ISSN 1340-7368

公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部機関誌



Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

第43号



2024年9月

発行 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部

巻頭言		1
2024 年度日本雪氷学会北海道支部研究	咒発表会発表論文	7
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部	图 2023 年度事業報告 -	125
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部	⑧ 2024 年度事業計画 -	129
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部	⑧ 2023 年度収支報告 -	131
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部	阝2024 年度予算	132
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部	⑧ 2024 年度役員名簿 ·	133
公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部	18 支部規程施行内規	134

表 紙

写真:大島基 題字:福沢卓也

(表紙解説)三段山頂上からの十勝岳

産業技術総合研究所 大島基

こちらの写真は、三段山の頂上から撮影した3月の十勝岳になります。フィールドワークや山 スキー等をされている方で、もっと良い写真をお持ちの方もたくさんおられると思いますが、北海 道の雄大な風景の一枚として提供させていただきました。三段山の中腹には中谷宇吉郎先生が雪結 晶の観察を行った白銀荘があり、白銀荘から山スキーだと天気が良ければ2時間程で頂上に到達 できます。昨今、残念ながら雪山における雪崩事故や遭難が続いております。本紙を読まれる方に は釈迦に説法かと存じますが、入山の際には十分な装備を整えた上で、天候や注意報等を良く確認 し、決して無理はしないよう心がけ、北海道の雪氷が魅せる自然を楽しんでいただければと思いま す。

ちなみに、白銀荘内の温泉に続く廊下には私が学部生時代にお世話になった島田亙先生(富山大 学)が撮影された雪結晶の写真も飾られていますので、お立ち寄りの際にはそちらもご覧いただけ ますと幸いです。



巻 頭 言

北海道支部副支部長 白川 龍生(北見工業大学)

読者の皆様、こんにちは。2024(令和 6)年度より副支部長を拝命しました北見工業大学の 白川龍生です。支部機関誌『北海道の雪氷』第43号をお届けできることを大変嬉しく思いま す。北海道支部の研究発表会は、前回の2023(令和 5)年から対面形式による開催が復活しま した。今年度は5月31日と6月1日の2日間開催され、計32件の発表が行われました。この 件数はコロナ禍になる前の水準に相当します。また、1日目の終了後には2019(令和元)年以 来5年ぶりとなる懇親会も開催され、多くの会員が参加し有益な意見交換が行われました。こ うした観点からも、ウィズコロナからアフターコロナの段階に入ってきたことを実感したとこ ろです。

さて本誌に収録されたテーマは、雪崩、氷河氷床、雪氷と社会基盤、海氷、雪結晶・ハイド レート、降雪・積雪と多岐にわたり、支部会員の活発な取り組みが掲載されています。学生会 員の発表も多数あり、若手研究者ならではの観点も示されるなど、新たな風が吹き込まれまし た。ぜひ次年度も投稿・発表をお待ちしております。

今年度の研究発表会では、最初のセッションにて雪氷災害調査チームによる2件の報告が行 われました。2023/24 年冬期は、利尻山、羊蹄山と相次ぎ大規模な雪崩が発生し、バックカン トリースキーをしていたパーティーのメンバーが巻き込まれました。命を落とされた方のご冥 福をお祈り申し上げますとともに、被害に遭われた方にはお見舞い申し上げます。また、調査 にご尽力された担当者の皆様、大変お疲れさまでした。雪氷災害調査チームによる調査結果は、 本研究発表会や講演会によって情報共有され、雪崩事故への注意喚起や科学的な知識の啓発が 行われています。今回の調査報告は、近年各地でみられる雪氷環境の変化が山岳エリアにも及 んでいることを示唆するものですが、こういった最新の知見を得る場としても、研究発表会に は重要な意義があることをあらためて感じた次第です。今後も多くの会員に研究発表会への参 加、および本誌の活用を呼び掛けたいところです。

本誌の後半には、北海道支部の事業報告や事業計画、予算といった支部活動についても収録 されています。北海道支部では研究発表会、雪氷災害調査チームによる活動に加え、地域講演 会の開催(2023年度は9月に紋別で開催)やサイエンスパーク(例年8月に札幌で開催)への 参加の形で、雪氷に関する多様な課題の解決と社会貢献にも努めております。引き続き北海道 支部の発展に取り組んで参りますので、皆様からのご支援をお願いいたします。

2024 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 目次

【雪崩】

1.	連続観測による融雪時の斜面と平面における土壌水分率の違いについて	7
	櫻井 俊光 (土木研究所 寒地土木研究所),	
	吉井 昭博(土木研究所 寒地土木研究所),	
	松下 拓樹 (土木研究所 寒地土木研究所),	
	西村 敦史(土木研究所 寒地土木研究所)	
2.	2024 年 3 月に利尻山と羊蹄山で発生した雪崩の調査報告	9
	原田 裕介 (土木研究所 寒地土木研究所),	
	杉山 慎(北海道大学低温科学研究所),	
	下山 宏(北海道大学低温科学研究所),	
	立本 明広 (ノルテ),	
	佐々木 大輔(ガイド盤渓),	
	佐々木 翔平 (サークルゲームガイドサービス),	
	國見 祐介 (株式会社しゃこまる),	
	雪氷災害調査チーム (日本雪氷学会 北海道支部)	
3.	山岳ガイドの視点による雪崩遭難リスクを低減する行動について	13
	-2024 年 3 月に利尻山と羊蹄山で発生した雪崩の調査結果に基づく-	

佐々木 大輔 (ガイド盤渓), 佐々木 翔平 (サークルゲームガイドサービス), 立本 明広 (ノルテ), 塚原 聡 (北海道バックカントリーガイズ), 尾関 俊浩(北海道教育大学 札幌校), 原田 裕介(土木研究所 寒地土木研究所)

4. 北海道尻別岳の雪崩から発生したインフラサウンドの観測 17 替地 青羅(北海道情報大学大学院 経営情報学研究科), 柿並 義宏(北海道情報大学 宇宙情報センター)

【氷河氷床】

- 5. 地中レーダーを用いたグリーンランド氷床南東ドームにおける涵養量の時空間変動復元 21 坂田 宙斗(北海道大学大学院環境科学院),
 - 箕輪 昌紘(北海道大学低温科学研究所),
 - 藤田 耕史(名古屋大学大学院環境学研究科),
 - 的場 澄人(北海道大学低温科学研究所),
 - 川上 薫 (北海道大学低温科学研究所),

7

33

45

松本 真依 (北海道大学大学院環境科学院), 飯塚 芳徳(北海道大学低温科学研究所)

- 6. アラスカ南東部タク氷河が前進から後退に転ずる時期の氷河末端位置と流動速度の変化 25 張 佳晏(北海道大学低温科学研究所,北海道大学環境科学院), 杉山 慎(北海道大学低温科学研究所), Jason Amundson (南東アラスカ大学), Lynn Kaluzienski (南東アラスカ大学)
- 7. グリーンランド北西部カナック氷河における UAV 測量による表面変化の解析 29 山田 宙昂(北海道大学低温科学研究所,北海道大学環境科学院), 鵜飼 慎太(北海道大学低温科学研究所,北海道大学環境科学院), 杉山 慎(北海道大学低温科学研究所)
- 8. 東南極ラングホブデ氷河接地線における氷震モニタリング 箕輪 昌紘(北海道大学 低温科学研究所), 近藤 研(名古屋大学 環境科学研究科), Evgeny Podolskiy (北海道大学 北極域研究センター), 藤田 耕史(名古屋大学 環境科学研究科), 杉山 慎(北海道大学 低温科学研究所)

【雪氷と社会基盤】

9. 北海道における流・融雪溝供用地域の自治体を対象としたアンケート調査結果報告 37 三原 夕佳 (一般社団法人 北海道開発技術センター), 小西 信義 (一般社団法人 北海道開発技術センター), 小村 健太 (株式会社 日本海コンサルタント), 原 文宏 (一般社団法人 北海道開発技術センター), 高野 伸栄(北海道大学大学院工学研究院 土木工学部門), 倉内 公嘉(一般社団法人 北海道開発技術センター) 41

- 10. 道路防雪林における樹木の成長モデル作成に向けた樹木調査結果の解析
 - 大宫 哲(土木研究所 寒地土木研究所),
 - 吉井 昭博(土木研究所 寒地土木研究所),
 - 原田 裕介 (土木研究所 寒地土木研究所),
 - 西村 敦史(土木研究所 寒地土木研究所)
- 11. 暴風雪・大雪の評価技術資料の web ページについて

原田 裕介 (土木研究所 寒地土木研究所), 大宫 哲(土木研究所 寒地土木研究所), 武知 洋太 (土木研究所 寒地土木研究所),

西村 敦史(土木研究所 寒地土木研究所)

12.	札幌市における 2023 年度冬期の自己転倒による救急搬送者数	49
	永田 泰浩 (北海道開発技術センター),	
	金田 安弘 (北海道開発技術センター),	
	冨田 真未(北海道開発技術センター)	
13.	北海道における雪による人身事故の発生状況について	53
	-2020 寒候年以降における事故の発生状況と拡大要因に関する分析 -	
	千葉 隆弘(北海道科学大学工学部),	
	高橋 徹(千葉大学大学院工学研究院)	
14.	滑走路埋設型センサを用いた極端に薄い雪氷の推定	57
	依田 明洋 (北見工業大学大学院 工学専攻),	
	舘山 一孝(北見工業大学 地球環境工学科),	
	田中 康弘 (宇宙航空研究開発機構),	
	守田 克彰(宇宙航空研究開発機構)	
15.	冬道での転倒者を対象としたアンケート調査	61
	転倒時のケガと行動等について【2023 年度冬期調査報告】	
	冨田 真未 (北海道開発技術センター),	
	金田 安弘 (北海道開発技術センター),	
	永田 泰浩(北海道開発技術センター)	
[]	每氷】	
16.	海氷タンクにおけるフロストフラワー生成実験	63
	中山 雅茂(北海道教育大学 釧路校),	
	的場 澄人(北海道大学 低温科学研究所)	
17.	ロシア北方航路の可航日数と氷況の調査	67
	三留 大和(北見工業大学大学院 工学専攻),	
	舘山 一孝(北見工業大学 地球環境工学科)	
18.	東南極リュツォ・ホルム湾におけるラミング回数と氷況との比較	71
	村岡 翔太郎(北見工業大学大学院 工学専攻),	
	舘山 一孝(北見工業大学 地球環境工学科)	
19.	グリーンランド・シオラパルク周辺における海氷厚変動の推定	75
	原田 睦史(北見工業大学大学院 工学研究科),	
	舘山 一孝(北見工業大学 地球環境工学科),	
	山崎 哲秀(アバンナット北極プロジェクト)	

【雪結晶・ハイドレート】

 20. メタンを包接するハイドレート生成時のメタン安定同位体分別に及ぼすケージサイズ効水谷 優斗(北見工業大学), 滝澤 楓(北見工業大学), 八久保 晶弘(北見工業大学), 竹谷 敏(産業技術総合研究所) 	果 79
21. 雪の結晶は過冷却雲粒の氷晶転移により形成される 油川 英明(日本雪氷学会 北海道支部, NPO法人 雪氷ネットワーク)	83
22. 風洞型人工表面霜生成装置による大きな成長速度の表面霜の観察 横田 尚也(北海道教育大学大学院教育学研究科), 尾関 俊浩(北海道教育大学札幌校)	87
【積雪・降雪】	
23. 2023/24 年冬期,北見で見られた積雪の特徴 - 少雪,2月の暖気,その後の低温の影響 - 白川 龍生(北見工業大学), 八久保 晶弘(北見工業大学), 大橋 康樹(北見工業大学)	91
 24. 北見における積雪層の水安定同位体比プロファイルの季節変化 八久保 晶弘(北見工業大学), 滝澤 楓(北見工業大学), 白川 龍生(北見工業大学) 	95
 25. 北海道における融雪開始時期の変化傾向について 松下 拓樹(土木研究所 寒地土木研究所), 櫻井 俊光(土木研究所 寒地土木研究所), 吉井 昭博(土木研究所 寒地土木研究所), 西村 敦史(土木研究所 寒地土木研究所) 	97
26. 恵庭市の市街地における降雪傾向の把握 第二報 大八木 啓翔(札幌日本大学高等学校), 内田 努(北海道大学大学院工学研究院)	101
 27. 札幌と岩見沢における大雪と大気下層の収束場の関係 小林 健人(北海道大学大学院環境科学院), 佐藤 友徳(北海道大学大学院地球環境科学研究院), 田村 健太(北海道大学大学院地球環境科学研究院) 	105

28. 近赤外分光法による積雪の物理情報計測 原田 康浩(北見工業大学 地域未来デザイン工学科), 佐々木 暢耀(北見工業大学 地域未来デザイン工学科), 棚橋 昂樹(北見工業大学 地域未来デザイン工学科)

29. 小型風洞装置による自然積雪面上における地吹雪の観測 113

菅原 邦泰 (土木研究所 寒地土木研究所,北海道大学大学院理学院),

櫻井 俊光 (土木研究所 寒地土木研究所),

西村 敦史(土木研究所 寒地土木研究所)

30. 融雪にともなう積雪表面での不純物の濃縮過程の定量的理解 115 西野 沙織(北海道大学低温科学研究所,北海道大学大学院環境科学院), 的場 澄人(北海道大学低温科学研究所)

31. 2024 年冬期の留萌周辺や後志の大雪について

119

123

109

- Polar Low と日本海側の大雪
 - 松岡 直基(日本雪氷学会 北海道支部,北海道気象技術センター),
 - 鶴巻 亮一(北海道気象技術センター),
 - 瀧谷 克幸(北海道気象技術センター),
 - 小林 利章(北海道気象技術センター)

32. 積雪重量計を用いた札幌市における 2023-2024 年冬季の観測について

- 大屋 祐太(北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所), 鈴木 啓明(北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所), 野口 泉(北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所), 三村 慧(北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所),
- 堤 拓哉(北海道教育大学旭川校)

連続観測による融雪時の斜面と平面における土壌水分率の違いについて

Continuous observation of soil water content on a sloped surface and a flat surface ground during a snowmelt event

櫻井 俊光¹, 吉井 昭博¹, 松下 拓樹¹, 西村 敦史¹ Toshimitsu Sakurai¹, Akihiro Yoshii¹, Hiroki Matsushita¹, Atsushi Nishimura¹ Corresponding author: sakurai@ceri.go.jp (T. Sakurai)

This study shows that the soil water content increases during a snowmelt event and the timing of meltwater flow underneath the snow cover is different between a sloped surface and a plane ground, with slopes increasing first and flat surface ground increasing after 20 hours later.

1. はじめに

昨今の温暖化の影響で積雪期に極端な大雨や 気温上昇が生じ,斜面積雪に雨水や積雪表面の融 解水が浸透して土砂を伴う湿雪雪崩を誘発する ことが懸念される.例えば,2018年3月9日に 発生した土砂を伴う大規模な雪崩では,雪崩発生 まで325mmもの融雪量を考慮した連続換算雨量 が推計された¹⁾.この事例では事前に通行止めを 実施していたため道路利用者の被害は無いもの の,土砂を伴う湿雪雪崩が道路に到達したことで デブリによる舗装路面等が損傷する被害があっ た¹⁾²⁾.このため,極端な大雨や気温上昇による 湿雪雪崩の発生頻度やタイミングを司るメカニ ズムを解明することは,道路管理においては非常 に重要な情報となる.

斜面積雪内に融解水や雨水が浸透する現象に おいては、先行研究を平島・大澤³⁾が総説として まとめている.積雪内部への水の浸透は、平地と 斜面で異なる.平地では積雪表面から浸透した融 解水が積雪内部に選択的に水みちを形成し、水み ちを通過することで速やかに融解水は底面から 排出される.斜面では積雪内部の層構造により帯 水層が形成されて、水は層構造に沿って側方に流 れる傾向が強いが、この帯水層を突破した水が下 層に浸透して、最終的には比較的均一に積雪内に 浸透することが知られている⁴.

このように,平地と斜面の積雪層では融解水の 挙動が異なるため,融解水の挙動を的確に捉える ことは,湿雪雪崩の発生メカニズムの解明に役立

つものと考えられる.しかし,斜面の積雪にお ける底面からの流出量や,気温が上昇してから融 解水が流出するまでのタイミングについては,十 分に明らかにされていない.そこで本研究は,斜 面積雪における底面の流出量を把握することを 目的にした基礎調査として,土壌水分センサーを 利用して平面と斜面の土壌含水率を測定した.こ こでは,土壌含水率の変化から積雪底面からの流 出量を見積もることを想定している.

2. 観測方法

寒地土木研究所が所有する石狩吹雪実験場(北 海道石狩市)における盛土試験道路の法面に,土 壌水分センサー(10HS,メータージャパン社製) 6本を深さ10cm程度の土壌内に設置し(図1a,b), 土壌含水率を連続測定した.

利用した土壌水分センサーは土壌水分の誘電





Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute



図2 体積含水率と断面観測の測定結果. a) 土壌水分センサーで測定した土壌の体積含水率の時間変化. ②~⑤は図1の番号に一致. b, c) 2月14日に実施した断面観測結果:雪質(b)と横断面の積雪深(c).

率を測定するものであり,体積含水率として算出 される.本研究で利用したセンサーは先行研究で 積雪の含水率を測定することを目的に利用され た土壌水分センサーと同等品⁵⁰で,体積含水率の 精度は±3%,分解能は0.08%である.データの記 録間隔は10分,記録期間は2023年7月~2024年 3月で,解析では2024年2月1日~3月3日のデ ータを用いた.また,積雪の層構造を観測するた め,土壌水分センサーを埋設した地点から10m程 度離れた平地で断面観測を2月14日に実施した. 積雪深と気温はAMeDAS石狩の観測データを用 いた.

3. 観測結果

図 2a に、土壌水分センサーで測定した土壌の 体積含水率の時間変化を示す.2024 年 2 月中旬 の積雪期において、気温が 0℃以上に上昇したと き、斜面と平面における積雪底面で土壌含水率も 著しく上昇することを確認した.斜面と平面では 土壌含水率が上昇するタイミングが異なり、斜面 で先に、平面で約 20 時間遅れて上昇した.今回 の観測では、斜面の方が、融解水が積雪底面に到 達する速度が速い結果となった.

図 2b,c に,断面観測の結果を示す.断面観測で 測定した雪質の結果から,ざらめ雪としまり雪が 交互に層構造を形成していた.また,横断面の積 雪深から,平地①で 89.5cm,平地②で 92.5cm, 法尻③で 113.5cm,法下④で 125.0cm,法中⑤で 98.5cm, 法頭⑥で 33.0cm であった. 積雪の層構 造と横断面の積雪深から,積雪表面からの融解水 の浸透過程は,積雪量の少ない法頭(⑥)から積 雪底面を伝って法中(⑤,④)に流水し,平地に おける積雪表面の融解水も合わさり時間ととも に徐々に法尻(③)に到達,その後に平地(②, ①)にも融解水が到達したものと考えられる.こ の結果は先行研究⁴⁾と異なることから,今後も継 続した詳細な測定が必要である.

【参考文献】

- 石本敬志,2018:2018 年3月野塚トンネル 雪崩の概要,北海道の雪氷,No.37,135-138
- 川又基人,岡崎健治,嶋田智宏,2024:一般 国道 236 号天馬街道における雪崩発生斜面 の地形及び堆積物の特徴,第67回北海道開 発技術研究発表会論文,案-70,1-6
- 3) 平島寛行,大澤光,2021:斜面積雪中における水の側方流の解明に向けたこれまでの研究と課題,雪氷,83(6),555-567
- 4) 池田慎二,松下拓樹,勝島隆史,石田孝司,
 2015:湿雪雪崩の発生評価における積雪モ デルの活用について,寒地技術論文・報告集,
 31,197-202
- 後藤博,菊池勝弘,梶川正弘,2012:表層土 壌の相違が積雪含水率と雪質に与える影響, 雪氷,74(2),145-158

2024年3月に利尻山と羊蹄山で発生した雪崩の調査報告

Report on avalanches occurred at Mt. Rishiri and Mt. Yotei in March, 2024

原田 裕介¹, 杉山 慎², 下山 宏², 立本 明広³, 佐々木 大輔⁴, 佐々木 翔平5, 國見 祐介6, 雪氷災害調査チーム7 Yusuke Harada¹, Shin Sugiyama², Kou Shimoyama², Akihiro Tachimoto³, Daisuke Sasaki⁴, Shohei Sasaki⁵, Yusuke Kunimi⁶, Snow Damage Research Team⁷ Corresponding author: harada-y@ceri.go.jp (Y. Harada)

本稿では、雪氷学会雪氷災害調査チームが実施した、2024年3月3日に利尻山アフトロマナイ川左岸側 標高約 600-650m の南南東向き斜面, 3 月 11 日に羊蹄山北側標高約 1600-1700m の東または西向き斜面で発 生した雪崩の調査結果を報告する.調査結果には以下の共通点が見られた.①:2月下旬から雪崩発生日ま でに形成された上部の積雪層に、結晶構造が残存した降雪結晶も含む2つの弱層が確認された. ②: ①より 下層の雪質は2月中旬の暖気で融解しその後の寒気で凍結した硬いざらめ雪で、その上面が雪崩の流下に際 しすべり面となった.

1. 2024年3月3日:利尻山雪崩

1.1 概要

2024年3月3日12:35ごろ,利尻山アフトロ マナイ川左岸側標高 310-650m の東北東向きの斜 面 (N45°11'11-29", E141°16'13-57") にて、バッ クカントリースキーをしていた 8 名パーティー のうち7名が表層雪崩に巻き込まれた.この雪崩 で、3名が埋没したが別パーティーにより救助さ れた.また、1名が全身圧迫によりその後死亡が 確認された.

雪氷災害調査チームでは,3月4~5日に雪崩 発生区・走路・堆積区(デブリ)における①ゾー ニング, ②主要地点マーキング, ③写真撮影, ④ 積雪断面観測を実施した(図1~図3).

1. 2 調査結果

1.2.1 雪崩の概況

1土木研究所 寒地土木研究所

5サークルゲームガイドサービス

2北海道大学低温科学研究所

3ノルテ

4ガイド盤渓

6株式会社しゃこまる

7日本雪氷学会 北海道支部

雪崩発生区の破断面は,冬期強風時卓越風(北 西方向) に直交する尾根の風下側 (雪庇と吹きだ まりが形成される)で、雪庇直下の急斜面で破断 していた.また、雪崩堆積区のデブリは、雪崩流 下方向の右岸側と左岸側の2手に分かれていた.

1. 2. 2 破断面における積雪断面観測

- ・常に雪庇が発生する尾根の風下側で、雪庇直下 の急斜面(斜度54°)が破断した.
- ・積雪断面調査を行った破断箇所では、風下側に

吹きだまる形で堆積したこしまり雪層(新雪が 粉砕された雪の層)が,融解再凍結により硬化 したざらめ層の上部に堆積していた(図2).

- ・鉛直方向に雪面から89cmまでが、こしまり雪 層(風による粉砕), 89-148cm がざらめ雪層(融 解再凍結により硬化), 148cm より下部がしま り雪層であった.
- ・すべり面は、こしまり雪層とざらめ雪層の境界 であった.
- ・シャベルコンプレッションテスト結果:弱層1: CTN (破壊なし), 弱層 2:CTM11(SP)on DFbk, 弱層 3: CTM20(SC)on DFbk
- ・破断面の形状は、1)すべり面(弱層1)~弱層 2,2)弱層2から雪面までの2段となっており,



図1 利尻山での調査における雪崩ゾーニング、主要 地点マーキング(地理院地図に加筆)

Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University NORTE Guide BANKEI Circle Game Guide Service Shakomaru inc. Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice

> Copyright©2024 公益社団法人日本雪氷学会 The Japanese Society of Snow and Ice

-9-

計約 40cm の厚さであった(図3). 今回の弱層 の破壊しやすさは,弱層2(11回で破壊)>弱 層3(20回で破壊)>弱層1(破壊なし)とな った.

- 1. 2. 3 気象の状況
- ・AMeDAS本泊(利尻空港),稚内の気象データ によれば、①2月12~15日と17~20日に気温 が0℃以上に上昇して南からの強風が吹き、19 ~20日にはまとまった降水がみられた.また、
 ②3月1~2日の気温は概ね0℃以下で、降水と 強風が見られた(図4).
- ・2月29日午後から3月1日午前中にかけて、 当時の地上気圧配置(低気圧の前面または北 側;図5)、本泊での東向きの風向、降水量か ら、調査地ではプレート状の降雪結晶が降った 可能性が高い.なお、現場から約7.5km 北北東 に位置する市街地でも、降雪結晶が確認されて いる.
- ・その後3月3日かけて、利尻島では北西風に伴う吹雪となった(現地での情報). なお、道道利尻島線は、3月2日14時から3月3日7時30分まで吹雪により通行止めであった。
- 1.3 考察・まとめ
- ・積雪断面観測と気象データから,上記①の期間 において積雪層内に融解や降雨により水が介 在することでざらめ雪層が形成され,その後の 0℃以下の気温により再凍結したものと推定さ れる.また,こしまり雪層は,主に上記①の期 間より後に,吹きだまりや降雪によって形成さ れたものと考えられる.
- ・降雪結晶を含む新雪が風で砕かれながら堆積す ることで、プレート状の破片が混在したこしま り雪層(断面観測の-30cm~-60cm)が形成され、 その層内に弱層2が形成されたと推察される.
- ・破断面の形状が2段となっていることから,弱 層2より上部の積雪が崩れて,その刺激により すべり面(弱層1)~弱層2までの積雪が流下 した可能性が示唆される.
- ・以上の調査結果から、雪崩が発生した斜面では、2月12~20日までの暖気と降水、その後の0℃以下の気温による融解再凍結に伴い、ざらめ雪の硬い表面が形成されたと推定された. その上に堆積した不安定な積雪層が雪崩となったものと考えられる.雪崩最上部の破断面は、尾根の風下側に吹きだまる形で堆積したこしまり雪層が破断し、傾斜の強いざらめ雪層の



図2 発生区破断面における積雪断面観測結果









図5 地上天気図の推移 2/29 21:00-3/3 9:00 (気象庁に加筆)

北海道の雪氷 No.43(2024)

上を流下したことで形成されたものである.

2. 2024年3月11日:羊蹄山雪崩

2.1 概要

2024年3月11日午前11時10分ごろ,羊蹄山 北側(倶知安町側)斜面(N42°49'57"-51'04",E140° 48'27-44")で雪崩が発生し,バックカントリー スキーをしていた6名パーティーのうち3名が 雪崩に巻き込まれ,2名が死亡した.死亡した2 名は外国籍のガイドで,うち1名は日本でのガイ ド歴が10年以上あった.この雪崩は標高1650m 付近で発生し,標高650m付近まで流下した.

雪氷災害調査チームでは,3月12日に①雪崩 走路・堆積区(標高 1145m-650m)に おける概況確認,②標高 1145m 東向き斜面(雪 庇の影響を避けた吹きだまり斜面)での積雪断面 観測)を実施した(図6,図7)

2.2 調査結果.

- 2.2.1 雪崩の概況
- ・雪崩範囲:標高 1650m 付近の沢地形から 650m
 のデブリ末端まで水平距離 2 km 以上,標高差
 1000m に及ぶ.
- ・雪崩発生区:標高 1650m 付近の東向きの斜面 (情報による)より発生した雪崩は,下流に続 く沢地形の底部に沿って流下した.積雪調査箇 所付近からは,視界不良のため発生区の破断面 と流下形状は確認できなかった.

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

とした 10~15m 程で,硬いざらめ雪より上部 の積雪が流下していた.細かなデブリ(ϕ 50cm 以下)が,標高 1100m 以下で連続して存在し た.また,沢の側面(最下部から10-20m 程度 の高さの斜面)に破断が複数箇所存在し,主雪 崩の流下によって破断箇所から下部の積雪を 取り込んだ形跡が確認された.加えて,傾斜角 が急となる滝下流では,主雪崩の流下速度が一 時的に速くなり,デブリが横方向へ広がり,か つ沢の側面から斜面積雪が取り込まれた様子 が確認された.しかしながら,全体的には雪崩 走路は狭く,斜面の大部分の積雪を取り込んだ 形跡は見られない.また,デブリのブロックサ イズが小さいことから,雪崩速度は比較的速か ったものと推察される.

- ・雪崩堆積区:雪崩に巻き込まれた3名は,標高 750m付近のデブリ堆積区で埋没していた.標 高750mのデブリ層の厚さは3~4mと推定.
- 2.2.2 積雪断面観測
- ・映像等の情報より,東向きの上部斜面に破断面 が確認されたことから,断面観測は標高1145m の東向き斜面で実施した.
- ・断面観測は雪庇の存在する尾根の直下で,雪庇 先端から約5m下方で実施した(図6,図7).
- ・シャベルコンプレッションテストの結果,2つの層で弱層が確認された(弱層1: CTM12(BK)down15cm,弱層2:CTH23(RP,SP)



図6 羊蹄山における雪崩の概要(2024年3月12日)

・雪崩走路:雪崩走路の幅は沢地形の底部を中心

down 40cm).

- ・弱層1の雪質:雪面からの深さ17-19 cmの硬度 低いこしまり雪層で,その上部の雪面からの深 さ10-17 cmはやや硬度の高いこしまり雪層であ った.
- ・弱層2の雪質:雪面からの深さ34-48 cmの密度 の高いしまり雪層と,同じく48-55 cmのこしも ざらめ雪の層との境界であった.こしもざらめ 雪の層内では,結晶構造が残存した降雪結晶も 確認された.
- ・スキーカットテストの結果,かなり強めの衝撃 を加えることで弱層1が破断し,沢底部までの 約150mを流下する表層雪崩が発生した.
- ・今回の弱層の破壊しやすさは,弱層1(12回で 破壊)>弱層2(23回で破壊)となった.
- 2.2.3 気象の状況
- ・AMeDAS 倶知安の気象データによると、3月9日から10日にかけて降雪が確認された.10日夕方から風が強まり、上空1500mの気象データでは風速12m/s以上の西風が、雪崩事故当日にかけて観測された(図8).
- ・3月11日は本州の南に中心を持つ移動性高気 圧からの暖気移流によって気温が上昇し、午前 10時のAMeDAS 倶知安(標高約180m)は3.7℃ (前日の同時間は-5.5℃)であった.雪崩発生 区の標高帯でも,暖気移流の影響で急激な温度 上昇の影響を受けたと考えられる(図9).
- ・2月19日には最高気温が12.8℃に達しており、同時間帯においては羊蹄山のほぼ全域でプラス気温であったと推察される.上記を含む2月13日から19日までの暖気で形成されたのが、積雪断面観測地点における雪面からの深さ69-112cmのざらめ雪層(2月20日以降の寒気で再凍結した硬い層)であると推察される.

2.3 考察・まとめ

- ・シャベルコンプレッションテストで確認された弱層1は、スキーカットテストでも破断した。
 た. 破断した層は3月9日から10日にかけて風の弱い環境で堆積した雪であり、雪崩となった層は10日夕方以降に強い西風によって運ばれた吹き溜まり雪の層であると推察される。
- ・標高および地形や植生状況の相違に起因して, 風速等の積雪層の厚さに違いはあるものの, 雪崩発生区においても,同様の積雪構造は存 在したと考えられる.
- ・情報によると、当該パーティーのメンバーは3





日前にも同じ斜面を滑走した.事故当日は,その後の気象条件で形成された積雪層が,雪崩 発生地点(標高 1650m 付近の東向き斜面)で 崩落した可能性が高い.

・雪崩発生区である東向き斜面は、吹きだまりがより溜まりやすく、発生時間を考慮すると昇温と日射の影響も併せて受けていた。よって、吹雪によって砕かれた雪が堆積し、雪崩発生前に積雪の上層が気象条件によって変質したことで、崩落したものと考えられる。

山岳ガイドの視点による雪崩遭難リスクを低減する行動について -2024 年 3 月に利尻山と羊蹄山で発生した雪崩の調査結果に基づく-

Mountain guides' perspectives on actions to reduce the risk of avalanche accidents -Based on the results of avalanches occurred at Mt. Rishiri and Mt. Yotei on March, 2024 -

佐々木 大輔¹, 佐々木 翔平², 立本 明広³, 塚原 聡⁴, 尾関 俊浩⁵, 原田 裕介⁶ Daisuke Sasaki¹, Shohei Sasaki², Akihiro Tachimoto³, Satoshi Tsukahara⁴, Toshihiro Ozeki⁴, Yusuke Harada⁶ Corresponding author: guidebankei@gmail.com (D. Sasaki)

本稿では、雪氷災害調査チームが実施した、2024 年 3 月に利尻山と羊蹄山で発生した雪崩事故後の現地 調査、およびその後の関係者への聞き取り調査に基づき、山岳ガイドの視点による雪崩遭難リスクを低減す る行動について示す.

1. 2024 年 3 月 3 日 : 利尻山雪崩事故

1. 1 概要

2024年3月3日12:35ごろ,利尻山アフトロマナイ川左岸側標高310-650mの東北東向きの斜面(N45°11'11-29",E141°16'13-57")にて,バックカントリースキーをしていた8名パーティーのうち7名が表層雪崩に巻き込まれた.この雪崩で,3名が埋没したが別パーティーにより救助された.また,1名が全身圧迫によりその後死亡が確認された.

1.2 事故時の行動

- a) 事故にあったガイドグループ8名, b) 別ガ イドグループ4名の行動の概要を以下に示す(図 1~図3).
- b)が 726m ピーク北東斜面を先行して滑走した.その後,同じ斜面を登り返したところ,a)



図1 雪崩ゾーニング,主要地点マーキング(地理院 地図に加筆)

「ガイド盤渓

- 2サークルゲームガイドサービス
- 3ノルテ
- ⁴ 北海道バックカントリーガイズ
- 5北海道教育大学 札幌校
- 6土木研究所 寒地土木研究所

が滑走を開始したため上部で待機した.

- ② a)の最終滑走者であるメインガイドが、726m ピーク付近よりb)の待機地点より下方の斜面 に滑り込んだところ表層雪崩が発生した。
- ③ 雪崩発生時は, a)のメインガイドとゲスト2名 の計3名が斜面を滑走中で,他5名(サブガ



図2 雪崩の概況と行動(雪崩走路より雪崩発生区 および上部破断箇所を撮影)



図3 雪崩の概況(雪崩堆積区リグループポイント 付近より全景を撮影)

Guide BANKEI Circle Game Guide Service NORTE Hokkaido Backcountry Guides Sapporo Campus, Hokkaido University of Education Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute -13-

> Copyright©2024 公益社団法人日本雪氷学会 The Japanese Society of Snow and Ice

イド1名,ゲスト4名)は斜面滑降後の合流 地点(リグループポイント)で待機中であっ た.この雪崩により,滑走中に走路外へ逃れ たゲスト1名を除く7名が雪崩に巻き込まれ た.

- ④ b)のガイドは、待機地点よりゲスト3名をより安全な場所に避難させたうえで、滑走モードに切り替えa)の埋没者3名に対する救助を開始した。
- ⑤ 全身埋没者2名のうちメインガイドは発生から約25分後(外傷なし),サブガイドは同約1時間後(外傷あり:右脚大腿骨他骨折)にデブリから救出された.しかし、ゲスト1名は全身を圧迫されており、後に死亡が確認された.

1.3 雪崩遭難リスクを低減する行動

1.3.1 積雪の状況

利尻島では、1月22日午後より5日間にわた り島内の道路が暴風雪に伴い通行止めとなって いた(現地での情報).この期間で、利尻山域で は積雪が増加することで自然発生型の雪崩が各 所で発生し、沢筋にそれらのデブリや吹きだまり が堆雪していたと推察される.前頁図3および図 6は雪崩発生後の状況であるが、図4に示す 2022年2月下旬の同場所と比較して、平滑化し ていることが確認できる.また、上記1月下旬の 暴風雪後に、2月中旬の暖気とその後の寒気に伴 い、再凍結した硬いざらめ雪層が形成された.雪 崩はその層の上部を流下したため、より下方まで 到達しやすい状況にあったと推察される(前稿参 照).

1.3.2 雪崩流下の状況

前項で示した当該箇所の積雪状況により,雪崩 は破断面から堆積区に向かって大きく2方向に 流下したものと推察される(図5,図6).本流 は図6の赤直線の沢筋,屈曲している矢印は尾根 に近い斜面を経由して流下したと推察される方 向を示す.ただし,雪崩は沢筋の本流からリグル ープポイント方向に向かって広がったと考えら れ,一概に2方向ではないことに留意したい.

1.3.3 雪崩による偏形樹の状況

過去の雪崩による偏形樹の有無を3月17日に 確認した結果,図7の1.2では偏形樹が確認され, 3.では確認されなかった。また,図7の4.のうち リグループポイント周辺には樹木がなく,その上 方の樹木に偏形は確認されなかった.



 図4 図3および図6の撮影地点付近の斜面の 概況(2022年2月25日;渡辺氏提供)



図5 破断面上部からみた雪崩の流下範囲(黄 線), 概略的な雪崩の流下方向(赤矢印), 人 の位置(青点), 最終滑走者の経路(青線)



図6 雪崩の概況(雪崩堆積区リグループポイン ト付近より全景を撮影)



図7 雪崩発生区からみた雪崩の流下範囲(赤 線),雪崩遭難者の流下経路(水色矢印)・埋 没点(赤・緑点),堆積区の樹林(緑枠)

1.3.4 雪崩遭難リスクを低減する行動

今回の雪崩は,主に1.3.1項の気象条件で 形成された積雪状況に,雪崩当日1-3日前の降雪 と吹雪による斜面積雪の増加に伴い斜面上部か ら発生した雪崩が,況筋に流下するとともにリグ ループポイントまで襲来したものと考えられる. よって,利尻山での雪崩を考慮する際,独立峰特 有の風向風速,それに伴う吹きだまりの形成,さ らには吹きだまり形成前の融解再凍結に伴う MFcr(硬いざらめ雪)の有無などに留意する必要 がある.また,冬期の年度や時期によって,雪崩 が流下する条件が異なることを留意のうえ,リグ ループポイントを今回の流下経路から外れた箇 所に設定するなどの対応が必要と考えられる.

2. 2024 年 3 月 11 日:羊蹄山雪崩事故

2.1 概要

2024年3月11日午前11時10分ごろ, 羊蹄山 北側(倶知安町側)斜面(N42°49'57"-51'04", E140° 48'27-44")で雪崩が発生し, バックカントリー スキーをしていた6名パーティーのうち3名が 雪崩に巻き込まれ,2名が死亡した.死亡した2 名は外国籍のガイドで,うち1名は日本でのガイ ド歴が10年以上あった.この雪崩は標高1650m 付近で発生し,標高650m付近まで流下した.

2.2 雪崩発生の概況

6人パーティーのうち3名は、図8の青線の上 方から下方にかけて下降およびトラバースした (情報による). 雪崩は赤線が破断し,概ね黄点 線の範囲が崩落したと考えられる.その後,場所 により周りの雪(破断面の位置から,沢から両岸 に10-15m程度の斜面長さ)を流下時に取り込み ながら,山頂に近い標高1650mから麓の勾配が 緩い標高650mまで雪崩が流下した(流下距離約 2km).また,積雪内部に,2月中旬の暖気とその 後の寒気に伴い形成された「再凍結したざらめ雪 層(硬い層)」があり,雪崩の流下に際しその上 面をすべり面として,羊蹄山の地形と併せて考慮 すると,沢出口に近い650mまで比較的速い速度 で雪崩が流下および到達したと推察される(前稿 参照).

2.3 雪崩デブリ埋雪時の概況

3名のうち1名は救出されたが、2名は犠牲と なった.その際、1名の雪崩トランシーバが体か ら離れた箇所で発見された(情報による).この ことが、捜索活動を困難にした可能性が示唆され



図8 雪崩に遭難した3名が羊蹄山山頂付近か ら下方にトラバースした経路(青線),雪崩 発生時の位置(青点)想定される破断線(赤 線),雪崩発生区の範囲(黄点線),隣接す る斜面の自然発生型雪崩の始点(緑丸)

る.

2. 4 隣接する雪崩発生状況

当該箇所の近隣の沢にて,図8の緑を始点とす る自然発生雪崩が発生していた(情報による). このことから,現地では雪崩が発生しやすい条件 にあったと考えられる.

2.5 雪崩遭難リスクを低減する行動

今回の雪崩で,雪崩に巻き込まれなかった1名 は、上部斜面に待機していた. 羊蹄山の場合は、 独立峰でかつ沢が直線的であることから,ひとた び雪崩が流下すると,沢出口まで到達する可能性 がある. 沢筋(沢の中心付近)には概ね樹木はな いので,流下の過程で樹木への衝突は考えにくい. その一方, 露岩への衝突や滝などによる流下速度 の増加などが考えられる. このパーティーは,3 日前に、同じルートを滑降していた. その後、吹 雪による吹きだまりや暖気と日射などにより,斜 面積雪の条件は変化していたと推察されるが、3 日前の経験が正常性バイアスとなった可能性も 示唆される.以上より、羊蹄山での雪崩を考慮す る際,山頂付近で発生した場合に流下距離が長く なること, 独立峰特有の風向風速, それに伴う吹 きだまりの形成, さらには吹きだまり形成前の融 解再凍結に伴う MFcr (硬いざらめ雪)の有無な どに留意する必要がある.

-15-

3. おわりに

山岳ガイドの視点から,2024年3月の利尻山 および羊蹄山での雪崩事故を受けて,遭難リスク を低減する行動を以下に要約する.

- ① 地形(雪崩を流下する沢と尾根の位置関係)
- ② 習慣、思い込み(利尻山では通常使用していたリグループポイント、羊蹄山では3日前に滑降していた経験)
- ③ グループマネジメント・アイランドオブセー フティー(雪崩ハザード×暴露(時間・量) ×脆弱性)
- ④ 植生(雪崩による偏形樹の有無)
- ⑤ 地形の罠・マイクロテレイン(少しの差で雪崩の影響を受ける程度が変化する)

バックカントリーを滑降する場合は、つねに最 悪を想定して、①~⑤を踏まえて用心することを 本稿で伝えたい、関係する皆様の行動リスク判断 の参考になれば幸いである.また、聞き取り調査 および資料提供にご協力いただいた皆様に御礼 申し上げる.最後に、利尻山および羊蹄山の雪崩 事故においてお亡くなられた方のご冥福をお祈 りいたします.

北海道尻別岳の雪崩から発生したインフラサウンドの観測

Observation of infrasound emitted from avalanches at Mt. Shiribetsu, Hokkaido

替地 青羅¹, 柿並 義宏² Seira Kaechi¹, Yoshihiro Kakinami² Corresponding author: kakinami@do-johodai.ac.jp (Y. Kakinami)

Remote sensing of the avalanche is possibly established using infrasound emitted from it at 20 Hz lower. In this study, we observed infrasound around Mt. Shiribetsu, Hokkaido during the winter seasons of 2022/2023 (the first season) and 2023/2024 (the second season) to realize a detection system for avalanches. We identified artificial sounds such as those from helicopters and wheel loaders. In addition, we found sounds clearly different from artificial sounds, which were presumed to be an avalanche.

1. はじめに

インフラサウンドは 20 Hz 以下の可聴下音で, 津 波, 地震, 土石流など災害をもたらすような大規模 な自然現象により発生する. 雪崩からインフラサウ ンドが発生することも知られている¹⁴⁴. 空気の粘 性による減衰を受けにくく, 長距離伝搬可能である という特徴があるため, 雪崩が直接見えない遠地か らも雪崩の発生を観測できると期待される. その特 性を用いれば, 緊急地震速報のような, 雪崩発生を 即時に検知・通報するシステムを開発できる可能性 がある. 本研究では北海道留寿都村にインフラサウ ンドセンサーを設置し, 雪崩と雪崩以外の波形特性 を明らかにし, 雪崩検知システム開発のための基礎 的な情報の収集を目指した.

2. 観測

2. 1 第1次観測(2022/2023年)

北海道尻別岳を観測対象として,2022年12月~2023年3月末までインフラサウンドセンサーを設置し,観測を行った.観測点は尻別岳山頂から3km離れたルスツリゾート所有のヘリ格納庫内(図1a)で,人の出入り,ヘリの出入りが多い場所である. 観測に用いたセンサーは容量式差圧計で INFRA-SOUND-SENSOR ADXIII-INF04LE (SAYA Inc 製)である(図2a).観測可能な周波数帯域は0.1 Hz~1kHz,計測可能音圧は±約70 Paである.データは100 Hzでサンプリングした.

2. 2 第2次観測(2023/2024年)

第1次観測と同様に, 尻別岳を対象とし, 2023年 11月~2024年4月まで観測を行った. 観測点を3 つに増やし, 尻別岳を囲うように約1km間隔で三 角形になるように配置した(図1b). 観測点1,3は 人の出入りがほとんどない屋内, 観測点2は締め切 っていない倉庫内に設置した.このように3台配置 し, 観測波形の相互相関を求めることで, 局所的な ノイズとは異なる雪崩からのインフラサウンドを



図1 尻別岳と観測点の位置.(a)第1次観 測,(b)第2次観測.

¹北海道情報大学大学院 経営情報学研究科 ²北海道情報大学 宇宙情報センター Graduate School of Management and Information, Hokkaido Information University Space Information Center, Hokkaido Information University 北海道の雪氷 No.43 (2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

特定し、その到来時刻差から発生位置・発生時刻の 推定できる.

第2次観測の観測点2,3ではINF04LE,観測点 1では6000-16B (Paroscientific 社製)を用いた(図 2b).6000-16B は水晶振動子を用いた絶対圧計で, 800~1100 hPa の範囲の気圧を測定できる.計測時 には22 Hz の HR-High-Cut-Filter を適用し,100 Hz でサンプリングした.INF04LE は第1次観測と同様 に100 Hz でサンプリングした.



図 2 (a) INF04LE, (b) 6000-16B

3. 第1次観測データ分析

3.1 衛星画像を利用した雪崩の把握

PlanetScope 衛星画像を利用して,雪崩の位置・日 時・規模を確認した.図3は(a) 2023年3月22日 と(b) 2023年3月23日の尻別岳を撮影した衛星画 像である.図中の赤丸の位置に雪崩とみられる場所 が確認できた.衛星画像は広範囲を確認できるとい う利点がある一方,雲などの天候の影響で,地上の 様子が鮮明に確認できないことが多く,また,1日 1回の衛星観測周期のため,発生時刻の厳密な特定 が難しい.そのため,衛星画像からすべての雪崩の 発生時刻を特定することは難しいため,本研究では 参考程度の情報として利用した.

3.2 雪崩以外の音

3. 2. 1 ヘリに関する音

ヘリのフライト時刻表を基に、ヘリに関する音の



図 3 (a) 2023/3/22, (b) 2023/3/23 (PlanetScope によって取得された衛星画像)

特定を行った. ヘリのフライト前後にはシャッター の開閉音やヘリ移動のために使用するフォークリ フトのエンジン音を確認することができた. シャッ ター音は突然大きな音が出た後,数分にわたり非常 に大きなノイズ音が観測された(図4). これは装置 をシャッターのすぐそばに設置したためである. フ ォークリフトは,エンジン始動時には突発的な大き な音,それに続く20 Hz から30 Hz のエンジン音と 見られる音が計測されている(図4).

図 5 はヘリの離着陸時の時系列データとそのス ペクトログラムである.着陸に向けて,徐々に近づ くことで音圧が高くなる.着陸後,待機中はエンジ ンの出力を下げるので,音圧が低くなり,エンジン 特有の周波数帯の音(15 Hz, 30 Hz, 45 Hz 付近) が確認できる.再び離陸に向け,エンジンの出力を 上げ,飛び立っていったことが分かる.着陸直前に 6Pa 程度の最大音圧が確認できた.離陸直前・直後 以外は15 Hz, 30 Hz, 45 Hz 付近の音が観測され, Adam ら¹⁾で報告されているヘリの音の周波数帯と 整合的である.また,着陸直前および離陸直後には 周波数シフトが観測された.これはヘリの動きによ るドップラーシフトであると考えられる.



図 4 シャッターとフォークリフトの音.(a)時系列データ,(b) スペクトログラム.



図5 ヘリ離着陸音.(a)時系列データ,(b) スペクトログラム.

3. 2. 2 ホイルローダの音

ヘリ格納庫では日本時間午前7時頃(UTC 22時頃)に除雪をしている.図6はホイルローダの音とみられるスペクトログラムである.30秒程度の間隔

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

で断続的に音が計測されている. これはホイルロー ダが格納庫の周囲を往復している動きであると考 えられる. また, 10 Hz 付近の音はヘリポートを整 地するために,地面の雪を削っている際に出る音で あろう.



図6 ホイルローダ音のスペクトログラム.

3.3 雪崩の音

日本時間 2023 年 3 月 10 日 9 時 36 分頃, ヘリや ホイルローダで確認された音とは明らかに異なる 音を発見した(図 7).5 Hz 以下にピークを持って おり,最大音圧 1 Pa ほどの音が 1 分ほど続いた.こ の音は,先行研究¹⁻⁴で雪崩として報告された波形 と似通っており,雪崩から発生したインフラサウン ドであると考えている.PlanetScope 衛星の画像を確 認すると,3月 10 日は曇っており,何も確認できな かったため,3月 9 日と 11 日の衛星画像を比較す ると,小さな雪崩がこの間に発生していることが確 認できた.しかし,その雪崩から発生したインフラ サウンドであるかは定かではない.尻別岳周辺でカ メラによる監視を行っていないことから,現時点で は雪崩であると断定することは難しい.

まとめと今後の展望

本研究では北海道の尻別岳を観測対象としてイ ンフラサウンドによる雪崩の検知を 2022/2023 年 (第1次観測), 2023/2024 年(第2次観測) と 2 期 間行った.第1次観測では1地点で観測した.分析 では衛星画像による雪崩発生の確認を行った.また, ヘリに関する音,ホイルローダなど人工的な音を把 握することができた.その結果,明らかに人工的な 音とは異なる,雪崩の音とみられるものを特定でき た.見つかった波形は,先行研究の観測結果と整合 的である.一方で,インフラサウンド以外の情報が 少ないため,このインフラサウンドが雪崩から発せ 北海道の雪氷 No.43 (2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

られたものであるか確定的な証拠が得られていな い.第2次観測では3点で観測を行った.相関解析 を用いることで,音の発生源の特定が可能であるた め,カメラによる観測はないが,第1次観測より強 い証拠を得ることができると考えている.第2次観 測データは現在分析中である.これらの経験を踏ま え,2024/2025年に予定している第3次観測では,3 点のインフラサウンド観測に加え,雪崩発生を捉え るためにカメラの設置も検討している.観測を進め ることで,雪崩から発生したインフラサウンドの確 かな情報を集め,雪崩検知システムの確立を目指す.



タ, (b) スペクトログラム.

【謝辞】

インフラサウンドセンサー設置に協力していた だいたルスツリゾート 信原靖氏,有限会社クライ スデール 森井光輝氏,久保田農産物直売所 久保田 志郎氏,またインフラサウンドセンサーを貸与して いただいた高知工科大学 山本真行教授に感謝申し 上げます.

【参考文献】

- Adam, et al. 1998: Infrasonic monitoring of snow avalanche activity: What do we know and where do we go from here?, *Annals of Glaciology*, 26, 324-328.
- 2) 村山他, 2015: インフラサウンド観測による自

然災害遠隔監視の試み,月間地球,37,7,299-308.

- Arai, et al. 2017: Detection of avalanche locations using infrasound array data. *Bulletin of Glaciological Research*, 35, 1–6.
- Schimmel, et al. 2017: Automatic detection of avalanches: evaluation of three different approaches, *Natural Hazards*, 87, 83–102.

地中レーダーを用いたグリーンランド氷床南東ドームにおける

涵養量の時空間変動復元

Spatiotemporal reconstruction of accumulation rate on the South East Dome in the Greenland Ice Sheet using ground-penetrating radar

坂田 宙斗¹, 箕輪 昌紘², 藤田 耕史³, 的場 澄人², 川上 薫², 松本 真依¹, 飯塚 芳徳² Hiroto Sakata¹, Masahiro Minowa², Koji Fujita³, Sumito Matoba², Kaoru Kawakami², Mai Matsumoto¹, Yoshinori Iizuka²

Corresponding author: sakata.hiroto.l8@elms.hokudai.ac.jp (H. Sakata)

グリーンランド氷床の質量変動を理解する上で,涵養量の正確な定量化や涵養プロセスの理解は重要である. グリーンランド氷床南東ドーム (SE ドーム) 周辺の 18 km²の範囲で,地中レーダー (GPR) による氷 床内部層の観測を実施した.アイスコアから測定した密度や層位,年代の情報と組み合わせることで涵養 量の時空間変動の定量化を試みた. SE ドーム周辺の 2000 年から 2021 年までの年間平均涵養量は 1.12 m w.e. a⁻¹ であった. 涵養量は SE ドーム東部で平均より 23%大きな傾向が見られた.

1. はじめに

グリーンランド氷床の質量変動を理解する上 で,涵養量の正確な定量化や涵養プロセスの理解 は重要である.グリーンランド氷床の涵養量の復 元はこれまで多数行われており,主にアイスコア や領域気候モデルを用いた研究例が多い¹⁾.アイ スコアによる涵養量復元は,高い精度で長期間の 涵養量の復元が可能であるが, 広範囲に渡る涵養 量の再現性は限られる.一方、領域気候モデルで は、広範囲における涵養量の復元が期待できるが、 モデルの格子は~数十kmである.氷床表面の地 形の影響を受け涵養量が変化する場合,不確実性 が考えられる.これらの二つの手法を繋ぐ涵養量 の復元手法として、地中レーダー (GPR) による 氷床内部層観測が有用である.アイスコアより測 定した密度や層位,年代の情報と, GPR による氷 床内部層データを組み合わせることで,高い時空 間分解能の涵養量の再現が可能である.

本研究では、グリーンランド氷床南東ドーム (SE ドーム)において GPR を用いて涵養量に関 する現地観測を行った²⁾. GPR を用いて得られ た氷床内部の反射波データを解析し、SE ドーム で掘削したアイスコアのデータと反射波を比較 し、GPR で得られた内部層の年代決定を試みた. 内部層の厚さとアイスコアから取得した密度デ ータを利用し、SE ドーム周辺の涵養量の時空間

1北海道大学大学院環境科学院

3名古屋大学大学院環境学研究科

2北海道大学低温科学研究所

変動の定量化との涵養メカニズムを明らかにす ることが、本研究の目的である.

2. GPR 測量

2021 年 5 月 14 日から 6 月 2 日にかけて,SE ドーム II (67° 11' 30" N, 36° 28' 12" W) での掘 削の最中に,SE ドーム周辺の 18 km² の範囲で GPS,GPR 測量を実施した(図 1).側線の総延 長は 83 km である(図 2).SE ドームにおけるア イスコア掘削は,SE ドーム II の他に,2015 年に SE ドーム I (67° 10' 48" N, 36° 21' 36" W) にお いても行われている³⁾.



図 1 (a) グリーンランド氷床 SE ドームの位 置を示した図.(b) SE ドーム周辺の地形図. SE ドーム I では 2015 年に, SE ドーム II では 2021 年にアイスコアが掘削されている.

Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University Graduate School of Environmental Study, Nagoya University

GPR を用いて氷床内部に向けてパルス波を発 射し,誘電率の違いによって生じる反射波を記録 することで、フィルン内部の情報を記録した. レ コーダーにはGSSI SIR-4000, アンテナにはGSSI-3207A を使用した.アンテナからは中心周波数 100 MHzのパルス波を毎秒32 回発射した.また、 パルス波を発射してから反射波を測定するまで にかかる時間(TTWT: Two-way travel time)の上 限は, 1073.4 ns である. 取得した反射波のデータ について、32回の反射波を積分した.また、周 波数 80-120 MHz でバンドパスフィルターと,水 平方向の平均波を算出し全体から差し引くこと でノイズを除去した.フィルン内のパルス波の伝 播速度を,アイスコアから得られる密度データよ り求め,時間を深度に変換した⁴⁾. GPR データの 解析においては, python の公開ライブラリである ImpDAR を用いた⁵⁾.

GPR 観測中には2周波 GPS (GEM-1, イネーブ ラ社)を同時に運用し, 観測座標を決定した. GPS データは PPP キネマティック法により1秒ごと に GPS アンテナの三次元座標を求めた.



図2 GPS 測量による SE ドームの表面地形
 図. 黒線は観測経路,赤線は SE ドーム I から
 SE ドーム II にかけての観測経路を示す.地図上の丸印は SE ドーム II, 三角印は SE ドーム I を示す.

3. 結果

3. 1 SE ドームの地形

GPS 測量の結果, SE ドーム周辺の氷床表面地 形が明らかとなった(図2).南北方向に尾根が 走っており,東西方向には最大約40mの標高差 があった.SE ドーム周辺は標高3000m以上のド ーム型の地形であり,SE ドームIとIIの楕円体 高は,それぞれ3210m,3218mであった.

3.2 氷床内部構造

SE ドーム I から SE ドーム II のレーダーグラ ムを示す(図3).レーダーグラムでは,複数の 深度で水平方向に連続した反射波を示す層がみ られた.これらの反射層は,Internal Reflecting Horizon (IRH)と呼ばれ,過去の氷床表面を表すと 考えられている⁶⁾.特に,氷床表面から深さ20m までの地点と,深さ40m付近の地点で強度が強 い反射波を示す IRH が確認できる(図3).他の 全ての観測経路においても,同様の深度で強い反 射が測定された.



図3 図2の赤実線で示した経路上における氷 床内部層の断面図.縦軸は深度,横軸はSEド ームIを基準とした際の距離を示している.

この深度 20 m 付近と 40 m 付近の明瞭な IRH を全観測経路において検出し,各深度の偏差を計 算した.(図4).GPR で検出した深度約 20 m 付 近の IRH の深度の平均値は 16.5 m であり,偏差 は,SE ドーム I では 1.9 m であるのに対し,SE ドーム II では-0.5 m であった.一方,深度 40 m 付近の IRH の深度の平均値は 37.8 m であり,偏 差は,SE ドーム I と SE ドーム II では,それぞれ 4.4 m, 0.5 m であった.二つの IRH の深度は,SE ドーム II から SE ドーム I に近づくにつれ,約 3.2 m 大きくなる傾向を示した(図4).



図 4 (a) 深度 20 m 付近の明瞭な IRH と (b) 深度 40 m 付近の明瞭な IRH の偏差の空間分 布.カラーバーが偏差を示している.地図上の 丸印は SE ドーム II, 三角印は SE ドーム I を示 す.

4. 考察

4. 1 内部反射層とアイスコア情報の比較

今回の調査で得られたレーダーグラムでは,表 層付近と深度 20 m, 40 m 付近で強度の強い反射 波が確認できた.これらの深度において, 2021 年 に SE ドーム II で掘削されたアイスコアから,深 度 17 m と 38 m にそれぞれ 2012 年, 2000 年に形 成された融解再凍結層の存在が報告されている ⁷⁾.したがって,強度の強い反射波は,融解再凍 結した層や氷板などの高密度層に GPR から照射 されるパルス波が反射することで生じていると 考えられる(図 5).深度 17 m の IRH を 2000 年, 深度 38 m の IRH を 2012 年の層であると仮定し 涵養量の定量化を行った.



図5 SE ドームⅡにおけるアイスコアの密度
 (青)と GPR の反射波強度(赤)を比較した
 図. ピンク色の点線は融解再凍結層が報告され
 ている深度を示す.

4.2 涵養量の定量化

3.2節で推定した IRH の年代をもとに,2000 年から 2012 年,2012 年から 2021 年の年間平均 涵養量 \dot{b} [m w.e. a^{-1}]の定量化を以下の式により 試みた⁸.

$$\dot{b} = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho(z)}{\rho_w} dz$$

ここで, t_1 , t_2 は IRH の年代, z_1 , z_2 は IRH の深 度である.また, ρ はフィルンの密度であり, 2021 年に SE ドーム II で掘削されたアイスコアから得 られた密度を全観測経路において一様と仮定し 使用した.さらに, ρ_w は水の密度であり, 1000 kg m⁻³とした.

2000 年から 2012 年における全観測経路の年間 平均涵養量は 0.995 m w.e. a⁻¹であった (図 6 a). また, 2012 年から 2021 年の期間では 1.03 m w.e. a⁻¹であり (図 6 b),涵養量は 0.035 m w.e. a⁻¹増加 していた. 一方,SE ドーム II で掘削されたアイ スコアにより復元された二つの期間の年間平均 涵養量は,2000 年から 2012 年の期間では 0.93 m w.e. a⁻¹,2012 年から 2021 年の期間では 1.05 m w.e. a⁻¹であり,0.12 m w.e. a⁻¹増加していた.

次に年間平均涵養量の空間分布についてみる と,東西方向に顕著な涵養量の差が存在した(図 6). 例えば, GPR 測量による結果では, SE ドー ム I の涵養量は, SE ドームⅡの涵養量より, 2000 年から 2012 年の期間では 0.11 m w.e. a⁻¹, 2012 年 から 2021 年の期間では 0.10 m w.e. a⁻¹大きな値を 示した. 一方, 2000 年から 2012 年の期間にお けるアイスコアによる涵養量の推定値も, SE ド ームIIに対して, SE ドーム I は 0.23 m w.e. a⁻¹大 きな値であった. GPR により推定した東西方向 の涵養量の差は、アイスコアによる推定値より 0.12 m w.e. a⁻¹小さな値を示したが、どちらも西か ら東にかけて涵養量が大きくなる傾向を示した. この涵養量の空間分布の異なりとして、SE ドー ム周辺の気候が原因の一つとして考えられる.例 えば、SE ドーム周辺では、定常的に北から東か らの風が発達することが報告されている²⁾.これ らの卓越風による削剥や積雪の再分配の影響が, 涵養量の空間分布の異なりに影響を与えた可能 性が考えられる. 今後, 空間的な密度分布や氷床 流動による鉛直歪みの影響の考慮,領域気候モデ ルと比較を進めることで,涵養量の正確な定量化 や涵養プロセスの理解が必要である.



図6(a) 2000年から2012年の期間と(b) 2012年から2021年の期間の年間平均涵養量の 空間分布.地図上の丸印はSEドームII,三角 印はSEドームIを示す.

5. まとめ

本研究では、グリーンランド氷床南東部に位置 する SE ドーム周辺において、全長約 83 km に渡 る GPR データを取得し解析を行った. GPR デー タを用いて約 85 m までの氷床内部構造を明らか にした. 複数の深度で水平方向に連続する内部反 射層が複数の深度で見られた. 特に、深度約 20 m 付近と 40 m 付近では特に強度の強い反射波を取 得した. この二層について、全観測経路において 深度を検出したところ、SE ドーム II から SE ド ーム I に近づくにつれて IRH の深度が約 3.2 m 深 くなる傾向を示した.

2021年に SE ドーム II で掘削されたアイスコ アからは,深度 17 mに 2012年に生じたと考え られる融解再凍結した層が,深度 38 mに 2000年 に生じたと考えられる融解再凍結した層が確認 できたことが報告されている.二つの深度で見ら れた強い IRH をそれぞれ 2012年と 2000年の IRH と推定し,涵養量の復元を試みた.二つの期間に おける年間平均涵養量は 0.995 m w.e. a⁻¹, 1.03 m w.e. a⁻¹であった.西から東にかけて涵養量が 10% 大きくなる傾向を示した.今後は,SE ドーム周 辺の年間平均涵養量の空間分布を地形図や気象 条件と比較することで,涵養量の空間的異なりの 原因を明らかにする.また,より短期間での IRH の年代特定を行い,高時間分解能の SE ドーム周 辺の涵養量を復元する.

【謝辞】

本研究は、科学研究費補助金(S)18H05292(代表:飯塚芳徳准教授)と、北極研究加速プロジェクト(ArCS II) 公募研究の助成を受けて実施した.測量に用いた GPS 受信機は杉山慎教授から、GPR アンテナは藤田秀二教授からお借りした.

【参考文献】

- Furukawa, R. *et al*, 2022: Seasonal-Scale Dating of a Shallow Ice Core From Greenland Using Oxygen Isotope Matching Between Data and Simulation, *J. Geophys. Res. Atomos.*, **122** (20), 10,873-10,887
- Iizuka, Y. *et al.*, 2021: Ice Core Drilling and the Related Observations at SE-Dome site, southeastern Greenland Ice Sheet, *Bull. Glaciol. Res.*, 39, 1-12
- Iizuka, Y. *et al*, 2017: A Firn Densification Process in the High Accumulation Dome of Southeastern Greenland, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 49(1), 13-27
- A, Kovacs. et al, 1995: The in-situ dielectric constant of polar firm revisited, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 23(3), 245-256
- Lilien, DA. *et al*, 2020: ImpDAR: an opensource impulse radar processor, *Ann. Glaciol.*, 61(81), 114-123
- Fujita, S. et al, 1999: Nature of radio echo layering in the Antarctic ice sheet detected by a two-frequency experiment, J. Geophys. Res. Solid Earth, 104(B6), 13013-13024
- Kawakami, K. *et al*, 2023: SE-Dome II Ice Core Dating With Half-Year Precision: Increasing Melting Events From 1799 to 2020 in Southeastern Greenland, *J. Geophys. Res. Atomos.*, 128(20)
- G, Lewis. *et al*, 2019: Recent precipitation decrease across the western Greenland ice sheet percolation zone, *Cryosphere*, 13, 2797-2815

アラスカ南東部タク氷河が前進から後退に転ずる時期の

氷河末端位置と流動速度の変化

Terminus dynamics of Taku Glacier, Alaska, during the transition from advance to retreat

張 佳晏^{1,2}, 杉山 慎¹, Jason Amundson³, Lynn Kaluzienski³ Arlec Chnag^{1,2}, Shin Sugiyama¹, Jason Amundson³, Lynn Kaluzienski³ arlecchang@lowtem.hokudai.ac.jp (A. Chang)

Taku Glacier in Juneau Icefield, one of a few advancing glaciers in the world, has recently shown retreating signs. To better understand the mechanism of the transition from glacier advance to retreat, we conducted satellite data analyses on the terminus region of Taku Glacier. Terminus delineation revealed retreating glacier front in the eastern side since 1980s, while a shift from advance to retreat in the middle and western sides after 2010s. The surface elevation change showed ice thinning with rates accelerated from 2014–2017 to 2017–2021. Seasonal variations were observed in surface velocities, with a greater magnitude in the west.

1. はじめに

全世界の山岳氷河の質量損失量は、2000-2019 年の平均で年間 267 Gt である¹⁾. そのうち, アラ スカの氷河が占める割合は約25%に上る.アラ スカの氷河の約14%は海や湖に流入するカービ ング氷河であり、その変動は気候変動だけに左右 されず, Tidewater Glacier Cycle (TGC) と呼ばれ る前進と急速な後退からなるサイクルを繰り返 す特徴がある²⁾. 21 世紀前半, アラスカの他の氷 河において質量損失の加速が観測される一方,南 東部に位置するタク氷河では唯一 2015 年まで前 進が確認されている.しかしながら,近年では氷 河末端が後退傾向に転じつつあり注目を集めて いる³⁾.本研究では、前進から後退に転ずる時期 に焦点を当てて,タク氷河の末端位置,標高,流 動の変化を、人工衛星データを用いて解明するこ とを目的とする.

2. 研究対象地域

タク氷河はジュノー氷原最大の溢流氷河であ り、全長約55km,総面積約700km²である(図 1).この氷河は過去に少なくとも計5回のTGC が記録されている.直近では1750年にタク川を せき止める範囲まで氷河末端が前進し、その後 1890年までの急速な後退によって長さ約7kmの フィヨルドが形成された.1890年以降は2010年

代まで継続的な前進が観測されている.

氷河の表面質量収支は、2013年まで正の値を示した後に負の値に転じており、2013年から2018年の間には、0.8km³の質量損失が観測された³⁾. 加えて2015年7月と2018年9月の間に、約20mの末端後退が観測され、さらなる後退が予測されている⁷⁾.



図 1 タク氷河の位置するジュノー氷原南部の 人工衛星画像(Sentinel-2,2023 年 7 月 7 日撮影). 左下にアラスカ州におけるタク氷河の位置を示 す.

3. 研究手法

3. 1. 氷河末端位置

氷河の末端位置は,人工衛星可視画像に Lea ら

1北海道大学低温科学研究所

3南東アラスカ大学

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University Graduate School of Environment Science, Hokkaido University University of Alaska Southeast

²北海道大学環境科学院

(2018) が開発した Google Earth Engine Digitization Tool (GEEDiT) を適用して行った. 解析期間は 1984 年から 2023 年であり,使用した衛星画像は Landsat 4, 5, 7, 8, 9 と Sentinel-2,衛星によって異 なる解像度は 30-60 m である. 1984 年の末端位 置を基準にして,氷河面積変化量を氷河幅で除す ることで,平均的な末端位置移動量を算出した. また,過去の研究 (Ritchie et al., 2008) を参考に して,末端部分を東,中央,西の3 セクションに 分けて解析を行った (図 2).

3. 2. 氷河表面標高

表面標高の解析は、ArcticDEM Strips (解像度 2 m、Polar Geospatial Center よりダウンロード) に よって行った⁵⁾. 2014 年から 2021 年までの、計 22 の時期の異なるデータセットを用いた. 雲の 被覆領域を除去した後に、解像度を 10 m にダウ ンサンプリングし、Nuth and Kääb (2011) の手法 に基づき標高値の補正を行った. 補正時には ArcticDEM Mosaics を基準標高に用いた⁶⁾. 補正 後, GIS ソフトウェア (QGIS 3.30.3) を用いて氷 河表面標高の変化を計算した.

3.3.表面流動速度

表面流動速度は、上述した ArcticDEM Strips の 標高データを基に作成した陰影起伏図に、画像相 関法を適用して解析した.使用した DEM の解像 度は 5 m で、座標軸を UTM Zone 8N に統一して データ格子点が一致するように調整した. 画像相 関 法 の 解 析 に は OpenPIV (Particle Image Velocimetry, Liberzon et al., 2020) を使用した.

4. 結果

4.1.末端位置の変化

1984 年から 2023 年の期間において, 氷河末端 位置は全体的に前進傾向を示したものの, 末端の 各セクションにおける空間的な違いが観察され た(図 2). 中央セクションと西セクションでは 顕著な前進が観測され, それぞれの平均前進距離 は 232 m と 183 m であった. その一方で, 東セク ションの変化量は-50 m と小さく, 最も東側にあ たる部分では末端後退が確認された.



図 2 1984 年(緑) および 2015 年(橙) におけ る氷河の末端位置.背景は 2015 年 8 月 2 日に撮 影された航空写真によるオルソ画像.

4. 2. 表面標高変化

表面標高は観測期間中に低下傾向を示し,氷厚 が減少していることが示された.2014年6月か ら2021年6月の標高変化は,測定を行った氷河 末端全域において負の値を示した。特に最末端部 での変化が最も著しく,西側では最大30mの表 面低下が観察された(図3).また後述する通り, 異なる期間における表面標高変化を分析した結 果,各末端域で異なる変化パターンが見られた.



図3 2014年6月6日と2021年6月19日にお ける氷河の表面標高変化.矢印は流動方向を示す. 背景は2015年8月2日に撮影された航空写真に よるオルソ画像.

4.3.表面流動速度

氷河末端域の流動速度場には、非常に大きな季 節変化が観察された(図4).夏期間では、流動速 度は西セクションに向かって加速する一方で東 セクション方向には減速する傾向がある(図4a). 一方冬期間では、西セクションへの流動が減速し、

逆に東セクションでは夏よりも大きな流動速度 が認められた(図4b).



図 4 (a) 夏期間における流動速度(2014 年 6 月 6 日-2014 年 6 月 23 日). 黒枠は図 7 の平均流 動速度の測定範囲を示す.(b) 冬期間における流 動速度(2016 年 12 月 14 日-2017 年 4 月 25 日).

5. 議論

5. 1. 各セクションにおける末端位置の変化

末端位置の変化は3 つの期間に分けて考察で きる (図 5). まず 1984-1998 年では,西セクシ ョンと中央セクションにおいて前進が観察され たが、東セクションでは顕著な後退があった (1986-1998 年に-217 m). 同期間前後の人工衛 星画像(Landsat5)を確認すると、1984年に東セ クションの前縁で湖が形成されていたことが分 かった. したがって, 東セクションにおける後退 は湖形成によるものだと考えられる.次に1998-2015年では、氷河末端は全てのセクションで前 進を示した.前進速度は場所によって異なり,西 セクションと東セクションではそれぞれ 5.4 m a⁻¹と8.7 m a⁻¹と小さいが、中央セクションでは 前者と比べて 1.7 から 2.7 倍と大きく、14.7 m a⁻¹ である. さらに 2015-2023 年には, 全てのセクシ ョンにおいて前進傾向から後退傾向に転じた.



図 5 東(赤),西(青),中央セクション(橙) における氷河末端位置の平均変化量.

5.2.表面標高低下速度の増加

氷河末端が前進から後退に転ずる時期における挙動を明らかにするために、後退直後(2014-2017年)とその後の期間(2017-2021年)におけ

る表面標高変化速度を計算した(図 6).後退直 後の変化速度は比較的小さいが,特に西セクショ ンでは-5 m a⁻¹ と顕著な標高低下が確認された (図 6a).その後の期間では,氷河末端全域で変 化速度率が増加した(図 6b).すなわち,2017年 以降に表面標高変化率が加速したことが明らか になった.



図 6 (a) 氷河が後退に転じた直後(2014-2017 年)と,(b) その後の期間(2017-2021年)にお ける表面標高変化速度.

5.3.表面流動速度の季節変動

氷河末端の東側, 西側, および主流部における 表面流動速度の変化を比較した結果(サンプリン グ箇所は図4を参照), 西側ではより顕著な季節 変動が認められた(図7). 西側での流速は, 夏期 において最大で $0.73 \text{ m} \text{d}^{-1}$ を示し,冬期において 最小で $0.28 \text{ m} \text{d}^{-1}$ まで低下した. 西側におけるこ の季節変動は, 2016/17 年を除き,主流部におけ る流動速度の変化と相関を示した. 一方で,東側 では全期間において流動速度の変化が小さく ($0.25 \text{ m} \text{d}^{-1}$ - $0.39 \text{ m} \text{d}^{-1}$),季節変動も不明瞭であ る.



図 7 図 4 に示す東側(赤),西側(青),主流部 (橙)のサンプリング地点における平均流動速度.

6. まとめ

近年前進から後退傾向に転じたアラスカ・タク 氷河において、その末端部を対象として人工衛星 データを解析した結果、以下のことが示された. (1)氷河末端は、中央セクションにおいて 2015 年、西セクションにおいては 2013 年に最大前進 位置を示し、その後は後退に転じた.また東セク 北海道の雪氷 No.43 (2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ションにおいては、1980年代に最大前進位置を 示し、その後は後退傾向を示した.1984–1998年 に東セクションで観測された顕著な後退は、湖の 影響と考えられる.(2)氷河の表面標高は2014 年以降全域で低下傾向にあり、その低下速度は 2014–2017年から2017–2021年にかけて増加した.

(3) 表面流動速度は西セクションで最も顕著な 季節変動が観察され,東セクションでは季節変動 は不明瞭であった.

本研究の結果は、タク氷河が後退に転ずるタイ ミングが氷河末端の各位置によって異なり、氷河 湖の形成や流動場の季節変動に影響を受けてい ることを示唆するものである.

【謝辞】

本研究は, ArCS II 若手人材海外派遣プログラム 2023 年度第1回派遣支援の助成を受けて実施した.本研究に使用したオルソ画像は, アメリカ地 質調査所 (USGS) の Christopher McNeil による解 析結果である.

【参考文献】

- Hugonnet R, McNabb R, Berthier E, Menounos B, Nuth C, Girod L, Farinotti D, Huss M, Dussaillant I, Brun F, Kääb A, 2021: Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century, *Nature* 592, 726-731.
- Brinkerhoff, D, Truffer, M, Aschwanden, A, 2017: Sediment transport drives tidewater glacier

periodicity, Nature Communications 8.

- McNeil C, O'Neel S, Loso M, Pelto M, Sass L, Baker EH, Campbell S, 2020: Explaining mass balance and retreat dichotomies at Taku and Lemon Creek Glaciers, Alaska, *Journal of Glaciology* 66, 530-542.
- Ritchie JB, Lingle CS, Motyka RJ, Truffer M, 2018: Seasonal fluctuations in the advance of a tidewater glacier and potential causes: Hubbard Glacier, Alaska, USA, *Journal of Glaciology* 54, 401-411.
- Porter, Claire, et al., 2022 : "ArcticDEM Strips, Version 4.1", https://doi.org/10.7910/DVN/C98DVS, Harvard Dataverse, V1.
- Porter, Claire, et al., 2023 : "ArcticDEM, Version 4.1", https://doi.org/10.7910/DVN/3VDC4W, Harvard Dataverse, V1.
- Zechmann JM, Truffer M, Motyka RJ, Amundson JM, Larsen CF, 2020: Sediment redistribution beneath the terminus of an advancing glacier, Taku Glacier (T'aakú Kwáan Sít'i), Alaska, *Journal of Glaciology*, 67, 204-218.

グリーンランド北西部カナック氷河における

UAV 測量による表面変化の解析

Analysis of surface changes by UAV surveying on Qaanaaq Glacier, northwestern Greenland

山田 宙昂^{1,2}, 鵜飼 慎太^{1,2}, 杉山 慎¹ Soratakato Yamada^{1,2}, Shinta Ukai^{1,2}, Shin Sugiyama¹ Corresponding author: s.yamada@lowtem.hokudai.ac.jp (S. Yamada)

グリーンランドにおける氷河変動とそのプロセスを理解するために,著者らのグループでは北西部カナック 氷河において 2012 年から現地観測を実施している. 2022 年と 2023 年には,氷河下流域での表面標高,流 動,および氷河上河川の観測を目的に,UAV を用いた観測を実施した.UAV によって得られた高解像度の 画像データからデジタル標高モデルとオルソ画像を作成した.複数回の観測で得られた標高モデルと画像を 比較することで,表面高度変化,流動速度,氷河上河川の発達を解析した.本稿では,2023 年の観測結果を 示し,特に 2022 年からの表面標高変化について定量的な議論を行う.

1. 研究背景

北極圏の急速な気温上昇を受けて、グリーンラ ンド沿岸に位置する氷河氷帽の著しい融解と後 退が起きている¹⁾. 氷河の質量損失メカニズムを より深く理解するために、我々は2012 年からグ リーンランド北西部カナック氷帽で現地観測を 実施してきた²⁾. 氷河の融解には、気候以外に も様々なプロセスが関与する. 例えば、氷河上に 形成された水流は、氷河の融解を促進することが 知られている³⁾. このような効果の定量化には、 人工衛星画像よりも高い時空間分解能で氷河変 動を解析する必要がある. UAV (unmanned aerial vehicle) は、衛星画像よりも高解像度の画像が取 得できるため、近年氷河学において注目されてい る機材である⁴⁾.

そこで本研究では 2022 年に開始したカナッ ク氷河での UAV 観測⁵⁾ を引き続き 2023 年の夏 季に実施し,得られた高解像度の画像データから デジタル標高モデル(DEM) とオルソ画像を作成 した. また,各年のデータを比較して,観測域に おける表面標高変化と,氷河上河川の発達を定量 化する事を目的とした.

2. 調査対象地域

カナック氷帽はグリーンランド北西部

(77°28′N, 69°14′W)に位置し、その表面積は 312 km²である⁶⁾.本研究の対象地カナック氷河 は、カナック氷帽から南側に溢流する氷河のひ とつである(図1).カナック氷河中流域から末 端までの調査領域を上流部と下流部に分けて観 測を実施した.上流部では、2022年には標高 600-750 mの9.0 km² (上流部1),2023年には 範囲を広げて標高600-800 mの1.6 km² (上流部 2)で観測を行った.下流部では両年ともに標高 200-600 mの1.7 km²を観測した.



図 1. カナック氷河周辺の人工衛星画像 (Landsat8). 赤枠がカナック氷河.

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

¹ 北海道大学低温科学研究所

²北海道大学環境科学院

3. 手法

3.1 ドローン観測

観測には DJI 社の UAV phantom4pro V2.0(図 2) を使用した. この機器を氷河表面から高度 120 m で飛行し、地上分解能 33 mm/pixel の画像を連 続的に取得した.撮影画像の重なりの割合を示す オーバーラップとサイドラップはいずれも 70%に設定した(2022年の観測ではオーバーラ ップとサイドラップはそれぞれ 70 %と 65 %). 氷河上流部 2 において、1 回の測定で約 1300 枚 の写真を撮影した.下流部においては1回の測定 で約1900 枚の画像を取得した(図3). 観測は, 上流部では 2023 年 7 月 17, 23, 28, 8 月 4 日の 4回,下流部では7月20日,8月4日の2回行っ た. 測量精度向上のため, 調査対象領域に地上基 準点 (GCP:ground control point) を約 400 m間隔 で配置し、位置座標をキネマティック Global Navigation Satellite System (GNSS) 測位で測量し た.得られた三次元座標を UAV 画像の処理に使 用した.



図 2. 本研究で使用した UAV (DJI phantom4 pro V2.0).

3. 2 GPS 観測

氷河上の表面標高と GCP の測量に二周波 GNSS (Leica Geosystems 社, GS10)を用いた. GNSS アンテナをバックパックの上蓋に入れ,氷 河上を歩きながらデータを取得した(図 4).得 られたデータとカナック村に設置した GNSS 基 準局のデータを用いて,キネマティック干渉測位 によって三次元座標を得た.過去の測定から⁷, 測定精度は水平方向に 10 mm,鉛直方向に 50 mm 程度と考えられる.この測量結果の鉛直座標



図 3. 調査領域の衛星画像(Landsat8). 青枠は上流部 1, 白枠は上流部 2, 緑枠は下流 部の調査範囲を示す.また, 橙色の四角は氷河 上河川の調査範囲.

からアンテナ高を差し引いて氷河表面高度とし, UAV 画像から生成した DEM の精度を検証した.



 図 4. (a) GPS を背負い氷河上を歩く様子.
 赤い丸で GPS の位置を示す. (b) キネマティック測量を行うためにカナック村に設置した GPS 基準局.

3.3 DEM の生成と検証

Structure from Motion (SfM) と呼ばれる技術を 用いて, UAV で撮影した多数の画像から DEM を 生成した.この処理には Agisoft 社のソフトウェ ア Metashape を使用した.まずレンズの歪みを 補正するキャリブレーションを行って,生成され る 3D モデルの精度向上を試みた.次に画像のア ライメントにより,重なり合う連続した画像から 特徴点を抽出し,点群のマッチングを行う.複数 枚の写真から対応する特徴点を合わせることに より,物体表面の三次元座標を示す点群を作成し た.画像の歪みや解析のエラーによる外れ値は, ソフトウェアにしきい値を設定して取り除いた. 次に,アライメントから作成した点群をさらに高 密度化して,観測対象の詳細な地形を得た.この 高密度点群から DEM を作成した.さらに作成 した DEM を基にして,撮影画像のモザイクか らオルソ画像を作成した.

得られた DEM は GIS ソフトウェア (QGIS) と MATLAB (R2023b) を用いて解析を行った. まず GNSS で測定した標高と比較して DEM の 精度検証を行った.次に 2 つの DEM を比較し て標高の変化量を計算した.本稿では 2022 年か ら 2023 年の1年間の氷河標高の変化と, 2023 年 の夏季期間の変化を報告する.

4. 結果と考察

4.1 作成された DEM とその精度検証

作成された DEM の全体図を示す(図 5). 2023 年に上流部で作成した 4 組の, DEM と GNSS 測 量の標高値との差分はそれぞれ 0.56 m±0.62 m(7 月 17 日), 0.48 m±0.60 m (7 月 23 日), 0.44 m± 0.40 m, 0.39 m±0.46 m (8 月 4 日) であった(図 6). GNSS の測定値に対する DEM の誤差には, 場所による偏りは見られなかった.



図 6. DEM の標高と GPS 測量で得た標高の 差分.

4.2 標高変化

2023 年 7 月 17 日の DEM の標高から 2022 年 7 月 14 日の DEM の標高を差し引いて得 られた,上流部 1 の 1 年間の表面標高変化は 1.55 m であった(図 7).標高変化は領域の上部で特 に高い値を示した.2022 年の DEM において上部 に GCP が少なかったため, DEM の標高が過大評 価されたことも原因の一つだと考えられる⁵⁾.今 後,2022 年の DEM の補正を行う必要がある.

また,2023 年 8 月 4 日の DEM の標高から 2023 年 7 月 17 日の DEM の標高を差し引いて得られ た,夏季 18 日間の表面標高変化は-0.86 m であ った(図 8). これは,調査領域において観測され た同期間の表面融解量-0.84 m と近い値である.



図 7. カナック氷河上流部の 2022 年 7 月 14 日 から 2023 年 7 月 17 日までの間の標高変化.



図 8. カナック氷河上流部の 2023 年 7 月 17 日 から 8 月 4 日までの間の標高変化.

4.3 氷河上河川の発達

2023 年 7 月 23 日から 8 月 4 日の 12 日間にお いて, 氷河上河川の流路と深度に大きな変化が見

られた (図 8). 河川以外の表面変化が約-0.5 m に 留まるのに対して、河川の流路上では-1 m 以上 の表面変化が見られた (図 9). 最も変化の大き いところでは-1.5 m の変化が確認された (図 10).



図 9. 氷河上河川の一部を示したオルソ画像.

(a) 2023 年 7 月 23 日 (b) 2023 年 8 月 4 日と,陰 影起伏図 (c) 2023 年 7 月 23 日 (d) 2023 年 8 月 4 日.





5. まとめ

グリーンランド北西部カナック氷河にて 2022 年夏季,2023年夏季に UAV を用いた調査を行っ た.撮影した画像から生成された DEM の解像度 は 0.07-0.11 m であった.生成された DEM の標 高値と GNSS によって測量した標高値の差分の 平均は 0.39-0.56 m,標準偏差は 0.46-0.62 m であ った.特に調査領域上流部に注目して標高変化を 解析したところ,2022年から2023年の1年間で の氷河の平均表面標高変化は-1.55 m であり, 2023年夏季の18日間の平均表面標高変化は -0.86 m であった.

また氷河上河川では、2023 年夏季の 12 日間 (2023 年 7 月 23 日-2023 年 8 月 4 日)における 流路と深度の変化を定量化した.特に河川の一部 では、12 日間の間に-1.0 m 以上の表面標高変化 が示された.

【謝辞】

本研究は, ArCS II 北極域研究推進プロジェクトの一環として実施された.現地観測メンバーに 謝意を表する.

【参考文献】

- Khan, S. A., Colgan, W., Neumann, T. A., van den Broeke, M. R., Brunt, K. M., Noël, B., et al. (2022). Accelerating Ice Loss From Peripheral Glaciers in North Greenland. *Geophysical Research Letters*, 49(12).
- Sugiyama, S., Sakakibara, D., Matsuno, S., Yamaguchi, S., Matoba, S., & Aoki, T. (2014). Initial field observations on Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland. *Annals of Glaciology*, 55(66), 25–33.
- Isenko, E., Naruse, R., Mavlyudov, B. (2005). Water temperature in englacial and supraglacial channels : change along the flow and contribution to ice melting on the channel wall. *Cold Reg. Sci. Technol.* 42(1):53–62
- Gaffey C, Bhardwaj A. (2020). Applications of Unmanned Aerial Vehicles in Cryosphere: Latest Advances and Prospects. *Remote Sensing*. 12(6):948.
- 5) 鵜飼慎太. (2023).グリーンランド北西部カナック 氷河における UAV を用いた表面地形観測, 北海道 大学環境科学院修士論文
- 6) Tsutaki, S., Sugiyama, S., Sakakibara, D., Aoki, T., Niwano, M. (2017). Surface mass balance, ice velocity and near surface ice temperature on Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland, from 2012 to 2016, *Annals of Glaciology*, **58** (75), 181– 192
- 7) 渡邊果歩,(2023).グリーンランド北西部カナ ック氷帽における 2012-2022 年の表面質量収 支,北海道大学環境科学院修士論文

東南極ラングホブデ氷河接地線における氷震モニタリング

Long-term monitoring of icequakes in the grounding zone of Langhovde Glacier, East Antarctica

箕輪 昌紘¹, 近藤 研², Evgeny Podolskiy³, 藤田 耕史², 杉山 慎¹ Masahiro Minowa¹, Ken Kondo², Evgeny Podolskiy³, Koji Fujita², Shin Sugiyama¹ Corresponding author: m_masa@lowtem.hokudai.ac.jp (M. Minowa)

南極氷床沿岸部における溢流氷河のダイナミクスは南極氷床の質量変動に大きな影響を与える. 東南極ラ ングホブデ氷河の接地域において氷体内の深度4mと200mに掘削孔地震計を設置し,2021年12月より氷 震観測を実施している.氷震は夏期間には冬期間の2倍程度測定された.また引潮時に高頻度で測定された. 一方,0.1-1Hz帯では1-6月にかけて微地震が増加する様子がみられた.それぞれの氷震発生メカニズムに ついて氷河流動や氷河融解水,潮位,さらに外洋で発生する風波との関連について考察を行う.

1. 研究の背景

南極氷床は,氷床内陸で形成した氷が相対的に 流れの速い氷流を経由し,沿岸部の棚氷や浮氷舌 において氷質量を損失する¹⁾.沿岸地域での氷流 動メカニズムの理解は,南極氷床の質量変動を理 解する上で鍵となる.特に,沿岸部で氷河が海洋 に浮き始める領域は接地域と呼ばれ,氷床からの 氷流出量を規定する場所であり,その流動・変動 メカニズムを理解することは重要である.

接地域での氷流動は様々な時間規模の応力変 化により制御されることが報告されてきた²⁾.例 えば,数ヶ月から数年の時間規模では,棚氷底面 融解の増加に伴う棚氷薄化が挙げられる.さらに, 数週間から日の時間規模では,氷山分離や潮位の 影響が挙げられる.また,これらの外部要因に加 え,内陸に向かって基盤地形が深くなる場合,接 地線が後退するにつれ流量が増える為,正のフィ ードバックが働き,氷床は急速な質量損失を引き 起こす可能性がある.

一方,南極氷床では大気による氷河融解が限ら れるため,従来山岳氷河やグリーンランド氷床で 報告される,氷河融解に起因する氷流動加速が限 られると考えられてきた.しかしながら,近年の リモートセンシングデータの解析により,南極の 各地で氷河表面融解が発生していること³⁾,また, 南極半島の氷河を中心に,融解水が氷河流動の加 速を引き起こす可能性が提案されるが⁴⁾,精度に 限りがあり現場観測による仮説の実証やプロセ スの理解が必要である.

2名古屋大学 環境科学研究科

本研究では、東南極ラングホブデ氷河の接地域 付近において掘削孔地震計による氷震観測を実 施した. 観測期間は、2021 年 12 月より 2024 年 2 月である. 氷震データを解析し、氷河流動速度 や気象、海洋条件と比較することで、ラングホブ デ氷河の接地域における氷河流動メカニズムを 明らかにする事が目的である.



図 1. (a) 南極氷床における観測対象地域. (b)ラ ングホブデ氷河を赤枠で示す. (c) ラングホブデ氷 河の可視光人工衛星画像. (d) 熱水掘削により測 定したラングホブデ氷河の断面図.

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University Graduate School of Environmental studies, Nagoya University Arctic Research Center, Hokkaido University

³北海道大学 北極域研究センター



図 2. (a) 氷震発生回数の時系列分布(青線),潮位(橙線). (b) 昭和基地における一時間毎の気温 (紫線)とLG2207における氷河流動速度(黒線). (c) 氷震発生回数の時系列分布と潮位の時間微 分について 2022 年 2 月の期間を拡大して示す.

2. 手法とデータ

 2.1 掘削孔地震計による氷震観測とその解析 BH2207 地点の掘削孔内 4m と 200m 深に掘削 孔地震計を接地し氷震のモニタリングを行った.
 観測期間は 2021 年 12 月 25 日から 2024 年 2 月 8 日である.使用した地震計は,Lennartz 社(現 REFTEK 社)の LE-3D/BH(s) MkIII であり,デジ タルレコーダー(DATA-CUBE³,DiGOS 社)に接続 し 50 Hz で記録した.地震計の固有振動数は 1 Hz である.

測定した氷震データについて2種類の解析を実施した.1Hz以上の周波数帯では、STA/LTA法により氷震を検出した.一方で0.1-1Hzの周波数帯では微地震の強度を定量化した.取得した信号について30分毎に分割した後に10秒毎にスペクトル解析を実施した.30分毎にスペクトル密度の中央値を求め,0.1-1Hz帯で二乗和平方根を算出した.

2. 2 GPS/GNSS を用いた氷河流動観測

BH2207, BH1804 地点では, GPS (全地球測位シ ステム)もしくは GNSS (全地球航法衛星システ ム)を運用し, アンテナ位置を毎秒測位すること で, 氷河流動速度を算出した.2021年12月から 2022年2月,2023年12月から2024年2月は, 氷河脇の露岩に基準局を設置し, 氷河上の移動局 とスタティック法で干渉測位することにより解 析を行なった.解析には RTKLIB 2.4.2 を利用し た.それ以外の期間については,単独精密測位法 によりアンテナ位置を測位した.解析には, CSRS-PPP を利用した.

2.3 融解流出量モデリング

BH2207 地点における融解水流出量の算出を氷 河表面質量収支モデルにより実施した⁵⁾.昭和基 地で測定される,気温,風速,湿度,下向き短波 放射を,夏期間現場観測によって氷河上で取得し た値で補正することで,氷河融解量の算出を行な った.

2. 4 気象,潮位,海氷密接度

気象,潮位,海氷密接度といったそれぞれのデ ータについて取得し,地震波データと比較を行な った.一時間毎の気温,風向風速,潮位について 昭和基地での観測値を利用した.海氷密接度は, AMSR2 によるプロダクトを利用し,南緯 66 度 以南,東経 34.2-39.5 度の領域と,ラングホブデ 氷河前の南緯 68.8-69.1 度,東経 39.9-40.6 度の領 域に分けて平均値を算出し利用した.プロダクト の空間解像度は, 3.125 km である.

3. 結果と議論

3.1 氷河融解と連動した氷震

 1時間当たりの氷震は、全期間平均で84回 h⁻¹ であった.12月から3月の平均値は136回 h⁻¹ と4月から11月の平均値(59回 h⁻¹)の2倍 近く大きな値であった(図2a).氷震が増加した 12月から3月の期間は、気温が正となる期間と 重なる(図2b).また、同期間の氷流動速度は、 4月から11月の流動速度と比較し、4%程度増加 している事が示された(図2b).

各年の夏期間の氷震と融解流出量を比較する と,流出量の増加が氷震の増加と同期する様子 が見られる(図3). 2021/22 年に BH2207 を用


図 3. (a) 2021/2022 年, (b) 2022/2023 年, (c) 2023/2024 年の夏期間における高周波帯での微地 震(青線)と日融解流出量(灰色線).

いて集中的に行った現地観測では、融解水の流入により、氷底水圧が上昇し、それと同期して 氷河流動速度が増加するといった、大気状況の 影響を受けた短期氷河流動加速を測定している ^の.氷震の増加は、流動加速に伴う氷破砕の増加 や、氷河底面での摩擦増加、氷底水流の活発化 などが原因として考えられる.

3.2 潮位と連動した氷震頻度

季節的な氷震の変動も見られた(図 2c). 例え だ短期的な氷震の変動も見られた(図 2c). 例え ば,図 2c では2022年2月6日-25日までの氷震 と潮位の時間微分について時系列変化を示す.氷 震が極大を取る時期が,引潮時と一致する様子が 見られる.先行研究によるとラングホブデ氷河の 水平流動速度は,棚氷末端にかかる静水圧の潮位 変動に弾性的に応答し,引潮時に最大となること が報告されている^の.この潮位に起因した流動加 速は,氷河の末端に向かうほど大きい事から,ラ ングホブデ氷河では,引潮時に伸長場が形成され, クレバス破砕が促進されたことで,氷震が観測さ れた可能性がある.また,氷流動の加速は,基盤 や露岩との氷・岩境界層での摩擦起源の氷震を増 加させた可能性も考えられる⁷.

3.3 海氷密生度,風と連動した微地震

0.1-1 Hz の周波数帯での微地震は、これまで に述べた氷震の時系列変化と異なる変動を示し

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

た(図 4a).低周波帯で微地震は、1 月から6月 にかけて増加する様子が見られた.また、微地震 は数日間の時間規模で増減を繰り返した(図 4a).

低周波帯における微地震の増減は、風速と海氷 密接度と明瞭な関連が見られた.1月から6月の 低周波微地震が増加する期間は、外洋において海 氷密接度が低下する期間と一致した(図 4).一 方で、ラングホブデ氷河近傍の海氷密接度との関 係は明瞭ではない、外洋において海洋密接度が低 下する期間について、風速と低周波微地震を比較 すると、風速が高い際に、微地震も大きいことが 見て取れる(図 4a).これらの結果は、外洋で強 風時に開放水面で発生した風波が微地震の発生 原因であることを示唆している.

例えば外洋で発生する風波が陸上に設置され た地震計で微地震として観測されることは古く より知られ microseism として報告される⁹. 本研 究で見られた 0.1-1 Hz 帯の微地震は Secondary microseism と呼ばれ,外洋で同周波の波が衝突し 砕ける過程で,力が海底へと伝わり,海底が揺ら されそこで発生するレイリー波が大陸まで伝わ る事が発生原因とされる⁹. 昭和基地を含む南極 大陸沿岸に設置された広域帯地震計でも, Secondary microseism の存在が報告されており, 外洋の海氷密接度の指標として有用であること が報告されている¹⁰⁾. 観測を行った地点は, 基盤 の上を流れる氷河であるため,海底から伝わった レイリー波が低周波微地震の原因である可能性 が考えられる.一方で、低周波微地震の増減は、 氷震の増減と無関係である事から,海洋より伝わ る波が,氷河変動に与える影響は限られると考え られる.

4. まとめ

東南極ラングホブデ氷河の接地域において 2 年間の氷震連続観測の結果を報告した.氷震の発 生頻度は融解水流出量や氷河流動と同調するこ と,低周波微地震は外洋での風波と同調すること が示された.大気の影響を受けた,季節的な流動 加速と氷震増加の関係性や外洋からの影響によ る低周波微地震の増加に関して,同様の観測例は なく,新たな知見となり得る.特に観測結果は大 気の影響が氷河流動に影響を与えることを示唆 しており,今後温暖化が進むことで,氷床のダイ



図 4 (a) 0.1-1 Hz における微地震(緑線),背景には,色の濃淡で昭和基地の風速の7日間移動平 均を示す. (b) AMSR2 プロダクトより算出した領域平均の海氷密接度の時系列分布. 南緯 66 度以 南,東経 34.2-39.5 度の領域(青線)と,ラングホブデ氷河前の南緯 68.8-69.1 度,東経 39.9-40.6 度の領域(橙線)に分けて平均値を算出した.

ナミクスがどの様に機構を変えるのか考察する 上で有用な成果となり得る.

現状では,解析が時系列データの比較にとどま る. 今後波形データを精査する事で,発震機構や 震源などを特定することにより,より直接的に氷 震データを氷床ダイナミクスと関連付けること が必要である.

【謝辞】

本研究は南極地域観測第X期重点研究観測の一 部として実施した.また科研費新学術領域研究 (17H06316)及び科研費基盤A(20H00186)の 助成を得て実施した.

【参考文献】

- The IMBIE team, 2018: Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 558(7709) 219–222. doi: 10.1038/s41586-018-0179-y
- Santos, et al. 2021: Drivers of change of Thwaites Glacier, West Antarctica, between 1995 and 2015. *Geoph. Res. Lett.*, 48.20 (2021): e2021GL093102. doi: 10.1029/2021GL093102
- Bell et al. 2018: Antarctic surface hydrology and impacts on ice-sheet mass balance. *Nature Climate Change*, 8(12), 1044–1052. doi: 10.1038/s41558-018-0326-3
- 4) Tuckett et al. 2019: Rapid accelerations of

Antarctic Peninsula outlet glaciers driven by surface melt. *Nature Commun.*, **10**(1), 4311. doi: 10.1038/s41467-019-12039-2

- Fujita and Ageta 2000: Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *J. Glaciol.*, 46(153), 244–252. doi: 10.3189/172756500781832945
- 6) 近藤他 2022: 北海道の雪氷 No.41, 35-38
- Minowa et al. 2019: Tide-modulated ice motion and seismicity of a floating glacier tongue in East Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **60**(79), 57–67. doi: 10.1017/aog.2019.25
- Kufner et al. 2021: Not all icequakes are created equal: Basal icequakes suggest diverse bed deformation mechanisms at Rutford Ice Stream, West Antarctica. J. Geophy. Res.-Earth Surface, 126(3), e2020JF006001. doi: 10.1029/2020JF006001
- Beucler et al. 2015: Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations. *Geoph. Res. Let.*, 42(2), 316– 322. doi: 10.1002/2014GL062347
- Grob et al. 2011: Observations of the seasonality of the Antarctic microseismic signal, and its association to sea ice variability. *Geophy. Res. Lett.*, 38(11). doi: 10.1029/2011GL04752

北海道における流・融雪溝供用地域の自治体を対象とした

アンケート調査結果報告

Report on the results of a questionnaire survey targeting municipalities in areas where snow-flowing gutters are used in Hokkaido

三原 夕佳¹, 小西 信義¹, 小村 健太², 原 文宏¹, 高野 伸栄³, 倉内 公嘉¹ Yuka Mihara¹, Nobuyoshi Konishi¹, Kenta Komura², Fumihiro Hara¹, Shinei Takano³, Kimiyoshi Kurauchi¹ Corresponding author: y-mihara@decnet.or.jp (Y. Mihara)

流・融雪溝の供用開始から 30 年以上が経過した今日において,施設の老朽化や沿線住民の高齢化・過疎 化による投雪作業の担い手不足等,流・融雪溝利用における実践上の課題が指摘されているものの,流・融 雪溝の供用状況を全道的に把握した研究はない.そこで,流・融雪溝供用地域の自治体を対象に,流・融雪 溝に関する基本情報を道内一円で把握するアンケート調査を行った.その結果,約8割の流・融雪溝地域が 「施設の老朽化」,「流雪溝利用者の減少」を課題として挙げており,流・融雪溝供用地域にとって共通課題 であることが分かった.

1. はじめに

1. 1 北海道における流・融雪溝について

流・融雪溝は、車道除雪で歩車道境界に寄せら れた雪を沿線住民が各自で側溝に投雪し、河川水 や下水処理水、地下水等を利用して雪を処理する インフラで、現在、北海道では28市町村36箇所 で延べ延長174,287mにもわたり供用されている (道道・市道のみの供用地域も含む).これらの 大半は、第5期北海道総合開発計画(1985年) で提唱された「ふゆトピア事業」の一環で全道各 地に整備された.

1.2 本研究の目的

流・融雪溝の供用開始から 30 年以上が経過し た今日において,取水ポンプや蓋等の老朽化,人 口減少・少子高齢化の進行による投雪作業の担い 手不足や投雪作業そのものに対する負担感増等, 流・融雪溝利用における実践上の課題が指摘され ている.しかしながら,流・融雪溝の供用状況を 全道的に把握した研究はない.そこで,流・融雪 溝供用地域の自治体を対象に,流・融雪溝に関す る基本情報を道内一円で把握するアンケート調 査を行った.本稿では調査結果の報告をする.

2. アンケート調査の概要

調査対象は,道内で供用されている全ての流・ 融雪溝 36 箇所を対象とし,アンケートの回答は 流・融雪溝の供用地域である 28 市町村の自治体 職員に依頼した.Webアンケートにて調査を実施 し,25 市町村 31 箇所の流・融雪溝に関するアン ケート回答を得ることができた.なお,調査期間 は令和5年10月27日(金)~令和6年3月12 日(火)である.主な調査項目を表1に示す.

表1 アンケート調査項目

流・融雪溝の概要			
種別,供用開始年,整備路線,土地利用状況,			
流・融雪溝の流量の充実度			
流・融雪溝の利用実態			
小型除雪機の利用可否,機械投雪の導入理由			
流・融雪溝の管理運営			
運営協議会の事務局,官民の役割分担,			
年会費,維持管理費,委託の有無,			
委託内容,委託費用,			
供用区間の車道・歩道の運搬排雪併用の有無,			
運搬排雪導入時期 等			
流・融雪溝の課題			
運営・利用に関する課題,			
課題解決に向けた取組・活動			

Hokkaido Development Engineering Center Nihonkai Consultant Faculty of Engineering, Civil Engineering, Hokkaido University

¹一般社団法人 北海道開発技術センター

²株式会社 日本海コンサルタント

³ 北海道大学大学院工学研究院 土木工学部門

3. アンケート調査結果

3. 1 流・融雪溝の概要



道内で供用されている流・融雪溝は、取水源を河川とする流雪溝(河)、取水源を下水処理水や地下 水等の水温が0℃以上である流雪溝(融)、そもそも構造自体が流雪溝と異なる融雪溝に分けられる. 道内では流雪溝(河)が最も多く供用されており、どの種別においても「ふゆトピア事業」が提唱さ れ、事業が進行し始めた 1990 年代に供用を開始している.



国道,道道,市町村道など道路種別問わず,幅広く供用されているが,中でも市町村道で多く供用されている.各道路の土地利用状況としては,いずれの道路種別においても「住宅エリアと商業エリア が混在」に回答が集中している.

3.2 流・融雪溝の利用実態



-38-



流・融雪溝の流量が「いつも足りている」地域と、「足りない時がある」地域におおよそ二分された. 小型除雪機の利用可否は半分に回答が分かれ、機械投雪を是とする理由として「人力による投雪は、 利用者負担が大きいため」と挙げる地域が多かった.流・融雪溝供用当初は、スノーダンプやスコップ を使用した投雪作業を前提としていたが、地域の実情やニーズに合わせて運用ルールを見直す地域が 多数存在するようである.

3.3 流·融雪溝の管理運営



流・融雪溝の管理運営協議会の事務局の大半は,自治体の建設課・土木課等が担っている.その他で は,流・融雪溝沿線の住民,会社,地域独自で発足された組合が事務局を担っている,という回答もあ った.行政がほとんどの管理運営を担っているが,投入管理や安全管理については住民や管理組合等 が担っている場合が多い.



供用地域の約半数は流・融雪溝利用者から年会費を徴収しており、その支払額は地域によって差が 大きい. 道路延長 lm 当たりの維持管理費,委託費用を算出しているが、年会費同様、地域によって差 が大きいことが分かる.また、半数以上の地域で流・融雪溝の管理運営を委託していた.厳寒地である 北海道では、取水口、排水口の凍結により、適切な取水量を確保できない、投雪された雪が蓄積してし まう等の問題が多々発生する.そのため、とりわけ流末排水路などの管理・整備に当たる「施設の管 理」を委託している地域が多いと考えられる.



3.4 流・融雪溝の課題



流・融雪溝の供用区間内に おいて,車道の運搬排雪は道 路種別を問わず約3割で併 用されていた. 歩道の運搬排 雪については、2割強から3 割強で併用されていた. 運搬 排雪が導入された時期は「当 初から」と「途中から」に二 分しており,途中から併用し 始めた理由として大半の地 域は過疎化や高齢化等によ る投雪の担い手不足に対応 するため、方針を変えている. その他の地域においては、流 雪溝への投雪だけで十分な こと, 財源的な理由から運搬 排雪を併用していない.

流・融雪溝の運営・利用に 関する課題として、「流雪溝 利用者の減少」,次いで「施設 の老朽化」と回答されており、 全体の約8割を占めている. これらは供用地域間で共通 の課題認識であることがわ かる.しかしながら、課題解 決に向けて実施している・し てきた取組に対する回答は 低く,停滞する投雪作業に対 して具体的な対策を講じて いる供用地域はわずかしか ない.

4. まとめ

本調査で得られたアンケート結果より、「流雪溝 利用者の減少」が供用地域の間で最も深刻な課題で あることが明らかとなった.このような状況下にお いて,流・融雪溝の利用活性化を実現するためには, 大きく分けて「投雪作業者の獲得」および「投雪作 業の効率化・負担減」の2つがあると考えられる.

「投雪作業者の獲得」に向けた具体的な施策として は、沿線住民の心理に働きかけ、態度・行動を変え ることを目的とした広報誌を配布することで、流・ 融雪溝利用の意識醸成を図っていきたい.また、設 計段階では考慮されていなかった機械投雪である が,投雪作業者の負担増等が深刻化する中,「機械 投雪の導入」は流雪溝の持続的発展に向けた新たな 一手となるのではないだろうか.そこで,投雪時に 小型除雪機を利用した場合の限界投雪量を実験的 に調査し,機械投雪導入の実現可能性を検討したい.

【謝辞】

本調査にご協力いただいた流・融雪溝供用地域の自 治体職員の皆様に感謝申し上げます.

道路防雪林における樹木の成長モデル作成に向けた樹木調査結果の解析

Analyses of tree survey results for creating a growth model of road snow-break forests

大宮 哲¹, 吉井 昭博¹, 原田 裕介¹, 西村 敦史¹ Satoshi Omiya¹, Akihiro Yoshii¹, Yusuke Harada¹, Atsushi Nishimura¹ Corresponding author: somiya@ceri.go.jp (S. Omiya)

道路防雪林(以下,防雪林)の維持管理計画を策定するためには,樹木の成長を予測することが必須である. 本研究では,北海道内の防雪林で最も多く植栽されているアカエゾマツの成長モデルを作成することを目的 に,主に北海道東部と北部に位置する防雪林を対象に樹木調査を行った.過去の調査結果と合わせてデータ 解析を行ったところ,樹齢とともに樹高と胸高直径(高さ1.3mにおける幹径)は線形的に増加する傾向が, 生枝高さ(枯れ上がり高さ)は急速に増加する傾向が,枝張りは頭打ちする傾向があることが確認された. また,これらの調査結果を基にアカエゾマツの成長モデル案を作成した.

1. はじめに

1.1 防雪林の概要

防雪林は,道路を吹雪から守るための防雪施設 であり(図1),樹林帯による風速の低減や吹雪 粒子の捕捉により,道路上の吹きだまりや視程障 害を緩和する効果がある.



図1 防雪林(浜頓別町一般国道238号)

日本における防雪林の造成は,1977年に岩見 沢市岡山(一般国道12号)で始まった.現在も 各地で新規造成が進められており,2019年4月 時点で,北海道内の国道では累計延長約86km(の べ延長約100km)が整備済みである¹⁾(図2).



1.2 研究背景と目的

防雪林を構成す る樹木の樹高や生 枝高さ(枯れ上がり 高さ),枝張り,着葉 度合いなど(図3) は,防雪機能の大小 に影響する要素で あるが,樹木は生き 物であるゆえ,これ らは経年変化する. つまり,樹木の成長



図3 樹木のイメージ図

と防雪機能の向上は必ずしもイコールではない. 例えば,成長とともに樹高や胸高直径が大きくな る一方,林帯内部の樹木の下部には太陽光が届き にくくなるため,徐々に下枝が枯れ上がって生枝 高さが高くなり,防雪機能は低下する(図4).



図4 下枝の枯れ上がりによる防雪機能の低下

今後下枝の枯れ上がりが想定される防雪林に 対しては「間引き処理」が、すでに枯れ上がって いる防雪林に対しては「低木の導入」や「補助柵 の設置(補助的対策)」が有効とされている^{2)など}. しかし、樹木の成長と防雪機能の関係は、定量的 にも時系列的にも明らかにされていない. そのた

Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute

め,統一的な維持管理計画(いつどのような作業 をすべきか)が整備されていない.また,それ以 前の課題として,防雪林における樹木の成長予測 に関する知見が不足している.

そこで本研究では、北海道内の防雪林で最も多 く植栽されているアカエゾマツの成長予測モデ ルを作成することを目的に、2024年4~5月に樹 木の成長に関する基礎データを計測した.データ の整理・解析には、本計測結果に加え、過去2回 (I期:1994年、Ⅱ期:2014~15年)にわたっ

て実施された同様の樹木調査結果 ^{3)など}を用いた. 本稿では、樹高・胸高直径・生枝高さ・枝張り・ 枯枝高さの経年推移について整理したほか、アカ エゾマツ防雪林の成長モデル案を作成したので、 その結果について報告する.

2. 調査の概要

2. 1 調査箇所(I期・Ⅱ期・今回)について

I 期調査では、アカエゾマツ防雪林 20 地点 39 箇所 195 本(1 箇所あたり 5 本)を対象に調査が 行われた³⁾. Ⅱ期調査では、I 期で調査した防雪 林のうち、詳細な場所を特定できなかった箇所や 工事中の箇所などを除いた 18 地点 35 箇所 132 本

(1箇所あたり4本程度)を対象に調査が行われ た.なお,具体な調査木はⅠ期とⅡ期で異なって いた可能性が高いと報告されている³⁾.Ⅰ期調査 時には枝打ち処理された樹木は確認されなかっ たが,Ⅲ期調査時には18地点35箇所132本中, 11地点20箇所79本において枝打ち処理がされ ていた(枝打ち高さは地面から最大2.2m程度ま で).林業において,「枝打ち」は節の無い良質な 材木を作る目的で機械的に行われる.一方,防雪 林においては,積雪(吹きだまり・除雪等)の沈 降力による枝抜けを防ぐために行われる⁴⁾.

今回の調査対象は、Ⅱ期調査と同一の地点・箇 所・調査木とした.調査項目は樹高・胸高直径・ 生枝高さ・生枝長さ・枯枝高さである(図3).調 査を行ったアカエゾマツ防雪林18地点を図5に 記す.



図5 調査対象としたアカエゾマツ防雪林

2. 2 調査方法

樹高・生枝高さ・生枝長さ・枯枝高さの計測に は、検測桿(長さ12m)と箱尺(長さ5m)を使 用した(樹木サイズに合わせて適宜選択).樹高 計測の様子を図6に示す.生枝の高さと長さにつ いては、それぞれ4方向について実施(道路に対 する縦断方向と横断方向)し、各方向で最も長い

枝を対象に計測した. 胸高直径は,幹 周を巻たすれる たい、樹高12mを 超える樹木につい てに引き離れた最 がら目測した.



図6 樹高計測の様子

3. データの整理・解析方針

伊東ら³は、樹木の各種成長データを、林齢(植 栽からの経過年数)の観点から解析しているが、 防雪林ごとに植栽時点の樹齢は異なる.今回の調 査対象林は樹齢 5~15 年の樹木を植栽して造成 されたものであり、最大で 10 年間の幅がある. また、本研究の目的は防雪林の成長予測モデルを 作成することであるため、本稿では全て樹齢との 関係について解析した.なお、I期とII期の調査 木は異なっていた可能性が高いとされている³⁾ が、両調査結果とも各箇所の標準的な樹木状況に ついて記録したものであると考えられることか ら、I期とII期の調査木は同一であったと仮定し て解析を行った.

4. 結果と考察

4.1 樹木状況

今回の調査対象(Ⅱ期調査と同じ 18 地点 35 箇 所 132 本)のうち,17 地点 34 箇所 128 本につい ては同一個体を特定することができ,うち15 地 点 26 箇所 96 本の成長データを取得した(1 箇所 あたり平均 3.7 本).96 本中 5 本は枯死していた. 生きていた樹木 91 本中 74 本(11 地点 21 箇所) は枝打ちされた樹木であった.なお,調査した 128 本中 32 本は人為的伐採による欠損のため, データを取得できなかった.

4.2 各種成長データと樹齢の関係

各種成長データ(a:樹高,b:胸高直径,c:生

枝高さ, d: 枝張り, e: 枯枝高さ) と樹齢の比較 結果を図7に示す. 一部の防雪林については植栽 時の樹高が記録されていたため, 図7aにはその 樹高も記載してある. なお, I 期では枯枝高さの 調査は実施されていない(図7e). 図7a, 図7b, 図7e は調査箇所ごとの平均値である. 図7c は, 樹木ごとの平均生枝高さを調査箇所ごとに平均 した値である. 図7d は,樹木ごとの平均生枝長 さと胸高直径から求めた平均枝張りを調査箇所 ごとに平均した値である.

図 7a, 図 7b より,樹高と胸高直径は樹齢とと もに線形的に増加する傾向があることが確認で きる.図中に,線形近似式とその決定係数 R²を それぞれ付記した.この近似式に基づくと,樹高 と胸高直径の年平均成長量は,それぞれ約 0.3m と約 0.5cm である.なお,一般的に,樹木学では 樹高の成長は樹齢とともにロジステック曲線(S 字曲線)を描くとされているが³,その曲線は樹 木の寿命までの期間を対象としたものである.北 海道の原生林におけるアカエゾマツの平均寿命 は 255 年程度とされていることから⁹,本結果に 示す樹齢 50 年程度までの期間内ではロジステッ ク曲線に当てはめるのは適当ではないと考える. また,実務面からの扱いやすさについても考慮し, ここでは線形近似に従うと仮定した.

調査対象とした防雪林の一部において、I 期から II 期の間に枝打ち処理が実施されていたことは上述のとおりであるが、図 7cのII 期調査結果から、生枝高さの多くは枝打ち高さ(最大約 2.2m)をすでに超えている.また、このII 期調査において、生枝高さが 2.2m 以下のプロットは、全て下枝処理未実施の防雪林箇所であった.以上より、生枝に関するデータ(図 7c:高さ、図 7d:枝張り)に対する枝打ちの影響は無いと考えられる. 以降、生枝に関するデータは I 期調査から今回調査にかけて連続性を有するものとして扱う.

図 7cより,生枝高さは樹齢とともに急速に増加する傾向があることが確認できるが,これは樹木の枯れ上がりが急速に進行することを示すものである.図中に,第一近似として,べき乗近似式とその決定係数 R²を付記した.図7dより,枝張りはⅡ期調査時からわずかに成長しているように見受けられるものの,ほぼ頭打ち状態で,その多くが2~4mであった.これは樹木同士の間隔に起因しているためと考えられる.今回調査した防雪林の平均樹木間隔は,列間(道路横断方

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



向) 1.6m, 苗間(道路縦断方向) 2.5m であり, そ の幅は本調査で得られた枝張りと同程度もしく はそれ以下であったことから, 枝同士の干渉によ って枝張りの成長が抑制されたものと考えられ る. なお, 現場での目視観測からも, 隣接する樹 木の枝同士が互いに重なっていること, またそれ に伴う樹冠閉塞が生じていることを確認した. 一 般に, 樹冠が閉塞すると地上への直達光が届きに くくなる. すなわち, 枝張りの成長が鈍化する(枝 張りが樹木間隔と同程度になる)タイミングが下 枝の枯れ上がりが始まるタイミングと捉え, 間引 き処理を実施する目安の一つにすることも可能 であろう.

図7eより,枯枝高さは枝打ち高さ(最大約2.2m) を超えていないこと,また,Ⅱ期調査時からわず かに高くなっているものの,ほぼ不変であること が確認できる.目視観測からは,枝枯れ後も落枝 せずに幹に付着している枯枝が生枝高さまで多 数残っている事を確認した.

5. アカエゾマツ防雪林の成長モデル案の作成

前章で示した樹木の成長データに基づき,アカ エゾマツ防雪林を構成する樹木の成長モデルを 試作した.樹高と胸高直径,生枝高さについては 図7中に記したそれぞれの近似式を用いた.ま た,枝張りについては,樹齢±1年の計3年間分 のデータを平均して求めた(例:樹齢30年にお ける枝張りは,樹齢29~31年の枝張りデータの 平均値).枯枝高さについては,下枝処理されて いない防雪林箇所の平均枯枝高さ(1.0m)で固定 した.作成した成長モデル案を図8に記す.今後 の解析では,生枝高さや枝張りについて,樹木の 立地環境等の違いから特徴を整理する予定であ る.

6. 今後の展望

本研究の最終目標は,防雪林の維持管理計画の 策定に資する「計画・設計,施工,育成管理のラ イフサイクルモデル」(図 9)を提示することで ある.今後は防雪林の成長程度に応じた防雪機能 を定量的に明らかにすべく,現地調査や吹雪シミ ュレーションに基づく検討を行う.



図9 維持管理に関するライフサイクルモデル

【参考文献】

- 北海道開発局,2020:道路現況調書,平成31 年4月現在,184-185.
- 寒地土木研究所, 2023: 下枝の枯れ上がりが 見られる防雪林の管理手法に関する技術資料(案) https://www2.ceri.go.jp/jpn/pdf2/2023 03-CERI_Document-Snowbreak_Woods.pdf(20 24年7月1日閲覧)
- 伊東靖彦ら、2017:道路防雪林におけるアカ エゾマツの樹高および枝張の推移,寒地土 木研究所月報, No.773, 12-20.
- 阿部正明ら、2017:道路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, No.36, 73-76.
- 5) ピーター・トーマス, 2001:樹木学, 263pp.

13.5m

6) 渡邊定元, 1994: 樹木社会学, p83.



暴風雪・大雪の評価技術資料の web ページについて

The creation of a webpage of technical data for evaluation of extreme snowstorm and snowfall events

原田 裕介¹, 大宮 哲¹, 武知 洋太¹, 西村 敦史¹ Yusuke Harada¹, Satoshi Omiya¹, Hirotaka Takechi¹, Atsushi Nishimura¹ Corresponding author: harada-y@ceri.go.jp (Y. Harada)

In recent years, the cold snowy regions of Japan have occasionally seen incidents of vehicles becoming stuck in snow and roads being closed from heavy snowstorms and snowfall. We created obstruction levels and warning levels as evaluation indexes, hazard maps and proposal for supporting winter hazard decision-making for extreme blowing-snow and snowfall events to mitigate these snow-related disasters. Using the results, we have been publishing the web page of technical data for evaluation of severe snowstorm and snowfall events since December 2023 to disseminate the information to the disaster prevention officials, road administrators, engineers, etc. This paper shows the requirements and structure of this web page.

1. はじめに

近年,極端な暴風雪や大雪に伴い,多数の車両 の立往生や長時間に亘る通行止めなどの障害が 度重なって発生している. 暴風雪や大雪による交 通障害を軽減するためには、これらの発生頻度や 地域性の特徴を整理のうえ,通行規制や情報提供 のタイミングなどをサポートするための基準を 示すことが重要である.著者らは、これまで暴風 雪や大雪の評価指標(障害度・警戒レベル),ハ ザードマップ,ならびに極端気象時の道路管理に おける判断支援方策を図1に示す流れで検討の うえ, 順次論文などで公表してきた 1~5). 寒地土 木研究所では、これらの成果を国および自治体の 防災担当者や道路管理者,民間などの実務技術者 等に普及させるべく,図1に示す評価指標やハザ ードマップの情報を視覚的に分かりやすくした 「暴風雪・大雪の評価技術資料」を,Web ページ (https://www2.ceri.go.jp/ snowstorm/) にて 2023 年 12月より公開している.本稿では、本 Web ペー ジの要件および構成について示す.

2. 本 Web ページの要件および構成

2.1 要件の整理

図1に示した結果を用いて,将来的に暴風雪や 大雪時のタイムラインや地域の防災計画策定時 の支援につながる構成となるよう,本 Web ペー ジの制作の前提となる要件を以下に整理した.

(1) 暴風雪·大雪の評価指標の設定^{1),2)} 暴風雪・大雪事例を収集のうえ,吹雪の度合を示す吹雪量 (暴風雪)や降雪量(大雪)と過去の通行止めとの関係を分 析し、これらの厳しさを示すために考案した「障害度(線的: 道路路線・区間の段階的な障害の度合)」と「警戒レベル(面 的:道路ネットワークの障害や地域の災害の規模の度合)|を 評価する指標を、統計的手法により設定 L (2) 暴風雪・大雪の発生頻度と地域性の変化傾向^{1),2)} 過去 60 年間の気象値(気象庁 DSJRA-55:解像度 5km) を用いて,一回の暴風雪・大雪の発生頻度((1)評価指標の 「警戒レベル」を活用)を10冬期ごと、地域細分ごと(暴風 雪:北海道・東北地方・新潟県の9細分、大雪:日本の積雪 地域の 11 細分)にグラフにて整理 T (3) 暴風雪・大雪のハザードマップの作成³⁾ 暴風雪や大雪の事象の規模と、それに伴う交通障害や通行 規制などの発生頻度をリスクとして位置づけ、暴風雪や大雪 の評価指標などをもとに、冬期道路管理や施策立案に資する ハザードマップ(推算に基づく出力値:水平分解能 5km 格 子)を作成. <ハザードマップの表示要素> 一回の暴風雪や大雪の規模(24時間最大値など) ア) イ) 一回の暴風雪や大雪の発生頻度((1)評価指標の「障害度」 など) ウ) 冬期間の吹雪や降雪の累計値 <ハザードマップの表示パターン> ① ア)~ウ)の統計値を直接表示したもの ② 24 時間最大値と冬期累計値との比 ③障害度と発生頻度を組合せて危険度を階級化したもの ※使用データ:気象庁 DSJRA-55 出力値を, AMeDAS 観測値 により補正した値 (4) 極端気象時の道路管理における判断支援方策の検討 暴風雪時の道路管理における現状と課題の整理⁴ 暴風雪・大雪の評価指標やハザードマップの活用案⁵⁾ ※タイムラインや地域の防災計画の策定を支援 図1 暴風雪や大雪の評価技術および極端気象時の道路

管理における判断支援方策の検討の流れ

北海道の雪氷 No.43(2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

- ・大雪の評価技術資料は、「1.概要」、
 「2.研究成果」の構成とする。
 - •「1. 概要」では,本 Web ページの最低限の 説明 と,2. 研究成果の概要版を別ウィン ドウで表示(ダウンロード可能)とする.
 - ・「2.研究成果」は,図1に基づき1)暴風雪・ 大雪の評価技術,2)暴風雪・大雪のハザード マップ,3)暴風雪・大雪時の道路管理におけ る判断支援方策案の構成とする.
- 2 暴風雪や大雪のハザードマップは, png および geotiff ファイル (ダウンロード可能) で公開 する.
 - ・png ファイルは画像データで、出力結果、凡 例、縮尺が包含されるものとする.
 - geotiff ファイルは、各メッシュに数値が入っ たラスタデータで、GIS ソフトでの設定によ り階級分けした表示を可能とする。
 - ハザードマップにおける作成過程や留意点は、
 「2.研究成果」に示す公表された論文のリンクで対応する(④参照).
 - ・ハザードマップをダウンロードする場合にお ける使用許諾条件を設定する.
- ③ 防災・減災につながる情報発信を,サイドメ ニューで表示する.
 - ・暴風雪や大雪による災害が想起される写真を 掲載する.
 - ・国土交通省や,寒地土木研究所で取り組まれ ている,暴風雪や大雪の防災・減災につなが る Web サイトをリンクする.
 - ・国土交通省や気象庁で実施されている,防災 情報サイトをリンクする.
- ④ 既存研究成果について、専門外の閲覧者の理 解が進むよう配慮する。
 - ・「2.研究成果」では、公表された論文をリン クする.また、それぞれの論文に引用先およ び要約を示す.本 Web ページに表示されてい ない情報は、公表された論文の閲覧で対応す る.
- ⑤ プライバシーポリシーへの対応
- 本 Web ページで用いる技術要素 (HTML, JavaScript など)は、情報管理の観点から寒地 土木研究所「プライバシーポリシー」のに基づ いた既存 Web ページのスクリプト構文を参 考とする.

2.2 本 Web ページの構成

2. 1節で整理した要件に基づき,本 Web ペ ージを図2および図3に示す構成で制作した.

3. おわりに

本稿では、暴風雪・大雪の評価技術資料の Web ページについて、その要件および構成を示した. なお、詳細な研究成果は、Web ページ内のそれぞ れの論文および概要版を参照されたい(図2,図 3). 今後、暴風雪や大雪に関する防雪計画の検 討や、防災・減災研究や実務の遂行などの一助に なればいただければ幸いである.また、成果の社 会還元の一手法として、公表された論文などを用 いて視覚的に分かりやすくした Web ページで、 広く電子情報として提供することは有益と考え られる.本稿に示した要件の整理および構成が、 Web ページを用いた成果普及手法の一参考にな れば幸いである.

【謝辞】

本 Web ページの制作・公開にご協力いただい た各位に御礼申し上げる.

【参考文献】

- 原田裕介他, 2023:一回の暴風雪や大雪の厳 しさを評価する指標の検討(その1),日本雪 工学会論文集, 39(2), 24-40.
- 原田裕介他, 2023:一回の暴風雪や大雪の厳しさを評価する指標の検討(その2),日本雪工学会論文集, 39(3), 62-76.
- 3) 原田裕介他,2022:暴風雪および大雪のハザ ードマップの開発寒地技術論文・報告集,38, 97-102.
- 原田裕介他, 2022: 暴風雪時の道路管理にお ける判断支援方策の検討(その1), 寒地土木 研究所月報, 830, 67-73.
- 原田裕介他,2024:暴風雪や大雪時の道路管 理における判断支援方策の検討(その2),寒 地土木研究所月報,856,26-36.
- 6) (国研) 土木研究所寒地土木研究所プライ バシーポリシー URL: https://www.ceri.go.jp/ privacypolicy/(2024年6月20日閲覧)



図2 暴風雪・大雪の評価技術資料 web ページの構成(前半部;2024年6月20日表示内容に加筆) -47-

Copyright©2024 公益社団法人日本雪氷学会 The Japanese Society of Snow and Ice



図3 暴風雪・大雪の評価技術資料 web ページの構成(後半部;2024年6月20日表示内容に加筆)

札幌市における 2023 年度冬期の自己転倒による救急搬送者数

Pedestrian's Slip and Fall Accidents on the Icy Slippery Roads in 2023/24 Winter

永田 泰浩¹, 金田 安弘¹, 冨田 真未¹ Yasuhiro Nagata¹, Yasuhiro Kaneda¹, Mami Tomita¹ Corresponding author: nagata@decnet.or.jp (Y. Nagata)

2023 年度の自己転倒による救急搬送者数は, 12 月~3 月で 1747 人であり, 詳細データのある 1996 年度以降で, これまで最多であった 2012 年度(1317 人)を大きく上回った. 月別の救急搬送者数は, 1 月, 2 月が過去 28 冬期で最多, 12 月も過去 2番目に多かった. 2023 年度の救急搬送者の特徴を整理するとともに, これだけ増加した要因を気象データと照らし合わせて考察した.

1. はじめに

1. 1 本研究の背景と目的

ウインターライフ推進協議会の事務局を務め る当センターでは、これまで、札幌市消防局との 連携により、札幌市における冬道での転倒による 救急搬送者について整理、分析を行い、転倒予防 のための啓発活動を行ってきた.札幌市における 冬期の救急搬送者数は、2022年度までの27冬期 については、2012年冬期(以後"12月~3月"を 冬期とする)の1317人をピークに、それ以降は 最多記録の更新はなかった.しかし、2023年度冬 期は、自己転倒による救急搬送者数が、11月~3 月で1886人、12月~3月で1747人(図1参照) と過去最多の記録を一気に塗り替えた.

本研究では、これまでの蓄積データとの比較を 行い、2023 年度冬期の転倒による救急搬送の特 徴を把握するとともに、過去最多となった要因を 推測、把握することを目的とした。

1. 2 使用データについて

分析に用いたデータは、札幌市消防局が収集した 1996 年度冬期から 2023 年度冬期までの,28 冬期の救急搬送データのうち、「雪道の自己転倒」 に分類されたデータである.救急搬送データには、 救急搬送の発生年月日と時刻,救急車の到着場所, 救急搬送者の年齢,性別,けがの程度の情報が含まれている.

2. 2023 年度冬期の救急搬送者の特徴

2.1 月別の救急搬送者数

過去 28 冬期の月別の救急搬送者数を図 2 に示 した. 2023 年 12 月の救急搬送者は 519 人であり, 2014 年 12 月に次いで, 2 番目に多かった.ま た,2024 年 1 月は 518 人,2024 年 2 月が 492 人 であり,いずれも月最多の救急搬送者数を更新し た.1 月については,2021 年度から 2023 年度が 救急搬送者数の上位 3 位までを独占しており,2 月も 2021 年度が 2 番目となっていた.



¹ 北海道開発技術センター

Hokkaido Development Engineering

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



2.2 区別の救急搬送者数

札幌市内 10 区の過去 28 冬期の区別の救急搬 送者数を図 3 に示した. 2023 年度冬期は,白石 区を除く 9 区で,過去最多を記録していた.なお, 中央区は 28 冬期を通じて常に救急搬送者が一番 多かった.



2.3 年齢層別の救急搬送者数

10歳ごとに区切った年齢層別の、人口10万人 あたりの救急搬送者数を図4に示した.なお、人 ロデータの関係から、整理期間は過去21冬期と なっている.2023年度冬期は、全年齢層で救急搬 送者数が多く、特に50代以上の年齢層について は、いずれも過去21冬期で最も多くなっていた.

2. 4 男女別の救急搬送者数

人口 10 万人あたりの男女別の救急搬送者数を 図5に示した.なお、人口データの関係から、整 理期間は過去21 冬期となっている.2023 年度冬 期は、男女ともに、人口10万人あたりの救急搬 送者数が、過去21 冬期で最多となっていた.



2.5 2023 年度冬期の特徴

場所別,属性別での比較より,2023 年度冬期 は,全体的に救急搬送者が多かったことがわかっ た.期間別では,1月,2月が過去で1番,12月 が過去2番目に多かったことから,次章では,月 別に要因を考察した.



Copyright©2024 公益社団法人日本雪氷学会 The Japanese Society of Snow and Ice

3. 月別の救急搬送の増加要因

3. 1 2023年12月について

2023年12月は、救急搬送の集中日の存在が影 響していた.表1は,過去28冬期で日合計の救 急搬送者が多かった日を多い順に10番目まで示 した. 表のように, 2023年の12月19日から21 日までの3日間が,過去8位,9位の記録日とな っていた.3日間の合計救急搬送者数は150名と なった. 写真1には, 2023年12月18日の夜の 札幌市内の車道の様子を示した.図6には、上記 3日間を含む 2023 年 12月 12日から 27日までの 救急搬送者数と気象経過を示した.図より,16日 の夜から17日の明け方にかけてかなり湿った雪 が降り、17日の昼前から急激に気温が低下した. 18日は好天で,気温は一日を通じてほぼ-5℃未満 と冷え込みが厳しかった.19日以降も好天で,降 雪はなく、低温で、写真1に示したようなつるつ る路面が、継続したと考えられる.

表 1	表1 日救急搬送者数が多い日(28冬期)		
順位	年月日	日救急搬送者数	
1	2014年12月21日	163 人/日	
2	2014年12月22日	84 人/日	
3	2021年2月2日	77 人/日	
4	2023年1月16日	57 人/日	
	2012年12月5日	57 人/日	
6	2018年3月9日	56 人/日	
7	2016年12月28日	53 人/日	
8	2023年12月21日	52 人/日	
9	2023年12月19日	49 人/日	
	2023年12月20日	49 人/日	



写真1 2023 年 12 月 18 日夜の札幌市内の様子

3. 2 2024年1月について

2024年1月は, 救急搬送者が30人を超えたのは3日(35人), 5日(31人), 6日(30人)の3日だけで, 2023年12月のような極端な集中日はなかった. 一方, 1月としては気温が高い日が多く,日中に気温がプラスになることが多かった.

図7には、28 冬期の1月の救急搬送者数と真 冬日の日数を示した.図のように、2024年1月 は真冬日が9日と少なかった.2009年と2015年 の1月は、2024年よりも真冬日が少なかったが、 2024年1月ほど、救急搬送者数は多くなかった. しかし、両年ともその年までの1月の救急搬送者 数の最多を記録していた.他の要因も影響してい ることが考えられるが、真冬日が少なく、0℃を 超える回数の多い1月は、転倒が発生しやすい可 能性が高い.月合計救急搬送者数と真冬日の日数 を比較した結果、相関係数はマイナス 0.35 であ



Copyright©2024 公益社団法人日本雪氷学会 The Japanese Society of Snow and Ice



り, 真冬日が増えると, 救急搬送者数が増える傾向がみられた.

3.3 2024年2月について

2024年2月も、救急搬送者が30人を超えたのは22日(41人)、11日(38人)の2日のみであり、 極端な集中日はなかった.気象条件としては、2 月19日に札幌管区気象台の2月の最高気温を記録(13.9℃)したほか、14日も過去3位(10.8℃)、 13日も過去8位(10.1℃)を記録するなど、2月 としては非常に気温の高い日があった.1月と同様に、気温の高さが悪影響を及ぼした可能性を確 認するため、2月についても月合計救急搬送者数 と真冬日の日数を比較し、相関係数を求めたが、 相関係数は+0.04であり、1月のような関係性は 確認できなかった.他の要因も影響している可能 性が高いと考えられる.

3. 4 2024年3月について

2024年3月について、1~2月と同様に月合計 救急搬送者数と真冬日の日数を比較した結果,相 関係数は+0.52であった.また,月合計救急搬送 者数と冬日との相関係数も+0.49,月合計救急搬 送者数と降雪の深さの合計との相関係数も+ 0.45であった.3月は気温が低く、雪が多い冬ほ ど救急搬送者が多いという傾向があると考えら れる.

4. まとめ

2023 年度冬期は, 12~3 月の自己転倒による救 急搬送者数が 1747 人と過去最多を記録した.特 に、1月と2月は過去最多、12月が過去2番目、 3月は過去3番目の救急搬送者数であった.救急 搬送の発生地域,年齢層,性別などの特徴は明ら かではなく,全体的に増加している状況であった.

救急搬送者の増加した要因について分析を行ったが、12月は救急搬送者の集中日による影響、 1月は温暖化による真冬日減少による影響が考 えられた.また、3月は気温が低く、雪が多い冬 ほど救急搬送者が多いという傾向がみられた.一 方、2024年2月については、1月のように真冬日 の減少による影響は確認できなかった.2月に救 急搬送者が急増した原因については、その他の影 響も含めて、もう少し整理、分析を進めたいと考 えている.

【謝辞】

救急搬送者データをご提供いただいた札幌市 消防局様に深く御礼を申し上げます.

【参考文献】

- 永田泰浩,金田安弘:2021年度冬期の大雪 条件下における札幌市の冬道転倒による救 急搬送状況,雪氷研究大会(2022・札幌)講 演要旨集
- 永田泰浩,金田安弘:札幌市における冬道 での自己転倒による救急搬送の特徴分析, 雪氷研究大会(2021・千葉)講演要旨集
- 永田泰浩,金田安弘,冨田真未.2014:札幌 市における転倒による救急搬送者数の分析, 雪氷研究大会(2014・八戸)講演要旨集, p.113..

北海道における雪による人身事故の発生状況について

- 2020 寒候年以降における事故の発生状況と拡大要因に関する分析 -

Characteristics of human damage due to snow in Hokkaido – Analysis of and the human damage the expansion factor on beyond 2020 winter –

千葉 隆弘1, 高橋 徹2

Takahiro Chiba¹, Toru Takahashi² Corresponding author: chiba@hus.ac.jp (T. Chiba)

In this study, to clarify the factors behind the increase in the human damage in Hokkaido, the relationship between the occurrence of damage from the 2020 winter onwards and the aging rate was analyzed. Then applied snow control methods in Hokkaido were analyzed based on roof shapes of wooden houses. As the results, it was found that one of the factors is the increase in the aging rate, which is increasing the risk of human damage, and that another factor is climbing onto dangerous roofs on wooden houses in Hokkaido that are designed without roof snow removal.

1. はじめに

北海道における雪による人身事故は、毎年のよ うに発生している.図1に、北海道における2020 寒候年以降の雪による死傷者数および屋根の雪下 ろしによる事故の割合の推移を示す 1). 北海道全 域で記録的な積雪の少なさとなった 2020 寒候年 は雪による死傷者数が100人前後と少なかったも のの, 2021 寒候年以降においては 300~400 人の 死傷者数で推移し、少雪年となった 2024 寒候年 では死傷者数が減少した.このように、各冬期の 積雪状況に応じて死傷者数が変動している.一方, 屋根の雪下ろしによる事故の割合をみると、2020 寒候年は40%程度であったものの,2021 寒候年以 降は50%前後で推移しており、屋根の雪下ろしに よる事故は積雪状況に関わらず高い割合で推移し ている. 特に, 少雪年であった 2024 寒候年は屋根 の雪下ろしが必要であったとは言えないにも関わ らず雪下ろしに起因する事故が多発したものと捉 えることができる. このような北海道における雪 による人身事故を減少させるためには、事故の拡 大要因を詳細に分析して事故対策を効果的に推進 する必要があると考える.

このようなことから本研究では、北海道におけ る効果的な雪による人身事故対策を検討するため の基礎資料を得ること目的に、北海道から新潟県 までの日本海沿岸地域における雪による人身事故



図1 北海道における雪による死傷者数および屋 根の雪下ろしによる事故の割合の推移

の発生状況を把握するとともに、北海道における 雪による人身事故の拡大要因を分析した.

2. 研究方法

本研究では、北海道¹⁾および総務省消防庁²⁾が 集計・公表している雪による死傷者数と気象庁の 気象観測データ³⁾を用いて、北海道、青森県、秋 田県、山形県、および新潟県における2020寒候年 以降の積雪状況と雪による死傷者数との関係を分 析した.次に、北海道における各振興局管内の住 民基本台帳人口データ⁴⁾を用いて高齢化率の推移

1北海道科学大学工学部

Faculty of Engineering, Hokkaido University of Science Graduate School of Engineering, Chiba University

²千葉大学大学院工学研究院

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



図2 新潟県までの日本海沿岸地域における各冬期の雪による死傷者数と積雪状況との関係

を把握し,高齢化率と雪による死傷者数との関係 を分析した.また,北海道で適用されている屋根 雪処理法が雪による人身事故に及ぼす影響を把握 することを目的に,北海道札幌市と秋田県横手市 の1990年代に建築された木造住宅を地勢図図歴 ⁵⁾で抽出して Google Earth を用いて屋根形状およ びはしごの設置状況を調査した.

3. 研究結果

3.1 日本海沿岸地域の事故発生状況

2020~2024 寒候年における北海道,青森県,秋 田県、山形県、および新潟県の雪による死傷者数 と積雪状況との関係を図2に示す.なお、積雪状 況は年最大積雪深の平年比で表し、各振興局ある いは各県で代表する3つの気象観測地点の平年比 を地図上にプロットした. 2020 寒候年をみると, 年最大積雪深の平年値が 1.0 あるいは 0.5 を下回 る地点が広く分布しており、記録的な少雪年であ ったことがわかる.雪による死傷者数は北海道で 119人,青森県以南で30人未満であり,少なかっ たことがわかる. 2021~2023 寒候年をみると、年 最大積雪深の平年比が 1.0 を上回る地点が広く分 布し、1.5を上回る地点も散見される.雪による死 傷者数はいずれの地域も増加し、特に、北海道と 2021 寒候年の新潟県で死傷者数が多い. これらに 対し、2024 寒候年をみると、年最大積雪深の平年 値が 1.0 あるいは 0.5 を下回る地点が増加し,死 傷者数が減少している.このように、雪による死 傷者数は積雪状況に応じて変動し、青森県以南で は年最大積雪深の平年比が 0.5 を下回る冬期にお いては死傷者数が極端に少ない.一方,北海道で





は 2020 寒候年以降いずれも死傷者数が全国 1 位 の多さであり、少雪年で他県との相対的な差が顕 著になっている.

3.2 高齢化率と雪による死傷者数との関係

北海道における雪による人身事故の拡大要因に ついて、その一つと考えられる高齢化率と雪によ る死傷者数との関係について分析した.図3に、 年最大積雪重量の平年値および2023年3月末時 点の高齢化率と人口10万人当たりの死傷者数と の関係を示す.なお、年最大積雪重量は日本建築



図4 空知・後志・上川における年最大積雪重量の平年比と人口10万人当たりの死傷者数との関係

学会の建築物荷重指針・同解説に示されている気 温と降水量に基づく方法のにより算定し、人口10 万人当たりの死傷者数は1年当たりの数値とした. また、年最大積雪深の平年値が 1.0 m 未満の振興 局と 1.0 m 以上の振興局に分けて両者の関係を示 した. 年最大積雪重量の平年値と人口 10 万人当 たりの死傷者数との関係をみると、年最大積雪深 の平年値が 1.0 m 以上の振興局では、概ね年最大 積雪重量の増加に伴い死傷者数が増加する関係が みられるものの、上川が他の振興局とは異なる傾 向を示している. 次に, 高齢化率と人口 10 万人当 たりの死傷者数との関係をみると、年最大積雪深 の平年値が 1.0 m 以上の振興局では、高齢化率の 増加に伴い死傷者数が増加する関係がみられ、高 齢化率が雪による人身事故の拡大要因になってい ることがわかる.

空知,後志,および上川管内における年最大積 雪重量の平年比と人口 10 万人当たりの死傷者数 との関係を図4に示す.なお,2006~2014 寒候年 と 2015~2023 寒候年に分けて両者の関係を分析 した.両者の関係をみると,いずれの振興局管内 においても 2006~2014 寒候年に比べて 2015~ 2023 寒候年における人口 10 万人当たりの死傷者 数が増加しており,2015~2023 寒候年における雪 による人身事故リスクが増加している.空知,後 志,および上川管内の高齢化率は年数の経過に伴 い増加しており,2023 寒候年の高齢化率は 2006 寒候年に比べて 10 ポイント以上増加している. このように,高齢化率の増加に伴い雪による人身 事故リスクが増加していることは明らかである.

3.3 屋根雪処理と事故の拡大要因との関係 以上に示すように、高齢化率の増加は雪による



図5 屋根形状等の調査結果(北海道札幌市)

人身事故の拡大要因であることが明らかとなった. 以下では,他の拡大要因を検討するため,北海道 札幌市および秋田県横手市における 1990 年代に 建築された木造住宅を対象に,屋根形状,はしご 設置状況,および雪止め設置状況を調査した.図 5 に,北海道札幌市の調査結果を示す.屋根形状 は,勾配屋根が約 30%,無落雪屋根が約 70%で構 成されている.はしご設置状況は,ありが約 85% を占めている.これは,無落雪屋根では屋根材の 防水メンテナンスのためにはしごを設置する必要 があるからであり,勾配屋根で下屋が無落雪屋根 の場合ははしごを設置する必要がある.はしごへ



図6 屋根雪処理の考察(北海道札幌市)



図7 屋根雪処理の考察(秋田県横手市)

のアプローチをみると、下屋ありの木造住宅にお いても地上からはしごにアプローチする場合が多 く、下屋がない総2階建てを含てると、地上から はしごにアプローチする木造住宅は全体の約70% を占めている.はしごの設置壁面をみると、隣地 面が全体の約80%を占めている.このような状況 をみると、隣地面の狭い箇所の地上からはしごを 使用する形態となっており、雪下ろしを実施する ためのはしごではなく、雨漏りの原因を調査する ための防水メンテナンス用はしごであることが明 らかである.従って、雪下ろし作業の安全性が確 保されたはしごではないと捉えることができる. 次に、勾配屋根の雪止め設置状況をみると、大半 の勾配屋根で雪止めは設置されていなかった.

以上に示す調査結果に基づいて北海道札幌市で 適用されている屋根雪処理を考察すると図6のよ うになる.無落雪屋根では雪下ろしのためにはし ごが設置されていないことから,耐雪型の屋根雪 処理が適用されているものと考えられる. 勾配屋 根では急勾配で雪止めが設置されていないことか ら,滑落雪型の屋根雪処理が適用されているもの と考えられる. このような屋根に上がって雪下ろ し作業を行うことは危険であり,雪による事故の 拡大要因になっているものと推察できる.一方, 秋田県横手市で適用されている屋根雪処理を考察 した結果を図7に示す. 屋根形状は勾配屋根が大 半を占めているが,勾配が緩くロープをアンカー することが可能な雪止めが設置されている. はし ごが設置されている場所は,下屋で道路面となっ ている割合が高い. このように,十分ではないが 雪下ろし作業の安全性を考慮した形態になってお り,雪下ろしによる屋根雪処理が適用されている ものと推察できる.

4. まとめ

本研究では、北海道における効果的な雪による 人身事故対策を検討するための基礎資料を得るこ と目的に、雪による死傷者数、気象データ、およ び木造住宅の屋根形状等に基づいて雪による人身 事故の拡大要因について分析した.その結果、高 齢化率の増加が拡大要因になっていることが明ら かとなった.さらに、耐雪型あるいは滑落雪型の 屋根雪処理が適用されている木造住宅の屋根に上 がって雪下ろし作業を行うことが事故の拡大要因 になっていることが推察できた.

【参考文献】

- 北海道総務部 URL: https://www.pref.hokkaido. lg.jp/sm/ktk/bsb/yukihigaizyoukyou.html (2024 年5月30日閲覧)
- 総務省消防庁 URL: https://www.fdma.go.jp/dis aster#anchor--01 (2024 年 5 月 30 日閲覧)
- 国土交通省気象庁 URL: https://www.data.jma. go.jp/stats/etrn/index.php (2024 年 5 月 30 日閲 覧)
- 4) 北海道総合政策部計画局統計課 URL: https:// www.pref.hokkaido.lg.jp/ss/tuk/900brr/index2.ht ml (2024 年 5 月 30 日閲覧)
- 国 土 交 通 省 国 土 地 理 院 URL: https://mapps.gsi.go.jp/history.html#ll=37.39128
 34,140.3903225&z=5&target=t25000 (2024 年 5 月 30 日閲覧)
- 6) 日本建築学会,2015: 建築物荷重指針・同解説 (2015),5章 雪荷重,214-219.

滑走路埋設型センサを用いた極端に薄い雪氷の推定

Estimating extremely thin snow and ice using the Ground LAser Sensor for Snow monitoring

依田 明洋¹, 舘山 一孝², 田中 康弘³, 守田 克彰³ Akihiro Yoda¹, Kazutaka Tateyama², Yasuhiro Tanaka³, Katsuaki Morita³ Corresponding author: m3245200361@std.kitami-it.ac.jp (A. Yoda)

Considering runway excursion accidents on snow-covered runways, methods to evaluate conditions are being studied. We developed a sensor that estimates snow and ice based on backscattering characteristics at the snow's bottom. For runway operations, high accuracy is needed for snow and ice less than 3mm thick. We calculated the grayscale images by the sensor and demonstrated the relationship between the half-width and snow thickness. These results indicated the potential to estimate 5mm and less than 3mm for dry snow, and 1mm, 2mm, 3mm, and 5mm for compacted snow.

1. 研究背景と目的

世界中の積雪滑走路での滑走路逸脱事故を鑑 み, 滑走路状態を評価する方法が検討・研究され ている¹⁾. アメリカ合衆国イリノイ州シカゴ・ミ ッドウェー空港におけるサウスウエスト航空 1248 便のオーバーラン事故では、滑走路上に雪 や氷があったために着陸に必要な距離が増加し, BBCによる報道²⁾によれば,前輪が壊れた機体は 空港外周のフェンスを突き破り,車に衝突して車 中の6歳の子供が死亡した.この事故以降に,国 連の専門機関である ICAO (International Civil Aviation Organization: 国際民間航空機関)は,滑 走路路面状況を6段階に分けたRWYCCを作成 した³⁾. RWYCC(表1) は滑走路の状態を数値 で示し,航空機の離着陸の判断基準として使用さ れている.この数値が高いほど滑走路の状態が滑 りにくい状態を示す.現在,RWYCCは人によっ て観測,離着陸判断が行われている.しかし,こ の観測方法では滑走路の閉鎖や観測結果のばら つきが運行効率の低下を招いている.この解決策 として, 滑走路上の積雪深や雪質をリアルタイム に計測する滑走路埋設型センサ GLASS (Ground LAser Sensor for Snow monitoring) が開発され,雪 質や雪厚や RWYCC 等の推定が可能となった. しかし、現センサの RWYCC 判定精度のうち比 較的滑走路が滑りやすいRWYCCの2,3における 精度が低い.これは判定精度が雪厚3mm未満の計 測精度に依存するためである. つまり, 雪厚 3mm 未満の極端に薄い雪氷に対して高い精度が求め

られる. そこで本研究では,滑走路除雪後を想定 した圧雪しまり雪と圧雪する前の状態である乾 雪しまり雪の 3mm 未満の雪厚推定を目的とする.

表1 RWYCC. ICAO³⁾を参考に著者が作成.

滑走路状態	RWYCC
DRY	6
FROST	
WET (3mm 以下)	
SLUSH (3mm 以下)	5
DRY SNOW (3mm 以下)	
WET SNOW (3mm 以下)	
COMPACTED SNOW(外気温-15℃	1
以下)	
WET(滑りやすく濡れた)	
DRY SNOW (3mm 以上)	
WET SNOW (3mm 以上)	
DRY SNOW ON TOP OF	3
COMPACTED SNOW	
COMPACTED SNOW(外気温-15°C	
以上)	
STANDING WATER (3mm 以上)	2
SLUSH (3mm 以上)	2
ICE	1
WET ICE	
WATER ON TOP OF	
COMPACTED SNOW	0
DRY SNOW OR WET SNOW	
ON TOP OF ICE	

Graduate School of Engineering, Kitami Institute of Technology School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology Japan Aerospace Exploration Agency

^{&#}x27;北見工業大学大学院 工学専攻

²北見工業大学 地球環境工学科

³宇宙航空研究開発機構

2. 実験概要

2. 1 滑走路埋設型センサ GLASS

実験では GLASS を使用し,積雪底面における 後方散乱光測定実験を行った.GLASS とは滑走 路に埋設し積雪底面に近赤外および可視光のレ ーザー光を照射し,後方散乱光をカメラで撮影す る装置である.

2.2 実験方法

実験は北見工業大学社会連携推進センターの 低温室にて行った.実験に使用した雪(2023年2 月)は野外で採取した自然降雪を-75℃程度の冷 凍庫で保管し,2023年7月と10月の実験期間(7 日間)において使用した.図1にケースの断面図 を示す.ケースは140 mm 四方で,厚さは1mm, 2mm,3mm,5mmの4種類である.底には厚さ約 5mmの反射防止コーティングを施したガラス板 をはめ込み使用する.図2に粒径写真を示す.図 2上部の赤色三角形の左側が2×2 mmで,右側が 1×1 mmであり,粒径は0.1~0.5mmである.



図1 圧雪器具とケースの断面図



図2 乾雪しまり雪の粒径写真

2.3 雪試料の再現方法

乾雪しまり雪で,雪厚 2mm 以上では,粒径よりも一回り大きいふるいを用いてケースに雪試

料を充填した.ケースの高さを超えた雪を薄い金 属板ですり切り,実験試料を作成した.雪厚 1mm 以下は,雪厚 2mm 以上と同様に作成すると,金 属板ですり切ったときにガラス表面を滑り全て なくなった.そこで,雪粒子を刷毛につけ,ふる い落としながらケースに充填した.このとき,雪 粒子が重なると 1mm を超えてしまうため,目視 で調整を行った(図3).1mmの雪試料は,隙間 が多いが 2mm 以上と密度で統一している.圧雪 しまり雪はアクリル板に持ち手を付けた圧雪器 具(図1)を作成し,ケースの高さを超えた雪を 人力で押し固め作成した.密度は 300 kg m³以上 を圧雪しまり雪,それ以下を乾雪しまり雪とした.



図3 雪厚 1mm の雪試料の一例

3. 解析概要

3.1 雪試料内での散乱

図4に入射光子の予想経路⁵を描いた GLASS による雪氷観測モデルを示す.粉末や粗い表面の 試料からの散乱現象は,単散乱現象とは様相が異 なると述べられている⁴⁾.本研究では,画像解析 から得られた半値幅と雪厚を解析するため,積雪 内部に入射した光子の挙動を推定する.積雪内に 入射した光子は,積雪底層で全反射する鏡面反射 成分と,内部に潜り込む拡散反射成分に分かれる.



14 0LASS による 当 不 範 に ア ル・ 光散乱モデル⁵⁾を参考に作成.

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

拡散反射成分のうち,入射光子は以下の3通り の散乱を行う.

①消散:散乱を繰り返し内部で消滅.
 ②透過光:前方散乱を繰り返し雪氷を透過.
 ③後方散乱光:レーザー照射側で観測される光.

3.2 半値幅

本研究では,取得画像(図5)を縦軸方向に積 算し,得られた積雪の散乱光強度と発生位置のグ ラフ(図6)から最大の強度値を特定した.この 最大値を2で割って半値を求め,幅の画素数を合 計することで半値全幅 FWHM を求めた.極大値 に対する分布が対称な場合には,極大値位置から 半値幅までの距離を用いることがある.こちらは 半値半幅と呼ばれ,HWHM と略されるの.本研 究では非対称で凹凸が発生している(図6)ため, 半値全幅を半値幅とした.半値幅を用いた理由は, 散乱光強度の全体的な形状を捉える指標に なると考えたからである.また,半値幅を用いる ことで非対称性と凹凸の影響を軽減し,各雪厚に おける散乱光強度の変化が評価できると考えた.



4. 解析結果

取得データ数は表2に示す.図7(a)に示す圧

雪しまり雪は、雪厚の増加に伴い半値幅も指数関数的に増加しており、これは後方散乱光も増加していることが考えられる. 圧雪しまり雪は乾雪しまり雪と比較して 1~5mm において半値幅の平均値が増加傾向である. 密度が大きくなることで平均は 25 pixel 増加し、箱が減少した.

図7(b)に示す乾雪しまり雪は1mmから3mm では箱の重複が見られ、外れ値が発生した.3mm と5mmでは平均値の違いが大きい結果となった.

表 2

取得データ数

雪厚	乾雪しまり雪	圧雪しまり雪	
5mm	15	8	
3mm	24	8	
2mm	25	8	
1mm	20	12	
0mm	1	17	





Copyright©2024 公益社団法人日本雪氷学会 The Japanese Society of Snow and Ice

5. 考察

図8に積雪内部の光伝播概念図を示す.図8 (a)は図4に雪粒子を加えた圧雪しまり雪の場合 を示している.密度が増加することで入射光子が 雪粒子に衝突する回数が増加し,透過光が減少す るため1mmごとに増加傾向が見られたと考えら れる.また,深くまでもぐりこんだ光子が後方散 乱に転じるため乾雪しまり雪よりも半値幅が増 加したと考えられる.これらの特徴から圧雪しま り雪では1mmごとの判別の可能性を見いだせた.

図8(b)に図4に雪粒子を加えた乾雪しまり雪 の光伝播概念図を示す.乾雪しまり雪は圧雪しま り雪から密度が減少するため散乱回数も減少し 雪厚 1mm から 3mm では前方散乱を繰り返し, 雪試料を透過する.観測されるのは鏡面反射成分 や積雪底層において数回で後方散乱に転じた光 子のみであると考えられる.5mm へ雪厚が増加 することで後方散乱光が増加し半値幅の増加に





起因したと考えられる.これらの特徴から乾雪し まり雪では 5mm と 3mm 未満の 2 種推定の可能 性を見いだせた.

6.まとめ

本研究では 5mm と 3mm 未満の雪厚推定を目 的とした.各雪厚における半値幅の違いから,半 値幅は厚さの増加に伴い指数関数によって近似 でき,圧雪しまり雪で半値幅の散らばりが小さく, 乾雪しまり雪で半値幅の散らばりが大きいこと がわかった.これらの特徴から乾雪しまり雪で 3mm 未満と 5mm の雪厚 2 種推定,圧雪しまり雪 で 1mm, 2mm, 3mm, 5mm の雪厚 4 種推定の可能 性を見いだせた.

【参考文献】

- 国土交通省(2021):第43回ATSシンポジウム②URL:http://atcaj.or.jp/wordpress/wp-content/uploads/2021/11/2021_ATS_Symposium _2_new.pdf(2024年7月4日閲覧)
- BBC NEWS. Boy dies as jet skids off runway (2005 年 12 月 9 日) URL:http://news.bbc.co.uk/2/hi/americas/45123 60.stm(2024 年 7 月 4 日閲覧)
- ICAO GLOBAL REPORTING FORMAT URL:https://www.icao.int/safety/SiteAssets/Page s/GRF/RCAM%20Poster_v1.0.pdf(2024 年 7 月 4 日閲覧)
- 4) レーザーハンドブック II編光学の基礎 6.7 光波の多重散乱 1 クベルカ・ムンク理論に よる拡散反射(レーザー学会編) URL:https://optipedia.info/laser/handbook/laserhandbook-2nd-section/6-7/(2024 年 7 月 4 日閲 覧)
- 5) 積雪による光散乱のモンテカルロシミュレ ーション解析 原田康浩ら(2015): 雪氷研究 大会(2015 松本) 講演要旨集 B2-7 URL:https://www.jstage.jst.go.jp/article/jcsir/201 5/0/2015_52/_pdf/-char/ja(2024 年 7 月 4 日閲 覧)
- 天文学辞典 観測技術 共通基礎 半値全 幅(日本天文学会)
 URL:https://astro-dic.jp/full-width-at-half-

maximum/(2024年7月4日閲覧)

-60-

冬道での転倒者を対象としたアンケート調査

転倒時のケガと行動等について【2023 年度冬期調査報告】

冨田 真未¹, 金田 安弘¹, 永田 泰浩¹ Mami Tomita¹, Yasuhiro Kaneda¹, Yasuhiro Nagata¹ tomita@decnet.or.jp (M.Tomita)

冬期歩行者転倒事故については救急搬送データの分析により、転倒事故被害者の属性や、事故多発日の気 象などについて継続的に調査が実施され,多くの知見が得られている.そこで,冬道の歩行者転倒の実態を より詳細に把握するため、2023 度の冬期間に転倒した方を対象としたアンケート調査を実施した.回答件数 は全172件であった.転倒時の行動とケガの内容、性別での違いなど、調査結果を報告する.

1. 背景

札幌市では毎年,冬道での転倒による救急搬送 者が約1000人にも及び、実際に転倒でケガをし た人数は1万人にもおよぶ可能性があると調査 結果で報告されている 1). ウインターライフ推 進協議会(以下,協議会)では、冬道での歩行者 転倒事故防止を目指した普及啓発活動や調査研 究,情報発信などを行っている.協議会で運営す る Web サイト「転ばないコツおしえます。」では, 冬道の歩き方のコツや滑りやすい場所,転倒しや すい行動パターンなどを情報発信している²⁾.

2. 調査目的と調査概要

近年は札幌市や道内に限らず,関東などで大雪 があると首都圏を中心に転倒者が多発し,救急搬 送されている.冬道での歩行者転倒事故の要因に は,路面の滑りのほか,歩行者の身体能力,転倒 防止への意識や備えが関係していると考えられ, 事前にケガに繋がりやすい行動パターンを知っ ておくことも、重要な備えの一つである.冬道転 倒を未然に防ぐための解決策には,実際にどんな 状況でどんな時に転倒しているのか,ケガに繋が る人の行動など,実態を把握することが重要であ る. 2022 年度冬期に, 冬道転倒の実態把握の Web アンケート調査を実施したが、引き続き 2023 年 度冬期も以下の内容で同様の調査を実施した. 調査期間: 2023 年 12 月 19 日~2024 年 4 月 5 日 回答条件: 2023 年度冬期に冬道で転倒した方 (1回の転倒体験で1回答)

調査項目:転倒時の場所と路面状況,転倒による ケガの有無,ケガの位置や種類,転倒 時の行動,属性など

調査結果と考察

アンケート回答数は,全172件であった.居住 地では「北海道」は81%,「関東」は13%,「東北」 は4%であった.年齢は「50歳代」が最も多く, 次いで「60歳代」であった. 性別では「男性」が 66%,「女性」が34%であった.

3.1 転倒した場所

「歩道」が50%、「車道」が14%、「横断歩道」 が9%であった.また、「駐車場や敷地」が15%、 「建物や地下歩道などの出入り口」が5%など、 道路以外での場所で転倒しているケースも見ら れた.2022年度の調査時と比較しても、転倒した 場所については、ほぼ同じ傾向がみられた.

3.2 転倒してケガをした人の割合

「転んでケガをした人」は39%であった(図1 左). 年齢別では、「60 歳代」が 59%であった. 男女別では、「男性」は24%、「女性」は68%の割 合でケガをしており,女性は男性の約3倍近い割 合で,転倒するとケガをしやすい傾向がみられた (図1右).



3.3 転倒によるケガの種類

「骨折」が46%,「打撲」が43%であり(図2), ケガの種類では,札幌市の冬道転倒での救急搬送 者数の報告と同じような傾向がみられた³⁾.ま た,「転倒してケガをした人」のうち,約3割の 人が「病院に行かなかった」との回答であった.



図2 転倒によるケガの種類(複数回答)

3. 4 転倒でケガをした際の体の位置

全体では「脚」が 33%,「手」が 28%であった. 男女別では,男性は「脚」が 41%,女性は「手」 が 33%で最も多かった(図 3).ケガの種類とあ わせてみると,女性は「手×挫創」「手×打撲」 が多く,「手袋をしていなかった」という回答も みられた.原ほか(1990)³⁾では,最も多いのが 男女共に「頭部」で,次に「脚」「腰」「足」であ る.「挫創」や「打撲」では,救急搬送に至らな いことが考えられることからも,今回の調査で貴 重なデータを収集することができた.



図3 転倒してケガをした体の位置(部位)

3.5 転倒した際にケガに繋がりやすい行動パ ターン

行動パターン別でみたケガをする割合を図 4 に示す.「両手に荷物を持っていた」が 60%,「片 手に荷物を持っていた」が43%であった.手に何かを持っている状態では、ケガに繋がる可能性が高いことが伺えた.また、「急いでいた」が50%、「足元を見ていなかった」が43%であった.冬道では、急がずゆっくり路面をみて歩くことや、両手をふさがないような工夫をすることで、転倒でのケガを未然に防ぐことに繋がる.



図4 行動パターン別でみるケガをする割合

4. まとめ

これまで協議会で注意喚起してきた,転倒しや すい行動パターンについては,本調査結果から概 ね同様の結果がみられ,内容に一層の信憑性が増 した.今後は,転倒してケガをしやすい行動パタ ーンとしても内容の追加をするとともに,より正 確な情報としてポイントを整理して発信したい. また,今回得た結果から,年齢や性別,地域性な どを考慮したターゲットに合わせた情報提供内 容や手法について検討したい.

【謝辞】

本調査の実施にあたり、ご協力いただいたウイ ンターライフ推進協議会の皆様、並びに本アンケ ート調査への回答のご協力いただきました皆様 に、心より感謝申し上げます.

【参考文献】

- 高野伸栄,戸部啓太朗,金田安弘,2015:札
 幌市における冬期歩行者転倒事故実態について,寒地技術シンポジウム,31,124-127.
- ウインターライフ推進協議会,転ばないコ ツおしえます,

https://tsurutsuru.jp/ (2024.07.01.閲覧)

 原文宏,川端隆,小林英嗣,1990:札幌市の 冬期歩行環境の安全性について-路上転倒事 故の実態調査-,寒地技術シンポジウム,6, 151-157.

海氷タンクにおけるフロストフラワー生成実験

Frost flower formation experiment in a sea ice tank

中山 雅茂¹, 的場 澄人²

Masashige Nakayama¹, Sumito Matoba² Corresponding author: Nakayama.masashige@k.hokkyodai.ac.jp (M. Nakayama)

Frost flowers, which can grow on thin sea ice surfaces at low temperatures, have attracted considerable attention. Therefore, to repeat experiments involving frost flowers, we conducted a simple experiment to confirm whether a sea ice tank developed for outdoor experiments can also produce frost flowers. The results suggest that frost flowers can be grown by suppressing the strong seepage of brine caused by the internal pressure that occurs when sea ice is grown in a closed space, such as a water tank.

1. はじめに

薄い湖氷や海氷の表面に霜が成長したフロストフラワー(霜の華)が出現することが知られている.海氷上のフロストフラワーは,海氷表面にしみ上がる表面ブラインの影響を受け,大気への化学物質放出との関わりがある(Kaleschke et al., 2004;的場ら,2014; Hara et al., 2017). この海氷上に成長するフロストフラワーを水槽内で再現する室内実験も行われている(Martin et al., 1995; Style et al., 2009; Roscoe et al., 2011; 舩橋ら, 2020).

本研究では,海氷のマイクロ波放射特性の観測 実験を行うために開発された海氷タンク

(Nakayama et al., 2024) をベースに光学測定用に 改良した小型の海氷タンクを用いて, このタンク でフロストフラワーの再現が可能か試験的な実 験を行った. フロストフラワーの再現が可能であ れば, 海氷上にフロストフラワーが存在する場合 の光学やマイクロ波放射特性を観測することが でき衛星データの解釈に役立つ.

2. 実験装置

今回の実験に使用した海氷タンクは,直径 135 cm×高さ 70 cmの円柱状で光学測定のため内壁と 底面に黒色フェルトを張り付けたものである.こ こに近隣漁港で採水した 30.7psu の海水を満たし, 屋根部に組み込まれた冷却器の温度設定を-20℃ にして海水を表面から冷却した.冷却器から吹き 出す冷風が表面に直接当たらないようにするた め,アルミシートを張り付けた断熱材を設置した.

2 北海道大学 低温科学研究所

実験時のタンクの外観を写真1に示す.タンク内 には氷厚を推定するため、サーミスタを垂直方向 1 cm毎に配置した温度プロファイル計と、海氷表 面近くの温度と湿度を測定するため携帯型気象 計を設置した(写真2).加えて、海氷表面の変 化を撮影するためにデジタルビデオカメラ (SONY FDR-X3000)とLED照明を設置し、30



写真1 海氷タンクに海水を満たした状態



写真2 温度プロファイル計と携帯型気象計 秒毎に静止画像として記録した.

Kushiro Campus, Hokkaido University of Education Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

¹北海道教育大学 釧路校

北海道の雪氷 No.43 (2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

なお, 事前に行った実験によって今回の冷却器 の温度設定では, タンクとその内壁に張り付けた フェルトを含め外周の結氷速度がタンク中央部 よりも速く, フリーボードが維持されないことが わかっていた. そのため, 海氷の成長に伴いタン クの内圧が高まり, 海氷表面へブラインのしみ上 りが多くなることが予想された. そこで, 海氷の 成長途中でタンク内の海水を抜くことで内圧を 下げ, ブラインのしみ上り量を軽減することを計 画し実験に取り掛かった.

3. 実験結果

2024年3月27日19時に開放水面の状態から 冷却をはじめ,約2日間半にわたって実験を行っ た.図1は、写真2に示す温度プロファイル計に よって得られた水面上1cmの気温および水面と 水深1cm毎の温度の変化である.水面上1cm (air1cm)と水面(0cm)を除いて、水深1cm以 下の温度を見ると、実験開始時からほぼ同じ傾向 で低くなるとともに、ある時刻よりさらに温度が 低下している様子が確認できる(図1中の↓の時 刻).例えば、水深1cmは3/284:26、水深2cmは 同7:46より、その水深より深い層での温度より も低い値を記録していることがわかる.これは、 測定している深さの海水が結氷温度に達した後、 サーミスタの周囲が完全に結氷したことでさら に温度が低下した結果である.この温度の変化点 を指標に、タンク内の海氷の氷厚の変化を推定し た.その結果を図2に示す.ここから約2日間で 厚さ10 cmほどに海氷が成長していることがわか る.

実験期間中,フロストフラワーの有無と海氷の 表面状態を直接目視で確認するため,3/28 10:50

(推定氷厚3.0cm)と同日20:35(推定氷厚5.7cm) に冷却器が組み込まれている屋根部を開けた.い ずれの時もフロストフラワーは確認されず,海氷 表面にブラインと思われるしみ上がりが確認さ れた.そこで,タンク下部より伸びる排水用ホー ス部より,11:00に約1L,20:52に約10Lの海水 を抜き出すことで,しみ上りの軽減を図った.

実験終了後,デジタルビデオカメラによって 30 秒毎に撮影した静止画像を確認した.その結 果,フロストフラワーと思われる霜が海氷表面か ら成長する様子が2度にわたって確認できた.ま ず初めに確認されたのが 3/28 12:46(30s)から同 16:20にかけてである.次に確認されたのが 3/28 23:05(30s)から 3/29 4:00にかけてである.各イベ ント時における推定氷厚を表1に,フロストフラ ワーが確認された静止画像を写真3に示す.



図中の矢印(↓)は、ある深さの温度が他に比べ低下し始める部分を示す.この時、この温度の変化があった深さまで海水が海氷になったと判断した.

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



図2 深さ1cmごとの温度データから推定された氷厚の時系列変化

表1	各イベントの時刻と推定氷厚		
Day and Time	Event Details	Estimated Ice Thickness(cm)	
3/28 11:00	Drain 1L of seawater.	3.1	
3/28 15:12	White lumps resembling early frost flowers are observed.	4.3	
3/28 20:52	Drain 10L of seawater.	5.8	
3/29 3:00	Frost flowers grow clearly	7.2	



写真3 フロストフラワーが確認された静止画像

a ~ j においては, c でフロストフラワーの起点が確認できた. k ~ t においては, m でフロスト フラワーの起点が確認できた.

4. 考察

写真3上段のa~jは、タンク内の海水1Lを 抜いた後で確認できたフロストフラワー1の初 期の変化をとらえている.この期間における海氷 表面およびその上下 1 cmの温度変化を図3に示 す.写真3bの矢印先端部分はグレー色であるが、 30 秒後に撮影された同 c では白い点が確認でき たことから,ここがフロストフラワー1の起点と 考えられる.この時,海氷表面上1cmの温度(図 3 "airlcm")を確認すると、冷却器の霜取りが終 了し冷却が始まり、継続して-15℃以下が保たれ ている. その後, 霜が成長し約2時間30分後に 最も大きくなった(写真3d). さらに時刻を進 めると,成長した霜のかたまりの中央部分が白色 からグレー色に変わっていく様子が確認できる (写真3e~j). この時,海氷表面上1cmの温 度の下限が-15℃を下回らなくなっている.

次に、写真3下段のk~tを見る.この期間に おける海氷表面およびその上下1 cmの温度変化 を図4に示す.写真3kは、タンク内の海水を 10L抜いた後の状態である.図4より、k~1の 間、海氷表面上1 cmの温度(図4 "air1cm")が -15℃以下と-10℃程度の値を繰り返しているが、 フロストフラワー2の起点は写真3k~1の間 に撮影された画像からは確認できなかった.その 後、冷却器の霜取りが終了し、再度冷却が始まる 直前と思われるタイミングで、写真3mの矢印先 端部分に白い点が確認できた.その後、少しずつ 霜が成長し、図4q~sあたりで最も大きくなり、 その後は徐々に小さくなった.3/299:00頃になる と画像上でこのフロストフラワー2は確認でき なくなった.

ここで, タンク内の海水を 1L および 10L 抜い た時の状況について考える. タンク直径が 135 cm

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



図3 フロストフラワー1が確認された期間に おける温度の時系列変化

図中 a ~ j の ↓ は, 写真 3 の各画像 a ~ j が 撮影された時刻に対応する.



図4 フロストフラワー2が確認された期間に おける温度の時系列変化

図中k~tの↓は,写真3の各画像k~tが 撮影された時刻に対応する.

であることから,海水 IL は水深約 0.7 mm,同 10L は約 7 mmに相当する.海水 IL を抜いた時の推定 海氷厚は 3.1 cm, 10L を抜いた時は 5.8 cmである. 海氷厚に対するタンク内の海水を抜くことによ って低下する水位の割合(低下する水位/海氷厚) を求めると,それぞれ,海水 IL を抜いた時は約 2.3%,海水 10L を抜いた時は 12%となる.海氷 の密度は,ブラインや気泡の量に加え氷温によっ ても変化することから,どの程度の海水を抜くこ とが妥当であったかを議論するのは難しいが,海 氷表面へのブラインのしみ上りを軽減した後に フロストフラワーが成長することが確認できた.

5. おわりに

今回の実験結果から,海氷の成長に伴って高ま る内圧を随時開放する機構を加えるか,もしくは, 海氷が外周に固着せずフリーボードが維持され ように成長させることで,本実験で用いた海氷タ ンクでもフロストフラワーを成長させられる見 込みがあることを確認できた.今後は,今回の実 験で得られた成果をもとに海氷タンクの改良を 行う計画である.

【謝辞】

本研究ではJAXA/GCOM-Wに関する受託研究 で設置した実験設備を利用させていただいた.関 係各位に厚くお礼申し上げる.

【参考文献】

- Kaleschke, L., A. Richter, J. Burrows, O. Afe, G. Heygster, J. Notholt, A. M. Rankin, H. K. Roscoe, J. Hollwedel, T. Wagner and H. W. Jacobi, 2004: Frost flowers on sea ice as a source of sea salt and their influence on tropospheric halogen chemistry. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, doi:10.1029/2004GL020655.
- 的場澄人,原圭一郎,山崎哲秀,2014:グ リーンランド北西部でのフロストフラワー の観測,雪氷研究大会,P2-33.
- Hara, K., S. Matoba, M. Hirabayashi and T. Yamasaki, 2017: Frost flowers and sea–salt aerosols over seasonal sea–ice areas in northwestern Greenland during winter–spring. *Atmos. Chem. Phys.*, 17, doi:10.5194/acp-17-8577-2017.
- Martin, S., R. Drucker and M. Fort, 1995 : A laboratory study of frost flower growth on the surface of young sea ice. *J. Geophys. Res.*, 100, C4, 7027-7036.
- Style, R. W. and M. G. Worster, 2009: Frost flower formation on sea ice and lake ice. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11501, doi:10.1029/2009GL037304
- Roscoe H.K., B. Brooks, A.V. Jackson, M.H. Smith, S.J. Walker, R.W. Obbard and E.W. Wolff, 2011: Frost flowers in the laboratory: Growth, characteristics, aerosol, and the underlying sea ice. *J. Geophys. Res.*, **116**, D12301, doi:10.1029/2010JD015144.
- 7) 舩橋沙貴,尾関俊浩,安達聖,2020:塩水氷 上の霜柱状突起から成長するフロストフラ ワー,雪氷研究大会,P1-22.
- Nakayama, M., K. Naoki, T. Tanikawa and K. Cho, 2024: Development of a sea ice tank system for measuring microwave properties of sea ice, *J. Glaciol.*, 1–10, doi:10.1017/jog.2024.6

ロシア北方航路の可航日数と氷況の調査

Survey of the number of navigable days and ice conditions on the Northern Sea Route

三留 大和1, 舘山 一孝2

Yamato Mitome¹, Kazutaka Tateyama² Corresponding author: m3245200296@ std.kitami-it.ac.jp (Y. Mitome)

The Arctic sea ice extent has been decreasing significantly over the past several decades The Northern Sea Route (NSR) is expected to become a new route for maritime transportation near future. In this study, we investigated the number of navigable days for NSR as a whole and for each individual sea. Sea ice concentration is defined as the degree of difficulty for vessels to navigate the route. The number of navigable days was calculated based on the visual confirmation of the absence of sea ice along the route, and the air and water temperatures in the route were also investigated. As a result, the number of navigable days for the entire route tended to increase each year, while the average annual sea ice extent tended to decrease except East Siberian Sea.

1. はじめに

はじめにロシア北方航路とはアジアと欧州北 部や欧州ロシアを最短距離で結ぶ航路である.既 存のスエズ運河ルートと比較して概ね 4 割の距 離が短縮可能となり, 輸送日数だけでなく,燃 料消費量の削減や温室効果ガス排出量の削減の 効果が期待されている.

ロシア北方航路の総貨物量¹⁾のグラフを図1 に示す.ロシア北方航路の総貨物量は2014年で は398万トンであったのに対し,2019年には3600 万トンと,6年間で約8倍にも増えていた.2019 年から2021年にかけて微増し,ロシアによるウ クライナ侵略への国際社会の経済制裁によって 2022年は初めて減少を示したものの,2023年は 再び回復し,過去最大の総貨物量を示した.

一方で,北極域の海氷面積が長期的に減少して



図1 ロシア北方航路の総貨物量1)の経年変化

2北見工業大学 地球環境工学科

いることが報告されている²⁾.特に,年最小値の 経年変化では顕著な減少が見られ,2012年の9 月16日には最小面積が観測史上最も小さくなっ た.それに伴いロシア北方航路上の海氷面積も少 なくなることが期待される.大塚ら³⁾によると夏 期は8月後半から1.5カ月程度の期間にわたり, 航路区間が無氷となり,非アイスクラス船の航行 も可能となっている.しかしロシア北方航路は 2010年代頃から注目されはじめ,過去からの長 期情報が少ない.そのため,本研究では過去に遡 って可航日数と氷況を調査し,両者の関係を明ら かにすることを目的としている.

2. 解析方法

2. 1 使用したデータ

可航日数の調査にあたって,Aqua 衛星搭載の 改良型高性能マイクロ波放射計 AMSR-E および GCOM-W 衛星搭載の高性能マイクロ波放射計 2 AMSR2 の海氷密接度のデータを 2002 年から 2023 年を使用した.また考察にあたって,気温・ 海水温のデータとして,ECMWF (The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)の再 解析データである ERA5 を使用した.解析範囲は ロシア北方航路のうちバレンツ海,カラ海,ラプ テフ海,東シベリア海まで(東経 16.5 度~180 度, 北緯 68.5 度~80.0 度(図 2))を解析範囲とし, 航路全体とこれらの4海域に分け,可航日数と氷 況の経年変化を調査した.

Graduate School of Engineering, Kitami Institute of Technology School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology

¹北見工業大学大学院 工学専攻



2.2 可航日数の定義

本研究ではロシア北方航路全体と海域別でそれぞれの可航日数を調査した.可航日数の計算は,海氷密接度を船が氷海を航行する際の困難さの 指標と定義し,国際船級協会連合が定める極地氷 海船階級(Polar Class)の PC7 の船舶でも航行でき る氷況を可航と判断した.ここで,PC7 の船舶と は,多年氷が一部混在する薄い一年氷がある海域 の夏秋の航行が可能である耐氷船として定義さ れている.

解析方法としては AMSR-E と AMSR2 の海氷 密接度分布画像から航路上の海氷密接度を目視 で確認し, 航路全体および各海域において西端か ら東端まで航行可能と判断した場合を可航日数 としてカウントした.

2.3 シーズン平均海氷面積

本研究では氷況として衛星データから海氷面 積の経年変化を解析した.ロシア北方航路が使わ れることが多い夏季の7月1日から10月31日 までを1シーズンと定義した.

3. 結果

ロシア北方航路全体の可航日数および海域別 シーズン平均海氷面積を図3に示す.図3(a)の 可航日数は, AMSR-E および AMSR2 のデータが 1年分揃っていない 2002 年と 2011 年, 2012 年 は過小評価しているのでデータ欠損年とした.

図3からロシア北方航路の可航日数は上昇し ており海氷面積は減少傾向であることがわかる. 図4に海域別可航日数,図5に海域別シーズン平 均海氷面積を示す.海域別シーズン平均海氷面積 は2011年がデータ欠損年として過小評価されて いる.航路全体および海域別の可航日数は東シベ リア海を除いてすべて増加傾向にある.特にバレ ンツ海の増加傾向が顕著であることがわかる.ま た2020年ではバレンツ海を除く海域で過去20年



図3 航路全体の(a)可航日数と(b)海域別の シーズン平均海氷面積.

の可航日数が最大となっている.海氷面積では航路全体および海域別のシーズン平均海氷面積は減少傾向にある.可航日数に増加傾向がなかった東シベリア海では海氷面積は減少傾向であったことがわかる。バレンツ海を除く海域で過去20年の可航日数が最大となっていた2020年では海氷面積が少ない傾向であることがわかる.

4. 考察

図6にバレンツ海の2002年から2023年の気 温と水温の経年変動と2023年3月25日の海氷 密接度分布を示す.この図6(a)から気温と水温は ともに上昇傾向であることがわかる.図6(b)か ら海氷が多い3月においてもバレンツ海の南側 は広く開いていることが多く,航行しやすい海域 である.バレンツ海では気温と水温が高く,特に 海水温は一年を通じて海水の結氷温度である-1.8℃よりも高く,結氷しにくい状態にあり,可航 日数も年々増加している.

一方で東シベリア海では、図7(a)に示すよう

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



図5 海域別シーズン平均海氷面積. (a)バレン ツ海, (b)カラ海, (c)ラプテフ海, (d)東シ ベリア海.



図 4 海域別可航日数. (a)バレンツ海, (b)カラ海, (c)ラプテフ海, (d)東シベリア海.



52["] E 48[°] E

20^{°E} 24[°]E 28[°]E 32[°]E 36[°]E 40[°]E ^{44[°]E}

バレンツ海の(a)2002 年~2023 年の気温 図 6 と水温の変動と(b) 2023年3月25日の海 氷密接度分布



図 7 東シベリア海の(a)2002 年~2023 年の気 温と水温の変動と(b)2022年10月10日の 海氷密接度

に気温と水温に顕著な経年変化は見られず.年間 を通じて気温は氷点下,海水温は結氷温度をほぼ 示していた. 図 7(b)に示すように最も融解が進ん だ時期においても航路上を覆うように海氷分布 が現れることが多く、ロシア北方航路の中で最も 航行が難しい海域であると考えられる.

5. まとめ

本研究は衛星搭載マイクロ波放射計の画像か ら,過去に遡って氷況と可航日数を調査し,気温・ 水温との比較を行った.結果として可航日数は増 加傾向を示し,シーズン平均海氷面積は減少傾向 を示した. ロシア北方航路の中で最も航行しやす い海域はバレンツ海であり.最も航行が困難な海 は東シベリア海であった.

バレンツ海の可航日数が最も増加した理由と しては気温が高く, 航路上の海水温が結氷点にな りにくい特徴がみられた.また東シベリア海では 可航日数が少なく,減少傾向が見られなかった理 由としては,気温と海水温がともに低い状態で変 化が少なく,他の海域よりも海氷が減少しにくい 状況にあることがわかった.

【参考文献】

1) Centre for High North Logistics NSR Shipping activities in 2022

URL: NSR Shipping activities in 2022 - Centre for High North Logistics (chnl.no) (2024年7月 10日閲覧)

- 2) Josefino C. Comiso, CHANGING CLIMATE IN POLAR REGIONS FROM MICROWAVE AND INFRARED DATA, isprs, 48, 1357-1362, 2023.
- 3) 大塚ら, 2021: 北極海航路における海氷によ る航行障害と氷況,日本船舶海洋工学会講 演会論文集, 35, 123-124.
- 4) 奥田 駿, 2019: 北極海航路における氷海航 行予測手法の開発,北見工業大学修士論文
- 5) 大塚ら,2017:北極航路による輸送の変位と特 徵, 土木学会論文集(海洋開発), Vol.73, No.2, p. I 25-I 30.
- 日本財団向けプレゼン,2023: 北極海航路の 6) 現状と近未来の展望

URL:https://researchmap.jp/read0062252/presen tations/43815061/attachment file.pdf (2024 年 7月5日閲覧)
東南極リュツォ・ホルム湾におけるラミング回数と氷況との比較

Relationship between ramming frequency and sea ice condition in Lützow-Holm Bay, East Antarctica

村岡 翔太郎¹, 舘山 一孝²

Shotaro Muraoka¹, Kazutaka Tateyama² Corresponding author: m3245200303@std.kitami-it.ac.jp (S. Muraoka)

Although the Antarctic research vessel "Shirase" is one of the world's strongest icebreakers, she has been often blocked by thick ice in Lützow-Holm Bay on way to Syowa Station, therefore she uses an ice breaking method known as ramming. The frequency of ramming varies with fluctuations in sea ice conditions. In-situ observations using an electromagnetic induction (EM) ice thickness profiler has recorded the total thickness of snow and sea ice nondestructively since 2000. Insitu total ice thickness and satellite-based sea ice extent data indicate a correlation between the frequency of ramming and sea ice conditions.

1. はじめに

日本の南極観測の歴史は、1956年11月に観測 船「宗谷」に乗船した最初の南極地域観測隊 (JARE, Japanese Antarctic Research Expedition)が 派遣されて以降,現在に至るまで65年以上続い ている.南極における観測活動を継続するために 必要な人員と物資を確実に基地へ届ける輸送業 務が最重要任務とされており、1965年~1983年 の砕氷艦「ふじ」、1983年~2008年の砕氷艦「し らせ」、2009年以降の「しらせ(2代目)」(図1) が南極観測の活動支援の基盤を担ってきた.

世界最高クラスの砕氷能力を持つしらせ(2代目)であっても、2012年と2013年は二年連続で 厚い氷に阻まれ、昭和基地への接岸を断念した. このような背景から,南極観測を安定して継続す るためには昭和基地周辺のリュツォ・ホルム湾 (図2)の氷況を把握し適切な航路を選択するこ とが重要であると言える¹⁾.また,しらせは氷況 に応じて連続砕氷航行を行い,厚い多年氷や変形 氷が存在する氷海域を航行する場合,ラミングと 呼ばれる断続砕氷航行を行う²⁾.通常の船速では 進めない氷況において,ラミングは船を一度後退 させたのち,全速前進して氷に乗り上げ船の重さ で氷を砕き進んでいく砕氷方法である.また,ラ



図1 南極観測船しらせ(2023年9月2日. +勝港で撮影)



Graduate School of Engineering, Kitami Institute of Technology School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology

¹北見工業大学大学院 工学専攻 ²北見工業大学 地球環境工学科



ミング回数は氷況に関係し,図3に示すように周期性が見られる³⁾.

本研究は南極観測における航行支援を目的と し,氷況のどの要素がラミング回数に影響を与え るのかを明らかにし,衛星データからラミング回 数の少ないルートを特定することを目指してい る.

2. 使用データ

リュツォ・ホルム湾における海氷厚の現場観測 データとして,船舶搭載型電磁誘導式氷厚計 (SEM: Shipborne Electro-Magnetic induction device) ⁴⁾によって測定された全氷厚(海氷厚+積雪深) データを用いた.

海氷面積のデータは, G-COM 衛星搭載の高性 能マイクロ波放射計 AMSR2 によって観測され た空間分解能 10 km の海氷密接度データから計 算した⁵⁾.

本研究の解析期間は 2012 年 12 月, 2013 年 12 月,2017 年 12 月,2018 年 12 月,2021 年 12 月,2022 年 12 月であり,解析範囲は南緯 65-70 度,東経 35-45 度のリュツォ・ホルム湾周辺である.

3. 結果

3. 1 全氷厚の解析結果

図4に2012年から2022年までのSEMによっ て測定された全氷厚の測定結果を示す.2012年 と2013年は図3からラミング回数が非常に多か ったことがわかる.全氷厚は例年よりも厚く, 2012年は南緯68.50-68.78度の流氷域で平均1.88 m,南緯68.78-68.93度の定着氷域で平均3.16 m を示した.2013年は南緯67.90-68.43度の流氷域 で平均3.90 m,南緯68.43-69.00度の定着氷域で



図 4 SEM 全氷厚と海氷分布 緑矢印:流氷域,青矢印:ポリニア,赤矢印: 定着氷域, (a) 2012 年, (b) 2013 年, (c) 2017 年, (d) 2018 年, (e) 2021 年, (f) 2022 年

平均 3.83 m であった. 2017 年と 2018 年は図 3 よりラミング回数が非常に少ない年であったこ とがわかる. 2017 年は南緯 67.90-68.80 度の流氷 域で平均 0.76 m,南緯 68.80-69.10 度の定着氷域 で平均 1.78 m と例年よりも薄い海氷に覆われて おり,2018 年は南緯 67.90-68.60 度の流氷域で平 均 0.41 m,南緯 68.60-69.10 度の定着氷域で平均 0.72 m とさらに薄くなっていた. 2021 年以降は 流氷域の全氷厚が厚い特徴がみられ,2021 年で は、南緯 67.90-68.70 度の流氷域で平均 3.13 m で あった.定着氷域に突入する前に SEM が海氷に 接触して故障したため,流氷域までの観測結果の みを示す.2022 年は南緯 67.98-68.60 度の流氷帯 で平均 3.73 m,南緯 68.60-69.10 度の定着氷域で 平均 2.7 2m であった.

3. 2 過去10年の変動

過去 10 年の解析結果より,全氷厚の特徴を3 つに分けることができる.2012,2013 年は定着氷 が厚く,海氷同士がぶつかり合い10 m を超える 定着氷内に乱氷帯が発生している年もあった. 2017,2018 年は流氷域,定着氷域ともに全氷厚が 薄い傾向がみられた.2021,2022 年は流氷域で全

氷厚が厚くなる傾向がみられた.

3. 3 リュツォ・ホルム湾の海氷面積

リュツォ・ホルム湾における海氷密接度を図5 に示す.海氷面積は AMSR2 の海氷密接度が 0% より大きいピクセルに空間分解能(10km×10km) をかけて海氷面積(km²)として計算した.海氷 面積の計算範囲は図5に示したリュツォ・ホルム 湾全域のであり,海氷面積の算出期間は,SEM に よる現場観測を開始した時期から終了した期間 の平均をとった海氷面積を使用している.また, 図5に示した線はしらせの航跡を示しており,緑 色の線が流氷域,赤色の線が定着氷域を進んだと きの航跡である.海氷面積を計算した結果を表1 に示す.

4. 考察

図 5

4. 1 全氷厚と海氷面積の相関

リュツォ・ホルム湾の流氷域と定着氷域におけ る氷況と海氷面積の相関を図6に示す.流氷域の



全氷厚と定着氷域の全氷厚では相関係数が 0.83, 流氷域の全氷厚と海氷面積では相関係数が-0.25 と,全氷厚同士では強い正の相関が見られたが流 氷域の全氷厚と海氷面積では弱い負の相関がみ られた.また,定着氷域の全氷厚と海氷面積では 相関係数が-0.50と負の相関がみられた.全氷厚 に関しては流氷域の全氷厚が厚いほど定着氷域 の全氷厚が厚くなる傾向がみられた.また,全氷 厚と海氷面積について流氷域と定着氷域で負の 相関がみられ,全氷厚が厚いほど海氷面積は小さ

(b)

2 2.5 3 3. 定着氷(全氷厚)



(d) 45 3.5 定着米(全) 3 0.5 8 10 12 14 海氷面積(万km³) 2 2.5 3 3 定着氷(全氷厚) 4 5 16 18 (f) 0.5 1 1.5 2 2.5 3 3.5 流氷(全氷厚) 0 8 10 12 14 16 18 海氷面積(万km) 全氷厚と海氷面積の相関 (a), (b): 流氷の全氷厚と定着氷の全氷厚 (c), (d): 定着氷の全氷厚と海氷面積 (e), (f): 流氷の全氷厚と海氷面積

Copyright©2024 公益社団法人日本雪氷学会 The Japanese Society of Snow and Ice

くなる傾向がみられた.

4. 2 氷況とラミング回数の相関

リュツォ・ホルム湾における全氷厚,海氷面積 とラミング回数の相関を図7に示す.流氷域の全 氷厚とラミング回数では相関係数が 0.56, 定着氷 域の全氷厚とラミング回数では相関係数が 0.84 とどちらも正の相関がみられ,特に定着氷の全氷 厚とラミング回数が最も高い相関であった. 流氷 域と定着氷域で相関に差が出た理由として, 流氷 域では全海氷が厚くても海氷密接度が小さい場 合があり,常にラミングする状態ではないという こと、定着氷域では乱氷帯の存在の影響を受けて いることが考えられる.海氷面積とラミング回数 では相関係数が-0.15となり,相関があるとはい えない結果となった.若干負の相関がみられた理 由として,定着氷の流出のにより流氷面積が大き くなり、それに伴い定着氷の面積が減り、 ラミン グ回数が少なくなったことが考えられる.



5. まとめ

本研究では、リュツォ・ホルム湾における氷況 のどの要素がラミングに影響を与えるのかを明 らかにするため全氷厚,海氷面積,ラミング回数 の比較を行った.ラミング回数と全氷厚について は正の相関がみられたが、ラミング回数と海氷面 積については相関がみられなかった.そのため、 ラミング回数に最も影響を与える氷況の要素は 全氷厚であることが分かった.今後の課題として、 ラミングを実施した座標を記録し、より正確に氷 況との関係を抽出することが必要である.

- 1) 星野聖太,舘山一孝,田村岳史,牛尾収輝, 2015:南極海における衛星データを用いた海 氷厚推定アルゴリズムの開発,雪氷研究大会 講演要旨集(2015・松本).
- 2) 牛尾収輝,宇都正太郎,泉山耕,下田春人, 鮎川勝,2004:「しらせ」砕氷航行データが示 す南極リュツォ・ホルム湾定着氷の年々変化, 極地研刊行誌,48,180-190.
- 3) 茂原清二,2010:砕氷艦の運用-昭和基地沖の 氷海における砕氷航行,日本マリンエンジニ アリング学会,45,186-191.
- 4) 宇都正太郎,下田春人,泉山耕,牛尾収輝, 青木茂,橋田元,若林裕之,西尾文彦,2004: 船上観測データに基づく南極リュツォ・ホル ム湾定着氷の夏季における氷厚及び積雪深 分布特性について,極地研刊行誌,48,165-179.
- 5) JAXA 宇宙航空開発機構 URL:https://www.eorc.jaxa.jp/AMSR/learning/i ndex_ja (2024 年 7 月 1 日閲覧)
- 6) 牛尾収輝,2015:多雪域の多年氷の成長限界
 に起因する定着氷の準周期的崩壊,雪氷研究
 大会講演要旨集(2015・松本).

グリーンランド・シオラパルク周辺における海氷厚変動の推定

Estimation of sea ice thickness fluctuation around Siorapaluk, Greenland

原田 睦史¹, 舘山 一孝², 山崎 哲秀³ Yoshifumi Harada¹, Kazutaka Tateyama², Tetsuhide Yamasaki³ Corresponding author: m3245200202@std.kitami-it.ac.jp (Y. Harada)

To determine the total amount of sea ice, it is necessary to measure sea ice extent and thickness, but sea ice thickness observations have not been sufficiently conducted. In this study, we estimated the sea ice thickness variation around Siorapaluk, located in northwestern Greenland, over a total of 10 seasons from September to May 2013-2023. Sea ice thickness were estimated from freezing degree days by applying Stefan's equation and the estimation accuracy was verified by comparing with in-situ sea ice thickness.

1. はじめに

近年,地球規模の温暖化傾向が顕著であり,温 暖化が進むことによって雪氷圏では大きな影響 を受けることが予測されている¹⁾.特に北極域で は年平均気温の上昇傾向と海氷面積の急激な減 少傾向が報告されており²⁾,海氷の減少や薄氷化 が北極域の温暖化をさらに加速させることが懸 念されている.

北極域での温暖化の指標として海氷の総量の 変動を把握するにためには面積だけでなく海氷 厚の測定の把握が必要であるが,観測は十分に行 われていない³⁾ため,観測データが不足している 地点・期間の海氷厚を推定する必要がある.

他方で,グリーンランド北西部に位置するカナ ックやシオラパルクでは,過去に強風の影響によ りフィヨルドの定着氷が大規模に流出し,定着氷 上に設置していたカラスガレイ漁のための小屋 や漁具が流されるなどの被害が生じた⁴⁾.この ように定着氷の流出は現地の住民の生活基盤で ある漁業や冬期の氷上交通に大きな影響をもた らしており,定着氷の流出条件および流出後の海 氷厚の成長を明らかにすることは重要である.

本研究は現地の気象データからフィヨルドの 定着氷の海氷厚の推定精度を検証し,定着氷流出 イベント時の気象条件を調査することを目的と した.

2. 使用データ

本研究で使用した観測データの詳細を表1 に示す.海氷厚データは、アバンナット北極プ

2 北見工業大学 地球環境工学科

3アバンナット北極プロジェクト

ロジェクトの山崎哲秀氏により現地で取得され たものであり、2013 年から 2023 年にかけて図 1に示す 1-1~3-1 のシオラパルク沖のロバート ソン・フィヨルド内の定着氷上で測定された.

表1 使用データおよび各観測期間

使用 データ	現場	再解析		
分類	海氷厚	気象	ERA5	
手法	ドリル	自動	エデル	
	掘削	気象計	モリル	
頻度	数日	数日 5分		
年	2013~2023	2019~2023	2013~2019	
期間	11月~5月	9月~5月	9月~5月	



Graduate School of Engineering, Kitami Institute of Technology School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology Avangnaq Arctic Project

¹ 北見工業大学大学院 工学研究科

北海道の雪氷 No.43 (2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

気象データは、山崎哲秀氏によって 2019 年か らシオラパルクの北緯 77°46′58.1″, 西経 70°40′52.8″の地点に設置された自動気象計 (HOBO U30-NRC Weather Station)により、5分 ごとに記録された気温や風速,風向データを使用 した. 2019 年以前の気象データは、再解析デー タである ERA5 を用いた.

3. 解析手法と結果

3.1 シオラパルク周辺における海氷厚の特徴

シオラパルクにおいて過去 10 シーズンでロ バートソン・フィヨルド上の定着氷で実測された 積雪深と海氷厚の時系列を図2に示す.前提とし て,これらの定着氷上のデータは人が安全に定着 氷上を補講可能な時期に観測されたものである ため,概ね海氷が十分に成長する11月前後から, 融解し始める5月頃にかけて測定が行われてい る.図2に示すように,海氷厚は例年100~120cm 程度まで成長する.最大海氷厚が100cmに満た なかった2020~2021年は,強風により大規模な定 着氷の流出イベントが発生した年であり,2月に 定着氷が流出したことによって開放水面が再び 成長したことに起因すると考えられる.

また,海氷厚の変動傾向としては海氷厚の最大 値に注目すると 2014~2015 年に観測された値を 上回ることがなく,緩やかに減少していることが わかった.図2の黒棒で示される積雪深は, 2016~2017年以前と以降を見比べると,2016年~ 2017年以降の方が増加していることがわかった.



図2 全氷厚変動 (2013~2023 年) 青線:海氷厚 黒線:積雪深 赤枠:最大海氷 厚が 100cm に満たなかった 2021~2022 年を表 す

3. 2 Stefan の式による海氷厚の推定

実測されていなかった日の海氷厚を推定する ために、純氷の成長を熱伝導理論から説明する Stefanの理論^{5,6)}を用い、日平均気温T_a [℃]から 海氷厚h [m]を推定した.氷表面の気温 T_a と底面の水温(-1.8°C)との温度差を θ [°C]とすると、 氷内部の温度勾配 θ/h 面のために氷の下では熱 伝導によって上方に奪われる融解潜熱L [J kg⁻¹] に応じて氷の厚さがdh[m]だけ成長する.

海氷の熱伝導度を*K* [W m⁻¹ °C⁻¹],海氷の密度を ρ [kg m⁻³]とすると,次の式(1)が導かれる.

$$h^2 = \frac{2K}{L_0} \int_0^t \theta dt \tag{1}$$

 $\int_{0}^{t} \theta dt$ は積算寒度 (°C・day)と呼ばれる. $\frac{2\kappa}{L\rho}$ を μ^{2} とすると、 μ は氷厚係数と呼ばれ、海氷の成長 のしやすさを表している.

以上から,海氷厚を推定するためには氷厚係数 と積算寒度が必要であることがわかる.現地の観 測から海氷の熱伝導度や融解潜熱,密度を実測す ることは困難であるため,本研究は実測された海 氷厚を気象計から得られた積算寒度で除すこと によって経験的に氷厚係数を算出し,観測期間で 平均することで平均氷厚係数µを求めた.

積算寒度を計算する際には積算開始日を設定 する必要がある.本研究ではStefanの式(1)を用 いた推定海氷厚と実測海氷厚の相対誤差の平均 が各年で最も小さくなるよう積算開始日を調整 し,結氷開始日として扱った.その結果を図3 (a)~(j)に示す.(d) 2016年~2017年と(h) 2020 年~2021年は定着氷がそれぞれ12月と2月に 流出したことが山崎氏により記録されている.こ れらの年では流出した日を結氷開始日とし,積算 感度を再計算している.

図3 (a) ~ (j) のグラフの赤線は気温,緑線は Stefan の式による推定海氷厚,青点は実測海氷厚 を意味している.図2の各年における結氷開始日, 氷厚係数の平均値 μ ,相対誤差を表2にまとめた. μ は1.59 から2.35 の値を示し,定着氷の流出が 起きた2016~2017年と2020~2021年の μ は小さい 値を示し,他の年と比較して相対誤差が大きくな った.これは定着氷の流出イベントの前後で同一 の μ を用いて海氷厚を推定していることが原因 と考えられる.最大海氷厚が100cmを超える 2014~2015年と2019~2020年,2021~2022年は2 を超える μ の値を示し,比較的小さい相対誤差を 示した.



図3 2013 年から 2023 年のシオラパルクにおける気温とフィヨルド定着氷の海氷厚の変動 赤線:AWS 気温,青点:実測海氷厚,緑線:Stefan の式を用いた推定海氷厚



図4 3-1 と 3-2 の 2 地点で定着氷の流出イベントが発生した 2019 年 9 月から 2020 年 5 月の シオラパルクにおける気温と地点別のフィヨルド定着氷の海氷厚の変動

北海道0	D雪氷	No.4	3 (202	24)				
Annual	Report	on	Snow	and	Ice	Studies	in	Hokkaido

表2 Stefan の式を用いて算出した各値							
			相対				
観測シーズン	結氷開始日	$\overline{\mu}$	誤差				
			(%)				
2013-2014 年	10月28日	1.81	5.20				
2014-2015 年	12月15日	2.35	7.86				
2015-2016年	11月12日	1.93	8.12				
2016-2017 年	11月28日	1.87	13.3				
2017-2018年	10月27日	1.80	11.7				
2018-2019年	9月30日	1.59	7.70				
2019-2020年	12月15日	2.14	7.88				
2020-2021年	11月11日	1.59	17.2				
2021-2022 年	11月11日	2.25	7.38				
2022-2023 年	10月9日	1.63	10.3				

3.3 地点ごとの海氷厚の違い

図3は図1に示すフィヨルド上の地点の違いを 考慮しておらず,観測場所の相違により全体的に相 対誤差が大きくなってしまったと考えられる.図4 は3-1と3-2地点で定着氷の流出イベントが発生し た2019年9月から2020年5月の海氷の成長を地 点別に示した結果である.流出イベントが発生しな かった地点の推定海氷厚は実測値と良く一致して いた.流出した地点においても地点別に海氷厚を推 定した方が実測値と相関が高くなった.

3. 4 定着氷流出の気象条件

図3(h)に示す2020~2021年は2月に定着氷の8 地点が流出する大規模流出が発生した.図4に ERA5のデータから得られた地上風の日最大風速, 平均風速の中央値,日平均風速を示したものである. 流出が観測された2021年2月11日において,平均 風速の最大値は、シーズンの最大の23.15 m/s を記 録した.また,定着氷の流出が起きた前後4日間で



平均風速の最大値は 15 m/s 付近に達しており,長期間にわたるブリザードが定着氷流出につながったと推測される.

4 考察と今後の課題

氷厚係数が同じであれば,積算寒度から海氷厚を 推定できる.しかし,同じ場所においても氷厚係数 は年によって変動していた.その要因として,年に より積雪量や風向・風速が異なること考えられる.

今後は風速だけでなく風向や降雪量などの気象 要素を追加して検討し、より正確な海氷厚推定を目 指したい.

【謝辞】

本研究では山崎哲秀氏から頂いた現地の海氷観 測記録・気象観測のデータを使用した.

- 長幸平,直木和弘,2022:地球温暖化の現状と 衛星による海氷観測の重要性,画像電子学会誌, 51巻3号,218-225.
- 気象庁,海氷域面S系の長期変化傾向(全球) https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_ 1/series_global/series_global.html(2024年7月5 日閲覧)
- 渡邊達也, 舘山一孝, 2021: UAV-SfM 測量に よる海氷フリーボード計測の試み, 日本雪氷学 会誌, 83 巻2号 155-167.
- 4) 的場澄人、山崎哲秀、2018: 2016 年 12 月にグリ ーンランド北西部カナック村で生じた海氷流 出事故と漁業被害—グリーンランド北西部に おける社会・自然環境と生業の変化—,北海道 の雪氷、37,51-54.
- J.Stefan, 1889 : Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere, Sitzungsber der Wissenschaften mathmatischnaturwissenschaftiche Klasse, 98_2a, 965-983.
- 福富孝治,楠宏,田畑忠司,1950:海氷の研究 (第6報):海氷の厚さの増加について,低 温科學,3,171-186.

メタンを包接するハイドレート生成時のメタン安定同位体分別に

及ぼすケージサイズ効果

Effect of cage size on isotopic fractionation of enclathrated molecules at the formation of methane hydrate

水谷 優斗¹, 滝澤 楓¹, 八久保 晶弘¹, 竹谷 敏² Yuto Mizutani¹, Kaede Takizawa¹, Akihiro Hachikubo¹, Satoshi Takeya² Corresponding author: hachi@mail.kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

本研究は、メタンハイドレート生成における水素同位体分別のケージサイズ効果を探るものである.メタンハイドレートのメタンは14面体の大ケージと12面体の小ケージの両方に包接される.しかしながら、水素同位体分別がこの2種類のケージサイズに依存するかどうかは未解明である.本研究では、テトラヒドロフラン等を用いた混合ガスハイドレート(GH)を利用して、小ケージのみにメタンを包接させる実験を行った.純粋なメタンハイドレートと混合GHとの比較から、水素同位体分別のケージサイズの影響を評価した.その結果、小ケージより大ケージの方がより軽いメタンを包接しやすい傾向が明らかとなった.

1. はじめに

ガスハイドレート (GH) は低温高圧下で安定な 結晶で,水分子で構成されたカゴ状構造にゲスト 分子を包接する. GH の結晶構造はゲストガスの種 類に依存し,例えばメタン (C₁) ハイドレートは 14 面体の大ケージと 12 面体の小ケージで構成され, ケージ個数比が 3:1 の結晶構造 I 型となり,プロパ ン (C₃) ハイドレートは 16 面体の大ケージと 12 面 体の小ケージで構成され,ケージ個数比が 1:2 の結 晶構造 II 型となる. 純粋な C₁ハイドレートでは両 ケージに C₁が包接され,純粋な C₃ハイドレートで は大ケージのみに C₃が包接される.

C₁は炭素と水素で構成される分子であり,それ ぞれの元素には安定同位体(炭素の¹³C,水素の²H) が存在する.このため,C₁は組み合わせ的に¹²CH₄, ¹³CH₄,CH₃²Hの3種類が存在し,純粋なC₁ハイド レートであっても,実際には異なる同位体分子種 (アイソトポログ)を含むゲスト分子で構成され る混合GH,ということになる.

例えば、 $C_1 \cdot CO_2$ 混合 GH(結晶構造I型)では、 CO₂が C_1 よりも結晶内へ優先的に包接されること が知られている¹⁾. これと同様に、異なるアイソト ポログ間でも、一方の同位体分子がもう一方より も結晶内へ相対的に取り込まれやすい、あるいは 取り込まれにくいという現象が起こる(ゲスト分 子の安定同位体分別).実際、 C_1 ハイドレートにお いては、 12 CH₄と 13 CH₄との間には差がみられないも のの, CH₃²Hは相対的に結晶内へ取り込まれにくい ことが判明している²). このことは, 異なるアイソ トポログ間のハイドレート平衡圧の差で定性的に は説明が可能である³.

一方、 $C_1 \cdot C_3$ 混合 GH(結晶構造 II 型)では、 C_1 の水素同位体分別は純 C_1 ハイドレートの場合より小さくなる⁴⁾. その原因として、結晶構造 II 型のケージ全体の 2/3 を占める 12 面体の小ケージに包接された C_1 の水素同位体分別が相対的に小さいからではないか、と考察されている⁵⁾. このことは、 C_1 の水素同位体分別にケージサイズが影響する可能性を示している. しかしながら、前述の $C_1 \cdot C_3$ 混合 GHでは、 C_1 が大ケージにもいくらか包接されると考えられ、大小ケージそれぞれの C_1 同位体分別効果の分離が課題となっていた.

本研究では、テトラヒドロフラン(THF)等を 用いることで結晶構造 II 型大ケージを占有させ、 結晶構造 II 型の 12 面体小ケージのみに C₁を包接さ せた混合 GH を調べた.大小ケージの両方に C₁が 包接される純粋な C₁ハイドレートと混合 GH との 水素同位体分別の比較を行い、ケージサイズ効果 について定量的に検討した.

本研究の最終的な目標は、ガス安定同位体比解 析から天然GHの生成・維持・解離過程を理解する ことにある.例えば、GHの生成・維持過程におい ては、間隙水溶存ガス等の結晶を取り巻くガスと、 GH 包接ガスとの間に前述の安定同位体分別がみら

²產業技術総合研究所

れるはずである.一方,解離過程においてはGH包 接ガスが環境のガスに混入して違いがみられなく なる.このことは、サハリン島北東沖やロシア・ バイカル湖で採取された天然GHの状態に関する議 論に既に利用されている 68. したがって, 前述の 安定同位体分別で生じる定量的な差は、天然 GHの 状態の判断に重要であるものの、結晶構造の違い により異なる値となることが予想される.結晶構 造I型の天然GHが大半を占めるとは言え、C3を5% 以上含む結晶構造II型の天然 GH についても世界中 で報告例がある 9-12), このようなハイドレートでは, C₃が大ケージを占めるために, C₁が小ケージに多 く包接されると考えられる.本研究で明らかにさ れる、C₁水素同位体分別に及ぼすケージサイズ効 果の理解は、天然GHの生成・維持・解離過程を正 確に把握する上で不可欠である.

2. 実験方法

2. 1 試料生成方法

単体では結晶構造 Ⅱ型大ケージのみに包接され る THF, テトラヒドロピラン (THP), シクロペン タン (CP), 1,3-ジオキソラン (1,3-DIOX), 1,4-ジ オキサン (1,4-DIOX) のいずれかを, 添加薬品と して用いた. これらの薬品が結晶構造 Ⅱ型大ケー ジを占有するだけの量を秤量し、低温室内のミク ロトームで削り出した微粉末氷 1.0gとともに、容 量42mLの耐圧容器に封入した. その後, ガス導入 システム(図1)を用いて,42 mL 耐圧容器を液体 窒素温度まで冷却し,実験系全体を真空状態にし た後, 164 mL 耐圧容器に高純度 C₁(純度 99.99%, 高千穂化学工業)を導入し、42 mL 耐圧容器へこの C₁をトラップした. その後, 42 mL 耐圧容器を 273 Kに設定した恒温槽に約1~2日静置し、C1とTHF 等を包接した混合GH試料を作成した.なお、C1の 導入量については、C1ハイドレート生成終了後の 圧力(これを生成圧力と定義する)が 273 K で 2.2



図1 ガス導入システム模式図

MPa 程度となるように予め調整することで、純 C_1 ハイドレートの生成・混入の可能性を排除した. なお、比較実験として実施した $C_1 \cdot C_3$ 混合 GH の 場合も同様の生成圧2.2 MPaを目指し、純 C_1 ハイド レートの場合は生成圧を 3.3 MPa とした.

2.2 ガス分析

試料生成後, 混合 GH に包接されなかったガス (以降, 残ガス)を採取し, さらに液体窒素温度 下で GH 試料を取り出した. 混合 GH に包接された ガス(以降, 包接ガス)については, 真空ライン 中で GH 試料を分解させて得た. 残ガス・包接ガス のいずれについても 1.2 気圧程度に調整し, 安定同 位 体 比 質 量 分 析 装 置 (Delta V, Thermo Fisher Scientific) にシリンジインジェクションで導入し, C₁を熱分解炉で分解し, 水素(^IH₂ないし^IH²H)を 得ることで, C₁水素同位体比を測定した.

また, C₁・C₃混合 GHの残ガスと包接ガスについ ては,ガス組成分析を行った.前述の安定同位体 分析時に得られた残ガス・包接ガスをシリンジイ ンジェクションにより 100 μL ずつ採取し,ガスク ロマトグラフ (GC-2014,島津製作所)に導入して 求めた.

2.3 結晶解析

純 C₁ハイドレートを除く全ての GH 試料につい ては、C₁が小ケージのみに包接されているかどう かの確認のために、ラマン分光分析装置(RMP-210,日本分光)を使用した. C₁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 クトルを測定した.

2. 4 C₁溶解による影響評価実験

 C_1 が THF 等に接触・溶存することにより,残ガ ス・包接ガスの C_1 水素同位体比に影響を及ぼす可 能性がある.そこで, C_1 と THF, THP, CP, 1,3-DIOX, 1,4-DIOX をそれぞれ接触させた場合におけ る,残ガスの C_1 水素同位体比への影響を調べた. 以降,溶存テストと称する.

3. 実験結果および考察

 C_1 に関する水素同位体分別および溶存テストの 結果を図2に示す.水素同位体比については δ^2 Hで 表記し、上横軸の $\Delta\delta^2$ H(残ガス δ^2 H-包接ガス δ^2 H) が正の値の場合は GH が軽い C_1 を濃縮しやすいこ とを示す.下横軸は溶存テストの $\Delta\delta^2$ H(元ガス



図 2 残ガスと包接ガス間,元ガスと残ガス間の C₁水素同位体比の差(Δδ²H)

 δ^2 H-残ガス δ^2 H)を示し,正の値の場合は THF 等 に重い C_1 が溶存しやすく,相対的に残ガスに軽い C_1 が濃縮しやすいことを示す.これらの測定結果 から,ケージサイズの違いが C_1 水素同位体分別に 及ぼす効果について考察する.

まず,溶存テストにおけるそれぞれの $\Delta\delta^2$ H は, 誤差範囲内で全て約 0.0‰であった.この結果は, 包接ガス等の取り出し時に C_1 が薬品を含む水溶液 に触れて安定同位体分別を引き起こすことはない, あるいはその効果は無視できることを示している. また,図 2 から,純 C_1 ハイドレートの $\Delta\delta^2$ H は +8.0‰,小ケージのみに C_1 が入る場合の $\Delta\delta^2$ H はい ずれのケースにおいても約+3.2‰との結果を得た. 前者の値は先行研究 ²)で得られた値とほぼ同様であ り,後者の値が相対的に小さいことは別の先行研 究 4.5の結果と調和している.

結晶構造 I 型の純 C₁ハイドレートは大小ケージ (個数比が 3:1) 全てに C₁が包接されるわけではな く,一部のケージは空のままである¹³⁾.そこで, CSMHYD モデル¹⁴⁾を用いてケージ占有率の概略値 を求めた結果,大ケージでは約 97%,小ケージで は約 87%であることがわかった.このケージ占有 率を仮定すれば,大小ケージに C₁が包接される純 C₁ハイドレート,および小ケージのみに C₁が包接 される混合 GHの $\Delta\delta^{2}$ H から,大ケージのみに C₁が 包接される場合の $\Delta\delta^{2}$ H を推定できる.これを計算 すると+9.4‰となり,小ケージの $\Delta\delta^{2}$ H (+3.2‰)よ りも明らかに大きい.したがって,結晶構造 I型の 14面体大ケージは 12面体小ケージと比較して,相 対的にさらに軽い C_1 を包接しやすい,と結論づけ られる.

4. まとめ

本研究では、 C_1 ハイドレートの C_1 水素同位体分別が、結晶構造 I 型の大小ケージのサイズに依存するかどうかについて調べた.結晶構造 I 型の 14 面体大ケージと 12 面体小ケージそれぞれに包接される C_1 の水素同位体分別($\Delta\delta^2$ H)を見積もった結果、大ケージのみに C_1 が包接される場合の $\Delta\delta^2$ H は +9.4‰となり、これは小ケージのみに包接される場合の+3.2‰よりも大きく、大ケージは小ケージよりも相対的に軽い C_1 を包接しやすいことを示している.一方で、 $\Delta\delta^2$ H がケージサイズ毎に異なる原因については、今後は分子動力学モデル等を用いた計算化学分野での解明が期待される.

 C_1 の水素同位体比は C_1 の起源を推定する指標の 一つとして提案され¹⁵), これまでに多くの研究者 が天然ガス中の C_1 の起源に関する議論に用いてき た.しかしながら,安定同位体比の数値のみから ガス起源を推定することはできない.またその安 定同位体比の数値に至った素過程の理解なしに利 用することは危険である^{16,17}.本研究は,結晶に包 接された C_1 と環境の C_1 との安定同位体比の差が GH 結晶構造に依存することを実験的に明らかにし た.この知見は,安定同位体比の絶対値の議論か ら離れ,異なる相の間における安定同位体比の差 に注目した点で,将来的な利用が期待される.

- Ohgaki, K., Takano, K., Sangawa, H., Matsubara, T. and Nakano, S. 1996: Methane exploitation by carbon dioxide from gas hydrates — phase equilibria for CO₂-CH₄ mixed hydrate system —. J. Chem. Eng. Jpn., 29, 478–483.
- 2) Hachikubo, A., Kosaka, T., Kida, M., Krylov, A., Sakagami, H., Minami, H., Takahashi, N. and Shoji, H. 2007: Isotopic fractionation of methane and ethane hydrates between gas and hydrate phases. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21502.
- Ozeki, T., Kikuchi, Y., Takeya, S. and Hachikubo, A. 2018: Phase equilibrium of isotopologue methane hydrates enclathrated CH₃D and CD₄. *J. Chem. Eng. Data*, **63**(6), 2266–2270.
- 4)鎌田諒也,長谷勇之介,八久保晶弘,竹谷敏, 2020:メタンを包接した混合ガスハイドレートの水素安定同位体分別.雪氷研究大会(2020・

オンライン) 講演要旨集.

- 5) 鎌田諒也,八久保晶弘,竹谷敏,2021:炭化水 素ガスハイドレート生成時のゲスト水素同位体 分別に及ぼすケージサイズの効果. 雪氷研究大 会 (2021・千葉 オンライン) 講演要旨集.
- 6) Hachikubo, A., Khlystov, O., Manakov, A., Kida, M., Krylov, A., Sakagami, H., Minami, H., Takahashi, N., Shoji, H., Kalmychkov, G. and Poort, J. 2009: Model of formation of double structure gas hydrates in Lake Baikal based on isotopic data. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L18504.
- 7) Hachikubo, A., Krylov, A., Sakagami, H., Minami, H., Nunokawa, Y., Shoji, H., Matveeva, T., Jin, Y. K. and Obzhirov, A. 2010: Isotopic composition of gas hydrates in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk. *Geo-Mar. Lett.*, **30**, 313–319.
- 8) Hachikubo, A., Minami, H., Yamashita, S., Khabuev, A., Krylov, A., Kalmychkov, G., Poort, J., De Batist, M., Chenskiy, A., Manakov, A. and Khlystov, O. 2020: Characteristics of hydrate-bound gas retrieved at the Kedr mud volcano (southern Lake Baikal). *Sci. Rep.*, **10**, 14747.
- 9) Sassen, R., Sweet, S. T., DeFreitas, D. A. and Milkov, A. V. 2000: Exclusion of 2-methylbutane (isopentane) during crystallization of structure II gas hydrate in sea-floor sediment Gulf of Mexico. *Org. Geochem.*, **31**, 1257–1262.
- 10) Ginsburg G. D., Guseynov R. A., Dadashev A. A., Ivanova G. A., Kazantsev S. A., Solov'yev V. A., Telepnev E. V., Askeri-Nasirov R. Ye, Yesikov A. D., Mal'tseva V. I., Mashirov Yu. G. and Shabayeva I. Yu. 1992: Gas hydrates of the Southern Caspian. *Int. Geol. Rev.*, **34**, 765–782.
- Mazurenko, L. L., Soloviev, V. A., Belenkaya, I., Ivanov, M. K. and Pinheiro, L. M. 2002: Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cadiz. *Terra Nova.*, 14(5), 321–329.
- 12) Lu, H., Seo, Y., Lee, J. W., Moudrakovski, I., Ripmeester, J. A., Chapman, N. R., Coffin, R. B., Gardner, G. and Pohlman, J. 2007: Complex gas hydrate from the Cascadia Margin. *Nature*, **445**, 303–306.
- 13) Hachikubo, A., Kida, M., Yahagi, D., Fuseya, G. and Takeya, S. 2024: Effect of temperature and pressure on the hydration number of methane hydrate. *Energy Fuels*, 38(11), 9676–9682.
- Sloan, E. D. Jr. 1998: Clathrate Hydrates of Natural Gases (2nd ed.). Marcel Dekker Inc., New York, 705 pp.
- Whiticar, M. J. 1999: Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chem. Geol.*, **161**, 291–314.
- 16) 川口慎介, 土岐知弘, 2010:海底下地殻内流体 系のメタンの起源. 地球化学, 44(4), 137–154.
- 17) 川口慎介,2015:還元性気体に注目した深海底
 生態系に関する地球化学的研究. 地球化学,
 49(2),79–97.

雪の結晶は過冷却雲粒の氷晶転移により形成される

Snow crystals are formed by the phase transition of supercooled cloud droplets

油川 英明 1,2

Hideaki Abueakawa^{1,2} Corresponding author: abu440407@yahoo.ne.jp

雪の結晶は、過飽和の水蒸気による昇華(凝華)生成という昇華成長説が通説となっているが、結晶が生 成する雪雲のなかは水蒸気の量が飽和ないしそれ以下であることから、昇華成長説は天然には適応し難いも のと考えられる.このようなことから、雪雲の雲粒に成因を求め、過冷却微水滴が雪の結晶へ直接に相転移 する、ここではこの現象を仮に「氷晶転移」と称するが、このことについて実験的にこれまで確認を行って きた.今回の報告は、雪の結晶へ氷晶転移する過冷却微水滴(雲粒)の条件について、水分子のクラスター に相応の特徴があるものと考え、その構造に関わる推察を行ったものである.

1. はじめに

中谷¹⁾の「雪の研究」(1949)は,以下のような 緒言の書き出しに始まる.すなわち,

「雪は低温に於いて水蒸気が或る種の核に昇華 作用によって凝縮した氷の結晶である.」と.この ことは現在においても雪の結晶の調査・研究の基 とされている.

ここで、「ある種の核」つまり氷晶核の存在に ついては、昨年度の研究発表²⁾で述べたように、 雪の結晶は一般的な凝結核により生成されるこ とが示されたので、氷晶核についての探求は余り 必要がないものと言える.

また,雪の結晶が「水蒸気の昇華作用によって」 生成・成長するとしているのは,水蒸気の過飽和 をもとにした人工雪の実験によるものであり,こ れは天然には見られない現象である.

天然においては、雪の結晶は過冷却雲粒により 満たされた雪雲のなかで生成・成長するわけで、 雪雲のなかの水蒸気の量は飽和ないしはそれ以 下で、人工雪の実験において示されるような過飽 和は見出されない.

雪の結晶が生成される雪雲の状況を考えるな らば、過冷却雲粒の存在が注目される.一般に、 過冷却の微水滴は凍結すれば氷球状になるもの とみなされてきたが、ある条件のもとに凝結生成 した過冷却微水滴は、過冷却の破れにより氷晶状 に結晶化することが実証された²⁾.このような結 晶化を、ここでは過冷却微水滴、つまり過冷却雲 粒の「氷晶転移」と仮称する. 天然における雪雲の形成は、一般に、地表面から蒸発した水蒸気が比較的ゆっくりと一千メートル以上もの距離を上昇し、氷点下のもとで徐々に凝結して過冷却雲粒になるわけである。そして、このような過冷却雲粒が「氷晶転移」して雪の結晶を生成する。これに対して、常温の微水滴がそのまま過冷却したものは単に氷球状に凍結する。つまり、両者は水分子のクラスター構造に違いがあるものと考えられる。ここでは、そのような過冷却雲粒の分子構造について推察を行う。

2. 昇華成長では困難な雪結晶の例

中谷の昇華成長説では困難とみなされる天然 の雪結晶の例を図1に示す.この結晶は少し雲粒

が六るでう枝定なる晶れあて高付花が示にのまい畸にるる、層着状赤し六中っい形分も.の気しでいた本心てわの類のそ時象たあ線よのはいゆ結さでしのデ

ータ (9時)



図1 中心が定まっていない六 花状結晶.撮影:札幌 2024/02/24 8:31

Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice NPO Network of Snow and Ice Specialists

で雲頂なるニーま相度い 94 超値はのとさ高千トで対にて%えは雪雲みれ度メルの湿つはをる見



図2 過冷却微水滴 (雲粒) による 結晶成長の実験.赤線で示さ れた枝は中心から右方向へ若 干ずれている.温度 -15℃

られなかった.つまり,図1の六花状結晶は未飽 和の水蒸気環境のもとで成長したことになる.

このような畸形の結晶の成因について、従来の 水蒸気による昇華成長説では解釈が極めて困難 である.これに対して、図2に示したような過冷 却雲粒による結晶成長の実験²⁾では、雲粒から伸 びた枝(赤線)が中心からずれているものがみら れる.すなわち、図1の畸形結晶は、幾つかの雲 粒から個別に枝が伸び、結果として六花状の結晶 が形成されたものとみなされる.

3. 過冷却雲粒から生成するその他の雪結晶 図2に示した結晶の他に、過冷却微水滴(雲粒)



0.1 mm

図3 角柱集合の生成.①の過冷却微水滴は 水蒸気の凝結がトリガーとなって過冷 却が破れ,氷晶転移する.温度 -5℃ から生成・成長す る結晶の実験例 を以下に示す.

図3は,柱状結 晶の生成の動画 から各々の画面 を抜き出して示 したものである. 図2の①に示さ れた中央の過冷 却微水滴が中心 になって,2分経 過した④では角 柱の集合が形成 されている.この 集合体は,中央の 過冷却微水滴が 氷晶転移し,近傍 にある過冷却微 水滴に接触して それらをさらに 氷晶転移させて



図4 結晶成長の横方向からの観察.氷晶の二重構造の成因である.
 温度 -15℃

生成した結晶群である.

図4は,板状結晶の成長過程を横方向から撮影 した動画の静止画面である.各々の過冷却微水滴 は,上方からの結晶の枝に接触され,微水滴の上 下から枝を伸ばしている.実際,天然の雪結晶も 上下二重乃至はそれ以上の構造が見られること から,このように過冷却微水滴(雲粒)から枝が 多重になって成長するものとみなされる.

ところで、過冷却微水滴(雲粒)が直接に氷晶 へ変化する、すなわち雲粒の氷晶転移は何故に生 じるのか、あるいは図4の②に見られるような過 冷却微水滴が氷球状に凍結しつつ結晶の枝を伸 ばすのは何故なのか等々については極めて興味 のあることである.このようなことから、以下に、 過冷却雲粒の水分子の構造と氷晶転移について 考察を行うこととする.

4. 過冷却微水滴の氷晶転移について

4. 1 過冷却微水滴の分子構造について

過冷却微水滴は,一般には,過冷却が破れた場合には瞬時に氷球状に凍結するものとみなされてきたが,先の図2,3,4に示したように,氷 晶転移を生じて氷晶を生成したり,母結晶を成長させたり,二次枝を形成させる微水滴もある.こ のような過冷却微水滴の差異は、後述するように、 その凝結過程に依拠しているものと理解される.

過冷却微水滴が,上記のように,瞬時に氷晶化 するということは,この微水滴にはすでに氷晶状 の分子構造が準備されているものと考えられる.

水の分子構造については、一般に、氷結晶の構 造の一部が含まれると言われているが、この説を 過冷却の水に敷衍すれば、より一層、氷結晶の分 子構造が含まれるものと考えられる.

図5は氷 結晶の分子 構造 3)を示 したもので あるが、こ の構造にお いて特徴的 な形態が二 つ見られ る. それは 図の赤色で 示した椅子 形と言われ る六員環の クラスター で,氷結晶 の底面を形 成している 形態であ る. 他の一 つは青色で 示された舟 形と言われ る六員環 で,氷結晶 の柱面を形 成している 形態であ る. ここで,



図5 (上図) 氷結晶の分子構 造. 黒丸は水素, 白丸と赤 丸と青丸は酸素を示す. 赤 色の六員環は椅子形, 青色 の六員環は舟形と呼ばれ ている. (下図) 椅子形と 舟形. 平面の正六角形の内 角は 120 度であるが, 水 分子の正四面体配位の構 造により 109.5 度の角度 となることから六員環は 立体的になる.

ひとつの仮

説として, 過冷却微水滴はその分子構造として椅 子形の形態が多ければ板状結晶へ, 舟形の形態が 多ければ柱状結晶へ水晶転移するものと考える. 雪の結晶が板状か柱状かの二通りに大別され, そ れ以外の形態が余り見られないということは, 過 冷却微水滴 (雲粒) は椅子形か舟形の水分子の構



舟形を形 図6 水分子の六員環配列による
 成する理 椅子形と舟形について,水平
 由につい 方向から見た一次元の連成
 ては以下 振子を仮定したもの,基準振のように 動としてⅠ型とⅡ型が示さ
 考えられ れる.

わち,図6に示したように,二つの形態の六員環 を水平方向から見た場合,四つの質点(酸素)と して表される.これらの両端が固定されて中間の 二つの質点が振動するという連成振子とみなし たとき,その振動形態は図6のI型とII型として 示したような二つの基準振動が導かれる.つまり, 過冷却の液相において水分子の六員環が図6の ような振動をしているとして,その熱運動が最小 となる氷晶転移では,基準振動のような安定な形 態を選択するものと考えられる.

る, すな

これは,水分子の熱運動の大小に関わることで, 熱運動が小さければ椅子形(I型),それより熱 運動が大きければ舟形(II型)が生じるようにな る.そして,過冷却の液相において,水分子の構 造が椅子形であっても熱運動が高まれば舟形へ と移り,舟形であっても熱運動が減少すれば椅子 形へと移るということになる.このようなことに ついては有機化合物などにおいて以前より議論 がなされてきていることである.

4.2 水分子の配列から推察される立方晶の氷晶について

雪の結晶は樹枝状六花に代表されるように六 方晶系の結晶が通例であるが、時として図7に示 されたような四角形の板状結晶が直角に交差し た枝が見られる.

一般に,結晶は分子の配列によりその構造が決



水の分子 構造は,前 述のように 氷の構造を

図7 角柱の横から伸びた柱状 結晶.四角形状の結晶が直 角に交差している.(大雪山 系旭岳にて撮影)

一部含むものとされ,四面体配位をもとに,一個の水分子について最近接分子数が,時間的な平均 値として,4.4 個と言われている.

このような水分子の四面体配位から導かれる 結晶系は、六方晶系結晶と立方晶系結晶の二つで あると言われている.これらの結晶構造⁴⁾を図8 に示す.



図8 四面体配位の分子構造から導かれる二 つの結晶系として,六方晶系のウルツ鉱 型構造(氷結晶)と立方晶系のダイヤモン ド型構造.ダイヤモンド型には椅子形の 六員環だけが認められる.結晶格子に付 されているmとcは,図の右に示された 鏡映結合と中心対称結合を示す.

図8において、ウルツ 鉱型の分子構造は氷結晶 と同じもので,図の〇印 を酸素原子とすれば,六 員環の椅子形と舟形が導 かれる.他方,ダイヤモン ド型の分子構造では,椅 子形の六員環が見られる だけで,他は四面体配位 の構造となっている.こ



図 9 立方晶系結 晶の分子構 造.

の構造は立方晶系の結晶で、それを改めて図9に 示す.各結晶軸は直交しているので、この結晶系 の氷晶は、図7に示されたように四角形の板状結 晶が直交した形態を示すことになる.

5. 水分子の構造化と氷晶転移

これまで述べてきたことをまとめて図10に 示す.この図に示したように、氷晶つまり雪の結 晶は、氷点下において水蒸気が緩やかに凝結し、 水分子が六員環に構造化した過冷却微水滴(雲粒) から直接に氷晶転移して生成することになる.

過冷却雲粒の水分子の構造化において,分子の 熱運動が比較的小さければ椅子形の六員環が多 く生成し,氷晶は板状となる.それより熱運動が 大きければ舟形が優勢となって,氷晶は柱状とな る.さらに水分子の熱運動が大きければ椅子形に 水分子の四面体構造が加わり,立方晶系の氷晶を 生成することになる.水分子の熱運動がこれ以上 に大きければ,過冷却微雲粒は六員環の構造化が なされず,氷球状に凍結する.

過冷却雲粒の構造化,あるいは非構造化は連続 的であるとみなされ,構造化が十分に進行しでい ない場合は,図4のような氷球から結晶の枝が伸 びることになる.



図10 過冷却微水滴の構造化と氷晶転移に よる各種の氷晶(雪結晶)の生成.

- 1) 中谷宇吉郎, 1949: 雪の研究, 岩波書店, pp.161
- 油川英明,2023:雪の結晶は氷晶核の必要な く生成する,北海道の雪氷,42,65-68
- 3) 黒田登志雄, 1984:結晶は生きている, サイ エンス社, pp.265
- 小林禎作, 1980: 六花の美, サイエンス社, pp.249

風洞型人工表面霜生成装置による大きな成長速度の表面霜の観察

Observation of surface hoar with large growth rates by artificial surface hoar production system

横田 尚也¹, 尾関 俊浩² Naoya Yokota¹, Toshihiro Ozeki² Corresponding author: d14635k2@stu.hokkyodai.ac.jp (N. Yokota)

Artificial surface hoar crystals were formed under conditions in which the supply of water vaper was increased or a larger temperature gradient was applied than in the past experiments. As a result, fern-like and needle type surface hoar crystals

with a grain size larger than 10 mm could be produced. On the other hand, there have been cases where hoar frost has

formed inside the aluminum duct on the windward side of the cooling plate, causing the duct to become blocked.

1. はじめに

面発生表層雪崩の弱層として,表面霜層が働く 場合があることが知られている. Schweizer and Jamieson¹⁾によると,スイスとカナダで発生した スキーヤーが原因の雪崩の弱層のうち,82%が表 面霜であった.しかし,日本ではスラブ雪崩を引 き起こすほど大きく成長する表面霜はあまり観 察されない. Ozeki *et al.*²⁾は,北海道で2007年 から2017年の10年間に起こった13件の雪崩の 弱層について調査をしたが,表面霜は発見されな かった.そこで,我々は回流型小型風洞装置(図 1)を用いて低温室内で人工表面霜を生成させ, 表面霜による弱層を調査するために,表面霜の結 晶形の観察や剪断破壊強度の実験をしてきた.

Ozeki et al. ³⁾によると,これまで北海道教育大 学での人工表面霜の生成は,積雪表面の温度が -10℃から-30℃,かつ温度勾配が40℃m⁻¹から 230℃m⁻¹の範囲で行われていた.そこで本研究 では,これまで行われてきた実験よりも水蒸気輸 送量の多い条件で実験を行い表面霜を観察する ことを目的とした.成長速度の大きな表面霜の結 晶は我々が雪結晶の観察を行う旭岳温泉六稜山 荘付近でも見られている(図 2).大きく発達し た表面霜の結晶は温泉の流れ込む川のそばで見 られることが多く,雲粒付きの結晶が見られる場 合もある.そこで,図1の装置を改良して,従来 よりも大きな表面霜を成長させるために,水蒸気 輸送量を多くした実験を行った.



図1 低温室に設置した風洞装置の概要.



図 2 旭岳温泉六稜山荘で撮影された雲粒付き の表面霜 (2012).

Graduate School of Education, Hokkaido University of Education Sapporo Campus, Hokkaido University of Education

¹北海道教育大学大学院教育学研究科

²北海道教育大学札幌校

2. 実験方法

低温室に設置した風洞装置(図 3)を用いて, 表面霜を生成させた.表面霜を一晩以上おいて成 長させ,10個程度表面霜を採取し,寸法を測るた めに撮影した.撮影はデジカメ(OLYMPUS TG-6)の深度合成モードを用いて接写した.撮影し た表面霜の写真の一例を図4に示す.寸法の計測 にはImageJを用いた.表面霜層は剪断破壊強度 試験を行うため人工雪を擬似降雪させ,24時間 ほど焼結を行った.本解析ではシアフレームの試 験結果は用いない.

表面霜の結晶形や成長速度を変えるために,恒 温槽の温度や水溜めに入れる投げ込みヒーター の設定温度,装置の稼働時間等を調整した.低温 室は実験2を除く全ての実験は-5℃に設定し, 実験2のみ-15℃に設定した.



図3 低温室に設置した風洞装置.



図4 撮影した表面霜結晶の例 (実験8).

3. 実験結果

実験は全部で8回行った.そのうち実験データ のそろった7回分について表1にまとめる.観察 された結晶はいずれも大きく,10mmを超えるも のも多く見られた.結晶形は,実験2,5,7にお いてシダ状の結晶が見られた.また実験3では針 状と扇,実験4では扇に混じって御幣,実験6で は複合型,実験8では扇に混じって複合型の表面 霜が見られた.

実験 2 から 8 までの表面霜の平均成長速度は 0.29 mm h⁻¹であったが,実験 2 では 0.54 mm h⁻¹ と平均よりも 0.25 ポイント大きく,おおよそ倍 の速度で成長したことが分かった.また,実験 2 で採取した 10 個の表面霜の平均長さは 11.9 mm であり,全実験の中で最大だった.しかし,実験 2 では,アルミダクトの出口に霜が成長し,水蒸 気輸送を妨げる現象が見られた(図 5).また,実 験 2 で成長した表面霜には雲粒が付いていた(図 6).

実験8は平均霜長さが9.1 mmと実験2に次い で大きかった.しかし,成長速度が0.20 mm h⁻¹と 平均よりも低い値を示した.実験8では,恒温槽 温度を-35℃と全実験の中で最も低くし,なおか つ,稼働時間を46時間と他の実験よりも倍の長 さとした.表面霜の層は,図7に示すように,表 面霜が横倒しになった層の上に別の表面霜が成 長した構造であることが観察された.

成長速度が平均よりも低かった実験 6 及び実 験8は、いずれも稼働時間が46時間程度であり、 実験6,8を除いた実験の平均である24時間より も稼働時間が十分長くなると平均成長速度が遅 くなることが分かった.

П	風洞温 度 [℃]	恒温槽 温度 [℃]	水溜め 温度 [℃]	平均 霜長さ [mm]	成長速 度 [mm h ⁻¹]
2	-1.0	-30.0	30	11.9	0.54
3	-2.7	-20.0	20	7.3	0.27
4	エラー	-20.0	25	7.5	0.30
5	0.3	-20.0	20	7.5	0.30
6	1.1	-23.0	20	6.5	0.14
7	-0.6	-20.0	20	7.4	0.30
8	-3.6	-35.0	20	9.1	0.20

表 1 実験の諸条件と表面霜の長さ・成長速度.



図5 実験2でダクト出口に見られた霜.



図6 実験2で見られた雲粒付きの表面霜.



図7 実験8で見られた2層の表面霜層.



図8 実験8の倒れた表面霜層をバラして撮影.

-89-

実験 3, 4, 5, 7 では平均霜長さ及び成長速度が ほとんど揃っており,再現性が高かった.これらの 実験で成長した表面霜の平均長さは,7.3~7.5 mm と非常に狭い範囲に収まった.また,これらの実験 では,稼働時間を 24~27 時間の間に揃えていたこ とから,温度勾配等の条件を揃え,さらに,稼働時 間も揃えることで,表面霜の成長速度を制御できる ことがわかった.

4. 考察

実験2において,表面霜の成長速度が大きかった 要因は,雪面温度と低温室温度の温度勾配が大きか ったこと,そして水蒸気輸送量が多かったことだと 考えられる.しかしこの実験条件では,表面霜を成 長させるチャンバーに入る前にアルミダクトで霜 が発生してしまい,実験後半は成長速度が鈍化した と推察される.以上の理由から,実験2のような水 蒸気輸送量が多く,雰囲気温度が低い条件では,冷 却板上での霜の安定的な成長速度を保つことは難 しいであろう.これらの問題を解決することができ れば,川近くで見られる雲粒付きの表面霜を表面霜 生成装置で安定して生成させられる可能性がある.

実験8において,表面霜層が横倒しになった層と その上に表面霜層ができたのは,装置の温度勾配が 大きかったこと及び稼働時間が長かったことが要 因であると考えられる.稼働時間が長いと,成長し た表面霜が倒伏してしまい,その上にさらに新たな 表面霜が生成し,下の表面霜は埋もれてしまって2 層構造になることが推察された.したがって,倒れ た表面霜の長さは結晶の長さに考慮されないため, 成長速度が遅くなったのであろう.倒れた表面霜層 はそのまま観察すると降雪層のように見えるが,図 8にあるように採取してバラすと,表面霜の結晶形 が残っている様子が見られ,初期に成長した表面霜 結晶であることが分かる.

実験 3, 4, 5, 7 においては,表面霜の成長速度 が 0.27 mm h⁻¹から 0.30 mm h⁻¹と小さい範囲内に収 まっていたことから,安定的な水蒸気輸送が行われ ていたと考えられ,この装置の構成に適した条件で あった.

ここからは温度勾配や雪面温度について考察する. 今回の実験 2~8 では, ベースとなる雪面の温度をモニタリングしていなかったため,予備実験における恒温槽と雪面の温度差より雪面温度を推定し, Ozeki *et al.*³のグラフにプロットした(図 9).

北海道の雪氷 No.43 (2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

Ozeki*et al.*³⁾ では, 10 cm 高さの温度が0℃よりも低い条件で表面霜の成長が行われていたが, 今回の実験では7回中2回の実験でチャンバー内温度が0℃以上であった. 雪面温度は–15 ℃から–25 ℃の範囲であり, これまで行われた実験よりも範囲が狭かったものの, 10 cm 高さでの温度が今までの実験よりも高い条件であり(図9の上部に分布), 温度勾配が100 ℃ m⁻¹から240 ℃ m⁻¹の範囲であり, 水蒸気輸送量が大きい条件で実験が行えていた特徴が現れている. 一方, 表面霜を成長させるチャンバーの天井や側面等に水滴が付いている現象が見られた

(図10).水蒸気輸送量は,投げ込みヒーターの設 定温度に依存していると考えられ,上で述べたよう な水滴は設定温度が28 ℃以上の時に見られたこと から,水蒸気輸送量が過剰であることを示唆してい る.また,雲粒付きの表面霜は実験2 で見られたが, 同じく水蒸気輸送量が多かった実験8 では見られ なかった.2 実験での条件の違いは低温室の雰囲気 温度であり,実験2は-15℃,実験8は-5℃であっ た.よって,雲粒付きの表面霜が生成する条件は, 水蒸気輸送量が多く,気温が低いときである可能性 がある.一方で,気温が低いと,図5のように,ダ クト内など意図していない場所に霜が出来てしま い,安定的な水蒸気輸送の観点から課題がある.

5. まとめ

本研究では,従来よりも高い水溜め温度による水 蒸気量増加や、大きな温度勾配、低い温度環境での 人工表面霜結晶の成長を試みた. その結果, 10mm を超える大粒径のシダ状や針状の表面霜結晶を生 成することができた.一方で、表面霜が成長する冷 却板のあるチャンバーの手前で,アルミダクト内に 霜が成長してダクトを閉塞して, 流量が低下したと 推察される例が見られた. 今後の課題は、水蒸気量 が多い条件下において,冷却板上の表面霜ではない 部分に霜が成長する現象を回避することである.こ のような現象が起こってしまうと、表面霜の成長を 制御することが難しくなってしまうため、水蒸気輸 送量の多い実験を行う上では実験装置の改良が必 要であることが明らかとなった.また,雲粒付きの 表面霜の生成条件は十分に解明されなかったので, 今後の課題である.

【謝辞】

本研究の遂行にあたり,防災科学技術研究所新庄 雪氷防災研究支所から人工雪を提供していただい た.ここに記して感謝の意を表す.本研究の一部は JSPS 科研費 24K07148 の助成を受けた.



図9 雪面温度と温度勾配による表面霜のダイヤグ ラム. 丸印が本実験. Ozeki *et al.*³⁾を改変・追記.



図10 表面霜を生成するチャンバー天井の水滴.

- J. Schweizer and J.B. Jamieson, 2000: Field Observations of Skier-triggered Avalanches, *Proc.* of International Snow Science Workshop 2000, 1-8.
- T. Ozeki and 15 others, 2018: Characteristics of Weak Layers of Slab Avalanches that Occurred in Hokkaido in the Decade from 2007 to 2017, *Proc. International Snow Science Workshop 2018*, 997-1000.
- T. Ozeki, M. Tsuda, Y. Yashiro, K. Fujita and S. Adachi, 2020: Development of artificial surface hoar production system using a circuit wind tunnel and formation of various crystal types, *Cold Reg. Sci. Tech.*, **169**, 1-7.

2023/24 年冬期,北見で見られた積雪の特徴 - 少雪,2月の暖気,その後の低温の影響-

Characteristics of snowpack observed in Kitami during the 2023/24 winter season - Influence of low snowfall, warm-air inflow in February, subsequent temperature decrease-

> 白川 龍生¹, 八久保 晶弘¹, 大橋 康樹¹ Tatsuo Shirakawa¹, Akihiro Hachikubo¹, Koki Ohashi¹, Corresponding author: shirakawa@kitami-it.ac.jp (T. Shirakawa)

本報告は、2023/24 年冬期,北見工業大学露場で実施した積雪断面観測結果とその特徴を述べる. 同期間 の最深積雪は 55 cm (3 月 19 日),長期積雪は 118 日間だった.シーズンを通じ少雪で,前半は気温が低く しもざらめ雪が発達した.一方,2月中旬に2回,季節外れの暖気が流入した.この影響により,その前後 の観測で積雪に顕著な変化がみられた.2月下旬以降は気温が平年より低めに推移し,2月中旬の高温時に 形成されたざらめ雪が 再び しもざらめ雪 に変化した.3月中旬には凍結した水みちの痕跡が見つかった.

1. はじめに

1 北見工業大学

2023/24 年冬期は冬型の気圧配置が長続きせず, 2月を中心に南から暖気が流入した時期が 2度あっ た.このため、気温は全国的にかなり高く、北海 道でも各地で記録的な高温となった¹⁾.北海道の降 雪については、留萌などの一部地域を除き少雪傾 向がみられた.3月上旬になると極渦の影響により 短い周期で上空の気圧の谷が通過し、通過後には 西高東低の気圧配置が強まった.このため寒気が 流入しやすく、2月とは一転して低温の日が続くな ど、気象経過は例年と異なる傾向を示した².

ここでは、このような気象経過が積雪に及ぼし た影響について、筆者らが今冬期に実施した北見 工業大学露場での積雪断面観測結果を事例に考察 する.なお、同じ露場では積雪層の水安定同位体 比プロファイルの季節変化についても観察を実施 している³.

2. 2023/24 年冬期における北見の積雪概況

図1は、北見工業大学露場における2013/14年冬 期~2023/24年冬期(11冬期)の積雪断面観測結果 を並べたものである.これをみると、最深積雪が 100 cm を上回ったのは2014/15年冬期が最後であり、 近年は少雪傾向が続いている.2023/24年冬期の最 深積雪は55 cm で、これまでの最小値を更新した. 長期積雪期間は近年短い傾向が続いていたが、同 冬期については直近5年間で最長となる118日間だ った(消雪日:4月5日).これは後述のように3月 上旬の低温に伴う融雪の遅れが原因と考えられる.



Kitami Institute of Technology

Copyright©2024 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.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido







図3 2023/24年冬期,北見における気温,降雪量と積雪断面観測結果(気温と降雪量は北見アメダス).

3. 気象要素と積雪の特徴

図2は、1980寒侯年以降の気象庁北見地域気象観 測所(北見アメダス;積雪観測露場から南西に約7 km)における各寒侯年の降雪の深さ合計および最 深積雪を示す⁴⁾. 2023/24 年冬期はともに平年値を 下回った.図3は2023/24 年冬期,北見における気 温,降雪量と積雪断面観測結果を示したものであ る.気温と降雪量は北見アメダスでの観測値であ るが⁴⁾,気温推移に特徴があり、2月中旬に2度の 暖気流入がみられた.日最高気温は2月14日に +11.5℃、19日に+13.4℃を記録した(北見アメダ スにおける2月の観測上位2傑である).特に19日 は日平均気温が+4.2℃に達し、20日の積雪の高さ は前日から15 cm 低下した.一方,3月上旬は平年 より低温に推移し,3月4日~11日にかけては6日 連続で日最低気温が-15℃を下回った.日平均気 温も2月20日~3月23日まで0℃未満の日が長く 続いた.結果,この期間中の積雪は温度勾配がか かり,2月の暖気流入時に形成されたざらめ雪が 再度しもざらめ雪に変化するなど,例年とは異な る発達がみられた.

図4は、北見アメダスにおける累計降雪量と積算 寒度を示す. 直近の4冬期と、降雪量が多かった 2014/15年冬期を併記した. 図中、横軸は1月1日 基準の日数(Julian Day)である.累計降雪量は 直近4冬期と同様に推移し、12月下旬から3月中旬 にかけては概ね一様な増加がみられた.累計降雪







図5 2月の暖気流入時における地上天気図. (a) 2024年2月13日9時.(b)同19日9時. 量は221cmに達したが,これは2014/15年冬期(498 cm)と比較すると半分以下である.積算寒度につ いても直近4冬期と同様に推移したが,1月1日起 算で30~60日(概ね2月に相当)の勾配が緩くな っている.これは2月の暖気流入が影響している. 一方,同60~90日日(概ね3月に相当)は低温傾 向で推移したため,積算寒度の値はこの期間も増 加した.結果,積算寒度は783℃・日となった. 2014/15年冬期(491℃・日)と比較するとかなり 高い値といえる.

図5は2月の暖気流入時における地上天気図である⁵⁾. 図5a (2024年2月13日9時) は気圧配置が 南高北低型で,南からの暖気が道内に流れ込みや すい.上空では偏西風の蛇行の影響で大陸に生じ た暖気が日本列島上空を覆い,2月として記録的な 高温の原因となった.図5b(同19日9時)も日本 列島付近の気圧差が大きく,北海道付近も暖気が 入りやすい状態となった.同20日の積雪断面観測 では,雪面が前日から15cm低下し,積雪底部には 水のしみ上がりと濡れざらめ雪を確認した(図6). このときに形成されたと考えられる氷板層や水み ちがその後凍結し,3月の融雪期まで維持された.

図7は3月中旬に実施した積雪断面観測で発見した、凍結した水みちの痕跡である.例年、3月以降は気温上昇とともに融雪が始めるため、中旬には全層がざらめ雪となるが、2023/24 年冬期は低温で経過したため、積雪内部にはしもざらめ雪とともに凍結した水みちが残った.これは例年と異なる特徴を示した同冬期ならではの貴重な現象として記録しておきたい.

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



図 6 2024 年 2 月 20 日の積雪断面(積雪の高さ: 29.5 cm,積雪水量: 89 mm).積雪底部に水のしみ 上がりと濡れざらめ雪を確認した.筆者撮影.





図7 凍結した水みちの痕跡. (a) 2024年3月14日,(b)同16日,筆者撮影.

4. まとめ

今回は、2023/24 年冬期,北見工業大学露場にて 実施した積雪断面観測結果から、同冬期における 北見の積雪の特徴について考察した.シーズンを 通じ少雪で、気温の推移は2月と3月で例年とは異 なり、このことが積雪の変態にも大きな影響を与 えた.特に3月中旬に凍結した水みちの痕跡が見つ かった事実は、同冬期における北見の積雪を考え る上で、大きな特徴といえる.

参考文献

- 気象庁,2024:2023年~2024年の冬(12月~2 月)の天候,気象庁ウェブサイト, https://www.data.jma.go.jp/cpd/longfcst/seasonal/20240 2/202402s.html(2024年7月1日閲覧).
- 気象庁,2024:2024 年春(3月~5月)の天候, 気象庁ウェブサイト, https://www.data.jma.go.jp/cpd/longfcst/seasonal/20240 5/202405s.html(2024年7月1日閲覧).
- 3) 八久保 晶弘, 滝澤 楓, 白川 龍生, 2024:北見 における積雪層の水安定同位体比プロファイ ルの季節変化, 北海道の雪氷, 43, 印刷中.
- 4) 気象庁,2024:過去の気象データ検索(網 走・北見・紋別地方北見), https://www.data.jma.go.jp/stats/etrn/index.php (2024 年7月1日閲覧).
- 5) 気象庁, 2024:日々の天気図(2024年2月),
 気象庁ウェブサイト,
 https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/hibiten/index.html (2024年7月1日閲覧).

北見における積雪層の水安定同位体比プロファイルの季節変化

Seasonal variation of stable isotope profile of snow layer at Kitami

八久保 晶弘¹, 滝澤 楓¹, 白川 龍生¹ Akihiro Hachikubo¹, Kaede Takizawa¹, Tatsuo Shirakawa¹ Corresponding author: hachi@kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

厳冬期から融雪期にかけて、北見工業大学露場における積雪層の水安定同位体比プロファイルの経時変化 を観察した.積雪層の δ H は $-180\% \sim -50\%$ 、 δ ¹⁸O は $-25\% \sim -10\%$ の広い範囲にそれぞれ分布し、一つの 降雪イベントの中でも大きく変化していた.また、突出した負方向のピークが時間とともに均されていく 様子がみられた.最下層約 10 cm 厚の発達したしもざらめ層では、d-excess が地面に向かって約 30 から 5 以 下に急減し、積雪の最下層では融解ないし昇華蒸発に伴う軽い水分子の消耗が示唆される.

1. はじめに

極地の氷床コアから得られる水安定同位体比プ ロファイルは過去の気候変動の時系列的な記録で あり,気温変化の復元等に利用される.しかしな がら,雪結晶が生成した上空の気温情報は,雪面 での大気中の水蒸気とのやりとりや,降雪後の雪 面近傍における大きな温度変化に伴う水蒸気輸送 によって変質し,また積雪表層中の移流(wind pumping)等の影響を受けると考えられる.そして, 埋没後も温度勾配に伴う水蒸気輸送によりプロフ ァイルは均されていく.以上のように,氷化深度 以浅では,積雪が多孔質体であることに起因する あらゆる二次的なプロセスが,氷床コアから得ら れる情報の解釈に影響を及ぼすことを示唆してお り,多くの研究者の関心を集めてきた.

積雪層の水安定同位体比プロファイルの観測は 世界各地で行われている¹⁻³.特に大気中の水蒸気 と雪面との間における交換過程の寄与が大きい, との指摘がある⁴.また一方では,積雪後の水蒸気 輸送による同位体効果を積雪モデルに組み込む研 究も進められている⁵.本研究では,北海道道東の 北見における季節積雪に注目し,比較的短い時間 スケールでの積雪層の安定同位体変化について観 測した結果を報告する.

2. 野外観測

北見工業大学敷地内の露場にて,2024年1月中旬 ~3月下旬までの間,積雪断面観測を実施した.雪 質・粒径・雪温・密度プロファイルの取得と同時 に各積雪層を採取した.観測初期には特定の積雪 層を採取していたのに対し,3月からは1~2 cmの 層厚毎に雪面から地表面までを連続的に全層採取 した.サンプリングには雪ベラを用いて,ポリエ チレン袋に一定量を採取し,のちに室内で融解さ せてポリビンに保存した.

水安定同位体比測定には,DELTA V (Thermo Fisher Scientific) および前処理装置に GasBench II (同)を用いた.水の水素・酸素同位体比 (δ²H・ δ¹⁸O) については,試料水に He+H₂ないし He+ CO₂混合ガスをそれぞれ接触させ,前者には白金触 媒を加える方法で,同位体平衡法の原理により測 定された.同位体比データは V-SMOW スケールに 換算した.

3. 実験結果および考察

測定結果の一例を図1に示す. 1/22 に雪面近傍の 約10 cm 厚を1 cm 刻みに調べたところ、 δ^2 H で-166 ~ -74‰の広範囲に分布し、負の鋭いピークが見出 された. これは 1/14-15 の降雪が1週間経過して、 こしもざらめ化した層に概ね対応する. この積雪 層はその後、圧密されてやや下方に移動している が、融解イベント直前の 2/19 にはピークが既に均 されて不明瞭になっている.

2/26-27 には南岸低気圧の通過により約 20 cm の 降雪があった. 3/5 の δ²H プロファイルでは,降雪 初期に δ²H が高め (-111‰) で,その後は急激に低 下し,1 月中旬の降雪層と同様の負のピーク (-184‰) が現れている. 3/5 の雪面近傍で δ²H が 約-80‰まで増加しているのは,3/1-2の同位体的に 重い降雪によるものである.興味深いのは,3 月中 旬から度々あった融解イベントによるざらめ化を 経ても,約1ヶ月後の 3/25 でなお,δ²H の負のピー



図1 各積雪層の水素同位体比(δ²H)および d-excess の深度分布.

クがはっきりみられることである.

融雪期には、積雪層内に鉛直構造をもつ凍結し た水みちや、水平方向に発達する氷板が観察され た.同深度の水みちと積雪層双方の安定同位体比 を調べたところ、大小関係は様々であるものの、 融解水が通過する積雪層の同位体比の影響を受け つつも、さらに上方の積雪層の同位体比を有して いた.3次元的には不均一ながらも、融解水と積雪 層が交換を行っていることを示唆する.

一方, d-excess に注目すると, 値は概ね 5~30 の 範囲にあった.特に,積雪最下部のしもざらめ層 では,昇華蒸発ないし融解による軽い水の脱離に よって重い水が残り,かつ d-excess が低下している. 融雪期になるとこの傾向は緩和されている.なお, 1/22 の複雑なプロファイルは,雪面近傍にかかる 大きな温度勾配に起因する水蒸気輸送が原因とみ られるが,現段階では詳細は不明である.

4. まとめ

降雪イベントに起因する水安定同位体比プロフ ァイルは、厳冬期には積雪表層内外での水蒸気移 動により均一化されやすいのに対し、融雪期には プロファイルが比較的保持されやすい可能性があ る. 今後はしもざらめ化や表面霜の形成(昇華凝 結)、雪面の昇華蒸発イベントでの安定同位体比変 動について詳細に調べていく予定である.

- Ala-aho, P., Welker, J. M., Bailey, H., Højlund Pedersen, S., Kopec, B., Klein, E., Mellat, M., Mustonen, K.-R., Noor, K. and Marttila, H. (2021): Arctic snow isotope hydrology: A comparative snow-water vapor study. *Atmosphere*, **12**, 150.
- Levasseur, S., Brown, K., Langlois, A. and McLennan, D. (2021): Measurement of snow physical properties and stable isotope variations in the Canadian sub-Arctic and Arctic snowpack. *Atmos. Ocean*, **59**, 137–151.
- Carroll, R. W. H., Deems, J., Maxwell, R., Sprenger, M., Brown, W., Newman, A., Beutler, C., Bill, M., Hubbard, S. S. and Williams, K. H. (2022): Variability in observed stable water isotopes in snowpack across a mountainous watershed in Colorado. *Hydrol. Processes*, **36**, e14653.
- 4) Wahl, S., Steen-Larsen, H. C., Hughes, A. G., Dietrich, L. J., Zuhr, A., Behrens, M., et al. (2022): Atmosphere-snow exchange explains surface snow isotope variability. *Geophys. Res. Lett.*, **49**, e2022GL099529.
- 5) Touzeau, A., Landais, A., Morin, S., Arnaud, L. and Picard, G. (2018): Numerical experiments on vapor diffusion in polar snow and firm and its impact on isotopes using the multi-layer energy balance model Crocus in SURFEX v8.0. *Geosci. Model Dev.*, **11**, 2393–2418.

北海道における融雪開始時期の変化傾向について

Recent trends in the onset of the snowmelt season in Hokkaido, Japan

松下 拓樹¹, 櫻井 俊光¹, 吉井 昭博¹, 西村 敦史¹ Hiroki Matsushita¹, Toshimitsu Sakurai¹, Akihiro Yoshii¹, Atsushi Nishimura¹ Corresponding author: matsushita-h@ceri.go.jp (H. Matsushita)

Recent trends in the onset of the snowmelt season in Hokkaido, Japan, were investigated using the daily mean air temperature and daily maximum snow depth for the past 46-48 years. The first day in winter when the air temperature exceeds 5.0°C in recent years has tended to occur 10-30 days earlier than that of 50 years ago. Although the trend was statistically significant, the snow depth on that day increased slightly or showed no obvious trend. These results indicate that the snowmelt season tends to start earlier, although large amounts of snow remain at the start of the season.

1. はじめに

近年,気候変動に伴う災害の規模や形態の変化 が指摘されている.例えば,欧州等では冬期の気 温上昇に伴い湿雪雪崩の発生が増加する傾向に ある¹⁾.国内において比較的寒冷な北海道でも, 融雪期の気温上昇等により積雪期間が短縮する 傾向にあり²⁾,湿雪雪崩の多発等が懸念される³⁾. また,気温がさらに上昇する北海道の将来気候で は,積雪期間のさらなる短縮や積雪がざらめ雪へ 変化する時期の早まり等が予想されている^{4,5)}.

このような背景の中,2024年2月の北海道は 記録的な高温となり,気象庁の173の観測地点の うち160地点で2月の気温の極値を更新した^の. 積雪期の大幅な気温上昇は急激な融雪を引き起 こし,災害の発生につながる可能性があるが,融 雪が始まる時期の長期的な変化傾向について,こ れまでほとんど調査が行われていない.本稿では, 北海道における過去の気温の観測データを用い て,融雪開始時期の変化傾向を調べた.

2. 方法

2.1 融雪開始時期について

融雪は気温のみならず日射等の影響により進行するが、本解析では、融雪開始時期の一つの目安として、北海道における気象庁のなだれ注意報の発表基準⁷⁾である「日平均気温 5℃以上」となる日の出現の経年変化を調べた.

なお湿雪雪崩は,顕著な融雪により積雪が初め て乾雪から湿雪へ変化する過程で発生する傾向 がある^{8,9}.よって本解析では,湿雪雪崩の発生 との関係も意識した融雪開始時期として,各年の 1月1日以降において初めて日平均気温が5℃以 上となった日の出現に着目する.

2.2 解析データ

解析に用いたデータは、気象庁アメダスの日平 均気温¹⁰であり、解析期間は地点により異なるが 1977~1979年の観測開始から2024年までの46 ~48年間である.北海道内のアメダスのうち、こ の期間において1年の欠測もなく日平均気温の データが連続していること、日平均気温に統計的 な切断がないこと、一部の日に欠測があるが日平 均気温5℃以上の最初の日の抽出に影響がない こと、これら全ての条件を満たす144のアメダス の日平均気温データを用いた.

また、より長期的な変化傾向を調べるため、札 幌の過去 142 年間(1883~2024 年)と網走の過 去 135 年間(1890~2024 年)の日平均気温デー タも用いた.さらに、積雪深を観測しているいく つかのアメダスについては、日平均気温が5℃以 上になった日の日最深積雪データも用いた.

2.3 解析方法

解析は、まず各年の1月1日以降初めて日平均 気温が 5℃以上となった日(日平均気温 5℃以上 の出現日)を抽出して、1月1日を起点とした経 過日数を求めた.次に、この経過日数の46~48 年間の時系列データに対して、Theil-Sen (medianslope)回帰¹¹⁾により解析期間内の平均的な変化 傾向(トレンド)を求めた.トレンドの有意性に は、ノンパラメトリック法の一つである Mann-Kendall 検定¹¹⁾を実施した.これらは順位相関に 基づく手法で、データが従う確率分布を仮定する 必要がない.また、トレンドが線形か非線形かに

Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute

北海道の雪氷 No.43 (2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

関わらず適用可能で,データに外れ値があっても その影響を受けにくい.以上の解析は,日平均気 温5℃以上の日の最深積雪に対しても行った.

3. 結果

3.1 代表地点の融雪開始時期の変化傾向

図1は、日平均気温5℃以上の日の出現の変化 傾向が顕著な宇登呂、西興部、夕張、鶉における 日平均気温5℃以上の出現日とその日の最深積



図1 日平均気温 5℃以上の出現日(●)と最深 積雪(▲)の経年変化. (a)宇登呂, (b)西興部, (c) 夕張, (d) 鶉. 太実線は Theil-Sen 回帰によるトレ ンド. *は有意水準 10%, **5%, ***1%を示す.

雪の経年変化である.図中のトレンドの数値は, 10年あたりの変化傾向(/10年)である.

宇登呂(図1(a))では、日平均気温5℃以上の 日の出現は、1990年代までは3月下旬~4月上旬 (左縦軸の日数で90日前後)であるが、2000年 以降は2月(同60日未満)でもみられるように なった.このトレンドは-7.50日/10年であり、50 年に換算すると37.5日早まっている結果となる. 同様に、西興部、夕張、鶉における日平均気温5℃ 以上の日の出現は、それぞれ過去50年で23.7日、 21.0日、30.0日早まっている結果となった.

一方,日平均気温 5℃以上の日の最深積雪は, 西興部(図1(b))で有意な増加傾向を示し,過 去に比べて積雪が多く存在する状況で日平均気 温が5℃以上になる傾向がある.宇登呂(図1(a)) と夕張(図1(c))では,日最深積雪に有意な傾 向はみられないが,100cm 程度の積雪が多い状況 で日平均気温 5℃以上の出現日が早まる傾向に ある.以上の傾向は,音威子府や阿寒湖畔,余市 等の他の多くの地点でも同様であった¹²⁾.

3.2 融雪開始時期の変化傾向の地域分布

図2は,各地点の日平均気温5℃以上の出現日 のトレンドを地図上に示したものである.北海道 のほぼ全域で,トレンドが-2日/10年より大きく (50年あたり10日以上早まる),このトレンド は128地点中,123地点で有意(有意水準1%が 90地点,5%が23地点,10%が10地点)であっ た.このうち,さらにトレンドが-4日/10年と大 きく,50年あたり20日以上早まる地点をみても, 道南や道央に限らず道北や道東にもみられる.よ って,北海道の全域で日平均気温5℃以上の日の 出現が,10年あたり2~6日,50年で10~30日 早まる傾向にあると言える.



図2 日平均気温 5℃以上の出現日のトレンド.



図3 図1に同じ.ただし(a)朱鞠内, (b) 喜茂別.

ただし、日平均気温 5℃以上の出現日の早期化 の傾向が弱く、トレンドが-2日/10年より小さい (10年あたりの早まりが2日以下)地点が16あ る.この例として、朱鞠内と喜茂別の日平均気温 5℃以上の出現日の経年変化を図3に示す.いず れも日平均気温 5℃以上の出現日のトレンドは 負(早まる傾向)ではあるが、朱鞠内で-0.71日 /10年、喜茂別で-1.00日/10年であり有意な傾向 ではなかった.この要因の一つとして、朱鞠内や 喜茂別のような内陸の盆地では、気温変化に対し て局地的な気象(冷気湖の形成等)が影響してい る可能性があるが、今後詳細な解析が必要である.

3.3 融雪開始時期の変化傾向のまとめ

北海道では、日平均気温 5℃以上となる日の出 現が、過去 50 年で 10~30 日早まる傾向にある. 一方、日平均気温 5℃以上の日の最深積雪は、や や増加する傾向か有意な変化がなかった.以上よ り、北海道では、積雪が多く残るこれまでより早 い時期に融雪が始まる傾向にあると考えられる.

4. 考察

4.1 長期的な変化傾向について

ある事象の変化傾向を調べる場合,できるだけ 長い期間のデータを用いることが望ましい.ここ では、3.章で示した日平均気温5℃以上の出現日 の変化傾向が,より長い期間でみた場合にどのよ うな位置づけにあるのかを考察する.図4は、100 年以上の日平均気温の観測データがある札幌と Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

網走における日平均気温 5℃以上の出現日の経 年変化である.

札幌(図4(a))の過去142年間のトレンドは -1.46日/10年であり,最近の47年間のトレンド (-3.53日/10年)より小さい結果となった.しか し,いずれのトレンドも有意であり,最近47年 の日平均気温5℃以上の出現日は,過去142年間 のトレンド(図中の回帰直線)から大きく外れて はいない.よって,最近47年間のトレンドがや や強く現れてはいるが,長期的にみると過去142 年で緩やかに日平均気温5℃以上の日の出現が 早まっているとみることができる.

一方, 網走(図4(b))では, 最近47年における日平均気温5℃以上の出現日は, 過去135年間のトレンド(図中の回帰直線)と比べて早い年が多く, その傾向は特に1990年以降で顕著である. つまり, 最近の47年間における日平均気温5℃以上の出現日の早期化は, 過去135年の長期的な 視点からみても顕著であると言える.

以上,長期間のデータを有する地点は限られる が,可能な限り長い期間の変化傾向を調べた上で, 近年の傾向を議論する必要があると考えられる.

4. 2 3日平均気温5℃以上の出現日について

融雪による湿雪雪崩の発生について、日射が直 達する状況であれば1日程度の顕著な気温上昇 で雪崩発生に至る場合があるが³⁾、多くの場合は 数日間の気象状況が雪崩発生に関与する^{8,9)}.そ こで図5に、3日間の平均気温が5℃以上となっ



北海道の雪氷 No.43(2024)

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido



図5 3日平均気温 5℃以上の出現日(●)と最深 積雪(▲)の経年変化.(a)宇登呂,(b)夕張.日平 均気温 5℃以上の出現日(図1)を灰色で示す.

た日の出現について,同様に解析した例を示す.

図5より、3日平均気温とすることで、日平均 気温と比べて5℃以上の出現日の早期化は弱ま る傾向にあり、宇登呂では有意な傾向は得られな かった.一方、夕張では、日平均気温の場合より も全体的に出現が遅くなるものの3日平均気温 5℃以上の出現日のトレンドは-2.80日/10年であ り、50年で14日早まる結果となった.

以上より,気温の平均をとる日数等の条件によ りその傾向が異なることから,今後雪崩の発生に 関する長期変化を具体的に議論する場合は,その 条件をより明確にする必要があると考えられる.

5. おわりに

北海道における近年の融雪開始時期の変化傾向を調べるため、本稿では、一つの試みとして日 平均気温5℃以上になる日の出現に着目し、その トレンドを解析した.その結果、北海道のほぼ全 域で、日平均気温5℃以上の出現日が、過去50年 で10~30日早まっていることが明らかとなった. 一方、日平均気温5℃以上の日の最深積雪は、や や増加する傾向か有意な変化がなかった.よって、 北海道では、積雪がまだ多く残るこれまでよりも 早い時期に日平均気温が5℃以上になる傾向に あると考えられる.融雪初期の大幅な気温上昇は 急激な融雪をもたらし,湿雪雪崩等の発生につな がる可能性があるため,今後これらの推移に留意 する必要があると考えられる.

- Reuter, B., Hagenmuller, P. and Eckert, N. (2023): Snow and avalanche climates in the French Alps using avalanche problem frequencies. *J. Glaciol.*, 69, 1292-1304.
- 2) 亀田貴雄, 桑迫拓哉, 白川龍生 (2023): 日本の積雪地域における積雪深および積雪期間の 長期変化. 雪氷, 85, 199-222.
- 3) 松下拓樹,吉井昭博,櫻井俊光,西村敦史 (2023):北海道の2023 年融雪期と湿雪雪崩の 特徴.寒地技術論文・報告集,39,166-171.
- 谷口陽子,中津川 誠,工藤啓介 (2016): 将来 の気候変化が積雪の量的・質的変化に及ぼす 影響に関する研究. 土木学会論文集 G (環境), 72(5), I_205-I_211.
- Katsuyama,Y., Inatsu,M. and Shirakawa,T. (2020): Response of snowpack to +2°C global warming in Hokkaido, Japan. *J. Glaciol.*, 66, 83-96.
- 札幌管区気象台 (2024): 2024 年北海道地方 2 月の天候. https://www.data.jma.go.jp/sapporo/ tenki/kikou/weatherflush/pdf/sokuhou202402.pdf (2024.07.01 閲覧).
- (2024): なだれ注意報警報・注意報発表 基 準 一 覧 表 . https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/kijun/index.html (2024.07.01 閲覧).
- Wever, N., Valero, C. V. and Techel, F. (2018): Coupled snow cover and avalanche dynamics simulations to evaluate wetsnow avalanche activity. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **123**, 1772-1796.
- Mitterer, C. and Schweizer, J. (2013): Analysis of the snow-atmosphere energy balance during wetsnow instabilities and implications for avalanche prediction. *Cryosphere*, 7, 205-216.
- 10)気象庁 (2024): 過去の気象データ・ダウンロ ード. https://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/ index.php (2024.07.01 閲覧).
- 11) Wilks, D. S. (2019): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (4th ed.). Elsevier, 818pp.
- 12)松下拓樹, 櫻井俊光, 吉井昭博, 西村敦史 (2024): 北海道における融雪開始時期の近年 の傾向. 砂防学会研究発表会概要集, 661-662.

恵庭市の市街地における降雪傾向の把握 第二報

Understanding snowfall trends in the city area of Eniwa City -The second report-

大八木 啓翔1, 内田 努2

Hiroto Oyagi¹, Tsutomu Uchida²

Corresponding author: Hiroto Oyagi (5-7-1Nijigaoka Kitahiroshima-shi Hokkaido 061-1103)

現在恵庭市では、気象庁管轄の気象観測所であるアメダス地点は、島松に一点あるのみで恵庭市の市街地には存在していない. そこで 2023 年1月より市内小中学校 11 箇所で積雪量を測定し、気象条件と恵庭市市街地の降雪傾向の解析を試みた. 2 年間、計 11 回の観測で、降雪量の多い地点と少ない地点は恵庭市市街地内では固定化せず、いずれの降雪でも、市街地内の積雪量に 4 cm 以上の違いが見られた. また、西側地域での降雪が多い時は低気圧通過直後であること、北側地域が多い時は冬型の気圧配置による日本海からの収束雲の流入による降雪であるという特徴を見出した.

1. はじめに

交通量の多い恵庭市には気象観側所が市街地 内には無く,市内中心地から約5km離れている 恵庭島松のアメダス1点のみであるため,降雪に よる交通障害の予想が難しい.2021-22年の冬季 において,恵庭市は局地的な大雪により大きな影 響を受けたが,半径3km以内に収まる恵庭市の 市街地内でも,降雪量や降雪の時間帯に大きな差 があることを実感していた.また,気象庁ホーム ページで見られる5km格子の解析降雪量にも違 和感がある場合もあった.そこで自ら市街地内に 設けた観測ポイントで,大雪予報のあった時の局 地的な降雪を観測することを試みた.

また,恵庭市は日本海側気候と太平洋側気候, いずれの特徴を持つ場所に位置している(図1). 地理的条件としては,北西~西方向にかけて札幌 西部山地の影響を受けて,西寄りの風による雪雲 の流入は激しくないとされている¹⁾.しかし,北 寄りの風による雪雲の流入は起こりやすいため, 降雪量は比較的少ないが,大雪による被害は起こ るという特徴がある.

2. 研究の目的

先行研究では、石狩地方において降雪をもたら す気象条件、気象要素が確認されており、北海道 全体から石狩地方、札幌圏の降雪傾向に関する研 究が行われてきた^{1~3)}.しかし、恵庭市市街地内 に限定した降雪傾向の把握を試みた例はみられ ない.そこで、恵庭市市街地内において、一回 の降雪で降り積もる雪の量(以下,積雪量とする) には地域差があり,気象条件によって積雪量の多 い地域のパターンに特性があるという仮説を立 てて観測を行った.

3. 観測

3.1 観測条件

市街地の降雪傾向を把握するために恵庭市教 育委員会に許可を得て,市内の小中学校11校(図 2)のグラウンドの一部を冬季期間借り,1 cm 毎 にメモリをつけたスノーポール(木製,高さ2m) を設置した(図3,4).設置位置の選定に際して は,同じ条件下で観測するために,児童や生徒に よって付近が使われていない,かつ防風林や校舎 などの遮蔽物の影響を受けにくい地点を選んだ. 2023年1月18日より2024年3月24日の2シー ズンに渡って観測した.

3.2 観測方法

観測日は, 恵庭市の天気予報により, 24 時間で おおよそ 10 cm 以上の降雪が予想された日のう ち観測に向かえる日とした.初めに降雪の前に, 各地点の積雪深を目視で計測する.雪が降り止み, 天気図, 天気予報において再度雪が降り出す可能 性が低いと判断した後に,もう一度各地点の積雪 深を計測し,その前後で降り積もっていた雪の深 さの差分を,本研究では積雪量と定義することと する.恵庭島松のアメダスからも,同様の方法で 積雪量データを取得した⁴⁾.雪が継続して降って いる時間は各観測回によって異なるため,降雪量

¹ 札幌日本大学高等学校

² 北海道大学大学院工学研究院

は、同一時間内のものではない. 最後に蓄積した データをまとめ、傾向の把握を目指した.

恵庭島松
 アメダス

惠庭中

恵北中

恵み野旭小

恵み野中 恵み野小

和光小

図2 観測地点一覧(恵庭

島松のアメダス含む) Google map より

図4 スノーポール

-松恵/

島松小



図1 恵庭市の位置 Google map⁶より(恵 庭市街地部分を着色)



図3設置したポール

4. 結果

4.1 各地点間の積雪量比較

積雪量の観測結果は, ArcGIS の Survey123 ア プリを使用し地図上に表現した 7. 例えば図5に 示すように,積雪量が多くなるに従って棒の高さ が高くなっていき、色が濃くなっていく. なお観 測出来なかった地点や,周囲の除雪,大きな雪山 などの影響でデータの信憑性がかける場合は、そ のデータは除外した.得られたデータは2023年 冬季, 2024 年冬季の 2 シーズン, 計 11 例である. 観測の結果,全ての観測回において,市内各地点 の最大の積雪量と最小の積雪量で、少なくとも 4 cm以上の積雪差を生じ,計11例における最大積 雪量差の平均は、およそ 8.4 cm であった. この ように全ての観測回で積雪量に差が見られたた め, 各観測データを積雪量の多い地域で分類し, その降雪をもたらした気象条件を確認した.

4.2 北側地域に積雪が多かった観測回(パタ -ンA)

図5に示すように、11 例中5例において恵庭 市北部の積雪量が他地域より多い事例が見られ た. なおこれらの分類は観測者の主観によるもの で,重複して分類されることを許容している.



図 5 北側地域に多か った観測回の5例 (パターンA)

12月31日

~22日

札幌 +25cm 千歳 +4cm 安平 +3cm

※ 近辺のアメダス 札幌 +7cm 千歳 +4cm 安平 +7cm

これらの観測回において,降雪をもたらした時 の気象条件(図6(a)地上天気図,(b)雪雲レーダー 図5)を確認すると、5例中4例において「冬型の 気圧配置による日本海からの筋状の雪雲」が流入 したことによる降雪だった. すなわち, これらは 低気圧が直接降雪をもたらす状況では無かった.



図6(a)地上天気図,(b)雪雲レーダー図

4.3 西側地域に積雪が多かった観測回(パタ -ンB)

図7に示すように11例中4例では、恵庭市市 街地の西側で降雪が多いパターンに分類された.

これらの観測回において,降雪をもたらした気 象条件(図8(a)地上天気図,(b)雪雲レーダー図) を確認すると、全ての観測回におき、「低気圧通 過直後の日本海からの雪雲」の流入による降雪だ った.

$$-102-$$

道の南方の太平洋上を低気圧が通過している途 中にもたらされた降雪であった.市街地の中心部 に多く雪が積もった観測回も 2 例存在している こともあるため,市内に大きく影響を及ぼす可能 性のあるパターンとして注目する必要性を感じ る.



図 10 (a) 地上天気図, (b) 雪雲レーダー図

5. 考察

まず,パターン A で,冬型の気圧配置による 日本海からの雪雲の流入によって北側地域に降 雪が多くなる理由を考察した.この気象条件では、 帯状に伸びた収束雲が日本海からゆっくりと石 狩平野に流入する(図6(b)). この収束雲は高度 500~3000m 付近を通過し, 西側からの雪雲は札 幌西部山地の影響で流入しにくい. そのため, 恵 庭市付近では北西~北方向からの雪雲のみ流入 すると考えられる.また、この気象条件時は、冬 型の気圧配置が弱まってきているため,今回の観 測回においても全て風速 0 m/s~3 m/s と,非常 に風が弱かった.雪雲レーダーからも雪雲は石狩 平野上空をゆっくり南下しながら,勢力を弱めて いったことが確認できた. そのため, この気象条 件では南北で積雪差が生じやすく,北側地域ほど 雪が多く降り積もる、と考えられる.

次に、パターンBで、低気圧通過直後の日本海 からの雪雲の流入によって西側地域が多くなる 理由を考察した.この気象条件では非常に活発な 積雲、積乱雲が上空の風によって石狩平野に流入 する(図8(b))が、低気圧の勢力下にあることか ら強い風が吹く.今回の観測回においては、恵庭 島松のアメダス地点においておよそ風速5m/s~ 9m/s程度の風が吹いていた.そのため、帯状の 雪雲が勢力を弱めることなく、石狩平野を通り過 ぎていき、恵庭市内の積雪では南北差が生じにく いことが考えられる.また、この気象条件時に形 成される雪雲も高度 500m~ 3000m付近を通過 していく積乱雲のため、雪雲の流入する方角は北 西~北方向に限られる.しかし、東西方向に積雪



図7 西側地域に多かった観測回4例(パターンB)



図8(a)地上天気図,(b)雪雲レーダー図

4. 4 それ以外の観測回(パターンC)

図 9 に示す観測回 4 例は,上記の 2 つの気象条 件に属さなかったものである.



図9 それ以外の観測回4例 (パターンC)

これらのパターンが見られた場合の気象条件 (図 10 (a)地上天気図,(b)雪雲レーダー図)を確 認すると,全て低気圧が北海道上空,または北海 Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

差が生じる理由については検討中である.地形の 要因で,局地的に風向が変化していたり,上空に 雪雲が長くかかる要因があるという仮説が立て られる.

パターン C で低気圧通過途中でもたらされた 降雪が一定の傾向を示さなかった要因を考察す ると,上記の2パターンは日本海からの雪雲の流 入であるが,このパターンは全てで太平洋からの 雪雲の流入である,という特徴がある.また低気 圧の北側の雲の影響をいずれも受けているが,そ れらは比較的広範囲に広がる乱層雲といった,中 層雲からの降雪になるため,地形の影響は受けに くいという特徴をもつ.そのため,雪雲が恵庭市 に流入する方角が一定ではなく,流入パターンが 多様であることが,一定の傾向を示さないひとつ の要因であると考えられる.

6. 結論

2年間の継続研究を通して、市街地内において 積雪量に毎回差があることが検証された.毎回積 雪量の最大値と最小値の間で 4 cm 以上の差が生 まれ,積雪量の分布に特徴的な違いが見られた. そして積雪が多かった地域ごとに,気象条件に一 定の傾向を見出すことが出来た, 例えば, 北側地 域が多い場合は、冬型の気圧配置による日本海か らの収束雲の流入による降雪である場合が多く, 西側地域が多かった場合は,低気圧通過直後の日 本海から流入した雪雲によってもたらされた降 雪であった.また、これらの積雪の傾向パターン に分類されなかった場合に共通していえる気象 条件は,低気圧通過途中による降雪であった.こ のような場合は恵庭市市街地中心部で積雪量が 多くなる場合が含まれているので, さらなる観測 が必要であると考えられる.

7. 展望

今回 11 回の観測結果から, 恵庭市内の降雪パ ターンの特徴と, それをもたらす気象条件とを関 連づけることができた.しかし, 観測上の多少の 誤差や, 降雪終了後から計測までの時間が一定で はないこと, そしてデータ数が多くない点など修 正すべき点もあることから, 今後更にデータを集 めて, 今回得られた結果を検証する必要性がある. また降雪のメカニズムや低気圧の通過ルートを さらに詳細に調べ, 分類方法や必要な気象要素に ついて検討する. さらに, 恵庭市市街地の西側地 域に積雪が多くなった観測回について,降雪雲が 主に風向きに沿って流入している時に,市街地内 ではどのような風の吹き方をし,特定の風の通り 道が存在するのかを,地形モデルなどを用いて検 証する.

【謝辞】

スノーポールの設置を許可していただいた恵 庭市教育委員会の方々、各小中学校の先生方、そ して本研究に助言をいただいた札幌管区気象台 予報課天気相談所の四宮茂晴氏, 北海道大学大 学院理学研究院の稲津將教授に謝辞を申し上げ ます.

【参考文献】

- 河村武, 1961:北海道における冬季の降水分 布の総観気候学的考察,地理学評論, 34 (11), 583-595
- 原田裕介,2013:冬季の気圧配置と北海道に おける大雪,暴風雪の地域別発生状況 寒 地土木研究所月報=No.719,33-41
- Masaru Inatsu, 2021: Trends and Projection of Heavy Snowfall in Hokkaido, Japan, as an Application of Self-Organizing Map, *Journal* of Applied Meteorology and Climatology, 60 (10), 1483-1494
- 4) 気象庁:過去の気象データ検索(恵庭島松, 札幌,千歳,安平)
 https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/ (2024 年 6 月 18 日閲覧)
- 5) 過去の雨雲レーダー(気象庁雨雲の動き) https://www.gpvweather.com/radar_past.php (2024年6月24日閲覧)

【出典】

- Google 社:地図データ@2023 恵庭市部分を 抜粋
- 7) ArcGIS Online 背景地図 Esri, Intermap, NASA, NGA, USGS | GSI, Esri CIS, Esri, TomTom, Garmin, Foursquare, GeoTechnologies, Inc, METI/NASA, USGS | Source: Airbus, USGS, NGA, NASA, CGIAR, NLS, OS, NMA, Geodatastyrelsen, GSA, GSI and the GIS User Community

札幌と岩見沢における大雪と大気下層の収束場の関係

A relationship between low-level atmospheric convergence zone and heavy snowfall in Sapporo and Iwamizawa

小林 健人¹, 佐藤 友徳², 田村 健太² Kento Kobayashi¹, Tomonori Sato², Kenta Tamura² Corresponding author: kobayashi.kento.r8@elms.hokudai.ac.jp(K. Kobayashi)

冬季北海道西岸沖では季節風の収束によって帯状雲が現れ、この雲がかかる地域では局地的な大雪となることが知られている.しかし、北海道西岸沖にみられる下層風の収束場と局地的な大雪との関係を調査した研究の多くは、特定の事例のみを解析対象としており、長期間のデータを用いて統計的に調査した研究はない. そこで本研究では、機械学習を用いて過去 12 年間の下層風の収束場を分類し、札幌と岩見沢で発生した大雪と北海道西岸沖の収束場との関係を整理した.

1. はじめに

冬季の北海道西岸地域では,海上で発達した帯 状雲が流入することで局所的な大雪が発生する ことがある. 松岡ら¹⁾によると,2021年12月17 日から18日の期間において,低気圧が北海道付 近を通過した後に北海道西岸沖で帯状雲が発生 し,発達した雪雲が札幌市周辺に流入することで, 札幌市では53cmの降雪が観測された.このよう な帯状雲は海上での下層風の収束によって生じ る²⁾³⁾と考えられている.

北海道西岸地域に大雪をもたらす帯状雲には, 大陸からの季節風が沿海州の山岳地形の影響で 収束して発生するタイプ²⁾と,低気圧の通過後に 間宮海峡から北海道の間で季節風と北海道内陸 から吹き出す陸風が収束して発生するタイプ 3)4) の2種類がある.前者は東西方向,後者は南北方 向の走向を持つことが多い. このように、帯状雲 が下層風の収束によって発生することは知られ ているものの,先行研究の多くは事例研究であり, 両者の関係性の理解には多くの事例を対象とし た統計解析が求められる. そこで, 本研究では長 期間の気象データを解析することで,北海道西岸 沖で生じる下層風の収束場と北海道の局地的な 大雪との関係を明らかにする. ここでは 2010 年 から 2022 年の冬季 (12-2 月) の期間において, 札幌と岩見沢の2都市を対象に、大雪と北海道西 岸沖の収束場との関係を整理した.

2. 研究方法

2.1 大雪の定義

本研究における大雪は、2010 年から 2022 年の 冬季(12-2月)における1時間降雪量データのう ち、95パーセンタイル値を超えるものとする. 解 析を行った札幌と岩見沢の観測データによると、 札幌では4 cm/h、岩見沢では5 cm/h を超える1 時間降雪量が解析対象の大雪となる.

2.2 手法

気象庁のメソ数値予報モデル GPV (MSM) に おける 950hPa 面の水平風データを用いて,2010 年から 2022 年の冬季(12-2 月)の期間で3時間 おきに求められた収束場を自己組織化マップ⁵⁾

(self-organizing maps; SOM) を用いて 4×4 の計 16 種類に分類を行った.次に,2.1 節の大雪の定 義に従って抽出された大雪事例(札幌:62 事例, 岩見沢:70 事例)の日時と,SOMによって分類 された日時とを対応させて,両者の関係を調べた.

3. 結果と考察

3.1 収束場の分類結果と大雪事例の対応

図1に SOM で分類された収束場と 950hPa の 風ベクトルを示した. #001 のパターンは全期間 の6.39%を占め,549日相当であった.また,#005 のパターンは6.03%を占め,507日相当であった.

1 北海道大学大学院環境科学院

2 北海道大学大学院地球環境科学研究院

Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University



図1 自己組織化マップを用いた16通りの収束場の分類結果.矢印は950hPaにおける風向と風速を 表し、カラーは収束の強さを表す.赤枠はSOMの学習で使用した領域であり、それぞれの図は分類 された収束場と風の合成図である.括弧内の数字は分類された日時の割合を表す

(a)		SAPF	PORO		_	(b)		IWAMI	ZAWA		_
	#001 19.4	#002 8.1	#003 3.2	#004 6.5	- 18 - 16	-	#001 7.1	#002 8.6	#003 4.3	#004 5.7	- 25
	#005 3.2	#006 3.2	#007 8.1	#008 1.6	- 14 he - 12 v sn	-	#005 25.7	#006 4.3	#007 4.3	#008 4.3	- 15
	#009 1.6	#010 4.8	#011 9.7	#012 6.5	- 10 Owfall case	-	#009 4.3	#010 0.0	#011 2.9	#012 0.0	- 10
	#013 3.2	#014 8.1	#015 8.1	#016 4.8	- 4 - 2	-	#013 5.7	#014 8.6	#015 7.1	#016 7.1	- 5

図 2 札幌(a)と岩見沢(b)における大雪事例の発生割合(%). #001~#016 は図 1 の収束パターンの分類を表す
札幌と岩見沢における大雪事例の数を収束パタ ーン毎に調べたところ、大雪が最も多く発生したの は、札幌では#001、岩見沢では#005の収束パターン (図1参照)であった.事例数は#001では札幌で12 事例、岩見沢で5事例であり、#005では札幌で2事 例、岩見沢で18事例であった.

次に, SOM の各分類結果を用いて, 収束パター ン毎に大雪事例の発生割合を調べた. 図2(a)は札 幌における大雪事例の割合を, 図2(b)は岩見沢に おける割合をそれぞれ示す. 札幌において事例数の 最も多い#001の収束パターンは,全大雪事例の 19.4%を占めていた.一方,岩見沢においては#005 が最も高い割合を示し, 25.7%を占めていた.

また,大雪発生時の収束場を調べたところ,#001 は北海道西岸を沿うように南北にのびる収束場が 確認され,#005 では沿海州付近から北海道に向かっ て東西にのびる収束場が確認された.

収束場と大雪事例数の対応から,札幌で大雪が発 生しやすいのは南北方向に収束場が発達する場合 だと考えられる.一方で,岩見沢では東西方向に発 達する収束場のもとで大雪が発生しやすいと考え られる.

3.2 大雪事例における降水分布の特徴

解析雨量データを用いて,大雪発生時の降水分布 を収束場毎に調査した.ここでは,札幌と岩見沢に おいて大雪発生割合が最も高い#001と#005に着目 した.図3に#001の収束パターンで発生した大雪 事例における解析雨量の合成図を示す.札幌周辺で は3.0 mm/h 程度の降水極大域が存在し,北海道西 岸沖海上に南北にのびる降水域がみられる.これは #001の収束パターンが示す南北にのびる収束場の 位置と対応していることから,下層風の収束によっ て生じた帯状雲が石狩湾に流入することで札幌に 大雪を降らせたと考えられる.

また, #005 の収束パターンについての結果(図4) から, 岩見沢周辺に向かって北西方向から降水域が のびており, 岩見沢周辺で1.5~2.0 mm/h 程度の降水 の極大域がみられた.これは, 札幌の場合と同様に #005 が示す東西方向にのびる収束場と対応してい ると考えられる.



図3 #001の収束パターンにおいて札幌で大雪と なった事例についての1時間降水量の合成図.四 角は札幌と岩見沢の位置を表す



図4 図3と同じ.ただし#005 において岩見沢で 大雪となった事例

4. まとめ

本研究では、北海道西岸沖における収束場と札幌 や岩見沢の2都市で発生する大雪との関係を長期 間のデータを用いて調査した.大雪事例と北海道西 岸沖海上での収束場の対応を調べたところ、札幌で は南北方向に走向を持つ収束場(#001)で大雪事例

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

の19.4%が発生していたことから、札幌の大雪事例 の多くは、北海道西岸沖海上を南北にのびる収束場 に起因する帯状雲によって生じたと考えられる.また.岩見沢では東西方向の走向を持つ収束場(#005) で大雪事例の25.7%が発生していたことから、岩見 沢の大雪事例の多くは、北海道西岸沖海上を東西に のびる収束場と対応した帯状雲によって生じたと 考えられる.

5. 今後の課題

本研究では大雪事例の発生割合が高い収束パタ ーンに着目して解析を行った.しかし、このような 条件下においても、大雪が発生しない事例も多く存 在する.北海道の大雪は上空の寒気や局地的な気圧 勾配の影響を受ける。ことから、収束場が同じでも 事例によって降雪量の強弱が異なる可能性がある. 本研究で用いた収束場の分類を基に、大雪発生の有 無を基準にして大気場の状態を比較する等の解析 により、大雪の発生要因を収束場の特徴ごとに明ら かにすることを今後の課題としたい.

【参考文献】

- 松岡直基,中林宏典,丹治和博,小松麻美,尾 関俊浩,白川龍生,金田安弘,2022:2021-2022 年冬期の札幌都市圏における大雪について(そ の3) - 大雪をもたらした気象の特徴 -,北 海道の雪氷 41, 13-16.
- 村松照男, 1978: 蛇行した雲バンドによる 8
 時間周期の降雪量の変動. 天気, 25 (3), 199-207.
- 岡林俊雄, 1969:昭和44年1月上旬の日本海 側大雪のときの気象衛星写真.天気,16(2), 79-80.
- 4) 岡林俊雄, 里見 穂, 1971: レーダーと気象衛 星による雪雲の研究(I)(北海道石狩湾付近 の小低気圧を中心として). 天気, 18(11)
- Kohonen, T., 1982: Self-organized Formation of topologically correct feature maps. *Biological Cybernetics*, 43(1), 59-69.
- Inatsu, M., S. Kawazoe, and M. Mori, 2021: Trends and projection of heavy snowfall in Hokkaido, Japan, as an application of self-organizing map. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 60, 1483–1494.

近赤外分光法による積雪の物理情報計測

Measurements of physical information of snowpacks using near-infrared spectroscopy

原田 康浩¹, 佐々木 暢耀¹, 棚橋 昂樹¹ Yasuhiro Harada¹, Nobuaki Sasaki¹, Kouki Tanahashi¹ Corresponding author: harada @mail.kitami-it.ac.jp (Y. Harada)

We demonstrated experimentally that the diffuse reflectance of snowpack is proportional to the ratio of snow density to snow grain size in the near infrared region where multiple absorption peaks by ice appear. However, it remained to determine these two physical quantities of snowpack separately. In this study, we performed data processing and principal component analysis that focused only on the effect of absorption, excluding the effect of scattering by snow grains, and demonstrated the possibility of determining snow grain size independently from the NIR diffuse reflectance spectrum of snow.

1. はじめに

積雪の粒径と密度は,積雪のアルベドを支配す る物理量であるとともに,積雪変性過程を表現す る重要な物理量であり,積雪断面観測において必 須の測定項目である.しかし,積雪粒子は一般に 非球形で複雑な形状のため,目視による観測では 観測者によるばらつきが避けられない.また,積 雪全層にわたる測定では長時間を要することが 難点であり,これらの物理量を短時間に比較的容 易に測定できる手法の開発が望まれている.

積雪は雪粒子と空気から構成される多孔質媒 質であり、光学的には多重散乱媒質である.した がって、これに光を照射して得られる分光反射率 は積雪を構成する雪結晶の大きさ、積雪深さ、密 度ならびに光の散乱と吸収の波長依存性によっ て決まるため、積雪の反射率測定のみからこれら の物理量を特定できる可能性がある.我々は、光 の吸収ピークが複数現れる近赤外域において、積 雪からの拡散反射率が積雪の密度と粒径の比(密 度粒径比)と比例関係にあることを実験的に明ら かにした¹⁾.このことは積雪の密度粒径比を迅速 にかつ容易に測定できる可能性を示すものであ るが、これらを二つの物理量を分離して決定する ことができないため、それが課題として残されて いる¹⁾.

本研究では、反射率を吸収に注目した量である 吸光度に変換し、さらに散乱による影響を除去す る前処理を施すことで、積雪の粒径のみに影響す る関係が得られるのではないかとの発想でデー タの再解析を行ない、その積雪物理量依存性を調べた.スペクトルデータの依存性因子解析には主 成分分析を用い、その形状を決めている因子の数 とその影響が強く現れる波長域を考察した.

2. 積雪の近赤外反射率スペクトルデータとその 処理方法

2.1 近赤外反射率スペクトルデータ

解析対象の近赤外反射率スペクトルデータに は、2019年2月7,8日に北海道北見市の北見工 大にて採取した新雪(3)、しまり雪(30、ざらめ雪 (3)、圧雪(新雪)(2)、圧雪(しまり雪)(2)の5種類 の雪質の合計13の積雪試料を用いて得られた反 射率データを用いた.積雪種類の括弧内の数字は 同一種類の雪質で異なる場所・日時に採取した試 料の数である。

ここで反射率の測定は、これらの積雪を内壁が つや消し黒塗装された φ 80mm x D45mm の円筒 ポリエチレン容器に充填して積雪試料とし、ハロ ゲン光源(Ocean Optics, HL-2000)からの光を光フ ァイバを介して積雪試料表面に照射し、そこから の拡散反射光を積分球 (Ocean Optics, ISP-REF)で 集光して光ファイバで導光した後、分光器(Ocean Optics, NIRQuest, 波長 900nm-1700nm) で検出し て行った。すなわち測定した反射率は拡散反射率 である.測定は一つの試料につき、積分球の設置 向きを変えて5回行った。したがって反射率スペ クトルデータの数は 65 である.積雪の密度は試 料ケースごとに重量を測定して算出した。雪結晶 の粒径は、IceCube (A2 Photonics Sensors)²により

School of Regional Innovation and Social Design Engineering, Kitami Institute of Technology

Ⅰ北見工業大学 地域未来デザイン工学科





積雪の比表面積 (Specific Surface Area: SSA) を測 定し, 球等価粒径を算出して粒径の代表値とした。 図1(a) は13 種類の積雪試料の密度と粒径の関係 を散布図で表したものであり,図1(b)がこれら の積雪からの拡散反射率スペクトルである.これ らのグラフからは積雪の二つの物理量が反射率 スペクトルの分布形状にどのような影響を及ぼ しているのかは直感的には分からない.

2.2 データ処理

(1) 前処理

前述の近赤外反射率データに対して,前処理と して 1) 吸光度スペクトルへの変換, 2) 波長域 の制限, 3) アウトライヤー (例外) 除去, 4) 平 滑化二次微分を施した.吸光度とは反射率の逆数 の常用対数をとったものであり,試料による光の 吸収の度合いを表す指標である³⁾. また平滑化微 分操作は, 粒状性の試料の吸光度スペクトルを拡 散反射法で測定した際にスペクトルに付加され るベースラインの上下変動と波長に比例したト レンドを除き、かつスペクトルに重畳した細かな 雑音を除去する効果をもつ処理である³⁾. すなわ ち, 粒状性の試料が試料ケースに充填される際の 密度の違いによる影響を除く効果を持つ.

(2) 主成分分析

図 1(b) の反射率スペクトルや図 2(b)の二次吸 光度スペクトルは多数の波長の反射率(吸光度) から構成されており,個々の波長における反射率 (吸光度)は、試料ごとにそれぞれ異なる値をと る変数である.したがって、スペクトルは多くの 変数から構成される多変量データとみなすこと ができる.このような多変量データに対して次元 減少を行って試料間の特性の違いが及ぼす影響 を調べる分析方法が主成分分析 (principal



(b) 近赤外拡散反射率スペクトル (65 データ) 図1 積雪試料の密度-粒径散布図 (a) と測定した近赤外拡散反射スペクトル (b).



(a) 波長域制限およびアウトライヤー除去後の吸 光度スペクトル





component analysis: PCA) である³⁾. ここでは, 図 2(b) の 2 次微分吸光度スペクトルに対して主成 分分析を行って、スペクトルの形状を決めている 主要な因子数(主成分数)を割り出した.主成分 分析を行うことで,波長を変数とする多変量デー タ (スペクトル) は、主成分を変数とする関数値 を表すスコアと、スペクトルデータのどの変数 (波長)でその主成分への影響が強く現れている

かを表すローディングの二つの行列に分解され る⁴⁾.解析結果は,主成分の寄与率からスペク トルの形状を決めている因子数を,ローディング からその主成分が影響を及ぼしている波長(域) を,スコアの値から試料の物理量との関係を調べ る.同様な方法を拡散反射率スペクトルにも適用 して,反射率スペクトルの形状を決めている因子 数と積雪物理量の関係も調べ,先に得ている結果 (反射率が積雪の密度粒径比に比例する)¹⁾の検

証も行なった. 3. 結果と考察

3.1 反射率スペクトルの解析結果

表1は反射率スペクトルに1)波長域の制限, 2)アウトライヤー処理,3) 平滑化を施して,主成 分分析して得られた最初の3つの主成分の寄与 率と累積寄与率である.これより,積雪試料毎の 反射率スペクトル形状の違いは,第1主成分とい う一つの因子でほぼ決まっていることがわかる. すなわち,積雪の密度と粒径の異なる複数の積雪 試料ではあるが,その拡散反射スペクトルから積 雪密度と粒径の二つの物理量を独立に決定する ことができないことを示唆するものである.

図3は3つの主成分のローディングを示すグ ラフである、第1主成分のローディングは、波長 950nm から 1150nm と 1200nm から 1400nm の二 つの波長域で-0.045から-0.060の高い値とり、こ の波長域の反射率が試料毎の違いを決めている 重要な情報であることを示している. すなわち, 氷による吸収波長 1492nm5)よりも短い波長域で の拡散反射率に試料毎の違いの影響が現れてい る. 図4は. 第1主成分のスコア値を積雪の密 度粒径比を横軸にとってプロットしたものであ ある.第1主成分のスコア値と密度粒径比の間に は高い決定係数で負の相関関係にあることがわ かる. すなわち, 先に我々が報告した結果(積雪 からの拡散反射率が積雪の密度粒径比と比例関 係にあること)をこの分析方法からも確認できた ことを表わすものである.

3.2 二次微分吸光度スペクトルの解析結果

表2は図2(b)の二次微分吸光度スペクトルを 主成分解析して得られた最初の3つの主成分の 寄与率と累積寄与率である.ほぼひとつの主成分 のみで決まっていた反射率スペクトルの場合と は異なり,二次微分吸光度スペクトルの場合はそ の形を決めている因子は3程度であることがわ かる. 北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

表1反射率スペクトルの3つの主成分の寄与率

	• • • =	
主成分番号	寄与率	累積寄与率
1	90.98%	90.98%
2	6.40%	97.38%
3	2.44%	99.82%



図3前処理後の反射率スペクトルの3 つの主成分のローディング.



図4第1主成分のスコア値と積雪試料 粒径比の関係.

表1二次微分吸光度スペクトルの3主成分の 寄与率

-1 - 1		
主成分番号	寄与率	累積寄与率
1	58.68%	58.68%
2	23.15%	81.83%
3	14.64%	96.47%

図5はこの場合の3つの主成分のローディン グを示す.反射率スペクトルの場合とは異なり, この場合は1400nmから1500nmという氷の吸収 波長1492nmを含む波長域でそれぞれの成分が 高いスコア値を示している.図6は3つの主成 分のスコア値と積雪試料の密度と粒径の関係を 網羅的に調べた散布図である.これらの散布図の

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

中で高い決定係数で線形関係が見られるのが図 6(e)の第2主成分のスコア値と積雪粒径の関係 である.この関係は、吸光度の二次スペクトルか ら積雪の粒径のみを独立に決定できる可能性を 示唆するものである.

4. まとめ

密度と粒径の異なる5種類の積雪の13個の試料から得られた近赤外拡散反射率スペクトルおよび二次微分吸光度スペクトルに主成分分析を施して、それぞれのスペクトル形状を決めている要因の数および積雪物理情報の関係を調べた.その結果次の二つのことが明らかとなった. (1)反射率スペクトルの形状を決めている因子はほぼ1つであり、積雪密度粒径比である.

(2) 二次微分吸光度スペクトルの形状を決めて いる因子はほぼ3つあり,そのひとつの因子(第 2主成分)は積雪粒径である.

これら二つの結果を組み合わせれば,近赤外拡 散反射率の測定から積雪の密度と粒径を独立に 決定できることを意味する.

【参考文献】

 原田 康浩,城 佑輔,二瓶 啓利,星野 聖太, 舘山 一孝,神田 淳,2020:近赤外分光法に よる積雪の物理情報計測,第36回近赤外フ オーラム講演要旨集,O-12.

- J.-C. Gallet, F. Domine, C.S. Zender, and G. Picard, 2009: Measurement of the specific surface area of snow using infrared reflectance in an integrating sphere at 1310 and 1550nm, *The Cryosphere*, 3, 167-182.
- 岩元睦夫,魚住純,1994:近赤外分光法入門, 東京,幸書房,168 pp.
- 4) 尾崎 幸洋,2015: 近赤外分光法,東京,講談 社,278 pp.
- J. Workman Jr. and L. Weyer 2012: Practical Guide and Spectral Atlas for Interpretive Near-Infrared Spectroscopy, 2nd ed., Boca Raton, CRC Press, 55-61.



図5二次微分吸光度スペクトルの3つ の主成分のローディング.



図6第1 主成分から第3 主成分のスコア値と積雪試料の密度および粒径の.(a)-(c):積雪密度依存性,(d)-(f):積雪粒径依存性.(a),(d):縦軸第1 主成分のスコア値,(b),(e):縦軸第2 主成分のスコ ア値,(c),(f):縦軸第3 主成分のスコア値.

小型風洞装置による自然積雪面上における地吹雪の観測

Observation of drifting on a natural snow surface with a small wind tunnel

菅原 邦泰^{1,2}, 櫻井 俊光¹, 西村 敦史¹ Kuniyasu Sugawara^{1,2}, Toshimitsu Sakurai¹, Atsushi Nishimura¹ Corresponding author: sugawara-k@ceri.go.jp (K. Sugawara)

自然に積雪した新雪面における地吹雪発生の様子を観測するために,簡易的な小型風洞装置を作成し,寒 地土木研究所の石狩吹雪実験場にて観測を実施した.観測では,装置内の温度と風速を記録しつつ,雪粒子 の運動を高速度カメラで撮影した.本観測では,雪面の起伏から雪粒子が転がり出る様子を撮影した.また, 風速および気温がほぼ同程度の条件であっても,撮影された雪粒子の個数には差異があり,例えば雪面構造 など気象以外の条件も地吹雪の状態に影響していたことが示唆される.

1. はじめに

吹雪の発生を気象等の条件に基づいて判別す る取り組みはこれまでに行われており,主として 風速と気温の関係で表される.竹内ら¹¹は石狩川 河川敷において目線高さ程度の高い地吹雪の発 生を観測し,その際の気温および風速の測定値に 基づいて,高い地吹雪の発生臨界条件を提案した. 佐藤ら²¹は,幅 30cmのミニ風洞を用いて自然雪 面の雪粒子の飛び出し風速を測定し,雪粒子の終 端落下速度との関係を見出した.一方,吹雪発生 の物理過程に焦点を当て,室内風洞において地吹 雪粒子の挙動を観察した研究例も存在する^{3,4)}.

著者らは、地吹雪の発生と雪面における雪粒子 の積もり方に依存関係があるという仮説に基づ き、自然に積雪した新雪面上における地吹雪発生 の様子を調べた.本稿では、小型風洞装置によっ て撮影した地吹雪粒子の運動の様子について、簡 単にその結果を紹介する.

2. 手法

2. 1 小型風洞装置

本研究で用いた小型風洞装置(図1)は幅 80cm, 奥行き 15cm,高さ 20cm のアクリル製である. 端部には PC ファンを取り付けており,側面の一 面は透明板として高速度カメラによって雪粒子 の運動を撮影した. PC ファンは DC コンバータ と接続し,電圧および電流を調整することで風速 を変動させた.風洞内部には温度計と超音波風速 計を取り付け,内部状況をモニタリングした.



図1 本研究で用いた風洞装置

2.2 観測

寒地土木研究所が所有する石狩吹雪実験場に て,2024年2月21日,22日,26日,27日の4 日間において観測を行った.観測では,積雪面表 層がカメラの画角に映るように雪面上に風洞を 設置した.地吹雪粒子の撮影時には,数秒間,風 を流入させた.

本稿では、2月21日13時42分の事例(以下, 事例1)、2月22日18時37分の事例(以下,事 例2)、および2月22日18時41分の事例(以 下,事例3)の3事例を紹介する.事例1では, 風洞天板を解放し、1時間程度風洞内に新雪を積 もらせた後、天板を閉じて5.4秒間撮影を行った. 事例2では、降雪後間もない雪面にて天板を解放 させた状態で8.3秒間撮影を行った.また、事例 3は事例2と同日の事例であるが、天板を閉じて

¹土木研究所 寒地土木研究所 ²北海道大学大学院理学院

Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Public Works Research Institute Graduate School of Science, Hokkaido University

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

3.8 秒間撮影した. 高速度カメラの設定値は, 事 例1ではフレームレート 200FPS, 露光時間 500 マイクロ秒とし, 事例2および事例3ではフレー ムレート 250FPS, 露光時間 400 マイクロ秒とし た. なお, 各事例の撮影中における平均の風洞上 部の風速, 風洞内部の温度は表1に示した.

表1 各事例における風速および温度

	風速 (m s ⁻¹)	温度 (℃)		
事例 1	7.0	-4.0		
事例 2	5.5	-5.5		
事例 3	7.0	-5.5		

3. 結果

事例1において撮影された映像から,目視で判別した画角上の吹雪粒子を図2に示す.事例1の 撮影時間は5.4秒間であったが,合計で300個の 飛雪粒子を確認できた.また,図2中に破線丸で 示した箇所では,雪面の起伏から雪粒子が転がり 出る様子と考えられる.事例1,2,および3の それぞれにおいて1秒あたりに撮影された粒子 数は,30.4個,23.5個,および13.0個であった. このうち,事例1と事例3では風速および風洞内 温度がほぼ同程度であったものの,粒子数は大き く異なることを確認した.

図3に,各事例における粒子速度の頻度分布を 示す.事例2および3では,2ms⁻¹程度の速度を 持った粒子が卓越する分布であった.一方,事例 1では粒子速度の分布範囲がより幅広く,複数の ピークを有する分布であった.また,事例1およ び事例2・3の間でも異なる分布であった.加え て,目視したところでは,事例1および事例2・ 3では,雪面における雪の積もり方が異なる様子 であった.以上をまとめると,地吹雪の発生様態 は,雪面構造をはじめとした風速および気温以外 の要因にも影響を受けることが示唆される.

なお,本研究では粒子を目視にて判別したこと, および奥行き方向の撮影誤差が内在することに は留意されたい.加えて,本研究で用いた風洞装 置の内部には,乱流の影響が存在する可能性があ る.これらの点は,次期冬期以降の観測に向けて 改善していく所存である.今後,これらの点を踏 まえて装置に改良を加えつつ,更なる観測を行う 予定である.



図2 事例1における吹雪粒子 青丸は粒子を表し,確認された粒子の軌跡を 灰色線で示した.横軸はカメラ映像に準拠し て左向きを正とし,縦軸は雪面を0とした.



図3 各事例における粒子速度の頻度分布

【参考文献】

- 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, 252.
- 佐藤研吾,高橋修平,谷藤崇,2003:雪粒子の飛び出し風速と雪面状態の関係,雪氷,65, 189–196.
- Sugiura, K., and N. Maeno, 2000: Wind-tunnel measurements of restitution coefficients and ejection number of snow particles in drifting snow: Determination of splash functions, *Bound.-Layer Meteorol.*, 95, 123–143.
- Nemoto, M., and K. Nishimura, 2001: Direct measurement of shear stress during snow saltation, *Bound.-Layer Meteorol.*, 100, 149–170.

融雪にともなう積雪表面での不純物の濃縮過程の定量的理解

Quantitative understanding of the concentration processes of impurities on snow surface during snowmelt

西野 沙織^{1,2}, 的場 澄人¹

Saori Nishino^{1,2}, Sumito Matoba¹ Corresponding author: nishino@lowtem.hokudai.ac.jp (S.Nishino)

積雪変態モデルの課題の一つは融雪にともなう化学成分の移動過程の再現である.特に融雪初期に観測 される積雪表面での不純物の濃縮は,積雪表面のアルベドの変化に大きな影響を与えるため,モデルの精 密化が必要である.本研究では,札幌の融雪期において表面積雪に含まれる不溶性微粒子濃度の変化と大 気降下物量を観測し,不純物の表面濃縮過程を定量的に考察した.

1. はじめに

雪の粒形や雪質変化,融解プロセス再現する積 雪変態モデルが開発されている.特に、気象庁気 象研究所で開発されている SMAP モデル¹⁾はア ルベド計算の精密化に特化している. 各モデルの 共通の課題として,融雪水に伴う化学成分の移動 がある.特に,融雪初期に生じる積雪表面での不 純物濃縮は,積雪表面のアルベド変化に大きな影 響を与えるにもかかわらず,それを定量的に示し た研究はごくわずかである. Kuchiki et al. (2015) は,2007年-2013年の6冬期間,札幌における積 雪表面に含まれる不純物濃度の季節変化を示し, 鉱物ダスト,元素状炭素 (EC),有機炭素 (OC) は3,4月の融雪期に高濃度になるという結果を 示した²⁾.融雪期に積雪表面の不純物が高濃度 となる主な原因は、①融雪によって流下しづらい 粗大不純物粒子の積雪表面への濃縮, ②黄砂など の大気降下物の増加, ③表面雪の昇華, 蒸発によ って水分子が損失したことによる不純物粒子の 濃縮などが考えられる (図1). 本研究では, この ①と②の過程に着目し,融雪にともなう積雪表面 への積雪中不純物の濃縮過程を定量的に理解す ることを目的とした. ここで, EC と OC は強い 光吸収性を示ため、軽視することはできない 3). しかし、雪面での濃度は、EC と OC よりも鉱物 ダストの方が高いこと、少量の積雪試料から EC と OC の粒径を分析することは難しいことから, 本研究では鉱物ダストの挙動のみを取り上げる.



図 1 研究概要

2. 研究手法

2.1 観測

積雪観測を,2024年3月11日から3月16日 の間の5日間,北海道大学低温科学研究所北側の 気象観測露場で実施した.およそ午前9時と午 後3時の1日2回,表面から3cm深と3-6cm深 の積雪試料をダストフリーのポリエチレン袋に 採取した.同時に,雪質,雪温,積雪密度,積雪 の含水率を観測した.積雪試料は雪面表層0-3cm を表層,3-6cmを亜表層として密度サンプラー (100 mL)を用いてダストフリーのポリエチレン 袋にそれぞれ3回採取した.なお3月16日だけ は,午前と午後に加えて正午の観測も実施した.

¹ 北海道大学低温科学研究所

²北海道大学大学院環境科学院

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University -115-



図 2 積雪観測の様子



図 3 積雪採取面の真横からのイメージ

午前の積雪試料採取と午後の積雪試料採取の 間の時間,直径18 cm,高さ14 cmの円柱状容器 を雪面から1.5 mの高さでポールに固定し大気物 降下物を採取した.容器の中には,大気降下物の 再飛散を防ぐために超純水を入れた.積雪試料は 分析まで冷凍で保存し,大気降下物を捕集した超 純水は捕集した容器にいれたまま冷蔵で保存し た.



図 4 大気降下物採取用の円柱状容器

3月12日は積雪全層で雪温が0℃となった. また,3月14日12:00に約1 cmの降雪を記録し た以外に,観測対象時間内での降雪は観測されな かった.

2. 2 分析

積雪試料は採取したポリエチレン袋にいれた まま室温で融解させ,溶液試料中の不溶性微粒子 の体積濃度をコールターカウンター (Beckman Coulter-Multisizer3)で測定した.測定には孔径100 μmのアパチャー径を使用した.測定される粒径 は2-60μmである.測定には試料100μL,または 1500μLを使用し3回の測定の平均の値を採用し た.なお,本研究では,粒径2-10μmの測定値を 解析に用いた.

2.3 不溶性微粒子の移動量計算

積雪中の単位時間単位面積あたりの不溶性微 粒子の移動量を,以下の計算式で算出した.

$$\mathbf{F}_{\mathbf{d}} = (\mathbf{C}_2 \cdot \mathbf{m}_2 \cdot \boldsymbol{\rho}_{\mathbf{w}^{-1}} - \mathbf{C}_1 \cdot \mathbf{m}_1 \cdot \boldsymbol{\rho}_{\mathbf{w}^{-1}}) \ \boldsymbol{\rho}_{\mathbf{d}} \cdot \mathbf{S}^{-1} \cdot \mathbf{T}^{-1}$$

- F_d(μg m⁻² h⁻¹):2回の観測間の積雪中不溶性 微粒子の移動速度
- C₁(µm³ m⁻³):積雪中の不溶性微粒子体積濃度 (午前サンプル)
- C₂(µm³ m⁻³) :積雪中の不溶性微粒子体積濃度 (午後サンプル)
- m₁ (kg):採取した積雪の質量
(午前サンプル)
- m₂(kg) :採取した積雪の質量(午後サンプル)
- ρ_w(kg m⁻³) :水の密度
- ρd (kg m⁻³) :不溶性微粒子の密度
- S(m²)
 :積雪試料を採取した範囲の面積

 T (hour)
 :2回の観測間の時間

また,円柱状容器と雪面で同量の気降下物が沈 着すると仮定して,大気降下物量を以下の計算式 で算出した.

$\mathbf{F}_{\mathbf{d}} = \mathbf{C} \cdot \mathbf{V} \cdot \boldsymbol{\rho}_{\mathbf{d}} \cdot \mathbf{S}^{-1} \cdot \mathbf{T}^{-1}$

F_d(μg m⁻²h⁻¹):大気降不溶性微粒子の沈着速度 C(μm³ m⁻³) :容器内の溶液中の

- 不溶性微粒子の体積濃度
- V(m³) :観測終了時の円柱状容器中の残存液の体積
- ρ_d(kg m⁻³):不溶性微粒子の密度S(m²):円柱状容器開口部の面積

T (hour) :2回の積雪観測間の時間

3. 結果と考察

3.1 積雪中不溶性微粒子移動量と大気降下 物の収支

図 5 に積雪中の単位面積あたりの不溶性微粒 子の質量の変化を示す.3月14日は降雪があっ たため除外した.また,表1に観測日毎の2回の 観測期間中の積雪中不溶性微粒子量の変化速度, 大気降下物沈直速度,積雪中の不溶性微粒子量の 収支を示す.



図 5 3/11-16 の積雪表層と亜表層積雪中の単位 面積あたりの不溶性微粒子(2-10 µm)の量の変 化

表 1 観測日毎の積雪中不溶性微粒子量変化速 度,大気降下物沈着速度,積雪中の不溶性微粒子 量の収支

観測日		3/11	3/12	3/13	3/15	3/16AM	3/16PM
積雪中不溶性微粒子量変化速度	$(\mu g m^{-2} h^{-1})$						
表層		68.6	181	76	-1881	253	3778
亜表層		278	244	0.71	-4545	-1053	-449
大気降下物沈着速度	$(\mu g \ m^{-2} h^{-1})$	101	282	178	503	521	258
積雪中不溶性微粒子量収支	$(\mu g \ m^{-2} h^{-1})$						
表層		-32.4	-101	-102	-2384	-268	3520
表層+亜表層		245.6	143	-101.29	-6929	-1321	3071

積雪中の不溶性微粒子量の増加は大気降下物 による付加と融雪時に不溶性微粒子を含まない 融雪水が流下することによる表面濃縮によって 生じ,積雪不溶性微粒子の減少は融解水とともに 不溶性微粒子が流下し積雪層から除去されるこ とによって生じると仮定して以下を考察する.

3月11日,12日は表層,亜表層とも不溶性微 粒子量が増加した.積雪中不溶性微粒子量変化速 度は,11日は表層で68.6 mm³ m⁻² h⁻¹,亜表層で 278 mm³ m⁻² h⁻¹であり,12日は表層で181 mm³ m⁻² h⁻¹,亜表層で244 mm³ m⁻² h⁻¹であった.ここ から,この2日の日中の表層,亜表層では,融雪 水移動による不溶性微粒子の損失よりも大気降 下物の付加効果が大きいことが考えられる.3月 12日には積雪の全層が0℃になったことが観測 され、積雪内での融解水の流下が促進されたこと も考慮すると,積雪層の不溶性微粒子量の増加に は大気降下物の付加に加えて表面濃縮効果が現 れていると考えられる.

13 日の積雪中不溶性微粒子量変化速度は、表 層で 76 mm³ m⁻² h⁻¹, 亜表層で 0.71 mm³ m⁻² h⁻¹ で あり、11日、12日のそれよりも小さかった.こ の日の大気降下物沈着速度は 178 mm³ m⁻² h⁻¹ で あるため,積雪中不溶性微粒子の増加量が大気降 下物の付加よりも小さい. 15 日の積雪中不溶性 微粒子量変化速度は,表層で-1881 mm³ m⁻² h⁻¹, 亜表層で-4545 mm³ m⁻² h⁻¹であり,著しく不溶 性微粒子量が減少した. それにも関わらず, この 日の大気降下物沈着速度は 503 mm³ m⁻² h⁻¹ と, 観測期間の中で2番目に大きい数値であった.こ こから、13 日あたりから積雪表面融解による不 溶性微粒子流出が始まり、15 日にかけて不溶性 微粒子の流出が加速したと考えられる.なお、ア メダス札幌観測所では,15日は10:00-15:00の間 に3 cm の融雪を記録している.本来であれば, 積雪変態による,積雪深の沈降量を考慮した不溶 性微粒子量変化速度の議論をしなければならな いところである.この点に関しては今後の課題と する.

16日は、午前と午後の観測に加えて正午にも観 測を実施した.表層では一日を通じて積雪中不溶 性微粒子量が増加した.この変化速度は,午前か ら正午にかけては 253 mm³ m⁻² h⁻¹, 正午から午後 にかけては 377 mm³ m⁻² h⁻¹ であった. また、大気 降下物沈着速度は、午前から正午にかけては 521 mm³ m⁻² h⁻¹,正午から午後にかけては 25 mm³ m⁻ ²h⁻¹であった.午前中は積雪表層での不溶性微粒 子の増加速度と大気降下物の沈着速度が同程度 であり,主に大気降下物による付加によって積雪 表層中の増加が引きおこされたことが分かる.午 後は積雪表層中の増加量は大気降下物による付 加を大きく上回り,融解による表面濃縮による効 果が大きいことが予測される.一方, 亜表層は一 日を通じて積雪中不溶性微粒子量が減少し,融解 にともなう流出の効果が大きかったことが分か る.積雪中不溶性微粒子変化速度が表層で正であ るにもかかわらず, 亜表層で大きく負の値になっ ていることから,雪面にあたる日射が積雪内部で 熱として蓄積されて融解を引きおこす積雪の内 部融解が起きたことが可能性の一つとして考え られる.この内部融解の過程は,現在の積雪変態 モデルでは考慮されていない過程である. 今後, 観測場所の近傍で観測されている気象データ,放

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

射収支データと比較しながら,内部融解過程の有 無,不溶性微粒子の流下に対する定量的な効果に ついて考察を進める.

3. 2 積雪中不溶性微粒子濃度の個数濃度

図6は3月12日の積雪中不溶性微粒子の粒形 分布を示す. 前項で述べたように 12 日は表層, 亜表層とも不溶性微粒子量が増加しており、3月 11日から3月16日のなかで積雪表面濃縮がおき ている可能性が最も高いと考えられる.この図か らは,中央粒径 2 µm 付近の個数濃度が,表層, 亜表層ともに午前から午後にかけて高くなる傾 向がみられた. 粒径が小さい不溶性微粒子ほど, 積雪融解による流出が大きいと定性的には考え られているが、今回の結果は逆の傾向を示した. 12日の表層の体積含水率は、午前が3.5%、午後 が 11.5% であった. また, 亜表層の体積含水率は, 午前が 0.6%, 午後が 4.4%であり, 表層と亜表 層のどちらも午前から午後にかけて体積含水率 が増加した.ここでは、積雪内の帯水によって不 溶性微粒子が滞留する効果なども考えられるた め,今後は含水率を含めた積雪の物理条件と照ら し合わせながら不純物移動を検証する必要があ る. それに加えて、今回の検証では大気降下物に よる雪面への付加効果と積雪表面濃縮効果がそ れぞれどれくらいの割合で発生しているのか明 らかにできていないため、大気降下物の付加がな い状態での室内実験も検討している.



3/12:表層





図 6 積雪中不溶性微粒子の粒径分布

4. まとめ

積雪表面での不純物濃縮課程を札幌で調査した.観測では,大気降下物の雪面沈着と雪面融解 による流出効果がみられ,札幌の場合は大気降下 物による付加効果が積雪中の不溶性微粒子量へ 大きく寄与していると考えられる.今回の観測で は,大気降下物による雪面への付加効果と積雪表 面濃縮効果の切り分けができていないため,今後 は,融雪による不溶性微粒子の挙動を知るために, 大気降下物の付加がない室内実験を検討してい る.

【謝辞】

本研究は、低温科学研究所環オホーツク圏ネッ トワーク事業と北極域研究加速プロジェクト (ArCSII)(JPMXD1420318865)から一部支援を いただきました.

【参考文献】

- Niwano et al., 2012: Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) model for climate studies: Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan. J. Geophys. Res. 117, F03008
- Kuchiki, K. et al., 2015: Elemental carbon, organic carbon, and dust concentrations in snow measured with thermal optical and gravimetric methods: Variations during the 2007-2013 winters at Sapporo, Japan. J. Geophys. Res. 120, 868-882.
- Aoki et al., 2011: Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models. J. Geophys. Res. 116, F03008

2024 年冬期の留萌周辺や後志の大雪について

- Polar Low と日本海側の大雪 -

Heavy Snowfall around Rumoi and Shiribeshi regions in Winter 2024

-Polar Low and Heavy Snowfall on the Sea of Japan Side of Hokkaido -

松岡 直基^{1,2}, 鶴巻 亮一², 瀧谷 克幸², 小林 利章² Naoki Matsuoka^{1,2}, Ryoichi Tsurumaki², Katsuhiko Takitani², Toshiaki Kobayashi² Corresponding author: naoki,matsuoka@howtecc.jp (N. Matsuoka)

2024 年冬期(2023 年 12 月~2024 年 2 月)は全国的に暖冬であったが、留萌市や後志管内では記録的な 降雪となった.いずれも北海道日本海沖の背の低い小さな低気圧(Polar Low)と、その後の低気圧後面の発 達した 2 本の帯状雲が合流してドカ雪をもたらした.北海道での西岸小低気圧の発生数は近年減少傾向だが、 発生時には記録的な大雪をもたらすことを今冬の 2 事例が示した.

1. 2024 年冬期北海道の大雪と社会生活の混乱

1.1 留萌の大雪

留萌市で 2023 年 12 月 17 日夜から降り始めた 雪は,24 時間降雪量が 78cm に達し,1999 年の 統計開始以降最多を記録した.

その後も断続的に降雪が続き留萌アメダスの 積雪は12月27日に125cmと、例年の2倍を超 える大量の雪となった.道路の排雪が追いつかず、 路肩には高さ2~3mの壁ができ、市内の一部バ ス路線では一週間止まるなど公共交通は乱れた. 買い物や通院への影響やごみ収集が滞るなど社 会生活の混乱が続いた¹⁾.

その後も 2024 年 1 月中旬や下旬から 2 月中旬 にかけても大雪となって,2 月 11 日には最深積 雪が 172cm にまでなった.



¹日本雪氷学会 北海道支部

1.2 後志管内の大雪

2024年1月8日24時間降雪量は蘭越で70cm, 小樽で68cmに達し,ともに観測史上最多を記録 し交通機関が大幅に乱れた.豊浦町礼文華の国道 37号線ではトレーラーがスタックし7時間通行 止め,蘭越町田下の国道5号でも3時間迂回とな った²⁾.



図2 蘭越アメダスの日降雪量,積雪深の経過 2023年12月~2024年3月

2. 大雪をもたらした気象状況

2. 1 2023年12月17日~18日

日本海から北海道北部を通過した低気圧は, 2023年12月17日オホーツク海南部で急激に発 達し、冬型の気圧配置へと移行した.12月17日 12時の天気図(図3)を見ると、低気圧から北海道 の西海上へ等圧線が凸の形で伸びている.この等

²北海道気象技術センター

Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice Hokkaido Weather Technology Center

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

圧線のふくらみの中に、小さな低気圧が発生して いる.衛星写真では北海道北部の西海上に中心を 持つ低気圧性の循環の雲が確認できる.この西岸 小低気圧は17日15時頃から次第に弱まり17時 には東進して内陸に進んで不明瞭になった.小低 気圧の後面には西岸に沿うように帯状雲が続き, 大陸からの帯状雲が重なって強化され三笠や美 唄まで大雪となった(図5).また17日21時の 札幌500hPaに-44.0℃の強い寒気が流入した.



図 3 地上天気図 2023 年 12 月 17 日 12 時



図4 気象衛星ひまわり 可視画像 2023 年 12 月 17 日 12 時



図5 西岸帯状雲と大陸からの帯状雲の合流 2023年12月17日21時気象庁"今後の雨"から転載,加筆

2. 2 2024年1月7日~8日

北海道の西海上に小さな低気圧があってゆっ くりと東に進み(図6),2024年1月7日9時に は石狩湾に達した.先の留萌沖の低気圧と違って 4hPa 毎の等圧線で表現される低気圧である.こ の低気圧はその後は南東進して消滅し,1月7日 午後には後面の活発な帯状雲が後志管内に侵入 し(図7下段)記録的な大雪となった.7日21時 の札幌500hPaに-42.2℃の寒気が流入した.



図6 地上天気図 2024年1月6日12時



図7 気象衛星ひまわり 可視画像 上段:2024年1月6日12時 下段:2024年1月7日15時

3. 2024 年暖冬での Polar Low による大雪

2024年冬期は平年より気温が高く(図8),降 雪量も北海道内の多くが平年を下回った.日本海 側では留萌と羽幌の二か所のみが平年より多か った(図9).寒気量との相関関係の強い岩見沢 の降雪量³⁾も平年を大きく下回った(図10).





図10 札幌 850hPa 冬期平均気温と岩見沢の総 降雪量 1989 年 12 月~2024 年 2 月

暖冬でも降雪量が多くなる要因の一つは海水 温の上昇である.寒気の移流が少なくても海水温 が高いことによる下層での強い温度傾度があれ ば、日本海上での筋状雲の発達は促される.気温 が高いほど大気中の可降水量が多くなり、降雪量 も増加する.西岸小低気圧の発生・発達にも海水 温の上昇が影響する.扱った二つの大雪のどちら も小低気圧が起点となり,海水温の平年差が2℃ 以上高くなっていた(図11)ことが,その後の 冬型の筋状雲を活発にした.



4. Polar Low(ポーラーロウ)の進路

Polar Low(ポーラーロウ)は冬季の中高緯度の 海洋上で発達する水平スケール 200~1000km(メ ソ α)の小低気圧をさし、一桁下の 20~200km(メ ソ β)が北海道西岸小低気圧である. ノルウェー など北欧での研究が古くからあり、衛星写真が入 手できるようになってからは日本海での調査研 究例も多数ある.

西高東低の冬型の気圧配置の時に日本海では 寒気の吹き出しにより筋状雲が発生し,上層の冷 たいトラフが来ると対流圏はますます不安定と なって,積雲対流が活発化しポーラーロウが発生 することがある.偏西風の蛇行によって上空の寒 気渦が切り離される Cold Low(寒冷渦)とは異な る.

北海道西岸沖で発生したポーラーロウの主要 な移動方向は南進と東進がある⁴⁾.移動方向は上 層と下層の水平風の差(鉛直シア)と対応があり, 図12に示す Forward Shear で東進, Reverse Shear 北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

で南進が多いとされている 4).

低気圧のコースから 2023 年 12 月 17 日は東進型, 2024 年 1 月 6 日の後志管内は南東進から冬型へ変わっていった.

Forward Shear Reverse Shear

図12 ウィンドシアの概念図

図13は数値気象予報モデルSYNFOSの初期 値で地上と850hPa,700hPaの風向と風速を示 している.上段の留萌沖の小低気圧は地上では北, 850hPaでは西風が強く,700hPaではやや弱ま るものの西風が強風軸になっている.下段の後志 管内へ大雪をもたらした小低気圧は地上では北 風,850hPaでは北から西へ変化する風が強く, 700hPaで風速が一番弱くなっている.これまで の研究とおおよそ一致する結果となっている.



図13 小低気圧発生時の鉛直の風分布図 上段:2023年12月17日15時 下段:2024年1月7日15時 左:地上 中:850hPa 右:700hPa

5. まとめ

2024 年冬期の留萌の大雪は西岸小低気圧の発 生と,その後の冬型による西岸帯状雲と大陸から の筋状雲が重なり,日降雪量 59cm (2023/12/18) は1953 年の統計開始以降第1位,24時間降雪量 78cm を記録した.その後も二回の冬型による大 雪が発生し,長期間多量の積雪となって市民生活 に大きな影響を及ぼした.日本海側の大雪は一般 に季節風による寒気の流入で雪雲が発生しもた らされるが,中でもポーラーロウの発生は局地的 な大雪の要因となる.留萌と同様に後志管内でも ポーラーロウを起点とする記録的な大雪となり, 交通機関を中心に大きな影響が出た.

2024 年冬期は暖冬で強い冬型は少なかったが, 継続する弱い冬型はポーラーロウの発生条件と なる⁵⁾.また,海水温が平年より高く,発生した 雪雲の勢力を強める働きをした.北海道での西岸 小低気圧の発生数は減少傾向だが⁶⁾,発生時には 記録的な大雪をもたらすことを今冬の2事例が 示した.

気候変動が進み特に高緯度の冬期の温暖化が 危惧されているが、気温と海水温の上昇はドカ雪 をもたらす西岸小低気圧の発生に影響を及ぼす. たまに降るドカ雪は人口減少や高齢化が進む地 方において、その適応が一層難しくなる.

【謝辞】

一般財団法人日本気象協会北海道支社から数 値予報モデル SYNFOS の解析値の提供をいただ いた.記して感謝いたします.

【参考文献】

 北海道新聞デジタル 版,URL:https://www.hokkaidonp.co.jp/ar ticle/957102/(2024年5月29日閲覧)

 北海道新聞デジタル版 https://www.hokkaidonp.co.jp/article/960692/(2024 年 5 月 29 日閲 覧)

- 3) 松岡直基他,(2022):2021-2022 年冬期の札 幌都市圏における大雪について(その3), 北海道の雪氷,41,15-16.
- 田村健太,佐藤友徳,(2018):北海道西岸沖 における小低気圧の発生に対する Sikhote-Alin 山脈の影響,細氷 64 号,28-29.
- 5) 田村健太,佐藤友徳(2020):領域気象モデル を用いた冬季北海道周辺における低気圧, 細氷 66 号,8-9
- 6) 大橋 勇介,立花 義裕(2023): 冬季日本海 に発生する小低気圧の長期データセットの 作成 https://atm.bio.mieu.ac.jp/earth/member/thesis/abst/R4_L1_Ohashi .pdf(2024年5月29日閲覧)

積雪重量計を用いた札幌市における 2023-2024 年冬季の観測について

Snow weight observation for the winter season 2023-2024 in Sapporo, Japan.

大屋 祐太 ', 鈴木 啓明 ', 野口 泉 ', 三村 慧 ', 堤 拓哉 2

Yuta Ohya¹, Hiroaki Suzuki¹, Izumi Noguchi¹, Satoru Mimura¹, Takuya Tsutsumi² Corresponding author: ooya-yuuta@hro.or.jp (Y. Ohya)

Due to ongoing climate change, snow coverage and snowmelt changes are anticipated. Even though numerical snowpack models are effective for predictions of those changes, their reproducibility remains a challenge. The aim of this study is to improve the prediction accuracy of SNOWPACK model. We have installed a snow weight sensor in our laboratory field as a new reference for parameter tuning of SNOWPACK. In this paper, observations from December 2023 to April 2024 are compared with results from ground rain gauges and core samples to verify the snow equivalent water content.

1. はじめに

積雪寒冷地の北海道では、冬季の積雪がもたら す融雪水が水資源として利活用される一方で,積 雪荷重による空き家などの倒壊や,暖気を伴う融 雪洪水のリスクが存在する. さらには, 進行する 気候変動によって,水資源や災害リスクの将来変 化が想定される 1).これらの評価には、積雪変質 モデルによる積雪量と融雪量の推定が有効であ り、わが国ではスイスで開発された SNOWPACK を日本向けに改良する等の研究が進められてい る (例えば平島ら, 2015). 同モデルは, 札幌を 含めた日本の積雪地における積雪状態を概ね再 現できるが,新雪の温度や粒径の特徴,融雪時の 積雪内の含水量などで課題を残している 2). こう した課題を解決するためには、様々な気象要因と 積雪状態の観測による知見の蓄積が必要である. そこで著者らは,将来的な気候変動の影響予測へ の活用を見据え,積雪変質モデルの予測精度向上 を目的として新たな積雪観測の拠点を設置し,有 用性を確認した.本論文ではこのことを報告する.

2. 観測設置状況

新たな積雪観測として積雪重量計を北海道立 総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所敷地 内(北海道札幌市北区.以下,道総研内)に設置 した. 設置した積雪重量計は、米国で開発され日 本の北陸地方用に改良された㈱スノーテック新 潟製の MN-301 である.既往研究によって, 札幌 市内で使用可能なことが確認された 3).同重量計 は厚さ 10mm 程度のステンレス板製の偏平容器 であり,不凍液を充填することで積雪により容器 内に圧力が生じる.電気信号に変換した毎1分の 瞬時値を記録する.設置地点の様子を図-1 に示 す.図-1(a)は地図上における積雪重量計の設置位 置であり、観測値の比較検証に用いた AMeDAS が設置される札幌管区気象台との位置関係を表 している.図-1(b)は、道総研内の観測サイトの写 真であり,積雪重量計の設置箇所の周辺状況を示 す. 重量計パネルは約 10cm 高さに平坦に盛った



図-1 積雪重量計の設置地点の状況

1 北海道立総合研究機構

エネルギー・環境・地質研究所

2 北海道教育大学旭川校

Hokkaido Research Organization Research Institute of Energy, Environment and Geology Hokkaido University of Education, Asahikawa Campus

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

砂の上に設置した. 同図の×印は, 観測前に液漏 れが確認されたパネルを表している. 4 枚のパネ ルは並列接続のため, 観測原理上の問題はないと 判断し, 該当パネルを除いて観測を継続した. ま た道総研内には, 国設の大気測定局が併設されて おり, 1991 年以降の時間雨量, 気温, 湿度, 風 向・風速, 日射等の気象データが利用可能である.

3. シーズン概況

積雪重量計を設置した2023-2024年冬季の北海 道内の気象概況を述べる.2023年12月は高温・ 少雪から中旬以降に冬型の気圧配置の強まりな どにより低温に生じ,留萌地方では記録的な大雪 となった.1月中旬には一時的な不安定場の発生 により局所的にまとまった雪が降り,2月中旬に は記録的な暖気の影響で積雪深が大きく減少し た.2月下旬から3月にかけて北寄りの寒気の流 入により降雪量が増え,例年並みの消雪となった.

4. 観測結果

図-2は、積雪重量計による 2023 年 12 月 23 日か ら翌年4月8日までの観測結果を示す. 図中の黒 実線は左側の縦軸に対応し,積雪重量計のパネル にかかる圧力を積雪相当水量(以下, SWE)に変 換した値を示している. 図中の赤実線および赤点 線は右側の縦軸に対応し, 札幌管区と道総研内に 設置された温水式 (風除け付き) 雨量計で観測さ れた日降水量を 2023 年 12 月 23 日より時間積算 した値を示す. 図の両縦軸で単位を揃え, 直接比 較を可能としている.また,隣接地でのコアサン プリングから得られた SWE を緑の点で示してい る。2024年2月18日頃までは道総研内で観測し た値が隣接地でのコアサンプリング結果に整合 的である.このことから融雪がない時期において は一定の精度が担保されると考えられる.同年2 月は,13,14日と19日に計2回の暖気流入があ り、このうち2回目の暖気流入時に積雪重量計の 観測値が減少に転じ,SWE と積算降水量に差が 生じた.1回目の暖気流入時は、積雪内部での雪 質変化が発生した可能性はあるものの、質量損失 まで至らなかった.大雪時(1月16日,2月22-23日)は、札幌管区と道総研内の1時間降水量 に最大で4mm 程度の差がみられた.地域差が多 い日には筋状の雲出現時が含まれることから、よ り局所的な降雪分布が積雪量に与える影響を無 視できないことが示唆される.



5. まとめ

本研究は,積雪量と融雪量の予測精度向上を目 的として,新たな観測拠点を設置したことを報告 した.道総研内に設置した積雪重量計から得られ たSWEは,融雪が始まるまでの積雪状態を概ね 良く再現していることがわかった.以上から,本 サイトは積雪変質モデルによる再現性を検証す るための観測拠点として有用であると考えられ る.今後はコア観測や断面観測により,積雪水量 や鉛直構造についても調べ,積雪変質モデルを用 いた再現について詳しく検証を進める予定であ る.また,大気測定局が隣接しているなどの本サ イトの利点も活かし,他機関との共同研究も考え ていく予定である.

【謝辞】

本研究の観測値の検証には、北海道大学低音科 学研究所と気象庁気象研究所によって北大観測 露場にて観測されたコアサンプリングデータを 使用しました.

【参考文献】

1)野口泉,山口高志,濱原和広,芥川智子,鈴木 啓明,長谷川祥樹,小野理,2021:北海道における 気候変動に関する研究-降雪・積雪の変化傾向-. 第37回寒地技術シンポジウム論文集,81-84. 2)平島寛行,山口悟,小杉健二,根本征樹,青木 輝夫,的場澄人,2015:断面観測結果を用いた積 雪変質モデルの検証.雪氷,77(1),5-16. 3)新目竜一,山下彰司,2008:積雪重量計を用いた 冬季水文観測について.水工学論文集,52,493-

498.

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2023 年度事業報告

 1.支部総会の開催 定期支部総会 開催形式:対面方式 開催日時: 2023 年 5 月 13 日(土) 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) 2022 年度事業報告・収支決算報告・監査報告 (2) 2023 年度事業計画・収支予算の承認に関する件 (3) 2023 年度支部役員の選出に関する件について 出席者: 26 名 賛成: 26 名 2.理事会の開催 第1回 開催形式:対面方式 開催日時: 2023 年 5 月 13 日(土) 10:45~11:30 開催場所:北海道大学 学術交流会館 第1会議室 主要議題: 2023 年度 評議員・顧問の確認・承認 第2回 開催形式:ハイブリット方式 開催日時: 2023 年 7 月 24 日(水) 15:30~17:00 開催場所:札幌市立大学会議室・オンライン(Zoom) 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活動について (3) サイエンスパークの参加について 他 第3回 開催形式:ハイブリット方式 開催日時: 2023 年 11 月 27 日(月) 15:00~17:00 開催場所:北海道開発技術センター・オンライン(Zoom) 主要議題:(1)「北海道の雪氷」の発刊準備状況 (2) 雪氷賞授賞者(候補者)の選定について (3) 2023 年度地域講演会実施について 他 第4回 開催形式:ハイブリット方式 開催日時: 2024 年 3 月 7 日(木) 15:00~17:00 開催場所:北海道開発技術センター・オンライン(Zoom) 主要議題:(1) 2024 年度の総会、研究発表会について (2) 2024 年度役員案について 他 (3) 雪氷学会クラウドの利用 SNS を通じた情報発信について 他 3. 顧問・評議会の開催 開催方式:対面方式

開催日時:2023 年 5 月 13 日(土) 11:30~12:00 開催場所:北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

油電場所: 北海道八子 手柄交流会品 第一会議主 主要議題:今年度の北海道支部の活動予定について 北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

4. 研究発表会の開催

開催形式:対面方式 開催日時:2023年5月13日(金)13:00~17:15 2023年5月14日(土)9:00~12:15 開催場所:北海道大学 学術交流会館 第1会議室および小講堂 発表件数:23件 参加者数:90名

5. 北海道雪氷賞の表彰と選考

- ・2023 年度の北海道雪氷賞を、「北海道の雪氷(第42号)」の投稿論文または支部活動への貢献者を対象として選考し、以下の受賞者を決定。2024 年 2 月 2 日に支部 HP に掲載。
 【北の風花賞】
 受賞者: 石井日菜氏(北見工業大学大学院 工学研究科)
 論文名: 「北海道オホーツク地域における湿雪と気象要素 -2022 年 12 月下旬の湿雪とその影響-」
 【北の六華賞】
 受賞者: 永田泰浩氏(北海道開発技術センター)
 論文名: 「車載カメラの画像を用いた吹雪時の視界状況評価」
 【北の蛍雪賞】
 受賞者: 石本敬志氏(NPO 法人雪氷ネットワーク)
 受賞名: 「道路吹雪対策技術の発展ならびに支部活動への貢献」
- 6.機関誌「北海道の雪氷」42号の刊行
 発刊日:2023年10月11日
 掲載論文数:22件
 発刊の形態:冊子体および電子媒体として支部ホームページ上に掲載

7. 社会貢献事業

- 〇雪氷災害調査チームの活動
 第31回講演会「雪崩から身を守るために」の開催
 開催日:2023年10月28日(土)
 参加者:480名
 開催場所:北海道大学 高等教育推進機構 大講堂(札幌市)
 主催:北海道大学体育会山スキー部、日本雪氷学会北海道支部、雪崩事故防止研究会
- ・プレシーズンミーティングの開催
 開催日:2023年10月28日(土)
 参加者:12名
 開催場所:北海道大学高等教育推進機構 N1 講義室内容:チームの体制、活動報告、今後の予定
- ・雪氷災害調査チーム記者会見(2022・2023年度雪氷災害調査チームの活動について)
 開催日時:2023年11月16日(木)
 開催場所:北海道庁 道政記者クラブ(札幌市)
 出席者:4名(立本、尾関、塚原、原田)

・出動訓練研修会
 開催日時:2023年12月5日(火)
 参加者:8名
 開催場所:札幌国際スキー場(札幌市)

- ・2024年3月3日(日)に利尻山で発生した雪崩 調査日:2024年3月4日(月)~2024年3月5日(火) 調査場所:利尻山アフトロマナイ川左岸側 調査内容:発生状況等の情報収集
- ・雪氷災害調査チーム記者会見(利尻山にて発生した雪崩事故調査について)
 開催日 : 2024 年 3 月 11 日(月)
 開催場所:北海道庁 道政記者クラブ(札幌市)
 出席者:4名(阿部、尾関、佐々木、原田)
- ・2024 年 3 月 11 日(月)に羊蹄山で発生した雪崩 調査日:2024 年 3 月 12 日(火) 調査場所:羊蹄山北側(倶知安町) 調査内容:発生状況等の情報収集
- ・雪氷災害調査チーム記者会見(羊蹄山にて発生した雪崩事故調査について)
 開催日 : 2024 年 3 月 21 日(月)
 開催場所:北海道庁 道政記者クラブ(札幌市)
 出席者:4名(阿部、尾関、佐々木、原田)
- ・第 15 回研修会(オフシーズンミーティング)
 開催日 : 2024 年 5 月 16 日 (木)
 参 加 者: 23 名
 開催場所:北海道教育大学札幌駅前サテライト(札幌市)
 内 容 :チームの体制、活動報告、今後の予定
- 〇雪氷教育等
- ・サイエンスパークへの参加
 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)、北海道大学
 対象:小学生
 会場体験プログラム
 開催日:2023 年 8 月 5 日(土)
 場所:北海道大学 FMI 国際拠点(札幌市)
 内容:体験教室「雪の結晶を作ろう」
 参加者:12 人
 オンラインプログラム
 開催日:2023 年 7 月 24 日(火) ~
 場所:オンライン(「2023 サイエンスパーク|オンラインプログラム」web サイト)
 内容:上記 web サイト上で、動画 18 件(YouTube)を公開。
- 8.支部ホームページの更新とメーリングリストの運営 ・各種イベント(研究発表、主催・後援行事など)の告知
- 「北海道の雪氷」公開
- ・メーリングリスト(hokkaido@seppyo.org)による会員への情報発信
- ・SNS を活用した情報発信の検討
- 9. 北海道支部地域講演会
 - テーマ:「極地観測いまむかし」
 開催日:2023年9月23日(土)
 参加者:37名
 開催場所:北海道立オホーツク流氷科学センター(紋別市)
 主催:日本雪氷学会北海道支部

共催:北海道立オホーツク流氷科学センター 後援:紋別市、紋別市教育委員会、陸別町しばれ技術開発研究所、北海道新聞社紋別 支局、北海民友新聞社

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10回 紋別わくわく科学教室
開催日:2023年7月16日(日)
参加者:1529名
開催場所:北海道立オホーツク流氷科学センター(紋別市)
主催:北海道立オホーツク流氷科学センター

・シンポジウム「~気象状況に応じた北海道の効率的な物流体系の確保に向けて~」
 開催日:2023年10月31日(火)
 開催場所:ホテルポールスター札幌(札幌市)
 主催:一般財団法人日本気象協会北海道支社

・山岳研究発表会「北海道の山岳研究 -日本国内の極域環境変化-」
 開催日:2024年3月2日(土)
 開催場所:北海道大学低温科学研究所(札幌市)、オンライン(Zoom)
 主催:岩花 剛(北海道大学・アラスカ大)・白岩孝行(北海道大学)・曽根敏雄(氷河・雪氷圏環境研究舎)

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2024 年度事業計画

1. 支部総会の開催

- 開催日:2024年5月31日(金) 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)2023年度事業報告・収支決算 (2)2024年度事業計画案・収支予算案
 - (3) 2024 年度支部役員について
- 2. 理事会の開催
- 第1回理事会
- 開催日:2024年5月31日(金) 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)理事の役割分担の確認
 - (2) 評議員・顧問の選出
 - (3) 今年度の支部活動について 他
- 上記を含み年3~4回開催する。
- 3. 顧問・評議員会の開催
 - 開催日:2024年5月31日(金) 開催場所: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

開催日:2024年5月31日(金)~6月1日(土) 開催場所:北海道大学学術交流会館第1会議室小講堂

- 5. 北海道雪氷賞の表彰および選考
 - ・2023年度に選考された北海道雪氷賞の受賞者の表彰を行う。
 - ・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43号:2024)」での 投稿論文または支部活動への貢献者を対象として北海道雪氷賞の選考を行う。
 - ・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。
- 機関誌「北海道の雪氷」43 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。
- 7. 社会貢献事業
- 7-1 雪氷災害調査チームの活動
 - 第32回講演会「雪崩から身を守るために」
 開催日:2024年10月26日(土)
 開催場所:北海道大学高等教育推進機構大講堂(札幌市)
 - ・プレシーズンミーティングの開催

北海道の雪氷 No.43 (2024) Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

> 開催日:2024年10月26日(土) 開催場所:北海道大学高等教育推進機構N1講義室

- ・雪氷災害調査チーム記者会見(2023・2024年度雪氷災害調査チームの活動について)
 開催日:2024年11月(未定)
 開催場所:北海道庁 道政記者クラブ(札幌市)
- ・出動訓練研修会の開催
 開催日:2024年12月4日(水)または5日(木)
 開催場所:未定
- ・雪崩災害発生への随時対応(雪崩事故調査、必要に応じて記者会見)
- ・第16回研修会(オフシーズンミーティング)
 開催日:2025年4月2日(水)
 開催場所:未定

7-2 雪氷教育等

- ・サイエンスパークへの参加
 開催日:2024年8月9日(金)
 開催場所:北海道大学高等教育推進機構
 内容:体験教室形式(前年度と同形式)
- 8. 支部ホームページの運営
 - ・支部活動の紹介や支部関連イベントなどの会員向け情報(総会や講演会、研究発表会、 雪氷災害調査チームの活動報告など)を支部ホームページに掲載し、メーリングリスト (h okk aid o@se ppy o.o rg)を使って会員に通知する。
 - ・その他、雪氷関連情報の提供
 - ・既存ホームページ項目の充実
- 9. 地域講演会の開催
 - ・テーマ:北海道の交通と雪に関する寒冷技術
 - ·開催日:2024年10月26日(土)
 - ・会 場:理研興業(株)本社
- 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または後援する。
- 【後援】(予定)
 - ・第11回 紋別わくわく科学教室
 - 開催日時:2024 年7月14日(日)
 - 会 場:北海道立オホーツク流氷科学センター
 - 内 容:教育関係者や研究機関、大学関係者のブース出展

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2023 年度収支報告

雪氷災害調査				2023 年度予算	2023 年度決算	備考
収入				700,000	700,000	
資産勘定(雪)	k災害調査基金)	からの繰入		0		
寄附金				700,000	700,000	
前期繰越金				0	0	
支出			事業費 計	700,000	687,870	
	1 調査·研究	調査	雪氷災害調査	700,000	687,870	
			旅費交通費	450,000	517,502	
			通信運搬費	20,000	0	
			消耗品費	120,000	68,068	
			印刷費	70,000	102,300	
			会議費	0	0	
			保険料	20,000	0	
			謝金	20,000	0	
			振込手数料	0	0	
収支差額				0	12,130	

北海道支部研	究発表会·支部表	長彰ほか		2023 年度予算	2023 年度決算	備考
収入合計				130,000	0	
当期収入				130,000	0	
事業収入	会場費			130,000	0	
雑収入	受取利息			0	0	
	寄付金			0	0	
支出合計				423,440	284,537	
事業費				340,440	284,537	
	1調査•研究	調査	雪氷災害調査	前表参照	前表参照	前表参照
	2 研究会研修 会	研究 発表会	北海道支部研究発表会· 支 部 表 彰	134,000	110,520	
	-	研修会等	北海道支部講演会	27,500	31,880	
		普及·啓発	雪氷教育ほか	26,000	7,522	
		褒賞	北海道雪氷賞	22,440	40,180	賞状ホルダー10個購入 25300 円
						在庫:9個 (22,770円分)
	3 出版事業	支部等 機関誌	北海道支部 機関誌	130,500	94,435	
		その他 出版物		0	0	
管理費				83,000	0	
	事務局費			62,500	0	
	会場費			19,500	0	
	支払手数料			1,000	0	
	雑費			0	0	
収支差額				-293,440	-284,537	

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2024 年度予算

雪氷災害調査

2024 年度予算 2024 年度決算

収入				700,000	0
資産勘定(雪氷	(災害調査基金)から	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	450,000	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	20,000	0
			振込手数料		0
収支差額				0	0

北海道支部研究発表会・支部表彰ほか 2024 年度予算 2024 年度決算 収入合計 0 当期収入 0 事業収入 会場費 0 受取利息 雑収入 0 寄付金 0 支出合計 423,440 事業費 347,940 1調查•研究 調査 雪氷災害調査 前表参照 前表参照 2 研究会研修会 研究発表会 北海道支部研究 134,000 発表会·支部表 彰 研修会等 北海道支部講演 35,000 会 普及·啓発 雪氷教育ほか 26.000 褒賞 北海道雪氷賞 22,440 3 出版事業 支部等 北海道支部 130,500 機関誌 機関誌 その他出版物 0 管理費 75,500 事務局費 55,000 会場費 19.500 支払手数料 1,000 雑費 0 収支差額 -423.440

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2024 年度役員名簿

No.		職名	氏 名	所属
1	理事	支部長	松澤 勝	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
2	理事	副支部長	高橋 尚人	札幌市立大学
3	理事	副支部長	白川 龍生	北見工業大学
4	理事	庶務担当	小松 麻美	(一財)日本気象協会
5	理事	庶務担当	大宮 哲	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
6	理事	会計担当	永田 泰浩	(一社)北海道開発技術センター
7	理事	会計担当	齋藤 佳彦	(株)雪研スノーイーターズ
8	理事	広報担当	澤田 学	
9	理事	広報担当	杉田 明史	(株)環器
10	理事	事業担当	西田 浩平	(株)雪研スノーイーターズ
11	理事	事業担当	八久保 晶弘	北見工業大学
12	理事	事業担当	箕輪 昌紘	北海道大学 低温科学研究所
13	理事	事業担当	原田 康浩	北見工業大学
14	理事	事業担当	桑原 尚司	北海道立オホーツク流氷センター
15	理事	社会貢献担当	原田 裕介	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
16	理事	社会貢献担当	大鐘 卓哉	小樽市総合博物館
17	理事	社会貢献担当	渡邊 祥史	札幌総合情報センター(株)
1		監事	伊東 敏幸	北海道科学大学
2		監事	金村 直俊	札幌総合情報センター(株)
1	電圧	平議員	河上 聖典	(一社)北海道開発技術センター
2	1 T	平議員	武田 宣孝	北海道電力(株) 土木部 電源開発グループ
3		平議員	早野 亮	(株)ドーコン
4	1 T	平議員	中塚 純	(一財)日本気象協会 北海道支社
5		平議員	赤川 裕志	北海道開発局 開発監理部 開発調整課
6	1 T	平議員	本舘 豊	札幌管区気象台 気象防災部
7		平議員	西 弘明	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
8	1 T	平議員	東 貴弘	北海道 総合政策部 地域創生局 地域政策課
9		平議員	八木 直之	札幌市 建設局 土木部 雪対策室
10	Ц. Ц.	平議員	進藤州弘	北海道旅客鉄道(株)鉄道事業本部
11		平議員	八幡一夫	東日本高速道路(株) 北海道支社
12	1 T	平議員	阿部 幹雄	雪崩事故防止研究会
13		平議員	白岩 孝行	北海道大学 低温科学研究所
14	11mit	平議員	油川 英明	NPO 法人雪氷ネットワーク
15		平議員	石本 敬志	NPO 法人雪氷ネットワーク
1		顧問	前野 紀一	北海道大学名誉教授
2		顧問	竹内 政夫	NPO 法人雪氷ネットワーク

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等に 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

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.

(支部総会)

- 第13条 本支部は毎年1回定時支部総会を開くほか必要に応じ臨時支部総会を開く.
 - 2 支部総会は、文書審議総会をもって代えることができる.文書審議総会には電子メール等による審 議を含む.
 - 3 議長は出席者の互選とする. 文書審議総会の場合, 支部長が議長に代わるものとする.
 - 4 支部総会においては下記事項の承認を受けなればならない.
 - (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
 - 5 議事録は本内規第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.

本内規の一部を改訂し、令和5年3月17日より施行する.

北海道の雪氷 No.43

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ISSN 1340-7368

2024年9月2日発行
発行 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部
〒090-8507 北見市公園町165番地
北見工業大学 工学部内