

氷-CO₂反応によるハイドレート生成に及ぼす添加物の影響

○大石泰之・高田守昌・東信彦(長岡技大)

1. はじめに

近年地球温暖化が問題となっており、CO₂ガスによる温室効果が大きな要因とされている。そのため、現在CO₂の回収・貯留技術の研究が盛んに行われており、地中や海中での隔離法などが提案されているが未だ確実な手段とは言えない。

そこで本研究では南極大陸でCO₂ハイドレートを生成し、氷床中に保存する方法を提案して研究を進めている。しかし、実用するにはより素早いハイドレート生成を促さなくてはならない。

現在、水-ガス反応によるハイドレート生成に関する研究成果は多く報告されているが、氷-ガス反応における報告は未だ少ない。そこで今回、水-ガス反応によるハイドレート生成促進において有効とされる界面活性剤⁽¹⁾やその他物質を氷に添加し、氷-ガス反応におけるCO₂ハイドレート生成速度に与える影響を実験的に検証した。

2. 実験方法

実験装置の概略図を図1に示す。一定温度、一定圧力を保つためフリーザー内部の反応容器に粉末状の氷試料を設置し、電磁バルブでCO₂ガスの流入を制御している。そしてハイドレート生成に伴う圧力減少の値をデジタル圧力計で測定し、生成されたCO₂ハイドレートの質量を算出する。また、実験前後の反応容器の質量差から生成量の算出も行う。

- ・雰囲気温度：-30℃ ・CO₂ガス圧力：0.60MPa
- ・氷試料平均直径：0.10mm ・氷試料質量：20.0g
- ・添加物：シリカ粉末、銅粉末、SDS(ラウリル硫酸ナトリウム 界面活性剤)

3. 結果と考察

各氷試料における圧力減少値と実験前後の反応容器の質量差から得られたCO₂ハイドレート生成量をそれぞれ図2、表1に示す。図2の20時間の値と、表1の結果が近い値となったことから測定結果の信頼性は高いと言える。

シリカを添加した場合、純水氷の場合と比べて実験終了時での生成量が低下した。銅3.0wt%の場合も同様に生成量が減少した。逆に銅1.0wt%にお

いては生成量がわずかに大きくなった。SDSでは生成量が劇的に増加した。また、濃度上昇に伴って生成促進効果も大きくなった。

今回の結果から氷-CO₂反応のハイドレート生成において界面活性剤を加える事は生成促進に非常に効果的であることが分かった。しかし、シリカ、銅3.0wt%の添加は粒子が氷表面へ付着しているのが確認されたため、ガスと氷の接触面積を減少させ、生成速度が低下したと考えた。銅1.0wt%では接触面積減少より銅による素早い反応熱拡散の影響が大きく表れた為、わずかであるが最終的な生成量が増大したと考えた。水-CO₂反応におけるこのような事例はすでに報告されている⁽²⁾。今後は再現性確認、添加物含有氷の物理特性測定、SDS同様に生成促進効果が確認されているテトラヒドロフランを加えての実験を計画している。

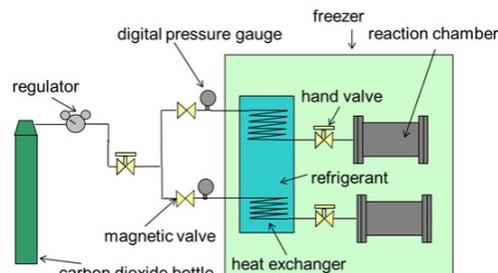


図1 実験装置概略図

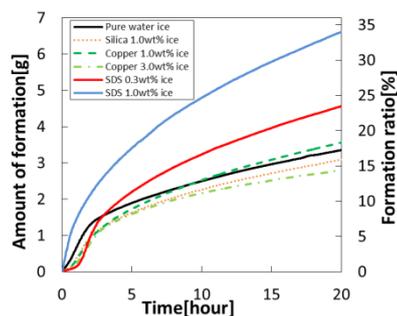


図2 圧力変化から求めたCO₂ハイドレート生成量

表1 質量変化から求めたCO₂ハイドレート生成量

	純水	シリカ1.0wt%	銅1.0wt%	銅3.0wt%	SDS0.3wt%	SDS1.0wt%
生成量[g]	3.43	3.13	3.52	3.15	4.77	6.73

【参考文献】

- (1) Jean-Philippe T et al., 2012. ChemEngSci. Vol. 82, 1-13.
- (2) Liang Yang et al., 2011. Ind Eng Chem Res. Vol. 50, No. 20, 11563-11569.

無気泡微細多結晶氷作製装置の設計製作及び評価

○平見 鉄郎 ・ 東 信彦(長岡技科大)

1. 諸言

多結晶氷を作成する一般的な方法として、氷粒子をチャンバーに詰め上部から真空中に引きながら、下部から脱気した蒸留水を入れて凍結させる方法が用いられている。しかし、この方法では微小な気泡を完全に取り除くのは不可能である。この微小な気泡は氷結晶粒界の挙動に影響を及ぼす (Azuma et al., 2012) ので氷の力学物性など粒界拡散/粒界移動が関与する研究を行う場合には、微小気泡が含有していない完全無気泡の多結晶氷を用いる必要がある。本研究では無気泡で平均粒径が 0.1mm以下の多結晶氷を作成する装置を開発した。

2. 装置概要と実験方法

開発製作した装置を Fig.1 に示す。外径 130mm 内径 42mm のアルミ合金製チャンバーにシリコンオイルを満たし、その中に無気泡の氷を入れ、上からピストンで圧力媒体のシリコンオイルを実験環境温度 -50°C で 350MPa まで加压できるように設計した。設計上の工夫と特徴を以下に示す。

【特徴】

- ・テフロン栓、コネクタ中心に穴を貫通させ、イモネジ栓を閉めることで、チャンバー内の空気抜きを行い、氷試料に静水圧をかけることが可能。
- ・チャンバーとテフロン栓にテーパを設けることで加压時に圧漏れが起こることを防ぐ。
- ・押し棒とコネクタの間にテフロンスペーサを挟むことにより押し棒とコネクタのテーパにかかる負荷が軽減し、装置の破壊を防ぐ。

【試料】

氷試料は純水からゆっくり成長させた無気泡の多結晶氷を用いた。

多結晶氷の平均粒径は約 8mm である。

【実験方法】

1. 装置内部に氷試料とシリコンオイルを入れピストン、コネクタを挿入し中心の穴から空気抜きを行った後、Fig.1 に示す状態にセットする。
2. 本装置を油圧ジャッキの下にセットし、チャ

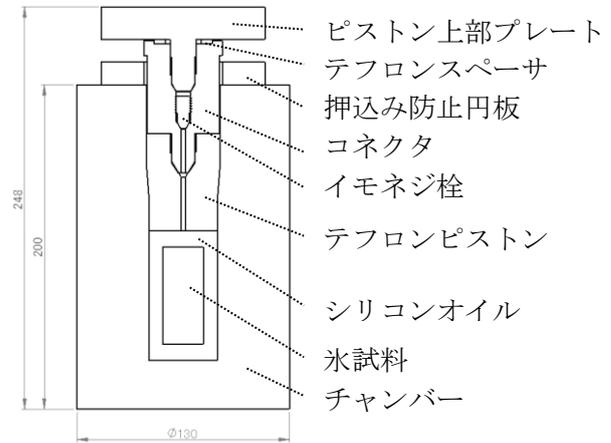


Fig.1 無気泡微細多結晶氷作成装置 (断面図)

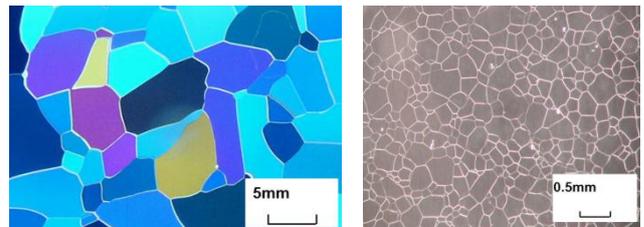


Fig.2 加压前氷試料

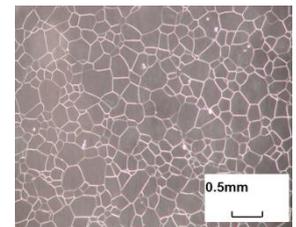


Fig.3 加压後氷試料

ンバーの周囲に -60°C に冷却した寒剤を敷き詰める。(実験室温度は -10°C)

3. 油圧ジャッキでピストン上部プレートを押し、テフロンピストンが変形し内部に押し込まれることで氷試料に静水圧をかける。
4. 氷試料に 300MPa の静水圧がかかるまで加压し、目標圧力値に達したら 2 時間加压し続ける。(氷 I h \rightarrow 氷 II)
5. 圧力を 100MPa に下げ、さらに 30 分加压する。(氷 II \rightarrow 氷 I h)
6. 圧力を 0.1MPa までゆっくり減圧し 30 分待つ。
7. 氷試料を取り出し、薄片を作成し観察を行う。

3. 実験結果及び考察

加压前の氷試料を Fig.2、加压後の氷試料を Fig.3 に示す。加压後には相変化による核生成で氷結晶が微細化していることがわかる。

参考文献：

Azuma, N. et al., Journal of Structural Geology, 42, 184-193 (2012)

融解水が介在した乾雪から氷河氷への変質実験

島田 互（富山大学大学院理工学研究部(理学)）

1. はじめに

氷河や氷床の氷は、降雪結晶が変質して形成される。南極などの極寒地では、気温が 0°C 以上になることはほとんどないため、降雪結晶は上載加重による圧縮と水蒸気拡散により粗粒化し、数十年以上の時間を経て氷河氷に変質していく。一方、中緯度山岳域などでは、夏季には雪温が 0°C 以上になって融雪による水が発生する。融解水は積雪下層へと浸透し、一部では水で満たされた積雪層が存在すると考えられる。

本研究では、模擬試料を用いて融解水が浸透した場合、積雪層がどのように変質するかを“その場”観察し、氷化のようすを調べることにした。

2. 実験装置・実験方法

乾雪の模擬試料として、市販氷を鉋の刃で削ったものを用いた。これを、厚さ 1.0 mm、縦横 25 mm のスペースに封入した。上載加重として $10.34 \text{ g} / \text{mm}^2$ （1 気圧分に相当）を横方向にかけた。圧縮が落ち着いたところで、融解水として 0°C の水を染み込ませた。観察には実体顕微鏡を用い、クロスニコルにより氷粒子を観察しやすくした。顕微鏡をとおしてハイビジョンカメラで撮影・記録し解析した。なお、この装置は PID 制御により $0.00 \pm 0.02^{\circ}\text{C}$ の温度環境に保つようにした。

3. 実験結果・考察

氷細粒を一軸圧縮したところ、5 分間で 21% の収縮が見られた。粒径については特に変化は見られなかった。ここに 0°C の水を染み込ませたところ、さらなる収縮（24%）が見られ、同時に氷粒子の粗粒化が見られた（図 1）。

これは、融液である水が浸透したことにより、等温条件下で表面張力による氷粒子の粗大化（オストワルドライプニング）が始まったためと考えられる。ただし、一軸圧縮下であるため氷粒子同士が近接し、急速な収縮が見られたと考えられる。

さらに、この一軸圧縮のため氷粒子は接触しはじめる。空隙に残された空気は気泡となり、氷粒子の粗大化に伴い移動・合体がみられた。

このように乾雪に雪解け水が浸透した場合、非常に短時間で氷河氷のような組織が形成されることが明らかになった。発表では動画も用いて解析結果を報告する。

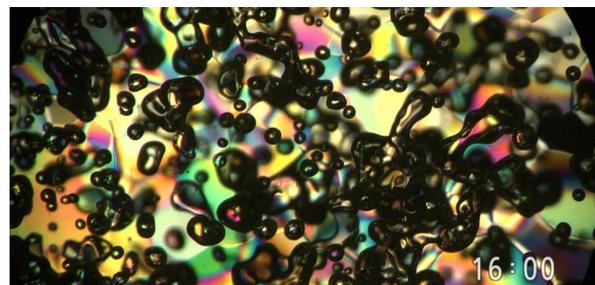
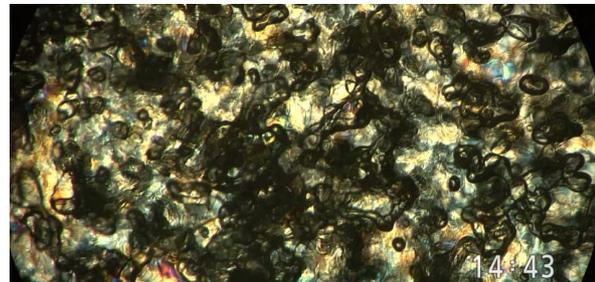


図 1 水を浸透させた直後（上）と 77 分後（下）のクロスニコル画像（画面幅が $500 \mu\text{m}$ ）

近赤外領域の反射率を用いた積雪比表面積の測定

○ 山口悟¹⁾、本吉弘岐¹⁾、竹内由香里²⁾、遠藤八十一³⁾、庭野匡思⁴⁾、青木輝夫⁴⁾

¹⁾防災科研・雪氷、²⁾森林総研、³⁾国際雪形研究会、⁴⁾気象研、

1. はじめに

自然積雪は複雑な3次元のネットワーク構造を持っている。しかし従来の断面観測の測定方法だと必ずしもその特徴を反映している物理量が得られている訳ではない。比表面積(SSA)は、粉体などの多孔質物質の組織構造を表す物理量の一つで、単位質量もしくは単位体積当たりの粉体粒子の表面積のことである。従って雪粒子のサイズだけではなく、形状や結合状態も反映した物理量である。従来日本における積雪の SSA の測定方法としては、片薄片を用いた方法が主流であったが、その制作には時間がかかり、定期的な野外観測で行うのは困難であった。近年野外で簡単に SSA を測定する手法として、近赤外領域の反射率を使う方法(NIR 法)が提案されている¹⁾。しかしその手法は乾いた雪の測定結果を基に開発されたものである。そこで本研究では、NIR 法を北陸地方のような濡れ雪地帯で適応可能かどうかに関して試験を行った結果について報告する。

2. 手法

測定は、新潟県長岡市にある雪氷防災研究センター並びに十日町市にある森林総研十日町試験地で行った。両観測サイトとも、定期的に断面観測が行われており、その結果と NIR 法の結果との比較を行った。NIR 法の測定方法は以下の通りである(図1)。

- 直射日光がある場合には、シャワーカーテンなどでピットを覆う。これは断面にできるだけ均一な光が当たるようにするためである。
- 整形した断面に反射率のわかっている Reference target を数個設置し、近赤外の感度を

持ったカメラ(X-Nite 850mm Filter)で撮影を行う。これは反射率のわかっているものと比較することで雪の反射率の絶対値を求めるためである。

- 雪面を撮影したのと同じ条件で、断面に設置した疑似雪面を撮影する。これは断面における近赤外のあたり方の空間的不均一性を補正するためである。
- 得られた近赤外領域の反射率(r)を用いて以下の式で SSA(mm^{-1})を求める。

$$SSA = A \exp\left(\frac{r}{t}\right)$$

$$A: 0.0017 \pm 0.009 \text{ (mm}^{-1}\text{)}, t: 12.222 \pm 0.842$$

3. 結果

雪が比較的乾いている状態では、断面観測から得られた粒径と NIR 法で求めた SSA から計算された光学的粒径の間には、ある程度の相関が見られた。一方含水率が増加すると、両者の間には大きな隔たりが生じた。このことは、北陸地方などの濡れ雪に NIR 法を適用するためには、積雪内の水の存在の影響を考慮する必要があることを示している。

- 1) Matzl and Schneebeli, 2006. Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *J. Glaciol.* **52**, 558-564

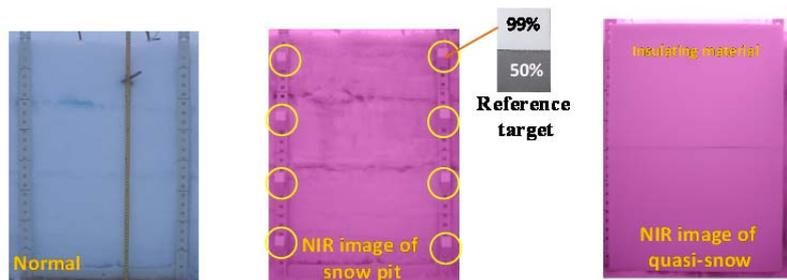


図1 NIR法の測定方法

積雪の近赤外領域の反射率と含水率との関係

○ 山口悟¹⁾、本吉弘岐¹⁾、青木輝夫²⁾、谷川朋範³⁾、八久保晶弘⁴⁾

¹⁾防災科研・雪氷,²⁾気象研,³⁾宇宙航空研究開発機構,⁴⁾北見工大

1. はじめに

積雪の比表面積(SSA)は、雪粒子のサイズだけではなく、形状や結合状態も反映した物理量であるため、積雪内部の物質移動のモデル化には適している変数であると考えられる。近年野外で簡単に SSA を測定する手法として近赤外領域の反射率を 사용하는方法(NIR 法)が提案されている¹⁾。しかしその手法はスイスの雪のように乾いた雪の測定結果を基に開発されたものである。そこで本研究では、NIR 法を濡れた雪に適用するために、積雪の含水率と近赤外領域の反射率の変化の関係を実験的に求めることを試みた。

2. 実験手法

ふるいがけをして粒径 (d)を揃えた乾きざらめ雪のサンプル (sample 1: $d=1.1\text{mm}$; 乾き密度 (ρ_{dry}): 500kg m^{-3} , sample 2: $d=1.5\text{mm}$; ρ_{dry} : 444kg m^{-3} , sample 3: $d=2.1\text{mm}$; ρ_{dry} : 429kg m^{-3})を、 -20°C の低温室で高さ15cm、幅15cm、奥行き15cmのサンプルケースにいれた後、 0°C の低温室に移動し、1日おくことで雪温を 0°C にした。その後乾いている状態のサンプルの近赤外領域の反射率 (R_{dry})の測定を行い、同サンプルを 0°C の氷水に

10分ほど浸した後、水面を定められた高さまで下げ、その状態でサンプル内部の水が定常状態になるまで1時間ほど放置した。この状態では、積雪内部の含水率は水面からの高さによって異なると考えられる²⁾。その後サンプルの近赤外領域の反射率(R_{wet})の測定を行うと同時に、熱量式の含水率計で、高さ1cmごとに重量含水率を測定し、実験前に測定した ρ_{dry} を用いて体積含水率(θ_v)の高さ分布をもとめ、 θ_v の値によって、 R_{dry} と R_{wet} の関係がどのようなようになるかを求めた。

3. 考察

図1に濡れた sample 1 で測定された近赤外の Image, θ_v ならびに R_{wet} の結果を示す。なお sample 1 の R_{dry} の値は0.7であった。 θ_v と R_{wet} の関係を見ると、 θ_v の増加とともに R_{wet} が減少することがわかる。このことは θ_v を用いて、 R_{wet} を R_{dry} に変換できる可能性を示唆している。

- 1) Matzl and Schneebeli, 2006. Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *J. Glaciol.* **52**, 558-564
- 2) Yamaguchi et al., 2010. Water retention curve of snow with different grain sizes. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **64**, 87-93.

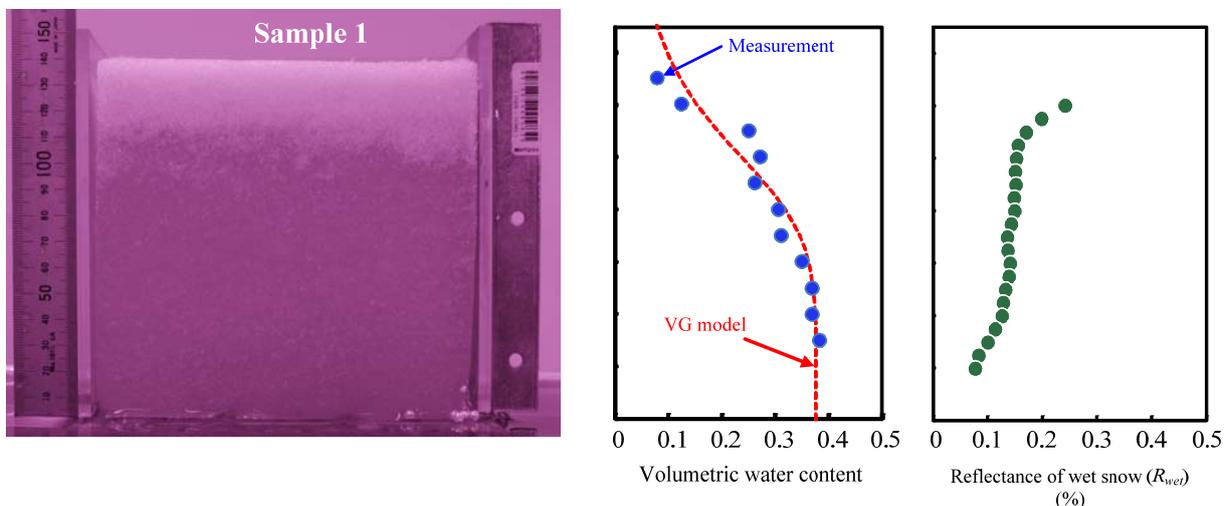


図1 濡れた sample 1 における近赤外の Image, 体積含水率と近赤外域の反射率

湿度が吹雪粒子の帯電に与える影響について

○大宮哲(名大 環境)、佐藤篤司(防災科研 雪氷)、藤吉康志(北大 低温研)

1. はじめに

吹雪粒子は、跳躍運動に伴う雪面との衝突を主要因として帯電する(平均すると負電荷を示す)が、その帯電特性についてはよく知られていない。本研究の目的は、様々な条件下で吹雪粒子の電荷を測定し、その特性を明らかにする事である。本発表では、湿度に着眼した電荷測定結果について報告する。一般的に、湿度が高いほど物質表面には多くの水分が吸着しやすくなる。それに伴い物質表面の電気伝導性が上がるため、電荷は蓄積されにくくなる。静電気学会(2006)によると、常温下では相対湿度と電荷量の間には逆相関があるが、低温下では絶対湿度との間により明瞭な逆相関があると記載されている。従って、吹雪粒子の帯電に関して絶対湿度が高いほど帯電量が小さくなると予測される。

2. 実験方法

本実験は、防災科研・雪氷防災研究センターの低温風洞を用いた。この風洞は回流型であり、密閉状態下での実験が可能である。風洞内部の湿度を制御した状態で、雪粒子供給装置を用いて人工吹雪を発生させた。電荷測定にはファラデーケージとエレクトロメーターを用い、湿度計は測定領域の風下部、雪面上2cmに設置した。本実験では、人工降雪装置によって作成した粒状粒子を用い、吹走距離12m、風速5~7m/s、気温-20~-5℃の条件下で、雪面削剥のない硬い雪面上にて実験を行った。

3. 実験結果

まず、雪粒子供給段階における電荷を測定したところ、その量は平均で+100 $\mu\text{C}/\text{kg}$ を示した。これは、雪粒子供給装置との摩擦によるものである。結果の一例として、気温-10℃および-20℃のケースについて、単位重量あたりの吹雪粒子の電荷量と絶対湿度の関係を風速別に図1に示す。この絶対湿度は、測定された相対湿度から換算した値である。なお、本実験時の相対湿度は、最小48.8%、最大86.8%であった。図中のエラーバーは、電荷測定中の湿度変動量および湿度計の精度($\pm 2\%$)を考慮に入れた幅を示す。実験結果から、-10℃および-5℃では、全ての風速において電荷量の絶対値と絶対湿度の間に逆相関がある事が確認された。しかし、-20℃および-15℃の結果に関しては、両者間に明瞭な関係は確認されなかった。これは、温度低下に伴う湿度計の応答速度の低下が影響したためと考えられる。

風速の違いによって吹雪粒子の電荷量および符号が異なるのは、吹雪粒子と雪面の衝突回数が風速によって異なるためである。大宮・佐藤(2011)によって行われた実験から、雪粒子は雪面との衝突を繰り返す事によって徐々に負電荷を蓄積する事が示されている。強風時ほど跳躍距離が長いため、電荷測定地点までの跳躍回数は少ない。従って、強風時ほど供給段階で帯びた正電荷がより多く残っていたと解釈できる。

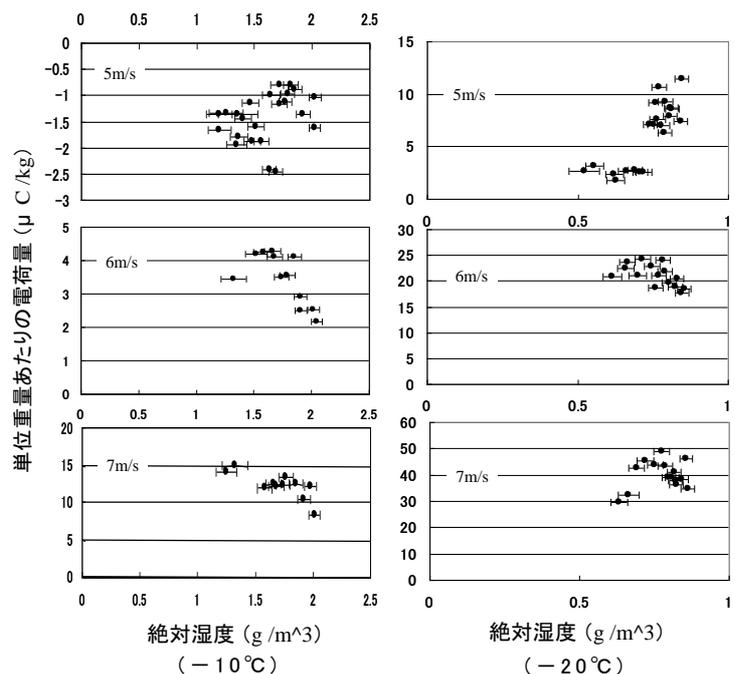


図1 単位重量あたりの吹雪粒子の電荷量と絶対湿度の関係

積雪中の不均一水分移動のモデル化

○ 平島寛行、山口悟(防災科研)

1. はじめに

積雪中における水分移動のモデル化は、全層雪崩や融雪災害の予測等において重要である。しかしながら、現在の積雪モデルにおいて、積雪内部の水の移動過程は、均一な水分移動のみが考慮されており、不均一な移動は組み込まれていない。本研究では、不均一な水分移動のモデル化にむけて、多次元水分移動モデルを開発し、水みち形成の再現を試みた。

2. モデルの開発

積雪内部の水の不均一な移動を再現するため、多次元的水分移動モデルを開発した。水分移動フラックスはダルシー式を用いて計算した。図1のような斜面積雪を計算する際には、式(1)のように重力項を傾斜角 θ の関数で表現することで、斜面積雪中の水の移動にも対応させた。

$$q_z = K \left(\frac{dh}{dz} + \cos \theta \right) \quad (1)$$

$$q_x = K \left(\frac{dh}{dx} + \sin \theta \right)$$

水みちの形成を再現するためには、積雪の不均一性及び乾き雪に水が浸透する際に影響する水侵入サクシオンを考慮する必要がある。本研究では、グリッドごとに乱数を発生させて密度及び粒径のばらつきを与え、積雪の不均一性を組み込んだ。また、Katsushima et al. (2013)の実験結果に基づいて、水侵入サクシオンを粒径の関数として導入した。

3. 結果

積雪中の粒径が異なる層の境界において水がどう移動するか計算するため、積雪の初期条件として、粒径の異なる2つの層を上下に重ねて与えた。水の供給は上部から10mm/hの量を与えた。その計算結果を図2に示す。下の層の粒径が大きい場合(a)、小さい場合(b)の双方において、層の境界から水みちが形成された。特に、下の層の粒径が大きい場合は、層の境界で毛管力の差によって水がたまり、そこから水みちが形成された。

斜面積雪に対しても同様に計算を行った結果、層の境界において斜面に平行に水が流れ、全体的には鉛直方向から斜面下側に傾いて流れる傾向がみられた。今後はこれらを実験や観測の結果と比較する予定である。

参考文献

Katsushima et al. (2013) Experimental analysis of preferential flow in dry snowpack. Cold. Res. Sci. Tech. 85. 206-216.

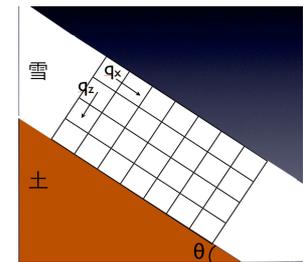


図1 斜面積雪における2次元水分移動モデルの模式図

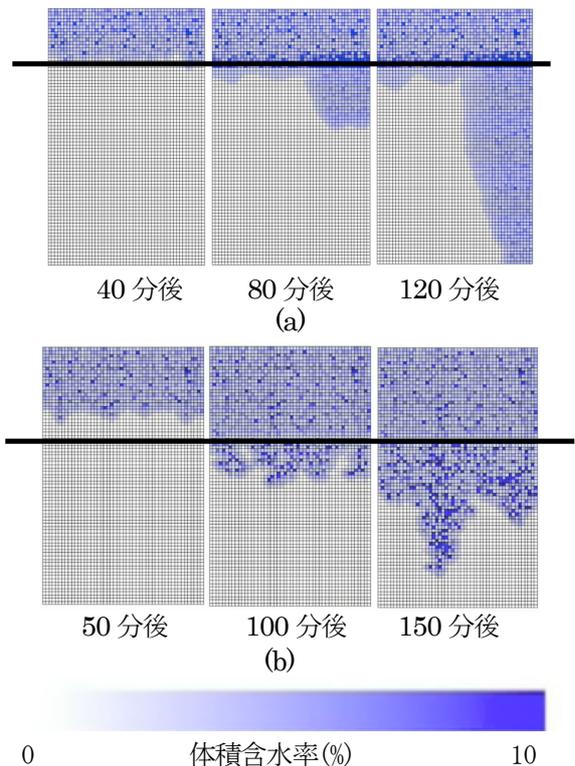


図2 計算された含水率分布の時間変化。1cm×1cm サイズ、50×80のグリッドで計算。太線は粒径の異なる層の境界、色の濃さは体積含水率を表す。下字は水供給開始からの経過時間 (a) 上: 粒径1.1mm 下: 粒径2.6mm (b) 上: 粒径1.1mm 下: 粒径0.5mm。

層境界の凹凸が水みち形成に与える影響

○勝島隆史(富山高専)・熊倉俊郎(長岡技科大)・山口悟(防災科研・雪氷)

1、研究背景と目的

止水面として機能する層境界が凹凸を伴う場合、層境界上部の凹部へ水が集中し、水みちが成長することが経験的に示されている。層境界の凹凸が、水分移動や水みちの形成に与える影響を定量的に評価するために、積雪中の水分移動の数値計算を行った。

2、研究手法

積雪表面に一定フラックス($2.0\text{kg/m}^2/\text{hr}$)で水を供給した際の積雪中の水分移動を、鉛直2次元のリチャーズ式による数値計算モデルを用いて計算した。上部に粒径の小さな積雪層(粒径： 0.2mm 、乾雪密度： 400kg/m^3)を与え、下部にこれより粒径の大きな積雪層(粒径： 1.0mm 、乾雪密度： 400kg/m^3)を与え、止水面として機能する層境界を表現した。この層境界に対して、あらかじめ正弦波で表現される凹凸を与えた。凹凸の波高および波長を変化させ、そのときの水分移動の変化を調査する感度実験を実施した。変化させる波長と波高の値の範囲は、積雪表面の凹凸の観測例を基に決定した。

積雪層が持つ浸透特性を、粒径と密度による飽和透水係数の式(Calonne et al., 2010)と、粒径による水分特性曲線の式(Yamaguchi et al., 2012)を用いて表現した。計算初期の含水状態は、間隙中の水分が十分に排水された状態を仮定し、マトリックポテンシャルを -2.0m とした。計算領域の左右の側面を、サイクリック境界条件で接続した。流出境界にあたる積雪底面はフラックスの鉛直勾配をゼロとして与えた。計算を簡単にするために、積雪層の圧密や、雪粒子の時間変化、水分特性曲線のヒステリシスは無視した。

3、結果と考察

図1 a)に、定常状態となったときの、凹部中心の層境界直上の計算格子での鉛直水フラックスと供給フラックスとの比を、図1 b)に比の値が1を超える幅を、それぞれを示した。どの計算条件も比の値が1を超えており、凹部への水の集中による大きな鉛直水フラックスが算定された。凹凸の波高が大きいくほど、また、波長が小さいほど、比の値が大きくなる傾向が見られた。比の値は波高の大きさに特に顕著な影響を受けていた。比の値が1を超える幅は、凹凸の波高よりも、凹凸の波長に顕著な影響を受けていた。

計算では、凹凸の波高を 1cm と非常に小さくした場合でも、波長が短い場合に2を超える比の値が算定された。このことは、層境界の凹凸が積雪中の水分移動に与える影響は、凹凸の波高が非常に小さい場合でも無視することができないことを示している。自然積雪の層境界では常に何らかの凹凸が存在することから、積雪中の水分移動を正確に算定するには、積雪層の凹凸の影響を正確に考慮する必要があると言える。

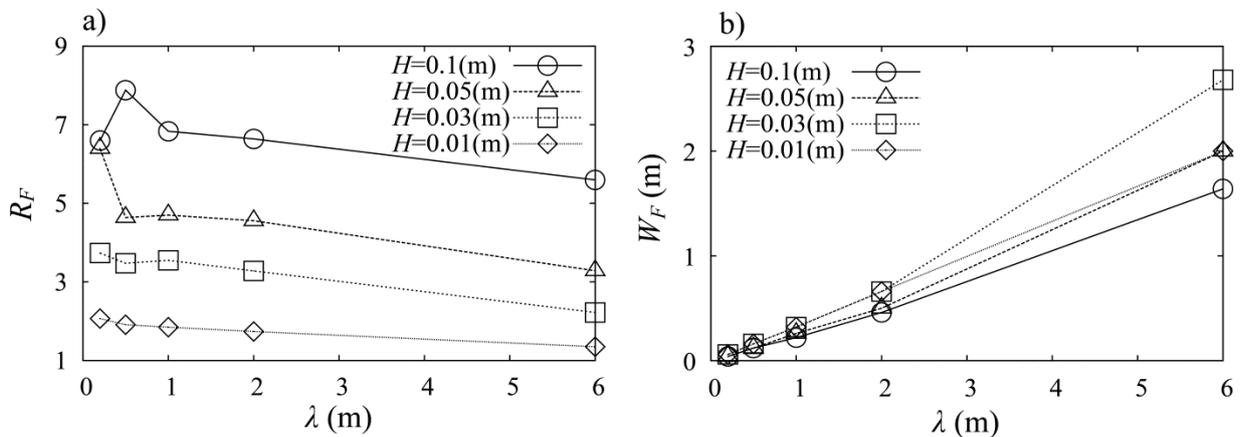


図1 凹凸の波高 H と波長 λ を変化させたときの水分移動の計算結果。

a)凹部中心の層境界直上の鉛直水フラックスと供給フラックスとの比、b)比の値が1を超える幅。

○伊東靖彦・池田慎二（土木研・雪崩C）・松下拓樹（土木研・寒地）・笠村繁幸（元土木研・寒地）
 山口 悟・上石 勲（防災科研・雪氷）・野呂智之（元 土木研・雪崩 C）・秋山一弥（土木研・雪崩C）

1 はじめに

冬期に降雨があると、標高の低い多雪地域などでは湿雪雪崩の発生が懸念される。しかし、積雪中の雨水の浸透やそれにとまう積雪の強度低下などを詳細に観測した例は少なく、降雨に伴う雪崩の発生条件については不明な点が多い。そこで、冬期の降雨にとまう湿雪雪崩の発生危険度評価手法の構築のため、積雪中へ雨水が浸透し含水率が増加する状況を把握することを目的として実験を行った。昨年報告した水平面(以下、「平面」とする。)に引き続き、傾斜をつけた積雪面(以下、「斜面」とする。)での実験を行ったので報告する。

2 研究方法

自然環境下では積雪状態、温度、降雪降雨のコントロールが出来ないことから、2012年1月(水平積雪)、2013年2月(斜面積雪)、防災科学技術研究所雪氷防災実験棟で実験を行った。

テーブルの上にスタイロフォーム、自然雪(しまり雪)を敷き詰めたのち、自然雪表面に氷盤を形成させて、降雪 B(球状結晶)を4時間かけて約12cm、さらに降雪 Aを24時間降雪させ、約50cm堆積させた。降雪 A(樹枝状結晶)の堆雪後、体重を加えて圧密させて降雪 Aの厚さを約20cmとした(図-1)。なお、斜面積雪については積雪を傾斜させた後の鉛直積雪深をこれらの値とした。

作成した積雪層に、2mm/hで6時間降雨させた。降雨中の一定間隔と降雨前後に積雪観測を実施した。積雪観測項目は層構造、雪温、密度、硬度、重量含水率などである。

3 測定結果

図-2に雪温が0°Cとなった積雪層の高さの推移を示す。積雪層内への降水浸透は斜面が早い状況にあった。

図-3は、平均密度の推移を示す。若干平面における密度が高い。

図-4は、積雪の全層厚に対するざらめ雪の層厚を占める割合を「ざらめ率」として、示したものである。平面の方がざらめ率が高い状況にあるが、これには平面の方が降雪A層への浸水により、よりざらめ化していることが寄与している。

今後、同時に測定している硬度変化などと合わせて、さらに斜面積雪と平地積雪における降水浸透についての解析を進めていきたい。

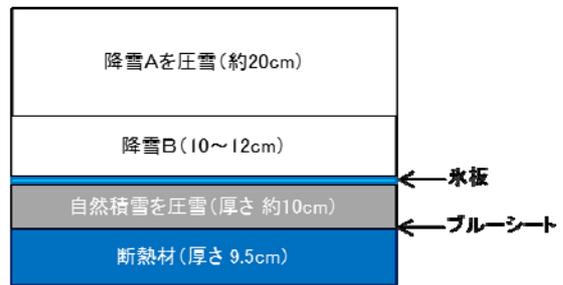


図-1 積雪層の構成(実験前)

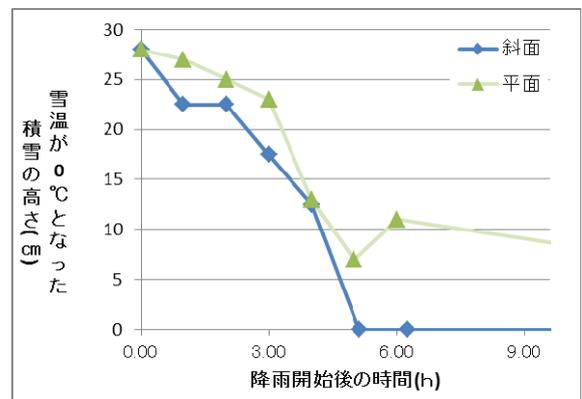


図-2 降雨後の時間経過と雪温0°Cの積雪高さ

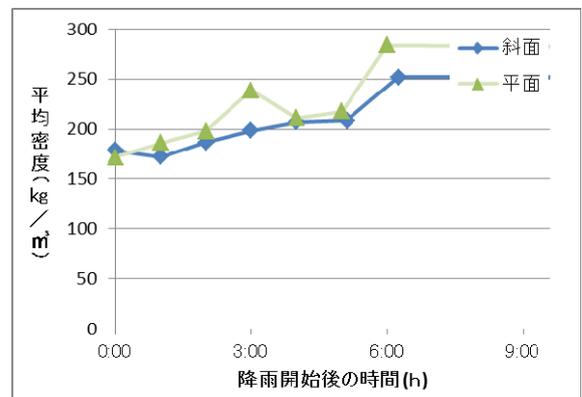


図-3 降雨後の時間経過と平均密度

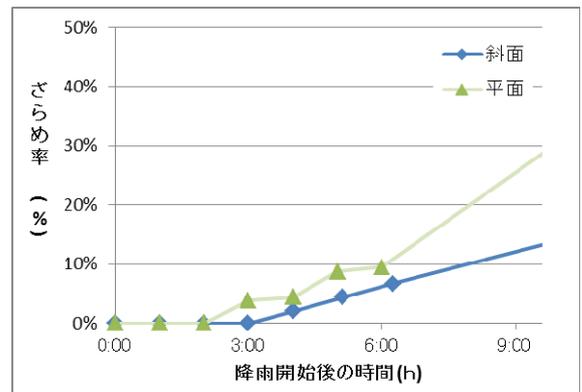


図-4 降雨後の時間経過とざらめ率の推移

雪庇の発達過程と内部構造

○霜垣永, 島田瓦 (富山大・理), 小杉健二 (防災科研・雪氷)

1. はじめに

山岳地帯の稜線上には冬季に巨大な雪庇が発達し、崩落によって雪崩や滑落事故の原因となると言われている。そのため雪庇の形成過程についてさまざまな研究が行われてきたが、その多くが断面観測や、トレンチを用いた小規模な発生実験、風洞装置とざらめ雪などの球状に近い雪を使用した実験であった。

そこで、本研究では低温室内の斜面上に樹枝状結晶を降らせ、風速と斜面傾斜角度の違いによる雪庇の発生・成長の形態変化を観察し、その成長条件を考察した。

2. 実験手法

低温室内に Fig. 1 のような高さ 0.9 m, 長さ 3 m, 幅 1.8 m の架台を作成し、風上側に風速を無段階で調節可能な (風の吹出口近傍で 0~10 m/s) 横風発生装置を置き、風下側に 0.9 m の斜面を 2 つ設置した。低温室内を -10°C に設定し、降雪装置により、樹枝状の雪結晶を降らせ、雪庇を成長させた。以下に実験手順を示す。

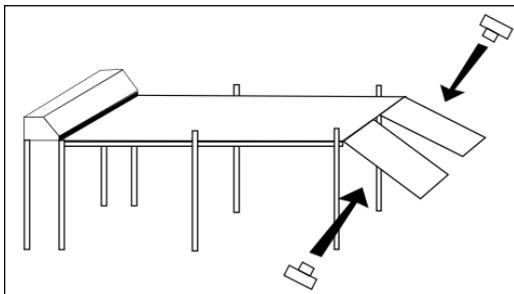


Fig. 1 実験装置図。図中右端に斜面、左端に横風発生装置を備えている。

- 架台上に硬い雪面をつくり、その上に新雪を 7 cm ほど積もらせる。
- 横風発生装置で風を送りながら 1 mm/h の強度で降雪させる。この時斜面中央付近で飛雪量を測定し、雪面からおよそ 5 cm 上の風速 (以下、単に「風速」とする) を計測する。風速の計測箇所は斜面の縁である。
- 一時間後、降雪装置と横風発生装置を停止させ、雪庇断面の観測、積雪深の測定、密度の計測を行う。この時 45° , 30° 斜面の間に 2 m のポールを立てて撮影を行い、スケールとした。

上記の実験を 2.5, 3.0, 3.5 m/s の 3 種類の風速について行った。実験中は 2 台のカメラで 1 分間隔のインターバル撮影を行なった。なお、カメラはそれぞれの斜面をほぼ真横から撮影している。

3. 解析手法

実験で得られた画像データから、1) 雪庇の輪郭を描き出し、2) 雪庇の断面積と斜面の幅からおおよその雪庇の体積を求め、3) 計測した密度を平均化した値を用い雪庇の質量を計算し、4) 時間変化から成長量と成長率を得る。

上記の解析を 3 種類の風速の実験結果に対して行い、風速による雪庇の成長形態変化を考察する。

4. 結果, 考察

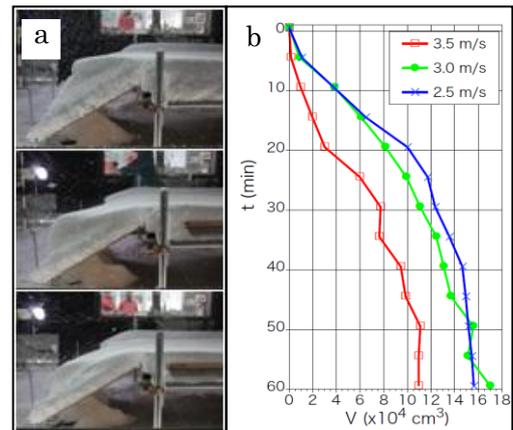


Fig. 2 (a) 上から風速 2.5 m/s, 3.0 m/s, 3.5 m/s の実験 ($t = 1\text{h}$)。 (b) 各風速での雪庇の体積。

Fig. 2(b) を見ると、雪庇の最終的な体積は風速が 3.0 m/s の場合で最大であり、3.5 m/s では雪庇の体積がかなり小さいことが分かる。その原因には雪面からの削剥と風速が影響しているのではないかと考えられる。削剥に関しては飛雪量を見てみると風速 2.5 m/s と 3.0 m/s の間で増加しており、積雪深も風速 2.5 m/s の場合は時間とともに増加する傾向にあったが、風速 3.0 m/s ではほぼ変わらず、風速 3.5 m/s では減少していた。このことから風速が 2.5~3.0 m/s の間に削剥が顕著かどうかの境界が存在すると言える。また、風速が 3.0 m/s 以上の場合、Fig. 2(a) の通りほとんど高さ方向に成長せず斜面とその上に堆積した雪面のなす角が小さくなっている。これは斜面の長さが足りないため、成長が止まってしまったためであり、より長い斜面であれば徐々に高さ方向への成長が見られると考えられる。

5. まとめ, 課題

これまでの解析で、雪庇が高さ方向へ成長可能かどうかの境界が風速に依存することがわかり、その境界がおおよそ風速 2.5 m/s~3.0 m/s の範囲にあることが示された。今後は 45° 斜面の解析を進め、立山室堂平周辺での雪庇の定点・断面観測データと関連付けてより詳しい雪庇の発達過程と内部構造の考察を行なっていく予定である。

立山室堂平での積雪断面観測 –積雪下層の環境シグナル変化–

谷口貴章 (富山大・理), 島田互 (富山大・理), 朴木英治 (富山市科学博物館), 川田邦夫 (富山大・理)

1. はじめに

融雪が起きない低温条件下では、積雪に沈着した化学成分は積雪内部に保持されると考えられている (Suzuki et al., 2012)。この仮定を前提条件として、立山室堂平での積雪断面観測は積雪深が最大になる3月下旬から4月半ばの間に融雪期が始まる直前に実施されることがほとんどであり、山岳地帯における冬期間の気象特性や大気環境の理解に役立てられてきた。しかしながら、積雪下層は地表面からの熱的影響を冬期間受け続けるため、上記の前提が適用されるのかどうか疑問が残る。

そこで本研究では、積雪下層の環境シグナルが地表面からの熱的影響によって変化し得るのかを確かめるために、11月積雪と4月積雪の断面観測と積雪試料の化学分析を行った。

2. 研究手法

積雪断面観測は、立山室堂平 (標高 2450 m, 36.58° N, 137.60° E) にて 2010 年 11 月 22 日, 2011 年 4 月 16 日~18 日, 2011 年 11 月 28 日, 2012 年 4 月 20 日~22 日におこなった。現場では、まず地表面から雪面までの鉛直断面を作成し、積雪層構造を観察した。次に雪温を測定し、採取した積雪試料の質量から密度を算出した。これらの積雪試料は融解させずに持ち帰った。富山市科学博物館にて、イオンクロマトグラフ法によって積雪試料の主要イオン濃度を測定し、続いて pH, 電気伝導度の測定を行った。

3. 結果と考察

図は 2010~2011 年, 2011~2012 年の各冬期の 11 月積雪と 4 月積雪の層構造を示す。

2010 年 11 月の積雪は 102 cm であり, 4 月の積雪は 646 cm であった。下層ではこしもざらめ雪が占め, 中層ではしまり雪が多い一方で氷板がほとんど無く, 上層は氷板が多数形成されていた。これらのことから, 2010~2011 年冬期は積雪層から季節変化が推測されるような典型的な冬期であったことがわかった。

2011 年 11 月の積雪は 62 cm であり, 4 月の積雪は 610 cm であった。積雪のほとんどで 0°C 近くであったことから, 冬期間で融雪イベントが度々あったことが推測された。また, 積雪表面とその付近は 0°C であったことから, 本格的な融雪が既に始まっていたことが考えられた。

発表では 11 月と 4 月の化学分析結果の比較から, 積雪下層の環境シグナルの冬期間変化を述べる。

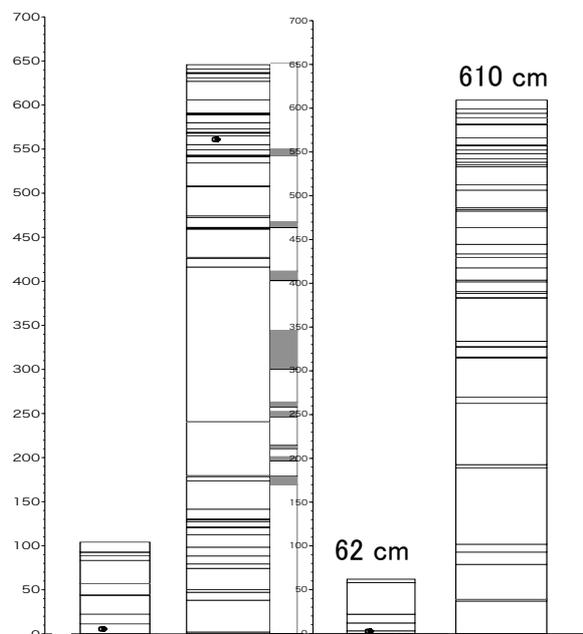


図 2010~2011年(左), 2011~2012年(右)冬期における11月と4月の積雪層構造。

引用文献

Suzuki et al. (2012): Chemical survey of the snowpack in central Japan. *Bulletin of Glaciological Research*, 30, 25-32.

フィンランド積雪縦断観測_2013

佐藤篤司 (防災科研・雪氷)、大宮哲(北大 低温研)、對馬あかね(北大 環境科学院)

1. はじめに

GRENE 北極気候変動研究事業の一環として、フィンランド北部の北極圏より国道（主として E75）を南下しながら積雪の量と質の変動を調べ、緯度や気候による積雪の物理的・化学的性質を調べ、積雪と気候との相互作用の解明を目的として実施した。

2. 観測ルート

図 1 に示したようにフィンランド最北 (Utsujoki) の北緯 69 度 45 分から観測路線に沿ってヘルシンキ (北緯 60 度 12 分) まで南下し、100~200 km 間隔で 17 箇所の観測点で積雪調査を行うとともに、化学分析用試料も採取した。積雪断面観測項目は、気温、積雪深、層構造、積雪水量、積雪粒径・密度・雪温の鉛直プロファイル等である。

積雪試料のサンプリングは、積雪表面の「新雪」、「こしもざらめ雪」をサンプリングし、今後、水の安定同位体比、海塩濃度の測定を行う予定である。

図 2 はルートの標高断面図である。最高度はイヴァロの南の丘で 300m 余り、低いのは Kemi, Oulu の海岸である。

3. 積雪断面観測結果

断面観測の一例として図 3 に示すように、基本的には表面に「新雪」、そして「こしもざらめ雪」、「しもざらめ雪」と続き、シンプルな構造が全観測点で共通であった。一部には「こしまり雪」のような構造薄く見られたが、強い温度勾配下で「しもざらめ雪」への変態が早いことが予想される。場所によっては薄い「氷板」が見られ、気象の変動によって表面での融雪が起こることも示唆される。



図 1 フィンランド積雪縦断面地図

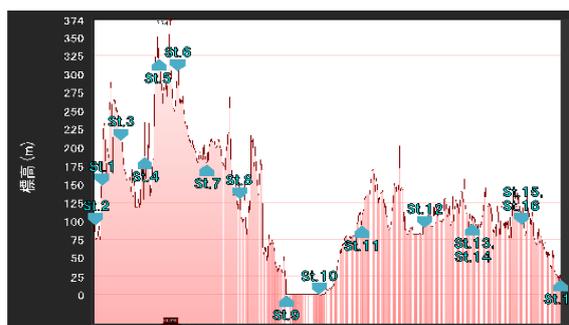


図 2 観測ルートの標高断面図

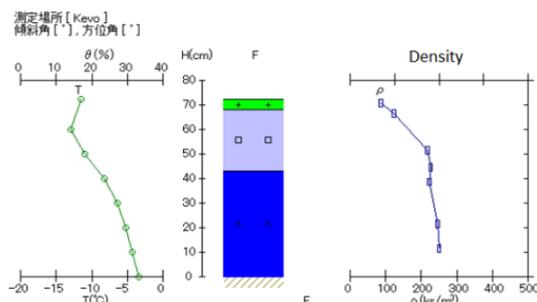


図 3 Kevo における積雪断面図

南極ドームふじにおける極低温下での圧雪地盤造成実験

金高義（国立極地研究所）

1. はじめに：

ロータリー式除雪機によって飛ばされた雪は、本来の雪粒子の結合が切れる。そして、新たに雪粒子間の多くの接触面を持って再堆積した積雪は、時間とともに非常に硬くなることが知られている。この雪の性質を利用して、南極やグリーンランドの氷床上の設営では人工的な圧雪地盤が造成されてきた。日本南極観測隊でも温暖な沿岸部付近においては航空滑走路のための圧雪地盤造成の例があるが、寒冷な南極内陸部においてはこれまで例がない。

第54次南極観測隊において、南極の中でも最も自然環境が厳しい地域である内陸部・ドームふじ（標高：3810m，年平均気温：約 -54°C ）において、圧雪地盤造成実験を実施した。

2. 実験方法：

圧雪造成のパターンは、攪拌→積み上げ→踏み固め→一晩放置とした。輸送の関係上、雪の攪拌は人力で行い、30cmの積み上げ厚さの工区を造成した。

圧雪地盤造成時から1週間ごとにラムゾンデ硬度観測を実施した。また、圧雪地盤造成直後と三週目には断面観測を実施し、各深度ごとの密度、雪温、熱伝導率を計測した。

3. 結果と考察：

図1に圧雪造成直後から3週間後までの観測結果をそれぞれしめす。3週間でラム硬度は全層において増加したが地表面から10cmの間で最も顕著で、造成直後のラム硬度は100kgほどであったが、2週間後には400kgに増加し、3週間後には900kgにもなった。図1d)に大型輸送機C130が離発着するのに必要なラム硬度分布（Abele 1990）を合わせてしめす。C130の使用に必要な表面で500kgを十分に満たすことが確認でき、ドームふじにおいても圧雪地盤造成は可能であることが分かった。

積雪は、氷粒子が複雑に絡み合った網目構造を持つ。したがって、積雪は同じ密度であってもこの微細構造によって硬度が支配され、また、熱伝導や拡散現象などの物理的性質も変わる。造成直後と3週間後の断面観測結果において、全深度で密度はあまり増加しなかったが、熱伝導率はおおよそ40%の増加をしめした。これは氷粒子の結合が太く成長した結果であると考察できる。

結合太さの成長の原因の議論は、発表で述べる。

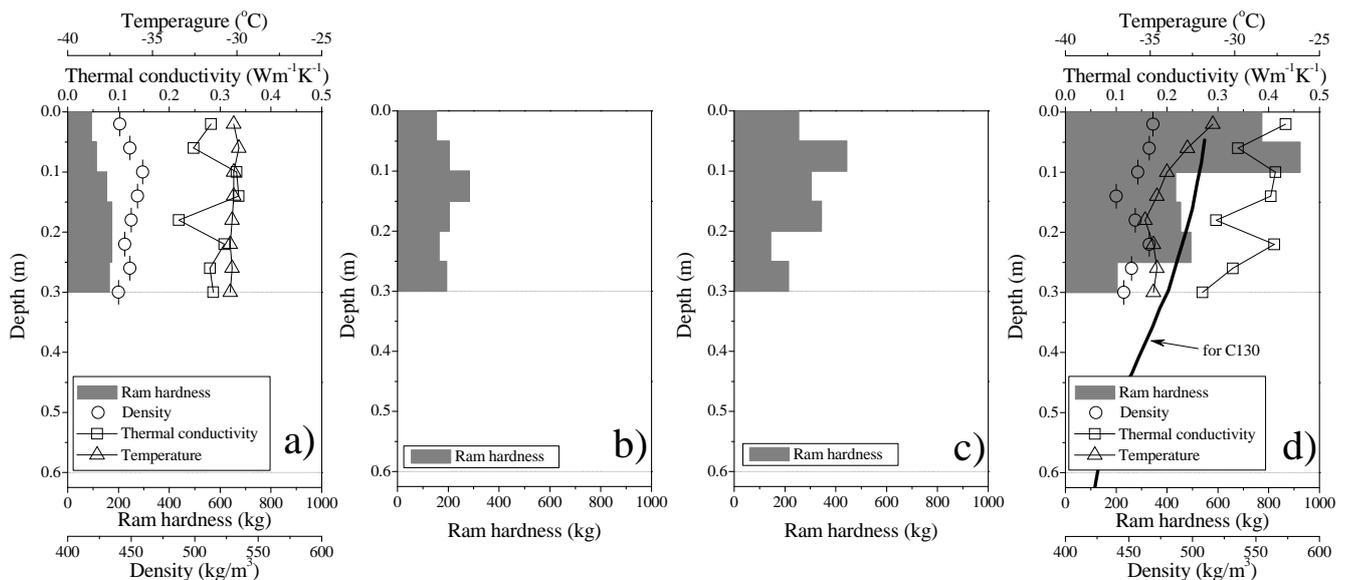


図1：実験結果；a)圧雪地盤造成直後，b)1週間後，c)2週間後，d)3週間後。

30冬季の多雪指数分布

○¹中井専人

(1:防災科研雪氷)

1. はじめに

2011年冬季から2013年冬季にかけて、地域によって3冬季連続の豪雪となった。豪雪が続く原因の一つとして北極海の海氷減少により寒気が南下しやすくなっていることが指摘されているが、一方で2013年冬季のように寒暖の差が激しかったり、2012年冬季のように寒気が連続したりなど、冬季によって豪雪の様相は異なる。そこで、その実態をつかむための資料として、いわゆる59豪雪以降の30冬季について“多雪指数”の分布図を作成した。

2. 多雪指数

多雪指数とは、観測点と期間を適切に選び、各地点毎に平均と標準偏差により規格化した冬季最深積雪である。観測点と期間の選択については中井・岩本(2006)に記述した。元のデータは次の通りである。

2007寒候年以降： 気象庁ホームページ<http://www.jma.go.jp/>「気象統計情報 過去の気象データ検索」より11月から3月の月別最深積雪から最大値を選択した。月別最深積雪に資料不足値もしくは準正常値がある場合、日別値、それでも明確でない場合は特別値まで参照し、欠測日時が記録された最大値を越えないと判断された場合はその値を採用、そうでない場合は欠測とした。3月末に最大値に近い積雪がある場合は4月の値も参照した。

2006寒候年： 気象庁、2006：平成18年豪雪のデータ、気象庁ホームページ、電子閲覧室、<http://www.data.kishou.go.jp/index.htm>。(2006年9月9日現在、現在は見られない。)による。

2005寒候年以前： 気象庁ホームページ<http://www.jma.go.jp/>「気象統計情報 過去の気象データ検索」より毎年の値の最大値を使用した。これは寒候年で統計されている。資料不足値の平均は1地点あたり23冬季で1.54個(6.7%)である。これを含めて、1984寒候年から2006寒候年まで欠測はない。

平均と標準偏差： 上記2006寒候年以前の値を使用。

資料不足値を統計に使うには注意が必要である(気象庁, 2005)。しかし積雪深には年々変動が大きい一方で日々の値には連続性がある。実際に2007寒候年以降について資料不足値をチェックした結果、時系列から見てその値が最大値と判断されることがほとんどであった。従って、ある年の値が抜けるよりも資料不足値を使用した方が統計への影響は少ないと考え、本解析においては使用することにした。

3. 結果

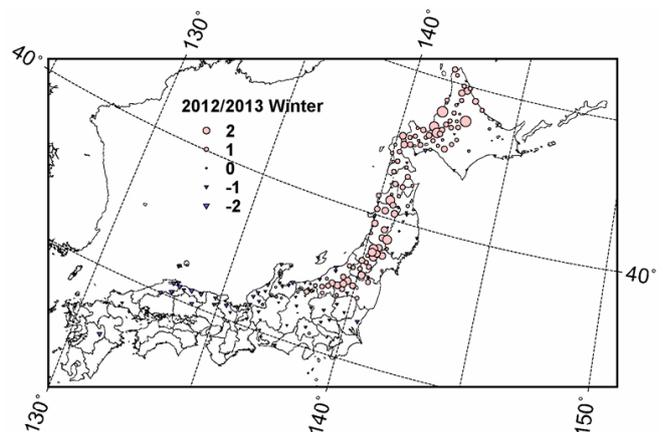
豪雪といわれる年でも特徴がかなり異なることなど、多雪、少雪の空間分布を多雪指数により示すことができた。例えば、2013寒候年は北に行くほど多雪傾向が強く、西に行くほど山地に正偏差が残っていた(第1図)。気温の変動の影響を受けやすいところほど融雪が効いて多雪とならなかったと思われる。図はWebサイトにて公開している。

謝辞：作図にThe Generic Mapping Tools (SOEST, University of Hawai'i at Manoa)を使用しました。

参考文献

気象庁, 2005: 気象観測統計の解説, 気象庁ホームページ, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html>, 130pp. (2013年4月6日現在)

中井・岩本, 2006: 規格化した冬季最深積雪から見た平成18年豪雪の特徴. 天気, 53, 863-869.



第1図 2013寒候年(2012/2013冬季)の多雪指数分布

長野県北部飯綱火山周辺域における積雪分布パターン

○富樫 均・浜田 崇（長野県環境研）

1. はじめに

長野県北部にある飯綱山は、山頂標高 1917m の中期更新世の成層火山である。同火山は標高 1000m 前後の高原をなす小起伏面上に、ほぼ独立した高まりとして存在する。この山体とその周囲 9～13 箇所を観測地点とし、2011 年、2012 年、2013 年の 3 シーズンにわたり積雪深等の一斉観測を行った。その結果得られた、当地域における冬季積雪分布パターンに関する知見を報告する。

2. 観測地点と方法

なるべく周囲が開けた平坦地を選び、既設スキー場も利用し、火山をとりまくように観測地点を配置した。AMeDAS「長野」1 箇所を加えた全 14 箇所の観測地点の標高は、海拔 418m～1,590m の範囲にある。2010 年 2 月に観測地点選定と予備調査を行い、2011 年 1 月から測深棒を用いた積雪深の測定を開始した。2012 年 2 月と 2013 年以降は、神室型スノーサンプラーを用いて積雪深と併せて積雪水量の測定を行った。測定は基本的に 1 月～3 月に 1 回/月の頻度で行い、1 日～1 日半をかけて一斉観測した。観測点の内 1 箇所では超音波積雪深計（Campbell 社、SR-50）による連続観測を行った。

3. 観測結果と積雪分布パターンの特徴

当地域では、概ね 12 月下旬から積雪が始まり、1 月中もしくは 2 月中に年最大積雪期を迎え、3 月中旬から 4 月にかけて消雪する。地点毎の積雪は概ね標高が高くなるにつれて増える傾向にあるが、年により積雪量は変動し、また年や時期によって積雪深のばらつき程度も変化する。ただし 1 月・3 月に比べて、2 月の積雪分布には例年比較的安定したパターンがみられ、高い標高域でばらつき幅が大きくなるという特徴が顕著であった。そこで 2012-13 年の 2 月のデータについて詳しく解析すると、積雪深の差は高社山-中綱湖を結ぶ天気界からの水平距離と、火山斜面の高度という 2 要素との関連が強く、これら 2 要素の影響が合わさることによって当地域の積雪の基本的な空間分布が決まっているものと考えられる（図 1）。また 2012-13 年の 2 月の積雪全層の平均密度（ ρ ）では、全域の平均として 309 kg/m³、277 kg/m³ の値が得られた。さらに各地点の密度を比較してみると、火山体の西側よりも東側で、雪の密度が 5～10% 程度大きいという傾向がみられた（図 2）。今後もさらに観測を継続し、より広域的な積雪分布や積雪深変動の特徴とその要因等について明らかにしていきたい。

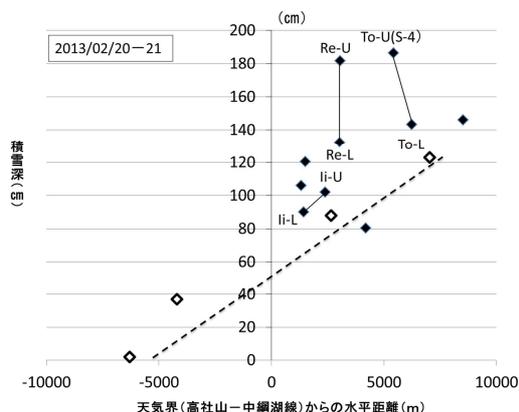


図 1 天気界からの距離と積雪深の関係
（破線：一里一尺ライン、U◆-L◆：スキー場の上
部と下部、◇マーカー：標高 1000m 以下の観測地点）

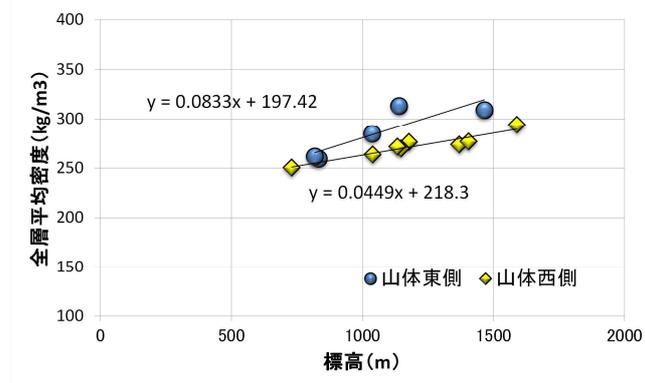


図 2 観測地点の全層平均密度（2013/02/20-21）

謝辞

本報告の一部は、環境省環境研究総合推進（S-8 温暖化影響評価・適応政策に関する総合的研究）の支援により実施されている。

新潟県の準リアルタイム積雪分布監視システムの開発

○伊豫部勉・河島克久・和泉薫（新潟大学災害・復興科学研究所）

1. はじめに

降積雪のリアルタイムデータは、冬期道路の確保、雪崩危険個所への警備・警戒、家屋の雪処理などの雪対策を適切かつ円滑に実施する上で欠くことのできない重要な防災気象情報である。積雪深は、降雪や融解のみならず、風による再配分や自重による圧密などにより時間的に激しく変動する。また、標高や地形の影響を大きく受ける。そのため、時々刻々と変化する積雪深の空間分布を詳細に把握することは、雪氷防災の観点から極めて重要な課題となっているが、詳細な積雪深分布図を作成・公開する仕組みがない。こうした状況を踏まえ、著者らは2012年4月よりウェブ上で公開される多機関の積雪深リアルタイムデータを自動的に集約する「積雪深分布の準リアルタイム監視システム」の開発に着手し、2013年1月より試験運用を開始した。本発表ではその概要について紹介する。

2. 準リアルタイム積雪分布監視システムの概要

新潟県内には計320地点の積雪深のリアルタイムデータがウェブ上で公開されており、山間部を含め広く分布する。ウェブ上で公開される積雪深のリアルタイムデータは、測定間隔や表示形式が観測機関ごとに異なり、これが迅速な情報収集や利用の大きな障壁となっている。そこで、観測機関のURL毎に観測点名、データ取得日時、観測値などの配列の規則性を解析し、観測情報を自動的に取得するためのプログラムを地点毎に作成した。さらに、上記プログラムを1時間ごとに定期的に行い、取得データを標準的な形式に統合するプログラムをシステムに実装した。また、最新の積雪分布状況を視覚化するため、コンター図作成ソフトGsharp（日本電子計算）を用いて積雪深分布図を逐次作成し、データサーバに記録した。

3. 準リアルタイム積雪深分布図のウェブ配信

本システムは2013年1月11日より運用を開始し、ひと冬を通して順調に作動することを確認した。一方、当研究所ホームページに設けた「新潟県県内の準リアルタイム積雪深分布」¹⁾において、新潟県内の観測データが最も多く揃う毎日9時の積雪深分布図と同一地点の当日と前日との積雪深差の分布図の2種類の情報を毎日更新した。公開した積雪深分布図の例を図1に示す。図1（上）は新潟県内の積雪深がピークに達した2月26日の積雪深分布図である。また、図1（下）に示す24時間の積雪深変化量は降雪量や融雪量の目安となり、降雪や融雪の多寡を2次元的に把握できるようになった。

4. 今後の課題

降積雪情報の収集・伝達体制の整備は、雪氷災害に対する地域社会への注意喚起や自治体が行う減災対策への支援など、雪氷災害の被害軽減・緩和に寄与することが期待される。今後は、本システムが提供する準リアルタイム積雪深分布図を応用し、各種物理量への変換やパラメーター化を行い、雪氷災害の危険度評価への有効性について検討したい。

【参考文献】1)新潟県県内の準リアルタイム積雪深分布。

<http://platform.nhdr.niigata-u.ac.jp/~snow-map/index.php?FrontPage>

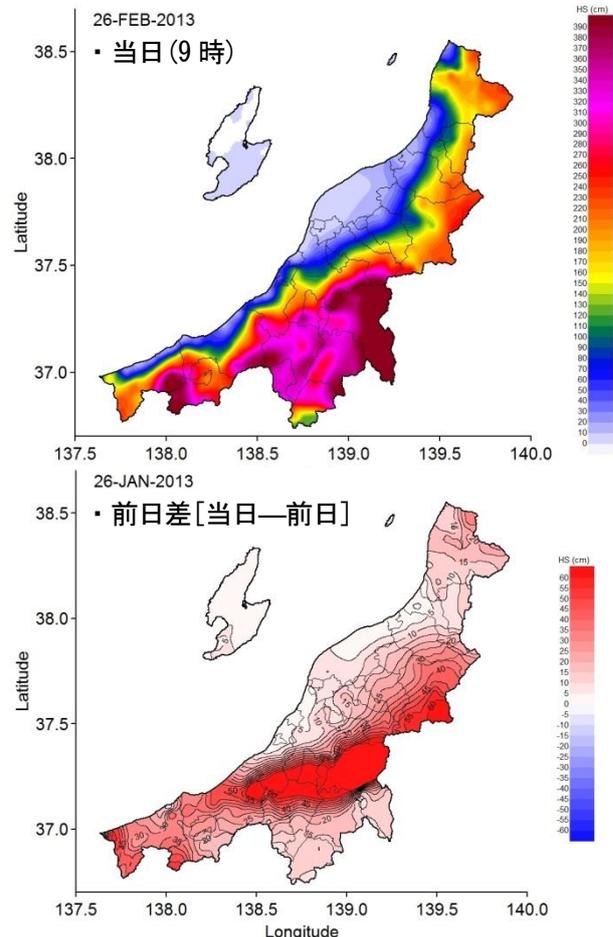


図1 ウェブで公開した積雪深分布図

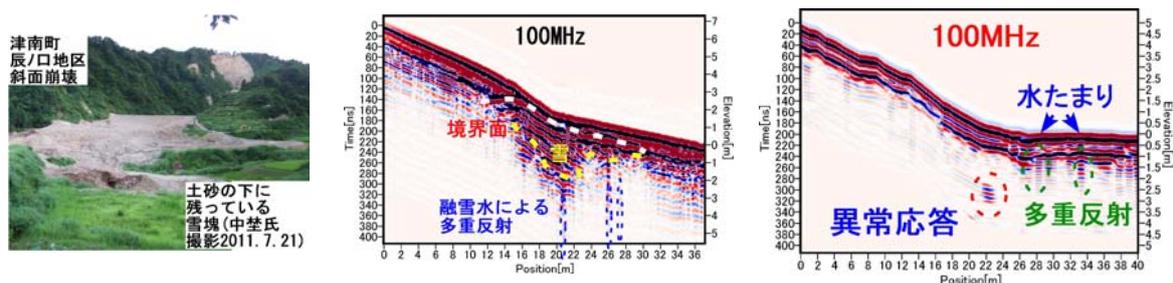
崩壊堆積地の土砂中に残存する雪の状況の地中レーダによる探査

酒井英男(富山大学), 泉吉紀(富山大学), 上石勲(防災科研)

富山大学では, 従来から地中レーダ探査を用いた野外の積雪に関する研究を行っている。そして, 同探査による, 積雪内部構造の研究, 北海道(北見・帯広)での凍土成長の研究, 富山県・立山の内蔵助雪渓の構造の20年間の変動の検討研究等から, 方法を改良し有用性を示してきた。地中レーダ探査は誘電率を通した非破壊の調査であり, 同地域を繰り返して研究できることが有効な特長である。

東日本大震災以降, 多発する地震に伴い, 斜面崩壊等の土砂災害が発生している。豪雪地帯では, 崩壊土砂が雪を巻き込んで堆積する可能性があり, 土砂内の融雪水が地盤のゆるみや陥没を招き二次災害の原因となる。平成23年3月12日に, 長野県北部を震源とするM6.7の地震が発生して, 津南町辰ノ口地区では地震動に誘導されて土砂崩壊が生じ, 崩壊物は積雪や土砂を巻き込む土石流となり国道353号線を埋塞した。数ヶ月後の現地調査で, 崩壊土の下に雪崩堆積物の存在が推測された。この崩壊土砂に残存する雪の調査は雪が関与する土砂災害の研究として貴重であり, 地中レーダ探査を, 崩壊発生から約5ヶ月後の平成23年8月と約1年8ヶ月後の平成24年11月に実施した。目的とする土砂内の雪氷を判断し位置と量を推定する技術は, 雪氷に関わる広範囲分野の調査に役立てられる。そこで, 現地調査と共に, 土壌に雪・氷を埋めた地域での実験による研究方法の検討と改良も行った。

<探査結果> 下の図は, 津南町の土砂崩壊箇所と探査結果を示す。



- (1) 平成23年8月の調査 探査は, 調査地に長さ36.5mの測線を設定して行った。雪の深度は不明なので周波数100MHzと250MHzを採用した。図の中図に, 周波数100MHzでの探査結果を地下断面図(GPR profile)として示した。距離14-23mの範囲に強い反射領域があり, 破線の範囲に雪の存在が示された。
- (2) 平成24年11月の調査 土砂崩壊地の復旧現場で, 堆積土砂の水抜き孔から0°Cの水が流出していた。右図に示す, 上記と同地域で実施した探査結果(100MHz)には, 深度1mに層境界があり, 地表の水が貯まった箇所では深度約0.5mまでの多重反射が認められた。より深部の状況も読みとれ, 距離22mの深度2.5~3mに異常反応がある。これは土砂内に残存する(越年した)雪の反応の可能性が考えられる。

参考文献

- 酒井, Goodman, 田中(1999): 考古学および雪氷学における地中レーダ探査法, 地質ニュース, 537, 16-23.
- 酒井他(1999): 地中レーダ探査による雪氷の堆積構造の研究, 寒地技術論文・報告集, 15, 26-30.
- Sakai, Ura, Nakano, Iida, Muroi (2006): Study on the internal structure of Kuranosuke snow patch in the central Japan by ground penetrating radar survey, BGR, 23, 77-84.
- Nakano and Sakai (2008): Application of GPR in the study of frozen soil, BGR, 25, 27-35.
- 泉, 酒井, 石坂, 阿部(2009): 積雪構造の地中レーダによる研究 - 人工積雪でのモデル実験 -, 寒地技術論文・報告集, 25, 88-91.
- 中埜, 酒井, 飯田(2010): 地中レーダによる立山内蔵助雪渓の体積と層厚変化量の推定, 雪氷, 72, 23-34.

Google Earth を利用した雪崩の判読と数値化について — 富山県・立山カルデラの例 —

○秋山一弥(土木研究所)・関口辰夫(国土地理院)

1. はじめに

雪崩の調査方法として空中写真撮影は広域の情報の取得には有力な手法であるが、積雪期の撮影は限られているうえ、撮影費用やデータ化のための GIS 等のコストの問題もある。そこで、一般に公開されている情報から雪崩の数値地理情報を取得することを目的とした。

2. 方法

Google Earth は 2005 年 6 月から開始された衛星・航空写真を閲覧できる地球儀であり、写真の精度は地域によって様々であるが、北アルプス周辺では積雪状況のわかる高解像度の正斜投影の写真が提供されている。実際の空中写真に比べれば画質の精度に限度があるものの、拡大すれば雪崩の痕跡や雪底、クラックの状況が確認できることから、富山県の立山カルデラ (約 29km²) を対象に雪崩の判読と数値化を行った。

Google Earth 上で判読した雪崩は発生区から堆積区までの形状の多角形 (ポリゴン) を作成し、地理データの表示に使用する kml ファイルにセーブした後、電子国土 Web.NEXT (試験公開中) 上に読み込んで、地形図に雪崩の形状のポリゴンを表示して面積や標高、距離を計測した。なお、この範囲では航空レーザ測量による 5m 間隔の数値標高モデル (DEM) が提供されており、精度は 0.3m 以内である。

3. 結果

判読結果は図 1 のとおりで、表層雪崩は 81 個、全層雪崩は 67 個の発生が確認できた。表層雪崩は堆積状況が判明しても発生区が不明な場合が多く、発生区や堆積区の標高や到達距離などの地形要素が計測可能なのは表層雪崩が 8 個、全層雪崩は 65 個であった。このような雪崩の数値地理情報を用いて、雪崩発生の地域的な差異や地形との関係、雪崩の地形要素や規模の特徴などが把握できる。北アルプスでは、北は黒部峡谷 (富山県) から南は乗鞍岳 (岐阜県) までの標高 1000~3000m の範囲 (約 1700km²) において、概略判読で 2000 個以上の雪崩の発生が確認できたため、今後は広域的な雪崩のマッピングと数値的な諸元の調査を行う。

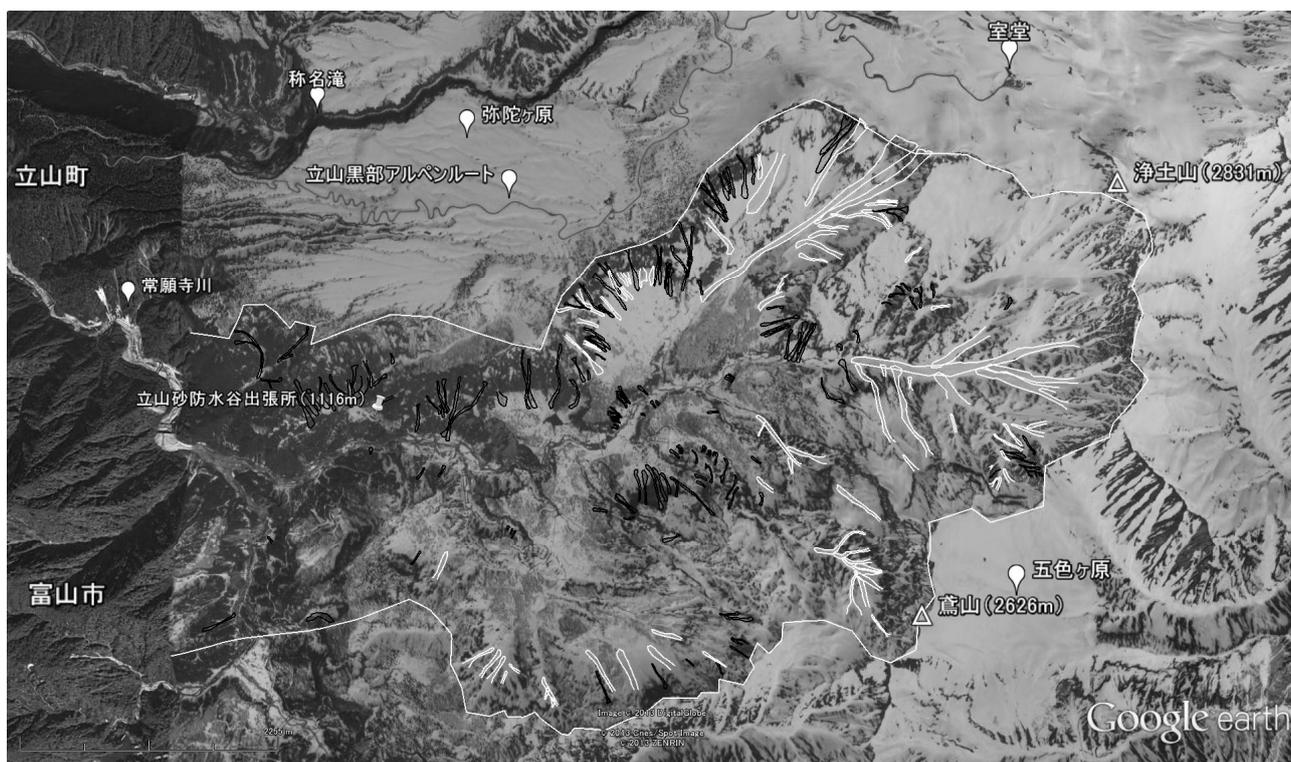


図1 立山カルデラで発生している雪崩の判読結果 (白: 表層雪崩, 黒: 全層雪崩)

Google Earth の画像に判読結果を重ねて作成 (画像取得日 2010/5/5 Image ©2013 Digital Globe ©2013 ZENRIN ©2013 Cnes/Spot Image)

岩手山西斜面で 2010-11 年冬期に発生した大規模雪崩

竹内由香里・野口正二（森林総研）・鳥田宏行（北海道林試）・伊豫部勉（新潟大）・小杉健二・根本征樹・佐藤研吾・平島寛行（防災科研）・平山順子（北東北エリア雪崩事故防止研究会）

はじめに 2010-11 年冬期に岩手山西斜面で 2 件の大規模な雪崩が発生し、広範囲の森林が倒壊したことが同年の夏になって明らかになった。著者らは 2008 年に妙高山域の幕ノ沢で表層雪崩により倒壊したスギ林を調査したのを機に、流下する雪崩に対する森林の減勢効果の解明を目指した研究を進めている。そこで幕ノ沢と岩手山の雪崩を比較して森林の減勢効果について理解を深めるデータを得るために、岩手山の雪崩で亜高山帯林が倒壊した状況を 2012 年 7 月に調査した。本発表では、写真、気象データ、現地調査にもとづいてわかってきた雪崩の発生状況や到達範囲、樹木の倒壊状況を紹介する。

方法 雪崩で樹木が倒壊した範囲は、2011 年夏に撮影された空中写真

（国土地理院「東日本大震災からの復旧・復興及び防災対策のための高精度標高データ」）で判読した（図 1）。また、雪崩の発生日時を推定するため、2010-11 年冬期に撮影された岩手山西斜面の写真を収集するとともに、積雪変質モデル SNOWPACK で雪質や積雪安定度の変化を計算した。SNOWPACK では最寄りのアメダス（岩手松尾）の気象データを用いて、発生区と思われる場所の条件（標高 1800 m、西向き、傾斜 30 度の斜面）で計算した。現地調査は、2012 年 7 月 10～11 日に 2 つの雪崩のうち北側に位置する雪崩 N を対象に行なった。雪崩の流路上の上流から下流にかけて 4 つの調査エリア（表 1）を設定し、エリア内に含まれる樹木について、雪崩による倒壊状況（折損の形態、幹折れ高、幹折れ高の直径、枝折れ高さ）や樹高、胸高直径を調べた。また、元の森林の状態を知る手がかりとするために、隣接する林の無傷の樹木についても、樹高、胸高直径の測定を行なった。さらに、樹幹の曲げ強度から雪崩の速度を推定するために、雪崩で倒壊した樹種のヤング係数を 10 月 16～17 日に岩手山近傍において非破壊の方法で測定した。

雪崩の発生と到達範囲 SNOWPACK で計算した結果、2010 年 12 月 15～17 日に雪面近傍の温度が低下してこしもざらめ雪が形成され、その後の降雪で荷重が増加したためにこしもざらめ層の積雪安定度が小さくなっていったと推定された。12 月 30 日の写真では雪崩の跡がみられないので、雪崩は 12 月 31 日～1 月 1 日の強い降雪による荷重の増加が誘因となって発生した可能性が高い。2 件の雪崩は、いずれも樹木を倒しながら林内を水平距離で 500 m 以上も流下していることから、標高約 1730 m の樹林限界より高所で発生し、加速して高速となって樹林帯に流入した乾雪表層雪崩と推測される。倒木の位置から、雪崩 N は標高 1530 m 付近、南側の雪崩 S は標高 1490 m 付近まで流下したことがわかった。

樹木の倒壊状況 4 つの調査エリアで対象とした 98 本の樹木のうち、約 90%がアオモリトドマツ、残る 10%がダケカンバであった。折損形態は、アオモリトドマツは上流ではほとんどが幹破断（幹折を含む）、下流では半数以上が根返であった（図 2）。ダケカンバは上流部にはわずかしみられず、下流部でほとんどが根返であった。樹種により、また同じ樹種でも上流部と下流部で折損形態に違いがみられた。

表 1 調査エリアの標高と本数密度

エリア No.	標高 (m)	面積 (m x m)	本数密度 (本/ha)
1	1710 - 1720	10 x 10	1900
2	1690 - 1700	12 x 12	1667
3	1665 - 1675	12 x 12	1944
4	1610 - 1620	12 x 20	1125

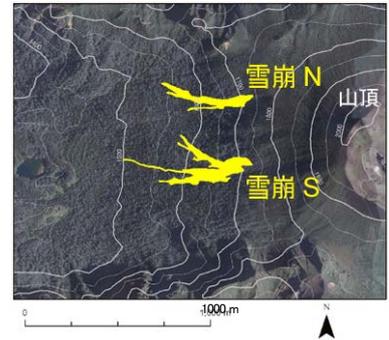


図 1 雪崩で樹木が倒れた範囲。

アオモリトドマツ

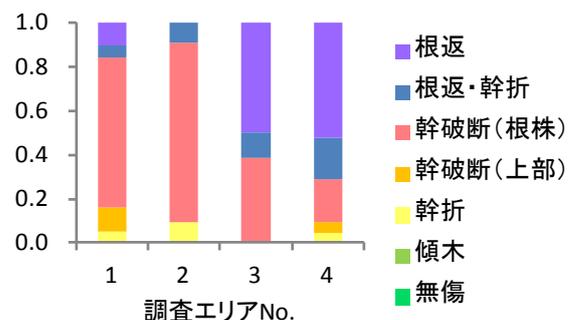


図 2 調査エリア別樹木の折損形態（割合）。

妙高・幕ノ沢で2012年冬期に発生した乾雪表層雪崩

竹内由香里（森林総研十日町試験地）・和泉薫（新潟大）・伊藤陽一（名古屋大）
・平島寛行（防災科研）・池田慎二（土木研）

はじめに 妙高山域の幕ノ沢では大規模な雪崩が2~3年に1度の頻度で発生するので、地震計、雪崩発生検知システム、ビデオカメラによる雪崩検知観測を2000年から続けている。2013年現在までに流下距離2000mを超える7件の大規模な雪崩を観測することができた(表1)¹⁾⁵⁾。本発表では、2012年冬期に発生した乾雪表層雪崩について、発生日時、雪崩の流下経路や到達点、発生時の気象および発生区の積雪の推定結果を報告する。

雪崩の発生日時 2012/2/3に幕ノ沢へ行き、雪崩発生検知用のポール2本が見えないなど、表層雪崩が発生した気配に気づいた。1/20にはポールを確認していたので、この間に雪崩が発生したと考えて地震計の記録を確認すると、振幅の大きな震動が1/29 7:55に記録されていた。この時刻

のビデオカメラの映像は、吹雪を伴う激しい降雪以外は何も見えず、その上残念なことに雪崩発生検知システムが不調でデータが得られなかったため、雪崩の発生日時は地震計のデータのみで推定するしかなかった。地震計は、雪崩だけではなく当然、地震動も記録するので、震動データが地震のものではないことを確認する必要がある。防災科学技術研究所のHi-net高感度地震観測網によると同日7:54に福島県沖で地震が発生していたので、幕ノ沢で7:55に観測した震動がこの地震ではないことを確認するためにFFT解析を行った。その結果、雪崩の特徴である高周波成分が時間経過につれて増加していたので、雪崩の可能性が高いと判断し、雪崩発生日時は1/29 7:55と推定した。

雪崩の流下経路と到達範囲 雪崩のデブリを調査するために3/30に積雪を2mほど掘ったがデブリが見つからなかった。融雪が進んだ4/20にもデブリは現れず、5/16になってやっと雪崩で折れたり運ばれたりした木の枝やデブリの痕跡が雪面に現れて、雪崩の流下経路や到達範囲を調べることができた。その結果、2012年の雪崩は2008年の雪崩とは異なり、沢の右岸寄りを直進したことがわかった(図1)。厚く堆積したデブリは無さそうであったことや発生区からまっすぐ流下したことに加え、これまで雪崩が起こる度に折れ曲がったけれど、切断されたことは1度も無かった検知ポール(径100mmの高強度FRPパイプ)が2本とも切断されたことから、2012年の雪崩は高速で流下した煙型の乾雪表層雪崩であったと考えている。

雪崩発生区の積雪の推定 雪崩発生時の気温は-7.8℃、1/23 5:00の降り始めから雪崩発生までの降水量は184mm、積雪深は250cmから428cmまで増加した(いずれも標高810mの測定値)。積雪変質モデルSNOWPACKで発生区(1700m a.s.l., 南東向き、傾斜40度)の積雪を計算した結果、1/16~18に表面付近で形成されたこしもざらめ雪の層が積雪内に残っていた可能性があり、その上に23日から続く大量の降雪が積もって荷重が増し、特に1/26以降は積雪安定度が小さい状態になっていたと推定された。

- 1) 竹内, 2010, 水利科学, No.315, 54(4), 39-57.
- 2) 竹内ら, 2009, 雪氷, 167-176.
- 3) 竹内ら, 2010, 雪氷, 115-125.
- 4) Takeuchi et al., 2011, Ann. Glaciol., 52(58), 119-128.
- 5) Takeuchi & Hirashima, 2013, Ann. Glaciol., 54(62), 19-24.

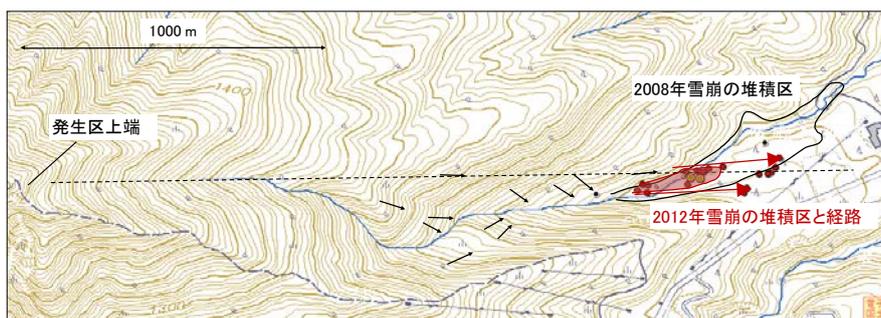


図1 雪崩の流下経路と堆積区. 塗りつぶした範囲が2012年の堆積区, 大きな矢印はスギの枝折れから推定した2012年の雪崩の経路.

表1 幕ノ沢で観測した大規模雪崩.

発生日時	雪崩の種類
2000/2/16 16:13	乾雪表層
2001/1/4 19:02	乾雪表層
2002/3/17 7:18	湿雪全層(表層)*
2005/2/26 21:57	乾雪表層
2008/2/17 13:48	乾雪表層
2012/1/29 7:55	乾雪表層
2013/2月下旬	乾雪表層

*全層雪崩の衝撃で広範囲の積雪表層が流下.

2011/12 冬期に発生していた大規模雪崩による樹林倒壊

○和泉 薫・河島克久・伊豫部勉(新潟大・災害研), 竹内由香里(森林総研・十日町)

1. はじめに

2011/12 冬期は冬型の気圧配置が強かったため、北日本から西日本にかけて冬の平均気温は低く、日本海側ではたびたび大雪となり、最近 10 年間では平成 18 年豪雪に次ぐ大雪となった。このような気象推移を反映して、雪崩災害は平年より多い 47 件発生した(和泉ほか, 2012)。ところが山地で雪が消えた後、大規模な雪崩によって樹林が多数倒壊するという被害が各地で発生したことがわかってきた。そこで既に報告したものに、新たに調査した結果を加えて全部で 8 カ所の雪崩による樹林被害の事例を報告する。

2. 雪崩による樹林被害の発生状況

北日本から西日本にかけての日本海側で寒冷多雪であったことを反映し、雪崩による樹林倒壊被害地は、図 1 のように広範囲に分布しており、特に雪の多かった新潟県と隣県と県境付近に集中していることがわかる。

表 1 にそれら雪崩被害の発生月日と、幹折れや根返りした樹木のうちの最大胸高直径とその樹種を示した。発生月日は不明の事例もあるが、ほとんどが 1 月下旬～2 月上旬の急激な積雪増加期か、「大山 O の沢」のように最大積雪深を記録した日の前後に起こったものと考えられる。雪崩の種類は、「小谷村下里瀬」の乾雪全層を除いてあとはすべて乾雪表層である。積雪の急増時に上層に弱層が存在した箇所では表層が、顕著な弱層が積雪中になかった箇所では全層雪崩が発生した。

倒壊した樹木の最大胸高直径を見ると、大半が 40cm 以上で 80cm もの大木が倒壊している事例もある。被害地では過去数十年以上なかったような大規模な雪崩が発生したものと判断される。「妙高幕ノ沢」の事例は、樹林の倒壊はなかったが大規模な表層雪崩の発生日が特定された(竹内ほか, 2013) ことから表 1 に入れた。この幕ノ沢では毎年のように表層雪崩が発生し、2008 年には 2012 年を上回る大規模な表層雪崩で大きな樹林被害が発生している(竹内ほか, 2010)。このため、2012 年の雪崩走路には雪上木がなく樹林の倒壊被害を免れたのである。同様に西黒沢で 2012 年の倒壊木の最大胸高直径が他の箇所に比べて小さいのは、そこが表層雪崩の常襲地で度々樹林の倒壊が発生していることによる。

3. 2011/12 冬期における大規模雪崩の多発について

上記のように 2011/12 冬期には、これまで数十年以上なかったような大規模雪崩で各地に樹林倒壊被害が発生した。ここ数年連続して大雪の冬が続いているが、なぜこのような大規模な雪崩が 2011/12 冬期に多発したのであろうか。上記の気象推移と関係していることは間違いないが、詳細については検討中である。

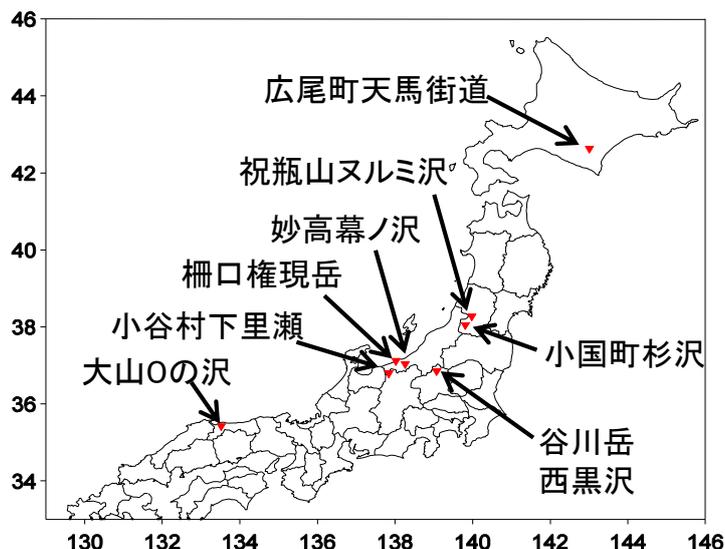


図 1 大規模雪崩による樹林倒壊被害地

表 1 大規模雪崩による樹林倒壊被害の事例 (2011/12)

道県	場所	月/日	倒壊木の最大胸高直径(cm)	樹種
北海道	広尾町天馬街道	?	44	ヤチダモ?
山形県	長井市祝瓶山ヌルミ沢	?	80	ブナ
山形県	小国町杉沢	?	44	スギ
群馬県	谷川岳西黒沢	2/3	24	ブナ
新潟県	妙高幕ノ沢	1/29	—	—
新潟県	糸魚川市柵口	1月下旬	49	サウグルミ
長野県	小谷村下里瀬	1/29	65	ブナ
鳥取県	大山 O の沢	2/25	60	ミズナラ
新潟県	妙高幕ノ沢	2008/2/17	80	スギ

○池田慎二・伊東靖彦(土木研 雪崩 C)・勝島隆史(富山高専)・松下拓樹(土木研 寒地)
 竹内由香里(森林総研 十日町)・野呂智之(元土木研 雪崩 C)・秋山一弥(土木研 雪崩 C)

1 はじめに

土木研究所雪崩・地すべり研究センターでは、湿雪雪崩の危険度評価に関する研究に取り組んでいる。この研究においては、危険度評価に積雪多層モデルを活用し安定度を計算する手法を用いるが、従来の積雪モデルは平地の観測結果を基に構築されており、実際に雪崩が発生する斜面積雪への適用性を検討する必要がある。このため、斜面と平地において同時に積雪断面観測を実施し、それらの結果について比較している。2011-12 冬期の観測結果において、斜面の方が平地よりも積雪全層に対するざらめ雪層の占める割合が高く、それが積雪への水の浸透状況の差異によってもたらされていることが示唆された。ここでは、斜面と平地における 2011-12 冬期の観測結果からそれぞれの積雪安定度(SI)を求め比較する。

2 観測地と観測方法および安定度の計算方法

観測地：森林総合研究所十日町試験地において実施した。

平地の観測は露場で、斜面は勾配 40° の試験斜面(北東斜面)で観測を実施した(斜面と平地の距離は 50m 程度)。

観測項目：雪温、層構造、雪質、粒度、密度(100cc サンプル)、硬度(プッシュプル)、含水率(デノス式)

観測頻度：20 日に 1 回の頻度で実施した。

安定度の計算方法：山野井他(2004)の手法を用い、プッシュプル硬度を基に斜面と平地各々の測定値を用いて勾配 40° の斜面の積雪安定度を計算し、比較した。

3 結果

図 1 に 2011-12 冬期における最小 SI(各積雪層において算定した SI の最小値)の推移を示した。斜面と平地の積雪における安定度は大きく異なり、全ての観測時において斜面の方が低かった。安定度の差が最も大きかった 3 月 5 日の積雪層構造および SI、硬度、重量含水率を図 2 に示す。

斜面の最小 SI は、250cm(雪面から 23cm 下)の位置の 1.2 である。この箇所においては、周辺よりも硬度が低くなっているが、これは局所的に含水率が高い個所と一致しており、帯水層の形成が脆弱性をもたらしていると考えられる。一方、平地においては、斜面のように局所的に含水率が高く硬度が低い個所は観察されていない。

以上のように、隣接しており気象状況がほぼ同じと考えられる個所においても、斜面と平地では積雪構造が異なり、それが積雪安定度の差異をもたらしていることがわかった。

今後、上記のような斜面と平地の積雪の差異を積雪モデルによって再現し、より正確な安定度評価ができるよう研究を進めていく予定である。

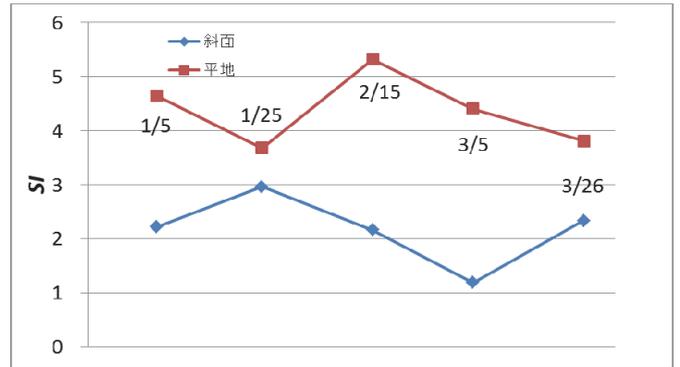


図 1 2011-12 冬期における最小 SI の推移

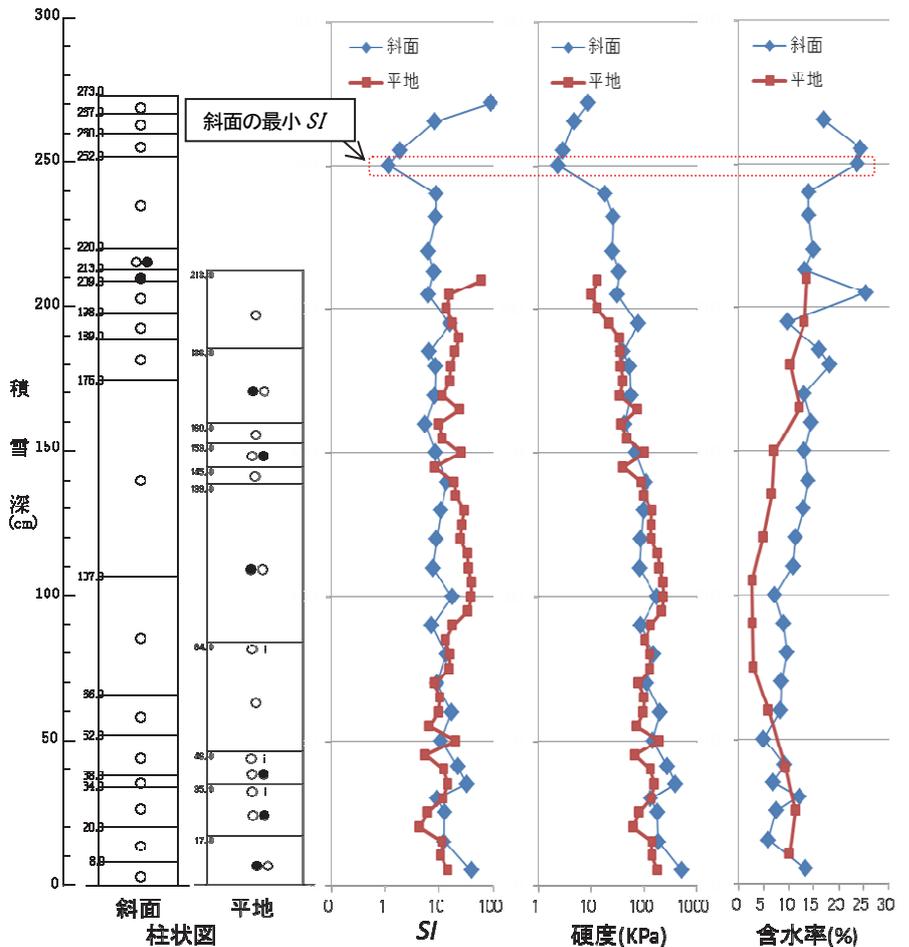


図 2 3 月 5 日の積雪層構造、SI、硬度、含水率

小径間伐材を利用したグライド防止工が斜面積雪に及ぼす影響

○柴 和宏（富山木研）・河島 克久（新潟大・災害研）・中田 誠（新潟大・農）

1. はじめに

筆者は、雪崩が常襲し草地化が進んだ多雪地域の山腹斜面において、小径間伐材を利用したグライド防止工（グライド防止三角枠工と丸太柵工を組み合わせた工法）を施工し、積雪グライドを抑制し植栽木に良好な生育環境を与えることで森林を造成することが可能であることを示してきた^{1),2)}。本研究では、施工地において積雪断面を観察し、木製構造物がどのようにグライドを抑制しているのか明らかにすることを目的とした。

2. 施工地の概要と観察方法

観察した施工地は、富山県魚津市平沢地内、標高 320～420m、南東向き斜面、斜面勾配 30～40° であった。近傍の観測所より推定した最大積雪深は約 2m であった。

積雪断面の観察は、融雪期に入った 2013 年 3 月 8 日に斜面勾配 30° の施工済斜面において、斜面延長約 15m について積雪断面内の氷板の位置を測定するとともに、氷板により分けられた各層の積雪密度および含水率を測定した。

3. 観察結果

施工済斜面に隣接する未施工斜面では、12 月に全層雪崩が生じた(写真 1)。このような対策工が無く積雪の不安定な斜面では、植栽を行っても活着して雪圧に抵抗できるようになるまで生育することは極めて困難であると考えられる。一方、施工済斜面では、全層雪崩の発生は認められず積雪は安定しており(写真 2)、植栽木が積雪の影響を脱し直立し始めている区域もあった。

積雪断面の観察では、グライド防止三角枠工で積雪層の褶曲が見られ(写真 3)、三角枠工付近では、積雪密度が他の部分より全体的にやや高い値を示し、高密度域を形成していた(図 1)。一方、丸太柵工では極端な積雪の褶曲は認められなかったが、柵直下の地際部分で長さ 35cm 程度の空隙が認められた。以上のように上記構造物によりグライドが抑制されることで斜面積雪が安定化していることが確認できた。

文献

- 1) 柴和宏他：雪氷研究大会（2012・福山）講演要旨集, 251
- 2) 柴和宏他：日本森林学会大会（2013・盛岡）学術講演集, 245



写真 1 未施工斜面で生じた全層雪崩(12月28日)



写真 2 施工済斜面の状況(3月4日)

※全層雪崩の発生はない



写真 3 グライド防止三角枠工での積雪断面

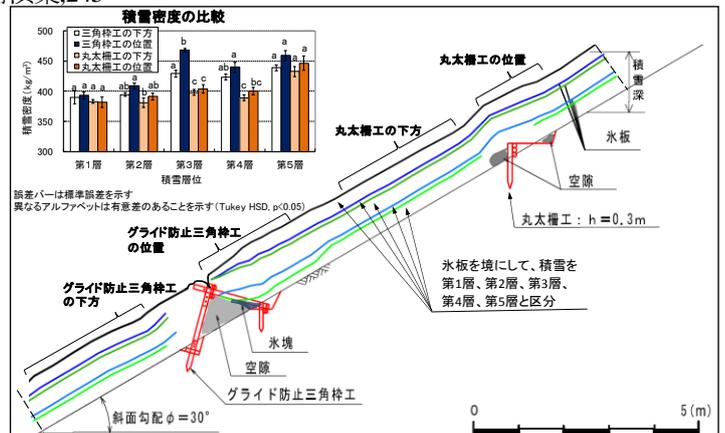


図 1 積雪断面の観察による積雪層の状況

—降雪中に発生した全層雪崩、融雪期に発生した表層雪崩、地震によって発生した雪崩—

○上石 勲・安達 聖・山口 悟・本吉弘岐（防災科研・雪氷）、伊東靖彦・池田慎二（土木研・雪崩C）・松下拓樹（土木研・寒地）、町田 誠・町田 敬（町田建設）

1.はじめに

2012-13年冬期は、12月10日ごろから根雪となり、12月から2月にかけて断続的な降雪となった。3月は気温が上昇し、融雪が昨年、一昨年よりも早くなった。雪氷防災研究センター構内での観測では、年最大積雪深は最近3年間継続してほぼ2mであったが、年最大積雪重量は、今冬がもっとも大きかった。また、寒暖の差が激しかった(図1)。このような気象積雪条件で、つぎのような通常の条件と異なる雪崩が発生した。また、3月の日光付近を震源とした地震でも雪崩が発生した。

2.雪崩発生状況

①降雪中に発生した全層雪崩

長岡市栃尾地区で2月26日に大規模な全層雪崩が発生して斜面下の道路まで到達し、幅約80m、高さ5mの雪が道路上に堆積した(図2)。ここ10年間、毎年のように雪崩は発生しているが、道路まで到達した事例はなかった。発生区での積雪は約4mであったことが想定される。また、発生区と同標高の田代地区での断面観測から、積雪底面がぬれたざらめ雪であったことも確認されている。雪崩が発生した日は30cm以上の降雪が続いていた。

②融雪期に発生した雪崩

魚沼市大倉地区では、3月の融雪期に表層雪崩が発生した。発生した個所は昭和56年の大規模雪崩発生個所周辺で、幅50mの大きなものから、幅5m程度の小規模の雪崩も発生していた。すべり層は積雪表面から約60-70cmのぬれざらめ雪である(図3)。

③地震によって誘発された表層雪崩

3月25日に日光市を震源とした地震によって、奥日光温泉街の道路が雪崩で埋積し、一時通行止めとなった。発生した雪崩はほとんどが表層雪崩で、すべり層は表面から約30-40cmと60-80cmの2か所のしもざらめ雪であった(図4)。

以上の雪崩発生の原因について今後解析等を行う予定である。調査に当たっては、新潟県道路管理課、新潟県長岡地域振興局、日光市等関連機関に協力頂いた。感謝申し上げます。

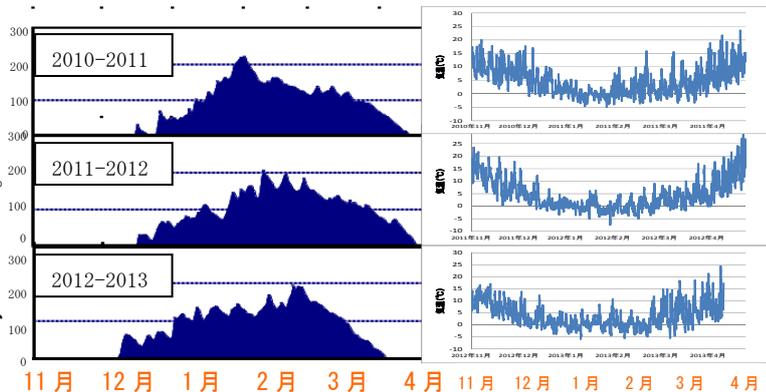


図1 長岡雪氷防災研究センター構内の最近3年間の積雪深と気温の変化



図2 長岡市栃尾地区における全層雪崩発生と積雪観測状況(栃尾田代)



図3 魚沼市大倉地区で発生した融雪期の表層雪崩



図4 日光市奥日光温泉街で地震により誘発された表層雪崩

2012-13 年冬期の新潟県魚沼地域における雪崩発生状況と応急対応

○町田敬¹⁾、野澤真実²⁾、町田誠¹⁾、岩崎剛¹⁾

1) 町田建設株式会社、2) 新潟県魚沼地域振興局 地域整備部 維持管理課

1. はじめに

新潟県魚沼地域で発生した 2012 - 13 年冬期の雪崩事例と応急対応事例について報告する。

2. 小出守門線 今泉地先での雪崩事例

2. 1 雪崩発生状況

2013 年 2 月 18 日 21 時 30 分頃、魚沼市今泉地先の(主)小出守門線近接斜面から面発生湿雪全層雪崩が発生した(写真-1)。発生区の規模は、幅 80m、積雪深 2.5m、延長 62m、発生区頂上からデブリ末端までの見通し角度 28.5 度、斜距離 129m、直高 62m であった。道路流出量は、道路延長 60m、道路幅 7m、平均厚さ 2.8m で約 1200m³のデブリにより道路埋塞させたものの、物的・人的被害はなかった。

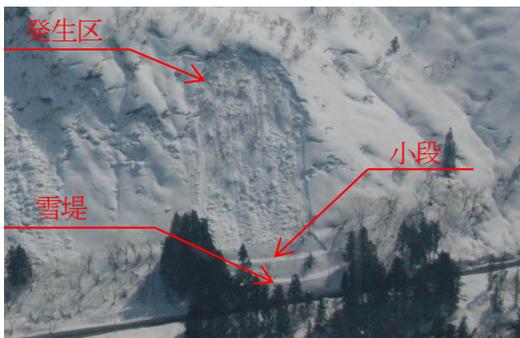


写真-1 雪崩発生斜面状況空中写真(H25.2.28撮影)

2. 2 搜索活動と今後の課題

夜間作業のため、灯光器で発生区付近を照らした中で地元警察および消防によって、2 次発生を警戒しながらの搜索作業が実施された。搜索においては、登山用プローブが使用されたが、硬く厚いデブリに多くの樹木が混入しており、軽量の登山用プローブでは貧弱であったとの意見があった。また、搜索にあたり現地指揮本部や統括者を設置すれば、より搜索が円滑に進んだと考えられ、今後の課題と言える。

2. 3 デブリ除雪作業と応急対策

除雪作業は、翌朝(19日)に発生区周辺の斜面状況を確認し、適切な監視員の配置や避難ルートを確認した上で谷側道路を先行除雪する作業手順で実施された。

デブリの除雪は、バックホウ、人力、ロータリー車によりチェーンソーでの樹木の切断および人力による分別を行ないながら実施された。

応急対策として、2 次発生への防護対策としてバックホウにて斜面中腹へ幅 4.0m の減勢小段を築造し、さらに山裾斜面に堆積幅 3.0m、高さ 1.2m、天端幅 1.6m で築造し防護対策を施した。その後は、小規模

崩落を減勢小段で受け止めており、十分な効果を発揮したと言える。

本作業は、積雪斜面をバックホウにより雪足場で登坂するため、オペレーターの経験や雪質によって作業が困難な場合もあり、作業の実施判断基準においては今後の課題と言える。

3. 半蔵金入広瀬停車場線 西名地先での雪崩

3. 1 雪崩発生状況

2013 年 3 月 21 日夕方、魚沼市西名地先の半蔵金入広瀬停車場線で面発生湿雪全層雪崩が発生した。発生区の規模は、幅 40m、延長 30m、積雪深 2.0m、発生区頂上からデブリ末端までの見通し角度 30.4 度、斜距離 66.5m、直高 33.6m であった。道路流出量は、道路延長 19.6m、幅 3.0~7.0m、厚さ 0.5~1.5m で約 100m³の道路流出量であったが、人的物的被害はなかった。

3. 2 応急対策

翌 22 日に詳細調査を行い、その後の気温上昇が予想され、崩落の危険性を含む積雪が発生区周辺に見受けられたことから、山頂部から安全を確保できる範囲で人力による削り落とし作業を実施した。また、山側車線へは雪堤を築造し、片側交互通行規制と常時監視を行った。

その後、4 月 5 日に近傍斜面において面発生湿雪全層雪崩が発生し、道路へ約 15m³が流出したが、監視通行規制を実施しており被害はなく迅速に対応ができた。この時期においては融雪が進行していたため、斜面の雪は広範囲において不安定化が進んだ状態であり、積雪の上での作業に危険性を伴う箇所が多く、削り落とし作業が安全に行える状況になるまで監視規制体制を継続し、経過観測を行った。その後、積雪が減少したため独立化した硬い雪塊をチェーンソーにて切り落とし、4 月 11 日 16 時に監視規制を解除した。

本事例のように、湿雪全層雪崩は長期間に渡り危険性が生じる事があり、如何に前兆を早く発見して、安定している時期に斜面雪処理作業や雪堤築造を計画的に施せるかが肝要となる。

4. まとめ

発生区の積雪を除去する直接処理対策と発生した雪崩を減勢阻止させる待ち受け対策、通行規制による回避対策を施し雪崩への対応が行われた。各応急対策において有効性が確認され、今後は地形・雪質・規模・時期等によってより安全で効率的・効果的な組み合わせを選定するため、事例の積み上げを継続して行く。

山岳レクリエーションでの雪崩死亡事故の特徴（1990/91-2012/13）

○出川あずさ（日本雪崩ネットワーク）

1. はじめに

日本では1990/91から2012/13までの23年間で122件の雪崩死亡事故が発生し、197人が亡くなっている。この内、山岳レクリエーションにおける92件の死亡事故の特徴を把握するため、新聞等で報道されたあるいは調査を行ったデータを整理した。

2. 方法

雪崩死亡事故を「レクリエーション」「仕事」「その他」に三区別した。レクリエーションは、登山や山スキーなど山岳での活動およびスキー場での事故である。仕事は、道路の除雪作業、山小屋や温泉旅館の従業員等である。その他は、救助隊員や住民等である。また、レクリエーションにおける事故発生場所を「山岳」と「スキー場」に二区分した。スキー場は、一番外側のコースで囲まれた範囲である。

3. 特徴

3-1 年齢と性別

「山岳」の区分におけるレクリエーションでの雪崩死亡事故は92件発生しており、その死者は148人である。性別の割合は男性87%、女性13%である。また、年齢は平均40歳（median 39）であり、20代前半に山があるのが特徴である（図1）。これは大学生の死者の影響である。

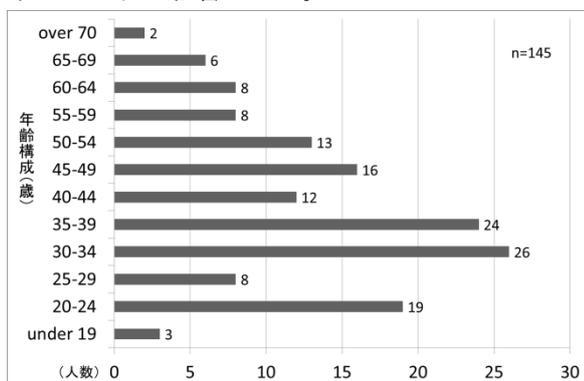


図1：山岳レクリエーションでの死者・年齢構成

3-2 活動の内訳

登山者が最も多く、76人が亡くなっており、死者の51%である。続いて、スキーヤーの47人であり、登山者と合わせ、死者総数の83%を占める。また、

スノーボーダーの死者は12人(8%)である。一方、北米で大きな問題となっているスノーモービラーの死者は5人(3%)と少ない。

3-3 プロガイドの有無

グループの94%はプロの山岳ガイドを伴わない仲間あるいは単独での行動である。一方、プロによるガイドツアー中の事故は5件である。

3-4 複数死者の事故

死者2人以上の死亡事故は32件発生しており、最大は死者6人である。複数死者の事故件数は、山岳レクリエーションでの死亡事故の35%にあたるが、その合計死者数は59%(88人)を占める。

3-5 複数死者の事故における活動別所属

複数死者の事故において、死亡した登山者の86%、スキーヤーの44%が、山岳会や大学山岳部等に所属あるいはそのOBである。また、スキーヤーは、個人としての活動が37%あり、山岳会等に所属する人と同程度の割合である。所属の「その他」はガイドツアーのクライアントや不明等である。（図2）。

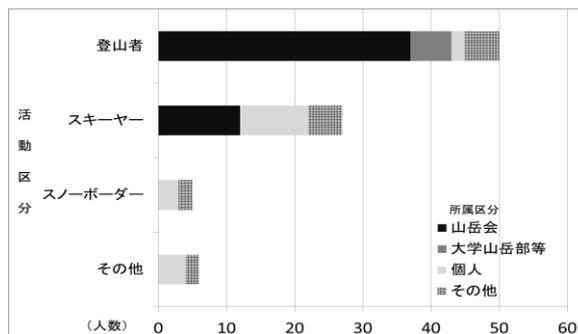


図2：複数死者の事故における活動別所属

4. まとめ

データの整理により、複数の死者がでる重大性の高い事故において、活動では登山者やスキーヤーが多く、また山岳会などに所属する人の割合が高いことがわかった。山岳レクリエーションにおける雪崩安全対策において、事故を小さくすることは極めて重要であるため、今回判明した事実を元に雪崩教育等を検討することが必要であると考えられる。

GPS 測量にもとづく涸沢圏谷の積雪深分布

佐々木明彦¹・朝日克彦¹・鈴木啓助^{1,2}

(1:信州大学山岳科学総合研究所, 2:信州大学理学部)

1. はじめに

中部山岳地域の槍・穂高連峰は、信濃川水系梓川の最上流域に相当する。梓川の源頭部には、涸沢、横尾本谷、岳沢、槍沢、一ノ俣谷、二ノ俣谷など、圏谷を有する谷が並び、圏谷を中心に多量の積雪がみられる。これらの圏谷における最大積雪深や融雪過程を明らかにすることは、同地域における水資源の賦存量を算定するうえで重要である。また、それらの年々変動をとらえることは、山岳域の環境変動を明らかにする基本的な資料になり得る。しかしながら、槍・穂高連峰では、これまでに積雪深を実測した例はなかった。そこで、本研究では梓川上流涸沢圏谷において、2012年の3月29日、4月30日、6月5日、7月9日、8月9日、9月29日、11月1日に積雪表面のGPS測量を実施し、積雪深分布を明らかにしたので報告する。

2. 結果

最大積雪深となる4月30日の積雪深分布は、圏谷底の谷形あるいは凹形を示す部分で厚くなり、圏谷壁の直下や尾根上、凸型斜面における積雪は薄いことが明らかとなった。圏谷底における最大積雪深は、約23 mと算定された。これは4月30日の積雪深である。3月末の時点での最大積雪深は22.44 mであったので、4月に入ってから積雪深は増加したことになる。積雪の断面図をみると、積雪深がほとんど変化しない区間もあるので、降雪のほか雪崩デブリによって積雪深の増加が生じた可能性が高い。測線A-A'で4月30日の積雪深と3月29日の積雪深との差分をとると、平均2.8 mの増加となる。

6月上旬の積雪深は、最大で約20 mである。積雪が最大となる4月30日との差分は、測線A-A'で平均3.5 m、最大4.9 mである。積雪は8月までに急激に減少する。梅雨による融雪の急激な進行によると考えられる。8月上旬には、積雪域が大幅に縮小するとともに、積雪深も減少する。8月9日時点での積雪深は最大で約10 mである。4月30日との差分は、測線A-A'で平均13.0 m、最大14.5 mである。11月1日には最大4.5mの積雪深が測定され、そのまま次の積雪期間に入った。

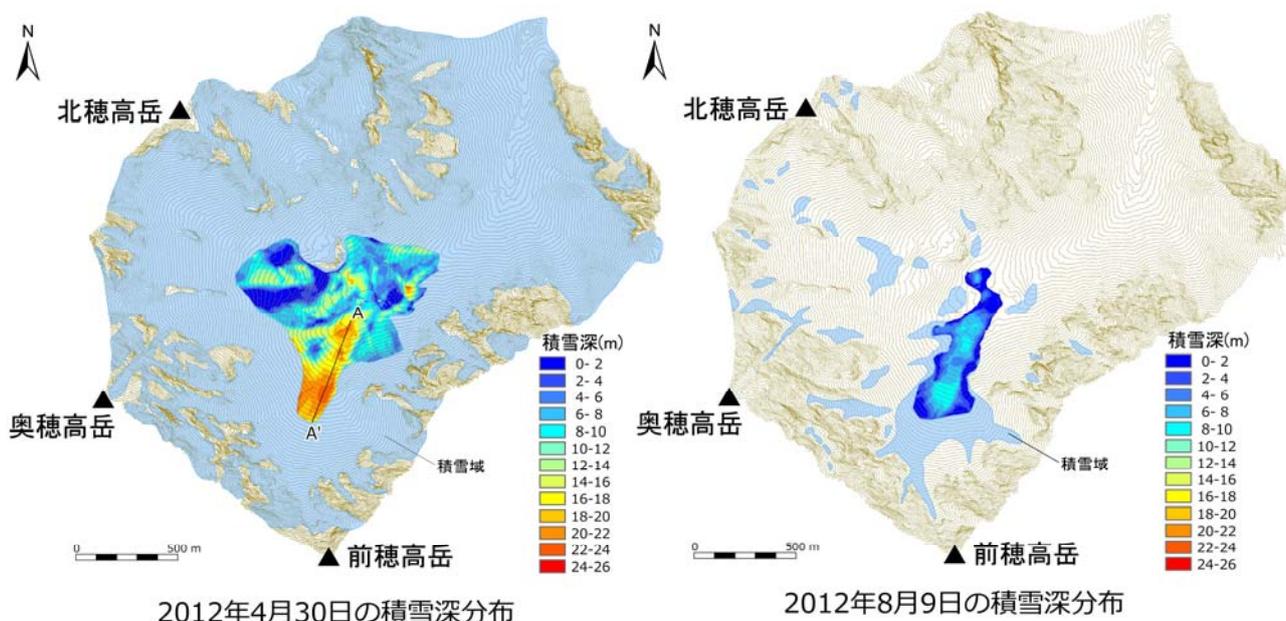


図1 GPS 測量によって求めた積雪深の分布

地中レーダ探査による氷体の内部構造の研究

泉 吉紀 (富山大学), 酒井英男 (富山大学), 上石 勲 (防災科研), 石坂雅昭 (防災科研)

1.はじめに

地中レーダ(Ground-penetrating radar : GPR)探査を用いて氷体の内部構造を非破壊で効率的に研究するためには、氷内部の状態変化によるレーダ波の反射パターンを把握しておく必要がある。本研究では、フィールドで実用する高周波レーダを使用し、氷体中に空洞、水、砂礫等の状態変化を与えることで、反射パターンを実験的に確認した。実験結果から雪渓や化石氷体における地中レーダ探査の精度を高め、雪氷構造物の非破壊探査技術の向上を目的としている。

2.実験概要

実験は、長岡雪氷防災研究センター低温実験室にて行った。上層(60(W)×60(D)×20(H)cm)、下層(60(W)×60(D)×60(H)cm)の氷を作製し、上層の氷を吊り上げ、氷体間に隙間を作り、空洞、砂礫、水、砂礫と水を流入することで内部の状態を変えながら、探査を実施した。探査には、Sensors & Software 社製 Pulse EKKO 1000 を使用した。氷体モデルの大きさが限られるため、分解能の高い、1200MHz のアンテナを用い実験を行った(図1に測定風景を示す)。



図1 測定風景

3.探査結果

図2に代表的な探査結果を示す。空洞を対象とした実験では、氷体間に空洞が存在しない状態で、単一の氷体として反射が得られたが、氷体間に空洞を作ることで、下層の氷体の表面反射が得られた。砂礫を対象とした実験では、使用した砂礫と氷の比誘電率に差がないことから、特徴的な反射パターンの変動は認められなかった。水を対象とした実験では、水によるレーダ波の減衰と多重反射が確認できた、氷体間に水が存在する場合、探査結果の解釈に十分な注意が必要である。砂礫と水を対象とした実験では、砂礫による反射と下層の氷のレーダ波の反射が得られた。また、水位が増えるにつれ、水による減衰と多重反射が生じ、下層の氷が検出できなくなった。

各状態における氷体全層の伝搬速度を検討したところ、それぞれ0.166m/ns, 0.151 m/ns, 0.136m/ns, 0.140m/ns と状態変化により、速度が変化していることが確認できる。比誘電率は、氷が4, 砂礫が5, 水が80, 湿潤な砂礫が約30として計算を行ったので、理論値との誤差も少ない。

実験結果から氷体の内部構造の変化に伴い、反射パターンの変動が得られたので、今後の探査結果の解釈に活用したい。

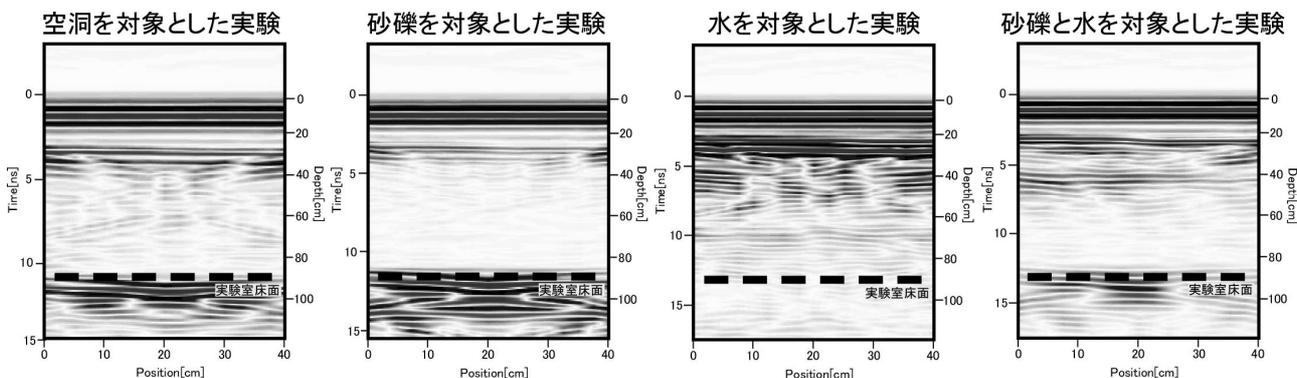


図2 各状態における代表的な探査結果

各種降雪強度センサーによる時間降雪深の比較 II ー長岡における5冬季間ー

○石丸民之永・小林俊一・丸山敏介・宮腰秀巳・羽賀秀樹 (新潟電機株式会社)

1. はじめに

降雪量の多寡を議論するとき降水量換算値は単純積算できる利点はあるが社会生活上、人間の見た目の感覚と多少ズレがあり、降雪の深さは圧密沈降があるため自動計測化しづらい難点がある。降雪の深さの真値を得ることは容易ではないが、当社構内において2008年より何らかの形で降雪量を測れる測器のうち測定原理の違う3種類の自動計測器を用いて降雪の深さの比較を試みている。2011年雪氷研究大会において報告したが今回その後の結果を含めて報告する。

2. 供試測器、測定方法及び測定環境の概要

降雪の深さに近似した値を測る測器として次の3機種を用いた。

(1)降雪強度計(SHK型)：降雪々片の反射光カウント式

投光面前方空間に光ビームを出し、光ビームを通過する降雪々片からの反射光を信号として計数する。感知範囲は概略前方φ10cm×80cm。毎正時毎の計数積算値に定数を乗じて降雪の深さとしている。

(2)積雪深計(SDM型)：光電測距式、測定可能範囲…積雪深=0cm～5m、測定精度…3mに対し±1.5cm

10分毎に積雪深を計測し直前値との差分をとり0.1cm以下(マイナス値を含む)の値は0とし毎正時ごとに直前6個の値を積算してその時刻の降雪の深さとする。

(3)時間降雪深計(SPH型)：回転積雪板+光電透過式、回転積雪板上の積雪深を5mmピッチの光透過式積雪深計で計測し、毎正時に回転積雪板を反転させてリセットする。

観測露場は住宅地で周囲には20mほど離れたところに2,3階建の建物などがあり、風は比較的弱いところにある。

観測期間は2008-2009冬季から5冬季、2008-2009は少雪、2009-2010以降は多雪の年であった。

3. 結果

図1に今冬季の各種センサーによる時間降雪深と積雪深を示す。測定原理の違う3種類の自動計測であるが降雪強度の値は極めて近い類似傾向を示している。

図2に3種のセンサーによる比較のうち圧密沈降を無視できる「回転積雪板式(SPH)」と圧密沈降に関係しない「雪片カウント式(SHK)」の5冬季間に亘る1時間降雪深を積算した値の相関グラフを示す。細部を見ると凹凸があるが概略的にはほとんど直線的な関係になっている。また、このように1時間値を積算すると長岡においても昨冬季(2011-2012)の降雪量は約9mに達していたことが分かる。

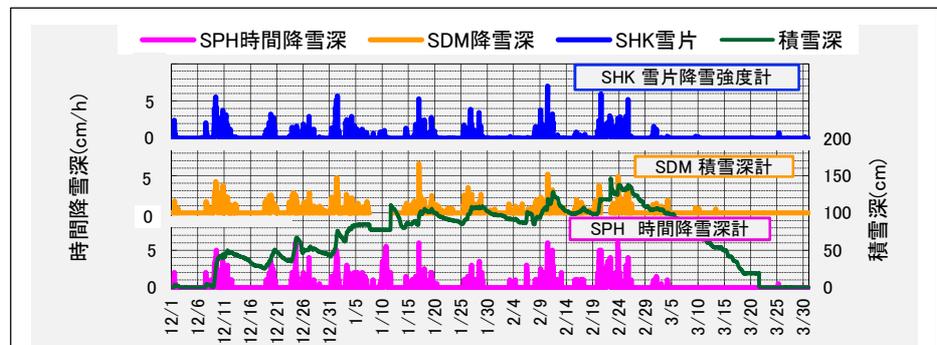


図1 2012-2013 時間降雪深と積雪深

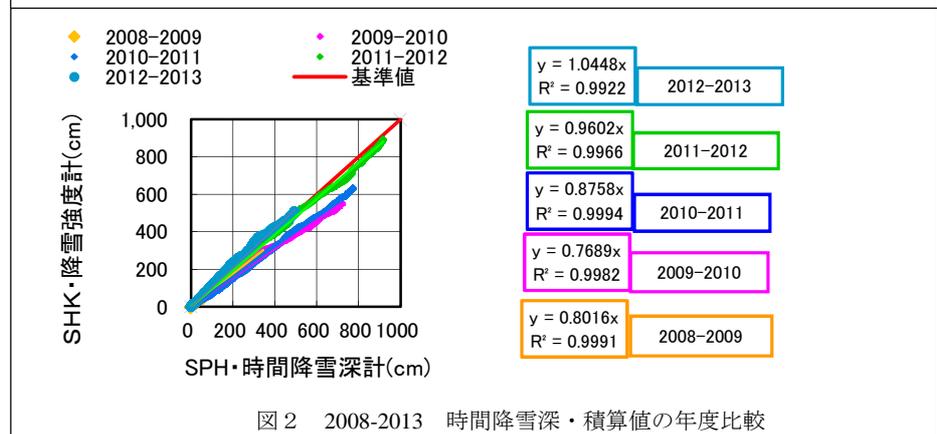


図2 2008-2013 時間降雪深・積算値の年度比較

雪氷用 MRI の冷却システムの構築

○ 安達聖¹, 尾関俊浩², 山口悟¹

1,防災科研 雪氷防災研究センター 2,北海道教育大学

1. はじめに

融雪期のぬれざらめ雪層の中で顕著な止水面が認められないにも関わらず、氷板が発達していることがしばしば見受けられる。雪氷辞典において“氷板”の項目では「北陸地方ではとくに融雪期の0℃のざらめ雪層の中で発達すると記されているが、ぬれ雪中での氷板の発達の要因は明記されていない。ぬれ雪中の氷板の発生および発達の要因を明らかにするためには、積雪試料を0℃に保ち、同一試料を非破壊で連続的に観察することが必要である。そのため我々は積雪試料の冷却システムと雪氷用MRIを組み合わせ、連続撮像を試みた。本報告では雪氷用MRIを使用した長期間の連続撮像中でも、積雪試料を0℃に保つため構築した冷却システムについて報告する。

2. 実験装置

2-1. 雪氷用MRI

使用したMRIは0℃の低温室に設置された永久磁石と、常温の実験室に設置された制御用コンソールを組み合わせたコンパクトMRIである。使用した永久磁石は、静磁場強度0.21 T、磁極間ギャップ16 cm、静磁場均一領域15 cm球、総重量1350 kgである。本研究では硫酸銅のような造影剤を用いず、真水でも短い撮像時間で良好なコントラストのMR画像を取得することができる強制回復スピネコー法を用いた。

2-2. 冷却装置

本研究では積雪試料を撮像中に常に0℃に保つための水冷装置と、永久磁石のギャップ内に取り付けられたグラジエントコイルおよび2次シムコイルからの発熱を逃がすための空冷装置を用いた（図1）。

積雪試料を0℃に保つため、図2に示すように、直径110 mmの亚克力パイプの内部に直径80 mmの亚克力パイプを収め2重構造にした。内側の亚克力パイプに積雪試料を挿入し、外側と内側の亚克力パイプの間と積雪試料に0℃の真水を注ぎ入れた。さらに内側の亚克力パイプの外周には水流が交互に逆方向に並ぶようにシリコンチューブを螺旋状に巻きつけ、そのチューブ内にポンプを使用して0℃の冷水を循環させた。コイルからの発熱は、送風機によって永久磁石全体を空冷することによって外部に熱を逃がした。永久磁石は大部分が金属で出来ているため放熱フィンと見なすことができる。そのため0℃の空気を送り続けることで十分な冷却効果が期待される。

3. まとめ

積雪試料の周辺に0℃の冷水を循環させるとともに、永久磁石全体を送風機で空冷することでシステム全体を積雪試料と装置を0℃に保つことに成功した。その結果、1週間程度の連続的に安定したMR撮像することが可能になった。今後はこの雪氷用MRIを用いぬれざらめ雪の粗大化や氷板の発達過程の撮像を行う。



図1 実験装置全景



図2 積雪試料水冷装置

4極センサー（非接触路面熱収支センサー）の気象要素観測特性

山田忠幸¹・〇杉森正義¹・酢谷 浩¹・竹内正紀²・永井二郎³

1 はじめに

冬期道路の融雪施設等の制御を主目的とした本装置は、路面熱流の遠隔測定および気象要素のうちの放射成分と風速の2要素の測定ができる。これまで装置の機能と動作特性および冬期路面管理への供用について報告してきたが、ここでは、放射成分および風速の2要素測定の信頼性について整理し報告する。

2 放射成分測定

比較の対象とする基準値を（独）防災研究所長岡雪氷防災研究施設での定点観測値とする。放射成分は、天空放射（長波長）、日射および降雪の和であらわす。観測期間は、2009年1月とし、4極センサーの観測値は、基準値によく一致することがいえる。図1が事例1で、その時の気温、降雪強度および装置の円盤#1、#4の温度を図2に示す。#4円盤温度が設定値（7℃）以上になると計測は不可となる。降雪強度は W/m^2 で表し、熱量としては負であるので、図1の結果は下向きのパルスで示される。なおデータは10分間隔でとってある。

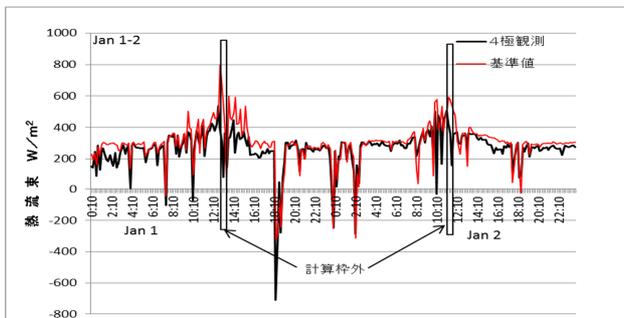


図1 放射成分値の比較1 (2009 Jan. 1-2 Nagaoka)

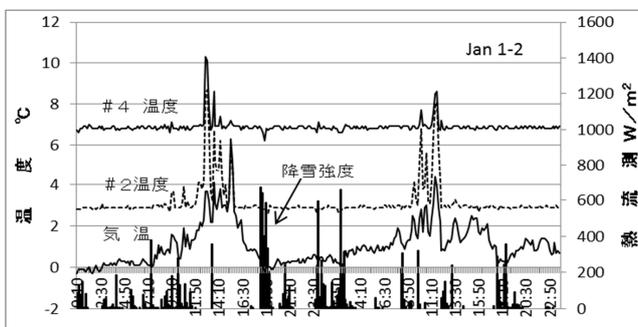


図2 気温、降雪強度、#1円板温度、#4円盤温度 (2009 Jan. 1-2 Nagaoka)

降雪強度については、円盤上での捕捉率等の問題があり、降雪観測について量的な比較まではしていない。放射成分観測の他の事例を図2、図3に示す。

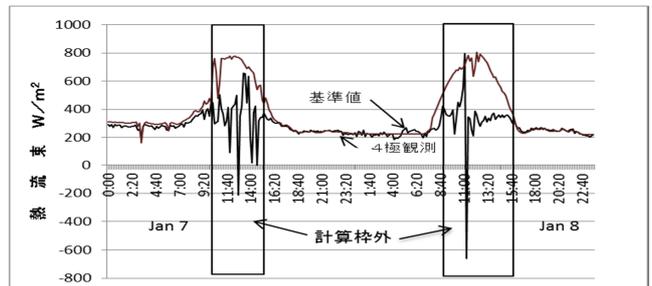


図2 放射成分値の比較2 (2009 Jan. 7-8 Nagaoka)

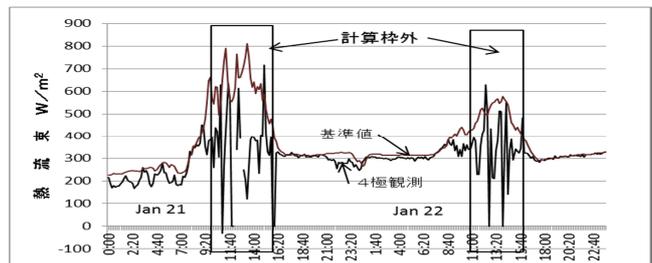


図3 放射成分値の比較3 (2009 Jan. 21-22 Nagaoka)

3 風速測定

本装置で直接観測されるのは風速でなく、円盤表面の対流熱伝達率である。先に述べた本装置が観測する放射成分値が基準値によく一致するという事は、対流熱伝達率の観測値にも信頼性が認められるということであり、本装置が風速を観測できるという結論につながる。風速観測の事例を図4に示す。

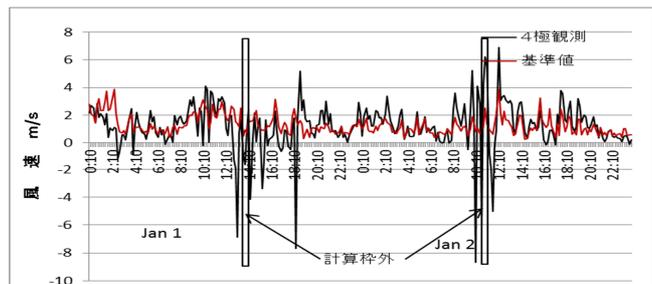


図4 風速観測値の比較 (2009 Jan. 1-2 Nagaoka)

4 まとめ

本装置は、もともとの道路現場での熱量計としてのほか、放射計および風速計としての機能を有していることがいえる。ただし気温がかなり低い（円盤温度との差が大きい）とき、放射成分値は小さく出る傾向があり、今後の課題としたい。

¹ 山田技研(株) 〒918-8015 福井市花堂南 2-5-12
TEL0776-36-0460 msugi@mitene.or.jp (杉森正義)
² 元福井大学工学部 ³ 福井大学工学部

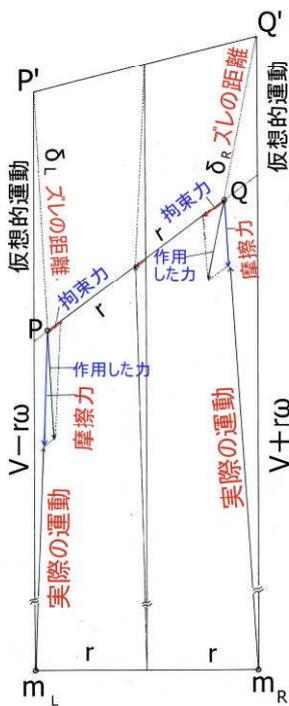
カーリング・ストーンの運動解析

対馬勝年(富山大・理)

1. はじめに

氷のペブル(背の低い突起)の上を緩く自転しながら滑っていくストーンのカーリング運動を如何に説明するかについて最近の雪氷誌上で前野、対馬、成瀬による議論が続いている。対馬は従来の説明にはリングが自由に伸び縮みできないことから発生する拘束力が十分考慮されていないとし、自由な運動とリングの大きさが一定に固定されていることによる付加的運動とに分けて説明した。本発表の運動解析は本質的にはそれと同じであるが仮想的運動と実際の運動とのズレが運動過程で加わった力の方向を与え、単位時間のズレの2倍がその加速度に等しいという性質を応用した。この解析から摩擦抵抗と拘束力を導いた。これらの力からストーンをカーリングさせる横方向の力の存在が示される。

2. 解析方法



雪氷 74 卷 3 号「運動している物体の単位時間のズレの距離(仮想的運動と実際の運動とのズレの距離)の2倍は加速度に等しい」を適用する。リングの左右両端滑走面が長さ $2r$ の重さのない剛体棒でつながれているとする。図のように右側の質量を m_R 、速度を $V + r\omega$ 、摩擦係数を μ_R 、左側を m_L 、 $V - r\omega$ 、 μ_L 、 $\mu_L > \mu_R$ する。仮想的運動 $m_L P', m_R Q'$ と実際の運動 $m_L P, m_R Q$ は図 1 のように表される。

図 1 運動解析

ω は自転の角速度、 V は初速度、 $m_L = m_R$ である。

3. 結果

単位時間で比較すると右 m_R は $\mu_R g$ だけ仮想的運動から引き戻され、左は $m_L g$ だけ引き戻される。実際の位置は m_L, m_R の間隔が $2r$ に固定されているためそれぞれ内側にずれて P, Q となる。 $P'P, Q'Q$

が滑走中に作用した力の方向と加速度の半分の大きさということになる。さて、摩擦抵抗は実際の運動を妨げる方向に働く力であるから、作用した力を実際の運動の方向と棒の方向の二つの力の成分に分割すると、棒の方向の力の成分は棒が一定の長さ固定されているために現れた拘束力ということになる。図 1 から解るように摩擦の大きい m_L に働く拘束力は小さく、摩擦の小さい m_R に働く拘束力は大きいから、正味摩擦の大きい方向への拘束力が働いて、棒が動いたことがわかる。

ストーンの底には幅 5mm 程度、外径 130mm 程度の平らなリング状の部分があり、このリングが氷でできたペブルの上を滑るから、図 1 の棒の位置は常に置き換わり、重心位置の横方向への移動が継続することになる。

ストーンの自転もまた P, Q の位置を僅かに変える。摩擦の大きい P の方は回転移動しにくく、摩擦の小さい Q の方は回転移動しやすい。その結果棒の中心は摩擦の大きい方に移動する。ただし、摩擦の違いはたいへん小さいから、中心のズレも僅かなものであろう。

4. おわりに

ストーンがアイスシートの上を滑るという誠に単純な現象であるが、自転を加えられたストーンは滑りながら自転の方向に曲がる。なぜ曲がるのだろうか。様々な学説が提案されているが、異なる学説間の議論も十分とはいえない。この問題はストーンの滑り面がリング状であることと、リングとアイスシートの間作用する摩擦が速度や温度によって異なり、リングの各部分で摩擦や作用する力が異なるために、ストーンの運動の扱いは意外に複雑なものとなる。また、摩擦機構を凝着説の立場で扱うのか、あるいは摩擦融解・水潤滑の立場で扱うのか、立場の違いがカーリングの機構に影響する。初期の Harrington(1924)の総合的研究を今日の発達した科学技術を駆使して精密化することも切望されるところである。

参考文献

Harrington, 1924: Proc. & Trans. Roy. Soc. Canada, 18, 3, 247-259.
 前野, 2010: カーリングと氷物性. 雪氷, 72, 181-189.
 対馬, 2011: ストーンの曲がり説明. 雪氷 73, 165.
 成瀬, 2012: 討論. 雪氷, 74, 191-172.

雪結晶撮影教室の実施について

○藤野 丈志((株)興和)・加藤 正明(長岡市立科学博物館)

1 はじめに

近年入手できるコンパクトデジタルカメラは、小さなものを撮影する機能が充実してきており、雪結晶の撮影が可能なものがある。そこで、透明で融けやすい雪結晶を、透過光照明にて素早くできる観察台を利用した撮影方法を考案した¹⁾。さらに、観察道具と観察方法を工夫し、一般の方を対象とした雪結晶撮影教室を実施した。

2 雪結晶観察セット

カメラのフラッシュ光を光源として、雪結晶を透過光や反射光で撮影できるように、図-1に示す雪結晶観察セットを準備した。

- ・置き型ルーペ…拡大撮影できるように、カメラのレンズと組み合わせる。透明な台部分を遮光したものとし、濃い色の布の2種類を用意した。

- ・濃い色の布…写真の背景の色にする。

- ・シャーレと透明な筒…透過光撮影する場合に、組み合わせて観察台として使用する。

- ・白いボール…透過光撮影する場合に、フラッシュ光を反射させるレフ板として使用する。

3 撮影方法

撮影方法を図-2に示す。反射光で撮影する場合は、濃い色の布に雪結晶を受け、遮光していないルーペをかぶせ、デジタルカメラをルーペにかざしてフラッシュ撮影する。フラッシュ光は白いボールで拡散するので、レンズ至近にある雪結晶を明るく光らせることができる。透過光で撮影する場合は、シャーレと透明の筒を組み合わせ、観察台とし、その上に雪結晶を受け、遮光したルーペを使い撮影する。フラッシュ光は白いボールで反射したもののみがカメラに届くので、雪結晶を透過光で撮影することができる。

4 実施状況

長岡市立科学博物館で行っている一般向け体験学習「うちの子を理科好きにしよう」において、平成24年12月～2月の間、雪結晶撮影の教室を6回開いた。降雪状況を見つつ、塩の結晶やビーズを雪結晶に見立てての室内撮影練習、屋外での雪結晶撮影実習、雪結晶の分類等の講座をおこなっ

た。屋外での雪結晶撮影状況を図-3に示す。なかなか綺麗な雪結晶が観察台に落ちてこないことや、短時間で雪結晶が融けてしまうことに苦労しながらの撮影となった。

1) 藤野丈志(2011)：野外における雪結晶の簡易な透過光撮影，雪氷研究大会講演要旨集，Vol. 2011，pp. 248-



図-1 雪結晶観察セット

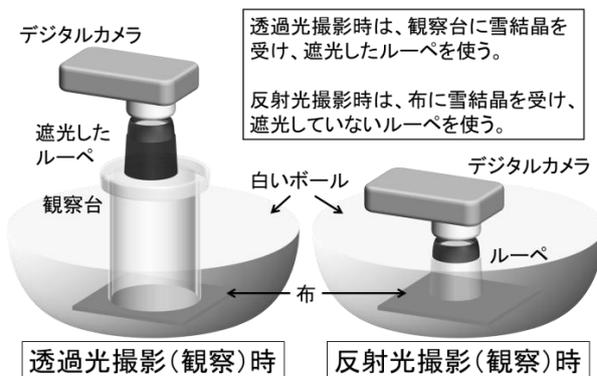


図-2 撮影方法



図-3 雪結晶撮影状況

側溝流水熱利用ヒートポンプ融雪工法の実地試験

○細貝浩士・藤野丈志・小林雄三(株式会社興和), 上村靖司・小杉用高(長岡技術科学大学)
細野義則(株式会社アドヴァンス)

1. はじめに

散水消雪施設(消雪パイプ)が設置された道路においては,降雪時には車道の消雪に利用された後の地下水(消雪パイプ末端水)が側溝内を流れる。消雪パイプ末端水は+0~2℃程度の温度であるため,氷点下の空気を熱源とするヒートポンプよりも,効率よく採熱でき融雪に利用できると考えられる。

側溝内に設置する熱交換器の基本特性は,室内実験により性能評価されており¹⁾,その結果を基に本実験では,実際の消雪パイプと側溝を利用してシステムを設置し,融雪能力及び消雪パイプとの連動性等の確認を行った。

2. 試験概要

(1) 施設概要

実験施設の概念を図1に示す。消雪パイプ末端水が流れる側溝内に採熱ユニットを据付け(採熱部),これと放熱管を埋設した路面をヒートポンプで接続している。実験施設の諸元を表1に示す。

(2) 試験方法

2時間以上連続して降雪があった日に,消雪パイプ稼働から10分経過した後ヒートポンプの運転を開始し,採熱・放熱部の出入口や消雪パイプ末端水などの代表点温度を熱電対により測定した。ヒートポンプを消雪パイプと同時に運転しないのは,消雪パイプから散水された地下水が側溝に到達するまでに10分程度必要なためである。

5回の試験の概要を表3に示す,側溝流量と融雪面積を変化させた5つの条件で行った。

3. 試験結果

5回の試験のうち,2月22日の試験結果を図2に示す。定常運転時の平均の放熱量は6.2kW,採熱量は5.0kWで,COPは5.1だった。採熱部を流れる不凍液温度は,側溝内を流れる消雪パイプ末端水の温度に連動しており,常にはほぼ一定の採熱が行われていた。

実験結果から側溝延長1mあたり約823Wの採熱が可能であり,例えば融雪面積10m²のバス停を想定すると,2.4mの側溝で採熱すれば,融雪熱量が取得できることがわかった。

システム概略図

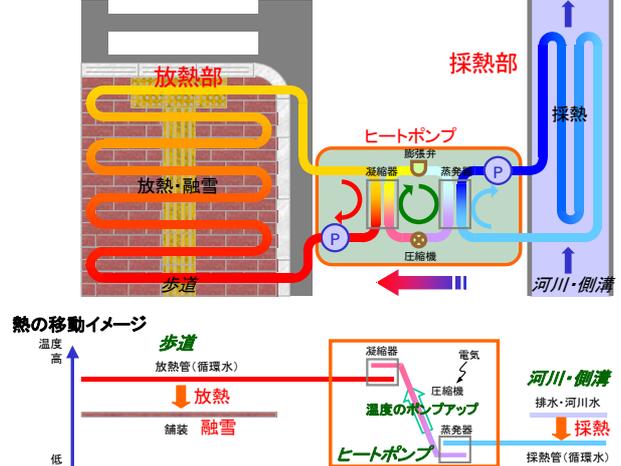


図1 システムの概念

表2 実験施設諸元

試験地	新潟県長岡市内
ヒートポンプ能力	加熱能力:6,200W(0℃→35℃) 定格消費電力(200V);1,550W COP:4
放熱部	融雪必要熱量:200W/m ² 融雪面積:31.2m ² (最大)
採熱部	材料:SGP15A×約40m

表3 試験パターン

試験日	側溝流量	融雪面積	備考
1	H25.2.6 82L/min	7.8m ²	自然降雪
2	H25.2.11 85L/min	15.6m ²	自然降雪
3	H25.2.20 140L/min	15.6m ²	自然降雪
4	H25.2.22 95L/min	31.2m ²	自然降雪
5	H25.3.7 12L/min	31.2m ²	強制負荷

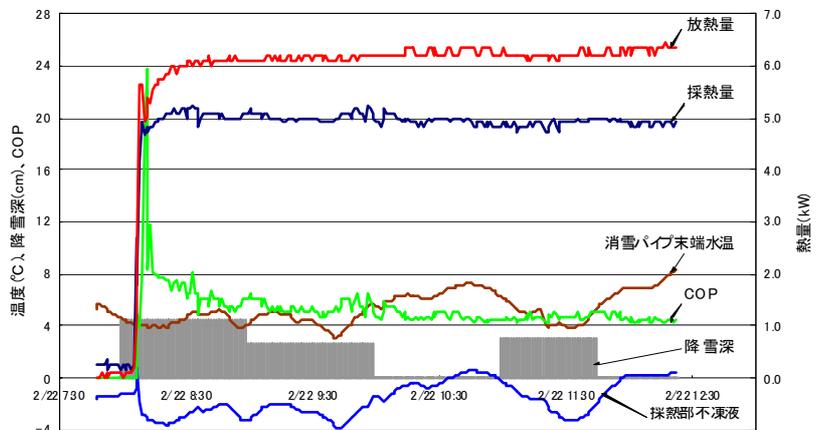


図2 試験結果グラフ(平成25年2月22日)

参考文献 1) 夏井佑, 藤野丈志, 上村靖司, 2010: 流水熱源ヒートポンプ融雪装置の開発, 雪氷研究大会(2010・仙台)講演予稿集, p75.

気象庁MSM_GPVベースの融雪モデルについて

小南靖弘・大野宏之・佐々木華織・横山宏太郎（中央農研）

はじめに

（独）農研機構 中央農業総合研究センターでは日別気象要素の現況値（過去値）および週間予報に対応した予測値を、1 kmメッシュで提供するメッシュ気象システムの構築を進めているところである。そこで、このコンテンツに積雪データを加えるべく、搭載する積雪モデルの仕様について検討した。

方法

融雪モデルは数多く提案されているが、日単位で1kmメッシュを作成する場合は計算量が律速となるため、簡便なモデルとせざるを得ない。一方、全国を対象とするので地域に固有な調整係数などは極力用いず、できる限り実際の熱収支を忠実に再現する必要がある。また、空間的に均質な推定精度を得、また予報値にも対応するためには、入力要素はGPVベースとする方が望ましい。以上をふまえて、本研究では積雪表面の熱収支を解く1層モデルとし、計算間隔は1時間とした。入力要素は気象庁MSM_GPVの気温、湿度、風速、およびメッシュ気象システムで作成される日積算日射量・下向き長波放射量である。また、降水量については気象庁解析雨量を用いた（将来予測値についてはGSM_GPVデータを用いる予定）。MSM_GPVの各要素は予報初期値、1時間後予測値、2時間後予測値をつないで特別データセットを作成し、さらに線形空間補完をおこなって1kmメッシュ分布に変換する。日射量は日積算値をそのグリッドにおける特別太陽高度に従って配分する。下向き長波放射量は日積算値を24等分して毎時に配分する。解析雨量は特別値を用いる。

雨雪判別は湿球温度を指標とし、雪面反射率は降雪後の経過日数と気温より推定する経験式（山崎, 1994）を採用する。また、積雪層底部における融解量は、その地点の11月・12月平均気温の一次式として与えた。なお、現在のバージョンでは斜面方向・植生の影響は考慮していない。

結果

各アメダス地点の積雪深観測値による消雪日を指標としてモデルの推定誤差を評価したところ、RMSE=4.3日となった（図1）。誤差の水平分布を見ると北海道日本海側や本州脊梁山脈北側などで過大評価となっていた（図2）。この原因は特定できていないが、レーダー降水量の誤差である可能性も考えられる。今後はアメダス地点以外で取得された積雪深・積雪水量観測データも用いて、推定精度の検討をおこなう予定である。

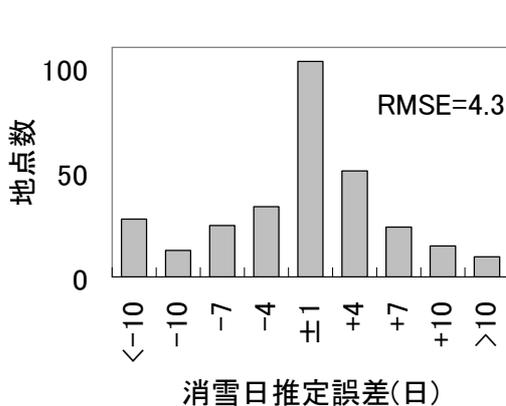


図1 積雪水量モデルで計算される消雪日の推定誤差。2011-2012寒候期の結果。n=303、RMSEの単位は日。

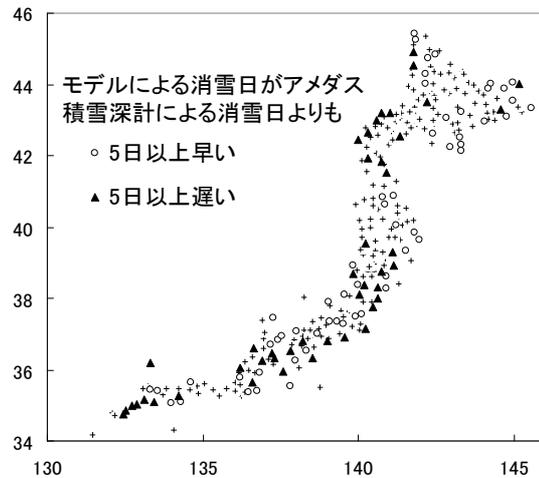


図2 消雪日推定誤差の分布。小さい黒十字点は±4日以内の地点を示す。

日本の融雪期における雪氷藻類の繁殖に関わる積雪の物理・化学的要因

大沼友貴彦、竹内望（千葉大）、竹内由香里（森林総研 十日町試験地）、山口悟（防災科研 雪氷）、河島克久（新潟大 災害復興科学センター）、飯田肇、福井幸太郎（立山カルデラ砂防博物館）

1. はじめに

融雪期の積雪の表面には雪氷藻類という光合成微生物が繁殖することが知られている。雪氷藻類が繁殖すると雪面の反射率が低下することにより積雪の融解が促進されることから、その繁殖条件を明らかにすることは積雪融解の予測をするためにも重要である。雪氷藻類の繁殖には光合成に必要な日射、 CO_2 、積雪中の水の有無、 pH 、栄養塩が要因として挙げられるが、どの要因が最も直接的に関係しているのかは明らかになっていない。そこで本研究は、日本の新潟県の十日町試験地（標高 200m）および富山県の立山室堂平（標高 2400m）の融雪期の積雪において、積雪中のクロロフィル a を用いて雪氷藻類の繁殖要因を明らかにすることを目的とした。

2. 解析方法

積雪中のクロロフィル a の測定は Welschmeyer 法という、蛍光を用いた定量法で行った。雪サンプルを常温で融かしてフィルターに濾過し、分注した DMF (n.n ジメチルホルムアミド) 内に入れ、冷蔵で 1 日程度の静置で色素を抽出した。蛍光光度計を用いて、色素を抽出した DMF 溶液の蛍光値を求めた。この測定した蛍光値から積雪中のクロロフィル a 濃度を算出した。

クロロフィル a との比較には、気象データと積雪断面観測データを用い、十日町試験地の結果には防災科学技術研究所に提供して頂いた積雪物理モデル SNOWPACK による積雪条件の計算結果も用いた。

3. 結果・考察

積雪表面のクロロフィル a 濃度を測定した結果、十日町試験地では 2 月から 3 月の間に（図 1）、立山では 5 月から 7 月の間にクロロフィル a 濃度の顕著な増加がみられ、両地域で雪氷藻類の繁殖時期が異なることが明らかになった。この繁殖時

期の違いは、雪氷藻類の繁殖時期がそれぞれの地域の気温や積雪の状態といった環境条件によって決まることを示している。

十日町試験地で測定したクロロフィル a 濃度と積雪物理モデルによる積雪条件の計算結果を比較したところ（図 2）、雪氷藻類が繁殖を開始する条件は、積雪全層がザラメ雪になり、かつ昼夜を通して 4 日以上積雪が融解することであることが示唆された。全層がザラメ雪になることは、積雪下の地面にいた雪氷藻類が積雪表面へ遊泳移動するための条件であると考えられる。昼夜を通して 4 日以上積雪が融解することは、積雪表面に辿りついた藻類が安定して繁殖を行うための条件であると考えられる。また、積雪表面で昼夜を通して融解期間が長いほど、日射量が多い年よりも降雨量が多い年（2010 年）の方が、雪氷藻類の繁殖量が多いことがわかった。

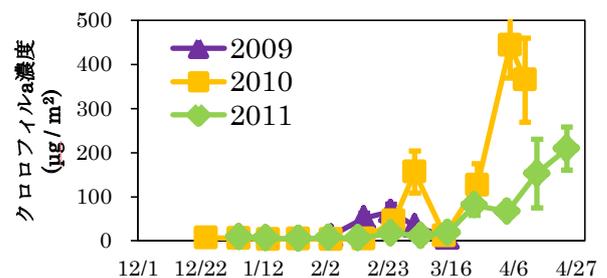


図 1 2009-2011 年十日町試験地における積雪表面のクロロフィル a 濃度

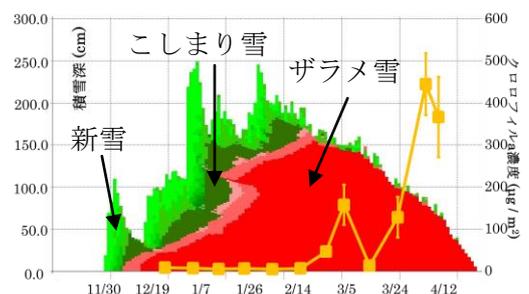


図 2 2010 年十日町試験地の雪質と積雪表面のクロロフィル a 濃度

中部山岳地域における積雪層中の主要イオン濃度と融雪期におけるその変化

○ 鈴木大地・狩山裕昭（信州大学理学部）

倉元隆之・佐々木明彦・鈴木啓助（信州大学山岳科学総合研究所）

1. はじめに

山岳地域にもたらされる降水は、人間活動による局地的な化学物質の発生源から遠いため、その影響を受けにくい。ゆえに、山岳地域にもたらされる降水は、比較的清浄で、広範囲の大気からの影響を受けていると考えられる。また、積雪層中では融雪がないかぎり積雪中の化学物質や同位体は保存されている（Suzuki, 1982；鈴木, 2000）。このことから、山岳地域で全層採取をすれば、冬季間中の降水がどのような化学成分を取り込んできたかが、積雪となった時と同じ状態で得ることができると考えられる。

融雪期に積雪層から流出する高濃度の融雪水が、河川や湖沼の pH を大きく低下させるアシッドショックと呼ばれる現象が報告されており、酸性の降水だけでなく酸性の降雪も環境に大きな影響を与えることが知られている。そのため、降雪の酸性化現象についての研究は、盛んに行われている。しかし、日本有数の多積雪地域である中部山岳地域では、アクセスの困難さなどの理由から研究例は少ない。

そこで、2009-10 年から 2011-12 年の 3 冬季に、北アルプスの南端に位置する乗鞍岳で定期的に積雪調査を行った。本研究では、乗鞍岳東斜面にあたる乗鞍高原における冬季を通しての積雪層中の主要イオンの挙動を明らかにすることを目的とした。

2. 方法

積雪全層採取を、乗鞍休暇村（標高 1590 m）とかもしか平（標高 2000 m）の 2 地点で行った。また、2012 年 3 月より、信州大学乗鞍高原ステーション（標高 1450 m；以後、乗鞍 ST と表記）において、開口型バルクサンプラーによる降水の採取を行った。

全層採取では、地表面までの縦穴を掘り、積雪面の層構造を観察した後、雪温と密度を測定した。その後、積雪表面から鉛直方向に 3 cm 間隔で雪試料を採取し、融解させずに持ち帰った。実験室にて、電気伝導度（EC）と pH を測定し、イオンクロマトグラフ（Dionex ICS-2000, ICS-1500）により主要イオン濃度（ Na^+ ・ NH_4^+ ・ K^+ ・ Mg^{2+} ・ Ca^{2+} ・ Cl^- ・ NO_3^- ・ SO_4^{2-} ）を測定した。

また、乗鞍休暇村と乗鞍 ST には自動気象観測装置を設置し、乗鞍休暇村では気温と積雪深を、乗鞍 ST では降水量を測定した。

3. 結果

3 冬季とも、乗鞍休暇村に比べて、かもしか平のほうが主要イオン負荷量の減少が始まる時期が遅かった。主要イオン負荷量の減少が始まった時期を、融雪初期とした。図 1 に、2010-11 年冬季の乗鞍休暇村における融雪初期を 100%としたときの陰イオン負荷量の変化を示した。陰イオン負荷量の減少にイオン種ごとに差が見られ、 SO_4^{2-} が最も早く流出し、次に NO_3^- 、そして最も流出が遅かったのは Cl^- という順であった。

また、各成分とも、融雪初期は積雪水量の減少に対して大きく負荷量を減少させていた。そして、ある程度融雪が進むと負荷量の減少よりも積雪水量の減少のほうが大きくなった。

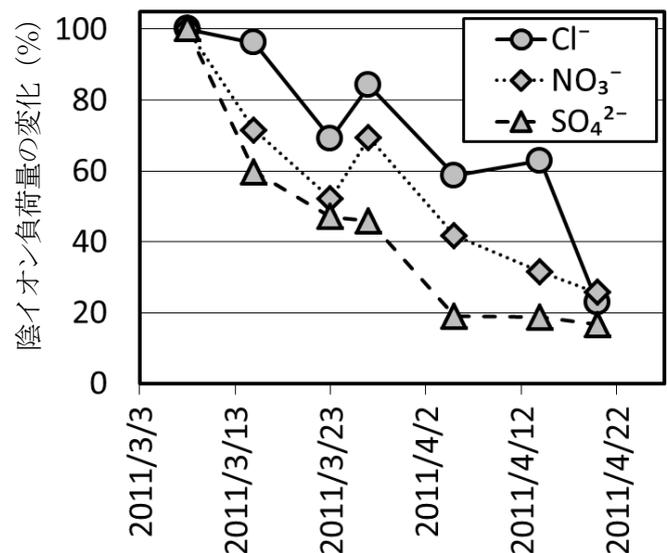


図 1 2010-11 年冬季の乗鞍休暇村における融雪初期を 100%としたときの陰イオン負荷量の変化

北アルプス西穂高岳における積雪中の化学物質動態

○倉元隆之¹・狩山裕昭²・鈴木大地²・佐々木明彦¹・鈴木啓助^{1,2}

(1:信州大学山岳科学総合研究所、2:信州大学理学部)

1. はじめに

日本海側地域から脊梁山脈である中部山岳地域にかけては、多雪な地域である。そのため、この地域の水循環およびそれに伴う物質循環には雪が大きく関わっている。したがって、一般に環境変化に弱いとされる、山岳地域における水圏の環境動態を正しく理解するためには、降雪・積雪の影響を評価することが重要となる。中部山岳地域では、積雪は主に冬型の気圧配置時と南岸低気圧によってもたらされる。これまでの研究によって、降雪の化学特性は気象条件により異なることが分かっている。積雪は、融雪が始まるまで降雪時に蓄えた化学成分を各層に保存している (Suzuki, 1982)。そのため、最深積雪期に積雪観測を行うことで、気象条件の違いと採取した積雪に含まれる化学的指標をもとにして、各積雪層の堆積時期を推定することができる。そこで本研究では、北アルプス西穂高岳において定期的に積雪断面観測を行うことで、積雪中の化学物質動態を明らかにする事を目的とした。

2. 方法

研究対象地は、北アルプス主稜線上、西穂高岳の南に位置する西穂山荘 (標高 2350m) の近傍である。積雪試料の採取は、樹木による遮りや人間活動による攪乱がない場所で、2012年1月から6月に6回行った。積雪断面観測を行い、積雪密度と雪温を積雪表層から 3 cm 間隔で測定した。化学分析用の積雪試料は、ステンレス製のサンプラーを用いて積雪表層から 3 cm ごとに連続採取した。採取した試料は、密閉したサンプル袋に入れて、融解させずに信州大学まで持ち帰った。試料は変質を防ぐために分析時まで冷凍保存した。分析直前に実験室において室温で試料を融解した後、pH と電気伝導度の測定を行い、主要イオン濃度の測定は、イオンクロマトグラフを用いて行った。

3. 結果と考察

図 1 に積雪中の pH と電気伝導度および酸性化指標 (AI) の関係を示す。pH に着目すると、多くの積雪試料の pH が酸性降水の基準である pH 5.62 より下の範囲あり、冬季に多くの酸性降水がもたらされていることが分かった。pH と電気伝導度の関係では、pH の高い試料では電気伝導度が低く、pH が低い試料では電気伝導度が高くなった。しかし、pH が 5.62 を超えるような試料では、pH が高くなると電気伝導度も高くなる変化を示した。次に pH と AI の関係について検討を行った。AI は、 NO_3^- と nssSO_4^{2-} を酸性化に寄与する成分、 NH_4^+ と nssCa^{2+} を中和に寄与する成分として各当量濃度の和を差し引いた値として示した。pH が低い試料ほど AI が高くなっており、積雪中に酸性化に寄与する成分が多くなっていることが分かる。その一方で、pH が高くなると電気伝導度も高くなるような試料では、AI の値が 0 を下回っていた。本研究の観測期間である 2012 年 3 月から 5 月にかけて、全国で黄砂現象が確認されている。このことから、pH と電気伝導度が高く、AI が 0 を下回る試料には、黄砂由来の成分が含まれていると考えられる。

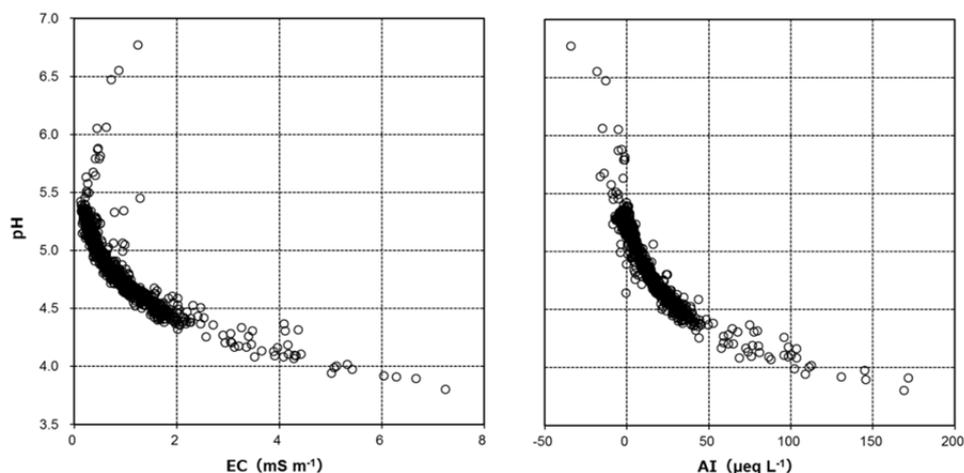


図 1 積雪中の pH と電気伝導度および AI の関係

立山・室堂平における積雪層中のイオン成分、過酸化水素およびホルムアルデヒド類の特徴

渡辺幸一・小川厚次・道上芹奈・平井泰貴・矢地千奈津（富山県立大）
上原佳敏（九州大学）・島田亙・青木一真・川田邦夫（富山大）

はじめに

立山・室堂平（36.6°N, 137.6°E, 標高 2450 m）では、毎年 11 月頃から積雪が始まり、4 月には 5 m を超える積雪層が形成される。こうして形成された膨大な量の積雪は、晩秋期から春期までの約半年間のさまざまな環境情報を記録している。そのため、室堂平での積雪試料の化学分析は、観測が困難な期間の大気環境を考察する上で極めて重要となる。室堂平における積雪中の化学成分の測定は、1990 年代に行われ、成分の動態や保存状態などについての多くの貴重な知見が得られている（長田ら, 2000）。2000 年以降にも室堂平において積雪化学観測が行われ、主要イオン成分以外に過酸化水素やホルムアルデヒド類の測定も行われてきた（Watanabe *et al.*, 2011, 2012）。しかしながら、山岳域の自然環境評価のためには長期間に渡る測定の継続が必要である。本研究では、2012 年 4 月の立山・室堂平で実施した積雪断面観測の結果を中心に、積雪中のイオン成分と共に、過酸化水素やホルムアルデヒドの動態について報告する。

方法

4 月の立山・室堂平において、積雪層の断面観測・分析試料の採取を行い、積雪試料を融解させないまま富山県立大学に持ち帰り、冷凍保存した。過酸化水素およびホルムアルデヒド濃度の測定は、試料採取後数日以内に（融解後直ちに）酵素式蛍光法（Watanabe *et al.*, 2009）によって行った。過酸化水素が比較的高濃度であった試料について、HPLC・ポストカラム・蛍光法によりメチルヒドロペルオキシド等の有機過酸化水素の寄与を検討したが、有機過酸化水素はほとんど検出されなかった。ホルムアルデヒド類については、（試料採取後数日以内に）HPLC・ポストカラム法（岩間ら, 2011）により、ホルムアルデヒド濃度を測定した。主要イオン成分濃度についてはイオンクロマトグラフ法によって測定を行なった。

結果と考察

図 1 に、2012 年 4 月の立山・室堂平における積雪層中のイオン成分、過酸化水素およびホルムアルデヒド濃度の鉛直プロファイルを示す。なお、アセトアルデヒドはほとんど検出されなかった。積雪中のホルムアルデヒドは、春期に堆積したと考えられる層において、人為起源イオン成分である nssSO_4^{2-} および NO_3^- と類似した濃度分布を示しており、 nssSO_4^{2-} や nssCa^{2+} 濃度が高い層でホルムアルデヒドも高くなる傾向がみられた。同様の結果は 2010 年および 2011 年ピットにおいても観測され（岩間ら, 2011; Watanabe *et al.*, 2012）、酸性物質だけでなく、ホルムアルデヒドのような光化学生成物（あるいはその前駆物質）も、アジア大陸から立山へ長距離輸送されている可能性が考えられる。なお、積雪中のホルムアルデヒド濃度は、平野部で採取した降雨中の濃度よりもはるかに低かった。2012 年ピットについては、深度 3m よりも下層ではホルムアルデヒドと人為起源イオン成分との相関関係はみられず、時間経過による堆積後の濃度変化の影響が考えられる。また、冬期に堆積したと考えられる層で濃度が低くなる傾向もみられた。過酸化水素濃度は、 nssCa^{2+} 濃度が低いざらめ雪層で高く、過酸化水素が高い融解水や降雨が浸透したためと考えられる。過酸化水素とホルムアルデヒドを比較すると、過酸化水素の方がより堆積後の濃度変化が大きいと考えられ、過酸化水素については堆積当時の濃度情報は保存されないが、ホルムアルデヒドについてはある程度保存されるといえる。

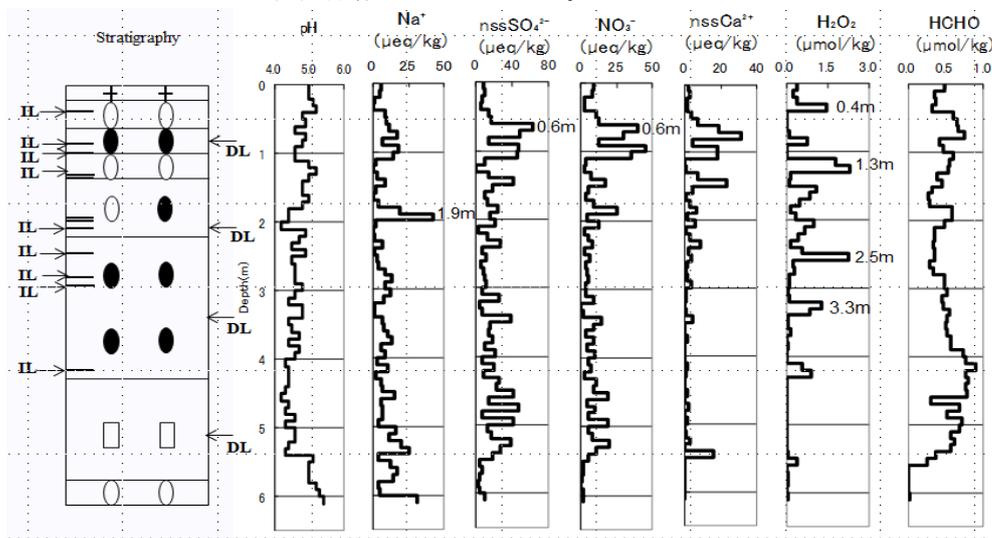


図 1 立山・室堂平（2012 年 4 月）における積雪層中のイオン成分、ホルムアルデヒドおよび過酸化水素濃度

氷結晶法による汚染水の減容化

○対馬勝年(富山大・理)、松山政夫(富山大・水素同位体研)、上石勲(防災科研・雪氷)

1. はじめに

氷結晶法は食品分野に普及しているありふれた技術である。しかし、鉱山や原子力発電所の廃水処理への適用はなかったようである。水分子は電気双極子をもち、水があらゆる物質を溶かし込むこと、一方、その水が凍るとあらゆる異物を排除し水素結合で構成された純粋の氷に変わることはいくつも知られている。単に凍らせるという単純な操作で異物を分離できるのなら目下、国難と呼べるほどの困難に直面している福島第一原子力発電所の放射性汚染水の減容化対策として適用できるのでないか、こんな発想から始めた仕事である。当初問題とされたセシウム(原子番号 55、融点 28.4℃、放射性セシウムの半減期 30.2 年)を 10ppm 含ませた汚染水に 2 回の凍結・融解を加えることで 0.01ppm 程度まで精製できたことを報告した。その報告では使用した汚染水の量が 50~100ml と少量だったため、製氷が難しかった。その後、汚染水の量を 3L に増やし、製氷を試みた。微量の硫酸や NaCl を含む汚染水や水道水を凍結させることによりどの程度純粋な氷を取り出せるか精製を試みた。

2. 実験方法

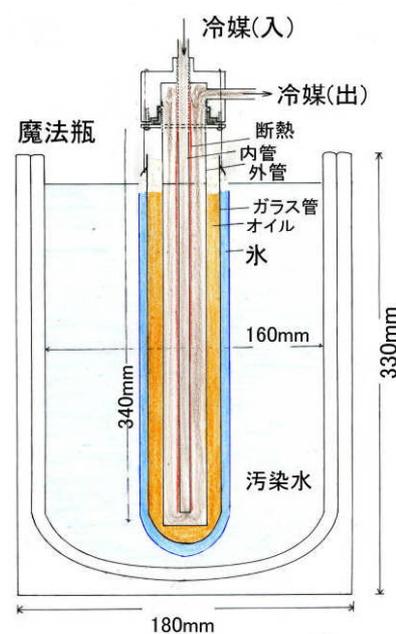


図 1 実験装置

魔法瓶に脱イオン水と少量の稀薄硫酸水を加え、導電率を 10mS/cm に調整した。この水槽にガラス管で覆った冷却管

汚染水からその一部を凍らせて高純度の氷を取り出すことで汚染水の減容化を行う。実験には導電率を持つ汚染水を使い、簡便な導電率計（堀場(株)導電率計 B-173)で汚染度・純度を測定した。

実験には魔法瓶と図 1 の冷却装置を用いた。3L 内径 160mm の魔法瓶に脱イオン水

を突き刺し、EYELA Cool Ace CA-1110 で冷やされた -10~-15℃ の冷媒（エタブライン EC-Z）を通した。冷却管とガラス管の間に隙間が生じたのでシリコンオイルを満たし隙間を埋めた。ガラス管の外側に筒状の氷が成長した。厚さ 15mm 程度に成長したところで筒を水槽から取り出し、融け水の導電率を計測した。NaCl を含む水、汚れた水として水道水についても試みた。

3. 実験結果

硫酸汚染水では母液 10mS/cm、氷（融け水）4 μ S/cm、NaCl 汚染水では母液 10mS/cm、氷 100 μ S/cm、水道水では母液 80 μ S/cm、氷 2 μ S/cm 程度であった。一回の凍結で硫酸は 1/1000、NaCl は 1/100、水道水は 1/20 程度に精製された。2~4 μ S/cm は綺麗な雨と同程度の純度であり、十分な精製効果が得られたと考えられる。

これとは別に、ポリエチレン製バケツに入れた汚染水を低温実験室(-10℃)で凍らせ氷と汚染水を分離する試験も行った。製氷水の導電率は硫酸を含む汚染水で母液の 1/100、NaCl を含む汚染水で母液の 1/10、水道水で母液の 1/5 程度に低下した。気泡を含む水や、気泡を含む氷部分の導電率の低下が小さかった。この試験から、気泡を含まない透明氷の製氷が課題であると思われた。透明氷の作成法として導入した図 1 では冷媒の通る冷却管を覆うガラス管をつけ、その隙間に熱伝導の悪いシリコンオイルを満たしたため、製氷速度が遅くなりほぼ完全に透明な氷を製氷できた。

4. おわりに

一日当たり 400 トンの割合で増え続けるという福島第一原子力発電所の放射性汚染水減容化対策は水以外の放射性核種を全て除去するアルプスという装置の試運転・本格運転が待たれるところである。その後の最終課題は H₂O の水と放射性をもつ水の同位体(トリチウム水 HTO) との分離であり、未だこの水処理に有効な分離技術は確立されていないようである。逼迫した状況にあるため時間的猶予は少ないのであるが、水・トリチウム水分離法については特許出願を待って発表することとしたい。

参考文献

対馬・松山、2012：雪氷技術による汚染水の処理。雪氷研究大会講演要旨集、59。

消雪パイプを用いる打ち水効果のシミュレーション
津田墨文, ○鹿嶋功貴, 上村靖司 (長岡技術科学大学)

1. はじめに

長岡市中心部の大手通を中心とした消雪パイプ網を用いた打ち水実験により, 気温や路面温度の低下に効果があることはすでに報告した¹⁾. ここでは, 路面の熱収支を組み込んだ次元非定常熱伝導差分モデルを構築して, 打ち水効果の理論的検討を行った. 並行して, アスファルトブロックを用いた野外実験を行い, 水量の変化, 路面・路体の温度の測定結果からモデルの妥当性を検証した. その結果を報告する.

2. 解析

2.1 熱収支モデルと各要素

路面上に撒かれた水の蒸発シミュレーションを行うには, その地点の様々な気象条件等による物質と熱の収支を考慮する必要がある.

式(1)は路面の熱収支である. 日射による路面への入熱がアスファルト層の表面温度を上げ, それから大気への放射, 対流 Q_{cv} , 蒸散 Q_E , アスファルト層下方への熱伝導が起きる(図1).

$$Q_{rs} = Q_{rl} + Q_E + Q_{cv} + Q_{cd} \quad (1)$$

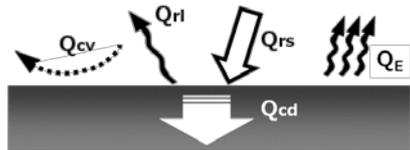


図1 路面の熱収支モデル

蒸発による潜熱輸送量 Q_E に注目すると式(2)で計算される.

$$Q_E = \alpha_m \beta (f_s - f_a) \cdot \rho \cdot L \quad (2)$$

ここで, 路面上の水の蒸発係数 β は, 水膜の厚さに依存し, ある値を超えると指数関数的に蒸発が進むと仮定し, 以下の式で計算することにした.

$$\beta = 1 - e^{-n\Delta Z} \quad \text{ここで, } \Delta Z = Z_{\max} - Z \quad (3)$$

ここで, Z_{\max} は最大水膜厚さ, Z は水膜厚さである. n は定数で計算結果と観測結果が一致するように試行錯誤により求め, 0.25 とした.

2.2 次元非定常熱伝導モデル

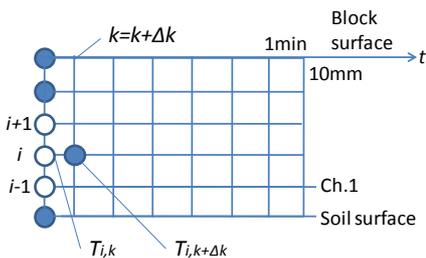


図2 次元非定常熱伝導モデル

道路アスファルト層を図2のようにモデル化した. アスファルト層の厚さは50mmとし, 路体温度分布の時間変化を計算した.

10mm メッシュで分割し, タイムステップは1mmとした. 解析に用いた差分方程式を以下に示す.

$$T_{i,k+1} = \alpha \frac{\Delta t}{(\Delta x)^2} (T_{i+1,k} - 2T_{i,k} + T_{i-1,k}) + T_{i,k} \quad (4)$$

α は熱拡散係数 (m^2/s) であり, 添え字の $i(i=0, 1, 2, \dots)$ はメッシュ幅を, $k(k=0, 1, 2, \dots)$ はタイムステップを表している.

温度分布の初期条件は実測データを用い, 間は線形補間して与えた. 境界条件として, 実測データの下部からの熱流入を無視し, 断熱条件を与えた.

2.3 使用データと解析条件

解析に用いた, 気温, 相対湿度, 全天日射量, 風速, 路体温度は, 実測値を使用し, 雲量に関しては日照時間から算出した.

解析は次の3つの条件について行った.

- ①30分毎に 1.20 l/m^2 散水
- ②60分毎に 1.80 l/m^2 散水
- ③60分毎に 1.20 l/m^2 散水

3. 解析結果

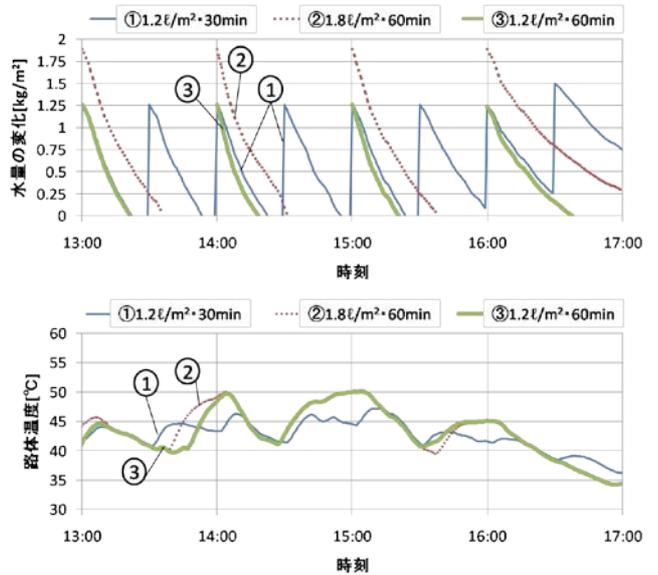


図3 水量変化と路体温度変化

図3に示すように, 水量を1.5倍にしても, 次の散水の前に路体が乾燥し, 路体温度は上昇した. 30分毎に 1.20 l/m^2 の散水を行った場合, 路体温度を 47°C 以下に維持できることがわかる.

4. 参考文献

- 1) 姫野修司 他: 消雪パイプ網を用いた市街地街区の打ち水実験, 雪氷研究発表大会 (2011・長岡) 講演要旨集, p. 218

岩塊斜面における風穴の冷風循環に関する研究

○永井翼（新潟大・院）、和泉薫・河島克久・伊豫部勉（新潟大・災害研）、
山口健太郎（木島平村・農村文明塾）

1. はじめに

全国有数の温泉地「草津温泉」で知られる群馬県草津町に、氷谷という風穴地が存在する。氷谷風穴では、風穴から冷風が吹き出す影響で、風穴入口に局所的に積雪が6月頃まで残存し、融雪水によって積雪底部に形成される天然の氷も、8月頃まで保存される。なお、この天然の氷は、風穴入口に存在する永久凍土に、融雪水が接触することで形成される（2011、山口）。このように雪氷が夏まで残存されるのは、氷谷の緯度（北緯36° 37' 40"）や標高（1300m）から考えても極めて稀な現象と言える。本研究では、氷谷風穴において、雪や氷の保存に影響を与えている冷風循環のしくみについて2012年度に調査を行ったので、その結果について報告する。

2. 調査方法

温風穴・冷風穴の2か所で、データロガー機能の付いた熱線風速計を用いて、1週間から10日にわたり風速の時間的変動を連続的に調べた。風速計の設置・回収の日には、両風穴の風向を判定し、別の熱線風速計で風速を検定した。風穴内外の温度は、温度データロガーで通年観測を行った。データの解析にあたっては、近隣のAMeDAS草津の気象観測値も利用した。

3. 調査結果

3-1. 風向の季節的変動

温風穴では、2012年10月の調査の際に風向が「吸込み」から「吹出し」に変わっていたが、冷風穴では通年「吹出し」のままであった。このことから、氷谷風穴での冷風循環は、「夏型」と「冬型」の2種類に分けられる。

3-2. 風速と温度の時間的変動

2012年8月の調査では、氷谷風穴の温風穴の風向は「吸込み」であった。測定結果から、日中に外気温が高くなり斜面内の空気との温度差が大きくなると、風速も大きくなるということが分かった（図1）。

10月の調査では、温風穴の風向が「吹出し」に変わっていた。10月8日から10日までの間は、風温がほぼ一定であり、11日の日中からは風温が急降下するイベントが確認された（図2）。

4. 考察—冷風循環システムの推定—

冷風穴では通年、斜面内の空気が氷体により冷やされて下降し、冷風を吐出している。夏場は斜面内部の温度と外気温の差が大きく、冷風の吐出が強いため、補償流としての外気の吸込みが、水蒸気ガスの吐出よりも卓越する。そして冬場になると、冷風の吐出が弱くなることで、温風穴では補償流の侵入も少なくなり、水蒸気ガスの吐出が卓越することで温風が吹き出すと考えられる（図3）。

参考文献

1) 山口健太郎(2011)：群馬県草津町氷谷における天然氷の形成・保存に関する研究、平成22年度新潟大学修士論文、11-17

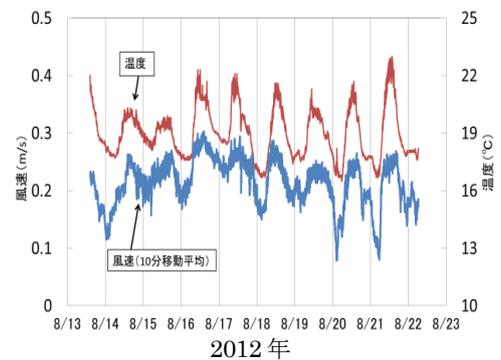


図1. 温風穴内の風速と温度の推移
(2012年8月調査)

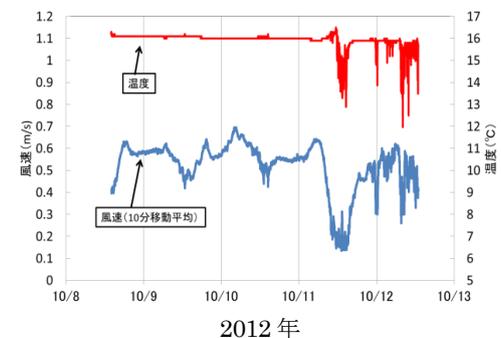


図2. 温風穴内の風速と温度の推移
(2012年10月調査)

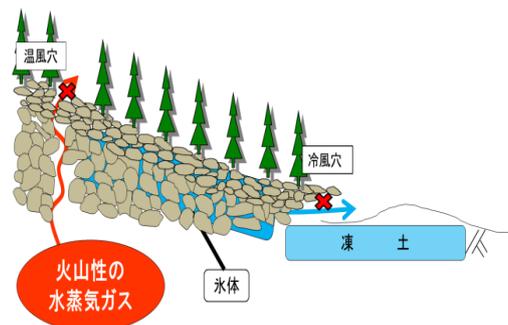


図3. 氷谷風穴における斜面内部の冷風循環の推定モデル

昔の雪室再生実験の試み報告

○早川典生（水環境技術研究会、町田建設）、和泉 薫（新潟大学）、町田 誠（町田建設）

1. はじめに

新潟県内では往時雪室が沢山あったという。それらは昭和 30 年代以降、次々と使われなくなったようである。そのような昔の雪室は、現在各所にその跡を見ることができる。ここではその一つを雪室として再生し、日本酒の貯蔵実験を試みたので報告する。

2. 雪室

ここで再生された雪室は、新潟県南魚沼市麓にある、山の裾野斜面に 100 年ほど前に造成されたと言う雪室跡である。この雪室は蚕の生育管理に使われていたようであるが、60 年ほど前に使用されなくなったと言う。

ここは緩い林内斜面に 11.8m×9.7m、深さ 3m の穴のある状態である。往時雪室として使われた時に、どのような屋根構造であったのか、明確ではない。本プロジェクトではブルーシートをかけた屋根構造を建造した（図 1）。また、この雪穴の側面には出入り用のトンネルがある。この雪穴には周壁からの浸透水、雪の融解水を排出するための排水口があったようであるが、すでに役に立たなかった。雪室実験時には排水ポンプを設置したが、完全な解決であるとは言えなかった。

3. 2011 年雪室実験

2010 年に雪室として機能することを確かめて、2011 年本格的な雪室実験を行った。ここでは 2011 年の結果を報告する。

2011 年初頭、この雪穴の下にすのこ板を敷きその上に高さ約 1.3m、面積 2m² の木造雪室を載せ、3 月末その上に表面まで周囲の積雪を集めて固めてつめた。

雪室全体の性能を確かめるため、外気温、雪室内気温、雪室内湿度を連続測定した。結果を図 2 に示す。雪室内気温は 6 月下旬までは十分に低温が保たれていた。しかし 6 月下旬になると雪室内気温は上昇し始め、特に 7 月下旬には豪雨のために気温は上昇し、湿度に大きな変化が見られ、この時点で雪室としての機能は失われたと見られる。これは排水能力がこれほどの豪雨に追いつかなかったためと考えられる。

4. 日本酒の貯蔵実験

この雪室に火入れ前の日本酒（生酒）を貯蔵し、ほぼ 1 月毎に取り出して、冷蔵貯蔵酒（0℃）と常温保

存酒（25℃）と比較して成分試験および官能試験を行った。表 1 に成分試験の結果を示す。

この表より雪室貯蔵は冷蔵貯蔵と同様に成分の変化を抑えることが分かる。官能試験は蔵人らにより味、風味、香味を評価するものであり、結果は雪室貯蔵酒は常温貯蔵酒に比べ高い評価を維持するものの、冷蔵貯蔵酒に比べ、格段に高い評価ではなかった。

5. むすびに

今回、昔日の雪室を再生すると言う意図で始めたが、その際乗り越えるべき困難は当初の想定以上のものがあつた。困難はとにかく、このような試みは歴史を継承すると言う大きな意味もあるのではないだろうか。

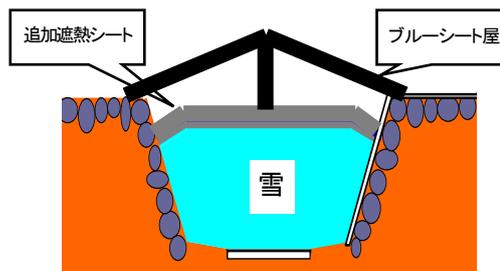


図 1 雪室概念図

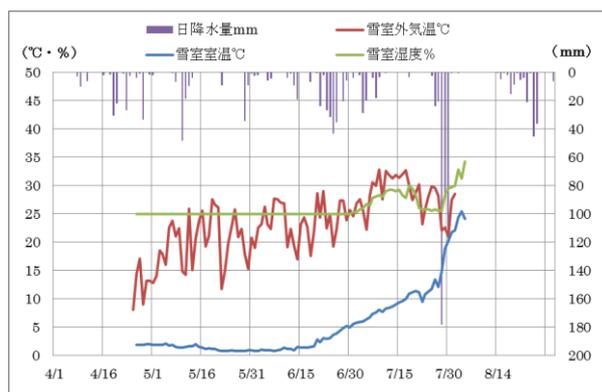


図 2 雪室内外気温等測定結果

表 1 貯蔵前後の成分分析値の比較

期間	保存	日本酒度	アミノ酸度	Glu.%	着色度
3ヶ月	雪室	+3.5	1.45	2.44	0.0093
	0℃	+3.5	1.45	2.21	0.0096
	25℃	+3	1.70	3.22	0.0221

雪下ろし安全のための安全帯の企画と実屋根へのアンカー設置

○上村靖司(長岡技科大) 諸橋和行(中越防災安全推進機構) 木村浩和(北陸地域づくり協会)

1. はじめに

屋根やハシゴといった高所からの転落事故が後を絶たないにも関わらず、その対策はほとんど進んでいない。現実に命綱の使用経験者はほとんどいないため、その理由を尋ねると概ね次の3つの事項に当てはまる。

1. 使ったことがない・除雪のじゃまになるのでは
(未経験であることに起因する課題)
2. どこで買ったか・高いのでは
(購入・入手に関わる課題)
3. 綱をどこに結びつけたらいいのか
(アンカーがないという課題)

普及の障害となっている上記事項について、1つずつ取り除くために実施してきた今冬の活動を紹介する。

2. 命綱講習会

これまで雪降ろし作業に関して命綱を使うという慣習がなかったことから、特に高所作業に慣れていて、かつ安全意識の高い方を除いては、「未経験」が普及の第1の障害になっている。昨冬(平成23年冬)から開始した「命綱講習会」は、今冬開催地が広がり回数も増えた(表1)。

講習の内容は本稿では割愛するが、問題意識が各地に広がっており、今後もこのような講習会を継続する予定だが、「命綱普及員(仮称)」のような普及啓発の担い手の育成も必要であると考えている。

表1 講習会の実施箇所と日時および参加者

実施場所	実施日	参加者	備考
新潟県十日町市池谷	1/26-27	12	雪かき道場「中級」
山形県小国町	1/29	29	山形県主催
山形県飯豊町	1/29	29	山形県主催
山形県新庄市	2/5	42	山形県主催
山形県尾花沢市	2/6	37	山形県主催
新潟県長岡市川口木沢	2/9-10	9	雪かき道場「上級」
北海道札幌市	3/14	10	民間有志主催
合計	7回	168	

3. 雪降ろし用安全帯の企画

命綱普及の障害の2番目は「購入・入手」に関わる問題である。上記の命綱講習会で用いている安全帯は、市販の登山用品を組み合わせている(一人あたり約1万円)。普及に向けては「入手が用意であること」と「購入しても良いと思える価格であること」の2つの事項が満たされていない。これは、

著者らは、2012年3月に(株)コメリ(新潟県三条市)に雪降ろし作業に特化した安全帯の企画について提案し、5月から(株)基陽(兵庫県三木市)とともに製品開発に着手した。何度かの試作を経て2013年1月に販売開始された商品が写真1である。これまでの講習会での声を踏

まえて、装着方法がわかりやすいメッシュ付きパンツ型とし、万一の転落時に腰と両側の大腿部の3箇所と、衝撃吸収機構内蔵されたランヤードで人体への負荷を軽減するようにした。また転倒時に雪やトタン屋根上でも滑りにくいように臀部メッシュにゴムテープを縫いつけ、またロープが除雪作業の邪魔にならないよう、腰横にマジックテープによるロープ押さえをつけた。価格は、写真1(左)のセットで5,980円とした(別売りザイルロープ10mは4,580円)。



写真1 コメリホームセンターで販売が始まった雪降ろし作業用安全帯(左)と店内のディスプレイ(右)

4. 一般住宅へのアンカーモデルの設置

2013年1月に長岡市川口木沢地区の住民の協力を得て、2棟の屋根に命綱を結ぶためのモデルアンカーを設置した。考え方は極めて単純で、雪止め(ナデ止め)アングルを、棟近くにつけるといものである。部材は汎用品であるため安価で、写真2のように棟の両側に設置しても2万円強(工賃除く)で設置できる。力を剪断力で支えることから強度的にも十分であり、現状では極めて現実的な工法であると考えられる。

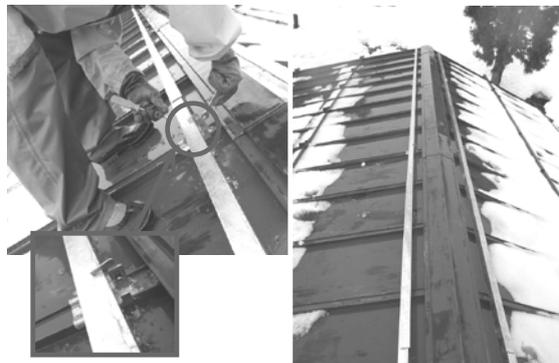


写真2 雪止めアングルによるアンカー設置

発表では、実際に命綱を使っでの雪下ろし作業の様子を紹介する。

新潟県と山形県における近年の人身雪害リスクの比較

○高田和輝*1・上村靖司*2

1. はじめに

近年日本各地で度重なる豪雪が発生し、それに伴い人身雪害も多発している。上村は新潟県の2001年までの人身雪害についてリスク分析をしたが、その後もリスクは増加し続けていることがわかっている¹⁾。

本報告では、新潟県と山形県について、近年(2004-2011年度)の人身雪害のリスク分析を行い比較した結果を報告する。

2. 分析

新潟県、山形県の人身雪害分析に用いたデータは

- (1)新潟県防災局危機対策課：雪害被害者一覧(2004-2011年度)
- (2)山形県企画振興部市町村課：人的被害一覧(2004-2011年度)
- (3)気象庁アメダス：降雪データ(2004-2011年度)

である。資料(1)(2)には発生月、市町村、被害者の年齢、被害程度・原因が記述されている。評価指標には社会的リスク R_f (死傷者数 N または死者数 n_f をその発生期間 T で除した値)と個人的リスク r_f (社会的リスク R_f を対象の母集団人口 P で除した値)を用いた。

3. 結果

図1は2004-2011年度における累計降雪深 TF (県内AMeDAS観測点の平均)と被害者数の年次推移である。2010年度と2011年度は降雪も多かったが、両県とも降雪あたりの被害数(図中の線の傾き)も大きかった。死傷者数と死者数の比を見ると、新潟は山形よりも死傷者数に対して死者数が多く、新潟のほうが死亡事故になりやすいことがわかる。

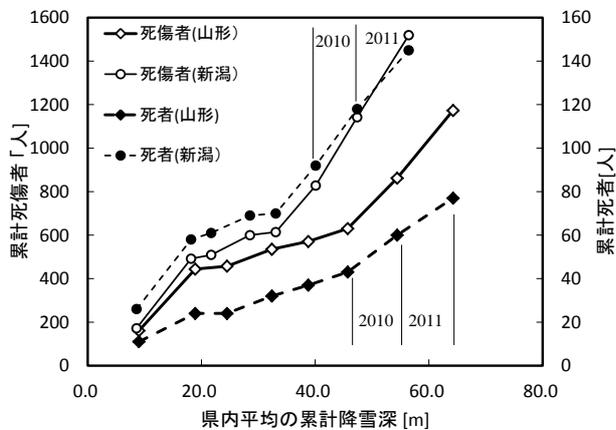


図1 累計降雪深と累計死傷者数・死者数の年次推移

表1は分析期間における社会的リスクと個人的リスクを表す。社会的リスクで見ると死傷、死亡ともに

新潟のほうが大きいですが、人口あたりの個人的リスクで見ると、死亡リスクは同じだが、死傷リスクは山形の方が1.5倍大きい。

表1 2004-2011年度人身雪害データ

	降雪累計 TF [m]	人口 P [万人]	被害者 N, n_f [人]	リスク	
				R [人/年]	r [人年・10万人]
新潟県	565	236	1519	190	8.0
			145	18	0.8
山形県	642	122	1173	147	12.0
			77	10	0.8

※ N, n_f, R, r の上段は死傷者、下段は死者

図2は市町村別で、個人的リスク r_f (図中の線の傾き)が高い順に並べてプロットしたものである。

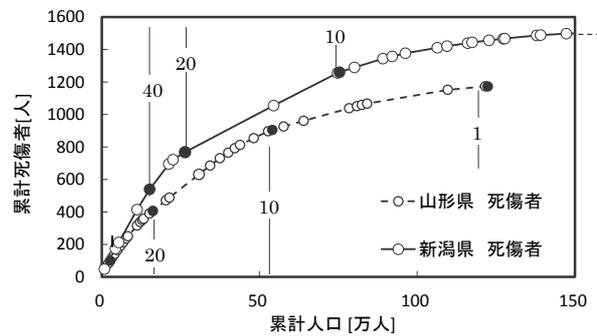


図2 累計人口と累計死傷者(2004-2011)

リスクを $r_f \geq 40, r_f \geq 20, r_f \geq 10, r_f \geq 1, r_f < 1$ の5段階に分けて縦線で区切ってみると、山形は全人口の大半が、 $r_f \geq 1$ の市町村に居住していることがわかる。一方新潟は、236万人のうち約100万人は、雪害リスクにさらされていない($r_f < 1$)が、 $r_f \geq 40$ である極端にリスクが高い市町村がいくつかあることがわかる。

4. まとめ

新潟県は、人口の半分近くには雪害リスクはほとんどないが、死亡事故がおきやすく極端にリスクの高い市町村が幾つか存在する。山形は全県的に雪害リスクが存在するが、極端にリスクが高い市町村はない。

参考文献

- 1)日本雪氷学会誌 雪氷(2003)：上村靖司，新潟県における人身雪害のリスク分析，Vol.65，No.2，135-144
- 2)ゆき(2012)：上村靖司，縮小時代の雪対策について，No.89，36-39

*1 長岡技術科学大学大学院工学研究科
*2 長岡技術科学大学機械系

近年の大雪による北陸地方の被害

前田博司（福井工業大学）

はじめに 2006年、2011年および2012年の各寒候期は、全国的に大雪で、人的被害や建物被害等が多く発生した。本報では、この大雪による北陸地方の被害の特徴について、若干の考察を加えて、報告する。

気温と積雪状況 表1に福井・金沢・富山における各寒候期の12～2月の平均気温と

表1 各寒候期の気温と最大積雪深

地点	12～2月の平均気温()				最大積雪深(cm)			
	2006	2011	2012	平年	2006	2011	2012	最大
福井	2.5	3.6	3.1	4.1	95	119	61	213
金沢	3.3	4.3	3.6	4.8	55	64	45	181
富山	2.3	3.7	2.6	3.7	79	77	95	208

最大積雪深を示す。いずれの地点においても平均気温は平年以下であり、特に2006年はかなり低い気温であったことがわかる。一方、富山では2011年は平年並みであった。最大積雪深に関しては、福井と金沢では2011年が最も多かったが、富山では2012年が最も多かった。しかし、それでもこれまでの最大記録の1/2程度あるいはそれ以下であり、特に金沢は少なかった。

被害状況 表2に寒候期ごとの被害状況を示す。人的被害は、2008年の福井県が最も

表2 被害状況

県	死者(人)				住家全半壊(棟)			
	2006	2011	2012	計	2006	2011	2012	計
福井	14	7	4	25	3	4	0	7
石川	6	5	1	12	1	0	0	1
富山	4	8	2	14	2	5	1	8

多く、2011年の富山県がこれに続き、3寒候期の合計でも福井県が最も多い。住家の全半壊は、2011年の富山県が最も多く、2011年の福井県がこれに続き、3寒候期の合計では富山県が最も多い。また、石川県の被害は2006年の1棟だけである。

考察 死者数および住家全半壊棟数の最大積雪深との関係をそれぞれ図1および図2に示す。図より明らかのように、いずれも全体的には最大積雪深が大きいほど被害が大きい傾向が見られるが、富山県はやや異なる。これについては、2011年は、富山では3寒候期の中で最大積雪深は最も小さいが、平均気温が平年並みの比較的高温であったため、積雪荷重の値が大きかったのではないかと推定される。石川県では住家の全半壊が少ないが、これは最大積雪深が平年(44cm)を若干上回る程度であったためであると考えられる。

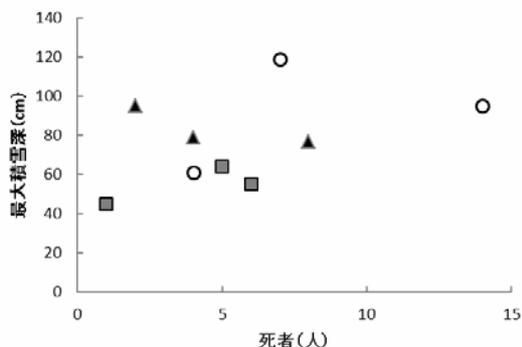


図1 死者数と最大積雪深

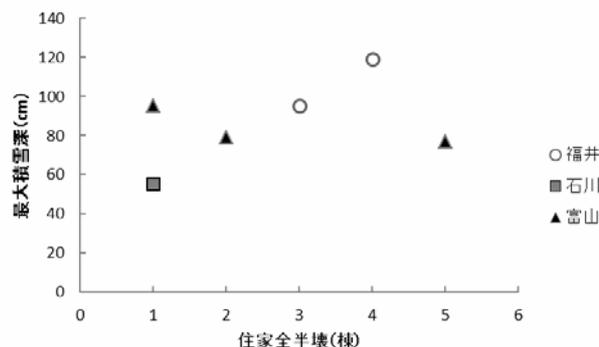


図2 住家全半壊棟数と最大積雪深

むすび

各寒候期の北陸地方における被害は、最大積雪深が大きいほど大きいのが、富山県に関しては傾向がやや異なることが明らかとなった。これは、富山県では2011年が大雪の割には気温が高かったためと考えられる。

《参考文献》

- 1) 気象庁 HP・過去の気象データ検索：<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
- 2) 総務省消防庁 HP・災害情報：<http://www.fdma.go.jp/bn/2012/detail/739.html>

積雪期地域防災情報プラットフォームの構築に向けて

○河島克久・伊豫部勉・本田明治（新潟大・災害研） 大平忍（小千谷市） 瀬戸民枝（新潟県）

1. はじめに

中越地震はわが国有数の豪雪地域に位置する中山間地で発生した。実際に、地震からわずか2ヶ月後、被災地は震災復旧もままならない状況下で豪雪に見舞われ、地震と豪雪の複合災害による多大な人的被害や家屋被害がでた。地震と豪雪に相次いで襲われた自治体では、限られた人的リソースのもとで、関係機関と連携した迅速かつ確かな災害応急対応が求められる。しかし、自治体では「雪による災害関連情報は多岐にわたり、しかも時々刻々と変化するため、情報の収集・集約に多大な労力と時間を要する」あるいは「市町村・県・国・防災関係機関の間の情報伝達や情報共有に手間取り、状況把握、意思決定、住民対応などが遅滞してしまう」といった課題を抱え苦慮している。この問題の根本は、官民の機関が独自の Web サイトにおいて様々なデータ形式で公開している災害・防災情報を自動的に収集・集約する仕組みがないことにある。

2. 研究目的と実施概要

本研究では、上記の課題に対する解決策として、積雪期の地域防災情報に焦点を絞り、官民の様々な機関からインターネットを介して発信される情報、行政による注意喚起情報、住民から提供される情報等をリアルタイムで収集・集約・視覚化し、行政や市民が相互に利用しあえる基盤的な仕組みとして「積雪期地域防災情報プラットフォーム」を構築することを目的とする。この目的の達成のため、情報プラットフォームの出入口となる専用ポータルサイトを立ち上げ、自治体や市民等との協働のもと実証実験を小千谷市において2冬期間実施する。

3. 平成24年度実証実験

平成24年度は、まず研究グループ及び小千谷市役所関係者と打合せを重ね、情報プラットフォームの出入口となる専用ポータルサイトの内容や機能を決め、ホームページを作成した。これと並行して、雪崩検知センサーを用いた道路管理を模擬して、選定した雪崩危険斜面にガイドメーターを設置し、雪崩情報の伝送・警戒情報表示が試験的に実施できるようにした。

初年度の実証実験は平成25年1月18日～2月28日の期間実施することとし、1月18日には説明会を開催した。実証実験では小千谷市役所・新潟県の防災関係者、消防署、除雪事業者、市民等に本プラットフォームの閲覧・情報投稿両サイドのユーザー（約30名）になっていただいた。

ホームページ画面の一部を図に示す。この画面では、左サイドに「緊急情報（気象警報、交通情報、雪崩情報等）」「積雪分布」「9時の積雪深」「雪による人的被害状況」「気象予報」「リアルタイム気象積雪情報」「ライブカメラ情報」「地震情報」など様々な Web サイトから収集・集約された情報を、右サイドに「市からの防災情報」「リアルタイム情報」といった行政や住民から提供される情報を配置した。

実証実験の期間中に約110件の投稿があった。実証実験終了後に参加者からアンケートを採ったところ、80%以上の参加者が1週間に数回程度以上の頻度でプラットフォームを閲覧し、また1ヶ月に数回程度以上の頻度で投稿したことが分かった。また、80%以上の参加者から役に立った情報があったとの回答を得た。特に詳細な積雪マップや投稿された画像情報はリアル感があり、現地状況を把握する上で非常に有意義であるという意見が多く寄せられた。その一方で投稿時の操作性や投稿情報の表示期間に関する改善点も複数指摘された。



筋状 (Lモード) 降雪には霰が多い 一定量的な検証

○ 石坂雅昭・本吉弘岐・中井専人 (防災科研・雪氷)
 椎名徹 (富山高専)・村本健一郎 (石川高専)

1. はじめに

筆者らはこれまで降雪をもたらす雪雲のパターン(降雪モード、Nakai et al., 2005)と降雪粒子の関係について、筋状Lモードの時には霰が、面的に広がったSモード(surface mode)では雪片が、そして渦状Vモード(vortex mode)では霰状雪や雲粒付雪片が卓越することなど、降雪モードと降雪の種類には密接な関係があることを指摘してきた(石坂ら, 2003)。ただ、その扱いは定量的ではなかった。そこで、ここではLモードと降雪粒子の関係についての定量的な解析を行ったのでその結果を紹介する。

2. 降水粒子の質量フラックスの中心による判別

降雪粒子はCCDカメラによる落下降雪粒子の連続計測を実施し、得られる粒径-落下速度関係から種別判別を行う。ただ、いずれの場合も一般には小さい粒子の数が圧倒的に多いので、降水寄与で重み付けた粒径-落下速度分布を求め、その重心位置「降水粒子の質量フラックスの中心」CMF(center of mass flux)によって種別判別を行った(石坂, 2011)。

3. 対象事例と領域区分、そして結果

対象事例はLモードが長く継続した2008年2月13日1:40から翌日14日5時までの約27時間の降雪イベントを取り上げた。気温はほぼ全期間零下で固体降水であった。図1はその期間の降雪の各1分間の連続自動観測から得られるCMFである。これを図2のような領域分けを行って、各領域に中心があった時の降雪の降水量の和を求め、種別毎の比を求めた。区分図では霰の領域は広く、雨や霰、湿雪の領域をも含んでいるが、本事例では固体降水に限られていること、またそのことが図1の分布からも確認できることからこのような簡便な区分とした。

図3は対象期間の粒子の種類を降水量の割合で表したものである。霰の降水寄与が最も多く、霰状雪と合わせると4分の3を上回り、雪片は1割未満である。このようにCMF判別法によって「Lモードでは霰が卓越する」ことが定量的に示されたことがわかる。

4. まとめ

さて、区分の仕方は図2が唯一ではない。区分によって割合は変化する。ただ、図1の分布から見て、それを変えても「Lモードは霰」という結論は変わらないだろう。ただ、多くの人は筋状の雲の時に霰が降ることは知っていても、それがこれほど支配的であるとまでは思っていないのではないだろうか。そのことについても発表で述べる。

参考文献

Nakai et al.(2005). A classification of snow clouds by Doppler radar observations at Nagaoka, Japan. SOLA, 1, 161-164.

石坂ら (2003), 降雪粒子種の連続観測: 降雪モードとの関係, 日本気象学会 2003 年秋季大会講演予稿集, 339-339.

石坂ら (2011), 推定質量フラックスを用いた降雪粒子の連続的種類判別について, 雪氷研究大会 (2011・長岡) 要旨集, 105.

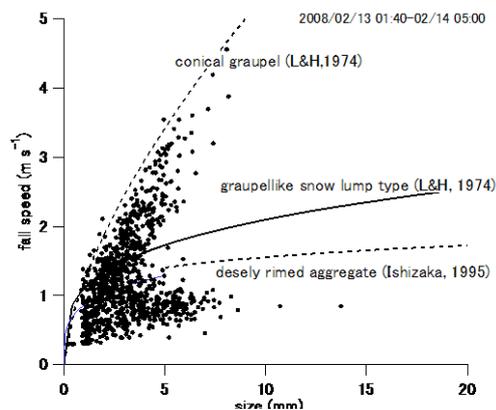


図1 Lモードの期間、降雪時各1分間のCMF。

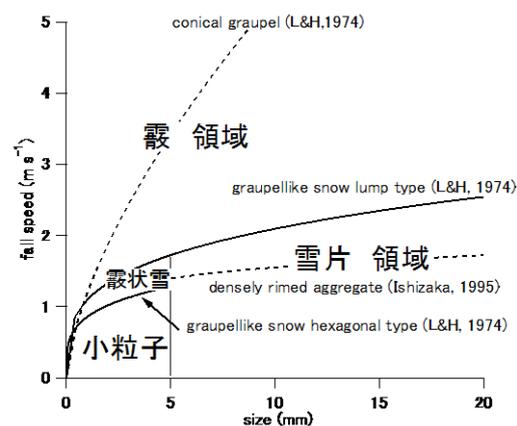


図2 霰領域などの区分とその境界を与える関係 (実線の曲線、点線の曲線は参考)。

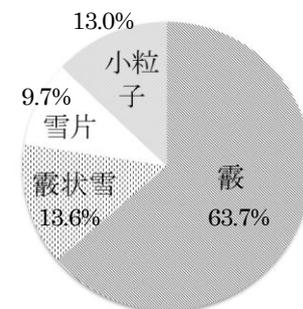


図3 Lモードの期間に各粒子がもたらした降水量の割合。

地上降雪観測による融解層に伴う霰および湿雪の観測

○本吉弘岐¹・三隅良平²・石坂雅昭¹・中井専人¹ (防災科研・雪氷¹、防災科研・水土砂²)

はじめに

融解層は、層状性降水において気温が0℃よりも高い層を、落下中の降雪粒子が通過する際に氷相から液体相(雨滴)への変化が生じている層である。融解の度合いに応じて雨滴、霰、湿雪が混在しており、冬期に層状性降水の際に地上で霰や湿雪が観測される場合、この融解層の一部が地上付近にまで達している状態と考えられる。今冬関東地方でも大きな影響を与えた着雪により引き起こされる湿雪災害に対応するには、融解層内の微物理過程の十分な把握が重要である。本発表では、地上における観測から融解層内の微物理過程との関連を調べる目的で、2013年3月13日に降水形態が雨から雪へと推移した事例について、降水粒子の粒径・落下速度測定と合わせて降雪粒子の含水率の測定を行ったので、その結果について紹介する。

観測方法

観測は2013年3月13日の21:00から14日の1:00まで、雪氷防災研究センター(長岡市)の降雪粒子観測施設で行った。上空のレーダー反射因子をマイクロレインレーダーMRR(観測周波数24GHz, METEK社製)、地上の降水強度を田村式降雪降雨強度計を用いて測定した。降水粒子の粒径・落下速度分布をPARSIVEL(OTT社製)を用いて測定し、降水寄与で重みづけした分布中心(CMF, Center of Mass Flux distribution)を求めた(石坂, 2011)。気温などの気象要素は、積雪・気象観測露場における測定値を用いた。また、ウォーターブルー処理を施したろ紙を用いて降雪粒子の含水率を測定し(中村, 1960)、1回毎の測定(ろ紙1枚分)における液体部分の質量と総質量の比をバルク含水率として算出した。

結果

図1は観測期間中の時系列データである。融解層は、気象レーダーによりブライトバンドとして可視化されるが、図1(a)においても融解層に伴うブライトバンドが明瞭に現れており、21:00には上空700mにあったが、時間とともに地上付近まで移動し、23:30-23:50の間には不明瞭となった。その後、再び上空100m付近に停滞し、00:50ごろには降水イベント自体が終了した。この間、相対湿度は95%以上を保っていたが、地上気温は4.7℃から0.5℃まで低下し、降雪形態も22:30ごろまでは雨だったものが、霰、湿雪へと変化しており、その様子は図1(c)のCMFの粒径や落下速度の推移からも伺える。図1(f)からバルク含水率は22:30ごろから含水率は徐々に下がり始め、23:20ごろからは急激に減少した。地上に達した融解層が地表面の影響を受けているかについては検討の必要があるものの、この観測により、時系列としてではあるが融解層下側の雨の層から、上側に相当する雪の層までの含水状態を含めた詳細な降水粒子特性データが得られた。

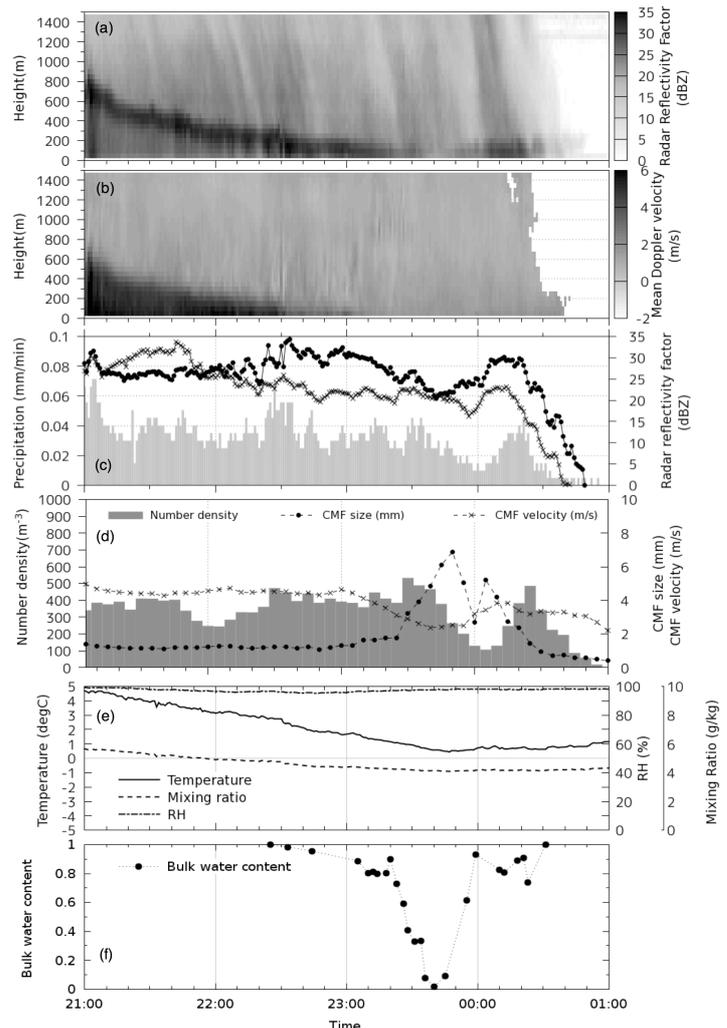


図1: 2013年3月13日の観測データの時系列。(a) レーダー反射因子、(b) 平均ドップラー速度、(c) 地上降水強度と100mと500mのレーダー反射因子、(d) PARSIVELによる粒子数密度とCMFの粒径と落下速度、(e) 気温と湿度および混合比、(f) 降雪粒子のバルク含水率。

【参考文献】 石坂雅昭ら(2011), 推定質量フラックスを用いた降雪粒子の連続的の種類判別について, 雪氷研究大会(2011・長岡)要旨集, 105.
中村勉(1960), 雪片の含水率の測定法について, 雪氷, 22, 145-146, 379-387.

2012/13 年の大雪と大気循環場の特徴

本田明治、岩本勉之（新潟大・理）

2012/13 年冬季は昨冬に続いて全国的に低温傾向で、12 月～2 月の平均気温でみると、北海道から東北・北陸地方にかけては、平年より 1 度以上低い地点がほとんどであった。最深積雪は北陸以西では平年より少なかったが、東北地方を中心にしばしば大雪となり、北海道と東北の 13 地点で最深積雪の記録を更新しており、2 冬続けての寒冬大雪であったと言える。今冬の経過の特徴は、前半が西日本を中心に低温、後半は北日本を中心に低温となり、寒気の変化が大きく変化したことである。一冬を通じて低温傾向の地域差が少なかった昨冬とは異なる特徴である。

ユーラシア大陸一帯の大気循環場の特徴をみると、冬季（12 月～2 月）平均場では、北極海～北大西洋北部にかけて高気圧性偏差、欧州と中央アジア～極東にかけて低気圧性偏差となっている（図 1）。地表付近では、北極海を中心に高気圧性偏差に覆われ、その勢力はユーラシア北部に及んでいる（シベリア高気圧の発達に対応）。この高気圧偏差の東側～南側一帯に当たる中央アジア～日本を含む極東一帯とベーリング海周辺が低温域に覆われている（図 2）。欧州も全般に低温傾向である一方、高気圧偏差の中心である北極海はバレンツ・カラ海を中心に高温偏差に覆われている。

このような、冬季の欧州から極東にかけてのユーラシア大陸の中高緯度帯の低温と北極海の高温は、近年頻発しており、直近の 8 冬中の実に 6 冬（05/06 年、07/08 年、09/10 年、10/11 年、11/12 年、12/13 年）で、空間パターンは各冬で異なるが概ね同様の傾向となっている。北極海の高温は、近年の顕著な海氷減少によるもので、北極海の海氷が夏場に減少すると続く秋～初冬にかけて露出した海面からの加熱で、高度は上昇して上空には高気圧性偏差が形成される。これによって上空の偏西風ジェットは蛇行しやすくなり、励起された定常ロスビー波が、下流のユーラシア大陸上に伝播し、極東上空では低気圧性偏差になりやすい。この波列形成は大陸上の寒気蓄積とシベリア高気圧の発達及び東方への拡大をもたらし、寒気移流によってユーラシア中高緯度帯は広く低温偏差に覆われやすくなると考えられる（Honda et al. 2009 など）。このような大気場の特徴は日本で降雪量が多くなるときの典型的な大気循環パターンと整合的であり、6 冬中 07/08 年冬以外は、日本各地で局地的な大雪に見舞われている。

最後にこの冬の経過を示す。2012 年 9 月の北極海の海氷域面積は過去最小を記録した。その後の 10 月～12 月にかけてシベリア沿岸で高気圧が発達を続け、北極海上の高温と大陸上の低温が顕著となり、大陸上の拡大した寒気は西方から日本を覆うようになり、初冬の寒さは西日本中心となったと考えられる。2013 年 1 月上旬に成層圏突然昇温が発生し、北極海上空にブロッキング高気圧が現れたためユーラシア大陸東部で大気循環場が大きく変わり、東シベリア方面から寒気が日本に入りやすい状況となった。また関連してアリューシャン低気圧が北方で発達したため、北日本を中心に西風系となりやすく、北海道～東北地方の日本海側にまとまった降雪をもたらしたと考えられる。このような状況は北日本を中心に 3 月まで継続した。

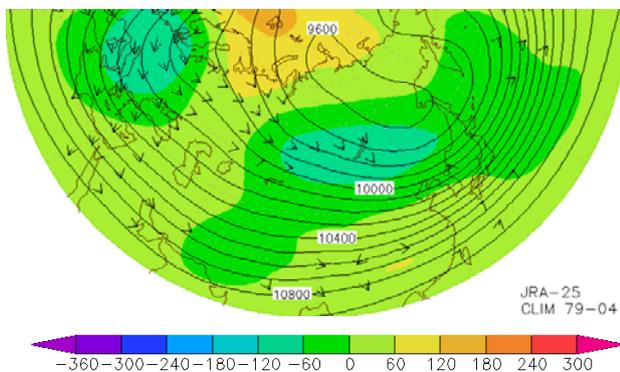


図 1. 2012/13 年冬季平均（12 月～2 月）の 250-hPa 高度（m、実線）、偏差（m、寒暖色系陰影）、定常ロスビー波の活動度フラックス（ m^2s^{-2} 、矢印）。偏差は 1979 年～2004 年平均の気候値との差。JRA-25 再解析データに基づく。

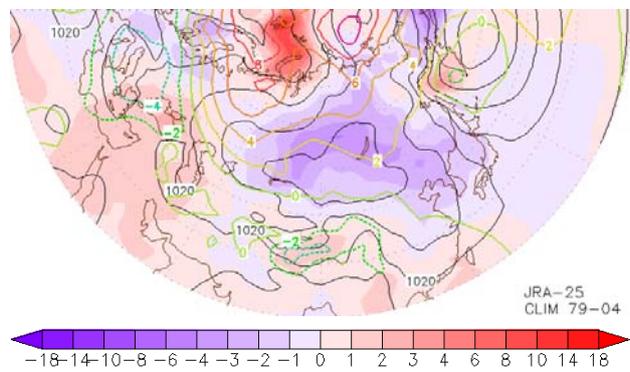


図 2. 2012/13 年冬季平均（12 月～2 月）の平均地上気温偏差（ $^{\circ}C$ 、寒暖色系陰影）、海面気圧（hPa、黒等値線）、海面気圧偏差（hPa、色等値線）。偏差は 1979 年～2004 年平均の気候値との差。JRA-25 再解析データに基づく。

2012/13 年冬季新潟県の降雪分布について

○ 岩本勉之 (極地研/新潟大・理)・本田明治・浮田甚郎 (新潟大・理)

1. はじめに

2012/13 冬季は、入広瀬で 12 月としては歴代第 3 位の 194cm、冬季全体でも歴代第 10 位の 382cm の積雪を記録するなど、新潟県は全体としては多雪傾向であった。しかしその一方で、新潟市では 12 月上旬に記録した 16cm が最大であり、前年とは変わって少雪となった。このような積雪分布をもたらした今冬季の降雪について、アメダスデータを中心として解析を行った。

2. データと解析方法

解析には、新潟県内 44 地点のアメダスデータのうち、2012 年 12 月 1 日から 2013 年 2 月 28 日までの日降水量を利用した。なお、解析から降雨の事例が含まれるものを可能な限り避けるため、輪島の 500hPa 指定気圧面の気温が -30°C 以下である日を対象領域に寒気が流入している (冬型である) 事例とし、冬型の事例について降水量マップや相関分布図を作成して解析を行った。

3. 結果

新潟県内 44 地点のアメダスの積算日降水量の時系列を図 1 に示す。今冬季の一連の降水イベントで最大の降水量を記録したのは 12 月 4 日-12 日のものであり、その後もいくつかの大きな降水イベントがあった (例えば 12 月 30 日-1 月 4 日など)。

図 2 は冬型時の総降水量の分布である。降水量は下越の平野部で少なく、中越~上越地方の中山間地域、特に安塚から入広瀬に至る地域で多かったことがわかる。また、降水量が多かった地域では降水が全体的に連動して発生する傾向が見られた (図 3)。降雪分布には総観規模の大気場と局所的な地形の効果が大きく関わっていると考えられる。今後は、総観場の状況と合わせて、この地域に集中的に降雪をもたらした要因について解析する必要がある。

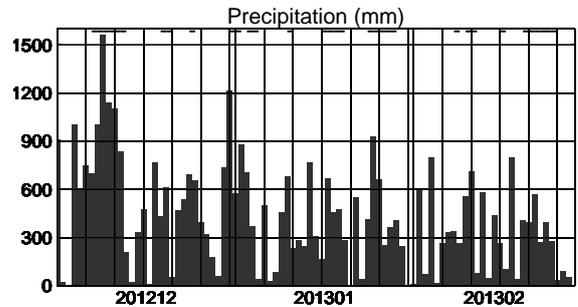


図 1: 新潟県内のアメダス 44 地点分の日降水量の総和の時系列。上部の線は、輪島の 500hPa 気温が -30° 以下であった日を示す。

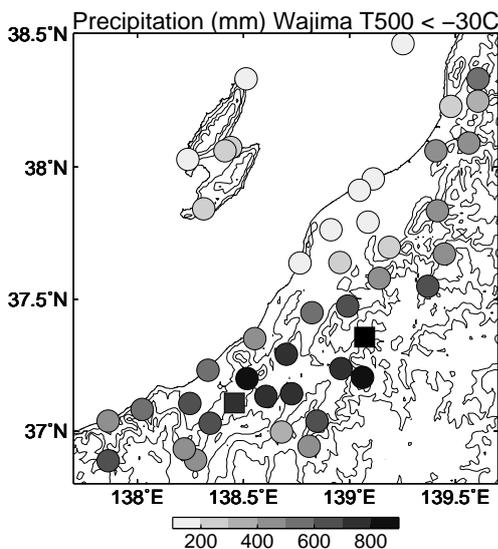


図 2: 冬型時 (輪島の 500hPa 気温が -30° 以下) の総降水量の分布。安塚と入広瀬を四角で示す。

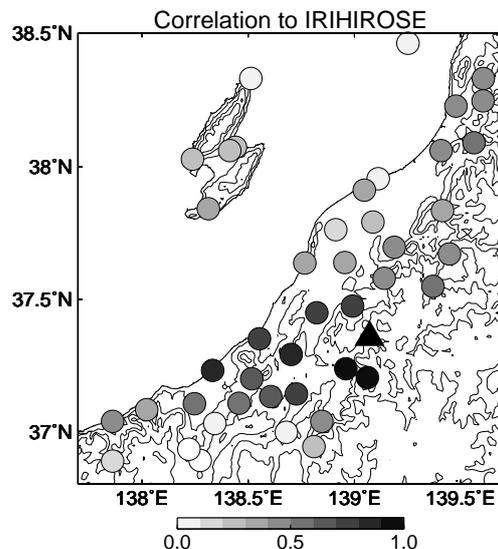


図 3: 入広瀬 (三角) の日降水量に対する各地点の日降水量の相関係数分布。冬型時のみのもの。

冬季新潟市域周辺の降水量分布に及ぼす佐渡島の影響について

木村祐輔¹、本田明治^{2,3}、岩本勉之^{2,4}、浮田甚郎^{2,3}

1：新潟大院、2：新潟大学自然科学系、3：新潟大学災害・復興科学研究所、4：国立極地研究所

1. はじめに

冬季新潟市域周辺は県内の海岸平野部の中でも特に降水量が少なく、季節風の風上に当たる佐渡島の影響が指摘されている。高田（2003）は、佐渡島の影響により降水が少ない領域は風速が弱いときは海岸部に留まり、強いときは内陸まで広がることを指摘している。そこで本研究では、海上を含めた佐渡島から新潟市域周辺の領域を対象として、冬季の降水量と風向・風速の関係を明らかにすることを目的として行った。

2. 冬の降水量分布

まず海上を含めた降水量分布を確認するために、全国合成レーダーの10分ごとの降水強度データを2005/06年～2011/12年の12月、1月、2月の計21ヵ月分を対象として1冬平均の積算降水量分布を作成した（図1）。新潟市域は海上を含めて他の海岸部に比べ降水量が少ないことが分かる。

3. 風向・風速によるコンポジット解析

図1において新潟市域は佐渡島からみて冬季季節風の風下域であるため、佐渡島の影響が現れていると考えられる。そこで佐渡島上の850 hPa面における風向・風速で降水イベントを分類してコンポジット解析を行った。風向・風速はJRA-25の6時間再解析データから求めた。降水量は全国合成レーダーの降水強度データをJRA-25再解析の時間間隔と合わせるため、6時間分を積算し1つの降水イベントとした。これを8方位の風向と風速10 m/s未満と以上の条件で分類した。

その結果、北西風、西風の条件において佐渡島の風下に降水が少ない領域があり、この領域は風速10 m/s以下では佐渡島近傍に位置するが風速10 m/s以上の場合は佐渡島からより風下側まで広がり陸上まで及ぶことが分かった（図略）。

また7冬の平均降水に対する各風向・風速条件の降水量比を求めた。北西風10 m/s以上の時、新潟県ではほとんどの地域で降水が平年比1.2以上であるが佐渡島の風下にあたる新潟市域周辺では降水量比はおよそ0.6である（図2）。したがって、北西風10 m/s以上の場合は佐渡島の影響が新潟市域周辺に明瞭に現れて降水量が少なくなることが確認された。

参考文献

高田伸一、2003：冬型の気圧配置時における佐渡島の影響、日本気象学会大会予稿集

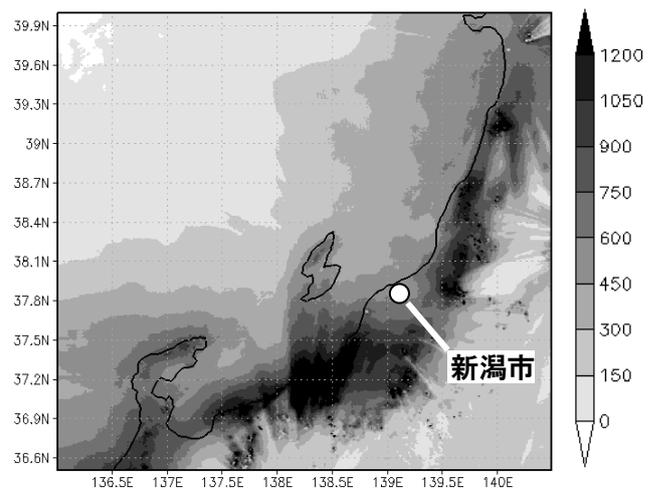


図 1. 7 冬の平均積算降水量分布. 単位は mm.

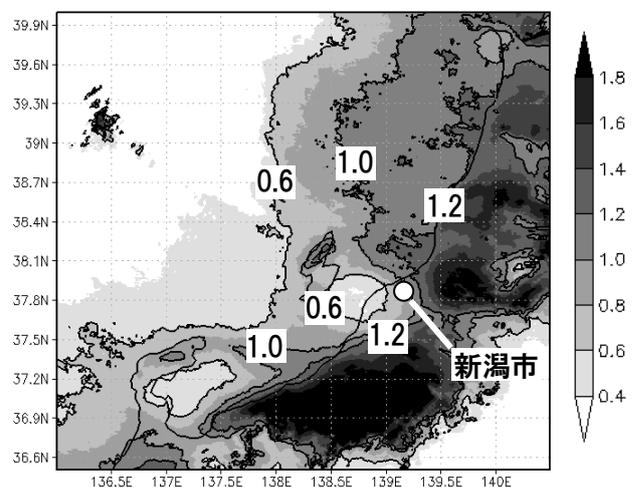


図 2. 7 冬の平均 6 時間降水量に対する北西風 10 m/s 以上の場合の 6 時間降水量比.

局地気象数値モデルによる風速の予測に関する研究

○ 武田光矢, 熊倉俊郎(長岡技術科学大学)

1. はじめに

降水量計による降雪の観測では、測器周辺の風の影響により捕捉される降水量が少なくなる問題がある。したがって風速による捕捉率補正を行うことが必要となる。石島(2011)は気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)の水平分解能を高め、力学過程のみの計算とした手法Dynamic Adaptation(DA)を用いて風速の推定を行い、DAの底面境界条件の影響について検討し、強風時の風速予測が困難であることを指摘している。これについて、計算領域を広くとる必要が考えられるが、それに伴い増大する計算コストを低減しなくてはならない。以上を踏まえ、本研究では設定変更による計算コスト及び風速推定結果への影響を確認するために、DAの設定を見直し、新たな設定で数値実験を行なった。

2. 解析手法

DAとは、ある時刻、ある領域での大気状態を、初期条件、境界条件一定の条件で収束計算により推定し、定常状態に達した時の大気状態を推定値とする手法である。今回、新たに鉛直層の配置を見直し、Z*座標系を用い、最下層 DZ_1 で5m、最上層 DZ_2 で750m、最上部で9,075mとなる15層の不等間隔格子を設定した。これは石島(2011)の設定(38層)に比べ約半分の層数となる。第 k 層の座標値 ξ_k は式(1)で表される。

$$\xi_k = \frac{a}{2}(k-2)(k-3) + DZ_1 \left(k - \frac{3}{2} \right) \quad (1)$$

また、 a は等差数列であり、式(2)で表される。

$$a = \frac{DZ_2 - DZ_1}{N_z - 2} \quad (2)$$

以上の設定を基にDAを行った。

3. 使用データ

解析に使用したデータは、雪氷防災研が気象庁メソ数値予報モデル格子点値(MSM-GPV)を基に初期条件、境界条件としてJMA-NHMを用いてネスティングを行い計算した新潟県周辺領域1.2km解像度の計算結果である。この計算結果をDAの初期条件、境界条件とした。このNS012モデルの底面境界条件

の作成では、国土数値情報 標高データ、土地利用データを使用している。計算期間は、2010/11年冬季(2011年1月16日9時JST~1月19日2時JST)の66時間を用いた。

4. 結果と考察

2011年1月16日9時JSTから1月19日2時JSTまでの長岡 AMeDAS 観測点の位置の風速推定結果を図1に示す。縦軸は風速[m/s]、横軸は時間[hour]である。図中の凡例は上から AMeDAS 観測値、1.2km解像度入力データ(OuterModel)、鉛直15層のDA推定値(DA_k15)、鉛直38層のDA推定値(DA_k38)の順に示している。ある一時間の推定結果を算出するにあたり、鉛直38層に対し鉛直15層では計算時間と消費メモリ量をおよそ三分の一程度に減少させることができた。しかし、図1より鉛直層数の変更による地表面付近の風速推定結果への影響は大きく、これについてよく検討すべきであると考えられる。

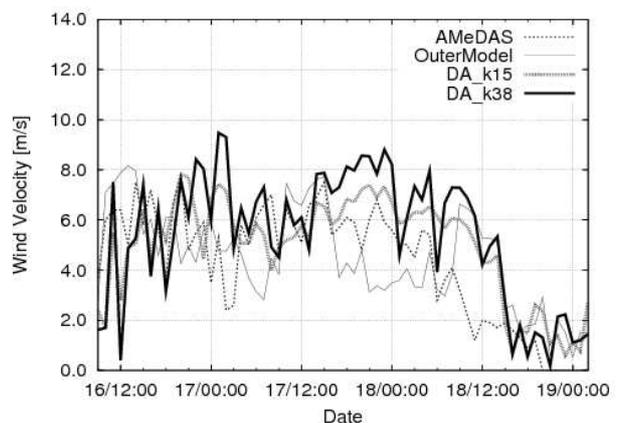


図1. 長岡 AMeDAS 観測点の風速推定結果

5. 参考文献

- 1) 石島, 2011: 局地気象数値モデルの高解像度化における底面境界条件の影響に関する研究、長岡技術科学大学修士論文
- 2) Zagar, Mark and J., Rakovec, 1999: Small-scale surface wind prediction using dynamic Adaptation. TELLUS, 51A, 489-504

2013年度 日本雪氷学会北信越支部大会 研究発表・製品発表検討会プログラム

【第1会場】		(*は製品発表)	
セッション	座長	No.	タイトル / 発表者名
雪氷物理 9:00-10:30	山口 悟 (防災科研) 島田 互 (富山大理)	1	氷-CO2反応によるハイドレート生成に及ぼす添加物の影響 大石泰之・高田守昌・東 信彦(長岡技大)
		2	無気泡微細多結晶氷作製装置の設計製作及び評価 平見鉄郎・東 信彦(長岡技大)
		3	融解水が介在した乾雪から氷河氷への変質実験 島田 互(富山大理)
		4	近赤外領域の反射率を用いた積雪比表面積の測定 山口 悟・本吉弘岐(防災科研雪氷)・竹内由香里(森林総研)・遠藤八十一(国際雪形研究会)・庭野匡思(気象研)・青木輝夫(気象研)
		5	積雪の近赤外領域の反射率と含水率との関係 山口 悟・本吉弘岐(防災科研雪氷)・青木輝夫(気象研)・谷川朋範(JAXA)・八久保昌弘(北見工大)
		6	湿度が吹雪粒子の帯電に与える影響について 大宮 哲(名大環境)・佐藤篤司(防災科研雪氷)・藤吉康志(北大低温研)
積雪の構造 10:30-12:15	安達 聖 (防災科研) 平島寛行 (防災科研)	7	積雪中の不均一水分移動のモデル化 平島寛行・山口 悟(防災科研)
		8	層境界の凹凸が水みち形成に与える影響 勝島隆史(富山高専)・熊倉俊郎(長岡技科大)・山口 悟(防災科研雪氷)
		9	斜面における多層積雪への降雨浸透 伊東靖彦・池田慎二(土木研雪崩C)・松下拓樹(土木研寒地)・笠村繁幸(元 土木研寒地)・山口 悟・上石 勲(防災科研雪氷)・野呂智之(元 土木研雪崩C)・秋山一弥(土木研雪崩C)
		10	雪底の発達過程と内部構造 霜垣 永・島田 互(富山大理)・小杉健二(防災科研雪氷)
		11	立山室堂平での積雪断面観測 - 積雪下層の環境シグナル変化 - 谷口貴章・島田 互(富山大理)・朴木英治(富山市科学博物館)・川田邦夫(富山大理)
		12	フィンランド積雪縦断観測2013 佐藤篤司(防災科研雪氷)・大宮 哲(北大低温研)・對馬あかね(北大環境科学院)
		13	南極ドームふじにおける極低温下での圧雪地盤造成実験 金 高義(極地研)
積雪分布 14:00-15:00	伊豫部 勉 (新潟大)	14	30冬季の多雪指数分布 中井専入(防災科研雪氷)
		15	長野県北部飯綱火山周辺域における積雪分布パターン 富樫 均・浜田 崇(長野環保研)
		16	新潟県の準リアルタイム積雪分布監視システムの開発 伊豫部 勉・河島克久・和泉 薫(新潟大学災害復興研)
		17	崩壊堆積地の土砂中に残存する雪の状況の地中レーダによる探査 酒井英男(富山大理)・泉吉紀(富山大理)・上石勲(防災科研雪氷)
雪崩 15:00-17:15	町田 敬 (町田建設) 伊東靖彦 (土木研)	18	Google Earth を利用した雪崩の判読と数値化について 富山県・立山カルデラの例 秋山一弥(土木研)・関口辰夫(国土地理院)
		19	岩手山西斜面で2010-11年冬期に発生した大規模雪崩 竹内由香里・野口正二(森林総研)・島田宏行(北海道林試)・伊豫部勉(新潟大)・小杉健二・根本征樹・佐藤研吾・平島寛行(防災科研)・平山順子(北東北エリア雪崩事故防止研究会)
		20	妙高・幕ノ沢で2012年冬期に発生した乾雪表層雪崩 竹内由香里(森林総研十日町試験地)・和泉 薫(新潟大)・伊藤陽一(名大)・平島寛行(防災科研)・池田慎二(土木研)
		21	2011/12冬期に発生していた大規模雪崩による樹林倒壊 和泉 薫・河島克久・伊豫部勉(新潟大災害研)・竹内由香里(森林総研十日町)
		22	斜面と平地の積雪安定度の比較 池田慎二・伊東靖彦(土木研雪崩C)・勝島隆史(富山高専)・松下拓樹(土木研寒地)・竹内由香里(森林総研十日町)・野呂智之(元 土木研雪崩C)・秋山一弥(土木研雪崩C)
		23	小径間伐材を利用したグライド防止工が斜面積雪に及ぼす影響 柴 和宏(富山木研)・河島克久(新潟大災害研)・中田 誠(新潟大農)
		24	2012-13冬期に発生した特徴ある雪崩 上石 勲・安達 聖・山口 悟・本吉弘岐(防災科研雪氷)・伊東靖彦・池田慎二(土木研雪崩C)・松下拓樹(土木研寒地)・町田 誠・町田 敬(町田建設)
		25	2012-13年冬期の新潟県魚沼地域における雪崩発生状況と応急対応 町田 敬(町田建設)・野沢真実(新潟県魚沼地域振興局)・町田誠・岩崎剛(町田建設)
		26	山岳レクリエーションでの雪崩死亡事故の特徴(1990/91-2012/13) 出川あずさ(日本雪崩ネットワーク)

【第2会場】		(*は製品発表)	
セッション	座長	No.	タイトル / 発表者名
雪深・計測・教育普及 9:00-10:45	本吉弘岐 (防災科研) 小南靖弘 (中央農研)	27	GPS測量にもとづく溜沢圏谷の積雪深分布 佐々木明彦・朝日克彦・鈴木啓助(信州大学)
		28	地中レーダ探査による水体の内部構造の研究 泉 吉紀・酒井英男(富山大)・上石 勲・石坂雅昭(防災科研)
		29	各種降雪センサーによる時間降雪深の比較(II) - 長岡における5冬期間 - 石丸民之丞・小林俊一・丸山敬介・宮腰秀巳・羽賀秀樹(新潟電機株式会社)
		30	雪水用MRIの冷却システムの構築 安達 聖(雪氷防災研究セ)・尾関俊浩(北教大)・山口 悟(雪氷防災研究セ)
		31	4極センサー(非接触路面熱収支センサー)の気象要素観測特性 山田忠幸・杉森正義・酢谷 浩(山田技研)・竹内正紀(元 福井大工)・永井二郎(福井大工)
		32	カーリング・ストーンの運動解析 対馬勝年(富山大)
		33	雪結晶撮影教室の実施について 藤野丈志(株)興和・加藤正明(長岡市立科学博物館)
融雪・雪氷化学 10:45-12:15	渡辺幸一 (富山県立大) 倉元隆之 (信州大)	34	側溝流水熱利用ヒートポンプ融雪工法の実地試験 細貝浩士・藤野丈志・小林雄三(株式会社興和)・上村靖司・小杉用高(長岡技科大)・細野義則(株式会社アドヴァンス)
		35	気象庁MSM-GPVベースの融雪モデルについて 小南靖弘・大野宏之・佐々木華織・横山宏太郎(中央農研)
		36	日本の融雪期における雪氷藻類の繁殖に関わる積雪の物理・化学的要因 大沼友貴彦・竹内 望(千葉大)・竹内由香里(森林総研十日町試験地)・山口 悟(防災科研雪氷)・河島克久(新潟大 災害復興科学セ)・飯田 肇・福井幸太郎(立山カルデラ砂防博物館)
		37	中部山岳地域における積雪層中の主要イオン濃度と融雪期におけるその変化 鈴木大地・狩山裕昭(信州大)・倉元隆之・佐々木明彦・鈴木啓助(信州大山岳科学総合研)
		38	北アルプス西穂高岳における積雪中の化学物質動態 倉元隆之(信州大山岳科学総合研)・狩山裕昭・鈴木大地(信州大)・佐々木明彦・鈴木啓助(信州大山岳科学総合研)
39	立山・室堂平における積雪層中のイオン成分・過酸化物質およびアルデヒド類の特徴 渡辺幸一・小川厚次・道上芹奈・平井泰貴・矢地千奈津(富山県立大)・上原佳敏(九大)・島田 互・青木一真・川田邦夫(富山大)		
利雪克雪・その他 14:00-16:00	上村靖司 (長岡技科大) 河島克久 (新潟大)	40	氷結晶法による汚染水の減容化 対馬勝年(富山大)・松山政夫(富山大水素研)・上石 勲(防災科研雪氷)
		41	消雪パイプを用いる打ち水効果のシミュレーション 津田望文・鹿嶋功貴・上村靖司(長岡技科大)
		42	岩塊斜面における風穴の冷風循環に関する研究 永井 翼(新潟大院)・和泉 薫・河島克久・伊豫部勉(新潟大災害研)・山口健太郎(木島平村農村文明塾)
		43	昔の雪室再生実験の試み報告 早川典生(水環境技術研究会、町田建設)・和泉 薫(新潟大)・町田 誠(町田建設)
		44	雪下ろし安全のための安全帯の企画と実屋根へのアンカー設置 上村靖司(長岡技科大)・諸橋和行(中越防災安全推進機構)・木村浩和(北陸地域づくり協会)
		45	新潟県と山形県における近年の人身雪害リスクの比較 高田和輝・上村靖司(長岡技科大)
		46	近年の大雪による北陸地方の被害 前田博司(福井大)
47	積雪期地域防災情報プラットフォームの構築に向けて 河島克久・伊豫部勉・本田明治(新潟大災害研)・大平 忍(小千谷市)・瀬戸民枝(新潟県)		
降雪 16:00-17:30	岩本勉之 (新潟大) 中井専人 (防災科研)	48	筋状(Lモード)降雪には霰が多い - 定量的な検証 - 石坂雅昭・本吉弘岐・中井専人(防災科研雪氷)・椎名 徹(富山高専)・村本健一郎(石川高専)
		49	地上降雪観測による融解層に伴う霰および湿雪の観測 本吉弘岐(防災科研雪氷)・三隅良平(防災科研水土砂)・石坂雅昭・中井専人(防災科研雪氷)
		50	2012/13年の大雪と大気循環環境の特徴 本田明治・岩本勉之(新潟大)
		51	2012/13年冬季新潟県の降雪分布について 岩本勉之(極地研 / 新潟大)・本田明治・浮田甚郎(新潟大)
		52	冬季新潟市域周辺の降水量分布に及ぼす佐渡島の影響について 木村祐輔(新潟大院)・本田明治・岩本勉之・浮田甚郎(新潟大)
53	局地気象数値モデルによる風速の予測に関する研究 武田光矢・熊倉俊郎(長岡技科大)		