

雪崩発生メカニズムと予測の試み

中村一樹 (防災科学技術研究所 気象災害軽減イノベーションセンター)

1. はじめに

防災科学技術研究所では、表層雪崩や全層雪崩のメカニズムの解析や予測手法の開発に関わる研究に取り組んでいる。雪崩は豪雪地帯の日本海側だけではなく、条件によっては、豪雪地帯ではない太平洋側でも発生する。最近の雪崩事例を取り上げ、その雪崩のメカニズムや雪崩危険度の予測の試みなど、最新の研究成果を紹介する。

2. 雪崩の分類

比較的大きな雪崩の跡は、その形態により発生区、走路(滑走区)、堆積区の3つに分けることができる(図1参照)。

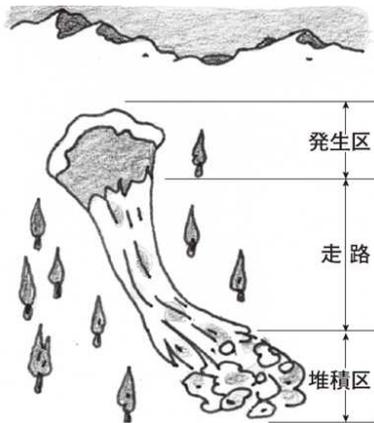


図1 雪崩跡地の区分(尾関・中村, 2017)

雪崩は地面または積雪内のある面を境にして発生するが、この面を滑り面、滑り面上の始動積雪を雪崩層と呼び(図2参照)、なだれ落ちて堆積した雪をデブリという。

日本では発生区の3つの要素により雪崩を8種類に分類する(表1参照)。

- ・ 発生区(始動積雪の破壊形態)によって点発生雪崩と面発生雪崩
- ・ 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
- ・ 滑り面の位置によって表層雪崩と全層雪崩に分ける。

確認できない要素のある場合は、その要素を省略し、たとえば面発生表層雪崩、全層雪崩などの名称

で分類する。この分類により、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(5.雪崩の運動を参照)。

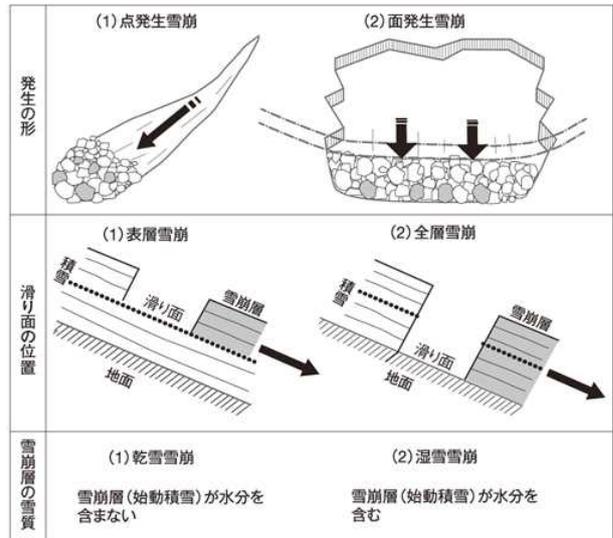


図2 雪崩の分類要素と区分(尾関・中村, 2017)

表1 雪崩の分類名称(尾関・中村, 2017)

発生区(始動積雪の破壊形態)	雪質	滑り面
点発生	乾雪	表層雪崩
点発生	乾雪	全層雪崩
点発生	湿雪	表層雪崩
点発生	湿雪	全層雪崩
面発生	乾雪	表層雪崩
面発生	乾雪	全層雪崩
面発生	湿雪	表層雪崩
面発生	湿雪	全層雪崩

以上の分類とは別に、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。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。

次に、表層雪崩と全層雪崩の特徴を示す。

3. 表層雪崩

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。

3.1 点発生表層雪崩

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。点発生表層雪崩(図3参照)は、新雪が斜面に大量に堆積した場合など、ほとんど結合力を持たな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、大事故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。

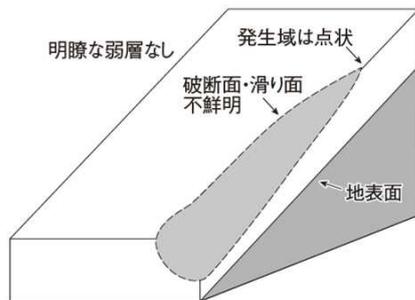


図3 点発生表層雪崩の模式図(尾関・中村, 2017)

3.2 面発生表層雪崩

面発生表層雪崩は、結合力を持つ雪が、積雪内部の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。滑り面は積雪内にある。発生区には、通常、図4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。弱い層(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、ある箇所でききた破壊が引き金となって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。

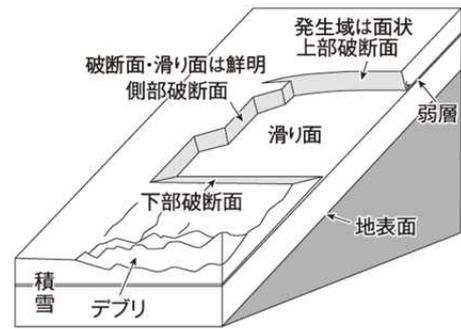


図4 面発生表層雪崩の模式図(尾関・中村, 2017)

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危険性が高い(図5参照)。

弱層の上に大量に雪が積もったとき
上載積雪が落ちようとする力 > 弱層が耐えられる力

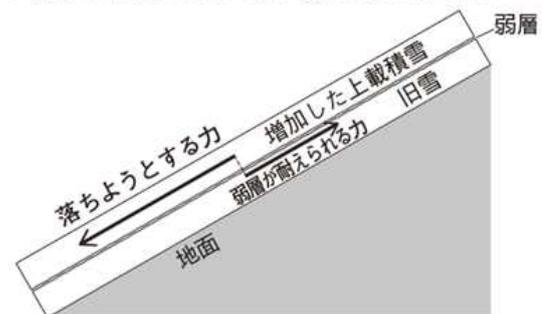


図5 弱層の上に積もった上載積雪(尾関・中村, 2017)

米国、スイス、カナダ、日本で起こった比較的大きな205件の面発生雪崩の破断面の調査結果によると、およそ200件の面発生乾雪表層雪崩のほとんどは、傾斜30~45度の斜面で発生し、その頻度のピークは40度付近にある。25度以下の緩斜面や55度以上の急斜面での発生は極めてまれである。緩い斜面に積もった積雪は斜面に沿って落ちようとする力が小さいことから、雪崩は起こりづらい。一方、同じだけ積雪が積もっていれば斜面が急になるほど斜面に沿って落ちようとする力は大きくなる。傾斜55度以上の斜面で面発生雪崩がほとんど起こらない理由は、それが起こるほど雪が積もらないためである。

3.3 弱層の種類

弱層とは、積雪内の上下の層に対し相対的に破壊が起きやすく、弱い層をいう。弱層になる雪層の特

徴は、雪氷用の X 線で横から撮影した図 6 の B 層のように、雪粒子がまばらで密度が小さいことである。

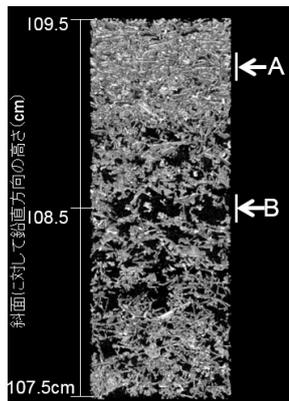


図 6 雪氷用の X 線で撮影した弱層の例(中村ほか, 2015)

これまでの研究から弱層を形成する典型的な雪として、こしもざらめ雪・しもざらめ雪、表面霜、雲粒のない降雪結晶、あられ、濡れざらめ雪の 5 種類が知られている(表 2 参照)。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、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らない。これらの弱層は、主に積雪の表層で形成される。

ここまでは主に積雪中に弱層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、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)。

3.4 弱層の寿命

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。一般的に埋没した積雪層は、上の層から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、融解再凍結やしもざらめ化などの変態を受けて強度が変化する。弱層も時間とともに変態が進み、

強度が変化する。

表 2 弱層となる主な雪の特徴(尾関・中村, 2017)

形成条件	弱層の名称と代表的形状	形成時の代表的な気象の特徴
降雪時の結晶形に関わる	雲粒の付着のない結晶 廣幅六花	弱風または無風の時の雲粒付着が少ない雪の結晶。主に層状雲(あるいは衰退期の発達していない対流雲)からの降雪
	あられ 	雪の結晶が雲の中を落下中に雲粒を捕捉し凍結、発達した対流雲からの降雪
堆積後に積雪表面または積雪内で変化して形成	しもざらめ雪① こしもざらめ雪② 	積雪表層に新雪、昼間の強い日射と夜間の放射冷却で表層中に発達(表層の積雪層が暖かく、換気や放射冷却現象で冷やされると形成)
	表面霜 	夜間の放射冷却と弱風、高湿度で顕著に発達
	濡れざらめ雪 	昇温や強い日射で結晶間を結び付けているボンドが融けて、凍結せずに積雪内に埋没

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。図 7 は雲粒なし結晶、あられ、しもざらめ雪の弱層のせん断強度を連続で観測した一例である。

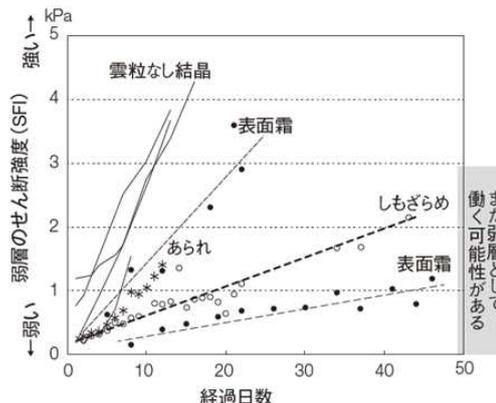


図 7 弱層の寿命(海原ほか, 2011)

全ての種類で、時間が経過するにしたがい、少しずつせん断強度が増加していることが確認できる。しかし、種類により丈夫になる速さに差があることがわかる。しもざらめ雪、表面霜、あられの弱層は、せん断強度の小さい値が比較的長期間継続する。しもざらめ雪の弱層では、層の厚さが 1 カ月以上ほとんど変化せず、圧密が進まないことが、しもざらめ雪の弱層のせん断強度の増加が遅い一因である。一方、雲粒なし結晶の弱層は、比較的早くせん断強度が大きくなり丈夫になる。

4. 全層雪崩

全層雪崩は、発生区の斜面積雪が地面まですべ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。

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8参照）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。



図8 全層雪崩の前兆（尾関・中村，2017）

図9に全層雪崩の発生模式図を示す。グライドは通常1日当たり0.1~10cmの範囲にあるが、クラックが発生するとグライドが助長される。しかし、クラックが発生しても、ただちに全層雪崩になるとはかぎらない。また、笹地の斜面では積雪に入り込んだ笹と地面に倒伏した笹が斜面積雪を支えている。北海道の笹地斜面での観測ではグライド量が笹の丈よりも長くなると笹が積雪から抜けてしまうことからグライドが速くなりやすい。

また、コブ状起伏にタテ割れ目ができたら、全層雪崩の危険がとても高い。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。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。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ので、注意が必要である。

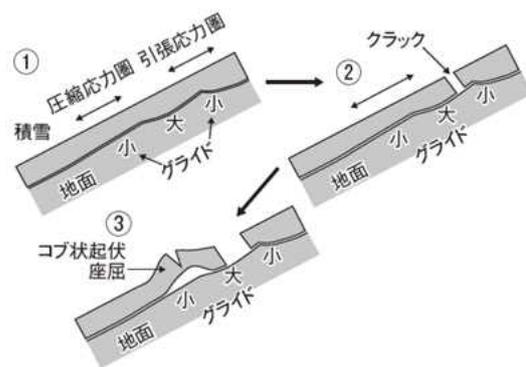


図9 全層雪崩の発生模式図（尾関・中村，2017）

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。

5. 雪崩の運動

雪崩を運動の立場から見ると、雪煙を高く舞いあげて斜面を高速で流れ下る「煙型」と、大小の雪の塊（流動層）が斜面を比較的低速で流れる「流れ型」に分類できる。前者は発生上の分類からは「面発生乾雪表層雪崩」に対応するが多い。

春先に多く発生する湿雪の全層雪崩は「流れ型」で、一般に10~30m/s（時速100km以下）と比較的低速である。一方、「煙型」に発達した表層雪崩の速度は80m/sを上回ることもある。これは時速300km、つまり新幹線の営業速度に匹敵する。

6. 雪崩発生危険度予測

6.1 積雪変質モデルによる表層・全層雪崩発生予測

自動観測や予測が可能な気象データを入力に用いて、積雪の内部構造を計算するモデルのひとつとして、図10に示した積雪変質モデル(SNOWPACK)が用いられている。SNOWPACKは、スイスで開発された積雪変質モデルであり（例えばLehningほか，1999）、日本では、防災科研が湿雪など日本の雪に対応するように改良を加えている。このモデルは雪が積もり始めてから現在までの気象データを入力して、大気と雪表面間の水や熱の交換や、積雪内部における雪の性質の変化を計算し、雪質、温度、密度、粒径、含水率等、積雪の細かい層構造の情報を出力する。それらを用いて積雪安定度を算定することにより、表層雪崩や全層雪崩の発生予測を行う試みがなされている（平島，2014，2015）。

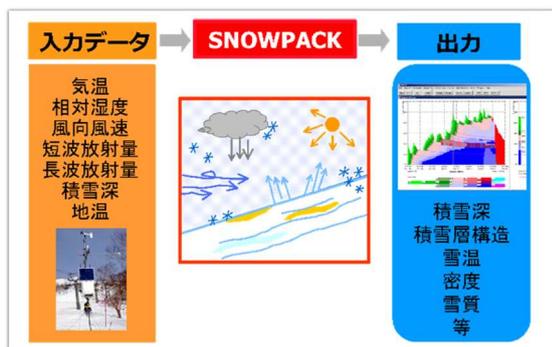


図 1.0 積雪変質モデル(SNOWPACK)模式図

6.2 低気圧性の降雪による表層雪崩危険度予測

前節に示したように、これまでも積雪モデルを用いた表層雪崩発生予測に関わるいくつかの研究例がある（例えば、平島，2014）が、降雪結晶が弱層になる表層雪崩の予測は行われていなかった。

一方、弱層となる降雪結晶（例えば、雲粒の付着の少ない比較的大型の板状結晶等）は、低気圧による降雪の場合が多いことがわかっている（例えば、中村ら，2013）。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角柱状結晶」等が降りやすい。

これらの特徴を踏まえ、降雪結晶が弱層になった那須岳雪崩の調査結果（中村ら，2018）や過去の低気圧の降雪が原因の表層雪崩事例（例えば、中村ら，2014）の地形、上空の風、気温、降雪量等进行分析して、低気圧性降雪による表層雪崩危険度を可視化するシステムを設計した（図 1.1 参照）。

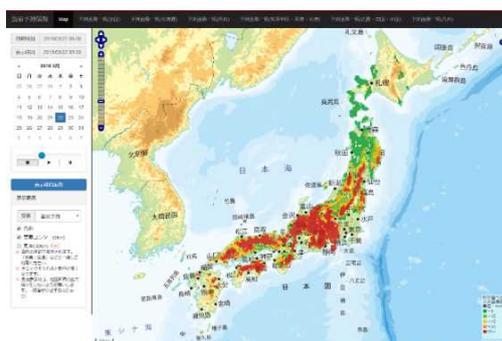


図 1.1 情報の表示例（表層雪崩危険度予測）

気象庁メソ数値予報モデル (MSM) の気象要素を入力値として、1 時間毎に 39 時間先まで予測するシステムとなっている。図 1.1 に示す試験運用の画面では、低気圧性降雪による表層雪崩の危険度を水平格

子間隔 5km で、5 段階の色を用いて表示した。現在、山岳関係者や研究者のグループ内で試験的にシステムを運用し、検証を実施中である。

参考文献

- 尾関俊浩・中村一樹，2017：雪と雪崩の科学. 雪崩教本，山と溪谷社，5-60.
- 尾関俊浩・遠藤八十一，2014：雪崩対策の基礎技術 2014，日本雪氷学会，1-18.
- 中村一樹・阿部 修・小杉健二，2017：雪氷用 μ -CT を用いたフィールドの積雪の 3 次元微細構造分析手法確立と表層雪崩弱層の分析への適用. 東北の雪と生活，30，75-80.
- 海原拓哉・八久保晶弘・尾関俊浩・西村浩一・秋田谷英次，2011：しもざらめ雪・あられ・降雪結晶からなる弱層のせん断強度変化の観測. 雪氷，73，133-142.
- 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.
- Lehning, M., P. Bartelt, R.L. Brown, T. Russi, U. Stöckli and M. Zimmerli, 1999：Snowpack model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 30(1-3), 145-157.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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. 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（課題番号 17K18453），1-20.