

論文

妙高山域幕ノ沢の大規模表層雪崩によるスギ林の 倒壊状況と雪崩速度の推定

竹内由香里¹⁾, 鳥田宏行²⁾, 西村浩一³⁾, 坂本知己⁴⁾,
萩野裕章⁵⁾, 後藤義明⁴⁾, 村上茂樹¹⁾, 遠藤八十一⁶⁾

要 旨

妙高山域の幕ノ沢で2008年2月17日に大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生し、多数の樹木が倒壊した。森林の表層雪崩に対する減勢効果を検証するために、スギ人工林を対象として林相や樹木の折損状況を調査した。スギの折損は雪崩が流入した林縁付近で最も甚大で、林内へ入るにつれて軽微となり、雪崩の痕跡は林縁から130 mほどの林内で途絶えたことがわかった。樹幹の折損は曲げ応力による曲げ破壊であることもわかった。観測した枝折れ高や折れた幹の直径にもとづいてスギの幹が折れる応力から雪崩の速度変化を推定した。スギ林へ流入した雪崩の運動形態を低密度の雪煙層とした場合と、雪煙層（密度 3 kg m^{-3} ）と流れ層（密度 300 kg m^{-3} ）の2層構造とした場合の2通りについて速度を計算し、考察を行なった。その結果、この雪崩は高さが17 mに達する雪煙層と厚さ2 m以下の流れ層の2層構造で $26 \sim 31 \text{ m s}^{-1}$ 以上の速度でスギ林に流入したと推定された。雪崩は林内を進みながら減速し、推定速度が 0 m s^{-1} となったのは林縁から約130 mの位置であり、調査の結果と一致した。

キーワード：妙高・幕ノ沢、大規模表層雪崩、スギ林、雪崩速度

Key words: Makunosawa valley in Myoko, large-scale slab avalanche, cedar forest, snow avalanche velocity

1. はじめに

新潟県南西部に位置する妙高山域の幕ノ沢で2008年2月17日に大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生した。雪崩を検知するために幕ノ沢に設置している地震計や雪崩発生検知システム、ビデオ

カメラの記録により、発生時刻は13時48分と推定された。雪崩は標高約1700 m付近の東～南東向き斜面で発生したとみられ、約3000 m（水平距離）を流下して標高約770 m地点まで到達したことがわかった。雪崩の到達範囲を踏査して位置を測定した結果、堆積区の面積は約10 haと見積もられた。また、堆積区で測定したデブリ（雪崩で流下、堆積した雪）の相当水量は400～1500 mm（平均1000 mm）であり、雪崩の堆積量は $5 \sim 10 \times 10^4 \text{ t}$ と推定した。これは過去に幕ノ沢で調査された中では1984年の雪崩（是沢ら、1988）に迫る規模であり、国内のみならず海外の事例と比較しても非常に大規模な雪崩であった。このような「2008年幕ノ沢雪崩」の発生状況や到達範囲、堆積量については先に報告した（竹内ら、2009）。

1) 森林総合研究所十日町試験地

〒948-0013 十日町市辰乙 614

2) 北海道立林業試験場

〒079-0166 美瑛市光珠内町東山

3) 名古屋大学大学院環境学研究科

〒464-8601 名古屋市中千種区不老町

4) 森林総合研究所

〒305-8687 つくば市松の里 1

5) 森林総合研究所九州支所

〒860-0862 熊本市黒髪 4-11-16

6) 〒948-0081 十日町市本町 5 ケンズハウス 101

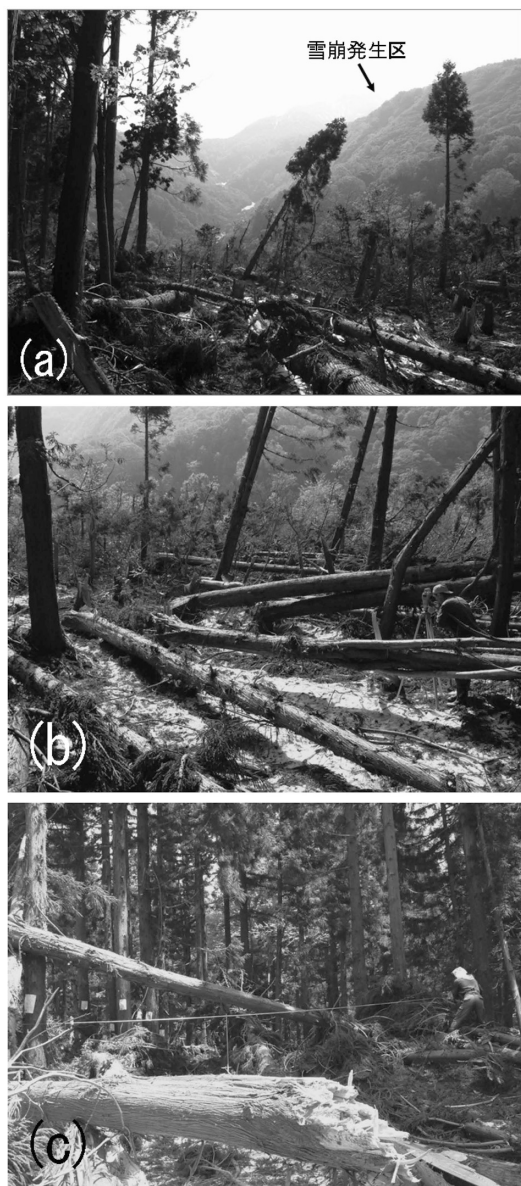


図 1 幕ノ沢の表層雪崩で倒壊したスギ林の様子。(a)は上流側林縁付近、(b)、(c)の順に林内へ進んだ様子。雲に覆われて見えないが、雪崩は(a)の矢印付近で発生した。2008年5月21日撮影。

この雪崩により、幕ノ沢では多数の樹木の幹や枝が折れた(図1)。融雪期になってデブリの融解が進むにつれてその状況が明らかになり、雪崩の一部がスギ林に流入して多数のスギが倒壊したものの、枝折れなどの雪崩の痕跡は林内で途絶えていて、林を抜けて下流までは達していないことが

わかった。そこで、森林の表層雪崩に対する減勢効果や緩衝空間としての機能を検証するために、スギ人工林を対象として林相や雪崩による樹木の折損状況を調査した。本論文では調査結果を報告するとともに、スギ林による減勢効果を明らかにすることを目的として、樹幹の折損状況から林内に流入した雪崩の速度変化を推定した。

雪崩による森林の倒壊はしばしば発生し、これまでも樹木の折損状況やそれにもとづいた雪崩の経路、運動形態などが報告されている(例えば、佐伯ら, 1975; 下川, 1983; 池田, 1998)。2000年に岐阜県で発生した左保谷雪崩では、推定方法の1つとして代表被害樹木の幹折れ状況から雪崩の速度が推定された(日本雪氷学会, 2001)。雪崩ではないが、Johnson *et al.* (1982) はハリケーンの強風による幹折れ状況から風速を推定し、風速の実測値と比較して妥当な結果を得ている。しかし、雪崩の流下経路上における樹木の位置と折損状況を定量的に解析し、雪崩の速度変化を推定した例はないようであり、本論文ではこうした観点から雪崩速度の推定を試みた。

2. スギ林の倒壊状況

2.1 調査の方法

調査は幕ノ沢右岸寄りの雪崩堆積区の先端近くに位置しているスギ人工林(1947年植林)において行なった(図2)。林縁から雪崩の進行方向へ長さ約130 m, 幅17 mの範囲を調査の対象とし、範囲内のすべての樹木について位置と損傷の状態、樹高、枝折れ高、胸高直径を観測した。幹が折れた樹木については折れた高さ、折れた高さの幹の直径、幹が倒れた方向も測定した。

樹木の位置は、基準としたスギからの距離と方位をレーザー距離計(TruPulse)と方位磁石(コンパスグラス)で測定した。樹木の状態は、雪崩で幹が傾いた「傾木」、幹が折れた「幹折」、折れた幹が切断された「幹破断」などを記述し、傾きや幹折れのない「直立木」については雪崩による枝折れの有無を記録した(図3a)。幹が折れた場合、折れた幹の上部が根株から切り離されて飛ばされたものや、逆に幹の上部が見あたらず根株だけが残っているものが多く見られた。そこで、折れて根株から切り離された幹の上部を「幹破断

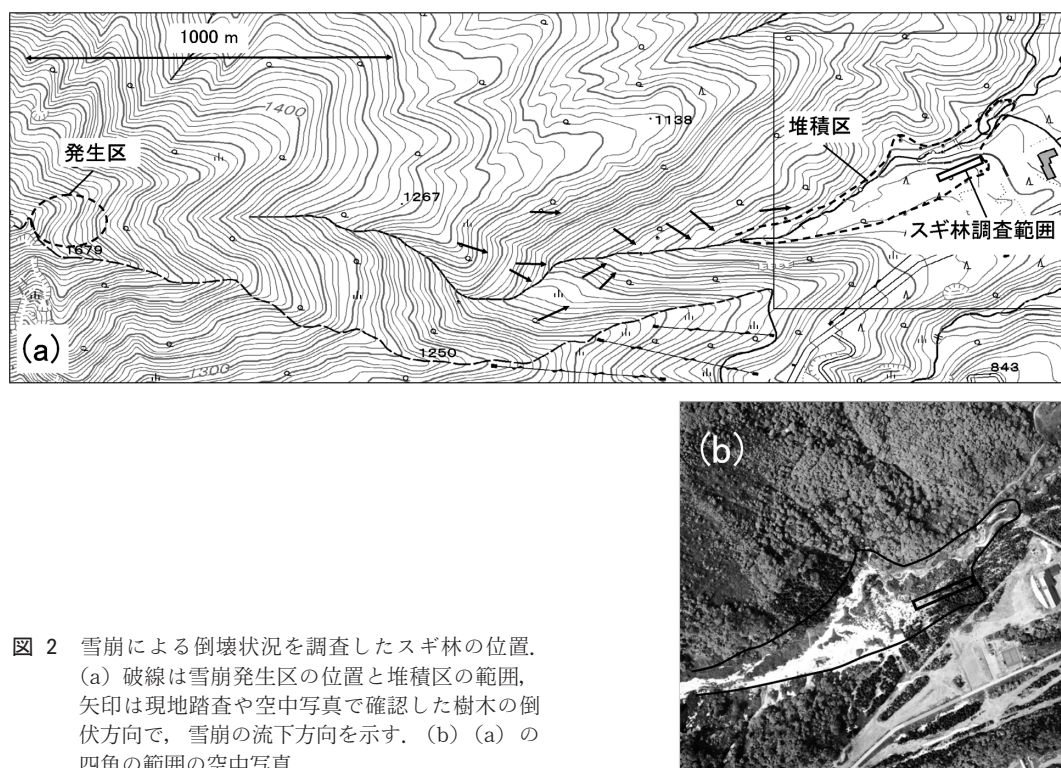


図 2 雪崩による倒壊状況を調査したスギ林の位置。
(a) 破線は雪崩発生区的位置と堆積区の範囲、
矢印は現地踏査や空中写真で確認した樹木の倒
伏方向で、雪崩の流下方向を示す。(b) (a) の
四角の範囲の空中写真。

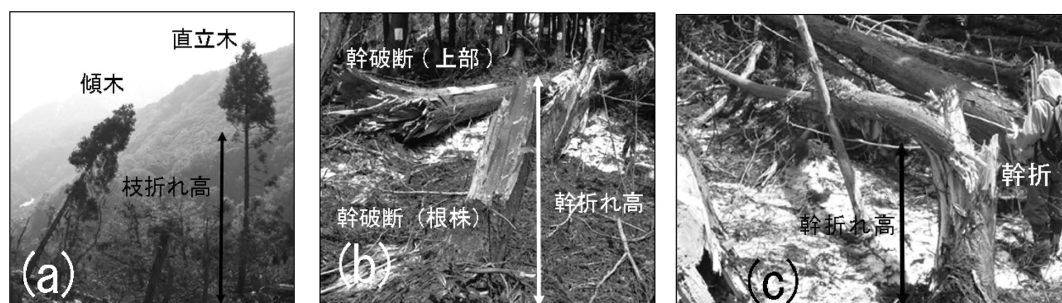


図 3 スギの状態(直立木, 傾木, 幹折, 幹破断(上部), 幹破断(根株))および枝折れ高と幹折れ高。

(上部)」、残った根株部分を「幹破断(根株)」と
区別し、折れた幹がその場に倒伏しているものは
根株部分と一体として「幹折」と記した(図 3b, 3
c)。「幹破断(上部)」は対になる根株を探すこと
が難しく、元の位置はわかっていない。

樹高や枝折れ高は超音波樹高測定器(Vertex)
やレーザー距離計(TruPulse)で測定した。ここ
で枝折れ高とは、雪崩により下方の枝が折れた樹
木について、幹の両側に枝が残っている最も低い
高さとした。すなわち、雪崩が当たった側面の枝

がなく、片側だけに残った枝の高さは含まない
(図 3a)。幹折れ高や幹の直径は巻き尺で測定し
た。胸高直径は原則として 1.3 m の高さで測定し
たが、根元に残雪や雪崩で堆積した幹や枝があっ
たために 1.3 m より高い位置で測定した場合もあ
る。最後に、調査範囲の地面の傾斜を光波測距経
緯儀(トータルステーション)で測定した。各測
定の際に残雪があった箇所では、積雪深を測深棒
で測って高さを補正し、地上高とした。以上の測
定項目と方法を表 1 にまとめた。調査は 2008 年 4

表 1 樹木の状態と測定項目および方法.

状態	測定項目 測器	樹 高	胸高直径	枝折れ高	幹折れ高	幹折れ高 の直径	倒れた 方向
		* 距離計, 樹高測定器	巻尺	* 距離計, 樹高測定器	巻尺	巻尺	方位磁石
直立木	枝折なし	○	○	—	—	—	—
	枝折あり	○	○	○	—	—	—
傾木		○	○	○	—	—	○
幹折		○	—	—	○	○	○
幹破断(根株)		—	—	—	○	○	—
幹破断(上部)		—	—	—	—	○	○

* レーザー距離計, 超音波樹高測定器

表 2 調査した樹木の本数.

損傷なし	枝折れ	傾木	幹折	幹破断(根株)	幹破断(上部)
12(4)	48	11(3)	13	22	24
小計:106					
合計:130					

() はブナ・カエデの数.

表 3 調査したスギの測定結果.

	樹 高 (m)	枝折れ高 (m)	幹折れ高 (m)	幹折れ高の 直径 (m)	胸高直径 (m)	倒れ 方向
平均	15.5	8.0	1.2	0.37	0.38	77°
最大	22.2	16.6	4.0	0.80	0.56	
最小	3.5	2.3	0.0	0.12	0.14	

* ブナとカエデは除く.

月 30 日～5 月 1 日と 5 月 20～21 日に実施した.

2.2 調査の結果

調査した樹木は 130 本, そのうち損傷のない「直立木」は 12 本, 枝が折れた「直立木」は 48 本, 幹が傾いた「傾木」は 11 本, 「幹折」は 13 本, 「幹破断(根株)」は 22 本, 「幹破断(上部)」は 24 本であった(表 2). このうち 95% の 123 本がスギであり, 残る 7 本はブナまたはカエデであった. 以下, スギのみを対象として集計や解析を行なう. 調査したスギの樹高は 3.5～22.2 m (平均 15.5 m), 胸高直径は 0.14～0.56 m (平均 0.38 m) であった(表 3). 元の位置が不明の「幹破断(上部)」を除いた本数(106 本)から, 対象としたスギ林の元の立木本数密度を求めると 480 本/ha であった.

調査した樹木の位置と状態を平面図に表わすと, 林縁から林内へと損傷の程度が軽くなってい

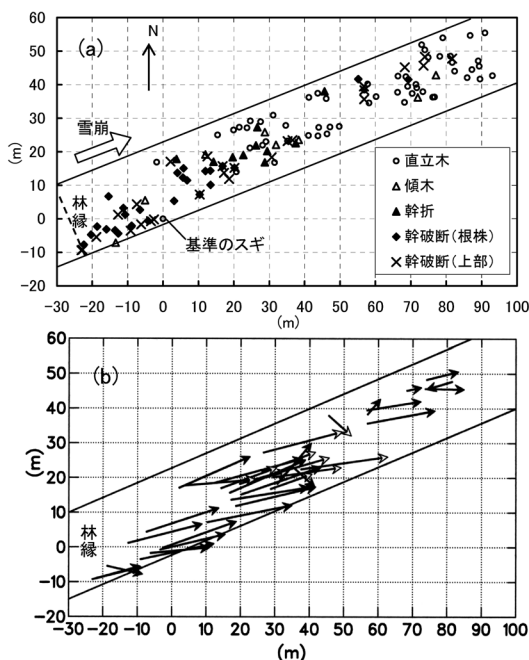


図 4 (a) 調査したスギの位置と損傷の状態(平面図). (b) 倒れた幹の方向と長さ. 黒矢印: 幹破断(上部). 白抜矢印: 幹折. 2本の直線には含まれる部分が調査範囲.

る様子が明らかになった(図 4a). すなわち, 雪崩が流入した上流の林縁付近では, 折れた幹の上部(幹破断(上部))が飛ばされて見あたらず, 残った幹破断(根株)が目立ったが, 林内へ 50 m ほど入ると, 多数の「幹折」や中には「直立木」も見られるようになった. さらに林内へ入ると「幹折」はわずかでほとんどが「直立木」となり, 枝折れなどの損傷のない木も現れるようになった. 多く

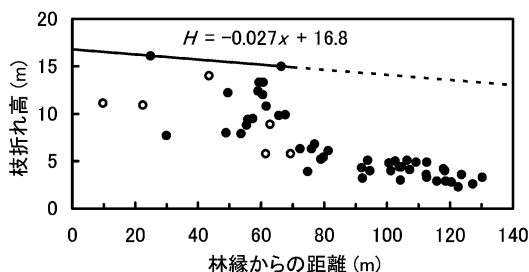


図 5 枝折れ高と林縁からの距離の関係。●は直立木、○は傾木。

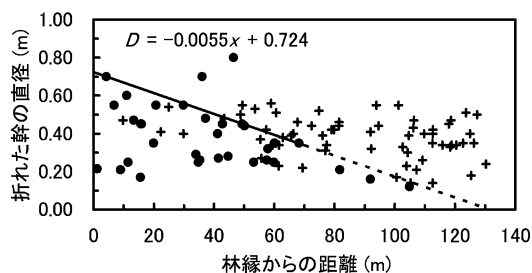


図 6 林縁からの距離と折れた幹の直径の関係 (●). +は直立木と傾木の胸高直径。

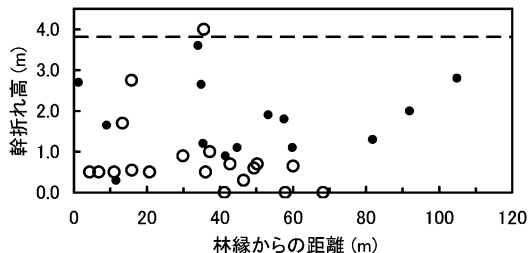


図 7 林縁からの距離と幹折れ高の関係。○は幹の直径 $D > 0.3$ m, ●は $D \leq 0.3$ m. 破線は雪崩発生時の積雪深 (3.8 m, 林外測定値)。

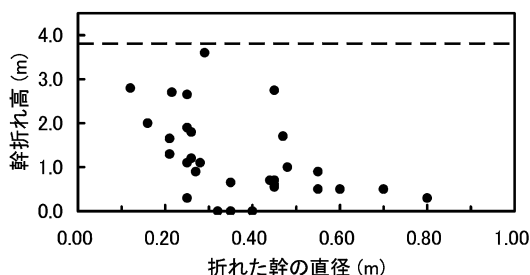


図 8 折れた幹の直径と幹折れ高の関係。破線は雪崩発生時の積雪深 (3.8 m, 林外測定値)。

の幹が同じ方向に倒れていて、雪崩の進行方向を示していた (図 4b)。図 4b には他の倒木と直交するような倒木が数本みられるが、これは、折れて飛ばされた幹の衝突によるものと考えられる。なお、以下に示す林縁からの距離とは、調査した最上流のスギを通り調査範囲の長辺方向に直交する直線 (図 4a 左下の破線) からの距離とした。

雪崩で折れた枝の高さ (枝折れ高) は 2.3~16.6 m (平均 8.0 m)、幹が折れた高さは 0.0~4.0 m (平均 1.2 m)、折れた高さの幹の直径は 0.12~0.80 m (平均 0.37 m) であった (表 3)。なお測定の結果、調査対象とした範囲は、雪崩の進行方向へ 4° (7%) の緩やかな下り勾配となっていた。

雪崩が達した高さの目安となる枝折れ高は、林縁付近では約 17 m であったが、林内へ進むにつれて低下し、雪崩の高さ (厚さ) の低下がうかがえた (図 5)。また、林縁付近では直径 0.70 m の太い幹が折れていたが、林内へ進むにつれて折れた幹の直径は細くなった (図 6)。同図には比較のため、幹折れのない直立木や傾木の胸高直径も示したが、林縁付近に比べて林内のスギの胸高直径が

細くなる傾向はみられない。すなわち、林内へ進むにつれて折れた幹の直径が細くなったのは、雪崩の破壊力が減衰し、太い幹は折れなかったためと考えられる。

一方、幹が折れた高さには林縁からの距離との関係において明瞭な傾向は見られなかった (図 7)。折れた幹の直径と幹折れ高の関係をみると、高い位置で折れたのは細い幹が多く、太い幹の多くは低い位置で折れていた (図 8)。また、ほとんどの幹折れが、雪崩発生時の積雪深 (3.8 m; 林外の測定値) よりかなり低い積雪内で生じたことが明らかになった (図 7, 図 8)。

3. 雪崩速度の推定

3.1 計算方法

調査結果にもとづき、スギの樹幹が折れるときの応力から逆算して、雪崩速度の推定を試みた。一般に、大規模な乾雪表層雪崩は、高密度の下層 (底部) の流れ層 (dense-flow layer) と低密度の上層の雪煙層 (suspension layer) およびその中間の遷移層 (saltation layer) から成ることが知

られ、雪崩が十分に発達した状態での各々の密度のオーダーは 300, 3, 30 kg m⁻³ 程度であるといわれている (Issler, 2003). 流れ層は大きな雪塊を含み、雪煙層は小さな雪粒子から成るので、両者は明瞭に区別できると考えられている. 雪煙層は厚さが数 10 m に及ぶこともあるが、鉛直方向の速度勾配はほとんどない (西村, 1998). 一方、流れ層は高さ約 2 m 以下で大きな速度勾配が観測されている (Gubler, 1987; Nishimura and Ito, 1997; Kern *et al.*, 2009).

幕ノ沢ではスギ林外のデブリに大きな雪塊が含まれていて (竹内ら, 2009), 流れ層が堆積したものと考えられる. しかし、スギ林内に流れ層が流入したか否かは確認できなかった. 一方、林縁付近で高さ約 17 m の枝が折れていたのも、雪煙層は林内に流入したと考えられる. また、雪崩による幹折れの形態は、切断面がささくれ立っていたりねじ切られたりしていて、樹幹に作用した曲げ応力によって生じたと考えられた. (図 1c, 図 3b, 3c). つまり流れ層の大きな速度勾配による剪断応力で幹折れが生じたとは考えにくい形状であった. そこで、幹折れは曲げ応力によって生じたとして雪崩速度の推定を行なった. スギ林へ流入した時の流れ層の有無は不明であるので、流れ層がなく雪煙層のみの場合と雪煙層と流れ層の 2 層構造の場合について、雪崩の速度を計算した. 一般的には、雪煙層と流れ層の速度は等しいとは限らないが、ここでは両者の速度を等しいと仮定する.

曲げ応力とは、樹幹が曲げモーメントを受けたときに生じる引張応力と圧縮応力である. 曲げ応力がその樹木の曲げ強さ (MOR; Modulus of rupture) を超えた場合に幹の折損が生じるものとする. いま、樹幹を直径 D (m) の円柱と仮定すれば、最大曲げ応力 σ (N m⁻²) は立木にかかる曲げモーメント M (N m) と断面係数 Z (m³) で式 (1) のように表わすことができる. 一般に、断面積が同じであっても断面の形状によって曲げやたわみなどの変形しやすさは異なっている. 断面係数とはそのような断面形状による変形しやすさを表わす値で、断面が円形の場合は式 (2) で求められる.

$$\sigma = \frac{M}{Z} \quad (1)$$

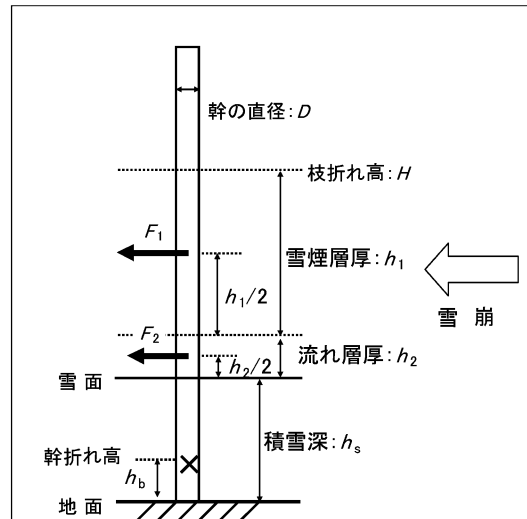


図 9 雪崩による樹幹への荷重 (模式図).

$$Z = \frac{\pi}{32} D^3 \quad (2)$$

一方、雪崩による幹への荷重 F (N) は、抵抗係数を C_d 、荷重を受ける断面積を A (m²) ($A = Dh$, h (m) は雪崩層厚) とすると式 (3) で表わされる. ρ (kg m⁻³) は雪崩の密度, v (m s⁻¹) は雪崩の速度である.

$$F = \frac{1}{2} C_d \rho A v^2 \quad (3)$$

雪煙層と流れ層の 2 層構造を想定した場合には、各々の荷重 F_1 と F_2 による曲げモーメント M_1 , M_2 (Nm) を合わせた曲げモーメント M (Nm) が、幹が折れた高さ (地上高) h_b (m) に作用すると考えた (図 9). 倒壊したスギ林は雪崩堆積区に位置しているので、流入した雪崩は新たに積雪を取り込むことなく雪面上を通ったと考え、雪崩の荷重 F (N) がかかるのは積雪深 h_s より上の部分である. 幹が積雪から受ける力は無視できるほど小さいとみなすと、幹折れ高 h_b (m) に作用する曲げモーメント M_1 , M_2 (Nm) は式 (4), 式 (5) となる.

$$M_1 = F_1 \left(\frac{h_1}{2} + h_2 + h_s - h_b \right) \quad (4)$$

$$M_2 = F_2 \left(\frac{h_2}{2} + h_s - h_b \right) \quad (5)$$

ここで、雪煙層の厚さ h_1 (m) は枝折れ高 H (m) から積雪深 h_s (m) と流れ層の厚さ h_2 (m) を引いた値とする (式(6)). h_2 の値は不明であるが、スギ林の手前のデブリ厚さが約 2 m であったこと (竹内ら, 2009) と、底面付近の大きな速度勾配が約 2 m 以下の高さで観測されていること (Gubler, 1987; Nishimura and Ito, 1997; Kern *et al.*, 2009) から、2 m または 1 m として計算した.

$$h_1 = H - h_s - h_2 \quad (6)$$

荷重が均等に作用すると仮定して式(3)で求めた F_1 と F_2 を式(4), 式(5)に代入すると, 式(7), 式(8)のように各々の曲げモーメント M_1 (Nm), M_2 (Nm) は雪崩速度 v (m s^{-1}) の関数として表わすことができる.

$$M_1 = \frac{1}{4} C_d \rho_1 D h_1 v^2 (h_1 + 2h_2 + 2h_s - 2h_b) \quad (7)$$

$$M_2 = \frac{1}{4} C_d \rho_2 D h_2 v^2 (h_2 + 2h_s - 2h_b) \quad (8)$$

これらの関係式から、直径 D (m) のスギ立木が折れる曲げ応力を計算し、その応力を生じる雪崩の速度を求めた. 雪煙層、流れ層の密度 ρ_1 と ρ_2 は、3~30 kg m^{-3} および 300 kg m^{-3} 程度とした (Issler, 2003). 抵抗係数 C_d は、桜山 (1967) が枝葉を除いたスギ樹幹について風洞実験で 1.2 を得ていて、椎貝 (1993) もスギについて 1.0~1.5 程度と述べていることから、 $C_d=1.2$ とした.

3.2 計算結果と考察

3.2.1 雪煙層の場合

雪煙層のみがスギ林へ流入したと想定し、図 9 において $F_2=0$, $h_2=0$ として流入時の速度を推定した. 林縁近くで幹が折れたスギのうち最大のものは、林縁から 4 m の位置にあり直径 0.70 m であったので、直径 0.70 m のスギが折れるときの雪崩の速度を計算した. スギの曲げ強さを生立木の測定値 (中谷, 1991) を参考に 30 MPa, 積雪

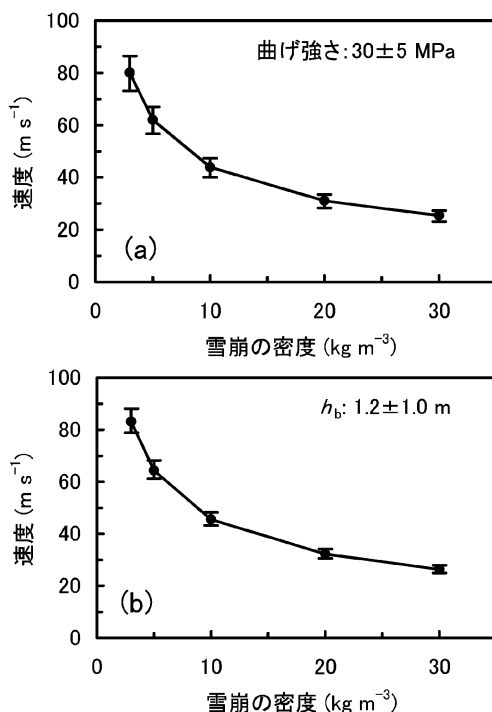


図 10 雪崩の密度 ρ を 3~30 kg m^{-3} とした場合に直径 0.70 m の幹が折れる雪崩の速度. 積雪深 h_s : 3.8 m, 枝折れ高 H : 16.7 m として計算した. (a) は幹折れ高 h_b : 0.5 m, 曲げ強さを 30 ± 5 MPa とした場合, (b) は曲げ強さを 30 MPa, 幹折れ高 h_b を 1.2 ± 1.0 m とした場合.

深 h_s を雪崩発生時の林外の積雪深と同じ 3.8 m, 枝折れ高 H は後述の式 (10) の $x=4$ m として 16.7 m, 幹折れ高 h_b は調査結果にもとづいて 0.5 m とし、雪煙層の密度 ρ を 3~30 kg m^{-3} と変化させたときの雪崩速度の計算結果が図 10a である. この条件で直径 0.70 m の幹が折れる速度は、雪崩の密度により 25~80 m s^{-1} と幅があり密度が小さいほど高速になる. 特に密度が 10 kg m^{-3} 以下では密度に依存して速度が大きく変化することがわかる.

スギの曲げ強さは品種や遺伝的要因、生育環境によって異なり、木材と生立木とは異なる. 図 10a では中谷 (1991) を参考にして 30 ± 5 MPa とした場合、曲げ強さの違いによる雪崩速度の差は ±9% 以内で大きな違いはなかった. また、林内の積雪深 h_s を林外の測定値と同値としたが、積雪深は林内外では異なることが多い. そこで h_s

を $3.8 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$ と変化させて比較してみたが, この程度の積雪深の違いによる推定速度の差は $\pm 2\%$ 以内であり影響は無視できることを確かめた (図は省略). さらに図 10a では幹折れ高 h_b を実際の直径 0.70 m の幹が折れた 0.5 m としたが, 林内の幹折れ高には図 7 のようにばらつきがあった. そこで, 幹折れ高の違いによる推定速度の差を調べた (図 10b). 幹折れ高 h_b を全測定値の平均値である 1.2 m としたほかは, スギの曲げ強さ (30 MPa) などの条件は図 10a と等しくして雪崩速度を推定した. その結果, 直径 0.70 m の幹が折れる速度は $26 \sim 83 \text{ m s}^{-1}$ となり, 幹折れ高を $1.2 \pm 1 \text{ m}$ と変化させても速度の差は $\pm 6\%$ 以内であった. 幹折れ高の増減による違いは大きくはないので, 3.3 節では幹折れ高を一定にして速度を推定することとする.

3.2.2 雪煙層と流れ層の 2 層構造の場合

雪煙層と流れ層の 2 層構造の雪崩がスギ林に流入した場合を想定し, 雪崩の速度と曲げ応力の関係を計算した (図 11). 図 11a は流れ層の密度を 300 kg m^{-3} として雪煙層の密度を $3 \sim 30 \text{ kg m}^{-3}$ にした場合, 図 11b は雪煙層の密度を 3 kg m^{-3} とし流れ層の密度を $200, 300, 400 \text{ kg m}^{-3}$ とした場合であり, いずれも図 10a と同じく直径 0.70 m の幹の 0.5 m の高さに作用する曲げ応力である. 図 10 と同様に枝折れ高は 16.7 m , 積雪深は 3.8 m とした. 流れ層の厚さは 2 m とした. この結果から, 雪煙層の密度を 3 kg m^{-3} , 流れ層の密度を 300 kg m^{-3} とすると, 曲げ応力が曲げ強さ ($30 \pm 5 \text{ MPa}$) を超えて幹が折れるには, 雪崩の速度は $26 \sim 31 \text{ m s}^{-1}$ 以上であったと推定される. 高密度の流れ層から受ける荷重は大きいので, 流れ層を加味した 2 層構造を想定した計算では, 雪煙層のみの場合に比べて推定速度は小さくなった.

大規模な乾雪表層雪崩の速度の最大値としては, カナダの Rogers Pass で $18 \sim 35 \text{ m s}^{-1}$, ノルウェーの Ryggfjonn で $23 \sim 49 \text{ m s}^{-1}$, スイスの Aulthausen で最大 65 m s^{-1} などと報告されている (Issler, 2003). 幕ノ沢で 2001 年に発生した乾雪表層雪崩 (流下距離: 2700 m) については, 震動記録により平均速度が 43 m s^{-1} と推定された (Takeuchi *et al.*, 2003). 同じく幕ノ沢で 1984 年に発生した乾雪表層雪崩 (流下距離: 3400 m) を再現した計算では,

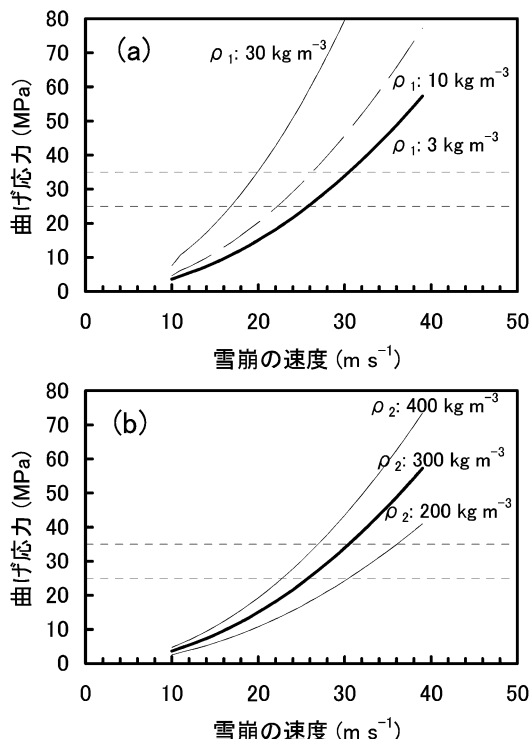


図 11 雪煙層と流れ層の 2 層構造の雪崩の速度と曲げ応力の関係. 枝折れ高: 16.7 m , 積雪深: 3.8 m , 流れ層の厚さ: 2 m とし, 直径 0.70 m の幹の 0.5 m の高さに作用する曲げ応力を計算した. (a) 流れ層の密度 ρ_2 を 300 kg m^{-3} , 雪煙層の密度 ρ_1 を $3, 10, 30 \text{ kg m}^{-3}$ とした場合. (b) 雪煙層の密度 ρ_1 を 3 kg m^{-3} , 流れ層の密度 ρ_2 を $200, 300, 400 \text{ kg m}^{-3}$ とした場合. 点線はスギの曲げ強さの範囲 ($30 \pm 5 \text{ MPa}$).

流下距離が 2500 m 地点 (スギ林の手前) までは速度が約 30 m s^{-1} になったという結果が得られている (Abe *et al.*, 1987). 上述の計算によって, これまでに報告された事例と同程度の現実的な速度を得ることができた. そこで次に, 林内における雪崩速度の変化を推定してみた.

3.3 林内における雪崩速度の低下

2 章の調査結果が示すように, 雪崩によるスギの折損状況は, 雪崩が流入する林縁付近で最も甚大で林内へ進むにつれて軽微になった. これは, 雪崩がスギ林内を進むにつれて減衰し, 速度が低下したためと考えられる. そこで, 前節の計算方法により幹が折れる速度と林縁からの距離の関係, すなわち林内に進入した雪崩の速度の変化を

推定してみた。

折れた幹の直径 D (m) は, 林内へ進むにつれて細くなったので, 図 6 の直線のように林縁からの距離 x (m) の関数として式 (9) で与えることとした。図 6 や図 7 が示すように幹が折れた 35 本のうち 97% (32 本) は林縁から 70 m までで生じていて, 70 m 以上での幹折れはわずか 3 本であった。ここでは幹折れが生じたときの D (m) や H (m) と x (m) の関係を求めたいので, 式 (9) は $x \leq 70$ m において, D が最大となる直線とした。枝折れ高 H (m) も図 5 に示すように $x \leq 70$ m において H が最大となる 2 点を結ぶ直線 (式 (10)) で与えた。

$$D = -0.0055x + 0.724 \quad (9)$$

$$H = -0.027x + 16.8 \quad (10)$$

まずは雪煙層のみを想定し, 雪崩の密度を 3 kg m^{-3} と 30 kg m^{-3} にした場合の計算を行なった (図 12)。幹折れ高 h_b は 1.2 m, 積雪深は 3.8 m, スギの曲げ強さは 30 MPa とした。比較のために, 全ての「幹破断 (根株)」および「幹折」の D と h_b の測定値を用いて, 個体ごとに幹が折れる雪崩速度も算出した (同図の●と○)。その結果, 林縁から林内へ進むにつれて雪崩の速度が低下した様子を再現することができた。推定した速度は雪崩の密度により幅があり, 密度が小さいほど高速で, 林内で急速に減衰する結果となった。

式 (9) を延長した破線は林縁から 70 m より先においても折れた幹と折れなかった幹の直径を隔てていて, 折れた幹の上限値を表わしている (図 6)。一方, 枝折れ高は林縁から 70 m 付近を境に急激に低下したので, 式 (10) を延長した破線とは一致していない (図 5)。しかし仮に 80 m 地点において, 雪崩が達した高さを実際の枝折れ高と同じく 6 m 程度とすると, 低密度 (3 kg m^{-3}) の雪煙層のみでは 100 m s^{-1} 以上の高速でなければ観測されたような直径 0.2 m 以上の幹折れは生じないことになり, 調査結果と矛盾する。

そこで, 雪煙層と流れ層の 2 層構造を想定して幹が折れる速度を求めた。図 12 と同様に, 折れた幹の直径 D (m) と枝折れ高 (雪崩の高さ) H (m) は林縁からの距離 x (m) の関数として式 (9) およ

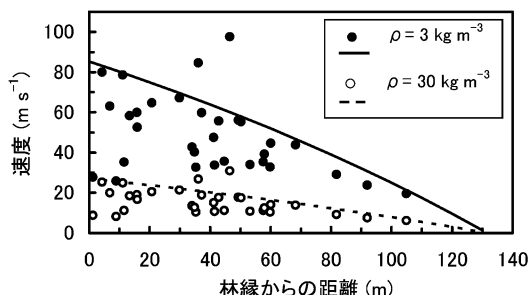


図 12 林縁からの距離による雪崩速度の変化。実線と破線は h_b を 1.2 m, 幹の直径 D を x の関数とした計算値。●と○は h_b と D を実測値とした計算値。いずれも枝折れ高 H は林縁からの距離 x の関数, 積雪深 h_s を 3.8 m, スギの曲げ強さを 30 MPa, 雪崩の密度 ρ を 3 または 30 kg m^{-3} とした。

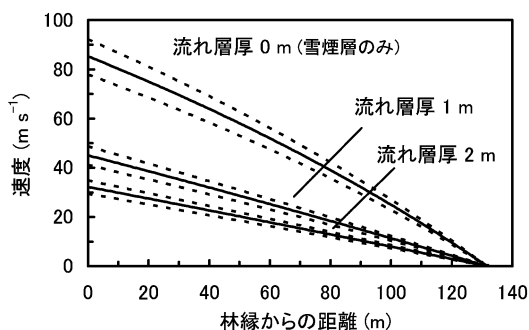


図 13 雪煙層と流れ層の 2 層構造の雪崩の林縁からの距離による速度の変化。雪煙層と流れ層の密度を 3 および 300 kg m^{-3} , 幹折れ高 h_b : 1.2 m, 積雪深 h_s : 3.8 m, 幹の直径 D と枝折れ高 H は林縁からの距離 x の関数とした。流れ層の厚さを 2 m, 1 m, 0 m (雪煙層のみ) と変えて計算した。スギの曲げ強さは 30 MPa とし, 30 ± 5 MPa とした場合を各々破線で示した。

び式 (10) で与え, 幹折れ高 h_b は 1.2 m, 積雪深は 3.8 m, スギの曲げ強さは 30 ± 5 MPa とした。雪煙層と流れ層の密度は各々 3 kg m^{-3} , 300 kg m^{-3} とし, 流れ層の厚さを 2 m, 1 m, 0 m (雪煙層のみ) と変えて計算した (図 13)。流れ層厚が 2 m ではスギ林に流入するときの速度は $30 \sim 35 \text{ m s}^{-1}$ ほどで流れ層厚が薄くなるほど速度は大きくなるが, いずれも林内を進むにつれて速度は低下し, 林縁から約 130 m で速度が 0 m s^{-1} となった。

林縁からの距離が 70 m 以上では, 式 (10) と実際

の枝折れ高は一致しなくなるが、2 層構造の場合には、雪崩の高さを式(10)で与えても、実際の枝折れ高としても推定速度に大差はなかった。例えば 80 m 地点では $H=6$ m, $h_2=2$ m とすると H を式(10)で与えた場合に比べて速度は 5% 増、 $H=6$ m, $h_2=1$ m では 12% 増であった。ここでは流れ層の厚さを 2 m または 1 m で一定として計算しているため、雪崩の高さの減少はそのまま雪煙層厚の減少となる。しかし、2 層構造の場合は高密度の流れ層による曲げモーメントの寄与が大きいため、低密度の雪煙層の厚さが変わっても曲げモーメントの変化は小さく、速度への影響はわずかなためである。

本計算では林内での速度の減少は式(9)を反映することとなり、林縁から約 130 m で速度が 0 m s^{-1} になった。これは実際に林内で枝折れなどの雪崩の痕跡が見られなくなった位置とよく一致した。

以上の考察から、この雪崩は高さが 17 m に達する厚い雪煙層を伴って $26 \sim 31 \text{ m s}^{-1}$ 以上の速度でスギ林に流入し、幹や枝を折り、減速しながら林内を進んだと考えられる。そして林縁から 70 m 程進むと、雪煙層による高い位置の枝折れはなくなり、同時に直径 0.3 m を超える太い幹折れも見られなくなった。その先では流れ層によって低い位置の枝や細い幹のみが折れるようになり、林縁から 130 m 付近で雪崩は停止したと推察できる。前述の通り流れ層が林内へ流入したか否かは確認できなかったが、このように考えると、雪煙層だけではなく流れ層も林内に流入した可能性が高いといえる。

4. まとめと課題

妙高山域の幕ノ沢で 2008 年 2 月 17 日に発生した大規模な乾雪表層雪崩により、多数の樹木が倒壊した。スギ人工林を対象に倒壊状況を調査した結果、雪崩によるスギの折損は、林縁付近で最も甚大で、林内へ入るにつれて軽微となり、雪崩の痕跡は林縁から 130 m ほどの林内で途絶えたことがわかった。この調査結果をもとに、スギの幹が折れる曲げ応力から逆算して雪崩速度の推定を試みた。この雪崩は高さが 17 m に達する雪煙層と厚さ 2 m 以下の流れ層の 2 層構造を保って $26 \sim 31 \text{ m s}^{-1}$ 以上の速度でスギ林に流入したと推定された。雪崩は林内

を進みながら速度が低下し、推定速度が 0 m s^{-1} となったのは林縁から約 130 m の位置で、調査と一致する結果になった。

本手法により現実的な速度変化を再現することができたが、得られた速度の妥当性については、運動モデルを用いたシミュレーションなど別の方法による推定結果と比較し検証することが必要である。また、ここでは樹幹への均等荷重による曲げ破壊だけを想定したが、流れ層の速度勾配による剪断応力や雪崩の衝撃力を考慮することは今後の課題である。さらに、速度の低下に対するスギ林の効果を明らかにするには、スギ林がない場合の速度変化を推定し、本論文で得られた結果と比較する必要があると考えている。

謝 辞

北海道大学農学部の小泉章夫氏に樹幹の折損形態についてご教示いただきました。厚くお礼申し上げます。

文 献

- Abe, O., Nakamura, T., Lang, E.T. and Ohnuma, T., 1987: Comparison of simulated runout distances of snow avalanches with those of actually observed events in Japan. IAHS Publication, **162**, 463-473.
- Gubler, H., 1987: Measurement and modeling of snow avalanche speeds. IAHS Publication, **162**, 405-420.
- 池田慎二, 1998: 白馬乗鞍岳の大雪崩が山岳林に与えた影響について。信州大学卒業研究論文, 56pp.
- Issler, D., 2003: Experimental information on the dynamics of dry-snow avalanches. Dynamic response of granular and porous materials under large and catastrophic deformations. Lecture notes in applied and computational mechanics, **11**, Berlin, Germany, Springer Verlag, 109-160.
- Johnson, Jr., R.C., Ramey, G.E. and O'Hagan, D.S., 1982: Wind induced forces on trees. Journal of Fluids Engineering, **104**, 25-39.
- 檜山徳治, 1967: 林木のなだれ被害と暴風被害との関係。雪氷, **49**, 107-109.
- Kern, M., Bartelt, P., Sovilla B. and Buser O., 2009: Measured shear rates in large dry and wet snow avalanches. Journal of Glaciology, **55**, 327-338.
- 是沢一樹・下村忠一・酒井洋一・中島久男, 1988: 大規模表層雪崩実態調査一幕ノ沢大雪崩の例一。土木研究所資料, **2618**, 56pp.
- 中谷 浩, 1991: 冠雪害抵抗性の力学的評価。林業技

- 術, **587**, 16-19.
- 日本雪氷学会, 2001: 日本最大の雪崩はいかにして起こったか. 3.27 左俣谷雪崩災害調査報告書, 社団法人日本雪氷学会, 68pp.
- 西村浩一, 1998: 雪崩の内部構造. 気象研究ノート (雪崩), **190**, 21-36.
- Nishimura, K. and Ito, Y., 1997: Velocity distribution in snow avalanches. *Journal of Geophysical Research*, **102**, No. B12, 27297-27303.
- 佐伯正夫・渡辺茂雄・大関義男, 1975: 表層雪崩によるスギ林の被害. 雪氷, **37**, 143-147.
- 椎貝博美, 1993: 樹木の流体抵抗について. ながれ, **12**, 11-19.
- 下川和夫, 1983: 破損木を指標とした谷川連峰の雪崩の研究. 雪氷, **45**, 143-150.
- Takeuchi, Y., Yamanoi, K., Endo, Y., Murakami, S. and Izumi, K., 2003: Velocities for the dry and wet snow avalanches at Makunosawa valley in Myoko, Japan. *Cold Region Science and Technology*, **37**, 483-486.
- 竹内由香里・平島寛行・和泉 薫・上石 勲・河島克久・山口 悟・宮崎伸夫・西村浩一・Evgeniy Podolskiy・鈴木 貴・村上茂樹・遠藤八十一, 2009: 妙高山域の幕ノ沢で 2008 年 2 月に発生した大規模な乾雪表層雪崩. 雪氷, **71**, 167-176.

Study of extent of damage to cedar forest by large-scale slab avalanche, and estimation of the avalanche velocity at Makunosawa, Myoko, Japan

Yukari TAKEUCHI¹⁾, Hiroyuki TORITA²⁾, Koichi NISHIMURA³⁾, Tomoki SAKAMOTO⁴⁾,
Hiroaki HAGINO⁵⁾, Yoshiaki GOTO⁴⁾, Shigeki MURAKAMI¹⁾ and Yasoichi ENDO⁶⁾

1) Tohkamachi Experimental Station, Forestry and Forest Products Research Institute,
Tatsu-otsu 614, Tohkamachi 948-0013

2) Hokkaido Forestry Research Institute, Koshunai-cho, Biei 079-0166

3) Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University,
Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601

4) Forestry and Forest Products Research Institute,
Matsunosato, Tsukuba 305-8687

5) Kyushu Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute,
Kurokami, Kumamoto 860-0862

6) Ken's-house 101, Honcho 5, Tohkamachi 948-0081

Abstract: A large-scale dry slab avalanche occurred at the Makunosawa valley in Myoko on February 17, 2008, which damaged many trees in the valley. We investigated the extent of damage to the artificial cedar forest. We also estimated the decrease in avalanche velocity in the forest. Our aim is to verify the role of forests in reducing the avalanche velocity. We found that the cedar trees were broken by the bending stress. The damage was most near the upper edge of the forest. The number of damaged trees decreased gradually in the forest. On the basis of these observation results, we estimated the avalanche velocity from the bending stress of the broken cedar trees. We considered two cases in the calculations: (1) only the suspension layer of avalanche flowing into the cedar forest and (2) two layers of avalanche, consisting of a suspension layer (density: 3 kg m^{-3}) and a dense-flow layer (density: 300 kg m^{-3}), flowing into the forest. In result, the avalanche was estimated to flow into the cedar forest at the velocity of $26\text{--}31 \text{ m s}^{-1}$ with a 17 m high suspension layer and a dense-flow layer less than 2 m in height. The calculation result showed that the avalanche slowed down in the forest and stopped around 130 m from the upper edge of the forest. This result is consistent with the observations.

(2009 年 9 月 1 日受付, 2009 年 10 月 30 日改稿受付, 2009 年 11 月 20 日最終改稿受付,
2009 年 11 月 25 日受理, 討論期限 2010 年 9 月 15 日)