ISSN 1340－7368

公益社団法人　日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

第 39 号

2020 年 9 月

発行　公益社団法人　日本雪氷学会北海道支部

目　次

巻頭言 ----------1
2020 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 ----------5
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019 年度事業報告 ----------85
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2020 年度事業計画 ----------90
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019 年度収支報告 ----------92
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2020 年度予算 ----------93
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2020 年度役員名簿 ----------94
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 支部規程施行内規 ----------95

表　紙

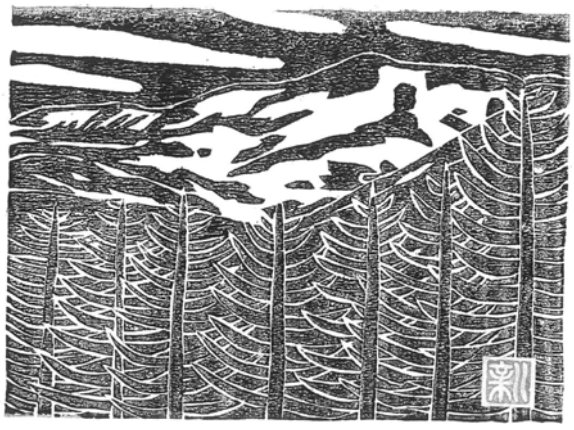
画：　斎藤新一郎

題字：福沢卓也

（表紙解説）北鎮岳の雪渓とエゾトウヒ林

一般社団法人北海道開発技術センター
斎藤新一郎

大雪山の第 2 の高峰・北鎮岳（2,244m）は，雪渓の素晴らしさ（白鳥の雪形）で知られている．この山の斜面には，雪解けに際し，厚い積雪がしばらく消え残り，露岩部やハイマツ叢生帯に囲まれて，大きな白い鳥の雪形が出現する．積雪深，気温の変化，日射量などから，年ごとに形がいくらか変わるが，鳥の雪渓が必ず出現する.場所が異なるが，大雪山には，小規模ながら，亜高山帯には，エゾトウヒ原生林が，散在して，今も残っている．その一部を前景に入れてみた．



巻　頭　言

支部長　石井吉之（北海道大学 低温科学研究所）

新型コロナ・ウィルスによる感染症の大流行が中々収束の気配を見せませんが，支部会員の皆様はいかがお過ごしでしょうか．本来，東京五輪・パラリンピックの開催を控え，華々しくスタートするはずだった 2020 年が，まさかこんな年になろうとは誰が予想したでしょうか．周到に準備されていた様々なイベントが中止され，3 密回避，social distancing，都市封鎖，自粛要請，不要不急，〇〇アラート，クラスターなどの言葉が普通に飛び交う毎日に心も折れそうになります．社会・経済活動ではあたり前のようにテレワークだのオンライン〇〇だのが導入され，時代が一足飛びに進んだような感もありますが，果たしてその実態はいかがなものでしょうか．大学でも講義，会議，セミナーなどがオンライン化され，メンバーが一堂に会する機会が激減しました．オンラインなりの長所もあるのですが，対面することによって感じられる空気や気配，言葉では簡単に言い表せない「何か」がおざなりにされているような気がしてなりません．知識や思想の伝承と教育，人材育成などのほかにも，キャンパスという場で様々な出処や考え方を持つ学生どうしが議論し，悩み，切磋琢磨し，相互に支援しあう環境があってこその大学なのではないでしょうか．オンラインでは味わいようがありません．

雪氷学会本部では今年 9 月に予定されていた新潟市での研究大会が中止となり，替わって 11 月にオンライン上で研究大会が開催されることになりました．準備に携わった関係者のご尽力に感謝しますとともに，この大会は今後の大会運営を考える上でも重要な試金石になると思われます．一方，北海道支部でも残念ながら今年の研究発表会は中止になりました．幸い支部機関誌「北海道の雪氷」は関係理事の働きかけによって例年通りに発行されることになりましたが，感染症大流行の収束が予想できないため，来年度の支部活動もどこまで元に戻せるか予断を許しません．元に戻すのが良いのかどうかもわかりません．仮に研究発表会が本部のようにオンライン上で実施されることになれば，全国からもアクセス可能になるため，支部会員に限る必要もなくなります．他の支部についても状況は同じですし，既に一部支部のオンライン講演会では全国の会員に門戸を広げているようです．こうしたコロナ後に想定される新しい学会活動様式については，長所短所を含め，早めに議論を進めておいた方が良さそうです．オンライン化するしないは別として，ある分野に特化した分科会活動や地域限定の支部活動などのいわゆるクラスター活動は，学会全体の活動の一翼を担うものです．何でもかんでも広く参加者を募って全面公開で実施するのではなく，それなりの規模やマンパワーに絞って活動することにも十分意義があると私は思います．

学会活動に限った話ではありません．テレワークやオンライン化などが必要に迫られた一時的な処置なのか，今後も積極的に取り入れていくべき方策なのか，多方面から議論する必要があります．社会全体がもうコロナ前の状態には後戻りできなくなりつつあります．

最後になりますが，北海道大学名誉教授 小島賢治 先生が，令和 2 年 7 月 26 日にご逝去されました（享年 97 歳）．先生は低温科学研究所の融雪科学部門を主宰され，積雪の粘性圧縮機構の研究をはじめ，積雪寒冷地における融雪熱収支機構や気温融雪，積雪底面融解についての定量的研究を推進されました．停年退職後も札幌のご自宅や幌加内町母子里で続けられた白い棒と黒い棒の周りの融雪凹みの研究や，80 歳を越されても支部の研究発表会に参加され，姿勢正しく熱心に聞き入られていた姿が忘れられません．ご冥福をお祈りいたします．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

2020 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 目次

【積雪】

1. オブジェクト検出による積雪粒子画像の自動判定　―雪質判定モデルの作成― 5
白川 龍生（北見工業大学），
宮地 大樹（株式会社日本線路技術），
石井 日菜（北見工業大学）

2. 塩濃度測定と融点降下から求める積雪含水率測定法 9
木村 宏海，八久保 晶弘（北見工業大学），
谷川 朋範（気象研究所）

3. 埋設型雪氷モニタリングセンサ GLASS-3 を用いた積雪含水率の推定 13
佐藤 功坪（北見工業大学大学院　社会環境工学専攻），
舘山 一孝（北見工業大学 地球環境工学科），
神田 淳（宇宙航空研究開発機構），
原田 康浩（北見工業大学 地域未来デザイン工学科），
星野 聖太（宇宙航空研究開発機構）

4. 微小凹凸を設けた塗装金属板の滑雪性状 17
伊東 敏幸，深瀬 孝之（北海道科学大学 工学部建築学科）

【海氷・湖氷】

5. 湖氷内の垂直温度勾配による微小クラックの発生に就いて 19
東海林 明雄（湖沼雪氷研究所）

6. AMSR2 データを用いた北極海一年氷の海氷厚推定アルゴリズムの改良 23
渡辺 由梨加（北見工業大学大学院 社会環境工学専攻），
舘山 一孝（北見工業大学 地球環境工学科），
泉山 耕（北海道大学 北極域研究センター），
佐藤 和敏（北見工業大学 地球環境工学科）

7. データ駆動型観光を目指したオホーツク地域の 27
上位蜃気楼発生予測・公開システムの開発
舘山 一孝（北見工業大学 地球環境工学科），
佐藤 トモ子（知床・蜃気楼幻氷研究会），
佐藤 和敏，道木 泰成（北見工業大学 地球環境工学科），
小林 一人（株式会社構研エンジニアリング），
鈴木 一志（シスコン株式会社）

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

【吹雪】

8. 吹雪粒子の鉛直分布と挙動　31
竹内 政夫（NPO 法人 雪氷ネットワーク）

9. 降雪時の降水量計の捕捉率に関する再検討　33
～ 風速変化の小さな降雪事例に着眼して ～
大宮 哲，原田 裕介，高橋 丞二（土木研究所 寒地土木研究所）

10. 吹雪量の観測値と複数の推定手法による推定値との比較　35
―石狩吹雪実験場における観測結果より―
武知 洋太，大宮 哲，原田 裕介，高橋 丞二（土木研究所 寒地土木研究所）

11. 飛雪流量の推定モデルを用いた吹雪量と視程との関係　39
松澤 勝（土木研究所 寒地土木研究所）

【雪崩】

12.トマム山で 2020 年 1 月 30 日に発生した雪崩の調査報告　43
下山 宏（北海道大学 低温科学研究所），
阿部 夕香（札幌山岳ガイドセンター），
双樹 智道（北海道山岳ガイド協会），
板垣 力（陸上自衛隊），
山野井 克己（森林総合研究所 北海道支所），
尾関 俊浩（北海道教育大学 札幌校），
雪氷災害調査チーム（日本雪氷学会 北海道支部）

13. 敏音知岳で 2020 年 2 月 1 日に発生した雪崩の調査報告　47
下山 宏，杉山 慎（北海道大学 低温科学研究所），
榊原 健一（北海道医療大学），
北川 直樹（そうや自然学校），
尾関 俊浩（北海道教育大学 札幌校），
雪氷災害調査チーム（日本雪氷学会 北海道支部）

14. 羊蹄山で 2020 年 2 月 10 日に発生した雪崩の調査報告　51
下山 宏（北海道大学 低温科学研究所），
奈良 亘（サッポロッジ），
小田 克大（アルパインガイドノマド），
阿部 夕香（札幌山岳ガイドセンター），
菊池 泰子（ガイドオフィス・タクト），
尾関 俊浩（北海道教育大学 札幌校），
雪氷災害調査チーム（日本雪氷学会 北海道支部）

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

15. 2020 年 3 月に北海道で発生した雪崩の調査報告　55
—ニセコニトヌプリとソーキップ岳—
尾関 俊浩（北海道教育大学 札幌校），
八久保 晶弘（北見工業大学），
秋田谷 英次（NPO 法人 雪氷ネットワーク），
田中 久敬（ニセコメッカ），
雪氷災害調査チーム（日本雪氷学会 北海道支部）

【結晶・ハイドレート・凍土】

16. 積雪粒子撮影装置の開発と活用　59
秋田谷 英次（NPO 法人 雪氷ネットワーク），
松浦 孝之（NPO 法人 北海道雪崩研究会），
尾関 俊浩（北海道教育大学 札幌校）

17. 雪結晶の表面に形成された氷晶状の凍結雲粒について　63
油川 英明（NPO 法人 雪氷ネットワーク）

18. CO_2 ハイドレートに関するガス相とハイドレート相間のゲスト安定同位体分別　67
木村 宏海，八久保 晶弘（北見工業大学），
竹谷 敏（産業技術総合研究所）

19. メタン・プロパン混合系におけるハイドレート生成時の安定同位体分別　71
鎌田 諒也，長谷 優之介，八久保 晶弘（北見工業大学），
竹谷 敏（産業技術総合研究所）

20. 多点地温観測による土壌凍結深の推定　－道東地方における事例－　75
曽根 敏雄（北海道大学 低温科学研究所），
原田 鉱一郎（宮城大学）

【生活】

21. 生きもの工法としての道路防雪林の造り方について　77
斎藤 新一郎（北海道開発技術センター）

22. 北グリーンランドで使用されている毛皮衣類の製法とその寒冷地性能　81
日下 稜，杉山 慎（北海道大学 低温科学研究所），
原田 亜紀（NPO 法人 北海道自然エネルギー研究会）

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

オブジェクト検出による積雪粒子画像の自動判定
－雪質判定モデルの作成－

Automatic determination technology for snow particle images using object detection method

白川 龍生[1]，宮地 大樹[2]，石井 日菜[1]
Tatsuo Shirakawa[1], Taiki Miyazi[1,2], Hina Ishii[1]
Corresponding author: shirakaw@mail.kitami-it.ac.jp (T. Shirakawa)

積雪断面観測における雪質の判定は，多くの場合，観測者の目視に基づくものであるため，結果に個人差が生じやすい．本稿は，積雪粒子画像の粒子検出に着目した雪質の自動判定手法について，新たな知見をまとめる．白川ら（2019）は，Microsoft Azure の Custom Vision を利用して雪質判定用のモデルを作成し，単独雪質の画像で高い判定精度を得た．一方，複数の雪質，特にこしまり雪，こしもざらめ雪を含む画像では判定精度に課題を残した．そこで今回は複数の雪質を含む画像に対応するため，Custom Vision のオブジェクト検出に着目し，新たな雪質判定モデルを構築した．

１．はじめに

積雪の雪質情報は，雪崩の発生予測や積雪変質モデルの検証など，様々な場面で利用されている．このため冬期防災や雪氷研究の基礎となる雪質を正確に判定することが重要になる．

現場での雪質判定は目視が主流であるが，これは観測者の主観に基づく定性的評価のため，個人差が生じやすいという課題がある．また，雪質の判定には積雪の変態過程についての理解が求められるため，経験が少ない初心者にとっては難易度が高い．

そこで筆者らは，雪粒子画像を基に機械学習によって判定モデルを作成し，雪質をより客観的かつ容易に判定する手法を開発中である．白川ら（2019）は，Microsoft Azure が提供するクラウド型機械学習ツールの Custom Vision を利用して雪質判定モデルを作成した（図 1）．このモデルは単独の雪質の画像では高い判定精度を示した．一方で，1 枚の画像に複数の雪質が存在する場合，特にこしまり雪やこしもざらめ雪を含む画像の判定精度には課題を残した．

そこで本研究は，画像内に複数の雪質を含む場合の判定精度を高めるため，2019 年より新たに加わった Custom Vision の新機能「オブジェクト検出モデル」を採用し（図 2），判定精度を検証したので報告する．

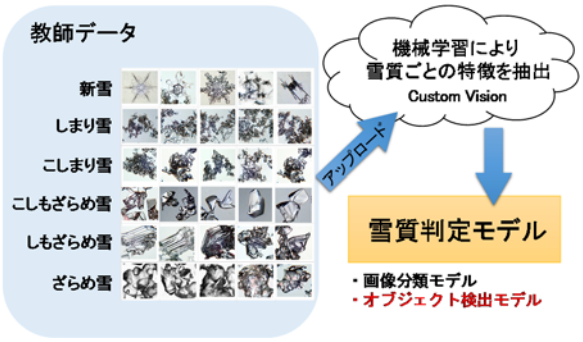


図１　本研究の全体像．

２．雪質判定モデルの作成

本研究では，2017－2018 年冬期以降の 3 シーズンに撮影した雪粒子画像 888 枚を雪質判定モデルの教師データとして使用した（表 1a）．画像はコンパクトデジタルカメラ（OLYMPUS Tough TG-5，顕微鏡モード使用）と雪粒子撮影装置を組み合わせて撮影した．

教師データの作成は，Microsoft が提供するタグ付け支援アプリケーション VoTT（図 3）を利用し，6 種類の雪質（新雪・こしまり雪・しまり雪・こしもざらめ雪・しもざらめ雪・ざらめ雪）についてタグ付けを行った．

[1] 北見工業大学　Kitami Institute of Technology
[2] 株式会社日本線路技術（研究当時：北見工業大学学生）　Japan Railway Track Consultants Co.,Ltd.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

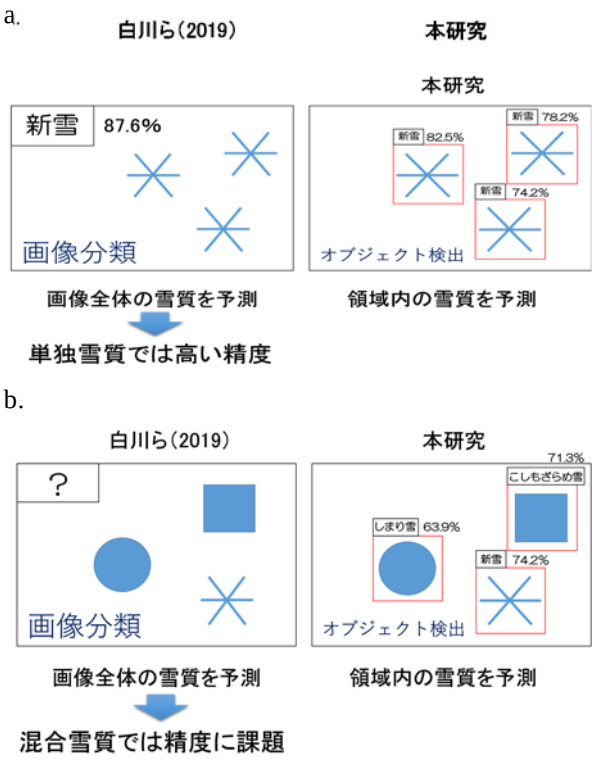


図２　先行研究と本研究との違い.

表１　学習に使用した画像枚数(a)
およびタグごとの領域数(b)

a.

シーズン	2017-2018	2018-2019				2019-2020
撮影場所	北見	北見	剣淵	旭川	函館	北見
使用枚数(枚)	266	246	62	109	54	148

b.

新雪	こしまり雪	しまり雪	こしもざらめ雪	しもざらめ雪	ざらめ雪
725	769	1373	1511	361	346

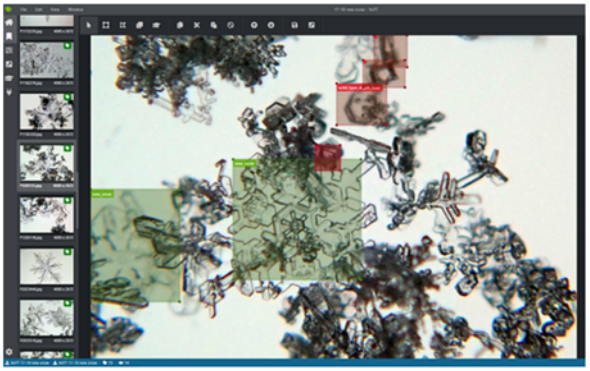
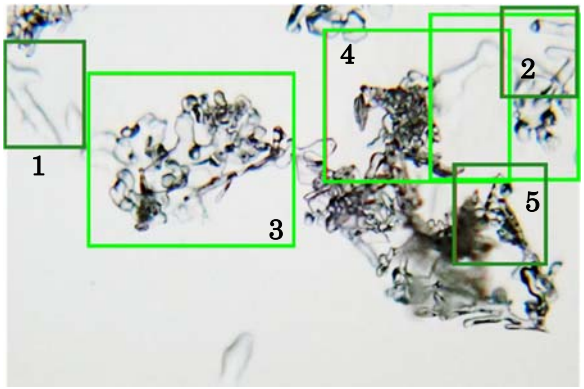


図３　タグ付け支援アプリケーション VoTT の使用例．図中の緑枠は新雪，赤枠はこしもざらめ雪を表している．



1	new snow	79.3%
2	new snow	46.6%
3	lightly compacted snow	24.4%
4	lightly compacted snow	22.4%
5	new snow	22.1%

図４　新雪とこしまり雪の混合雪質．
数値は検出確率を示す．

３．オブジェクト検出モデルによる混合雪質の判定

白川ら（2019）で課題となっていた混合雪質の判定について，Custom Vision のオブジェクト検出モデルを適用した事例を示す．

図 4 は複数の雪質が混合する層の検出事例で，モデルは新雪とこしまり雪の確率が高いと判断した．図中緑色の枠で示す領域は新雪，黄緑色の枠で示す領域はこしまり雪と判断したものである．数値は検出確率（上位 5 種）を示す．1 と 2 の領域をみると，新雪の特徴である降雪の結晶形が見られる．しかしながら，3 以降は検出確率が低く，5 は新雪とは大きく形状が異なり，むしろざらめ化しているともいえる．

一方，図 5 も複数の雪質が混合する層の検出事例であるが，こちらはモデルがざらめ雪としもざらめ雪の確率が高いと判断した場合である．この事例の検出確率はしもざらめ雪 95.3%，ざらめ雪 76%と比較的高い．変態が進み，粒径が比較的大きいざらめ雪やしもざらめ雪の場合，教師データと適合しやすい傾向がうかがえる．しかし複数の雪質の判定が重なる事例（図 6）もあることから，

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

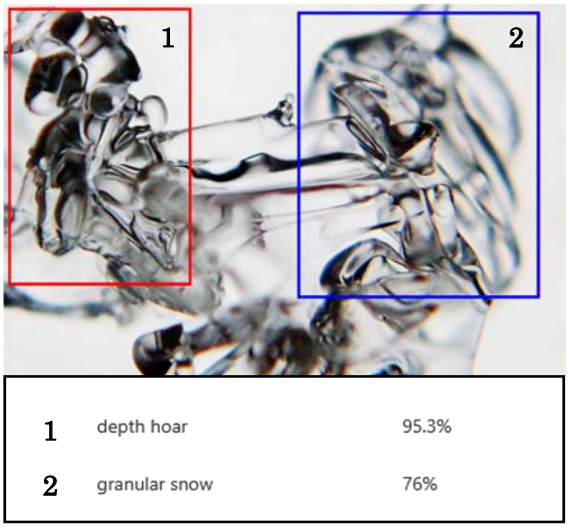


図５　ざらめ雪としもざらめ雪の混合雪質(1)．数値は検出確率を示す．

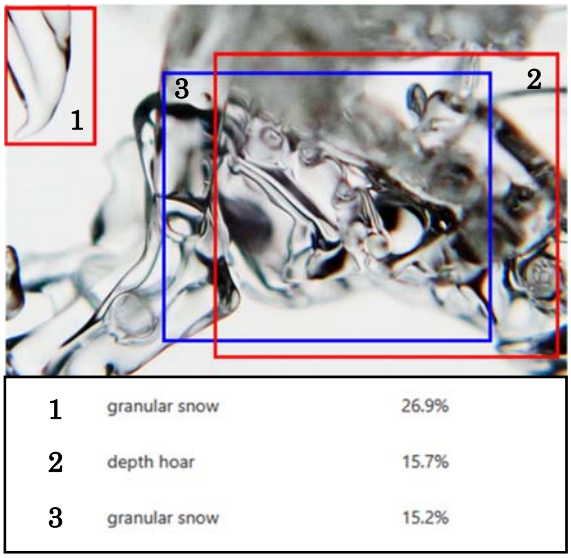


図６　ざらめ雪としもざらめ雪の混合雪質(2)．数値は検出確率を示す．重複する領域がみられ，検出確率は低い．

教師データを準備する際は雪質の特徴が明確なものを選択的に抽出する必要があると思われる．

４．PR 曲線を使用した雪質の判定精度の評価

学習に使用した画像枚数及びタグごとの領域数を表 1b に示す．判定精度の検証には，教師データとは異なる画像を使用した．

Custom Vision では，判定モデルの生成後，　モデルの性能を表す再現率（Recall）と適合率（Precision）の 2 つの指標が表示される．

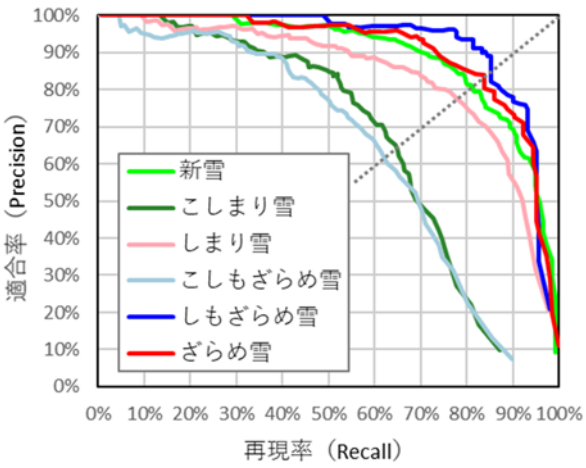


図７　本研究で構築したモデルの PR 曲線．

ここで再現率とは，実際に正しいもののうち正しいと予測された個数の割合であり，モデルの網羅性を表す指標である．一方，適合率とは正しいと予測された結果のうち実際に正しい個数の割合であり，モデルの予測の正確さを表す指標である．2 つの指標は下記(1)(2)式で表される．

再現率：

$$Recall = \frac{TP}{TP+FN} \qquad (1)$$

適合率：

$$Precision = \frac{TP}{TP+FP} \qquad (2)$$

ここで，

TP：*True Positive*（真陽性）
FN：*False Negative*（真陰性）
FP：*False Positive*（偽陽性）

ここで，横軸に再現率を，縦軸に適合率をとった図を PR（Precision-Recall）曲線という．雪質の判定に PR 曲線を適用すると，雪質ごとのモデル性能を評価することができる（図 7）．図中，曲線が右上に張り出す場合，モデルの性能が良いことを表す．

予測された確率値のうち，混合行列において陽性と判断する境界となる値を確率閾（しきい）値という．ここでは，確率閾値を 0%から 100%まで変化させ，雪質ごとの PR 曲線を算出した．

図 7 をみると，他の雪質と比べ，こしまり雪とこしもざらめ雪の再現率が低い．この傾向は図 4

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

の事例でもみられた. この 2 種類の雪質は積雪の変態過程の途中にあり形状も多様であるため, 変態が進んだ粒径の大きい雪質（典型的な形状がある程度決まっている）に比べ教師データの差別化をはかりにくく, 他の雪質に比べ再現率が低い傾向があるのではないかと考えられる.

５．まとめ

本研究では, 画像内に複数の雪質を含む場合の判定精度を高めるため, オブジェクト検出による積雪粒子画像の自動判定を実施した.
事例分析および PR 曲線によるモデル性能評価の結果, 積雪の変態過程の途中にあるこしまり雪とこしもざらめ雪のモデル化には引き続き課題が見られた. 一方, 積雪の変態が進み, 粒径が比較的大きいざらめ雪やしもざらめ雪の場合, 教師データと適合しやすい傾向がみられた. しかし複数の雪質の判定が重なる事例もあるため, 教師データを準備する際は雪質の特徴が明確なものを選択的に抽出する必要があると思われる.

【謝辞】

本研究の一部は, JSPS 科研費 JP19K04647 の助成を受け実施しました.

【参考文献】

1) 例えば, Kaiming He, *et al.*（2015）: Delving Deep into Rectifiers: Surpassing Human-Level Performance on ImageNet Classification. *Proc. 2015 IEEE International Conference on Computer Vision (ICCV)*, 1026-1034, doi:10.1109/ICCV.2015.123
2) 白川龍生，齊藤晶，高橋浩司，小林一人（2019）: 機械学習を用いた積雪粒子画像の自動判定法. 北海道の雪氷，**38**，101-104.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

塩濃度測定と融点降下から求める積雪含水率測定法

Methodology for water content of snow using salinity and melting point depression

木村 宏海[1]，八久保 晶弘[1]，谷川 朋範[2]
Hiromi Kimura[1], Akihiro Hachikubo[1], Tomonori Tanikawa[2]
Corresponding author: hachi@mail.kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

極地における海氷面上の熱収支の把握は重要課題である．海氷上の積雪は，海水のしみ上がりにより塩分を有し，凝固点降下により 0℃以下でも液体層を含むことがある．原理的には，塩を含む積雪の含水率測定に，熱量計による直接測定はそもそも不要であり，ぬれ雪の雪温と融解水の塩分からモル凝固点降下の式を用いて含水率は求まる．本研究では，自然積雪のざらめ雪に NaCl を混ぜた試料を用いて，熱量式による含水率の直接測定値に比熱補正を施す方法，および雪温，塩分とモル凝固点降下式を用いた方法について，野外実験を通して，塩を含む積雪の含水率測定法に関する比較・考察を行なった．

１．はじめに

ぬれ雪は氷と水との混合物であり，その混合の割合は，ぬれ雪の熱的状態を表わす重要なパラメータである．積雪の含水率は，雪氷気象の分野で古くから直接測定の対象となっており，様々な測定方法が試みられてきた[1]．その中でも熱量式含水率計は開発されてから 50 年以上もの間，標準的な装置として使用されてきた歴史があり，秋田谷式含水率計[2]や遠藤式含水率計[3]などの熱量式含水率計が未だに現場で用いられ，野外でも比較的簡便に含水率を測定することができる．

極地における海氷面上の熱収支の把握は重要課題であるが，海氷上の積雪の素性については不明な点が未だに多い．海氷上の積雪は，海水のしみ上がりにより塩を含むことがあり，その場合は塩の効果で凝固点降下が起こり，0℃以下でも液体層を含む．すなわち，陸域の季節積雪とは異なり，潜熱による「熱溜め」が 0℃以下の環境でも，海氷上に存在することを示唆する．

積雪中の液体水はマイクロ波特性に大きな影響を与えるため[4]，衛星搭載マイクロ波放射計による同期観測，および海氷上での検証観測が期待される．しかしながら，従来の熱量式含水率測定法は氷が 0℃で融解することを前提に考案されているため，塩を含んだぬれ雪試料の含水率測定にそのまま適用することはできない．塩分をパラメータとした，凝固点降下の影響に関する試料の比熱補正方法については，複数の研究グループでこれまでに試みられているものの[5, 6]，未だ確立されていない．一方，測定原理の異なる誘電式含水率計は，より測定操作が簡便であるものの，塩水が試料の誘電率に直接影響を及ぼすため，測定にそもそも使用できない．

原理的には，塩を含む積雪の含水率測定にこうした含水率計はそもそも不要である．というのも，ぬれ雪の雪温と融解水の塩分の 2 つの情報から，モル凝固点降下の式を用いて含水率は求まるはずである．この点については，先行研究で検討された形跡がない．しかしながら，自然積雪での雪温の代表性，含水率の空間的な不均一性などの問題があり，従来の熱量式含水率測定法とは異なる利点，欠点を有すると考えられる．

秋田谷式含水率計[2]は熱量式の代表格であり，野外で行なう測定操作を簡便かつスピーディーに行なうことができ，重量測定等の時間のかかる面倒な作業を現地で行なう必要がない，という重要な特徴を有する．このため，他の熱量式含水率計と比較して，吹きさらしの海氷上での重量測定などが不要であり，悪条件の天候下でも対応が可能と言える．

本研究は，塩を含む積雪含水率を測定するためのいくつかの方法の比較検討を目的とする．具体的には，自然積雪のざらめ雪に NaCl を入れた試料を用いて，(1)比熱補正を行なわない，熱量式含水率計での直接測定方法，(2)塩水を含む氷の比熱補正を施す方法，および(3)塩分と雪温からモル凝固点降下式を用いた方法について，野外実験を通して測定値を比較し，考察を行なった．

[1] 北見工業大学
[2] 気象研究所
Kitami Institute of Technology
Meteorological Research Institute

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

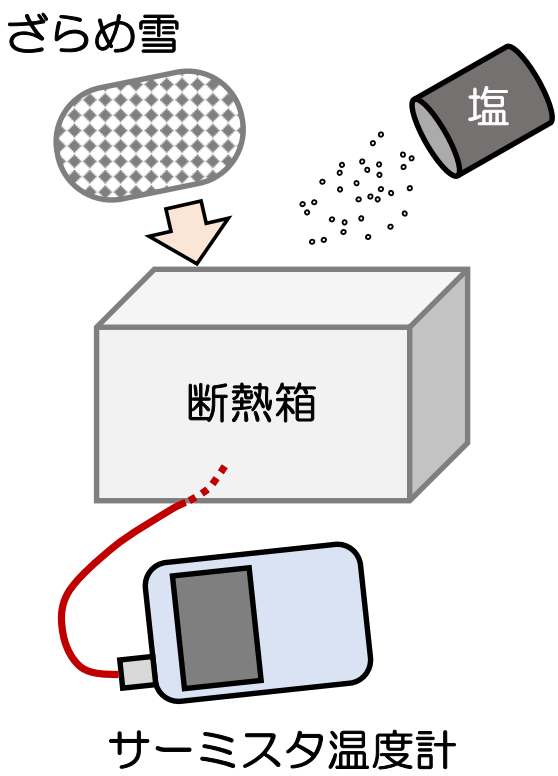


図１　塩を含む積雪試料の生成方法

図２　含水率測定作業の様子

２．実験方法および解析方法

2020 年 3 月 15-16 日の午前中，気温が 0℃前後の時間帯を選んで，野外で実験・測定を行なった．概念図を図 1 に示す．自然積雪のざらめ雪を採取し，底にサーミスタセンサを埋め込んだ小型の断熱箱（容積約 10 L）にこれを入れて，適量の NaCl 粉末をふりかけては，フタを閉めた断熱状態で，温度が安定するまで数分程度，箱全体を振ることで撹拌した．そして，断熱箱のフタを素早く開けて，このざらめ雪試料を 3 回ずつ少量採取し，秋田谷式含水率計 [2]で試料の含水率を求めた（図 2）．また，比較・検証のために塩分測定用の試料も合わせて少量採取した．さらに，断熱箱内のざらめ雪試料に NaCl 粉末を加えては，断熱箱内を撹拌し，試料を採取しては含水率を求める，の作業を数回繰り返した．このようにして，積雪試料は測定を追うごとに徐々に塩分が増加し，凝固点降下により温度は氷点下となり，明らかに含水している様子を示した．

実験室内では，秋田谷式含水率計による通常の導出方法にしたがい，試料の含水率を求めた（解析方法 1）．この解析方法 1 で得られた含水率は，塩分効果が考慮されていない未補正の値である．

一方，含水率測定のために野外から持ち帰った，お湯と融解したぬれ雪との混合水の塩分を電気伝導率計（EC-33B，HORIBA）で測定し，元のぬれ雪試料の塩分を計算により求めた．

解析方法 2 は，解析方法 1 で求めた含水率に関して，凝固点降下した状態から 0℃の状態までの氷の比熱補正を加えたものである．基本的には先行研究 [5, 6]と同様の考え方であり，主要な補正部分は氷の定圧比熱の式 [7]を積分して求められる．

解析方法 3 は，含水率計を全く使用しない方法である．すなわち，塩を含むぬれ雪の雪温および融解水の塩分からモル凝固点降下の式を用いて計算する．まず，氷粒子は塩を含まず，塩は全て結晶外に塩水の形で存在すると仮定する．雪温からモル凝固点降下の式を用いて，ぬれ雪を構成する塩水部分のみの塩分が計算できる．この塩分は，試料温度，NaCl の分子量，および水のモル凝固点降下を用いて求められる．一方，塩を含むぬれ雪試料は，採取後に融解させればその塩分は低下する．秋田谷式含水率計を用いる方法では，お湯と融解したぬれ雪との混合水の塩分が得られる

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

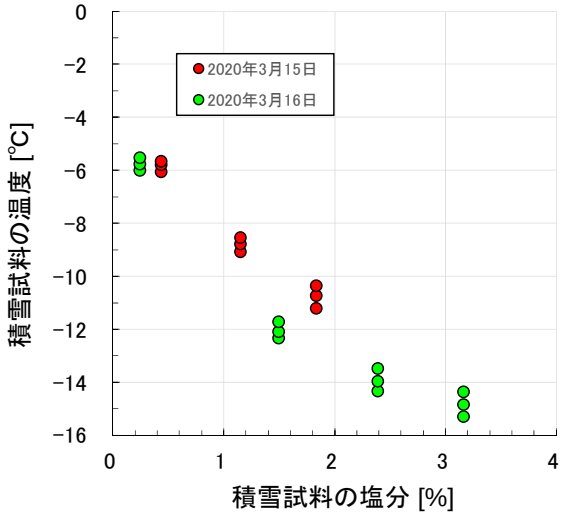


図３　塩を含む積雪試料の温度と塩分との関係

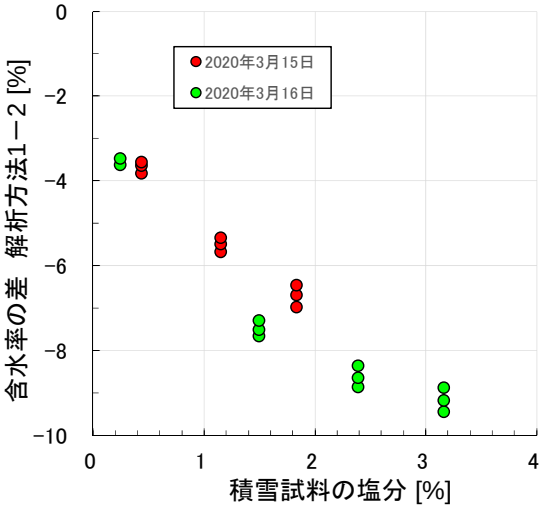


図４　塩を含む積雪試料の塩分に対する，含水率の解析方法１と解析方法２の差

ことから，初期状態のぬれ雪が融解した状態の塩分を見積もることができる．これらの情報から，初期状態の含水率を推定することができる．

３．測定結果および考察

まず，含水率測定前に求めた積雪試料の素性について説明する．図３は，塩を含む積雪試料の温度と塩分の関係である．オリジナル状態の積雪試料に塩を加えていくと，温度が次第に低下していく様子がわかる．積雪試料全体としての塩分は，最大で 3%台に達し，温度は−15℃近くまで低下した．また，各塩分の状態で３回ずつ，秋田谷式含水率計用に試料を採取しては，含水率測定を実施し，断熱箱を再度撹拌する，を繰り返すが，図で示されるように，その間の試料の温度上昇は最大でも 0.5℃程度に留まっている．なお，塩の投入量は 3/15 より 3/16 の方が多めである．

図４は，解析方法１と解析方法２の含水率の差を，積雪試料の塩分に対してプロットしたグラフである．縦軸は値が負であることから，比熱に関して未補正の解析方法１の含水率は，比熱補正された解析方法２に対して過小評価する，ということを示している．端的に言えば，秋田谷式などの熱量式含水率計を用いて，塩を含む積雪の含水率を測定すると，数%程度は小さめの値となる．なお，秋田谷式含水率計の測定精度は±1%程度であり [2]，この差は有意である．また，塩分の上昇とともにこれらの含水率の差は開いていき，塩分約 3%で含水率の差は約 9%に達した．現実の海氷上の積雪で，海水が積雪の空隙に染み込むイメージで考えても，積雪試料全体で塩分が 3%を越えることは少ないと思われるが，体積の半分が氷，もう半分が海水であれば塩分は 1.5%程度にはなりうる．すなわち，熱量式を原理とする含水率計では 6，7%程度は含水率を過小評価すると言える．

最後に，解析方法１および２の含水率を，解析方法３の含水率に対してプロットしたグラフを図５に示した．まず，注目すべきことは，解析方法２と解析方法３の相関は極めて良く，ほぼ１：１の直線上にある．これに対し，解析方法１は解析方法３に対し，過小評価している傾向が明瞭にわかる．なお，既に図３および図４で示されているとおり，塩分は 0.2%〜3.2%の範囲であり，海氷上の自然積雪で考えうる塩分範囲をほぼ網羅している．

解析方法２と解析方法３の相関がよい，という事実だけでは，両者とも塩分を含む含水率測定法として問題ない，との証明にはならないが，モル凝固点降下を基本原理とする，相対的に単純な解析方法３に大きな問題があるとは考えにくい．解析方法３の問題点があるとすれば，塩分が小さい場合に含水率の誤差が大きくなることである．しかしながら，今回の実験における塩分の範囲であれば，解析方法３も十分，適用可能であると考えられる．

本実験の結果は，従来検討されてこなかった，試料の雪温と塩分の測定から含水率を求める方法が実用的である可能性を示している．無論，野外においては，雪温分布や塩分の空間的不均一性が問題となるかもしれないが，多点で測定することにより，海氷上の塩混じりの積雪含水率を，「従

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

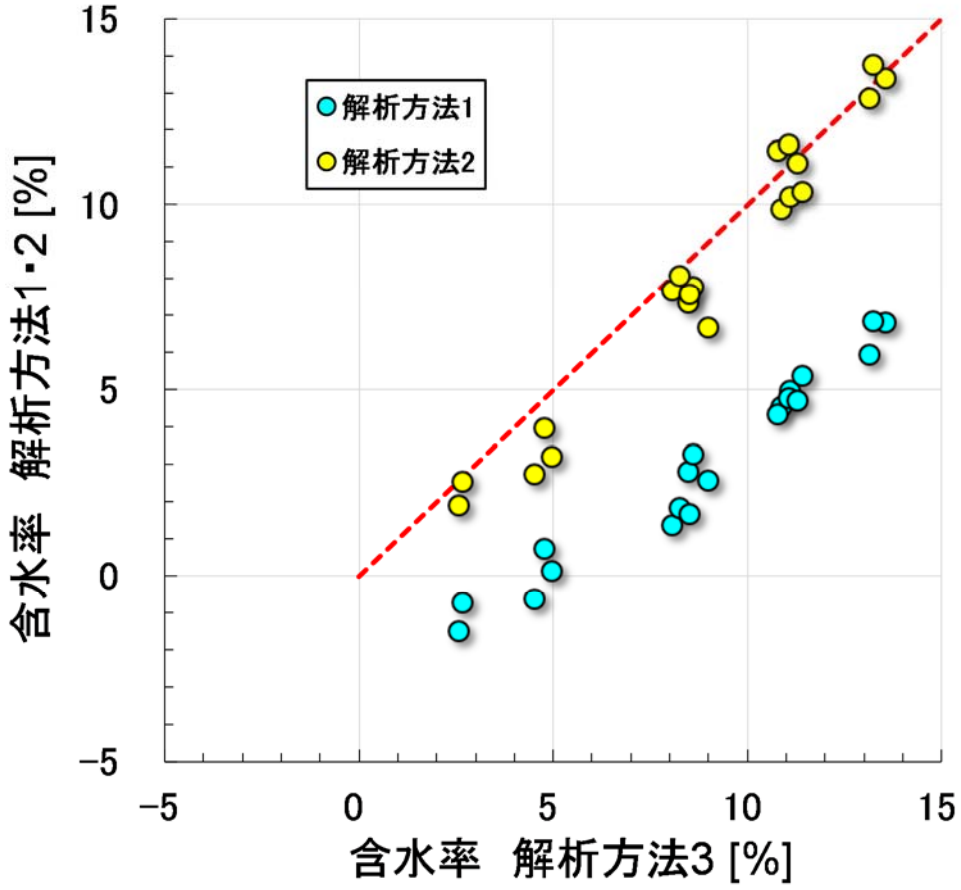


図５　含水率に関する，本実験で求められた３種類の解析方法の相関図（赤点線は１：１のラインを示している）

来型の含水率計を用いずに」求められることを示唆する．また一方では，熱量式（秋田谷式）含水率計で現場測定を行ない，実験室に持ち帰って重量測定の後，塩分測定も実施すれば，氷の比熱補正により正しい含水率が求められることもわかった．

４．おわりに

今後は，野外観測データを中心に解析を実施し，本研究で提案された含水率測定法がフィールドで適用可能かどうかについて検討を行なう予定である．

【謝辞】

三菱重工冷熱株式会社の小嶋真輔博士には，塩混じりの積雪含水率測定法について多くの助言をいただいた．

【参考文献】

1) 木村忠志（1969）：積雪含水率計の小史．雪氷，**31**(4)，104–107.
2) 秋田谷英次（1978）：熱量計による積雪含水率計の試作．低温科学物理篇，**36**，103–111.
3) Kawashima, K., Endo, T. and Takeuchi, Y. (1998): A portable calorimeter for measuring liquid-water content of wet snow. *Ann. Glaciol.*, **26**, 103–106.
4) Stiles, W. H. and Ulaby, F. T. (1980): The active and passive microwave response to snow parameters: 1. Wetness. *J. Geophys. Res.*, **85**, C2, 1037–1044.
5) 小嶋真輔，谷川朋範，八久保晶弘，榎本浩之，舘山一孝（2005）：海氷上の湿雪含水率を遠藤式含水率計で求めるには？日本雪氷学会全国大会講演予稿集，164.
6) 大沼友貴彦，直木和弘，西尾文彦（2011）：塩分を含んだ湿雪の含水率測定．雪氷研究大会（2011・長岡）講演要旨集，171.
7) Dorsey, N. E. (1940): *Properties of ordinary water-substance in all its phases: water-vapor, water, and all the ices*. New York, Reinhold Pub. Corp.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

埋設型雪氷モニタリングセンサ GLASS-3 を用いた積雪含水率の推定

Estimating Snow-water Content Using a Ground Laser Sensor for Snow monitoring

佐藤功坪[1], 舘山一孝[2], 神田淳[3], 原田康浩[4], 星野聖太[3]
Kohei Sato[1], Kazutaka Tateyama[2], Atushi Kanda[3], Yasuhiro Harada[4], Seita Hoshino[3]
Corresponding author: m2052200070@std.kitami-it.ac.jp (K.Sato)

Winter weather conditions affect the safety and efficiency of aircraft operations. Specifically, wet snow makes runways slippery and thus affects the takeoff and landing of aircraft. To navigate an aircraft safety, The Japan Aerospace Exploration Agency is developing the Ground Laser Sensor for Snow Monitoring (GLASS) for detecting the condition of runways by light scattering. In this study, we measured the snow-water content of wet snow and slush on a runway and estimated the snow-water content using GLASS-3. The measurements showed that we estimated the snow-water content within an error of 4%.

１．研究背景と目的

日本における航空輸送量の規模は世界でも有数であり, 航空機は重要な公共交通機関となっている．しかし，航空機にとって特殊気候（雪氷, 雷, 火山灰等）は航空機の安全な運航や効率性において大きな問題となっている[1)]．また，世界から見ても日本は特に冬季における航空機の運航は厳しい環境である. 滑走路に雪や氷があることでダイバート（目的地変更）や欠航による運航効率の低下, 離発着が可能な場合でも，オーバーランなどのインシデントが発生する可能性がある. 新千歳空港では 2017 年 1 月 19 日にオーバーラン事故が発生している．同様に 2019 年 1 月 5 日には降雪によって 105 便が欠航，約 2000 人が空港に足止めされるなど日本では年間数百~数千便の欠航, およびダイバートが年間数十便発生している[1)]. 雪氷による滑走路の問題に対応するためには, 滑走路の積雪深や雪質といった雪氷情報を正確に把握することが重要である．しかし，現状では滑走路の状態をリアルタイムにモニタリングする仕組みは存在しない. そこで，滑走路面に埋設型の光学センサを設置することで雪氷情報をリアルタイムにモニタリングできる滑走路埋設型の雪氷モニタリングセンサ Ground laser sensor for snow monitoring （以下 GLASS）を宇宙航空研究開発機構と株式会社センテンシアが共同開発をしている. 積雪状況を推定する手法として積雪底面に向けて光を入射させることで, 散乱光の様子から雪氷情報を推定する技術が三宅ら[2)]によって開発されており，この手法が GLASS に採用されている. また, 星野ら[3)]によると積雪の後方散乱特性を利用することで 10 mm 前後の精度で積雪深を推定できることがわかっている．しかし，雪の含水率によって散乱特性がどのように変化するかはわかっていない. 本論文では, GLASS の三世代目にあたる GLASS-3 を用いて，含水率による後方散乱光特性を調べ，それを利用した積雪含水率の推定手法について報告する.

２．含水率の異なる雪を用いた散乱光実験

２．１　使用実験機材, GLASS-3 について

実験で使用した装置，GLASS-3 についての概要図を図 1 に示す. 滑走路に埋設されたセンサから積雪底面に向けてレーザー光照射をおこない，光が散乱している様子をカメラで撮影する装置である. 散乱光を撮影するカメラは株式会社アートレイの ARTCAM-130HP-WON, ARTCAM-0016TNIR を採用している．また，GLASS-3 には波長の異なる 4 つのレーザー光（可視光の V1, V2 と近赤外の N1, N2）を搭載している.

[1] 北見工業大学大学院　社会環境工学専攻　Graduate School of Civil Engineering, Kitami Institute of Technology
[2] 北見工業大学 地球環境工学科　School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
[3] 宇宙航空研究開発機構　Japan Aerospace Exploration Agency
[4] 北見工業大学 地域未来デザイン工学科　School of Regional Innovation and Social Design Engineering, Kitami Institute of Technology

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

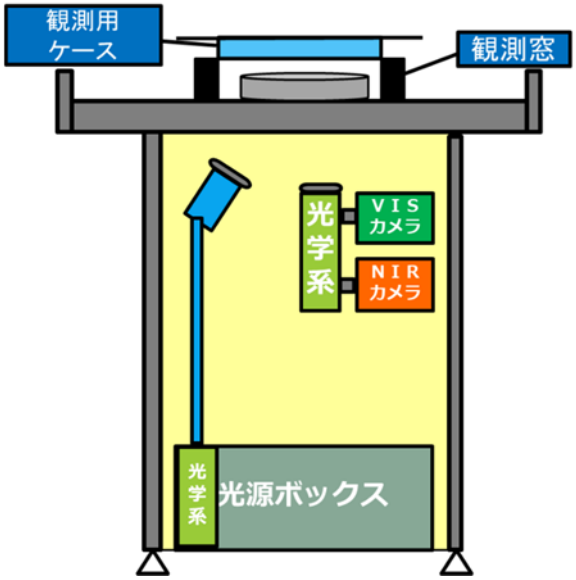


図 1　GLASS-3 の概要図

2．2　実験の条件について

実験は北見工業大学社会連携推進センターの低温室にて，屋外で採取した天然の雪に 0 ℃の水を加えることで人為的に雪の含水率を変化させ，ICAO ANNEX 15, APPENDIX 2. SNOWTAM FORMAT[4]を参考に乾雪，湿雪，スラッシュの 3 種類を用意した．雪結晶の写真を図 2 に示す．また，雪の含水率は秋田谷式含水率計を用いて測定をおこなった．雪厚は，高さ 5 mm から 50 mm まで 5 mm 間隔の観測用試料ケースを使用しており，試料ケースの寸法は約 14 cm×14 cm，底に厚さ約 5 mm のガラス板をはめることができる．この観測用試料ケースに雪を入れて散乱光の撮影をおこなった．撮影時のカメラの露光時間は波長に合わせた 4 種類の条件で設定をしている．表 1 に実験の条件についてまとめる．

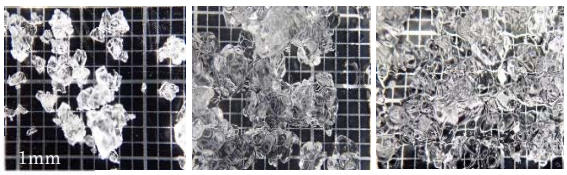


図 2 作製した雪試料の結晶写真
（左から乾雪, 湿雪, スラッシュ）

3．実験結果

図 3 はレーザー波長が V2，露光時間が 5/100，雪厚が 50 mm の条件で撮影した雪試料底面の光散乱画像をフォルスカラーで示したものである．含水率が低い乾雪では画像が明るいが，含水率の高いスラッシュになるにつれて画像が暗くなる傾向にある．よって，雪の含水率が高くなれば散乱光強度は小さくなることが実験からわかった．これを特徴量として定量化するために，画像にある全ピクセルの散乱光強度の和を総散乱光強度と定義する．また，実験に用いた雪試料の含水率測定結果は乾雪が 0 %，湿雪が約 13 %，スラッシュは約 31 %となった．ただし，日本雪氷学会によると気温が 0 ℃未満の環境にある雪は乾雪と定義している[5]ことから，乾雪を含水率 0 %の雪としている．

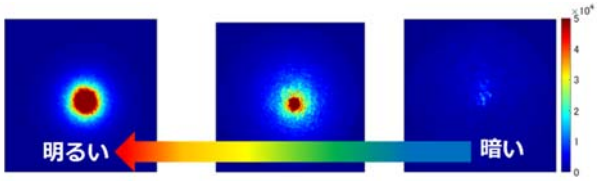


図 3 乾雪（左）湿雪（中央）スラッシュ（右）の光散乱分布のフォルスカラー

表 1　実験条件のまとめ

雪質	ざらめ
雪の濡れ具合	乾雪：手で握ったときにバラバラになる． 湿雪：手で握ったときに雪玉ができる． スラッシュ：手で握ったときに水が滴る．
雪厚(mm)	5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50
露光時間(s)	可視光(V1,V2)　5/10000,　1/100,　5/100,　1/10 近赤外（N1, N2）2/100000,　5/10000,　2/1000,　8/1000

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

４．積雪含水率の推定

４．１　総散乱光強度と含水率との関係

図 4 は撮影条件が雪厚 10 mm と 50 mm におけるレーザーV2，露光時間が 5/100 としたときの総散乱光強度と含水率との関係を示す．含水率と総散乱光強度には強い負の相関関係が見られた．また，含水率が 0 から 15 %の雪では総散乱光強度が雪厚 10 mm よりも 50 mm の方が大きいことから，雪厚によって総散乱光強度が変化することが考えられる．

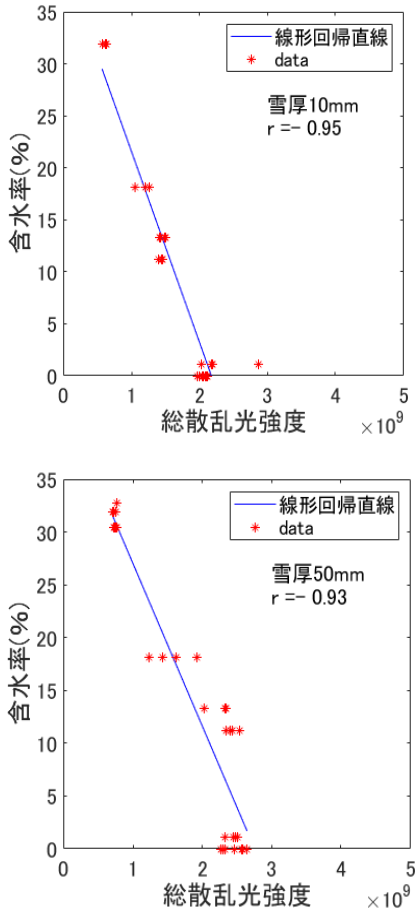


図 4　雪厚 10 mm（上）と雪厚 50 mm（下）の総散乱光強度と含水率との関係

４．２ 積雪含水率推定式の導出

前節ではレーザーV2，露光時間 5/100 における 5 mm から 50 mm までの雪厚ごとに求めた総散乱光強度と含水率の関係から最小二乗法により線形回帰直線式の導出をおこなった．しかし，含水率を推定するには，総散乱光強度が雪厚により変化することを考慮し，雪厚ごとに含水率を推定することが必要であると考えられる．そこで，図 5 に示すように得られた回帰直線の傾き，切片と雪厚に対する指数近似曲線の関係から積雪含水率を求める推定式の係数 a, b の導出をそれぞれおこない，ある積雪深に対して含水率を求める含水率推定式の導出をおこなった．以下に含水率の推定式を示す．ただし，X はレーザーV2，露光時間 5/100 で撮影した画像の総散乱光強度，Y は推定含水率(%)，Z は積雪深 (mm) とする．

$$Y = aX + b \tag{1}$$

$$a = (-1.03 \times 10^{-8}) * exp(-0.252Z) + (-1.81 \times 10^{-8}) * exp(-0.004Z) \tag{2}$$

$$b = (43.3) * exp(7.98 \times 10^{-4}Z) + (-13.5) * exp(-0.161Z) \tag{3}$$

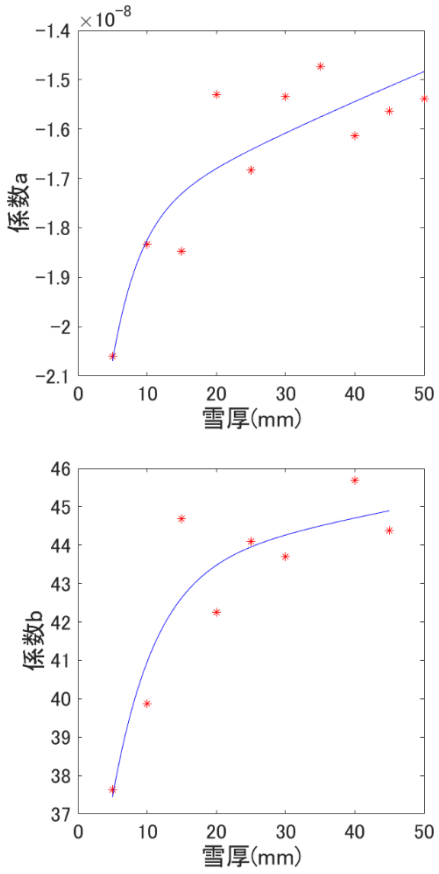


図 5　係数 a（上図），係数 b（下図）と雪厚との関係

４．３　推定結果

秋田谷式含水率計で測定した実測含水率と導出した積雪含水率推定式から求めた推定含水率を比較した結果，平均平方 2 乗誤差が 4.0 %となった．図 6 より，スラッシュは推定式によって十分推定できていると考えられる．しかし，雪厚が大きい 50 mm の乾雪では推定が 5 %から 10 %の間に推定されることが多く見られた．そこで，雪厚ごとに実測値と推定値との平均平方 2 乗誤差の値を求め，雪厚に

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

よって誤差がどのように変化するのか調べた結果（図 7），雪厚が増加するほど推定含水率と秋田谷式含水率計を用いて測定した実測含水率との誤差が大きくなる傾向に見られた．

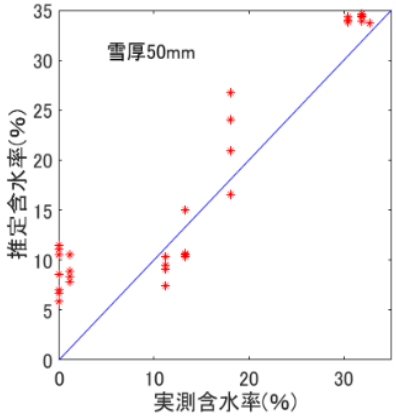


図 6 雪厚 50 mm における含水率推定結果

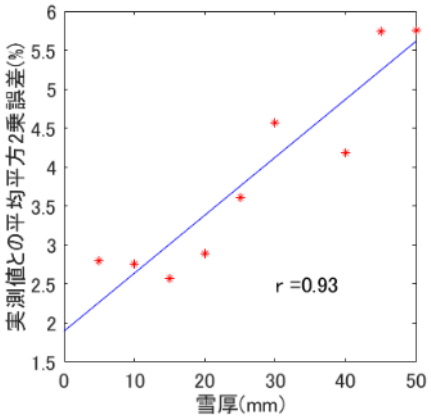


図 7 雪厚ごとの平均平方 2 乗誤差

５．考察とまとめ

５．１　考察

総散乱光強度と含水率の間に相関がみられたことは，雪結晶が水膜で覆われることで見かけの粒径の増大によって反射率が低下したことが原因であると考えられる．反射率は積雪粒径に依存することが報告されており [7]，本研究の結果と一致している．導出した含水率推定式は，積雪深が増えるほど推定含水率と実測含水率との誤差が大きくなる傾向が見られた．図 4 下図より，雪厚 50 mm の乾雪と含水率が 10 %付近の湿雪における総散乱光強度の値が等しいことから，乾雪では積雪深の増加にともなって総散乱光強度の値が飽和してしまうことが誤差の原因と考えられる．また，秋田谷らによると秋田谷式含水率計の計測誤差が 1.0 %あると考えられている [6]ことから実測含水率の測定誤差による可能性も推測される．

５．２　まとめと今後の課題

本研究では，人為的に水を加えることによって含水率の異なる乾雪，湿雪，スラッシュの作製を行い，GLASS-3 で撮影をおこなった．実験より，含水率が高くなるほど散乱光強度が小さくなることがわかった．また，レーザー波長 V2，露光時間が 5/100 の条件で撮影された画像から含水率と画像の全ピクセルの明るさである総散乱光強度との関係から雪厚ごとに積雪含水率の推定式を導出した．上記の手法では，雪厚が増加するにしたがって乾雪の推定誤差が大きくなる傾向にあるが，4 %前後の精度で積雪含水率を推定できることがわかった．

今後の課題として，本研究では人工的に水を加えることで含水率を変化させているが，自然状態では雪結晶の融解と凍結によって含水率が変化するため，濡れ雪の降る 11 月や 3 月に同様の実験をおこない，導出した推定式が対応可能かどうかを検討する必要があると考えられる．また，本研究で導出した含水率推定式は積雪深が既知であることを条件としているため，GLASS-3 を空港で実用化するためには含水率の高い湿雪やスラッシュにも対応のできる積雪深を求めるアルゴリズムが必要であることも考えられる．

【参考文献】

1) WEATHER-Eye コンソーシアム 2017：WEATHER-Eye ビジョン．宇宙航空研究開発機構特別試料，AXA-SP-16-012, 40-44
2) 三宅俊子ら，2016：積雪の光散乱に関する実験的研究(2)-ダイナミックレンジ拡大による指標改善，雪氷研究大会(2016-名古屋)，講演要旨集, 1-46
3) 星野聖太ら，2016：滑走路埋設型センサを用いた積雪深推定アルゴリズムの開発，寒地技術論文・報告集 寒地技術シンポジウム, **32** 48-53
4) ICAO Annex15(2010):Aeronautical Information Services, APPENDIX 2.,SNOWTAM FORMAT APP2-1－APP2-5
5) 日本雪氷学会,1990：「雪氷辞典」,14
6) 秋田谷英次,1978：熱量計による積雪含水率計の試作,低温科学物理篇，**36,** 109-110
7) 青木輝夫，2007：積雪の衛星リモートセンシング，雪氷，**69**，155-167

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

微小凹凸を設けた塗装金属板の滑雪性状

Snow Sliding Property of shallowly pressing coated Steel Sheet

伊東 敏幸[1]，深瀬 孝之[2]
Toshiyuki Ito[1], Takayuki Fukase[2]
Corresponding author: itoto@hus.ac.jp (T. Ito)

屋根葺材や笠木などの塗装金属板材料への積雪は適切に滑落処理されることが望ましい．塗装金属板の滑雪性は，表面塗装の種類あるいは表面凹凸形状の影響を受けることから，摩擦抵抗力を低減させるような表面凹凸形状にすることで，滑雪性能を向上させることができると考えられる．本研究では，塗装金属板に数種類の格子状凹部を設けて滑雪抵抗力を低減させる工法の有効性について実験的に評価した．その結果，角度 45°及び 60°の格子溝を設けることで滑雪性能を向上させることができることを確認した．

１．はじめに

屋根雪を自然滑落させる勾配屋根は，積雪地域の建築物における古典的かつ安定した屋根構法であり，その滑落雪性能は屋根葺材の表面形状に大きく影響する．既往研究[1,2]によると，表面形状を工夫することによって滑雪性能を向上させることが可能となることが分かっている．

本研究は塗装金属板を対象とし，滑雪性能に優れる表面形状を提案することを目的とする．

２．研究の方法

塗装金属板と雪との摩擦界面に融雪水による粘着抵抗力が作用すると滑雪抵抗力が大きくなることから，この粘着力を低減させる表面形状とするため，塗装金属板の表面に凹状の溝を設ける．

滑雪性能の向上に有効な表面形状の試験体を作成し，動摩擦係数の測定および自然滑落雪実験を行い，各試験体の滑雪性能を評価した．

試験体の概要は表 1 に示す．金属板の表面塗装は半艶消し材（Rz=3.12 μm）とし，試験体表面に直線の凹み（深さ 0.5mm 程）を並行および格子状に設けた．試験体は，溝加工を施していないもの，縦溝または横溝を設けたものを各 1 種類，溝角度を 30°，45°，60°及び 90°とした格子溝を設けた試験体 5 種類を作成した．試験体には厚さは 0.27mm の塗装金属板を使用し，大きさは縦 600mm×横 200mm とした．

動摩擦係数の測定は，図 1 に示すように，しまり雪およびザラメ雪を成形した質量 288g の雪ブロックを試験体上に載せ，水平型滑雪装置を用いて滑動させて測定した．材料温度を 0℃とした初

表１　試験体の概要

加工なし	横溝	縦溝
Flat	A0(溝角度 0°)	A90(溝角度 90°)
格子溝		
B30,B45 (溝角度 30°,45°)	B60(溝角度 60°)	B90(溝角度 90°)

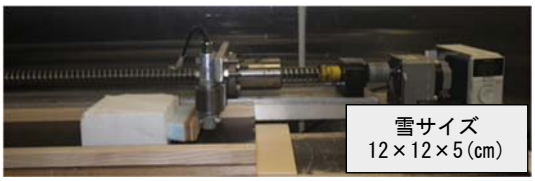


図１　摩擦係数の測定方法

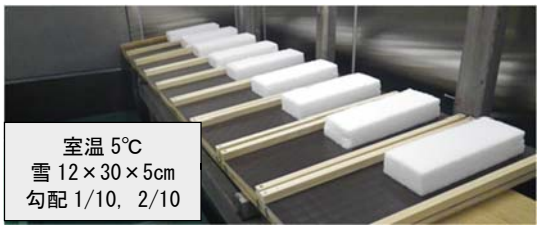


図２　自然滑落雪実験の状態

[1,2] 北海道科学大学工学部建築学科　Hokkaido University of Science, Faculty of Engineering, Dept. of Architecture

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

期で測定し，その後，恒温室内の温度を+3℃に設定して 1 時間毎に 4 回測定した．

自然滑落雪実験は，図 2 に示すように，恒温室内で行い，勾配は 1/10 及び 2/10 で行った．雪質はしまり雪とし，水平の試験体上で大きさ 12×30×5 cm の雪ブロックを成形し，室温を+10℃として 1 時間放置して若干融雪させ，その後－10℃で 2 時間放置して凍着させた後に，所定の勾配に傾け，室温を+5℃にして雪ブロックが 30cm 滑落雪するのに要した時間を測定した．

３．結果と考察

動摩擦係数の測定結果をみると，しまり雪では図 1 に示すように，Flat の摩擦係数が大きくなり，光沢材（Rz=1.37μm）を用いた既往研究 [1]と同様の結果になった．溝加工を設けた試験体の中で摩擦係数が最も小さいのは既往研究と同じく 60° の格子溝を設けた B60 となった．ザラメ雪においては図 2 に示すように，Flat と A90 が大きな摩擦係数となり，60° の格子溝を設けた試験体が最も小さくなった．このように，しまり雪およびザラメ雪の何れにおいても，融雪水による粘着力が大きく作用する Flat や A90 よりも，格子状の溝によって滑雪時の粘着力が低減される B60 の摩擦係数が小さくなった．

自然滑落雪実験の結果は表 2 に示すように，Flat と A90 の試験体が他試験体よりも滑落雪に時間を要した．これらの試験体は滑雪方向の材料表面が平滑なため，融雪水による粘着力が大きく作用したと考える．横溝および格子溝を設けた A0 及び B シリーズの試験体をみると，何れの勾配においても大きな差異は見られなかった．このことは，実験開始時に雪ブロックを融解・凍着させたときにおける材料表面と雪ブロック下面との接触状態が影響を及ぼしていると考えられることから，実験時の積雪手法を検討する必要があると考える．

４．まとめ

塗装金属板に数種類の格子状凹部を設けることによって滑雪抵抗力を低減させる工法の有効性について実験的に評価した結果，溝角度 45° 及び 60° の格子溝を設けることで，滑雪性能が向上することを確認した．今後は，屋外暴露用の試験体を作製し，自然降雪下における積雪の付着状態および滑雪状態を評価する予定である．

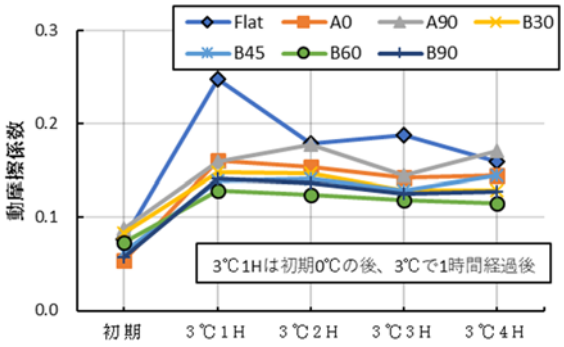


図３　しまり雪との動摩擦係数

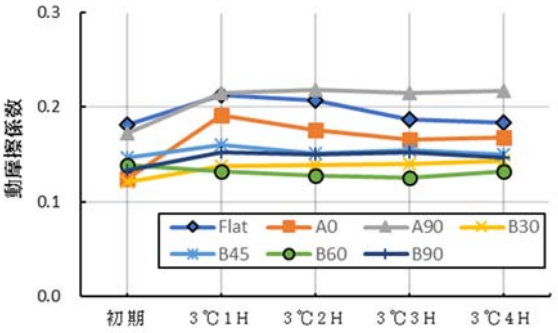


図４　ザラメ雪との動摩擦係数

表２　自然滑落雪実験の結果

試験体	滑落時間(分)　勾配：2/10				
	1回目	2回目	3回目	4回目	平均
Flat	139	172	178	166	164
A0	118	133	145	141	134
A90	145	189	179	252	191
B30	124	137	147	145	138
B45	123	136	142	144	136
B60	121	140	143	154	140
B90	123	132	138	134	132
試験体	滑落時間(分)　勾配：1/10				
	1回目	2回目	3回目	4回目	平均
Flat	239	188	393	380	273
A0	172	166	195	328	178
A90	463	419	441	420	441
B30	158	153	265	267	192
B45	162	158	183	433	168
B60	204	196	216	383	205
B90	171	164	206	288	180

※4日目の新雪に近い雪質だったので平均値には含めていない

【参考文献】

1)　伊東敏幸，2019：金属板屋根葺材の表面加工による滑雪性能向上の基礎研究，日本建築学会北海道支部研究報告集，**92**，15-16.

2)　伊東敏幸，苫米地司，2002：表面に凸部を設けた屋根鋼板の滑雪特性，日本建築学会北海道支部研究報告集，**75**，17-20.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

湖氷内の垂直温度勾配による微小クラックの発生に就いて

About outbreak of a minute crack by a perpendicular temperature gradient in lake ice

東海林明雄[1]

Toukairin Akio[1]

Corresponding author: toukairin103@yahoo.co.jp

最近，湖氷内の垂直温度勾配により微小クラックが発生し，御神渡り現象の発生が起るとする論文（浜口2009）[1)]が発表された．この考えは，地球表面プレートの水平方向への成長による，地震発生のモデルと相似の考え方として，湖氷プレートの地震モデルへの応用の観点から魅力的な考え方と思われる．しかし，観測データを調べた結果，そのような垂直温度勾配による微小クラックは発生していないことが分った．この結果は，高橋と若浜（1975）[2)]の研究に一致する．

１．研究の背景

御神渡りの隆起は「氷板の熱膨張による」とする成因論が「通説」[5),9),10)]として，一世紀に亙って踏襲されて来た．しかし，浜口[1)]は，この通説を観測データによらない観察のみによる推論であるとして，新しい成因論を提起した．それによると，御神渡りの隆起は，湖氷内の垂直温度勾配により亀裂が発生し，そのクラックへ侵入した湖水の「水から氷への相転移時の体積増加を原因とする」としている．そこで，図１の A-A’面下部に示されるような，微小クラックの発生の有無を調べる必要が生じた．

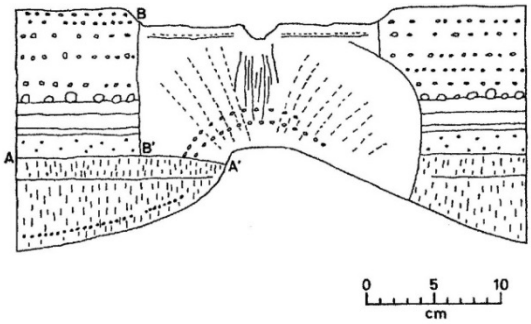


図１　「リッジ型割れ目の走行に直交して切り出した氷板の断面図のスケッチ(1975 年 2 月 15 日)上層部の丸印は気泡，下層の小さな縦線は微小クラック中で凍結した氷，リッジ直下の長い縦線は大きなテンサイル・クラックを示す．下部の微小クラックを多数含む 2 層はリッジ型割れ目の後に形成され A-A’面に沿って図中左から右へスリップしている．これは下層部分が横方向に成長したものであることを示唆する．」という説明文入りの浜口博士による，諏訪湖氷断面のスケッチの図．「浜口博之　2009：諏訪湖「御神渡り」成因論再考．地震ジャーナル，47 号」より転載．

２．観測

２．１　屈斜路湖

全面結氷後，図２のような幅の広い亀裂が一本又は，年によっては数本できる．また，図３のような中小幅の亀裂は湖面の至る所に縦横無尽にできる[6),9)]．これらの，大中小幅の亀裂は，氷板の温度低下による収縮によってできるもので，図１に示されている，湖氷内の垂直温度勾配による「微小クラック」とは成因を全く異にする．図６と７および，図 10～12 は断面観測の結果で，氷板の下部に，微小クラックの発生のないことを示している．

図２　屈斜路湖の砂湯沖の大収縮亀裂（亀裂巾 1.2m）この亀裂から御神渡りが成長する．

[1] 湖沼雪氷研究所　Snow and Ice Research Institute of Lake

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

図３　透明氷（真氷）の表面に，縦横無尽にできる中小幅の亀裂，この亀裂も御神渡りの成長に貢献する．

図４　発現直後の御神渡り

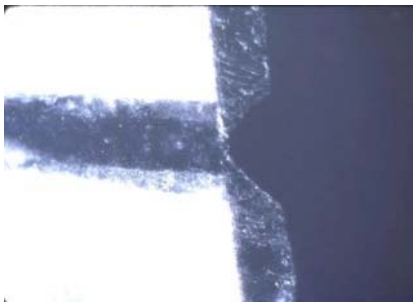


図５　凍結した大亀裂の断面，右側の氷板をカットして水面を透して亀裂断面の水中構造を見ている．氷厚約 25 ㎝で，亀裂断面の水中のアーチ型構造の輪郭が見えている．

図６　亀裂断面のアーチ型構造，氷板下部は透明であり図１に示されているような「微小クラック」は存在していない．

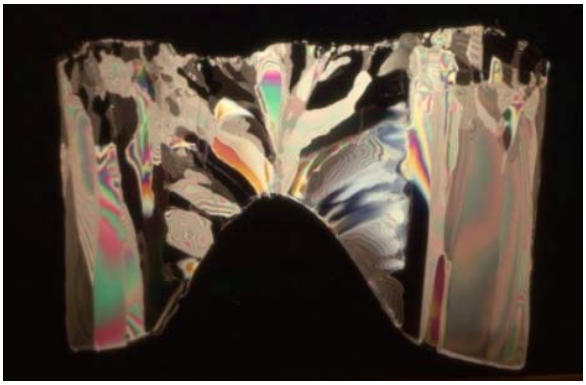


図７　亀裂断面の結晶構造（偏光写真），亀裂発生後の新生氷の結晶の成長方向もわかる．

図８　屈斜路湖の池の湯沖に於ける湖氷の断面採取位置と湖表面の状況　（2019 年 4 月 1 日）

図９　屈斜路湖のブロックアイスの結晶構造の領域の湖氷の断面サンプル採取，採氷孔周りの真氷表面が，絨毯の模様の様に見えるのは，この領域が，ブロックアイス[3)]の結晶構造であることを示し，それぞれの模様の部分が一つの単結晶である．これは，直径 5～30 ㎝位の柱状の氷単結晶によることを示し，単結晶内にできている多数の空像（vapor figure）[3)]による日光の反射により，この様な絨毯の模様になる．
（2019 年 4 月 1 日和琴半島沖）

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

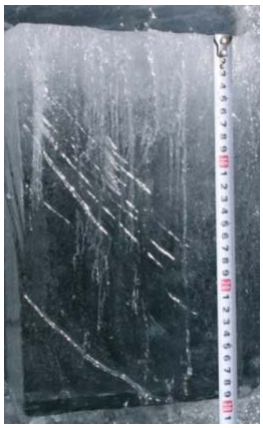


図 10　図９にて採氷した氷の断面，斜めのラインは．採取時のチエーンソウの鋸跡であり，結晶境界の融解ライン以外，微小クラックの存在は認められない．この部分は，ブロックアイス[3)]の結晶構造の部分である．
（2019 年 4 月 1 日和琴半島沖採氷サンプル）

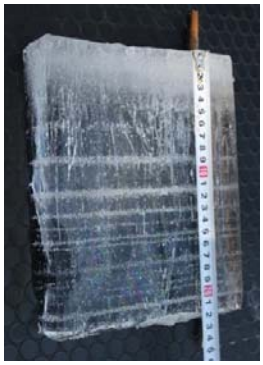


図 11　図８の領域の氷の断面，多重の気泡層を含む領域の例であるが，結晶境界の融解ライン[3),4)]以外，微小クラックの存在は認められない．
（2019 年 4 月 1 日池の湯沖採氷サンプル）

図 12　図８と同じ氷の断面，氷厚約 22.5 ㎝の氷板上部の結晶構造をみているが，この場合キャンドルアイスの結晶構造[3)]を示している．（2019 年 4 月 1 日池の湯沖採氷サンプル）

２．２　諏訪湖

図 15 と 16 は断面観測の結果で，微小クラックの発生が無いことを示している．

図 13　諏訪湖，舟渡川河口付近の湖面に於ける，八釼神社の方々による，氷厚測定と採氷作業．
（2018 年 2 月 15 日）

図 14　諏訪湖，舟渡川河口付近の湖面に於いて発生した亀裂．　　（2018 年 2 月 15 日）

図 15　諏訪湖，舟渡川河口付近の湖面に於いて採取した，湖氷サンプルの断面下部の偏光写真，水平縞は気泡層である．微小クラックの存在は認められない．
（2018 年 2 月 15 日採氷サンプル）

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

図 16　諏訪湖，舟渡川河口付近の湖面に於いて採取した，湖氷断面の偏光写真，この場合キャンドルアイスの結晶構造 3)を示している．微小クラックの発生は認められない．
（2018 年 2 月 15 日採氷サンプル）

２．３　その他の湖

筆者は，40 年に亙り，毎冬の結氷期に塘路湖，摩周湖，春採湖そして阿寒湖に於ける氷上観測も行ってきた（東海林：1977，2003，2018）3), 9), 10)．その間，しばしば，大中小の亀裂の形成過程を観測できた．しかし，微小クラックの発生はなかった．

３．観測結果

筆者の観測では，微小クラックの発生は認められなかった．これは，亀裂の発生を起こすのに十分な温度勾配に達しないためと考えられる．これは，高橋と若浜（1975）2)の研究と一致する．また，底面付近に於いては，融点に近付くため，氷の塑性的性質 2)が顕著になることもある．従って，図１の，A-A´面下部に示されているような微小クラックの発生は一般的には起らないと考えられる．

ただし，湖氷の真氷内部に何らかの像が現れる例としては，気泡以外に，キャンドルアイスの結晶境界（東海林，1979）3), 4)，煙層（中谷，1958）13)等（チンダル像，空像）が考えられる．図１の微小クラック痕の間隔は，2 ㎝前後と推測されるため，一つの考えとしては，細管状の気泡または，キャンドルアイスの結晶境界の融解再凍結痕の可能性が考えられはしまいか．何れにしても図１のみからの推定は困難である．

浜口説（2009）では，「「御神渡り」の発生は，氷板下部の微小クラックに浸透した水が氷へと相転移しそれに伴う体積の増加が主な要因である」としているが，その様な微小クラックの発生はないことが分かった．また，仮に，微小クラックの発生があったとしても，そのクラックに侵入した湖水の凍結は亀裂の上方から起こり下方に向うため，相変化による体積増加分の水量は，最後に凍結する氷板底の開口部から湖水中に流出することになり，密閉凍結による圧力の上昇は起らず，氷板の破壊に寄与しない．従って，御神渡りの発現にも寄与しないことになる．

微小クラックの発生はないことを明らかにしてきたが．このことは，湖氷モデルのプレートテクトニクスへの応用的価値 7), 8)を減少させるものではなく，今後，御神渡り現象の形成機構の解明 11)が進むことにより，その重要性はより増して行くものと考えられる．

【参考文献】

1) 浜口博之　2009：諏訪湖「御神渡り」成因論再考．地震ジャーナル，**47 号**，58-64.
2) 高橋徹,若浜五郎 1975：氷の熱応力の測定．低温科学，**33**，29-37.
3) 東海林明雄，1977：湖氷（沈黙の氷原・ミクロとマクロの謎）．講談社，103pp.
4) 東海林明雄　1979：氷の融点に於ける粒界三又交線での水脈の発達．雪氷，**41**（2），121-130.
5) 東海林明雄，1980：日本最大の御神渡り．サイエンス，**10**(12)，46-48.
6) 東海林明雄，1989：屈斜路湖・日本最大の御神渡り．科学朝日，**49**(3), 116-117.
7) Akio Toukairin, Fumihiko Nishio and Motoki Sakai, 1993：Similarity between Thermal Ice Ridge and Plate Tectonics. *Proceedings of The Eighth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice*，**Vol. 8**, 481-492.
8) Akio Toukairin and Fumihiko Nishio, 1994：Application of Thermal Ice Ridge (OMIWATARI) Studies to the Earth and other Planets. *Proceedings of The Ninth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice*, **Vol.9**, 295-300.
9) 東海林明雄，芥川義行，水越武，2003：列島探訪（屈斜路湖の御神渡りの音）．*National Giografic*，**9**(1), 20-23.
10) 東海林明雄，2018：氷の世界．あかね書房，新装版（改訂第 11 刷），54pp.
11) Akio Toukairin, (2020): A formation process of thermal ice ridge. *Proceedings of The 34th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice*, **34**,208-213.
12) 中谷宇吉郎　1958：北極の氷．宝文館．172pp.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

AMSR2 データを用いた北極海一年氷の海氷厚推定アルゴリズムの改良

Improving the algorithm to estimate sea ice thickness in Arctic by AMSR2

渡辺 由梨加[1]，舘山 一孝[2]，泉山 耕[3]，佐藤 和敏[2]
Yurika Watanabe[1], Kazutaka Tateyama[2], Koh Izumiyama[3], Kazutoshi Sato[2]
Corresponding author: m2052200226@std.kitami-it.ac.jp (Y.Watanabe)

Satellite data shows a decrease trend in sea ice extent and the increase in fraction of first-year ice in the Arctic Ocean. Therefore, sea ice observation by satellite remote sensing is becoming more important for monitoring the global climate change and using the Arctic Ocean routes. This study focuses on thickness of the first-year ice, and improve the accuracy of the algorithm to estimate sea ice thickness in Arctic by AMSR2.

１．はじめに

北極海の海氷は，地球の平均気温が上昇していることに対し減少傾向にあり，特に海氷が融解する夏季の減少傾向は著しい．気象庁[1)]によると海氷域面積の年最小値は，1979 年から 2019 年の間に 1 年当たり 8.9 万 km^2 の速度で減少しており，これは北海道の面積（8.3 万 km^2）に匹敵する．

このような北極海の変化により，北極海には以下に記述する 2 つのことが期待されるようになった．第一に北極海航路の実利用である．海氷の少なくなる夏季には，北極海の海氷が融解した海域を船が航行できる．北川ら[2)]によると，南周り航路に対し北極海航路は 60%程度の航程であるため，経済効果が大きいとされている．

第二に北極海で石油事業の発達が見込まれることである．アメリカ地質調査所（USGS：United States Geological Survey）[3)]によると，北極には約 900 億バレルの石油，約 50 兆 m^3 の天然ガス，また約 440 億バレルの液体天然ガスが未発掘の状態で存在すると推定されている．

北極海航行にせよ石油採掘にせよ，これらの事業を安全に執り行うには海氷を避けることが必須である．そのためには海氷の場所，種類，形状を常に観測する必要がある．また，海氷は気候の影響を敏感に受けるため，それらの海氷に関する情報は，気候を評価する際のパラメータとして使用することができる．北極海は極めて広大であり，環境も過酷であるため，常に現場で観測を行うことは困難である．そのため，人工衛星に搭載したマイクロ波リモートセンシングによる観測が最適であると考える．

Krishfiled ら[4)]は宇宙航空研究開発機構（JAXA：Japan Aerospace Exploration Agency）の水循環変動観測衛星「しずく」（GCOM-W1：Global Change Observation Mission 1st-Water "Shizuku"）搭載の高性能マイクロ波放射計（AMSR-E：Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS）で観測された 6GHz から 89GHz までの 7 つの周波数の輝度温度データを使用して海氷厚推定式を作成した．以下のような 2 つの輝度温度比（PR：Polarization Ratio）（GR：Gradient Ratio）を用いて海氷厚を算出する．1 つ目は 36GHz の垂直偏波TB_{36V}，36GHz 水平偏波TB_{36H}による比PR_{36}である．

$$PR_{36} = (TB_{36V} - TB_{36H})/(TB_{36V} + TB_{36H}) \quad (1)$$

2 つ目は 36GHz の垂直偏波TB_{36V}と 18GHz の垂直偏波TB_{18V}による比GR_{18-36}である．

$$GR_{18-36} = (TB_{18V} - TB_{36V})/(TB_{18V} + TB_{36V}) \quad (2)$$

これらの比を用いて，$GR_{18-36} = -0.025$を閾値とし，それぞれ以下の式で推定海氷ドラフトD_{AMSR2}を算出する．一年氷（$GR_{18-36} \geq -0.025$）のとき

$$D_{\mathrm{AMSR2}}[\mathrm{m}] = 2.34 \cdot \exp\left(\frac{PR_{36} - 0.0019}{-0.083} + 0.085\right) \quad (3)$$

多年氷（$GR_{18-36} < -0.025$）のとき

$$D_{\mathrm{AMSR2}}[\mathrm{m}] = 0.162 + 0.244 \cdot \exp(-20.79 \cdot GR_{18-36}) \quad (4)$$

舘山ら[5)]はこれらのアルゴリズムの精度を高めるため，AMSR-E の後継機である AMSR-2（Advanced Microwave Scanning Radiometer 2）を使用し，D_{AMSR2}

[1] 北見工業大学大学院　社会環境工学専攻　Graduate School of Civil Engineering, Kitami Institute of Technology
[2] 北見工業大学　地球環境工学科　School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
[3] 北海道大学 北極域研究センター　Arctic Research Center, Hokkaido University

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

を全氷厚に換算する式及び海氷厚を表面温度によって補正する式を開発した.

泉山[6]は以上のアルゴリズムの精度を検証するため, Beaufort Gyre Exploration Project（BGEP）による, ボーフォート海の 4 地点において Upward Looking Sonar（ULS）により計測された海氷ドラフトの日平均データと, 先行研究で完成したアルゴリズムのドラフトデータにおけるデータ数のヒストグラムを作成した（図 1）. 横軸が海氷のドラフトの大きさ, 縦軸がそのドラフトに対応するデータの数である. ヒストグラムでは, 約 60cm 付近の推定ドラフトのデータ数が ULS による計測ドラフトに対して大幅に欠けており, 反対に約 70～90cm の部分にデータが集中している. このことから約 1m 以下の海氷, すなわち 1 年氷の推定精度にばらつきがあると言える.

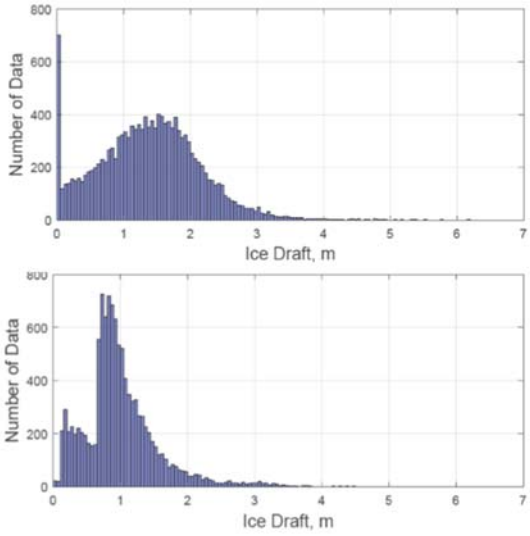


図 1　BGEP 日平均ドラフト（上）と先行研究による推定ドラフト（下）の分布. 泉山[7]により作成された.

本研究の目的は, 推定精度が低く, 気候変動の影響により割合が増加し重要性の増した一年氷に着目し, 推定精度を向上させるための新たな推定式を提案することにある.

２. 一年氷の海氷厚推定アルゴリズムの改良

２. １　使用したデータ

輝度温度のデータは JAXA の AMSR2 により計測されたものを使用した.

AMSR2 の輝度温度データと比較し推定式を作成するため, 定着氷上でドリル掘削により測定された氷厚データ（以下,「実測氷厚」という）を使用した. これらの測定データには, 山崎哲秀氏が 2012 年から 2019 年までの期間にグリーンランドで測定したデータと, カナダの Ice Thickness Program により 2012 年から 2016 年の期間に測定されたデータを使用した. 8 地域, 10 地点での測定データが含まれている.

２. ２　海氷厚推定式の導出方法

AMSE2 には, フットプリントという周波数毎のビーム幅に応じた観測エリアがある. このフットプリントの中に陸地が入ると海氷厚の推定に影響するため,, AMSR2 の輝度温度データ取得場所を, 少なくとも陸地から 30km は離して設定する必要がある. 山崎氏のデータやカナダの Ice Thickness Program の実測氷厚データは, いずれも陸地付近で海氷厚を計測している.そのため, 可能な限り現地観測地点から離れないよう衛星データ取得箇所を陸地から 30km 離した. このとき, 陸地付近の氷厚と衛星データ取得地点の氷厚は同じであると仮定している. また陸地に囲まれており 30km 離すことのできない地点のデータは, 本研究では除外した（図 2）.

図 2　AMSR2 データ（緑）と実測氷厚データ（赤）を取得した地点. 数字は各地点間の距離. 数字の記載がないものは除外した地点.

はじめに, 海氷厚推定アルゴリズムが海氷の密接度や融解度, 種類による影響を受けないよう, データの選別を行う. 海氷密接度は AMSR2 が提供している海氷密接度を使用し, 100%未満のデータを排除した. 融解度は田中ら[7]によるメルトポンド割合推定式を使用し, 30%以上は融解とみなして排除した. また, 海氷の種類は式 (2) を使用し, 一年氷と多年氷に区別した後, 多年氷のデータを排除した.

上記の手法によって選別された各周波数の輝度温度データを実測氷厚と比較し, 各周波数の輝度温

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

度データを図 3 に示した．横軸が実測氷厚であり，縦軸が各周波数の輝度温度である．輝度温度は，赤色が水平偏波によるもの，青色が垂直偏波によるものである．10GHz 水平偏波の輝度温度が実測氷厚に対して最も相関が高く，ヒストグラムのばらつきも比較的少ないため，一年氷の海氷厚の変動に敏感であると言える．

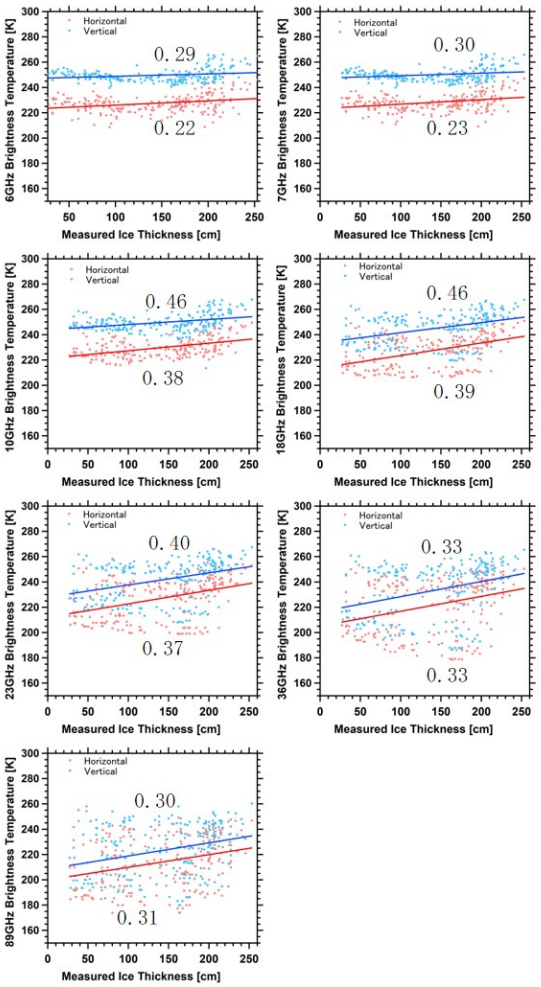


図 3　AMSR2 による各周波数の輝度温度と実測氷厚の関係．赤：水平偏波，青：垂直偏波
図中の数字は相関係数を表す．

この結果をもとに，先行研究で使用された輝度温度比を用いて海氷厚推定式を作成する．10GHz の水平偏波の輝度温度TB_{10H}と各周波数各偏波の輝度温度を組み合わせて輝度温度比を作成し，それぞれ実測氷厚と比較して決定係数 R^2 を算出した．最も決定係数が高い輝度温度比は 6GHz 垂直偏波の輝度温度TB_{06V}との比 XPR（Cross Polarization Ratio）であるため，この輝度温度比XPR_{6V-10H}をもとに推定式を作成する．

$$XPR_{6V-10H} = (TB_{06V} - TB_{10H})/(TB_{06V} + TB_{10H}) \quad (5)$$

輝度温度比XPR_{6V-10H}と実測氷厚との関係を図 4 に示した．横軸が実測氷厚，縦軸が度温度比XPR_{6V-10H}の値，データの色の違いは氷厚の計測地点の違いである．赤色のケンブリッジ・ベイのデータが散乱していることが分かる．ケンブリッジ・ベイの AMSR2 データ取得地点は氷厚計測地点から約 92.81km と著しく距離が離れている．そのため，ケンブリッジ・ベイのデータは両者が離れたことによる海氷厚の変化が誤差を生んだと考えられるため，次の解析では除去した．その他の地点は約 36.38～62.50km 離れているが，すべて許容範囲内であるものとした．

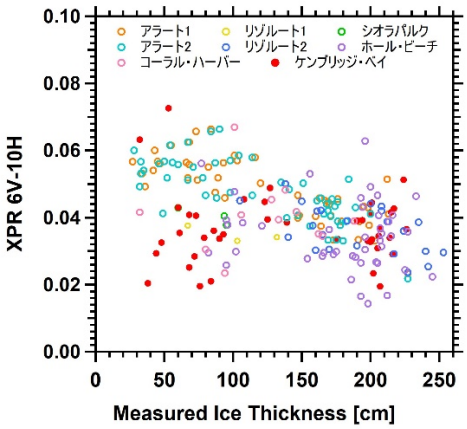


図 4　実測氷厚と輝度温度比XPR_{6V-10H}の関係図

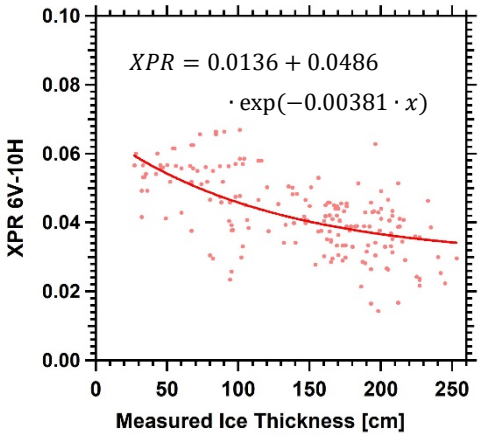


図 5　実測氷厚と輝度温度比XPR_{6V-10H}の関係図と回帰曲線

ケンブリッジ・ベイのデータを除去し，データに回

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

帰直線を描いたグラフを図 5 に示した．横軸が実測氷厚，縦軸が輝度温度比XPR_{6V-10H}の値である．この回帰曲線から海氷厚推定式を算出する．

３．海氷厚推定結果

以上の手法をもとに，実測氷厚と輝度温度比XPR_{6V-10H}の回帰曲線を使用して作成した一年氷の海氷厚H_{AMSR2}の推定式が以下である．

$$H_{AMSR2}[\mathrm{m}] = -\frac{1}{0.381} \cdot ln\left(\frac{XPR_{6V-10H}-0.0136}{0.0486}\right) \qquad (6)$$

H_{AMSR2}の推定精度を検証するため，図 6 を作成した．横軸が実測氷厚，縦軸がH_{AMSR2}である．データの色の違いは，計測地点の違いである．平均二乗誤差は 1.77 m である．

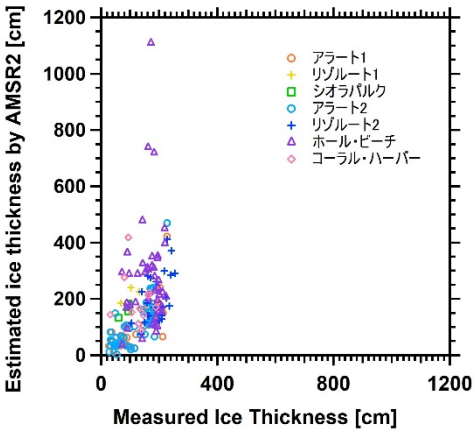


図 6　実測氷厚と推定氷厚H_{AMSR2}の関係図

４．考察

本研究で作成した推定式は，図 6 によると海氷厚が 1m 以下である一年氷については概ね測定値と推定値が同じである．しかし，特定の地点（ホール・ビーチ）で著しく過大評価している．このような過大評価する原因として，本研究で採用した回帰曲線の線形が原因の 1 つと考えられる．海氷厚の値が小さい範囲の回帰曲線は傾きが大きく，回帰曲線の変化に応じて適切な推定氷厚を示すことができる．しかし，海氷厚の値が大きくなるにつれ，回帰曲線は傾きが小さくなり，わずか輝度温度の変化で急激に推定氷厚が増加してしまう．

また，図 6 から地点ごとにばらつき度合いが異なっていることが示された．実測地点と AMSR2 データ取得地点が比較的近いアラート 1，2 ほどばらつきが少なく，両者の距離が遠いその他の地点はばらつきが大きいため，距離が離れて海氷厚が変化していることがばらつきの主な原因であると考えられる．しかし，両者の距離がさほど遠くないホール・ビーチのデータが著しくばらついていることから，距離だけでなく地点ごとの特性も影響している可能性が考えられる．

【謝辞】

本研究は山崎哲秀氏によって取得された現地観測データと JAXA から提供された AMSR2 データを使用した．

【参考文献】

1) 気象庁，海氷域面積の長期変化傾向（全球）URL:http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html（2020 年 6 月 18 日閲覧）
2) 北川弘光，小野延雄，山口一，泉山耕，亀崎一彦，2000 :「北極海航路 ―東アジアとヨーロッパを結ぶ最短の海の道―」，財団法人シップ・アンド・オーシャン財団，東京，扇興社，1-3.
3) United States Geological Survey，2008 : Circum-Arctic Resource Appraisal , Estimates of Undiscovered Oil and Gas North of the Arctic Circle URL:https://pubs.usgs.gov/fs/2008/3049/（2020 年 3 月 23 日閲覧）
4) R. A. Krishfield，A. Proshutinsky，K. Tateyama,, W. J. Williams, E. C. Carmack, F. A. McLaughlin, M.-L. Timmermans , 2014 : Deterioration of perennial sea ice in the Beaufort Gyre from 2003 to 2012 and its impact on the oceanic freshwater cycle, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 1297-1303
5) Kazutaka TATEYAMA , Jun INOUE , Seita HOSHINO, Shota SASAKI, Yasuhiro TANAKA, 2018 : Development of a new algorithm to estimate Arctic sea-ice thickness based on Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 data, *Okhotsk Sea and Polar Oceans Research*, **2**, 16-17
6) 泉山耕，2019 : KIT アルゴリズムによる海氷厚推定 ―現地観測結果との比較と高度化への考察―，私信，46-51
7) Tanaka, Y., K. Tateyama, T. Kameda, and J. K. Hutchings，2016 : Estimation of melt pond fraction over high-concentration Arctic sea ice using AMSR-E passive microwave data., *Oceans*, **121 (9)**, 7065

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

データ駆動型観光を目指したオホーツク地域の上位蜃気楼発生予測・公開システムの開発

Development of forecasting and web publishing systems for superior mirage occurrence in the Okhotsk region aimed at the data-driven tourism

舘山 一孝[1], 佐藤 トモ子[2], 佐藤 和敏[1], 道木 泰成[1], 小林 一人[3], 鈴木 一志[4]
Kazutaka Tateyama[1], Tomoko Sato[2], Kazutoshi Sato[1], Yasunari Doki[1], Kazuhito Kobayashi[3], Kazushi Suzuki[4]
Corresponding author: tateyaka@mail.kitami-it.ac.jp (K. Tateyama)

Forecasting and web publishing system for superior mirage occurrence in the Okhotsk region was attempted to develop by measuring vertical profile of air temperature in the surface boundary layer using LPWA (Low Power Wide Area) network thermometers on the tower. Possibility to predict the formation of the thermocline from the integrated value of the temperature difference between the top and bottom of tower was suggested.

１．はじめに

１．１　オホーツク地域の上位蜃気楼

蜃気楼は, 光が異なる温度の空気層を通過することで曲がり, 景色が通常と異なって見える気象光学現象である[1)]. 温度の急変などによって上暖下冷の急勾配の気温分布が形成されるとき, この温度変化層の中で遠景が反転あるいは伸長虚像として上方に現れる「上位蜃気楼」が発生することがある. 上位蜃気楼は限られた地域で条件を満たしたときのみに現れる現象であるが日本各地で観測されており, 富山湾が最も有名である. 北海道では少なくとも 16 か所以上で上位蜃気楼の観測報告があり, 沿岸部だけでなく内陸の湖でも観測されている[2)].

佐藤[3)]によると, 北海道のオホーツク地域は日本で唯一流氷の蜃気楼である幻氷が見られるだけでなく、蜃気楼の発生頻度が年間 60 日にも達しており、国内のみならず世界でも屈指の蜃気楼発生地域であることが明らかになってきた。石原ら[4)]は斜里町内の消防やぐらの 10m 高と 5m 高に設置した気温計と定点カメラによる観測を行い, 冬季の斜里周辺で発生する上位蜃気楼の気象条件を報告した. 舘山ら[5)]はオホーツク地域の上位蜃気楼の発生予測を目的とし, 斜里町内の鉄塔の 42m 高, 28m 高, 7m 高に省電力広域無線通信（Low Power Wide Area: LPWA）式気温センサを設置して, 気温の鉛直分布のリアルタイム観測を行い, 最上部と最下部の気温差から上位蜃気楼の発生を予測できる可能性を示した.

１．２　上位蜃気楼の発生予測

上位蜃気楼の発生予測は富山湾と石狩湾において行われている. 魚津市ではウェザーニューズ[6)]と日本気象協会[7)]が, 上位蜃気楼の発生と気象条件との統計的な関係を明らかにして予測モデルを構築し, 魚津市のホームページ上で蜃気楼の発生予測を公開している. 小樽市では北海道・東北蜃気楼研究会と小樽市総合博物館が発生予測を行った事例があり[8)], 予報を Facebook 等で発信している. これらの上位蜃気楼発生予報は, 予想天気図を用いた総観場の状況や地上予想気温などから総合的に判断して行われている.

筆者らは, 文部科学省のデータ統合・解析システム DIAS を情報基盤とし, 斜里町内の鉄塔に設置した気温データと気象庁の数値予報データ等を DIAS 上で融合解析することで上位蜃気楼の発生予測を行うことを目指している. その第一歩として, 本研究では 2019 年の斜里町鉄塔気温データと現地目視観測結果の比較を行い, 上位蜃気楼の発生と気象条件, 特に地表面付近の気温の鉛直分布と風の条件について検討を行った.

[1] 北見工業大学　地球環境工学科　School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
[2] 知床・蜃気楼幻氷研究会　Shiretoko Mirage Research
[3] 株式会社構研エンジニアリング　Koken Engineering Co., Ltd.
[4] シスコン株式会社　Syscon. Inc.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

１．３　データ駆動型観光

一定の季節，地形，植生や気象条件を満たす場合に絶景と称される景色が見られるが，常時見られる景色ではないため，観光資源としての利用は困難であった．株式会社 JTB は 2015 年度から経済産業省の助成を受けて「観光予報プラットフォーム」を開発し，気象データを用いて雲海等の出現予測を行っている [9]．本研究は，このような気象・雪氷現象に起因する複数の絶景の発生を科学的に予測し絶景を観光資源化することで，能動的に観光客を誘動し，地域を活性化する北海道版データ駆動型観光を目指している．本研究はそのモデルケースとして，上位蜃気楼の発生予測を行うものである．

２．データと解析方法

２．１　鉄塔気温データ

株式会社構研エンジニアリングとシスコン株式会社によって開発された LPWA 式気温センサ [5]を 2019 年 2 月 15 日から斜里町内の鉄塔の 42m 高，28m 高，7m 高の 3 か所に設置し，10 分に 1 回の頻度で気温の鉛直分布を測定した．本研究において，−18〜36℃の温度域で運用実績があり，LPWA の通信は障害物の無い見通しの直線距離で最大約 20km の通信が可能であることが確認された．LPWA 親機から携帯電話回線を通じて学術情報ネットワーク基盤であるモバイル SINET に接続し，1 時間に 1 回の頻度で DIAS へデータを送信している．将来的に複数の鉄塔気温データを DIAS と接続し，DIAS が有する気象庁の数値予報データと融合解析することで，各地の上位蜃気楼のピンポイント発生予測を行うことを計画している．蜃気楼の発生予測情報は，DIAS のアプリケーションとして開発された「知床ポータル」を通じて提供する．図 1 に本研究で開発する蜃気楼発生予測・公開システムの概念図を示す．

図 1　蜃気楼発生予測・公開システムの概念図

２．２　アメダス風向風速データ

上位蜃気楼発生時の風向・風速を調査するため，斜里町のアメダスのデータを使用した．斜里町アメダスは，鉄塔から約 500m 離れた地点にある．

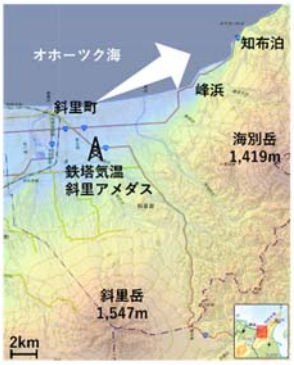


図 2　北海道斜里町の地図．国土地理院地図を使用．

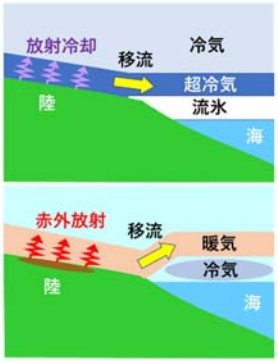


図 3　上位蜃気楼の発生の概念図．上：冬型，下：春型．

２．３　蜃気楼目視観測

知床蜃気楼・幻氷研究会によって現地で観測された目視データを用いた．観測項目は，観測日時・場所，蜃気楼の種類・規模・方向，写真などである．蜃気楼の規模については観測者の主観により，大・中・小の 3 段階で判断している．観測エリアは網走市から小清水町，斜里町，ウトロにかけた沿岸部で行われている．図 2 は気温をモニタリングしている鉄塔の位置を示している．本研究では鉄塔気温と比較するため，図 2 の白色の矢印に示す斜里町から知床半島の付け根である峰浜〜知布泊方向の海上に見られる上位蜃気楼の発生予測について検討した．目視観測は不定期で行われており，11 時から 13 時に目視観測が実施されることが多い．2019 年 2 月 15 日から 5 月 31 日の期間で，エリア全体では 25 回，白色矢印の方角では 6 回の上位蜃気楼が観測された．

３．解析結果

３．１　気温の高低差

石原ら [4]は冬季の斜里周辺で発生する上位蜃気楼の気象条件として，図 3 の上図に示すように晴天時に放射冷却によって陸上で発生した冷気塊が斜面降下風や海陸風によって海上に移流して上暖下冷の空気層（冷気ー超冷気）を形成する「冬型」の上位蜃気楼が発生し，このとき 5m/s 以下の弱い南寄りの風が吹いていることを示した．このほかに，図 3 の下図に示すように暖気塊が移流して上暖下冷の空気層（暖気ー冷気）を形成す

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

る「春型」の上位蜃気楼のパターンがある．春型の場合でも，晴天時は地表面付近で放射冷却が起きている．本研究はこのように晴天時の放射冷却による地表面付近の冷気層の形成・発達を鉄塔気温計によって捉えることで，上位蜃気楼の発生予測を行うことが可能か検討した．

上位蜃気楼を発生させる温度変化層は，放射冷却で生じた冷気塊の強度に関係すると仮定し，冷気塊の強度を表す指標として，鉄塔の 42m 高と 7m 高さの気温差の正の値を積分した．積分区間は 12 時から翌日 12 時である．気温差積分値と目視観測された上位蜃気楼の発生の有無および規模を比較した結果，積分値が 205 から 309 ℃･10 分の範囲では目視規模・大の場合が多く，積分値が 131 から 165℃･10 分の範囲では目視規模･中，積分値が 10 から 99℃･10 分の範囲では目視規模・小が観測されるケースが多かった．また，目視規模･大が観測された時間帯は 11 時から 13 時である場合が多く，この時間帯はお昼休みで観測者が観察する頻度が高いという事情があるものの，気温が最も高くなる時間帯でもあり，海上に移流した冷気と周辺の空気との温度差が最も大きくなることも理由であると考えられる．

図 4 は目視規模が大，中，小，上位蜃気楼発生無しの気温差の変化をそれぞれ示している．紫線，緑線，青棒はそれぞれ 42m 高の気温，7m 高の気温，およびそれらの気温差を表し，赤線はガウス分布による気温差の近似曲線を表している．これらの図から，気温差の積分値と上位蜃気楼が見られる気温変化層の発生と発達に関係があることが示唆された．

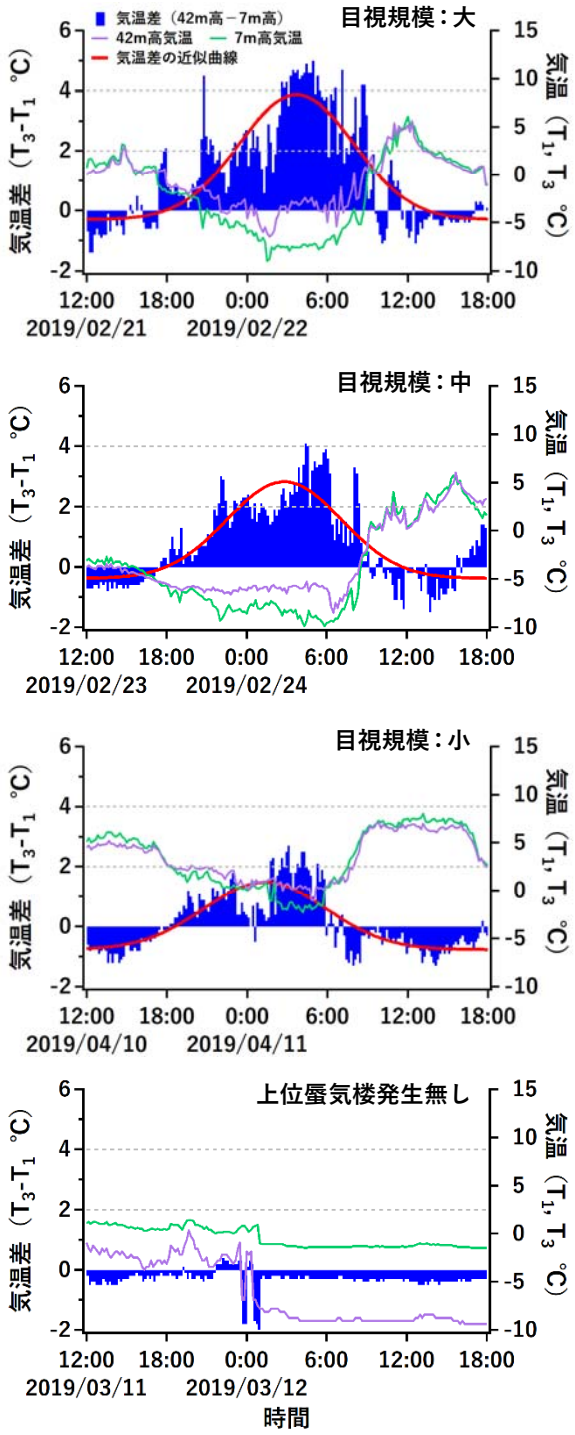


図 4　鉄塔気温計による気温（T_3：42m 高（紫線），T_1：7m 高（緑線））および気温差（T_3-T_1：青棒）の変化の例．上から順に目視で観測された上位蜃気楼の規模・大，中，小，発生無しの例を示している．

3．2　上位蜃気楼発生期待度の予測

図 4 に示した気温差の近似曲線より，正の気温差は日没後の 18 時から出現し，翌日 1 時から 3 時の深夜にピークを示したのち，日の出後の 8 時

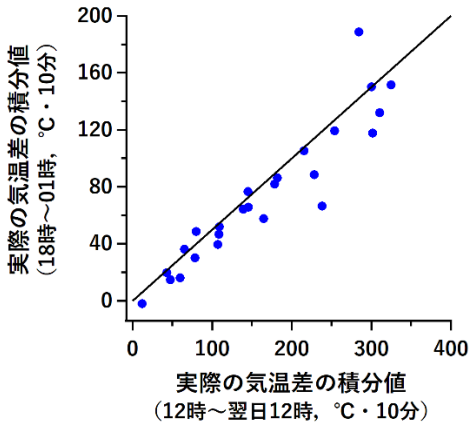


図 5　気温差の 24 時間積分値と 7 時間積分値の比較

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

から 12 時に負の値に転じる．気温差の変化がガウス分布の近似曲線のように左右対称であると仮定すると，18 時から 1 時まで 7 時間の気温差から, その後 7 時間先までの気温差が同様に変化すると考えることができる.

図 5 は 12 時から翌日 12 時までの 24 時間で積分した気温差と，18 時から翌日 1 時まで 7 時間で積分した気温差の関係を示したものである. この図から, 18 時～1 時の気温差積分値がその日の気温差の 24 時間積分値と高い相関があることがわかる．このことから，18 時～1 時の夜間の気温差データから翌朝 6 時から 12 時の上位蜃気楼の発生の期待度を推定できる可能性が示された. 18 時～1 時の気温差の 7 時間積分値が 100℃･10 分以上を期待度 A，50℃･10 分以上 100℃･10 分未満を期待度 B，5℃･10 分以上 50℃･10 分未満を期待度 C と定義した.

３．３　上位蜃気楼発生時間の予測について

前節で定義した 7 時間気温差積分値を用い, 冷気塊が海上に移流して何時間後に上位蜃気楼が発生し始め, 何時間後に消滅するか検討した. 冷気塊が海上に移動して峰浜～知布泊の緯度までの海上を冷気塊が覆うことにより, この方向に上位蜃気楼が発生したと仮定すると, 冷気塊が鉄塔の位置から約 6.8km の距離を移動していると考えられる. 上位蜃気楼発生時のアメダスの平均風速は 1.0 から 1.9m/s であったことから, 冷気塊がこの距離を移動するのに有する時間はおよそ 1～2 時間と計算される. したがって冷気塊は 19～20 時から海上を覆い始め，放射冷却の度合いによって翌日 2～5 時の範囲にピークを示し，10～13 時頃まで上暖下冷の状態が継続され上位蜃気楼を観測することが可能であると考えられる.

４　まとめと考察

本研究は鉄塔に設置した気温計のデータと気象庁の数値予報データから, 上位蜃気楼の発生を予測する手法を検討した. 既往研究では光学シミュレーションによって上位蜃気楼の見え方と気温差の関係を推定する試みは多くなされているが, 温度差以外にも複雑な要因があり単純ではないとされている．本研究では目視規模と 42m 高と 7m 高の気温差の積分値との間に関連が認められ, 予報指標として実用性があることが示唆された．その結果，18 時から 1 時までの気温差の積分値から，翌朝 6 時から 13 時頃までの蜃気楼発生の期待度の高さを定性的に A から C で表現し，発生時間を予測する手法を提案した. 本研究では目視で蜃気楼を確認した事例のみに着目していることから, 今後は蜃気楼が確認できていない日の積算値についても調査を行い, 風や雲量等のパラメータも考慮した予測を行う予定である.

【謝辞】

本研究の一部は, 一般社団法人 WNI 気象文化創造センターの助成（第九回気象文化大賞）を受けて実施した．本研究はデータ収集・解析・公開プラットフォームとして, 文部科学省の委託事業により開発･運用されているデータ統合解析システム（DIAS, 課題番号: JPMXD0716808999）を利用した.

【参考文献】

1) 日本蜃気楼協議会, 2016 : 蜃気楼のすべて！, 草思社，108pp.
2) 大鐘卓哉，加藤宝積，佐藤トモ子，2013 : 流氷の蜃気楼の観察と「幻氷・おばけ氷」に関する考察，北海道の雪氷，**32**，26-29.
3) 佐藤トモ子, 2015 : 斜里町における上位蜃気楼の記録, 知床博物館研究報告, **37**, 43-52.
4) 石原宙，舘山一孝，佐藤トモ子，小林一人，2018：冬季の斜里における上位蜃気楼の発生状況の調査-ドローンを用いた鉛直気温分布の観測手法の確立-, 雪氷, **80**(3), 213-226.
5) 舘山一孝, 佐藤和敏, 佐藤トモ子, 小林一人, 鈴木一志, 2018：LPWA を利用したオホーツク地域の蜃気楼発生予測・公開システムの開発，北海道の雪氷，**38**, 11-14.
6) 株式会社ウェザーニューズ, 1997：蜃気楼の発生予測方法並びに予測装置．特開平 09-152491.
7) 堀口貴司，瀬山滋, 2012：蜃気楼予測と検証（H24 年 4 月 28 日～5 月 1 日）．日本蜃気楼協議会，平成 24 年度研究発表会講演要旨
8) 金子和真, 2008：北海道の蜃気楼予報について．日本蜃気楼協議会，平成 20 年度研究発表会講演要旨
9) 岡本尚也, 2019：観光が日本の根幹産業になるために～北海道のサービス産業の展望～. 気象ビジネス推進コンソーシアム（WXBC）セミナー2019 in 北海道.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

吹雪粒子の鉛直分布と挙動

Vertical profile and motion of drifting snow particles

竹内　政夫[1]
Masao Takeuchi[1]
Corresponding author: masao.takeuchi@gmail.com

吹雪粒子は転動，跳躍および浮遊という３つの運動形態で移動する．吹雪量をリアルタイムで測定する唯一の方法として，乱流拡散理論に基づいて飛雪量の鉛直分布を雪面まで外挿して全層の吹雪量を求めていた．それは浮遊粒子が雪面を発生源として見なしたもので，雪面から雪が舞い上がるイメージをつくりあげた．しかし雪面近傍のより詳細な鉛直分布は跳躍粒子が乱流渦によって浮遊粒子に転化することを示し，転動，跳躍から浮遊まで有機的に繋がったイメージが得られた．

１．はじめに

吹雪量は乱流拡散方程式で与えられる[1)]飛雪量（mass flux）鉛直分布を，雪面まで外挿して求めることが多い．しかしそれは乱流拡散の浮遊粒子の発生源を雪面と見なし，雪面近傍の転動や跳躍量を無視したことになる．雪面が発生源とするイメージ図[2)]が一般に知られているが，雪面では乱流渦動拡散のエネルギーが小さいことからも矛盾する．定着した浮遊粒子の発生イメージであるが，吹雪研究の成果として継承することに疑問がある．そこで浮遊と跳躍粒子が混在する雪面近傍の飛雪量鉛直分布によって，改めて雪粒子の挙動について考える．

２．吹雪粒子鉛直分布と吹雪量

２．１　浮遊粒子の鉛直分布

吹雪の飛雪量や濃度（n）は高さ（z）によって異なり，雪面から飛雪層全体を合計した吹雪量は降雪量等と違って，１点だけの測定では求められない．塩谷ら[1)]は高さ 5 cm から 5 m までの飛雪分布の鉛直分布を測定し，両対数で直線分布になる乱流拡散方程式（１）を適用し，飛雪量分布を雪面まで外挿して吹雪量を求めた．

$$\log\frac{n(z)}{n_0} = -k_2 \log\frac{z}{z_0} \qquad (1)$$

塩谷自身は地表近くを移動する転動･跳躍粒子が流れるように動くことから「流雪」とよび，乱流拡散理論が適用される浮遊粒子と区別した．この吹雪量測定法は受け継がれ，Budd *et al.*[3)]による南極の大規模なプロジェクト研究などでも全層の吹雪量測定法として使われた．

乱流拡散とは乱流粒子濃度の高いところから低いところへ拡散することであり，分布の外挿は発生源を雪面としたことになる．また低い地吹雪の輸送量（以降，低い地吹雪量）が無視されていることの疑問もある．

２．２　跳躍粒子の鉛直分布

浮遊粒子を含まない低い地吹雪でも大きな吹きだまりができる．低い地吹雪量は無視するには大きく，雪面を発生源とした乱流拡散方程式で求める吹雪量は転動と跳躍量の分だけ過小評価になると考えられた．放物線の軌跡を描く跳躍粒子の飛雪流量（q）には，次の運動力学方程式（２）が与えられている[4)]．

$$\log q(z) = -k_1 z \qquad (2)$$

竹内ら[5)]は浮遊粒子と跳躍・転動粒子が混在する雪面から高さ30 cmまでの間で飛雪量鉛直分布を測定した．転動･跳躍からなる低い地吹雪量が，乱流拡散方程式（１）で求めた浮遊量より，小さいという予想外の結果であった．

２．３　雪面近傍の飛雪量鉛直分布

この結果に当時は，発生後十分発達していない石狩の吹雪の特徴ではないかという疑問が持たれた[5)]．追試のため広大な米国ワイオミング州で石狩と同一方法で測定し，図１の飛雪量鉛直分布が得られた[6)]．高さ約10 cm以下の飛雪量分布は直線が下方に屈曲し，石狩の吹雪と同様に，外挿するより小さい値を示した．

1.NPO 法人　雪氷ネットワーク　Network of Snow and Ice Specialists

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

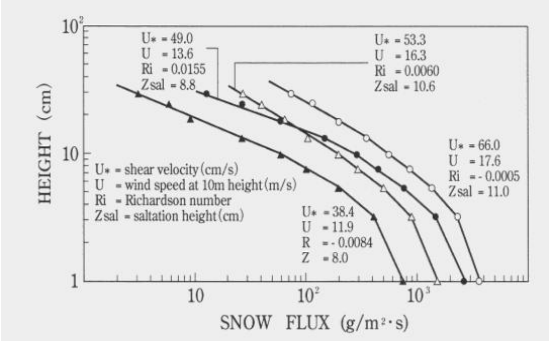


図１　飛雪流量鉛直分布（両対数グラフ）[6)]

図１を跳躍に焦点をあてるため片対数で表すと, 図１で屈曲が始まる高さから下は直線になる（図２）. これは（２）式の跳躍粒子の分布の形で, 約10 cmの屈曲点の上は浮遊粒子, 下は雪面まで跳躍粒子が卓越していることを示している.

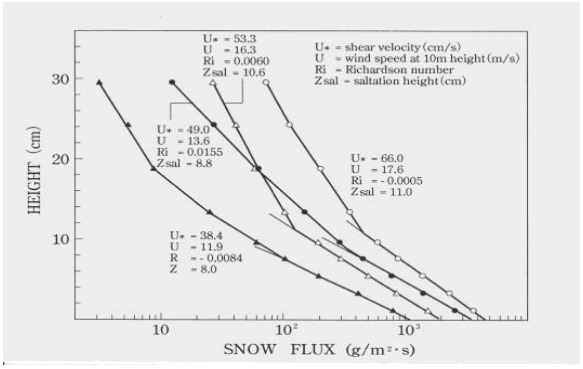


図２　飛雪流量鉛直分布（片対数グラフ）[6)]

３．吹雪粒子の運動と挙動

３．１　吹雪粒子の運動形態

雪面の雪粒子が重力と風の抗力で動き始める転動と跳躍の二つの運動形態は, Bagnold(1941)の飛砂の研究以来知られてきた. 浮遊運動は乱流拡散理論によって理解される様になった運動形態である. Mellor (1965)は浮遊粒子の発生源を雪面として, 雪粒に対する風の剪断応力による「かき乱し」で生まれる雪面の渦によって空中に持ち上げる仮説を出した. これが雪面から竜巻の様に浮遊粒子が発生するイメージ図となったと推測される[2)]. しかし雪面近傍の飛雪鉛直分布は Mellor (1965)のイメージを否定している.

３．２　転動と跳躍

鉛直分布でみる雪面（高さ０）の飛雪流量は, 跳躍量を雪面まで外挿したのと量的には全く同じである. また転動粒子が雪面の凹凸を越えて瞬間的にでも雪面を離れるのを跳躍の発生とすれば, 転動も跳躍の一部とも考えられる.

３．３　浮遊粒子の発生と発生源

飛雪鉛直分布からは浮遊粒子は跳躍の頂点部を発生源に発生している様に見える. 仮説であるが, これが雪粒子を拡散させるに十分な渦拡散係数になる高さと考えられる.

４．まとめ

雪粒子が転がり, 雪面の凹凸を越える時に転動から跳躍粒子に変わる. 跳躍粒子は風からエネルギーを得て勢いを増して, 雪面に衝突し, より高く跳ぶ. 高さの関数の乱流渦の強さが跳躍粒子を運ぶのに十分になると, 跳躍粒子は放物線軌道を外れ浮遊粒子に変わる. このように鉛直分布からは, 吹雪粒子の挙動は転動から浮遊まで有機的に結びついているイメージが見える.

５．あとがき

強い風で雪面の雪が引き剝がされバラバラに砕けた雪塊から跳躍粒子や浮遊粒子が発生することもある. また転がりや滑りで雪面を移動する粒子の存在も否定はできない. しかし一般的には吹雪粒子は転動から跳躍そして浮遊へと発達すると考えられる. しかし仮説とした跳躍粒子がどの様に渦拡散して浮遊粒子に転化するか, 発生源の高さなど理論的な裏付けが必要である.

参考文献

1) 塩谷正雄, 1953 : 吹雪密度の垂直分布にたいする一考察, 雪氷, **15**(1), 6-9.
2) Mellor, M., 1965: *Blowing Snow*, Cold Regions Science and Engineering part III, Section A3c, Hanover, NH, U.S. Army, CRREL, p79.
3) Budd W.F. *et al*., 1966: The Byrd snow drift project: outline of basic results, *Studies in Antarctic Meteorology, Antarctic Research Series*, American Geophysical Union, **9**, 71-134.
4) 河村龍馬, 1948 : 風による砂の運動, 科学, **18**(11), 24-30.
5) 竹内政夫, 石本敬志, 野原多喜男, 1975:吹雪量と飛雪量垂直分布, 雪氷, **27**(3), 114-121.
6) 竹内政夫, 2012 : 吹雪の飛雪分布からみた構造, 2012 雪氷研究大会, 講演要旨集.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

降雪時の降水量計の捕捉率に関する再検討
～風速変化の小さな降雪事例に着眼して～

Re-examination on catch ratios of falling snow by rain gauge
－Analysis focusing on snowfall cases with narrow ranges of wind speed－

大宮 哲[1]，原田 裕介[1]，高橋 丞二[1]
Satoshi Omiya[1], Yusuke Harada[1] and Joji Takahashi[1]
Corresponding author: somiya@ceri.go.jp (S. Omiya)

Catch ratios of rain gauge for falling snow decrease with wind speed. Regression equations between catch ratios and wind speeds are proposed by previous studies. However, these discussions were all about average wind speed during falling snow events. Therefore, in this study, we conducted an analysis focusing on the case with narrow ranges of wind speed.

１．はじめに

降水量計（雨量計）を用いて降雪を正確に測るのは難しい．それは，降雪は雨に比べて風の影響を受けやすく，風速の増加とともに降水量計に捕捉されにくくなるためである．従って，正確な値を把握するためには，実測値に対して捕捉損失分を補正する必要がある．これまで，国内外の多くの研究者によって降雪に対する降水量計の捕捉特性が調べられている．国内の例としては，横山ら[1)]や大宮・松澤[2)]などが挙げられ，捕捉率（実測値／真値）と風速の関係式が示されている．しかし，これらは降雪イベント単位の解析であり，イベントの平均風速を代表風速として扱っているため，イベント中の風速変化の影響は考慮されていない．実測値をより適切に補正するためには，降雪時の風速変化がなるべく小さいデータを用いて作った関係式を用いて補正する必要があると考える．そこで，本研究では風速変化が小さい降雪事例のみに着眼した解析を行い，降水量計の捕捉率と風速の関係について再検討した．

ここで，「真値」の算出方法は世界気象機関（WMO）に従う．WMO は二重柵基準降水量計（DFIR）による実測値に換算式[3)]を適用して求めた値を真値として扱ってよいとしており，既往研究，本研究ともにこの手順で求めた値を使用している．

国内で使用頻度の高い 3 種類の降水量計（転倒ます式，温水式，溢水式）を図 1 に記す．溢水式には元々風除けが取り付けられており，その外形は温水式に風除けを取り付けたものにほぼ等しい．地点によって更新時期は異なるが，溢水式は 1990～2000 年代まで北海道内のアメダスで広く使用されていた型式である，なお，現在は温水式に風除けが取り付けられたものが，北海道内の全アメダスで使用されている．

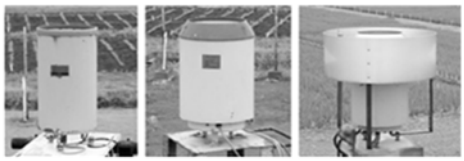

転倒ます式　温水式　溢水式（風除け付）

図 1 国内で使用頻度の高い降水量計[1)]より転載

２．横山ら[1)]・大宮・松澤[2)]の研究成果の概要

横山ら[1)]は図 1 に示す 3 種類の降水量計を用い，降雪イベント毎に求めた累積値から捕捉率 *CR* を算出し，風速 *U* との関係を示した（図 2）．図中の曲線は吉田[4)]の式に回帰させて求めた回帰曲線である．大宮・松澤[2)]は横山ら[1)]の結果の多くが風速 5m s^{-1} 以下であることに着眼し，それ以上の強風時のデータを補完すべく，強風頻度の高い石狩吹雪実験場（寒地土木研究所所有の観測施設）にて観測を行った．そこでは，転倒ます式および風除けを取り付けた温水式の 2 種類の降水量計が用いられた．結果を図 3 に記す．なお，比較のため，図 3 中には横山ら[1)]が示した回帰曲線も付記してある．この結果より，強風時においても捕捉率の減少傾向は変わらないこと，転倒ます式の回帰曲線がほぼ一致すること，外形がほぼ等しい溢水式と風除け付き温水式の回帰曲線が概ね一致することが示され，捕捉率は主に風速と降水量計の形状に依存することが確認された．

[1] 土木研究所　寒地土木研究所　Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

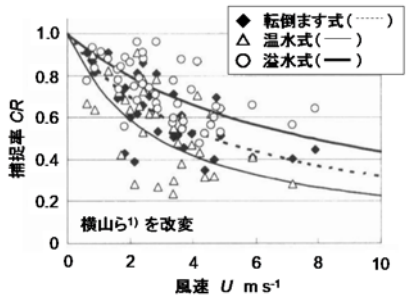


図 2 横山ら [1]が示した捕捉率と風速の関係

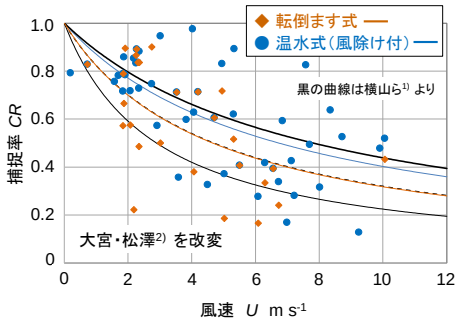


図 3 大宮・松澤 [2]が示した捕捉率と風速の関係

3．風速変化の小さな降雪事例に着眼した解析

横山ら [1]が解析した降雪 1 イベントの平均継続時間は 14 時間 49 分，大宮・松澤 [2]のそれは 6 時間 22 分であった．横山ら [1]の解析イベントはその日時が明記されていないため，イベント中の風速変化量については不明であるが，大宮・松澤 [2]の解析イベントにおける風速変化量の平均は 4.7 m s^{-1}（最大 11.7 m s^{-1}，最小 1.1 m s^{-1}）であった．従って，図 3 に示すプロットはそれぞれこれと同程度の風速変化幅を有する．

本研究は，風速変化が小さな降雪事例のみを扱う．石狩吹雪実験場における過去 5 冬期（2014～2018 年度）の観測データ（降水量（DFIR，転倒ます式，風除け付き温水式），風向風速，気温；いずれも 10 分平均値）を使用した．この中から下記の条件に合致する連続データを抽出し，それぞれの累積値から捕捉率を求めた．ここでは，抽出された連続データの平均風速を代表風速とした．なお，以下の条件は全て「かつ条件」である．

抽出条件
① 風速変化が 1 時間以上にわたって 1.0 m s^{-1} 以内に収まっていること
② 気温が常に 0℃未満であること
③ DFIR 観測から求めた真値の累積値が 4mm 以上（水換算値）であること

図 4 に，風除け付き温水式降水量計についての結果を示す．5 冬期において上記抽出条件に合致したものは 16 例あった．図中の横軸エラーバーは風速変化幅を示す．比較のため，横山ら [1]の溢水式と大宮・松澤 [2]の風除け付き温水式の回帰曲線も付記してある．また，表 1 に捕捉率 *CR* と風速 *U* の関係式，関係式から求めた捕捉率の実測値に対する二乗平均平方根誤差（RMSE），風速ごとの捕捉率を記す．本解析で得られた降水量計の捕捉率は，既往研究の捕捉率よりも低い傾向があった．また，既往研究に比べ RMSE は小さく，よりばらつきの少ない結果が得られた．求めた関係式によると，いずれの風速においても捕捉損失分が既往のものより 10%前後大きい．これは，既往の関係式を用いた場合には捕捉損失分を十分に補正しきれない可能性があることを示している．

降水量計の捕捉率と風速の関係式を高精度化することは，アメダス降水量計による実測値からより妥当な降雪強度を算出するうえで必須であり，これは冬期道路管理や雪氷災害対策，水資源の評価等，様々な観点から重要である．

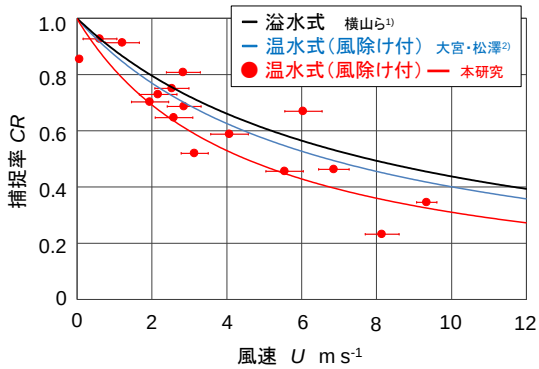


図 4 本解析で得られた捕捉率と風速の関係

表 1 降水量計ごとの関係式・RMSE・捕捉率

降水量計の種類	風除けの有無	捕捉率*CR*と風速*U*の関係式	RMSE	*CR*			
				U = 2	*U* = 5	*U* = 8	*U* = 10
溢水式（横山ら1)）	有（標準装備）	$CR=\frac{1}{1+0.128U}$	0.107	0.80	0.61	0.49	0.44
温水式（大宮・松澤2)）	有	$CR=\frac{1}{1+0.149U}$	0.167	0.77	0.57	0.46	0.40
温水式（本研究）	有	$CR=\frac{1}{1+0.221U}$	0.106	0.69	0.47	0.36	0.31

【参考文献】

1) 横山宏太郎ら, 2003 : 冬期における降水量計の捕捉特性，雪氷, **65**, 303-316.
2) 大宮哲，松澤勝, 2017 : 強風時における雨量計の降雪粒子捕捉率に関する検討，寒地土木研究所月報, **769**, 2-8.
3) Goodison *et al*, 1998: WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison Final Report, WMO/TD-No.872, p.212.
4) 吉田作松, 1959 : 積算雪量計の研究（第二報）主として型別の捕集率ならびに積算雪量計実用化のための吟味，研究時報, **11**, 507-524.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

吹雪量の観測値と複数の推定手法による推定値との比較

―　石狩吹雪実験場における観測結果より　―

Comparison of the snow transportation rate by observation and some estimation methods - Using results of observation on the Ishikari Blowing-Snow Test Field -

武知 洋太[1]，大宮 哲[1]，原田 裕介[1]，高橋 丞二[1]
Hirotaka Takechi[1], Satoshi Omiya[1], Yusuke Harada[1], Joji Takahashi[1]
Corresponding author: hiro-takechi@ceri.co.jp (H. Takechi)

道路における吹雪災害を軽減していくには，暴風雪時に発生する道路上の吹きだまりを事前予測していくことが重要であり，このためには累計の吹雪量を正確に推定していくことが必要となる．吹雪量を推定する方法は，これまで複数の方法が検討されているが決められた方法がないのが現状である．そこで本論では，吹雪量について石狩吹雪実験場での飛雪流量の観測値から算出し求めた値と風速を基に吹雪量を求める既往の経験式から見積もった推定値を比較し，推定手法の課題や改善方法について考察した．

１．背景

積雪寒冷地の道路では，吹雪による吹きだまりが発生し車両が立ち往生するなどの吹雪災害が発生している[1]．このような吹雪災害を軽減していくには，暴風雪時に発生する吹きだまりを事前予測していくことが重要であり，このためには暴風雪イベントにおける累計の吹雪量を正確に推定していくことが必要となる．しかし，吹雪量を推定する方法は，これまで複数の方法が検討されているが決められた方法がないのが現状である．

２．調査方法

２．１　飛雪流量の観測

著者らは，北海道石狩市にある寒地土木研究所石狩吹雪実験場（N43°13'，E141°24'：図 1）において，吹雪時の卓越風向風上に 200～300m 以上の吹走距離を有する箇所で飛雪流量の観測を行った．ここで飛雪流量 q（g m^{-2} s^{-1}），とは，単位面積を単位時間に通過する雪粒子の質量である．飛雪流量の計測は地上高 1m，3m，7m に飛雪粒子係数装置（新潟電気製 SPC-95）（以下，SPC とする）を設置し 2017 年度，2018 年度の冬期間に観測した．また，吹雪が発生した表 1 に示す期間には，雪面から高さ 0.1m に SPC を追加で設置し，高さ 0.1m の飛雪流量を観測した．

飛雪流量の観測時には，高さ 6.2m に設置した風向風速計により風速を観測した．さらに，観測箇所近傍に設置した気温計と二重柵基準降水量計により気温（℃）と降雪量（水量換算値）（mm）を観測した．表 1 に，観測事例毎の風速，気温，累計降雪量の観測結果を示した．

図 1 調査箇所

表 1　各観測事例の期間と気象条件

	日付	開始時刻	終了時刻	風速（m s^{-1}） 平均	最大	最小	気温（℃） 平均	最大	最小	累計降雪量（mm）
事例1	2018/1/25	8:00	18:00	7.9	10.7	1.7	−6.0	−4.0	−12.6	2.8
事例2	2019/1/17	9:50	18:00	10.4	14.2	6.4	−9.3	−5.4	−13.4	0.9
事例3	2019/1/18	9:50	18:00	10.2	13.1	7.7	−4.5	−3.1	−6.0	3.0
事例4	2019/2/8	8:30	18:00	9.7	11.2	7.0	−13.6	−13.3	−13.9	1.7

２．２　飛雪流量の観測値を用いた吹雪量の算出

SPC で観測した各高さの飛雪流量 q を基に，式(1)の通り高さ 5m までの吹雪量 Q_5（g m^{-1} s^{-1}）を台形近似により求めた．なお，算出期間は表 1 に示す各事例の期間とし 10 分毎に算出した．

$$Q_5=((q_0+q_{SPC0.1})/2)\cdot 0.1+((q_{SPC0.1}+q_{SPC1})/2)(h_{SPC1}-0.1)+((q_{SPC1}+q_{SPC3})/2)(h_{SPC3}-h_{SPC1})+((q_{SPC3}+q_5)/2)(5-h_{SPC3}) \quad \cdots(1)$$

[1]寒地土木研究所　Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

ここで，q_0，　q_5 は雪面近傍（雪面高さ 0.01m とする）と雪面高さ 5m の飛雪流量，$q_{SPC0.1}$，q_{SPC1}，q_{SPC3} は雪面高さ 0.1m と地上高さ 1m，3m で SPC により計測した飛雪流量（g m^{-2} s^{-1}）を示す．h_{SPC1}，h_{SPC3} は地上高さ 1m，3m に設置した SPC の雪面からの高さを示す．

吹雪量の算出では，SPC による飛雪流量の観測値を用いることとしたが，飛雪流量は雪面からの高さにより大きく変化する [2]．このため，式(1)の通り SPC による飛雪流量の観測高さは積雪深を考慮し雪面からの高さとした．また，q_0 は $q_{SPC0.1}$ と q_{SPC3} から外挿し算出した．なお，雪面高さ 5m 以上の飛雪流量は，地吹雪に起因した飛雪が少なく高さの違いによる変化が小さいと考えられる．そこで，q_5 には q_{SPC7} を用いた．なお，本手法で求めた吹雪量を本論では観測値という．

２．３　既往の経験式による吹雪量推定

（１）推定手法１

松澤ら [2]は本観測と同じ石狩吹雪実験場において吹雪量を観測し，式（2）の経験式を得ている．なお，この式は降雪終了直後の降雪を伴っていない時の最大吹雪量を風速 1m s^{-1} 毎に求め導かれた結果である．

$$Q_5 = 0.005\, U_{1.2}^4 \qquad \cdots\cdot(2)$$

ここで，Q_5 は高さ 5m までの吹雪量（g m^{-1} s^{-1}），$U_{1.2}$ は高さ 1.2m での風速（m s^{-1}）を示す．

推定手法 1 では，式(2)を基に地吹雪発生時における吹雪量を 10 分毎に見積もった（以下，推定値 1 とする）．ただし，式(1)の適用は以下の地吹雪発生の条件満たす場合とした．地吹雪発生の判別は竹内ら [3]の降雪時における地吹雪発生臨界風速を参考とし，以下の条件により行った．

【地吹雪判定条件】：

$$U_{10} \geqq 5\text{m s}^{-1} \quad \text{かつ} \quad q_{SPC1} - q_{SPC7} > 0$$

ここで，q_{SPC1}，q_{SPC7} は地上高さ 1m，7m の SPC により観測された飛雪流量（g m^{-2} s^{-1}），U は高さ 10m での風速（m s^{-1}）を示す．

ただし，高さ 1.2，10m の風速は高さ 6.2m の風速から対数則（雪面粗度：1.5×10^{-4}m）より求めた．

（２）推定手法２

大宮ら [4]は本観測と同じ石狩吹雪実験場において吹雪量を観測し，高さ 7m までの降雪を含めた吹雪量を推定する方法について，式（3）を提案している．なお，式（3）の第 1 項は地上から高さ 7m までの降雪成分と風速の積により降雪成分の吹雪量を示したものであり，第 2 項は地吹雪成分の吹雪量を松澤ら [2]と同様の方法で観測結果から導いている．本研究では高さ 5m までの吹雪量を推定するため，第 1 項は高さ 5m までの降雪成分とするため式(4)の通り改変した．

$$Q_7 = 1.42P'U_{10} + 0.00053U_{10}^{4.6} \qquad \cdots\cdot(3)$$

$$Q_5 = 0.98P'U_{10} + 0.00053U_{10}^{4.6} \qquad \cdots\cdot(4)$$

ここで，Q_5 は高さ 5m までの吹雪量（g m^{-1} s^{-1}），P'は降雪強度（mm h^{-1}），U_{10} は高度 10m での平均風速（m s^{-1}）を示す．

推定手法 2 では，式(4) を基に吹雪量を 10 分毎に見積もった（以下，推定値 2 とする）．なお，地吹雪発生の判別方法は推定手法 1 と同様とし，地吹雪発生時にのみ地吹雪成分の吹雪量（式(4)の第 2 項）を算出した．

（３）推定手法３

小林ら [5]は札幌市で風向に直角に掘られた溝に捕捉された雪の量を観測し，風速との関係から主に地吹雪に起因する吹雪量を推定する経験式を提案している．

$$Q = 0.03U_1^3 \qquad \cdots\cdot(5)$$

ここで，Q は吹雪量（g m^{-1} s^{-1}），　U_1 は高さ 1m での風速（m s^{-1}）を示す．

推定手法 3 では，式(5)を基に地吹雪発生時における吹雪量を 10 分毎に見積もった（以下，推定値 3 とする）．なお，地吹雪発生の判別方法は推定手法 1 と同様とし，地吹雪発生の条件を満たした場合に式(5)により吹雪量を見積もった．

３．調査結果と考察

吹雪量の観測値と 3 つの経験式（式(2)，(4)，(5)）より見積もった推定値から各事例の観測開始から終了まで（表 1）の累計吹雪量をそれぞれ算出し，両者の関係を示した（図 2）．また，10 分毎に算出した吹雪量の観測値と 3 つの推定値との関係を事例毎に示した（図 3）．図 4 には事例毎の吹雪量の観測値と 3 つ推定値，気温，高さ 10m の風速，降雪強度の時系列変化を示した．

図 2a)d)より，事例 1 の観測途中や事例 4 の観測期間の後半において累計吹雪量の推定値が観

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

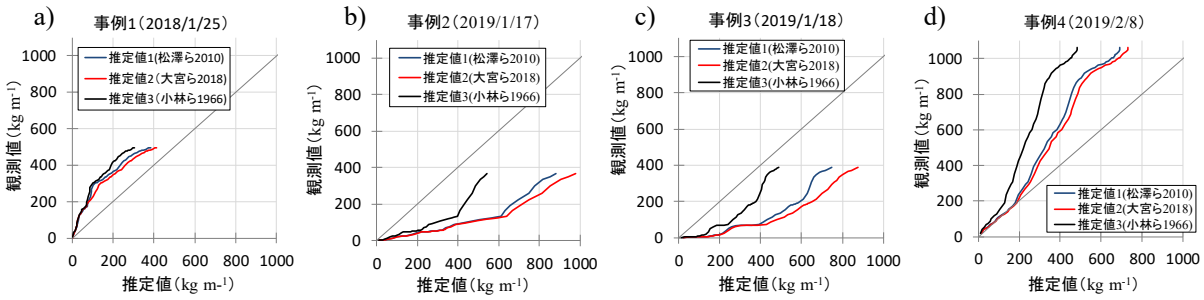


図 2　観測値による累計吹雪量と推定値による累計吹雪量との関係

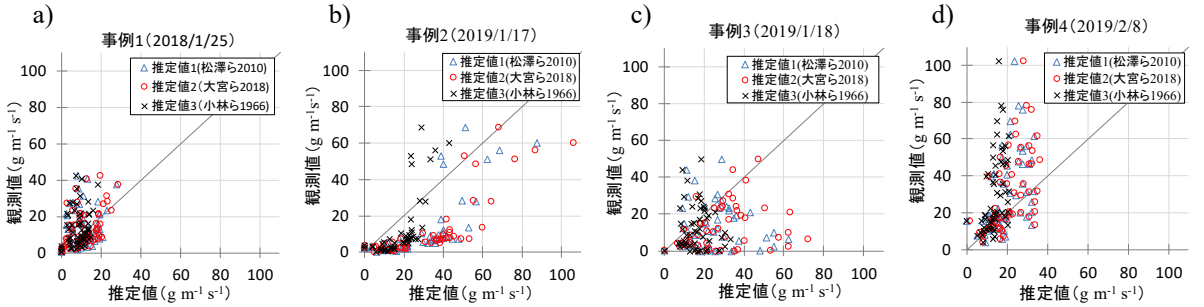


図 3　吹雪量の観測値と推定値との関係（10 分値）

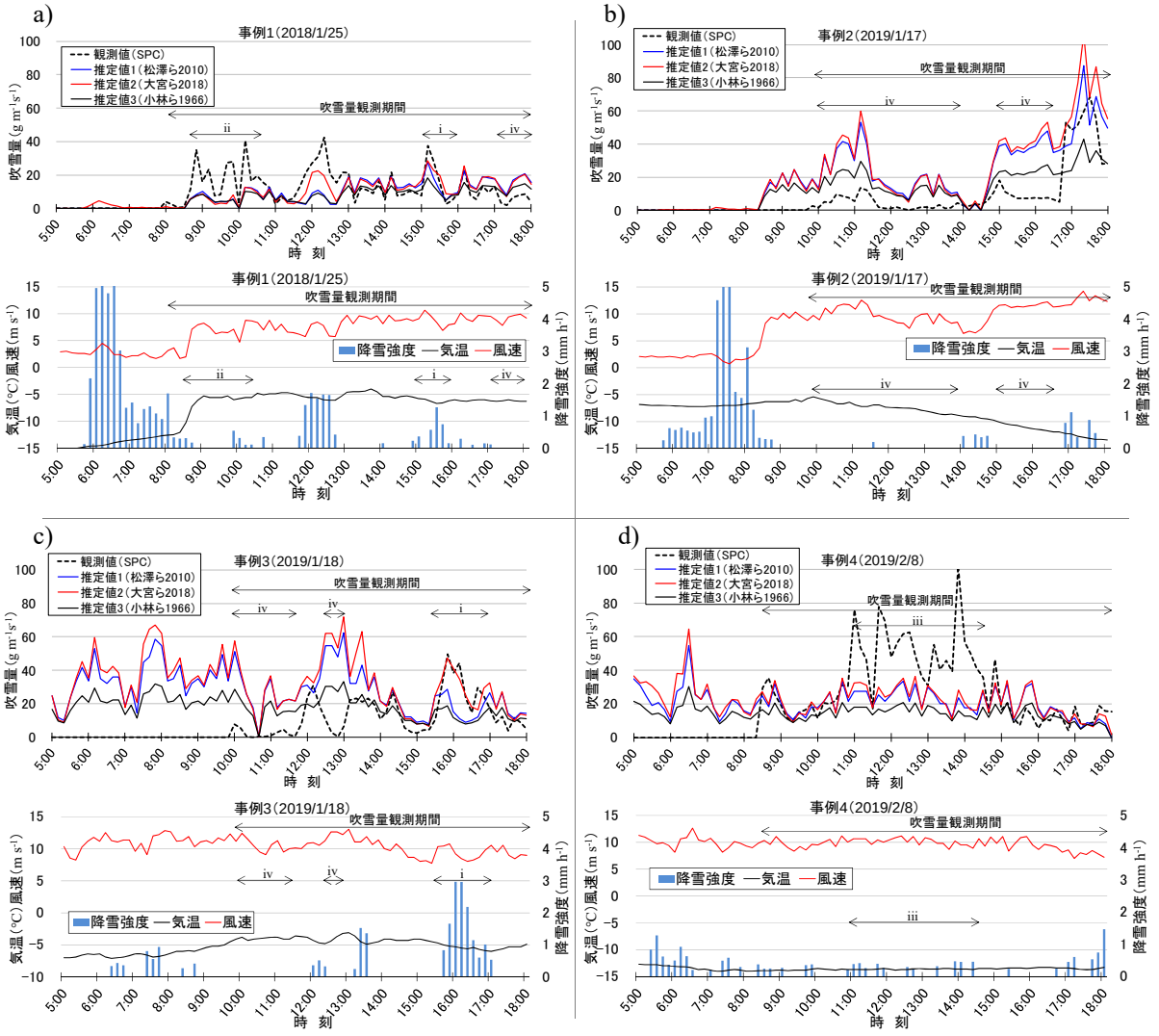


図 4　吹雪量（観測値と推定値）及び各種気象要素の時系列（10 分値）

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

測値を大きく下回った．図 3a)c)d)より，事例 1, 3，4 において吹雪量の 3 つの推定値はいずれも観測値に概ね一致するデータが多く見られたが，観測値を下回るデータも多く見られた．

図 4 より，事例 1 の 15～16 時頃（図 4 a) (i)）及び事例 3 の 15 時半～17 時頃（図 4 c) (i)）の吹雪量に着目すると，推定値 2 は概ね実測値に一致しているが，推定値 1 や推定値 3 については実測値より過小であった。この期間は，降雪強度が比較的強い時間帯であった．式(2)及び式(5)では降雪成分の吹雪量を直接考慮していないことから，このことが推定値 1 や推定値 3 が実測値に比べて過小であった要因と考えられる．

また，事例 1 の 8 時半～10 時半頃（図 4a) (ii)）には吹雪量の 3 つの推定値がいずれも観測値を下回っている．この時間帯は，風速が 10m s^{-1} 未満で降雪もあまり観測されていない条件下であったが，直前に気温-13～-15℃の低温下で降雪が多く観測されている．このため，地吹雪を発生させる新積雪が十分存在し地吹雪が発達しやすかったことが考えられる．さらに，事例 4 の 11～14 時半頃（図 4 d)(iii)）の時間帯においても，吹雪量の 3 つの推定値はいずれも実測値を下回っている．この時間帯の気象条件を確認すると，気温-13℃の低温下において風速が概ね 10 m s^{-1} を超過し降雪も断続的に発生していた．なお，式(2), (5)は気温-1～-8℃での観測結果，式(4)は積雪表面温度が-4～-7℃における観測結果に基づいて経験式が設定されている．このため，概ね気温-10℃未満の低温下での降雪時や降雪終了直後においては，既往の経験式（式(2)，(4)，(5)）は吹雪量を過小評価してしまう恐れがあると考えられる．

図 2b)c)より，事例 2 及び 3 において観測開始から終了までの累計吹雪量の 3 つ推定値はいずれの推定結果についても観測値を大きく上回った．また図 3b)より，事例 2 では吹雪量の推定値のほとんどが実測値の 2 倍以上と大きかった．なお，事例 2 では観測期間中の累計降雪量（水量換算値）が 0.9mm と少なく（表 1），このことが大きな要因であったと考えられる．

また図 4 より，事例 1 の 17～18 時（図 4a)(iv)），事例 2 の 10～14 時，15～16 時半（図 4b) (iv)），事例 3 の 10～11 時半，12 時半～13 時の時間帯（図 4c) (iv)）の吹雪量に着目すると，3 つの推定値はほとんどが実測値を上回っており，特に推定値 1 と推定値 2 は実測値との乖離が大きかった．この期間の気象条件を確認すると，降雪がほとんど観測されていない時間帯であることがわかる．

吹雪量の推定値はいずれも各風速における吹雪量の上限値（飽和吹雪量）から設定された経験式より見積もっている．一方，これらの期間は降雪を伴っていなかったことにより吹雪が十分発達していなかったことが考えられる．このため，式(2)，(4)，(5)の経験式により降雪を伴っていない場合の吹雪量を推定する場合には，実際よりも吹雪量を過大評価してしまう恐れがある．降雪を伴わない場合には，風上に存在する吹雪の供給源になり得る積雪量等から吹雪の持続性を別途評価していくことが，吹雪量を推定する上では必要と考えられる．

４．まとめ

本論では，飛雪流量 q の観測結果を基に高さ 5m までの吹雪量 Q_5 を算出し，既往の経験式（式(2)，(4)，(5)）による推定値と比較した．その結果，概ね気温－13℃未満の低温下における降雪時や降雪終了直後には，既往の経験式では吹雪量を過小評価してしまう恐れがあることを明らかとした．一方，降雪を伴わない場合にはいずれの経験式を用いた場合においても吹雪量を実際より過大に見積もってしまう場合があり，風上に存在する吹雪の供給源になり得る積雪量等から吹雪の持続性を併せて評価していくことが，吹雪量を推定する上では必要と考えられる．

【参考文献】

1) 吾田洋一，松澤勝，伊東靖彦，横山博之，山田毅，2010：えりも町での吹きだまり調査報告，雪氷研究大会(2010･仙台)講演要旨集，62
2) 松澤勝，金子学，伊東靖彦，上田真代，武知洋太，2010：風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察，寒地技術論文・報告集，**26**，45-48.
3) 竹内政夫，石本敬志，野原他喜男，福沢義文，1986：降雪時の高い地吹雪の発生限界風速，昭和 61 年度日本雪氷学会全国大会予稿集
4) 大宮哲，武知洋太，高橋丞二，松澤勝，2018：降雪時における吹雪量推定式の提案－降雪強度と風速による吹雪量の算定－，雪氷研究大会(2018･札幌)講演要旨集，273
5) 小林大二，1969：みぞによる地吹雪量の測定，低温科学 物理編，**27**，99-106

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

飛雪流量の推定モデルを用いた吹雪量と視程との関係

Relation between snow transport rate and visibility using the estimation model on mass flux of snow

松澤　勝[1]
Masaru Matsuzawa[1]
Corresponding author: masaru@ceri.go.jp (M. Matsuzawa)

吹雪量は吹雪の強さを示す基本となる指標であるが，その値から，具体的な吹雪の強さをイメージしづらい．そのため，道路管理等の実務者向けには，理解しやすい値への変換が必要と考えられる．そこで，感覚的に吹雪の強さをイメージしやすい視程で表現する方法を検討した．飛雪流量の推定モデルを用いて高さ 7 m までの吹雪量を算出し，視程と飛雪流量の経験式を用いて推定した高さ 1.2 m の視程と比較し，両者の関係式を得た．この関係式を用いて推定した視程の値は，概ね妥当であることが示された．

１．はじめに

吹雪量は, 風向に直角な単位幅を単位時間に通過する吹雪粒子の質量であり, 吹雪の強さを示す指標として, 基本となるものである. 大宮ら[1)]は, 2013 年 3 月の北海道東部に大きな被害を与えた暴風雪などを対象に, 累計吹雪量や時間吹雪量が国道の通行止めに与える影響を示した．しかし, 風や降雪の強さを示す風速や降雪量と異なり, 吹雪量の値から吹雪の強さをイメージするのは難しい. そのため, 吹雪防災に携わる実務者向けには, 理解しやすい値への変換が必要と考えられる.

飛雪流量は, 風向に直角な単位断面積を単位時間に通過する吹雪粒子の質量であり, 鉛直方向に積分した値が吹雪量になる. また, 飛雪流量は視程と密接な関係があり, 既往研究[2)3)4)]で, 飛雪流量と視程との経験式が得られている.

本研究は，道路管理等の吹雪防災の実務者が，吹雪量から吹雪の強さを簡易に把握できるようにすることを目的とする．この目的の下，飛雪流量の推定モデルを用いて吹雪量と視程値を算出し，両者の関係を分析した．

２．研究の方法

２．１　飛雪流量の推定モデル

浮遊層（吹雪粒子が浮遊運動によって輸送される領域）において，飛雪流量は，飛雪空間密度と風速の積で表すことができる. ここで飛雪空間密度は単位空間に存在する吹雪粒子の質量である.

松澤[5)]は，松沢・竹内[3)]の飛雪空間密度の鉛直分布式と風速の鉛直分布式の積を取ることで, 任意の高さ z における飛雪流量 $q(z)$ (g m^{-2} s^{-1})　の鉛直分布式（式(1)）を導いた.

$$q(z)=\frac{Pu_*}{kw_f}\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)+\frac{u_*}{k}\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\cdot\left(N_t-\frac{P}{w_f}\right)\left(\frac{z}{z_1}\right)^{-\frac{w_b}{ku_*}} \quad \cdots(1)$$

ここで,

P：降雪粒子の鉛直フラックス(g m^{-2} s^{-1})
u_*：摩擦速度(m s^{-1})
z_0：表面粗度 (m)
z_1：基準高さ(m)
N_t：基準高さ z_1 での飛雪空間密度(g m^{-3})
w_f：降雪粒子の落下速度(m s^{-1})
w_b：浮遊粒子の落下速度(m s^{-1})
k：カルマン定数(=0.4)

である.

本研究では，松澤[5)]や松澤[6)]を参考にして，式(1)に含まれるパラメータを以下のように与える.

P=0.278 P_h (mm h^{-1})
u_*=0.036 V_{10} (m)
z_0=0.00015 (m)
z_1=0.15 (m)
N_t= 0.021･exp (0.401･V_{10})　(g m^{-3})
　　(P_h≦0.5 mm h^{-1})　･･･(2a)
　= 0.116･exp (0.309･V_{10})　(g m^{-3})
　　(P_h＞0.5 mm h^{-1})　･･･(2b)
w_f=1.2 (m s^{-1})
w_b=0.031 V_1-0.15 (m s^{-1})　･･･ (3)

ここで,

V_{10}：高さ 10 m の風速(m s^{-1})

[1] 土木研究所　寒地土木研究所　Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

V_1：高さ 1 m の風速(m s^{-1})
P_h：時間降水量(mm h^{-1})
である．なお w_b は風速の鉛直分布式を用いて，

$$w_b = 0.031\frac{u_*}{k}\ln\left(\frac{1}{z_0}\right) - 0.15 \quad \cdots (3')$$

とする．

以上の式と値を用いることで，高さ 10 m の風速 V_{10} と時間降水量 P_h から任意の高さの飛雪流量 q(z)を算出することができる．

２．２　飛雪流量と視程の関係式

吹雪時の視程と飛雪流量は関係が深く，竹内・福沢 [2]や，松沢・竹内 [3]が，視程と飛雪流量との実験式を示している．武知ら [4]は，一般市民を被験者とした実験を行い，既往研究のデータに加えて分析し，実験式(式(4))を得た．本研究では式(4)を用いて，任意の高さの飛雪流量 q(z)から視程 Vis(z)を求める．なお，本研究では，道路構造令に示される小型車のドライバーの目線高さである高さ z = 1.2 m での視程を求める．

$$Vis(z) = 10^{-0.886\log(q(z))+2.648} \quad \cdots (4)$$

２．３　飛雪流量を用いた吹雪量の推定方法

吹雪量は飛雪流量を鉛直方向に積分した値であり，降雪がある場合，積分の上端を定めないと値が無限になる不都合が生じる．このため，本研究では，演算対象の上限の高さを 7 m とする．

松澤 [5]は，解析的に式(1)を高さ z で積分して，浮遊層の吹雪量を求める式を示した．そして，跳躍層の吹雪量を Kobayashi[7]の実験式より算出し，両者の和を取ることで全層の吹雪量を求める方法を示した．しかし，本研究では，簡易さを優先し以下の式(5)より吹雪量 Q (g m^{-1} s^{-1})を求める．

$$Q = \{q(0.1) + q(0.2) \cdots + q(6.9) + q(7.0)\} \cdot 0.1 \quad \cdots (5)$$

図 1 は，式(5)で求められる吹雪量 Q の模式図である．高さ 0.5～6.7 m は省略しているが，網掛けの部分が吹雪量になる．ところで，実際の飛雪流量の鉛直分布は連続であり図の実線のようになる．従って，この手法の場合，実際の吹雪量を過小評価することになる．これについては，後で議論するが，本研究は，実務者が目安として吹雪量から吹雪の強さを把握する方法を提示することが目的なので，厳密さを欠くが，本章では，この手法を用いる．

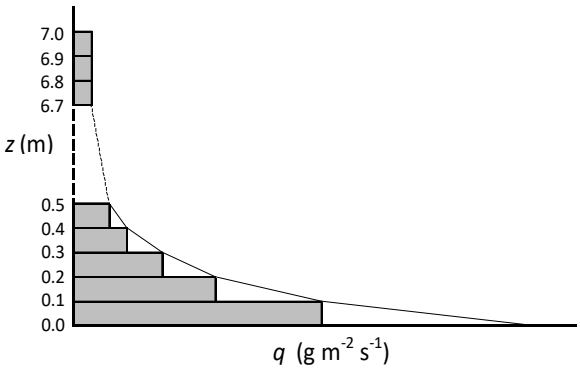


図 1　吹雪量 Q 算出の模式図．図の網掛け部分の総和が吹雪量に相当する．

３．計算結果

吹雪量の計算においては，以下の値を式(1)～(3)に与えて飛雪流量を求め，式(4)から視程を，式(5)から吹雪量をそれぞれ算出した．
V_{10} = 7.5, 10.0, 12.5, 15.0, 17.5, 20.0 (m s^{-1})
P_h = 0.0, 1.0, 3.0, 5.0 (mm h^{-1})

図 2 は，計算結果である．時間降水量 P_h によらず，視程と吹雪量との間には，一定の関係があり，両対数のグラフで直線になることがわかる．

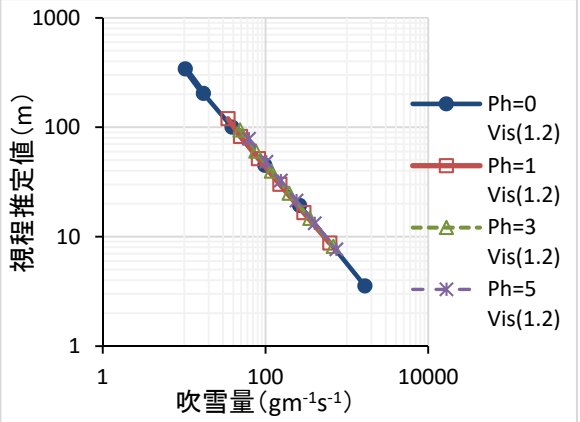


図 2　吹雪量と高さ 1.2 m の視程の推定値との関係．Ph は時間降水量(mm h^{-1}).

４. 跳躍層を考慮した吹雪量推定手法の改良検討

ところで，2.3 節で断ったように，上記の手法では，吹雪量を過小評価する．特に，雪面近くの跳躍層での吹雪量の推定誤差が無視できない可能性がある．そこで，雪面付近の吹雪量の推定に関して改良を検討する．

松澤ら [8]は，任意の高さの飛雪流量と雪面からその高さまでの吹雪量との関係を解析した．雪面から高さ 0.1 m まではタンス型ネット式吹雪計を，高さ 0.3，0.5，1.0 m では筒型吹雪計を用いて飛

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

雪流量の観測を行った．その計測値から吹雪量を推定し，任意の高さの飛雪流量と雪面からその高さまでの吹雪量を比較して，両者の関係式を求めた．その結果，雪面から高さ 0.5 m までの吹雪量 $Q_{0.5}$ と，高さ 0.5 m の飛雪流量 $q(0.5)$ との間に，

$$Q_{0.5}=1.68\,q(0.5) \qquad \cdots(6)$$

なる関係式を得た．図 3 の網掛け部分が $Q_{0.5}$ に相当する．図 1 に比べ，過小評価が改善されることがわかる．

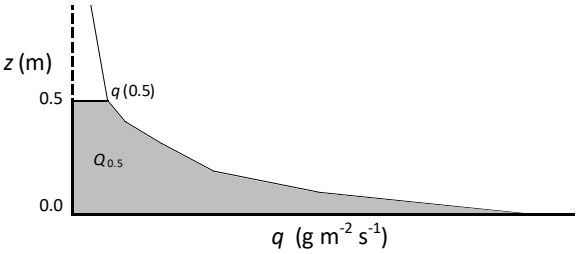


図 3　高さ 0.5 m の飛雪流量 $q(0.5)$と高さ 0.5 m 以下の吹雪量 $Q_{0.5}$ の関係を示す模式図

そこで，高さ 0.5 m より上では，2.3 節で示した方法で吹雪量を求め，高さ 0.5 m 以下は，式(6)から吹雪量を求め，両者の和を取ることで，雪面から高さ 7 m までの吹雪量を算出する．以下では 2 章で示した吹雪量算出手法を手法 1，本章の手法を，手法 2 とする．

3 章と同じ計算条件を与えて V_{10} と P_h を変化させて計算した結果を図 4 に示す．演算で算出した全てのデータを対象にして，累乗式で回帰分析を行った結果，以下の関係式が得られた．

手法 1：$Vis(1.2) = 2224 \cdot Q^{-0.887}$ 　　$\cdots(7)$

手法 2：$Vis(1.2) = 2695 \cdot Q^{-0.891}$ 　　$\cdots(8)$

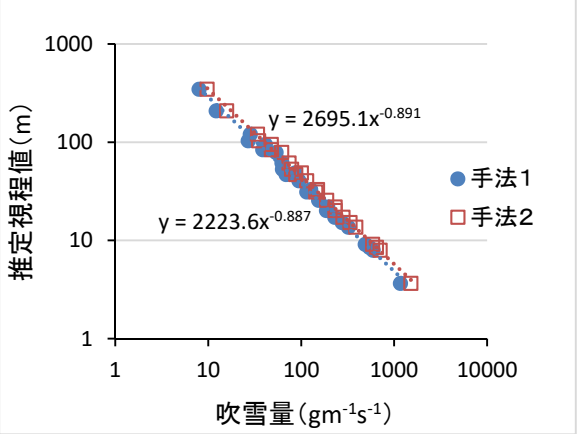


図 4　吹雪量と視程の推定値との関係．手法 1 と手法 2 による推定結果の比較．

図 4 より，手法 2 で得られる吹雪量は手法 1 より，やや大きい値となり，過小評価が改善されているものの，その差は小さいことがわかる．

5．既往の吹雪量推定式との比較

次に，本研究の吹雪量の推定手法について，大宮ら [1]の解析に用いた吹雪量の推定式 [9]と比較する．比較に当たっては，粗度を 1.5 x 10^{-4} m として高さ 10 m の風速に換算した式(9)を用いた．

$$Q = 1.37 \cdot P_h \cdot V_{10} + 0.000455 \cdot V_{10}^{4.6} \qquad \cdots(9)$$

結果を図 5 に示す．図 5 上，図 5 下はそれぞれ時間降水量 P_h が 0.0 (mm h^{-1}), 1.0 (mm h^{-1})での計算結果である．

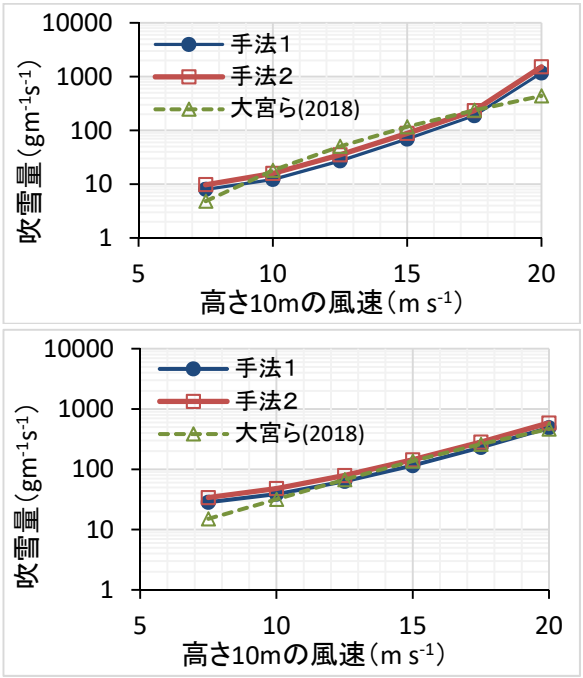


図 5　大宮ら [9]の吹雪量推定手法と手法 1，手法 2 による吹雪量推定値と風速との関係（上：P_h=0.0 mm h^{-1}，下：P_h=1.0 mm h^{-1}）

図より，本研究の吹雪量推定手法は，大宮ら [9]の推定式に近い計算結果となることがわかる．なお，風速が 20 m s^{-1} を超えると降雪の無い場合に乖離が生じている．これは式(2)や式(3)を得た際の観測に風速 15 m s^{-1} 以上のデータが含まれておらず，風速の大きな条件下で，これら関係式の信頼性が低下していることが理由の一つである．

6．時間吹雪量と時間平均視程との比較

大宮ら [1] は，吹雪による通行止めが，時間吹雪量や累計吹雪量と関係があることを示した．図

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

6は，大宮ら[1]による2013年3月2日の国道通行止めと時間吹雪量の関係を示した図から一部を抜粋したものである．赤線が通行止めを実施している区間である．ところで，式(7)，式(8)は，毎秒の吹雪量と視程の関係式である．そこで，時間吹雪量 Q_h (kg m^{-1} h^{-1})に換算して，視程との関係について検討する．

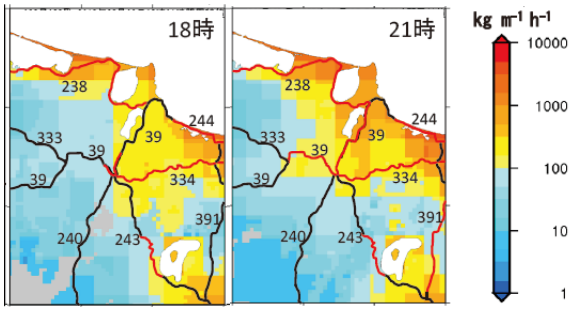


図6　2013年3月2日の国道通行止め実施路線（赤線で表示）と時間吹雪量の関係[1]

ここでは，吹雪の変動を無視し，時間吹雪量 Q_h (kg m^{-1} h^{-1})を3600で除した値を1秒あたりの吹雪量 Q(g m^{-1}s^{-1})とする．次に，式(7)や式(8)を用いて1秒あたりの吹雪量 Q(g m^{-1}s^{-1})から視程を求める．吹雪の変動は無視しているので，この値は時間平均視程 $\overline{Vis(1.2)}$ (m)と見なすことができる．図7は，時間吹雪量 Q_h を3～3000(kg m^{-1} h^{-1})まで変化させて，高さ1.2 mの時間平均視程 $\overline{Vis(1.2)}$ (m)を求めたものである．図より，式(10)，式(11)の回帰式が得られる．(Q=Q_h/3.6として式(7)，式(8)を変換した式に等しい．)

手法1：$\overline{Vis(1.2)} = 6928 \cdot Q_h^{-0.887}$　　・・・(10)
手法2：$\overline{Vis(1.2)} = 8438 \cdot Q_h^{-0.891}$　　・・・(11)

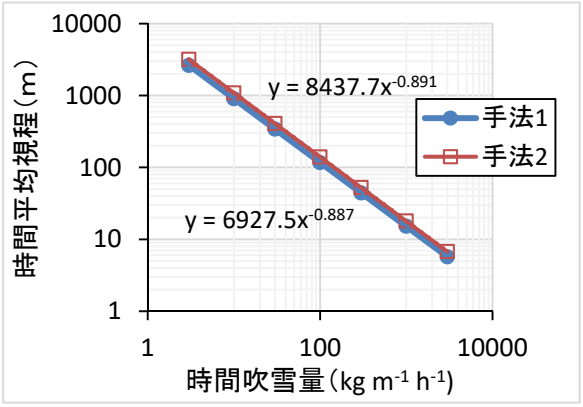


図7　時間吹雪量 Q_h (kg m^{-1} h^{-1})と高さ1.2 mの1時間平均視程 $\overline{Vis(1.2)}$ (m)との関係．

図6より，時間吹雪量が100 (kg m^{-1} h^{-1})を超えると国道の通行止めが発生し，継続する傾向が見られる．ここで，式(10)を用いると，時間吹雪量が100 (kg m^{-1} h^{-1})のときの平均視程は117 m，式(11)では平均視程は142 mとなる．実際の吹雪は変動が激しく，石本ら[10]によると，平均視程290mの時の無対策区間での視程変動強度は70%に達する．そのため，最低視程が100 mを下回る吹雪発生の可能性は高く，概ね妥当な結果と言える．

7．まとめと今後の課題

本研究において，吹雪量から視程を推定する手法を提示し，その計算結果の妥当性を確認することができた．

但し，本研究は机上での検討であるため，実測値の比較による検証が必要である．さらに，6章で，吹雪の変動を無視する仮定を置いたが，実際の吹雪の変動は大きく，視程の最低値など，実務上考慮すべき値が検討されていない．従って，今後，吹雪の変動を考慮した吹雪量と視程との関係についても検討する必要がある．

【参考文献】

1) 大宮ら，2020：「一回の暴風雪の厳しさ」の適切な評価に向けた取り組み－極端な暴風雪時における吹雪量と国道通行止めの関係解析－，寒地土木研究所月報，**801**，31-36.
2) 竹内･福沢，1976：吹雪時における光の減衰と視程.雪氷，**38**，165-170.
3) 松沢･竹内：気象条件から視程を推定する手法の研究，雪氷，**64**，77-85.
4) 武知ら，2009：吹雪時に人間が感じる視程と視程計や吹雪計による計測値との関係，北海道の雪氷，**28**，17-20.
5) 松澤，2016：降雪を伴う吹雪時の吹雪量推定手法に関する研究，雪氷，**78**，255-268.
6) 松澤，2007：吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究，雪氷，**69**，79-92.
7) Kobayashi, 1972：Studies of Snow Transport in Low-Level Drifting Snow, Contributions from the Institute of Low Temperature Science, **A24**, 1-58.
8) 松澤ら，2017：任意の高さの飛雪流量とその高さ以下の吹雪量の関係，雪氷大会（十日町）講演要旨集，280.
9) 大宮ら，2018：降雪時における吹雪量推定式の提案，雪氷研究大会（札幌）講演要旨集，273.
10) 石本ら，1980：道路防雪林による吹雪時の視程障害緩和効果，土木試験所月報，**320**，7-18.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

トマム山で 2020 年 1 月 30 日に発生した雪崩の調査報告

Report on an avalanche occurred at Mt. Tomamu on Jan. 30, 2020

下山　宏[1]，阿部 夕香[2]，双樹 智道[3]，板垣　力[4]，山野井 克己[5]，尾関 俊浩[6]，
雪氷災害調査チーム[7]
Kou Shimoyama[1], Yuka Abe[2], Tomomichi, Soju[3], Chikara Itagaki[4], Katsumi Yamanoi[5],
Toshihiro Ozeki[6], Snow Damage Research Team[7]
Corresponding author: k-shimo@lowtem.hokudai.ac.jp (K. Shimoyama)

2020 年 1 月 30 日にトマム山三角沢にてバックカントリースキーヤーが被害に合う雪崩事故が発生した．この報告を受けて雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームは雪崩事故の調査を行った．現場観測と聞き取り調査より雪崩は面発生乾雪表層雪崩で，スキーヤーの誘発によって発生したことが分かった．積雪層内には２層の弱層が存在し，破断はこれらの層で同時に発生した．弱層にはどちらの層も雲粒の付着しない降雪結晶粒子が確認された．一方で人為的な雪崩発生の原因としては地形的要素の重要性が示唆された．

１．はじめに

日本雪氷学会北海道支部では雪氷災害の調査を迅速に行うために，2007/08 年冬期に雪氷災害調査チームを発足させ，これまでに北海道で発生した雪崩事故を中心に雪崩事故調査を行ってきた[1)]．調査結果は「北海道の雪氷」にて報告されるとともに，概要が雪氷災害調査チームのホームページ（http://avalanche.seppyo.org/snow/）でも公開されている．本報では，2020 年 1 月 30 日に北海道占冠村トマム山で発生した雪崩事故の調査結果を報告する．

２．雪崩事故の概要

2020 年 1 月 30 日夕方，占冠村トマム山の通称三角沢において，バックカントリースキーをしていたフランス人のグループ 8 名うちの 1 名が雪崩に巻き込まれる事故が発生した．グループはトマム山山頂から三角沢を滑走してトマムスキー場内へ戻る途中，沢地形をトラバースした．この時 4 番目のスキーヤーがトラバースする際に足元から破断，そのまま雪崩に巻き込まれた．遭難者は約 1 m の深さに完全埋没しており，コンパニオンレスキューによって約 10 分後に救出されたが，心肺停止状態であった．メンバーが蘇生を試みたが断念．その後死亡が確認された．

３．調査結果

３．１　雪崩の概要と破断面

雪崩の種類はスキーヤーがトリガーとなった面発生乾雪表層雪崩で，トマム山三角沢内の小規模な支沢内で発生した（図１）．トリガー地点はスキーヤーの滑走跡から沢地形の最上部付近で，南東向きの斜面から沢地形へと傾斜が急変するノール地形で破断した．破断面はノールに沿うように沢底方向に 5 m，そして斜面下方向 50 m に渡り確認された（図 1）．走路は下方の沢底に至る 10 m 程の距離であり，デブリの堆積域は沢底に沿って幅 5 m 長さ 50 m 程の範囲であった（図２）．また，破断面付

図２．雪崩発生地点の写真

[1] 北海道大学低温科学研究所　Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
[2] 札幌山岳ガイドセンター　Sapporo Mountain Guide Center
[3] 北海道山岳ガイド協会　Hokkaido Mountain Guide Association
[4] 陸上自衛隊　Japan Ground Self-Defense Force
[5] 森林総合研究所 北海道支所　Hokkaido Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute
[6] 北海道教育大学 札幌校　Sapporo Campus, Hokkaido University of Education
[7] 日本雪氷学会 北海道支部　Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

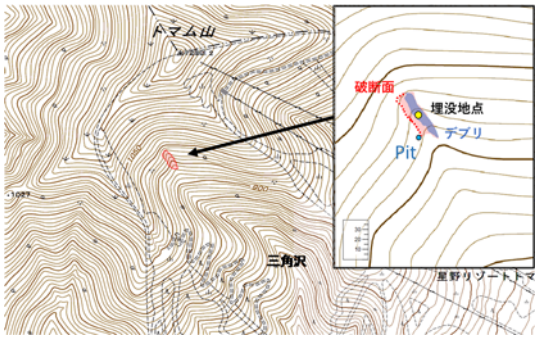


図２．雪崩発生地点と破断面，デブリ，積雪観測地点（Pit）．

近の一部ではすべり面が 2 段となっている場所も確認された．

３．２　弱層

積雪観測は雪崩事故発生の翌日 2020 年 1 月 31 日に，雪崩発生区末端域の破断面近傍で斜面方位が雪崩のトリガー地点と同じ南東向き斜面で行った．積雪表面から 150 cm までのシャベルコンプレッションテストを実施した結果，積雪表面から 60 cm と 80 cm の２つの深さで破断が確認された（CTH21, SP, 同時に破断）．雪崩の現場においてもすべり面が 2 段の場所も確認されていることから，これらの層が今回の表層雪崩のすべり面となった弱層であると特定した．すべり面となった層の雪質を観察すると，深さ 60 cm 付近の弱層（弱層１）は雲粒の無い針状の降雪結晶が見られた．（図３a）．深さ 80 cm 付近の弱層（弱層２）では，こしまり雪に混じって広幅六花の結晶構造の残る雪が観測された（図３b）．

３．３　積雪断面構造

図４に積雪断面観測の結果を示す．積雪深は 250 cm で斜面傾斜角は 30～40 度であった．表層の 0～40 cm，40～46 cm は結晶構造が破壊された雪が多く存在するこしまり／新雪層で，その下の深さ 46～50 cm の新雪層が弱層１に相当する．弱層１の下の 50～52 cm は日射による融解を受けたと見られるざらめ／こしもざらめ雪層，52～65 cm はしまり雪層であった．65～80 cm は結晶構造の一部が残るこしまり雪の層，80～83 cm は日射による融解を受けたざらめ／こしもざらめ雪の層が存在した．この 65～80 cm のこしまり雪層が 80～83 cm のざらめ／こしもざらめ雪層の直上で破断した（弱層２）．

積雪密度は表層付近が最も高く 250 kg m^{-3} 程度，深さ 30 cm 以下は 150～200 kg m^{-3} と積雪下層で小さい値であった．積雪硬度は 60～70 cm 付近のしまり雪層で極大の 30 kPa 程度，深さ 80 cm までは 10 kPa 程度の低い値であった．

また，弱層１におけるシアフレームテストを行った結果，斜面の安定度（SI）は 3.9（サンプル 2 回）であった．SI の雪崩発生の目安は 2 から 4 であることから [2]，弱層１は雪崩発生の実安範囲ではあるが，極端に高い状態ではなかったと言える．

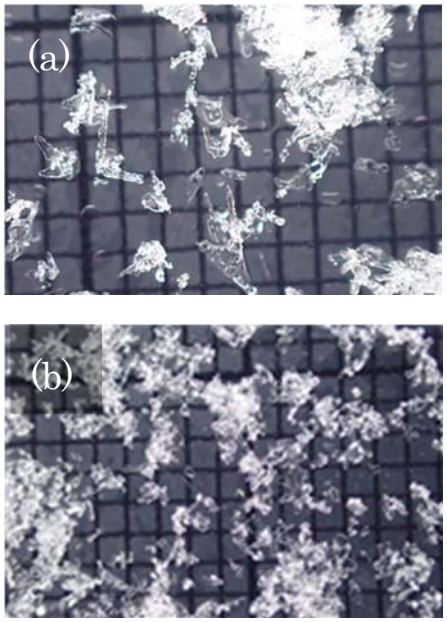


図３．弱層の雪の拡大写真．
ゲージは１㎜．(a) 弱層１，針状の雲粒無し降雪結晶．(b) 弱層２，写真中央右付近に広幅六花の結晶が見られる．

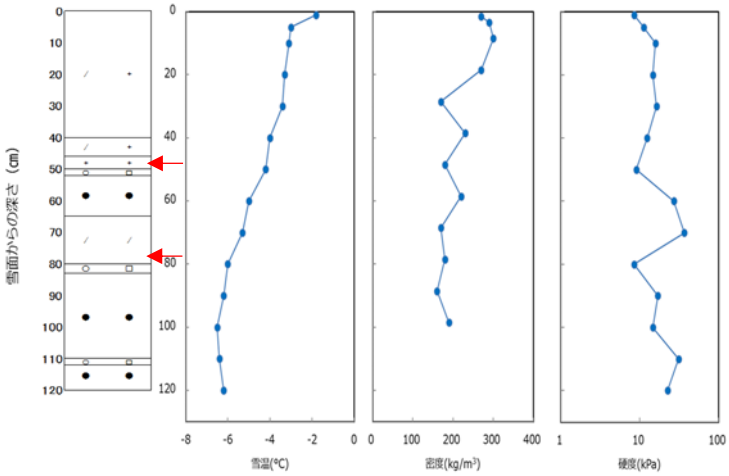


図４．積雪断面観測結果．左図の矢印はそれぞれ弱層を示す（浅い層が弱層１，深い層が弱層２）．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

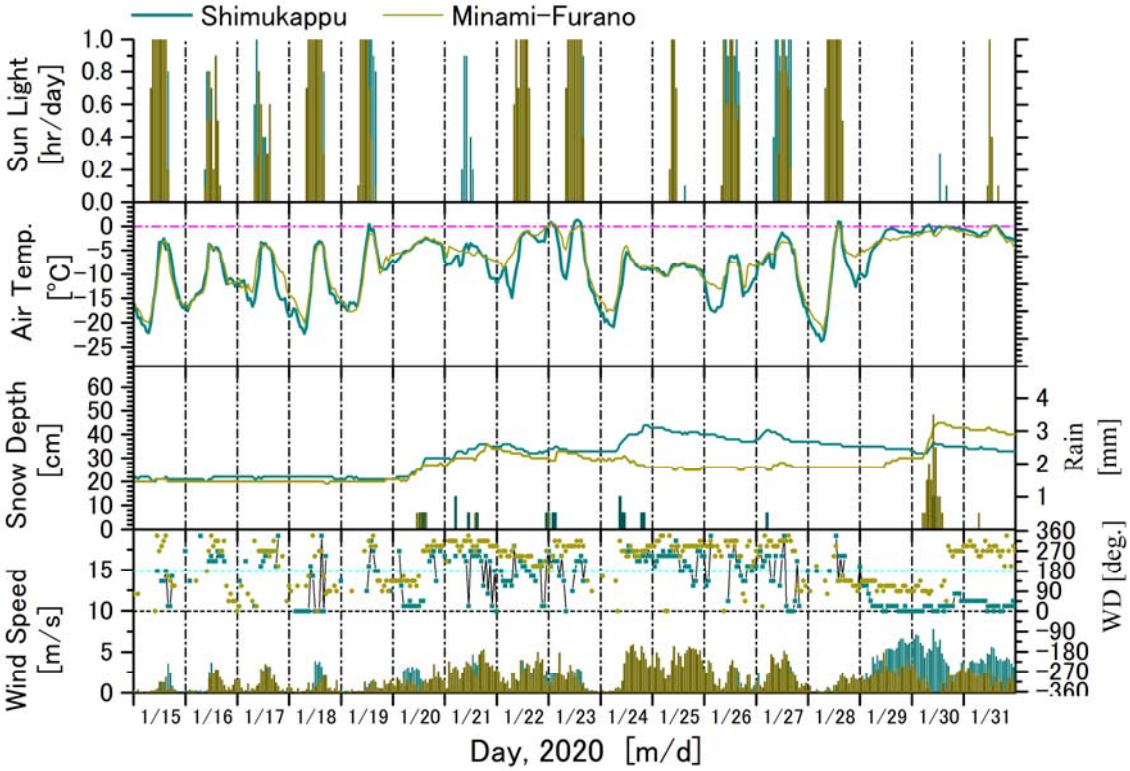


図５．アメダス占冠，南富良野における気象データ．
上から１時間毎の日照時間，気温，積雪深と降水量，風向と風速を示す．

４．雪崩発生までの気象条件

図６に，アメダス占冠および南富良野の地上気象要素の観測結果を示す．雪崩事故の発生前，１月29日夕方から30日にかけて，現地の天候は急激に悪化した．東よりの風が強まり，大量降雪を伴う暴風雪となり，隣接するトマムスキー場では30日のゴンドラ運航を見送る状況となった．アメダス南富良野では29日昼過ぎから降雪があり，1日で25cm積雪深が増加した．29日から30日にかけて占冠では5ms^{-1}以上の風が観測された．アメダス占冠が盆地内での観測値ということを踏まえると，山域ではかなりの強風であったと推察される．また，低気圧の接近に伴い暖気が移流し，気温が上昇した．

１月中旬以降でまとまった積雪は1月20～21日，1月24日に観測された．南富良野で1月24日正午前から西寄りの風が強まり，25日にかけて強風が続いた．一方，トマムは内陸に位置するため，厳冬期であっても比較的天気が良い日が多い．日照時間を見ると1月22～23日，1月26～28日は十分な日射のある晴天日であったと推察される．また気温に関しては，日中の気温において占冠と南富良野でプラスになる日が存在するものの，雪崩の発生した標高980m付近では常に氷点下の気温であったと言える．

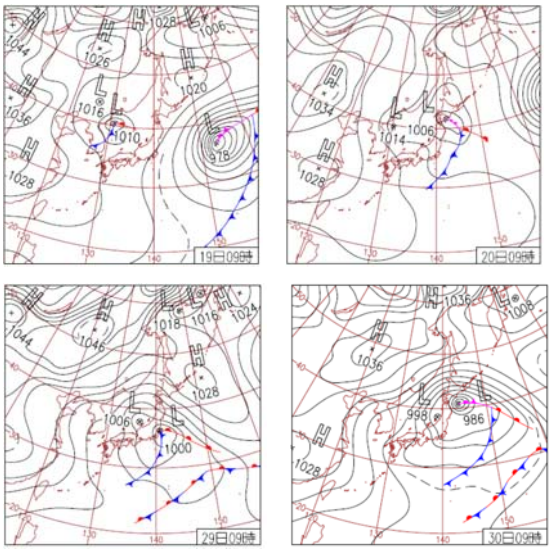


図６．気象庁による午前９時の天気図．
上段は2020年1月19日（左）と20日（右），
下段は2020年1月29日（左）と30日（右）．

５．考察

１月29日の北海道は，日本海上に存在する弱い

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

低気圧から延びる弱い気圧の谷にあった（図６）．また本州の房総半島付近には前線を伴う低気圧が存在した．本州の低気圧はその後北上して発達，北海道付近は等圧線が狭い間隔で東西方向に延びる気圧配置となり，東寄りの強風が吹いた．弱層１となった雲粒無し降雪結晶は，低気圧の前面など対流が弱く，風も弱い穏やかな気象条件で降ることが知られている．1 月 29 日はまさにこのような気圧配置である．また，暖気移流を伴ったことで比較的気温が高い条件で形成される針状の降雪結晶が形成されたと言える．その後の低気圧の発達に伴い，弱層１の上に強風で結晶構造が破壊された風成雪が堆積した．風成雪は密度が高いために短時間でスラブ化する．これが弱層１の上載積雪になったと考えられる．

弱層２を含む深さ 65～80 cm のこしまり雪層は，日本海上にある前線を伴った弱い低気圧が 1 月 19 から 20 日にかけて北海道の南を通過する際に降ったものと考えられる．このケースでは低気圧は北海道へ接近する際に，それ程発達しなかったことが特徴的である．この時にまとまって積もった雪は，おそらく雲粒付着の無い結晶粒子で，焼結速度が遅く，比較的長い期間結晶構造が保存されたと考えられる．

積雪硬度の極大値が観測された深さ 53～65 cm のしまり雪層は，1 月 24 日の寒冷前線通過に伴う降雪と考えられる．この層が表層にある時 1 月 26～28 日の日射で積雪表層が融解，そして夜の放射冷却で凍結した時に形成されたのが，深さ 50～53 cm のざらめ／こしもざらめ雪層であると考えられる．

積雪調査地点で観測された弱層は積雪の安定性が極端に悪いという状況ではなかった．しかしながら，今回のスキーヤーによる雪崩の誘発は，斜面傾斜角が急激に大きくなるノール地形で生じた．積雪安定性だけではなく，地形的な要素が今回の雪崩事故の原因として重要であると考えられる．

６．まとめ

2020 年 1 月 31 日にトマム山で発生した表層雪崩の破断は２層で確認され，結晶構造に違いは見られるものの，どちらも雲粒のない降雪結晶粒子を含む層が弱層を形成した．どちらも日本海に存在する低気圧による降雪である．浅い層にある弱層は雪崩発生の前１日で形成されており，このケースでは低気圧は急激な発達したことで，弱層上に短期間で上載積雪を形成した．一方，深い層に存在した弱層は 10 日よりも前に降った雪の層であることが推察された．これは，雲粒無し降雪結晶の危険性が持続的であることを改めて示唆するものである．

観測された弱層の積雪安定性は極端に低いものではなかった．従って，今回の雪崩事故はノール地形という雪崩発生の危険性が高い地形が重要な原因として考えられる．バックカントリースキーにおけるリスク管理として，積雪状態だけではなく，いわゆる「地形の罠」に十分配慮すべき事を改めて認識させられる事例であった．

【謝辞】

本調査は，ほくやく・竹山ホールディングス，大東工業，秀岳荘の各社からの寄付による雪氷災害調査チームの活動として実施した．

【参考文献】

1) 山田 知充，2014: 活躍する雪氷災害調査チーム: 北海道支部の社会貢献活動，雪氷, **76,** 481-485.
2) 雪氷災害調査チーム，2015: 山岳雪崩大全，山と渓谷社.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

敏音知岳で 2020 年 2 月 1 日に発生した雪崩の調査報告

Report on an avalanche occurred at Mt. Pin-Neshiri on Feb. 1, 2020

下山　宏[1]，杉山　慎[1]，榊原 健一[2]，北川 直樹[3]，尾関 俊浩[4]，
雪氷災害調査チーム[5]
Kou Shimoyama[1], Shin Sugiyama[1], Ken-Ichi Sakakibara[2], Naoki Kitagawa[3], Toshihiro Ozeki[4],
Snow Damage Research Team[5]
Corresponding author: k-shimo@lowtem.hokudai.ac.jp (K. Shimoyama)

2020 年 2 月 1 日敏音知岳で発生した雪崩事故の報告を受け，雪氷災害調査チームは翌 2 月 2 日に雪崩発生現場近くで積雪の調査を実施した．現場観測と聞き取り調査より，雪崩は面発生乾雪表層雪崩で，スノーボーダーの誘発によって発生したことが分かった．積雪層内には 2 層の弱層が存在し，浅い層にはこしもざらめ雪，深い層にはしもざらめ雪が確認された．浅い層の弱層は日射による融解が原因で，深い層の弱層は約 1 月前の気象条件が原因となり積雪内部で形成し，長期間持続した可能性が示された．

１．はじめに

日本雪氷学会北海道支部では雪氷災害の調査を迅速に行うために，2007/08 年冬期に雪氷災害調査チームを発足させ，これまでに北海道で発生した雪崩事故を中心に雪崩事故調査を行ってきた[1)]．調査結果は「北海道の雪氷」にて報告されるとともに，概要が雪氷災害調査チームのホームページ（http://avalanche.seppyo.org/snow/） でも公開されている．本報では 2020 年 2 月 1 日敏音知岳で発生した雪崩事故調査の結果と，雪崩斜面における積雪構造の形成過程についての検討を報告する．

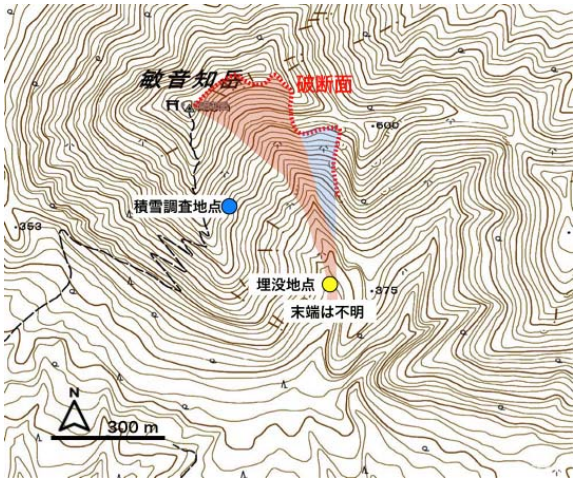


図１．雪崩発生地点．破断面の位置と雪崩範囲は写真判別による推定，積雪観測地点の標高は 530m，斜面方位は東南東，斜度は 45 度．

２．雪崩事故の概要

2020 年 2 月 1 日午前 11 時 40 分頃，北海道中頓別町敏音知岳の南側斜面で，日本人 1 名とイギリス人 2 名の計 3 名のグループがバックカントリースノーボード中に雪崩が発生，イギリス人 1 名が雪崩に巻き込まれて完全埋没した．遭難者はグループのメンバー2 名，そして同じ山域で雪崩を目撃していた単独行の 2 名によって雪崩発生から約 40 分後に救出された．その後，北海道防災航空隊によってヘリコプターで名寄市の病院に搬送されたが，死亡が確認された．

３．調査結果

３．１　雪崩の概要と破断面

雪崩の種類はスノーボーダーがトリガーとなった面発生乾雪表層雪崩で，敏音知岳南東斜面の広い範囲で発生した（図 1）．トリガー地点は不明であるが，山頂から北峰にかけての稜線内と推察される．破断面は山頂直下から，北峰南東の標高 650 m 付近から南へ延びる支尾根を越えて 600 m 峰下に至るまで存在し，距離は推定で 700 m 以上にも及んだ（図 2）．また，破断面の一部では 2 段のすべり面が確認された．雪崩現場は南東ボウルと支尾根を越えた 600 m 峰下のボウル地形内のほぼ全体であった．走路長は最長でおよそ 800 m，デブリの堆積は標高 350 m 付近で幅 30 m 長さ 300 m の範囲で確認された．

[1] 北海道大学低温科学研究所
[2] 北海道医療大学
[3] そうや自然学校
[4] 北海道教育大学 札幌校
[5] 日本雪氷学会 北海道支部

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
Health Science University of Hokkaido
Souya Nature School
Sapporo Campus, Hokkaido University of Education
Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

図２．雪崩が発生した敏音知岳南東斜面.

３．２　積雪断面構造と弱層

積雪断面観測は雪崩事故発生翌日の 2020 年 2 月 2 日に行った. 調査開始時点では雪崩現場の詳細が不明であったため, 山頂稜線に近い斜面方位の標高 530 m 地点で行った（図 1）.

積雪断面の写真と積雪構造を図 3 に示す. 積雪層内には目視で観測できる融解凍結層が複数確認された. 特に積雪表面から深さ 51～60 cm には触れただけでボロボロと崩れるしもざらめ雪層が存在した（図 4）. この層における積雪密度と積雪硬度はどちらも極小値を示した（図 5）. 深さ 60 cm よりも下層では積雪密度, 硬度ともに急激に値が増加. 積雪は比較的安定した状態であった. また, シアフレームを用いた積雪のせん断強度の測定結果では, 積雪層内で最も低い値を示した（図 6）. これらのことから, 深さ 51～60 cm のしもざらめ雪層が今回の表層雪崩の弱層であったと考えられる. また, 深さ 24～29 cm のざらめ／こしもざらめ雪層も, しもざらめ雪層と同様に

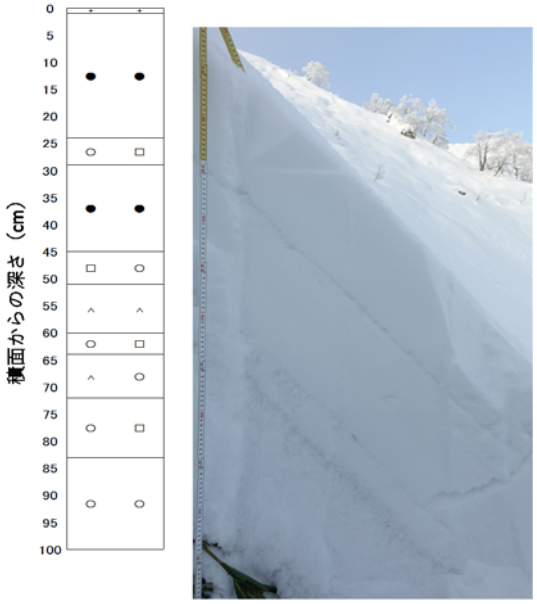


図３．積雪観測地点の積雪構造と断面写真.

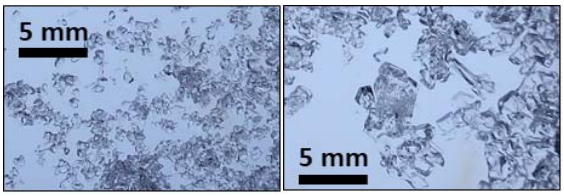


図４．弱層の雪写真.
左：深さ 24～29 cm のざらめ／こしもざらめ雪.
右：深さ 51～60 cm のしもざらめ雪.

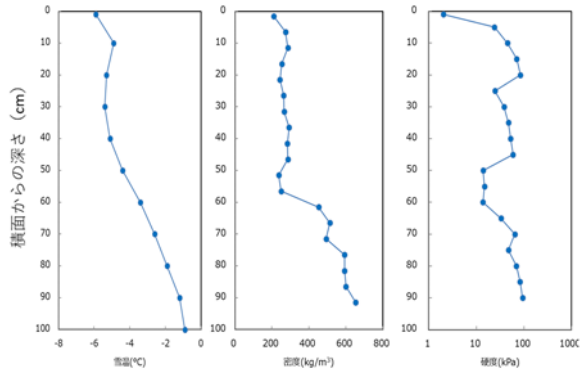


図５．積雪断面観測結果.
左から雪温，積雪密度，積雪硬度を示す．観測地点の積雪深は 120 cm.

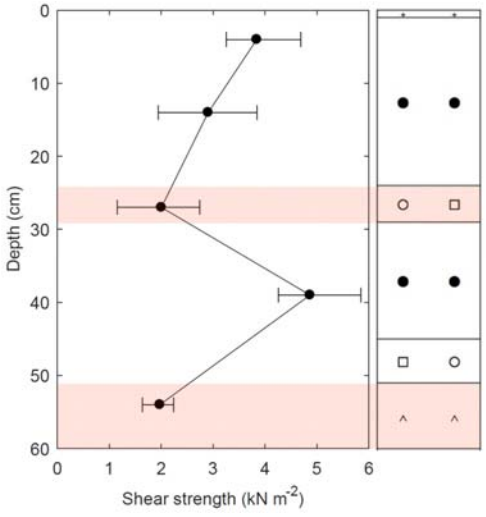


図６．シアフレームテストによるせん断強度．右は積雪構造で，色部分が弱層.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

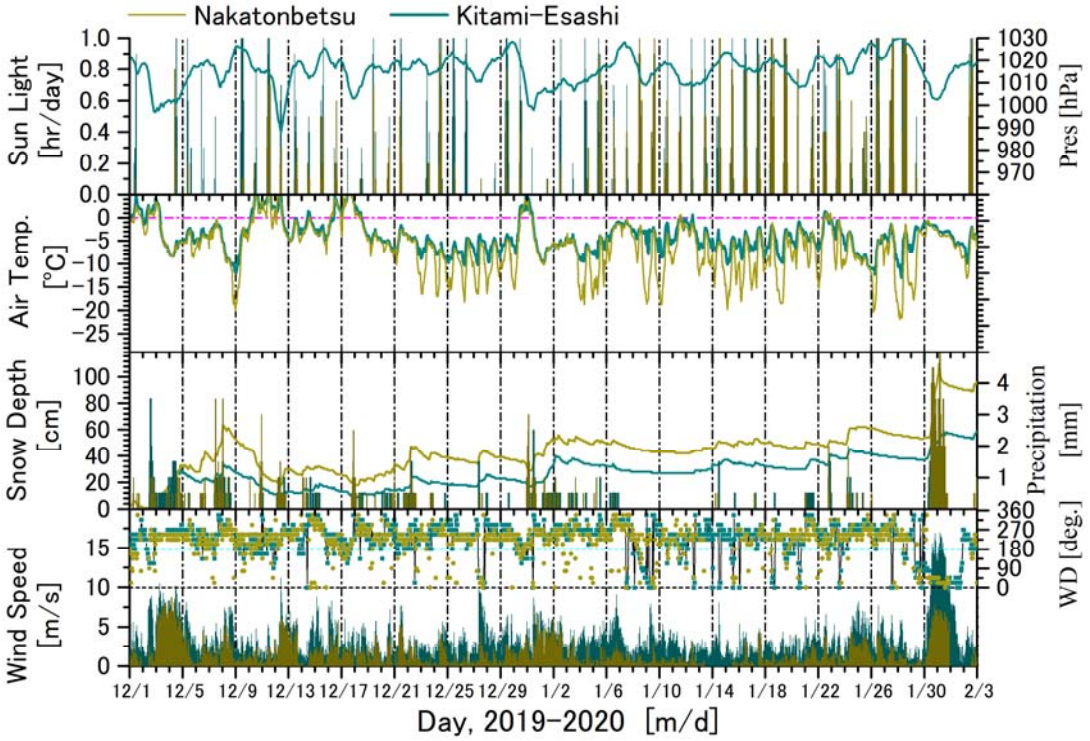


図７．アメダス中頓別，北見枝幸の気象データ．
上から１時間毎の日照時間と気圧，気温，積雪深と降水量，風向と風速を示す．

せん断強度の小さい値が観測された．この層は積雪硬度においても極小値を示した．目視観測から破断面の一部では 2 層のすべり面が確認されている．つまり積雪層内の弱層は 2 層存在し，この深さ 24～29 cm のざらめ／こしもざらめ雪層も弱層の１つと考えられる．これらの弱層の上にはそれぞれ結合力の高いしまり雪層が存在した．

４．雪崩発生までの気象条件

図 7 に，アメダス中頓別および北見枝幸の 2019 年 12 月 1 日から 2020 年 2 月 2 日までの気象データを示す．雪崩事故発生前の１ヵ月の気象をみると，全体的にまとまった降雪イベントの頻度は少なく，厳冬期の 1 月にあっても晴天日が多く観測された．これは冬型の気圧配置が継続しない今冬を象徴する特徴である．このため，雪崩が発生した南向き斜面の雪面は日射の影響を継続的に受ける環境であったと言える．

雪崩発生日から遡って着目すべきイベントは，12 月 30 日に中頓別アメダスで最高気温が 3.9 ℃に達する高温が観測されたことである．この時の最高気温は日中ではなく夜間に観測されており，南からの暖気移流によってもたらされたことが分かる（図 8）．従って，標高約 700 m の敏音知岳山域の大部分で気温は 0 ℃を上回っていた可能性が高い．その後，12 月 31 日には寒冷前線の通過とともに気温は急激に低下，風は西寄りに変わり風速も上昇，積雪も増加した．1 月 1 日以降は日最高気温が－5 ℃以下の寒い日が 1 週間程度続いた．また，1 月 7 日以降は降雪の無い日が 1 週間程度続いた．1 月 12 日から 18 日にかけては，積雪量の増加が見られるとともに日照時間も長く観測された．よって小さい規模の雪雲による降雪であったと推察される．1 月 21 日から 25 日にかけては積雪量が断続的に増加した期間で，特に 1 月 24 日以降は西寄りの強風が観測された．そして 1 月 26 日から 28 日にかけては大陸からの高気圧の影響で日照時間の長い晴天日が続いた（図 8）．1 月 30 日からは北海道の南に低気圧が接近，北海道は東寄りの強風とともに大雪となり，中頓別は 30 日から 31 日にかけて 50 cm 以上積雪深が増加した．

５．考察

気象データとともに積雪構造の形成過程について考察する．まず，浅い層に位置する弱層はざ

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

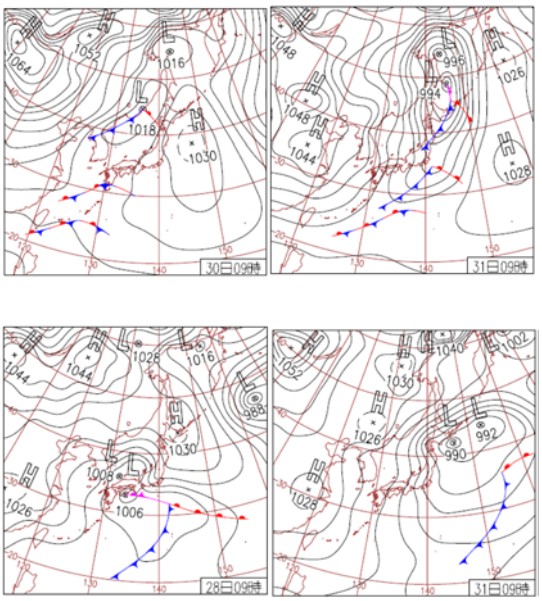


図８．気象庁による午前 9 時の天気図．
上段は 2019 年 12 月 30 日（左）と 31 日（右），
下段は 2020 年 1 月 28 日（左）と 29 日（右）．

らめ／こしもざらめ雪で，この層は雪崩発生の前日にかけて観測された大量降雪層の下に存在することから，降雪前の 1 月 26 日から 28 日にかけての日射による融解・再凍結によって霜化した雪と推察される．この弱層の上層は，30 日から 31 日にかけての大量降雪層で，密度や硬度が比較的高いことから，強風による結晶構造の破砕を受けて，短時間のうちにスラブ化したことが示唆される．弱層内のこしもざらめ雪は量的には少なかったが，雪崩発生までの時間が短いことで結合力が十分ではなかったことが，弱層―すべり面となったと考えられる．

深い層に位置する弱層のしもざらめ雪の形成は，およそひと月前にさかのぼる 12 月 30 日の暖気移流に起因すると推察される．暖気によって融解が生じた積雪層の上に，急激な気温低下に伴う低温の雪が多量に降り積もった．この結果，積雪層内に大きな温度勾配が形成され，積雪層内でしもざらめ化が進んだ．また，寒気移流後に中頓別では約 40 cm の積雪深の増加が観測されており，しもざらめ化した積雪層が雪面から比較的深い位置に存在したことで，長期間にわたり保存されたと考えられる．

また，積雪調査同日の 2 月 2 日に敏音知岳南山麓の標高 150m 付近で積雪のコンプレッションテスト（CT）を実施したところ，CTE(ERK) down 25 cm, CTH(SP) down 85 cm on DH という結果を得た．これらの層は，今回の積雪断面観測における深さ 24～29 cm 層，深さ 51～60 cm 層の弱層に相当すると考えられる．

CT の結果を考慮すると，浅い層の弱層は誘発感度が高く（CTE）伝播性は弱い（BRK）構造で，深い層の弱層は誘発感度はが低く（CTH）伝播性の強い（SP）弱層であったと推察される．また，聞き取り調査より，雪崩現場では事故発生前に他のスノーボーダーが同じ斜面を滑走して雪崩は発生していなかったことが明らかとなっている．これらを踏まえると，今回の人為トリガーによる雪崩の発生過程を知るためには，誘発感度や伝播性を考慮することが必要と考えられる．

６．まとめ

2020 年 2 月 1 日に敏音知岳で発生した表層雪崩は 2 層の弱層が原因となって発生したと考えられる．浅い層の弱層は日射の融解再凍結に起因するざらめ／こしもざらめ雪層であり，好天が続く今冬に特徴的な雪質であるといえる．一方，深い層の弱層はしもざらめ雪層で，厳冬期としては非常に高温な暖気移流，そして急激な気温低下によって生じた積雪層内の大きな温度勾配が原因であると推察された．従って，厳冬期における極端な気温変化をもたらす大気場の動向は，しもざらめ雪発達による弱層形成過程を見極めるために非常に重要である．

また，深いところに存在する弱層の危険性を判断するためには，CT だけではなく ETC（Extended Column Test）を正しい方法で実施し，誘発感度や伝播性を正しく評価することが必須と考えられる．

【謝辞】

本調査は，ほくやく・竹山ホールディングス，大東工業，秀岳荘の各社からの寄付による雪氷災害調査チームの活動として実施した．

【参考文献】

1)　山田　知充，2014: 活躍する雪氷災害調査チーム: 北海道支部の社会貢献活動，雪氷，**76**, 481-485.
2)　雪氷災害調査チーム，2015: 山岳雪崩大全，山と渓谷社.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

羊蹄山で 2020 年 2 月 10 日に発生した雪崩の調査報告

Report on an avalanche occurred at Mt. Youtei on Feb. 10, 2020

下山　宏[1]，奈良　亘[2]，小田 克大[3]，阿部 夕香[4]，菊池 泰子[5]，尾関 俊浩[6]，
雪氷災害調査チーム[7]
Kou Shimoyama[1], Wataru Nara [2], Katsuhiro Oda [3], Yuka Abe [4], Yasuko Kikuchi [5],
Toshihiro Ozeki[6], Snow Damage Research Team[7]
Corresponding author: k-shimo@lowtem.hokudai.ac.jp (K. Shimoyama)

2020 年 2 月 10 日に羊蹄山喜茂別コース横の沢にて雪崩事故が発生した．この報告を受けて雪氷学会北海雪氷災害調査チームは 2 日後の 2 月 12 日に雪崩発生現場近くで積雪の調査を実施した．積雪断面観測と弱層テストにより，こしもざらめ雪が含まれる弱層が 2 層確認された．こしもざらめ雪は日射による表面融解過程を経て形成されたと推察され，積雪増加後も積雪内部に長期間存在して雪崩事故の原因となった．このような弱層形成過程は，今冬における少雪傾向の気象条件と関連性が高いことが示唆された．

１．はじめに

日本雪氷学会北海道支部では雪氷災害の調査を迅速に行うために，2007/08 年冬期に雪氷災害調査チームを発足させ，これまでに北海道で発生した雪崩事故を中心に雪崩事故調査を行ってきた[1)]．調査結果は「北海道の雪氷」にて報告されるとともに，概要が雪氷災害調査チームのホームページ（http://avalanche.seppyo.org/snow/） でも公開されている．本報では，2020 年 2 月 10 日に羊蹄山で発生した雪崩事故の調査結果と，雪崩斜面における積雪構造の形成過程について，気象の観点から解析した結果を報告する．

図１．雪崩発生地点の写真．標高 1300 m 付近から撮影．

２．雪崩事故の概要

2020 年 2 月 10 日午前 15 時頃，羊蹄山に単独行で入山したスノーボーダーが行方不明となった．翌 2 月 11 日から捜査が行われ，9 時 30 分頃に喜茂別コース横の沢，通称 7 号の沢で雪崩のデブリに埋没しているのを発見した．その後，北海道防災航空隊によってヘリコプターで札幌医大病院に搬送されたが，死亡が確認された．

図２．雪崩発生地点．
破断面の位置は写真判別による推定．積雪観測 2 地点の標高は 1100 m．Pit-1 は南向斜面で斜度 40 度，Pit-2 は東北東向斜面で斜度は 40 度．

[1] 北海道大学低温科学研究所　Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
[2] サッポロッジ　Sappolodge
[3] アルパインガイドノマド　Alpine Guide Nomad
[4] 札幌山岳ガイドセンター　Sapporo Mountain Guide Center
[5] ガイドオフィス・タクト　TAKT
[6] 北海道教育大学 札幌校　Sapporo Campus, Hokkaido University of Education
[7] 日本雪氷学会 北海道支部　Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

図３．Pit-1（南斜面）の積雪断面写真と雪質．積雪深は 290 cm．矢印は弱層を示す．

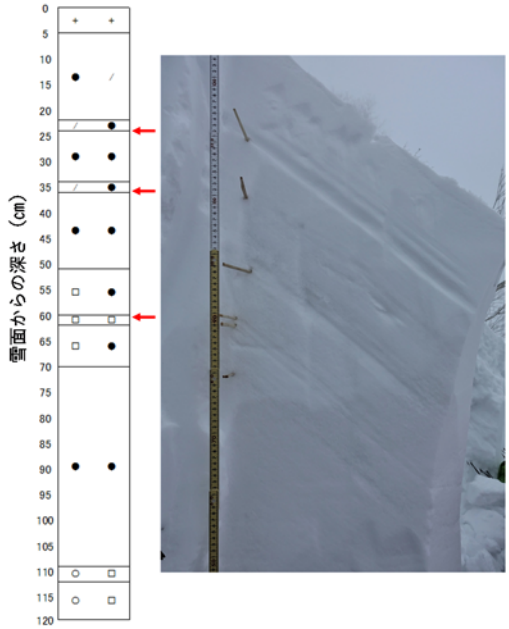


図４．Pit-2（東北東斜面）の積雪断面写真と雪質．積雪深は 260 cm．矢印は弱層を示す．

３．調査結果

３．１　雪崩の概要と破断面

雪崩の種類は面発生乾雪表層雪崩で，スノーボーダーがトリガーとなった可能性が高い．調査当日は視界が不良であり，また事故発生後に雪が降ったため雪崩発生区および堆積区の目視確認はできなかった．調査後日，関係者からの聞き取りと写真提供によって，破断面の位置は標高 1450 m の沢地形最上部付近の南向き斜面であることが判明した（図 1）．破断面から埋没地点までの距離は約 600 m，標高差は約 400 m．埋没地点のデブリ幅は約 10 m，デブリ層を含む積雪深は 5 m 以上であった．

３．２　積雪断面構造と弱層

積雪観測は雪崩事故発生から 2 日後の 2020 年 2 月 12 日に行った．調査開始時点で雪崩発生区の詳細が不明であったため，被害者埋没地点の沢地形の両サイドの 2 地点で積雪断面観測を実施した（図 2）．南向き斜面（Pit-1）と東北東向き斜面（Pit-2）の積雪断面の写真と積雪構造をそれぞれ図 3，図 4 に示す．Pit-1 の積雪断面の目視観測では融解を経験したとみられる層が 2 層明確に確認された．一方 Pit-2 では目視で確認できる層構造は無かったが，はけで断面を払うと積雪の柔らかい層が複数層存在することが確認された．

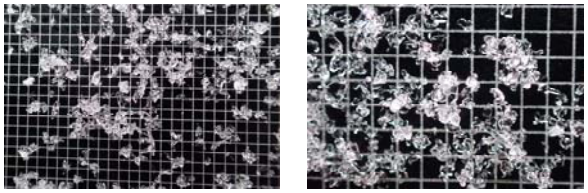


図５．Pit-1 の弱層の雪粒子写真．
右：弱層 1，左：弱層 2．目盛りはどちらも 1 mm．

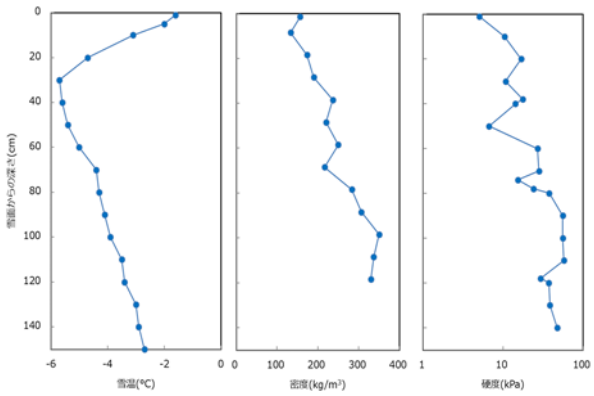


図６．積雪断面観測結果．
左から雪温，積雪密度，積雪硬度を示す．

シャベルコンプレッションテスト（CT）を実施したところ，Pit-1 では雪面から 37～40 cm のこしもざらめ／ざらめ雪層（弱層 1：テスト結果は CTM18, SC）と 67～70 cm のこしもざらめ／ざら

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

め雪層（弱層 2：CTH22, SC）で破断した．この 2 つの弱層の雪写真を図 5 に示す. Pit-2 では雪面から 22～24 cm のこしまり（平板結晶を含む）／しまり雪層（CTH21, BRK），34～36 cm のこしまり（平板結晶を含む）／しまり雪層（CTH21, BRK）と 60～62 cm のこしもざらめ雪層（CTH22, SP/SC）で破断した. どちらの斜面でも弱層が複数確認された. これらの弱層以外はしまり雪を中心とした雪質であった.

積雪調査後日の写真判別により, 破断面が南向きであることが分かったので, 以降は南向き斜面の Pit-1 の積雪構造に着目する. 図 6 に Pit-1 の雪温・密度・硬度の結果を示す．雪面から深さ 150 cm では全層氷点下であるが全体的にやや高い傾向にあり，5 cm で－2 ℃，30 cm で極小値の－5.7 ℃，以下は深さとともに温度は上昇し，150 cm で－2.7 ℃であった．積雪硬度は 2 つの弱層でそれぞれ極小値を示した.

また，シアフレームを用いた斜面安定性（SI）は弱層 1 で 3.8（サンプル 3 回），弱層 2 で 3.1（サンプル 4 回）であり，どちらも雪崩発生の警戒を示す範囲（2<SI＜4）であった [2]. SI の値からは，下層に位置する弱層 2 の方が安定性は低かった.

４．雪崩発生までの気象条件

図 7 に雪崩発生から約 1 か月前までのアメダス喜茂別と倶知安の気象データを示す．1 月 10 日から 2 月 10 日にかけての最高気温は 1 月 29 日に倶知安で記録した 3.3 ℃であった．積雪観測地点の標高は 1100m であり，地上気温から考慮すると観測地点および破断面の標高帯で気温がプラスになることは無かったと考えられる.

積雪深が大きく増加する降雪イベントは，1 月 16～17 日，1 月 20～21 日，1 月 24～25 日，2 月 2～7 日に見られる．一方，日照時間が長く観測されたのは 1 月 18～19 日，1 月 23 日，1 月 26～28 日であった．アメダスの観測地点は平地にあるため, 天候状況に関して羊蹄山山域とは直接対応できないが, 上記の期間における気象衛星の可視画像を確認したところ, 羊蹄山も雲のない晴天であったことが確認された.

５．考察

積雪構造と気象データから, 各層における雪質の形成過程を推察する. 表層 0～5 cm のこしまり雪は雪崩事故後に降った雪であるため, 雪崩事故

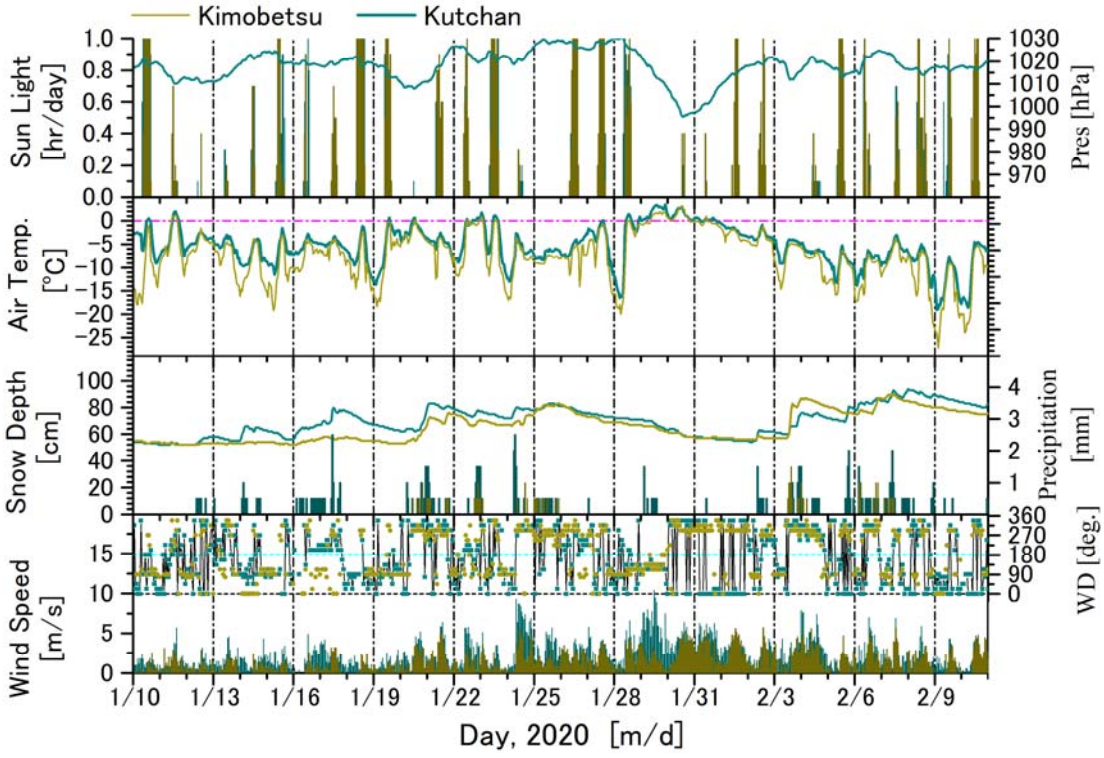


図 7．アメダス喜茂別，倶知安の気象データ.
上から 1 時間毎の日照時間と気圧，気温，積雪深と降水量，風向と風速を示す.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

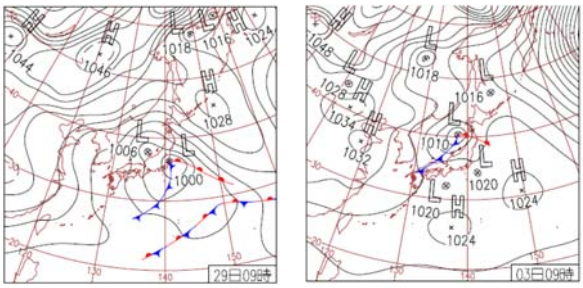


図８．気象庁による午前９時の天気図.
2020 年 1 月 29 日（左）と 2 月 3 日（右），

とは関連性が無い．深さ 5～25 cm のしまり／こしまり雪層は 2 月 3 日からの断続的な降雪によると考えられる．この雪は前線を伴った低気圧が日本海を北上して太平洋へ抜ける際に降った雪である（図 8）．そしてこの様な気圧配置における低気圧の前面では雲粒の無い雪が降る事が知られている [2]．この降雪結晶が Pit-2 の深さ 22～24 cm のこしまり／しまり雪層である．この東向き斜面で保存された結晶構造は，南向き斜面では確認できなかった．

深さ 25～37 cm の層は 1 月 28～29 日以降に積もった雪と考えられる．これは Pit-2 の深さ 33～35 cm の降雪結晶を含むこしまり／しまり雪層の雪が降ったタイミングと同じである．この時も日本海上には低気圧が存在しており，雲粒無しの雪が降る気象条件であった（図 8）．南向き斜面で結晶構造が保存されないのも 2 月 3 日のケースと同様であった．詳細は不明であるが，南向き斜面では降雪結晶が残らない何らかのプロセスが存在する可能性が示唆される．

弱層 1 のこしもざらめ／ざらめ雪は，晴天の続いた 1 月 26～28 日に形成されたと考えられる．日射による表面融解は表面下数センチの積雪層内で最も顕著であるのに対して，夜間の放射冷却は積雪表面で最も卓越する．このため積雪表層には大きな温度勾配が生じる． 1 月 24～25 日に降った雪の表面がこのようなプロセスを経て霜化が進み，日射の影響を受けない下の層ではしまり雪となった．

深さ 52～67 cm 層は，1 月 20 日以降に降った雪と考えられる．層内で一部こしもざらめ化したのは，降雪初期に高かった気温がその後急激に低下し，低温な雪が上に降り積もったことで積雪層内に温度勾配が生じたと推察される．

そして弱層 2 となった深さ 67～70 cm のこしもざらめ／ざらめ雪層は， 18～19 日にかけての日射が原因で，積雪表層で生じた融解再凍結に伴う霜化プロセスを経て形成されたと考えられる．

日射によるこしもざらめ雪の形成は，冬型の持続しない今シーズンの気象条件と関連している可能性が考えられる．通常であれば厳冬期は晴天が継続せずに，高頻度で積雪表面が更新されていく．しかしながら，数日間にわたる晴天環境は，積雪内部のこしもざらめ雪が発達を促進して，弱層を形成する原因となった可能性が示唆される．

６．まとめ

2020 年 2 月 10 日に羊蹄山で発生した表層雪崩の弱層は 2 層ある可能性が示唆された．これらの弱層は日射によって積雪表層で生じる融解再凍結に起因するざらめ／こしもざらめ雪層であり，南向き斜面で特徴的に見られる雪質であった．この弱層は雪崩発生から 13 日，もしくは 22 日前の持続する晴天環境によって形成された可能性が高い．また，このような雪質構造が長期間積雪内部で保存されることが示された．

【謝辞】

本調査は，ほくやく・竹山ホールディングス，大東工業，秀岳荘の各社からの寄付による雪氷災害調査チームの活動として実施した．

【参考文献】

1) 山田 知充，2014: 活躍する雪氷災害調査チーム: 北海道支部の社会貢献活動，雪氷，**76**, 481-485.
2) 雪氷災害調査チーム，2015: 山岳雪崩大全，山と渓谷社.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

2020 年 3 月に北海道で発生した雪崩の調査報告 －ニセコニトヌプリとソーキップ岳－

Investigations of two avalanches occurred in Hokkaido in early March, 2020 – An avalanche at Mt. Nitonupuri and an avalanche at Mt. Sokipdake –

尾関 俊浩[1]，八久保 晶弘[2]，秋田谷 英次[3]，田中 久敬[4]，雪氷災害調査チーム[5]
Toshihiro Ozeki [1], Akihiro Hachikubo [2], Eiji Akitaya [3], Hisataka Tanaka [4], Snow Damage Research Team [5]
Corresponding author: ozeki.toshihiro@s.hokkyodai.ac.jp (T. Ozeki)

2019 年－2020 年冬期は北海道では少雪にもかかわらず雪崩事故が多発した．雪氷災害調査チームは，北海道で発生する主要な雪崩事故ついて今冬期も発生の都度現地調査を行ってきた．本稿ではそのうち 3 月に発生した 2 つの雪崩の調査報告を行う．3 月 5 日ニセコニトヌプリ西斜面で発生した雪崩の調査では，降雪結晶による弱層が 2 層見られたが，そのうち深い方の弱層が雪崩の原因となったと推定された．3 月 7 日，武佐岳北西のソーキップ岳南斜面で発生した雪崩では，降雪結晶による弱層が 2 層見られ，いずれかが雪崩の原因であった．

１．はじめに

2019 年－2020 年冬期は北海道では少雪にもかかわらず雪崩事故が多発した[1~3]．雪氷災害調査チームは，北海道で発生する主要な雪崩事故ついて今冬期も 5 度の雪崩調査を行った．本稿ではそのうち 3 月に発生したニセコニトヌプリ西斜面の雪崩と中標津町のソーキップ岳南斜面で発生した雪崩の現地調査によってわかった雪崩の規模，積雪層構造の状況，弱層と雪崩斜面の安定度について報告する．

２．ニセコニトヌプリ雪崩調査

２．１．調査の概要

2020 年 3 月 5 日 12:50 頃，ニセコニトヌプリ西斜面（図 1）で行動していた 3 人パーティのうち標高 925m 辺りから滑走したスキーヤーが雪崩に遭い，10m ほど流されたが埋没せず，直後に残る 2 名のうち 1 名が雪崩に巻き込まれたことがわかった．すぐに雪崩トランシーバーによる捜索を開始し，標高 907m で頭と片腕以外埋没している埋没者を発見，掘り出し救助した．埋没者は左太もも打撲，左眼下骨折の怪我を負った．雪崩の幅は 10～15 m，長さ 100～150 m と報告された．3 人パーティからは雪崩の発生区は見えなかった．現地には 2 つの雪崩跡があり，南側が事故のあった雪崩である．雪崩は，崖下の急斜面から発生したと推定された．聞き取りにより北側の雪崩は事故より前に発生していたと考えられる．

北海道支部雪氷災害調査チームは雪崩調査チームを編成し，雪崩発生の翌 3 月 6 日に雪崩発生場所から近い場所で積雪調査を行った（表 1）．調査地点は雪崩発生場所から南へ直線距離で約 1.5 km，標高差は約 300 m，斜面方位はほぼ同じ西北西向きであった．積雪調査の項目は層構造，雪質，密度，雪温，硬度，弱層のせん断強度（SFI）である．

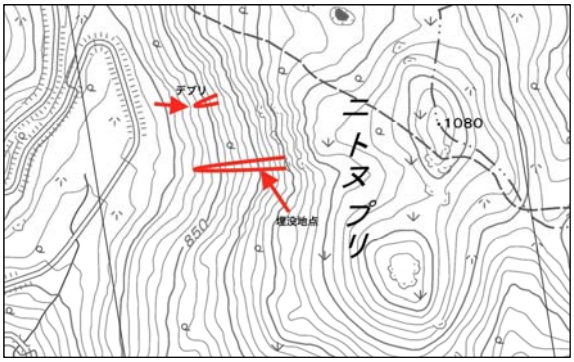


図 1　雪崩発生地点．発生区は見えず．現地には 2 つの雪崩跡があり，南側が事故のあった雪崩．北側の雪崩は事故より前に発生していた模様．朱線は雪崩跡が見られた地点の概図であり測量値ではない．

[1] 北海道教育大学　札幌校
[2] 北見工業大学
[3] NPO 法人雪氷ネットワーク
[4] ニセコメッカ
[5] 日本雪氷学会　北海道支部

Sapporo Campus, Hokkaido University of Education
Kitami Institute of Technology
NPO Hokkaido Institute of Avalanche Research and Education
Niseko Mecca
Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

表１　３月６日の積雪調査地点.

調査地点	南へ直線距離で約 1.5 km
標高	630 m
斜度	20˚
方位	西北西向き

図２　ニトヌプリ西斜面の破断面．標高 956 m，斜度 35 度．破断面の厚さは中央で 65 cm．（提供：陸上自衛隊 冬季戦技教育隊，色調補正）

さらに後日，発生当日に雪崩の破断面まで登った陸上自衛隊冬季戦技教育隊より破断面の情報の提供を受けた.

２．２．調査結果

図２に３月５日に撮影された破断面の写真を示す．雪崩は図１の崖下の急斜面から発生した．破断面はニトヌプリ西面標高 956 m，斜度は 35 度であった．浅い沢型で滑り面より上の積雪層厚は中央で厚く 65 cm，両端に行くにしたがって薄かった．滑り面の雪質はこしまり雪であった（表２）．一方，堆積区には顕著なブロックや雪塊は見られず，デブリが柔らかいのが特徴であった．このことから雪崩層には硬いスラブが含まれていなかったと推察された.

図３は３月６日の積雪断面観測地点の層構造である．雪面から 25 cm までが新雪で，弱層は表層から 18~25cm の新雪層（弱層１）と 53cm に位置する 1mm 程度のごく薄い降雪結晶の層（弱層２）である．融解凍結層（95-97 cm）の上部には顕著な弱層は見られなかった．弱層１の結晶形を図４に示す．雲粒なしの降雪結晶であり，針や広幅六花により構成されていた．シアーフレームによる剪断強度 SFI は 426 N/m^2 であり，調査地点の安定度 SI は 3.36 であった．この条件をそのまま発生区の想定斜度 35 度で換算すると SI= 2.30 となった．弱層２はこしまり雪の層とし

表２　ニトヌプリの雪崩の破断面と規模.

破断面	
標高	956 m
斜度	35˚
方位	西向き
厚さ	65 cm（中央の厚い場所），上載積雪は両端で薄い
雪崩規模	
全長	250 m
幅	10～15 m
標高差	約 130 m

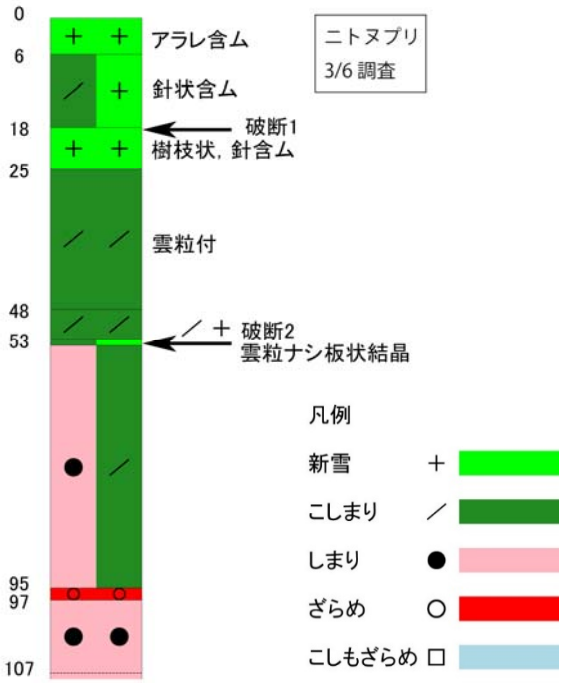


図３　積雪断面の層構造．弱層は表層から 18~25cm の新雪層（弱層１）と 53cm に位置する 1mm 程度のごく薄い降雪結晶の層（弱層２）.

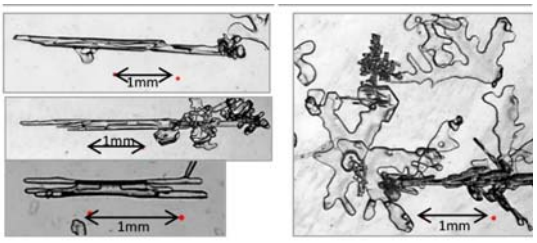


図４　弱層１で観察された雲粒なし降雪結晶．弱層２でも同様の結晶が観察された.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

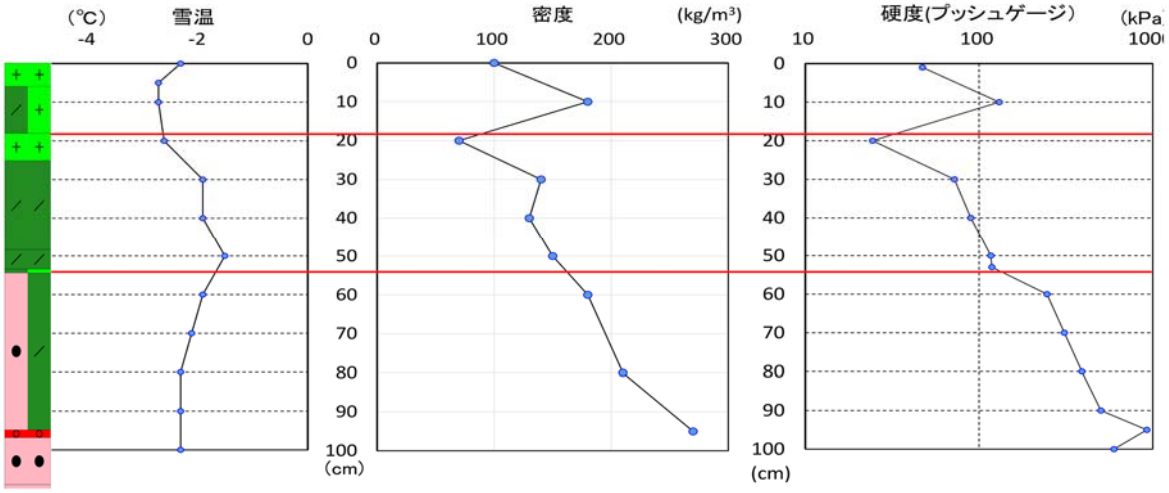


図５　ニトヌプリ調査（3/6）の観測結果．左から雪温，密度，硬度．朱線は破断した弱層の存在する高さ．

まり雪・こしまり雪の層の間のごく薄い降雪結晶（樹枝状，広幅六花など板状結晶）が弱層を形成していたことが分かった．弱層 2 の結晶形は雲粒なし降雪結晶で，針や広幅六花が見られ図 4 の弱層 1 と類似していた．SFI は 756 N/m^2 であり，調査地点での安定度 SI= 3.37，発生区の想定斜度 35 度で換算すると SI= 2.30 であった．3 月 5 日当日に雪崩現場の標高 850 m，斜度 30 度で行ったコンプレッションテストでは深さ 15 cm で CTM12 SP，深さ 55 cm で CTH25 を得ており，この 2 つの弱層に相当すると考えられる．発生区の写真とコンプレッションテストの結果より，雪崩事故は弱層 2 が滑り面となった面発生乾雪表層雪崩と推定された．

図 5 は観測地点の雪温，密度，硬度である．雪温に大きな変化は見られなかった．弱層 1 は密度，硬度ともに顕著に小さかった．また，透過光が青く見えるのが特徴的であった．弱層 2 は極めて薄い層なので密度と硬度の計測値には現れなかった．

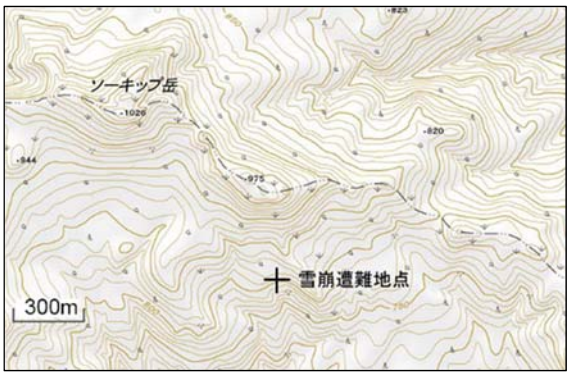


図６　雪崩遭難地点．雪崩は稜線直下から発生．

３．ソーキップ岳雪崩調査

３．１．調査の概要

2020 年 3 月 7 日 13:30 頃，武佐岳北西のソーキップ岳（1026 m）南斜面（図 6）標高約 800 m で 2 台と 3 台に分かれて走行していたスノーモービル 5 人パーティのうち 2 人組のスノーモービル 2 台が雪崩に遭い埋没した．2 名とも自力で雪をかき分け頭を出した状態で発見され，他の 3 人がスコップで掘り出した．1 名は足の骨折，もう 1 名は背中をけがした．雪崩は幅 150m，長さ約 500m の規模と推定された[4]．

北海道支部雪氷災害調査チームは翌 3 月 8 日に雪崩発生場所から近い根北峠で積雪調査を行った．調査地点は標高 491 m，雪崩発生場所との直線距離は北北西へ約 8.5 km，標高差は約 300 m，調査地点は平地であった．積雪調査の項目は層構造，雪質，密度，雪温である．

３．２．調査結果

図 7 は 3 月 8 日の根北峠の積雪断面観測箇所の層構造である．雪面から 80cm 深くらいまでは新しい積雪層で，3 月 5 日以降の降雪によると推定される．ハンドテストを実施したところ，肘を使う程度の強度によって表層から 67cm（破断 1）と 68cm（破断 2）の 2 箇所で雪柱が破壊した．破断面の結晶形を図 7 に示す．破断 1，破断 2 ともに破断は薄い降雪結晶の層であった．結晶形は比較的大きくて雲粒や枝は

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

少ない．また両層とも暖気により観察時の結晶はこしまり雪へと変態が進んでいた．

図 8 は観測地点の雪温と密度である．雪温は表層に温度変化が見られるものの 15 cm より下では大きな変化は見られなかった．破断した 2 つの層は薄い層なので雪温と密度の計測値には現れなかった．

4．雪崩をもたらした気象の考察

3 月 5 日は低気圧が急速に発達しながら日本の東を北上し，北海道に暴風と大雪をもたらした（図9）．この低気圧の前面で降った雲粒なしの降雪結晶が，ソーキップ岳では雪崩の弱層を形成したと考えられる．また，ニトヌプリの弱層 1 がこの低気圧の前面で降った雲粒なしの降雪結晶であると考えられ，雪崩の弱層はその前に形成された弱層 2 と推定される．3 月 5 日の密度の低い積雪が雪崩層となったことから，ブロックや雪塊のない柔らかいデブリが形成された．

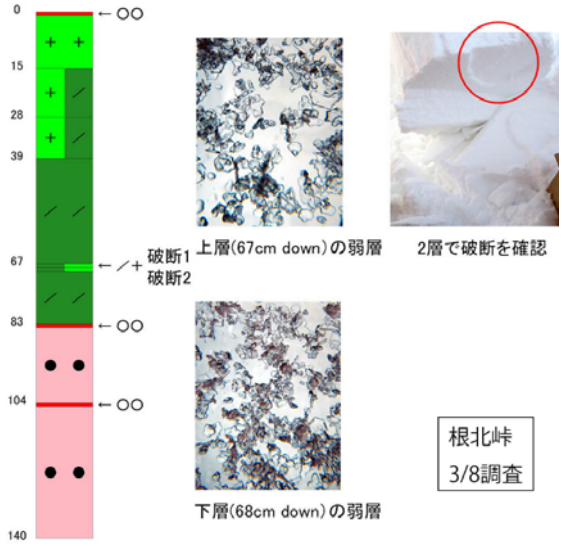


図 7　積雪断面の層構造．破断は表層から 67cm の薄い降雪結晶(破断 1)と 68cm の薄い降雪結晶の層(破断 2)．接写写真の縦方向サイズは 8 mm である．

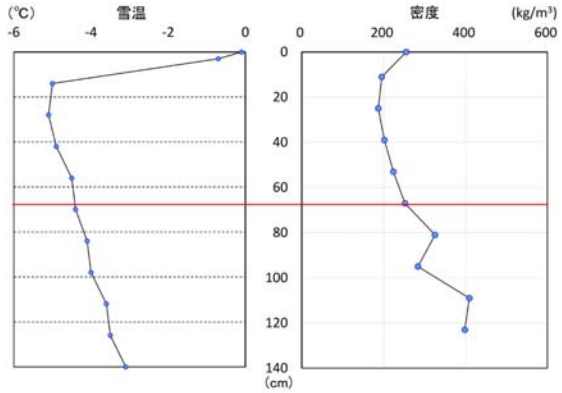


図 8　根北峠の観測結果．左から雪温と密度．朱線は破断した弱層の存在する高さ．

【謝辞】

本調査は，ほくやく・竹山ホールディングス，大東工業，秀岳荘からの寄付による雪氷災害調査チームの活動として実施した．データの解析は JSPS 科研費 18K02929 の助成を受けた．寒地土木研究所の原田裕介氏および防災科研雪氷防災研究センターの伊藤陽一氏には気象データ解析にご助力いただいた．北海道開発局建設部道路維持課，北海道建設部維持管理防災課およびニセコ町役場商工観光課より気象データの提供を受けた．ニトヌプリの雪崩発生区の写真は陸上自衛隊冬季戦技教育隊より提供を受けた．ここに記して感謝申し上げる．

【参考文献】

1）下山ら，2020a，トマム山で 2020 年 1 月 30 日に発生した雪崩の調査報告．北海道の雪氷，**39**，4 pp.
2）下山ら，2020b，敏音知岳で 2020 年 2 月 1 日に発生した雪崩の調査報告．北海道の雪氷，**39**，4 pp.
3）下山ら，2020c，羊蹄山で 2020 年 2 月 10 日に発生した雪崩の調査報告．北海道の雪氷，**39**，4 pp.
4）北海道新聞，2020，どうしん電子版 2020 年 3 月 8 日道東版．3pp.

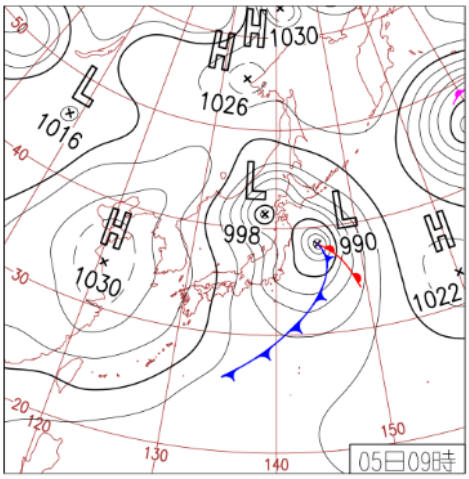


図 9　2020 年 3 月 5 日 9 時の地上天気図．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

積雪粒子撮影装置の開発と活用

Development of a device for taking close-up photos of snow particles and examples of its use

秋田谷 英次[1]，松浦 孝之[2]，尾関 俊浩[3]
Eiji Akitaya[1], Takayuki Matuura[2], Toshihiro Ozeki[3]
Corresponding author: akitaya@coral.ocn.ne.jp (E. Akitaya)

雪の粒子を撮影する安価で，小型，軽量な装置を開発し，さらに屋外でも手軽に使えるように改良した．開発にあったての留意点は撮影に適した照明法の工夫，および，気温が高いときに粒子の融解を避けるために，素早く粒子を採取し，これらの粒子を重なり合わずに分散させる技法の工夫である．今冬は二つの表層雪崩現場近くで，その雪崩の原因となった弱層を特定して，その粒子を撮影した．撮影された粒子の特徴から，これら弱層の成因を知り，さらに，気象データ解析から雪崩の予知にも適用できる可能性がある．

1．はじめに

著者らは長い間積雪断面観測に携ってきたが，初心者にとっては雪質の判定が難しいと言う．積雪観測法の解説書には各雪質の文章による解説と典型的な雪粒子の写真が載っている．しかし，多様な粒子形態を僅か数個の名称に区分するのは簡単ではない．積雪は時間とともに変化する雪が，雪質 A が突然 B に変化するのではなく，徐々に変化し，A が 3 割，B が 7 割のこともある．さらに，雪質 A,B,C と 3 種類の雪が混在していることも珍しくはない．

近年，AI（人工知能）技術で人間の顔写真から数億人の中からでも，各個人を特定できる仕組みが実用化している．過去 20 年あまり，一冬に数十回の積雪観測をし，そのたびに特徴的な積雪粒子写真を撮ってきた．この度，ようやく簡単に鮮明な写真撮影ができる装置が完成したので報告する．

雪氷学会北海道支部では雪崩事故があると雪氷災害調査チームを派遣し，雪崩の規模や積雪調査を行っている．その際，発生原因となった破断面の雪粒子の撮影も行っている．この他にも，全国でもたびたび雪崩現場で雪粒子の接写撮影を行っているが，粒子の形状が鮮明に写っている例は非常に少ない．弱層といわれる雪崩破断面の鮮明な粒子写真から，その成因が分かれば，雪崩予知など活用範囲は広い．これまで撮られた写真を見ると，粒同士が重なり合うなど，個々の粒子の形の特徴を掴むのは難しい．

これまで現場での粒子撮影は 1 ㎜方眼の粒度ゲージに雪粒を載せて，接写撮影を行っている．その時の光源は自然光（太陽光）である．この粒度ゲージ上での撮影が鮮明でないのは，光の当て方にあると考えた．

小さな物体の撮影には，古くから顕微鏡が用いられてきた．撮影する物体の性質により光の当て方は 2 つに分けられている．撮影者の背面から物体に光を当て，その反射光で撮影する反射光方式，もう一つは物体の裏側から光を当て，物体を通過してきた光で撮影する透過光方式である．これまでの粒度ゲージに雪粒を載せた撮影は反射光方式である．

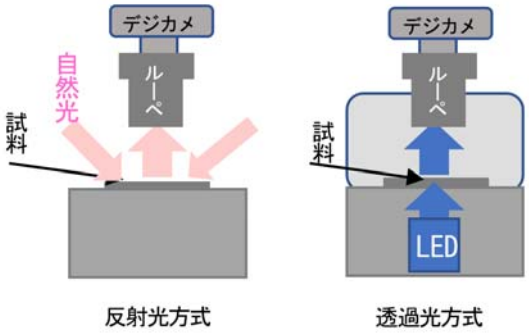


図 1　2 つの照明方式の概念図．

2．透明物体の撮影に適した照明

これまで，多くの人が観測現場で撮影した雪粒の写真は全て反射光方式であった．次に透明物体を 2 つの照明方式で撮った写真を比較してみる．透明物体としてグラニュウ糖を用いた．

[1]NPO 法人雪氷ネットワーク
[2]NPO 法人北海道雪崩研究会
[3] 北海道教育大学札幌校
NPO Network of Snow and Ice Specialists
NPO Hokkaido Institute of Avalanche Research and Education
Sapporo Campus, Hokkaido University of Education

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

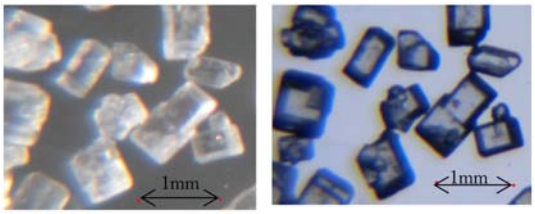


図２　照明方法の比較．左：反射光，右：透過光．

上の写真から明らかなように，氷のような透明物体は反射光だと全体が白っぽくなり，輪郭が鮮明でない．このような輪郭が不鮮明で，白黒のコントラストが弱い物体にはデジカメの自動焦点には適さないようで，ピンボケも多い．

３．屋内用撮影装置の概要

これまで著者らが行った多くの積雪観測は自宅から 10－20 m ほど離れた庭で行ってきた．雪粒撮影用の試料は層ごとに分けて断熱箱に入れ撮影室内に持ってきて撮影した．気温が低い方が融ける心配がないので，早朝，日の出直後から作業を開始した．室内（車庫や物置）は暖まらないように，また雪が吹き込まないように外気が入るが，直射日光が入らないような場所を選んだ．足元は寒く薄暗い場所である．

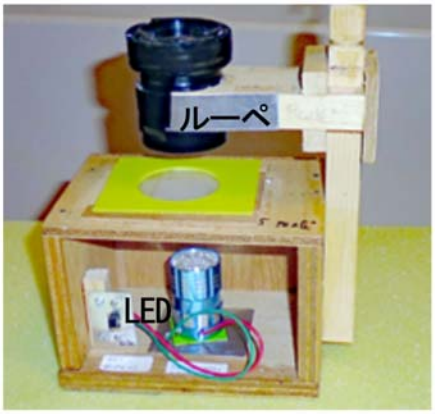


図３　室内で用いた撮影装置（透過光方式）．

その場所の明るさは野帳の読み書きができる程度であった．そこで用いた撮影装置を上に示す．この撮影場所は薄暗く，LED の明るさに比べ，上から試料にあたって，反射する光の強さは無視できる．したがって，この装置は透過光による撮影装置である．あらかじめ，デジカメのレンズをルーペレンズの上に軽く載せて雪粒に自動焦点でピントが合う位置にルーペを固定する．ルーペをいったん固定すると，すべての試料でピントが合うので，その後はルーペの上下移動の必要はない．

雪粒は試料載板に載せる．これは，厚さ 1 mm あまりの固いプラスチック板に直径 36 mm の円形の穴をあけ，ここに「非常に薄い透明プラスチックシート」を貼りつけてある．初期はガラス板に雪粒を載せていたが，気温がプラスになると試料の融解が早い．この薄いプラスチックシートは熱容量が小さいので，短時間での融解は少ない．春近くなって，気温がプラスになっても撮影できたのは，この試料載板の採用に負うところが大きい．

４．同時に大きさの違う粒子に焦点を合わす

雪粒子は大きさの異なる氷（透明）の集合である．小は雲粒（0.01 mm）から大はあられ，しもざらめ，ざらめ（数 mm）などの集合体である．試料の横方向の寸法と厚さ（前後）にかなりの差があり，大小の粒子が混在しているが，すべての粒子にピントが合うことが望ましい．一般に被写体に接近すればするほど，全体にピントが合わなくなる．弱層の観察では，全ての粒子にピントあっている写真が必要である．光学の分野ではピント（焦点）の合う範囲を焦点深度という．深度が深い方が大きな粒子も，小さな粒子も鮮明に写る．深度の値は被写体と撮影レンズとの距離に比例する（焦点距離）．被写体とルーペの距離が大きいほど深度は深くなる（粒子から離れる）．低倍率のルーペの方が深度は深いことになる．もう一つはレンズの絞りである．絞り（F 値）の値が大きいほど焦点深度が深くなる．使用したデジカメは絞りとシャッタースピードの調整はできない．常に最適な値をカメラ自身が自動的に設定している．試行錯誤の結果，倍率 5 倍のルーペを採用した．

一つ一つの粒を鮮明に撮るためには，①より近づいてアップで撮ること，②粒子から離れて，焦点深度の深い写真を撮ることである．この矛盾した関係をデジカメの特性を利用して克服できた．

35 mm 版のフィルムカメラで数十人の団体写真を撮るとしよう．キャビネ程度に引き伸ばしても全員にピントが合っているのが分かる．しかし Ａ４サイズの大きさに引き伸ばすと，画面はかなり荒れてくる．一方，この団体写真を大型カメラ（6×9 cm フィルム）で撮影し，その中から数人グループの顔を選

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

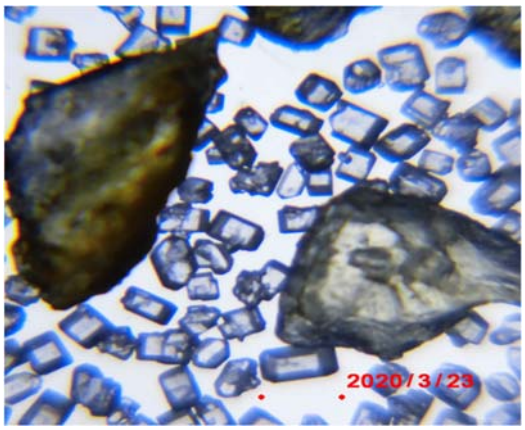


図４　最初からアップで．撮影視野巾 8 mm．小粒も大粒もピントが合っていない粒子が多い．グラニュウ糖（小粒）とコーヒーシュガー(大粒).

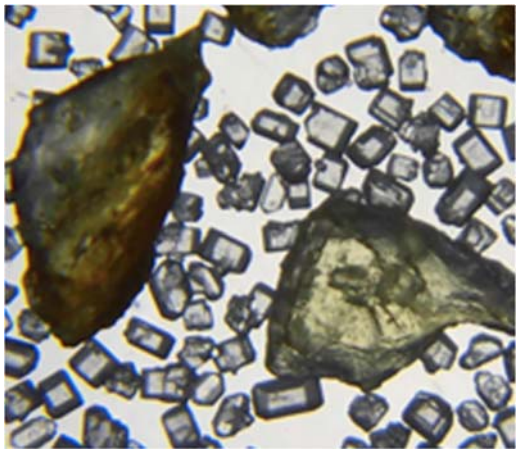


図５　最初は広い視野で撮影（視野巾 26 mm）．後ほどパソコン上で拡大し一部を切り取った.大小両方の粒にピントがあっている．

び，キャビネ版に引き伸ばしても，顔の表情が分かるほど鮮明であると想像できる．デジタルカメラはこの大型カメラの性能をも持っていたのである．

私が使用した古い，安いデジカメ（Panasonic LUMIX DMC-FH10）の最大撮影画素数は 16 MB である．カメラメーカーの説明によると A2 版までの拡大が可能であるという．すなわち，カメラを最大画素数に設定し，集合写真的な画像を撮る．クローズアップではなく広い範囲が写る集合写真である．カメラのモニター画面を見ると狙った粒子をアップで撮りたいところだが，アップにすると大小両方の粒にピントが合わなくなる．

図 4, 5 と二枚の写真で示したようにデジカメの性質を活用して，大小混在した粒でも鮮明な写真撮影が可能となった．

５．野外用に改良した装置

これまで述べた装置を野外に持ち出すと，試料に直接当たる自然光は LED の光よりもはるかに強い．そのため反射光撮影になり，はなはだ不鮮明な画像となった．そこで，この装置を野外用に改良した．小型軽量と扱いやすさに重点を置いた．

図 6 に野外用の装置を示した．ネジ 1 本で雪堀用シャベルに 1 分あまりで取り付け可能である．ルーペは外からの光を遮るための小さな箱で囲った．このルーペの箱は案内の金属棒で上下にだけ移動できる．試料載板（右黄色）は箱を持ち上げて隙間に入れる．

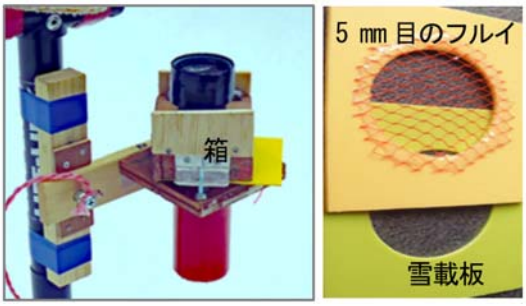


図６　野外用撮影装置と試料調整の小物．

下の赤い筒は雪面真下からの反射光だけを入れるための筒であり，コントラスト調整に必要である．馴れると，試料調整からシャッターを切るまでに 1 分程度で終わる．雪が降っているときは，ルーペに蓋，デジカメはレンズを出したまま，ポケットにしまうなど屋外作業特有の注意が必要である．試料調整はフルイの上に雪の小塊を割箸で載せて，バラバラにした適量の雪粒を雪載板に落下させる．

６．雪崩現場近くでの積雪観測

かねてから，山の中の雪崩現場でなくても，麓でも発生原因となったと同じ種類の弱層があると考えていた．この度，2 か所の雪崩で調査した．

６．１　雪崩調査事例１

2020 年 2 月 10 日羊蹄山で雪崩発生，1 名死亡．災害調査チームでは 2 月 12 日に現地調査をして弱層を確認している．我々は 2 月 19 日羊蹄山麓で断面観測を行い，雪崩現場で確認された弱層と同じ層を観測した．すでに発生から 9 日経過しているので，弱層テストで破壊はしなかったがその雪粒子の撮影が

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

できた（図 7）．粒子画像から 2 つの弱層は「こしも/ざらめ」と判定され，調査チームの判定と同じであった．

６．２　雪崩調査事例 2

2020 年 3 月 5 日午後，ニセコ地区，ニトヌプリで小規模な表層雪崩発生，スキーヤ数名が流され軽傷．翌日，現場近くで観測．当時，通過した低気圧前面の雲粒なし降雪と，通過後の雲粒付き降雪の層を確認でき，これらの鮮明な粒子写真の撮影ができた．以下にこれらの粒子写真を示す．

７．まとめ

雪粒の鮮明な画像からは多くの情報が読み取れる．雪崩現場での弱層の写真以外にも，多くの場所で，定期的に撮影した粒子写真が集積されると様々な活用が期待できる．街中にある防犯カメラが多くの災害，事故，犯罪防止に役立っている様に．

【参考文献】

1）さっぽろの積雪情報（2019-20 年冬期）第 1-47 号．
2）事例/2020-02-10 羊蹄山．
3）事例/2020-03-05 ニトヌプリ．
以上は「雪氷災害調査チーム」のホームページ

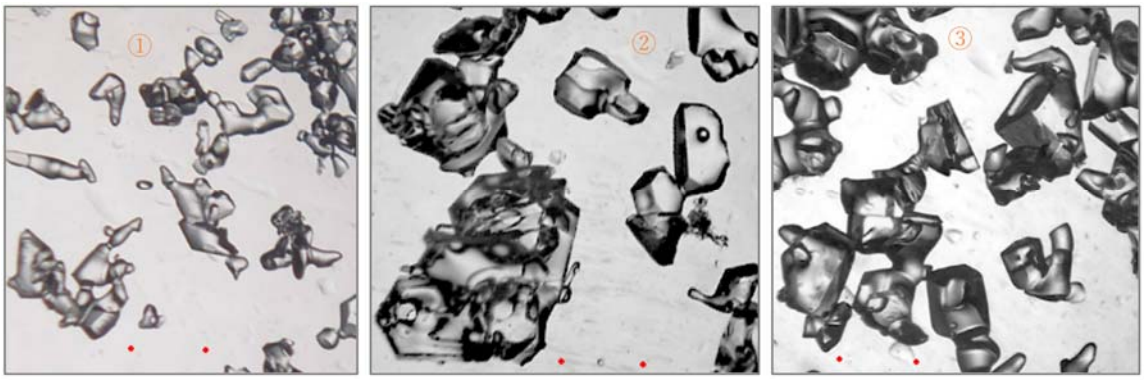


図 7　羊蹄山の雪崩．2 月 10 発生，観測 2 月 19 日，観測場所：ニセコ地区近藤，羊蹄山山頂から南西約 8 km，標高 272 m，林地に囲まれた畑地．①上から 58 cm の「しまり」，②上から 75 cm の「こしも/ざらめ」弱層，③上から 83 cm の「こしも/ざらめ」弱層．これらの粒子写真は，2 月 12 日におこなわれた，災害調査チームの現地調査結果と類似点が多かった．各写真下方の 2 つの赤点間の長さは 1 mm である．

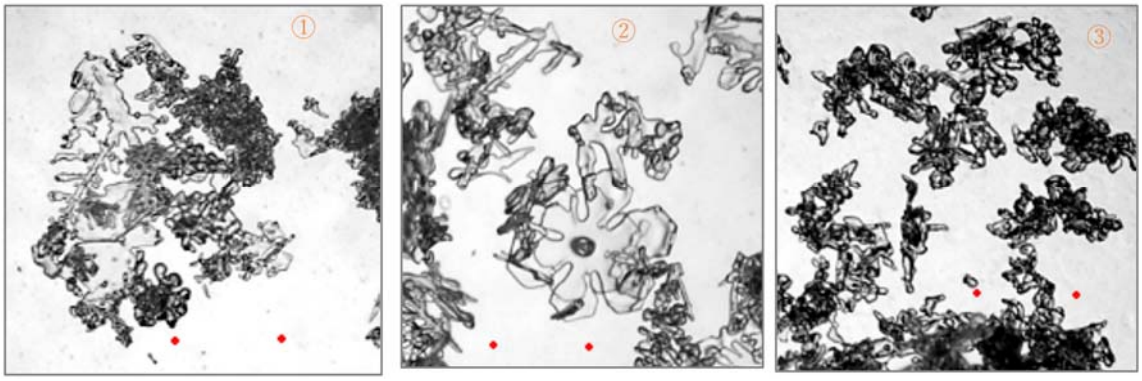


図８　ニセコ地区，ニトヌプリの雪崩　3 月 5 日発生，3 月 6 日観測，観測場所：蘭越町湯の里，雪秩父温泉近くの西向き斜面，標高 620 m 付近．3 月 5 日早朝，北海道付近を通過した低気圧が原因と考えた．③低気圧通過前の積雪表面．上から 20 cm，雲粒付き降雪が「こしまり」化している．雲粒の集合や，個々の雲粒の大きさから，積もってから少し時間が経過したと考えられる．②低気圧前面の「雲粒なし」降雪，上から 15 cm．この層が弱層になった可能性大．①積雪表面付近，低気圧通過後の降雪，上から 4 cm，冬型気圧配置になり，雲粒付き結晶が降った．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

雪結晶の表面に形成された氷晶状の凍結雲粒について

On frozen cloud droplets like as hexagonal ice crystals formed on the snow crystal

油川英明[1]
Hideaki Aburakawa[1]
Corresponding author: abuhide@nifty.com

雲粒付雪結晶の凍結雲粒のなかに氷晶状の小結晶が見いだされた．これらの小結晶は過冷却の雲粒が凍結・結晶化することにより形成されたもので，雲粒に見立てた過冷却微水滴の凍結実験により確かめることができた．さらに，過冷却微水滴つまり雲粒は，その形成過程や粒径などにより種々の形態に凍結・結晶化することから，雪の結晶全般が過冷却雲粒から液相成長することによって生成するものと理解される．

１．はじめに

雪の結晶は，一般に，形状が整ったものよりもその表面に雲粒が凍結付着したいわゆる雲粒付結晶が多く見られる．特に，低気圧の通過に伴う降雪などではこの種の結晶が卓越する．このような雪雲は過冷却微水滴の雲粒で満たされていることから，それが雪の結晶に捕捉されることにより氷粒状に凍結して，雪の結晶は雲粒付きになるものと見なされてきている[1)]．

ところで，当然のことながら雪の結晶は雪雲がなければ生成されず，そして，その雪雲は常に雲粒で満たされているわけである．それが，ある時には雲粒の付着がない形の整った六花が降り，またある時には相当数の凍結雲粒が付いた結晶や霰が降ってくる．そしてまた，一降雪時においてもそれらの結晶が交互に降ってくるなど，天然では通常的なことであっても，人工雪を基にした雪結晶の気相成長説[1)]では理解が困難な降雪現象が日常的に起こっていることになる．

さて，雪の結晶に付着した凍結雲粒は，多くの場合，微小な氷粒状であるが，今回の観測では，事例は余り多くはないが，雲粒付結晶の凍結氷粒のなかに六角形状に結晶化した氷晶状のものが見られた．このことは，前述の雪結晶の気相成長説に関わり，天然雪と人工雪との結晶成長のくい違い，つまり矛盾として[2)]，極めて興味深い現象であると考えられる．

これらのことについて，これまでの野外観察の事例や室内における過冷却微水滴の凍結実験をもとに考察を行ったので，ここに報告する．

２．雪の結晶の表面に見られる氷晶状の小結晶

雪の結晶に付着した凍結雲粒は，多くの場合，その形態は氷粒状である．ただ，希にではあるがそのなかに六角形状に結晶化した小結晶が混在している場合が見られる．それを図１に，そして，この結晶に見られる氷晶状の小結晶部分を拡大し，図の下部にそれぞれの A，B として示す．

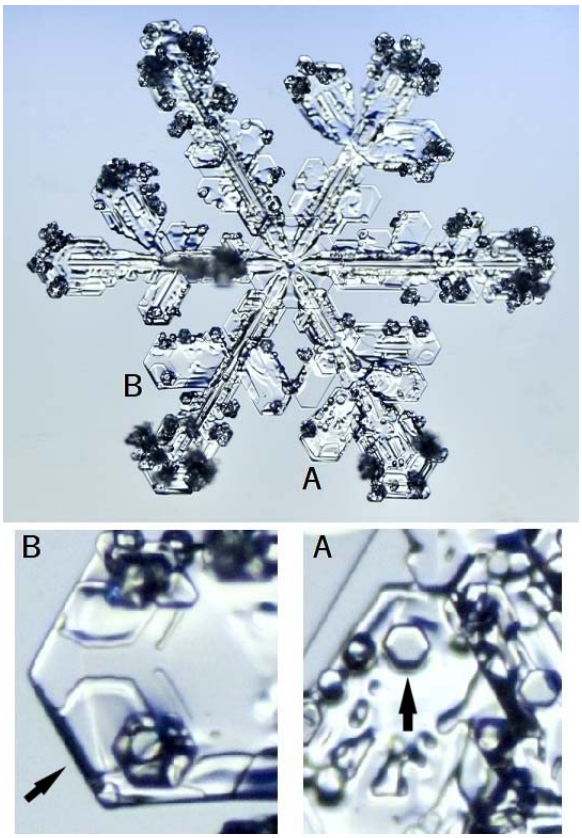


図１　氷晶状の凍結雲粒（図中の矢印）が付着した雪結晶と拡大された氷晶状結晶

[1]NPO法人 雪氷ネットワーク　NPO Network of Snow and Ice Specialists

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

図 1 に示された雪の結晶は，2020 年 3 月 3 日に大雪山系旭岳の麓で撮影された樹枝状結晶で，3mm ほどの径のものである．このときの降雪は，前線を伴う低気圧が北海道の中央部を西から東へと通過したことによるもので，雲粒付結晶がほとんどを占めていた．そして，これらの雲粒付結晶のなかに，六角板状のいわゆる氷晶状の小結晶が凍結雲粒のなかに混在していることが見いだされた．それが図 1 に示された結晶である．

３．雲粒の凍結による小結晶の形成

図 1 の A において，矢印が付された小結晶は明らかに六角板状を示しており，また，B の矢印が付された小結晶は母結晶との縁が一体化し，その横にある小結晶や A の場合よりも母結晶への同化が見られる．

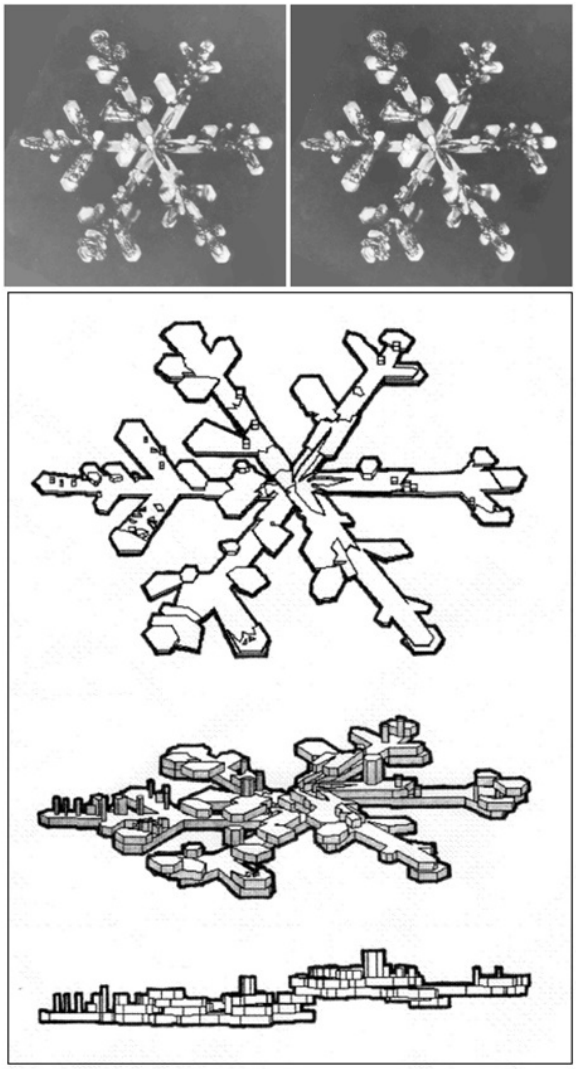


図２　雪の結晶の立体図．図の上部は左眼用，右眼用の立体写真．図の下部は 0°，45°，90° の回転角による概念図

さて，これらの小結晶，つまり小角板の成因であるが，種々の実験及び考察により，これらは過冷却微水滴の雲粒が直接的に凍結・結晶化したものであろうという結論に至った．すなわち，これらの小角板は母結晶とは形態的に独立しており，母結晶の表面文様の一部であるとは言い難い．また，この小角板は独立的であるが，それらが他所で個別に生成し，そして母結晶に付着したものであるとするには，各々の小角板の結晶方位がほとんど母結晶と一致していることから，これらは母結晶上で，母結晶の影響を受けて形成されたと見なされるわけである．

他方，中谷の説 [1]に従い，特別な核，つまり氷晶核が母結晶に付着し，そこに水蒸気が供給されて小角板が成長するとしたとき，いくつかの矛盾が生じることになる．ひとつには，このような小角板が通常の六花型結晶などには見られないことから，母結晶への核の付着が雲粒付結晶の場合に限られることになり，それは余りにも限定的に過ぎること，そして，例え氷晶核が付着したとしても，水蒸気の供給はその核だけに限られるわけではなく，母結晶全体に及ぶことから，また，水蒸気の凝結は異物の核物質よりも，氷本体の母結晶の方が分子結合的に有利であることから，母結晶全体の成長がなされるとしても，核の部分だけが水蒸気の供給により特段に成長するということは極めて不自然であると考えられるわけである．さらに，母結晶の全体的な箇所において小結晶が独立的に成長している例も見られる．それは図 2 に示されたような結晶である．

図 2 は，図 1 の結晶と同様の場所で以前に撮影された暗視野による実体顕微鏡の立体写真で，図の上方の左と右の写真はそれぞれ左眼用と右眼用のものである．そして，これらの写真により結晶を立体視できることから，その視覚的構造をデータ化し，コンピュータにより各々の方向からの概念図を描いたものが下方の図である．この図に示されたように，母結晶は樹枝状結晶の平板結晶であるが，その表面からは角柱状の小結晶が独立的に成長していることが分かる．先の中谷の氷晶核付着説では，これらの小角柱を成長させるために水蒸気が選択的に氷晶核へだけ供給されたことになり，それは余りにも不自然なことである．

以上のようなことから，図 1 あるいは図 2 の樹枝状結晶に付着した小結晶は，雪雲を構成する雲粒が母結晶上で直接的に成長したものと考えら

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

れることから，以下のような過冷却微水滴の凍結実験により考察を行った．

４．過冷却微水滴の凍結・結晶化

過冷却微水滴を雲粒に見立ててその凍結実験を行い，上記の小結晶の形成について考察を行った．実験結果の一例を図 3 に示す．

図 3 は，−15℃の温度における実験で，ビデオ撮影による動画から各々の画面を抽出し，最初の画面を①とし，各画面に各々の順番を付して時間の経過を右下に秒数で示している．最初の画面の A と B の微水滴に着目すれば，A は隣りの結晶の接触によって六角形状に結晶化し，そして枝を伸ばして B を取り込み，さらに成長を進行させている．このような微水滴の取り込みは画面の下方の枝にも見られる．ここで，微水滴 A は小角板の形状を示して凍結・結晶化していることから，先の樹枝状結晶に見られる図 1 の小角板 A も同じように雲粒が結晶化したものと見なされる．

また，水蒸気の凝結による過冷却微水滴の形成が比較的急激な場合，あるいは−10℃よりも高い温度で凍結する場合，その微水滴は角柱状に凍結・結晶化する（以下に記す URL のフォルダ内ファイル「柱状（−8℃）」を参照．動画は 10 倍速で，画面の横幅は 0.75mm，実験温度は−8℃）．前節で述べた小角柱は，樹枝状結晶が比較的暖かい温度の雪雲に遭遇して過冷却雲粒を捕捉し，それが結晶化したものと推察される．さらに，図 3 の過冷却微水滴 B，あるいは画面下部の微水滴は，母結晶に取り込まれてその痕跡を残すことなく，

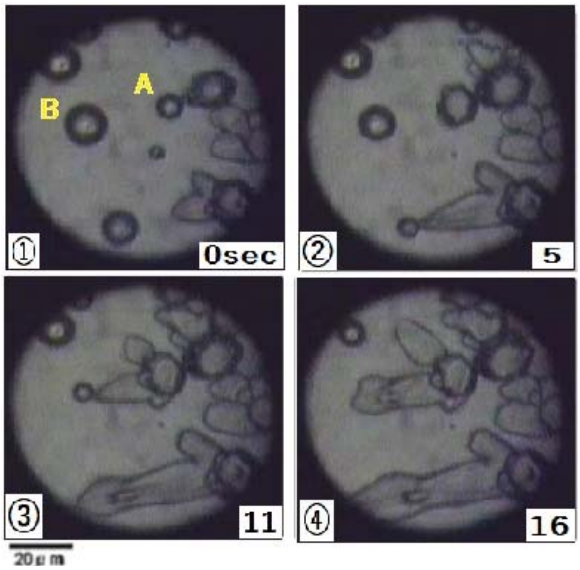


図 3　過冷却微水滴の凍結・結晶化．実験温度は−15℃，各画面右下の数は経過秒数

母結晶の成長に寄与している．

このように過冷却微水滴は，単に氷球状に凍結するだけでなく，凝結形成の過程に応じて種々に凍結・結晶化するわけであり，雪の結晶は雪雲のなかで過冷却雲粒から生成し，そして雲粒を捕捉して成長すると言える（これを「液相成長説」と呼称）．このとき，成長する雪の結晶は，捕捉する雲粒の凝結過程とその粒径に応じた形態に成長するものと考えられる．

なお，本実験の方法及び図 3 の動画ファイルは下記の URL で閲覧が可能である（「北海道の雪氷_39 号」フォルダ内の「雲粒の結晶化」）．
https://1drv.ms/f/s!As9IcXMRuXdAnThR8E5JU2MPuKG2

５．過冷却微水滴の凍結形態について

これまでの実験および野外観察等の結果から，過冷却微水滴の凍結形態に関する仮説として，図 4 にその概念図を示す．

図 4 は，雲粒に見立てた過冷却微水の凍結形態について，その粒径と水蒸気の凝結過程（氷点下での凝結速度）とを因子として，各々を座標軸に示したものである．図 4 において，曲線のグラフ L_0 を越えた領域は，過冷却微水滴が氷球状に凍結することを示している．天然では雲粒付結晶や霰などが形成される領域で，先述の前線を伴う低気圧による雪雲の状態として示される．そして，図の曲線 L_0 と L_2 に挟まれた領域は過冷却微水滴が氷晶状に結晶化することを示しており，さらに，この領域は曲線 L_1 により柱状と板状の結晶成長域に分けられる．また，曲線 L_2 以下の領域は過冷却部水滴が捕捉された母結晶と同化し，それを

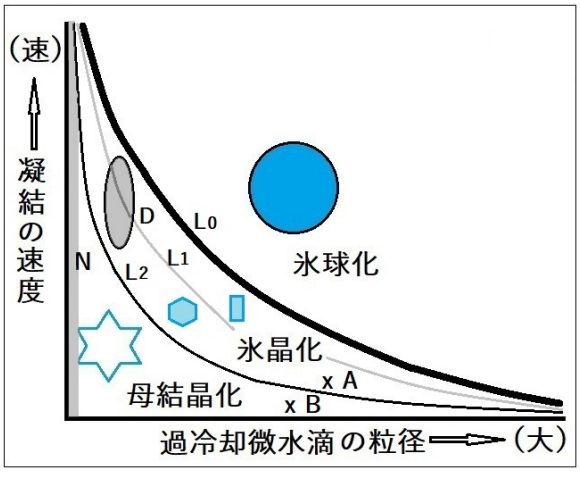


図 4　雲粒に見立てた過冷却微水滴の凍結形態に関する概念図．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

成長させることを示している．

図 4 に示された A と B の×印の点は，図 3 の A と B の過冷却微水滴の場合で，各々の成長形態を示している．そして，図の縦軸に沿った細長い N の領域は，中谷 [3]による,粒径が 1～2 μm ほどの過冷却微水滴が母結晶の氷体表面に瞬時に取り込まれることや, 人工雪の作製装置内に浮遊して結晶を成長させることについて示している．さらに，図の D は，ダイヤモンドダストの生成実験において小角板と小角柱の氷晶が同時に成長する現象 [4]を領域的に示したものである．

図 4 の曲線のグラフ L_0，L_1，L_2 は，いずれも厳密な区分ではなく, その遷移的な結晶の形成も見られるわけで，例えば,つづみ型結晶は L_1 の遷移的な成長により，あるいは，特異な 20 面体の氷晶 [5]は L_0 の境界域で成長したのではないかと推察される．このようなことから,天然の雪雲は多様な結晶を生成できるものと理解される．

過冷却微水滴の凍結形態を決める因子は, この他に温度や静電気などが考えられるが, これらの因子の効果に関しては今後の研究課題である．

６．　雪の結晶の表面文様

雪の結晶は多くの場合, 今回のような写真撮影法によって, その表面に特有のレリーフ文様や気泡，あるいは虹色の筋などが写し出される．その一例を図 5 に示す．この写真は，顕微鏡による撮影の照明に U 字型の青色フィルターを用いたもので，斜光照明の効果が得られ，結晶表面のレリーフ文様などが強調されて見える. これらの文様は, 水蒸気の凝結による水分子の凝着というミクロな現象の結晶成長 [5]によるとするよりも，過冷却微水滴のマクロな液相成長として, 図 4 に示されたような種々の因子による氷晶の形態形成によって理解されるべきであると考えられる．

図５　U 字型フィルター法により顕微鏡写真撮影がなされた雪の結晶．

７．　おわりに

雲粒付雪結晶の表面に小角板や小角柱の氷晶状結晶が付着していることが見いだされた. これらの小結晶は過冷却の雲粒が氷晶状に凍結･結晶化したもので，雪の結晶の気相（昇華）成長説 [1]によっては理解し難い現象である．つまり，雲粒付結晶を含めて雪の結晶全般が雪雲内において過冷却の雲粒から生成し, 周囲の雲粒を捕捉して成長するという液相（雲粒）成長説 [6]の方が妥当であるように判断される．

ところで，雪の結晶は，一般に底面あるいは柱面の一方が卓越した板状乃至柱状の結晶構造を示しているが, これは分子構造的な氷結晶の平衡形 [7]とは形状的に隔たりが大きく, やはり液相が関与した結晶として考究されるべきであろう．

このようなことから, 今後の雪の結晶の研究は, 気相成長の絶対的な条件である水蒸気の過飽和現象という天然とは乖離した条件によるものではなく, 液相成長説を基にして現実の降雪現象に関わり得る方向を探る必要があると考えられる．

本研究の調査は，NPO 法人雪氷ネットワークの 2019 年度事業活動として行われた．

【参考文献】

1）中谷宇吉郎，1949：雪の研究，岩波書店，東京，pp.161.
2）油川英明，2014：“中谷現象”としての人工雪の生成，北海道の雪氷，**33**，113-116.
3）Nakaya, U., 1954：Snow Crystals-Natural and Artificial-, Harvard Univ. Press, pp.510.
4）小林禎作，1983：冬のエフェメラル，北海道大学出版会，札幌，pp.39.
5）小林禎作，1980：六花の美，サイエンス社，東京，pp.249.
6）油川英明，2018：「雪の結晶は二つと同じものがない」のはなぜか？ 北海道の雪氷，**37**，55-58.
7）黒田登志雄，1984：結晶は生きている，サイエンス社，東京，pp265.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

CO_2 ハイドレートに関するガス相とハイドレート相間のゲスト安定同位体分別

Isotopic fractionation of CO_2 hydrate between gas and hydrate phases

木村 宏海[1]，八久保 晶弘[1]，竹谷 敏[2]
Hiromi Kimura[1], Akihiro Hachikubo[1], Satoshi Takeya[2]
Corresponding author: hachi@mail.kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

CO_2 ハイドレート生成時の炭素同位体分別については，軽い CO_2 分子がハイドレート相に包接されやすいとの報告があるが，情報が極めて少ない．本研究では，CO_2 ハイドレートを人工的に生成し，広い温度範囲における CO_2 の炭素同位体分別の測定を行なうとともに，その同位体分別から予想される同位体分子種間の CO_2 ハイドレート平衡圧の違いについて調べた結果についても合わせて報告する．

１．はじめに

天然に存在するガスハイドレートの大半は，メタンを主成分として包接する，いわゆるメタンハイドレートであるが，天然の CO_2 ハイドレートも存在している．その例は世界的にも珍しく，沖縄トラフで地球深層ガス起源の CO_2 が水深 1335～1550 m の海底から湧き出し，結晶を生成している[1)]．一方では惑星科学の分野において，火星の極冠部に CO_2 ハイドレートが存在する可能性が古くから議論されている[2)]．このように，天然の CO_2 ハイドレートは魅力的な研究対象であるが，実際に何をどのように採取して，どのような項目を測定すると何が分かるのか，についてはほとんど検討されていない．

CO_2 は炭素と酸素で構成されているため，両者の安定同位体とその組み合わせにより複数種類の同位体分子種（アイソトポログ）が存在している．例えば，$^{13}CO_2$ の存在比は CO_2 全体の約 1.1%であり，残りはほぼ $^{12}CO_2$ である．地球化学分野では，炭素の安定同位体比を CO_2 や炭化水素ガスの起源を知る指標として用いている．また，$C^{16}O^{18}O$ のような，酸素の安定同位体比が異なるものも，CO_2 全体の約 0.2%の割合で存在している．CO_2 ハイドレート生成時の炭素安定同位体分別に関する唯一の報告である Luzi *et al.* (2011)では，−5℃で結晶を生成し，ハイドレート相の CO_2 $\delta^{13}C$ はガス相より 0.9‰小さいことを示した[3)]．このことは，$^{13}CO_2$ より $^{12}CO_2$ の方がハイドレート相に包接されやすいことを示している．

ガスハイドレート生成時のゲストガスの安定同位体分別は，ガスハイドレートの生成・維持・分解過程等を議論する上で重要な情報である．そもそも何故，このような分別が起こるのか，このメカニズムについては未だ解明されたとは言えないが，安定同位体分別を引き起こす直接的原因としては，同位体分子種の違いによるガスハイドレート平衡圧の差であると考えられる．近年，CH_4 と CH_3D をそれぞれ包接するハイドレートの平衡圧の差が検出され，メタンハイドレート生成時のメタン水素安定同位体分別の結果と調和的であることが示された[4)]．

そこで本研究では，CO_2 ハイドレートを人工的に生成し，広い温度範囲で結晶生成時の安定同位体分別の測定を行なうとともに，CO_2 ハイドレート生成時の炭素同位体分別から予想される同位体分子種間の CO_2 ハイドレート平衡圧の差について，実測した結果を報告する．また，測定が困難な酸素に関する CO_2 同位体分子種（$C^{16}O_2$ に対する $C^{16}O^{18}O$ と $C^{16}O^{17}O$）についても考察を行なった．

２．サンプルの生成方法および測定方法

炭素の安定同位体分別に用いた試料のゲストガスには，高純度二酸化炭素ガス（99.999%，高千穂化学工業，ただし $^{12}CO_2$ としては純度約 99%）を用いた．本研究では，−30℃・−18℃・−15℃・−10℃・−5℃・0℃・+1℃・+5℃の各温度において CO_2 ハイドレートを生成した．氷点下温度

[1] 北見工業大学
[2] 産業技術総合研究所
Kitami Institute of Technology
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

の実験の際には，容積 30 mL のステンレス製耐圧容器に，－20℃の低温室で粉末氷 0.7 ｇを封入した（図 1）．生成温度が＋5℃の際には，容積 145 mL の攪拌装置付きステンレス製耐圧容器に蒸留水 5.3 ｇを封入した（図 2）．いずれも液体窒素温度下で真空引きした後，CO_2 ガスで加圧し，各温度条件でハイドレート平衡圧以上，かつ CO_2 の液化圧以下となるようにガスを導入した．耐圧容器は低温室内あるいは精密恒温槽内に静置することで，－30℃から＋5℃までの任意温度に制御し，CO_2 ハイドレートを生成した．結晶の生成が十分進行し，内圧が安定してから，結晶に包接されなかったガス（以下，残ガス）を採取した．その後，余剰ガスを排出し，液体窒素温度下で結晶を採取した．残ガスについては，容器を真空ラインに接続し，大気圧程度に圧力を調整した．ハイドレート解離ガスについては，真空ライン内で結晶試料を解離させることで得た．

それぞれのガス試料をシリンジインジェクションにより，安定同位体質量分析装置（Delta V，サーモフィッシャーサイエンティフィック）に導入した．残ガスとハイドレート解離ガスの二酸化炭素の $\delta^{13}C$ について測定し，残ガス相の $\delta^{13}C$ とハイドレート相の $\delta^{13}C$ の差（残ガス相 $\delta^{13}C$－ハイドレート相 $\delta^{13}C$）を求めた．この差が正の値である場合，ハイドレートに軽い CO_2，すなわち $^{12}CO_2$ が相対的に包接されやすいことを表わし，逆に負の値である場合，ハイドレートに重い CO_2，すなわち $^{13}CO_2$ が相対的に包接されやすいことを表わしている．

一方では，以下の方法で CO_2 ハイドレート平衡圧の精密測定を実施した．容積 6 mL の小型のステンレス製耐圧容器 2 個に粉末氷 1 ｇをそれぞれ封入し，液体窒素温度下で真空引きした後，一方は高純度二酸化炭素ガス（同上），他方は $^{13}CO_2$（純度 99%，太陽日酸）で容器を適量加圧した．その後，ゆっくり昇温させて粉末氷を徐々に融解させ，それぞれの CO_2 ハイドレートを生成した．次に，事前に温度を－4℃に設定した精密恒温水槽に耐圧容器を移し，温度－4℃近辺から 0.4℃温度上昇しては 0.2℃温度下降する，を繰り返し，内圧が安定したところで温度・圧力を記録し，ガス・H_2O・ハイドレートの三相共存状態のデータを得た．

なお，測定系については以下のような工夫を施した．圧力センサ（AP-14S，キーエンス）はシリコンシーラントを用いて防水を施し，耐圧容器と圧力計一式を全て恒温水槽内に沈め，温度変化等の影響を最小限に抑えた（図 3）．圧力計の校正には，上記の測定系を用いて，高純度二酸化炭素ガス（同上）の液化圧（約 3～4 MPa の範囲）を利用して行なった．なお，温度測定については精密温度計（testo 735）を用いた．実測に基づく，恒温水槽の温度制御誤差は±0.02℃だった．理論的には，真の平衡圧に達するには無限の時間がかかるため，真値は温度上昇・下降時それぞれの圧力測定値の間にあると推定した．

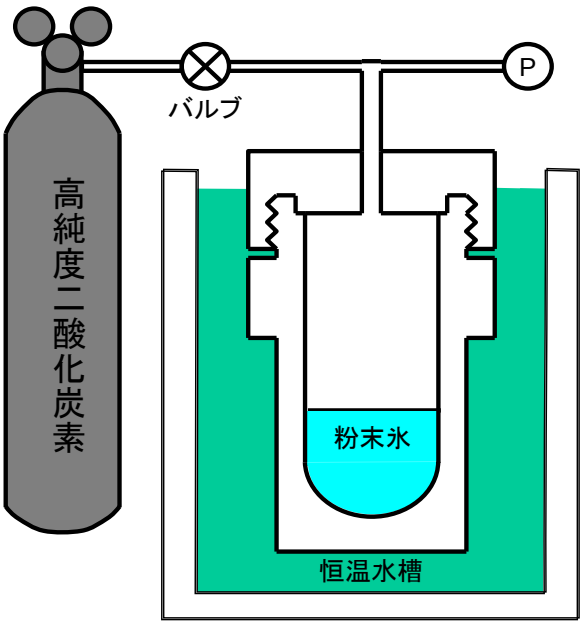


図１　氷点下の温度領域での試料作成時の配管接続図

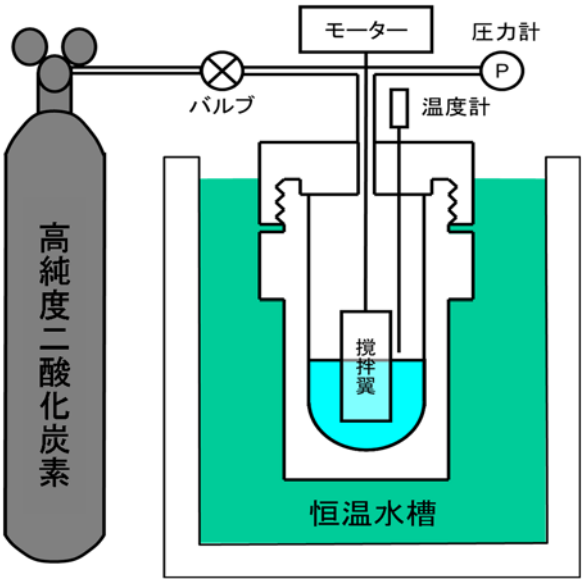


図２　氷点以上の温度領域での試料作成時の配管接続図

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

図３　平衡圧の精密測定実験の様子（圧力センサ出力の温度依存性を考慮し，圧力計本体も含め，耐圧容器と同じ低温下で制御した）

３．測定結果

CO_2 ハイドレート生成時の CO_2 の炭素安定同位体分別については，－30℃から＋5℃の広範囲にわたり，常に残ガス相の $\delta^{13}C$ がハイドレート相よりも 1.0～1.5‰程度大きい，という結果を得た．このことは，ハイドレート相には相対的に軽い CO_2，すなわち $^{12}CO_2$ を，わずかな割合ではあるが，優先的に包接する傾向を示している．また，−5℃における 0.9‰の分別を報告した先行研究 [3] の結果とも調和している．この炭素安定同位体分別の温度依存性については，低温になるにつれて，分別が若干大きくなる傾向が見受けられたが，安定同位体測定に関する測定誤差を考慮すると，未だ確かであるとは言えない．

CO_2 ハイドレート平衡圧の精密測定については，$^{12}CO_2$ ハイドレート平衡圧よりも $^{13}CO_2$ ハイドレート平衡圧の方がわずかながら高い，との結果を得た．具体的には，－4℃～＋6℃の温度範囲内で 0.007～0.012 MPa だけ高く，平均して約 0.009 MPa 高かった．なお，平衡圧データの圧力に関する誤差範囲は，圧力計表示値の再現性等を実験データから考慮した結果，±0.004 MPa である．したがって，温度の誤差範囲（±0.02℃）を加味しても，本実験で求められた同位体分子種間の CO_2 ハイドレート平衡圧の差は，ぎりぎりで有意であると考えられる．なお，$^{12}CO_2$ ハイドレート平衡圧に関しては，文献値 [5] とおおむね一致しており，本測定で得られたデータの信頼性は高いと考えられる．

４．考察およびまとめ

メタンハイドレート生成時のメタン安定同位体分別に関する先行研究 [6] では，メタンの炭素安定同位体分別はほとんどみられない．すなわち，残ガス相 $\delta^{13}C$ とハイドレート相 $\delta^{13}C$ との差は誤差範囲内である．一方，メタンの水素安定同位体分別は検出されており，残ガス相 δD よりもハイドレート相 δD の方が 4.8±0.4‰小さい．このことは，ハイドレート相に相対的に軽い CH_4 が包接されやすく，逆に包接されにくい CH_3D は残ガス相に残りやすいことを示している．

これらの結果は，同位体分子種を包接するガスハイドレート平衡圧の差で説明することが可能である．メタンハイドレート生成時のメタン炭素安定同位体分別がみられないのは，$^{12}CH_4$ ハイドレートと $^{13}CH_4$ ハイドレートの平衡圧の差がほとんどないからであり，このことは最近，実測で確認されている [7]．また，CH_4 ハイドレートと CH_3D ハイドレートそれぞれの平衡圧を比較すると，後者の方がわずかに高い [4]．同じメタンであっても，同位体分子種同士の「混合ガス」である，との認識に立てばわかりやすい．つまり，それぞれの同位体分子種という「成分」が，ハイドレート平衡圧の差を生み，それがハイドレート結晶に包接されやすい，されにくい，の違いをもたらしていると考えられる．

以上のことを，本研究で対象としている CO_2 ハイドレートに関する考察に適用すると，以下のようになる．実験結果から，$^{12}CO_2$ ハイドレート平衡圧よりも $^{13}CO_2$ ハイドレート平衡圧の方がわずかに高いことが示された．このことは，$^{13}CO_2$ の方がハイドレート相に相対的に取り込まれにくいことを示唆する．すると，安定同位体分別としては，残ガス相に $^{13}CO_2$ がより残存することになり，残ガス相の $\delta^{13}C$ がハイドレート相よりも 1.0～1.5‰程度大きい，との実験結果に合致している．これらの関係は先行研究 [4, 6, 7] の結果と調和的である．

なお，同位体分子種間の包接のされ方の違いについては，ゲスト分子のサイズ，ないし分子間距離が係わっていると考えられる．同位体分子種のこうした情報は乏しいため，今後は分子動力学法など，数値計算分野からの異なるアプローチが必要と考えられる．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

最後に，CO_2 を構成する酸素同位体比の違いについて考察をまとめる．CO_2 には，$C^{16}O_2$ のほか，$C^{16}O^{18}O$ と $C^{16}O^{17}O$ で合わせて 3 種類の分子量の異なる分子が存在する．酸素の安定同位体比測定そのものについては，技術的に実施は可能である．しかしながら，これらを選択的に包接する CO_2 ハイドレート試料を生成する，ないし解離させて包接ガスを得る，ということが困難である．その根本的原因として，CO_2 は H_2O に溶けやすいという性質が挙げられる．このとき，ゲストである CO_2 とホストである H_2O との間で酸素に関する同位体交換が行われることにより，CO_2 は H_2O の酸素安定同位体の情報を持つことになる．このことを逆に利用して，ホストとして $H_2{}^{16}O$ と $H_2{}^{18}O$ をそれぞれ用意して，同位体交換させる方法が考えられるが，この場合はホストの同位体効果を排除できない．したがって現段階の結論としては，CO_2 ハイドレート生成時の酸素安定同位体分別については，実験的に確認することは困難である．

【謝辞】

真空ライン等の実験系の一部については，科学研究費（基盤研究 B: 26303021）の助成を受けた．

【参考文献】

1) Sakai, H., Gamo, T., Kim, E-S., Tsutsumi, M., Tanaka, T., *et al.* (1990): Venting of carbon dioxide-rich fluid and hydrate formation in mid-Okinawa Trough backarc basin. *Science*, **248**, 1093–1096.
2) Miller, S. L. and Smythe, W. D. (1970): Carbon dioxide clathrate in the Martian ice cap: *Science,* **170**, 531–533.
3) Luzi, M., Schicks, J. M. and Erzinger, J. (2011): Carbon isotopic fractionation of synthetic methane and carbon dioxide hydrates. *Proc. 7th Int. Conf. Gas Hydrates (ICGH2011)*, Edinburgh, Scotland, UK, July 17–21, 2011.
4) Ozeki, T., Kikuchi, Y., Takeya, S. and Hachikubo, A. (2018): Phase equilibrium of isotopologue methane hydrates enclathrated CH_3D and CD_4. *J. Chem. Eng. Data*, **63**(6), 2266–2270, doi: 10.1021/acs.jced.8b00203.
5) Larson, S. D. (1955): Phase studies of the two-component carbon dioxide-water system involving the carbon dioxide hydrate. Ph.D. Thesis, University of Illinois, Urbana, IL, USA, 84 pp.
6) Hachikubo, A., Kosaka, T., Kida, M., Krylov, A., Sakagami, H., *et al.* (2007): Isotopic fractionation of methane and ethane hydrates between gas and hydrate phases. *Geophys. Res. Lett*, **34**, L21502, doi:10.1029/2007GL030557.
7) 菊池優樹，八久保晶弘，小関貴弘，竹谷敏（2019）：炭素安定同位体分別の異なるメタンを包接するハイドレートの平衡圧．雪氷研究大会（2019・山形）講演要旨集，21.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

メタン・プロパン混合系におけるハイドレート生成時の安定同位体分別

Isotopic fractionation of methane and propane at the formation of mixed-gas hydrate

鎌田 諒也[1]，長谷 優之介[1]，八久保 晶弘[1]，竹谷 敏[2]
Ryoya Kamata[1], Yunosuke Hase[1], Akihiro Hachikubo[1], Satoshi Takeya[2]
Corresponding author: hachi@mail.kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

Previous studies reported stable isotope fractionation of hydrogen for methane, ethane, and propane during the formation of their pure gas hydrates. However, the guest of natural gas hydrates is a mixed gas composed of volatile hydrocarbons. In this study we formed synthetic methane and propane mixed gas hydrates. We measured hydrogen stable isotope fractionation of both methane and propane, and suggested that the amount of isotopic fractionation depended on the cage size composed of water molecules.

１．はじめに

メタンガスやエタンガスなどをはじめとする軽炭化水素を包接するガスハイドレートが生成される際, ゲストガスの安定同位体分別が起こることが知られている. メタンハイドレートの場合, 環境のメタンと包接メタンの間では, 炭素同位体分別は確認されていないが, 水素同位体比には差を生じ, ハイドレート相のメタンの水素同位体比は環境のメタンに対して約 5 ‰小さくなる [1]. この実験事実は, CH_3D が CH_4 よりわずかに平衡圧が高く [2], CH_3D がハイドレートに相対的に包接されにくいことと矛盾していない.

また, エタンハイドレートの場合も同様に, ハイドレート相のエタンは環境のエタンより約 1 ‰小さくなる [1]. ただし, メタンの場合よりも差が小さい理由については, 水分子で構成されるカゴのサイズ等との関係が考えられるものの, 未だに明らかにされていない.

その後, 純粋なプロパンハイドレートについても, 結晶生成時のゲストガスの水素安定同位体分別が我々の研究グループにより調べられた [3]. その結果, メタンやエタンと同様に, プロパンでも水素同位体分別が存在し, ハイドレート相のプロパンの水素同位体比は, 環境のプロパンに対して約 4 ‰小さかった.

ガスハイドレートはゲストガスの種類により結晶構造が決定する. 先行研究の純粋なメタンハイドレートおよび純粋なエタンハイドレートはそれぞれ結晶構造 I 型を形成する. メタンはその大小ケージ(個数比については，大：小 ＝ 3：1)の双方に包接され, エタンは大ケージのみに包接される. 一方, 純粋なプロパンハイドレートは結晶構造Ⅱ型を生成し，その大小ケージ(個数比については, 大 : 小 ＝ 1 : 2)の大ケージのみに包接される.

先行研究のメタン, エタンおよびプロパンのハイドレートに関するゲスト水素同位体分別は, それぞれ単一種類のゲストガスに関する結果である. しかしながら, 天然ガスハイドレートは軽炭化水素を主成分とする混合ガスを包接している. 例えば, メタン・プロパン混合系は, プロパンの影響により結晶構造Ⅱ型を生成する. プロパンは結晶構造Ⅱ型の 16 面体大ケージに包接される一方, メタンは 12 面体小ケージに優先的に包接される. つまり, ガスの混合比がハイドレート結晶の大小ケージの棲み分けを決定し, ゲストガスの安定同位体分別に影響を及ぼす可能性がある.

そこで本研究は, メタン・プロパン混合系に着目し, これらの混合ガスハイドレートを人工的に生成した際の, メタン・プロパン双方の水素安定同位体分別について調べた結果を報告する.

２．実験方法

本研究のメタンとプロパンは, 高千穂化学工業製のメタン(純度 99.99%)およびプロパン(純度 99.99%)を用いた. ステンレス製耐圧容器(実容積 40 mL)内に, –20℃の低温室内で粉末氷 0.7 g を封入した. 粉末氷を封入したステンレス製耐圧容器を液体窒素温度下温度下で真空引きした後, それぞれのガスを適量導入して加圧した. その後,

[1] 北見工業大学
[2] 産業技術総合研究所
Kitami Institute of Technology
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

+1℃の温度下で CSMHYD モデル[4]から予想されるメタン・プロパン混合系ガスハイドレートの平衡圧以上, かつプロパンの液化圧以下でメタンハイドレートの平衡圧以下になるように調節した. 耐圧容器内の圧力の低下が止まり, ハイドレート生成の終了後，容器内の残ガス試料を採取した. 同時に, 液体窒素温度下でハイドレート試料を採取した.

ハイドレート試料の結晶構造の確認については，ラマン分光光度計(RPM-210，日本分光)により，メタンおよびプロパンの C–H 対称伸縮モードが確認される波数 2900 cm^{-1} 付近のラマンスペクトルを用いた.

残ガス試料については, 真空ラインに直接接続し，ハイドレート試料については，真空ライン中で解離させる方法で, それぞれ大気圧程度に調整されたガス試料を得た. その後，残ガス相とハイドレート相のメタン・プロパン混合ガスを，シリンジインジェクションにより安定同位体比質量分析装置 (CF-IRMS, Delta V, Thermo Fisher Scientific)に導入し，メタンおよびプロパン双方の水素同位体比を求めた. また，ガスクロマトグラフ(GC-2014，島津製作所)を用いて，ハイドレートと残ガス相のメタンおよびプロパンのガス組成を求めた.

３．測定結果

ガスクロマトグラフで求めたハイドレート相および残ガス相でのプロパンガス組成の分析結果を図１に示す. 図中の実線はハイドレート相と残ガス相の 1 : 1 のラインである．データは実線より上部にプロットされていることから, プロパンはメタンと比較して, ハイドレート相に濃縮されることが示された.

図２に，ラマン分光分析によるメタン・プロパン混合系ガスハイドレートのラマンスペクトルと, 比較のための純粋なプロパンハイドレートおよび純粋なメタンハイドレートのラマンスペクトルをそれぞれまとめた. 本研究では, C–H 対称伸縮モードがみられる 2900 cm^{-1} 付近のラマンスペクトルを測定した. なお，本研究のハイドレート試料の採取の際には, 純粋なメタンハイドレートの平衡圧以下で取り出しているため, メタンハイドレートは試料中に混在していないことを踏まえて，ラマンスペクトルを解釈した.

純粋なメタンハイドレートでは，2905 cm^{-1} 付近に結晶構造 I 型の 14 面体大ケージに包接されたメタン由来のピークが現れ，かつ 2915 cm^{-1} 付近に結晶構造 I 型の 12 面体小ケージに包接されたメタン由来のピークが現れる[5]．2 つの面積比はケージ占有率の影響をいくらか受けるものの，おおよそ 3 : 1 となり，結晶構造 I 型の大小ケージ比と一致する.

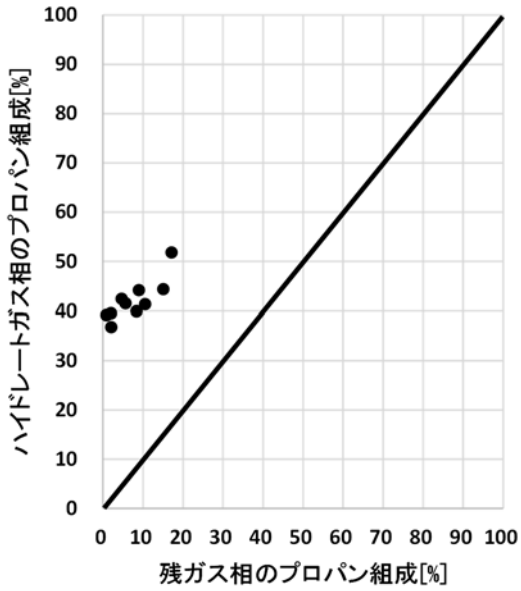


図１　ハイドレート相および残ガス相のプロパンガス組成の関係

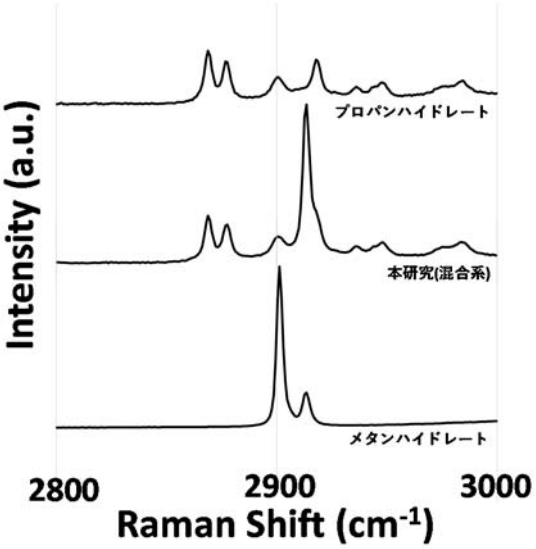


図２　プロパンハイドレート，メタンハイドレート，メタン・プロパン混合系ガスハイドレートのラマンスペクトル

一方，メタン・プロパン混合系ガスハイドレートでは, 純粋なメタンハイドレートと比較した際, 2900 cm^{-1}～2920 cm^{-1} 付近の 2 つのピーク面積の

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

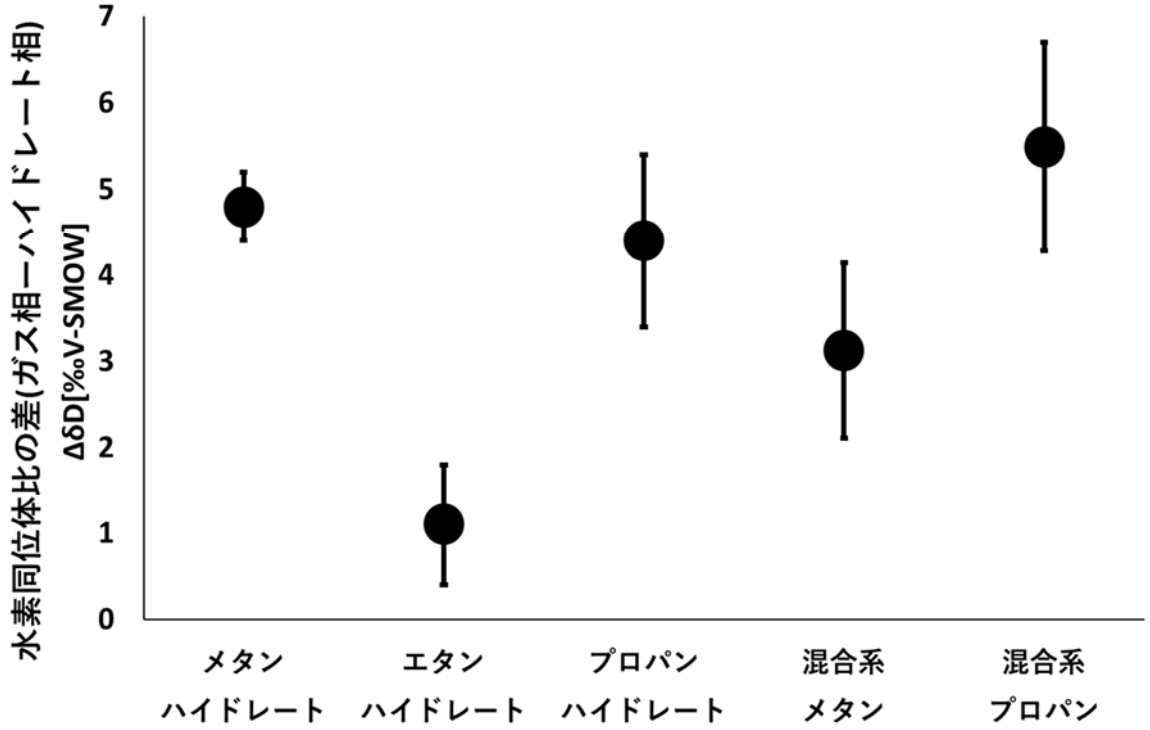


図３　メタンハイドレート[1)]，エタンハイドレート[1)]，プロパンハイドレート[3)]，および本研究のメタン・プロパン混合系ガスハイドレートの水素同位体分別

大小関係が逆転しており，結晶構造Ⅱ型の小ケージ由来のピークが圧倒的に大きい．また，プロパンハイドレートのプロパン由来のピークから，同時にみられる 2900 cm^{-1} 付近の小さなピークはプロパンによるものであり，メタンは大ケージにほとんど包接されていないと考えられる．このことから，本研究のハイドレート試料はほぼ結晶構造Ⅱ型であると考えられる．

図３は，縦軸に水素同位体比の差(残ガス相のδD からハイドレート相のδD を差し引いたもの)をΔδD としたものである．比較のための純粋なメタンハイドレート[1)]，エタンハイドレート[1)]，およびプロパンハイドレート[3)]の先行研究の結果と合わせて，本研究の水素同位体分別の測定結果をまとめた．先行研究の値(メタンハイドレートで 4.8 ± 0.4‰，エタンハイドレートで 1.1 ± 0.7‰，プロパンハイドレートで 4.4 ± 0.4‰)に対し，本研究のメタン・プロパン混合系のメタンについては 3.1 ± 1.0‰，プロパンについては 5.5 ± 1.3‰であった．先行研究と同様，本研究においても，メタンおよびプロパンは混合ガス系においても，残ガスδD よりハイドレート相のガスδD の方が小さくなった．プロパンにおいては，純粋系，混合系ともに約 5‰の差がみられ，メタン・プロパン混合系においても，プロパンの水素同位体分別は起こることが示された．一方，メタンにおいては，純粋系と比較すると，メタン・プロパン混合系の方が水素同位体分別はいくらか小さくなる結果を得た．

４．考察およびまとめ

プロパンをゲストガスとするガスハイドレートでは，結晶構造Ⅱ型が生成される．そして，プロパンは結晶構造Ⅱ型の 16 面体大ケージにのみ包接される．ここではまず，純粋なプロパンハイドレートと，本研究のメタン・プロパン混合系ガスハイドレートにおいて，プロパンの分子径とケージサイズ比について考えてみる．双方とも，結晶構造Ⅱ型の 16 面体大ケージにプロパンは包接されるため，プロパンの分子径に対するケージサイズ比は純ガス系，混合系双方で同一である．ゆえに，プロパンについては，純ガス系，混合系ともに，プロパンの水素同位体分別の値に有意な差がみられなかった，と説明できる．

一方，先行研究[1)]の純粋なメタンハイドレートと本研究のメタン・プロパン混合系ガスハイドレ

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

ートにおいて，メタン水素同位体分別の大きさに差があったことについて考えてみる．まず，メタン・プロパン混合系ガスハイドレート生成時に，結晶構造Ⅱ型の 16 面体大ケージに，メタンとプロパンがそれぞれどのような占有率になるか，を CSMHYD モデル [4]で求めた．本研究における試料生成方法はバッチ式であり，ハイドレート生成時にはプロパンがハイドレート相に濃縮されていくにつれ，時々刻々とガス組成が変化する．したがって，モデル計算による結果は必ずしも現実を表わしているわけではないが，例えば初期ガス組成をそれぞれメタン 80%，プロパン 20%とした場合，結晶構造Ⅱ型のメタンとプロパンの 16 面体大ケージ占有率はそれぞれ，約 0.7%と約 99.3%であった．したがって，本研究のメタン・プロパン混合系ガスハイドレートのメタンの大半は，結晶構造Ⅱ型の 12 面体小ケージに包接されていると考えられる．このことは，ラマンスペクトル(図２)の結果とも合致している．

ここまでをまとめると，先行研究 [1]の純粋なメタンハイドレートのメタンは，その 4 分の 3 が結晶構造Ⅰ型の 14 面体大ケージに包接される．一方，本研究のメタン・プロパン混合系ガスハイドレートのメタンは，結晶構造Ⅱ型の 12 面体小ケージに優先的に包接される．

ここで，メタンの分子径と結晶のケージサイズとの比について考えてみる．結晶構造Ⅱ型の 12 面体小ケージに包接された場合に比べて，結晶構造Ⅰ型の 14 面体大ケージに包接された場合の方が，メタンの分子径に対する結晶のケージサイズの比は，当然ながら大きくなる．メタン水素同位体分別の結果と合わせると，メタンについては，結晶構造Ⅱ型の 12 面体小ケージよりも，結晶構造Ⅰ型の 14 面体大ケージに包接された方が，水素同位体分別が大きい．ここで，「カゴがゆるいと分別が大きい」との仮説を立てることにする．

一方，純粋なメタンハイドレートおよびエタンハイドレートは，結晶構造Ⅰ型を生成する．結晶構造Ⅰ型の大小ケージ比は 3：1 であるため，14 面体大ケージの寄与が大きい．ここで，メタン，エタンそれぞれの分子径に対する結晶のケージサイズ比について検討する．結晶構造Ⅰ型の 14 面体大ケージに包接されるエタンに比べ，同じケージに包接されたメタンの方が，明らかに「ゆるい」．先行研究 [1]では，エタンハイドレートよりメタンハイドレートの方が，水素同位体分別が大きいと報告されている．したがって，メタンとエタンの関係においても，「ゆるいと分別が大きい」との仮説は成立している．

以上のように，本研究では，炭化水素ガスハイドレート生成時のゲスト水素同位体分別は，包接される結晶構造のケージサイズとゲストガスとのサイズ比に依存する，との考えを提唱する．現在は他の混合ガス系による検証実験を進めているが，上記の仮説そのものの検証には，数値モデルによる計算等が有用と考えられる．

【謝辞】

真空ライン等の実験系の一部については，科学研究費（基盤研究 B: 26303021）の助成を受けた．

【参考文献】

1) Hachikubo, A., Kosaka, T., Kida, M., Krylov, A., Sakagami,H.,*etal*. (2007): Isotopic fractionation of methane and ethane hydrates between gas and hydrate phases. *Geophys. Res. Lett*., **34**, L21502, doi: 10.1029/2007GL030557.

2) Ozeki, T., Kikuchi, Y., Takeya, S. and Hachikubo, A. (2018): Phase equilibrium of isotopologue methane hydrates enclathrated CH_3D and CD_4. *J. Chem.Eng.Data*, **63**(6), 2266–2270, doi: 10.1021/acs.jced.8b00203.

3) 二階堂亜美，松田純平，八久保晶弘，竹谷敏（2018）：プロパンおよびイソブタンハイドレート生成時の水素安定同位体分別．雪氷研究大会（2018・札幌）講演要旨集.

4) Sloan, E. D. Jr. (1998): *Clathrate Hydrates of Natural Gases (2nd ed.)*. Marcel Dekker Inc., New York, 705 pp.

5) Sloan, E. D. and Koh, C. A. (2008): *Clathrate Hydrates of Natural Gases (3rd ed.)*. CRC Press, Boca Raton, 721 pp.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

多点地温観測による土壌凍結深の推定　- 道東地方における事例 -

Estimation of ground freezing depth in eastern Hokkaido, using large numbers of temperature sensors

曽根 敏雄[1]，原田 鉱一郎[2]
Toshio SONE[1], Koichiro Harada[2]
Corresponding author: tsone@pop.lowtem.hokudai.ac.jp (T. Sone)

土壌凍結深の観測には，現地でフロストチューブによる測定が一般的であるが，現場での自動観測は困難である．そこで地温観測からの推定が行われるが，地温測定の点数が少ないと精度が低くなる．今回，道東地方において深度 2cm おきに地温観測を行い，土壌凍結深の推定を行った．その結果をフロストチューブによる現地での観測結果と比較したところ，最大凍結深に大きな違いはみられなかった．

１．はじめに

アウトリーチプログラムの一環として，筆者らは北海道内の小中学校等で土壌凍結深の観測を実施している [1,2]．凍結深の観測は児童らがフロストチューブ（凍結深度棒）を用いて現場で測定を行なうため，凍結期の連続的なデータが得られる．一方，土壌凍結深は自動観測が容易ではなく，地温から推定することが多い．しかし，地温の測定点数が少ないと信頼性の高いデータは得られない．そこで深度 2cm おきに地温を多点で測定することで，凍結深の推定精度を高めた．この結果をアウトリーチプログラムでの現場観測のデータと比較を行った．ここでは十勝地方，池田小学校の 2016-17 年の冬期のデータについて報告する．以前の事例については別に報告した [3,4]．

２．観測方法

現地での小学生らによる観測は基本的に登校日に１日１回フロストチューブを用いて行うが，土日や冬休み中は欠測となる．多点地温計の温度センサーには 1-Wire 方式の DS18B20+を用いた．このセンサーの精度は 0.5°C，分解能は 0.0625°C である．今回の地温測定に際して温度センサーは 1cm おきに配置できる幅 8mm 長さ 150mm の特製基板を 4 枚用いて，0 から 58cm 深まで 2cm おきに配置した。このセンサー基板を内径 12mm の管に挿入し，さらに塩ビ管に挿入した．今回用いた多点地温観測装置は，センサー部と記録部を塩ビ管で一体化し，記録は 1 時間おきに行った．多点地温観測装置とフロストチューブは，約 1m の間隔をあけて，池田小学校校庭にある百葉箱の近くに設置した．温度センサーは氷温検定を行ない，0°C となる深度を内挿して求め凍結深とした．

図１　池田小学校における土壌凍結深

３．観測結果と考察

池田小学校では，機材を設置した 2016 年 12 月 15 日には積雪深は 3cm で，既に約 8cm 深まで土壌凍結が進んでいた．ここでは，12 月の中旬までは多点地温計で観測した凍結がフロストチューブによる観測値よりも大きく約 30cm に達したが，12 月下旬には 23cm と凍結深がフロストチューブによる観測値よりも浅くなった（図１）．その後両者は 2cm 程度の差で深くなっていき，2 月初旬から中旬にフロストチューブで 42cm と極大値をとり，その後凍結深は 2cm 浅くなった．多点

[1] 北海道大学低温科学研究所　Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
[2] 宮城大学　Miyagi University

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

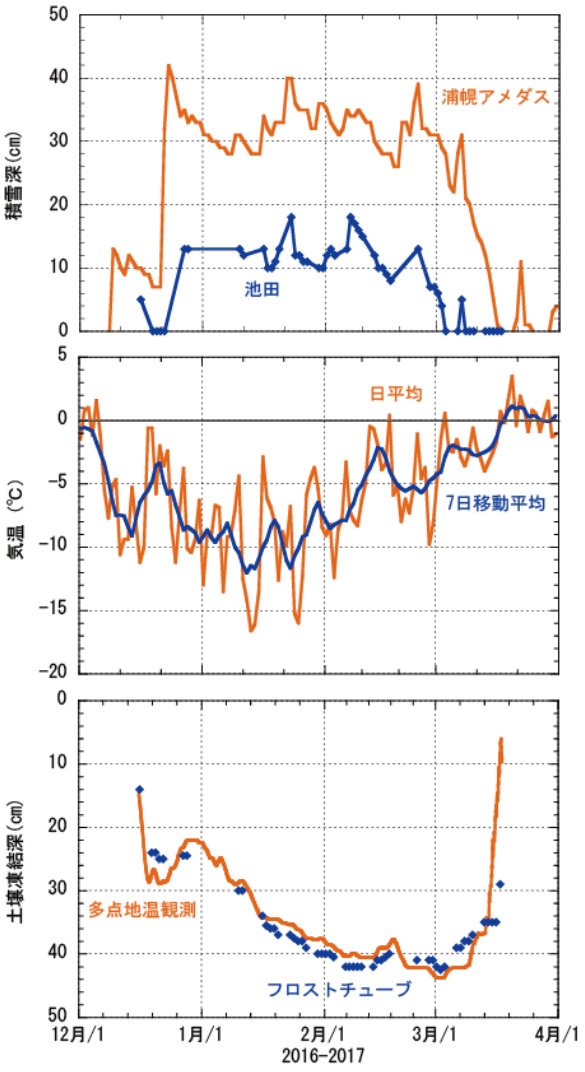


図２　池田小学校における 16-17 年の凍結深（下）と積雪深（上）の観測結果および池田アメダスの気温（中）と浦幌アメダスの積雪深（上）

地温計では一旦凍結深が浅くなった後，3 月初めの最大凍結深 44cm にかけて再び凍結深は増大し 2 月下旬にはフロストチューブでの観測値よりも深くなった．3 月初旬以降には凍結深は浅くなっていったが，地温は不安定となった．フロストチューブと地温観測による凍結深の値は，融解期を除いて最大で約 5cm の違いがみられることもあったが，最大凍結深では両者の差は 1.5cm であった．

次にこの年の積雪深と気温とを合わせて，土壌凍結深の変化を考察する．池田小学校における 16-17 年の凍結深と積雪深の観測結果および池田アメダスの気温と幌糠アメダスの積雪深を図２に示す．ここでは地温計からの凍結深の推定値は 24 時間の移動平均をとった．池田小学校の積雪深は，近隣のアメダス観測地点の値と比較して浅い傾向がみられた．12 月中旬に地温観測で凍結深が約 30cm に達した後に浅くなるような変化がみられたが，これは気温変化に対応している（図２）．12 月の初旬から中旬にかけて気温は低下しており，積雪深も 10cm 以下と浅かった．その後気温は上昇し積雪深は 10cm 以上になった．12 月中旬の気温の極小値にやや遅れて凍結深の極大値が現れ，12 月 20 頃の気温の極大値から 1 週間程度遅れて凍結深の極小値が現れた．また 2 月中旬の気温の極大値とその後の気温変化にも，凍結深の変化が対応することが読み取れる．地温計では水の相変化がないことに加えて，構造上センサー部に上下方向の熱移動が生じるので，12 月の変化に見られたように，実際の土壌よりも反応が速く凍結深の極大・極小の変化が大きく現れることがあると考えられる．

４　まとめ

多点地温観測により推定した土壌凍結深は，フロストチューブに比べて最大 5cm 程度異なることがあるが，最大凍結深については両者がほぼ一致することがわかった．

【謝辞】

本研究は北海道大学低温科学研究所共同研究（16G029,17G028）の補助を受けた．また池田小学校には観測に協力して頂いた．

【参考文献】

1)　原田鉱一郎，吉川謙二，岩花剛，Julia Stanilovskaya，澤田結基，曽根敏雄，2017：北海道における冬季土壌凍結深の測定を通したアウトリーチ活動．北海道の雪氷，**36**，7-8.

2)　原田鉱一郎，吉川謙二，曽根敏雄，2018：北海道の土壌凍結深の測定：2011～2017年冬季，東北の雪と生活，**33**，29-32.

3)　曽根敏雄，森　淳子，2014：北海道置戸町における多深度地温測定装置を用いた凍結深観測，雪氷研究大会（2014・八戸）講演要旨集，178.

1)　曽根敏雄，原田鉱一郎，森　章一，2016：多深度地温測定装置を用いた凍結深観測－2016年十勝・釧路地方の例－，　雪氷研究大会（2016･名古屋）講演要旨集，283

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

生きもの工法としての道路防雪林の造り方について

Methods of living fences establishing along the roads against blizzards

斎藤 新一郎[1]
Shin-ichiro Saito[1]
Corresponding author: saito@decnet.or.jp

On the establishing living fences along the roads against blizzards, we must think many factors that the living materials demand belt space, site preparation, row planting, space for snow deposit, initial growing speed, nursing (weed-cutting, thinning, anti-pest, pruning of low branches), renewal. Living fences are slow starters on the catching function against blizzards but have very long function and are all-rounders for environmental effects. It is the best combination of the living fences and the quick starters of solid fences.

１．はじめに

道路防雪林は，生きた材料を用いる構造物（living fences）である．造成には，広い用地を確保し，保育管理が不可欠で，防雪機能の発現までほぼ 10 年間を要する．それにもかかわらず，生きた構造物は，年々，サイズが増大し，高さ 20m 以上に到達し，半～1 世紀にわたり，防雪機能を増大し続ける．加えて，視線誘導，道路景観をはじめ，環境保全機能も併せて有する．

生きた材料の宿命として，気象害，生物害を受ける可能性もある．また，サイズの増大に応じた，個体の健全化のための生育空間の拡大（間引き）が不可欠である．

他方，solid fences は，用地を狭く，時間を短縮できるが，高さが 5m 程度であって，防風・防雪機能に限界があり，景観および環境保全などの諸機能を欠如する．

本稿の作成・発表について，阿部正明氏（北海道開発技術センター），孫田　敏氏（雪研スノーイーターズ）および寒地土木研究所の関係各位から，討論，助言，資料をいただいた．

２．生きた材料の特徴

防雪林は，立木の樹冠（枝葉群）の減風機能を利用する．樹木の列植え・帯状植えは，防風壁をつくり，風上からの強風を減殺して，運搬してきた雪（吹送雪）を減風域に堆積させる．防風林≒防雪林であり，living fences である．

冬季の吹雪・地吹雪に対応するために，樹種は，常緑樹が望ましい．北海道には，広葉樹類に常緑高木が不在なので，針葉樹類を採用する．幸いなことに，北海道に自生する常緑針葉樹類は，耐寒性に富み，防雪林の適樹になりうる．

なかでも，トウヒ属種が最適であって，初期成長の旺盛さ，長寿（～400 年生），耐湿地性，耐雪性，耐寒性，枝葉の細やかさ，枝の枯れ上がり難さ，下枝の斜め垂下（風上側の裾風侵入阻止），ほかの特徴から，ヨーロッパトウヒ（*Picea abies*）およびアカエゾトウヒ（*P. glehnii*）が本命である．

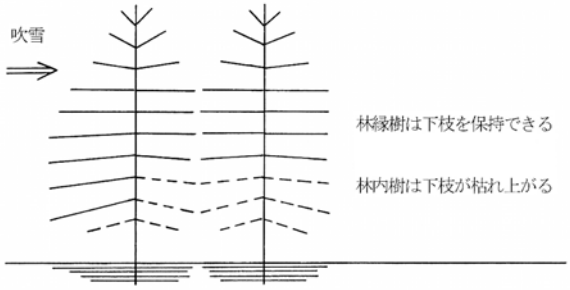


図１　トウヒ属種の林縁樹としての特性（模式図）
下枝を保持する――斜め陽光を受ける
下枝が斜めに垂下する――地吹雪の侵入を阻止する

トウヒ属種とモミ属種は，耐陰性に富む傾向にあるが，それは他樹種（特に落葉性広葉樹類）に対してであって，同一種間では，密生すれば，樹冠が枯れ上がって，防雪機能を弱めてしまう．

なお，トウヒ属種は，浅根性で，湿地にも耐性が高いが，間引きが遅れると，根系の広がりが乏しく，風倒（根返り）を起こしやすい．

モミ属のトドモミ（*Abies sachalinensis*）も，自生種であって，耐雪性，耐寒性にそれなりの良さを有するが，直根性のため，耐湿地性に乏しく，

[1] 北海道開発技術センター
Hokkaido Development Engineering Center

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

やや短命で（～150 年生），枝葉がやや粗く，下枝が枯れ上がりやすい傾向にある．

道南方面では，本州産のスギ（*Cryptomeria japonica*）も適用されてきた．これも，初期成長が速く，枝葉が密に着き，耐雪性にも富み，長寿である．ただし，耐寒性に難がある．

これらの樹種は，生きもの工法の重要な材料である．けれども，種子採取～タネ播き～育苗～山出し～苗木植え～下刈りなどの年数に――樹高が 3m を超えるまでに――，少なくとも 10 年間を要する．それゆえ，緊急の必要には応じ難く，初期ないし緊急の 10 年間の対応には，固体の柵（solid fences）で補完しなければならない．

３．防雪林の多機能性

防雪林は，林帯の広狭に関わらず，多機能を発現する．高い，立体的な林帯は，防雪のみでなく，年中，防風，防音，二酸化炭素の吸収・酸素の放出，生態系のベースライン，視線誘導，景観，ほかに貢献する．更新期に到れば，木材供給も可能である．それゆえ，地球規模の温暖化が進んで，吹雪・地吹雪の回数が減ってきても，環境林帯としての価値が，むしろ高まるであろう．

これらの諸点において，living fences は，1 冬に数回の機能を発現するだけの solid fences とは大きく異なっている．

４．防雪林と防風林と飛砂防止林の違い

林帯の高さを利用し，風上側からの強風を弱め，風下側に静穏な状況を創り出す生きもの工法（防災林）には，おおよそ 3 種類があり，次ぎのような機能の違いがある．

1) 防風林 windscreens, windbreaks, shelterbelts

防風林は，風衝地（windy countries）をそよ風地（gentle breeze countries）に変える．強風は，林帯に出遭うと，高く吹き上がり，林帯の林冠上を通り，林帯の風下側に弱風域を創る．一般的に，この弱風域の広さは，樹高の約 10 倍である．

防風林の用地は，農地の 5～10%を奪うことになるが，農作物の収量を増大し，品質を高めて，農地の縮小を補って余りある．

2) 防雪林 living fences against blizzards

防雪林は，風に吹送されてくる飛雪（吹雪，地吹雪）を捕捉する装置（blizzard catching equipment）である――路面，鉄路に堆雪させない．防風林は気体に対応するのみであるが，防雪林は，固体の雪にも対応する．飛雪は，林帯の風上側および風下側の減風域に堆積する．それゆえ，かつて用いられていた防雪林の英訳 snow-break forests は，適切でない．林帯の構造が不良なケースでは，堆雪域が道路面に生じてしまう．

なお，捕捉された固体の雪は，春になれば融解するので，雪害が生じなければ，過湿地にならなければ，樹木の成長には支障がない．

3) 飛砂防止林 shelterbelts against sand-drift

海岸線に造成される林帯であり，強風，塩風，飛雪を緩和し，砂粒の衝撃，生育場所の埋没に耐えなければならない．固体の砂は，春になっても消失せず，年々積もり，高い砂丘を造る．

植栽樹種にとって，耐風性，耐雪性に加え，痩せ土耐性，砂粒の衝撃耐性（厚い樹皮），耐塩風性（≒耐乾性），耐埋没性，ほかの諸耐性が求められる．伝統的に，日本では，ニッポンクロマツ（*Pinus thunbergii*）が適樹であるが，埋没には不定根の発生しやすい耐埋没性の広葉樹類，匍匐小低木類，多年生草本類が適応できる．クロマツは，北海道では，南部を除くと，耐寒性に問題があり，トドモミの方が好成績のケースもある．

５．地拵えの必要性

生きものを育成するには，地下部の生育環境を改良する地拵え（site preparation）が必要である．

鉄道防雪林は，早くから造成されてきたが，排水および客土において，植栽木に満足を与えてこなかった．低湿地の場合，泥炭地でもあり，根系がきわめて浅く，短命化しやすく，密植もあって，根張りが小さく，風倒が生じやすかった．

道路防雪林では，排水溝を設置し（drainage），泥炭地に客土（鉱質土の搬入，additional mineral soils）した．これで，根張り空間が良好に保たれ――排水，通気，根系の進出，土壌水分，地上部の支持機能，ほか――，植栽木の成長が旺盛で，短命化せず，列植えもあり，風倒が発生しにくい．

地拵えの必要性は，泥炭地，低湿地における農地開発事業に明らかである――明渠＋暗渠を整備し，鉱質土を搬入して，多様な農作物の生育適地を創出してきた．

６．裾枝打ち

堆積した雪塊は，かた雪になると，かなり重い．飛雪の比重は，降雪のそれより重い．それが下方へ圧力を掛け，枝を引き下げて，木々に雪害を生

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

じる――積雪の沈降圧害：枝が抜ける，幹が曲がる，幹が折れる．その被害は，多雪地の自然木に見出され，積雪深とほぼ同じ高さまで生じる．

ちなみに，暴風による枝折れは，一瞬の力であって，枝のみが折れ（branch breaks），幹には影響が少ない．その後の幹の肥大成長があっても，枯れ枝を取り込む（死に節）だけである．

けれども，積雪のじっくりした，長時間の沈降では，枝が折れないで，幹から枝が引き抜き出される――枝抜け（pulling off out of the trunk）である．枝が引き抜かれるばかりでなく，幹に穴（sockets）が開き（内部が中空のまま），樹皮の一部も剥がされるケースが多い．この傷跡は，病虫害を生じやすく，材の腐朽にも関わる．

それゆえ，飛雪捕捉の防雪林では，若木段階に，枝抜け害が生じやすい．積雪深より下位の枝々を，枝瘤を残して，切除する．これが裾枝打ちで，高さ 2.0m まで実施される．

ただし，林内作業道沿いでは，高い堆雪のため，枝打ちが高さ 4.0m まで必要なケースもある．

また，林帯内には，ペストの巣（厄介者の棲み処）が発生しやすい．それを予防するためにも，据え枝打ちが有効である．雪中枝がなくなると，雪が均等に沈下し，ペストが棲息しにくくなる．

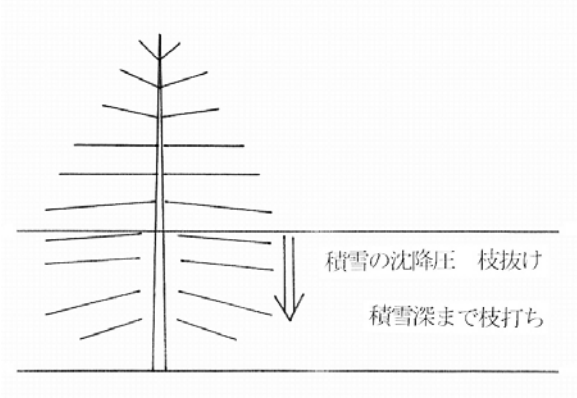


図１　裾枝打ち（模式図）
積雪の沈降圧によって枝が幹から引き抜かれる――抜かれた穴は塞がらないで，病害・虫害によって，腐朽に到る
裾枝打ちを実施して，幹を雪害から予防する――高さ 2.0m まで，ときに～4.0m まで

７．間伐の必要性

樹木の育成では，個体の成長に見合うスペースを与えなければならない．そのため，間引き（thinning）を行う．間引くことで，健全な林帯を維持でき，防雪機能を高めることが可能となる．

間引かないと，トウヒ属種であっても，下枝が枯れ上がり，防雪機能が低下し，風倒しやすい．

けれども，工学系の研究者・技術者は，間引きが機能の低下をもたらす，と考えやすい．確かに，間引く前と間引いた直後では，防風・防雪機能に違いがある．ただし間引きに残された木々は，枝張りを回復し，数年後には，樹高の伸びもあって，防風・防雪機能が高まるのである．これが，生きもの工法の特徴である．

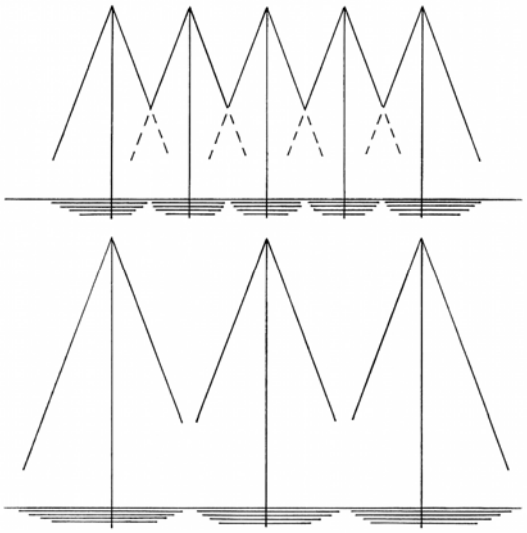


図３　間引きは，地上部の枝張り改善に加え，地下部の根張りも改善する（模式図）
間引きすると，残された木の下枝の枯れ上がりが止まり，枝が伸び出す
根張りも，ライヴァルが消えると，広がって，風倒しにくくなる

８．堆雪の場つくり

防雪林は，雪という固体を相手にするので，捕捉した吹雪を林帯内に溜めるための場所が必要である．そのために，林帯のほぼ中央に，設計段階から管理道を設け，あるいは，既往林帯では，列植えの木々の数列を伐って，管理道を設け，そこを堆雪の場として活用するようになってきた．その効果として路面に堆雪がなく，林木に雪害が少ない．堆積した雪は，春になれば消失するので，管理道路を巡回や諸作業に活用できる．

常緑針葉樹の列間をずっと広めにとる．その間に落葉広葉樹を列植えすると，冬季には裸木になり，堆雪の場としても機能する．常緑樹類を阻害するほど成長したら，断幹し，萌芽更新を図る．

ちなみに，海岸の飛砂防止林では，捕捉した砂

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

粒は，解けない固体なので，堆砂場が年々高まって，林木が埋没し，それらが枯死を余儀なくされるケースがある．

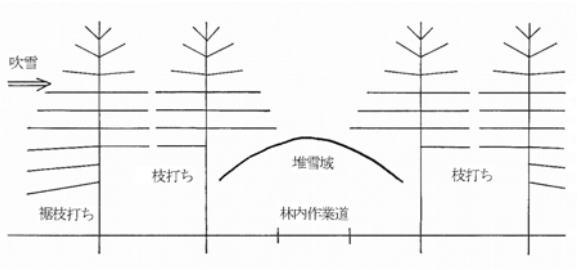


図４　防雪林帯内の捕捉した飛雪を堆積させるための林内作業道（模式図）
道路は右側にある：道路の風上側の林帯内に飛雪を捕捉する

９．林木への各種の害

生きた材料を用いた工法は，更新に向かって，常に保育を必要とする．

生物的に，ペスト対策（厄介者への対応）が必要になる．虫害，獣害，病害などである．防雪柵を害獣（特にエゾシカ）の防止柵とする．エゾシカの塒を許すと，林木の樹皮食いが増大し，林外の農耕地への加害も多くなる．間引きし，健全な個体の集合体とする．針葉樹類に広葉樹類を加えて，生態系としての安定化を図る．

気象害への対応も生じる．暴風害（風倒：根返り，幹折れ），積雪の沈降圧害（幹折れ，枝抜け），冠雪害（幹裂け，枝抜け），寒乾害（寒風害，晩霜害，凍裂，日焼け・樹皮剥がれ）などである．経済林とは異なるが，防雪林においても，それなりの保育管理を徹底して実施する必要がある．

１０．向後の維持管理

防雪機能は，植栽木の旺盛さと関係する．ふつう，その寿命の半ばまでが旺盛な成長を継続する．400 年生のトウヒ属種であれば，前半の旺盛な 200 年間の機能を期待でき，後半の衰退する機能を見越し，植栽から 200 年の時点で，更新する．

更新樹種は，負の遺産から，トウヒ属種ではない，別の樹種に取り換える必要がある．地拵えが十分であれば，根張り空間が深めなので，モミ属種に取り換え， 50 年間を任せる．農地の輪作のように，負の遺産を弱めて，再び本命のトウヒ属種で更新する．生態系，景観，ほかの観点からも，落葉広葉樹類の列植えも行うことが望ましい．

１１．むすび

生きた工作物は，時間とともに機能が増大し，後世への遺物としても重要な役割を果たす．忙しい時代の長期計画であり，用地取得の困難さ，保育管理者の世代交代，などの諸課題があるけれども，道路防雪林づくりに，四半世紀以上にわたって関わってきた筆者としては，可能な限り，生きた防雪施設の造成が継続して，道内にグリーンベルト網が構築されることを切望する．

ただし，生きものの宿命として，初期の防雪機能が遅い．それゆえ，初期の機能が素早い固体の柵で補完するか，併用することが肝要である．

【参考文献】

1) 阿部正明・檜澤　肇・斎藤新一郎, 2012. 樹幹解析からみた防雪林造成における成木移植の問題点と改良方法．北海道の雪氷, **31**, 65-68.
2) 阿部正明・佐藤金八, 2017. 防雪林の下枝の枯れ上がりについて――事例からみた対策．北海道の雪氷, **36**, 73-76.
3) 斎藤新一郎, 2006. 道路防雪林における林内作業道の必要性について．北海道の雪氷, **25**, 81-84.
4) 斎藤新一郎・阿部正明, 2009. 寒さの害の一形態としての針葉樹類の幹の日焼け・樹皮剥がれについて．北海道の雪氷, **28**, 71-74.
5) 斎藤新一郎, 2009. 道路防雪林の多様な機能．雪氷大会講予稿集, 2009:8+PP 画面 14 葉.
6) 斎藤新一郎, 2010. 防雪林を構成する木々の下枝の枯れ上がりとその対策について．北海道の雪氷, **29**, 24-27.
7) 斎藤新一郎, 2010. 防雪林の造り方と育て方．地球環境にやさしい道路緑化樹, p.137-195, 北海道道路管理技術センター，札幌.
8) 斎藤新一郎, 2014. 道路樹の寒さの害と雪の害および対策について．寒地技術論文・報告集,**30**, 255-258.
9) 斎藤新一郎, 2016. 完成に近付きつつある道路防雪林の保育手法について．北海道の雪氷, **35**, 7-10.
10) 斎藤新一郎, 2019. 豪雪から 7 成長期を経たアカエゾトウヒ造林木の成長経過．北海道の雪氷, **38**, 7-10.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

北グリーンランドで使用されている毛皮衣類の製法とその寒冷地性能

Manufacturing method of fur clothing used in North Greenland and its cold climate performance

日下　稜[1]，杉山　慎[1]，原田　亜紀[2]
Ryo Kusaka[1], Shin Sugiyama[1], Aki Harada[2]
Corresponding author: kusaka@lowtem.hokudai.ac.jp (R. Kusaka)

北グリーンランドは人間が古くから定住する地域としては，地球上でもっとも高緯度に位置する．地理的条件とデンマーク本国の政策のため，他のグリーンランドやアラスカ，カナダのイヌイット居住地域に比べ近代化が緩やかであった．そのため，犬ぞりやカヤックを使用した狩猟方法や，その狩猟で得た毛皮による衣類の製作など，伝統的な生活様式が比較的残されている地域である．しかし近年，気候の変動と若者の都市部への流出により伝統的な文化の担い手が減少しつつある．本研究ではシオラパルク村（77° 47’ N, 70° 38’ W）で使用される毛皮衣類の製法および使用法の聞き取り調査と，その保温性・透湿性試験を行った．また，保温性に優れた衣類の代表であるダウンジャケットと，寒冷地で使用する際の性能比較を行った．

１．北グリーンランドで使用される毛皮衣類

北グリーンランドのシオラパルク村では，現地で狩猟により捕獲される動物の毛皮を利用した衣類が現在も使用されている．衣類に利用される主な動物は，シロクマ，アザラシ，トナカイ，ホッキョクギツネ，ホッキョクウサギ等である．これらの動物の皮は，丈夫さや，柔らかさ，防水性，保温性など，その特性に応じて，上着やズボン，靴，手袋などに使用される[1~4]．

現在では，北グリーンランドにおいても，ダウンジャケットに代表される，軽くて暖かい衣類が，簡単に入手できるようになったが，それでも伝統的な毛皮の衣類を愛用する人は少なくない．中でも，シロクマのズボンは，その保温性や耐久性から猟師にとって無くてはならないものであり，さらに男性が正装するときもこれを着用する[5]ことからも，北グリーンランドのイヌイットにとって非常に重要であることがうかがい知れる．

２．動物の毛皮を用いた衣類とその製法

北グリーンランドで使用される代表的な衣類の種類と製法を以下に記す．カタカナ表記はなるべく現地語であるグリーンランド語（北グリーンランド方言）に近づけるようにした．また，グリーンランドのイヌイットは元々文字を持たない民族であり，現在ではローマ字が使用されているが，その導入が比較的新しく，表記が定まっていない単語も多い．このため，人により記述が違う単語については複数記載した．

伝統的な毛皮の衣類も，現在では現地で捕れる動物のみで作製されることは少なく，近代的な素材との組み合わせで作られることも多い．例えば縫い糸や靴紐は，よく市販品が用いられる．また，補強や滑りをよくして脱ぎ着をしやすくするために，毛皮の衣類の裏地として，ポリエステルの布地が使われることもあり，防寒靴の中敷は丈夫で保温性のあるフェルト地が重宝される．

このように伝統的な衣類も新しいものを取り入れることによって日々進化している．また，筆者が調査に入ったのは 2015 年のことであり，現在ではさらに進化していると考えられる．さらに本調査は大島育雄氏からの聞き取りを基にしているが，大島氏から教えを受けたはずの長女，トク氏が，大島氏とは異なった製法を用いているなど，作り手による違いが大きいことも記しておく．

２．１　カミック（kamik）

主にアザラシの皮を利用した防寒靴（写真 1）．ワモンアザラシの皮は，比較的柔軟性があるためカミックの側面に，アゴヒゲアザラシは，この辺りで獲れるアザラシの中で最も丈夫なためカミックの底に使われる．いずれも油脂を塗ることにより防水性を持たせる．保温性を持たせるための内靴にはホッキョクギツネやホッキョクウサギの毛皮を利用することが多いが，現在ではムートンも利用される．側面や甲の部分にワモンアザラ

[1] 北海道大学　低温科学研究所
[2] NPO 法人 北海道自然エネルギー研究会
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
Natural Energy Research Association in Hokkaido

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

シの毛皮を利用して保温性を高めたニオガヤ（niorijaq）や，シロクマやトナカイの足の毛皮を用いたカミッパ（kamippaq）もある（写真 2）．いずれも保温性が高く厳冬期に使用されるが，その一方で防水性が低く水濡れに弱い．また，上部にはシロクマの毛皮を縫い付けるが，これは後述するナノ（シロクマのズボン）の毛皮と共に風雪がズボンや靴に吹き込むのを防ぐ．歩くと，このカミックとナノの間（ちょうど膝の辺り）に隙間ができて，適度に汗が抜けるという優れた特性を持つ．つまりじっとしている時は温かく，運動するときは汗が逃げる構造になっている．

靴底には，滑り止めのため，紐を巻くこともあるが，それでも現代の防寒靴に比べると滑りやすく，氷の上を歩くには多少の慣れが必要である．

２．２　カミック（女性用）

ワモンアザラシの皮を屋外で凍結乾燥させて，白くしたものを使用した靴．ワモンアザラシの皮は，洗浄および屋外で凍結乾燥させることにより，日光（紫外線）による脱色作用で真っ白になる．この白い皮により作られた靴は，結婚式などの女性の正装に用いられる．日常的に使用されることもあるが，凍結乾燥により皮に微小な穴が開いており，防水性に劣るため狩猟などの用途には適さないとされている．

２．３　カパタ（kaptak）

ホッキョクギツネの毛皮を使用した防寒着であり，北グリーンランドで用いられる毛皮の衣類の中では最も保温性が高くかつ軽い（写真 3）．1 着当たり 10 匹ほどのホッキョクキツネの毛皮が使用される．裾に縫い付けてあるのはシロクマの毛皮で，アッカチと呼ばれる手袋にも取り付けられている毛皮（シロクマや引退したグリーンランド犬が用いられる）と組み合わさることで，袖口からの風や雪の吹き込み防ぐ効果がある．

フードにはキツネの尻尾を利用することが多い．これは他の防寒着でも同様で，ダウンジャケットにキツネの尻尾を縫い付けて保温性を高める場合もある．フードに毛皮を付けると，吹雪に対して非常に強くなる．これは毛皮が多くの空気を含み，化繊に比べ熱伝導が非常に低いことが理由である．また，毛は吸水性が低いため，吐く息が凍り付いても，払うだけで乾くため快適な状態を保つことができる．

写真１　カミック

写真２　ニオガヤ（左）とカミッパ（右）

写真３　カパタ

２．４　コリッタ　（qulittaq）

トナカイの毛皮を使用した防寒着で，1 着当たり 2〜3 頭のトナカイの毛皮を使用する．トナカイの毛皮を使用しているため重くてゴワゴワしているが，カパタに次いで保温性が高く，丈夫である．カナダなど他の地域では，トナカイの毛皮をズボンに利用することもある [6]．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

２．５　アンノガー（annoraaq）

ポリエステルの布などで作られた，前の開かないフード付きの衣類（写真 4）．現在，登山用の衣類の名称として使われる「アノラック」の語源は，このグリーンランド語である．アンノガーに中綿を詰めて保温性能を高めたものはアンノガーッハー　（annoraarraaq）と呼ばれる．

２．６　ナノ（nanoq，nanut）

シロクマの毛皮と，腰から上にはワモンアザラシの毛皮を使ったズボン（写真 5）．防寒性に優れていて狩猟にはもちろん，男性の正装としても用いられる，北グリーンランドのイヌイットを象徴する衣類の 1 つである．ナノという言葉そのものがシロクマを指す．

また，ケムッヒヤット（犬ぞりで猟に出る）という言葉が，「シロクマ狩りに行く」という意味で用いられることからも分かるように，シロクマは文化的にも重要な意味を持つ．

２．７　アッカチ（aeqqatit）

ワモンアザラシやトナカイの皮で作られるミトン手袋のこと．ワモンアザラシの毛皮を用いて保温性を高めることもある．伝統的には中に毛糸のミトンを着用することが多いが，現在では化繊の手袋を使用する者もいる．手首の部分にはシロクマや犬の毛皮を取り付ける．

３．極地で必要とされる衣類の性能

北グリーンランドの冬は長く暗い．犬ぞりが走れる程度まで氷が厚く張り，ある程度明るくなって狩猟に出られるのは 2 月の下旬頃である．3 月に入り日が長くなっても，北緯 78 度近いシオラパルク村では太陽が高く昇ることは無い．そのため，冬期間は日中でも，それほど気温の上昇を期待することはできない．このような状況下で，衣類に必要とされる性能は，保温性や耐久性，動きやすさはもちろんのこと，長期にわたる狩猟の旅では，透湿性も非常に重要である．登山の際も度々問題になるが，代表的な保温素材であるダウンは一度湿気を含むと，保温性が低下する上，低温下ではなかなか乾かない．湿気を含んだ衣類は不快なだけでなく，時には低体温症の危険性も高まる．それに対し，伝統的な毛皮の衣類は長期間の旅でも比較的乾いた状態を維持でき快適だということは経験的に知られていた．

写真４　アンノガー（アノラック）

写真５　ナノ

写真６　アッカチ

しかし毛皮が乾燥状態を保つメカニズムはこれまで明らかにされていない．そこで本研究では，同程度の保温性を持つホッキョクギツネの毛皮とダウンジャケットの透湿性能を比較し，水蒸気を放出するメカニズムの解明を試みた．

４．毛皮の透湿性試験

４．１　試験方法

500 ml 入り，樹脂製のビーカーに約 35 ℃（ヒトの皮膚表面温程度）の湯を入れ，周囲をスタイロフォームで断熱し，試験体（キツネの毛皮，ダ

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

ウン）でビーカーを覆った（写真 7, 8）．-15 °C の低温室に 3 時間程度放置し，水の温度変化，水の蒸発量，試験体の吸水量を測定した．

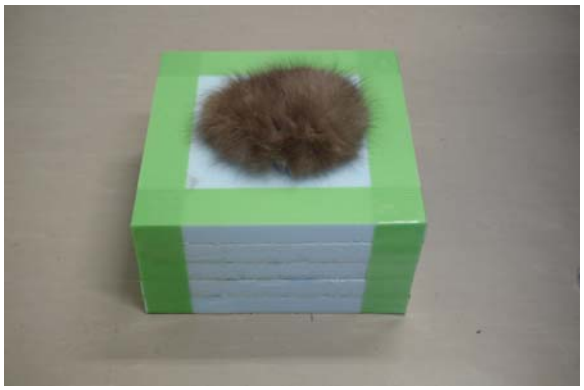


写真 7　透湿試験装置

写真 8　試験体のダウンとキツネの毛皮
厚さはどちらも 50 ㎜ 程度

4．2　試験結果

水温の変化は下記，図 1 のようになり，3 時間後に水温は約 18°C まで低下した．実線がホッキョクギツネの毛皮で, 点線がダウンで覆った場合の温度変化を示している. この結果から試験体のダウンとホッキョクギツネの毛皮がほぼ同程度の保温性を持つことが分かる．

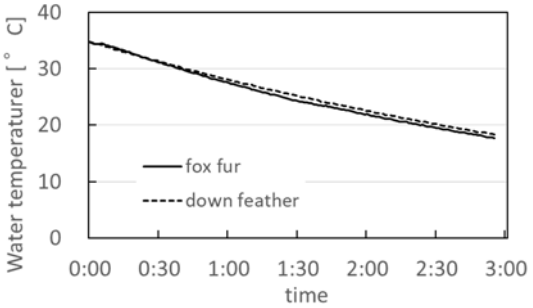


図 1　試験中のビーカー内の水温変化　実線がキツネの毛皮，点線がダウンで覆った場合

毛皮とダウンの吸水量（試験前後の質量変化），透湿量（水量変化－給水量），透湿度（単位時間単位面積当たりの透湿量）を表 1 に示す．

表 1　毛皮とダウンの透湿度

	毛　皮	ダウン
吸水量 [g]	0.96	0.98
透湿量 [g]	1.76	0.95
透湿度 [mg cm^{-2} hr^{-1}]	8.89	4.56

吸水量には大きな差が出なかったが, 透湿量と透湿度は毛皮の方が 2 倍近く大きな値を示した. 毛皮の場合は, 皮の部分で吸着した水が連続的に上部の毛に吸い上げられ, 毛の部分から蒸発していると推定できる．これに対して，ダウンの場合は下面に吸着した水の行き場がなく, 水を含んだポリエステル繊維がさらなる水分の吸着を招き，透湿を妨げたものと考えられる．

5．まとめと今後の展望

北グリーンランドで使用される伝統的な毛皮衣類の種類と製法を紹介し, その機能性について実験結果からダウンジャケットに対して, 透湿性能の面での優位性を明らかにした．

透湿性のメカニズムをより詳細に解明するため，水温を一定に保ち，発生する水蒸気量をコントロールする装置を作成中である. 今後はこの装置を使って, 毛皮とダウンの保温部の温度勾配から水蒸気吸着量のシミュレーションを行い, 実験結果との比較検討を行う予定である．

【参考文献】

1) 大島育雄，1989 : エスキモーになった日本人，文藝春秋.
2) Shari Fox Gearheard *et al.*, 2013: The Meaning of Ice, International Polar Institute Press.
3) 武田剛，2009 : 地球最北に生きる日本人，フレーベル館
4) 日下稜，2004 : 高校生ひとり白夜のグリーンランドを行く，北海道地図.
5) NHK 取材班，1990 : 北極圏 6　極北流民 : 国家に翻弄される人々，日本放送協会.
6) Reverand John Bennett, 2004: Uqalurait An Oral History of Numavut, McGill-Queen's Press.

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019 年度事業報告

1. 支部総会の開催

開催日時：2019 年 5 月 10 日（金）10:00-10:30
開催場所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：(1) 2018 年度事業報告・収支決算
(2) 2019 年度事業計画（案）・収支予算（案）
(3) 2019 年度支部役員（案）について
出 席 者：29 名

2. 理事会の開催

第 1 回理事会
開催日時：2019 年 5 月 10 日（金）10:40～11:30
開催場所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：(1) 評議員・顧問の選出
(2) 理事の役割分担の確認
(3) メーリングリストについて
(4) 年間スケジュールの確認
(5) 2020 年度総会・研究発表会の会場と日程について
(6) JAN コードについて

第 2 回理事会
開催日時：2019 年 7 月 4 日(木)15:00～17:00
開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）
主要議題：(1) 支部研究発表会の総括
(2) 雪氷災害調査チームの ISSW 派遣報告について
(3) サイエンスパーク、ふゆトピア・フェア in とまこまいについて
(4) 地域講演会について
(5) JAN コードについて
(6) 支部 HP について
(7) メーリングリストについて
(8) 2020 年度総会・研究発表会の会場と日程について
(9) 北海道の雪氷について
(10)評議員の変更について
(11)内規の変更について

第 3 回理事会
開催日時：2019 年 11 月 14 日(月)15:00～18:00
開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）
主要議題：(1) 2019 サイエンスパークについて
(2) 機関誌（北海道の雪氷 38 号）発行について
(3) 雪氷災害調査チームの活動について
(4) 地域講演会について
(5) ふゆトピア・フェア in とまこまいについて
(6) マイページ管理による支部 ML の変更点について
(7) 内規の変更について
(8) 雪氷賞の選考について
(9) 次年度の研究発表会に向けて
(10) 次年度の支部予算について、「北海道の雪氷」印刷について
(11) 次年度の役員体制について

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

第 4 回理事会（遠隔会議）
開催日時：2020 年 4 月 13 日（月）15:00-17:00
主要議題：(1)5 月の研究発表会・総会・理事会についての方針確認
(2)総会提示資料の承認
(3)総会・理事会開催方法の確認
(4)「北海道の雪氷」39 号の刊行について
(5)地域講演会について
(6)図書管理規定（案）について

3. 顧問・評議会の開催

開催日時：　2019 年 5 月 10 日（金）11:30～11:40
開催会場：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：今年度の雪氷学会北海道支部の活動予定

4. 研究発表会の開催

開催日時：　2019 年 5 月 10 日（金）13:45～17:00
2019 年 5 月 11 日（土） 9:00～15:30
開催会場：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
口頭発表：28 件
参 加 者：120 名

5. 北海道雪氷賞の表彰

〇2018 年度北海道雪氷賞の表彰
以下の通り、2018 年度北海道雪氷賞の表彰式を実施。
【北の風花賞】
受賞者：黒﨑豊氏（北海道大学大学院環境科学院・低温科学研究所）
論文名：「2017 年グリーンランド北西部（SIGMA-A サイト）におけるアイスコアの水安定同位体分析」
【北の六華賞】
受賞者：杉山慎氏（北海道大学大学院・低温科学研究所）
論文名：「南極ラングホブデ氷河における熱水掘削」
【北の蛍雪賞】
受賞者：秋田谷英次氏（NPO 法人雪氷ネットワーク）
受賞名：「青少年への雪氷教育，雪崩災害の啓蒙活動，及び長年の積雪研究による北海道支部への貢献」

〇2019 年度北海道雪氷賞の選考
以下の通り、2019 年度北海道雪氷賞を選考。
【北の風花賞】
受賞者：藤支良貴氏（北海道大学大学院環境科学院）
論文名：「グリーンランド北西部ボードイン氷河前縁のフィヨルドにおける水温・塩分・流速の長期係留観測」
【北の六華賞】
受賞者：白川龍生氏（北見工業大学地球環境工学科）
論文名：「機械学習を用いた積雪粒子画像の自動判定法」

【北の蛍雪賞】
受賞者：竹内政夫氏（NPO 法人雪氷ネットワーク）
受賞名：「雪氷防災に関する社会貢献と啓発活動」

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

6. 機関誌「北海道の雪氷」38 号の刊行

発行日：2019 年 9 月
収録論文数：28 件

7. 社会貢献事業

〇雪氷災害調査チームの活動
・第 11 回研修会
2019 年 4 月 3 日(水)～4 日（木）
参 加 者：21 名（ガイド部門 13 名、研究部門 8 名）
開 催 地：十勝岳温泉　湯本凌雲閣周辺

・第 27 回講演会「雪崩から身を守るために」の開催
開催日時：2019 年 10 月 26 日（土）10:00-17:30
参 加 者：300 名
開催場所：北海道大学　クラーク会館　講堂（札幌市）
主　　催：北海道大学体育会山スキー部，雪崩事故防止研究会・（公社）日本雪氷学会北海道支部

・雪氷災害調査チームプレシーズンミーティング
開催日時：2019 年 10 月 26 日（土）17:30-20:00
参 加 者：22 名
開催場所：北海道大学　クラーク会館　講堂（札幌市）

・雪氷災害調査チーム記者会見
開催日時：2019 年 11 月 20 日（水）
参 加 者：4 名
開催場所：北海道庁　道政記者クラブ（札幌市）

・出動訓練研修会
開催日時：2019 年 12 月 4 日（水）
参 加 者：18 名
開催場所：札幌国際スキー場（札幌市）

・第 5 回　雪崩レスキュー（AvSAR）講習会〔Basic〕
開催日時：2019 年 12 月 6 日（金）
参 加 者：21 名
開催場所：赤井川村　山村活性化支援センター

・2020 年 1 月 30 日にトマム山三角沢で発生した雪崩調査
調査日時：　2020 年 1 月 31 日（金）
調査場所：トマム山
調査内容：積雪断面調査、写真撮影等

・2020 年 2 月 1 日に北海道中頓別町の敏音知岳で発生した雪崩調査
調査日時：2020 年 2 月 2 日（日）
調査場所：敏音知岳
調査内容：積雪断面調査、せん断強度測定、写真撮影等

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

・雪氷災害調査チーム記者会見
開催日時：2020 年 2 月 6 日（木）
参 加 者：2 名
開催場所：北海道庁　道政記者クラブ（札幌市）
内容：トマム山三角沢と敏音知岳での雪崩調査の速報および雪崩への注意喚起

・2020 年 2 月 12 日に後方羊蹄山喜茂別コースで発生した雪崩調査
調査日時：2020 年 2 月 12 日（水）
調査場所：後方羊蹄山
調査内容：積雪断面調査、せん断強度測定、写真撮影等

・2020 年 3 月 5 日にニセコニトヌプリ西斜面で発生した雪崩調査
調査日時：2020 年 3 月 6 日（金）
調査場所：ニトヌプリ
調査内容：積雪断面調査、せん断強度測定、写真撮影等

・2020 年 3 月 7 日にソーキップ岳南斜面で発生した雪崩調査
調査日時：2020 年 3 月 8 日（日）
調査場所：根北峠
調査内容：積雪断面調査、せん断強度測定、写真撮影等

〇雪氷教育等
・「サイエンスパーク 2019」への参加
開催日時：2019 年 7 月 30 日（火）10:00～15:30
場 所 ：札幌駅前通地下歩行空間（チカホ）・北海道庁赤れんが庁舎
主　　催：北海道，（地独）北海道立総合研究機構
出　　展：『雪の結晶を作ろう（雪氷楽会）』
内　　容：平松式人工雪発生装置による雪結晶観察、雪の結晶型アイロンビーズ作成
参 加 者：小学 1 年生～6 年生 48 名

・「ふゆトピア・フェア in とまこまい」への参加
開催日時：2020 年 1 月 12 日（木）10:00～17:00
場 所 ：苫小牧市総合体育館
主　　催：2020 ふゆトピア・フェア in とまこまい実行委員会
出　　展：『雪の結晶で遊ぼう（雪氷楽会）』
内　　容：雪の結晶ブーメラン作り、雪の結晶型アイロンビーズ作成、
　　地吹雪マシーン体験
参 加 者：48 名

8．支部ホームページの更新

・各種イベント（研究発表，後援行事など）の告知
・「北海道の雪氷」公開

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

9. 北海道支部地域講演会

下記2件を企画・準備したが、感染症対策に伴う研究集会等の自粛という社会情勢を鑑み、2月26日、やむなく中止することにした。

講演会名：「ジュエリーアイスのサイエンス」
開催日時：2020年3月7日（土）13:00～15:00
開催場所：小樽商科大学　札幌サテライト　大講義室
講 演 者：岸本日出雄（札幌コマーシャルフォト）、吉川泰弘（北見工業大学）
主　　催：（公社）日本雪氷学会北海道支部
参 加 者：座席60名

講演会名：「ジュエリーアイスのサイエンス」
開催日時：2020年3月8日（日）14:00～16:00
開催場所：える夢館　はるにれホール（豊頃町茂岩本町166番地）
講 演 者：浦島久（豊頃町観光大使）、岸本日出雄（札幌コマーシャルフォト）、
　　吉川泰弘（北見工業大学）
主　　催：（公社）日本雪氷学会北海道支部
参 加 者：座席100名

10. 雪氷関連行事の共催・後援・協力・監修（研究成果普及事業）

【後援】

・第9回　紋別わくわく科学教室
開催日時：2019年　7月14日（日）10:00～15:00
開催場所：北海道立オホーツク流氷科学センター
主　　催：北海道立オホーツク流氷科学センター
参 加 者：1439名

・シンポジウム　「極端気象時の北海道への物流の確保・連携を考える」
開催時期：2019年10月18日（金）14:30～17:20
開催場所：ANAクラウンプラザホテル札幌
主　　催：(一財)日本気象協会北海道支社
参 加 者：200名

・第5回　雪崩レスキュー（AvSAR）講習会〔Basic〕
開催時期：2019年12月6日（金）8:20～17:00
開催場所：赤井川村　山村活性化支援センター
主　　催：雪崩事故防止研究会
参 加 者：21名

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2020 年度事業計画

1. 支部総会の開催

メール審議での開催

主要議題：(1) 2019 年度事業報告・収支決算
(2) 2020 年度事業計画案・収支予算案
(3) 2020 年度支部役員について
(4) 支部規約施行内規の改正について

2. 理事会の開催

第 1 回理事会

メール審議での開催

主要議題：(1) 役割分担の確認
(2) 評議員・顧問の選出

上記を含み年 3～4 回開催する。

3. 顧問・評議員会の開催

下記の日程で準備していたが、社会情勢を鑑み中止することにした。

日　時：2020 年 5 月 29 日（金）11:30-12:00

場　所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

主要議題： 今年度の雪氷学会北海道支部の活動予定について

4. 研究発表会の開催

下記の日程で準備していたが、社会情勢を鑑み中止することにした。

期　日：2020 年 5 月 29 日（金）13:00～17:30
2020 年 5 月 30 日（土） 9:30～17:00

会　場：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

5. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考

・北海道における雪氷研究の活性化のために、「北海道の雪氷（第 39 号：2020）」での投稿論文または支部活動への貢献者を対象として表彰を行う。
・表彰選考委員会、選考基準、受賞者の決定、授章は、支部表彰規程に従う。
・2020 年度北海道雪氷賞の表彰は 2021 年 5 月、2020 年度受賞論文の選考は「北海道の雪氷」の発行後に実施する。
・2019 年度北海道雪氷賞の授賞式は、2020 年度北海道雪氷賞の授賞式と同時に 2021 年 5 月頃執り行う。ただし、2019 年度北海道雪氷賞の賞状の日付は総会議案締切日の翌日（2020 年 5 月 29 日）とし、賞状と記念品の謹呈のタイミングは個別に対応する。

6. 機関誌「北海道の雪氷」39 号の刊行

・冊子体の有料化を継続する一方、電子媒体として支部ホームページ上に掲載する。

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

7. 社会貢献事業

雪氷災害調査チームの活動

7-1　雪氷災害調査チームの活動

・第 12 回研修会

開催日：2020 年 4 月

開催地：ニセコ

内　容：・ミーティング（2018/19 活動報告、来シーズン活動予定、
寄付金の状況および会計報告など）
・実技研修（出動フローの模擬演習および雪氷調査手順の確認）

・第 28 回講演会「雪崩から身を守るために」

開催日：未定

開催地：北海道大学　クラーク会館

・プレシーズンミーティングの開催

・出動訓練研修会の開催

・雪崩災害発生への随時対応

7-2　雪氷教育等

・サイエンスパークへの参加

開催日…7 月最終週～8 月第 1 週

開催場所…札幌駅前地下歩行空間、道庁赤れんが庁舎

主催…北海道、地方独立行政法人北海道立総合研究機構（道総研）

内容…ステージイベント、展示コーナー（簡単な科学体験や科学展示）、体験コーナー （教室形式の科学実験や工作体験など）

8. 支部ホームページの運営

・雪氷関連情報の提供

・会員向け情報の掲載

・既存ホームページ項目、およびコラムやエッセイ等の充実

・雪氷災害調査チームの活動報告

・支部活動成果の紹介：支部関連雪氷イベントのポスター、リーフレットなど

会員向け情報（総会や講演会、研究発表会など）を支部ホームページに掲載する毎に、メーリングリスト（hokkaido@seppyo.org）を使って会員にその旨通知するサービスを継続する。

9. 地域講演会の開催

・テーマ：「ジュエリーアイスのサイエンス」

・開催時期：未定

・会場：未定

10. 雪氷関連行事の共催・後援（研究成果普及事業）

・研究成果普及事業の一環として、他分野や他組織による雪氷関連行事を共催又は後援する。

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2019 年度収支報告

雪氷災害調査				2019 年度予算	2019 年度決算	備考
収入				**800,000**	**800,000**	
資産勘定(雪氷災害調査基金)からの繰入				0	0	
寄附金				800,000	800,000	
前期繰越金				0	0	
支出			**事業費 計**	**800,000**	622,524	
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	800,000	622,524	
			旅費交通費	500,000	560,567	
			通信運搬費	20,000	1,801	
			消耗品費	120,000	59,400	
			印刷費	70,000	540	
			会議費	0	0	
			保険料	20,000	0	
			謝金	70,000	0	
			振込手数料		216	
収支差額				**0**	**177,476**	

雪氷災害調査以外				2019 年度予算	2019 年度決算	備考
収入合計				**160,000**	**107,000**	
当期収入				**160,000**	**107,000**	
事業収入	出版収入			160,000	107,000	
雑収入	受取利息			0	0	
	寄付金			0	0	
支出合計				**417,700**	**286,759**	
事業費				**336,000**	**266,223**	
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	−	−	
	2 研究会研修会	研究発表会	支部研究発表会・支部表彰	103,000	98,706	
		研修会等	北海道支部講演会	27,000	0	感染症対策のため地域講演会中止
		普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	22,387	
		褒賞	北海道雪氷賞	50,000	24,192	
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	130,000	120,938	
		その他出版物		0	0	
管理費				**81,700**	**20,536**	
	事務局費			66,500	0	理事会等に係る旅費の減
	会場費			14,200	17,700	
	支払手数料			1,000	0	
	雑費			0	2,836	
収支差額				**−282,700**	**−179,759**	

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2020 年度予算

雪氷災害調査

				2020 年度予算	2020 年度決算
収入				**700,000**	**0**
資産勘定（雪氷災害調査基金）からの繰入				0	0
寄附金				700,000	0
前期繰越金				0	0
支出			**事業費 計**	**700,000**	**0**
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	700,000	0
			旅費交通費	400,000	0
			通信運搬費	20,000	0
			消耗品費	120,000	0
			印刷費	70,000	0
			会議費	0	0
			保険料	20,000	0
			謝金	70,000	0
			振込手数料		0
収支差額				**0**	**0**

雪氷災害調査以外

				2020 年度予算	2020 年度決算
収入合計				**130,000**	**0**
当期収入				**130,000**	**0**
事業収入	出版収入			130,000	0
雑収入	受取利息			0	0
	寄付金			0	0
支出合計				**417,300**	**0**
事業費				**334,300**	**0**
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	−	−
	2 研究会研修会	研究発表会	支部研究発表会・支部表彰	126,800	0
		研修会等	北海道支部講演会	27,500	0
		普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	0
		褒賞	北海道雪氷賞	23,500	0
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	130,500	0
		その他出版物		0	0
管理費				**83,000**	**0**
	事務局費			60,000	0
	会場費			19,500	0
	支払手数料			1,000	0
	雑費			2,500	0
収支差額				**−287,300**	**0**

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2020 年度役員名簿

No.	職名		氏 名	所 属
1	理事	支部長	石井 吉之	北海道大学 低温科学研究所
2	理事	副支部長	尾関 俊浩	北海道教育大学 札幌校
3	理事	副支部長	的場 澄人	北海道大学 低温科学研究所
4	理事	庶務担当	小倉 美紀	株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道
5	理事	庶務担当	松下 拓樹	土木研究所 寒地土木研究所
6	理事	会計担当	小西 信義	北海道開発技術センター
7	理事	会計担当	千葉 隆弘	北海道科学大学
8	理事	広報担当	イセンコエフゲーニー	株式会社雪研スノーイーターズ
9	理事	事業担当	櫻井 俊光	土木研究所 寒地土木研究所
10	理事	事業担当	今西 伸行	株式会社ドーコン
11	理事	事業担当	石川　守	北海道大学 大学院地球環境科学研究院
12	理事	事業担当	廣川 敬二	北海道電力株式会社 総合研究所
13	理事	事業担当	小南 靖弘	農業・食品産業技術総合研究機構 北海道農業研究センター芽室研究拠点
14	理事	事業担当	舘山 一孝	北見工業大学 工学部
15	理事	社会貢献担当	山野井克己	森林研究・整備機構 森林総合研究所 北海道支所
16	理事	社会貢献担当	日下　稜	北海道大学 低温科学研究所
17	理事	社会貢献担当	飯沼 弘一	野外科学株式会社
1	監事		高橋 修平	オホーツク流氷科学センター
2	監事		大槻 政哉	株式会社雪研スノーイーターズ
1	評議員		太田　広	土木研究所 寒地土木研究所
2	評議員		早野　亮	株式会社ドーコン
3	評議員		須田　力	NPO 法人 雪氷ネットワーク
4	評議員		東海林 明雄	北海道教育大学 名誉教授
5	評議員		佐藤 隆光	日本気象協会 北海道支社
6	評議員		阿部 幹雄	雪崩事故防止研究会
7	評議員		佐藤 圭子	総合政策部地域創生局 地域政策課長
8	評議員		浅井 義孝	札幌管区気象台 気象防災部 気象防災情報調整官
9	評議員		岡下　淳	北海道開発局 開発監理部開発調整課長
10	評議員		白岩 孝行	北海道大学 低温科学研究所
11	評議員		竹腰　稔	北海道開発技術センター 常務理事
12	評議員		柳屋 勝彦	北海道道路管理技術センター 専務理事
13	評議員		島村 昭志	北海道旅客鉄道株式会社 鉄道事業本部 執行役員　工務部長
14	評議員		土井 勝雄	札幌市建設局 土木部雪対策室長
15	評議員		田中 則和	北海道電力株式会社 土木部 土木エンジニアリンググループリーダー
16	評議員		竹内 政夫	NPO 法人 雪氷ネットワーク
17	評議員		阿部 勝義	東日本高速道路株式会社 北海道支社 技術部 技術企画課長
1	顧問		秋田谷 英次	NPO 法人 雪氷ネットワーク
2	顧問		菊地 勝弘	北海道大学 名誉教授・秋田県立大学 名誉教授

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 支部規程施行内規

（名称）

第１条　本支部は，公益社団法人日本雪氷学会（以下，「本学会」と記す）北海道支部（以下，「本支部」と記す）と称する．

（事業）

第２条　本支部は，本学会定款第３条に定めた本学会の目的達成に必要な次の事項を行う．

（１）雪氷及び寒冷に関する調査・研究．

（２）雪氷及び寒冷に関する研究会，講演会，展示会などの開催．

（３）支部会誌その他資料の刊行．

（４）本部理事会が委嘱又は承認した事項．

（５）その他本学会の目的達成に必要な事項．

（会員）

第３条　本支部の会員は，北海道に在住する本学会の会員とする．また，他支部に所属する会員であっても，本支部に所属することを希望する場合は，重複所属することを妨げない．

（役員）

第４条　本支部に次の役員をおく．

支部長	１名
副支部長	若干名
支部理事	若干名
支部監事	２名

（支部長の選出）

第５条　支部長は，本学会定款施行細則第 28 条により本学会定款第 20 条に定める本部理事の中から本部理事会において選出される．

（役員の選出）

第６条　支部理事および支部監事は支部総会において，支部会員の中から選出する．

２　副支部長は，支部理事会の議決を経て支部理事から選出し，支部長がこれを委嘱する．

（役員の職務）

第７条　支部長は本支部を代表しその会務を総理する．

第８条　副支部長は支部長に事故ある場合，その職務を代行する．

第９条　支部理事会は，支部長，副支部長，支部理事で構成され，支部会務執行に必要な協議，支部事業の企画，会計ならびにその他の会務，および支部長候補たる本部理事の推薦を行う．

２　支部理事会は，文書審議理事会をもって代えることができる．文書審議理事会には電子メールによる審議を含む．

３　支部理事会は支部長が招集し，議長は支部長とする．

４　支部理事会は，支部理事の３分の２以上の出席がなければ開会することができない．但し，他の出席理事に表決を委任した者及び書面にて議決に参加した者，双方向通信により遠隔から参加する者は出席者とみなす．

５　支部理事会の決議は，決議について特別の利害関係を有する支部理事を除く支部理事の過半数が

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

出席し，その過半数をもって行う．

6　議事録は本内規第 14 条に定めるところによる．

第 10 条　支部監事は支部の事業ならびに会計を監査する．

（役員の任期）

第 11 条　支部長は本学会定款第 24 条に基づくが，候補者の推薦にあたって任期を 2 年，再任は 1 回に限り可能とする．支部長を除く役員の任期は 2 年とし，再任は 1 年単位で 2 年までとする．その他は本学会定款第 24 条の定めるところによる．

（顧問，評議員）

第 12 条　本支部に顧問および評議員を置くことができる．

2　顧問および評議員は支部理事会の議決を経て支部長がこれを委嘱する．顧問および評議員は本支部の発展に寄与するものとする．

3　評議員および顧問の任期は 2 年以内とし，支部理事会が決定する．再任を妨げない．

（総会）

第 13 条　本支部は毎年 1 回定時総会を開くほか必要に応じ臨時総会を開く．

2　議長は出席者の互選とする．

3　総会においては下記事項の承認を受けなければならない．

（1）会務ならびに会計の報告
（2）新年度の事業計画
（3）役員の決定
（4）施行内規の変更
（5）その他重要な事項

4　議事録は本内規 14 条に定めるところによる．

（議事録）

第 14 条　支部理事会及び支部総会の議事録は議長が作成し，速やかに支部ホームページに掲示し，支部会員の閲覧に供さなくてはならない．

附　則

本内規は平成 25 年 5 月 17 日より施行する．

本内規の一部を改訂し，平成 29 年 5 月 13 日から施行する．（資産及び会計に関する第 15 条を削除）

本内規の一部を改訂し，令和 2 年 6 月 25 日より施行する．

Copyright©2020 公益社団法人日本雪氷学会
The Japanese Society of Snow and Ice

北海道の雪氷　　No.39

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ISSN 1340-7368

2020 年 9 月 24 日発行
発行　公益社団法人日本雪氷学会北海道支部
〒060-0819　札幌市北区北 19 条西 8 丁目
北海道大学　低温科学研究所内