

蔵王火山亜高山帯における 積雪グライド強度の算定

佐々木明彦

1 はじめに

多雪地域の斜面にみられる積雪は、時間の経過とともに雪質が変化するだけでなく、自重によって斜面下方に緩慢に運動する。それは、積雪層内部での塑性流動と積雪層の接地面における滑りの2種であり、前者はクリープ、後者はグライドとよばれる（たとえば、秋田谷，1974）。

積雪クリープや積雪グライドによる積雪層の変形はゆっくりとしたものではあるが、積雪深が数メートルにおよぶ多雪山地の斜面においては、積雪層の自重が大きくなるため強烈な圧力が樹木や植生にかかり続けることになる。たとえば、立木の場合、積雪層のクリープとグライドによる沈降圧と移動圧の合力である雪圧が樹幹にかかるため樹幹は埋雪・倒伏し、これが毎年繰り返されることによって樹幹の外部形態は根曲がりや匍匐形態をとるようになる（小野寺・若林，1969；小野寺，1970；小野寺・若林，1971）。小野寺（1979）は斜面の傾斜や積雪深の違いから雪圧の大小を判別し、雪圧が相対的に小さな場所ではヒメヤシャブシの樹幹は根曲がり形態となり、雪圧が相対的に大きな場所ではヒメヤシャブシの樹幹が匍匐形態となることを示した。さらに雪圧が強力になると、幹折れや枝抜けなどの損傷が生じるようになる（小野寺・若林，1968；藤原ほか，1970）が、これには雪圧だけではなく樹幹の剛柔も関係してくるであろう。いずれにせよ、これらの現象は雪圧に対する樹木の適応形態であると考えられる（酒井，1976）。

ところで、東北日本の亜高山帯では、亜高山帯針葉樹であるオオシラビソ（アオモリトドマツ；*Abies mariesii*）が優占する。しかしながら、東北日本の日本海側山地の亜高山帯では、オオシラビソ林を欠き、代わってササ原や広葉低木林、雪田草原などがひろがる。この植生景観を偽高山帯とよぶが、その成因はよく解っていない（杉田，2002）。かつては、大量の積雪がみられるがゆえに雪圧が強大なため、日本海側山地の亜高山帯にはオオシラビソ林が成立できないという考え方が優勢であった（たとえば、四手井，1956；石塚，1978）。これは、樹幹が硬く雪圧に対して匍匐形態をとることができない針葉樹は雪圧を受け流すことができない、ということに着想した考え方である。しかし、たとえば針葉樹のトドマツは、稚樹、幼樹と成長していく過程で積雪に埋もれて倒伏・根曲がりし、支持根をつくりながら樹幹は谷側に肥大成長し、いずれ根曲がりしなくなることが知

られている（たとえば、小野寺・若林，1971）。したがって、樹幹がある程度の直径になるまでは雪圧に柔軟に対応し、それ以後は雪圧を受けても樹幹を破損させることなく維持できるということになるのだろう。実際、石川ほか（1969）は直径9 cmの立木が4m間隔に分布すれば全層雪崩は生じないことを示した。また、佐伯ほか（1979）は、積雪層に埋まる立木の直径が6cm以上になると積雪深2～3m程度の場合でも積雪層の動きは安定することを示した。このように立木密度や立木間隔、斜面傾斜は積雪の移動に大きく関係していると考えられる（松下ほか，2018）。

斜面の雪圧は、積雪深ではなく積雪水量が最大になるときに最大値を記録し（たとえば、高橋ほか，1971）、斜面の雪圧の大小は積雪水量に比例する（下川・山田，1993）。また、森林帯における積雪水量は標高に比例してほぼ直線的に増加する（山田ほか，1979；松山，1998）ため、斜面の雪圧は丘陵・山地帯よりも亜高山帯のほうが大きいと考えられる。しかしながら、亜高山帯では、これまで雪圧の観測はほとんど行われたことがない（大丸・大原，2004）。これは斜面の積雪の挙動がどの程度であるか、という物理的な観測は、おもに道路防災や造林の観点で実施されてきたことによる（たとえば、秋田谷，1974；山田，1977；秋田谷・遠藤，1985；塚原ほか，1996；大丸・大原，2004；飯倉ほか，2013）。佐々木ほか（2017）は、こうした観点から山形県蔵王火山の亜高山帯における積雪グライド量の観測を実施し、オオシラビソ林の林内と林外における積雪グライド量の違いを示した。積雪グライドは、積雪層底面が地表面に働きかけるため、地表に生育する実生や稚樹の生長に対して阻害的に働いている可能性がある。

本研究では、佐々木ほか（2017）が積雪グライド観測を実施した蔵王火山の亜高山帯において、積雪深や積雪密度、斜面傾斜から潜在的な積雪グライド強度を算定することを試みる。

II. 調査地域

蔵王火山は、奥羽脊梁山脈の主軸に斜行して北西-南東走向に連なる火山列である（今田・大場，1985）。その主部は、中央蔵王火山体と南蔵王火山体に大きく分けられる。中央蔵王は、地蔵岳（標高1736m）、熊野岳（標高1841m；最高峰）、刈田岳（標高1758m）などからなる火山体で（図1）、100万年前から活動を開始し、32万年前～12万年前頃に火山体の大部分が形成された（高岡ほか，1989）。南蔵王は刈田峠から南側の稜線をつくる火山体で、杉ヶ峰（標高1745m）、屏風岳（標高1825m）、不忘岳（標高1705m）などからなる（図1）。南蔵王は28万年前頃を中心に形成された（八木，2005）。



図1 調査地域

蔵王火山の中央部～南部の標高 1350m 以上を 50m 間隔の等高線で示す。等高線図の作成には国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル (5m メッシュ) を使用した。オオシラビソ林の分布は、環境省自然環境局生物多様センターの「自然環境保全基礎調査 Web-GIS データ」を用いて 5m メッシュ図として示した。

蔵王火山における植生帯は、標高 1300 ～ 1400m 付近までが山地帯で、ブナやミズナラを主体とする落葉広葉樹林が占める。それ以上は亜高山帯で、オオシラビソが優占する。急斜面や崩壊地にはオオシラビソは生育せず、かわりにダケカンバが林分をつくる。また、標高 1600m 以上の主稜線にはオオシラビソ林は成立せず、ハイマツ群落やミネズオウ、ガンコウランなどの低木群落が分布する (菊池・菅原, 1978)。

亜高山帯の下限である標高 1350m における気温観測によると、2012 年 11 月から 2014 年 10 月までの 2 年間の年平均気温は 4.3℃、暖かさの指数 WI は 51.1℃・月 (2013 年) および 46.5℃・月である (佐々木, 2015)。

Ⅲ. 2014/2015 年冬季における積雪グライド量の観測

佐々木ほか (2017) は、自作の積雪グライド計 (高橋ほか, 2014) を用いて、オオシラビソ林内と林外において 2014/2015 年冬季に積雪グライド量を観測し

た。その概要を以下に示す。

積雪グライドの観測は、標高 1,400m の蔵王火山西斜面の亜高山針葉樹林帯下限で実施された（図 1）。斜面の平均傾斜は 16° で南西向きである。オオシラビソの樹高はおおむね 7m である。林床にはチシマザサがおもに分布するが、その被度は低く、林床にはオオシラビソの落枝が多数みられた。

積雪グライド計はいわゆるソリ式を用いた。林床に設置した厚さ 2.5 cm のプラ板が積雪グライドによって積雪層とともに斜面下方に引きずられると、プラ板に接続したワイヤーが引き出されるので、その長さを 1 時間おきに計測することによって積雪グライド量を明らかにした。

2014/2015 年冬季の 11 月 1 日～5 月 1 日における平均気温は -3.7°C 、日最低気温は -19.5°C 、日最高気温は 21.9°C であった。気温の日較差の最大値は 2015 年 4 月 27 日の 23.0°C 、最小値は 2014 年 11 月 15 日の 1.9°C であった。この期間の気温の特徴としては、11 月いっぱいには凍結融解のサイクルが認められるが、12 月 1 日～2 月 21 日はほぼ氷点下となったこと、2 月 22 日には最高気温が 2.1°C となり、それ以後は最高気温が 0°C 以上の日が断続的にみられたこと、4 月 1 日以降は、最高気温が 10°C を越えるようになったことがあげられる（図 2-a）。

2014/2015 年冬季の積雪は、2014 年 11 月 13 日に始まり、積雪深は 12 月の初旬に 100cm を超え、2015 年 1 月初旬には 150cm を超えた。観測された最大積雪深は 2 月 1 日の 242cm であった。その後、3 月 16 日の降雪を最後に積雪深の増加はほぼみられず、積雪は 4 月 21 日に消失した。この間、積雪層の密度は変化し続け、4 回の積雪断面観測によって、積雪水量は 637.2mm（2 月 16 日）、677.3mm（2 月 28 日）、856.8mm（3 月 21 日）、760.0 mm（3 月 29 日）と観測された（図 2-b）。雪温は 2 月 28 日では全層が氷点下であったが、3 月 21 日および 3 月 29 日は全層が 0°C であり、最下部にしまり雪の層がみられる以外はざらめ雪となっており、融雪が進行していることがうかがえた。

積雪グライドは、林内では 2 月 21 日に初めて生じた。以後 3 月 5 日まで断続的に滑動し、累積グライド量は 1.5cm となった。3 月 5 日～25 日には滑動はほとんどみられず、3 月 26 日～4 月 1 日に 1.0cm 滑動して累積グライド量は 2.6cm となった（図 2-c）。林外では、2 月 10 日に初めて動き、2 月 14 日に 0.9cm/日、2 月 20 日に 1.3cm/日、2 月 24 日に 1.4cm/日と加速した後、速度は弱まり、3 月 16 日に 1.9cm/日滑動した後、動きは収束した。累積グライド量は 21.1cm であり、日平均で 0.4cm の移動量であった（図 2-c）。

IV. 蔵王火山亜高山帯西側斜面における積雪グライド量の算定

亜高山帯の西側斜面を対象として積雪グライド強度を算定する。積雪層の斜面の下方へのグライド強度は、斜面傾斜と積雪層の重量で求めることができる（大

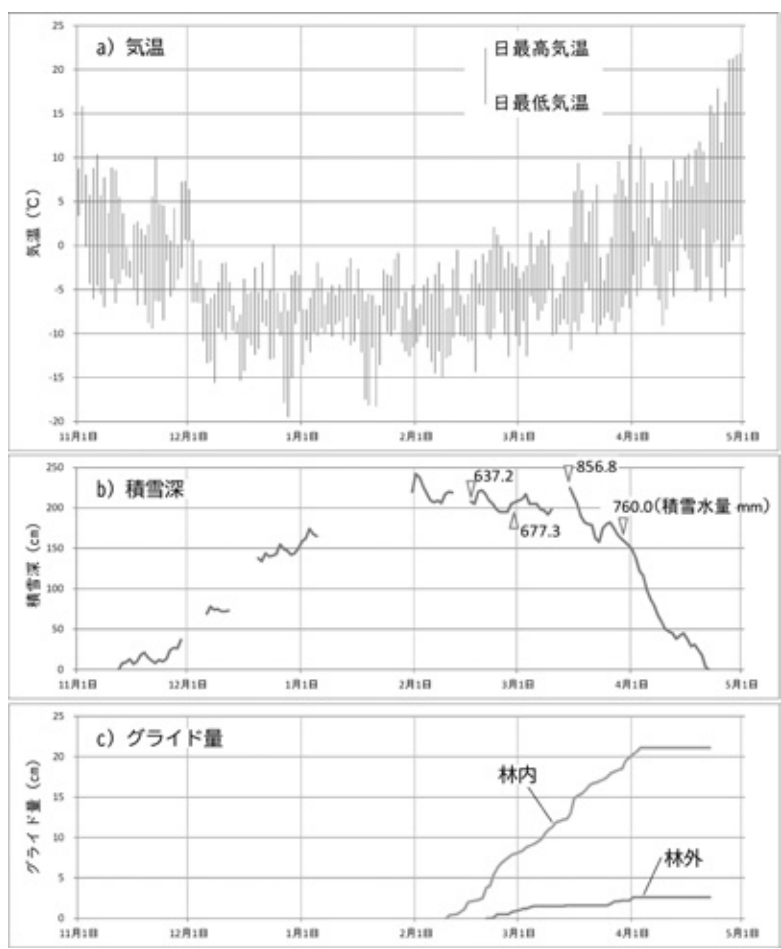
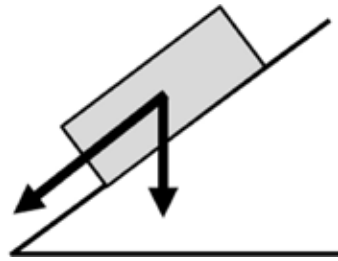


図2 2014/15 冬季の積雪グライド観測結果（佐々木ほか，2017 に加筆）

丸，2002）。積雪層の重量は積雪深と積雪の密度，すなわち積雪水量として求めることができる。

前述のように，山地の積雪深は標高に対する依存性が高いことが知られており（たとえば，山田ほか，1979），森林帯における積雪水量は標高に比例してほぼ直線的に増加する（山田ほか，1979；松山，1998）。蔵王火山亜高山帯の西斜面では，菊池（1970）が冬季の積雪深がほぼ最大になる1969年3月19日に標高1150m地点から地藏岳山頂（1,760m）までの斜面で積雪深と密度の測定を行ない，標高毎の積雪深を明らかにした。本研究では，菊池（1970）の観測とほぼ同じ時期（2015年3月21日，同22日，2017年3月20日）に刈田岳の西側斜面と熊野岳において観測した積雪深データ（佐々木未公表資料）を菊池（1970）のデータに加えて整理し，標高と積雪深の関係式を求めた（図4）。また，積雪



1mあたりの積雪グライド力
 $= \rho \cdot A \cdot S \sin \alpha$

- P = 積雪密度
- A = 積雪底面積
- S = 積雪深
- α = 斜面傾斜

図3 積雪グライド強度の算定概念

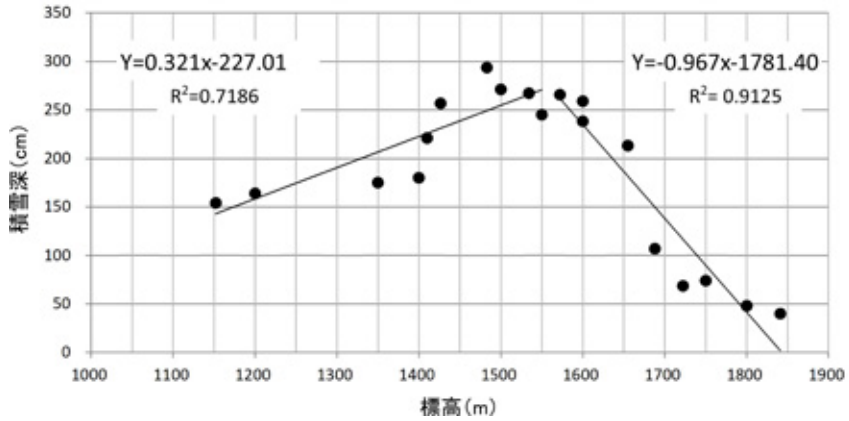


図4 標高と積雪深との関係

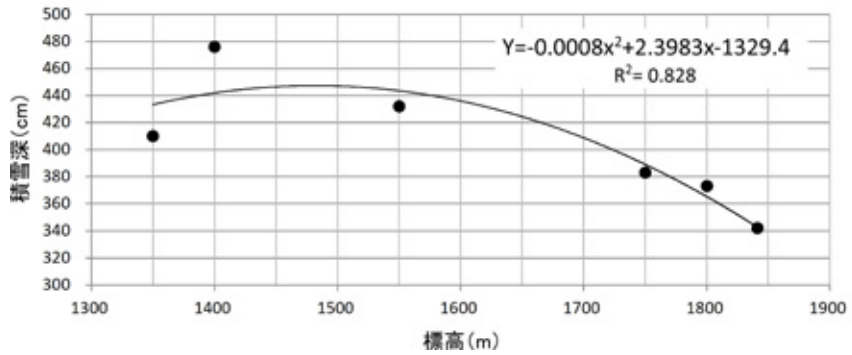


図5 標高と積雪密度との関係

深と積雪密度によって求められる積雪水量も標高依存性が指摘されている(松山, 1998) ことから, 積雪密度もまた標高依存性が高いと考えられる。そこで, 先に述べた積雪深の観測時に得られた積雪密度を用いて, 標高毎の積雪密度を算定し

た (図5)。

標高1150mから標高1570mまでの森林では標高に応じて積雪深が増加するが、それ以上では逆に積雪深が減少する。これは、主稜線に近い標高になると、風が主稜線を吹き超すときに風速が増すため、そこでは積雪が吹き払われ、積雪深が増加しにくいと考えられる。樹林が疎らになることも風による積雪の吹き払いの一因になっているであろう。そこで、ここでは標高1570mを境として、それより低所は標高が高まるにつれて積雪深が増加する高度帯であり、それより高所は標高が高まると積雪深が減少する高度帯であるとして、それぞれの標高における積雪深の換算式を求めた (図4)。積雪密度は、高標高域になるにつれ小さな値となっている。標高が高い場所では気温および雪温が低く保たれるため、3月中旬においても融雪はさほど起こっておらず、積雪の密度は高まっていなためと考えられる (図5)。

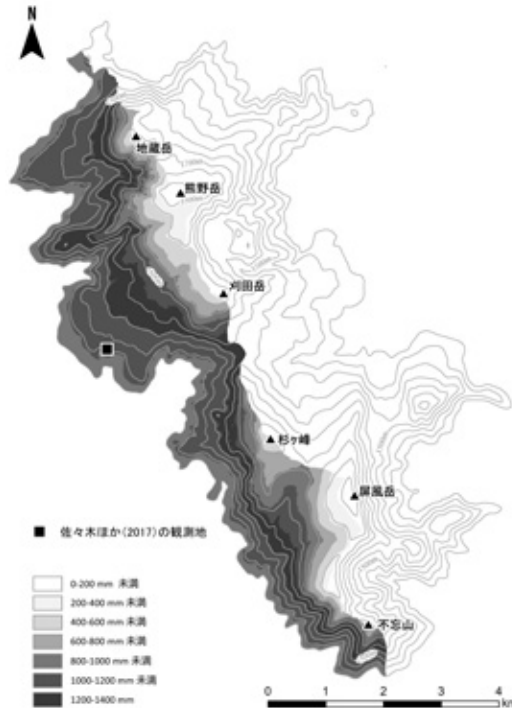


図6 積雪深と密度から算定した亜高山帯西斜面における積雪水量の分布

標高1350m以上を亜高山帯として、蔵王火山亜高山帯の西斜面における積雪水量の分布図を作成した (図6)。この図は国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル (5m メッシュ) を用いて作成したメッシュ図に、図4および図5にもとづいて算定した標高毎の積雪水量を示したものである。蔵王火山の西斜面の亜高山帯の総面積は16.33km²である。

積雪深は標高に依存して増加するものの、積雪密度は高標高域で小さくなるため、積雪水量は主稜線付近で小さな値となり、オオシラビソ林の分布上限（図1）となる標高1600m付近で最大値となる。

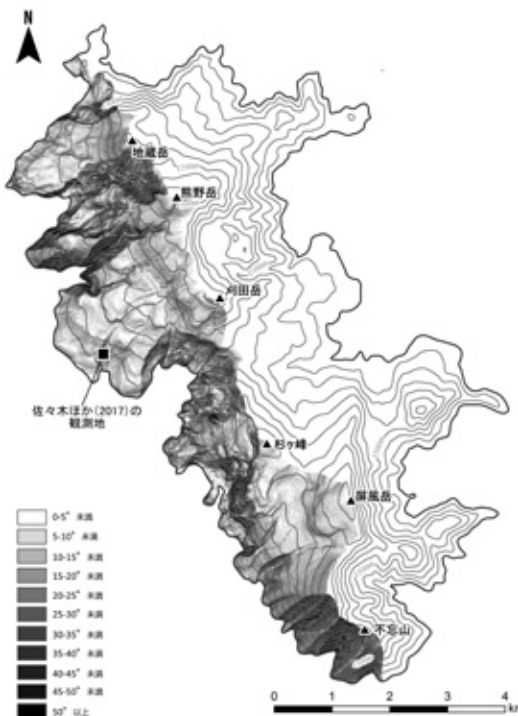


図7 亜高山帯西斜面の斜面傾斜区分

蔵王火山亜高山帯の西斜面の傾斜分布図を、国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5m メッシュ）を用いて作成した（図7）。5m メッシュ毎に集計した斜面傾斜の分布割合は図8のとおりである。亜高山帯全体では傾斜が20°未満の緩斜面が全体の55.5%を占める。一方、オオシラビソ林の分布域に限った斜面傾斜の割合は20°未満の緩斜面が77.0%を占める。亜高山帯全体とオオシラビソ林の斜面傾斜とを比較することで、オオシラビソ林が緩斜面に偏って分布していることが明らかとなった。

図3に示した式にもとづき、積雪水量（図6）と斜面傾斜の分布図（図7）から亜高山帯西斜面全域の積雪グライド強度（図9）とオオシラビソ林の分布域のみの積雪グライド強度（図10）を算定した。積雪グライド強度の最大値は、斜面に対して1107.5kg/m²であり、亜高山帯の平均では326.7kg/m²である。また、オオシラビソ林が成立している斜面におけるグライド強度の最大値は1055.5kg/m²であり、平均値は296.7kg/m²である。上述のように、オオシラビソ林の分布

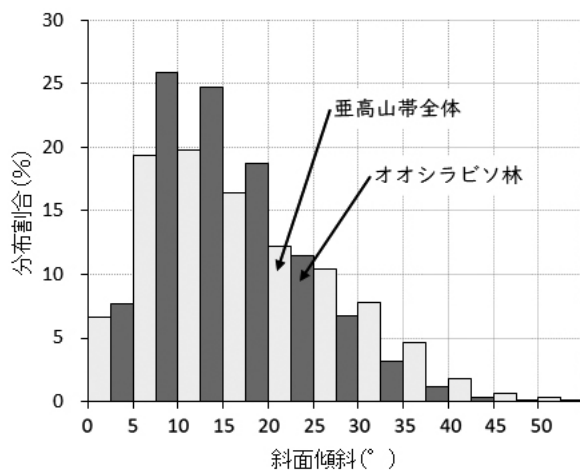


図8 亜高山帯西斜面の斜面傾斜区分の割合

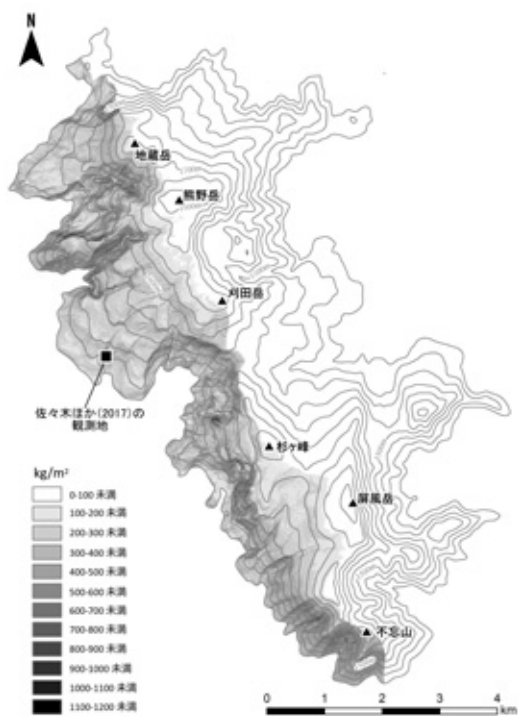


図9 亜高山帯西斜面の積雪グライド力

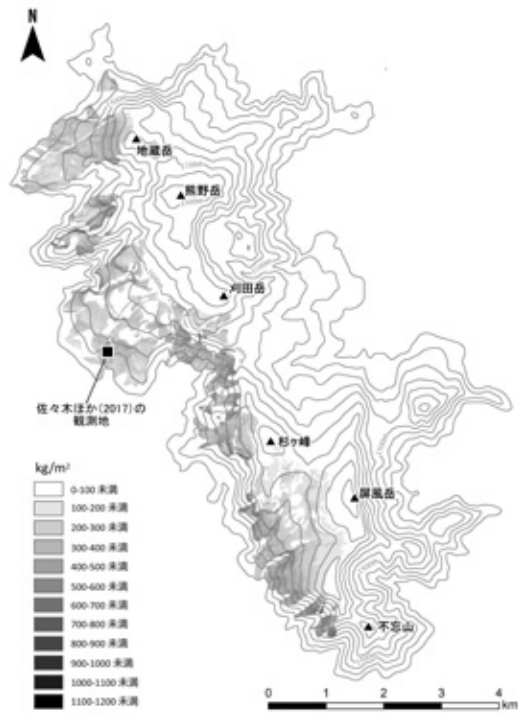


図10 オオシラビソ林における積雪グライド力

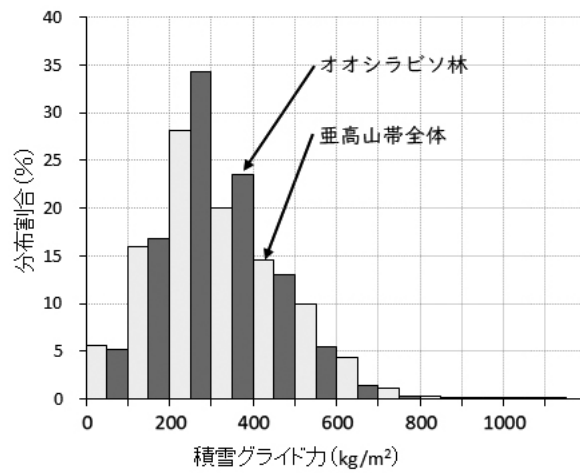


図11 算定された積雪グライド力の頻度分布

域は亜高山帯において相対的に緩斜面に偏っているので、積雪水量と斜面傾斜から算定される積雪グライド力はオオシラビソ林において値が小さくなることになる（図 11）。オオシラビソ林となっている斜面の 47% で積雪グライド力は 200～400kg/m² と見積もられ、強力な圧力が斜面に働いているといえよう。しかしながら、これらはいわば潜在的グライド強度と言うべきものであり、実際には樹木の抵抗が働くことで地表面に対して作用する積雪グライド強度はこれらの数値よりは小さくなるであろう。たとえば、標高 1400 m の観測地における、2015 年 3 月 21 日の実測の積雪水量を用いて積雪グライド強度を算定すると、236.2kg/m² であるが、オオシラビソ林内では積雪グライドはほとんど発生していない（佐々木ほか、2017）。

V. 2014/2015 年冬季の積雪グライド量の評価

積雪グライドは、日平均気温が氷点下の期間でも緩慢に断続的に発生することが一般に知られている。しかし、佐々木ほか（2017）の観測地（図 1）では、斜面 1m² に対し平均的に 200～400kg の積雪グライド力が生じているはずであるが、最大積雪深の 242cm を記録した 2 月 1 日時点でも積雪グライドは発生していない（図 2）。オオシラビソ林のギャップである「林外」では、2 月 10 日に初めて積雪グライドが発生し、その後は日平均 0.4 cm の速度で緩慢に滑動した。一方、林内における積雪グライドは初めて活動した 2 月 21 日以降でも、その動きは極めて微弱で、断続的であった。これらの積雪グライドの動きが緩慢かつ断続的である理由は、斜面に沿って雪を滑らそうとするせん断力が地表面の抵抗力を上回らないためである。加えて、立木が積雪層のグライドに対する抵抗力となっていることもあろう。そこで、「林内」と「林外」の積雪グライド計設置地点を包括する斜面を、レーザー距離計とクリノコンパスを用いた簡易側量によって測量し、斜面傾斜方向に 15m、水平方向に 10m の範囲の斜面のかたちと胸高直径が 5cm 以上の立木の分布を明らかにした（図 12）。

観測地の地表はおおむね平滑であることが図示された。地形の起伏が積雪グライドに対する直接的な「引っかかり」となっている可能性は低いと考えられる。一方、立木は 5m 四方に 20 本以上確認された。それらはオオシラビソを主とし、胸高直径の最大値は 25cm ほどの立木である。樹幹の間隔は最大でも 2m ほどであり、多くは 1m 以内である。したがって、こうした立木が 2m ほどの厚さの積雪層に立体的に杭のような役割となって積雪層のグライドに対する抵抗力となっている可能性が考えられる。本観測地点の林外で積雪グライドが生じたのは 2 月半ば以降であり、3 月は断続的に滑動した。3 月半ばには 1.9cm/日の日最大の滑動量となったが、この時期は日中の気温が 0℃ 以上になり、積雪層の雪温は全層 0℃ であることから、積雪層は融解し、ざらめ化しているとみられる。積雪層

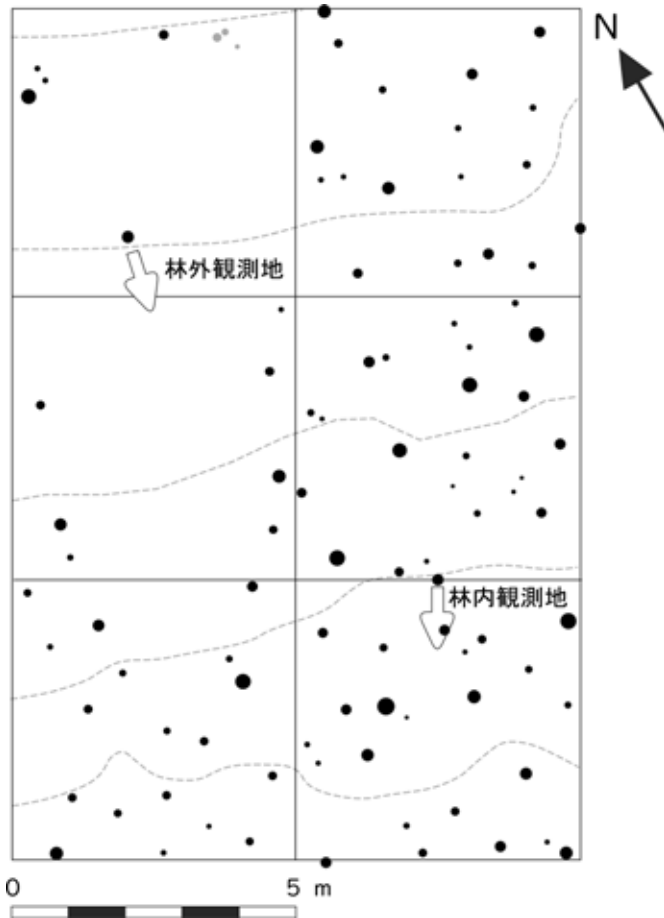


図 12 積雪グライド観測地点の地形と立木の位置

黒丸は胸高直径5cm以上の立木の分布である。矢印の基点が積雪グライド計の設置地点であり、矢印の方向は観測地の最大傾斜方向を示す。

の融解によって雪粒子の結合が弱まることで地表の抵抗に対して積雪層のせん断力が勝るものと考えられる。このため、林外では積雪グライドが発生するが、林内では立木が抵抗になって積雪グライドは働きにくいものと理解できる。積雪開始から2月頃までは積雪層は、雪温が氷点下で推移して融解しないために、雪粒子の結合力が強い「しまり雪」の状態にある。このことで、2月半ばくらいまでは林床のササやオオシラビソの稚樹を積雪層の下部がくわえ込むために、立木の無い林外であっても積雪層はグライドを起こしにくい。そして、積雪層が融解し始める2月半ばには積雪層の雪粒子の結合力が弱まり、ササや稚樹が「積雪層から抜ける」際に積雪グライドが生じるものと考えられる。林内と林外の積雪グライド発生の有無やその移動量の違いは、立木密度あるいは立木の断面積の違いに

よるものと考えられる。林内と林外のグライド量の差は、積雪の移動圧を林内の立木が受け止めたために生じたといえよう。

VI. まとめ

蔵王火山亜高山帯の西斜面において、積雪深と積雪密度の実測データをもとにして標高毎の積雪水量を算出し、加えて国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル(5mメッシュ)から5mメッシュの斜面傾斜図を作成し、両者を用いて積雪グライド強度を算定した。その結果、亜高山帯では平均326.7kg/m²の積雪グライド力が斜面に働いていると見積もられた。オオシラビソ林に限ると、積雪グライド力の平均値は296.7kg/m²と算定された。また、オオシラビソ林が成立する斜面の47%で積雪グライド力は200～400kg/m²と見積もられた。以上から、積雪層の強力な圧力が斜面に働いているといえるが、林内では実際には積雪グライドはほとんど生じていない。また林外においても積雪グライド量は微弱である。

本地域では積雪層の融解が始まる2月半ば以降に積雪グライドが生じるが、積雪グライド力が最大になる3月には、積雪層はざらめ化して雪粒子の結合力が弱まり、林床のササやオオシラビソの稚樹が「積雪層から抜ける」際に積雪グライドが生じるものと考えられる。しかし、立木が密にみられる斜面では、立木が杭のように働き、その抵抗力が積雪グライド力をうわまわるために、積雪グライドが生じにくいものと考えられる。

文献

- 秋田谷英次(1974):斜面積雪の挙動の研究3 接地面での雪の移動(グライド). 低温科学物理篇, 32, 97-104.
- 石塚和雄(1978):多雪山地亜高山帯の植生(総合抄録). 吉岡邦二博士追悼論文集出版会編:「吉岡邦二博士追悼植物生態論集」, 東北植物生態談話会, 404-428.
- 飯倉茂弘・栗原 靖・高橋大介・鎌田 慈・宍戸真也・河島克久・伊豫部勉・藤井俊茂(2013):雪氷研究大会(2013・北見)講演要旨集, 225.
- 今田 正・大場与志男(1985):蔵王火山の火山地質. 山形県総合学術調査会編『蔵王連峰(山形県総合学術調査報告書)』山形県総合学術調査会, 1-24.
- 小野寺弘道(1970):積雪傾斜地の樹木特徴に関する研究(3) トドマツ天然生稚樹の根元形態. 日本林学会北海道支部講演集, 19, 91-94.
- 小野寺弘道・若林隆三(1968):積雪傾斜地の樹木特徴に関する研究(1) 枝抜け・枝折れの予備実験. 日本林学会北海道支部講演集, 17, 114-117.
- 小野寺弘道・若林隆三(1969):積雪傾斜地の樹木特徴に関する研究(2) 根元曲りと支持根について. 日本林学会北海道支部講演集, 18, 174-177.

- 小野寺弘道・若林隆三 (1971) : 雪圧に対応する樹木の生活形. 雪氷, 32, 24-27.
- 菊池多賀夫・菅原亀悦 (1978) : 自然公園蔵王連峰の植生『蔵王国定公園・県立自然公園蔵王連峰学術調査報告』52-66.
- 酒井 昭 (1976) : 植物の積雪に対する適応. 低温科学生物篇, 34, 47-76.
- 佐々木明彦 (2015) : 蔵王火山の亜高山帯における気温の通年観測. 国土館大学地理学報告, 23, 17-23.
- 佐々木明彦・河島克久・松元高峰・伊豫部 勉・倉元隆之・鈴木啓助 (2017) : 蔵王火山亜高山帯のオオシラビン林における積雪グライドの観測. 国土館大学地理学報告, 25, 17-24.
- 四手井綱英 (1956) : 裏日本の亜高山帯の一部に針葉樹林の欠如する原因について. 日本林学会誌, 38, 356-358.
- 下川和夫・山田真理 (1993) : 札幌近郊山地における積雪の作用 1 - 中山峠周辺の積雪環境と樹木の根曲り現象 -. 札幌大学女子短期大学部紀要, 21, 3-19.
- 杉田久志 (2002) : 偽高山帯の謎を探る—亜高山帯植生における背腹構造の成立史—. 梶本卓也・大丸裕武・杉田久志編『雪山の生態学—東北の山と森から—』東海大学出版会, 170-191.
- 大丸裕武・大原偉樹 (2004) : 八幡平におけるパッチ状雪食地の形成過程. 地形, 25, 341-358.
- 高岡宣雄・今野幸一・大場与志男・今田 正 (1989) : 蔵王火山溶岩の K - Ar 年代測定. 地質学雑誌, 95, 157-170.
- 高橋喜平・佐藤正平・片岡健次郎 (1971) : 多雪地帯の経済的治山工法の研究 (第 1 報) 復旧工法の試験 (1). 林業試験場研究報告, 238, 31-75.
- 高橋大介・飯倉茂弘・佐藤亮太・宍戸真也・鎌田 慈・栗原 靖 (2014) : 簡易なグライドメーターを用いたグライド観測. 雪氷研究大会 (2014・八戸) 講演要旨集, 173.
- 藤原混一郎・小野寺弘道・鈴木義弘 (1970) : 中川地方演習林のトドマツ雪害の事例. 日本林学会北海道支部講演集, 19, 127-129.
- 松山 洋 (1998) : 巻機山における積雪密度・積雪水当量の季節変化と高度分布. 水文・水資源学会誌, 11, 117-127.
- 松下拓樹・高橋 渉・松澤 勝・高橋丞二 (2018) : 広葉樹林における乾雪表層雪崩の発生条件について. 日本雪工学会論文集, 34, 1-13.
- 八木浩司 (2005) : 舟形・蔵王火山群. 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦編『日本の地形 3 東北』東京大学出版会, 169-176.
- 山田知充・西村 寛・水津重雄・若浜五郎 (1979) : 大雪山旭岳西斜面における積雪の分布の堆積・融雪過程. 低温科学物理篇 Series A, 37, 1-12.