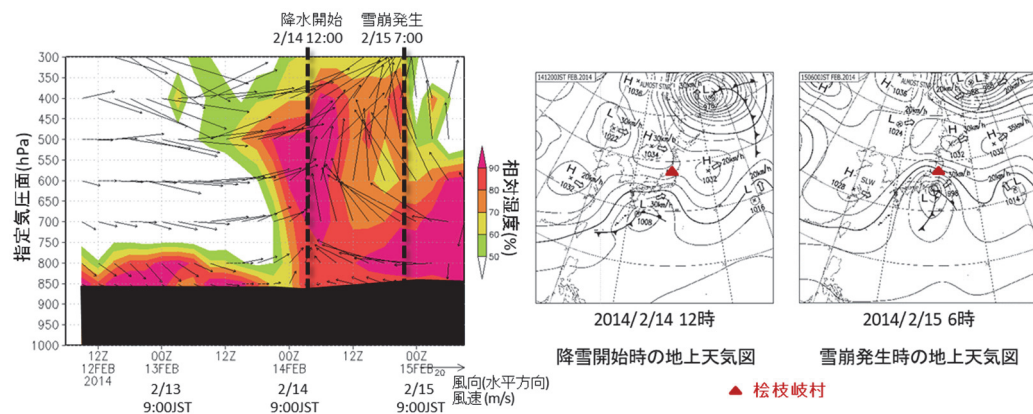
*4 斜面向き、傾斜角は、国土地理院電子地図より推定した。



事例No.1 山形県西川町



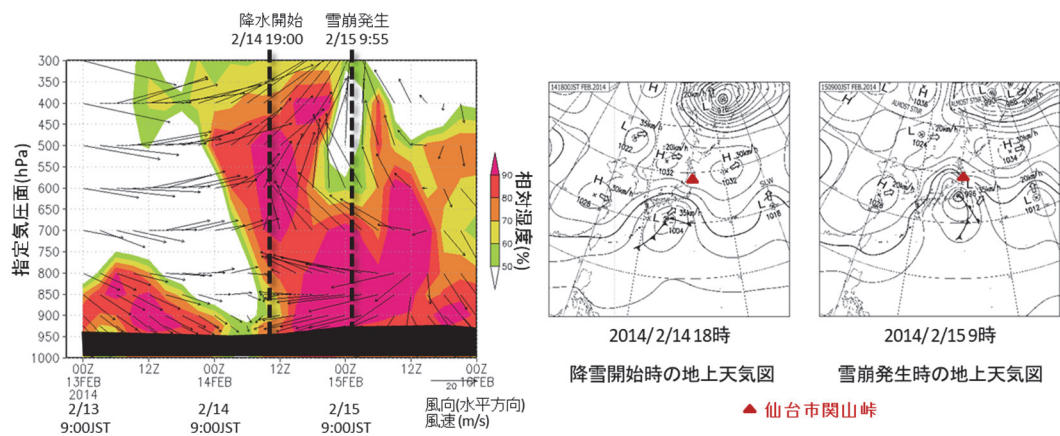
事例No.2 山梨県甲府市



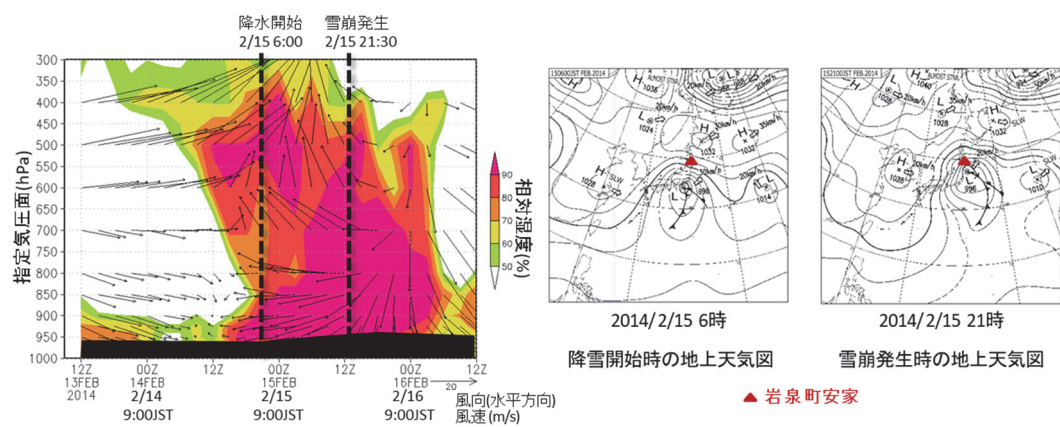
事例No.3 福島県桧枝岐村

図 4-1 雪崩事例 No. 1、No. 2、No. 3 地点上空の相対湿度と風向風速、及び降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図 (Nakamura, 2019)

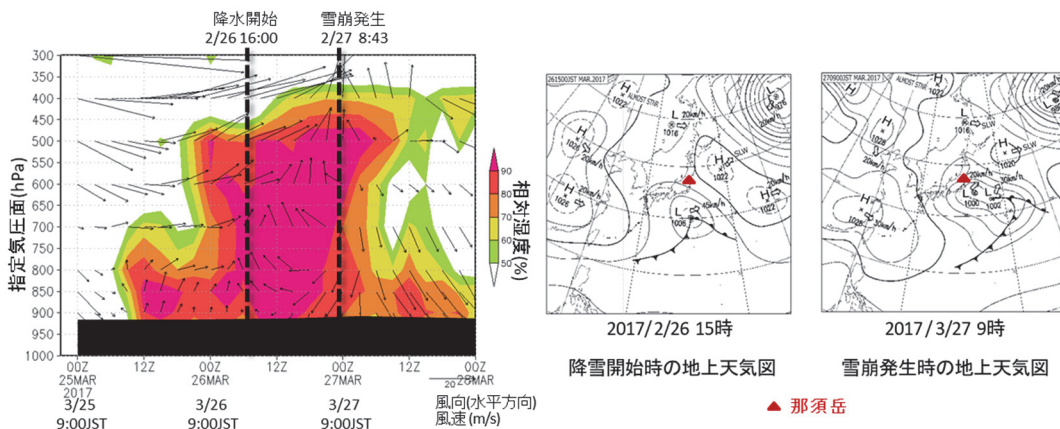
- *1 3 時間毎の MSM 初期値を用い、雪崩発生区の該当メッシュの気圧面の水に対する相対湿度と風向風速を作図。
- *2 降雪開始時刻・雪崩発生時刻は表 4-1 の値。
- *3 各地点の地上標高以下に該当する気圧面は黒色でマスクした。



事例No.4 宮城県仙台市関山峠



事例No.5 岩手県岩手町安家



事例No.8 栃木県那須町那須岳

図 4-2 雪崩事例 No. 4、No. 5、No. 8 地点上空の相対湿度と風向風速、及び降雪開始時と雪崩発生時の地上天気図 (Nakamura, 2019)

- *1 3 時間毎の MSM 初期値を用い、雪崩発生区の該当メッシュの気圧面の水に対する相対湿度と風向風速を作図。
- *2 降雪開始時刻・雪崩発生時刻は表 4-1 の値。
- *3 各地点の地上標高以下に該当する気圧面は黒色でマスクした。

山下ら (2019) は、2014 年 2 月 8 日 (本稿の雪崩事例 No. 1 の低気圧に該当) と 2 月 14～15 日 (本稿の雪崩事例 No. 2～5 の低気圧に該当) の低気圧接近に起因する降雪について、山梨県東部と東京都西部及び新潟県長岡市での光学式ディストロメーターや地上リモートセンシング装置 (レーダーやマイクロ波放射計等) の観測データ、気象庁 MSM の初期値、衛星の赤外輝度温度を用いて、降雪粒子種の検討を行った。2 つの低気圧ともに、水に対する相対湿度が高い領域 (300～500hPa では 60～70%以上、550～850hPa では 90%以上程度) は、氷に対する相対湿度が 100%を超える過飽和の状態になっていた。降雪開始後数時間は、主に 500hPa よりも気圧が低い (高度が高い) -20°C 以下の低温環境下の氷過飽和域で、主に昇華凝結により生成される砲弾、角柱、角板結晶と、それらが落下中の多湿環境で成長した鼓状、広幅六花、樹枝状結晶から構成される雲粒の付着の少ない雪片が降っていたことが推定された。また、低気圧に伴う降雪中の下層の東寄りの風も確認できた。

山下ら (2019) の報告を踏まえ、表 4-1 及び図 4-1 と図 4-2 の事例 No. 1～No. 5 及び事例 No. 8 に示した気象条件と場所について検討して、以下の 6 つの共通の特徴を抽出した。

- 特徴 1) 「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの雪崩発生区最高気温 ($^{\circ}\text{C}$)」は、全ての事例で氷点下であった。
- 特徴 2) 「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの降水量 (mm)」は、最低値が 20.0mm であった。
- 特徴 3) 「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積雪深増加 (cm)」は、最低値が 28cm であった。
- 特徴 4) 降雪開始から雪崩発生までの 850hPa 以下の下層風は、全ての事例で東成分を有する東寄りの風であった。
- 特徴 5) 雪崩は、低気圧に伴う雪が降っている最中か、降り終わる時に発生していた。
- 特徴 6) 雪崩が発生する斜面の向きは全方向の可能性があり、発生区の傾斜角は、 35° ～ 45° であった。

これらの共通の特徴を基に、次節で低気圧に伴う降雪に起因するパターン A の表層雪崩発生危険度算定アルゴリズムを検討する。

4. 2 パターンAの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検討

地表の状態が約5kmメッシュで計算されるMSMデータを基に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の発生予測情報を算定するためのアルゴリズムを検討し、アルゴリズムの構築を行った。低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の発生条件（気圧配置に関する上空の風向、気温、降雪量、積算降雪量など）については前節で抽出した特徴を基に決定した。図4-3に、低気圧に伴う降雪に起因するパターンAの表層雪崩発生危険度算定アルゴリズムを示す（Nakamura, 2019）。また、図4-3のアルゴリズムに関わる気象条件や地理的な要素の判断基準について（1）～（5）に示す（Nakamura, 2019）。なお、（2）～（5）については、MSMの計算ステップに合わせて、正時毎に1時間ステップで判別、算出、判定を実施した。MSMデータの詳細や扱いについては、第2章に記載した。

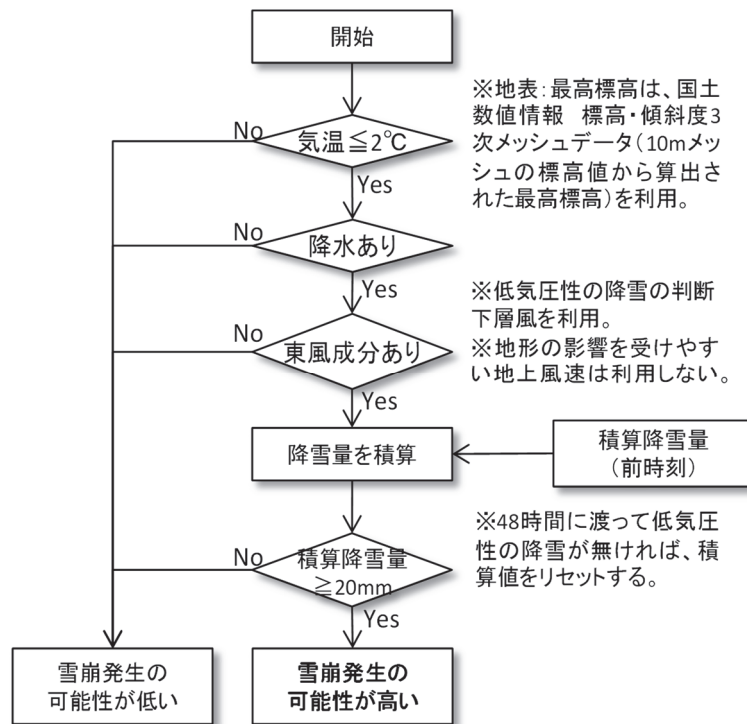


図 4-3 低気圧に伴う降雪に起因するパターンAの
表層雪崩発生危険度算定アルゴリズム（概要）（Nakamura, 2019）

（1）傾斜角を判断基準とする雪崩危険斜面を含むメッシュの抽出

4. 1節の特徴6）で示した斜面方向に関わらず雪崩発生の可能性があり、雪崩が発生した斜面の傾斜角が35～45度という特徴を踏まえ、メッシュ内の最大傾斜角が30度以上の場合について雪崩発生危険度の予測計算を行うことにした。なお、閾値を35度より小さい30度とした理由は、Perla (1977)が示したように、表層雪崩は30度でも発生する可能性が比較的高いためである。傾斜角は国土交通省国土地理院が提供している「国土数値情報標

高・傾斜度 5 次メッシュデータ」の最大傾斜角度を利用し、日本全国を区分している MSM の 5km メッシュから、最大値が 30 度以上のメッシュを抽出し、積算降雪量を計算した。

(2) 気温による降雨、降雪の判別

気温の標高補正を行い雪崩発生危険度の検討を行うことから、雨雪判別については、シンブルに気温のみを用いた方法を選択した。地上気温のみを降雨、降雪の判別の指標として考える場合、日本国内では、固体降水の発生確率が 50%となる地上気温を雨雪の判別気温と考え、地上気温 2~3℃が天気予報における雨雪判別の境界の目安となっている（例えば、長谷美，1991）。この考え方を採用し、ここでは、地上気温 2℃以下で生じた降水を降雪とした。低気圧に伴う降雪による表層雪崩の原因となる弱層は、氷点下で形成されるという気温の特徴よりも、気温の範囲をプラスの側に広げ、0~2℃の気温時の降雪も積算降雪量に加えることで、より早く警戒を示す積算降水量に達する安全側の条件とした。

また、上空に気温の逆転層がない限り、5km メッシュ内で最も標高が高い地点が最も低温になり、雨ではなく雪になる可能性が高くなる。そこで、「国土数値情報 標高・傾斜度 3 次メッシュデータ」からメッシュ内の最大標高を抽出し、MSM の気温を最大標高における気温に補正して雪崩危険度を算定した。気温の標高補正は、標準大気の大気対流圏の気温減率 6.5 (°C/km) を用いた。標高が高い地点では、湿潤大気の大気対流圏の気温減率 5.0 (°C/km) を用いる場合よりも気温が低温側に補正され、雨ではなくて雪として判定されて積算降雪量が増加するため、より早く警戒を示す積算降雪量に到達する。つまり、より安全側の条件下で雪崩危険度を算定することになる。

(3) 低気圧に伴う降水の判別

低気圧に伴う降水は、同じ時刻の下層風の風向で判断した。表 4-1 で示した雪崩発生斜面の斜面向きから判断すると、雪崩は様々な向きの斜面で発生しており、雪崩が流下しやすい谷地形が様々な方向に延びていることが考えられる。低気圧に伴う降雪を大きなスケールの風向きで判定する場合は、谷沿いに吹く地形性の風を除外する必要がある。そのため、山岳地域を考慮して、風向の判断は、地形の影響を受けやすい地上風速は利用せず、MSM の気圧面 950~850hPa のうち、地上に最も近い一つ上の高度の MSM の気圧面の下層風を利用した。本稿では、上記の下層風が、北~東~南の東成分を有する場合、その時刻の降水を低気圧に伴う降水と定義した。

(4) 積算降雪量の算出

4. 1 節の特徴 1) で示したように、低気圧に伴う降雪による表層雪崩の原因となる弱層は、氷点下で形成される。弱層が形成されることを想定し、積算降水量が 0mm から増加を開始する段階では、降雨を除外し、降雪が生じた場合に限り積算降雪量として積算を行った。一方、積算降雪量が 0mm より大きい場合は、すでに積算降雪量がカウントされた前の時間帯

に弱層が形成されている可能性があるため、降雨の場合でも積算降雪量として加えた。

低気圧に伴う降水のうち、メッシュ標高地点の気温が 2℃以下で、かつ MSM の時間降水量が 0.1mm 以上の場合に、時間降水量を低気圧に伴う降雪量とみなして積算した。なお、MSM の時間降水量は 0.1mm 未満の僅かな値を取る場合もあるが、数日単位の積算量としてはほぼ無視できる値である。後述するように無降雪の継続時間に応じて積算降雪量をリセットしており、MSM で算定される僅かな降水量を降雪としてカウントすると、長期に渡って降雪量の積算が続く場合が想定される。計算上の微細な降雪量が長期に渡って積算されることを防ぐため、雪崩の危険性が高まる積算降雪量 20mm（水量換算）より十分に小さい時間雨量 0.1mm 未満の降水を積算降雪量のカウントから除外した。

(5) 表層雪崩発生危険度の判定

4. 1 節の分析結果から、表層雪崩発生危険度の判定には、積算降雪量（mm、水量換算）を用いた。積雪深は、気象の状況に依存する新雪の密度の違いによってばらつくと考えられ、MSM の直接の出力値である水量換算の降雪量（降水量）の方が予測値の算定において扱いやすいと判断した。表 4-1 に示した過去の雪崩事例では低気圧に伴う降雪が 20mm 相当以上累積した時点から雪崩が発生していることから、20mm 以上を警戒（赤色）、その半分の降雪量である 10mm 以上を注意（黄色）で表現した。また、20mm に近づく変化を把握するため、10～20mm の間を細分化し、15mm 以上 20mm 未満をオレンジ色で表現した。同様に 10mm に近づく変化を把握するため、0～10mm の間を細分化し、5mm 未満を緑色、5mm 以上 10mm 未満を黄緑色で表現した。無色は低気圧に伴う降雪の積算降雪量が 0mm であることを示し、低気圧に伴う降雪による低気圧通過中の表層雪崩発生の可能性が低いことを示している。

なお、弱層となる雲粒付着なしの板状結晶等の降雪結晶が降るタイミングは、必ずしも低気圧進行方向前面の層状雲からの最初の降雪（図 3-53 では、北東側の層状雲の端の A 地点に該当）ではない。しかし、最初の降雪が弱層になると仮定することで、より早く警戒を示す積算降水量に到達することになり、より安全側の条件となる。

表 4-1 に示す過去の雪崩事例の特徴の分析結果から、パターン A の雪崩は低気圧に伴う降雪中に発生していることがわかる。また降雪結晶の弱層の持続期間の目安は、一般的に降雪中や降雪の直後の長くとも 2～3 日程度と言われている（Tremper, 2009; 中村ら, 2013）。日本国内の長野県白馬八方尾根で発生した雪崩事例の研究（池田, 2015）では、雲粒の付着のない大型の板状結晶による弱層は数日間に渡って脆弱性が持続することもあり得るため、降雪直後から 1 日程度で安定化が進む単なる多量降雪による雪崩と明確に区別する必要があるとしている。これらのことを考慮し、48 時間連続して低気圧に伴う降雪がない場合に積算降雪量を 0mm にリセットした。構築したシステムでは、この値は変更することができるようにアルゴリズムを設計してあるため、今後の検証によりさらに現実的な値に変更することが可能である。

4. 3 パターンAの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検証

4. 2節で検討したアルゴリズムは、4. 1節の雪崩事例の特徴の分析で検討した気象庁アメダスや地方気象台の観測値を基に構築したものである。本節では、実際に算定アルゴリズムの入力値として使用するMSMの値を使い、アルゴリズム自体の検証を行う。

本節では、過去の雪崩事例の発生日時や気象条件との比較により低気圧に伴う降雪による表層雪崩危険度の算定アルゴリズムの検証を行うため、実際に気象要素の入力値として使用するMSMの初期値及び初期時刻に近い予測値データのみを連ねた検証用のデータセットを用いた。MSMデータの詳細は、第2章に示した。作成した検証用データをアルゴリズムへの入力値として、パターンAの事例No. 1～No. 5及び事例No. 8の検証を行った。

表4-2に、MSMデータを用いて算定した低気圧に伴う降雪によるパターンAの表層雪崩発生時の気象条件の検証結果（Nakamura（2019）を一部加筆、修正）を示す。表4-2の「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの雪崩発生区最高気温」については、表4-1で示した近隣の観測所の値を用いた4. 1節での検討と同様に、雪崩発生区の最高気温は氷点下となった。表4-2の「降雪開始時の下層風の風向」と「雪崩発生時の下層風の風向」は、表4-1同様にMSMの値を用いており、両時点の下層風の風向とも東成分を有している。

次に、低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの降雪量が10mm（注意：黄色）、20mm（警戒：赤色）を越えるタイミングの検証を行った。表4-2には、警戒予測と雪崩発生の時間差（h）を示した。図4-4～図4-9に、MSMデータを用いて算定した各事例に対する雪崩発生危険度分布（Nakamura, 2019）を示す。また、図4-10～図4-15に、MSMデータを用いて算定した各事例における積算降雪量（mm）の変化を示す。ここで用いた積算降雪量（mm）は、図4-3に示したように、アルゴリズムで雪崩発生危険度の判定に用いた値である。図4-4と図4-10に示す事例No. 1の山形県西川町の雪崩が発生したのは、2014年2月9日7時である。注意となった時刻は2月8日19時であったが、警戒になった時刻は2月9日8時であり、実際の雪崩発生の1時間後となった。警戒予測と雪崩発生の時間差は表4-2に示したように+1（h）である。該当格子の積算降雪量を確認したところ、2月9日7時：19.7mm、8時：20.0mm、9時：20.1mmであり、ほぼ20mmに達していた。しかし、表示上では、7時の時点ではオレンジ色であり、赤の警戒になるタイミングが1時間遅れたことは課題である。事例No. 2の甲府市古閑（図4-5と図4-11参照）、事例No. 3の福島県桧枝岐村（図4-6と図4-12参照）、事例No. 5の岩手県岩泉町安家（図4-8と図4-14参照）、事例No. 8の那須岳の事例（図4-11と図4-15参照）では、警戒予測と雪崩発生の時間差が、それぞれ表4-2に示したように-2、-6、-5、-5（h）となり、雪崩発生時刻の前に警戒を表示することができた。事例No. 4の仙台市の事例（図4-7と図4-13参照）では、警戒予測と雪崩発生の時間差は、表4-2に示したように±0（h）であり、警戒の表示と雪崩発生時刻のタイミングがほぼ同時の2014年2月15日10時となった。なお、黄色の注意は、雪崩発生当日の2月15日5時に表示されていた。以上より、検討した6事例については、MSMデータを入力値とするアルゴリズムを用いて、概ね雪崩の発生前に注意、警戒を表示できていることが確認された。

表 4-2 MSM データを用いて算定した低気圧に伴う降雪によるパターン A の表層雪崩発生時の気象条件の検証結果（Nakamura（2019）を一部加筆、修正）

事例 No.	場所	低気圧に伴う降雪開始日時 （降水量として記録された日時）	低気圧に伴う降雪終了日時 （降水量として記録された日時）	雪崩発生危険度が注意を超えた日時（黄色に変化）	雪崩発生危険度が警戒を超えた日時（赤色に変化）	雪崩発生日時	警戒（閾値：積算降雪量 20mm）を超えた時刻と雪崩発生時刻の時間差（h）	気象条件			
								降雪開始から雪崩発生までの最高気温（℃）*1	降雪開始から雪崩発生までの降雪量(mm)	降雪開始時の下層風の風向（気圧面）*2	雪崩発生時の下層風の風向（気圧面）*2
No.1	山形県 西川町	2014/2/8 8:00	2014/2/9 9:00	2014/2/8 19:00	2014/2/9 8:00	2014/2/9 7:00	+1	-5.6	19.7	南東 (950hPa)	北東 (900hPa)
No.2	甲府市 古閑	2014/2/14 4:00	2014/2/15 10:00	2014/2/14 13:00	2014/2/14 17:00	2014/2/14 19:00	-2	-1.6	31.4	東 (925hPa)	東北東 (925hPa)
No.3	福島県 檜枝岐村	2014/2/14 12:00	2014/2/15 15:00	2014/2/14 20:00	2014/2/15 1:00	2014/2/15 7:00	-6	-2.0	59.8	南南東 (850hPa)	東 (800hPa)
No.4 ※3	仙台市関山峠 国道48号	2014/2/14 16:00	2014/2/15 19:00	2014/2/15 5:00	2014/2/15 10:00	2014/2/15 9:55	±0	-4.6	21.8	東北東 (925hPa)	東北東 (900hPa)
No.5 ※4	岩手県 岩泉町安家	2014/2/15 1:00	2014/2/16 4:00	2014/2/15 13:00	2014/2/15 15:00	2014/2/15 21:30	-5	-1.4	62.2	東 (950hPa)	北東 (925hPa)
No.8 ※5	栃木県 那須町	2017/3/26 11:00	2017/3/27 11:00	2017/3/26 24:00	2017/3/27 4:00	2017/3/27 8:43	-5	-3.8	34.9	南東 (900hPa)	北北東 (900hPa)

- *1 雪崩発生地点が含まれる気象庁 MSM モデル 5km 格子の気温を標準大気の大気圏の気温減率 6.5℃/km を仮定して雪崩発生区標高に補正した値。
- *2 気象庁メソモデル（MSM）の初期値から、降雪開始時、雪崩発生時に近い時刻の下層風（地上より一つ上の MSM 気圧面の風向）を抽出した。
- *3 降雪開始から雪崩発生までの降雪量は、2014/2/14 16:00～2/15 10:00 までの積算とした（Nakamura et al.（2019）と同様）。
- *4 雪崩発生日時を 2014/2/15 21:30 とし、降雪開始から雪崩発生までの降雪量は、2014/2/15 1:00～2/15 22:00 までの積算とした。
- *5 雪崩発生日時を 2017/3/27 8:43 とし、降雪開始から雪崩発生までの降雪量は、2017/3/26 11:00～3/27 9:00 までの積算とした。

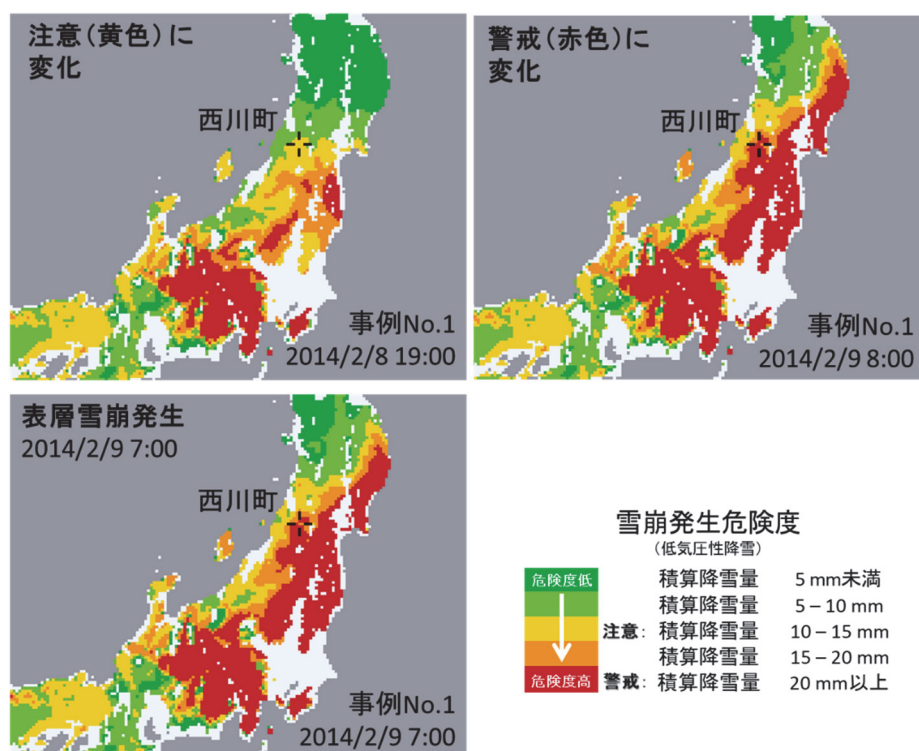


図 4-4 MSM データを用いて算定した事例 No. 1 (山形県西川町) に対する雪崩発生危険度分布 (2014 年 2 月 8 日~9 日) (Nakamura, 2019)

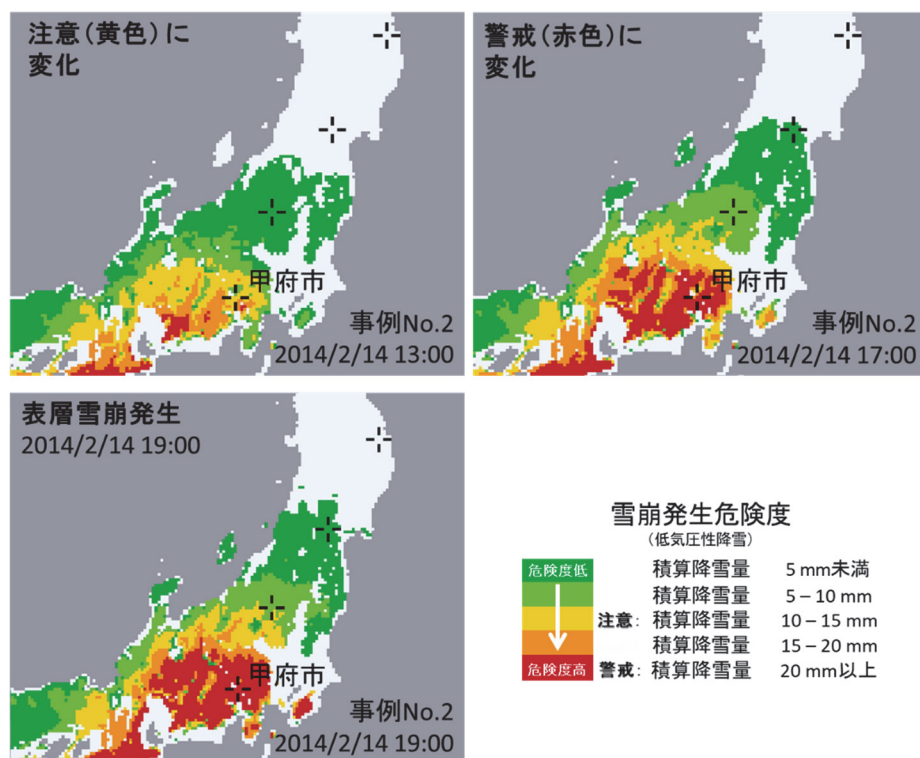


図 4-5 MSM データを用いて算定した事例 No. 2 (甲府市古関) に対する雪崩発生危険度分布 (2014 年 2 月 14 日) (Nakamura, 2019)

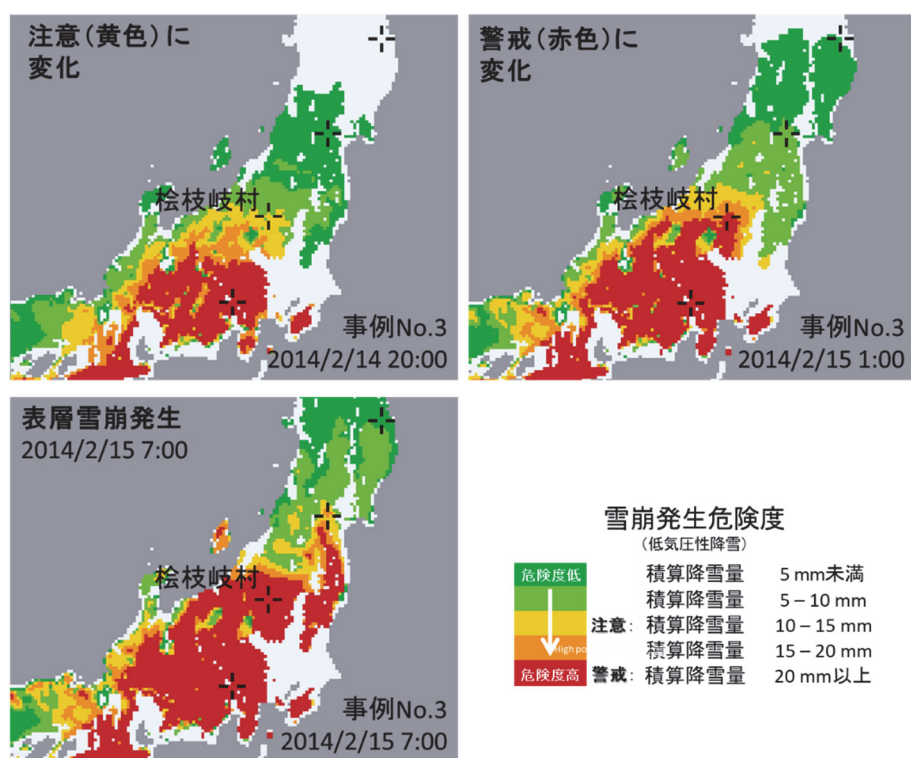


図 4-6 MSM データを用いて算定した事例 No. 3 (福島県松枝岐村) に対する雪崩発生危険度分布 (2014 年 2 月 14~15 日) (Nakamura, 2019)

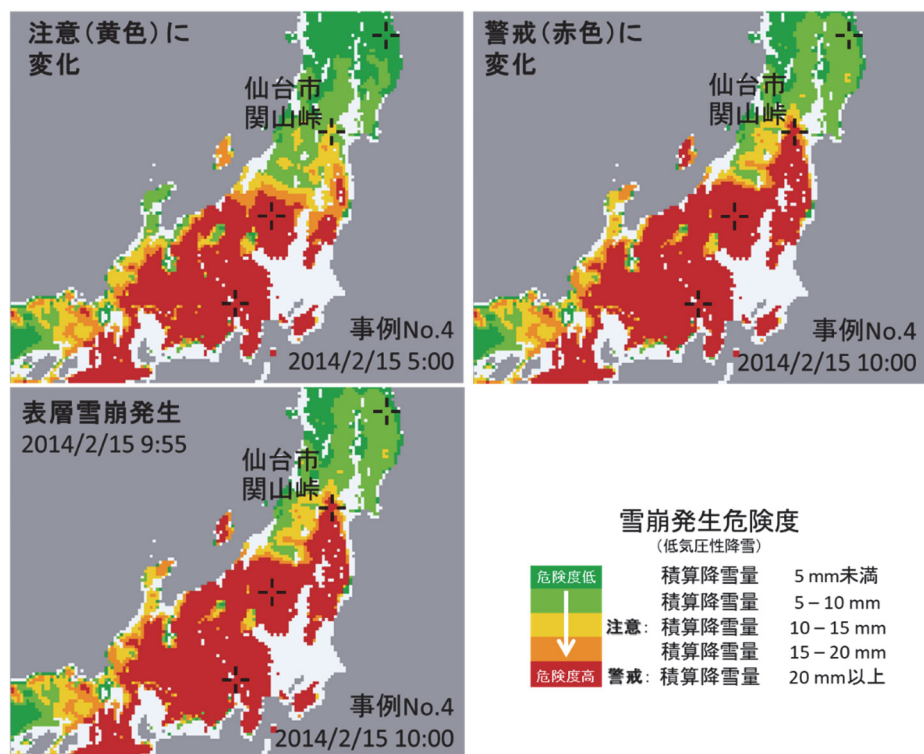


図 4-7 MSM データを用いて算定した事例 No. 4 (仙台市関山峠) に対する雪崩発生危険度分布 (2014 年 2 月 15 日) (Nakamura, 2019)

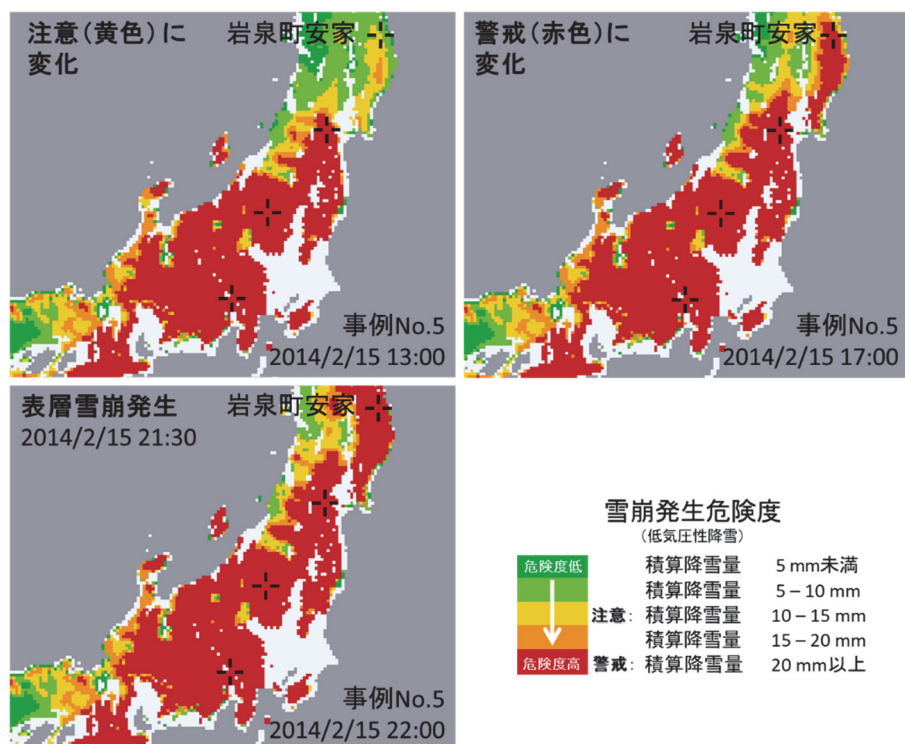


図 4-8 MSM データを用いて算定した事例 No. 5（岩手県岩泉町）に対する雪崩発生危険度分布（2014 年 2 月 15 日）(Nakamura, 2019)

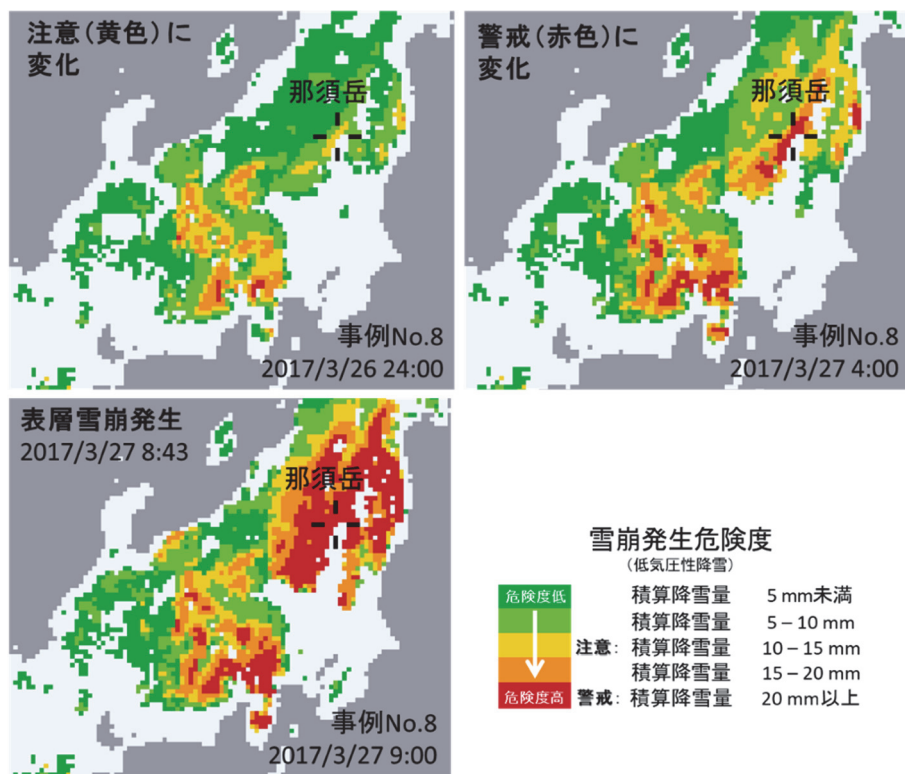


図 4-9 MSM データを用いて算定した事例 No. 8（那須岳）に対する雪崩発生危険度分布（2017 年 3 月 26～27 日）(Nakamura, 2019)

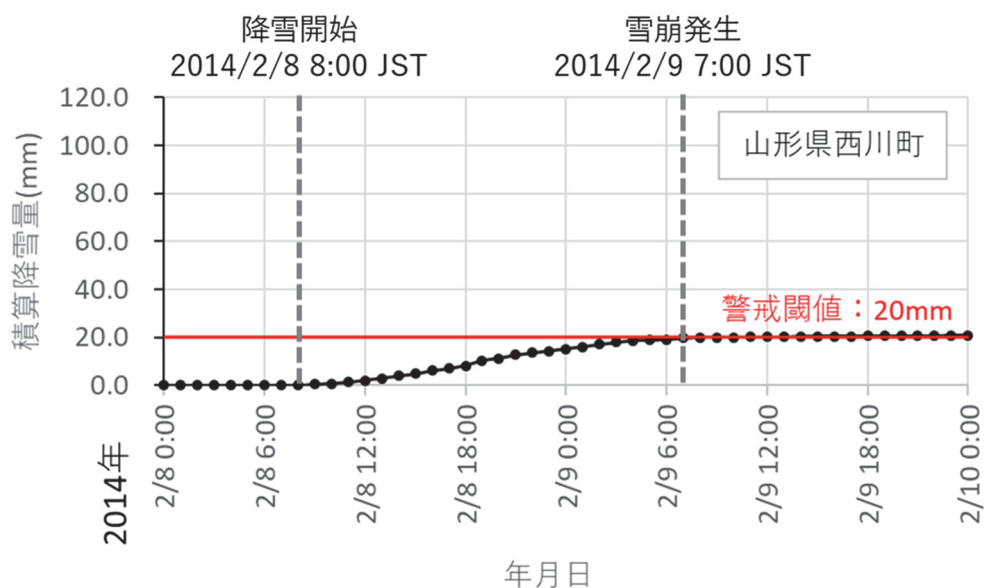


図 4-10 MSM データを用いて算定した山形県西川町（事例 No. 1）における
2014 年 2 月 8 日～9 日の積算降雪量（mm）の変化
* 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

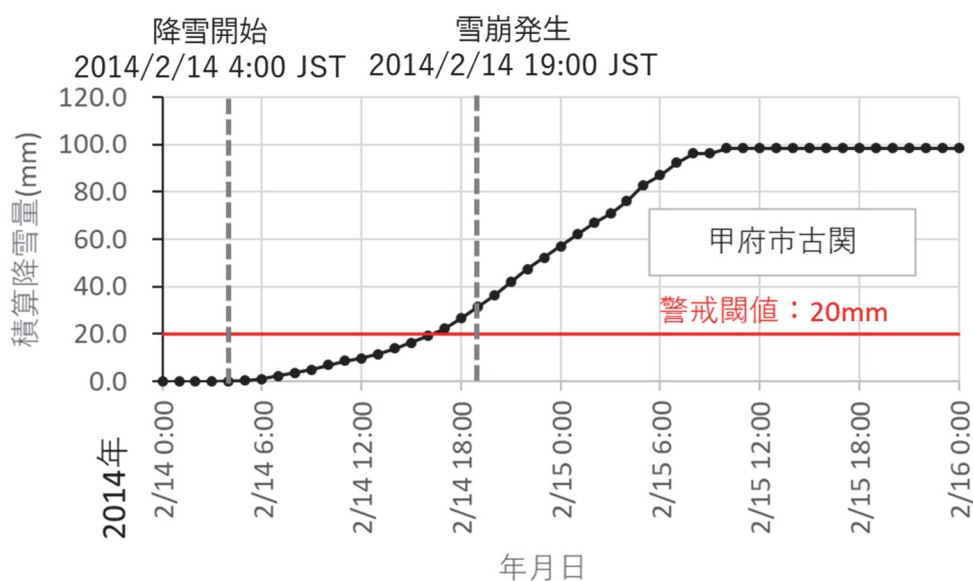


図 4-11 MSM データを用いて算定した甲府市古関（事例 No. 2）における
2014 年 2 月 14 日～15 日の積算降雪量（mm）の変化
* 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

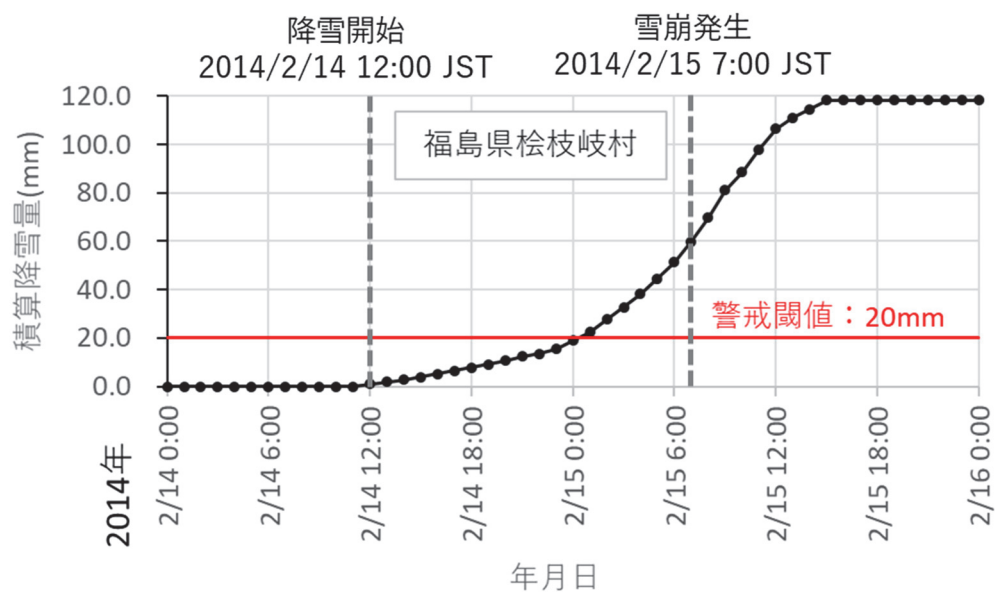


図 4-12 MSM データを用いて算定した福島県桧枝岐村（事例 No. 3）における
2014 年 2 月 14 日～15 日の積算降雪量（mm）の変化
* 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

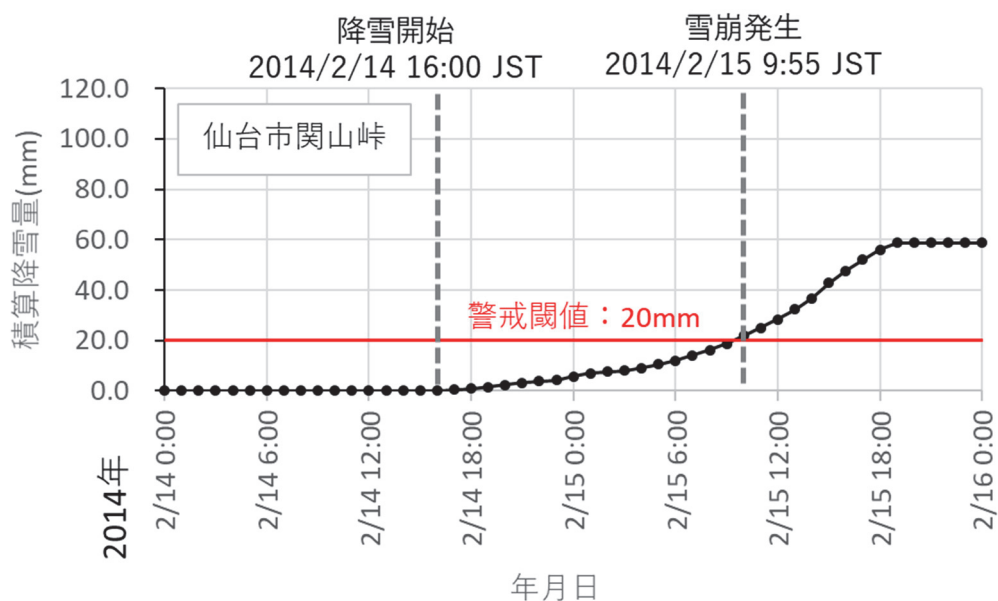


図 4-13 MSM データを用いて算定した仙台市関山峠（事例 No. 4）における
2014 年 2 月 14 日～15 日の積算降雪量（mm）の変化
* 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

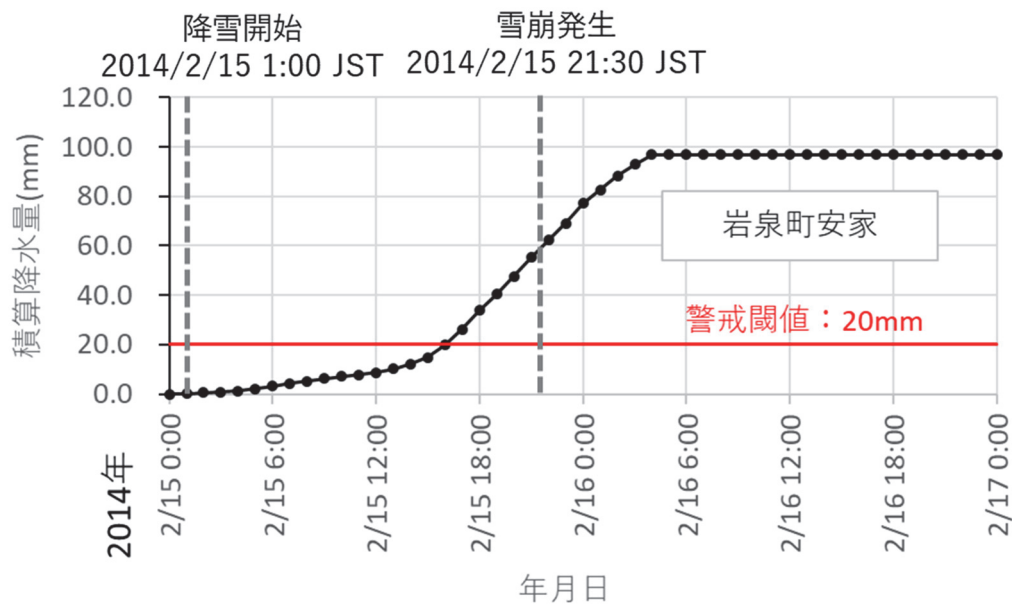


図 4-14 MSM データを用いて算定した岩泉町安家（事例 No. 5）における
2014 年 2 月 15 日～16 日の積算降雪量（mm）の変化

* 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

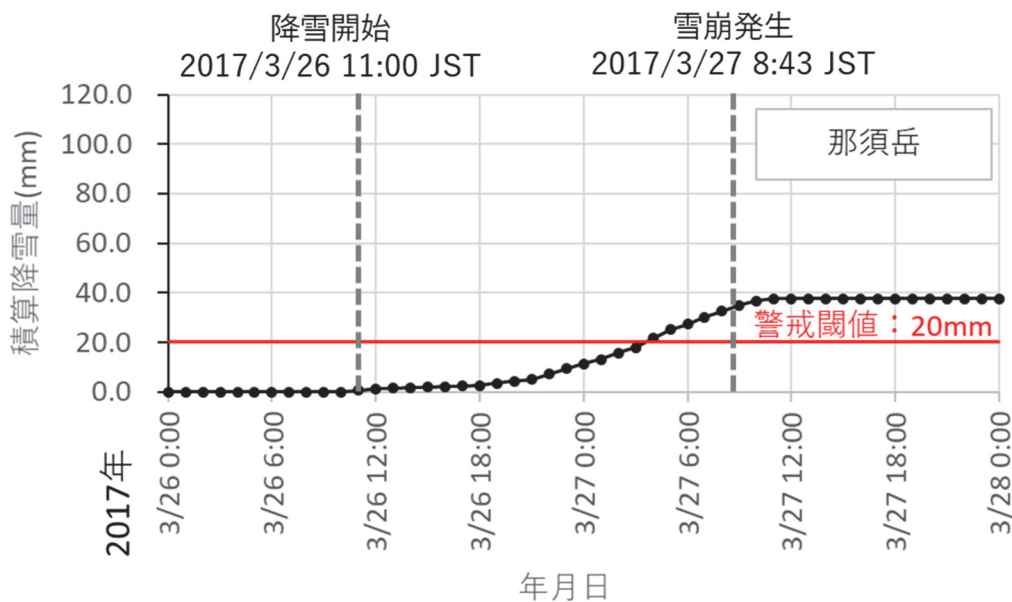


図 4-15 MSM データを用いて算定した那須岳（事例 No. 8）における
2017 年 3 月 26 日～27 日の積算降雪量（mm）の変化

* 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

次に、実際に算定アルゴリズムの入力値として使用する MSM の値を使い、パターン A の雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検討で用いた No. 1～No. 5 と No. 8 事例とは別の事例を対象にして、アルゴリズム自体の検証を行った。

用意した検証用データセット用いて、事例 A-1（北海道占冠村トマム山）（下山ら，2020；日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム調査報告，2020）、事例 A-2（北海道蘭越町ニトヌプリ）（尾関ら，2020；日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム調査報告，2020）、事例 A-3（北海道幌加内町政和国道 275 号）（松下，2021；国土交通省北海道開発局旭川開発建設部，2021a，2021b，2021c，2021d）の北海道で発生した 3 つの雪崩事例を対象にしてアルゴリズムの検証を行った。図 4-16 に、パターン A の検証事例の雪崩発生時の地上天気図を示す。低気圧が北海道に接近している時に雪崩が発生したパターン A であることが確認できる。表 4-3 にパターン A の検証事例の雪崩の地理的特徴と雪崩発生要因を示す。事例 A-1 は南東向き斜面、事例 A-2 は西向き斜面、事例 A-3 は東向き斜面であり、全て 30 度以上の傾斜角である。また、雪崩発生の原因として、事例 A-1 と事例 A-2 はスキーによる誘発、事例 A-3 は自然発生となっている。

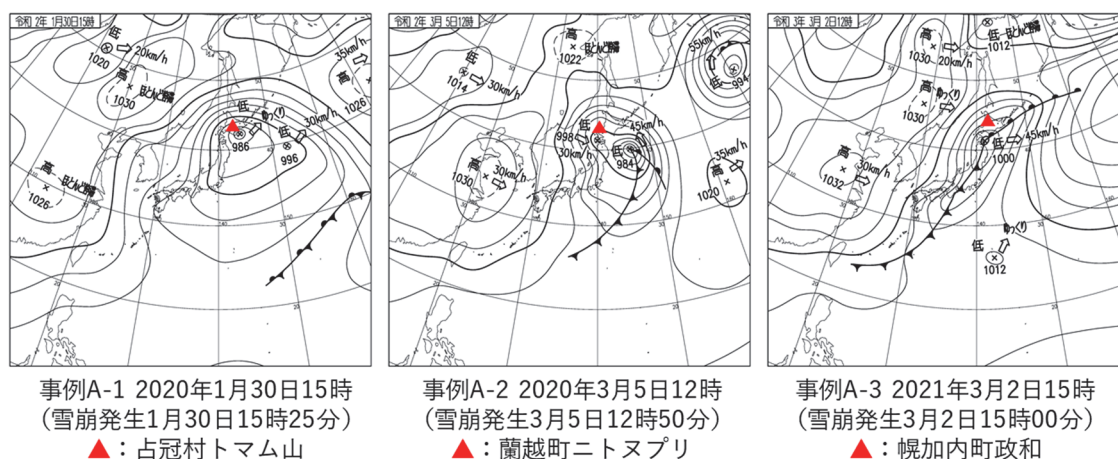


図 4-16 パターン A の検証事例の雪崩発生時の地上天気図

表 4-3 パターン A の検証事例の雪崩の地理的特徴と雪崩発生要因

事例 No.	場所	雪崩発生日時	地理的特徴				雪崩発生要因
			北緯 (度)	東経 (度)	発生区標高 (m)	斜面向き / 傾斜角 *1	
A-1 *2	北海道占冠村 トマム山	2020/1/30 15:25	43.1	142.6	980	南東 / 30~40°	スキーによる誘発
A-2 *3	北海道蘭越町 ニトヌプリ	2020/3/5 12:50	42.9	140.6	965	西 / 35°	スキーによる誘発
A-3 *4	北海道幌加内町 政和国道275号	2021/3/2 15:00	44.1	142.1	260	東 / 35~40°	自然発生 (乗用車2台が巻き 込まれる)

*1 斜面向き、傾斜角は、国土地理院電子地図より推定した。

*2 下山ら（2020）と日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム調査報告（2020）より抜粋した。

*3 尾関ら（2020）と日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム調査報告（2020）より抜粋した。

*4 松下（2021）と国土交通省北海道開発局旭川開発建設部「管内の国道の通行止めについて（第1~4報）
（2021a, 2021b, 2021c, 2021d）より抜粋した。発生区標高は、雪崩発生推定斜面の最高標高とした。

表 4-4 に、パターン A の表層雪崩発生時の雪崩発生危険度と気象条件の検証結果を示す。また、図 4-17~図 4-19 に MSM データを用いて算定したパターン A の各事例に対する雪崩発生危険度分布を示す。表 4-4 には、事例 A-1~A-3 の雪崩発生地点の「低気圧に伴う降雪開始日時（降水量として記録された日時）」、「低気圧に伴う降雪終了日時（降水量として記録された日時）」、「雪崩発生危険度が注意（黄色、積算降雪量 10mm）を超えた日時」、「雪崩発生危険度が注意（赤色、積算降雪量 20mm）を超えた日時」、「雪崩発生日時」、「積算降雪量が警戒の閾値 20mm を超えた時間から雪崩発生までの時間差（時間）」、「低気圧に伴う降雪終了から雪崩発生までの時間（時間）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの低気圧に伴う積算降雪量（mm）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの冬型の気圧配置の降雪の積算降雪量（mm）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積算（合計）降雪量（mm）」を整理した。なお雪崩発生までの時間や降雪量の積算値は、MSM が毎正時の 1 時間毎の値で算定されるため、発生時刻の一つ前の正時までの値とした。

表 4-4 と図 4-17 に示す事例 A-1 の雪崩が北海道占冠村トマム山で発生したのは、2020 年 1 月 30 日 15 時 25 分である。1 月 30 日 6 時に注意（黄色）となり、1 月 30 日 10 時に警戒（赤色）に変化した。警戒予測時刻と雪崩発生時刻の時間差は-5 時間で、雪崩発生前に警戒となっていた。低気圧に伴う降雪の終了は 1 月 30 日 19 時であるから、低気圧に伴う降雪中に雪崩が発生していた。低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積算降雪量は 25.9mm で警戒閾値 20mm を超えていた。図 4-17 によると、トマム山周辺では、雪崩発生の

1 日後の 1 月 31 日 15 時にも警戒が継続していた。その後、2 月 2 日 16 時に積算降雪量がリセットされ、雪崩発生危険度の警戒が解除となった。

表 4-4 と図 4-18 に示す事例 A-2 の雪崩が北海道蘭越町ニトヌブリで発生したのは、2020 年 3 月 5 日 12 時 50 分である。3 月 4 日 23 時に注意（黄色）となり、3 月 5 日 9 時に警戒（赤色）に変化した。警戒予測時刻と雪崩発生時刻の時間差は-3 時間で、雪崩発生前に警戒となっていた。低気圧に伴う降雪の終了は 3 月 6 日 1 時であるから、低気圧に伴う降雪中に雪崩が発生していた。低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積算降雪量は 22.1mm で警戒閾値 20mm を超えていた。図 4-18 によると、ニトヌブリ周辺では、雪崩発生の 1 日後の 3 月 6 日 12 時にも警戒が継続していた。その後、3 月 8 日 1 時に積算降雪量がリセットされ、雪崩発生危険度の警戒が解除となった。

表 4-4 と図 4-19 に示す事例 A-3 の雪崩が北海道幌加内町政和の国道 275 号で発生したのは、2021 年 3 月 2 日 15 時 00 分である。3 月 2 日 7 時に注意（黄色）となり、3 月 2 日 13 時に警戒（赤色）に変化した。警戒予測時刻と雪崩発生時刻の時間差は-2 時間で、雪崩発生前に警戒となっていた。低気圧に伴う降雪の終了は 3 月 2 日 20 時であるから、低気圧に伴う降雪中に雪崩が発生していた。図 4-19 によると、幌加内町政和周辺では、雪崩発生の 1 日後の 3 月 3 日 15 時にも警戒が継続していた。その後、3 月 4 日 20 時に積算降雪量がリセットされ、雪崩発生危険度の警戒が解除となった。

このように検証したパターン A の 3 事例については、低気圧に伴う降雪中に発生した表層雪崩の発生前に注意、警戒を表示することができていることが確認された。以上のことから、図 4-3 に示した低気圧に伴う降雪に起因するパターン A の表層雪崩発生危険度算定アルゴリズム自体の妥当性を示すことができた。

表 4-4 パターン A の表層雪崩発生時の雪崩発生危険度と気象条件の検証結果

事例 No.	場所	低気圧に伴う降雪開始日時 (降水量として記録された日時)	低気圧に伴う降雪終了日時 (降水量として記録された日時)	雪崩発生危険度が注意を超えた日時 (黄色に変化)	雪崩発生危険度が警戒を超えた日時 (赤色に変化)	雪崩発生日時	警戒(閾値:積算降雪量20mm)を超えた時刻と雪崩発生時刻の時間差(時間)	低気圧に伴う降雪終了から雪崩発生までの時間(時間)	低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積算降雪量		
									低気圧に伴う降雪の積算降雪量(mm)	冬型の気圧配置の降雪の積算降雪量(mm)	合計降雪量(mm)
A-1	北海道占冠村トマム山	2020/1/29 9:00	2020/1/30 19:00	2020/1/30 6:00	2020/1/30 10:00	2020/1/30 15:25	-5 (2020/1/30 15:00まで*1)	-4	25.9 (2020/1/30 15:00まで*1)	0.0 (2020/1/30 15:00まで*1)	25.9 (2020/1/30 15:00まで*1)
A-2	北海道蘭越町ニトヌブリ	2020/2/28 19:00	2020/3/6 1:00	2020/3/4 23:00	2020/3/5 9:00	2020/3/5 12:50	-3 (2020/3/5 12:00まで*1)	-13	21.5 (2020/3/5 12:00まで*1)	0.6 (2020/3/5 12:00まで*1)	22.1 (2020/3/5 12:00まで*1)
A-3	北海道幌加内町政和国道275号	2021/3/1 12:00	2021/3/2 20:00	2021/3/2 7:00	2021/3/2 13:00	2021/3/2 15:00	-2 (2021/3/2 15:00まで)	-5	21.5 (2021/3/2 15:00まで)	0.8 (2021/3/2 15:00まで)	24.7 (2021/3/2 15:00まで)

*1 MSM は 1 時間単位で値を出力するため、雪崩発生時刻は雪崩発生前の正時に設定した。

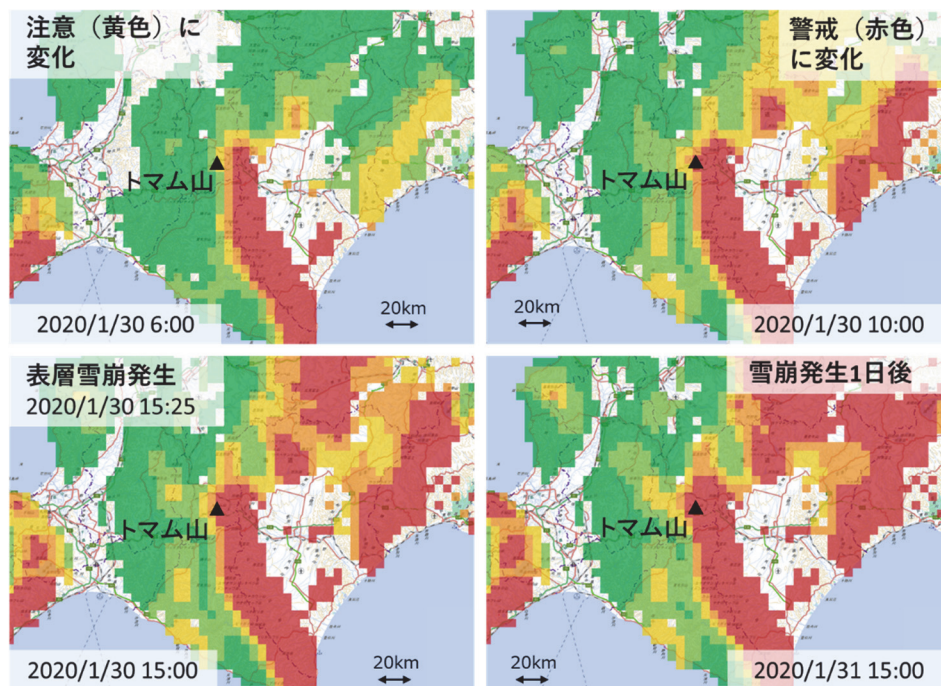


図 4-17 MSM データを用いて算定した事例 No. A-1（北海道占冠村トマム山）に対する
雪崩発生危険度分布（2020 年 1 月 30 日～1 月 31 日）

- *1 図 4-17～図 4-19 は、 国土地理院地理院タイルを利用して作成。
- *2 以下の判例は、図 4-17～図 4-19 に共通。

雪崩発生危険度

危険度低	積算降雪量	5 mm未満
↓	積算降雪量	5 – 10 mm
注意： ↓	積算降雪量	10 – 15 mm
↓	積算降雪量	15 – 20 mm
危険度高	警戒： 積算降雪量	20 mm以上

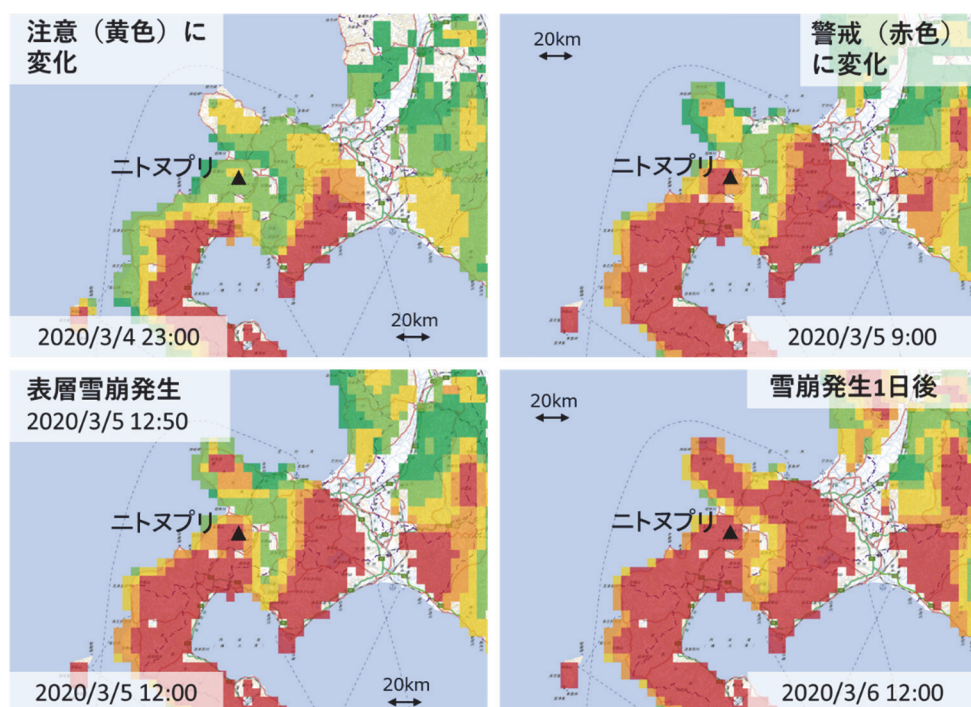


図 4-18 MSM データを用いて算定した事例 No. A-2（北海道蘭越町ニトヌプリ）に対する雪崩発生危険度分布（2020 年 3 月 4 日～3 月 6 日）

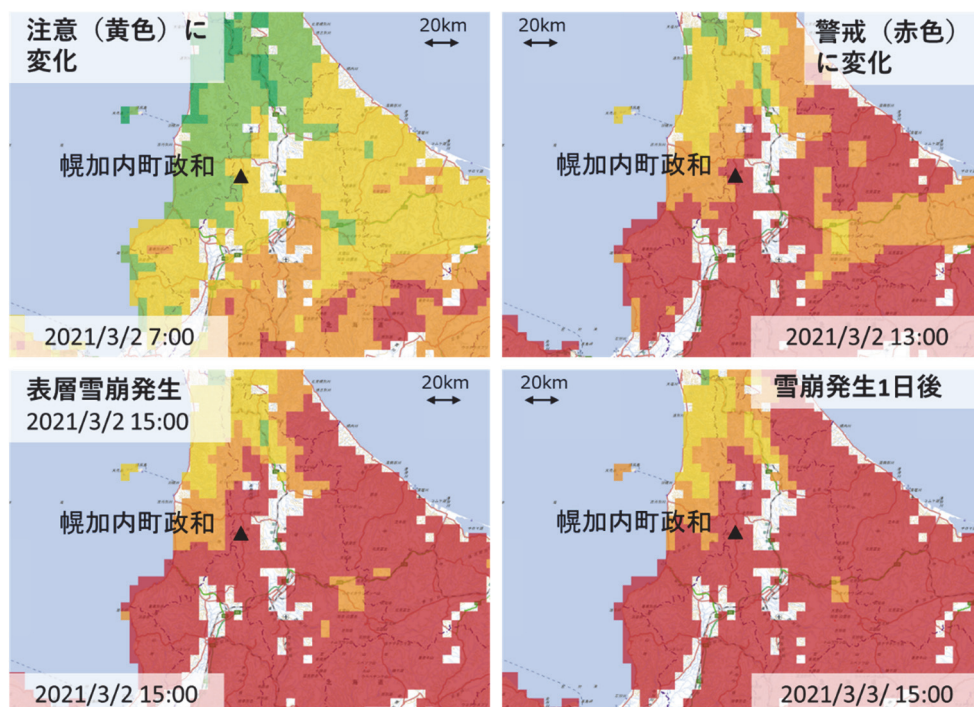


図 4-19 MSM データを用いて算定した事例 No. A-2（北海道幌加内町政和国道 275 号）に対する雪崩発生危険度分布（2020 年 3 月 4 日～3 月 6 日）

4. 4 パターンAの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの課題

4. 3 節に示したように、検証したパターンAの事例No. 1～No. 5及び事例No. 8と、事例A-1～A-3については、低気圧に伴う降雪による表層雪崩の発生前に注意、警戒を概ね表示することができたことが確認された。一方、西川町の事例No. 1や仙台市関山峠の事例No. 4のように警戒の表示がやや遅れるか、ちょうど雪崩発生時刻となる場合があったことも確認された。したがって、今後、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の事例をさらに蓄積し、注意、警戒の情報と判断するための適切な閾値とタイミングの検討を行うことが課題のひとつとなる。

また、3時間毎に発表されるMSMの予測値そのものを用いた表層雪崩発生危険度の実証試験においては、今後、事例を積み重ねて、気象要素の予測の量的な不確実性の結果生じる雪崩危険度の不確実性の評価も必要になる。入力値となる気象予測モデルによる数値予報の誤差（不確実性）は、数値予報モデルが完全でないことや観測誤差の存在などから不可避なものである。また、当然、先の時間の予測値の方が不確実性は大きくなる。例えば、甲府でのMSMの予測誤差を検討するため、2014年2月14日～20日（本稿でも取り上げた南岸低気圧の通過を含む期間）のMSMの予測値（00UTCと12UTCが初期値の1日2回）を用いて24時間積算降水量を算定した。甲府地方気象台が位置するMSMメッシュ予測値と気象台の実測値との標準偏差、平均誤差、及び平均二乗平方根誤差を算定すると、それぞれ、22.0mm、-4.3mm、21.8mmとなり、標準偏差と平均二乗平方根誤差が、20mmを超える結果となった。本稿で報告した低気圧に伴う降雪による表層雪崩危険度は、低気圧に伴う積算降雪量が20mm以上を警戒、その半分の降雪量である10mm以上を注意と表現しているため、MSMの降水量予測値による不確実性の影響は大きいと考えられる。また、同様に24時間後の気温について、MSM予測値と実測値の標準偏差、平均誤差、及び平均二乗平方根誤差を算定すると、それぞれ、2.9℃、-3.0℃、4.1℃となり、2℃前後の気温となった場合、雨雪判別に大きく影響する値となった。なお、気温の統計分析は、国際標準大気の気温減率6.5（℃/km）を仮定して、MSMモデルのメッシュの標高と甲府地方気象台の標高差によるMSM予測値の気温の補正をしてから行った。これらのことより、気象要素の入力値として、例えば、不確実性を考慮したアンサンブル予測値を用いて、低気圧降雪量の予測の幅を確認し、情報の閾値を越えるタイミングの幅を持った表示について検討することも課題のひとつと認識できる。また、現地の観測値を用いた予測値の補正等も課題として考えられる。

低気圧に伴う降雪の量的な検証を行うためには、各地の実際の雪の状態や発生した表層雪崩の観測データも必要になり、積雪や雪崩と気象の両方の観測データがそろった観測点での検証のために、いくつかの観測サイトと協力者が不可欠である。

4. 5 パターン B の雪崩事例の特徴の分析

本節では、4. 2 節で検討した低気圧に伴う降雪に起因するパターン A の表層雪崩発生危険度算定アルゴリズムを改良し、パターン B の雪崩にも対応可能にするため、パターン B の雪崩事例の特徴の分析を行う。3. 3 節で示したように、事例 No. 6 と No. 7 がパターン B に相当する。以下の分析は、気象の入力値として実際に予測システムで用いることが想定される気象庁の MSM のデータを用いて実施した。MSM データの詳細は、第 2 章で示した。

図 4-20 に、事例 No. 6（新潟県妙高市燕温泉）の降雪開始から雪崩が発生するまでの期間の地上天気図と気象衛星赤外画像を示す（Nakamura, 2022）。図 4-21 に、燕温泉雪崩発生地点（事例 No. 6）上空の相対湿度と風向風速を示す（Nakamura, 2022）。同様に、図 4-22 に、事例 No. 7（宮城県仙台市関山峠）の降雪開始から雪崩が発生するまでの期間の気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像を示す（Nakamura, 2022）。図 4-23 に、関山峠雪崩発生地点（事例 No. 7）上空の相対湿度と風向風速を示す（Nakamura, 2022）。なお、図 4-21 と図 4-23 に示した相対湿度は、水に対する相対湿度を示している。

図 4-20 と図 4-22 より、事例 No. 6 と事例 No. 7 の降水の開始を示す T1 及び T1' の時点では、それぞれ低気圧が南西方向から接近しており、雪崩発生地点は低気圧の北東側の進行方向前面に位置し、低気圧に伴う雲がかかっていることがわかる。

図 3-53 に示したように、過去の観測事例から、低気圧の進行方向前面（北～東～南東側）の層状雲からは、表層雪崩の弱層を形成する雲粒付着が少ない板状結晶や、崩れやすい形状をしている交差角板や角柱状結晶等が降りやすい（Colle et al., 2014; Nakamura, 2019）。図 4-21 に示すように、事例 No. 6 では降雪開始の 2015 年 1 月 15 日 9 時（JST）頃から 15 日 18 時（JST）頃まで、相対湿度が 80%以上の分布が 500hPa の高さを超えている。同様に、図 4-23 に示すように、事例 No. 7 では降雪開始の 2015 年 1 月 30 日 8 時（JST）頃から 30 日 18 時（JST）頃まで、相対湿度が 80%以上の分布が 500hPa の高さを超えている。これらは、低気圧の進行方向前面の温暖前線や低気圧の接近に伴う背の高い雲を表しており、図 4-20（事例 No. 6）と図 4-22（事例 No. 7）に示した地上天気図や気象衛星画像から判断すると、これらは低気圧の進行方向前面の温暖前線や低気圧の接近に伴う背の高い雲を表現しており、Murakami et al. (1992) や石坂ら (2015a) が示した温帯低気圧に伴う温暖前線の北側に広がる降水をもたらす層状性の雲であると考えられる。

図 4-23 より、事例 No. 7 の降雪開始の 2015 年 1 月 30 日 8 時から 21 時までは、850hPa 以下の下層風は、主に東成分を有する東寄りの風であることが確認できる。一方、図 4-21 より、事例 No. 6 の降雪開始の 2015 年 1 月 30 日 8 時から以降、800hPa 以下の下層風は、全ての時刻で西寄りの風となっており、東寄りの風は確認できない。

図 4-20 によると、事例 No. 6 では、降雪開始の T1 の時点で雪崩発生地点の南西側に位置した低気圧が本州の東に進んだ後、すぐに冬型の気圧配置が強まらず、図 4-20 の T2 に該当する 1 月 15 日 18 時前後には、日本海と東海道沖の低気圧を含む気圧の谷が通過した。気象衛星画像でも冬型の気圧配置特有の日本海の筋状の雲は存在していない。また、図 4-

21 に示すように、T2 の時点では 500hPa 付近のみが相対湿度が 80%を超えており、550hPa より下の気圧面では湿度が 50%以下である。一方、図 4-22 によると、事例 No. 7 では、降水開始の T1' の時点で雪崩発生地点の南西側に位置した低気圧が本州の東に進んだ後、31 日の未明より冬型の気圧配置に移行した。T2' に該当する 1 月 31 日 6 時の時点では、地上天気図は、等圧線が縦方向に込み合っている冬型の気圧配置になっていることを示している。同じ時刻の気象衛星画像では、冬型の気圧配置特有の日本海上の対流雲である筋状の雲が確認できる。

図 4-20 と図 4-22 より、事例 No. 6、No. 7 の雪崩発生を示す T3 及び T3' の時点では、それぞれ低気圧は東に進み、等圧線が縦方向に込み合って北西風が強いことを示している。日本海には大陸からの寒気の吹き出しにより発生した筋状の対流雲が存在している。図 4-21 と図 4-23 より、雪崩発生前や雪崩発生時には、相対湿度が 80%以上の分布はほぼ 500hPa の高さまで至っておらず、両事例とも 700hPa 以下の風は、強い北西または西北西の風となっている。冬型の気圧配置による対流雲は低気圧に伴う層状雲に比べ背が低いことが知られており（例えば、石坂ら、2015a）、雪崩発生地点は冬型の気圧配置による降雪となっていると判断できる。

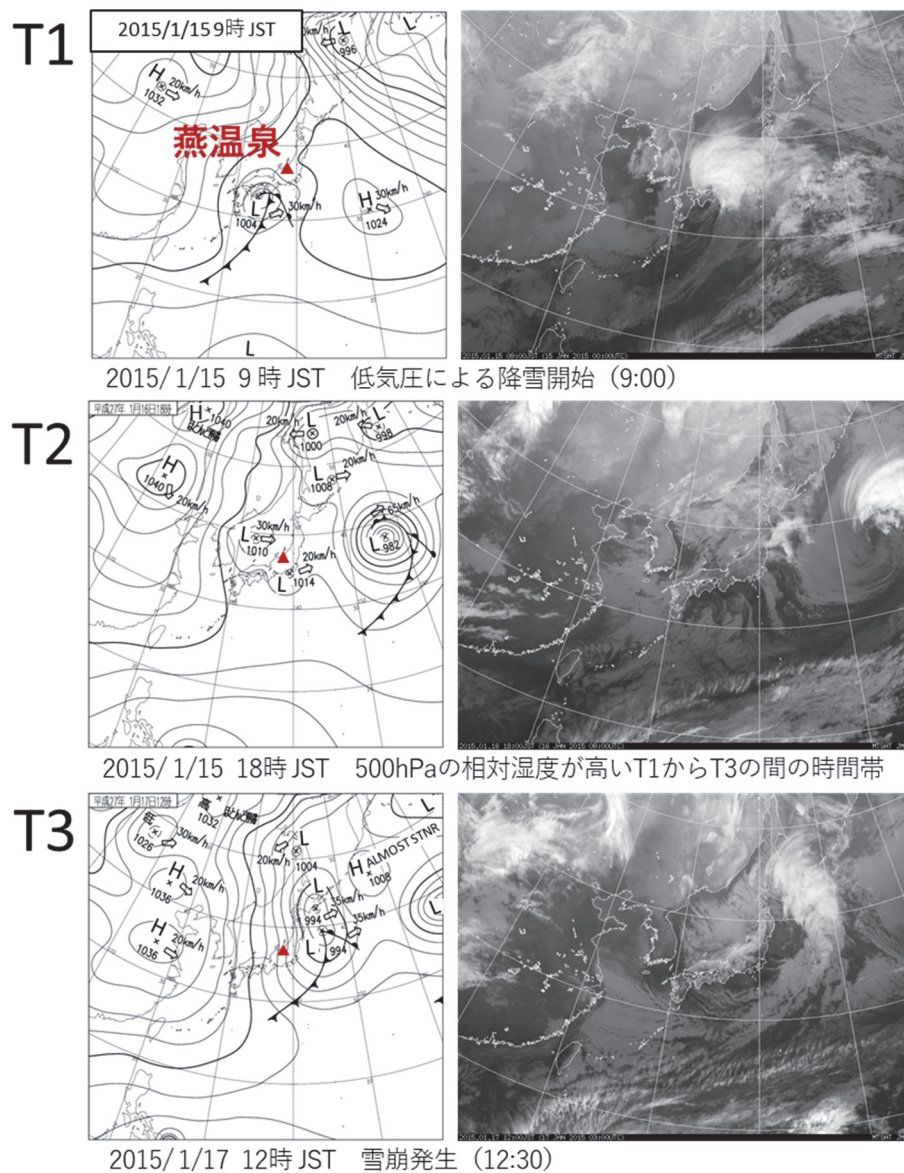


図 4-20 パターン B 事例 No. 6 (新潟県妙高市燕温泉) の降雪開始から雪崩が発生するまでの期間の気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像 (Nakamura, 2022)

*1 T1 は降雪開始時刻、T2 は 500hPa の相対湿度が高い時間帯の時刻、T3 は雪崩発生時刻に相当。

*2 地上天気図の▲は新潟県妙高市燕温泉の位置。

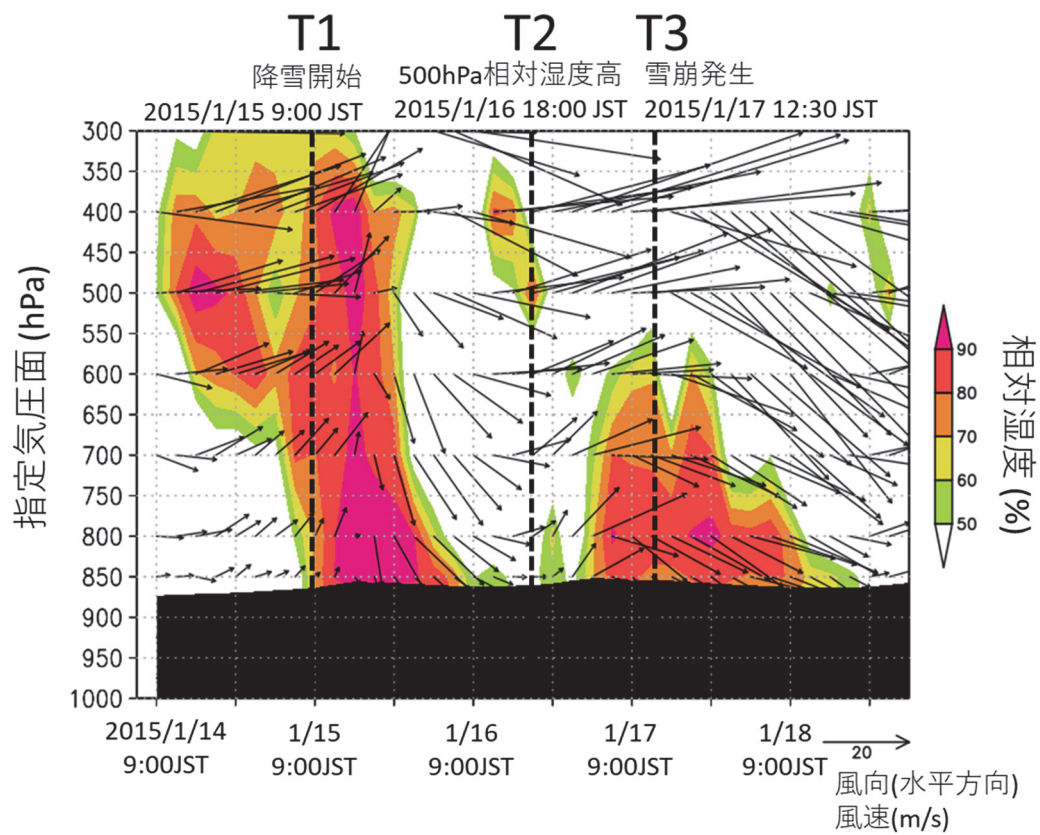


図 4-21 燕温泉雪崩発生地点（事例 No. 6）上空の相対湿度と風向風速
(Nakamura, 2022)

- *1 3 時間毎の MSM 初期値を用い、雪崩発生区の該当メッシュの気圧面の水に対する相対湿度と風向風速を作図。
- *2 T1 は降雪開始時刻、T2 は 500hPa の相対湿度が高い時間帯、T3 は雪崩発生時刻に相当。
- *3 各地点の地上以下の標高に該当する気圧面は黒色でマスクした。

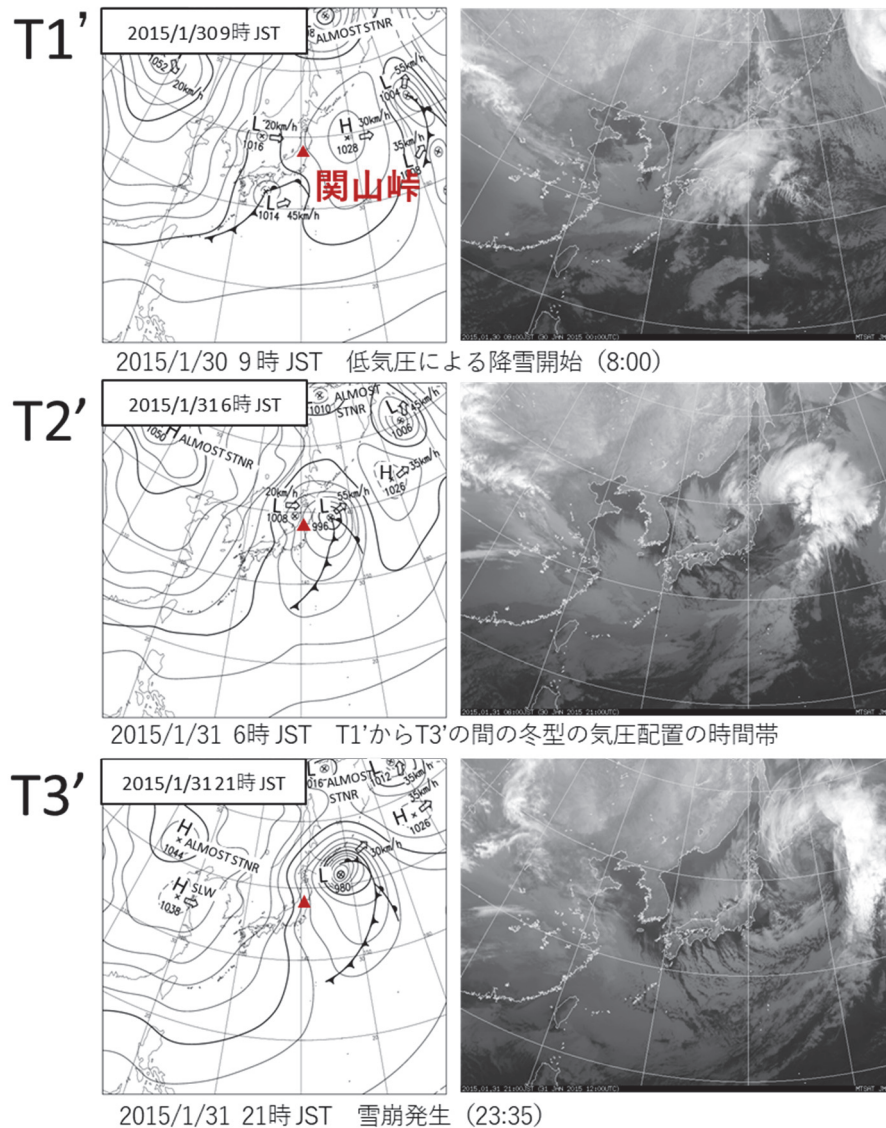


図 4-22 パターン B 事例 No. 7 (宮城県仙台市関山峠) の降雪開始から雪崩が発生するまでの期間の気象庁地上天気図と気象衛星赤外画像 (Nakamura, 2022)

*1 T1' は降雪開始時刻、T2' は冬型の気圧配置の時間帯、T3' は雪崩発生時刻に相当。

*2 地上天気図の▲は宮城県仙台市関山峠の位置。

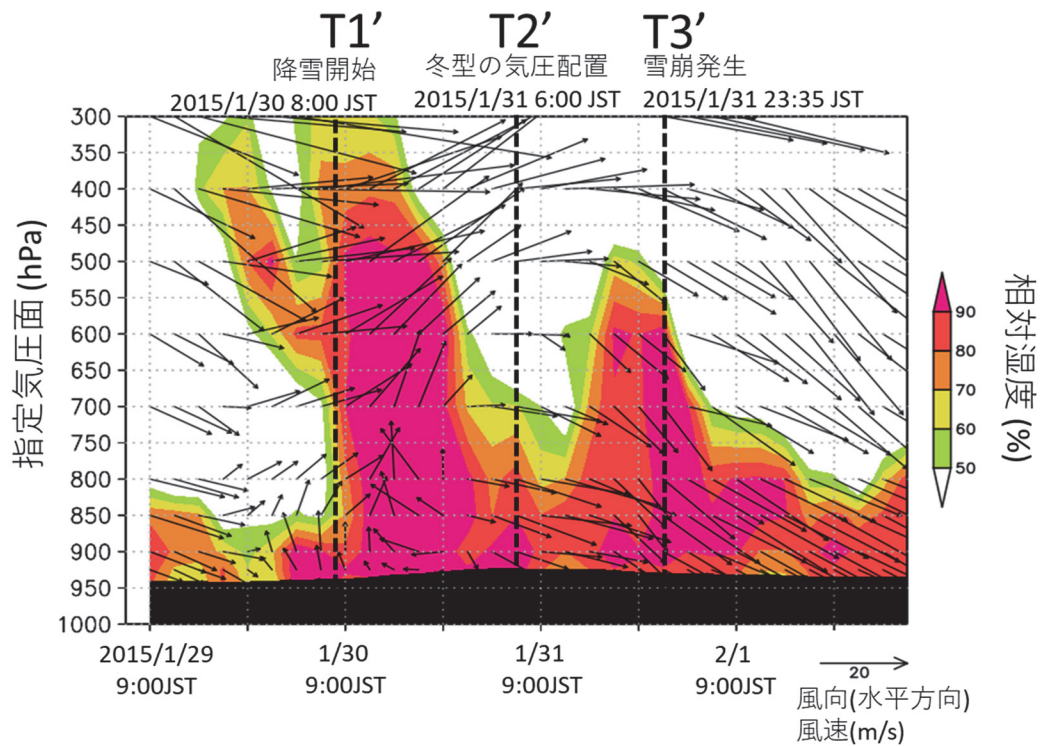


図 4-23 関山峠雪崩発生地点（事例 No. 7）上空の相対湿度と風向風速
(Nakamura, 2022)

- *1 3 時間毎の MSM 初期値を用い、雪崩発生区の該当メッシュの気圧面の水に対する相対湿度と風向風速を作図。
- *2 T1' は降雪開始時刻、T2' は冬型の気圧配置の時間帯、T3' は雪崩発生時刻に相当。
- *3 各地点の地上以下の標高に該当する気圧面の値は黒色でマスクした。

図4-24に、燕温泉の雪崩発生地点（事例No. 6）における2015年1月15日～18日の降水量(mm)、500hPaの相対湿度(%)、風の東西成分(m/s)、及び地上気温(°C)の変化を示す(Nakamura, 2022)。同様に、図4-25に関山峠の雪崩発生地点（事例No. 7）における2015年1月15日～18日の降水量(mm)、500hPaの相対湿度(%)、風の東西成分(m/s)、及び地上気温(°C)の変化を示す(Nakamura, 2022)。なお、図4-24と図4-25に示した相対湿度は、水に対する相対湿度を示している。

雪崩発生区の気温の推定は、それぞれ雪崩発生地点近隣の気象庁アメダスの気温の観測値から、対流圏に対する国際標準大気の気温減率 $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ （高度が1km上がると、気温が 6.5°C 低下する）を仮定して行った。図4-24の事例No. 6の燕温泉の雪崩発生区は標高1,165m（図3-27の雪崩aの発生区に該当）、近隣のアメダス観測所は、雪崩発生区から南南東に約11kmに位置する標高350mの関山アメダスである。図4-25の事例No. 7の関山峠の雪崩発生区は標高874m（雪崩発生区の正確な標高はわからないため、図3-33に示す雪崩が発生した斜面の頂上の標高とした）、近隣のアメダス観測所は、雪崩発生斜面の最高地点から南東に約10kmに位置する標高265mの新川アメダスである。

図4-24の燕温泉雪崩発生地点（事例No. 6）の降水量の経過を見ると、2015年1月15日15時と1月17日7時にピークを有するふた山となっている。図4-20と図4-21から考えると、前半は低気圧に伴う降水、後半は冬型の気圧配置による降水であると判断される。気温の経過を見ると、雪崩発生区ではこの期間を通じて氷点下（ 0°C の青線より下）であり、降水は全て降雪であると考えられる。

融雪は、十分な晴天で日射量が多いとき、あるいは気温が 0°C より高いときに積雪の表層で生じる。1月13～14日の雪崩発生区の推定最高気温は -1.4°C であったが、高気圧に覆われ、関川アメダスでは日照時間が1月13日に5.5時間、14日に3.5時間観測されて晴天であり、十分な日射量があったため、図3-29に示す高さ317～319cmのざらめ雪層は、1月13～14日に積雪の表層で形成されたものと考えられる。また、1月13日から14日の午前中は降水がなかった。図3-29に示す1月19日に燕温泉で行った積雪断面観測結果の雪質から判断すると、少なくとも積雪の高さ319～320cmのしまり雪よりも上の層が1月15日以降の降雪によって形成されたと考えられる。したがって、雪崩の原因となった320～323cmの弱層は、1月15日の低気圧通過時の降雪の比較的初期に形成されたと判断できる。

図4-3に示した低気圧に伴う降雪に起因するパターンAの表層雪崩危険度算定アルゴリズム(Nakamura, 2019)では、上空の下層風(950～850hPa)が東成分を有するか否かのみで低気圧に伴う降雪を判断していた。図4-24に示した上空の下層風の東西成分は、低気圧が接近している2015年1月15日にも東成分を有しないことを示すプラスの値（ 0m/s の赤線よりも大きい）を示している。したがって、事例No. 6は、図4-3で示した上空の風の東成分の有無のみで低気圧に伴う降雪を判断すると誤判定となるケースであると判断される。図4-26に、MSM(5kmメッシュ)の地形表現と燕温泉の位置(気象庁(2012)に加筆)を示す。燕温泉は標高1,100m前後で、標高2,454mの妙高山の東斜面の中腹に位置し、妙高山のさらに西に標高

2,400mの焼山や、南に標高2,053mの黒姫山等の大きな山塊がある。したがって、MSMの地形表現では、燕温泉付近には北東から南西に伸びる大きな谷があり、東側には高い山の連なりが確認できる。一方、北側には開けており、北から北西の風が入りやすい状況である。したがって、低気圧が燕温泉の南側を通過する場合、東風は東の山岳で妨げられて入らず、北東から南西に伸びる大きな谷地形に沿って南西風となり、低気圧通過後は、北北西の風へと変化すると考えられる。このように南西方向から低気圧が接近してきても東成分を有しない風が卓越する中で降雪が生じる場合があると考えられる。したがって、上空の風の東成分の有無のみで低気圧に伴う降雪を判断すると誤判定となるケースがあるという課題が明確になった。

この課題を解決するために、中村ら（2021）は、低気圧が接近すると気圧が低下しながら低気圧に伴う雪が降るという関係を想定し、海面更正気圧と積算降雪量の変化を比較して分析した。その結果、降雪時に「上空の下層風のうち最も地上に近い気圧面の風の東成分が検出」、あるいは「3時間平均の海面更正気圧が低下している」という条件で低気圧に伴う降雪を判定することを試みた。ところが、2021 - 22年冬季に、下層風の東成分に加え、3時間平均の海面更正気圧が低下した時の降雪も低気圧に伴う降雪の判定条件として、試験的に予測システムの連続的な計算を長期的に実施したところ、冬型の気圧配置の期間のわずかな気圧の低下時の降雪も低気圧に伴う降雪と判定されてしまうことが分かった。したがって、ひとつの雪崩事例だけではなく、その前後も含めて長期間連続的に計算を続けると、中村ら（2021）の低気圧に伴う降雪の判定方法では、低気圧に伴う降雪量が過剰になることがわかった。

この課題を解決するための別の方法として、図4-21で示した上空の相対湿度に着目した。事例No. 6では図4-21や図4-24のT1で示した低気圧による降雪開始の2015年1月15日9時頃から15日18時頃まで、相対湿度が80%以上の分布が500hPaの高さを超えている。一方、図4-21や図4-24のT3で示した雪崩発生時前後の冬型の気圧配置の降雪中には、相対湿度が80%以上の分布は、ほぼ500hPaの高さまで至っていない。図4-21のT2で示した1月16日18時には500hPaの相対湿度が87%となっているが、この時間に降雪はない。図4-24の500hPaの相対湿度の変化より、閾値を80%として、500hPaの相対湿度が80%以上の時の降雪を低気圧に伴う降雪、80%未満の時の降雪をそれ以外の降雪とすると、低気圧に伴う降雪が判別できると考えられる。山下ら（2019）が示したように、低気圧の前面に広がる500hPaより高い層状雲の水の相対湿度が80%以上の領域は、 -20°C 以下の氷過飽和領域であると推定され、雲粒なし降雪結晶が昇華凝結により成長し始める領域であると考えられる。日本の降雪は、概ね低気圧に伴う降雪と季節風型（冬型の気圧配置）による降雪の2つのパターンに大別される（例えば、村上，2005）。低気圧に伴う降雪のうち、低気圧の中心の北東側に広がるエリアでは、温暖前線に伴う層状雲によって降雪がもたらされ、雲頂高度は7～15kmほどである（例えば、村上，2005）。このように、温暖前線に伴う層状雲の頂上は高さ1万m（300hPa付近）前後に達するほど高く、低気圧が接近すると低気圧性の循環により対流圏下層に東風が吹く。一方、

冬型気圧配置の場合、ユーラシア大陸内陸部から北西風によって運ばれた寒気が、日本海の比較的暖かい水面から水蒸気と熱を受け取りながら日本海上に吹き込み、対流雲が発達して日本列島に降雪をもたらす。冬型の気圧配置に伴う対流雲の雲頂高は、一般的には2,000～3,000m（700～800hPa程度）程度であることが多く（例えば、村上，2021）、低気圧に伴う温暖前線の層状雲よりも低い。これらの特徴に基づき、まず低気圧に伴う降雪を決定し、それ以外の降雪を冬型の気圧配置による降雪と定義した。

同様に、図4-25の関山峠の雪崩発生地点（事例No. 7）の降水量の経過を見ると、2015年1月30日15時と1月31日23時にピークを有するふた山となっている。図4-22と図4-23から考えると、前半は低気圧に伴う降水、後半は冬型の気圧配置による降水であると判断される。気温の経過を見ると、雪崩発生区では1月31日13時（標高874mの推定値0.2℃）を除き、この期間を通じて氷点下（0℃の青線より下）である。天気予報で地上気温のみを降雨、降雪の判別の指標とする場合、例えば概ね地上気温2～3℃が雨雪判別（降雪となる確率50%）の目安となっている（例えば、長谷美，1991）。したがって、1月31日13時の気温0.2℃の環境下では、降水は雪であると判断される。以上から、図4-25の事例No. 7の降水は全て降雪であると考えられる。図4-25に示した1月30日より前の気象状況は、1月27日～29日には降水量は観測されておらず、1月27日の新川アメダスの最高気温は7.9℃、関山峠の雪崩発生区の推定最高気温は4.4℃であった。図3-35に示した2月1日に行った関山峠で行った積雪断面観測結果の雪質から判断すると、積雪の高さ90～110cmのざらめ雪・しまり雪層の形成には、1月27日のプラスの気温が寄与しており、少なくとも積雪の高さ110～112cmのこしまり雪の層より上の層が1月30日以降の降雪によって形成されたと考えられる。したがって、雪崩の原因となった112～118cmの弱層は、1月30日の低気圧通過時の降雪の比較的初期に形成されたと判断できる。

図4-25を見ると、上空の下層風の東西成分は、低気圧が接近している1月30日の8時～23時まで東成分を有することを示すマイナスの値（0m/sの赤線よりも上）を示しており、降雪を伴っている。冬型の気圧配置となっているそれ以降の降雪は、下層風の東西成分がプラスの西寄りの風で生じている。

図4-25より、事例B-2で低気圧が接近して降雪が生じている時は、図4-25のT1'で示した低気圧による降雪開始の2015年1月30日8時頃から30日23時頃まで、500hPaの相対湿度が80%を超えていることがわかる。それ以降のT2'で示した30日6時には冬型の気圧配置になっており、500hPaの相対湿度は80%より小さくなっている。雪崩が発生する直前の31日21時にも、雪崩発生時のT3'においても冬型の気圧配置が継続しており、500hPaの相対湿度は80%より小さい値が継続している。

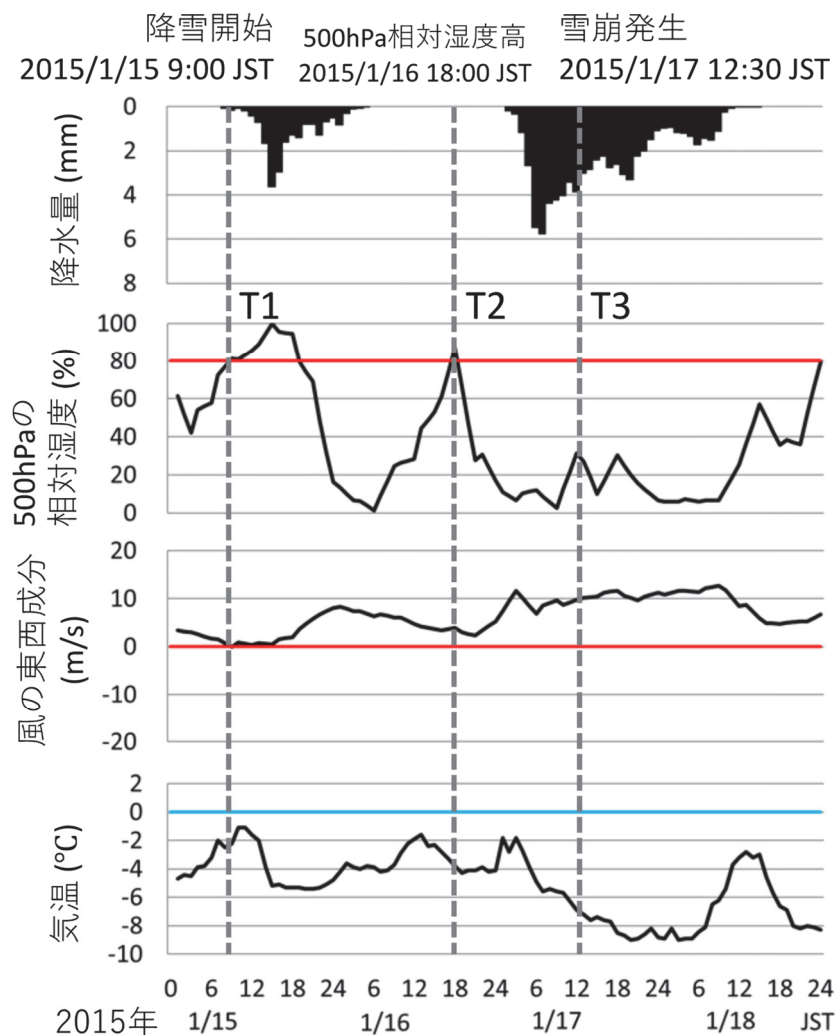


図 4-24 燕温泉雪崩発生地点(事例 No. 6)における 2015 年 1 月 15 日～18 日の降水量 (mm)、500hPa の相対湿度 (%)、風の東西成分 (m/s)、及び地上気温 (°C) の変化 (Nakamura, 2022)

- *1 T1 は降雪開始時刻、T2 は 500hPa の相対湿度が高い時間帯、T3 は雪崩発生時刻に相当。
- *2 下層風の東西成分データは、950～500hPa の範囲で地表に最も近い気圧面の MSM の初期値から抽出した。マイナスは東風、プラスは西風を示す。
- *3 気温は、関山アメダスの気温観測値（標高 350m）から、標準大気の大気圏の気温減率（6.5°C/km）を用いて雪崩発生区（標高 1,165m）の気温を推定した。

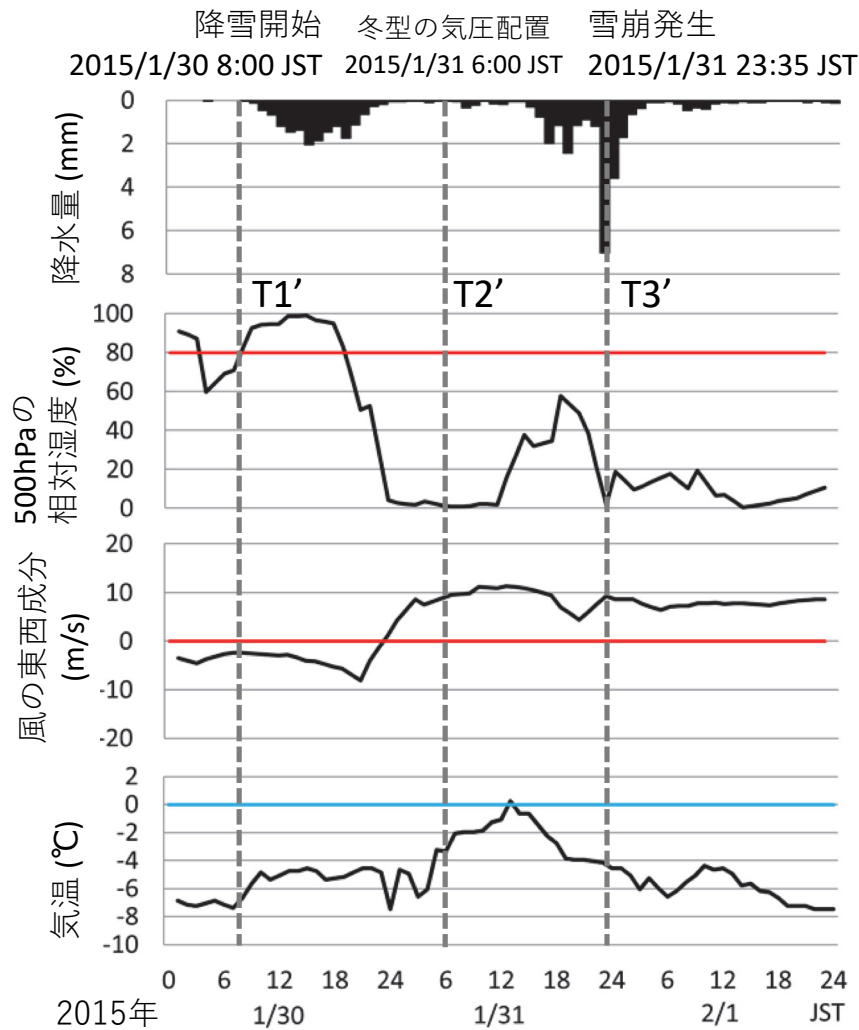


図 4-25 関山峠雪崩発生地点（事例 No. 7）における 2015 年 1 月 30 日～2 月 1 日の降水量（mm）、500hPa の相対湿度（%）、風の東西成分（m/s）、及び地上気温（°C）の変化（Nakamura, 2022）

- *1 T1' は降雪開始時刻、T2' は冬型の気圧配置の時間帯、T3' は雪崩発生時刻に相当。
- *2 下層風の東西成分データは、950～500hPa の範囲で地表に最も近い気圧面の MSM の初期値から抽出した。マイナスは東風、プラスは西風を示す。
- *3 気温は、新川アメダスの気温観測値（標高 265m）から、標準大気の大気圏の気温減率（6.5°C/km）を用いて雪崩発生区（標高 874m）の気温を推定した。

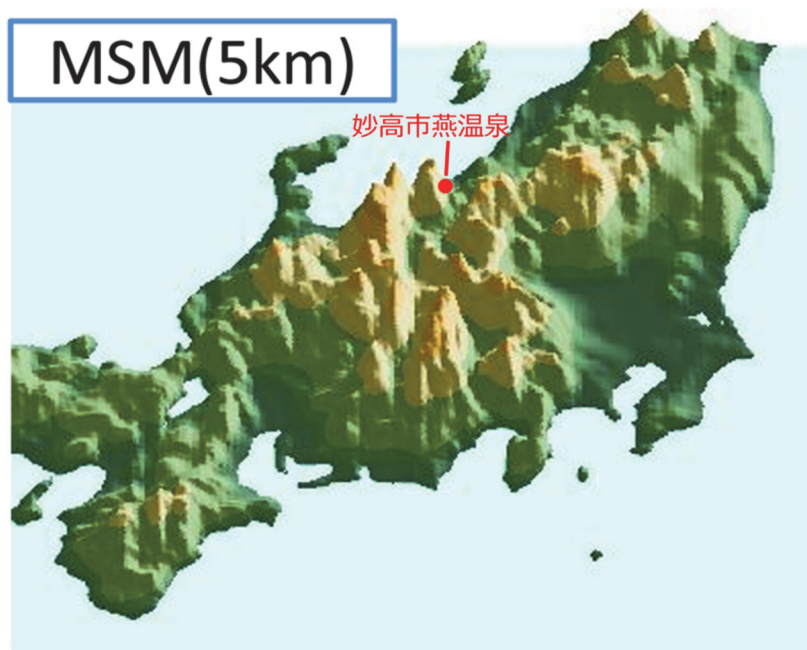


図 4-26 MSM (5km メッシュ) の地形表現と燕温泉の位置 (気象庁 (2012) に加筆)

このような特徴を踏まえ、事例 No. 6、事例 No. 7 について、降雪時に「上空 950～500hPa の気圧面の下層風に東成分を検出」、あるいは「500hPa の相対湿度が 80%以上」という条件で低気圧に伴う降雪を判定して算定し、降雪量を積算した。また、それ以外の降雪を冬型の気圧配置による降雪と判定して算定した。4. 1 節の図 4-3 に示したパターン A のアルゴリズム (Nakamura, 2019) と同様に弱層の寿命を考慮して、低気圧に伴う降雪の終了後 48 時間以内の降雪までを冬型の気圧配置による降雪の対象として降雪量として積算した。それらを基に算出した値を整理し、表 4-5 に低気圧と冬型の気圧配置による降雪で発生するパターン B の表層雪崩発生時の気象条件、地理的特徴、雪崩発生要因の分析 (Nakamura, 2022) を示す。

表 4-5 には、事例 No. 6 と事例 No. 7 の雪崩発生地点の「低気圧に伴う降雪開始日時 (降水量として記録された日時)」、「低気圧に伴う降雪終了日時 (降水量として記録された日時)」、「雪崩発生日時」、「低気圧に伴う降雪終了から雪崩発生までの時間 (hour)」、「雪崩発生までの低気圧に伴う降雪量 (mm)」、「雪崩発生までの冬型の気圧配置の降雪量 (mm)」、「雪崩発生までの降雪量 (mm)」を整理した。なお、雪崩発生までの時間や降雪量の積算値は、MSM が毎正時の 1 時間毎の値で算定されるため、発生時刻の一つ前の正時までの値とした。例えば、12 時 30 分に雪崩が発生した場合、12 時 00 分までの積算とした。また、雪崩地点の情報として、「緯度、経度」、「雪崩発生区標高」、「斜面向き/傾斜角」、及び雪崩発生のも要因も整理した。また、事例 No. 6 と事例 No. 7 の雪崩は、両方とも人などが斜面に入り込むことによって雪崩が発生する誘発された雪崩ではなく、自然発生の雪崩であった。

表 4-5 低気圧と冬型の気圧配置による降雪で発生するパターンBの
表層雪崩発生時の気象条件、地理的特徴、雪崩発生要因の分析 (Nakamura, 2022)

事例 No.	場所	気象条件					地理的特徴				雪崩発生 要因		
		低気圧に伴う 降雪開始日時 (降水量として 記録された 日時)	低気圧に伴う 降雪終了日時 (降水量として 記録された 日時)	雪崩発生日時	低気圧に伴う降雪 終了から雪崩 発生までの時間 (時間)	低気圧に伴う降雪 の積算降雪量 (mm)		北緯 (度)	東経 (度)	発生区標高 (m) / 傾斜角 *1			
						低気圧に伴う降雪 の積算降雪量 (mm)	冬型の気圧配置 の降雪の積算降雪 量 (mm)						
No.6 *2	新潟県妙高市 燕温泉 県道39号	2015/1/15 9:00	2015/1/15 18:00	2015/1/17 12:30	42 (2015/1/17 12:00まで *4)	12.8 (2015/1/17 12:00まで *4)	42.4 (2015/1/17 12:00まで *4)	55.2 (2015/1/17 12:00まで *4)	36.9	138.1	1165	北東 /30° 以上	自然発生
No.7 *3	宮城県仙台市 関山峠 国道48号	2015/1/30 8:00	2015/1/30 23:00	2015/1/31 23:35	24 (2015/1/31 23:00まで *4)	16.2 (2015/1/31 23:00まで *4)	18.5 (2015/1/31 23:00まで *4)	34.7 (2015/1/31 23:00まで *4)	38.4	140.6	874 (発生区不明のため 斜面先端の標 高)	西～南西 / 35 - 45°	自然発生

備考

- *1 斜面向き、傾斜角は、国土地理院電子地図より推定した。
- *2 雪崩発生日時、地理的特徴、雪崩発生要因は、中村ら（2021）より抜粋した。
- *3 雪崩発生日時、地理的特徴、雪崩発生要因は、阿部ら（2016b）より抜粋した。
- *4 MSM は 1 時間単位で値を出力するため、雪崩発生時刻は雪崩発生前の正時に設定した。

パターン B の雪崩では低気圧に伴う降雪に加え、冬型の気圧配置の降雪も上載積雪を形成するため、低気圧に伴う降雪と冬型の気圧配置の降雪を合算して危険度を判定することが求められる。表 4-5 の事例 No. 6 と事例 No. 7 の雪崩発生までの低気圧に伴う降雪量だけの積算値は、それぞれ 12.8mm と 16.2mm で、パターン A の雪崩に対して設定した図 4-3 のアルゴリズムの「積算降雪量の警戒閾値 20mm」(Nakamura, 2019) を超えていない。閾値である 20mm は、パターン A の 6 事例 (事例 No. 1~No. 5 と事例 No. 8) について、低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの降雪量を積算し、雪崩発生の見逃しがないように設定した値である (Nakamura, 2019)。

低気圧に伴う降雪に加え、冬型の気圧配置の降雪の降雪量を合計すると、それぞれ閾値を超えた 55.2mm と 34.7mm で雪崩が発生している。また、低気圧に伴う降雪終了時から雪崩発生までの時間は、それぞれ 42 時間と 24 時間であり、弱層の寿命を考慮してパターン A の雪崩に対して設定した図 4-3 の「48 時間連続で低気圧に伴う降雪が無ければ積算降雪量をリセットする」(Nakamura, 2019) という条件に達する前に雪崩が発生している。

図 4-27 に、MSM の降水量と気温データから推定した燕温泉 (事例 No. 6) における 2015 年 1 月 15 日~18 日の積算降雪量 (mm) の変化を示す (Nakamura, 2022)。パターン A の雪崩に対して設定した積算降雪量の警戒閾値 20mm (Nakamura, 2019) を基準として赤い線で併記した。同様に、図 4-28 に MSM の降水量と気温データから推定した関山峠 (事例 No. 7) における 2015 年 1 月 30 日~2 月 1 日の積算降雪量 (mm) の変化を示す (Nakamura, 2022)。図 4-27 を確認すると、燕温泉では 2015 年 1 月 15 日の低気圧接近時の低気圧に伴う降雪では、積算降雪量が表層雪崩発生の警戒閾値の 20mm を超えていない。冬型の気圧配置に移行した 1 月 16 日~17 日の降雪により、1 月 17 日 3 時に閾値の 20mm を超えて、1 月 17 日 12 時に 55.2mm に達し、雪崩が発生している。その後、1 月 17 日 18 時に、連続して低気圧に伴う降雪が無ければ積算降雪量をリセットする 48 時間目に達している。同様に、図 4-28 を確認すると、関山峠では 2015 年 1 月 30 日の低気圧接近時の低気圧に伴う降雪では、積算降雪量が表層雪崩発生の警戒閾値の 20mm を超えていない。冬型の気圧配置に移行した 1 月 30 日 24 時以降の 1 月 31 日の降雪により、1 月 31 日 17 時に閾値の 20mm を超えて、1 月 31 日 23 時に 34.7mm に達し、雪崩が発生している。その後、2 月 1 日 23 時に、連続して低気圧に伴う降雪が無ければ積算降雪量をリセットする 48 時間目に達している。

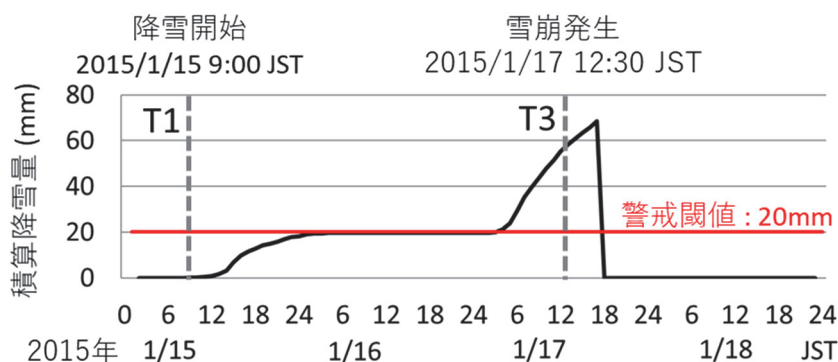


図 4-27 MSM の降水量と気温データから推定した燕温泉（事例 No. 6）における 2015 年 1 月 15 日～18 日の積算降雪量（mm）の変化（Nakamura, 2022）

- *1 T1：降雪開始日時、T3：雪崩発生日時。
- *2 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

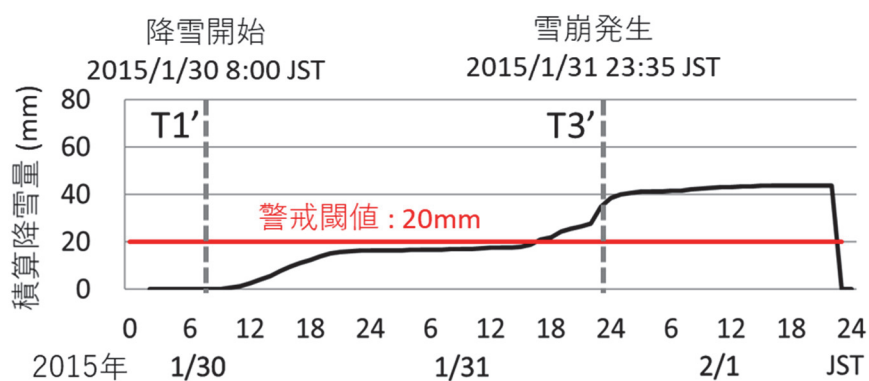
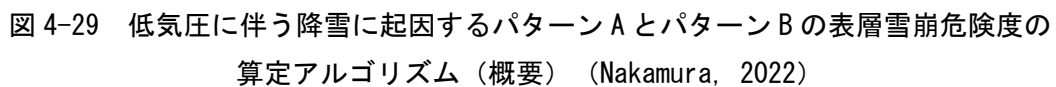


図 4-28 MSM の降水量と気温データから推定した関山峠（事例 No. 7）における 2015 年 1 月 30 日～2 月 1 日の積算降雪量（mm）の変化（Nakamura, 2022）

- *1 T1'：降雪開始日時、T3'：雪崩発生日時。
- *2 赤線は、表層雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）を示す。

本節では、4.1 節で示した図 4-3 のパターン A の雪崩のみを対象とするアルゴリズム (Nakamura, 2019) に加えて、パターン B の雪崩にも適用するためのアルゴリズムの改良の検討を行う。低気圧に伴う降雪と冬型の気圧配置の降雪の判別は、4.5 節で抽出した特徴を基に決定した。表層雪崩の発生条件の判定要素は、パターン A 対象のアルゴリズム (Nakamura, 2019) を踏襲し、積算降雪量 (mm、水量換算) を採用した。図 4-29 に、低気圧に伴う降雪に起因するパターン A とパターン B の表層雪崩危険度の算定アルゴリズム (概要) を示す (Nakamura, 2022)。パターン A 対象のアルゴリズムと同様に、地表の気象要素が約 5km メッシュで計算される MSM データを基に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の発生危険度情報を算定する。なお、図 4-29 のアルゴリズムは、図 4-3 のパターン A の雪崩のみを対象とするアルゴリズムと同様に、MSM の計算ステップに合わせて、正時毎に 1 時間ステップで判別、算出、判定を実施する。



4. 5節の表 4-5 で示したパターン B の雪崩は、北東向き斜面と西～南西向き斜面で発生しており、4. 1節の表 4-1 (Nakamura, 2019) に示したパターン A の雪崩と同様に、斜面方向に関わらず雪崩発生可能性がある。また、雪崩が発生した斜面の傾斜角は 30 度以上で、35～45 度が多いというパターン A の特徴と同様である。こうした斜面の特徴を踏まえ、パターン A 同様、斜面向きに関わらず、メッシュ内の最大傾斜角が 30 度以上の場合について雪崩発生危険度の予測計算を行うことにした。傾斜角は国土交通省国土地理院が提供している「国土数値情報 標高・傾斜度 5 次メッシュデータ」の最大傾斜角度を利用し、日本全国を区分している MSM の 5km メッシュから、最大値が 30 度以上のメッシュを抽出し、積算降雪量を計算する。

気温による降雨、降雪の判別は、4. 2節の図 4-3 で示した Nakamura (2019) の方法を踏襲する。気温の標高補正を行い、雪崩発生危険度の検討を行うことから、雨雪判別については、シンプルに気温のみを用いた方法を選択し、地上気温 2℃以下で生じた降水を降雪とした。「国土数値情報 標高・傾斜度 3 次メッシュデータ」からメッシュ内の最大標高を抽出し、MSM の気温を最大標高における気温に補正して雪崩危険度を算定した。気温の標高補正は、パターン A 同様に、国際標準大気の気温減率 6.5 (°C/km) を用いた。

4. 5節で検討したように、i) 降雪が生じている時刻の下層風の風が東寄りの風か否か、あるいは、ii) 降雪が生じている時刻の 500hPa の相対湿度が 80%以上か否か、という 2つの条件のうちどちらかの条件が当てはまれば低気圧に伴う降雪と判断した。また、それ以外の条件での降雪を冬型の気圧配置による降雪と定義した。下層の東風の判定は、4. 2節の図 4-3 で示した Nakamura (2019) の方法を踏襲した。

パターン B の雪崩発生までの気象経過である図 4-24 と図 4-25 や、3. 1節に示したパターン A の雪崩の気象経過を参照してもわかるように、低気圧に伴う降雪による表層雪崩の原因となる弱層は、氷点下で形成される。したがって、積算降雪量の算出は、4. 2節の図 4-3 で示した Nakamura (2019) の方法を踏襲して、降雪で弱層が形成されることを想定し、積算降水量が 0mm から増加を開始する段階では降雨を除外し、降雪が生じた場合に限り積算降雪量の積算を行った。一方、その前の時間までの積算降雪量が 0mm より大きい場合は、すでに積算降水量がカウントされた前の時間帯に弱層が形成されている可能性があるため、降雨の場合でも積算降雪量に加えた。ただし、計算上の微細な降雪量が長期に渡って積算されることを防ぐため、パターン A 同様に、雪崩の危険性が高まる積算降雪量 20mm (水量換算) より十分に小さい時間雨量 0.1mm 未満の降水を積算降雪量のカウントから除外した。

4. 2節の図 4-3 で示した Nakamura (2019) の方法と同様に、MSM の時間降水量が 0.1mm 以上の場合に、4. 2節に示した方法で雨雪判別を行い、低気圧に伴う降水か冬型の気圧配置による降水かを判定して、時間降水量を積算した。低気圧に伴う降水だけを積算した降水量 (mm) を積算降雪量 (mm) として、パターン A の雪崩の危険度を判定した。また、低気圧に

伴う降雪終了後 48 時間以内に降った冬型の気圧配置の降水量も積算降雪量 (mm) に加え、パターン B の雪崩発生危険度を判定した。

4. 1 節のパターン A の雪崩事例の特徴の分析結果と 4. 5 節のパターン B の雪崩事例の特徴の分析結果から、4. 2 節の図 4-3 で示した Nakamura (2019) の方法と同様に、表層雪崩発生危険度の判定には、積算降雪量 (mm、水量換算) を用いた。積雪深増加は、積雪の密度によってばらつくと考えられ、MSM の直接の出力値である水量換算の降雪量の方が予測値の算定において扱いやすいと判断した。4. 1 節のパターン A の雪崩事例の特徴の分析結果と 4. 5 節のパターン B の雪崩事例の特徴の分析結果では、積算降雪量が 20mm 相当以上累積した時点から雪崩が発生していることから、4. 2 節の図 4-3 で示した Nakamura (2019) の方法と同様に、20mm 以上を警戒 (赤色)、その半分の降雪量である 10mm 以上を注意 (黄色) で表現した。また、20mm に近づく変化を把握するため、10~20mm の間を細分化し、15mm 以上 20mm 未満をオレンジ色で表現した。同様に 10mm に近づく変化を把握するため、0~10mm の間を細分化し、5mm 未満を緑色、5mm 以上 10mm 未満を黄緑色で表現した。無色は積算降雪量が 0mm であることを示し、表層雪崩発生の可能性が低いことを示している。

弱層の寿命の考慮についても、4. 2 節の図 4-3 で示した Nakamura (2019) の方法と同様に考え、48 時間連続して低気圧に伴う降雪がない場合に積算降雪量を 0mm にリセットした。構築したシステムでは、この値は変更することができるようにシステムを設計してあるため、今後の検証によりさらに現実的な値に変更することが可能である。

要素ごとのメッシュの大きさの関係をまとめると、パターン A 及びパターン B の雪崩発生危険度の検討では、両パターンとも傾斜角による雪崩危険斜面の判断や、降水量、気温による降雨・降雪の判断を地表 5km メッシュ毎に行った。上空の相対湿度は、気象庁からプロダクトとして提供されている MSM の気圧面の 10km メッシュの値を用いた。上空の風の判定は、当該地表 5km メッシュの範囲が含まれる指定気圧面の 10km メッシュの値から 5km メッシュ相当の値を内挿して推定し、実施した。

4. 7 パターンBの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検証

本節では、実際に算定アルゴリズムの入力値として使用する MSM の値を使い、アルゴリズム自体の検証を行う。ここでは、過去の雪崩事例の発生日時や気象条件との比較により低気圧に伴う降雪に起因する雪崩危険度の算定アルゴリズムの検証を行うため、第 2 章で示した方法で抽出した MSM の初期値及び初期時刻に近い予測値データのみを連ねた検証用のデータセットを用いた。

用意した検証用データセット用いて、事例 B-1（新潟県妙高市粟立山）（山口ら，2016；出川，2020）、事例 B-2（山形県東根市観音寺）（阿部ら，2016b）、事例 B-3（北海道中標津町ソーキップ岳）（尾関ら，2020；日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム；2020）の雪崩についてアルゴリズムの検証を行った。

図 4-30 に、パターン B の検証事例の雪崩発生時の地上天気図を示す。事例 B-1 と B-2 は、低気圧が東に進み、西の大陸に高気圧が位置する冬型の気圧配置となっている。事例 B-3 は、低気圧が東に進み、大陸に高気圧が位置する冬型の気圧配置になった後に、高気圧が東に進んで北海道中標津町ソーキップ岳付近でも冬型の気圧配置が緩みつつある状態である。表 4-6 にパターン B の検証事例の雪崩の地理的特徴と雪崩発生要因を示す。事例 B-1 と事例 B-2 は北向き斜面、事例 B-3 は南向き斜面であり、全て 30 度以上の傾斜角である。また、雪崩発生の原因として、事例 B-1 はスノーボードによる誘発、事例 B-2 は自然発生、事例 B-3 スノーモービルによる誘発となっている。

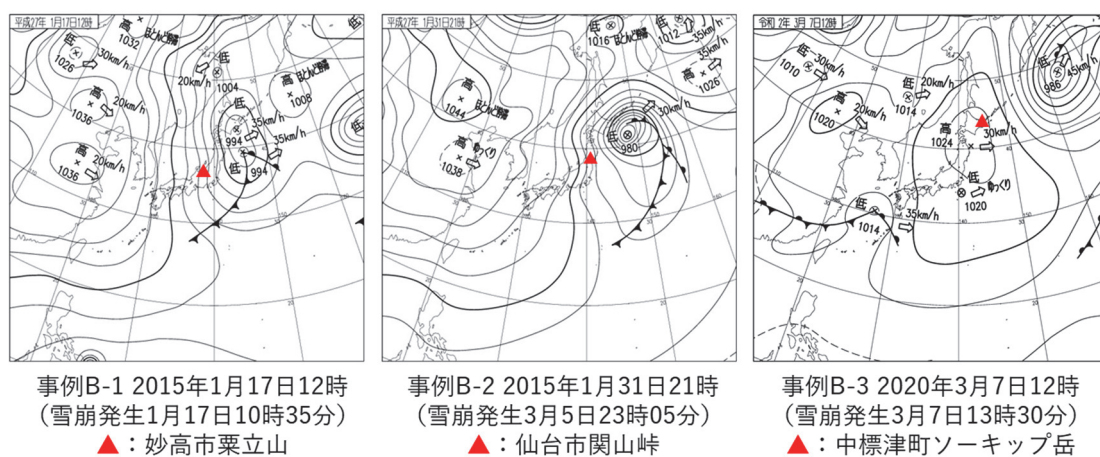


図 4-30 パターン B の検証事例の雪崩発生時の地上天気図

表 4-6 パターン B の検証事例の雪崩の地理的特徴と雪崩発生要因

事例 No.	場所	雪崩発生日時	地理的特徴				雪崩発生要因
			北緯 (度)	東経 (度)	発生区標高 (m)	斜面向き / 傾斜角 *1	
B-1 *2	新潟県妙高市 粟立山	2015/1/17 10:35	37.0	138.2	850	北 / 30° 以上	スノーボードに よる誘発
B-2 *3	山形県東根市 観音寺	2015/1/31 23:05	38.4	140.5	483	北 / 38°	自然発生
B-3 *4	北海道中標津町 ソーキップ岳	2020/3/7 13:30	43.7	144.9	950	南 /30° 以上	スノーモービル による誘発

備考

- *1 斜面向き、傾斜角は、国土地理院電子地図より推定した。
- *2 山口ら（2016）と出川（2020）より抜粋した。
- *3 阿部ら（2016b）より抜粋した。
- *4 尾関ら（2020）と日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム調査報告（2020）より抜粋した。

検証用データを入力値として、4. 6 節の図 4-29 に示した改良したアルゴリズムを用いて、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩危険度を検証した。表 4-7 に、低気圧と冬型の気圧配置による降雪で発生するパターン B の表層雪崩発生時の雪崩発生危険度と気象条件の検証結果（Nakamura, 2022）を示す。表 4-7 には、事例 B-1～B-3 の雪崩発生地点の「低気圧に伴う降雪開始日時（降水量として記録された日時）」、「低気圧に伴う降雪終了日時（降水量として記録された日時）」、「雪崩発生危険度が注意（黄色、積算降雪量 10mm）を超えた日時」、「雪崩発生危険度が注意（赤色、積算降雪量 20mm）を超えた日時」、「雪崩発生日時」、「積算降雪量が警戒の閾値 20mm を超えた時間から雪崩発生までの時間差（時間）」、「低気圧に伴う降雪終了から雪崩発生までの時間（時間）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの低気圧に伴う積算降雪量（mm）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの冬型の気圧配置の積算降雪量（mm）」、「低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積算（合計）降雪量（mm）」を整理した。なお雪崩発生までの時間や降雪量の積算値は、MSM が毎正時の 1 時間毎の値で算定されるため、発生時刻の一つ前の正時までの値とした。

表 4-7 低気圧と冬型の気圧配置による降雪で発生するパターンBの表層雪崩発生時の
雪崩発生危険度と気象条件の検証結果 (Nakamura, 2022)

事例 No.	場所	低気圧に伴う 降雪開始日時 (降水量として 記録された 日時)	低気圧に伴 う降雪終了 日時 (降水 量として記 録された日 時)	雪崩発生危 険度が注意 を超えた日 時 (黄色に 変化)	雪崩発生危 険度が警戒 を超えた日 時 (赤色に 変化)	雪崩発生 日時	警戒 (閾値：積算 降雪量20mm) を 超えた時刻と雪崩 発生時刻の時間差 (時間)	低気圧に伴う降 雪終了から雪崩 発生までの時間 (時間)	低気圧に伴う降雪開始から雪崩発生までの積算降 雪量		
									低気圧に伴う降 雪の積算降雪量 (mm)	冬型の気圧配置 の降雪の積算降 雪量 (mm)	合計降雪量 (mm)
B-1	新潟県妙高市 栗立山	2015/1/15 12:00	2015/1/15 19:00	2015/1/15 18:00	2015/1/16 3:00	2015/1/17 10:35	-31 (2015/1/17 10:00まで*1)	39	11.5 (2015/1/17 10:00まで*1)	37.7 (2015/1/17 10:00まで*1)	49.2 (2015/1/17 10:00まで*1)
B-2	山形県東根市 観音寺	2015/1/30 8:00	2015/1/30 23:00	2015/1/30 18:00	2015/1/31 20:00	2015/1/31 23:05	-3 (2015/1/31 23:00まで*1)	24	13.4 (2015/1/31 23:00まで*1)	17.3 (2015/1/31 23:00まで*1)	30.7 (2015/1/31 23:00まで*1)
B-3	北海道中標津町 ソーキップ岳	2020/3/4 21:00	2020/3/6 1:00	2020/3/5 12:00	2020/3/5 15:00	2020/3/7 13:30	-46 (2020/3/7 13:00まで*1)	36	55.7 (2020/3/7 13:00まで*1)	10.4 (2020/3/7 13:00まで*1)	66.1 (2020/3/7 13:00まで*1)

備考

*1 MSMは1時間単位で値を入力するため、雪崩発生時刻は雪崩発生前の正時に設定した。

図 4-31～図 4-33 に MSM データを用いて算定したパターン B の各事例に対する雪崩発生危険度分布を示す (Nakamura, 2022)。表 4-7 と図 4-31 に示す事例 B-1 の新潟県妙高市栗立山の雪崩が発生したのは、2015 年 1 月 17 日 10 時 35 分である。1 月 15 日 18 時に注意 (黄色) となり、1 月 16 日 3 時に警戒 (赤色) に変化した。警戒予測時刻と雪崩発生時刻の時間差は-31 時間で、雪崩発生前に警戒となっていた。低気圧に伴う降雪の終了と判定した 1 月 15 日 19 時から雪崩発生までの時間は、リセットされる 48 時間より小さい 39 時間となった。雪崩が発生するまでの低気圧に伴う降雪の積算降雪量は 11.5mm で、雪崩注意の 10mm を超えていたが、雪崩警戒の 20mm は超えていなかった。その後の冬型の気圧配置の降雪 37.7mm がその上に積もり、雪崩警戒の 20mm を超えた合計 49.2mm で雪崩が発生した。図 4-31 によると、栗立山周辺では、雪崩発生の 1 日後には積算降雪量がリセットされ、雪崩発生危険度の色が消えている。

表 4-7 と図 4-32 に示す事例 B-2 の山形県東根市観音寺の雪崩が発生したのは、2015 年 1 月 31 日 23 時 05 分である。1 月 30 日 18 時に注意 (黄色) となり、1 月 31 日 20 時に警戒 (赤色) に変化した。警戒予測時刻と雪崩発生時刻の時間差は-3 時間で、雪崩発生前に警戒となっていた。低気圧に伴う降雪の終了と判定した 1 月 30 日 23 時から雪崩発生までの時間は、リセットされる 48 時間より小さい 24 時間となった。雪崩が発生するまでの低気圧に伴う降雪の積算降雪量は 13.4mm で、雪崩注意の 10mm を超えていたが、雪崩警戒の 20mm は超えていなかった。その後の冬型の気圧配置の降雪 17.3mm がその上に積もり、雪崩警戒の 20mm を超えて合計 30.7mm で雪崩が発生した。図 4-32 によると、観音寺周辺では、雪崩発生の 1 日後には、警戒であることを示す赤色の範囲が狭くなっていることがわかる。

表 4-7 と図 4-33 に示す事例 B-3 の北海道中標津町ソーキップ岳の雪崩が発生したのは、2020 年 3 月 7 日 13 時 30 分である。3 月 5 日 12 時に注意 (黄色) となり、3 月 5 日 15 時に警戒 (赤色) に変化した。警戒予測時刻と雪崩発生時刻の時間差は-46 時間で、雪崩発生前に警戒となっていた。低気圧に伴う降雪の終了と判定した 3 月 6 日 1 時から雪崩発生までの時間は、リセットされる 48 時間より小さい 36 時間となった。雪崩が発生するまでの低気圧に伴う降雪の積算降雪量は 55.7mm で、雪崩注意の 10mm も雪崩警戒の 20mm も超えていた。さらに、その後の冬型の気圧配置の降雪 10.4mm がその上に積もり、合計 66.1mm で雪崩が発生した。事例 B-3 の場合は、低気圧に伴う降雪だけで積算降水量が雪崩警戒の 20mm を超えていたため低気圧に伴う降雪だけで雪崩が発生するパターン A の雪崩となっていたもおかしくなかったが、冬型の気圧配置による降雪によりさらに積雪が不安定となり、スノーモービルによる外的な力が加わり雪崩が誘発されたものと思われる。図 4-33 によると、ソーキップ岳周辺では、雪崩発生の 1 日後には、警戒であることを示す赤色の範囲が狭くなっていることがわかる。

このように検証したパターン B の 3 事例については、低気圧に伴う降雪の後の冬型の気圧配置による降雪が降っているタイミングで発生した表層雪崩の発生前に注意、警戒を表示することができていることが確認された。さらに、事例 B-3 の事例が発生した 2019～20

年冬季に対して、ひと冬連続的に長期的な計算の試行を実施したが、海面校正気圧を低気圧に伴う降雪による表層雪崩発生危険度の判断基準のひとつとして実施した計算の試行（中村ら，2021）で見られたような、低気圧に伴う降雪が過剰になるような判定は見られなかった。

以上のことから、図 4-29 に示した低気圧に伴う降雪によるパターン A 及びパターン B の表層雪崩危険度算定アルゴリズム自体の妥当性を示すことができた。

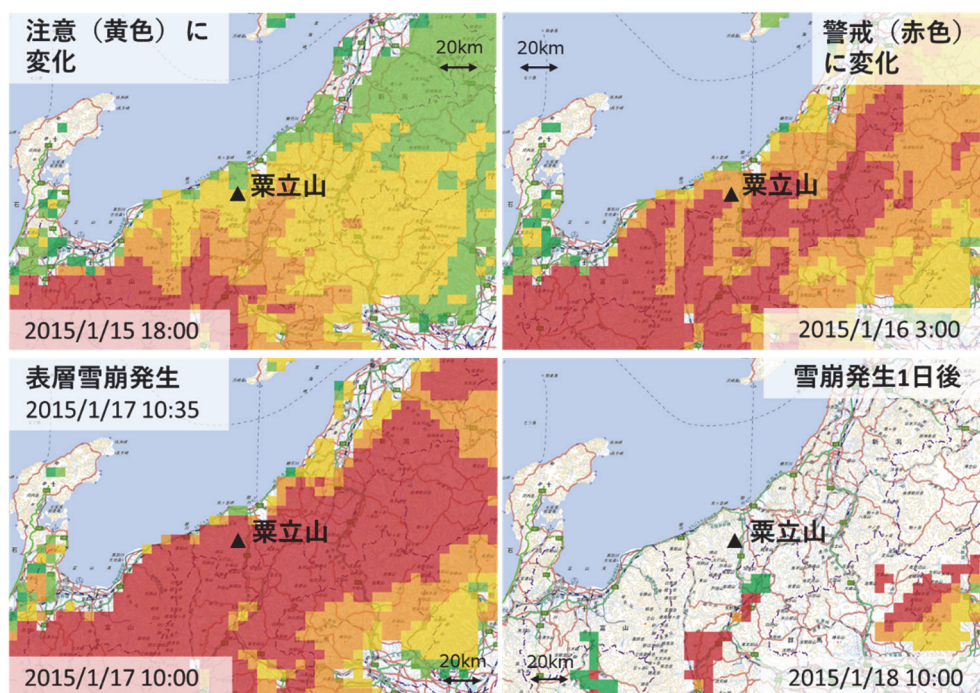


図 4-31 MSM データを用いて算定した事例 No. B-1（新潟県妙高市粟立山）に対する雪崩発生危険度分布（2015 年 1 月 15 日～18 日）（Nakamura, 2022）

*1 図 4-31～図 4-33 は、国土地理院地理院タイルを利用して作成。

*2 以下の判例は図 4-31～図 4-33 に共通。

雪崩発生危険度		
危険度低 ↓ 危険度高	積算降雪量	5 mm未満
	積算降雪量	5 – 10 mm
	注意：積算降雪量	10 – 15 mm
	積算降雪量	15 – 20 mm
	警戒：積算降雪量	20 mm以上

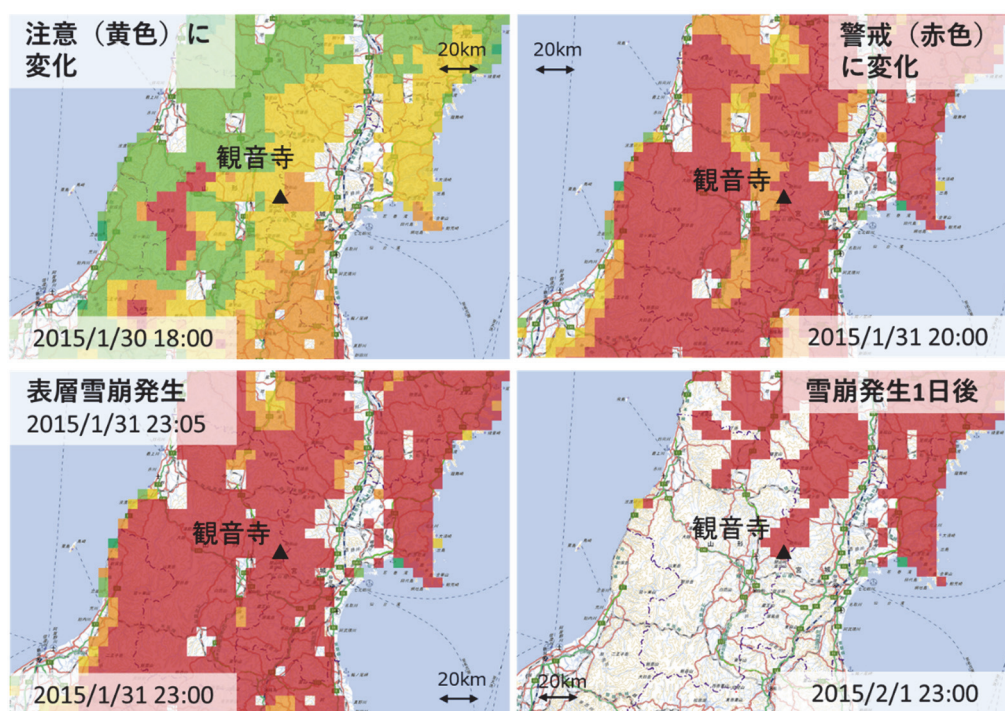


図 4-32 MSM データを用いて算定した事例 No. B-2（山形県東根市観音寺）に対する雪崩発生危険度分布（2015 年 1 月 30 日～2 月 1 日）（Nakamura, 2022）

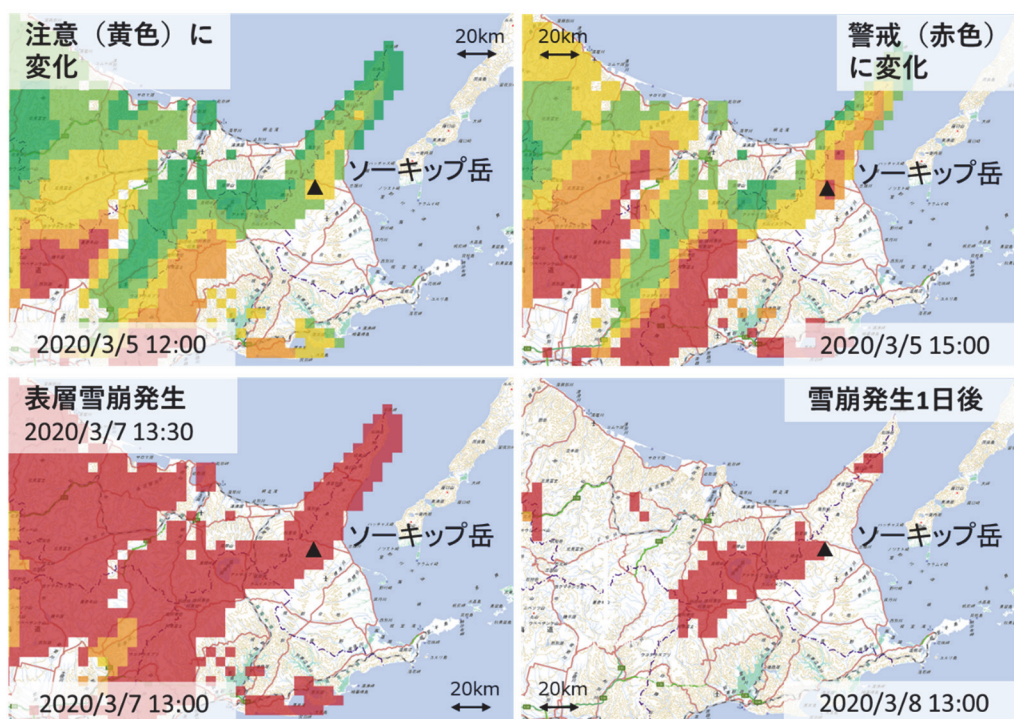


図 4-33 MSM データを用いて算定した事例 No. B-3（北海道中標津町ソーキップ岳）に対する雪崩発生危険度分布（2020 年 3 月 5 日～3 月 8 日）（Nakamura, 2022）

4. 8 パターンA及びBの雪崩に対する予測アルゴリズム開発に対する課題

低気圧が通過した後の冬型の気圧配置の時に表層雪崩が生じたパターンBの典型的な2つの雪崩事例を分析して検討し、パターンAのほかにパターンBの雪崩にも対応した低気圧に伴う降雪による表層雪崩危険度推定アルゴリズムを作成した。

低気圧に伴う降雪の判定では、降雪時の上空の下層風が東寄りの風であるというパターンAの事例で検討した判定基準に加え、降雪時の500hPaの相対湿度が80%を超えているという条件を加えた。この条件を加えることにより、周辺の高い山岳の影響で低気圧接近時でも上空の下層風が東寄りの風にならない場合でも、低気圧に伴う降雪が判定可能となった。

危険度の判定は積算降雪量 (mm) で行い、過去の雪崩の分析結果を反映して、低気圧に伴う降雪のみで雪崩が生じるパターンAでも、低気圧が通過した後の冬型の気圧配置の時に表層雪崩が生じるパターンBでも、20mm以上を警戒（地図上では赤色）、その半分の降雪量である10mm以上を注意（地図上では黄色）など、雪崩発生危険度を合計6段階で表現した。

検証したパターンBの3事例では、表層雪崩発生前に危険度の閾値を超過して警戒を示し、低気圧に伴う降雪によるパターンA及びパターンBの表層雪崩危険度算定アルゴリズム自体の妥当性を示すことができた。

想定される今後の課題を次のようにまとめた。

(1) アルゴリズムの降雪に関わる課題

本稿にまとめたアルゴリズムにより、低気圧に伴う降雪により発生する典型的な表層雪崩（パターンAとパターンB）の発生危険度を算定することが可能になった。今後は、山岳の上昇気流によって発生した雲からの降雪等の局地的な地形性の降雪や、寒冷低気圧など前線がない場合の低気圧構造の違い等の検討が必要になると考えられる。例えば2kmメッシュの気象庁の局地モデル（LFM）を入力値として高解像度化を図り、より小規模な気象現象を再現して雪崩危険度推定アルゴリズムの改良を図ることなどが解決策のひとつとして考えられる。また、構築したアルゴリズムは、降雪粒子の形状と分布を仮定しており、このことが原因となってアルゴリズムの不確実性が生じる可能性がある。また、パターンBの季節風型（冬型の気圧配置）の降雪時に、大陸からの寒気吹き出しの強さや日本付近での風向、地形性水平収束の有無、上空の寒冷渦の状況によっては、対流雲の雲長高度が6kmに達することもある（村上，2021）。さらに、寒冷前線の雲は、後方の寒気が前方の不安定成層をした暖気の下に潜り込み、暖気を持ち上げることによって引き起こされる対流に伴って形成され、発達した対流雲では、雲頂高度は10kmほどに達する場合もある（例えば、村上，2005）。したがって、降雪時の500hPaの相対湿度が80%を超えるという低気圧に伴う降雪の判定条件のひとつに抵触してしまう可能性がある。事例を積み重ねて検証し、条件設定を調整することを可能にしておくことも必要である。

(2) アルゴリズムの積雪に関わる課題

特に強風を伴うパターンBの場合は、吹き溜まりが上載積雪となる場合が想定される。したがって、吹雪による吹き溜まりの考慮が必要になる。また、現時点のアルゴリズムでは、弱層の寿命を48時間と想定して、低気圧に伴う降雪が無ければ積算降雪量をリセットしているが、弱層が丈夫になる過程等、積雪変質過程の高度化が課題として挙げられる。例えば、簡易的な積雪モデルの組み込みや積雪変質モデルSNOWPACK（例えば、Hirashima et al., 2008; 平島, 2014; Lehning et al., 2002a, 2002b）等との統合が考えられる。

降雪粒子の形状の情報と堆積後の降雪粒子の形状による違いによる弱層の形成過程をアルゴリズムに組み込み、降雪から積雪後の変質を連動して再現できるモデルを開発することが最終的な目標と課題となるが、本稿では、第一歩として、低気圧に伴う降雪による表層雪崩危険度の可視化を実現した。

(3) アルゴリズムを用いて生成した情報の活用に関する課題

低気圧に伴う降雪による表層雪崩は、雪崩が発生しやすい傾斜角などの一般的な特徴のほかに、一般的には雪崩が生じにくいと言われる疎林が存在してもすり抜けて流下する事例があるなど、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩特有の地理的な特徴がある。表4-8に、傾斜要因と植生要因の得点表（建設省河川局, 1983）を示す。阿部ら（2018）は、事例No. 8の雪崩が発生した那須岳周辺の地形データおよび森林データが持つ標高・傾斜・地形特徴の情報、及び植生条件を組み合わせ、表4-8の関係に従い傾斜と植生の得点の分布を地図上に可視化した。図4-34に那須岳周辺の傾斜区分評価図を示す（阿部ら, 2018）。また、図4-35に那須岳周辺の植生被覆評価図を示す（阿部ら, 2018）。それぞれの図には、過去の雪崩発生箇所も記載した。このように、雪崩発生に係る要素である傾斜や植生等の特徴をGISレイヤーに反映し、もともとの雪崩の危険性が高い位置情報として、本研究の成果である低気圧に伴う降雪に起因する雪崩危険度分布情報と重ね合わせて表示することで、より具体的な危険斜面を特定した情報の活用が可能になると考えられる。このようなGISシステムを構築した後は、情報を活用する方法を確立するために、リアルタイムで行う試験運用と検証が必要になる。

表 4-8 傾斜要因と植生要因の得点表 （建設省河川局，1983）

要因	階級	データとの対応	得点
傾斜	30° 未満	地形データより傾斜度30° 未満の箇所	4
	30° ～40°	地形データより傾斜度30° 以上40° 未満の箇所	7
	40° 以上	地形データより傾斜度40° 以上の箇所	10
植生	裸地、草地、樹高2m未満の灌木、樹冠疎密度20%未満	森林データより樹高2m未満または被覆率20%未満の箇所を抽出	10
	疎密度20%～100%の低木 または疎密度20%～50%の中木	低木条件(森林データより樹高2m以上4m未満かつ被覆率20%以上)または中木条件(森林データより樹高4m以上8m未満かつ被覆率20%以上50%未満)を満たす箇所	9
	疎密度50%～100%の中木 または疎密度20%～50%の高木	中木条件(森林データより樹高4m以上8m未満かつ被覆率50%以上)または高木条件(森林データより樹高8m以上かつ被覆率20%以上50%未満)を満たす箇所	7
	疎密度50%～100%の高木	高木条件(森林データより樹高8m以上かつ被覆率50%以上)を満たす箇所	4

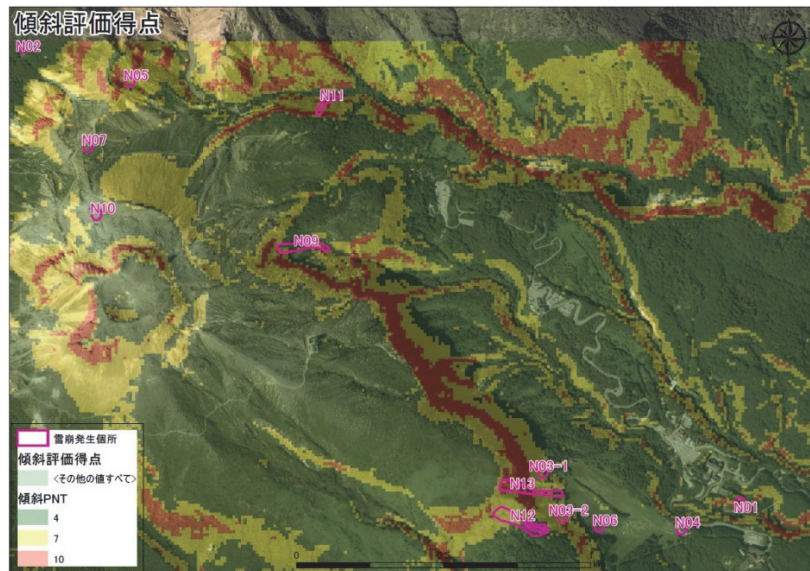


図 4-34 那須岳周辺の傾斜区分評価図（阿部ら，2018）

- *1 ピンク色の囲みは過去の雪崩発生箇所を示す（図 4-35 も同様）。
- *2 傾斜区分は、国土地理院の数値標高モデル (DEM) 5m メッシュデータを利用し、数値標高モデル (DEM) の標高に基づき、GIS を用いて 3×3 メッシュ間の変化率を計算して各メッシュの傾斜角を算出し、建設省河川局 (1983) の傾斜角の区分を用いて点数化した。

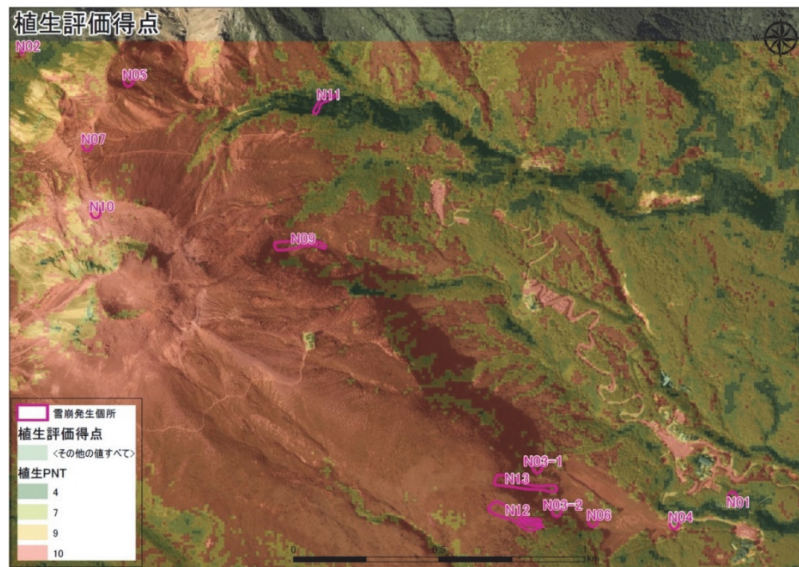


図 4-35 那須岳周辺の植生被覆評価図（阿部ら，2018）

* 数値標高モデル (DEM) 5m メッシュデータと AW3D 高精細版地形データ (DSM) 表層高モデルとの差分で樹木の高さ (2, 4, 8m) を算定し、各樹高区分において、処理対象から半径 10m の円内に含まれる植生に該当する面積を算出し、円の面積から割り戻すことで被覆率を推定して、建設省河川局 (1983) の被覆率の区分を用いて点数化した。

4. 4 節のパターンAの雪崩発生危険度予測アルゴリズムの課題にも示したが、構築したアルゴリズムは、降雪粒子の形状を仮定しており、積雪の変質の物理モデルを組み込んでいないため、アルゴリズムの降雪と積雪の課題による不確実性が、表層雪崩の発生危険度を決定する際の誤差の原因となる。また、MSMの予測値 (3時間毎に更新) そのものを用いた表層雪崩発生危険度の実証試験においては、今後、事例を積み重ねて、気象要素の予測の量的な不確実性の結果生じる雪崩発生危険度の不確実性の確認も必要になる。

入力値となる気象予測モデルによる数値予報の誤差 (不確実性) は、数値予報モデルが完全でないことや観測誤差の存在などから不可避なものである。また、当然、先の時間の予測値の方が不確実性は大きくなる。気象要素の入力値として、不確実性を考慮したアンサンブル予測値を用いて低気圧に伴う降雪量の予測の幅を確認し、情報の閾値を越えるタイミングの幅を持った表示について検討することも課題のひとつと認識できる。

図4-36に、事例No. 8那須岳雪崩発生地点該当のメッシュにおける2016/17年冬季 (2016年12月～2017年3月) の積算降雪量 (mm) の変化を示す。事例No. 8那須岳雪崩発生地点は、低気圧と冬型の気圧配置の両方の降雪に起因する雪崩が起こる可能性がある。図中に、事例No. 8の雪崩発生日時である2017年3月27日8時43分を記載した。図4-36には、図4-29に示した低気圧に伴う降雪に起因するパターンAとパターンBの表層雪崩危険度の算定アルゴリズムで算定し、表層雪崩危険度を判定するために用いる積算降雪量 (mm) を示した。低気圧に伴う降雪の積算降雪量を低気圧型積算降雪量として示し、それ以外の冬型の気圧配置に伴う

降雪の積算降雪量を季節風型積算降雪量、低気圧型積算降雪量と季節風型積算降雪量の合計を積算降雪量合計として示した。同様に、図4-37に事例No. 8那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける2017/18冬季（2017年12月～2018年3月）の積算降雪量（mm）の変化を、図4-38に事例No. 8那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける2018/19冬季（2018年12月～2019年3月）の積算降雪量（mm）の変化を、図4-39に事例No. 8那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける2019/20冬季（2019年12月～2020年3月）の積算降雪量（mm）の変化を示す。

図4-36に示した2016/17冬季（2016年12月～2017年3月）の積算降雪量（mm）の変化からは、パターンAの雪崩に該当する低気圧型の積算降雪量が雪崩発生危険度の警戒閾値20mmを超えた回数が2回あったことがわかる。同様に、パターンBに該当する季節風型の積算降雪量が増加することで雪崩発生危険度の警戒閾値20mmを超えた回数が4回あったことがわかる。このように警戒閾値の超過回数を冬季毎にまとめて、表4-8に、事例No. 8那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける2016/17、2017/18、2018/19、2019/20冬季の雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）超過回数を示す。2016/17冬季であれば、パターンAとパターンBの雪崩に対する雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）超過の算定は6回あったが、雪崩を認識できたのは、No. 8の雪崩事例だけである。算定地域は5kmメッシュであり、その中で雪崩が発生しているかどうかを全て確認できるわけではない。表4-8によれば、2017/18冬季であれば、パターンAに該当する雪崩発生危険度の警戒閾値超過が3回、パターンBに該当する雪崩発生危険度の警戒閾値超過が1回、2018/19冬季であれば、パターンAに該当する雪崩発生危険度の警戒閾値超過が2回、2019/20冬季であれば、パターンAに該当する雪崩発生危険度の警戒閾値超過が1回、パターンBに該当する雪崩発生危険度の警戒閾値超過が1回であった。図4-38の警戒閾値を超えている期間の2019年3月5日7時55分（3月5日8時の積算降雪量合計は25.6mm）に、図1-24に示す事例No. 8の斜面に隣接する斜面から発生してスキー場のゲレンデ方向に流れた面発生表層雪崩（図1-24に示す別の雪崩の痕跡と同じエリア）が、那須温泉ファミリースキー場内に設置されたカメラで撮影されていたが、定常的に該当する5kmメッシュ内の雪崩を検知することは難しい。

低気圧に伴う降雪に起因する雪崩発生危険度の量的な検証を行うためには、各地の実際の雪の状態や発生した表層雪崩の観測データも必要になる。しかし、前述のように現在は雪崩発生の全てを検知出来ている訳ではない。雪崩発生情報と積雪や気象の両方の観測データがそろった観測点での検証のために、いくつかの観測サイトと協力者が不可欠である。サイトの協力者に雪崩発生危険度情報を提供し、現地からの雪崩発生記録や降積雪、気象データのフィードバックを得ることで、低気圧に伴う降雪に起因する雪崩発生予測アルゴリズム改良につながる情報の循環ができると考える。また、悪天候時の運用等の課題はあるが、カメラによる監視のほか、無人航空機や衛星画像等を利用した雪崩発生検知の技術を開発し、広域の雪崩監視体制を構築することで、山岳ユーザーへの現地の雪崩情報の提供だけではなく、効率的かつ効果的な低気圧に伴う降雪に起因する雪崩発生危険度予測アルゴリズムの検証にもつながると考えられる。

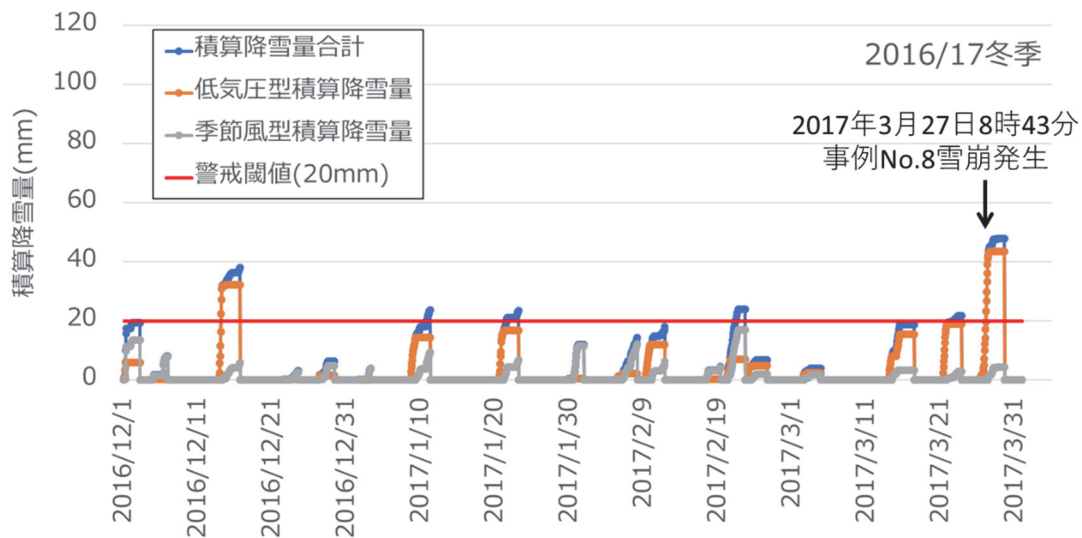


図 4-36 事例 No. 8 那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける
2016/17 冬季（2016 年 12 月～2017 年 3 月）の積算降雪量（mm）の変化

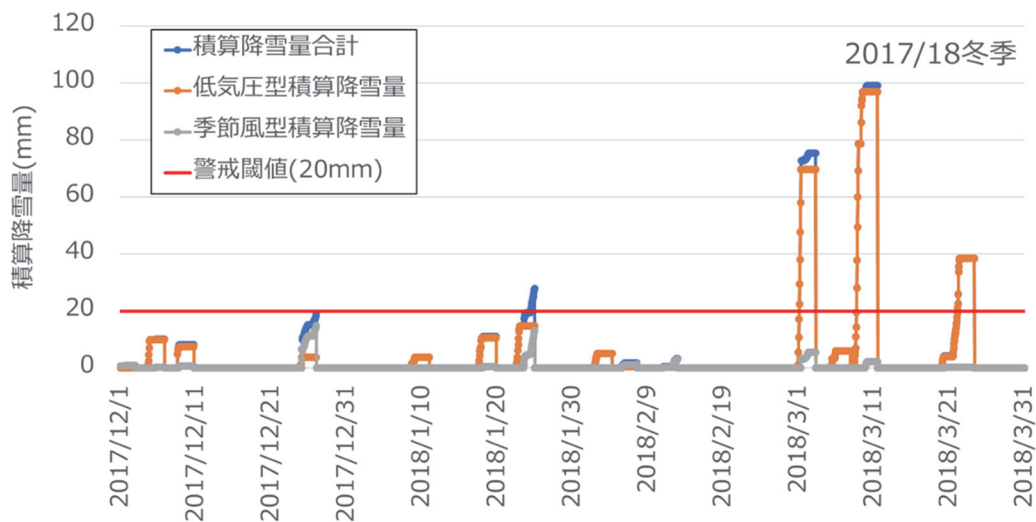


図 4-37 事例 No. 8 那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける
2017/18 冬季（2017 年 12 月～2018 年 3 月）の積算降雪量（mm）の変化

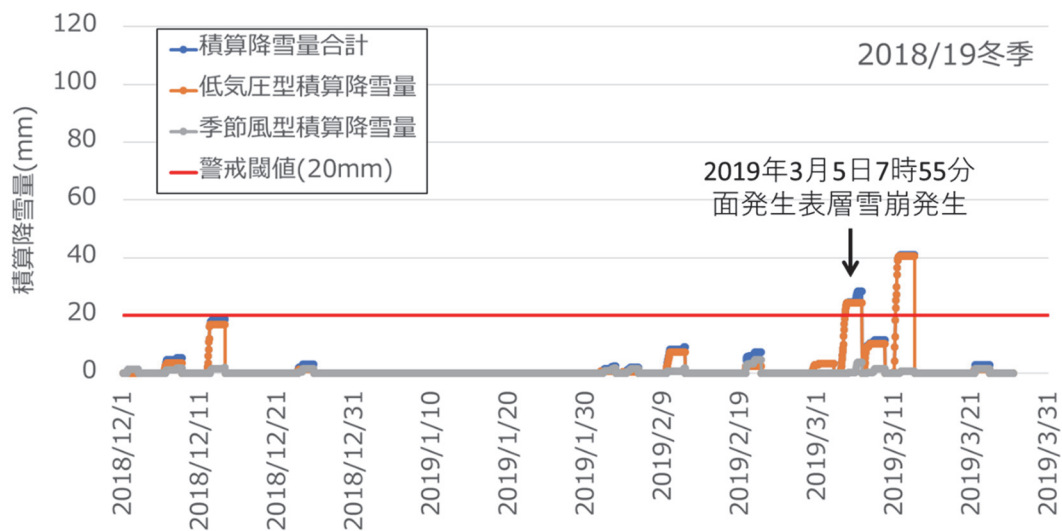


図 4-38 事例 No. 8 那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける
2018/19 冬季（2018 年 12 月～2019 年 3 月）の積算降雪量（mm）の変化

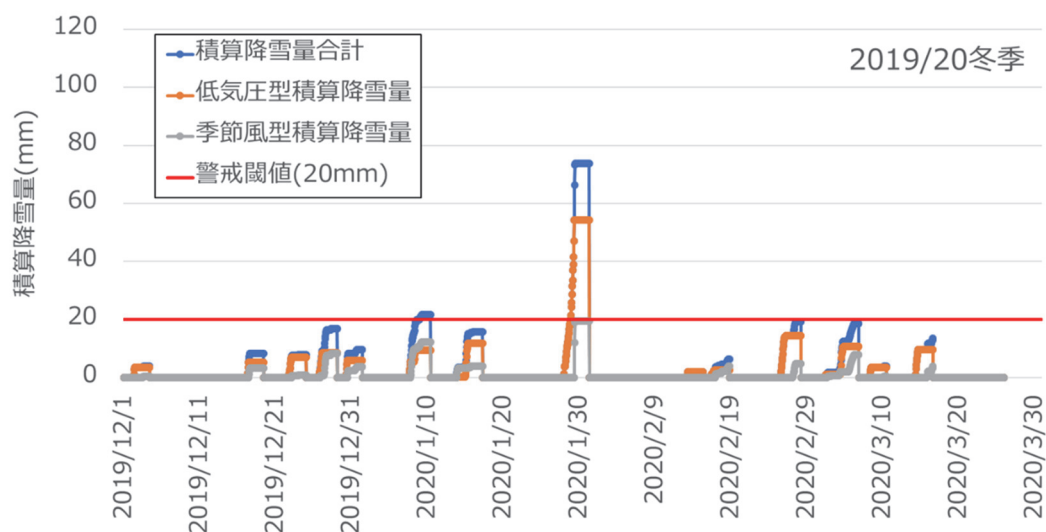


図 4-39 事例 No. 8 那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける
2019/20 冬季（2019 年 12 月～2020 年 3 月）の積算降雪量（mm）の変化

表 4-8 事例 No. 8 那須岳雪崩発生地点該当メッシュにおける
2016/17、2017/18、2018/19、2019/20 冬季の雪崩発生危険度の警戒閾値（20mm）超過回数

冬季	パターンA 雪崩発生危険度 警戒閾値超過回数	パターンB 雪崩発生危険度 警戒閾値超過回数	合計 雪崩発生危険度 警戒閾値超過回数
2016/17冬季	2	4	6
2017/18冬季	3	1	4
2018/19冬季	2	0	2
2019/20冬季	1	1	2

第 5 章 予測情報発信システムの構築と実証

第5章 予測情報発信システムの構築と実証

5. 1 実証試験システムの構築

第4章で検討したアルゴリズムを用いて、MSMの予測値を入力値として低気圧に伴う降雪による表層雪崩発生危険度（積算降雪量）を1時間毎に39時間先まで予測計算し、3時間毎にwebページ予測情報を更新する実証試験用システムを構築した。MSMデータを格納するデータベース、雪崩発生危険度計算用サーバー、及び雪崩発生危険度情報表示用サーバーから構成される。

計算用サーバーでは、データベースからデータを取得し、雪崩発生危険度予測結果の表示用画像やGIS情報を有するkmlファイルを作成して、表示用サーバーに送信した。また、表示用サーバーでは、所定の場所に保存された画像やGIS情報の表示に使用するkmlファイルを参照して、webページに5kmメッシュの雪崩発生危険度予測の分布や、雪崩発生危険度予測の計算に使用した気象要素のMSM予測値を表示した。図5-1に、実証試験用Webページを示す。

データ取得、データ処理システム部で作成された気象要素などのマップデータを地図に重ねた情報を以下の2つ要件も踏まえて、Web（インターネットのブラウザ）上で表示した。

- 要件1) 気象要素及び雪崩発生危険度のメッシュ情報と地図（国土地理院2万5000分の1マップなど）との重ね合わせ
- 要件2) 気象要素及び雪崩発生危険度マップに対応するカレンダー表示による表示日時の選択



図 5-1 実証試験用 Web ページ

構築した実証試験用システムの概要は、以下の通りである。

(1) 予測要素

次節以降に示すアンケートを用いた雪崩発生危険度予測情報の実証試験を実施した 2018 年時点の予測要素は、以下の通りである。

低気圧に伴う降雪で弱層が形成され、その後同じ低気圧からの降雪で上載積雪が形成されて表層雪崩が発生するパターン A の表層雪崩発生危険度について、図 4-3 に示すパターン A の算定アルゴリズムを用いて算定した。低気圧に伴う降雪で弱層が形成され、弱層となる積雪層の上に同じ低気圧に伴う降雪が積もり、さらに低気圧が通過した後の冬型の気圧配置による降雪で上載積雪が形成されて表層雪崩が発生するパターン B の雪崩は対象としていない。次節以降で検討する実証試験は、パターン A やパターン B に対する表層雪崩発生危険度予測アルゴリズムの技術的な内容の検討ではなく、予測情報の効果や情報設計上の課題を明らかにするため実施した。したがって、2018 年当時の実証試験システムには、予測要素としてパターン B の雪崩に対する発生危険度は含まれていないが、雪崩発生危険度予測情報の効果や情報設計上の課題を明らかにするという目的に対する議論は十分可能である。なお、2022 年以降は、図 4-29 に示す低気圧に伴う降雪に起因するパターン A とパターン B の表層雪崩発生危険度の算定アルゴリズムを用いて、パターン B にも対応可能な実証試験用システムを構築し、試験的な運用を実施している。

(2) 予測時間と時間ステップ

39 時間先まで 1 時間ステップで雪崩発生危険度（積算降雪量）算定する。予測時間と時間ステップは、入力値となる気象モデルの仕様による。本実証試験の場合は MSM の予測値を入力値としているため、39 時間先までの 1 時間ステップの情報である。

(3) 更新時間

入力値となる気象モデルの仕様に依存し、本実証試験の場合は MSM の予測値を入力値としているため、3 時間毎に新たな入力値で危険度が算定され、表示情報が更新される。

(4) 雪崩発生危険度の算定方法

図 4-3 に示したとおり、傾斜角 30 度以上の斜面が存在するメッシュについて、上空の風、気温、降水量等を入力値として低気圧に伴う降雪を判別し、低気圧に伴う降雪量の積算値を危険度として算定している。過去の雪崩事例の分析により積算値の閾値を設け、注意、警戒など 5 段階の色分けと危険なしの無色で表示する。

(5) 雪崩発生危険度の表現方法

メッシュ毎に雪崩発生危険度を算定して、色で危険度を表現し、地図と重ねて GIS 表示する。なお、メッシュのサイズは、入力値となる気象モデルの仕様に依存する。本実証試験の場合は MSM の予測値を入力値としているため、約 5km 格子である。

(6) 情報提供方法

ID、パスワードで管理した PC の Web 画面情報として、パソコン用として提供する。スマートフォン用の画面設計をしていないため、スマートフォンでは閲覧できない。

5. 2 雪崩発生危険度予測情報実証試験

予測情報の効果や情報設計上の課題を明らかにするため、構築した実証試験用システムを用いて、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報提供の実証試験を行った。雪崩発生危険度予測情報の活用が想定される主なユーザーとしては、バックカントリースキヤー（スノーボーダー）や登山者等の山岳ユーザーと、スキー場管理や道路管理等山岳地域に存在するインフラ管理者が考えられる。さらに、情報が実装された場合、ユーザーに予測情報を提供することが想定される気象予報事業者等が重要な役割を果たす。本研究では、近年雪崩遭難事例がクローズアップされているバックカントリーや登山等の山岳ユーザーに対する実証試験を行った。このような実証試験の内容は、情報の提供側になることが想定される気象予報事業者にとっても、情報提供を行う際の留意点や課題が明確になり、有用であると考えられる。

2. 4 節に示した方法で、2018 年 1 月～4 月に実際に山岳ガイドや研究者等の 26 名に対して、ID、パスワードで管理した Web 画面の予測情報を提供し、試験的に情報を閲覧していただいた。情報提供期間終了後にアンケートを実施した。アンケートへの回答者は全 26 名のうち 21 名であった。参加者には、Web 情報閲覧の方法とともに、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の発生メカニズムを解説したマニュアルを配布して、実証試験に協力していただいた。なお、標本数が多くはないため、統計的な結果の解釈には注意が必要であるが、意見等も参考にした内容の検討には有効であると判断した。

5. 2. 1 実証試験参加者の属性

図 5-2 にアンケート対象者の属性を示す。山岳ガイドが 10%（2 名）、山岳救助隊・山岳防災活動従事者が 14%（3 名）、高校等の山岳部顧問が 29%（6 名）、登山愛好家が 14%（3 名）、研究者が 33%（7 名）であった。

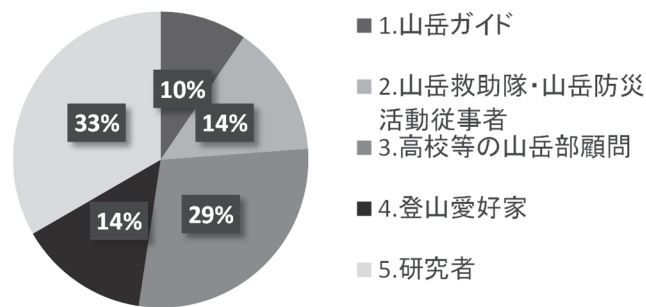


図 5-2 アンケート対象者の属性

5. 2. 2 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生を理解

低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生について、アンケートで 3 問の質問を実施した。

Q.1「実証試験に参加する前に低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩を知っていたか」への回答は、「1. 詳しく知っていた、2. 知っていた、3. 少し知っていた、4. 知らなかった」の 4 つからの選択であった。

Q.2「情報の利用で、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩への理解が深まったか」に対する回答は、「1. 深まった、2. 変わらなかった、3. その他」の 3 つからの選択であった。

Q3.「低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩に対する普及啓発は必要だと思うか」に対する回答は、「1. 必要、2. どちらかと言えば必要、3. どちらかと言えば不要、4. 不要、5. その他」の 5 つからの選択であった。

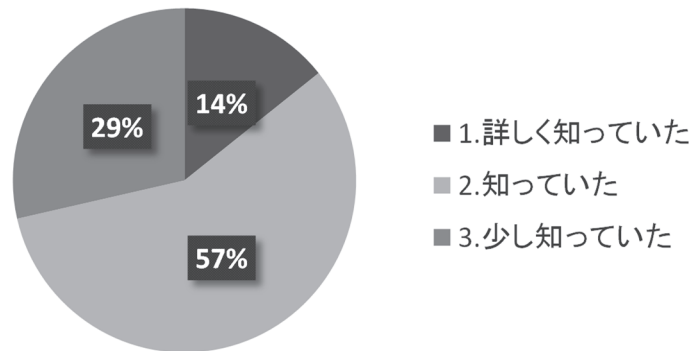
図 5-3 に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生に関する設問 Q.1～3 に対するアンケート結果を示す。

Q.1 の回答より、対象者全員が山岳に関わっており、山岳ガイドや研究者が多いため、程度の差はあるが、全員が実証試験に参加する前から低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生について知っていることが確認できた。

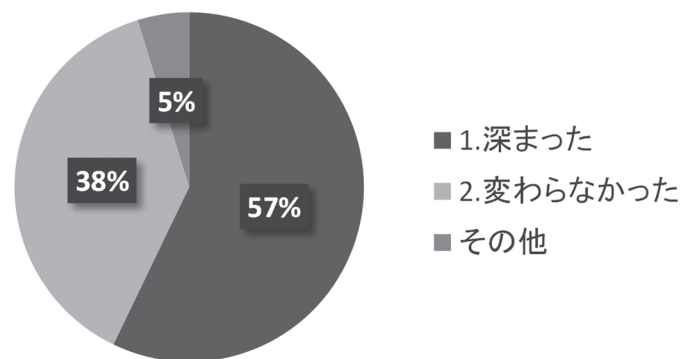
Q.2 の回答では、過半数以上の 57% が、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩について理解が深まったという結果であった。低気圧の位置関係など気象情報との比較により、どのような気象条件時に危険度が高まるか把握できたことが、理解が深まった原因だと推察される。その他の 5% (1 名) は、それほど情報を使わなかったため、その他を選択していた。

Q.3 の回答より、全員が低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩に対する普及啓発の必要性を感じていることがわかった。

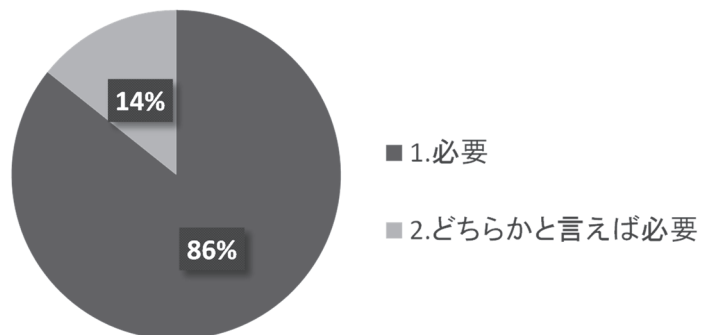
以上より、雪崩発生危険度を可視化することにより、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩危険度のメカニズムの理解が進むと考えられる。さらに、メッシュで示された雪崩発生危険度分布と地図を重ね合わせた GIS 情報となっているため、低気圧の位置関係等の気象条件と地理的な比較が可能になり、危険度が高い時の気象パターンの理解が進んだものと思われる。



Q. 1 「実証試験に参加する前に低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩を知っていたか」



Q. 2 「情報の利用で、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩への理解が深まったか」



Q. 3 「低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩に対する普及啓発は必要だと思うか」

図 5-3 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生に関する設問 Q. 1～Q. 3 に対するアンケート結果

5. 2. 3 予測システムの仕様に関する設問と回答

実証試験用の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測システムの設計仕様について、アンケートで5問の質問を実施した。

Q.4「低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報は有用だったか」に対する回答は、「1.有用、2.どちらかと言えば有用、3.どちらかと言えば有用でない、4.有用でない、5その他」の5つからの選択であった。

Q.5「「予測時間（39時間先まで予測）について」に対する回答は、「1.とても短い、2.短い、3.適切、4.長い、5.とても長い、6.その他」の6つからの選択であった。

Q.6「「情報更新頻度（3時間ごとに更新）について」に対する回答は、「1.とても短い、2.短い、3.適切、4.長い、5.とても長い、6.その他」の6つからの選択であった。

Q.7「情報の細かさ（5km四方ごとに予測）について」に対する回答は、「1.とても細かい、2.細かい、3.適切、4.粗い、5.とても粗い、6.その他」の6つからの選択であった。

Q.8「5段階の危険度の表現について」に対する回答は、「1.適切、2.どちらかと言えば適切、3.どちらかと言えば適切でない、4.適切でない、5.その他」の5つからの選択であった。

図5-4に、情報の仕様に関わる設問Q.4～8に対するアンケート結果を示す。

Q.4の回答より、有用とどちらかと言えば有用で90%に達しており、役に立つと感じた割合が大きいことがわかった。どちらかと言えば有用ではないと回答した10%は、スマートフォンでの提供を望んだ2名であった。

Q.5に対しては、76%が予測時間は適切であると回答した。予測時間が短いと回答した24%（5名）のうちの1名からは、「山岳防災の観点から、もっと早期に南岸低気圧による降雪の可能性についての情報がほしい。」というコメントをいただいた。

Q.6に対しては、90%が3時間毎の情報更新頻度が適切と回答した。更新頻度が少ないという10%（2名）は、少なくとも1時間毎に更新することを望んだものと思われる。

Q.7に対しては、66%が5kmメッシュの情報が適切か十分細かいと回答した。29%が5kmメッシュでは粗いという回答であり、その他の5%（1名）からは、「今後進歩すると予想される情報リソースの拡充に合わせて高密度な情報になっていくことを期待する。」というコメントをいただいた。

Q.8に対しては、全員が5段階の危険度の表現が適切、あるいは、どちらかと言えば適切であると回答した。

情報の仕様についてまとめると、情報は有用であり、予測時間の長さ、更新頻度、情報の細かさ、危険度の表現については、概ね現在の内容で満足していることがわかった。ただし、使い方によっては、さらに長い時間の予測情報や、さらに更新頻度が短く、空間分解能が高い情報へのニーズがあることが示された。

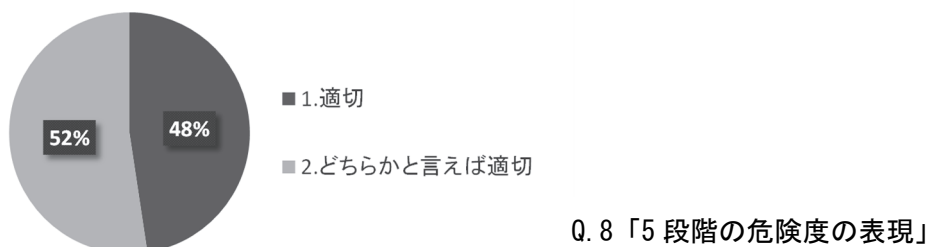
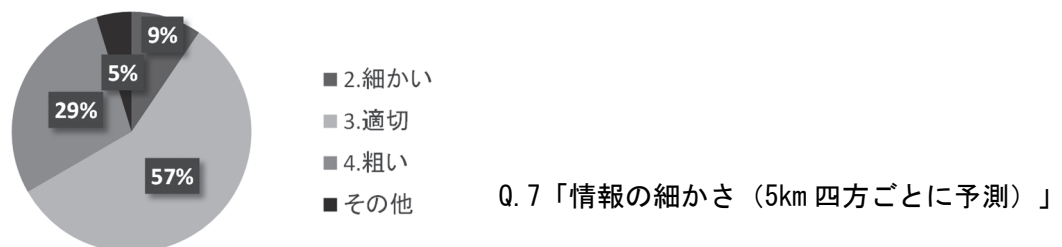
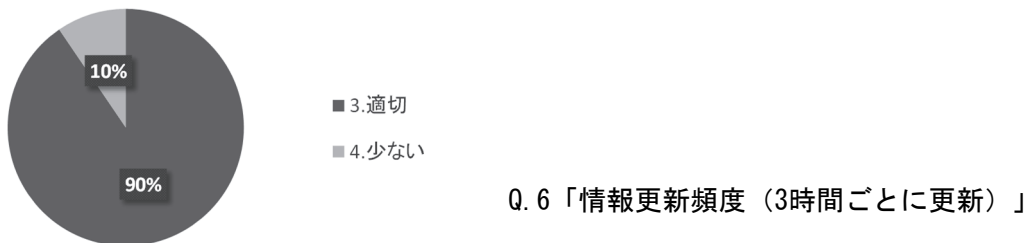
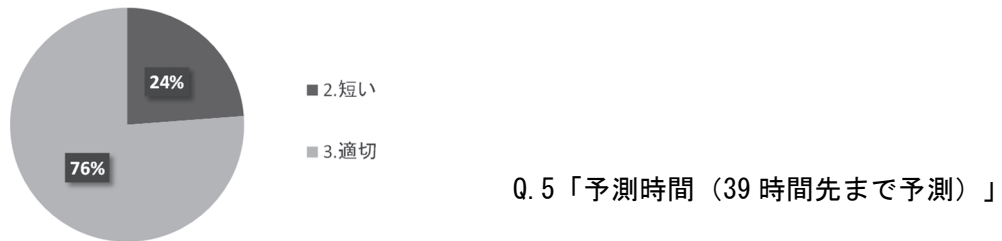
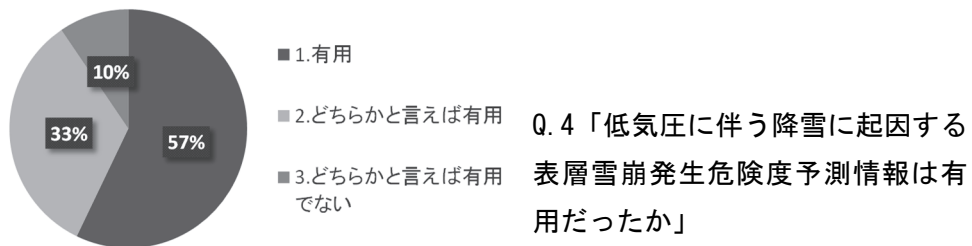


図 5-4 情報の仕様に関わる設問 Q. 4～Q. 8 に対するアンケート結果

実証試験用の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測システムの入力データとなるMSM自体が3時間更新で、基本は39時間先までの予測、地上5kmメッシュ（緯度0.05度×経度0.0625度）の計算格子間隔なので、MSMを入力値として使うならば更新頻度を短くすることや、長時間の予測、あるいはさらに細かいメッシュ単位での計算は不可能である。ただし、2019年3月から、MSMの00UTC、12UTC初期値の予測に限り、51時間先までの予測計算を行うように延長された。さらに、2022年6月から、同様にMSMの00UTC、12UTC初期値の予測に限り、78時間先までの予測計算を行うように延長された。そのため、2022年6月時点では、MSMの1日8回の更新のうちの2回は78時間先までの予測を使うことができるようになった（気象庁情報基盤部，2023；気象業務支援センターa）。

気象庁全球モデル（GSM）の値を入力値として用いると、さらに長時間の雪崩発生危険度の予測計算が可能になる。計算の格子間隔はMSMよりも粗い地上約20km（緯度0.2度×経度0.25度）で、6時間ステップの予測、6時間毎に1日4回（初期時刻：00、06、12、18UTC）の更新頻度となるが、MSMよりも長い132時間先までの予測計算を行う。なお、2020年12月から、1日4回の更新のうちの2回は264時間先までの予測計算を実施している。さらに、2023年3月から、格子間隔地上約13kmメッシュ（緯度0.1度×経度0.125度）に高解像度化した全球数値予報モデルGPV（日本域）が配信開始された（気象庁情報基盤部，2023；気象業務支援センターb）。

また、更新頻度を上げ、計算の格子間隔を細かくすることに対する解決策のひとつとしては、直近の時間帯について、別な局地気象モデルの予測値を入力値として使う方法が考えられる。例えば、気象庁局地数値予報モデル（LFM）は、2019年3月から、計算格子間隔は地上2km（緯度0.020度×経度0.025度）、1日24回更新で、10時間先まで、地上では30分ステップの予測計算を行っている。したがって、地上の場合、2kmメッシュで10時間先まで30分間隔の予測値が得られる（気象庁情報基盤部，2023；気象業務支援センターc）。

いずれにせよ、GSM、LFMなど、MSM以外の気象モデルを低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の計算の入力値にする場合は、例えば異なる計算格子間隔、計算時間ステップのデータを入力値として扱うための工夫や、計算結果の検証を行う必要がある。

5. 2. 4 予測情報の提供方法に関する設問と回答

実証試験用の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報の提供方法について、アンケートで2問の質問を実施した。

Q.9「提供方法（HPにて提供）」に対する回答は、「1. 良かった、2. どちらかと言えば良かった、3. どちらかと言えば良くなかった、4. 良くなかった、5. その他」の5つからの選択であった。

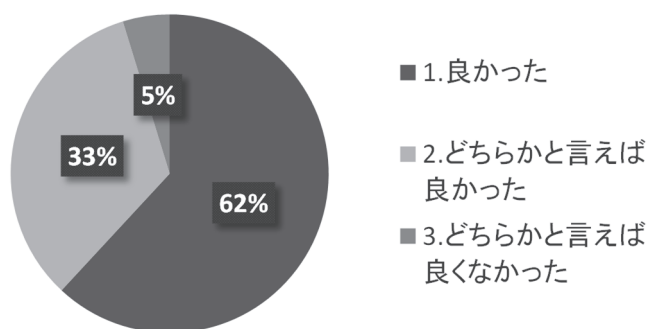
Q.10「他のメディアでの提供を望みますか」への回答は、「1. 強く望む、2. 望む、3. 望まない、4. その他」の4つからの選択であった。

図5-5に、情報提供に関わる設問Q.9とQ.10に対するアンケート結果を示す。

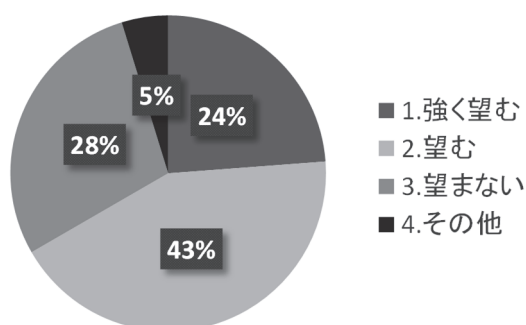
Q.9の回答では、良かったと、どちらかと言えば良かったという肯定的な意見を合計すると95%という結果になった。どちらかと言えばよくなかったを選択した5%（1名）は、スマートフォンでの提供を希望していた。

Q.10の回答では、他のメディアでの提供を「強く望む」、または「望む」を合計すると70%となった。他のメディアでの提供を「望まない」を選択した割合は、30%であった。他のメディアでの提供を「強く望む」と「望む」を選択した対象者から、「多くの登山者はスマートフォンで情報収集しているため、対応するアプリケーションがあると良いと思う。」というコメントが複数あった。

一方、その他として、メディアを問わず、「広く拡散するためには、利用上の注意を明記する必要がある」という意見があった。その理由として、「積雪状況は日射、斜面の向き、表層の状況などによって同じエリア内でも場所によって大きく異なってくる。従って、雪崩はデータを使った予測よりも、現場での観察力がより重要である。そのため、単純に、雪崩リスクが低い予想が出ていれば安心だと思われるようなサービスは危険だと思う。」というコメントをいただいた。この内容はとても重要な視点を含んでいる。この部分に関わる雪崩発生危険度予測情報の位置付けと活用についての考察を5.3節で行う。



Q.9「提供方法（HPにて提供）」



Q.10「他のメディアでの提供を望むか」

図 5-5 情報提供に関わる設問 Q.9 と Q.10 に対するアンケート結果

5. 2. 5 予測情報の活用とその他のコメント

図 5-6 に情報の活用に関わる設問 Q. 11 に対するアンケート結果を示す。回答は文章でいただき、集計して 5 つのカテゴリに分類した。

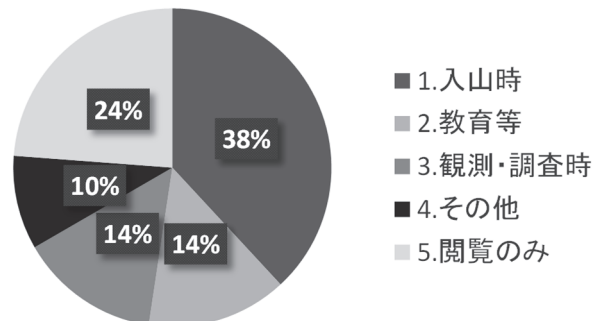
「1. 入山時の活用法」に対する回答は、入山前、入山時、スキー（またはスノーボード）滑走前に活用するということであった。「2. 教育等」に対する回答は、情報の活用法指導の場面や、南岸低気圧が通過する時の雪崩リスクを登山者に教える時に情報を活用したいとのことであった。「3. 観測・調査時」に対する回答は、研究者や山岳ガイドが、実際に雪の調査を行う際の参考にしたとのことであった。「4. その他」に対する回答は、自分で考えた予想と提供された予測情報との比較や、積雪状況の実況監視のためであった。「5. 閲覧のみ」に対する回答は、入山や調査などの行動には結びつけず、情報を閲覧するだけの利用を行ったとのことであった。

留意点として、実際に情報を活用する際には、様々な弱層が表層雪崩の原因となり得るが、提供された情報は、その中のひとつの低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の危険度の予測であることを強調する必要があるというコメントがあった。また、積雪内に残存するやや古い降雪結晶起源の弱層にも注意喚起が必要ではないかというコメントがあった。

また、実証試験全体に対して、以下のようなコメントをいただいた。

- このような予測システムが開始されたのは画期的だと思う。これから完成度が高くなることや、他の弱層にも対応した予測システムになることを期待する。
- 次の冬の実証試験では、もう少し検証用の観測データを蓄積したい。
- 低気圧に起因する降雪に起因する表層雪崩の注意を喚起するには有益と考える。今後、よりよい方向となるように、意見交換等させて頂きたい。
- 雪崩発生危険度予測情報が存在すること自体が低気圧に伴う降雪に起因する雪崩の啓発にはなるかもしれないが、この予測情報は、むしろ事前に危険性を具体的に感じて、行動や活動を中止したり、変更したりするといった、より重要な意義を持っていると思う。引き続き開発に取り組んでいただきたい。

いずれも、次章で考察する情報の使い方に関わる有益なコメントである。



Q. 11 「情報の活用目的（活用シーン）」

図 5-6 情報の活用に関わる設問 Q. 11 に対するアンケート結果

5. 3 山岳ユーザーにおける雪崩発生危険度予測情報の位置付けの考察

実証試験では、5. 2. 5節で示したように、入山時の活用が最も多く、行動を決定するための情報のひとつとして使われたことが示唆される。また、「この予測情報は、むしろ事前に危険性を具体的に感じて、行動や活動を中止したり、変更したりする」というコメントからも、期待が寄せられている。また、5. 2. 4節では、「広く拡散するためには、利用上の注意を明記する必要がある。」というコメントがあった。その理由は、「積雪状況はエリア内でも場所によって大きく異なってくる。従って、雪崩はデータを使った予測よりも、現場での観察力がより重要である。そのため、雪崩リスクが低い予想が出ていれば安心だと思われるのは危険である。」ということであった。このコメントからは、提供する5kmメッシュの雪崩危険度予測情報のスケールと、実際の山岳の微地形による斜面の積雪の状態のスケールの違いの課題が認識される。

これらの調査結果を踏まえ、本節では、山岳ユーザーにおける雪崩発生危険度予測情報の位置付けと、スケールに留意した情報の活用方法について考察する。

5. 3. 1 山岳ユーザーにおける雪崩発生危険度予測情報の位置付け

図 5-7 に、雪崩リスクの要素 (Statham, 2008)を示す。Statham (2008) によれば、雪崩のリスク (Avalanche Risk) には、通常、雪崩斜面の持つ危険性である雪崩ハザード (Avalanche hazard) と、危険な斜面での滞在時間や場所、すなわち曝露 (Exposure)、および雪崩に遭った際の被害に対する耐性の弱さ、すなわち脆弱性 (Vulnerability) の3つの要素が関係する。

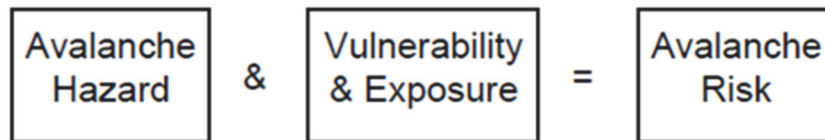


図 5-7 雪崩リスクの要素 (Statham, 2008)

山岳ユーザーが、雪崩の発生が想定される山岳で行動する場合、この3つの要素をマネジメントすることが必要である。つまり、雪崩の危険を推測し (雪崩ハザード)、雪崩に遭わない行動をし (曝露)、雪崩に遭遇した際に被害を小さくする (脆弱性) という雪崩リスク低減のためのマネジメントが必要になる。

雪崩のハザードは、式 (1) に示すように、雪崩を誘発する確率と、起こりうる雪崩のサイズを掛け合わせたものとして表現される (Statham, 2008)。

$$[AVALANCHE HAZARD] = [Likelihood of triggering] \times [Destructive size] \quad (1)$$

つまり、雪崩ハザードを評価するには、雪崩が起きたらどれくらいの規模の雪崩になるかという指標だけではなく、不安定な積雪がどれくらい雪崩を起こりやすくしているかという指標も必要になる。実装した雪崩発生危険度予測システムによる雪崩発生危険度予測情報は、低気圧による広域の積雪の不安定を表しているため、不安定な積雪の指標のひとつとして雪崩ハザードの評価に用いることができる。

一方、雪崩リスクに関わる曝露は、意思決定により選択され、行動により決定される。したがって、安全な行動の選択（斜面の選択、斜面の中のルートを選択）、曝露時間の短縮など、能動的なリスクマネジメントが可能である。雪崩リスクを構成する曝露におけるリスクマネジメントにおいては、危険を回避する行動とそのための意思決定が重要である。図 5-8 に、山岳ユーザーの雪崩リスクマネジメントにおける意思決定機構（Decision Making Framework; DMF）を示す（榊原, 2015, 2017）。

山岳ユーザーの意思決定（Decision Making）は、行動における複数の選択肢の中から、自分の行動として最適な選択を決定することである。期待する利益に見合う許容可能なリスクの水準、すなわち、リスクの目標水準と、行動によって引き起こされることが推測されるリスクを合わせて検討することにより、リスクの目標水準に適合した複数の行動の選択肢を抽出し、その選択肢の中から行動を決定する。

したがって、本稿で実証した雪崩発生危険度予測システムによる雪崩発生危険度予測情報は、雪崩ハザードを評価するために活用する情報の位置付けとなり、それを基に、危険に対する暴露を減らし、雪崩に遭わない行動を選択するための意思決定を行う際の情報のひとつとして使われることになる。

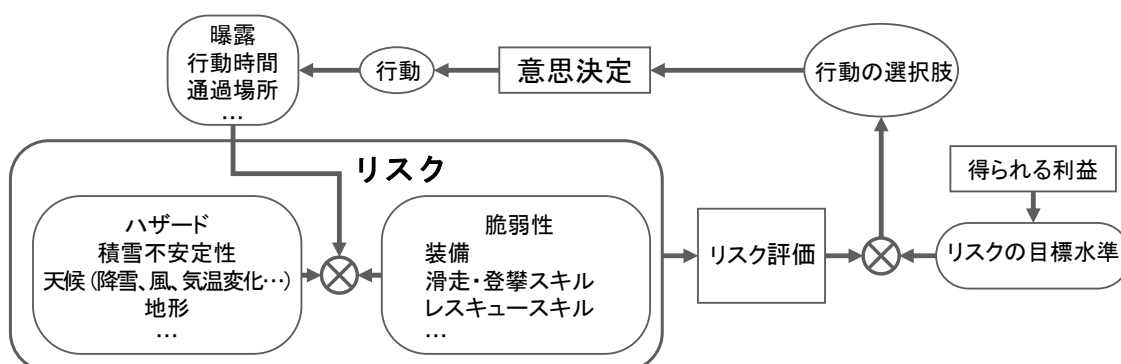


図 5-8 山岳ユーザーの雪崩リスクマネジメントにおける意思決定機構の概念図
(Decision Making Framework; DMF) (榊原, 2015, 2017)

5. 3. 2 スケールに留意した雪崩発生危険度予測情報の活用方法

雪崩災害の場合、降水量や気温などの気象要素のみの予測とは異なり、山岳ユーザーが存在する斜面における積雪の多様性を考慮する必要がある (McClung and Schaerer, 2006)。斜面における積雪の多様性は、微細な地形と気象条件の相互作用によって、積雪の堆積の仕方や雪質に不均一性が生じることにより起因する。厳密に考えると、例えば、風向、風速と微細な地形により、メートル単位で変化が生じる吹き溜まりの再現が必要になる。表示する日本全国の雪崩発生危険度の情報をメートル単位の詳細な分解能にするには、入力値として、より高分解能の気象データが必要になり、メートル単位の地形、吹き溜まりと雪質を同時に算定可能な雪崩発生危険度予測モデルが必要になる。しかし、本稿で実装した雪崩発生危険度予測情報は、5km メッシュの格子間隔の情報である。また、現時点で日本全国を対象にそのような詳細な計算プロセス実行して、より詳細な雪崩発生危険度を算定して表示することは、計算機の性能やデータ量の面から考えても困難である。したがって、提供する雪崩発生危険度予測情報のスケールと実際の斜面の詳細な地形のスケールの違いに留意して、雪崩発生危険度予測情報を活用する必要がある。

図 5-9 に、雪崩ハザード評価における積雪の不安定性評価に用いる情報を示す (Nakamura, 2019)。気象要素 (クラスⅢ) は、個人による気象観測や、気象庁アメダスデータなどの公的な気象観測データから、収集可能な情報である。積雪要素 (クラスⅡ) に関しては、雪崩に関連する情報、すなわち、積雪の不安定要素につながる情報であり、積雪断面観測などから観察することにより得られる。不安定性要素 (クラスⅠ) とは、積雪の不安定性に関する直接的な情報のことである。直接的証拠 (direct evidence) とも言い、積雪内部の弱層の破壊や、破壊の伝搬の起こりやすさを評価する。具体的に収集するデータは、雪崩の痕跡、シューティングクラック (線上に走るように形成される雪面の割れ目)、ワッフ音 (弱層が破壊される時に発する音)、積雪テスト (弱層テスト) の結果等である。

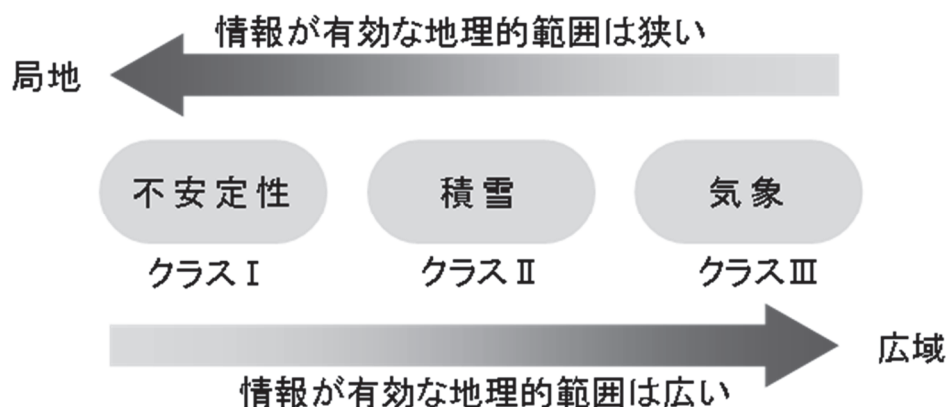


図 5-9 雪崩ハザード評価における積雪の不安定性評価に用いる情報
(榊原 (2017) を基に加筆して作図) (Nakamura, 2019)

McClung and Schaerer (2006) や榊原 (2017) によれば、雪崩ハザード評価に用いる情報の3つの要素を重要性が高いものから順に並べると、不安定性要素（クラスⅠ）、積雪要素（クラスⅡ）、気象要素（クラスⅢ）となる。重要性が高いとは、直接性（extremeness）や強さ（strength）が高い情報のことであり、評価する対象により直接的に関連する情報のことである（McClung, 2011）。したがって、不安定性要素（クラスⅠ）＞積雪要素（クラスⅡ）＞気象要素（クラスⅢ）の順に、雪崩と直接的な関連性がある。

一方、不安定性要素（クラスⅠ）、積雪要素（クラスⅡ）、気象要素（クラスⅢ）の3つの情報が有効とされる地理的な適用範囲は、通常、気象要素（クラスⅢ）＞積雪要素（クラスⅡ）＞不安定性要素（クラスⅠ）の順に狭くなる。例えば、降雪や強風などの情報は、メソスケールから総観スケールの気象モデルで表すことができる比較的広い山や山地、山脈全体に共通の情報となる（クラスⅡ～クラスⅢ）。また、ある山の斜面での日射などの影響で生じた積雪不安定性は、隣の方位の異なる斜面では適用できない狭い範囲で有効な情報となる（クラスⅠ～Ⅱ）。マイクロスケールからメソスケール気象モデルでは、積雪の不安定性の一部は表すことができるかもしれない。吹雪で吹き溜まりが生じた場合は、数メートルから数十メートルの範囲で積雪の安定性が異なり（クラスⅠ）、マイクロスケールの気象モデルでは、表すことができるかもしれないが、広い範囲を計算することは困難であり、実用的ではない。このように、情報が適用可能な空間的有効性について常に注意を払うことが重要である。

1. 7節で示した国や自治体などの公的機関が関係している雪崩に関わる情報から、なだれ注意報・気象情報（気象庁）、ニセコなだれ情報（ニセコ雪崩調査所）、富山県立山なだれ情報（富山県山岳遭難対策協議会）、スイス雪崩速報（スイス連邦雪・雪崩研究所）の国内外の4つの情報を取り上げ、本研究の成果である低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報と比較し、検討する。

表5-1に、公的機関が発表する代表的な雪崩関連情報と低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報（本研究）の概要（Nakamura, 2019に加筆）を示す。なお、ニセコルールはスキー場管理区域外を滑走する人々と、すべてのスキー場利用者の安全のために作られた地域の公式ルールである。ニセコルールは、ニセコ町役場など行政も参加しているニセコアンヌプリ地区なだれ事故防止対策協議会をはじめ、ニセコスキー場安全利用対策連絡協議会、ニセコフリーパスポート協議会、後志地方山岳遭難防止対策協議会によって定められた。そのため、本稿では公的な情報として取り上げた。また、富山県山岳遭難対策協議会は、富山県知事が会長を務め、富山県生活環境文化部自然保護課県教育委員会保健体育課、警察本部地域部山岳安全課を中心に、主に富山県内の産官学の関係者が参画する組織である。

表 5-1 公的機関が発表する代表的な雪崩関連情報と低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報（本研究）の概要（Nakamura, 2019 に加筆）

情報（発表機関）	対象地域/現況・予報（発表頻度）	概要
気象庁なだれ注意報・気象情報（気象庁）	国内の市町村区分 毎/現況・予報 （随時発表）	なだれ注意報は、降雪の深さを表層雪崩の発表基準、積雪の深さと気温を全層雪崩の発表基準として用いている。現在の雪崩の危険性を示す。 気象情報は、警報や注意報と一体のものとして発表し、現象の経過、予想、防災上の留意点等を解説する情報。
ニセコなだれ情報（ニセコ雪崩調査所）	北海道ニセコアンヌプリ山域/現況 （1日1回朝発表）	周辺の気象観測値と気象情報、山域の雪の状態の観察から想定される雪崩の危険性を文章で表現。
富山県立山なだれ情報（富山県山岳遭難対策協議会）	立山山域/現況 （1日1回朝発表）	標高 2,450m の立山室堂の気象観測値と付近の積雪の状態の観察から雪崩の危険度を 4 段階（なだれに注意、危険な状態、非常に危険な状態、行動の自粛を要請）で表現。
スイス雪崩速報（スイス連邦雪・雪崩研究所）	スイス全国の山域 毎/現況・予報 （1日2回発表）	全国各地の気象観測データや積雪観測データなどから、5 段階で雪崩危険度を決定し、山域ごとに、標高別、方位別に発表。
低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報（本研究）	日本全国 5km メッシュ/現況・予報 （3 時間毎更新）	低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度のみを 39 時間先まで 1 時間ステップで予測して 5km メッシュで表示。地図上に雪崩発生危険度を色で 5 段階、及び危険性がない無色で示す。文章はない。

図 5-10 に、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報（本稿）と既存の雪崩に関わる情報のクラス、スケールと対象の比較を示す（Nakamura, 2019）。予報区分、クラス分け、対象は、McClung and Schaerer（2006）に従った。

3. 1 節に示した事例 No. 8 の 2017 年 3 月の那須岳の雪崩事故のように、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩を含んだ雪崩のリスクを考慮に入れないで行動している事例もあることから、本研究で実証した低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報は、雪崩ハザード評価の観点から考えると、これまで可視化されていなかった低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の危険度を 5km メッシュで全国のマップに表示して可視化し、広域に分布する危険度を認識できるようにしたという点で評価される。

しかし、現時点では、本研究の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩危険度予測情報は、文章の情報を作成していない。また、本研究の雪崩危険度予測情報は、5kmメッシュのGIS情報であり、主にマイクロスケール～メソスケールのクラスⅡ（積雪）とメソスケール～総観スケールのクラスⅢ（気象）の内容である。そのため、クラスⅠに対応するひとつの斜面に対する評価ができる訳ではない。したがって、あくまで行動判断のために、行動前あるいは入山前に確認するハザード情報の一部として活用し、情報の内容だけを見て行動を決定しないことが大事である。行動判断をするには、行動を想定する斜面での、クラスⅠ（不安定性要素）の積雪の不安定性に関する直接的な情報を収集して、判断材料に加えることが必要である。例えば、山岳の微地形による風成雪のスラブの形成がもたらす上積積雪の増加や、吹雪の吹き払い効果による上積積雪の低下などは、本研究の雪崩危険度予測アルゴリズムでは表現していない。これらの情報を全国的に計算して表現することは、現時点では難しい。そのため、現地での情報収集が不可欠になる。以上のように、本研究の雪崩危険度予測情報が適用可能な空間的有効性について注意を払うことが必要である。ただし、本研究で開発した雪崩危険度予測情報では、低気圧に伴う降雪が原因で広域に不安定な積雪層が形成される現象は考慮されているため、クラスⅠ（不安定性）を考える上でのベースの情報にはなり得る（Nakamura, 2019）。

また、本研究の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩危険度予測情報は、表層雪崩の原因の一部を可視化したものである。例えば、しもぞらめ雪やこしもぞらめ雪が弱層を形成する場合など、当然、表層雪崩の発生には別の要因もある。したがって、本研究の雪崩危険度予測情報のハザードを評価するための一要素として扱い、他の情報（例えば、ニセコなだれ情報や富山県立山なだれ情報など）と共に活用することが有効であると考えられる。また、気象予報事業者が、予測情報を作成する際の判断材料としての使い方が想定される。山岳に対する雪崩のリスクも含む予測情報を作成する際等に使用する情報としても活用可能であろう。仮に、本研究の雪崩危険度予測情報だけを Web などで表示する場合は、ユーザーに情報の内容や使い方をよく理解するための説明と共に提供することが必要である。気象庁なだれ注意報は、市町村単位のクラスⅢ（気象）の情報である。したがって、メソスケールから総観スケールの情報である。ニセコなだれ情報は、マイクロスケール～メソスケールのクラスⅡの情報である。具体的な内容について文章で書かれており、ニセコアンヌプリ山域の山岳ユーザーが考慮すべきハザードのポイントを示している情報である。ただし、文章での情報であり、地図上の情報ではない。一方、富山県立山なだれ情報は、同じクラスⅡに該当する情報であるが、文字情報に加え、雪崩の危険度を4段階（なだれに注意、危険な状態、非常に危険な状態、行動の自粛を要請）で表現しているものである。スイス雪崩速報は、クラスⅡ～クラスⅢをカバーしている。全国各地の気象観測データや積雪観測データなどから、5段階で雪崩危険度を決定し、山域ごとに、標高別、方位別に発表されている。文章と併せて、マップで雪崩危険度の範囲を示しており、積雪深のマップや、複数地点の気象観測値や

積雪断面観測値も併せて示されており、目指すべき情報のひとつであると考えられる (Nakamura, 2019)。

予報	マイクロ スケール予報	局地予報	地方予報
クラス	クラスⅠ (不安定性)	クラスⅡ (積雪)	クラスⅢ (気象)
スケール	マイクロ スケール	マイクロスケール ～メソスケール	メソスケール ～総観スケール
対象	あるひとつの 斜面	特定の山域、 スキー場	山脈、地方
気象庁 雪崩注意報			
ニセコ なだれ情報			
富山県立山 なだれ情報			
スイス 雪崩速報			
低気圧に伴う 降雪に起因する 雪崩発生危険度 予測情報 (本研究)			

図 5-10 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報（本研究）と既存の雪崩に関わる情報のクラス、スケールと対象の比較（Nakamura, 2019）

第6章 まとめと今後の展望

第6章 まとめと今後の展望

人的被害のあった雪崩災害発生件数は全層雪崩や複合雪崩よりも表層雪崩が多く、死者、負傷者ともに表層雪崩における被災が大きい（例えば、建設省河川局，1983）。特に、弱層を伴う面発生乾雪表層雪崩は大規模になりやすく、バックカントリーのスキーヤーや、登山者が巻き込まれる事故が多いことから、最も警戒すべき雪崩であると言える。主な表層雪崩の弱層となる雪は、霜系のしもざらめ雪（こしもざらめ雪）、表面霜、湿雪系の濡れざらめ雪、降雪系のあられ、そして雲粒なし降雪結晶の5種類に分類されている（秋田谷・遠藤，1998；秋田谷，2000）。表層雪崩の原因となった弱層についてまとめると、スイスやカナダよりも降雪系の雲粒なし降雪結晶の弱層の割合が高いことが日本の特徴である。降雪系の弱層の場合は、降ってくる雪の形状が弱層形成過程に関係することから、雪崩発生の危険性を予測するためには、弱層となる降雪が堆積する時の気象条件の把握が重要となる。これまで、いくつかの雲粒なし降雪結晶に関する表層雪崩が観測されている（例えば、秋田谷・清水，1987；中村ら，2014）。降雪系の雲粒なし降雪結晶の弱層形成に低気圧の層状雲が関係している（例えば、中村ら，2013）ことや、冬型の気圧配置に伴う降雪と低気圧に伴う降雪の結晶形状が異なるため、雲粒なし降雪結晶の弱層が原因で発生する表層雪崩の上載積雪の形成と発生する雪崩の特徴が異なるのではないかという仮説が報告されていた（例えば、中村ら，2019）。しかし、雲粒なし降雪結晶が弱層となる雪崩の気象等の条件が定量的に検討されていなかった。また、現時点では、SNOWPACK に降雪結晶の種類による違いを表現できるアルゴリズムが組み込まれていないため、現状ではSNOWPACKを用いた雲粒なし降雪結晶が弱層になる雪崩の発生予測は困難である（平島，2014）。そのため、現在までに低気圧に伴う降雪による表層雪崩の発生メカニズムを考慮した雪崩発生危険度の予測システムを開発した研究は存在しなかった。

2017年3月27日に発生した那須岳の雪崩事故では、雪崩発生の危険の認識が不足していたことが明らかになった（平成29年3月27日那須雪崩事故検証委員会，2017）。したがって、登山者等の山岳ユーザーが事前に雪崩の危険性を理解し、認識可能にすることが、低気圧に伴う降雪による表層雪崩の事故を防ぐために必要な課題の一つであると言える。

低気圧に伴う降雪は広範囲に降ることから、危険なエリアが比較的広範囲に広がっていることが予想される。したがって、雪崩発生危険度を効果的に認識するには、低気圧に伴う降雪による表層雪崩発生危険度を地図上に可視化した情報が必要となる。しかし、既存の情報では、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生メカニズムの考慮が不十分である。また、現在行われている国内の雪崩危険度の現況、予測情報は、対象山域が限定されており、広い範囲の空間分布を認識することができない。

雪崩発生危険度の可視化情報を必要とするユーザーとして、入山前に情報を得て山岳を選択し、実際に足を踏み入れ、自らの判断で行動する登山者、バックカントリースキーヤーのほか、スキー場管理者、道路管理者などのインフラ管理者などが想定される。これらの山岳ユーザーが活用可能な形で、雪崩発生危険度を地図上に面的に可視化することが課題と

なる。このような背景と課題から、本研究の目的を以下の2つに設定した。

- 1) 低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生条件を定量的に明らかにすること。
- 2) 定量的に明らかになった雪崩発生条件を用いた低気圧に伴う表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズムの開発と生成される雪崩発生危険度の可視化情報の活用方法の検討。

6. 1 表層雪崩発生危険度予測アルゴリズムについて

低気圧に伴う降雪に起因する8つの表層雪崩事例の積雪、気象、及び地形の要素から、気象条件と場所の特徴を検討し、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩を気圧配置によって2つのパターンに分類した。1つ目のパターンは、2014年2月の関東甲信から東北地方で発生した雪崩(事例No. 1~5)や2017年3月に那須岳で発生した雪崩(事例No. 8)のように、低気圧進行方向前面の層状雲から降った雲粒なし降雪結晶(例えば板状結晶)で弱層が形成され、さらに同じ低気圧から降った雪が上載積雪となり表層雪崩が生じる場合である。ここでは、一つ目のパターンをパターンAと定義した(Nakamura, 2019)。

もう一つのパターンは、2015年1月の宮城県関山峠国道48号で発生した雪崩(事例No. 7)のように、低気圧進行方向前面の層状雲から降った雪で弱層が形成され、弱層となる積雪層の上に同じ低気圧に伴う降雪が積もり、さらに低気圧が通過した後の冬型の気圧配置による季節風の吹き出しに伴う対流雲からの降雪や、季節風が強まることによって生じる吹雪による吹きだまりが上載積雪となって表層雪崩が生じる場合である。二つ目のパターンをパターンBと定義した(Nakamura, 2019)。

雪崩発生危険度の予測アルゴリズムの構築のために、地形データや気象データを用いてパターン毎に分析を行い、MSMを入力値とする低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度算定アルゴリズムを構築した。

抽出した共通の特徴を基に、1)傾斜角(メッシュ内の最大傾斜角が30度以上)を判断基準とする雪崩危険斜面を含むメッシュの抽出、2)気温による降雨、降雪の判別、3)低気圧に伴う降水と冬型の気圧配置に起因する降雪の判別、4)積算降雪量の算出、5)表層雪崩危険度の判定の5つのプロセスから成り立つ低気圧に伴う降雪による表層雪崩発生危険度算定アルゴリズムを構築した(Nakamura, 2019)。

低気圧に伴う降雪の判定では、降雪時の上空の下層風が東寄りの風であるという当初パターンAの雪崩の分析で確立した判定基準(Nakamura, 2019)に加え、パターンBの雪崩も加えて検討し(中村ら, 2021; Nakamura, 2022)、降雪時の500hPaの相対湿度が80%を超えているという条件を加えた。この条件を加えることにより、周辺の高い山岳の影響で、低気圧接近時でも上空の下層風が東寄りの風にならない場合でも、低気圧に伴う降雪を判定可能になった(Nakamura, 2022)。

本研究で構築したアルゴリズムにより、低気圧に伴う降雪に起因する典型的な表層雪崩(パターンAとパターンBの両方)の発生危険度を5kmメッシュで算定することが可能になった。分析した雪崩事例では、低気圧に伴う降雪が20mm相当以上累積した時点から雪崩が発生

していることから、雪崩発生危険度の判定は積算降雪量 (mm) で行った。低気圧に伴う降雪のみで雪崩が生じるパターンAでも、低気圧が通過した後の冬型の気圧配置の降雪時に表層雪崩が生じるパターンBでも、20mm以上を警戒（地図上では赤色）、その半分の降雪量である10mm以上を注意（地図上では黄色）に設定する等、無色の危険性無し判定も含めて雪崩発生危険度を6段階で表現した（Nakamura, 2019, 2022）。

検証したパターンA、パターンBの表層雪崩それぞれ3事例については、低気圧に伴う降雪の後の冬型の気圧配置による降雪が降っているタイミングで発生した表層雪崩の発生前に注意、警戒を表示することができていることが確認された。以上のことから、低気圧に伴う降雪によるパターンA及びパターンBの表層雪崩危険度算定アルゴリズム自体の妥当性を示すことができた（Nakamura, 2019, 2022）。

アルゴリズムの「降雪」に関わる課題としては、今後は、山岳の上昇気流によって発生した雲からの降雪等の局地的な地形性の降雪や、寒冷低気圧など前線がない場合の低気圧構造の違い等の検討が必要になると考えられる。例えば2kmメッシュの気象庁の局地モデル（LFM）を入力値として高解像度化を図り、より小規模な気象現象を再現して雪崩危険度推定アルゴリズムの改良を図ることなどが解決策のひとつとして考えられる。構築したアルゴリズムは、降雪粒子の形状や分布を仮定しており、このことが原因となって生じるアルゴリズムの不確実性が、表層雪崩の可能性を決定する際の誤差の原因となる。また、パターンBの季節風型（冬型の気圧配置）の降雪時に、大陸からの寒気吹き出しの強さや日本付近での風向、地形性水平収束の有無、上空の寒冷渦の状況によっては、対流雲の雲頂高度が6kmに達することもある（村上, 2021）。さらに、発達した寒冷前線の対流雲の雲頂高度が10kmほどに達する場合もある（例えば、村上, 2005）。したがって、降雪時の500hPaの相対湿度が80%を超えるという低気圧に伴う降雪の判定条件のひとつに抵触してしまう可能性がある。事例を積み重ねて検証し、条件設定を調整することを可能にしておくことも必要である。

山岳などの地形は降水量に強く影響（地形性降水）し、山岳周辺の降水特性を著しく変化させる。地上の解像度が5kmメッシュのMSMのような数値気象予報では、低気圧や前線など比較的大きなスケールの気象現象に伴った降水特性が再現可能であるため、広域の領域で平均降水量の時間変化を再現するような事に対しては適しているが、特に山岳域等、地形の解像度が細かい地域では観測との誤差が生じることがある。したがって、対象地点が決まっていれば、地上観測の降水量や積雪深のデータを雪崩危険度推定に直接利用することも考えられる。また、現況値及び6時間先までの面的な降水量、降雪量分布については、気象庁の解析雨量と降水短時間予報や、解析降雪量と降雪短時間予報の利用が考えられる。独自の観測点のデータをアルゴリズムに取り入れ、降水量、降雪量の分布を面的に補正することも考えられる。

アルゴリズムの「積雪」に関わる課題として、冬型の気圧配置による強風を伴うケースも考えられるパターンBの場合は、吹き溜まりが上載積雪となる場合が想定される。したがって、吹雪による吹き溜まりの考慮が必要になる。また、現時点のアルゴリズムでは、弱層の

寿命を48時間と想定して、低気圧に伴う降雪が無ければ積算降雪量をリセットしているが、弱層が丈夫になる過程等、積雪変質過程の高度化が課題として挙げられる。

雪崩発生に関係する要素である傾斜や植生等の特徴をGISレイヤーに反映し、もともと雪崩発生の危険性が高い位置情報として本研究成果である低気圧に伴う降雪に起因する雪崩危険度分布情報と重ね合わせて表示することで、より具体的な危険斜面を特定した情報の活用が可能になると考えられる。

構築したアルゴリズムは、降雪粒子の形状と分布を仮定しており、積雪の変質の物理モデルを組み込んでいないため、アルゴリズムの降雪と積雪の課題による不確実性が、表層雪崩の発生危険度を決定する際の誤差の原因となる。また、3時間毎に更新されて発表されるMSMの予測値そのものを用いた表層雪崩発生危険度の実証試験においては、今後、事例を積み重ねて、気象要素の予測の量的な不確実性の結果生じる雪崩発生危険度の不確実性の確認も必要になる。

また、低気圧に伴う降雪に起因する雪崩発生危険度の量的な検証を行うためには、各地の実際の雪の状態や発生した表層雪崩の観測データも必要になる。しかし、現在は、雪崩の発生の全てを検知出来ている訳ではない。したがって、雪崩発生情報と積雪や気象の両方の観測データがそろった観測点での検証のために、いくつかの観測サイトと協力者が不可欠である。例えば、スキー場の管理やバックカントリーの安全を考えるのであれば、同じエリアにある複数のスキー場や山岳ガイドと雪崩事故を防ぐためのグループを作り、スキー場コース内外で発生した雪崩の記録と蓄積、及びデータの共有を実施することが考えられる。また、安全な道路管理につながるのであれば、市町村、都道府県、国、高速道路のそれぞれの道路管理者がそれぞれで管理する路線で発生した雪崩の記録と蓄積、及びデータの共有を実施することが考えられる。さらに、悪天候時の運用等の課題はあるが、無人航空機や衛星画像等、リモートセンシングによる広域の雪崩発生検知技術の開発も今後の課題となる。また、ここに挙げた想定されるユーザーに予測情報を提供する気象予報事業者等も重要な役割を担うことが想定される。気象予報事業者からそれぞれのグループに雪崩発生危険度情報を提供し、現地からの雪崩発生記録や降積雪、気象データのフィードバックを得て、研究者がアルゴリズムを含むシステムのバージョンアップを図ることで、低気圧に伴う降雪に起因する雪崩発生予測アルゴリズム改良につながる情報の循環が可能になると考える。

降雪粒子の形状の情報と雪粒子の形状毎の雪質変質過程をアルゴリズムに組み込み、降雪から積雪後の雪の変質を連動して再現できるモデルを開発することが最終的な課題となる。本研究では、その第一歩として、積雪安定度の見積もりや積雪の段階的な安定化等の詳細な積雪変質プロセスは考慮されていないが、過去の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生の事例を対象に統計的な分析も交えて発生条件について検討することで予測アルゴリズムを構築した。その結果、雪崩対策のソフト対策のひとつとして、喫緊の課題である低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の可視化を実現することができた。

6. 2 実証試験用システムを用いた実証について

MSMの予測値を入力値として、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度を1時間毎に39時間先まで予測計算し、3時間毎にwebページ予測情報を更新する実証試験用システムを構築した。予測情報の効果や情報設計上の課題を明らかにするため、構築した実証試験用システムを用いて、2017/18年冬季に、山岳関係者に低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報提供の実証試験を行った（Nakamura, 2019）。

被験者へのアンケート調査の結果、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報の設計仕様についてまとめると、情報は有用であり、予測時間の長さ、更新頻度、情報の細かさ、雪崩発生危険度の表現については、概ね実証試験の内容で満足していることがわかった。ただし、使い方によっては、さらに長い時間の予測情報や、さらに更新頻度が短く、空間分解能が高い情報へのニーズがあることがわかった。低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報の提供方法についてまとめると、PC画面用のWebでの提供はよかったと感じているが、多くの登山者は、入山前、入山中にスマートフォンで情報収集しているので、スマートフォンでの提供が望まれていることがわかった。提供された情報の活用方法として、入山前、入山時、スキーやスノーボードの滑走前に自分の行動に結び付けているケースが多かった。また、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生教育や研究用途でも活用可能であることが示唆された（Nakamura, 2019）。

6. 3 予測情報の活用方法について

近年雪崩遭難事例がクローズアップされているバックカントリースキーヤー（スノーボーダー）、登山者等の山岳ユーザーにおける低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報の位置付けとスケールに留意した情報の活用方法について考察した。その結果、本稿で実装した雪崩発生危険度予測システムによる雪崩発生危険度予測情報は、山岳ユーザーが雪崩ハザードを評価するために活用する情報の位置付けとなり、それを基に、危険に対する暴露を減らし、雪崩に遭わない行動を選択するための意思決定をする情報の一つとして利用されることが示唆された。本研究で実装した低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報は、雪崩ハザード評価の観点から、これまで可視化されていなかった低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩の発生危険度を 5km メッシュで全国のマップに表示して可視化し、広域に分布する雪崩発生危険度を認識できるようにしたことが評価される（Nakamura, 2019）。

しかし、雪崩発生危険度予測情報は、5km メッシュの GIS 情報であり、さらに小さなスケールであるひとつの斜面に対する評価ができる訳ではない。したがって、あくまで行動判断のために、行動前あるいは入山前、入山中に確認するハザード情報の一部として活用し、情報の内容だけを見て行動を決定しないことが大事であり、現地での積雪の情報収集が不可欠になる。低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測情報は、表層雪崩の要因の一部を可視化したものであるため、本研究の低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危

険度予測情報をハザードの評価のための一要素として扱い、他の情報（例えば、ニセコなだれ情報や富山県立山なだれ情報など）と共に活用することが有効であると考えられる（Nakamura, 2019）。

また、本研究成果である低気圧に伴う降雪に起因する雪崩発生危険度分布情報と他のGIS情報を重ね合わせて表示することで、具体的な危険箇所を検討することができる情報となる。例えば、すり抜け雪崩が発生する可能性がある疎林の情報や、道路や道路管理のための構造物の情報、鉄道の情報、住宅地の情報、スキー場のコースの情報等との重ね合わせが考えられる。

入力値となる気象予測モデルの数値予報の誤差（不確実性）は、数値予報モデルが完全でないことや観測誤差の存在などから不可避なものである。また、当然、先の時間の予測値の方が不確実性は大きくなる。気象要素の入力値として、不確実性を考慮したアンサンブル予測値を用いて降雪量の予測の幅を確認し、情報の閾値を越えるタイミングについて、幅を持った表示とそれを用いた意思決定方法を検討することも今後の課題の一つである。

低気圧に伴う降雪に起因する雪崩発生危険度情報をより効果的に活用するためには、行動タイムラインに応じた情報の提供も課題である。情報を行動に結びつけるには、メカニズムや予測情報の内容をよく理解するための情報リテラシーの向上や、立場や活用方法の違いに応じた雪崩防災教育も必要になる。

以上のように、雪崩対策のソフト対策のひとつとして新しく開発した低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度予測システムについて、表層雪崩発生危険度予測アルゴリズム、実証試験用システムを用いた実証、そして予測情報の活用方法について論じた。本研究で開発したアルゴリズムに基づく雪崩発生危険度予測システムの実装先の一つとして、気象や積雪等の予測事業を行う気象予報事業者が想定される。アルゴリズムを開発する研究者、開発したアルゴリズムに基づく情報を提供する気象予報事業者、そして情報ユーザー側の山岳ユーザーや山岳インフラ管理者が連携して、情報の改善を図りながら雪崩災害防止につながる持続可能な仕組みの構築が必要である。雪崩災害に対する防災、減災に資するように、今後も、本研究で構築したアルゴリズムを継続的に改善し、被害の軽減につながる社会実装を目指したいと考えている。

参考文献

第1章 参考文献

1. 秋田谷英次 (2005): 雪崩の定義と分類. 雪と氷の事典 ((社) 日本雪氷学会監修), 朝倉書店, 199-203.
2. 日本雪氷学会 (1998): 日本雪氷学会積雪・雪崩分類. 雪氷, 60, 419-436.
3. 日本雪氷学会 (2010): 積雪観測ハンドブック ((社) 日本雪氷学会編集), 朝倉書店, 136pp.
4. 清水 弘 (1979): なだれ. 気象研究ノート, 136, 63-123.
5. 和泉 薫 (1991): 雪崩の調査. 雪氷調査法 (日本雪氷学会北海道支部編), 北海道大学図書刊行会, 47-62.
6. 遠藤八十一 (2000): 雪崩の分類と発生形態. 雪崩と吹雪 (前野紀一・福田正己編), 古今書院, 13-24.
7. Perla, R. (1977): Slab avalanche measurements. Canadian Geotechnical Journal, 14, 206-213, <https://doi.org/10.1139/t77-02>.
8. 尾関俊浩 (2015): 表層雪崩. 山岳雪崩大全 (雪氷災害調査チーム編), 山と溪谷社, 46-49.
9. 尾関俊浩・中村一樹 (2017): 雪崩. 雪崩教本, 山と溪谷社, 36-60.
10. 中村一樹・尾関俊浩・上石 勲 (2015): 弱層の種類と形成条件. 山岳雪崩大全 (雪氷災害調査チーム編), 山と溪谷社, 49-64.
11. 遠藤八十一 (1993): 降雪強度による乾雪表層雪崩の発生予測. 雪氷, 55, 113-120, <https://doi.org/10.5331/seppyo.55.113>.
12. 秋田谷英次 (2000): 雪崩発生のメカニズム. 雪崩と吹雪 (前野紀一・福田正己編), 古今書院, 51-62.
13. 尾関俊浩 (2015): 全層雪崩. 山岳雪崩大全 (雪氷災害調査チーム編), 山と溪谷社, 43-46.
14. 社団法人雪センター (2000): 雪崩災害事例集, 262pp.
15. 建設省河川局 (1983): なだれ防災対策調査報告書, 建設省河川局, 200pp.
16. 秋田谷英次・遠藤八十一 (1998): 雪崩の発生機構. 気象研究ノート, 190, 3-17.
17. 福沢卓也・秋田谷英次 (1991): 大きな温度勾配の下でのしもざらめ雪成長実験 (I). 低温科学, 物理篇, 50, 9-14.
18. Hachikubo, A. and Akitaya, E. (1997): Effect of wind on surface hoar growth on snow. J. Geophys. Res., 104 (D4), 4367-4373, <https://doi.org/10.1029/96JD03456>.
19. Bair, E.H., Simenhois, R., Birkeland, K., Dozier, J. (2012): A field study on failure of storm snow slab avalanches. Cold Reg. Sci. Technol., 79-80, 20-28, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.02.007>.
20. 中村一樹・安達 聖・阿部 修・小杉健二 (2016): 低気圧による降雪に起因する弱層の構造 -雪氷用 μ -CT を用いた弱層の3次元微細構造分析-. 雪氷研究大会 (2016・名古屋)

- 屋) 講演要旨集, 132, https://doi.org/10.14851/jcsir.2016.0_132.
21. Schweizer, J. and Jamieson, J.B. (2000): Field observations of skier-triggered avalanches. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Big Sky, MO*, 192-199.
 22. Nishimura, K., Baba, E., Hirashima, H., and Lehning, M. (2005): Application of the snow cover model SNOWPACK to snow avalanche warning in Niseko, Japan. *Cold Regions Science and Technology*, 43(1-2), 62-70, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2005.05.007>.
 23. 池田慎二・野呂智之・出川あずさ (2012): 日本で観測された雪崩破断面の積雪構造について. *雪氷北信越*, 32, 35.
 24. 尾関俊浩・荒川逸人・八久保晶弘・原田裕介・岩花 剛・兒玉裕二・中村一樹・榊原大貴・榊原健一・澤柿教伸・下山宏・杉山 慎・山野井克己・山口 悟・秋田谷英次(2017): 2007~2017年に観測した北海道の表層雪崩における弱層の特徴, 雪氷研究大会(2017・十日町) 講演要旨集, 214, https://doi.org/10.14851/jcsir.2017.0_214.
 25. 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム: 雪氷災害調査チーム調査報告, <https://avalanche.seppyo.org/snow/>, 2023年4月21日閲覧.
 26. 尾関俊浩・中村一樹 (2022): 雪崩. 増補改訂版雪崩教本, 山と溪谷社, 36-60.
 27. LaChapelle, Edward R. (1967): The Relation of Crystal Riming to Avalanche Formation in New Snow. *Physics of Snow and Ice: proceedings*, 1(2), 1169-1175.
 28. 秋田谷英次・清水 弘 (1987): 積雪内の弱層形成に関する観察事例. *低温科学, 物理編*, 46, 67-75.
 29. 石坂雅昭 (2007): 降雪取り込み型低温室を利用した弱層形成降雪粒子の観測. *雪氷*, 69, 481-488, <https://doi.org/10.5331/seppyo.69.481>.
 30. 八久保晶弘・秋田谷英次 (1996): プレート降雪結晶の弱層のせん断強度変化. *北海道の雪氷*, 15, 70-73.
 31. 海原拓哉・八久保晶弘・尾関俊浩・西村浩一・秋田谷英次 (2011): しもぞらめ雪・あられ・降雪結晶からなる弱層のせん断強度変化の観測例. *雪氷*, 73, 133-142, https://doi.org/10.5331/seppyo.73.2_133.
 32. 阿部 修・望月重人 (2014): 雲粒のない板状結晶からなる弱層の観測と考察. *雪氷*, 76, 421-429, https://doi.org/10.5331/seppyo.76.6_421.
 33. 池田慎二 (2015): 無名沢雪崩事故の原因となった降雪結晶弱層による積雪不安定性の形成過程と持続性. *雪氷*, 77, 17-35, https://doi.org/10.5331/seppyo.77.1_17.
 34. McClung, D., and Schaerer, P. (2006): *The avalanche handbook*, 3rd Ed., Mountaineers books, 342pp.
 35. Tremper, B. (2009): *Staying alive in avalanche terrain*. The Mountaineers Books, 281pp.
 36. Davis, R.E., Jamieson, B., Hughes, J. and Johnston, C. (1966): *Observations on*

- buried surface hoar - persistent failure planes for slab avalanches in British Columbia, Canada. Proceedings of the International Snow Science Workshop, 81-85.
37. Geldsetzer, T., Jamieson, B. and Johnston, C. (1998): Experience with microphotography of buried surface hoar. The Avalanche Review, 17(2), 6-8.
 38. 四手井綱英(1953): 表層雪崩の一特異例 雪氷, 14, 116-119, <https://doi.org/10.5331/seppyo.14.116>.
 39. 中村一樹・中林宏典・秋田谷英次 (2009): 2009 年 3 月羊蹄山雪崩積雪調査について～積雪観測結果と気象条件からの考察～, 北海道の雪氷, 28, 37-40.
 40. 山野井克己・中村一樹・大西人史・山本行秀・菊地 基・日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム (2013): 2012 年 12 月に三段山で発生した雪崩の調査報告, 北海道の雪氷, 32, 6-9.
 41. 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム (2013): 2013-04-22 富良野岳北尾根調査報告【速報】. <https://avalanche.seppyo.org/snow/modules/bwiki/index.php?%BB%F6%CE%E3%2F2013%2F04-22%C9%D9%CE%C9%CC%EE%B3%D9%CB%CC%C8%F8%BA%AC%A1%DA%C2%AE%CA%F3%A1%DB,2023年4月21日閲覧>.
 42. 中村一樹・佐藤友徳・秋田谷英次 (2013): 降雪系弱層形成時の気象の特徴. 北海道の雪氷, 32, 14-17.
 43. 秋田谷英次・中村一樹 (2013): 低気圧前面の降雪結晶による弱層形成, 北海道の雪氷, 32, 10-13.
 44. 中村一樹・上石 勲・阿部 修 (2014): 2014 年 2 月の低気圧の降雪による雪崩の特徴. 日本雪工学会誌, 30, 106-113.
 45. 和泉 薫・河島克久・伊豫部勉・松元高峰 (2014): 2014 年 2 月中旬の大雪による雪崩災害の発生状況と特徴. 2014 年 2 月 14-16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 平成 25-26 年度科学研究費助成事業 (科学研究費補助金) (特別研究促進費) 研究成果報告書, 111-118.
 46. 上石 勲・中村一樹・安達 聖・山下克也 (2014): 2014 年 2 月の南岸低気圧の降雪による雪崩災害と関連する大雪災害. 2014 年 2 月 14-16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 平成 25-26 年度科学研究費助成事業 (科学研究費補助金) (特別研究促進費) 研究成果報告書, 119-125.
 47. 上石 勲・中村一樹・安達 聖・山下克也 (2016): 2014 年 2 月の南岸低気圧による広域雪氷災害及び 2014-15 年の雪氷災害に関する調査報告. 主要災害調査, 49, 31-38, <http://doi.org/10.24732/nied.00001596>.
 48. 上石 勲・中村一樹 (2019): 2014 年 2 月の南岸低気圧による大雪における被害と対策. 気象研究ノート, 239, 94-103.
 49. 中村一樹・上石 勲 (2019): 2014 年 2 月 14 日～16 日に通過した南岸低気圧の降雪による雪崩の特徴. 気象研究ノート, 241, 413-425.
 50. 非常災害対策本部 (2014): 平成26年 (2014年) 豪雪について -2月14日から16日の大雪等の被害状況等こつ

- いて (26 報) - 26pp., https://www.bousai.go.jp/updates/h26_02ooyuki/pdf/h26_02ooyuki_26.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧
51. 安達 聖・本吉弘岐・山口悟 (2016): 2014 年 2 月の南岸低気圧による雪氷災害の広域調査の記録 - 2014 年 2 月 16 日～19 日 - 主要災害調査, 49, 75-86, <http://doi.org/10.24732/nied.00001592>.
 52. 阿部 修・中村一樹・佐藤研吾・小杉健二 (2014a): 関山峠雪崩災害調査 (2014.2.15-24). 2pp, https://www.bousai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyouisaigai/2014/report_20140215-24_sekiyama.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧
 53. 阿部 修, 中村一樹, 佐藤研吾, 小杉健二 (2014b): 国道 48 号関山峠の雪崩災害. 科学研究費助成事業 (課題番号 2590003) 研究成果報告書, 135-138.
 54. 阿部 修, 中村一樹, 佐藤研吾, 小杉健二 (2016a): 国道 48 号関山峠で多発した雪崩の調査と斜面積雪の安定性評価 主要災害調査, 49, 39-46, <http://doi.org/10.24732/nied.00001587>.
 55. 中村一樹・小杉健二・根本征樹 (2017): 那須町雪崩災害調査 (2017.3.28 実施) (速報詳細版). 7pp, https://www.bousai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyouisaigai/2017/report_20170328_NasuOnsen.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
 56. 上石 勲・山口 悟・根本征樹・佐藤研吾・伊藤洋一・中村一樹・内山庄一郎 (2017): 那須町雪崩災害第 2 回調査 (速報) (2017.4.2 実施). 6pp, https://www.bousai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyouisaigai/2017/report_20170410_NasuOnsen.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
 57. 平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会 (2017): 平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会報告書, 196pp, http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/documents/20171015_houkokusyo.zip, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
 58. 中村一樹・上石 勲・根本征樹・小杉健二・山口 悟・伊藤陽一・平島寛行・本吉弘岐・佐藤研吾・安達 聖・阿部 修・内山庄一郎・鈴木比奈子・飯田 肇・西村浩一・河島克久・松元高峰・渡部 俊・伊豫部 勉・阿部幹雄・阿部直樹・竹内由香里・勝島隆史・近藤伸也 (2018): 那須雪崩災害の現地調査. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究 平成 29 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書, 1-20, https://www.bousai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/nasu/NasuKakenReport_chapter1-1.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
 59. 宇都宮气象台 (2017): 平成 29 年 3 月 26 日から 27 日にかけての大雪に関する栃木県気象速報. 7pp, http://www.jma-net.go.jp/utsunomiya/img/20170327sokuhou_ooyuki.pdf, 2018 年 3 月 11 日閲覧.
 60. 荒木健太郎 (2018): 低気圧に伴う那須大雪時の表層雪崩発生に関わる降雪特性. 雪氷, 80, 131-147, https://doi.org/10.5331/seppyo.80.2_131.
 61. Morin, S., Horton S., Techel F., Bavay M., Coléou C., Fierz C., Gobiet A., Hagenmuller P., Lafaysse M., Lizar M., Mitterer C., Monti F., Müller K., Olefs M., Snook J. S., van

- Herwijnen A. and Vionnet V. (2020): Application of physical snowpack models in support of operational avalanche hazard forecasting: A status report on current implementations and prospects for the future. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 170, 102910, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102910>.
62. Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stöckli, U. and Zimmerli, M. (1999): SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, 30(1-3), 145-157. [https://doi.org/10.1016/S0165-232x\(99\)00022-1](https://doi.org/10.1016/S0165-232x(99)00022-1).
 63. Bartelt, P. and Lehning, M. (2002): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35 (3), 123-145, [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00074-5](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00074-5).
 64. Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. and Satyawali, P. (2002a): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35, 147-167, [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00073-3](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00073-3).
 65. Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B. and Fierz, C. (2002b): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35, 169-184, [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00072-1](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00072-1).
 66. Lehning, M., Völksch, I., Gustafsson, D., Nguyen, T. A., Stähli, M. and Zappa, M. (2006): ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes*, 20(10), 2111-2128, <https://doi.org/10.1002/hyp.6204>.
 67. Lehning, M., Fierz, C., Brown, B. and Jamieson, B. (2004): Modelling instability for the snow cover model SNOWPACK. *Ann. Glaciol.*, 38, 331-338.
 68. 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, 411-419.
 69. Yamaguchi, S., Sato, A. and Lehning, M. (2004): Application of the numerical snowpack model (SNOWPACK) to the wet-snow region in Japan. *Ann. Glaciol.*, 38, 266-272, doi:10.3189/172756404781815239.
 70. Nishimura, K., Baba, E., Hirashima, H. and Lehning, M. (2005): Application of the snow cover model SNOWPACK to snow avalanche warning in Niseko, Japan. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 43, 62-70, doi:10.1016/j.coldregions.2005.05.007.
 71. Hirashima, H., Nishimura, K., Baba E., Hachikubo, A. and Lehning, M. (2004): SNOWPACK model simulations for snow in Hokkaido, Japan. *Ann. Glaciol.*, 38, 123-129, doi:10.3189/172756404781815121.
 72. Hirashima, H., Nishimura, K., Yamaguchi, S., Sato, A., Lehning, M. (2008): Avalanche forecasting in a heavy snowfall area using the

- snowpack model. Cold Reg. Sci. Technol., 51 (2-3), 191-203, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.05.013>.
73. Hirashima, H., Abe, O., Sato, A., Lehning, M. (2009): An adjustment for kinetic growth metamorphism to improve shear strength parameterization in the SNOWPACK model. Cold Reg. Sci. Technol., 59 (2-3), 169-177, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2009.05.001>.
 74. Hirashima, H., S. Yamaguchi, A. Sato, M. Lehning (2010): Numerical modeling of liquid water movement through layered snow based on new measurements of the water retention curve. Cold Regions Science and Technology, 64(2), 94-103, <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.09.003>.
 75. Hirashima, H., Abe, O. and Sato, A. (2011): Parameterization of the shear strength of faceted crystals during equi-temperature metamorphism, Annals of Glaciology, 58, 111-118, <https://doi.org/10.3189/172756411797252310>.
 76. 平島寛行・山口 悟・小杉健二・根本征樹・青木輝夫・的場澄人 (2015): 断面観測結果を用いた積雪変質モデルの検証. 雪氷, 77, 5-16, https://doi.org/10.5331/seppyo.77.1_5.
 77. Sommerfeld, R. A. (1984): Instructions for using the 250cm² shear frame to evaluate the strength of a buried snow surface. USDA Forest Service Research Note, RM-466, 1-6.
 78. Hirashima, H. (2019): Numerical snowpack model simulation schemes for avalanche prediction in Japan. Bulletin of Glaciological Research, 37S, 31-41, <https://doi.org/10.5331/bgr.18SW02>.
 79. Takeuchi, Y. and Hirashima, H. (2013): Snowpack estimations in the starting zone of large-scale snow avalanches in the Makunosawa valley, Myoko, Japan. Ann. Glaciol., 54 (62), 19-24, doi:10.3189/2013aog62a155.
 80. 阿部 修・平島寛行 (2015): しもざ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, 37-45, https://doi.org/10.5331/seppyo.77.1_37.
 81. Bellaire, S. and Jamieson, B., 2013: Forecasting the formation of critical snow layers using a coupled snow cover and weather model. Cold Regions Science and Technology, 94, 37-44.
 82. Abe, O., 2004: Shear strength and angle of repose of snow layers including graupel. Annals of Glaciology, 38, 305-308, <https://doi.org/10.3189/172756404781815149>.
 83. 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. 2017年3月27日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究 平成29年度科学研究費補助金(特別研究促進費) 研究成果報告書, 64-69, https://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/nasu/NasuKakenReport_chapter3-5.pdf, 2023年4月21日閲覧.
 84. Ishizaka, M., Motoyoshi, H., Yamaguchi, S., Nakai, S., Shiina, T., and Muramoto,

- K.-I. (2016): Relationships between snowfall density and solid hydrometeors, based on measured size and fall speed, for snowpack modeling applications, *The Cryosphere*, 10, 2831-2845, <https://doi.org/10.5194/tc-10-2831-2016>.
85. 気象庁: 気象警報・注意報. <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/bosai/warning.html>, 2023年4月21日閲覧.
86. ニセコ雪崩調査所: ニセコなだれ情報. <http://niseko.nadare.info/>, 2023年4月21日閲覧.
87. 富山県山岳遭難対策協議会: 立山室堂山岳スキー情報. <https://toyamaken-sotaikyo.jp/>, 2023年4月21日閲覧.
88. 日本雪崩ネットワーク: 雪崩情報. https://nadare.jp/avalanche_informations, 2023年4月21日閲覧.
89. スイス連邦雪・雪崩研究所: <https://www.slf.ch/en/index.html>, 2023年4月21日閲覧.
90. フランス気象局: <https://meteofrance.com/>, 2023年4月21日閲覧.
91. Avalanche Canada: <https://www.avalanche.ca/en/map>, 2023年4月21日閲覧.
92. New Zealand Avalanche Advisory: <https://www.avalanche.net.nz/>, 2023年4月21日閲覧.
93. 防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター: 雪氷災害発生予測システム試験運用, <https://yukibousai.bosai.go.jp/shiken-unyou-info/install.html>, 2023年4月21日閲覧.
94. 中村一樹・小杉健二・根本征樹・佐藤研吾・安達聖・荒川逸人・山下克也・山口悟・平島寛行・本吉弘岐・伊藤陽一・中井専人・上石勲 (2019): 雪氷災害予測システムの開発～多様化する雪氷災害への対応～. 第31回ゆきみらい研究発表会論文集, http://www.thr.mlit.go.jp/yukimirai_shinjou/assets/doc/11.pdf, 2023年4月21日閲覧.
95. Nakai, S., Kosugi, K., Yamaguchi, S., Yamashita, K., Sato, K., Adachi, S., Ito, Y., Nemoto, M., Nakamura, K., Motoyoshi, H., Hirashima, H., Kamiishi, I., Oda, K., Ishizaka, M., Abe, O., and Sato, T. (2019): Study on Advanced Snow Information and its Application to Disaster Mitigation: An overview. *B. Glaciol. Res.*, 37S, 3-19, <https://doi.org/10.5331/bgr.18SW01>.

第2章 参考文献

1. 気象庁: メソモデル・局地モデル. <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-3-6.html>, 2023年4月21日閲覧.
2. 気象庁情報予報部・気象庁地球環境・海洋部 (2005): 配信資料に関する技術情報 (気象編) 第205号, 78pp, <https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/205.pdf>, 2023年4月21日閲覧.
3. 気象庁情報予報部・気象庁地球環境・海洋部 (2006): 配信資料に関する技術情報 (気象編) 第245号, 29pp, <https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/245.pdf>, 2023年4月21日閲覧.
4. 気象庁情報予報部 (2013): 配信資料に関する技術情報 (気象編) 第373号, 3pp, <https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/373.pdf>, 2023年4月21日閲覧.
5. 気象庁情報予報部 (2017): 配信資料に関する技術情報第465号, 20pp, <https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/465.pdf>, 2023年4月21日閲覧.
6. 気象庁情報基盤部 (2018): 配信資料に関する技術情報第500号, 41pp, <https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyouhou/pdf/500.pdf>, 2023年4月21日閲覧.
7. 気象庁情報基盤部 (2020): 配信資料に関する仕様 No.12601, 9pp, <https://www.data.jma.go.jp/suishin/shiyou/pdf/no12601>, 2023年4月21日閲覧.
8. 気象庁情報基盤部 (2021): 配信資料に関する技術情報第575号, 56pp, <https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/575.pdf>, 2023年4月21日閲覧.
9. 気象業務支援センター: オンライン気象情報メソ数値予報モデル GPV (MSM) . <http://www.jmbc.or.jp/jp/online/file/f-online10200.html>, 2023年4月21日閲覧.

第3章 参考文献

1. 中村一樹・小杉健二 (2016): 低気圧性の降雪により 2014 年 2 月 9 日に山形県西川町で発生した雪崩の特徴. 主要災害調査, 49, 47-54, <http://doi.org/10.24732/nied.00001588>.
2. 中村一樹・上石 勲・阿部 修 (2014): 2014 年 2 月の低気圧の降雪による雪崩の特徴. 日本雪工学会誌, 30, 106-113.
3. 阿部 修, 中村一樹, 佐藤研吾, 小杉健二 (2016a): 国道 48 号関山峠で多発した雪崩の調査と斜面積雪の安定性評価. 主要災害調査, 49, 39-46, <http://doi.org/10.24732/nied.00001587>.
4. 中村一樹・上石勲 (2019): 2014 年 2 月 14 日～16 日に通過した南岸低気圧の降雪による雪崩の特徴. 気象研究ノート, 241, 413-425.
5. 中村一樹・西田浩平・齋藤佳彦 (2021): 低気圧性降雪による表層雪崩危険度予測システムの改良. 寒地技術論文・報告集, 37, 57-62.
6. 阿部 修・中村一樹・小杉健二 (2016b): 2015 年に山形・宮城両県で発生した表層雪崩. 主要災害調査, 49, 107-114, <http://doi.org/10.24732/nied.00001596>.
7. 中村一樹・上石 勲・根本征樹・小杉健二・山口 悟・伊藤陽一・平島寛行・本吉弘岐・佐藤研吾・安達 聖・阿部 修・内山庄一郎・鈴木比奈子・飯田 肇・西村浩一・河島克久・松元高峰・渡部 俊・伊豫部 勉・阿部幹雄・阿部直樹・竹内由香里・勝島隆史・近藤伸也 (2018): 那須雪崩災害の現地調査. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究 平成 29 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書, 1-20, https://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/nasu/NasuKakenReport_chapter1-1.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
8. 山野井克己・竹内由香里・村上茂樹 (2004): プッシュゲージを用いた斜面積雪安定度の推定. 雪氷, 66, 669-676, <https://doi.org/10.5331/seppyo.66.669>.
9. 仙台管区气象台 (2014): 宮城県災害時気象資料 平成 26 年 2 月 8 日～9 日の大雪. 8pp, <https://www.data.jma.go.jp/sendai/data/saigai/siryou/20140208-09miyagi.pdf>, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
10. 和泉 薫・河島克久・伊豫部勉・松元高峰 (2014): 2014 年 2 月中旬の大雪による雪崩災害の発生状況と特徴. 2014 年 2 月 14-16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 平成 25-26 年度科学研究費助成事業 (科学研究費補助金) (特別研究促進費) 研究成果報告書, 111-118.
11. 上石 勲・中村一樹・安達 聖・山下克也 (2014): 2014 年 2 月の南岸低気圧の降雪による雪崩災害と関連する大雪災害. 2014 年 2 月 14-16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 平成 25-26 年度科学研究費助成事業 (科学研究費補助金) (特別研究促進費) 研究成果報告書, 119-125.
12. 非常災害対策本部 (2014): 平成 26 年 (2014 年) 豪雪について 2 月 14 日から 16 日の大雪等の被害状況等

について (26 報) 一. 26pp, https://www.bousai.go.jp/updates/h26_02ooyuki/pdf/h26_02ooyuki_26.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧

13. 上石 勲・中村一樹・安達 聖・山下克也 (2016) : 2014 年 2 月の南岸低気圧による広域雪氷災害及び 2014-15 年の雪氷災害に関する調査報告. 主要災害調査, 49, 31-38, <http://doi.org/10.24732/nied.00001586>.
14. 阿部 修・中村一樹・佐藤研吾・小杉健二 (2014a) : 関山峠雪崩災害調査 (2014.2.15-24). 2pp, https://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyouisaigai/2014/report_20140215-24_sekiyama.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧
15. 阿部 修, 中村一樹, 佐藤研吾, 小杉健二 (2014b) : 国道 48 号関山峠の雪崩災害. 科学研究費助成事業 (課題番号 2590003) 研究成果報告書, 135-138.
16. 秋田谷英次 (2000) : 雪崩発生メカニズム. 雪崩と吹雪 (前野紀一・福田正己編), 古今書院, 51-62.
17. 遠藤八十一 (1993) : 降雪強度による乾雪表層雪崩の発生予測. 雪氷, 55, 113-120, <https://doi.org/10.5331/seppyo.55.113>.
18. 松下拓樹・池田慎二・秋山一弥 (2015) : 樹林内における雪崩発生条件に関する一考察 -2014 年 2 月関東甲信の大雪時の事例-. 雪氷, 77, 433-445, https://doi.org/10.5331/seppyo.77.5_433.
19. 石坂雅昭・藤野丈志・本吉弘岐・中井専入・中村一樹・椎名 徹・村本健一郎 (2015a) : 2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴. -関東甲信越地方の雪崩の多発に関連して-. 雪氷, 77, 285-302, https://doi.org/10.5331/seppyo.77.4_285.
20. 中井専入 (2016) : 2014 年 2 月 8-9 日及び 14-15 日南岸低気圧時の地上気象要素と降水の分布. 主要災害調査, 49, 11-18, <http://doi.org/10.24732/nied.00001584>.
21. 日本雪氷学会 (1998) : 日本雪氷学会積雪・雪崩分類. 雪氷, 60, 419-436.
22. 成田英器・竹内政夫 (2009) : すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩を分ける雪の安息角, 北海道の雪氷, 28, 33-36.
23. 四手井綱英 (1953) : 表層雪崩の一特異例. 雪氷, 14, 116-119, <https://doi.org/10.5331/seppyo.14.116>.
24. 池田慎二・松下拓樹・和泉 薫 (2015) : 低気圧通過に伴う降雪結晶弱層の形成と雪崩の発生について. 雪氷北信越, 35, 49.
25. 石坂雅昭・本吉弘岐・中井専入・山下克也・上石 勲 (2015b) : 雪崩の要因としての低温型雪結晶. 雪氷研究大会 (2015・松本) 講演要旨集, 43, https://doi.org/10.14851/jcsir.2015.0_43.
26. Nakamura K. (2022) : Improvement of a potential estimation algorithm for surface avalanches caused by snowfall during a cyclone. J. Disaster Res., 17, 956-975, <https://doi.org/10.20965/jdr.2022.p0956>.
27. 中村一樹・小杉建二・根本征樹 (2017) : 那須町雪崩災害調査 (2017.3.28 実施) (速報詳細版) . 7pp, https://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyouisaigai/2017/report_20170328_NasuOnsen.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
28. 上石 勲・山口 悟・根本征樹・佐藤研吾・伊藤洋一・中村一樹・内山庄一郎 (2017) :

- 那須町雪崩災害第2回調査（速報）（2017.4.2 実施）. 6pp,
https://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyousaigai/2017/report_20170410_NasuOnsen.pdf, 2023年4月21日閲覧.
29. McClung, D., and Schaerer, P. (2006): The avalanche handbook, 3rd Ed., Mountaineers books, 342pp.
 30. 宇都宮気象台 (2017): 平成29年3月26日から27日にかけての大雪に関する栃木県気象速報. 7pp, http://www.jma-net.go.jp/utsunomiya/img/20170327sokuhou_ooyuki.pdf, 2018年3月11日閲覧.
 31. 竹内政夫・石本敬志・野原他喜男・福沢義文 (1986): 降雪時の高い地吹雪の発生臨界風速. 昭和61年度日本雪氷学会全国大会予稿集, 256.
 32. Colle, B. A., Stark, D. and Yuter, S. E. (2014): Surface microphysical observations within East Coast winter storms on Long Island, New York, Mon. Wea. Rev., Vol.142, 3126-3146, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00035.1>.
 33. Murakami, M., Yamada, Y., Matsuo, T. and Mizuno, H. (1992): Microphysical structures of warm-frontal clouds -The 20 June 1987 case study-. J. Meteorol. Soc. Japan, 70, 877-895, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.5_877.
 34. Bjerknes, J. and Solberg, H. (1922): Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. Geofysiske Publikasjoner, 3(1), 3-18.
 35. Shapiro, M. A. and Keyser, D. (1990): Fronts, jet streams and the tropopause, Extratropical Cyclones. The Erik Palmen Memorial Volume, C. W. Newton and E. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191.
 36. Nakamura K. (2019): Implementation and demonstration of a system for the forecasting of surface avalanche potential caused by snowfall from a cyclone. J. Disaster Res., 14, 1201-1226, <https://doi.org/10.20965/jdr.2019.p1139>.
 37. 村上正隆(2005): 降雪雲と降雪分布 (降雪の気象). 雪と氷の事典 ((社) 日本雪氷学会監修), 朝倉書店, 59-80.
 38. 村井五郎 (1956): 降雪粒子の結晶形と上層大気状態の関係. 低温科学, 物理編, 15, 13-32.

第4章 参考文献

1. 中村一樹・上石 勲・阿部 修 (2014): 2014 年 2 月の低気圧の降雪による雪崩の特徴. 日本雪工学会誌, 30, 106-113.
2. 中村一樹・小杉健二 (2016): 低気圧性の降雪により 2014 年 2 月 9 日に山形県西川町で発生した雪崩の特徴. 主要災害調査, 49, 47-54, <http://doi.org/10.24732/nied.00001588>.
3. 中村一樹・上石 勲・根本征樹・小杉健二・山口 悟・伊藤陽一・平島寛行・本吉弘岐・佐藤研吾・安達 聖・阿部 修・内山庄一郎・鈴木比奈子・飯田 肇・西村浩一・河島克久・松元高峰・渡部 俊・伊豫部 勉・阿部幹雄・阿部直樹・竹内由香里・勝島隆史・近藤伸也 (2018): 那須雪崩災害の現地調査. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究 平成 29 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書, 1-20, https://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/nasu/NasuKakenReport_chapter1-1.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
4. Nakamura K. (2019): Implementation and demonstration of a system for the forecasting of surface avalanche potential caused by snowfall from a cyclone. J. Disaster Res., 14, 1201-1226, <https://doi.org/10.20965/jdr.2019.p1139>.
5. 四手井綱英 (1953): 表層雪崩の一特異例. 雪氷, 14, 116-119, <https://doi.org/10.5331/seppyo.14.116>.
6. Murakami, M., Yamada, Y., Matsuo, T. and Mizuno, H. (1992): Microphysical structures of warm-frontal clouds -The 20 June 1987 case study-. J. Meteorol. Soc. Japan, 70, 877-895, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.5_877.
7. 石坂雅昭・藤野丈志・本吉弘岐・中井専人・中村一樹・椎名 徹・村本健一郎 (2015a): 2014 年 2 月の南岸低気圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴. -関東甲信越地方の雪崩の多発に関連して-. 雪氷, 77, 285-302, https://doi.org/10.5331/seppyo.77.4_285.
8. 山下克也・石坂雅昭・本吉弘岐・中井専人・荒木健太郎・村上正隆・斎藤篤思・田尻拓也 (2019): 2014 年 2 月大雪時の東京西部と山梨東部の降雪粒子種の特徴. 気象研究ノート, 240, 365-382.
9. Perla, R. (1977): Slab avalanche measurements. Canadian Geotechnical Journal, 14, 206-213, <https://doi.org/10.1139/t77-02>.
10. 長谷美達雄 (1991): 冬季降水における降雪の発生割合と地上気温の関係 (1) 発生割合の地域性と雨雪判別の的中率について. 雪氷, 53, 33-43, <https://doi.org/10.5331/seppyo.53.33>.
11. Tremper B. (2009): Staying alive in avalanche terrain. The Mountaineers Books, 281pp.
12. 中村一樹・佐藤友徳・秋田谷英次 (2013): 降雪系弱層形成時の気象の特徴. 北海道の

- 雪氷, 32, 14-17.
13. 池田慎二 (2015): 無名沢雪崩事故の原因となった降雪結晶弱層による 積雪不安定性の形成過程と持続性. 雪氷, 77, 17-35,
https://doi.org/10.5331/seppyo.77.1_17.
 14. 下山 宏・阿部夕香・双樹智道・板垣 力・山野井克己・尾関俊浩・雪氷災害調査チーム (2020): トマム山で 2020 年 1 月 30 日に発生した雪崩の調査報告. 北海道の雪氷, 39, 43-46.
 15. 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム (2020): 2020/01-30 トマム山雪崩調査【速報】. <https://avalanche.seppyo.org/snow/modules/bwiki/index.php?%BB%F6%CE%E3%2F2020%2F01-30%A5%C8%A5%DE%A5%E0%BB%B3>, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
 16. 尾関俊浩・八久保晶弘・秋田谷英次・田中久敬・雪氷災害調査チーム (2020): 2020 年 3 月に北海道で発生した雪崩の調査報告 -ニセコニトヌプリとソーキップ岳-. 北海道の雪氷, 39, 55-58.
 17. 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム (2020): 2020/03-05 ニトヌプリ雪崩調査【速報】. <https://avalanche.seppyo.org/snow/modules/bwiki/index.php?%BB%F6%CE%E3%2F2020%2F03-05%A5%CB%A5%C8%A5%CC%A5%D7%A5%EA>, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
 18. 松下拓樹 (2021): 2021 年 3 月 2 日に道央圏で同時多発した雪崩について. 北海道の雪氷, 40, 19-22.
 19. 国土交通省北海道開発局旭川開発建設部 (2021a): 令和 3 年 3 月 2 日 管内の国道の通行止めについて (第 1 報), 4pp.
 20. 国土交通省北海道開発局旭川開発建設部 (2021b): 令和 3 年 3 月 2 日 管内の国道の通行止めについて (第 2 報), 3pp.
 21. 国土交通省北海道開発局旭川開発建設部 (2021c): 令和 3 年 3 月 3 日 管内の国道の通行止めについて (第 3 報), 3pp.
 22. 国土交通省北海道開発局旭川開発建設部 (2021d): 令和 3 年 3 月 3 日 管内の国道の通行止めについて (第 4 報・終報), 3pp.
 23. Nakamura K. (2022): Improvement of a potential estimation algorithm for surface avalanches caused by snowfall during a cyclone. J. Disaster Res., 17, 956-975, <https://doi.org/10.20965/jdr.2022.p0956>.
 24. Colle, B. A., Stark, D. and Yuter, S. E. (2014): Surface microphysical observations within East Coast winter storms on Long Island, New York. Mon. Wea. Rev., 142, 3126-3146, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00035.1>.
 25. 気象庁 (2012): 最新の数値予報システムとその利用. 気象等の情報に関する講習会, 22pp, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/minkan/koushu121207/shiryous.pdf>, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
 26. 中村一樹・西田浩平・齋藤佳彦 (2021): 低気圧性降雪による表層雪崩危険度予測システムの改良. 寒地技術論文・報告集, 37, 57-62.

27. 村上正隆(2005) :降雪雲と降雪分布 (降雪の気象) . 雪と氷の事典 ((社) 日本雪氷学会監修) , 朝倉書店, 59-80.
28. 村上正隆(2021) :降雪のパターン. 日本の降雪 -雪雲の内部構造と豪雪のメカニズム-, 朝倉書店, 1-13.
29. 山口 悟・中村一樹・上石 勲 (2016) : 2015 年 1 月に多発した表層雪崩災害調査. 主要災害調査, 49, 101-105, <http://doi.org/10.24732/nied.00001595>.
30. 出川あずさ (2020): 雪崩事故事例集 190, 山と溪谷社, 144pp.
31. 阿部 修・中村一樹・小杉健二 (2016b): 2015 年に山形・宮城両県で発生した表層雪崩. 主要災害調査, 49, 107-114.
32. 尾関俊浩・八久保晶弘・秋田谷英次・田中久敬・雪氷災害調査チーム (2020): 2020 年 3 月に北海道で発生した雪崩の調査報告 - ニセコニトヌプリとソーキップ岳 -. 北海道の雪氷, 39, 55-58.
33. 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム (2020): 2020/03-07 武佐岳雪崩調査【速報】. <https://avalanche.seppyo.org/snow/modules/bwiki/index.php?%BB%F6%CE%E3%2F2020%2F03-07%C9%F0%BA%B4%B3%D9>, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
34. Hirashima, H., Nishimura, K., Yamaguchi, S., Sato, A. and Lehning, M. (2008): Avalanche forecasting in a heavy snowfall area using the snowpack model. Cold Reg. Sci. Technol., 51 (2-3), 191-203.
35. 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, 411-419.
36. Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C. and Satyawali, P. (2002a): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. Cold Reg. Sci. Technol., 35, 147-167, [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00073-3](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00073-3).
37. Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B. and Fierz, C. (2002b): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. Cold Reg. Sci. Technol., 35, 169-184, [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00072-1](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00072-1).
38. 建設省河川局 (1983) : なだれ防災対策調査報告書, 建設省河川局, 200pp.
39. 阿部 直樹・中村 一樹・上石 勲 (2018): 地形条件・樹林条件からなる雪崩ポテンシャル箇所抽出の検討. 2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究 平成 29 年度 科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書, 96-101, https://www.bosai.go.jp/seppyo-prev/kenkyu_naiyou/nasu/asuKakenReport_chapter6-1.pdf, 2023 年 4 月 21 日閲覧.

第5章 参考文献

1. 気象庁情報基盤部 (2023): 令和4年度数値予報解説資料集, 534pp, https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/nwpkaisetu/R4/No55_all.pdf, 2023年4月21日閲覧.
2. 気象業務支援センターa: メソ数値予報モデル GPV (MSM) . <http://www.jmbse.or.jp/online/file/f-online10200.html>, 2023年4月21日閲覧.
3. 気象業務支援センターb: 全球数値予報モデル GPV (全球域・日本域) . <http://www.jmbse.or.jp/jp/online/file/f-online10100.html>, 2023年6月14日閲覧.
4. 気象業務支援センターc: 局地数値予報モデル GPV (LFM) . <http://www.jmbse.or.jp/online/file/f-online10300.html>, 2023年6月14日閲覧.
5. Statham G. (2008): Avalanche hazard, danger and risk - A practical explanation, proceedings international snow science workshop Whistler 2008, 21-27.
6. 榊原健一 (2015): 雪崩リスクマネジメント, 山岳雪崩大全 (雪氷災害調査チーム編), 山と溪谷社, 91-99.
7. 榊原健一 (2017): 雪崩リスクマネジメント, 雪崩教本 (雪氷災害調査チーム&雪崩事故防止研究会編), 山と溪谷社, 61-92.
8. McClung D. M. and Schaerer P. (2006): The avalanche handbook, 3rd Ed., Mountaineers books, pp.342.
9. Nakamura K. (2019): Implementation and demonstration of a system for the forecasting of surface avalanche potential caused by snowfall from a cyclone. J. Disaster Res., 14, 1201-1226, <https://doi.org/10.20965/jdr.2019.p1139>.
10. McClung D. M. (2011): The strength and weight of evidence in backcountry avalanche forecasting. Nat. Hazards, 59, 1635-1645, doi:10.1007/s11069-011-9856-y.
11. 気象庁: 気象警報・注意報. <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownbosai/warning.html>, 2023年4月21日閲覧.
12. ニセコ雪崩調査所: ニセコなだれ情報. <http://niseko.nadare.info/>, 2023年4月21日閲覧.
13. 富山県山岳遭難対策協議会: 立山室堂山岳スキー情報. <https://toyamaken-sotai-kyo.jp/>, 2023年4月21日閲覧.
14. スイス連邦雪・雪崩研究所: <https://www.slf.ch/en/index.html>, 2023年4月21日閲覧.

第6章 参考文献

1. 建設省河川局 (1983) : なだれ防災対策調査報告書, 建設省河川局, 200pp.
2. 秋田谷英次・遠藤八十一 (1998) : 雪崩の発生機構. 気象研究ノート, 190, 3-17.
3. 秋田谷英次 (2000) : 雪崩発生のメカニズム. 雪崩と吹雪 (前野紀一・福田正己編), 古今書院, 51-62.
4. 秋田谷英次・清水 弘 (1987) : 積雪内の弱層形成に関する観察事例. 低温科学, 物理編, 46, 67-75.
5. 中村一樹・上石 勲・阿部 修 (2014) : 2014 年 2 月の低気圧の降雪による雪崩の特徴. 日本雪工学会誌, 30, 106-113.
6. 中村一樹・佐藤友徳・秋田谷英次 (2013) : 降雪系弱層形成時の気象の特徴. 北海道の雪氷, 32, 14-17.
7. 中村一樹・上石 勲 (2019) : 2014 年 2 月 14 日～16 日に通過した南岸低気圧の降雪による雪崩の特徴. 気象研究ノート, 241, 413-425.
8. 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, 411-419.
9. 平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会 (2017) : 平成 29 年 3 月 27 日那須雪崩事故検証委員会報告書, 196pp, http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/documents/20171015_houkokusyo.zip, 2023 年 4 月 21 日閲覧.
10. Nakamura K. (2019) : Implementation and demonstration of a system for the forecasting of surface avalanche potential caused by snowfall from a cyclone. J. Disaster Res., 14, 1201-1226, <https://doi.org/10.20965/jdr.2019.p1139>.
11. 中村一樹・西田浩平・齋藤佳彦 (2021) : 低気圧性降雪による表層雪崩危険度予測システムの改良. 寒地技術論文・報告集, 37, 57-62.
12. Nakamura K. (2022) : Improvement of a potential estimation algorithm for surface avalanches caused by snowfall during a cyclone. J. Disaster Res., 17, 956-975, <https://doi.org/10.20965/jdr.2022.p0956>.
13. 村上正隆 (2021) : 降雪のパターン. 日本の降雪 - 雪雲の内部構造と豪雪のメカニズム -, 朝倉書店, 1-13.
14. 村上正隆 (2005) : 降雪雲と降雪分布 (降雪の気象). 雪と氷の事典 ((社) 日本雪氷学会監修), 朝倉書店, 59-80.

謝辞

本論文を執筆するにあたり、北海道大学大学院環境科学院環境起学専攻実践環境科学コースを担当している北海道大学大学院地球環境科学研究院の山中康裕教授に主査としてご指導いただき、有益なコメントを多数いただきました。本論文にまとめた研究は、低気圧に伴う降雪に起因する表層雪崩発生危険度の予測アルゴリズムを開発するだけでなく、予測情報を地図上に可視化するシステムを開発して実証し、実証するとともに、予測情報の活用方法について検討することを目的として実施しました。社会と連携した実践を通じて、様々な環境問題を発見・解決する課題に取り組むという実践環境科学コースの研究理念が、本論文で実施した研究手法と内容に合致すると考え、論文の執筆についてご相談させていただきました。北海道大学大学院地球環境科学研究院の渡辺悌二教授、佐藤友徳准教授、北海道教育大学の尾関俊浩教授には副査としてご指導を賜りました。

北海道大学名誉教授（元北海道大学低温科学研究所所長）の秋田谷英次先生には、手作りの雪結晶撮影装置を複数台ご提供いただき、雪結晶の撮影方法や雪の観察方法をご指導いただきました。本論文で検討した雪崩事例のうち、自ら足を運んだ調査には秋田谷先生からいただいた雪結晶撮影装置を持参し、研究の根拠となる積雪中に形成された弱層の雪粒子を撮影しました。防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの同僚の研究者、技術者、スタッフ諸氏、及び株式会社雪研スノーイーターズの齋藤佳彦氏と西田浩平氏には、雪崩災害調査現場への同行やデータ整理、研究を進める上で有益なご助言等のご支援をいただきました。また、雪崩現場調査や表層雪崩発生危険度予測情報提供の実証試験において、多くの関係者の皆様にご協力いただきました。この場を借りて深く御礼申し上げます。そして、各々雪に関わる活動を行っている家族の支援に感謝します。

本論文の研究の一部は、平成 29 年度科学研究費補助金（特別研究促進費）「2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩災害に関する調査研究」（課題番号：17K18453）の一環として実施したものです。