

低気圧に伴う降雪と雪崩発生との関係について

松下拓樹*1 高橋 渉*1 櫻井俊光*1 松澤 勝*1

1. はじめに

冬期道路管理において、雪崩対策は交通の安全を図るため重要である。雪崩対策には、施設による対策と、通行規制や法面除雪などの管理による対策がある。管理による対策のうち、降雪中あるいは降雪直後の雪崩発生の可能性判断では、新たに積もった雪の量（積雪深の差）を用いる場合¹⁾が多い。しかし近年、短時間の多量降雪による雪崩の発生が各地で報告され^{2)~5)}、普段は起きにくい樹林帯でも雪崩が発生する^{2)~4)}などの課題がみられるため、著者らはその発生条件の再検討を行っている^{5)~9)}。また、低気圧に伴う降雪粒子の種類によっては、雪崩が発生しやすい弱層が積雪内に形成され^{10)~13)}、一般的な雪崩発生条件よりも降雪深が少ない場合でも雪崩が発生する可能性がある。弱層になる降雪粒子は、雲粒付着の少ない降雪結晶からなることが指摘されている^{10)~13)}。ただし、降雪粒子の雲粒付着の多少が、雪崩発生にどの程度影響するのか、具体的な観測データに基づいた定量的な検討は行われていない。

本論文では、降雪中における雪崩発生条件のうち、積雪を構成する降雪粒子の雲粒付着の多少に着目し、これによる雪崩発生への影響を定量的に明らかにすることを目的とする。そこで、新潟県の妙高山麓における積雪の密度と硬度の時間変化の観測結果¹⁴⁾を用いて、雲粒付着の多少の違いによる斜面積雪の安定性を数値解析により比較した。

2. 現地観測の概要と解析方法

2. 1 現地観測の概要

現地観測は、2016年1月18日から21日にかけて新潟県の妙高山麓(北緯36° 53' 50.75"、東経138° 9' 7.00"、標高 1067m)で行われた¹⁴⁾。観測期間中に積もった降雪粒子の写真撮影を3~6時間間隔で行い、雲粒付着の少ない降雪粒子からなる積雪(図1)と雲粒付着の多い降雪粒子からなる積雪(図2)の密度と硬度の測定を行った。この測定結果から、各積雪層の密度と硬度の時間変化を解析し、雪崩発生に関わる斜面積雪の安定性評価(2.2参照)に用いた。

現地観測の期間中、1月18日、総観規模の低気圧が本州の南岸を通過し(図3 a)、現地観測箇所に降雪をもたらした。この積雪をS層とする。積雪S層は、雲粒付着が少なく透明な結晶(図1)からなっていた。これらの雲粒付着の少ない結晶は、総観規模の南岸低気圧の北側の層状性雲からもたらされ、角板状や広幅六花などの扇状、樹枝状の結晶からなり、一部は立体的な構造を有していることが特徴である。

南岸低気圧が通過した後、日本海上に小さな低気圧が発生し(図3 b)、現地観測箇所では1月19日午後から再び降雪となった。この小低気圧による積雪をM層とする。積雪M層は、雲粒付着の多い降雪粒子(図2)から形成されており、所々に霰を多く含む箇所があることが特徴である。これらの降雪粒子は、発達した小低気圧の対流性雲からもたらされた。

小低気圧が東に抜けた後は冬型の気圧配置となり、現地観測地ではさらに44cmの積雪増加となった。なお、現地観測に関するその他の詳細については、松下ほか(2016)¹⁴⁾を参照されたい。

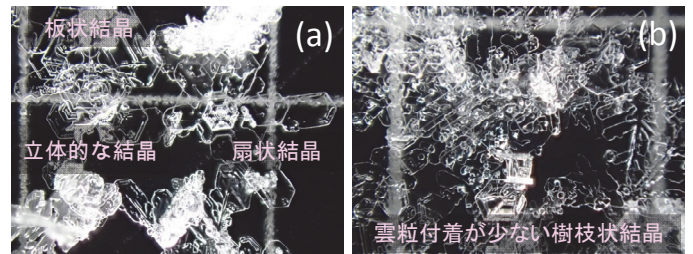


図1 雲粒付着の少ない積雪(S層)の降雪粒子の写真
目盛は3mm間隔。2016年1月18日3時、撮影：池田慎二。

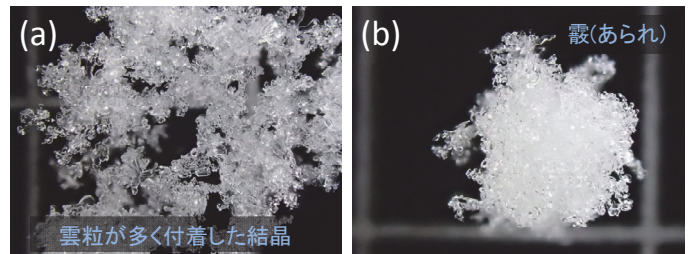


図2 雲粒付着の多い積雪(M層)の降雪粒子の写真
目盛は3mm間隔。2016年1月19日18時、撮影：池田慎二。

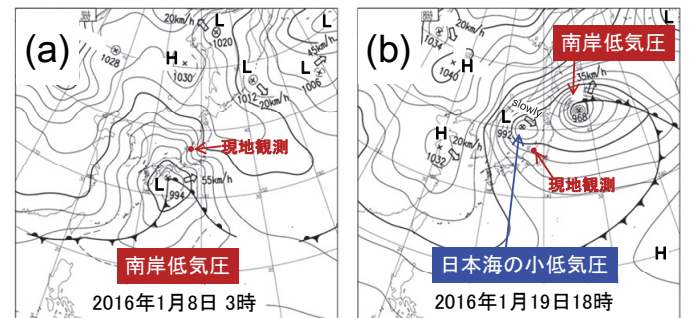


図3 現地観測期間中の地上天気図(気象庁提供)

(a)2016年1月18日3時、(b)1月19日18時。

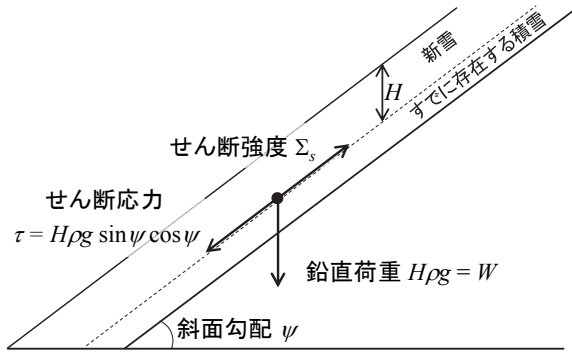


図4 斜面積雪の安定度 SI

2. 2 斜面積雪の安定度の計算方法

雪崩発生に関わる斜面積雪の安定性評価には、式(1)の安定度 SI ^{15) 16)}を用いた。安定度 SI は、斜面積雪に働くせん断応力と積雪のせん断強度の比で表される(図4)。

$$SI(t) = \frac{\Sigma_s(t)}{H\rho g \sin \psi \cos \psi} \quad (1)$$

Σ_s は新雪のせん断強度(N/m^2)、 H は新雪の深さ(m)、 ρ は新雪の密度(kg/m^3)、 g は重力加速度(m/s^2)、 ψ は斜面勾配($^\circ$)である。せん断強度 Σ_s は、密度 ρ を用いて式(2)より求めた¹⁵⁾。

$$\Sigma_s(t) = 3.10 \times 10^{-4} \rho(t)^{3.08} \quad (2)$$

しかし、新雪の密度 ρ は、積もってからの時間の経過とともに増加していく。時刻 t (s)における密度 $\rho(t)$ は、積雪の圧縮粘性理論に基づく式(3)¹⁵⁾を用いて計算した。

$$\rho(t) = \left\{ \frac{\beta \rho_0 I_h g}{2\alpha} \cdot \cos^2 \psi \cdot t^2 + \rho_0^\beta \right\}^{1/\beta} \quad (3)$$

ρ_0 は新雪の初期密度(kg/m^3)、 I_h は降雪強度(m/s)である。係数 α ($N/(m^2 \cdot s \cdot (kg/m^3)^\beta)$)と β は、密度の増加に関わる係数で、式(4)の密度 ρ と圧縮粘性率 η ($N \cdot s/m^2$)との関係式から求まる。

$$\eta(t) = \alpha \rho(t)^\beta \quad (4)$$

圧縮粘性率 η を密度の時間変化の観測結果から求め、密度 ρ との関係を式(4)にあてはめて、雲粒付着の少ない積雪と雲粒付着の多い積雪それぞれの係数 α と係数 β を求めた。

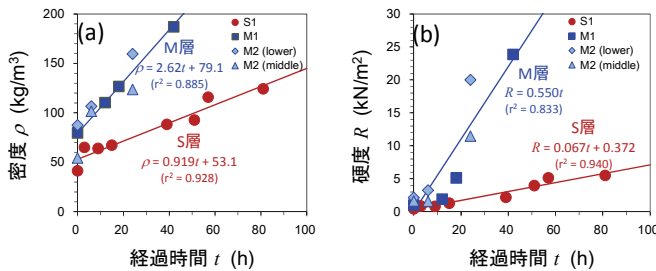


図5 S層とM層の(a)密度 ρ と(b)硬度 R の時間変化

横軸の経過時間は、最初に観測した時刻を0時間とした。図中の直線は回帰直線、 r^2 は決定係数。

以上より、式(1)~(4)を用いて、雲粒付着の少ない積雪(S層)と雲粒付着が多い積雪(M層)の安定度 SI を試算した。

3. 積雪安定度の計算結果

3. 1 係数 α と β の導出

図5は、雲粒付着の少ない積雪S層と、雲粒付着の多い積雪M層の密度と硬度の時間変化である。図中の実線は、各積雪層の密度と硬度の最初の観測からの経過時間に対する回帰直線で、 r^2 は決定係数(相関係数 r の二乗)である。雲粒付着の少ない積雪S層の密度と硬度の増加は、雲粒付着の多い積雪M層に比べてゆっくりである。S層の密度と硬度の増加速度は、それぞれM層の35%、12%であった。

図6は、密度の時間変化から求めたS層とM層の圧縮粘性率 η と密度 ρ の関係である¹⁴⁾。雲粒付着の少ないS層の圧縮粘性率 η は、M層の圧縮粘性率に比べて大きい。圧縮粘性率 η が大きいということは、積雪層が圧縮するひずみ速度が小さく、同じ垂直荷重が加えられても密度 ρ の増加がゆっくり進行することを意味する。また、密度 ρ が小さいままであれば、式(2)より積雪のせん断強度 Σ が小さく、式(1)より安定度 SI の低い斜面積雪が形成されやすいと言える。

図6の曲線は、圧縮粘性率 η と密度 ρ の回帰曲線である。この回帰曲線の係数、つまり式(4)の係数 α と β を求めたところ、S層では、 $\alpha=0.002$ 、 $\beta=5.55$ ($r^2=0.772$ 、データ数 $n=7$)、M層では、 $\alpha=0.483$ 、 $\beta=3.98$ ($r^2=0.876$ 、 $n=7$)を得た。雪崩発生に関わる積雪安定度 SI の試算(3.2参照)では、これらの係数 α と β を用いた。

3. 2 積雪安定度の推移の比較

積雪の安定度 SI の計算は、雲粒付着の少ない積雪S層と雲粒付着が多い積雪M層それぞれで求めた係数 α と β (3.1参照)を用いて行った。積雪の初期密度 ρ_0 は、S層とM層の最初の観測密度に近い 50 kg/m^3 と 80 kg/m^3 を与えた。また、雲粒付着の少ない積雪S層と雲粒付着の多い積雪M層が、一定の降雪強度 I_h (cm/h)で、勾配 ψ 35° と 45° の斜面に積もると仮定した。図7と図8は、S層とM層の積雪安定度 SI の時間変化の計算

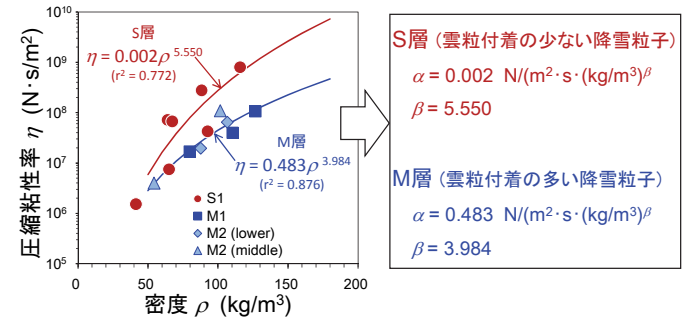


図6 S層とM層の密度 ρ と圧縮粘性率 η の関係

図中の実線はS層とM層それぞれの回帰曲線、 r^2 は決定係数。式(4)の係数 α と β は、この回帰曲線の係数として求めた。

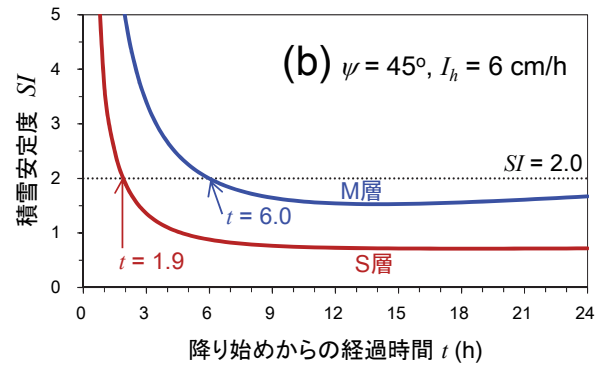
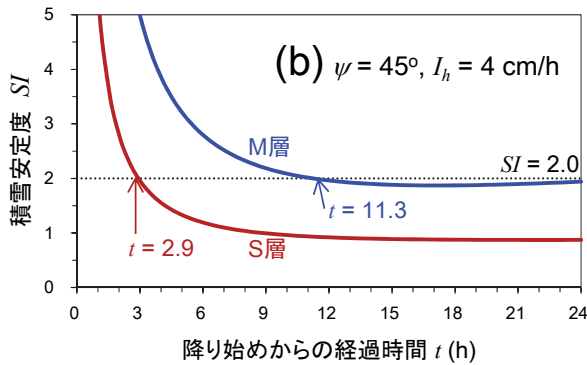
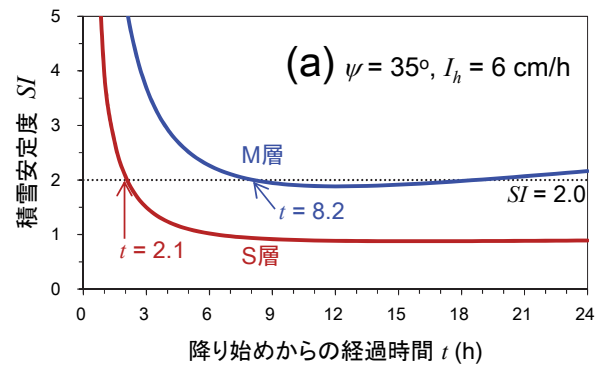
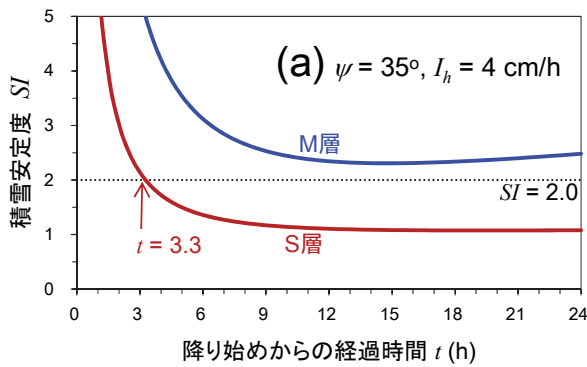


図7 S層とM層が一定の降雪強度で積もる場合の斜面積雪の安定度 SI の計算結果。降雪強度 I_h が4 cm/h、斜面勾配 ψ が(a)35°と(b)45°の場合の計算結果。

図8 S層とM層が一定の降雪強度で積もる場合の斜面積雪の安定度 SI の計算結果。降雪強度 I_h が6 cm/h、斜面勾配 ψ が(a)35°と(b)45°の場合の計算結果。

例である。西村ほか(2006)¹⁷⁾によると、積雪安定度 SI が2.0以下になると雪崩発生件数が顕著に増加することから、図7と図8においても積雪安定度 SI が2.0以下になると雪崩が発生する可能性が高くなると考える。

図7に示す降雪強度 I_h が4 cm/hの場合、S層の積雪安定度 SI は、降雪が始まってから約3時間後に2.0以下となった。これに対して、M層の積雪安定度 SI は、斜面勾配が45°の場合(図7 b)では降り始めから11.3時間後に2.0以下となったが、斜

面勾配35°の場合(図7 a)は2.0以下にならない結果となった。

また、図8に示す降雪強度 I_h が6 cm/hの場合では、S層の積雪安定度 SI は降り始めから約2時間で2.0以下となった。M層の積雪安定度 SI は、斜面勾配が45°の場合(図8 b)は降り始めから6.0時間後に、斜面勾配35°の場合(図8 a)は8.2時間後に2.0以下になった。雲粒付着の少ない積雪S層は、雲粒付着が多い積雪M層に比べて、積雪安定度 SI が2.0以下になるまでに要する時間が短いことがわかる。

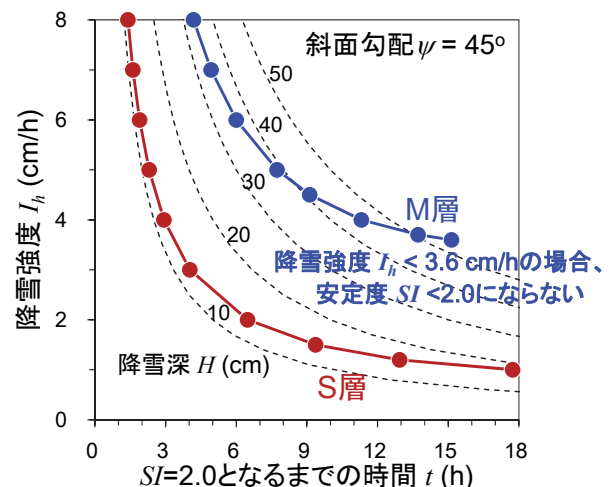
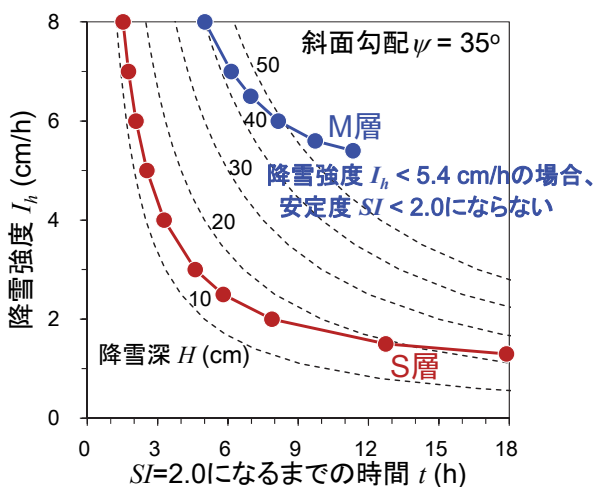


図9 降り始めから斜面積雪の安定度 SI が2.0になるまでの時間 t と降雪強度 I_h 、降雪深 H の関係。斜面勾配 ψ が35°の場合。

図10 降り始めから斜面積雪の安定度 SI が2.0になるまでの時間 t と降雪強度 I_h 、降雪深 H の関係。斜面勾配 ψ が45°の場合。

3. 3 降雪粒子の雲粒付着の多少による雪崩発生への影響

図9と図10は、降り始めから積雪安定度 SI が2.0以下になるまでの時間 t と降雪強度 I_h 、降雪深 H との関係を整理したものである。降雪強度 I_h が極めて大きく8 cm/hの場合、雲粒付着の多い積雪M層の積雪安定度 SI は、降雪開始から約5時間で2.0以下となる。このときの降雪深は40 cmで、降雪中における一般的な雪崩発生条件といえる^{1) 16)}。さらに、M層では、降雪強度 I_h が小さくなるほど積雪安定度 SI が2.0以下になるまでの時間 t は長くなる。また、勾配が35°の斜面では降雪強度 I_h が5.4 cm/h以下(図9)、勾配が45°の斜面では降雪強度 I_h が3.6 cm/h以下(図10)の降雪条件では、積雪安定度 SI は2.0以下にならない結果となった。

一方、雲粒付着が少ない積雪S層では、斜面積雪の安定度 SI は、雲粒付着の多い積雪M層に比べて短い時間で、かつ少ない降雪深で2.0以下になる。例えば、降雪強度 I_h が4 cm/h以上の場合、S層では降り始めから数時間で降雪深が約15 cmとなったときに積雪安定度 SI は2.0以下になる。また、降雪強度 I_h が2 cm/h以下の場合でも、6時間以上降り続くとS層の積雪安定度 SI は2.0以下になる。

以上より、雲粒付着の少ない降雪粒子からなる積雪(S層)が形成されると、雲粒付着の多い降雪粒子からなる積雪(M層)に比べて、不安定な斜面積雪が形成されやすいと考えられる。そのため、積雪S層のように、低気圧の層状性雲などから雲粒付着の少ない降雪粒子が10数cm以上積もる場合、一般的な雪崩発生条件より降雪深が少ない場合でも雪崩発生に対する早期警戒が必要になると考えられる。

4. おわりに

本論文では、低気圧に伴う降雪と雪崩発生との関係として、雲粒付着の少ない降雪粒子からなる積雪が、どのように雪崩発生に影響するのかを明らかにするため、現地観測データに基づいた斜面積雪の安定性に関する机上検討を行った。その結果、雲粒付着の少ない降雪粒子からなる積雪(S層)が形成されると、雲粒付着の多い降雪粒子からなる積雪(M層)に比べて、不安定な斜面積雪が形成されやすいことが示された。よって、低気圧の層状雲などから雲粒付着の少ない降雪粒子が10数cm以上積もる場合、一般的な雪崩発生条件よりも降雪深が少ない場合でも雪崩発生に対する早期警戒が必要になると考えられる。

一般的に、短時間の多量降雪は対流性雲からもたらされることが多く、その場合の降雪粒子は雲粒付着が多いものになる。ただし、2014年2月中旬の関東甲信地方を中心とした大雪に伴う雪崩のような事例^{3) 4) 18)}もある。今後、このような実際の雪崩発生事例を積み重ねて本論文で示した雪崩発生条件(図9と図10)を検証していくことが必要である。

参考文献

- 1) 竹内政夫ほか, 2006: 北海道における最近の道路雪崩とその対応. ゆき, 63, 77-84.
- 2) 竹内政夫ほか, 2005: 樹木や柵をすり抜ける新雪雪崩. 寒地技術論文・報告集, 21, 768-771.
- 3) 和泉 薫ほか, 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. 科学研究費助成事業(課題番号2590003)研究成果報告書, 111-118.
- 4) 中村一樹ほか, 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(2), 106-113.
- 5) 原田裕介ほか, 2017: 北海道における短時間多量降雪に起因する雪崩発生気象の特徴. 第60回(平成28年度)北海道開発技術研究発表会, ふゆ7.
- 6) 松下拓樹ほか, 2015: 樹林内における雪崩発生条件に関する一考察. 雪氷, 77, 433-445.
- 7) 松下拓樹ほか, 2016: 短時間多量降雪時の雪崩発生に関わる指標について. 第28回ゆきみらい研究発表会論文集, セッションI<道路管理・雪崩対策・雪氷予測>, 4.
- 8) 高橋 渉ほか, 2017: 短期間多量降雪時の雪崩発生に関わる積雪密度の時間変化に関する現地観測. 寒地土木技術研究, 770, 24-30.
- 9) 松下拓樹ほか, 2017: 森林における乾雪雪崩の発生条件について. 寒地技術論文・報告集, 33, 181-186.
- 10) 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, 46, 67-75.
- 11) 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.
- 12) 中村一樹ほか, 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.
- 14) 松下拓樹ほか, 2016: 南岸低気圧による降雪結晶弱層の密度と硬度の時間変化. 寒地技術論文・報告集, 32, 120-125.
- 15) 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.
- 16) Schweizer, J., Jamieson, J. B. and Schneebeli, M., 2003: Snow avalanche formation. Reviews of Geophysics, 41, 1016, doi: 10.1029/2002RG000123.
- 17) 西村浩一ほか, 2006: 雪崩発生危険度指標図の作成II. 寒地技術論文・報告集, 22, 31-35.
- 18) 石坂雅昭ほか, 2015: 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－関東甲信地方の雪崩の多発に関連して－. 雪氷, 77, 285-302.