ISSN 1340－7368

公益社団法人　日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

第 41 号

2022 年 9 月

発行　公益社団法人　日本雪氷学会北海道支部

目　次

表　紙

画：　浅野基樹

題字：福沢卓也

（表紙解説）羊蹄山晩冬

（株）シビテック　特別技術顧問
（元寒地土木研究所研究調整監）
浅野基樹

まず、「なぜ私が？」なのですが、昨年の第 40 号まで長年本冊子の挿絵をご担当なさっていた（一社）北海道開発技術センターの斎藤新一郎先生の体調がすぐれず、本号へ提供予定の挿絵も未完成であるとのことで、趣味でぼちぼち絵を描いていた小生に代役のお鉢が回ってきたといういきさつです。皆さまのご嗜好に沿わないかもしれませんが、サラリーマンの手慰めとしてご容赦いただきたいと思います。斎藤先生のご快復と挿絵再開を心より祈念いたします。

この絵は私が寒地土木研究所研究調整監の時に描いた絵です。晩冬（３月）の羊蹄山。実は、この絵は現在、北海道開発局小樽開発建設部にあります。当時の寒地土木研究所の所長にお譲りしたものがなぜか小樽開発建設部に貸し出されているとのことです。幹部受付内の壁にかかっていますので、もし機会がありましたら一瞥していただければ幸いです。

巻　頭　言

副支部長　高橋尚人（札幌市立大学　AIT センター）

今年度の支部研究発表会は、昨年度に続いてオンライン開催となりました。支部研究発表会を現地開催とするか、それともオンライン開催とするのか、支部理事会でも時間をかけて話し合いました。会場の手配や皆様へのアナウンス等の都合上、2022 年 3 月 24 日の理事会でオンライン開催することと決定しました。振り返りますと、「まん延防止等重点措置」は 2022 年 3 月 21 日をもって終了したのですが、同日の北海道での新型コロナウイルス感染症（以下、「コロナ」と略す）の日陽性者数は 1,009 人でした。2022 年 2 月 10 日の北海道の日陽性者数 4,097 人と比べると大幅に減ったものの、日陽性者数が千人を超える日が続く状況でした。支部研究発表会が開催される 5 月頃のコロナの状況は全く予想できない中での決定でした。2022 年には、対面で開催される学術集会や展示会なども見られるようになりましたが、運営に携わる方々は、開催方法の決定、コロナの流行状況に応じた運営方法の変更など様々なシチュエーションを想定し、模索しながら取り組まれていることと思います。

さて、コロナの流行により、私たちの生活様式や働き方は大きく変化しました。働き方では、従来のような対面で打合せ等を行うことが困難になったことから、リモート会議などができるコミュニケーションツールの利用機会が大幅に増えました。令和 3 年版情報通信白書によると、マイクロソフト社が提供する Microsoft Teams の日次ユーザ数は、2020 年 3 月 11 日から 1 週間で 1,200 万人増加したそうです。また、Zoom ビデオコミュニケーションズが提供する Web 会議サービス Zoom についても、2020 年 4 月 3 日からの 19 日間で 1 億人のアクティブユーザの増加があったそうです。リモート会議は、会議の日程調整が容易になり、移動時間が不要になるなど仕事の効率が良くなる面がある一方、ディスカッションを伴う打ち合わせでは、参加者の表情・感情を読み取りにくかったり、会話の間を取るのが難しくなりました。リモート会議の頻度が多くなり、リモートでのディスカッションに慣れてきた気もしますが、依然としてもどかしく感じる場面もあります。研究発表会では、現地参加する日程の確保ができないが、リモートでの聴講・発表が可能な場合があるなど、オンライン開催にすることで参加しやすくなる方もいらっしゃる一方、聴講者の反応を読み取りながらの発表や質疑応答、セッション後にいただくアドバイスなど、対面開催の方が優っていると考えられる面もあります。

今後、コロナの状況がどう推移していくのか予想がつきませんが、対面での打ち合わせや大人数で集まることが気兼ねなくできるようになり、オンラインの良さ、対面の良さ、両方の長所を活かす働き方が当たり前のようにできる日が来ることを切に願っています。

2022 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文 目次

【積雪】

2021-2022 年冬期の札幌都市圏における大雪について（その１）

― 札幌圏の降雪の特徴，本当に記録的な大雪だったのか ―

Heavy Snowfall and its Damage in Sapporo during the 2021/22 winter (Part 1) : Was it really a Record-Breaking Snowfall?

丹治 和博[1]，尾関 俊浩[2]，松岡 直基[3]，金田 安弘[4]，金村 直俊[5]，小松 麻美[1]
Kazuhiro Tanji[1], Toshihiro Ozeki[2], Naoki Matsuoka[3], Yasuhiro Kaneda[4], Naotoshi Kanemura[5], Asami Komatsu[1]
Corresponding author: tanji@jwa.or.jp (K. Tanji)

In the 2021/2022 winter, repeated heavy snowfall in Sapporo had a great effect on transportations and citizen lives. We formed a research team to analyze the 2021/2022 snow damage in the Sapporo by heavy snowfall. In this report, we collected many observed snow depth data in Sapporo and analyzed the characteristics of snowfall in 2021/2022 winter. As a result, the amount of snowfall and snow depth observed at Sapporo AMeDAS didn't break the past records. However, snowfall distribution in Sapporo rural area were outstanding.

１．はじめに

１．１　2021-2022 冬期の札幌都市圏の大雪災害

2021-2022 年冬期の札幌都市圏は大雪に見舞われ，道路交通網の麻痺や鉄道の運休，雪による建物の倒壊などが相次ぎ，地域経済や市民生活に大きな影響が生じた．特に，札幌市では 1 月から 2 月にかけては，度重なる降雪により道路の除排雪作業が追いつかず，車両の行き違いが困難になる幹線道路もあった．そのため，一部のバス路線に数日間の運休が発生し，市民の通勤・通学に大きな影響を与えた．また，一部の生活道路では排雪作業が例年よりも 1 か月以上延び，車両の通行に支障が出たり，ごみの収集が滞ったりした．こうした札幌都市圏での大雪による交通網や社会生活への影響は 2021-2022 年冬期を特徴づけ，普段は雪に慣れているはずの積雪地域の大都市に対し，大雪に対する様々な課題を突き付けた．

１．２　雪氷災害調査チーム

日本雪氷学会北海道支部では，平成 19 年より北海道内で発生した雪氷災害の実態や原因を解明し，今後の雪氷災害防止に関する助言や提言を行う社会貢献事業を行っている．この事業は「雪氷災害調査チーム」（以下，調査チーム）と称し，雪氷災害の発生に応じて，その実態解明や災害防止啓発活動に賛同する日本雪氷学会員により調査チームを構成している．調査チームの活動はこれまで雪崩事故や雪崩災害防止に関わるものが多かったが，2021-2022 年冬期の札幌都市圏での大雪災害を重く受け止め，表 1 に示すメンバーで調査チームを構成した．なお，調査チームの活動は株式会社ほくやく，大東工業株式会社，株式会社秀岳荘からの寄付を受けている．

表１　調査チームのメンバー

氏　名	所属等
尾関　俊浩	北海道教育大学
白川　龍生	北見工業大学 工学部 社会環境系
高橋　浩司	(株)構研エンジニアリング
金田　安弘	(一社)北海道開発技術センター
小西　信義	(一社)北海道開発技術センター
永田　泰浩	(一社)北海道開発技術センター
松岡　直基	(株)北海道気象技術センター
中林　宏典	(株)北海道気象技術センター
丹治　和博	(一財)日本気象協会北海道支社
小松　麻美	(一財)日本気象協会北海道支社
小倉　美紀	(株)ネクスコ・エンジニアリング北海道
榊原　健一	北海道医療大学
原田　祐介	土木研究所寒地土木研究所
堤　　拓哉	北海道立総合研究機構　北方建築総合研究所
大槻　政哉	(株)雪研スノーイーターズ
千葉　隆弘	北海道科学大学工学部
金村　直俊	札幌総合情報センター(株)
的場　澄人	北海道大学低温科学研究所

[1] 一般財団法人日本気象協会 北海道支社　Japan Weather Association, Hokkaido Regional office
[2] 北海道教育大学 札幌校　Hokkaido University of Education, Sapporo Campus
[3] 株式会社北海道気象技術センター　Hokkaido Weather Technology Center
[4] 北海道開発技術センター　Hokkaido Development Engineering Center
[5] 札幌総合情報センター株式会社　Sapporo Information Network

本報で，は調査チームの活動として，まず札幌都市圏の多数の積雪データによる 2021-2022 年冬期の降積雪の実態を分析したので報告する．

２．札幌都市圏での降積雪分布の特徴

２．１　札幌都市圏で収集した積雪データ

2021-2022 年冬期に札幌管区気象台が観測した総降雪量は 476cm であり，平年値の 479cm にほぼ等しい．また，最深積雪は 133cm であり 9 年ぶりに 130cm を超えたが，1961 年以降の積雪深観測では上位 10 位にも入らない．札幌管区気象台の降積雪データで 2021-2022 年冬期を記録的な大雪と位置付けることは難しく，地域的な偏りが推察される．そこで，札幌都市圏で各機関が観測している積雪データを幅広く収集した（表 2）．

表２　積雪データの収集地点一覧

観測期間	収集地点（札幌市内）
気象庁	11 地点（2 地点）
北海道開発局	11 地点（2 地点）
札幌市	33 地点（27 地点）
北広島市	2 地点（0 地点）
北海道農業研究センター	1 地点（1 地点）
合計	58 地点（32 地点）

２．２　札幌都市圏の積雪分布の特徴

収集した札幌都市圏の積雪データから 2021-2022 年冬期の最深積雪をマップ化したのが図 1 である．雪の多い山地（札幌市南西側や北方）を除く石狩平野部に着目すると札幌市の南東部の各区や北広島市にかけて最深積雪が 150cm を超える地域がある．気象庁メッシュ平年値図を確認するとこの地域の最深積雪は札幌市中心部と変わらない．札幌管区気象台では 1961 年以降一度も積雪深が 150cm を超えたことはなく，札幌市南東部から北広島市にかけては記録的な積雪深に達していた可能性がある．

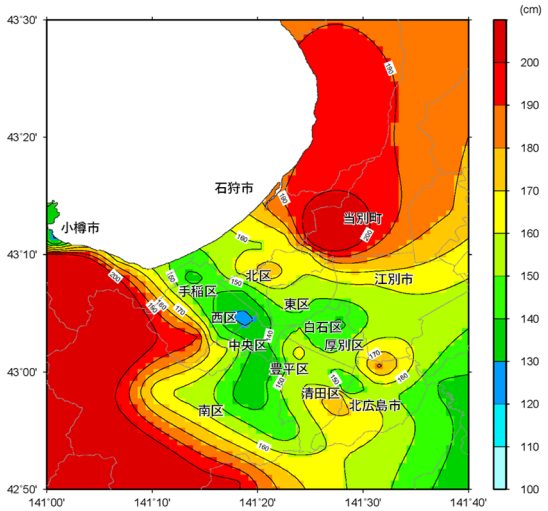

図１　札幌都市圏の最深積雪分布（2021-22 冬期）

２．３　札幌都市圏の降雪量分布の特徴

2021-2022 年冬期の札幌都市圏は 2～3 月に特に大雪が続いた印象があり，この 2 か月間の降雪量に着目した．図 2 は札幌市内の各区の代表箇所を選び，過去 10 年間の 2～3 月の総降雪量を比較したものである．この結果，白石区，豊平区，厚別区，清田区の札幌市南東部で例年に比べて降雪

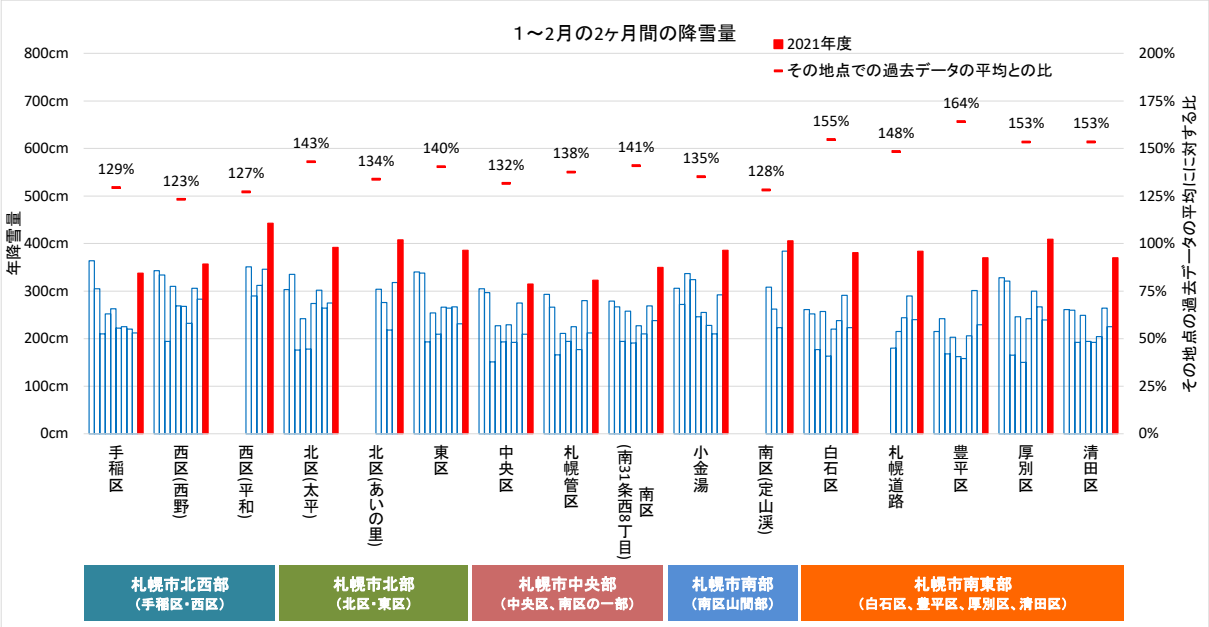

図２　札幌市内の過去 10 年間の 2～3 月の総降雪量(2021-2022 年冬期は着色し，平均値との比も示した)

量が際立って多く，過去 10 年間の平均の 1.5 倍を超えていることがわかった．この 2～3 月の降雪量分布は図 3 に示すとおりであり，手稲区，西区，中央区，南区では相対的に降雪量が少なく，札幌市南東部で降雪量が多くなっている．

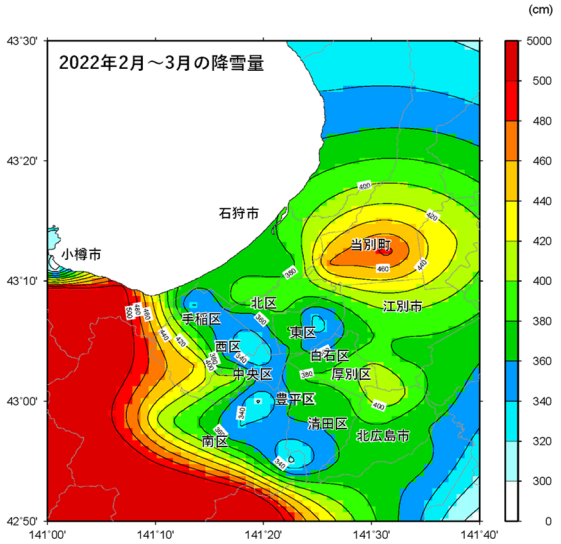

図３　札幌都市圏の降雪量分布（2021-22 冬期）

２．４　まとまった大雪の発生日数

続いて 1 回に降る雪の量に着目する．図 4 に 2021-2022 年冬期（上図）と多雪年であった 2012-2013 年冬期（下図）の一定値以上の日降雪量の発生日数を比較した．2012-2013 年冬期は降雪量 628cm，最深積雪 137cm を札幌管区気象台で観測している多雪年である．

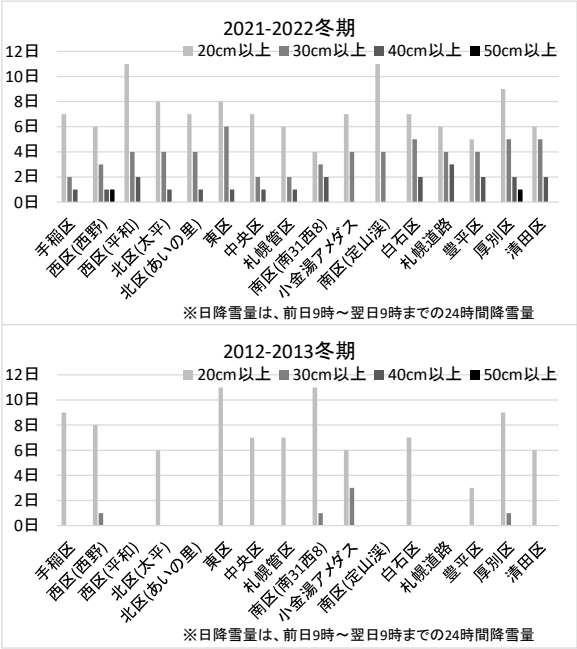

図４　札幌都市圏での日降雪量の頻度の比較

この図-4 から明らかなように，多雪年に比べて 1 日に 30cm 以上や 40cm 以上の降雪が多く発生したのが 2021-2022 年冬期の特徴であった．

３．札幌都市圏での大雪災害を特徴づけた降雪

図 5 に札幌管区気象台の降積雪の経過を示す．2021-2022 年冬期は 1 月 11～13 日，2 月 5～7 日，2 月 20～22 日に大雪があり，当日 9 時～翌々日 9 時までの 48 時間降雪量の分布に着目する．

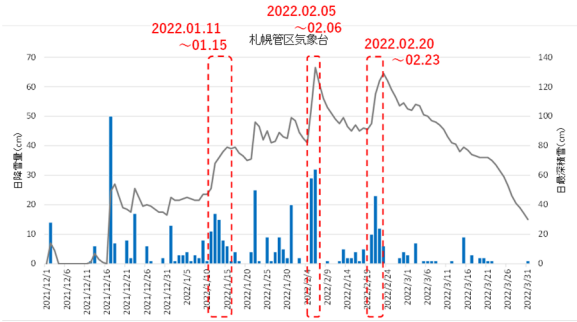

図５　札幌管区気象台の降積雪の経過

〔2022 年 1 月 11～13 日の降雪〕

発達した低気圧の通過による降雪 [1]で，48 時間降雪量は札幌市南東部や北広島市で多かった（図 6）．この時の気温は 0℃前後で推移しており，札幌中心部では降り始めは雨や霙だった．場所によるわずかな気温の差によって，札幌市南東部では雨にならず降雪量が増した可能性がある．また，非常に湿った重い雪となったことも特徴である．

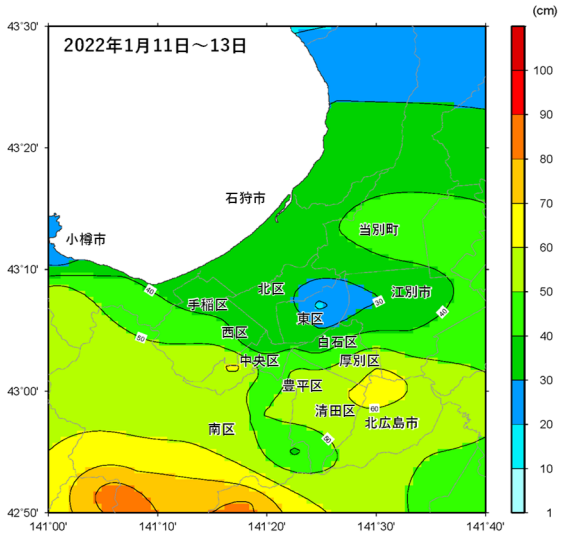

図６　1 月 11 日 9 時～13 日 9 時までの 48 時間降雪量

〔2022 年 2 月 5～7 日の降雪〕

強い冬型気圧配置による発達した雪雲が石狩湾から石狩平野に入り大雪をもたらした [1]．48 時

間降雪量が多かった地域は，札幌市東区，白石区，厚別区の帯状に広がり 70cm 以上に達した（図 7）．気温は-5℃前後で推移し，乾いた雪が大量に降ったものと考えられる．

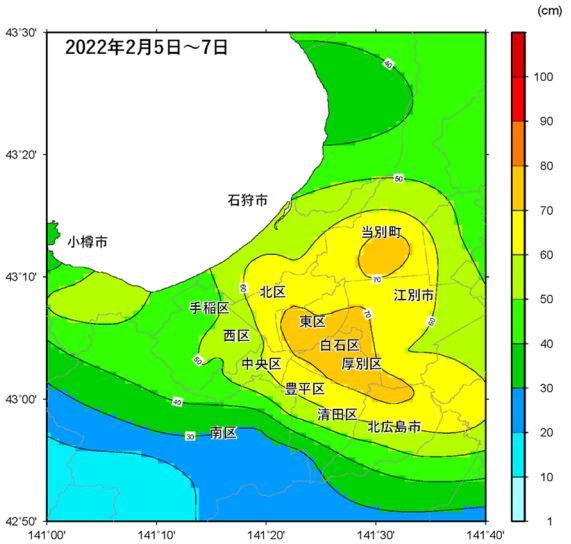

図７　２月５日９時～７日９時までの 48 時間降雪量

〔2022 年 2 月 20～22 日の降雪〕

北海道の東で低気圧が猛烈に発達したため，上空の風も強く雪雲が石狩平野の太平洋側付近まで達した [1]．48 時間降雪量の分布は札幌市北部より札幌市南東部で多い．このとき札幌管区気象台の風速は 10m/s 前後で推移し，気温が低く非常に風が強かった．48 時間降雪量は多いところで 40～50cm 前後であるが，強風による屋根や雪堤からの飛雪が，玄関先や街路に多く積もり積雪深計で観測された降雪量以上の雪害をもたらした可能性がある．

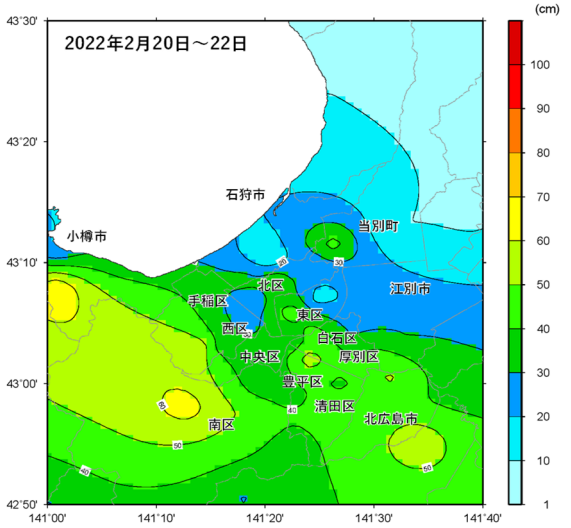

図８ ２月 20 日９時～22 日９時までの 48 時間降雪量

札幌圏に大雪をもたらしたこの 3 事例について，札幌管区気象台，恵庭島松アメダス，小金湯アメダスについて 48 時間降水量を 48 時間降雪量で除した降雪密度を計算して比較すると表 3 のようになる．1 月 11～13 日の降雪は湿った重い雪，2 月 5～7 日は乾いた雪，2 月 20～22 日は値のバラツキが大きく，飛雪の影響が考えられる．

表３　降雪３事例の特徴と降雪密度

大雪事例	大雪の主な地域	気圧配置	期間中の降雪密度
1/11～13	札幌市豊平区・清田区・厚別区、北広島市	低気圧の接近・通過	札幌管区：0.15g/cm^3
			恵庭島松：0.10g/cm^3
			小金湯　：0.08g/cm^3
2/5～7	札幌市東区・白石区・厚別区	冬型気圧配置	札幌管区：0.07g/cm^3
			恵庭島松：0.04g/cm^3
			小金湯　：0.04g/cm^3
2/20～22	札幌市白石区・豊平区・清田区・厚別区、北広島市、恵庭市	北海道の東で猛烈に発達した低気圧	札幌管区：0.11g/cm^3
			恵庭島松：0.03g/cm^3
			小金湯　：0.07g/cm^3

４．まとめ

2021-2022 年冬期の札幌都市圏の降雪の特徴として以下の点が明らかになった．

- ●札幌市南東部では例年の 1.5 倍超の降雪量．
- ●いわゆる“ドカ雪”が多かった．
- ●主な降雪域はほぼ同じ地域であったが，タイプの異なる大雪（湿雪，乾雪，吹雪）だった．

こうした要因が重なり，札幌管区気象台の観測値だけでは必ずしも表現できない都市圏での大雪災害がもたらされたものと考えられる．過年度の詳細な降積雪データを引き続き収集・解析中であり，2021-2022 年冬期の札幌都市圏大雪災害の実態解明の基礎資料とする予定である．

【謝辞】

雪氷災害調査チームの活動に際して，北海道開発局，札幌市，北広島市，北海道農業研究センターより数多くの貴重な観測データの提供を受けた．ここに深く感謝の意を表する次第である．

【参考文献】

1) 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：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**，●-●．
2) 白川龍生，尾関俊浩，高橋浩司，細川和彦，大鐘卓也：2021-2022 年冬期の札幌都市圏における大雪について（その２）－積雪断面観測（札幌都市圏と道央・道東・道北域との比較）－，北海道の雪氷，**41**，●-●．

2021-2022 年冬期の札幌都市圏における大雪について（その２）

― 積雪断面観測（札幌都市圏と道央・道東・道北域との比較）―

Heavy snowfall and snow damage in the Sapporo metropolitan area during 2021-22 winter (Part 2) - Comparison of snow profile observations between the Sapporo metropolitan area and the central, eastern, and northern Hokkaido regions -

白川 龍生[1]，尾関 俊浩[2]，高橋 浩司[1・3]，細川 和彦[4]，大鐘 卓哉[5]
Tatsuo Shirakawa[1], Toshihiro Ozeki[2], Koji Takahashi[1・3], Kazuhiko Hosokawa[4], Takuya Ohgane[5]
Corresponding author: shirakaw@mail.kitami-it.ac.jp (T.Shirakawa)

This report summarizes snow profile observations by the JSSI Hokkaido Branch Snow Damage Research Team in the Sapporo metropolitan area during the winter of 2021–2022. The snowpack of this winter had thick layers of compressed snow or granular snow formed during heavy snowfall. There were few or no ice layers within the snowpack. Owing to the accumulation of wet snow from December to January, a high-density layer was present in the lower layer. Furthermore, the snowpack characteristics observed in the Sapporo metropolitan area were compared with the observation results in central, eastern, and northern Hokkaido during the same period.

１．はじめに

2021/22 年冬期の札幌都市圏は，12 月 17 日以降，日最深積雪が平年値を上回る水準で推移し大雪となった．札幌の最深積雪は 8 年ぶりに 1m を超える 133cm に達し，交通や市民生活に大きな支障が生じた．

今回の札幌都市圏の大雪について，日本雪氷学会北海道支部は「雪氷災害調査チーム（2022 札幌大雪）」（代表：北海道教育大学札幌校 尾関俊浩教授，以下「調査チーム」とする）を組織し，2 月中旬～3 月上旬にかけ，札幌都市圏での積雪断面観測など各種調査を実施した[1)]．本報告は，このときの積雪に関する調査結果を記すものである．

また，これと同時期に実施した道央・道東・道北域における広域積雪調査結果を比較し，札幌都市圏における積雪の特徴について考察する．

２．調査内容

調査チームでは，過去に行われた大雪調査[2)]を参考に，積雪深，積雪水量，および積雪層位記録を基本とする積雪調査を実施した．調査期間は 2022 年 2 月 12 日～3 月 5 日で，札幌都市圏の 12 地点で実施した（図 1）．

図 1　札幌都市圏で実施した積雪断面観測の調査地点（調査地点番号は表 1 に対応）．

３．調査結果および考察

３．１　各地の積雪深と積雪水量

札幌都市圏における積雪観測結果を表 1 に示す．追分（調査地点 No.5）を除く各地点で積雪深が 100 cm 以上であり，いずれも近隣の気象庁アメダスにおけるこの時期の平年値を上回っている．積雪水量も追分を除き 300 mm 以上であり，

[1] 北見工業大学　Kitami Institute of Technology.
[2] 北海道教育大学札幌校　Sapporo Campus, Hokkaido University of Education
[3] 株式会社構研エンジニアリング　Koken Engineering Co., Ltd.
[4] 北海道科学大学　Hokkaido University of Science
[5] 小樽市総合博物館　Otaru Museum

表１　札幌都市圏における積雪観測結果

No.	調査地点	調査日	積雪深 cm	積雪水量 mm	全層密度 kg m^{-3}	担当
1	札幌月寒（月寒公園）	2月12日	108	315	292	白川・高橋
2-1	札幌あいの里（北教大1）	2月13日	150	432	288	尾関
3	新篠津（しのつ公園）	2月14日	126	440	349	尾関
4	岩見沢1（北教大）	2月14日	126	381	302	尾関
5	追分（鹿公園）	2月14日	83	245	295	尾関
6	札幌手稲（科学大）	2月23日	100	315	315	白川・細川
7	小樽（旧 北手宮小）	2月23日	162	513	317	白川・大鐘
8	岩見沢2（あさぎり公園）	2月24日	139	445	320	白川
9	野幌（総合運動公園）	2月24日	151	435	288	白川
10	千歳（青葉公園）	2月26日	120	315	263	白川
2-2	札幌あいの里（北教大2）	3月2日	146	503	345	尾関
11	札幌太平（太平公園）	3月5日	126	472	375	尾関
12	札幌新川（新川ポプラ公園）	3月5日	117	386	330	尾関

この時期としては高い値である[3]．

３．２　札幌月寒公園での観測結果（2 月 12 日）

ここでは，2 月 12 日に実施した札幌月寒公園（調査地点 No.1）での積雪断面観測について記す．この調査を行う前の 2 月 5～6 日にかけて，札幌では 24 時間降雪量 60 cm を記録する大雪があり，2 月 6 日の日最深積雪は 133 cm に達した．調査はこの 6 日後に実施したため，既に圧密・焼結の影響が出ているが，後述のように大雪時に加わった層は明瞭に識別できた．

図 2 は同公園における積雪断面観測結果であり，図 2a は積雪層位図，図 2b は積雪断面を示す．積雪断面観測は，積雪観測ガイドブックに準じて実施し[4]，層位は 0.5cm 単位で測定した．当日の積雪深は 108 cm だった．下層にはざらめ雪，中層にはしまり雪が確認された（図 2a）．これらの層は 12 月から 1 月にかけて積もった雪で，積雪層内では密度・硬度ともに値が高い．図 2a, b に矢印で示す部分は 2 月 5～6 日の降雪で新たに加わった層と推定される．この層の雪質は，時間経過に伴い新雪が圧密・焼結過程で変化したこしまり雪と判定した．

また神室型スノーサンプラーを用いて，積雪水量を計測した（図 2a の右下）．当日計測した

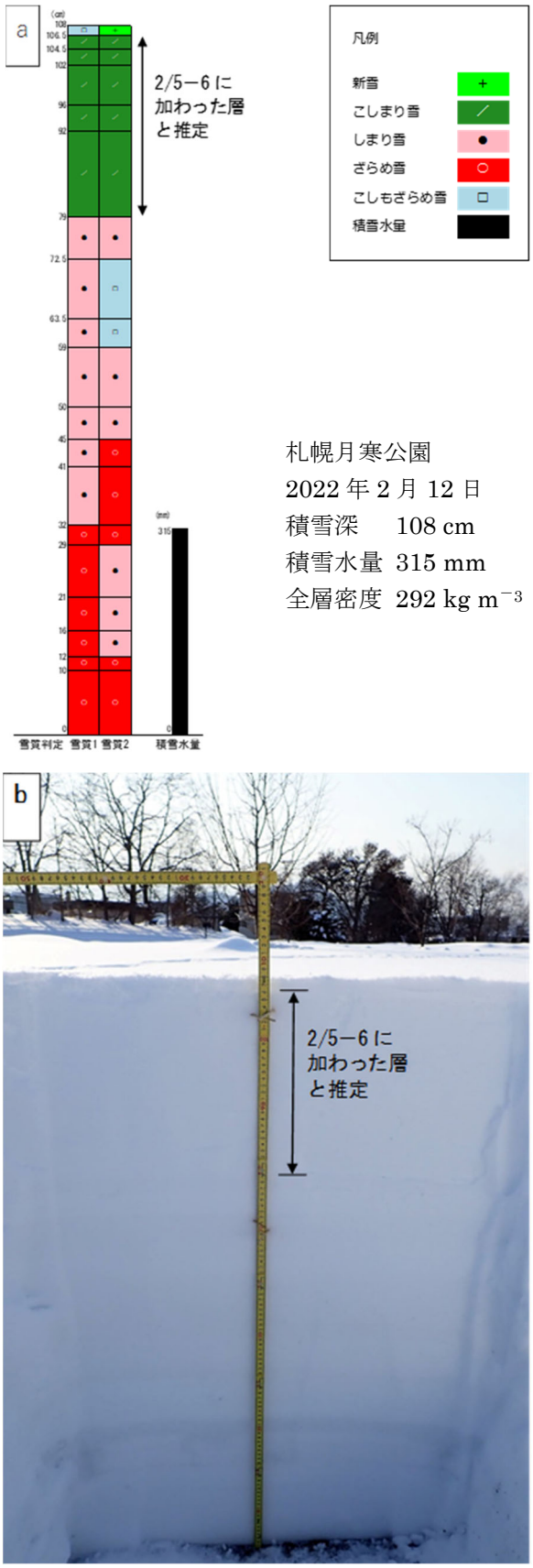

図２　札幌月寒公園での積雪断面観測結果．(a) 積雪層位図，(b) 積雪断面写真．観測実施日：2022 年 2 月 12 日．

積雪水量は 315 mm であった．これは 1 m^2 に 315 kg が載荷していることに相当する．この値は 2 月中旬としては高いといえる．

図 3 は，図 2a の積雪層位図に雪温分布，密度・硬度分布を加えたものである．これらの物性値より，積雪上部にあるこしまり雪の層は，その下に存在するしまり雪の層とは特徴が異なり，鉛直方向に不連続となっている．

３．３　札幌都市圏各地の積雪層位と積雪水量

図 4 は，層位記録のある札幌都市圏 10 地点における積雪層位および積雪水量の調査結果である．このうち，札幌あいの里は同一地点にて，時期を空けて計 2 回観測，岩見沢は市内 2 地点にて時期を空けて各 1 回観測している．

積雪層位記録には観測者の違いによる差や調査時期の差は見られるが，多くの観測値でこしまり雪，しまり雪，ざらめ雪が主体であることが分かる．また氷板が少なく，各地の積雪にはいずれも大雪時に積もったとみられる厚い層が存在していた．積雪水量の値も高く，特に小樽手宮，札幌あいの里，江別野幌，岩見沢にて 400 mm を超えている．

図 5 は，直近 3 カ年における札幌都市圏各地における積雪深分布（農研機構メッシュ農業気象データシステムによる算出値）を示す．算出日はいずれも 3 月 1 日とした．図 5a の 2020 年は，札幌都市圏では積雪深 100 cm 未満であるが，図 5b の 2021 年は岩見沢が大雪となったシーズンで，札幌と岩見沢の間には明瞭な境界が見られる．図 5c は 2022 年（今シーズン）であり，南東部の千歳を含め，100 cm を超える積雪が広く分布していることがわかる．

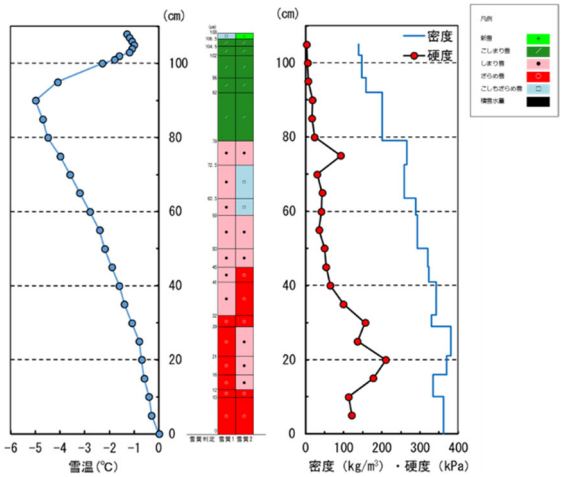

図３　札幌月寒公園での積雪層位と雪温・密度・硬度の分布．観測実施日：2022 年 2 月 12 日．

３．４　道央・道東・道北域との比較

図 6 は，札幌都市圏とほぼ同時期に実施した道央，道東，道北各地における積雪層位・積雪水量

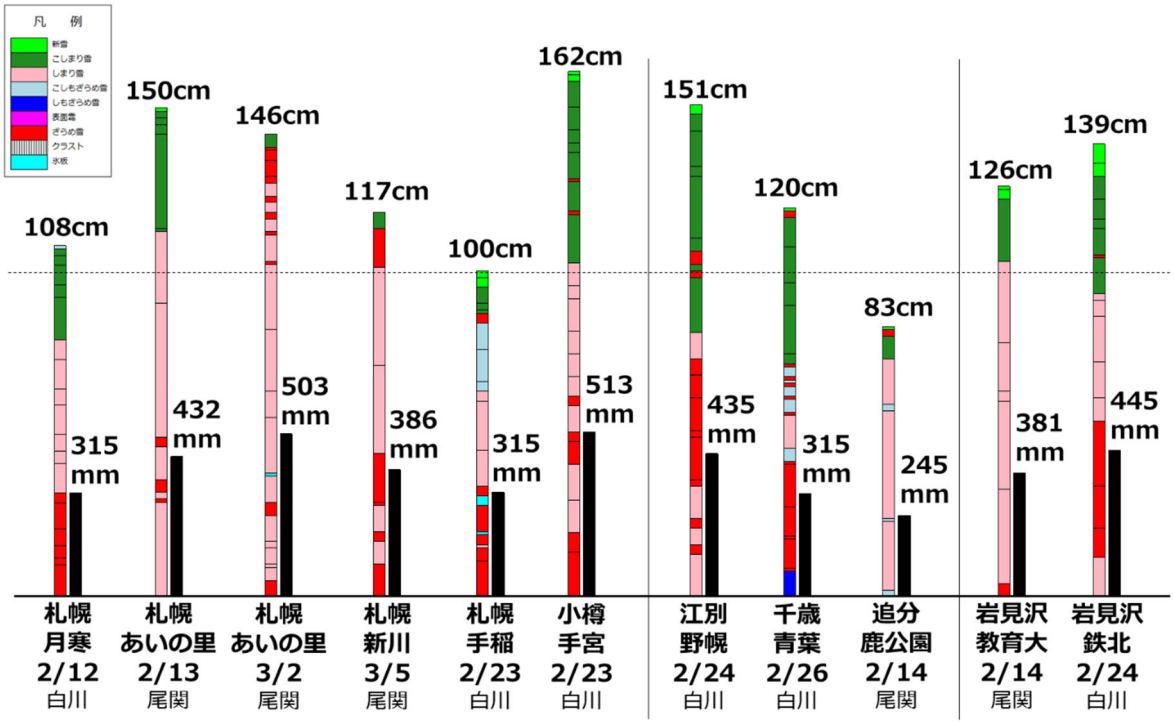

図４　札幌都市圏各地における積雪層位と積雪水量．

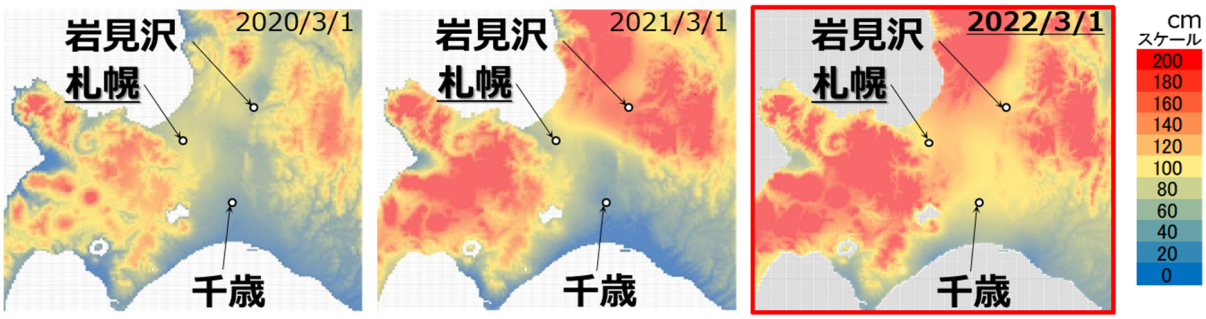

図５　札幌都市圏各地における直近３カ年の積雪深分布．(a) 2020 年，(b) 2021 年，(c) 2022 年．いずれも 3 月 1 日の 1km メッシュ分布で，農研機構メッシュ農業気象データシステム（The Agro-Meteorological Grid Square Data, NARO；https://amu.rd.naro.go.jp/）により算出した．

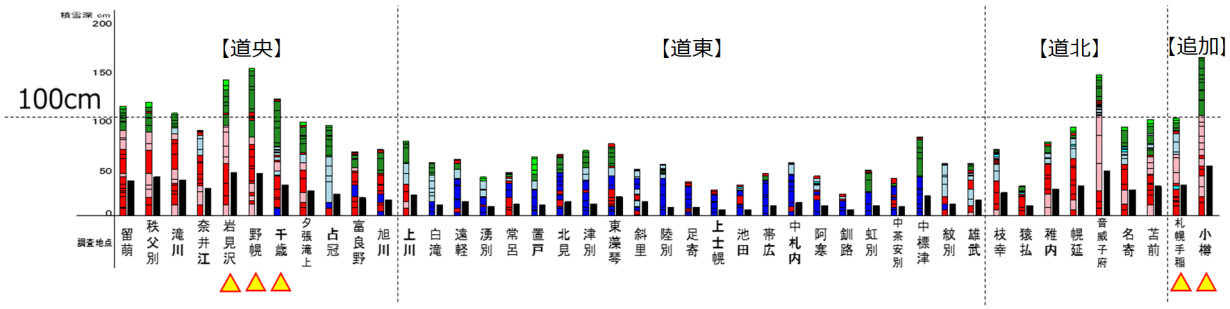

図６　道央，道東，道北各地における積雪層位・積雪水量．△が札幌都市圏に対応する．右端にある札幌手稲と小樽は 2022 年からの新規追加地点．調査期間：2022 年 2 月 18 日～3 月 3 日．

を示す[6]．図中，△が札幌都市圏に対応する．調査期間は 2022 年 2 月 18 日～3 月 3 日である．

各地の積雪層位記録をみると，石狩・空知はしまり雪・ざらめ雪主体で積雪が多く，北部を除く上川・十勝・釧路では雪質にしもざらめ雪を含み，積雪は少ない傾向を示している．北海道の広範囲で比較しても，札幌都市圏の大雪傾向が顕著であることがわかった．

【謝辞】

雪氷災害調査チームの活動に際し，各地の現地調査にご協力頂きました皆さまに御礼申し上げます．本調査は，JSPS 科研費 18K02929 および 19K04647 の助成を受け実施しました．

【参考文献】

1) 丹治和博，尾関俊浩，松岡直基，金田安弘，金村直俊，小松麻美（2022）：2021-2022 年冬期の札幌都市圏における大雪について（その 1）－札幌圏の降雪の特徴，本当に記録的な大雪だったのかー．北海道の雪氷，**41**，印刷中．
2) たとえば，尾関俊浩，津田将史，荒川逸人，山田高嗣，渡邊崇史，原田裕介，佐藤文隆，井上聡，堤　拓哉，阿部佑平，金田安弘，丹治和博，平松和彦（2012）：2011−2012 年冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪について（その 3）−空知・石狩の積雪調査−．北海道の雪氷，**31**，　123−126．
3) 白川龍生，亀田貴雄（2019）：北海道の道央・道東地域における 5 冬期の積雪特性と気象要素との関係 −2014 年冬期から 2018 年冬期に実施した広域積雪調査−．雪氷，**81**(4)，163−182．
4) 日本雪氷学会編（2010）：積雪観測ガイドブック．朝倉書店，136 pp.
5) 白川龍生，尾関俊浩，金田安弘，松岡直基（2022）：北海道岩見沢における 2020/21 年冬期の降雪と積雪の特徴．雪氷，**84**(4)，印刷中．
6) 白川龍生（2022）：道央・道東・道北 43 地点における広域積雪調査（データ集：2022 年）．北見工業大学雪氷防災研究室研究資料，https://kitami-it.repo.nii.ac.jp/records/2000193

2021-2022 年冬期の札幌都市圏における大雪について（その３）

ー 大雪をもたらした気象の特徴 ー

Heavy Snowfall and Snow Damage in the Sapporo Metropolitan Area during 2021-22winter (Part3)

ーCharacteristics of the weather that brought about heavy snowー

松岡 直基[1,2]，中林 宏典[2]，丹治 和博[1,3]，小松 麻美[1,3]
尾関 俊浩[1,4]，白川 龍生[1,5]，金田 安弘[1,6]
Naoki Matsuoka[1,2], Hironori Nakabayashi[2], Kazuhiro Tanji[1,3], Asami Komatsu[1,3]
Toshihiro Ozeki[1,4], Tatsuo Shirakawa[1,5], Yasuhiro Kaneda[1,6]
Corresponding author: naoki.matsuoka@howtecc.jp (N. Matsuoka)

2021－2022 年冬期に札幌都市圏には 4 回のまとまった降雪（通称ドカ雪）があり，交通網のマヒなど社会的影響が大きかった．これらの降雪は，低気圧型，冬型，西岸小低気圧型の降雪パターンによってもたらされた．札幌の降雪は風向きに影響され，岩見沢のような寒気の多寡との相関関係は無いことがわかった．

１．大雪事例解析

2022 年冬期の札幌アメダスで降雪量が 40cm 以上になった４降雪について，地上気圧配置と解析雨量図に着目した事例解析を行った．

１．１　2021 年 12 月 17 日～18 日の降雪

北海道の南を低気圧が通過し（図１），低気圧循環の雪雲と通過後の西岸帯状雲と L(Longitudinal)モード筋状雲の合流（図２）による降雪であった．札幌の降雪量は 53cm であった．

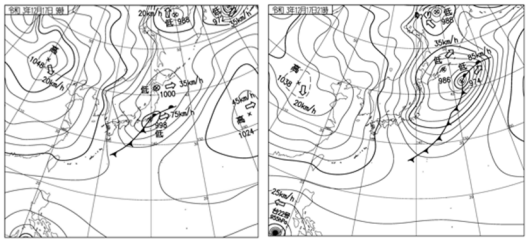

図１　地上天気図 2021 年 12 月 17 日 09 時，21 時

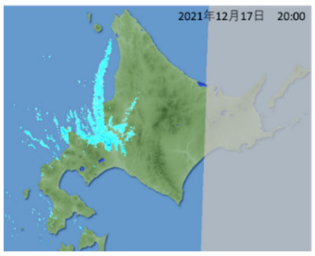

図２　解析雨量　2021 年 12 月 17 日 20 時

１．２　2022 年 1 月 11 日～13 日の降雪

北海道を挟むように北上してきた二つの低気圧（図３）による降雪と，その後の冬型の降雪で，札幌の降雪量は 43cm であった．

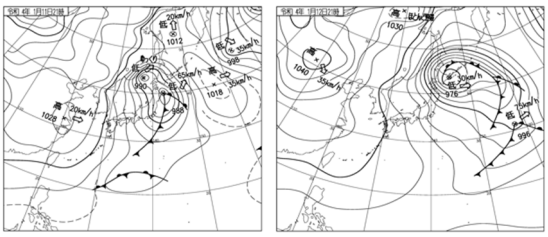

図３　地上天気図 2022 年 1 月 11 日 21 時（左）
2022 年 1 月 12 日 21 時（右）

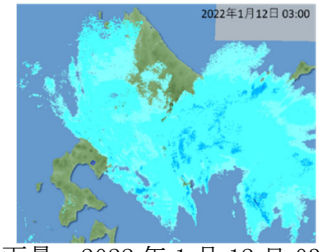

図４　解析雨量　2022 年 1 月 12 日 03 時

１．３　2022 年 2 月 5 日～6 日の降雪

図５の地上天気図では解析されないが，北海道の西海上に等圧線のふくらみがあり，小低気圧性の循環の存在を示唆している．

[1] 日本雪氷学会　北海道支部　Hokkaido Branch, the Japanese Society of Snow and Ice
[2] 株式会社　北海道気象技術センター　Hokkaido Weather Technology Center CO.,Ltd.
[3] 一般財団法人　日本気象協会北海道支社　Japan Weather Association Hokkaido Regional Office
[4] 北海道教育大学札幌校　Sapporo Campus, Hokkaido University of Education
[5] 北見工業大学　Kitami Institute of Technology
[6] 一般社団法人　北海道開発技術センター　Hokkaido Development Engineering Center

そこで等圧線を 0.5hPa 毎に描画し解析雨量と重ね合わせたが，線は閉曲せずに円い膨らみ程度であるが（図６），小低気圧型とした．札幌の降雪量は 61cm であった．

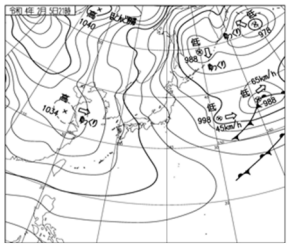

図５　地上天気図
2022 年 2 月 5 日 21 時

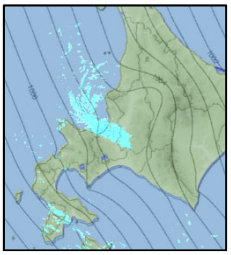

図６　詳細等圧線と
解析雨量 6 日 9 時

１．４　2022 年 2 月 21 日～23 日の降雪

爆弾低気圧通過後の筋状雲の侵入により札幌は 51cm の降雪量となった．札幌から南東方向に約 25km の恵庭島松は 98cm と 1982 年からの記録を更新した．図８の解析雨量に示すように西岸帯状雲と L モードの北西からの筋状雲が札幌付近で合流し，さらに内陸へと侵入した．

強い冬型の際に雪雲が石狩平野の内陸部まで入り込むことは珍しくないが，図９に示すように下層の 20m s^{-1} 以上の強い風が活発な雪雲を侵入させ，記録的な大雪になったのだろう．

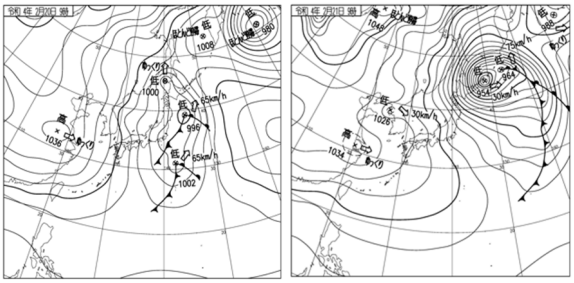

図７　地上天気図 2022 年 2 月 20 日 9 時(左)
2022 年 2 月 21 日 9 時(右)

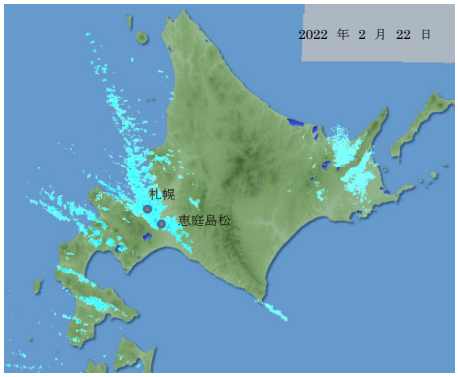

図８　解析雨量　2022 年 2 月 22 日 1 時

北海道で大雪となる気圧配置は，以下の三つが知られている[1]．(1)冬型，(2)発達した低気圧（爆弾低気圧），(3)小さな低気圧（西岸小低気圧）．ここで対象とした４事例は冬型２例，発達した低気圧と小さな低気圧が各１例となった．今冬の大雪は特別な気圧配置が出現したためではなく，従来から確認されている気圧配置パターンによるものであった．社会的な混乱は，40cm 以上のまとまった降雪が繰り返し発生したためであろう．

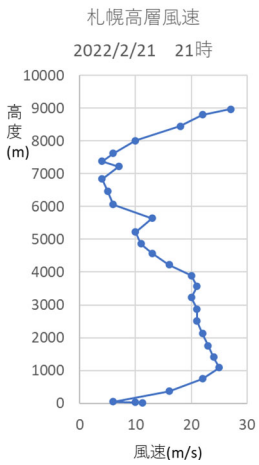

図９　札幌高層風速

２．風系による大雪の地域の違い

札幌の降雪が多くなるのは北系の風，岩見沢は西系の風向によるとされている．そこで寒候期の降雪量が大きかった３年間の札幌の高層観測の風配図を作成した（図１０）．両地点とも第一位は 1996 年寒候期（1995 年 12 月～1996 年 2 月）である．1996 年寒候期は北西と西北西が同率で，気温が平年より低い時は北西が 1 位となった．2 位と 3 位を見ると札幌は北西，岩見沢は西北西で経験則と一致する結果となった．

今冬の 2022 年寒候期は北西と西北西が同率で，気温が平年より低い時は西北西が 1 位となった（図１１）．

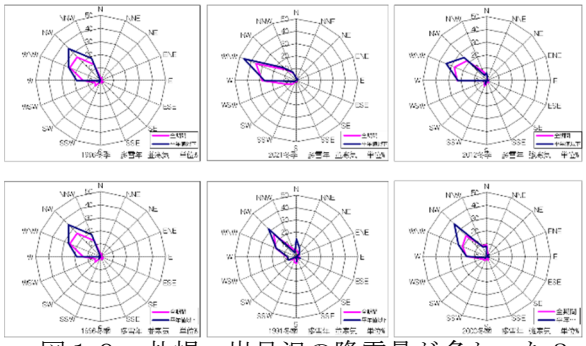

図１０　札幌，岩見沢の降雪量が多かった３冬期年と札幌 850hPa（09 時）風向出現率
上段：岩見沢，降雪量：
1996 年 825cm, 2021 年 820cm, 2012 年 800cm
下段：札幌，降雪量：
1996 年 577cm, 1991 年 548cm, 2000 年 529cm

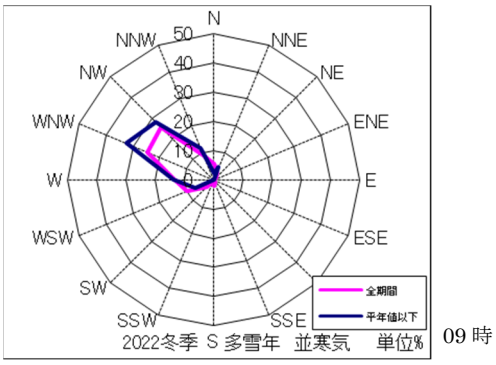

図１１　2022 年寒候期の札幌 850hPa 風配図

３．寒気と降雪量の関係

日本海側の降雪は，季節風が暖かい日本海から水蒸気を補給されてできる筋状の雪雲によってもたらされる．寒気が強いほど，また海水温が高いほど雪雲は発達することになる．

図１２は 1989 年から 2022 年の 34 年間の寒候期（12 月～2 月）札幌 850hPa09 時平均気温と寒候期総降雪量の関係である．岩見沢は期間の平均気温と総降雪量の相関関係が強いのに対し，札幌の総降雪量は対応関係が無い．札幌の降雪量は寒気の大小では説明できず，前項に示したように風系の影響が大きいと推察される．

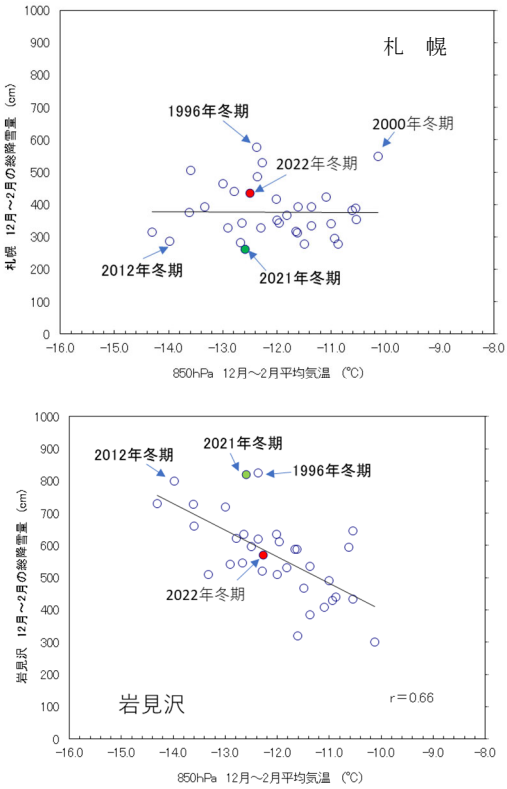

図１２　札幌 850hPa09 時の寒候期平均気温と総降雪量の関係　上段：札幌，下段：岩見沢

４．札幌都市圏でドカ雪が頻発した理由

日本周辺に上空寒気が流入しやすく（図１３），北海道周辺は北寄りの風系となる地上気圧配置の出現が多かった[2)]．このことが冬型の気圧配置をもたらしやすく，北系の風向の出現が増え，札幌周辺での降雪量が多くなった要因であろう．

今冬期はラニーニャ現象が継続したことが，本邦への寒気が流入しやすくなった理由として説明される．

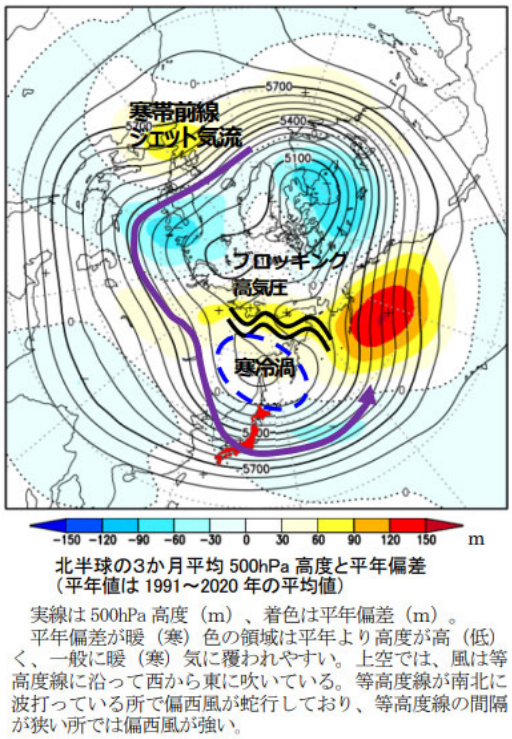

図１３　北半球の 2022 年寒候期の 500hPa 高度
札幌管区気象台資料[2)] から抜粋

５．災害対応のための大雪リスク予見の可能性

降雪予測の精度が高ければ，除雪の強化や交通機関の事前通行止めのような予防的措置がとれる．反対に予測が外れたために大規模なスタックや交通滞留が発生することもある．事例解析で示したように，札幌圏で大雪となるのは西岸帯状雲や小低気圧性の循環による雪雲が流入する時が多い．これらはメソβスケール現象で，現在の数値予報モデルでは予測精度に限界がある．しかし，西岸帯状雲の出現は図１４の例にもあるように予測できることが多く，位置的なズレが精度低下の主因となっている．一定程度の誤差範囲を考慮することによって，大雪リスクに備えることが可能と考える．

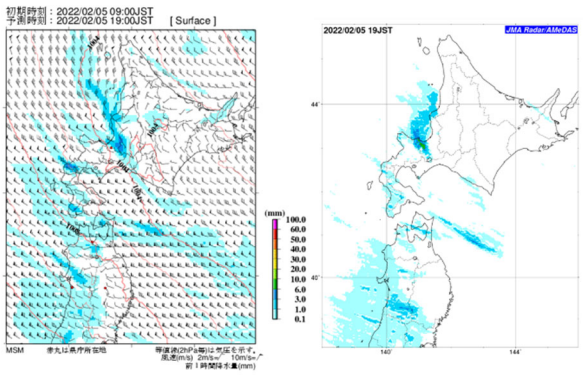

図１４　数値予報と観測値の比較
左：気象庁 MSM　右：JWA レーダーアメダス
2022 年 2 月 5 日 9 時初期値として 10 時間後予測

６．近年の大雪の偏り

大雪は最深積雪で評価されることが多い．しかし，北海道内でも日本海側の積雪の多い場所と太平洋側の少ない地域があり，直接の比較や平年比では分かりづらい．そこで最深積雪を標準偏差で規格化する多雪指数[3]を用いてみた．

図１５は日本海側の札幌，岩見沢と道東の網走，根室の多雪指数を計算した結果である．1962 年寒候期から 2022 年の 61 年間の変動を見ると，岩見沢と道東二箇所で年変動が近年大きくなっていることが分かる．道東は爆弾低気圧の通過によって，岩見沢は暖冬と寒冬の振れ幅が大きくなっていることが要因と考えられる．札幌は他の地点に比べ変動が小さい．

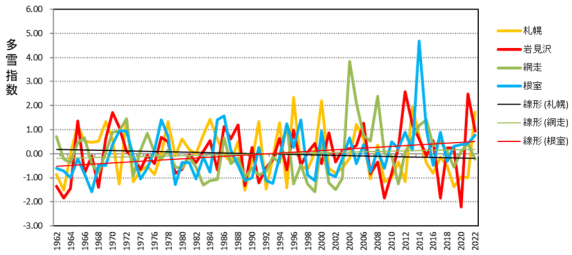

図１５　4 観測地点の多雪指数の経年変化
多雪指数　SSDI(k,i)＝(d(k,i)－d(k))／sd(k)
i：冬季，d(k,i)：地点 k の i 冬季の最深積雪
d(k)　：地点 k の最深積雪の平均
sd(k)　：地点 k の最深積雪の標準偏差

７．気候変動に伴う将来の降雪の傾向

北海道の降雪の将来予測について，確率的な評価手法 d4PDF を用いた研究がある[4]．文科省・気候変動リスク情報創生プログラムで作成した「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース，**d**atabase for **P**olicy **D**ecision making for **F**uture climate change」を用いる方法である．地球の平均気温が 4℃上昇を想定したデータについて，北海道領域を更に 5km メッシュに力学的ダウンスケーリングした値を使用した結果，西高東低の気圧配置では北より風系は減少し，西寄り風系の岩見沢大雪型の出現が増えるとしている．一方，南岸低気圧は減少するとなった．海岸部や平野部での降雪量は減少し，内陸の標高の高い山岳域では降雪量は増える結果である．

札幌の降雪量は寒気よりも風向に影響されるので，頻度は減っても風向によってドカ雪は将来も出現すると考える．

８．まとめ

2021－2022 年冬の札幌都市圏のドカ雪は，低気圧型，冬型，一時的な西岸小低気圧型の降雪パターンによってもたらされた．札幌都市圏の降雪は風向きに影響され，岩見沢のような寒気の多寡との相関関係は無いことを明らかにした．今冬は北寄りの風系が出現しやすい気圧配置が多かったために，札幌都市圏での降雪が多くなったと推察する．札幌の冬期の気温は平年並みに近く，総降雪量も平年より多い程度で，社会的な混乱はドカ雪が続いたことが原因であろう．

今回の大雪が気候変動によるものかはイベントアトリビューションを行わないとわからない．気候変動で平野部の降雪量は減少に転じるだろうが，札幌圏の降雪は風向に支配されるのでドカ雪の出現はこれからも発生すると考える．

【参考文献】

1) 札幌管区気象台，冬の北海道で大雪となる 3 つのパターン，https://www.data.jma.go.jp/sapporo/bosai/tenkoutokucho/column_snow.html（2022 年 5 月 20 日閲覧）
2) 2021 年 12 月～2022 年 2 月北海道地方冬の天候，札幌管区気象台，2022 年 3 月 1 日
3) 中井専人，2015：“多雪指数”を用いた全国の多雪・少雪の年々変動と分布，天気，**62**，187-199.
4) Masaru Inatsu，2020：Climate change impacts on heavy snowfall in Sapporo using 5-km mesh large ensemble simulations, SOLA, 2020, **Vol. 16**, pp.217-220.

2021-22 年冬期の札幌都市圏での大雪について（その４）

—大雪に対する高速道路管理者の対応報告—

Heavy snowfall and Snow Damage in the Sapporo metropolitan area during 2021-22 winter (Part 4) –Expressway Company's response to heavy snow disaster–

小倉 美紀[1,2]，森脇 豊一[3]，伊藤 俊明[1]
Miki Ogura[1,2], Toyokazu Moriwaki[3], Toshiaki Ito[1]
Corresponding author: t.ito.sm@e-nexco.co.jp (T. Ito)

NEXCO 東日本北海道支社管内における令和 3 年度の冬期要因の通行止め量は約 7 万 km 時間であり，5 か年平均の 2.6 倍であった．雪水比を求めると，令和 3 年度は例年より湿った雪であったことがわかった．札幌圏の湿雪が長時間の通行止めにつながったと考えられる．また，冬期交通の確保へ向けて行った取り組みをまとめた．

１．北海道の高速道路の概要

１．１　沿革

北海道の高速道路は昭和 46 年に道央自動車道の千歳 IC から北広島 IC 間および札樽自動車道の小樽 IC～札幌西 IC 間が開通してから令和 3 年で 50 年を迎えた．平成 30 年には後志自動車道が開通し，北海道支社管内の管理延長は 720km となり，札幌と道内主要都市の所要時間が大幅に短縮した．

１．２　高速道路の除雪作業[1)]

高速道路上での除雪作業は大きく 3 つに分類される．1 つが新雪除雪作業である（図１）．中央分離帯側を先頭に除雪車が 3 台並び除雪作業を行う．2 つめが排雪作業である（図２）．路肩に堆雪した雪を，ロータリー除雪車を用いてのり面等に排雪し，路肩堆雪幅の確保を行う．高架区間等の投雪困難箇所では路肩の雪は，ダンプトラックに積み込み雪捨て場まで運搬し排雪を行う．3 つめが凍結防止剤散布作業である（図３）．路面凍結が予測された場合に，路面水分の凍結温度を下げる目的で凍結防止剤（主に塩化ナトリウム）を散布する．

札幌圏の高速道路は札幌南 IC～札幌西 IC 間の高架区間，後志道や道東道の暫定二車線区間といった様々な条件があり，除雪作業には高度な技術が必要とされる．

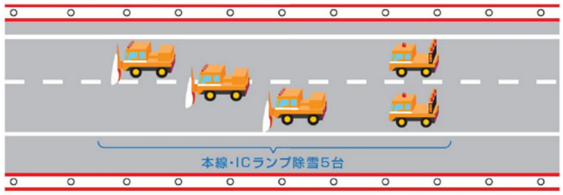

図１　新雪除雪作業


図２　排雪作業

図３　凍結防止剤散布

[1] 株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道　Nexco-Engineering Hokkaido Co., Ltd.
[2] 現所属：株式会社ユーシエル　UCL Co., Ltd.
[3] 東日本高速道路株式会社　East Nippon Expressway Co., Ltd.

２．21/22 年冬期の特徴

図３は北海道支社管内における平成 27 年度以降の冬期要因の年度別累計通行止め量である．通行止め量とは，通行止め時間に通行止め延長を乗じた値で，通行止めの規模を示す指標である．令和 3 年度の通行止め量は約 7 万 km・h であり，5 か年平均の 2.6 倍であった．

図４が北海道支社管内の平成 27 年度以降の累計降雪量と通行止め量を比較したグラフである．もっとも累計降雪量が多い平成 29 年の通行止め量は約 4 万時間であり令和 3 年度よりも少ない．このことから，北海道支社管内全体でみた累計降雪量と通行止め量の明瞭な関係は見られないといえる．また，図５は NEXCO 札幌気象観測局の過去 5 年の累計降雪量である．令和 3 年度の累計降雪量は過去 5 年と比較して特別多くなく，通行止め量が大きく増加した要因が累計降雪量だけではないと考えられる．

ここで，各年の月別の雪水比を算出した（図６）．雪水比とは降雪量を降水量で割った値で，値が小さいほど湿った雪となる．降雪量は NEXCO 札幌気象観測局，降水量はアメダスの値を使用した．令和 3 年 1 月の雪水比は 1.1 cm／mm，2 月は 0.54 cm／mmであった．もっとも降雪量の多かった平成 29 年は 1 月が 1.6 cm／mm，2 月は 1.3 cm／mmであったことから，令和 3 年は湿った雪であったことがわかる．この雪質の違いが平成 29 年との通行止め量の差に影響していると考えられる．

図７は令和 4 年 2 月 20 日に撮影したものである．A が札幌圏の高架区間，B が千歳恵庭 JCT 付近である．令和 3 年度は札幌圏でまとまった降雪が複数回発生したため，大雪の前に排雪作業を行っても次の大雪で路肩が飽和し長時間の通行止めにつながったと考えられる．特に湿った雪であったために，夜間に凍結した雪の排雪作業により時間を要したと考える．

図８は，令和 4 年 2 月 21～23 日の札幌圏における時間降雪量と通行止め時間を示した．通行止めは 21 日 14 時に高架区間から始まり，同日 23 時には千歳 IC まで拡大した．千歳 IC から札幌南 IC 間の通行止めが解除になったのは 22 日 22 時であった．高架区間の通行止めは 23 日 19 時に解除された．この 3 日間の通行止め量は北海道全域で約 23000km・h となり，民営化以降最大規模となった．

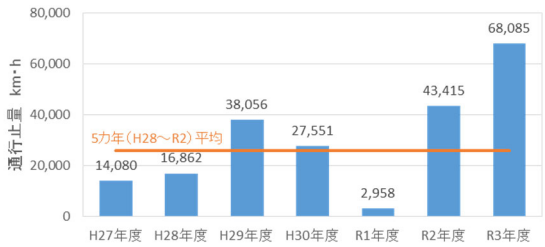

図３　平成 27 年～令和 3 年
冬期要因の通行止め量

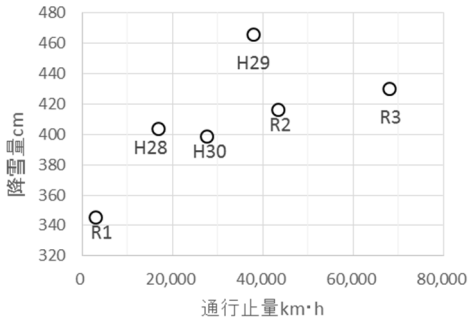

図４　累計降雪量と通行止め量

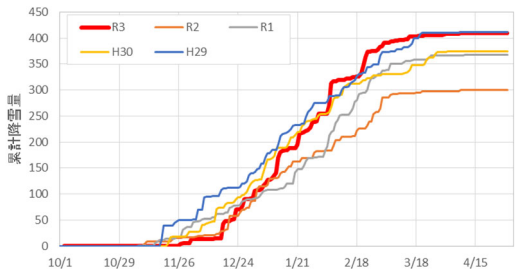

図５　NEXCO 札幌気象観測局の累計降雪量

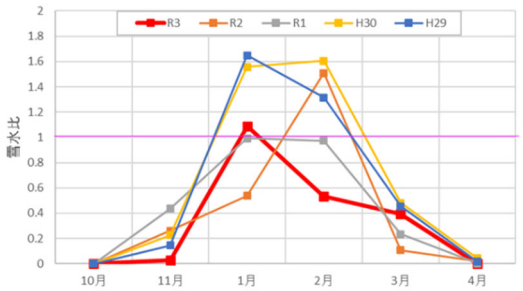

図６　NEXCO 札幌気象観測局の雪水比

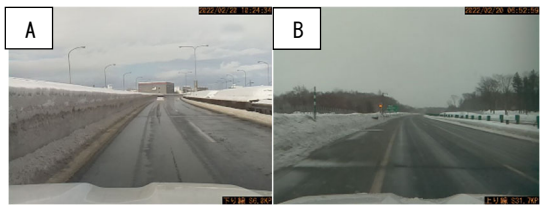

図７　令和 4 年 2 月 20 日の路肩堆雪状況

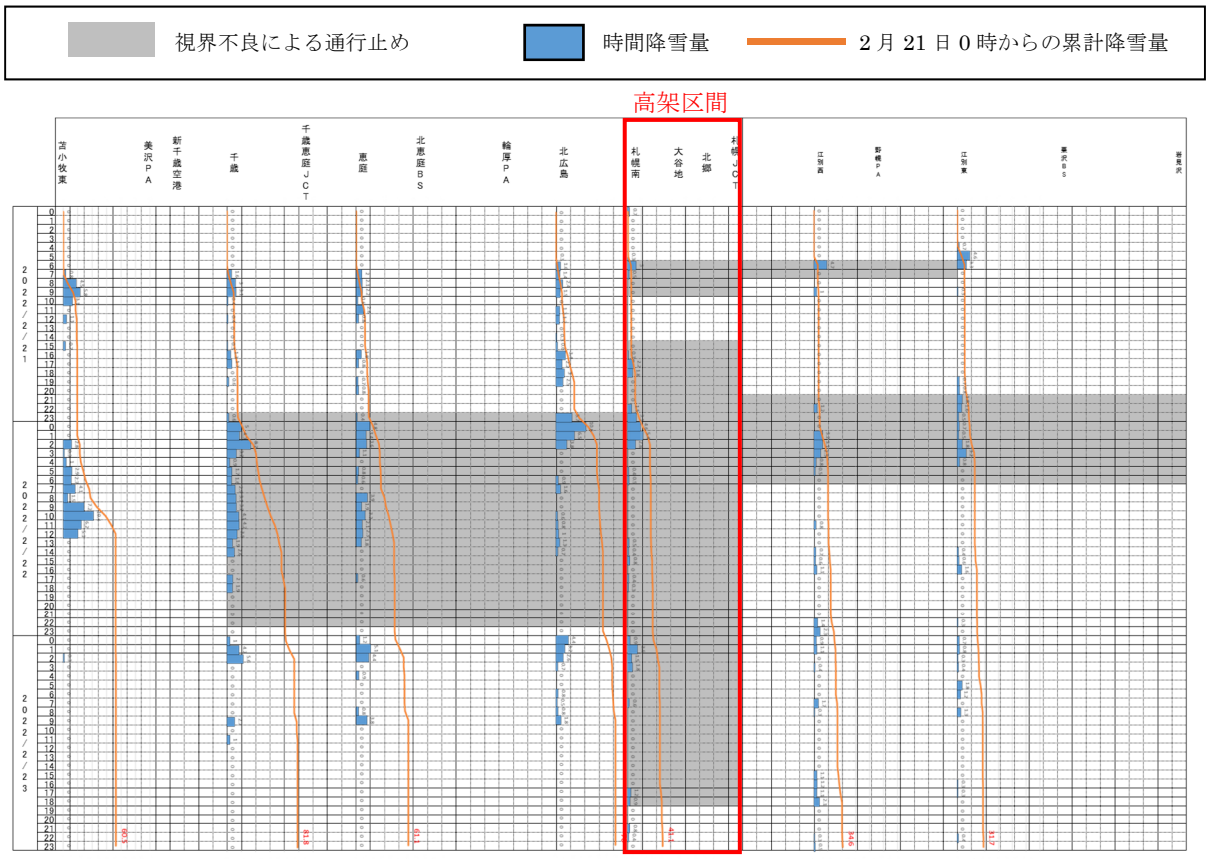

図８　道央道（苫小牧東 IC～岩見沢 IC）における時間降雪量と通行止め時間

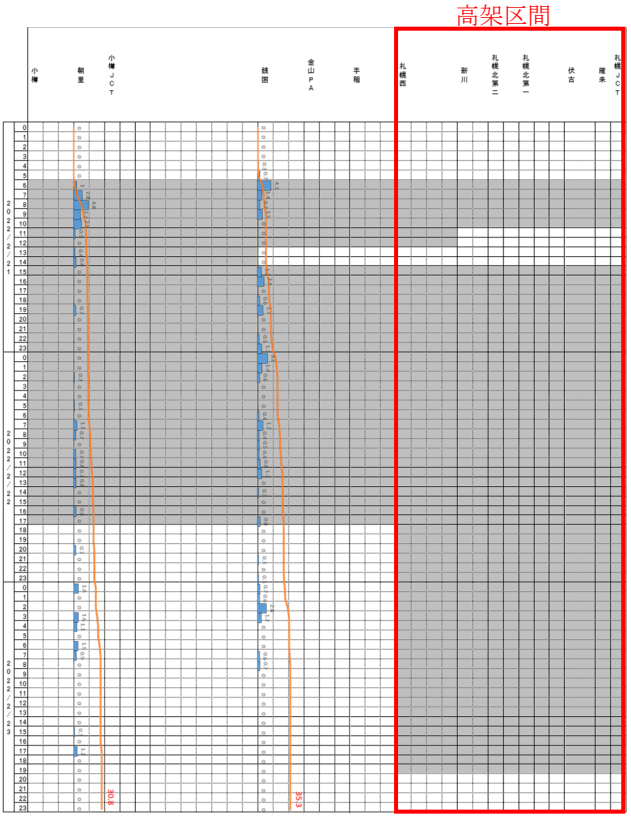

図９　札樽道（小樽 IC～札幌 JCT）における時間降雪量と通行止め時間

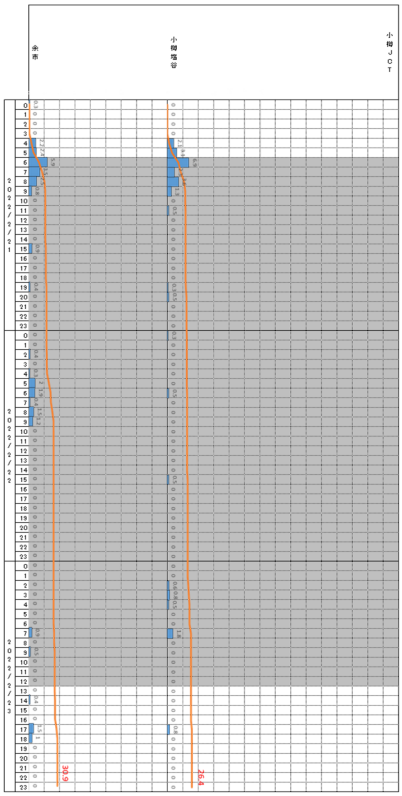

図１０　後志道（余市 IC～小樽 JCT）における時間降雪量と通行止め時間

３．冬期交通の確保に向けた取り組み

冬期交通の確保に向けて行った取り組みを報告する．

３．１　タイムラインの点検・確認

雪氷シーズンに入る前に数年に一度の猛吹雪が予想される際のタイムラインを点検・確認し，道路管理者間の連携を図り大規模な車両滞留回避に努めた．令和 3 年シーズンは実際にタイムラインに従い国･道･NEXCO で WEB 会議を行い，適宜お客様への除雪状況等を Twitter 等の SNS を用いて情報発信を行った（図１１）．

３．２　大雪に備えた排雪作業

大雪に備えて，札幌の高架区間において夜間通行止めを行い飽和した路肩の集中排雪を行った．今シーズンは令和 4 年 2 月 10 日から 8 日間連続で一般道への影響を考慮し，夜間（21 時～翌 5 時）に限った通行止めを実施した．この集中排雪では，ダンプトラックやロータリー除雪車を一時的に高架区間に集約し，集中的に排雪作業を行った．図１２が飽和した路肩の状況，図１３が夜間通行止め時の作業中の状況で，ロータリー除雪車が路肩の雪をダンプトラックに積み込み走行車線を確保する．

３．３　札幌市の道路排雪支援

観測史上最多の降雪を記録した札幌市より支援要請を受け，NEXCO からも一般道や住宅街の交通障害解消のため道路排雪作業を支援した．支援期間は令和 4 年 3 月 9 日から約 1 ヶ月間で，ダンプトラック 10 台の貸し出しを行った．

４．雪氷作業における ITS 技術の活用

NEXCO 東日本北海道支社では，今後労働力人口が低下していく状況下でも持続可能なように，ICT 技術を活用した雪氷作業の効率化を検討している．今シーズンは除雪車の遠隔操作の実験を行った．この実験は札幌 IC の操作卓から約 6km 離れた江別西 IC 雪捨て場および約 26km 離れた金山 PA 雪捨て場の除雪作業を、カメラ画像を通して遠隔操作するものである（図１５）．ロータリー除雪車の自動運転に続き，除雪車の遠隔操作についても実現に向けた取り組みを進めていく．

【参考文献】

1)　東日本高速道路株式会社北海道支社，2016：主な雪氷対策，白いハイウェイ Professional2016，5-8.

図１１　SNS を活用した情報提供

図１２　除雪より路肩が飽和した状況

図１３　夜間通行止め時の排雪作業

図１４　道路排雪作業の支援

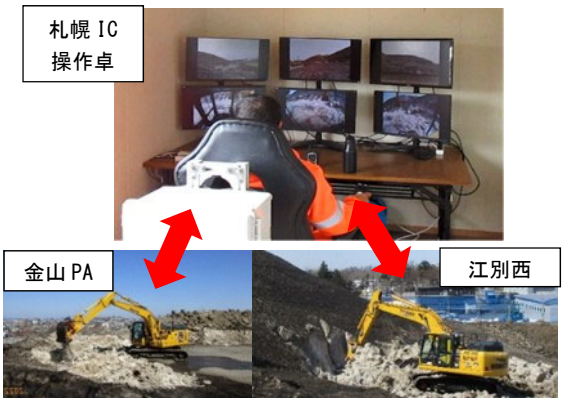

図１５　除雪車の遠隔操作実験

2021-2022 年冬期の札幌都市圏における大雪について（その５）

― 札幌市における大雪下での冬道転倒による救急搬送状況 ―

Pedestrian's Slip and Fall Accident in Sapporo during 2021-22 winter (Part 5)

永田 泰浩[1]，金田 安弘[1]
Yasuhiro Nagata[1], Yasuhiro Kaneda[1]
Corresponding author: nagata@decnet.or.jp (Y. Nagata)

大雪に見舞われた 2021 年度冬期の札幌市では，冬道での転倒による救急搬送者数が 2012 年度冬期に次いで 2 番目の多さとなり，2022 年 1 月と 2022 年 2 月は月の救急搬送者数の最多記録を更新した．救急搬送者データと気象データを分析した結果，2022 年 1 月は中旬に暖かい日が続き，その後冷え込んだこと，2 月は大雪によって歩きづらい路面が市内で多発したことが，救急搬送の多発に影響した可能性が考えられた．

1. はじめに

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．

2021 年度冬期（以後“12 月～3 月”を冬期とする）の札幌都市圏は大雪に見舞われ，特に 1 月から 2 月にかけて，度重なる降雪により車道や歩道の除雪作業が追いつかない状況となった．こうした大雪による影響を把握するため，札幌市消防局の冬道での転倒による救急搬送者データ（速報版）の分析を行った．

2. 2021 年度冬期の救急搬送状況の特徴

2021 年度冬期の札幌市における冬道での転倒による救急搬送者数は，速報データでも 1280 人を上回っており，2012 年度冬期の 1317 人に次いで 2 番目の多さとなった．図 1 には，詳細なデータが残る 1996 年度から 2021 年度までの 26 冬期の月別救急搬送者数を示した．2021 年度冬期の 2022 年 1 月と 2022 年 2 月は，それぞれの月救急搬送者が過去 26 冬期で最多となった．

2. 1. 2022 年 1 月の救急搬送の多発について

2022 年 1 月の日救急搬送者数と毎時の気温，降雪量の経過を図 2 に示した．1 月は 11 日から 17 日までの 7 日間，この時期としては珍しく，昼夜を問わず気温が 0℃以上となることが多かった．降雪も記録されており，湿った降雪があったと考えられる．一方，17 日の午後からは気温が急激に低下し，17 日から 21 日にかけては，朝夕の冷え込みが厳しかった．17 日から 20 日までは，毎日 30 人以上が救急搬送されており，4 日間で 148 人が救急搬送されていた．気温の高い状態が続いた後の急激な冷え込みにより，滑りやすい氷

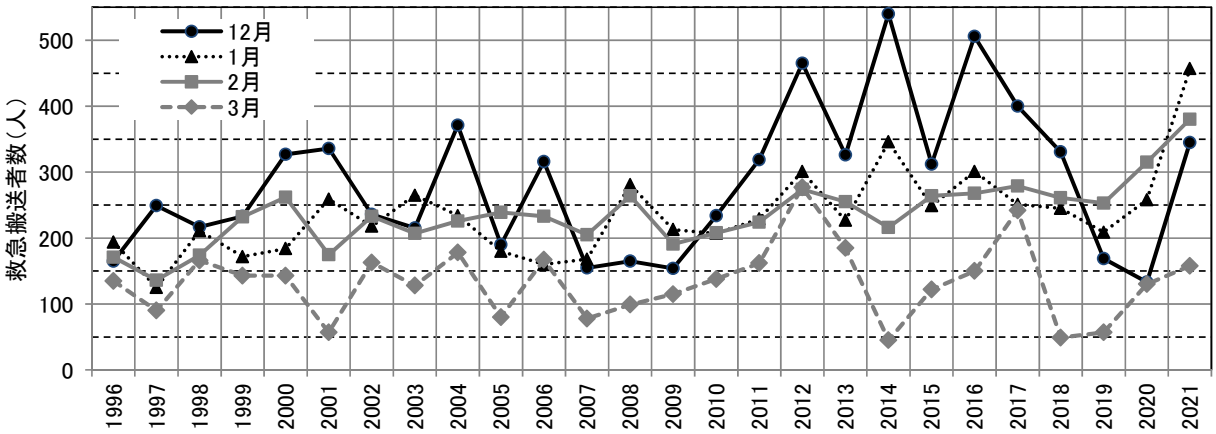

図 1　1996 年度冬期から 2021 年度冬期までの月別救急搬送者数

[1] 一般社団法人 北海道開発技術センター　Hokkaido Development Engineering Center

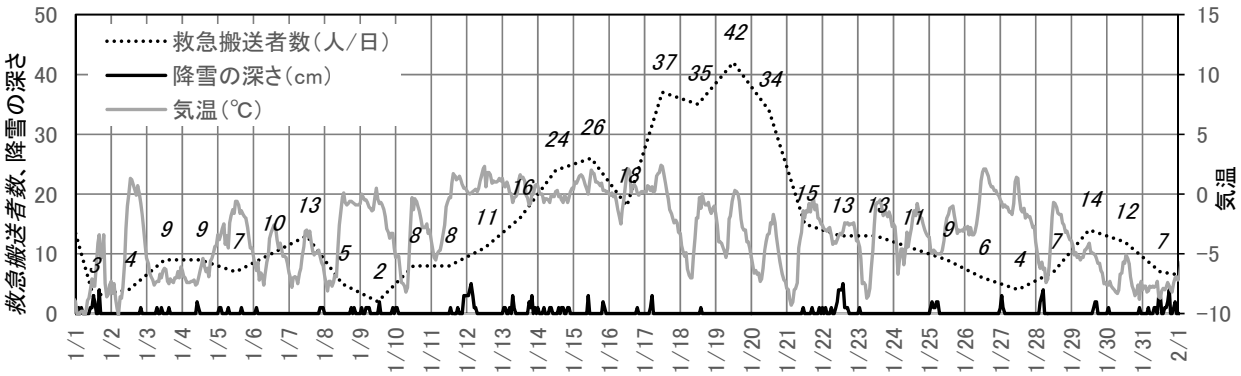

図２　2022 年１月の日救急搬送者数と気温および降雪の深さの経過

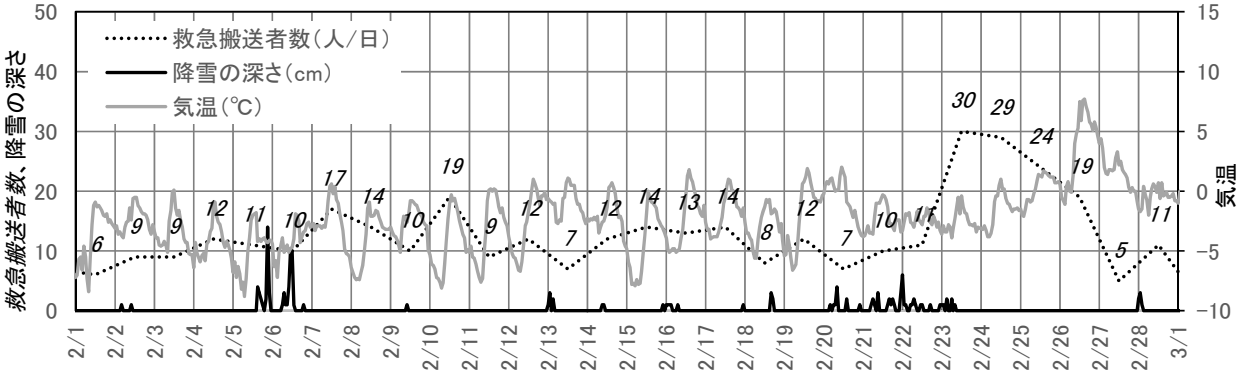

図３　2022 年２月の日救急搬送者数と気温および降雪の深さの経過

化した路面が発生したことが，救急搬送者多発の一因と考えられる．

2．2．2022 年 2 月の救急搬送の多発について

2022 年 2 月の日救急搬送者数と毎時の気温，降雪量の経過を図 3 に示した．2 月は 23 日が 30 人，24 日が 29 人，25 日が 24 人であったが，他に 20 人に達した日はなかった．市内の積雪量が 50cm 増加した 2 月 5 日～6 日の大雪時や大雪後も救急搬送者数はあまり増加していない．一方，図 2 に示した 1 月と比較すると，日救急搬送者数が一桁となった日が少ないことがわかった．

過去 26 冬期から，2022 年 2 月と同様に月の救急搬送者が 300～400 人に達した月を抽出し，1 ヵ月のうち日搬送者数が 10 人以上に達した日の割合を図 4 に示した．2022 年 2 月は 10 人以上の日の割合が 71%であり，過去にない頻度であった．2022 年 2 月は，極端に救急搬送者が多い日はなかったものの，2 月 6 日の大雪後は毎日のように 10 人以上が救急搬送されていた．歩道の凹凸や歩車道の段差が大量に発生し，除雪作業が追いつかない状況もあって，あちこちで歩きづらい路面が発生したことが影響した可能性がある．

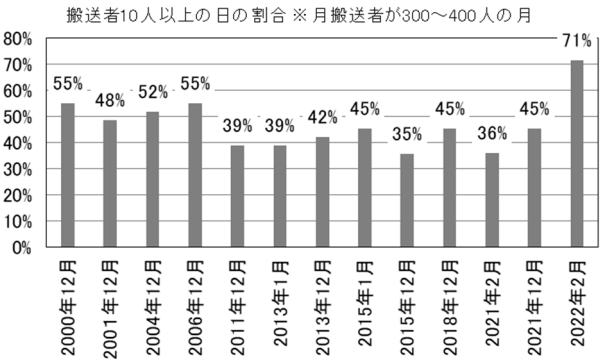

図４　救急搬送者が 10 名以上の日の割合

3．まとめ

2021 年度冬期は 1 月と 2 月の救急搬送者が過去 26 冬期で最多となった．1 月は中旬に暖かい日が続き，その後冷え込んだこと，2 月は大雪によって歩きづらい路面が市内で多発したことが，転倒による救急搬送の多発に影響したことが考えられる．今後は詳細データを用いて，地域別の救急搬送発生状況などの分析を予定している．

【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】

1)　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

2021-22 年冬期の札幌都市圏における大雪について（その 6）

-屋根雪事故の状況と住宅の屋根雪観測調査-

Heavy Snowfall and Snow Damage in the Sapporo Metropolitan Area during 2021-22 Winter (Part 6)
-A gasping of tendency of accidents related to snow roof and an observation of roof snow-

小西 信義[1]，千葉 隆弘[2]，堤 拓哉[3]，大川戸 貴浩[1]，金田 安弘[1]
Nobuyoshi Konishi[1]，Takahiro Chiba[2], Takuya Tsutsumi[3], Takahiro Okawado[1], Yasuhiro Kaneda[1]
Corresponding author: konishi@decnet.or.jp (N. Konishi)

大雪による建物被害はシーズン中から報道等で懸念されていた．実際に空き家のみならず使用中の住宅にも被害をもたらし，近年最多の被害となったという．一方，近年の道内の建築物は建築基準法施行令に則り十分な耐力をもち，雪下ろしは原則不要との見解に至っている．本調査は，建物被害が懸念されはじめた 2 月上旬に札幌市内の住宅等の屋根上及び近隣平地の積雪深や積雪密度等の観測を緊急的に行った調査結果を報告するとともに，今後の屋根雪下ろし事故軽減に向けた取組内容を検討する．

１．はじめに

１．１　調査背景

2021-22 年札幌都市圏では，大雪による建物被害が報道等で懸念されていた．実際，消防庁[1)]によると過去 5 カ年のうち，今冬はもっとも北海道全体で建物被害が多発した年であった（図 1）．

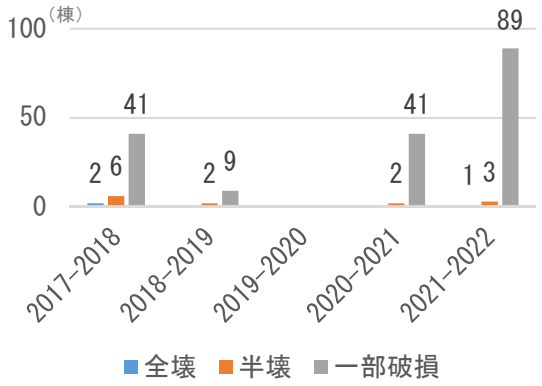

図 1　北海道における雪による建物被害状況

また，人身被害については死傷者が 300 名を上回り，2020-21 冬期と同水準で，かつ過去 12 か年において上位の死傷者数となった．事故原因の半数近くが，屋根転落とはしご転落からなる，いわゆる屋根雪下ろし関連事故であり，例年と同様の傾向を示した（図 2）．屋根雪下ろし関連事故は今や社会問題となっており，雪国に安全安心に住む上で大きな障害となっている．

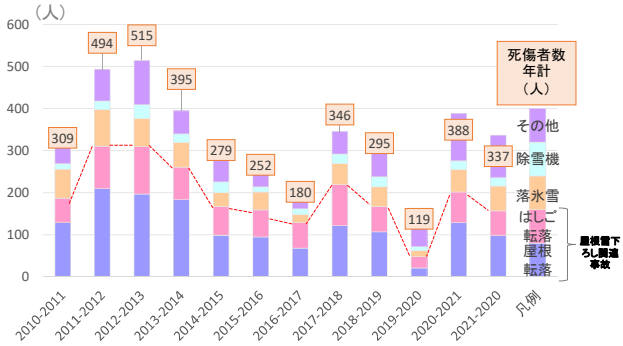

図 2　過去 12 カ年における
雪による人身被害状況[2)]

一方，これまで屋根雪下ろし事故の減少に向け，積雪荷重から見た屋根雪下ろしの判断基準（千葉・堤ら，2015）[3)]等，主に建築学・雪工学分野での研究が蓄積されている．これらの結果から，昨今の北海道における建築物は建築基準法に則り，積雪荷重に耐えられる充分な耐力を有し，倒壊等の恐れが無い限り屋根雪下ろしは不要との見解に至っている．つまり，北海道において，積雪荷重基準に則った建築物は屋根雪下ろしの必要性は低いはずでありながら，屋根雪下ろし事故が一向に減らないといった悪循環に陥っているのが現状と言える．

１．２　調査目的

本調査は，建物被害が懸念されはじめた 2 月上旬に，住宅上の積雪荷重の実態を把握することを

[1] 北海道開発技術センター　Hokkaido Development Engineering Center
[2] 北海道科学大学工学部建築学科　Department of Architecture, Faculty of Engineering, Hokkaido University of Science
[3] 北海道立総合研究機構 建築研究本部　Building Research Department, Hokkaido Research Organization

目的として緊急的に行った.

具体的には,札幌市内の日常的に利用されている住宅や車庫等の屋根上の積雪深や積雪密度の観測を行った. 加え, 比較対象として観測対象の近隣平地も同様に観測した.

また, 両地点での観測の結果を比較し, 今後の屋根雪下ろし事故軽減に向けた取組内容を検討した.

１．３　調査概要

観測調査は 2022 年 2 月 10 日及び 11 日の日中に行った. 両日は今冬の最深積雪深（133cm 観測点「札幌」）を記録した 2 月 6 日と二度目の積雪深のピークを迎えた 2 月 23 日の中日にあたり, 両日の日最大積雪深は, 2 月 10 日で 102cm, 11 日で 98cm であった.

次に,観測対象とした 6 棟の建物と 5 か所の近隣平地の概要を下表に示す.

表１　観測対象

2 月 10 日（木）		
住宅番号	建物	近隣平地
no. 1	無落雪屋根母屋（東区）	つどーむ内公園（東区）
no. 2	無落雪屋根母屋（北区）	屯田防風林（北区）
no. 3	附属施設の屋根（北区）	屯田・紅葉山通付近空き地（北区）
2 月 11 日（金）		
住宅番号	建物	近隣平地
no. 4	無落雪屋根母屋（厚別区）	上野幌公園（厚別区）
no. 5	車庫の屋根（東区）	－（つどーむのデータを共用）
no. 6	無落雪屋根母屋（北区）	新川ポプラ公園（北区）

具体的な観測方法としては, 上表の箇所で 3～4 点神室式スノーサンプラーで積雪を採取し, 各点の積雪量と採取した積雪の重量を計測した.

２．調査結果

以下観測結果を 6 棟ごとに示す.

《住宅番号　no.1》

住宅概要		
調査日	2 月 10 日（木）	
調査地	札幌市東区	
屋根形状	無落雪 M 型屋根母屋	
スノーダクト	有	
融雪機能	無	
階数	2 階家屋	
居住人数	1 人	
2 階の利用	日常的な利用は無し	
備考	元は三角屋根で, リフォームで無落雪屋根にした. そのため, 屋根裏の空間が広めとのこと.	
屋根雪平均	積雪深（cm）	107
	積雪密度（kg/m^3）	257
平地平均	積雪深（cm）	104
	積雪密度（kg/m^3）	263

住宅番号 no.1 については, 屋根雪の方が近隣平地より積雪が深かったが, 密度は小さかった.

《住宅番号　no.2》

住宅概要		
調査日	2 月 10 日（木）	
調査地	札幌市北区	
屋根形状	無落雪 M 型屋根母屋	
スノーダクト	無し	
融雪機能	無	
階数	2 階家屋	
居住人数	ひとり暮らし	
2 階の利用	日常的な利用は無し	
備考	特になし	
屋根雪平均	積雪深（cm）	92
	積雪密度（kg/m^3）	262
平地平均	積雪深（cm）	93
	積雪密度（kg/m^3）	255

住宅番号 no.2 については, 近隣平地と屋根雪で積雪は同じ深さであったが, 密度は屋根雪のほうが大きかった.

《住宅番号　no.3》

住宅概要		
調査日	2 月 10 日（木）	
調査地	札幌市北区	
屋根形状	附属屋根	
スノーダクト	無	
融雪機能	有	
階数	2 階家屋	
居住人数	–	
2 階の利用	–	
備考	風呂として利用，屋根底面に融雪装置あり・冬期間継続利用（電気代は１万円程度／月），母屋から落雪することはない.	
屋根雪平均	積雪深（cm）	116
	積雪密度（kg/m^3）	271
平地平均	積雪深（cm）	144
	積雪密度（kg/m^3）	280

住宅番号 no.3 については，近隣平地の方が屋根雪より積雪量も深く，密度も大きかった．積雪量の違いは，屋根の融雪装置の働きによるところが大きいと思われる．

《住宅番号　no.4》

住宅概要		
調査日	2 月 11 日（金）	
調査地	札幌市厚別区	
屋根形状	無落雪 M 型屋根母屋	
スノーダクト	有	
融雪機能	無	
階数	2 階家屋	
居住人数	2 名	
2 階の利用	日常的に使用	
備考	特になし	
屋根雪平均	積雪深（cm）	75
	積雪密度（kg/m^3）	225
平地平均	積雪深（cm）	120
	積雪密度（kg/m^3）	274

住宅番号 no.4 については，近隣平地と比べ屋根雪の差が 0.5m あり，他地点と比べ積雪密度も大きな開きがあった．家屋 2 階部分の利用頻度が高いことから家屋の暖気が融雪を進め，かつ，M 型屋根勾配面の上側の積雪を採取したことから，風に吹き払われる影響に加え，積雪の斜面方向への滑りの影響があったと考えられる．

《住宅番号　no.5》

住宅概要		
調査日	2 月 11 日（金）	
調査地	札幌市東区	
屋根形状	車庫	
スノーダクト	無	
融雪機能	無	
階数	–	
居住人数	–	
2 階の利用	–	
備考	特になし	
屋根雪平均	積雪深（cm）	106
	積雪密度（kg/m^3）	246
平地平均	積雪深（cm）	104
	積雪密度（kg/m^3）	263

住宅番号 no.5 については，屋根雪の方が近隣平地より積雪が深かったが，密度は小さかった．

《住宅番号　no.6》

住宅概要		
調査日	2 月 11 日（金）	
調査地	札幌市北区	
屋根形状	車庫（無落雪）	母屋（無落雪）
スノーダクト	無	無
融雪機能	無	無
階数	–	2 階家屋
居住人数	–	未確認
2 階の利用	–	未確認
備考	落雪しづらい葺材を使用	
車庫屋根雪平均	積雪深（cm）	113
	積雪密度（kg/m^3）	265
母屋平均	積雪深（cm）	89
	積雪密度（kg/m^3）	254
平地平均	積雪深（cm）	115
	積雪密度（kg/m^3）	278

住宅番号 no.6 については，近隣平地より母屋・車庫ともに積雪深は浅く，密度も小さかった．車庫の方が母屋より積雪深が深く，密度も大きかっ

たのは，高低差の違いが影響していると考えられる．車庫と母屋で積雪深が最も深くなる箇所が南北逆となった．

３．調査結果のまとめ

観測調査の結果，屋根雪の積雪深は，平地のそれよりも同程度かもしくは小さい箇所が大半であったことから，屋根雪に登らずとも，平地の積雪深を見ることで屋根に積もっている雪量を推定できそうだということがわかった．

母屋に比べ相対的に付属施設・車庫の方が積雪深と密度が大きかったのは，母屋に比べ車庫・付属施設の屋根の高さが低いことが影響していると考えられる．

観測時点の屋根雪の積雪深は札幌市が定める垂直積雪量よりもまだ余力があり，積雪密度も225～280kg/m^3 程度と建築基準法で定めるところの雪密度より小さく，　居住している住宅については，深さ・密度ともに“観測時点においては”まだ余力があったと考えられ，平年の積雪であれば屋根雪下ろしは不要だという見解を十分に支持できるとともに，建築学・雪工学分野の先行研究を支持する結果が得られた（図 3）．

一方，付属施設・車庫の耐力が母屋に比べ相対的に低い場合もあり，注意が必要である．実際，空き家や車庫・物置の倒壊事例も例年に比べ頻発したことについては，室内が冷却され融雪量が少なくなったことや母屋よりも低層のため雪がたまりやすくなったことにより，屋根の積雪量が多くなったことが要因と考えらえるが確証はない．今後，不要不急の屋根雪下ろしを一般市民が回避できるよう，現在供用されている住宅の屋根雪の実態を簡易的に把握する調査方法を検討したり，その調査結果を正しく周知し，「不要不急の屋根雪下ろしはしない」といった適切な行動をとることができる仕組みづくりが急務と言える．また，空き家や車庫などの建物についての積雪量調査の拡大実施も検討する．

【謝辞】

本調査にご協力いただいた住民の方々に御礼申し上げます．

【参考文献】

1) 消防庁応急対策室，今冬の雪による被害状況等，UR https//www.fdma.go.jp/disaster/info/items/8b2db6893af4d269929dd440d8060d372bfa8839.pdf（2022 年 6 月 30 日閲覧）
2) 北海道総務部危機対策局危機対策課，雪による被害，UR https//www.pref.hokkaido.g.jp/sm/ktk/bsb/yukihigaizyoukyou.htm（2022 年 6 月 30 日閲覧）
3) 千葉 隆弘，苫米地 司，高橋 徹，堤 拓哉，2015：「北海道で発生した雪による人身被害と雪害対策に関する研究-大雪時における除雪状況の実態と人的被害関数に基づく雪害対応能力の分析-」，日本建築学会構造系論文集，**80** (708)，197-206.

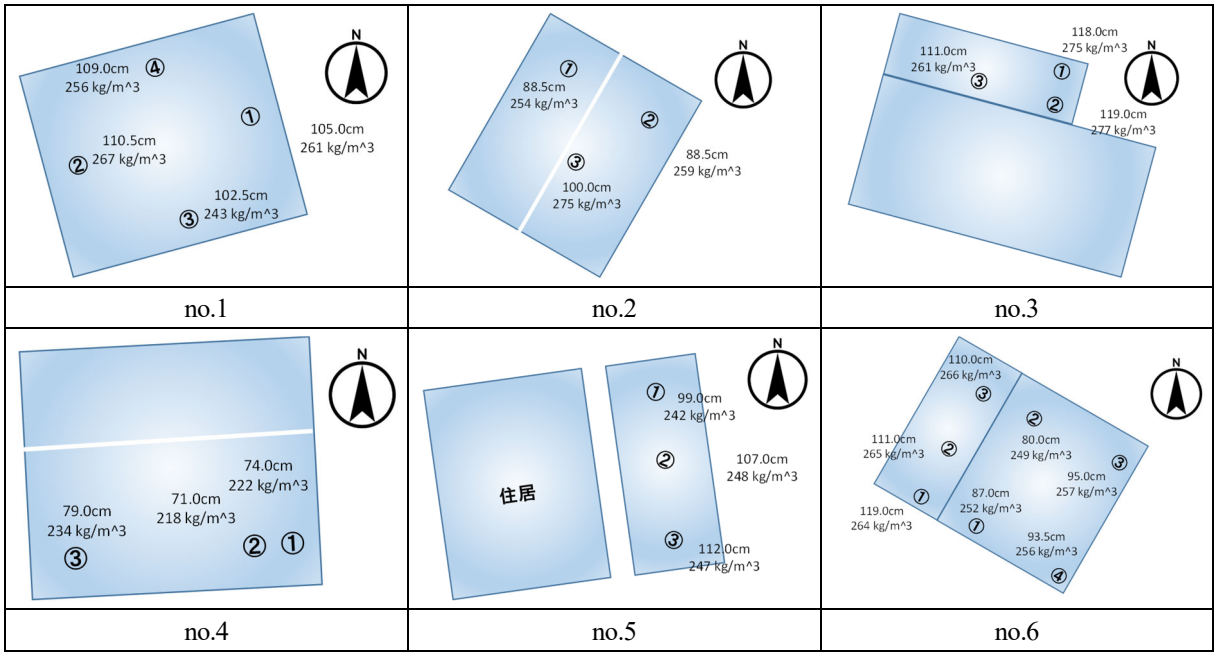

図３　観測した住宅の上面図と観測点ごとの積雪量（cm）と積雪密度（kg/m^3）

グリーンランド北西部カナック氷帽における 2012–2021 年の表面質量収支

Surface mass balance of Qaanaaq Ice Cap in northwestern Greenland from 2012 to 2021

渡邊 果歩[1,2]，近藤 研[1,2]，杉山 慎[1]
Kaho Watanabe[1,2], Ken Kondo[1,2], Shin Sugiyama[1]
Corresponding author: wtnbkh@lowtem.hokudai.ac.jp (K. Watanabe)

To investigate the mass change of Greenland's peripheral glaciers and ice caps, we have conducted surface mass balance measurement on Qaanaaq Ice Cap in northwestern Greenland since 2012. The mean specific mass balance of the ice cap from 2012 to 2021 was −3.38 ± 0.21 m w.e. The most negative mass balance was observed in the balance year 2014/15, a period characterized by relatively small accumulation (70% of its average for the whole period). On the other hand, the most positive mass balance was observed in 2017/18, which can be attributed to relatively cold summer (positive degree-day sums was 32% of its average for the whole period).

１．はじめに

グリーンランドの周縁部には，氷床とは独立した氷河氷帽が数多く存在する．それらの質量減少は，2000–2019 年において世界中で損失した氷の質量の 13%を占めており [1]，海面上昇に大きく寄与している．しかし，グリーンランド北部に代表されるアクセスが悪い地域では現地調査の報告は少なく，氷河氷帽変動の空間的・時間的変動の詳細は理解が遅れている．そこで我々は，北西部のカナック氷帽で 2012 年から継続的に質量収支の観測を行っている [2]．本研究では，2012–2021 年の観測データを解析し，カナック氷帽の質量収支とその変動の原因を明らかにすることを目的とする．

２．研究対象地

カナック氷帽（77° 28′ N, 69° 14′ W）はグリーンランド北西部に位置し，その面積は 268 km^2，標高は 27–1128 m である（図 1a）．2007–2009 年における氷帽の表面標高変化速度は−1.8 ± 0.1 m a^{-1} であり，カナック氷帽周辺の氷河氷帽の中で最大の標高低下速度であった [3]．氷帽から南西へ溢流するカナック氷河は，約 600 人が暮らすカナック村の北側に位置しており（図 1b），2012 年以降表面質量収支を中心としたモニタリング観測が継続して行われている [2, 4]．この氷河からの流出河川では 2015 年と 2016 年に洪水被害が生じている．その後の研究の結果，氷河の急激な融解と豪雨が洪水の原因として示され，4 ℃の気温上昇によって流出量が 3 倍に増加すると推定された [5]．

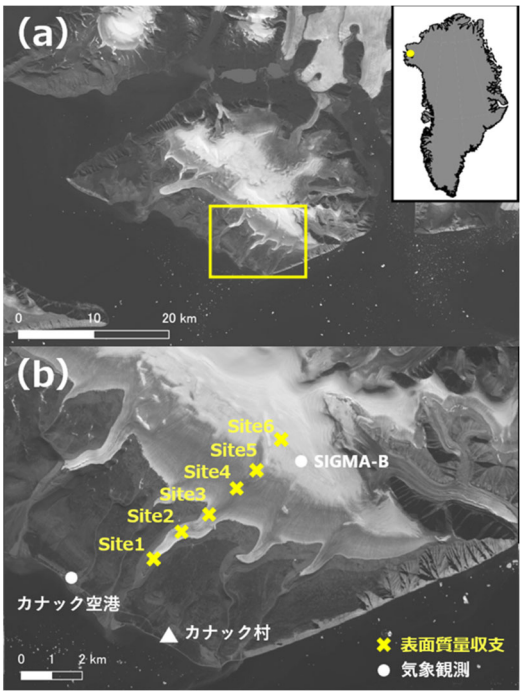

図 1　(a) カナック氷帽の衛星画像（Landsat 8, 2020 年 7 月 25 日撮影）．黄色枠は (b) の範囲を示す．(b) カナック氷河における表面質量収支（×）および気象観測地点（●）．

[1] 北海道大学　低温科学研究所
[2] 北海道大学　環境科学院
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

３．研究手法

３．１　表面質量収支

カナック氷河上の 6 地点（243–968 m a.s.l.）に観測サイトを設け，表面質量収支の測定を行った（図 1b）．サイト毎に長さ 2 m，直径 35 mm のアルミポールを氷内に埋設し，毎年夏期に氷から突き出したポールの長さを測定し，それらの比較から各地点での年間融解量を算出した．積雪がある場合には密度サンプラーを用いて積雪密度を測定し積雪水当量を算出した．このように測定した年間融解・積雪水当量から，2012 年から 2021 年の年間表面質量収支を求めた．本研究では 7 月末から 8 月上旬を質量収支年の区切りとした（表 1）．

人工衛星画像（Landsat 8，解像度 15 m）を用いて，氷帽の周縁を GIS ソフトウェア（QGIS）上で描画し，その領域内で数値標高モデル（ArcticDEM, 解像度 32 m）を解析して氷帽面積の標高分布を得た．上記測定で得られた表面質量収支の標高依存性を全域に適用し，面積標高分布から氷帽全体の表面質量収支を推定した．このとき，観測データの無い高標高域（968 m 以上）と低標高域（243 m 以下）には，直近の観測値または質量収支勾配の外挿値を極端値として与え，両者の差を誤差幅とした．

表 1　表面質量収支の観測期間

質量収支年（開始年/終了年）	期間（年/月/日）	
	開始日	終了日
2012/13	2012/07/29	2013/08/04
2013/14	2013/08/04	2014/08/03
2014/15	2014/08/03	2015/07/30
2015/16	2015/07/30	2016/07/31
2016/17	2016/07/31	2017/08/02
2017/18	2017/08/02	2018/07/31
2018/19	2018/07/31	2019/08/03
2019/20	2019/08/03	2020/06/26
2020/21	2020/06/26	2021/08/02

３．２　気象データ

カナック村から北西方向に 3.5 km 離れたカナック空港（16 m a.s.l.）および氷帽の平衡線付近に位置する SIGMA-B（944 m a.s.l.）[6]において観測された気象データを用いた（図 1 b）．それぞれの地点で観測された気温データから日平均気温を算出し，各質量収支年における積算暖度を計算した．また，SIGMA-B において観測された積雪表面高度から日平均値を求めて，前日から高度が上昇している場合に積雪があったとみなし，高度の変化量を積算することで各質量収支年における涵養量を推定した．積雪密度は，北極域における先行研究より，新雪密度に相当する 120 ± 50 kg m^{-3} を仮定した [7]．

３．３　領域気候モデル

RACMO2（Regional Atmospheric Climate Model）は ERA-Interim 再解析データを入力とする極域気候モデルである [8]．本研究では，RACMO2 によって算出された表面質量収支（解像度 1 km，3 時間値）をカナック氷河の観測サイトに対して内挿し，質量収支年で積算して年間表面質量収支の推定値を得た．また，氷帽の領域内のモデル推定値を質量収支年で積算することで，カナック氷帽全域の平均表面質量収支の推定値を得た．

４．結果

４．１　カナック氷河の表面質量収支

図 2 にカナック氷河における表面質量収支の観測値を示す．各年の質量収支は概ねよく似た標高依存性を示し，各標高での値は約 2 m w.e. a^{-1} の幅で大きな年々変動を示した．年間表面質量収支の平均値はサイト 2 で−1.77 m w.e. a^{-1} の最小値，サイト 6 で 0.18 m w.e. a^{-1} の最大値を取り，質量収支が氷河全域で負の年ほど，サイト 2 で質量収支が極少値を取る傾向が見られた．

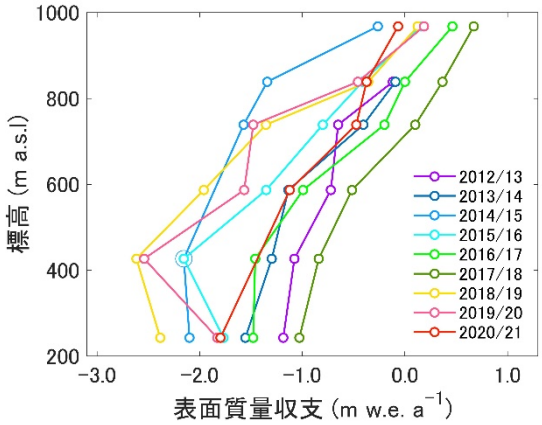

図 2　2012/13-2020/21 におけるカナック氷河の表面質量収支

４．２　カナック氷帽の質量変化

カナック氷帽全域では，2012–2021 年にかけて，−3.46 ± 0.21 m w.e.の質量変化が見積もられた（図 3）．特に 2014/15 年に最小の質量収支（−1.08 ± 0.04 m w.e.）を取り，一方で 2017/18 年に唯一正の質量収支（0.24 ± 0.01 m w.e.）が観測された．

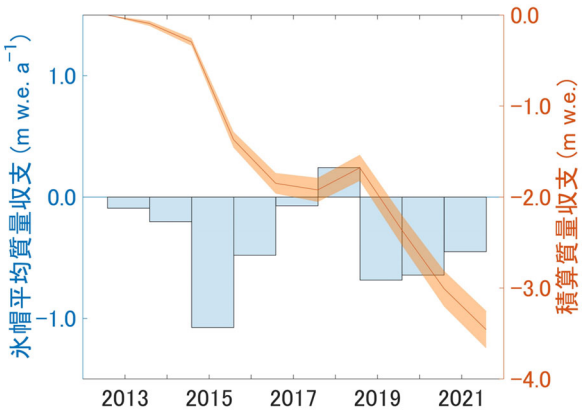

図 3　2012/13-2020/21 年における，カナック氷帽全域の平均表面質量収支（棒，左軸）およびその積算値（実線，右軸，シェードは誤差幅を示す）．

５．考察

５．１　気象と表面質量収支との関係

2014/15 および 2017/18 年に最小・最大の質量収支をとった要因を考察するため，気象データと比較した．最も負の質量収支を示した 2014/15 年の積算暖度は，SIGMA-B サイトでは観測全期間の平均値よりも 38%大きかった一方，カナック空港では平均値よりも 7%小さかった（図 4）．すなわち，夏期の高温によって融解が著しく進んだとは考え難い．対して，SIGMA-B サイトにおける同年の涵養量は，全期間平均値の 70%と顕著に小さい．したがって，この年に観測された顕著な負の質量収支には，例年と比べて顕著に少ない涵養量がより重要な役割を果たしたと推定される．一方，唯一正の質量収支を示した 2017/18 年の積算暖度は，カナック空港，SIGMA-B サイト（それぞれ全期間平均の 69%，32%）ともに顕著に小さい（図 4）．したがって，夏期の融解が抑制された結果，質量収支が正になったと考えられる．

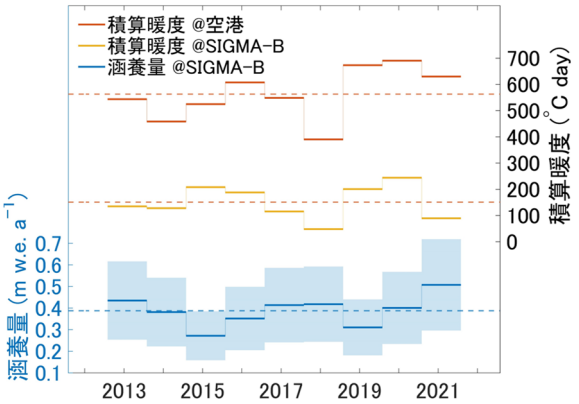

図 4　2012/13-2020/21 年における，SIGMA-B での涵養量（青，左軸，シェードは誤差幅を示す），SIGMA-B（赤）とカナック空港（黄）での積算暖度（右軸）．点線は全観測期間の平均値を示す．

５．２　領域気候モデルとの比較

次に，領域気候モデル RACMO2 によって算出された表面質量収支との比較を行った（図 5）．特に高標高域では観測データ（図 2）と概ね良く似た質量収支勾配を示したが，すべての質量収支年において観測データよりも正の値を示した（図 6）．また，9 年間の質量変動は 0.14 m w.e.と正の値となり，観測値よりも 3.58 ± 0.21 m w.e 過大評価となった．複数の領域気候モデルをグリーンランド各地域で比較した先行研究では，RACMO2 は特に北西部において他の領域気候モデルよりも正の表面質量収支を推定することが示唆されている [9]，本研究で確認された質量収支を過大評価する傾向は，この先行研究と整合的である．

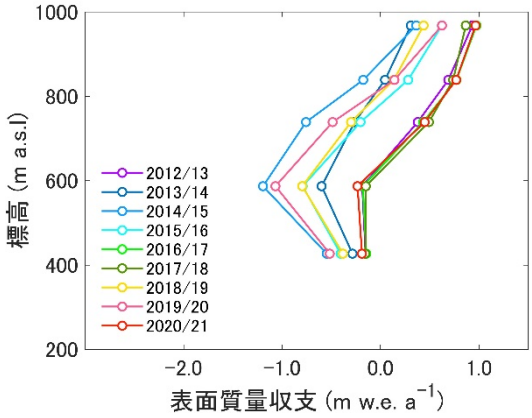

図 5　RACMO2 の質量収支データを内挿して得られた，2012/13-2020/21 年におけるカナック氷河観測サイトでの表面質量収支．

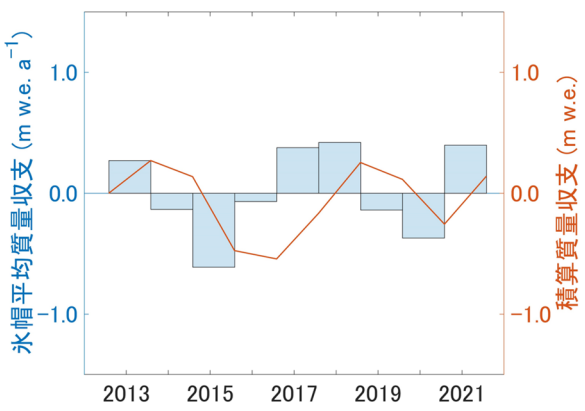

図 6　RACMO2 の質量収支データに基づいて算出した，2012/13-2020/21 におけるカナック氷帽全域の平均表面質量収支（棒，左軸）およびその積算値（実線，右軸）.

６．まとめと今後の展望

グリーンランド北西部に位置するカナック氷河において，2012–2021 年に表面質量収支を観測した. 観測されたデータを解析して年々の質量変動を定量化し, 気象データおよび領域気候モデルによる推定値との比較を行った. その結果，カナック氷帽では 9 年間で−3.46 ± 0.20 m w.e.の質量減少が生じ，2014/15 年に最も負の質量収支（−1.08 ± 0.04 m w.e.），2017/18 年に唯一正の質量収支（0.24 ± 0.01 m w.e.）を示した．質量収支の年々変動を, 積算暖度と涵養量と合わせて考察した結果, 年によって表面質量収支に対する気温と涵養量の寄与が異なることが確認された. さらに, 領域気候モデル RACMO2 の推定値との比較から, 数値モデルの結果が質量収支を大きく過大評価することが明らかになった（9 年間の積算値で観測値に対して 3.58 ± 0.21 m w.e.の過大評価）．本研究の結果は, グリーンランドにおける氷河氷帽の変動に関して, 数少ない正確な長期データを提供するものである. またカナック氷帽における質量変動のメカニズムと, 領域気候モデルによる推定値の不確実性について示唆を与えるものである.

【謝辞】

本研究は，GRENE 北極気候変動研究事業，ArCS 北極域研究推進プロジェクト，ArCS II北極域研究加速プロジェクトの下で実施した．2012–2019 年の現地観測メンバー, および 2020 年, 2021 年の現地観測に協力いただいた, グリーンランド調査所の Kirsty Langle 氏, デンマーク気象研究所の Andrea Gierisch 氏，カナック村の Mikael 氏, Masaitsiaq 氏に謝意を表する．なお SIGMA-B での気象観測は, 環境省地球環境保全試験研究費の助成を受けた.

【参考・引用文献】

1) IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press.
2) Sugiyama et al., 2014: Initial field observations on Qaanaaq ice cap, northwestern Greenland, *Annals of Glaciology,* **55**(66), 25-33.
3) Saito et al., 2016: Surface elevation change on ice caps in the Qaanaaq region, northwestern Greenland, *Polar Science*, **10**(3), 239-248.
4) Tsutaki et al., 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.
5) Kondo et al., 2021: Flood events caused by discharge from Qaanaaq Glacier, northwestern Greenland, *Journal of Glaciology*, **67**(263), 500-510.
6) Aoki et al., 2014: Field activities of the “Snow Impurity and Glacial Microbe effects on abrupt warming in the Arctic” (SIGMA) Project in Greenland in 2011–2013, *Bulletin of Glaciological Research*, **32**, 3-20.
7) Jones et al., 2001: Snow ecology: an interdisciplinary examination of snow-covered eco-systems. *Cambridge University Press,* 48–49.
8) Noël et al., 2018: Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using racmo2 – part 1: Greenland (1958–2016), *The Cryosphere*, **12**(3), 811-831.
9) Vernon et al., 2013: Surface mass balance model intercomparison for the Greenland ice sheet, *The Cryosphere*, **7**, 599-614.

南極ラングホブデ氷河における 2021/22 年の熱水掘削

Hot-water drilling at Langhovde Glacier in Antarctica in 2021/22

杉山 慎[1]，近藤 研[1,2]，箕輪 昌紘[1]
Shin Sugiyama[1], Ken Kondo[1,2], Masahiro Minowa[1]
Corresponding author: sugishin@lowtem.hokudai.ac.jp (S. Sugiyama)

南極沿岸部における氷河の底面環境は，氷床ダイナミクスと氷床－海洋相互作用を理解する上で重要である．しかしながら，厚い氷の下での直接観測は困難で，南極における報告例は非常に少ない．そこで掘削孔を使った氷底観測を目的として，2021 年 12 月から翌年 1 月にかけて南極ラングホブデ氷河にて熱水掘削と観測を行った．接地線の上流側と下流側合わせて 3 か所で 5 回の掘削を行い，総延長 2220 m の縦孔を掘ることに成功した．この掘削孔を用いて氷河底面での観測を実施した結果，氷河表面の融解水が底面まで流入していることを示すデータを得た．また氷河底面水圧は海洋潮汐に同期した変動を示し，氷底と海洋が水理的に接続していることが明らかになった．また掘削孔にビデオカメラを挿入して観察したところ，土砂を含んだ底面付近の氷の様子や，接地線のごく近傍にも生態系が存在することが確認された．これらの結果は，南極の溢流氷河底面の水理水文環境と，棚氷下生態系に新しい知見を与えるものである．

１．はじめに

南極氷床の沿岸に分布する溢流氷河は，その底面で生じる速い流れで氷を海洋へと流出し，氷床変動に大きな役割を果たしている．また氷河の末端部に形成される棚氷では，その底面融解と融解水が海洋に与える影響が氷床と海洋の重要な相互作用として注目を浴びている．従って氷河底面環境の理解は，氷のダイナミクスと氷床－海洋相互作用を考える上で重要である．

このような背景の下で筆者らは，東南極に位置するラングホブデ氷河で，熱水掘削による観測を行ってきた．2011/12 年にはこの氷河で初めての全層掘削を行い，接地線近傍で棚氷下の海洋観測に成功した[1,2]．2017/18 年には接地線から下流側の広範囲で掘削を行い，棚氷下全域の海水構造と循環を明らかにしている[3,4]．

これらの取り組みも含めて，棚氷下の観測は南極各地でいくつか報告されている．しかしながら，接地線より上流側での掘削は例が少なく，氷河底面の水理水文環境や底面流動について，その場観測はほとんど行われていない．そこで 2021/22 年には接地線の上流側，氷が接地する地域での掘削を目指して活動を行った．

２．研究対象地

ラングホブデ氷河は昭和基地の南方約 20 km（69°12'S, 39°48'E），氷床からリュツォ・ホルム湾に流入する溢流氷河である（図 1）．氷河末端部は幅約 3 km，厚さ約 230 m，流動速度は年間約 120 m a^{-1}，比較的小規模ながら南極沿岸に見られる典型的な溢流氷河といえる[5]．末端から 2–3 km 上流まで棚氷を形成しているが，接地線の位置は定かでなく，地形の影響を受けて複雑に入り組んでいると予想される．過去には筆者らが実

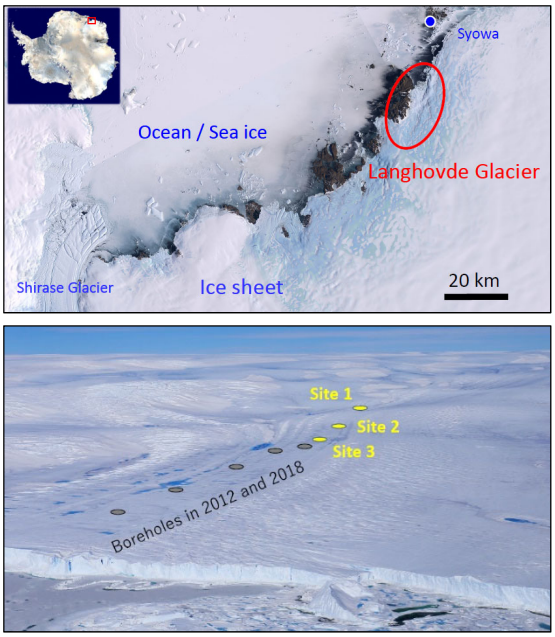

図 1　（上）南極昭和基地周辺の研究対象地．（下）ラングホブデ氷河の末端部を内陸側に望む（2021 年 12 月 14 日撮影）．2021/22 年の掘削地点を Site 1-Site 3 で示す．

[1] 北海道大学　低温科学研究所
[2] 北海道大学　環境科学院
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

施した研究観測の他 [1–6]，人工衛星データによる氷河上湖の観測が報告されている [7]．

過去 2 回の観測では，末端から約 3 km までの棚氷域で掘削を行っている．本研究ではこれまでよりも上流側，末端から 3–4 km の範囲において 3 か所（図 1 下の第 1–3 掘削地点）で掘削を実施した．2021 年 12 月 16 日にリュッツォ・ホルム湾に停泊した砕氷船しらせから CH-101 型ヘリコプターで氷河脇のキャンプに入り．氷河上の偵察期間を経て 12 月 22 日に氷河上に機材と人員を移動，その後 1 月 28 日に昭和基地に撤収するまで，約 6 週間の野外活動を行った．

３．研究手法

３．１　熱水掘削

掘削には北海道大学低温科学研究所で開発した熱水掘削システムを使用した（図 2）．ラングホブデ氷河の他，スイス，パタゴニア，南極半島の氷河で運用実績を持つ装置である．このシステムは，高圧熱水装置（Kärcher HDS1000）から発生する熱水を内径 0.5 インチの高圧ホースに導き，長さ 3 m の金属パイプ先端にとりつけたノズルから熱水ジェットを生成する．今回の掘削では熱水装置 3 台を組み合わせて，直径 3.6 mm のノズルから 80–90℃の熱水を毎分 30 リットルで噴出した．高圧熱水装置には，高圧ポンプとコイル式ヒータそれぞれに軽油とガソリンを使用する．装置 3 台を稼働した際の燃料消費量は，1 時間あたり軽油 18.5 リットル，ガソリン 6.1 リットルであった．氷河上ではスノーモービルとソリを使って装置を輸送して，3 地点での掘削を実施した．

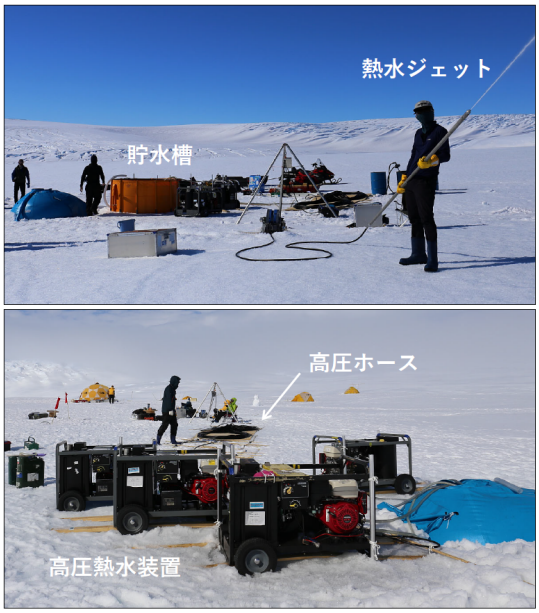

図２　氷河で使用した熱水掘削システム

３．２　掘削孔を使った観測

掘削孔を使って氷河底面と内部，棚氷下の観測を行った．掘削孔底部では，振動弦式の水圧センサ（Geokon 社製，M4500SH）を設置して底面水圧を測定した．また加速度計と水圧・温度センサを封入した測器を新たに開発し，氷河底面で氷の滑りを観測した [8]．また氷河底面から 0, 25, 50, 100, 200, 300, 400 m の位置にサーミスタ（Geokon 社製，M3810-2）を設置して氷温を測定した．さらに深度 2 m と 200 m には，地震計（Lennartz 社製，LE-3D）と方位傾斜計を内蔵した装置を設置した．その他，耐圧容器に封入したビデオカメラ（HX-A1H）をケブラーロープで吊り下げて孔内を観察した他，水温・塩分・深度プロファイラー（IDRONAUT 社製，OceanSeven304）を使って孔内と棚氷下の水質特性を測定した．

４．結果

４．１　第 1 掘削地点

活動期間中に 3 地点で 5 回の掘削を行い，深さ 200–551 m，総長 2220 m に及ぶ掘削に成功した．掘削装置の稼働時間は 68.7 時間，再掘削等の時間を除いた実質的な掘削時間は 60.3 時間，平均掘削速度は毎時 40 m hr^{-1} であった（図 3）．

第 1 掘削地点では，12 月 24 日に 200 m の掘削を行って地震計を設置した後，1 月 6 日にかけて 551 m の全層掘削を 2 回実施した．孔内では，底面に近づくにつれて氷中に堆積物が増える様子が観察された．氷河底面には堆積物が存在するものの，その層厚は比較的薄い様子である．また約 500 m の深さを掘削中に孔内の水位が急激に低下した．カメラによる孔内の観察では，概ね同じ

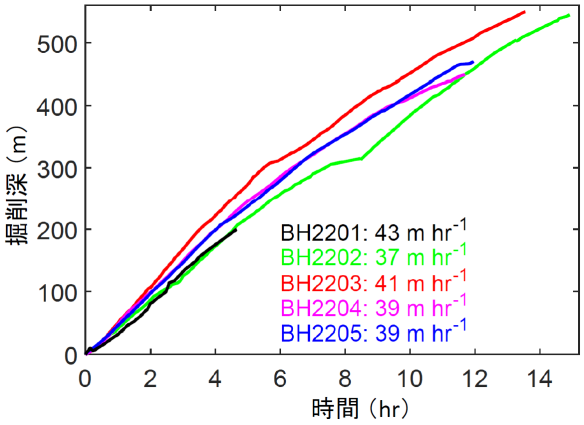

図３　熱水掘削の深さと要した時間

表１　各掘削地点における氷厚，表面標高，海底標高

掘削地点	第 1 掘削地点	第 2 掘削地点	第 3 掘削地点
掘削孔	BH2203	BH2204	BH2205
掘削日	2022/01/06	2022/01/14	2022/01/22-23
氷厚（m）	551	455	478
表面標高（m a.s.l）	115.2	61.1	79.4
海底標高（m a.s.l）	−436	−394	−399

深さに氷の割れ目が観測され，これが水路となって氷河底面へと排水したとみられる．

底面に達する掘削孔 2 本にはそれぞれ，底面滑り観測測器，および水圧計とサーミスターを設置した．これらの測器によって測定された底面水圧は，氷の上載荷重に対して 80%以上に達しており，顕著な時間変動を示した．特に 1 月 2–4 日には水位に換算して 20 m の圧力上昇がみられた．この時期に氷河上では，降雨と融解水がクレバスに流れ込む様子が観察されており，氷河表面の水が底面まで達していたと推定される．また 1 月 14 日以降は振幅 1–2 m の周期的な圧力変動を示し，昭和基地で測定された潮汐と同期していることが確認された．すなわち，氷河底面が海洋と水理的に接続していることが明らかとなった．

４．２　第 2 および第 3 掘削地点

1 月 14 日に掘削した第 2 掘削地点では，厚さ 455 m の氷の下に約 5 m の海水層，1 月 22–23 日に掘削した第 3 掘削地点では厚さ 478 m の氷の下に 2 m の海水層がそれぞれ確認された（表 1）．これらの地点は平坦な氷河末端部に対して，内陸に向けて表面が傾斜しており，氷は接地しているものと推定していた．実際のところ，海水面下の氷に作用する浮力は氷に加わる重力よりも顕著に小さく，静水圧平衡を満たしていない．すなわち，周辺の氷との力学的な相互作用の結果として，海底から”持ち上げられている”と考えられる．

第 3 掘削地点で掘削孔にビデオカメラを挿入したところ，氷河下の深さ 2 m の海底に生物が見出された．枝をもったサンゴ状の生物や，イソギンチャクと思われる色鮮やかな生物が，海底堆積物や岩の上に付着しており，接地線のごく近傍まで生態系が広がっていることを示している．近年南極の各地で報告されている棚氷下の生態系に関して[9]，新しい事例を与えるものである．

また底生生物が豊富に生息している状況から，棚氷の接地線のごく近傍では，土砂の堆積速度は遅いと推測される．海水温度は凍結温度に近く，これまでに棚氷のより海に近い地点で測定された水温よりも低い．すなわち，この地点までは海洋の熱が届かず，棚氷底面の融解が比較的遅いことが示唆された．

５．まとめ

本研究では南極ラングホブデ氷河において，接地線上流側，および接地線に極めて近い下流側の掘削を行った．その結果 3 地点で全層掘削 4 本を含む 5 本の熱水掘削に成功した．氷河底面で測定した水圧は，氷河上クレバスへの融解水の流入に伴って大きく上昇した．また海洋潮汐と同期した水圧変動が測定された．これらの観測結果は，氷河表面から底面への融解水の流入，底面と海洋との水理的接続を示すものである．また接地線近傍の棚氷側では海底に各種の生物が観察され，接地線の際まで生態系が広がっていることが明らかになった．さらに，これらの掘削によって判明した氷河形状は，接地線付近の氷が静水圧平衡から大きく外れていることを示した．

以上の成果は，南極の溢流氷河底面の水理水文環境に対して新しい知見を与え，棚氷下海洋の生態系，接地線近傍の氷河地形について理解を推し進めるものである．

【謝辞】

本研究は南極地域観測第 9 期重点研究観測「氷床・海氷縁辺域の総合観測から迫る大気–氷床–海洋の相互作用」の一部として，第 63 次日本南極地域観測隊の夏期オペレーションとして実施した．また科研費新学術領域研究「熱–水–物質の巨大リザーバ 全球環境変動を駆動する南大洋・南極氷床」（17H06316）および基盤研究 A「カービング氷河の末端プロセスと変動メカニズム　ー湖と海で何が違うのかー」（20H00186）の助成を

得た．青木茂氏，田村岳史氏，川村賢二氏ら研究プロジェクト関係者の協力，渡部陽氏，久保木学氏を中心とした観測隊メンバーによる野外活動へのサポート，しらせ飛行科によるヘリコプター輸送支援に謝意を表する．

【参考文献】

1) Sugiyama, S., T. Sawagaki, T. Fukuda and S. Aoki. 2014: Active water exchange and life near the grounding line of an Antarctic outlet glacier. *Earth and Planetary Science Letters*, **399C**, 52–60.
2) 杉山慎，澤柿教伸，福田武博，2012: 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削，北海道の雪氷，**31**，89–92.
3) Minowa, M., S. Sugiyama, M. Ito, S. Yamane and S. Aoki. 2021: Thermohaline structure and circulation beneath the Langhovde Glacier ice shelf in East Antarctica. *Nature Communications*, **12**, 3929.
4) 杉山慎, 箕輪昌紘, 山根志織, 伊藤優人, 2018: 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削，北海道の雪氷，**37**，7–10.
5) Fukuda, T., S. Sugiyama, T. Sawagaki and K. Nakamura. 2014: Recent variations in the terminus position, ice velocity and surface elevation of Langhovde Glacier, East Antarctica. *Antarctic Science*, **326**(6), 636–645.
6) Minowa, M., E. A. Podolskiy and S. Sugiyama. 2019: Tide-modulated ice motion and seismicity of a floating glacier tongue in East Antarctica. *Annals of Glaciology*, **60**(79), 57–67.
7) Langley, E. S., A. A. Leeson, C. R. Stokes and S. S. R. Jamieson, 2016: Seasonal evolution of supraglacial lakes on an East Antarctic outlet glacier. *Geophysical Research Letters*, **43**, 8563–8571.
8) 近藤研，杉山慎，箕輪昌紘，2022：東南極ラングホブデ氷河における底面滑りの直接観測，北海道の雪氷，**41**.
9) Griffiths, H. J., P. Anker, K. Linse, J. Maxwell, A. L. Post, C. Stevens, S. Tulaczyk and J. A. Smith, 2021: Breaking all the rules: The first recorded hard substrate sessile benthic community far beneath an Antarctic ice shelf. *Frontiers in Marine Science*, **8**:642040.

東南極ラングホブデ氷河における底面滑りの直接観測

Direct observations of basal sliding beneath Langhovde Glacier, East Antarctica

近藤 研[1,2]，杉山 慎[1]，箕輪 昌紘[1]
Ken Kondo[1,2], Shin Sugiyama[1], Masahiro Minowa[1]
Corresponding author: ken_kondo@gmail.com (K. Kondo)

南極氷床は，海へ流出する氷河の流動加速によって質量を失っている．そのため，氷河の速い流動を駆動する底面滑りの理解は喫緊の過大である．そこで本研究では，加速度計と水圧計を用いた底面滑り観測用の測器を新たに開発し，東南極ラングホブデ氷河で観測を行った．その結果，氷河の底面水圧増加と流動加速が生じた期間に，底面に設置した加速度計によって多数の振動が記録された．この結果は，氷河底面滑りの観測に加速度計が有用であり，底面滑りの発生・変動メカニズムに新たな知見をもたらす可能性を示す．

１．はじめに

南極氷床は近年質量を失っており，その融解が1979-2017年に14 mmの海水準上昇を引き起こした[1]．南極氷床の質量損失は，沿岸部で海に溢流する氷河の流動が加速し，より多くの氷が海洋に流出したことが原因と指摘されている[1]．氷河の速い流動は，氷が基盤を滑る底面滑りで生じているため，その発生・変動メカニズムの解明は喫緊の課題である．しかしながら，底面滑りは厚さ数百 m に及ぶ氷河の底で発生するため観測が困難で，発生メカニズムの理解が遅れている．底面滑り速度は，底面水圧に関係して変動すると指摘されているが[2]，南極氷床で底面水圧が観測された例は極めて少なく[3]，両者の関係性はよく理解されていない．これまでには，氷河底面滑りを歪み計[4]やアンカーに接続したワイヤーリール[5]を用いて観測した報告がある．しかしながら，南極で報告された底面滑り観測は僅か数例に限られる[6]．

そこで本研究では，加速度計と水圧計を組み込んだ底面滑り観測測器を新たに開発し，東南極ラングホブデ氷河において底面滑りの観測を行った．本稿では，開発に際して行った運用テストと，熱水掘削孔を用いて氷河底面に設置した初期解析の結果を報告する．

２．底面滑り観測測器の開発

（１）測器の構成

本研究で開発した底面滑り観測測器は，直径34 mm，長さ0.45 mのステンレスパイプに加速度計と水圧計を内蔵する（図1a）．氷河底面の堆積物中に測器先端を打ち込むために，重さ8 kg，長さ2 mの真鍮丸棒を錘として取り付ける．本測器を，熱水掘削孔を利用して氷河底面に設置することで，底面滑りに伴って生じる測器の振動と，底面水圧を同時測定する（図1b）．加速度の測定には3軸加速度センサ（EPSON M-A352AD10）を用い，サンプリング周波数100 Hz，精度2 mGで測定する．水圧の測定には，ピエゾ抵抗素子を内蔵した圧力計（Valeport miniIPS）を用いて，サンプリング周波数1 Hz，精度10 cmで測定する．

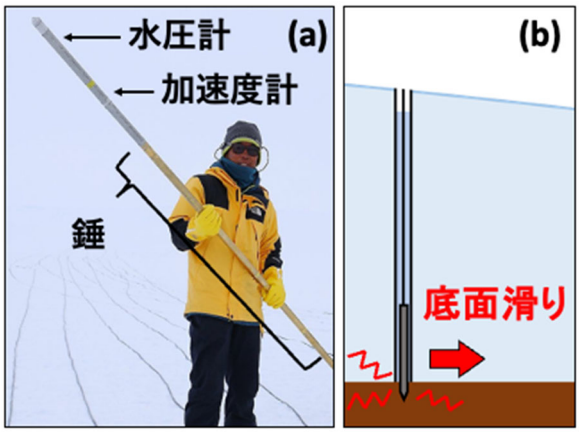

図１　(a) 開発した底面滑り観測測器．(b) 掘削孔を用いた底面滑り観測測器の設置イメージ．

（２）運用テスト

氷河底面滑りに伴ってどのような加速度が記録されるのかを予め把握するために，測器が基盤を擦って移動する様子を再現した実験を行った．机に固定した測器先端を，ケースを満たす礫または砂に入

[1] 北海道大学低温科学研究所　Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University
[2] 北海道大学環境科学院　Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

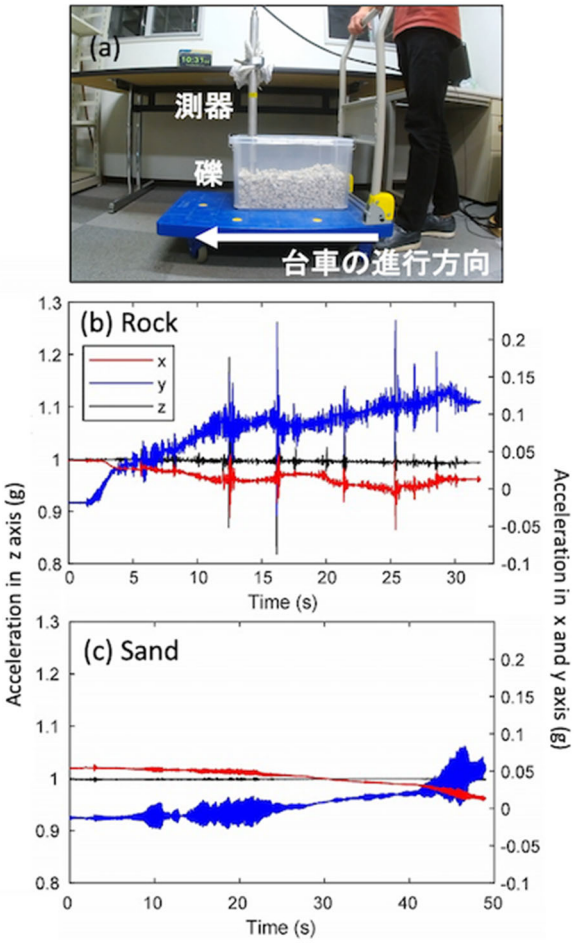

図２　(a) 底面滑りを模した測器のテスト．(b) 礫と(c) 砂の中を移動した際に得られた加速度データ．

れ，ケースが載った台車を前進させることで，測器が基盤上を移動する動きを再現した（図 2a）．ケースに礫を満たし，0.35 m の距離を 30 秒で台車を前進させた際の結果を図 2b に示す．測器が礫の中で強く滑った際には 3 軸全ての加速度に強いピークが見られた．また，ケース中の礫を砂に変え，0.35 m を 50 秒かけて台車を前進させた際の結果を図 2c に示す．このときには砂の中を滑らかに移動したため，加速度のピークが見られず，10 Hz 以下の細かな振動が記録された．これらの運用テストにより，設置する場所の材質によって測器の動きや測定される加速度の特徴が異なることが示唆された．

次に，3 軸加速度を用いた測器の姿勢検出を試験した．測定された加速度が重力加速度であると仮定すると，3 軸加速度（$a_{x,y,z}$）から測器の x 軸対地角（α），y 軸対地角（β）をそれぞれ以下の式から求められる．

$$\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{a_x}{\sqrt{{a_y}^2 + {a_z}^2}}\right) \quad (1)$$

$$\beta = \tan^{-1}\left(\frac{a_y}{\sqrt{{a_x}^2 + {a_z}^2}}\right) \quad (2)$$

上記二つの対地角を用いて，測器の傾き（θ）は以下で表される．

$$\theta = \cos^{-1}(\cos\alpha\cos\beta) \quad (3)$$

角度計（新潟精機 ダイヤルスラントルール）を用いて測器を 30 度，45 度，60 度に傾けた際に，記録された加速度から算出される θ を比較した．その結果，角度計から読み取った傾斜と加速度から算出した傾斜の差は平均 0.7 度であり，1 度以下の精度で測器の傾きを測定できることが示された．

３．ラングホブデ氷河における観測

（１）熱水掘削孔を用いた測器の設置

開発した底面滑り観測測器を，南極氷床から海へ流出するラングホブデ氷河（69°11’S, 39°32’E）の底面に設置し底面滑りの観測を行った．ラングホブデ氷河は東南極の宗谷海岸からリュツォホルム湾へ流入する，末端幅 3 km の溢流氷河である（図 3）．2021 年 12 月 31 日に，接地線上流の氷厚 550 m 地点を熱水で全層掘削した．掘削孔に挿入したビデオカメラの映像から，氷河底面が土砂に接地している

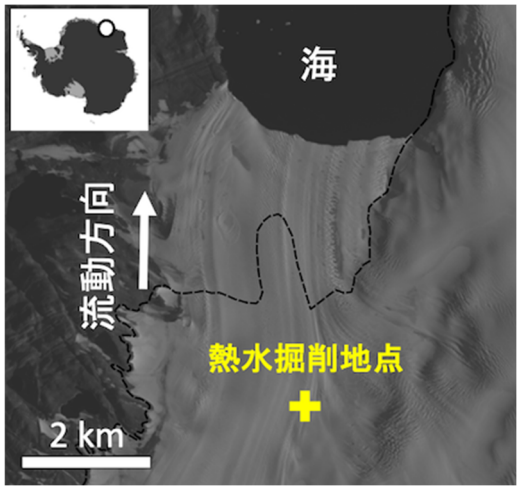

図３　研究対象地のラングホブデ氷河（Landsat 8，2020 年 3 月 2 日撮影）．底面滑り観測測器を設置した掘削孔（＋）と推定される接地線の位置（破線）[7]を示す．

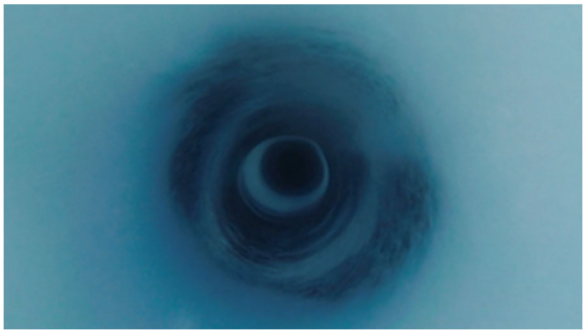

図４　底面滑り観測測器を設置した掘削孔の様子（深度約 200 m）.

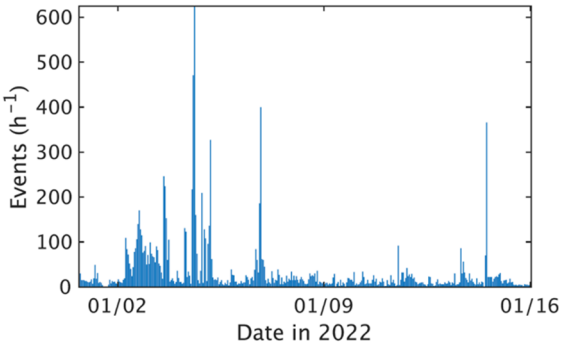

図５　加速度計で検出された振動イベント数.

ことを確認した（図 4）. この掘削孔最深部に底面滑り観測測器を設置し，氷河表面に導いたケーブルにデータロガーを接続することで，底面水圧と加速度を連続測定した.

（２）底面滑り観測結果

加速度計に記録された 3 軸加速度をローパスフィルタで処理し 20 Hz 以上の高周波成分を除いたのち，式（1-3）を用いて測器の傾きの推移を算出した. その結果，数時間から数日かけて測器の傾きが大きくなった後，数秒のうちに増加前の値まで傾きが減少する変動が繰り返し観測された. この動きは，氷河の底面流動に伴って測器が底面を滑りながら移動したことを示すと推測される. また，記録された加速度から，STA/LTA トリガー方式[8]を用いて振動イベントの検出を行った（図 5）. その結果，1 月 2 日から 5 日までに振動イベント数の増加が見られ，1 月 4 日には 1 時間に 625 回の最大回数を記録した. これと同時期に，掘削孔の水圧増加と氷河表面の流動加速が観測された. したがって，底面の水圧上昇に起因する底面滑りの促進によって，加速度の振動イベント数が増加したと考えられる. 以上より，加速度計を用いた測器によって，これまで観測が困難であった氷河底面滑りの変動を観測できる可能性が示された.

５．まとめと今後の展望

本研究では，加速度計と水圧計を用いて氷河の底面滑りを観測する新たな測器を開発し，室内実験と東南極ラングホブデ氷河での観測を行った. 重力加速度によって測定される測器の傾きから，測器が底面流動に伴って移動する様子が観測された. また，振動イベント数が，底面滑り速度の指標となる可能性が示された.

ラングホブデ氷河での測定は，長期測定用の電源系を接続し 2022 年 2 月以降も継続中であり，2023 年 1 月にデータを回収する予定である. この長期観測により，底面水圧や底面流動の季節変動に関する新たな知見が期待できる. また，ラングホブデ氷河の底面で測定した加速度には，約 24,400 回の振動イベントが検出された. これらの振動イベントは，氷河底面における測器の動きや，周囲の流動・水文現象で生じる振動に起因して測定されたものと考えられる. したがって，加速度のより詳細な波形解析によって，氷河底面の堆積物の物理特性や，氷河底面滑りの発生・変動メカニズムに関する理解を推し進めることが，今後の課題である.

【謝辞】

本研究は南極地域観測隊第 9 期重点研究観測「氷床・海氷縁辺域の総合観測から迫る大気－氷床－海洋の相互作用」の一部として実施した. また科研費新学術領域「熱－水－物質の巨大リザーバ全球気候変動を駆動する南大洋・南極氷床」の助成を受けた. 第 63 次南極観測隊メンバー，および熱水掘削で支援を受けた渡辺陽氏（マリン・ワーク・ジャパン）に感謝する. 底面滑り観測測器はクローバテック（株）の協力を得て製作された.

【参考文献】

1) Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B, Van Den Broeke M, Van Wessem MJ and Morlighem M, 2019: Four decades of Antarctic ice sheet mass balance from 1979–2017. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, **116**(4), 1095–1103.

2) Iken A and Bindschadler RA, 1986: Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding

mechanism. J. Glaciol., **32**(110), 101–119.

3) Engelhardt H and Kamb B, 1997: Basal hydraulic system of a West Antarctic ice stream: constraints from borehole observations. J. Glaciol., **43**(144), 207–230
4) Fischer U and Clarke G, 1994: Ploughing of subglacial sediment. J. Glaciol., **40**(134), 97–106
5) Blake W, Fischer U, Bentley C and Clarke G, 1994: Instruments and Methods: Direct measurement of sliding at the glacier bed. J. Glaciol., **40**(136), 595-599.
6) Hermann E and Barclay K, 1998: Basal sliding of Ice Stream B, West Antarctica. J. Glaciol., **44**(147), 223-230.
7) Fukuda T, 2014: Variations in the terminus position, ice velocity and surface elevation of the Langhovde Glacier, East Antarctica. Hokkaido University, PhD thesis.
8) Beyreuther M, Barsch R, Krischer L, Megies T, Behr Y, Wassermann J, 2010: ObsPy: A Python toolbox for seismology. Seis. Res. Lett., **81**(3), 530–533.

利尻島ヤムナイ沢雪渓における 2021 年現地調査報告

Report of field survey in 2021 at Yamunaisawa snow patch in Rishiri Island

波多 俊太郎[1,2]，杉山 慎[1]，箕輪 昌紘[1]，日下 稜[1]，近藤 研[1,2]，Wang Yefan[1,2]，渡邊 果歩[1,2]
Shuntaro Hata[1,2], Shin Sugiyama[1], Masahiro Minowa[1], Ryo Kusaka[1], Ken Kondo[1,2], Wang Yefan[1,2], Kaho Watanabe[1,2]
Corresponding author: shuntaro.hata@frontier.hokudai.ac.jp (S. Hata)

北海道利尻島に位置するヤムナイ沢雪渓は，日本最北の多年性雪渓の一つである．ヤムナイ沢雪渓では浅層コア掘削により 8 m のフィルン層の下に 1.4 m の氷体が確認されている．しかしながら浅層コア掘削以外の現地観測は行われておらず，雪渓の質量収支，氷体の流動性の有無および氷体の生成・維持機構の詳細は明らかになっていない．そこで我々はヤムナイ沢雪渓の流動・質量収支の測定を目指して，2021 年 7 月・9 月に現地でドローン空撮・ステークの設置・GNSS 測量を行った．現地調査の結果，雪渓表面の土砂被覆が雪渓の維持に重要である可能性が示唆され，消耗期末期の雪渓の標高分布が得られた．

１．はじめに

飛騨山脈の多年性雪渓は，厚さ 30 m を越える氷体およびその流動が観測され，氷河と考えられている[1, 2]．これまで氷河調査チームの調査により，国内に分布する多年性雪渓のうち，7 つが氷河と考えられている[3, 4]．

北海道北部に位置する利尻島には，ヤムナイ沢雪渓という多年生雪渓が知られている．川島ら[5]は，ヤムナイ沢雪渓を対象とした初めての学術雪氷調査として 4.62 m，4.08 m のフィルンコアを掘削した．しかしながら雪氷内部に含まれる礫により掘削が妨げられた結果，深部の雪氷構造は得られず，氷体の存在を確認することができなかった．井上ら[6]は，2018 年にヤムナイ沢雪渓の浅層コア掘削を行い，9.93 m の浅層コアを得た．川島ら[5]と同様，雪氷内部の礫によって最深部到達は妨げられたものの，得られたコアの最下部 1.4 m が連続した氷化層であると報告した[6]．

多年性雪渓の変動は「短期の気候変動の指標」となり得る[7]．しかしながら，ヤムナイ沢雪渓でこれまで実施された雪氷学的調査は上記のコア掘削に限られており，雪渓の形状やその変動，質量収支，氷・積雪厚に関して基礎的なデータは存在しない．そこで我々は，ヤムナイ沢雪渓の流動および質量収支の測定を目的として 2021 年 9 月および 7 月に現地調査を行った．本稿では，現地調査の概要と初期解析の結果を報告する．

２．研究対象地

ヤムナイ沢雪渓は北海道利尻島の南東部のヤムナイ沢（北緯 45.17 度，東経 141.25 度）に位置する雪崩涵養型の多年性雪渓である．1996 年の消耗期末期において全長は 800 m 程度であり[5]，北海道では最大級の多年性雪渓である．ヤムナイ沢は土砂災害警戒区域に指定されており，土砂災害軽減のために砂防ダムが多く建設されている．一方で，砂防ダム建設のために林道が整備されており，ヤムナイ沢の標高約 500 m 地点までは車輌で移動可能である（図 1）．

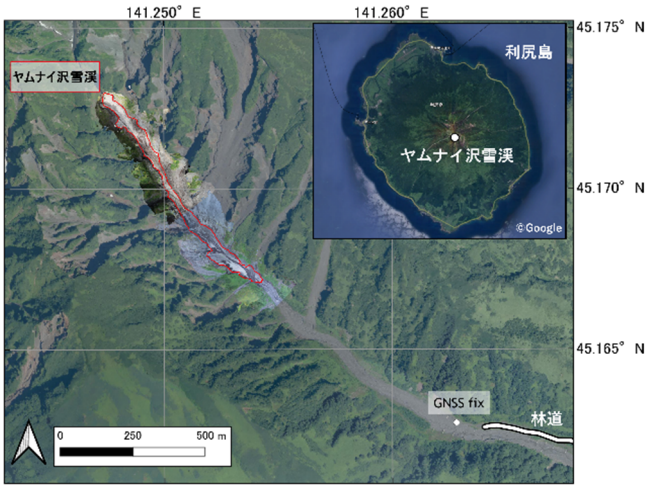

図 1　ヤムナイ沢雪渓の航空写真．（国土地理院，2017 年 8 月 7 日撮影）

[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

1923 年測図の 5 万分の 1 地形図ではヤムナイ沢雪渓の存在は確認できないが，ヤムナイ沢の下流に位置する鬼脇村付近にはヤムナイの地名が確認できる．「ヤムナイ」は冷たい川を指すアイヌの言葉であるため，この時代からヤムナイ沢には多年性雪渓が存在し，流れ下る冷たい融解水が認識されていた可能性がある．ヤムナイ沢雪渓が維持されていることを示す資料には，過去に撮影された航空写真がある．夏季にヤムナイ沢雪渓を確認できる最も古い航空写真は 1973 年の 8 月のものであり，現在と同様の姿が確認できる [8]．

３．研究手法

2021 年 7 月 29-30 日および 9 月 19-20 日に，ヤムナイ沢雪渓で現地観測を実施した．

（１）ドローンによる雪渓観察

DJI 社 Phantom 4 pro を用いて雪渓全体の空撮を行った．Metashape pro を用いて空撮画像を用いた写真測量を行い，数値標高モデルとオルソ画像を構築した．構築した数値標高モデルは鉛直座標の補正および精度評価を今後行うため，ここでは紹介を割愛する．

（２）流動・質量収支測定

スチームドリルを用いて塩化ビニル製のパイプを連結したポール（ステーク）を積雪に設置した．7 月には全長 5 m のポールを 3 本，9 月には 12 m のポールを 2 本設置した（図 2a）．融雪期末期にステークの先端と積雪表面からの距離を用いて，質量収支を測定する．

ステークの移動距離を測定することで雪渓の変位を測定する．ステークの先端に GNSS アンテナ（Leica System 1200）を取り付け，サンプリング間隔 1 秒で 30 分間のスタティック測位を行った．砂防ダムに設置した GNSS 基準局（Enabler Ltd., GEM-2），を用いたスタティック干渉測位法によって，空間座標を得た．

（３）表面標高測定

2 周波 GNSS（Leica System 1200）を用いたキネマティック測量法を用いて雪渓の表面標高測定を行った．雪渓の中心線に沿って約 20 m の間隔でそれぞれ 20 秒間の測定を行った．9 月の観測時には，ハンディ GPS（Garmin eTrex）を用いて 7 月の測定点を探索し，再測定を行った．また，

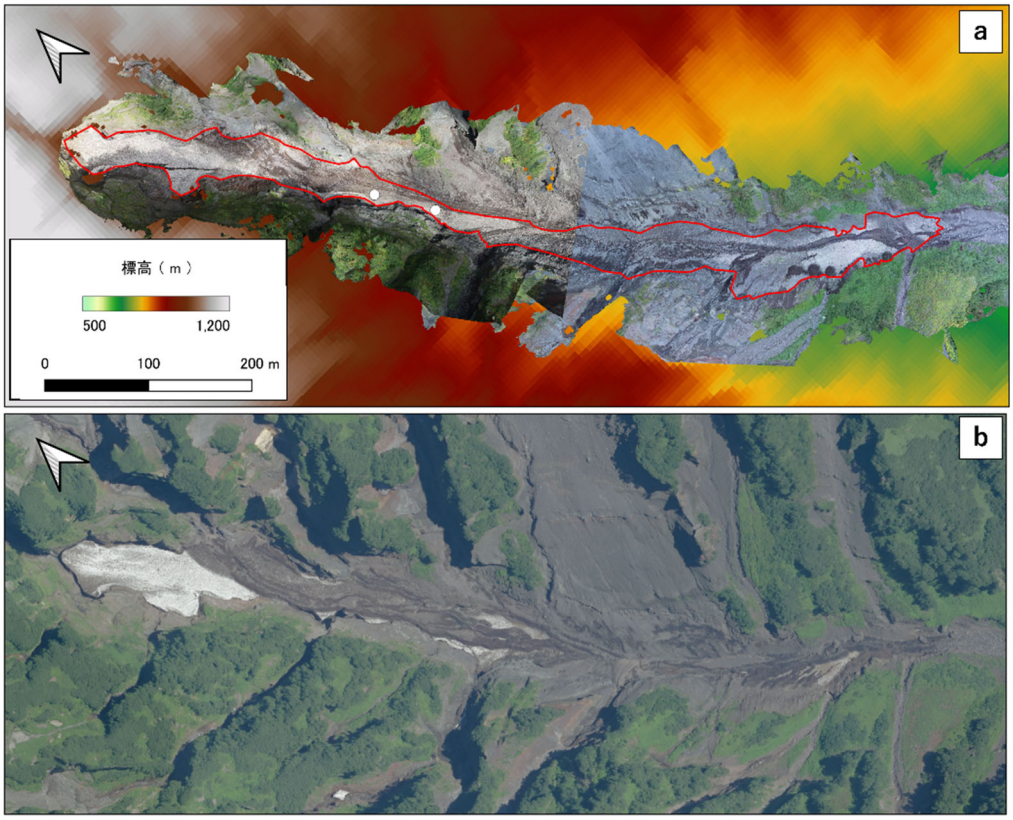

図２　(a) 2021 年 9 月のヤムナイ沢雪渓のオルソ画像．オルソ画像から描画したヤムナイ沢雪渓の輪郭を赤線で，9 月に再設置したステーク位置を○でそれぞれ示す．背景に国土地理院の数値標高モデルを示す．(b) 国土地理院による航空写真（2017 年 8 月 7 日撮影）．

流動測定と同じく砂防ダムに設置した GNSS 基準点を用いた.

4．結果と考察

（1）　ヤムナイ沢雪渓の表面状態

9 月のオルソ画像を基に雪渓の周囲を描画したところ，融雪末期のヤムナイ沢雪渓の全長は 864 m，面積は 3.0×10^4 m^2 であった(図 2)．河島らの報告する全長約 800 m と整合的な結果である．

7 月と 9 月の調査時において，ヤムナイ沢雪渓の表面は礫や土砂に覆われていた（図 2）．礫の大きさはばらつきがあるものの数 10 cm 程度の礫が多く見られた．中には長径が 7 m に達する巨礫が確認された（図 3 矢印）．観測中には側方斜面からの土砂崩壊および落石が生じ，雪渓表面の礫が日中の積雪融解によって転がり落ちることも確認された．

下流の雪渓表面では土砂の流下したような土砂の分布帯が確認できる（図 3 黄）．この土砂被覆帯の幅は 4-10 m 程度であった．2017 年 8 月の雪渓表面は，2021 年の観測時よりも大規模な土砂被覆が確認できる（図 2）．雪渓中流部では，上流部と下流部が分断されているように見えるが，これは中流部が土砂に覆われているためと考えられる．利尻島のアメダス沓形観測所では，集中的な豪雨が記録されている．例えば 2016 年 9 月 6 日には 167 mm，2020 年 8 月 7 日には 96 mm の日降水量が頻繁に記録されている．2017 年，2021 年の雪渓表面の土砂被覆は，2016 年，2020 年にそれぞれ記録された集中的な豪雨によって生じた土砂崩れによって形成されたと推測される．

また，雪渓の下流部にはダートコーンと呼ばれる特徴的な構造物が観察された（図 3，4）．土砂に覆われた円錐状の構造であり，氷河や雪渓の表面で観察される．ヤムナイ沢で観察されたダートコーンは直径約 10 m，高さ約 3-4 m であった．河島ら [5] による 1996 年の調査でも数 m 程度のダートコーンが確認されており，形成地点も近いため，その形成にはヤムナイ沢雪渓の土砂の運搬・堆積過程が関係している可能性がある．

表面を土砂に覆われた雪氷の融解過程は複雑である．例えば，ある厚さの堆積までは融解を促進し，閾値を超えると融解を抑制する [9]．今回の調査で，ヤムナイ沢雪渓表面の土砂被覆は特徴的であり，融解過程が土砂に特徴づけられていることが示唆された．したがって，ヤムナイ沢雪渓を覆う土砂が雪渓の質量収支に影響を与えていると推測される．

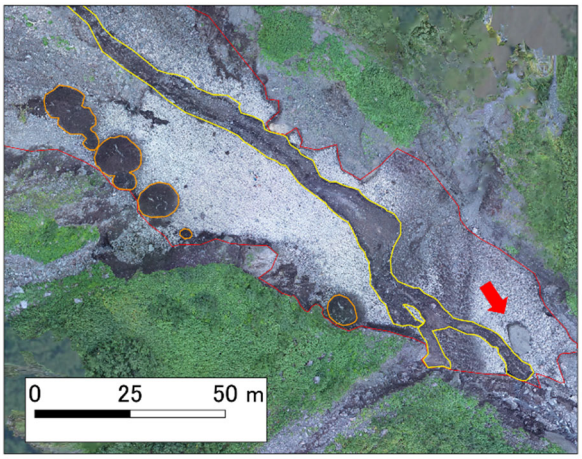

図 3　ヤムナイ沢雪渓下流部のオルソ画像（2021 年 9 月 19 日撮影）．黄線，橙線は特徴的な土砂被覆帯とダートコーンをそれぞれ示す．

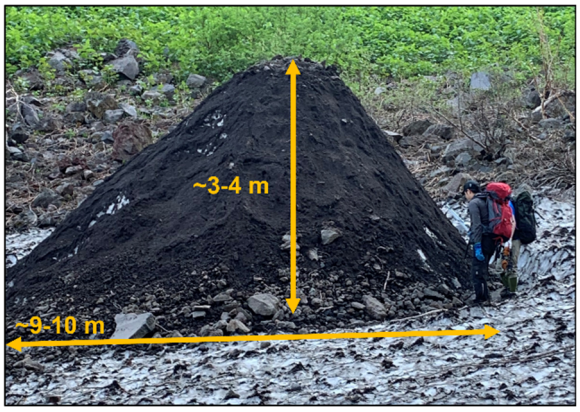

図 4　ヤムナイ沢雪渓で見られた大規模なダートコーン（2021 年 9 月 19 日撮影）．

（2）　表面融解量

7 月の調査時に，雪渓の中央流線沿いの 3 箇所設置した 5 m のステークは，9 月の調査時には 3 本すべてが融け出てきていた．7 月の設置時に，ステーク先端は 50 cm 雪渓表面から上方に位置していた．したがってこの期間のヤムナイ沢雪渓の融解量の下限は 4.5 m である．

（3）　表面標高変化

2021 年 7 月にはヤムナイ沢雪渓の下流端は 621 m に分布していた（図 5a）．2021 年 9 月には 7-9 月の融解によって面積が縮小し，下流端の標高は 651.8 m に上昇した（図 5a）．雪渓の中央線に沿った平均表面標高変化は−5.1 ± 3.0 m だった．7 月

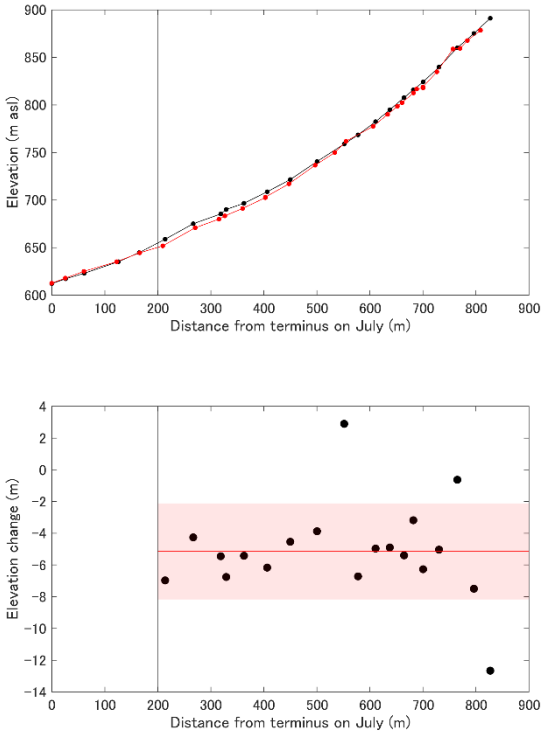

図５　(a) ヤムナイ沢雪渓中央線に沿った表面標高．黒線と赤線は 2021 年 7 月と 2021 年 9 月の値をそれぞれ示す．(b) 2021 年 7-9 月の雪渓表面標高変化．

に設置したステークの融け出しから推測される >4.5 m の融解量と矛盾しない結果だった．

６. まとめと今後の展望

2021 年 7 月 29-30 日および 9 月 19-20 日に，利尻島南東部に位置する多年性雪渓であるヤムナイ沢雪渓で現地観測を実施した．現地調査とドローンの空撮画像によって雪渓全体の観察を行い，雪渓表面の土砂被覆が雪渓の維持に重要である可能性が示唆された．雪渓表面に設置したステークの測量によって雪渓の流動測定を試みたが，2 か月間で>4.5 m の激しい融解によってステークが融け出したため，2021 年 7-9 月の流動は測定できなかった．GNSS 機器を用いた測量によって，2021 年 7-9 月の雪渓表面の標高変化は−5.1 ± 3.0 m と測定された．これは，この表面低下量は、ステーク観測によって同期間に対して見積もられた融解量と整合的である．

今後は，ドローン空撮画像を用いた雪渓表面の数値標高モデル作成とその補正・不確実性評価を行い，雪渓表面全体にわたる数値標高モデルを構築する．また，ステークの再測量によって雪渓流動の有無，表面質量収支の測定を行う．さらに，地中レーダを用いて，雪渓内部構造や氷厚の測定を実施する．上記測定を実施することで，ヤムナイ沢雪渓が現存する氷河である可能性を議論する予定である．

【謝辞】

本研究は ArCS II 北極域研究加速プロジェクトの助成を受けた．

【引用文献】

1) 福井幸太郎，飯田肇，2012：飛騨山脈，立山・劔山域の 3 つの多年性雪渓の氷厚と流動-日本に現存する氷河の可能性について-，*雪氷*，**74**(3)，213-222.
2) 福井幸太郎，飯田肇，小坂共栄，2018: 飛騨山脈で新たに見出された現存氷河とその特性，*地理学評論*，**91**(1)，43-61
3) 有江賢志朗，奈良間千之，福井幸太郎，飯田肇，高橋一徳，2019，飛騨山脈北部，唐松沢雪渓の氷厚と流動，*雪氷*，**81**(6)，283-295
4) Arie, K., C. Narama, R. Yamamoto, K. Fukui and H. Iida, 2022: Characteristics of mountain glaciers in the northern Japanese Alps, *Cryosphere*, **16**, 1091-1106.
5) 河島克久，納口恭明，小林俊市，佐藤雅彦，2000: 表層コア掘削による利尻山の多年性雪渓の雪氷学的調査，*利尻研究*，**19**，79-87.
6) 井上崚，河島克久，松本高峰，沖田竜馬，佐藤雅彦，2019，*雪氷研究大会講演要旨集*，19
7) 樋口敬二，1969：多年性雪渓の地球科学的意味，*雪氷*，**31**(3)，11-16.
8) 国土地理院，地図・空中写真閲覧サービス，(https://mapps.gsi.go.jp/maplibSearch.do#1，最終閲覧日：2022 年 6 月 30 日)
9) 坂井亜規子，2014：岩屑に覆われた氷河の融解過程-最近の研究から-，*雪氷*，**76**(1)，79-89.

雪氷面の特徴が与える UAV-SfM 測量への影響

Impact of snow and ice surface features on UAV-SfM

大内 優希[1]，舘山 一孝[2]，渡邊 達也[2]
Yuki Ouchi[1], Kazutaka Tateyama[2], Tatsuya Watanabe[2]
Corresponding author: m3225200071@std.kitami-it.ac.jp (Y.Ouchi)

海氷厚推定の方法として UAV を用いた SfM 測量が利用されはじめている．一般的に SfM による点群モデル作成では特徴点を多く検出することで精度が高くなることが報告されていることから，本研究ではグリーンランドのカナックと北海道のサロマ湖の氷上において測定を行い，雪氷面の明るさとラフネスが点群モデル作成にどのような影響を及ぼすのか検討した．点群密度を大きくするためには，モデルが明るくなる，日中の太陽が出ている時に ISO 値を小さくするなどの撮影条件が適していることがわかった．

１．研究背景

１．１　北極域における海氷厚計測

北極域では長期的に海氷が減少している．特に，年最小値の減少量は約 8.9 万 km^2 と北海道の面積に匹敵する[1]．海氷の減少により北極海航路，石油や天然ガスといった経済的影響が大きくなっている．つまり海氷厚や海氷分布の現地観測は地球環境変動の監視や氷海域で経済活動を行う上で重要であるといえる．

１．２　海氷厚計測について

海氷厚の計測方法はドリル掘削からメジャーで測定する直接観測と電磁誘導式氷厚計（EM 法），人工衛星を利用した間接観測がある（図 1）．前者は作業自体が単純であるものの作業労力が大きく広範囲観測には向かない．一方，後者は広範囲観測であるもののブライン，気泡など氷の複雑な内部構造に起因する誤差が生じる．海氷厚観測は新手法あるいは補完する手法の確立が望まれている．そこで，UAV-SfM 測量を用いた海氷厚計測が利用し始めている．

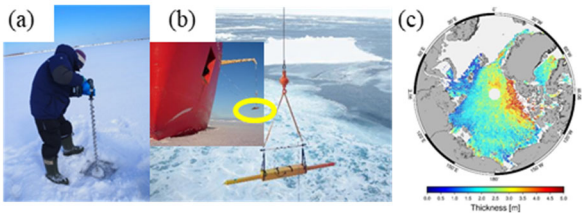

図１　海氷厚計測の様子．
(a) ドリル掘削．(b) EM 法．(c) 人工衛星．

２．UAV-SfM 測量について

UAV-SfM 測量は例えば渡邊ら[2]による地形測量や内山ら[3]による雪崩のメカニズム解明など多方面に適用されている観測方法である．

UAV (Unmanned Aerial Vehicle) はドローンと呼ばれアクセスが困難な地域で効率的に観測が可能である．また，図 2(a)のような固定翼型 UAV により観測範囲の拡大が可能である．

SfM (Structure from Motion) は図 2(b)のように多方向から撮影した写真を 3 次元に復元する技術である．点群作成時には特徴点を抽出して，タイポイントとして重ね合わせ 3 次元に復元することから多く検出することが望ましい．

つまり UAV-SfM 測量は UAV と SfM を組み合わせた技術であり，広範囲，面的，高解像度の計測が可能である．

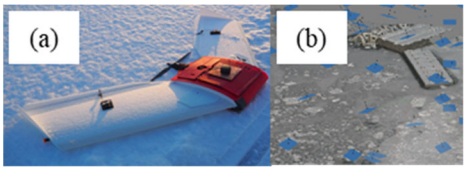

図２　UAV-SfM 測量
(a) 固定翼型 UAV（Tuffwing 製），
(b) SfM 解析による高密度点群モデル．

３．研究目的

本研究の先行研究として，渡邊・舘山[4]によるグリーンランドの北西に位置するカナックの沿岸と佐藤[5]による北海道の東に位置するサロマ湖で UAV-SfM 測量による海氷厚計測が行われた．前者は海氷面の微細な凹凸（犬橇の轍など）を再現でき

[1] 北見工業大学大学院　工学研究科　Graduate School of Engineering, Kitami Institute of Technology
[2] 北見工業大学　地球環境工学科　School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology

ているが，SfM の精度や品質については検証が不十分であった．後者は誤差数 cm の精度で氷厚の計測ができたが，撮影区画によって誤差の違いがみられ撮影条件の違いが影響した可能性がある．そこで本研究では撮影条件と海氷面の違いが SfM 解析による高密度点群モデル (Dense cloud) 生成時の点群抽出数に及ぼす影響を検討して，より高密度な点群を抽出する方法を検討した．

４．解析方法

４．１　空撮エリア

解析エリアは図 3 が示す，サロマ湖とカナックの２か所で空撮された SfM モデル使用した．各々の雪氷面の特徴としては，サロマ湖は積雪深が深く，色彩が単調である．一方，カナックは乱氷帯，座礁氷など様々な種類の氷が見られ色彩が豊かである．

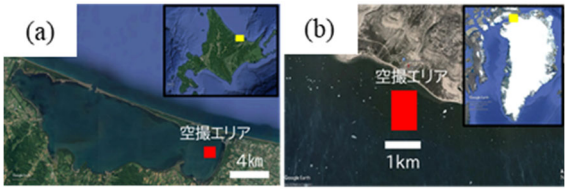

図３　解析エリア　(a) 北海道サロマ湖．(b) グリーンランドカナック

４．２　撮影方法

空撮は Tuffwing 製 UAV Mapper（図(a)），カメラは SONY 製 α6000（図）を使用した．撮影の詳細は表 1 であらわした．撮影日時はサロマ湖が，2021 年 2 月 28 日，カナック 2019 年 3 月 15，16 日であった．

図４　SONY　α6000

表１　空撮方法に関する諸情報．

空撮方法	カナック	サロマ湖
撮影条件		
シャッタースピード	1/1600 秒	
絞り値	F5	F5, 7.1
ISO 値	160-250（オート）	100
飛行設定		
高度	100m	
オーバーラップ率	80%	
サイドラップ率	80%	50%

４．３　解析項目

本研究では，SfM モデルの再現性を比較するために高密度点群モデルの点群数を面積で割った，点群密度を用いて 2 種類の解析を行った．SfM 解析には Agisoft Metashape Professional を使用した．

４．３．１　モデルの明るさと点群密度の関係

解析１つ目は，日中と夕方での影響として，明度をパラメータとした明るさの度合い（0～255）を表し，数値が高いと明るい色，白色に近づく．サロマ湖で空撮されたモデル（図 5）を用いて，点群モデルの明るさと点群密度の関係を調べた．各エリアの点群モデルの点群数を数えて，面積で割った点群密度を求めた．また，点群モデルを 100m×100m の 160 か所（日中 80 か所，夕方 80 か所）に分けて各エリアの明度の標準偏差を求め，コントラストを比較した．次に，各エリアの明度の平均値を求め点群密度と比較した．

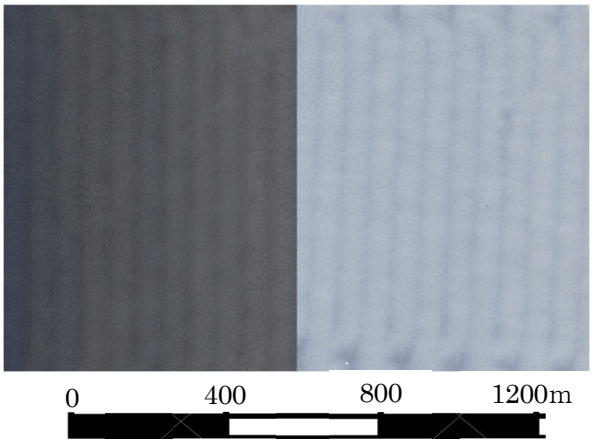

図５　解析に使用したモデル（左：夕方，右：日中）
座標系：JGD2011/Japan Plane Rectangular CS13

４．３．２　ラフネスと点群密度の関係

解析２つ目は，カナック（図 6）における点群モデルから雪氷面の凹凸による影響として，フリーボード（海水面からの海氷と積雪の高さ）の標準偏差を求めラフネスを評価した．全体を 100 m×100 m の 70 か所に分けて各エリアのフリーボードの高さの平均値，標準偏差を求めた．また，各エリアの点群モデルの点群数を数えて，面積で割った点群密度を求めた．そして，ラフネスによる点群密度の関係を比較した．

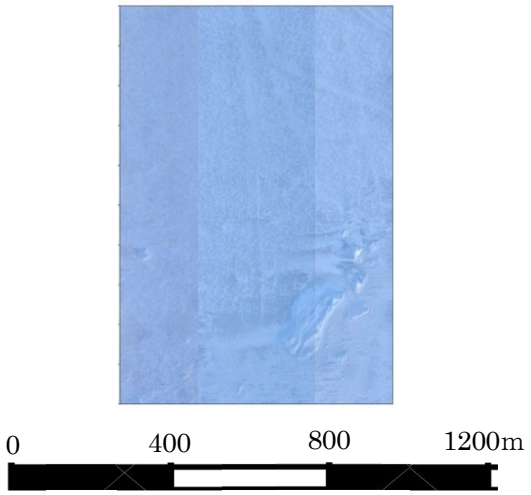

図６　カナックのモデル
座標系：WGS84/UTN Zone 19N

５　解析結果

５．１　モデルの明るさと点群密度の関係

図 8 に示すように，日中空撮を行った画像（21-A）と夕方空撮を行った画像（21-B）を比較すると明度の標準偏差であるコントラストにおいては，夕方には影ができやすいことから数値が日中と比べ 2 倍ほど大きくみられた．明度の平均値は夕方ではおよそ 100 で，日中ではおよそ 200 程度になり，気象条件がさほど変わらない場合 2 倍近く変化することが分かった．また点群密度は夕方が約 110 点/m²，日中が約 140 点/m²となった．夕方に低密度になった要因として画像の黒つぶれと考えられる．黒つぶれ対策として ISO 値を大きくすることがあるが，ノイズが生じやすくなる．つまり日中のほうが高密度に再現されることから UAV-SfM 測量は明るくなる日中のほうが適切な環境であることが分かった．

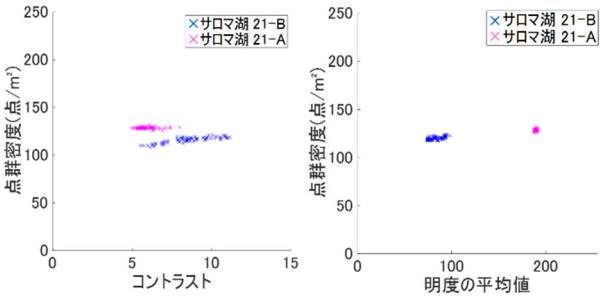

図７　明度と点群密度の関係（左：コントラスト，右：明度の平均値）．

５．２　ラフネスと点群密度の関係

図 8 に示すように，氷山などラフネスが大きくなるほど点群密度が高くなる傾向がみられた．氷山のフリーボードの高さの最高地点は 6m ほどであった．氷山がみられるエリアでは点群密度が，200 点/m²を超えるところがあった．一方，点群密度のばらつきがみられ，これは大きな氷山が 100m 四方に区切ったときに平均値として均されたことによると考えられる．平坦なエリア（フリーボードの高さが 0～1m 程度）においても積雪面の模様などラフネスが大きくなることで点群密度が大きくなることが分かった．

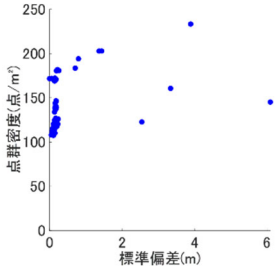

図８　ラフネスと点群密度の関係

６　まとめ

モデルの明るさとラフネスが点群モデルの点群密度に影響することが分かった．点群密度を多く抽出するためには，夕方など点群モデルが暗くなると，画像の黒つぶれが起きる可能性があり，ISO 値を上げるとノイズが大きくなることから，点群モデルが明るくなる，日中の太陽が出ているときに ISO 値を小さくすることが望ましいことが示せた．今後，適切な明度を定量的に検証する必要があると考える．

また，図 9 が示すようにラフネスが大きいほど点群密度が高くなるが，ISO 値も影響する可能性があることが示せた．

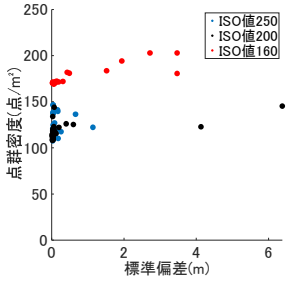

図９　ISO 値別のラフネスと点群密度の関係

７　今後の方針について

固定翼型 UAV により広域空撮を実現可能にしたが，図 10 のように海氷面への胴体着陸は機体への衝撃が大きく，度々メンテナンスが必要になる問題点がある．今後は VTOL 型（垂直離着陸型機）UAV による安定した機体を導入することを検討している．

図１０　固定翼型 UAV の着陸の様子

【参考文献】

1) 気象庁海氷域面積の長期変化傾向（北極域）URL:https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_arctic/series_arctic.html（2022 年 5 月 5 日閲覧）
2) 渡邊達也，三浦竜，川尻俊三，山崎新太郎，中村大，川口貴之，雨宮和夫，2019：北海道陸別町で発生した地すべりの末端隆起の成長，日本地すべり学会誌，**56**(6)，313-319
3) 内山庄一郎，鈴木比奈子，中村一樹，2018：雪崩災害調査への UAV-SfM の適用：2017 年那須町雪崩災害の事例，自然災害科学，**37**(5)，119-135
4) 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『雪氷』，**83**(2)，155-167
5) 佐藤功坪，2022：UAV-SfM 測量を用いた沿岸域における海氷厚の推定，北見工業大学大学院工学研究科修士論文（未公刊）

アザラシ毛皮シールとナイロンシールの滑り抵抗試験

Slip resistance test of seal fur climbing skins and nylon climbing skins

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

動物の毛皮をスキーの滑走面に張り付けて，滑り止めや獲物に気づかれないための音消しとして利用することは，古くから世界中の積雪地域で行われてきた．現在では，山スキーの滑り止めとしてのシールはナイロンやモヘア（アンゴラヤギの毛）に取って代わられているが，狩猟で山に入る人の中には現在でもアザラシ毛皮を愛用する人もいる．本試験では，グリーンランドに生息するタテゴトアザラシの毛皮シールとナイロンシールの雪上での滑り抵抗試験を行い，アザラシ毛皮シールの優位性（足運びの良さと，滑り止めとしてのグリップ力）を検証した．試験の結果，実験を行った全ての雪質（ザラメ雪，しまり雪，こしもざらめ雪，クラスト）において，タテゴトアザラシの毛皮はナイロンに比べ前方（毛並みに逆らわない方向）に滑りやすく，足運びに有利に働くことが分かった．また，後方（毛並みに逆らう方向）への滑りにくさを検証した結果，比較的柔らかい雪では，毛足の長いアザラシ毛皮が雪に刺さることにより高いグリップ力を示したのに対し，硬くしまった雪では，アザラシの毛が寝てしまい，グリップ力が低下することから，毛が短くて硬いナイロンシールが有利であった．

１．はじめに

寒冷な地域では積雪期の移動手段として，古くからスキーやかんじきが使用されてきた．例えば北欧神話に出てくる「Ullr」はスキーの神とされている．また，ノルウェーのアルタでは，2000 年以上前に描かれたとされる壁画が残されている（図１）．

雪上を埋まらずに歩くための工夫として，設置面積を広く取るのは必然であり，世界中の積雪地域でスキー型やかんじき型雪上歩行具が見られる[1~4]．世界で同じような雪上歩行具が見られるのは，ある場所で発明されたものが広まったというよりは，必要に応じて各地でそれぞれに編み出されたと考える方が自然であろう．スカンジナビア半島やシベリアでスキーが発達したのに対し（図２），日本の積雪地域では，かんじきが主に用いられた．これは，急峻な地形に加えて，日本の森林がタイガなどに比べ立木密度が高く[5~8]，小回りの利く，かんじきが，日本の山を歩き回るのに有利であったことが理由と考えられる．

スキーの滑り止めおよび音消し（獲物に気づかれないため）を目的として，スキーの裏側には毛皮を取り付けることも世界中で行われてきた．種によって多少の違いはあるが，一般的に動物の毛皮は頭から尾に向かって流れているため，スキーに張り付けると，前には滑りやすく後ろに滑りにくいため，傾斜のある雪上を移動するのに好都合である．日本では，主にアザラシの毛皮を使用することが多く，山スキーに用いられる滑り止めが，アザラシの英語名からシール（seal）と呼ばれているのもその名残である．アザラシの毛皮はナイロンに比べ，滑りが良く，足運びが楽であるため，上り下りを繰り返す狩猟には適しているとされてきたが，これまで素材による滑りの違いを定量的に評価して事例は無い．

滑り止めおよび音消しの用途に用いられる毛皮はアザラシ類が最も多く，トナカイ，ヘラジカ，ウマ，クロテンなどである．渡部[1]によると，シカ類の毛皮を利用するのは，主にアザラシ毛皮の入手が難しい内陸の民族である．アザラシ類は，海棲生物のため，泳ぐ時の水の抵抗が小さくなるよう毛が寝ており，また氷上では腹ばいで移動することから毛皮が前に滑りやすく，後ろに滑りにくくできている．このことがスキーシールとして利用する際にも有利に働くため，アザラシ類の毛皮が最も優れた素材であるとされている．アザラシ類の中でも比較的大型のタテゴトアザラシやアゴヒゲアザラシの毛皮が，耐久性が良いため，

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

よりスキーの滑り止めとしては適していると考えられるが，利用する毛皮は基本的にその土地で比較的簡単に入手できる動物に依存するため，アザラシ類の中での優先順位についての知見は本調査では得られなかった．樺太などでは，入手が容易なためか，アザラシ類の中では比較的小型のワモンアザラシやゴマフアザラシも利用されていたことが記録に残されている．

現在では，アザラシの毛皮が入手困難になっていることから，山スキーにおいては，主にナイロンやモヘアシールが利用されている．本研究では，タテゴトアザラシシールとナイロンシールの滑り抵抗試験を行い，アザラシシールの優位性を検証した．

図１　ノルウェー，アルタの壁画に描かれたスキー．7000～2000 年前に描かれたとされる．（Photo: World Heritage Rock Art Center - Alta Museum）

図２　フィンランドで 1990 年に収集されたワモンアザラシの毛皮を貼り付けたスキー（北海道立北方民族博物館展示）

２．試験方法

アルペン用スキーに取り付けた，タテゴトアザラシシールおよびナイロンシール（図３）を雪上に静かに置き，前方（毛並みの方向）および後方（毛並みに逆らう方向）に引っ張り，滑り出しの抵抗をデジタルフォースゲージでそれぞれ計 5 回測定した．試験を行った雪質は，ザラメ雪，しまり雪，こしもざらめ雪およびクラストの計４種類である．

使用器材

・スキー板（長さ：185 cm，Kastle 社製）
・デジタルフォースゲージ（RZ-50，アイコーエンジニアリング社製）
・アザラシシール（グリーンランド産タテゴトアザラシ）
・ナイロンシール（Colltex 社製）

雪質毎の試験地は以下のとおりである．

・ザラメ雪（札幌市）
・しまり雪（上川町）
・こしもざらめ雪（陸別町）
・クラスト（北見市）

図３　タテゴトアザラシシール（左）とナイロンシール（右）

３．試験結果

滑り抵抗試験の結果を図４に示す．4 種類の，いずれの雪質でも，前（毛並みに逆らわない）方向への滑り抵抗はアザラシがナイロンに比べて，低いことがわかる．それぞれの摩擦係数を，シールを付けていない状態と比較すると，アザラシシールは 1.2～1.8 倍程度に対し，ナイロンシールは 1.8～2.6 倍である．

後ろ（毛並みに逆らう）方向への滑り抵抗は，雪質によって，結果が異なった．ザラメ雪ではアザラシとナイロンの抵抗にほとんど差がなく，し

まり雪とクラストではナイロンシールの抵抗が大きく，こしもざらめ雪ではアザラシシールの抵抗が大きかった．

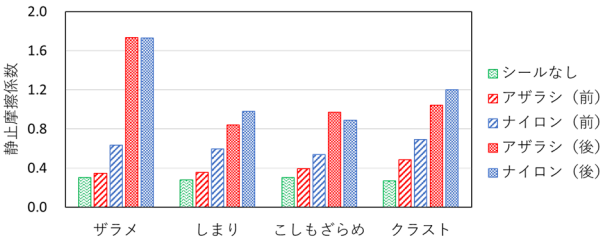

図４　アザラシシールとナイロンシールの雪質毎の滑り抵抗

また，ザラメ雪は４種類の雪質の中で最も，前後の滑り抵抗の差が大きいことがわかる．クラストはいずれの試験方法においても比較的高い滑り抵抗を示した．

４．考察

タテゴトアザラシの毛足の長さが 5 mm を超えるのに対して，ナイロンシールの毛足は，わずか 2,3 mm であり（図５），このことが滑り特性に影響を与えていることが試験結果から伺えた．

アザラシの毛皮が前方向に滑りやすいのは，アザラシの毛足がナイロンに比べ長いことから，前方向へ滑る場合は，毛が寝た状態になり，雪との抵抗が減るためと考えられる．また，ザラメ雪やしまり雪で抵抗が比較的小さかったのは，気温の高さが影響した可能性がある．

後方へのグリップ力については，比較的密度の低いこしもざらめ雪では，アザラシの長い毛足が雪に刺さりやすく，大きな抵抗値を記録したと考えられる（図６上）．このような柔らかい雪質では，短いナイロンの毛は，雪をしっかりと捉えることができないため，後方への抵抗は小さくなる傾向にある．

反対に，密度の高いしまり雪とクラストでは，アザラシの柔らかい毛は，雪にしっかりと刺さらず，グリップ力が低下するが，ナイロンの硬い毛は雪に刺さりやすく，加えて硬くしまった雪は，ナイロンに短い毛でも十分なグリップ力が得られるため高い値を示したと思われる（図６下）．

今後は，更に細かな雪質や密度による抵抗値の違いや，他種のアザラシ，トナカイ，ヘラジカなど動物の違いによる滑り抵抗特性，最新のナイロンシールやモヘアシールでの試験などを実施したい．

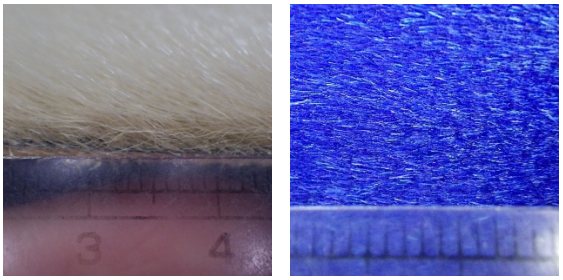

図５　タテゴトアザラシの毛皮（左）とナイロンシールの拡大写真．定規の１目盛りは１ ㎜．

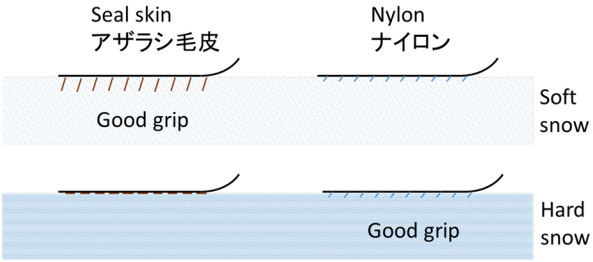

図６　雪質によるアザラシ毛皮とナイロンシールのグリップ力の違い概念図

５．まとめ

古代からスキーが移動手段として使われてきたが，その滑り止めや音消しを目的として動物の毛皮が利用されてきた．様々な動物がスキーシールとして利用されているが，アザラシ類の毛皮が丈夫で，前方向への滑りと，後ろ方向へのグリップ力の良さから最適な素材とされている．ナイロンシールとタテゴトアザラシシールの滑り抵抗を比較するとアザラシシールの方が前に滑りやすいが後への滑りにくさは雪質によることが分かった．柔らかい雪では毛足の長いアザラシが有利であり，硬い雪では逆に毛の硬いナイロンがより有効である．

【謝辞】

本研究は北極域研究加速プロジェクト（ArCS II）の助成を受けた．

本試験及び調査に際しては，陸別町しばれ技術開発研究所の佐藤秀昭氏，陸別町浜田旅館の浜田始氏，北海道立北方民族博物館の中田篤氏および国立アイヌ民族博物館の是澤櫻子氏には大変お世話になった．また，試験用のアザラシ毛皮は，グリーンランド，シオラパルク村の大島育雄氏の

協力により入手することができた．ここに，お礼を申し上げる．

【参考文献】

1)　松下唯夫，2001：トナカイ遊牧民トゥバ族のスキーと狩猟，彦根論叢，**329**，1-19.
2)　渡部裕，2014：北方の船，橇，スキー，かんじきと北東アジアの船, 北海道立北方民族博物館第 29 回特別展図録，5-10.
3)　渡部裕，2010：カムチャツカ先住民の毛皮利用と毛皮獣狩猟，北海道立北方民族博物館第 25 回特別展図録，28
4)　北海道立北方民族博物館編（1998）: 北海道立北方民族博物館資料目録 2，A. V. スモリャーク氏寄贈資料目録～ニブフ・オロチ・ウリチ・ナーナイ～，網走，北海道立北方民族博物館，27
5)　小松光，2007：日本の針葉樹人工林における立木密度と遮断率の関係, 日本森林学会誌, **89** (3), 217-220.
6)　太田誠一，小池孝良，大沢晃，佐々朋幸，高橋邦秀，1993：シベリア永久凍土地帯のタイガ林調査から，森林科学，**7**，68-73.
7)　Ehrenberg R. (2015): Trillions of trees. *Nature*, **525**, 170-171.
8)　Crowther T. W. and 37 others (2015): Mapping tree density at a global scale, *Nature*, **525**, 201-205.

一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの水和数測定

Measurement of hydration number of carbon monoxide-argon mixed gas hydrates

矢作 大輔[1]，八久保 晶弘[1]，竹谷 敏[2]
Daisuke Yahagi[1], Akihiro Hachikubo[1], Satoshi Takeya[2]
Corresponding author: hachi@kitami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

ガスハイドレートの水和数は結晶中にガスがどれだけ占有されているかを表す指標である．重量測定法による水和数の推定は，混合ガスハイドレートにも容易に対応できる利点を有する．一方で試料生成時の氷の残存によって水和数を過大評価する欠点もある．本研究では，重量測定法と粉末 X 線回折法を組み合わせて，結晶構造 II 型の一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの水和数を推定した．生成圧力の増加にともない，水和数はわずかに減少し，他のゲストガスのハイドレートと同様の水和数の圧力依存性が確認されたものの，一酸化炭素の多重占有については確認できなかった．

１．はじめに

ガスハイドレートは，水分子（H_2O）がホストとして形成する籠状の構造にガスが包接された結晶であり，包接されるガス（ゲスト）の種類によって結晶構造が異なる．例えばメタンハイドレートは結晶構造 I 型，アルゴンハイドレートは結晶構造 II 型である．I 型の単位胞は 12 面体の小ケージ 2 個と 14 面体の大ケージ 6 個，II 型の単位胞は 12 面体の小ケージ 16 個と 16 面体の大ケージ 8 個でそれぞれ構成される[1)]．また，ガスハイドレートは一般に低温・高圧環境下で安定であるが，ゲストの種類により平衡温度・圧力条件は異なる．

ガスハイドレートの水和数は，結晶に包接されるゲスト 1 個当たりのホスト分子（水分子）の数である．ホストケージには空のケージが存在し，生成温度・圧力によって水和数は変化する．特に，生成圧力とともに水和数が減少する，水和数の圧力依存性は古くから知られているが[2,3)]，平衡圧が数 MPa 以上のガスハイドレートの水和数に関する情報は乏しい．水和数の測定方法には，ガス・水重量を直接的に測定する方法（重量測定法）のほか，ラマン分光法，核磁気共鳴（NMR）法等が挙げられる．ラマン分光法と NMR 法では，大ケージと小ケージそれぞれに包接されたゲストガス由来のピークをフィッティングし，統計熱力学モデル[4)]を用いて推定する．しかしながら，大小ケージにそれぞれ包接された一酸化炭素のピークを完全に分離することは難しく，またアルゴンは単原子分子のため，ラマン分光法では観測できない弱点を有する．そこで本研究では，重量測定法を用いて一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの水和数を推定した．

一酸化炭素は宇宙に豊富に存在する．低温・高圧環境下では，一酸化炭素ハイドレートが原始太陽系星雲や惑星，衛星に存在する可能性が指摘されている[5,6)]．例えば，太陽系内においては，準惑星である冥王星にメタンとともに一酸化炭素を含むハイドレートが存在する可能性がある[7)]．

一酸化炭素ハイドレートは生成初期段階（~2.5 weeks, 243 K, 17 MPa）では結晶構造は I 型であるものの，生成から 5 週間後に温度圧力条件を変更し，長期間保存した場合（~17 weeks, 252 K, 10 MPa）には II 型へ移行し，その大ケージには一酸化炭素が多重占有することが報告されている[8)]．II 型で全てのケージにガス分子が包接された場合，水和数は 5.67 となる．一酸化炭素による多重占有が起こる場合には，水和数はこれよりさらに小さくなると考えられるものの，先行研究[8)]では水和数に関して言及されていない．

本研究の目的は 2 つある．1 つ目は高圧で生成する必要がある II 型の一酸化炭素ハイドレートの水和数の圧力依存性を確認することである．2 つ目は重量測定法により，II 型で多重占有するとされる一酸化炭素ハイドレートの水和数が 5.67 を下回るかどうかを直接的に調べることである．しかしながら，II 型の一酸化炭素ハイドレートは前述のように長い生成時間を要するため，実験は容易ではない．

そこで本研究では，結晶構造が II 型となるアルゴンを一酸化炭素に混ぜることで，結晶の生成初期段

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

階からのII型生成を促し，一酸化炭素が大ケージに多重占有する可能性を探った．また，一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの包接ガス組成と結晶構造の変化の関係も同時に調べた．

重量測定法で水和数を導出する際，試料のハイドレート化率（試料全体の H_2O に対する，ハイドレートを構成する H_2O の重量比）を求める必要がある[9,10]．本研究では，粉末X線回折法を用いて試料のハイドレート化率を見積もった．

２．実験方法

２．１　一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの生成

粉末氷の比表面積（単位質量あたりの表面積，SSA）は，ガス吸着式装置（BET）[11]で測定可能であり，また反応面積（接触面積）がハイドレート化率に影響する[12]ことから，本研究ではSSAが300 m^2 kg^{-1} 以上の微粉末氷を用いることで，ハイドレート化率の高い試料の生成を目指した．蒸留水を凍結させた氷5 gを約253 Kの低温室にてミクロトームで削り出し，氷試料を実容積約42 mLの耐圧容器に封入した．氷試料のSSA低下を防ぐため，すばやく耐圧容器を液体窒素に移した．その後，液体窒素温度下で耐圧容器内を真空引きし，高純度一酸化炭素（純度99.95%，日本酸素）と高純度アルゴン（純度99.999%，エア・ウォーター）を耐圧容器内にトラップした．これを液体窒素温度から273 Kまでゆっくり昇温させ，一酸化炭素とアルゴンをガス化させることで一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートを生成した．試料温度が273 Kに到達した時点で，273 Kに温度設定した恒温槽に移し，約半日間静置した．

２．２　粉末X線回折法による結晶構造の同定およびハイドレート化率とガス組成の導出

一酸化炭素はI型，アルゴンはII型のガスハイドレートを形成するため，混合ガス系では2つの結晶構造が混じる可能性がある．また，前述の試料生成方法では未反応の氷が残存する可能性があり，重量測定法による水和数導出に大きな影響を及ぼす．そこで，一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレート試料の結晶構造の同定，および試料中におけるハイドレート化率の導出のために，粉末X線回折法を用いて結晶構造解析を行った．

一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレート中のガス組成については，ガスハイドレートからの解離ガスを採取し，シリンジインジェクションにより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　重量測定法による水和数の導出

一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレート試料の生成後，耐圧容器を液体窒素温度に冷却し，ガス相を昇華凝結させた．その後，真空ポンプで余剰な一酸化炭素およびアルゴンを昇華蒸発させることで，耐圧容器内に一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートと未反応の氷試料だけが残る状態を実現した．その後，耐圧容器のバルブを閉めたまま，常温にて一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートを解離させ，試料の重量測定を行った．次に，空気が混入しないように耐圧容器のバルブをゆっくり開放し，大気圧下まで減圧させ，再度重量測定を行った．耐圧容器内に残存する一酸化炭素およびアルゴンの重量については，理想気体の状態方程式およびガスクロマトグラフで求めたガス組成における平均分子量を用いて求めた．

３．実験結果

３．１　粉末X線回折測定結果

測定結果を図1に示す．回折パターンの左隣の数字は包接ガス中のアルゴン組成を示し，氷 I_h のピークの位置は図中の薄緑の網掛けで示した．ガス組成の異なる，最終圧力が14.1～14.6 MPaの各試料を粉末X線回折法で測定した結果，包接ガス中のアルゴン組成が26.6%に達すると，一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートは完全にII型になることがわかった．また，アルゴン組成がこれより低い場合，結晶構造はI型とII型の混合になり，さらにアルゴン組成が0.69%以下になると，純粋な一酸化炭素ハイドレートと同じくI型となった．

また，氷の混入率を見積もったところ，II型の試料（アルゴン組成26.6%）では1%以下であった．

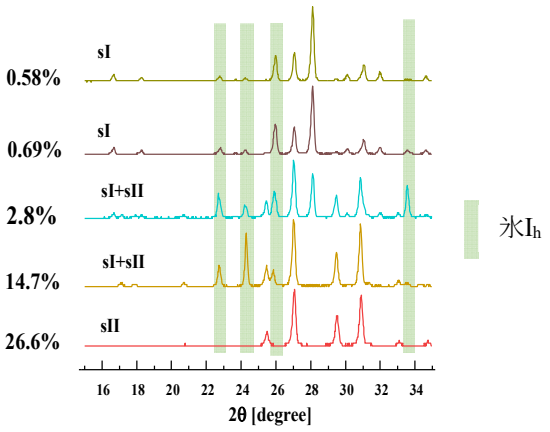

図１　粉末X線回折測定結果

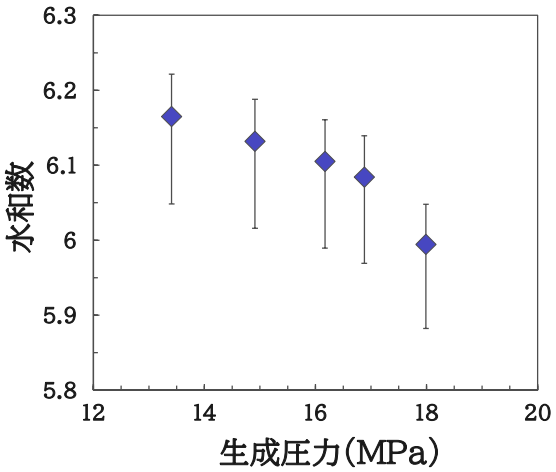

図２　一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの水和数の生成圧力依存性

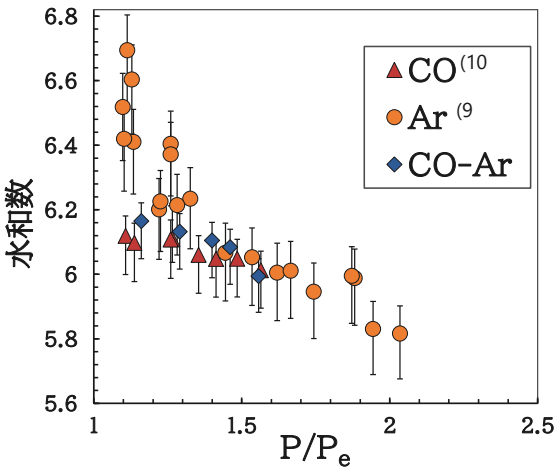

図３　水和数の圧力依存性に関する他のガスハイドレートとの比較

３．２　重量測定法による水和数測定結果

一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの水和数の測定結果を図２に示す．図中の縦のエラーバーは，測定不確かさと氷の混入による不確かさを合わせた，標準合成不確かさを示す．なお，氷の混入率は粉末 X 線回折測定の結果から 1%以内とした．これらの包接ガスのアルゴン組成は 26.8 ± 1.0%の範囲にあり，先行研究[2,3]と同様に，生成圧力の増加にともない水和数が減少する傾向が確認された．なお，水和数は 5.99（生成圧力 18.0 MPa）～6.17（同 13.4 MPa）の範囲にあった．

４．考察

４．１　水和数の圧力依存性

アルゴンハイドレートおよび一酸化炭素ハイドレートの水和数を調べた先行研究[9,10]と，一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの本研究の結果を図３で比較した．生成圧力を規格化するために，生成圧力 P を各ハイドレートの 273 K における平衡圧力 P_e で除した．なお，本研究で扱ったガス組成（アルゴンが約 27%）の一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートの平衡圧は実測値がないため，一酸化炭素ハイドレートとアルゴンハイドレートの 273 K におけるそれぞれの平衡圧を用いて，包接ガス中の組成比から簡易的に求めた．

図３より，II 型のアルゴンハイドレートの水和数の圧力依存性は相対的に大きい．一方，II 型の一酸化炭素・アルゴンハイドレートの水和数は，I 型の一酸化炭素ハイドレートとほぼ同じであり，圧力依存性は小さい．アルゴンのように大・小ケージのどちらにも包接される II 型のハイドレートの場合，ケージ占有率の圧力依存性が大きいと考えられる小ケージの存在割合が大きいため，水和数の圧力依存性も必然的に大きくなると予想された．しかしながら，本研究の結果はこの予想に反しており，一酸化炭素はアルゴンよりも小ケージに入りやすい傾向があることを示している．

４．２　ゲストガスの多重占有の可能性

先行研究では，252 K・10 MPa の環境下で I 型から II 型へと相転移した一酸化炭素ハイドレートは，大ケージにゲスト分子が多重占有していた[8]．本研究の生成環境は 273 K・約 18 MPa であるものの，同じ II 型であるため，一酸化炭素分子の大ケージへの多重占有が起こる可能性がある．本研究で測定された水和数の最小値は 5.99 であり，包接ガスのアルゴン組成は 26.8 ± 1.0%だった．この条件で，包接された一酸化炭素の一部でも多重占有しているかどうか，について考察する．

まず，アルゴンは 160 MPa 以上で II 型の大ケージに多重占有することが示唆されており[13]，これより 1 桁小さい本実験の圧力範囲では，アルゴンは多重占有しないと考えられる．ここで，全てのケージをゲストが占有する（空きケージがない）と仮定し，かつ大ケージに包接される全ての一酸化炭素が多重占有する場合の水和数について検討する．本研究では包接ガスのアルゴン組成が 26.8 ± 1.0%であり，一酸化炭素とアルゴンの大小ケージへの棲み分けは不明である．そこでアルゴンが小ケージに占有された場合と，大ケージに占有された場合の，両極端な 2 ケースに分ける．前者では大ケージに一酸化炭素が多重占有し，小ケージに残りの一酸化炭素とアルゴンが占有するため，水和数を計算すると 4.25 と

なり，これが水和数の考えうる最小値である．後者では大ケージをアルゴンおよび多重占有する一酸化炭素が占有し，小ケージを残りの一酸化炭素が占有する．ガスハイドレート中の全ガスの分子数を N，水の分子数を n_w，大ケージの個数を n_L，小ケージの個数を n_S，包接ガスのアルゴン組成を x_{Ar} とすると，水和数 n は以下の(1)式で表される．

$$n = \frac{n_w}{N} = \frac{n_w}{(2n_L+n_S)(1+x_{Ar})^{-1}} \qquad (1)$$

このときの水和数を求めると 5.38 となり，これが最大値である．すなわち，一酸化炭素が多重占有する場合の水和数は 4.25～5.38 となり，本研究での測定結果（5.99～6.17）と比較すると明らかに範囲外である．したがって，本研究で生成した II 型の一酸化炭素・アルゴン混合ガスハイドレートにおいては，一酸化炭素による多重占有の可能性は支持されない．しかしながら，上記の計算では全てのケージをゲストが占有していることや，大ケージに包接される一酸化炭素は全て多重占有する，といった仮定に立脚している．一部の分子のみが多重占有している可能性については，今後の課題である．

【参考文献】

1) Sloan, E. D. Jr. (1998): *Clathrate hydrates of natural gases (2nd ed.)*. Marcel Dekker INC., New York, 33 pp.

2) Cady, G. H. (1981): Composition of clathrate gas hydrates of $CHClF_2$, CCl_3F, Cl_2, ClO_3F, H_2S, and SF_6. *J. Phys. Chem.*, **85**, 3225–3230.-

3) Cady, G.H. (1983): Composition of Clathrate Gas Hydrates of H_2S, Xe, SO_2, Cl_2, CH_3Cl, CH_3Br, $CHClF_2$, CCl_2F_2, and C_3H_8. *J. Phys. Chem.*, **87**, 4437–4441.

4) van der Waals, J. H. and Platteeuw, J. C. (1959): Clathrate solutions. *Adv. Chem. Phys.*, **2**, 1–57.

5) Lunine, J. I. and Stevenson, D. J. (1985): Thermodynamics of clathrate hydrate at low and high pressures with application to the outer solar system. *Astoro. J. Suppl. Ser.,* **58**(3), 493–531.

6) Lewis, J. S. and Prinn, R. G. (1980): Kinetic inhibition of CO and N_2 reduction in the solar nebula. *Astrophys. J.*, **238**, 357–364.

7) Kamata, S., Nimmo, F., Sekine, Y., Kuramoto, K., Noguchi, N., Kimura, J., and Tani, A. (2019): Pluto's ocean is capped and insulated by gas hydrates. *Nature Geoscience*, **12**(6), 407–410.

8) Zhu, J., Du, S., Yu, X., Zhang, J., Xu, H., Vogel, S.C., Germann, T.C., Francisco, J.S., Izumi, F., Momma, K., Kawamura, Y., Jin, C., and Zhao, Y. (2014): Encapsulation kinetics and dynamics of carbon monoxide in clathrate hydrate. *Nat. Commun.*, **5**, Article No. 4128.

9) 杉森笑海, 池浦有希, 八久保晶弘, 竹谷敏（2019）: アルゴンハイドレートの水和数の直接測定．雪氷研究大会（2019・山形）講演予稿集.

10) 矢作大輔，八久保晶弘，竹谷敏（2021）: 結晶構造I型をとるCOハイドレートの水和数の直接測定．雪氷研究大会（2021・千葉 - オンライン）講演予稿集.

11) Hachikubo, A., Yamaguchi, S., Arakawa, H., Tanikawa, T., Hori, M., Sugimura, K., Matoba, S., Niwano, M., Kuchiki, K., and Aoki, T. (2014): Effects of temperature and grain type on time variation of snow specific surface area. *Bull. Glaciol. Res.*, **32**, 47–53.

12) 矢作大輔，内藤大智，八久保晶弘，竹谷敏（2021）: 積雪および粉末氷から生成したメタンハイドレートの純度に比表面積が及ぼす効果．北海道の雪氷，**40**, 31–34.

13) Shimizu, H., Hori, S., Kume T., Sakai, S. (2003): Optical microscopy and Raman scattering of a single crystalline argon hydrate at high pressures. *Chem. Phys. Lett.*, **368**, 132–138.

1)

ヘリウム混合系ガスハイドレート中のヘリウム濃度の温度・結晶構造依存性

Effects of temperature and crystallographic structure on helium concentration in the mixed-gas hydrate containing helium

森谷 優希[1]，八久保 晶弘[1]，竹谷 敏[2]
Yuki Moriya[1], Akihiro Hachikubo[1], Satoshi Takeya[2]
Corresponding author: hachi@mail.ktami-it.ac.jp (A. Hachikubo)

ヘリウムは天然ガスの成分の一つであり，天然ガスハイドレートの分解ガスからヘリウムが検出されたとの報告があるものの，ヘリウムが結晶中に包接されているかどうかは不明である．本研究では，メタン（構造 I 型）およびアルゴン（構造 II 型）にヘリウムを混ぜた混合ガスを用いてハイドレート結晶を生成し，結晶中に含まれるヘリウム濃度を調べた．一定温度で脱気し続けると，結晶中のヘリウム濃度は時間とともに減少すること，高温ではヘリウム濃度の低下が速いこと，構造 I 型より II 型のほうが相対的に低くなること，がわかった．

１．はじめに

天然ガスハイドレート（以下，GH）は，低温高圧の環境下で安定して存在し，主に海底・湖底の表層堆積物中や永久凍土層下部から発見されている．GH は水分子の水素結合がカゴ状構造を形成し，その中にガス分子（ゲスト）を包接した水和物である．天然 GH に包接される天然ガスの主成分はメタンであることから，メタンハイドレートと呼ばれている．ただし，エタンやプロパン，ブタン，硫化水素等も天然ガスの一部であり，わずかながらこれらのガスを一緒に包接している場合が多い．

天然ガスの成分の一つであるヘリウムは，大気中にも 5 ppm 程度存在している．ヘリウムは商業・産業など広い分野において活用されており，そのヘリウムも天然ガスとして地中から産出したものが分離・濃縮・液化されて使用されている．天然ガス中にヘリウムが含まれているならば，天然 GH の包接ガス中にもヘリウムが含まれる可能性がある．実際，過去に採取された天然 GH の分解ガス中からヘリウムが数 ppm 検出された例が報告されている[1]．また，包接ガス中にヘリウムが含まれた人工 GH を生成した例もいくつか存在している[2–4]．純粋なヘリウム GH の生成には，220 K で 0.28 GPa の高い圧力が必要とされているが[5]，混合ガス系の GH 平衡圧は，それぞれの純ガス系での GH 平衡圧の中間値となる．したがって，ヘリウムと別のガスの混合系であれば，平衡圧が大きく低下し，微量ではあるものの，ヘリウムが包接ガスとして結晶中に取り込まれている可能性はある．先行研究[3, 4]では，メタン・ヘリウム混合ガスを用いて混合 GH を人工的に生成し，GH 結晶を分解して包接ガス中にヘリウムが含まれるという結果を得ている．しかしながら，ヘリウムが結晶中にどのように存在しているか，については未だ不明である．

先行研究[3]では，混合 GH 生成後に液体窒素温度で試料を固定し，耐圧容器内に残ったガス（以下，残ガス）を真空ポンプである一定時間引き続けている．このとき，ヘリウムは分子径が非常に小さいため GH のケージに安定には包接されず，ケージ中を拡散し，結晶外に逸散する可能性がある．また，先行研究[3]の実験手法では，真空引きの時間が包接ガス中のヘリウム濃度に与える影響を確認できていない．その後の研究[4]では，真空引きの時間を 1 ヶ月程度まで延長し，同じ包接ガス組成を目指した混合 GH 中のヘリウム濃度が，真空引きを行う時間に対して変化するかどうかを調べた．その結果，メタン・ヘリウム混合系（結晶構造 I 型）である混合比で生成した試料では，包接ガス中のヘリウム濃度が約 1 ヶ月の間，ほとんど変化しないことがわかった．したがって，ヘリウムがケージに安定に包接されている可能性は高まったものの，より詳細にヘリウムの包接

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

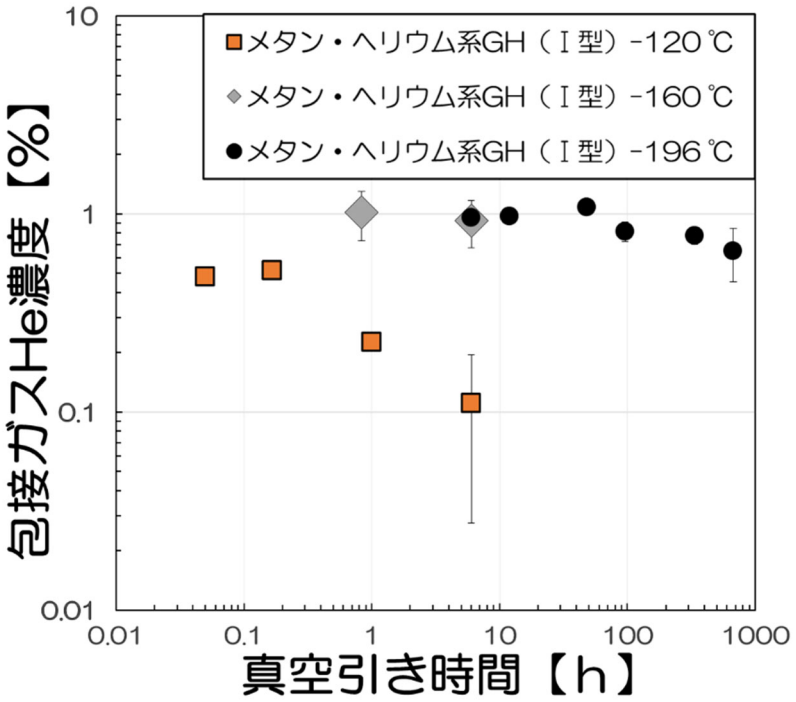

図１　メタン・ヘリウム混合系 GH（結晶構造Ⅰ型）の真空引き時間に対するヘリウム濃度の変化．-196℃のデータの一部は文献値[4]．

について理解するため，温度条件や結晶構造等を変化させた実験の実施が期待されていた．

本研究では，メタン･ヘリウム混合系に加えて，アルゴン・ヘリウム混合系（結晶構造 II 型）の 2 種類の混合 GH を生成し，温度や結晶構造の違いが真空引きによるヘリウム濃度の変化にどう影響するのかを調べた．

２．実験方法

微粉末状の氷 3 g を実容積 42 mL の耐圧容器に−20℃の低温室内で封入し，液体窒素温度下で容器内の空気を真空引きした．その後，構造 I 型を生成する場合は高純度メタン（純度 99.99%，高千穂化学工業），構造 II 型を生成する場合は高純度アルゴン（純度 99.999%，エア・ウォーター）を導入し，さらに高純度ヘリウム（純度 99.995%，エア・ウォーター）で加圧した．実験では，メタンないしアルゴン，およびヘリウムの導入量・割合を常に一定とすることで，試料毎で全て同じガス組成の GH を生成することを目指した．その後は，耐圧容器を 0℃まで約 6 時間かけて昇温させ，微粉末氷からの融解水と高圧ガスを接触させる方法で GH 結晶を生成した．

耐圧容器に接続した圧力計を用いて生成圧力を確認した後，容器を+1℃の恒温槽に約半日静置し，圧力変化から GH 結晶の生成を確認した．まず，耐圧容器を 0℃に保ちながら，GH 結晶を分解させることなく，水上置換により残ガスを 100 mL バイアル瓶に捕集した．その後，耐圧容器を各種冷媒温度に保ちながら，容器内の GH 結晶を分解させることなく，真空ポンプで一定時間（数分～約 1 ヶ月）引き続けることで，残ガス（ヘリウムおよび余剰の液化メタンないし固体アルゴン）を完全に排出した．使用した冷媒は，液体窒素（約−196℃），液体窒素＋イソペンタン（約−160℃），液体窒素＋エタノール（約−120℃）の 3 種類である．

次に，GH 結晶を耐圧容器に封入したまま常温で分解させ，残ガスと同様に包接ガスを 100 mL バイアル瓶に水上置換で捕集した．得られた残ガスおよび包接ガス試料については，ポータブルガスクロマトグラフ（CP-4900，Varian）で分析し，各試料のヘリウム濃度を求めた．なお，キャリアガスにはアルゴン（メタン・ヘリウム混合系試料ガス），および窒素（アルゴン・ヘリウム混合系試料ガス）を用いた．カラムにはいずれも長さ 10 m のモレキュラーシーブ（MS5A）およびポラプロット Q（PPQ）を合わせて使用することにより，

メタンないしアルゴン，ヘリウム，酸素，窒素をそれぞれ完全に分離し定量した．

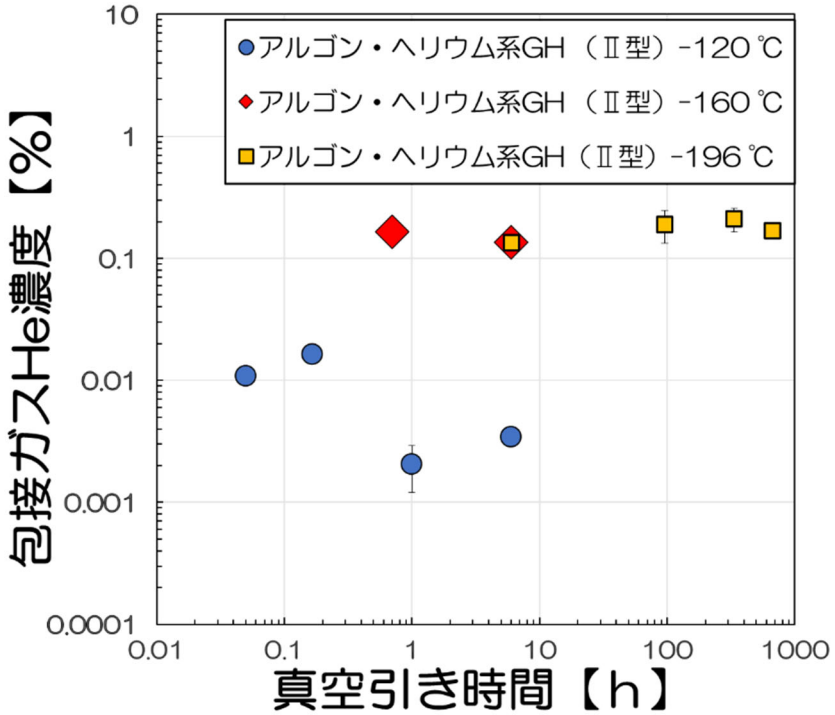

図２　アルゴン・ヘリウム混合系 GH（結晶構造 II 型）の真空引き時間に対するヘリウム濃度の変化.

実験については，それぞれの温度・真空引き時間の条件で複数回実施し，包接ガス中のヘリウム濃度の誤差を評価した.

３．実験結果

３．１　メタン・ヘリウム混合系

図 1 に，構造 I 型のメタン･ヘリウム混合系 GH について，包接ガス中のヘリウム濃度の時間変化を示す．−196℃の温度環境下で最大約 1 ヶ月の間，真空引きを続けたものの，ヘリウム濃度は 1%弱を維持しており，時間に対する濃度の低下傾向は小さかった．−160℃では最長で数時間程度のデータに留まるものの，やはりヘリウム濃度に顕著な変化はみられなかった．しかしながら，−120℃では真空引き開始直後で包接ガス中のヘリウム濃度は既に約 0.5%と低めであり，6 時間が経過した後，ヘリウム濃度は 0.1%のオーダーまで減少していた.

３．２　アルゴン・ヘリウム混合系

図 2 に，構造 II 型のアルゴン・ヘリウム混合系 GH について，包接ガス中のヘリウム濃度の時間変化を示す．メタン・ヘリウム混合系 GH と同様，−196℃および−160℃では包接ガス中のヘリウム濃度が約 0.2%のままであり，大きな変化はみられなかった．これに対し，−120℃では真空引き開始直後で既に 0.01%のオーダーであり，1 時間以上が経過すると 0.001%のオーダーまで減少した.

４．考察およびまとめ

メタン・ヘリウム混合系 GH（構造 I 型）とアルゴン・ヘリウム混合系 GH（構造 II 型）の結果を比較する（図１・図２）．まず，−160℃以下では包接ガス中のヘリウム濃度が前者は約 1%，後者は約 0.2%となっている．耐圧容器へのガスの導入割合は両混合系の間で同じであるため，I 型に比べ II 型の方が，ヘリウムが結晶中に取り組まれにくいと言える.

保存温度の影響としては，−160℃以下で真空引きを続けても，いずれの結晶構造でもヘリウム濃度の減少はほとんどみられなかった．一方，−120℃では I 型・II 型ともに真空引き開始後わずか 1 時間でヘリウム濃度の減少がみられた．このことから，結晶中からのヘリウム脱離に明瞭な温度依存性があることがわかった．この結果は，構

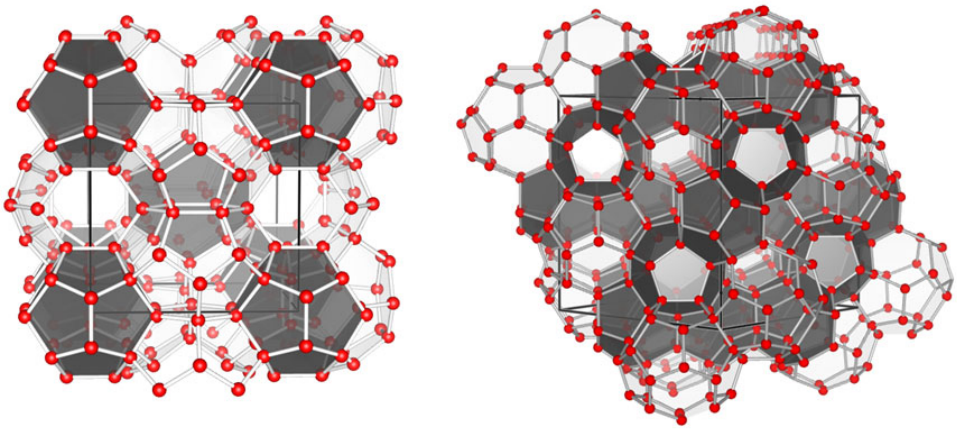

図３　構造Ｉ型およびII型ハイドレートのケージ構造ネットワーク．
左：Ｉ型，右：II型構造であり，単位格子（黒線）中の小ケージ（黒）と大ケージ（透明）を示している．

造II型の水素ハイドレートに関する先行研究で，分子動力学（MD）計算により，大ケージと小ケージ中の水素拡散速度が温度上昇にともなって増加することが報告されており[7]，本研究の結果と同様の傾向である．また，水素は二原子分子であるのに対し，ヘリウムは単原子分子でその van der Waals 半径（~0.14 nm）は水素よりも小さく，結晶中をヘリウムは水素よりも早く拡散しうると思われる．一方で，氷結晶中のヘリウムの透過については，ヘリウムの拡散係数が高温になるほど増加するため[6]，温度・圧力条件は異なるものの，本研究の結果もこれに類似していることも留意しなければならない．

今回の実験で注目すべき点は，II型に関してはＩ型と比較するとヘリウム濃度の減少が大きく，0.2%（−196℃）から 0.002%（−120℃）まで約 2 オーダー近くのヘリウム濃度の差がみられた点である．この違いは，Ｉ型・II型それぞれの結晶構造に起因すると考えられる．すなわち，II型では小ケージ同士がネットワークを構成しているため，ヘリウムが小ケージを伝って拡散しやすいと考えられる（図 3）．また，小ケージは大ケージで隔てられているために，メタンが包接された大ケージはヘリウムがケージ間を拡散する障害となりII型のように拡散経路にはなり得ない．

今回の実験結果をまとめると，GH 結晶中からのヘリウム脱離過程については結晶構造（Ｉ型・II型）で違いがみられ，さらに温度依存性が確認された．今後，GH 包接ガス中から検出されるヘリウムが，GH 結晶構造内にどのように包接されているかを分光的手法で直接観察できれば，ヘリウムのハイドレート結晶中での安定性の理解が進むものと期待される．

【参考文献】

1) 白倉翔太（2020）：天然ガスハイドレート中のヘリウム濃度の測定．北見工業大学工学部社会環境工学科卒業論文．
2) Ildyakov, A. V., Manakov, A. Y., Zavjalov, A. P. and Bardakhanov, S. P. (2011): Gas hydrate formation by methane-helium mixtures. *Chem. Eng. Technol.*, **34**, 1733–1738.
3) 白倉翔太，八久保晶弘，竹谷敏（2019）：メタン・ヘリウム混合ガスハイドレートにおけるヘリウム組成について．雪氷研究大会（2019・山形）講演要旨集．
4) 森谷優希，木村宏海，八久保晶弘，竹谷敏（2021）：メタン・ヘリウム系混合ガスハイドレート生成時のヘリウム組成分別．北海道の雪氷，**40**, 39–42.
5) Londono, D., Finney, J. L. and Kuhs, W. F. (1992): Formation, stability, and structure of helium hydrate at high pressure. *J. Chem. Phys.*, **97**, 547–552.
6) 中島亮，下池昌弥，東信彦（2012）多結晶氷中のヘリウムガス透過量の測定．雪氷研究大会（2012・福山）講演要旨集．
7) Saman Alavi and John A. Ripmeester (2007): Hydrogen-Gas Migration through Clathrate Hydrate Cages. *Angew. Chem. Int. Ed.*,**46**, 6102-6105.

南極圏における各季節の水蒸気量の長期変動とその影響

Long-term variation of water vapor content in each season in the Antarctic Circle and its effects

吉田 悠嗣[1]，佐藤 和敏[1]，舘山 一孝[1,]
Yuji Yoshida[1], Kazutoshi Sato[1], Kazutaka Tateyama[1,]
Corresponding author. m3225200362@std.kitami-it.ac.jp (Y. Yoshida)

南極大陸で大雪を引き起こす極端気象現象である Atmospheric River（AR）の各季節の長期変動やその原因と影響を調べるため，ヨーロッパ中期予報センターの再解析データ ERA5 を使用して解析を実施した．AR の指標となる鉛直積算水蒸気量の長期変動は，南極半島や東南極沿岸域で増加傾向にあり，AR の頻度の増加や強化を示唆している．鉛直積算水蒸気量の増加域では，降雪量が増加しており，AR の増加や強化で表面水収支にも影響を及ぼすことがわかった．さらに，鉛直積算水雲量と短波放射収支の長期変動の関係から，AR の変動が表面熱収支にも影響することが示された．

１．研究背景と目的

近年，世界的に地球温暖化の進行が問題視されている．地球温暖化は，南極氷床を融解することで海面上昇を引き起こすといわれていることから，南極氷床に与える影響についても関心が高まってきている．しかし，実際の南極大陸の気候は，領域や期間で異なる傾向であることが多くの研究で指摘されている．西南極は，どの期間の気温傾向も非常に強い温暖化の傾向がみえており，急速に温暖化が進行して表面質量収支が減少している領域である．一方，東南極は 1957-2006 年の 50 年間にはわずかな温暖化の傾向がみられるが，1969-2000 年の 32 年間では寒冷化の傾向がみられる．そのため，東南極はあまり温暖化が進行しておらず，質量収支が増加している．

南極大陸を東西でわけてみると，異なる気温変動の傾向が見られており，南極は温暖化と寒冷化が同時に起こっている地域である[1)]．

南極大陸の氷は，温暖化で減少傾向にあると言われているが，その一方で氷床増加を引き起こすイベントも発生している．これまでの研究では，ダイヤモンドダストのような局所的な現象が南極の氷床増加に寄与しているといわれてきた[2)]．

しかし，近年の研究では，中緯度から高緯度に大量の水蒸気を流入させる Atmospheric River（以下 AR）のような遠隔的な現象が，南極大陸に大雪をもたらすと報告されている[3)]．中緯度から極へ大量に輸送された水蒸気は，局地的大雪を降らせる原因となる[3,4)]．

南極の AR について，これまでの多く研究が実施されているが，そのほとんどが事例解析であり[3)]，長期傾向についてはほとんど議論されていない．また，特定の季節についてはほとんど議論されておらず，AR の長期変動が与える影響も明らかになっていない．そこで本研究では，南極圏での季節毎の水蒸気量の長期変動とその影響を明らかにする．

２．使用データ

南極圏における大気変数の長期変動を調べるため，ヨーロッパ中期予報センターの再解析データ ERA5[5)]を使用した．本研究では，鉛直積算水蒸気量 (Total Water Vapor in the atmosphere: TWV)，降雪量 (Snow Fall: SF)，降水量（Total Precipitation: TP），海面気圧 (Surface Level Pressure: SLP) の変数を使用した．この研究では，４季節を定義（春：9-11 月，夏：12-2 月，秋：3-5 月，冬：6-8 月）し，各季節の長期変動（1950 年から 2019 年の 70 年間）に着目した．また，南極大陸における各地域を図 1 で示すように定義した．

３．結果

３．１　鉛直積算水蒸気量の長期変動

南極圏における各季節の AR の長期変動傾向を調査するため，AR の指標となる TWV の長期

[1] 北見工業大学　Kitami Institute of Technology

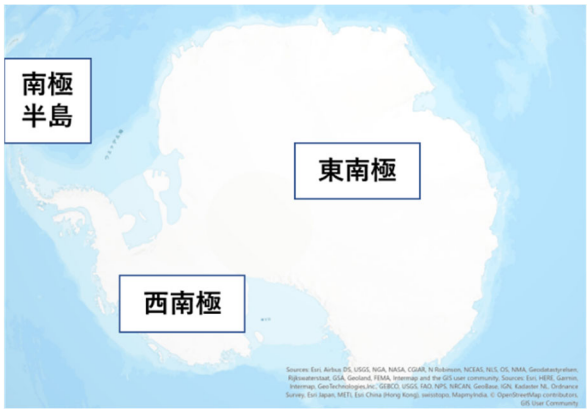

図１　南極大陸における地域分類

変動を示した．南極半島付近では，どの季節もTWV は増加傾向が見られる．また，東南極の東部と西部では，増加傾向が見られている領域があり，特に夏に増加傾向が比較的強いことがわかった．この地点では，中緯度から南極大陸に向けて水蒸気が流入する傾向が見られていることから，AR の頻度の増加や強化が示唆された．どの季節も増加傾向にあるが，特に夏と冬の長期変動に顕著な傾向の違いが見られる（図２b,d）．夏の TWV は，他の季節より絶対量が多くなることから南極大陸周辺で比較的大きな増加傾向にあり，西風とともに強まる傾向にあることがわかった．さらに，南極半島や東南極西・東部の一部で中緯度から南極大陸へ流入が増加傾向にあり，これらの領域で水蒸気量が多くなっていることがわかる（図２b）．一方，冬の TWV は，東南極沿岸域で中緯度から南極大陸への流入が増加傾向にあるが，夏と異なり東風とともに増傾向であった（図２d）．また，東南極西部では，中緯度からの流入が弱い傾向にあり，この領域における水蒸気量の長期変動も弱い増加傾向にある（図２d）．そのため，これらの領域では，AR の変動やその影響は小さいことが示唆される．

３．２　水蒸気流入量増加の影響

南極大陸への水蒸気流入量の増加による影響を調べるため，SF と TP の長期変動を示した（図２i-p）．夏の SF と TP は，水蒸気の流入が増加傾向にある領域で増加傾向にあった（図２j）．そのため，AR に伴う水蒸気流入増加により，降水・降雪量の増加が生じていると考えられる．冬の SF と TP は，夏と増加領域が異なるが，水蒸気流入量増加領域（南極半島，東南極沿岸域）で増加傾向にあることがわかった（図２l）．春や秋の SF や TP についても同じような傾向が見られた（図２i,k）．以上のことから，全季節で AR が強化または頻度が増加することで，中緯度からの水蒸気輸送量が増加し，降雪量の増加に影響していることがわかった．

３．３　ＡＲの増加原因の推定

AR の増加原因を調べるため，南極圏における SLP の長期変動を示した（図２e-h）．夏の SLP の長期変動は，中緯度で高圧傾向，高緯度で低圧傾向となる Southern Annular Mode（以下 SAM）の正偏差のようなダイポールパターンが見られた．インド洋で気圧の上昇傾向が特に大きく，東南極西部で気圧の下降傾向が特に大きくなっている（図２f）．南極大陸周辺では，低圧傾向の極大域があり，南極大陸周辺で低気圧活動が活発になっていることを示唆している．この海面気圧の長期変動は，東南極の西側と東側で中緯度から極向きの輸送を増加させる気圧配置であり，水蒸気輸送の多い地点と一致していることから，TWV 増加傾向に寄与していることを示唆している．

一方，冬の SLP の長期変動は，中緯度付近でも気圧の低下傾向が見られ，正の SAM のようなダイポールパターンが崩れる傾向にある（図２h）．この SLP の長期変動は，南極を中心とした極渦が崩れる傾向にあることを示しており，周辺を吹くジェット気流も弱まる傾向にあることを示している（図２h）．南極大陸周辺のジェット気流が弱まることで，南極大陸へ侵入する低気圧が増加することを示唆しており，中緯度からの水蒸気流入量が容易になるため，水蒸気の流入する地点が沿岸域に広範囲に広がっている（図２d）．

４．まとめと考察

本研究では，南極圏の鉛直積算水蒸気量の長期変動，その原因や影響についての解析を行った．夏の南極半島や東南極沿岸の一部では，中緯度から高緯度への水蒸気流入量が増加傾向にあり，TWV の増加が見られた．流入する水蒸気が増加することで，降雪量や降水量の増加傾向にあり，表面質量収支にも影響していることが示唆された．夏の大気循環場は，正の SAM のようなダイポールパターンが強化される傾向があり，中緯度から極域への水蒸気量を増加させる傾向にあった．一方，冬の大気循環場は，極渦が崩れる傾向

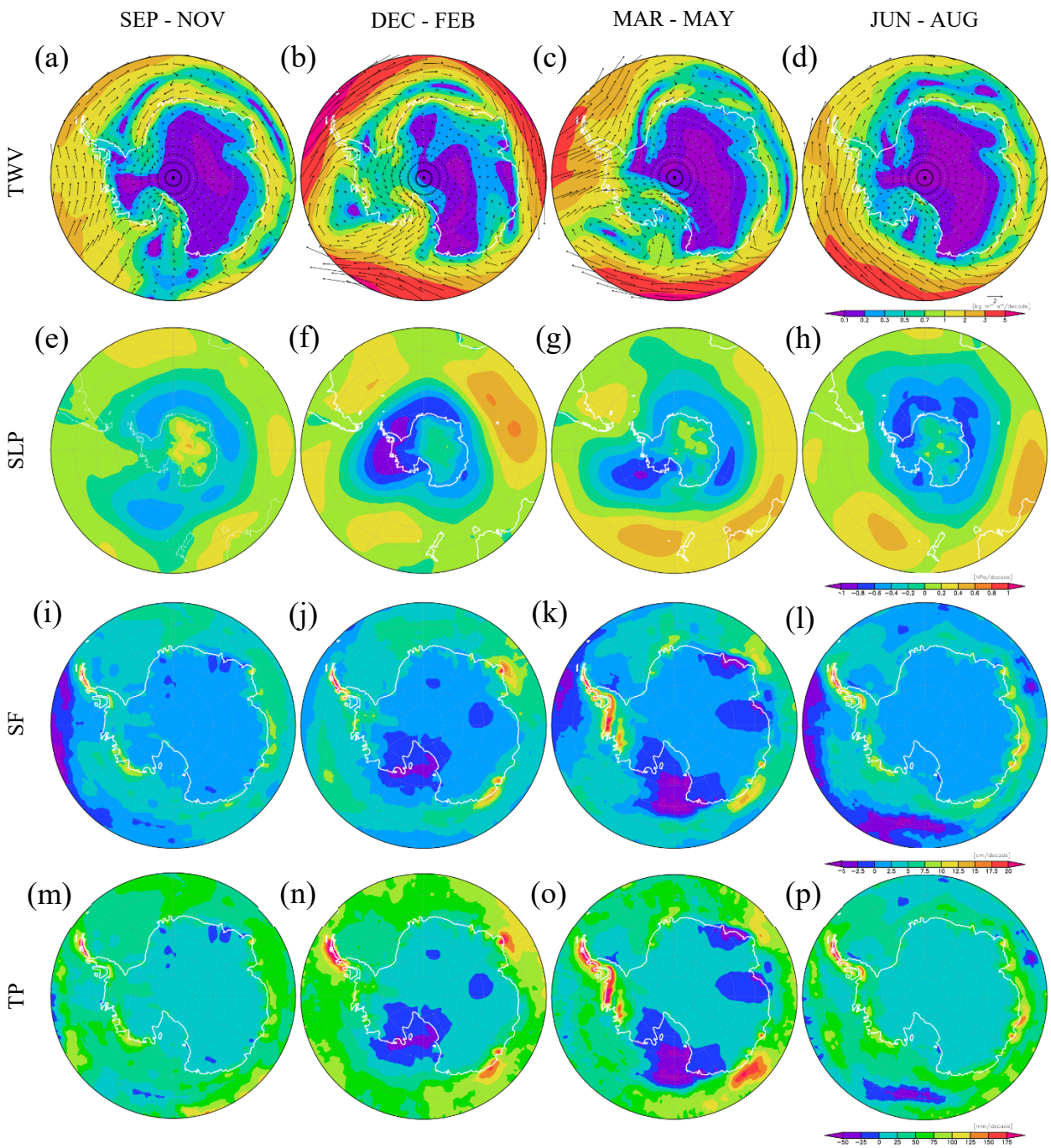

図２　各季節（春：９ － 11 月，夏：12 － ２月，秋：３ － ５月，冬：６ － ８月）の鉛直積算水蒸気量（TWV）(a-d)，降雪量（SF）(e-h)，降水量(TP)（i-l)，海面気圧（SLP）(m-p).

にあり，極域へ侵入する低気圧が増加することで中緯度から極域への水蒸気流入量を増加させていることを示唆していた．そのため，東南極沿岸の広範囲で TWV が増加傾向にある，降雪量の増加に影響していることがわかった．本研究では，再解析データ ERA5 を使用したが，今後は他のデータセットや観測データを使用して同様な傾向があるのか検証を行う必要がある．

【参考文献】

1) Steig et al., (2009) :Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year, *Nature*, **457**, 459-462.
2) Kuhn et al., (1975) :The climate of Plateau Station. *Climate of the Antarctic.*

3) Gorodeskaya et al., (2014) :The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in East Antarctica, *Geophys,Ras.Lett.*,**41**,6199-6206.
4) 平沢尚彦・山内恭，2017 : 南極氷床と大気物質循環・気候，研究気象ノート，**233**，1-14.
5) Hersbach et al., (2020): The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc*. **146**, 1999–2049.

定点カメラを用いた斜里沖に発生する蜃気楼の自動判別手法の検討

今泉 賢斗[1]，舘山 一孝[2]，佐藤 トモ子[3]，石原 宙[4]
Kento Imaizumi[1], Kazutaka Tateyama[2], Tomoko Sato[3], Hiromu Ishihara[4]

Corresponding author: m3225200042@std.kitami-it.ac.jp (K. Imaizumi)

オホーツク海沿岸の地域での蜃気楼観測は従来の現地に赴き目視での観測が行われている．この観測方法では現地への移動に時間が必要になり常時観測が困難であるため，定点カメラを用いた遠隔での観測と蜃気楼の自動判別を可能にすることで移動の時間を大きく削減することが期待される．本研究では定点カメラで撮影された画像を用いた蜃気楼によって変化する建物から蜃気楼の自動判別を行った．結果は先行研究と比較して自動判別の精度が向上した．また，建物が伸びあがる変化をする場合に本研究の手法は有効であることがわかった．

１．はじめに

オホーツク海地域では多くの蜃気楼の発生が確認されている．また，オホーツク海で発生する蜃気楼の発生条件を調べるため，ドローンや無人気象計，インターバルカメラなどを用いた研究や観測が実施されてきた．現在，オホーツク海地域における一部発生件数について蜃気楼の発生予測技術は発展してきている[1)]が，蜃気楼の発生有無の判別方法については現地観測または撮影後のデータの人間による目視判定にとどまっている．そのため観測には多くの時間と労力が必要であり，断続的かつ主観的な判断にとどまっている．そこで，本研究では遠隔での観測および判定を自動化することにより継続的かつ客観的に発生ケースを捉え予測技術の発展に役立てることを目的とする．秦[2)]は上位蜃気楼によって稜線と海岸線が変化することから上位蜃気楼の自動判別を試みている．本研究では，建物が上位蜃気楼によって伸び上がることから，図 1 (b) の澱粉工場に着目して，その虚像の高さから蜃気楼発生の有無の判別を行った．

２．使用データ

２．１　使用機材

本研究では石原[3)]が撮影した画像を使用する．カメラは Panasonic 製ミラーレス一眼カメラ「LUMIX GX8」センサーサイズはマイクロフォーサーズ，有効画素数 2030 万画素，画像の形式ファイルは JPEG を使用した．レンズは TOMYTEC 社製，コ・ボーグ 36ED，しぼり値 F5.6，焦点距離（35 mm 換算値で）400 mm，画角 6 度の仕様である．定点カメラは建物内に設置し，窓ガラス越しに撮影は行われている．撮影の際，カメラ本体や街の街灯の光が窓ガラスに反射して映り込む影響を少なくするためにレンズフード（黒の画用紙）を取り付けている．シャッターリモコンは ROWA JAPAN 社製の DMW-RS1 を使用する．今回の撮影では建物の停電によりカメラの設定がリセットされて撮影が止まってしまう可能性を考え，カメラ本体に備わっているインターバル撮影機能は使わず，シャッターリモコンを使って撮影間隔を設定する．

２．２　撮影場所・撮影期間

定点カメラは見通しのいい海岸沿いにある建物に設置した．図 1 に撮影エリアの斜里町と網走市の北海道における位置関係を示す．撮影は北海道斜里郡斜里町峰浜から西に約 35 km 離れた網走市北浜の方向に向け行った．その際に，図 1 (c) のオホーツク網走農業協同組合澱粉工場を目印として撮影した．撮影を行った期間は 2016 年 12 月 15 日から 2017 年 3 月 3 日までの期間で，撮影間隔は 10 分で撮影した．本研究では，大規模な蜃気楼が観測された，①2016 年 12 月 17～18 日，②2017 年 1 月 22 日，③1 月 31 日～2 月 1 日，④2 月 5 日，⑤2 月 27 日～28 日，この 5 つの期間で解析を行った．

[1] 北見工業大学大学院　工学研究科　Graduate School of Engineering, Kitami Institute of Technology
[2] 北見工業大学　地球環境工学　School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
[3] 知床・蜃気楼幻氷研究会　Shiretoko Mirage Research
[4] 北海道立オホーツク流氷科学センター　Okhotsk Sea Ice Museum of Hokkaido

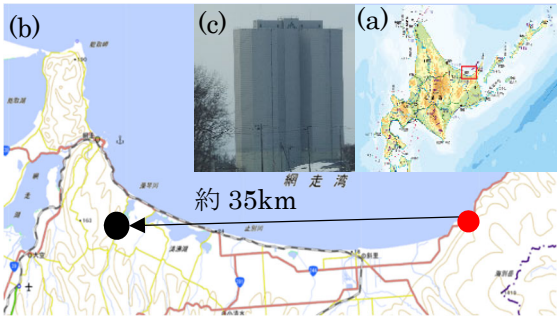

図 1　撮影場所と建物の位置関係
（a）北海道内の撮影エリアの位置
（b）撮影場所と撮影方向
（c）網走北浜の澱粉工場
（国土地理院より）

3．解析方法

本研究では画像解析ソフトウェアとして Math Works 社製の技術計算言語 Matlab を使用した．初めに，定点カメラで撮影した解析期間の画像から解析範囲の抽出を行う．幅 2624 ピクセル×高さ 1968 ピクセルの元画像から処理速度を高め，上位蜃気楼の発生確認を容易にするために澱粉工場の領域を抽出する．抽出後の画像サイズは幅 100 ピクセル×高さ 120 ピクセルである（図 2）．次に，抽出した画像のコントラストの調整を行う．コントラストの調整は画像解析をするうえで重要な手段の一つであり，コントラストの低い画像では対象物がはっきりと捉えることができず，解析することができない．本研究ではコントラストの均等化を行うことで，コントラストの強調をし，建物の形をしっかりとらえることができる画像にする（図 3）．次にコントラストの調整をした画像に対して二値化処理を行う．二値化とは，画像を白と黒の 2 色に変換する処理のことである．決められた閾値以上の画素値を白，ある値未満の画素値を黒に変換する，画像を単純化する手法の 1 つである．本研究では建物の形をはっきり捉えられるように期間ごとに閾値の設定をして二値化処理を行った（図 4）．最後に 2 値化した画像の列ピクセルに含まれる白いピクセルの最大値を求める．この時，白いピクセルの最大値が閾値以上の画像を蜃気楼あり，閾値未満の画像を蜃気楼なしとして蜃気楼の判別を行った（図 5）．

4．解析結果

各期間の解析結果を表 1 に示す．先行研究と比較すると，2016 年 12 月 17 日～18 日，

図 2　元画像から建物周辺を抽出した画像
（左）蜃気楼無，（右）蜃気楼有

図 3　図 2 のコントラストを調整した画像
（左）蜃気楼なし，（右）蜃気楼あり

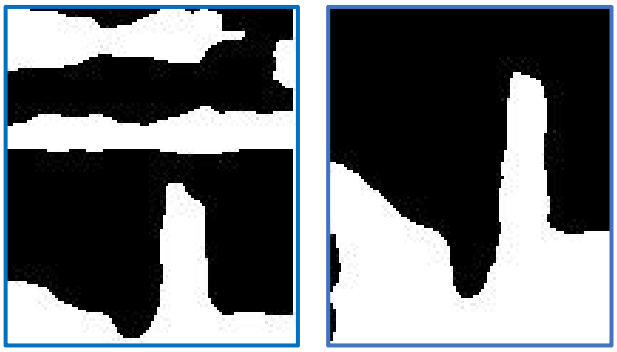

図 4　図 3 を二値化処理した画像
（左）蜃気楼なし，（右）蜃気楼あり

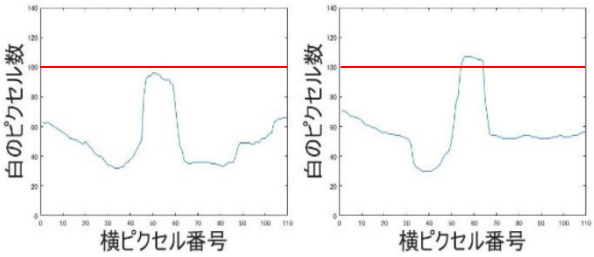

図 5　図 4 の画像から白いピクセルの
最大値を求め判別したグラフ
（左）蜃気楼なし，（右）蜃気楼あり

表１　各期間の解析結果

日付	蜃気楼有り（目視判別）		蜃気楼無し（目視判別）	
	蜃気楼あり（自動判別）	蜃気楼なし（自動判別）	蜃気楼あり（自動判別）	蜃気楼なし（自動判別）
2016 年 12 月 17 日～18 日	85%	15%	30%	70%
2017 年 1 月 22 日	17%	83%	18%	82%
2017 年 1 月 31 日～2 月 1 日	81%	19%	33%	67%
2017 年 2 月 5 日	58%	42%	0%	100%
2017 年 2 月 27 日～28 日	91%	9%	14%	86%

2017 年 1 月 22 日，2017 年 1 月 31 日～2 月 1 日の期間で蜃気楼発生画像を蜃気楼ありと正しく判別している割合が大きく増加した．また，2017 年 2 月 5 日，2 月 27 日～28 日の期間では蜃気楼が発生していない画像を蜃気楼なしと正しく判断している割合も増加した．しかし，2017 年 2 月 5 日においては蜃気楼発生画像を蜃気楼なしと誤った判別をしている割合が増えた．また，2016 年 12 月 17 日～18 日，2017 年 1 月 22 日，2017 年 1 月 31 日～2 月 1 日の期間で蜃気楼なしの画像を蜃気楼ありと誤った判別をしている割合が増えてしまった．次に本研究の課題について考察する．

５．考察

2016 年 12 月 17 日～18 日，2017 年 1 月 22 日，2017 年 1 月 31 日～2 月 1 日の 3 つの期間で蜃気楼なしの画像を蜃気楼ありと誤った判別をしている割合が増えた原因は建物の背後にある林が原因であることが考えられる．二値化処理するときの閾値は各期間で決めているため，画像によっては背後の林が建物と同様に白いピクセルとして出力されてしまい，判別をする際に閾値以上の値が反映されてしまうため今回の誤った判別につながった．今回は手動で閾値を決めているため，今後は画像ごとに適切な閾値を自動で決める必要がある．また，本研究の手法では建物が周りの蜃気楼によって変形する場合，蜃気楼を正しく判別できない．建物が伸びあがるのではなく，建物周辺が変化した場合建物を検出することができずピークが設定した閾値よりも低い値になってしまうため正しく判別することができない．これは 2017 年 2 月 5 日の結果が先行研究よりも低い割合になってしまった原因と考えられる．この期間は蜃気楼による建物の伸び上がりの変化が見られたが，夕方になるにつれて建物の伸び上がりがおさまり，建物の周辺が変化しているため先行研究と比較して低い割合になった．

他に，本研究では解析範囲を狭めることで雲や鳥の混入を防ぐことに成功したが，解析範囲が狭いため，1 ピクセルの変化が解析結果に大きく影響を及ぼすことになってしまった．ピークの閾値を 1 ピクセル増減させるだけで大きく結果が変わってしまうことになってしまった．これは，望遠レンズで撮影しているが画素数が低いため起こってしまったことが考えられる．本研究の手法を用いて蜃気楼の自動判別をする場合，遠くにある蜃気楼によって変形する建物に着目して判別しているため，より画素数の高い画像であれば精度の向上を見込める

６．まとめと今後の展望

本研究は先行研究とは別の手法を用いて定点カメラによって撮影された画像から上位蜃気楼の自動判別が可能か検討した．本研究では蜃気楼によって変形する建物に着目して蜃気楼の自動判別をした．先行研究と比較して判別精度の向上が見られたが，課題も見つかった．

1 つ目は二値化処理する際の閾値を画像ごとに適切な値を自動で決める必要がある点．

2 つ目は建物が伸びあがるような変化ではなく，周りの蜃気楼によって縮むように変化した場合に正しく判別することができない．この点に関しては別の手法を用いて判別する必要がある．

3 つ目は撮影機材について．本研究の手法では建物周辺という狭い範囲で解析を行うため画素数が足りず，閾値の 1 ピクセルの増減によって結果が大きく左右されてしまう点．

以上の課題をふまえて今後は小清水町浜小清水キャンプ場に 2022 年 3 月 30 日から設置されている高画質望遠ライブカメラ（図 6）を用いて知床と網

走で発生する蜃気楼の自動判別手法の開発を目指す．また，機械学習を用いた蜃気楼の自動判別手法の開発を目指す．

図６　小清水町浜小清水キャンプ場に設置された高画質望遠カメラ

【参考文献】

1) 舘山 一孝, 佐藤 トモ子，佐藤 和敏，道木 泰成，小林 一人，鈴木 一志，2020 : データ駆動型観光を目指したオホーツク地域の 上位蜃気楼発生予測・公開システムの開発，「北海道の雪氷」，**39**，27-30
2) 秦 芳暉，2018，定点カメラを用いた斜里沖に発生する蜃気楼の自動判別，北見工業大学 学部論文
3) 石原 宙，2018，冬季の斜里における上位蜃気楼の発生状況に関する研究，北見工業大学 修士論文

北海道におけるダイヤモンドダストの発生頻度とその将来予測

Frequency of Diamond Dust and its future prediction in Hokkaido

長谷川 祥樹[1]，山口 高志[1]，濱原 和広[1]，鈴木 啓明[1]，野口 泉[1]
Yoshiki Hasegawa[1], Takashi Yamaguchi[1], Kazuhiro Hamahara[1], Hiroaki Suzuki[1], Izumi Noguchi[1]
Corresponding author: hasegawa-yoshiki@hro.or.jp (Y. Hasegawa)

冬季の自然現象の一つであるダイヤモンドダストについて，気象要素データを基に道内各地の発生ポテンシャルを見積もったうえで，発生状況調査によりモデル地域における発生頻度を把握した．発生日の気象条件および将来気候予測データを用いて 21 世紀末までの発生頻度の変化を予測した．SSP5-8.5 シナリオの場合は，21 世紀末には発生頻度が現在の約 3 分の 1 に減少すると予測され，気候変動の影響が顕著に表れた．

１．はじめに

近年「ジュエリーアイス」や「フロストフラワー」を始めとする雪氷に関連する自然現象が旅行関連のメディアで特集[1)]されるなど，観光資源として注目されている．

これらの自然現象の発生には，一定の気象条件（特に低温であること）を満たす必要があるが故に，気候変動の影響によって，その発生頻度は減少する可能性がある．観光資源として持続的な活用を図る上では，これらの自然現象の中長期的な変化についても留意する必要がある．

本研究では，自然現象の一つである「ダイヤモンドダスト」を対象に，発生頻度を把握し，その将来予測を行うことで，気候変動が自然現象に及ぼし得る影響を明らかにすることを目的とする．

ダイヤモンドダストは「細氷」とも呼ばれ，冬季の大気中に浮遊する氷晶が，太陽光を反射・屈折してキラキラと光る現象[2)]であり，北海道内陸部などで放射冷却により急激に温度が下がったときなどに観察される[3)]比較的身近な自然現象である．

２．方法

２．１　発生ポテンシャルの見積

ダイヤモンドダストは，厳冬期の快晴かつ無風など限られた条件の時に発生するとされているが[4)]，自然環境下での発生条件を明確に示した事例は見当たらない．そこで，各気象要素が満たすべき条件を暫定的に設定し，アメダスによって観測された気象要素データから地域毎の発生しやすさを表現することを試みた．表 1 に設定した気象条件を示す．すべての条件を満たす日を発生可能性がある日とし，その年間累計値を発生ポテンシャルと定義した．

北海道内のアメダス設置地点から 50 地点を抽出し，7-9 時の 1 時間値を対象に解析を行った．解析は当年 12 月 1 日から翌年 3 月 31 日までの 4 か月間を対象とし，2011～2020 年までの値を平均して、各地点の発生ポテンシャルを算出した．また，風速については各地点の風速計高さに違いがあるため，三浦ら[5)]の方法により高さ 10 m の風速に換算したものを解析に用いた．なお，今回は，一日のうちダイヤモンドダストが少しでも見られる可能性がある日を幅広くカウントすることを念頭に置き，発生条件を設定しているため，ポテンシャルの精度自体を問うことはできないことに留意する必要がある．

表１　ダイヤモンドダストの発生条件

気象要素データ	設定した条件
気温	平均-10℃以下
風速	平均 1.5m s^{-1} 以下
日照時間	累積 0.2h 以上
降雪	累積 1cm 以下

２．２　発生状況調査

道東内陸部の弟子屈町川湯において，ダイヤモンドダストの発生頻度を把握するため発生状況調査を実施した．　2021 年 12 月 3 日から 2022 年 3 月 6 日まで地区内 2 か所に定点カメラ（GoPro HERO9）を設置し，インターバル 30 秒で連続的に観測を実施した．図 1 に定点カメラと設置地点の外観を示す．カメラは朝方に太陽光を逆光で捉えられるよう東～南東方向に向けて設置した．また，定点カメラ近傍に温湿度ロガー（ONSET 社　HOBO　MX2301A）を設置し，10 分間隔で温湿度を記録した．さらに，現地在住の協力者 1 名に毎朝ダイヤモンドダスト

[1] 北海道立総合研究機構　エネルギー・環境・地質研究所
Research Institute of Energy, Environment and Geology, Hokkaido Research Organization

発生の有無を確認してもらい，観察情報として記録した．

図１　定点カメラと設置地点の外観

２．３　発生頻度の将来予測

石崎[6]による，全球気候モデル MIROC6 の出力値を 1 km メッシュに高解像度化したデータのうち，川湯を含むメッシュの 2015 年から 2100 年にかけてのデータを入手した．将来シナリオは CMIP6 における SSP5-8.5（化石燃料依存型の発展の下で気候政策を導入しない高位参照シナリオ）および SSP1-2.6（持続可能な発展の下で，気温上昇を 2℃未満に抑えるシナリオ）とし，両者のデータで比較した．

３．結果と考察

３．１　発生ポテンシャルの見積

図 2 に地域毎の発生ポテンシャル（2011-2020 年平均）を示す．沿岸部と比較して風が弱く，冷え込みが強い内陸部で値が高い結果となった．また，内陸部のうち道東で特に値が高くなっており，冬季に晴天率が高いことを反映していると考えられた．今回の結果は，ダイヤモンドダストが観測されやすいとされる名寄[7]，旭川[8]，陸別[9]など道北・道東の内陸部のポテンシャルが高く表現されており，地域毎の発生しやすさの差異を視覚的に捉えるうえで，一定程度の妥当性を有していると考えられた．

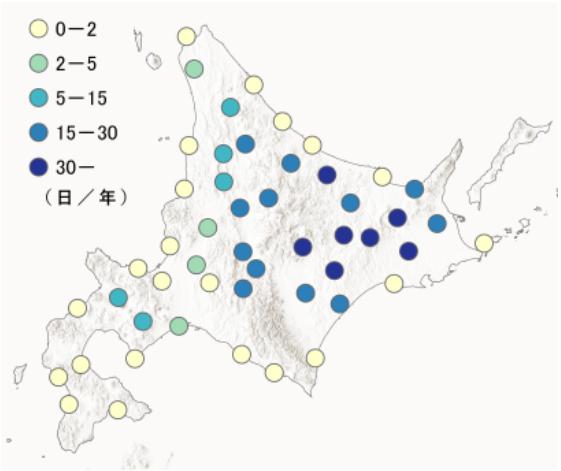

図２　ダイヤモンドダストの発生ポテンシャル

３．２　発生状況調査

３．２．１　発生頻度

図 3 に発生状況調査の結果を示す．当日の発生可能性の有無は，調査地点から南東方向に約 2.5 km 離れた川湯アメダスの記録（1 時間値）を用いて，事前に設定した発生条件から判別した．前節で求めた川湯の発生ポテンシャル（34 日）に対して，今回の調査期間内で発生可能性ありと判別された日は 31 日であり，発生条件が揃った日としては概ね平年並みだった．

定点カメラによる観測あるいは目視による観察によって，ダイヤモンドダストが合計 14 日確認され，発生頻度を把握することが出来た．なお，定点カメラの設置箇所や目視による観察地点の違いによって，同一日でも発生が確認できた地点とできなかった地点が存在した．これは，定点カメラの撮影インターバルが 30 秒とやや長いため画像確認による判別が難しかったことや，目視による観察時間が数分程度だったことによるものであると考えられる．撮影に関するハード面・ソフト面の改良や，画像からダイヤモンドダストを判別する手法の構築が今後の課題である．

３．２．２　発生条件の検証

7-9 時の平均気温と発生有無の関係を発生率（発生した日数／気温条件を満たした日数）で表すと，-16℃以下の場合は発生率 100%（9 日／9 日），-12℃以下-16℃超の場合は発生率 33%（5 日／15 日）であり，-12℃超の日は発生が確認されなかった．このことから，実際にダイヤモンドダストが発生するためには，当初設定した気温条件（-10℃以下）よりもさらに低温になることが必要であると考えられた．また，気温が低い日は概ね風速，日照時間，降雪量の発生条件も満たしており，風が弱い晴天夜間に起

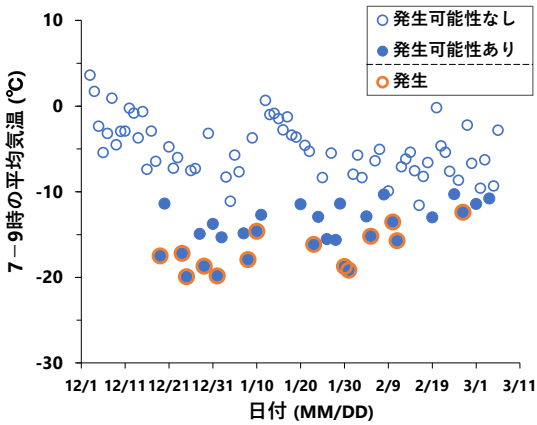

図３　ダイヤモンドダストの発生状況

こる放射冷却現象[10]によって低温になったことを反映していると推察された．このことから，気温はダイヤモンドダスト発生に必要な気象条件を合わせた代表的な要素であると考えられた．

次に，温湿度ロガーによる記録とダイヤモンドダストの発生有無について検証する．図4に7-9時の平均気温と平均相対湿度に対するダイヤモンドダスト発生の関係を示す．発生有無が混在した気温-12℃以下-16℃超の範囲では，同程度の気温であればより相対湿度が高い日の方が発生しやすい傾向が確認された．今後，気温のみならず湿度にも着目してさらなる検証を重ねることで，発生条件をより高精度化できる可能性が示唆された．

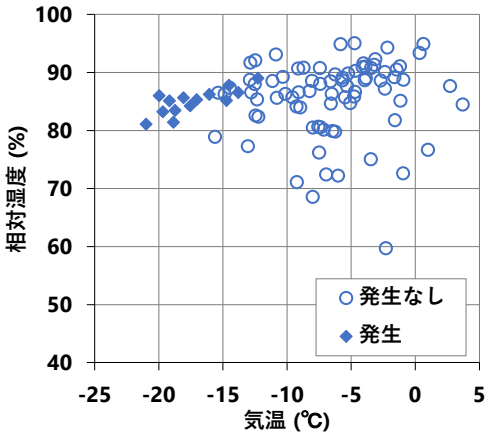

図4　7-9 時の平均気温と平均相対湿度に対するダイヤモンドダスト発生の関係

３．３　発生頻度の将来予測

３．３．１　発生頻度の計算について

ダイヤモンドダストの発生に寄与する代表的な気象要素である気温の情報を用いて将来予測を行った．今回使用した将来気候予測データでは，日平均気温，日最高気温，日最低気温について2015年1月1日から2100年12月31日までの1日単位で予測値がある．そのうち，朝の気温と関係が強いと考えられる日最低気温の予測値を使用した．

年間の発生頻度は式1を用いて計算した．また，各変数および定数の意味と算出方法を以下に示す．

$$F_p = D \times K_1 \times K_2 \cdot\cdot\cdot (1)$$

F_p：発生頻度（日）

D：日最低気温が閾値以下となる日数（日）

発生状況調査において，ダイヤモンドダストが発生した日は，すべて0-9時の最低気温が-17℃以下だったため，-17℃を閾値とした．

K_1：日最低気温による0-9時の最低気温の再現率

日最低気温の日界は0時であるため，必ずしも日最低気温が0-9時の最低気温を再現できないことがある（例えば夜遅い時間から翌日にかけて気温が低下する場合など）．ここでは，川湯アメダスについて，年間の日最低気温が-17℃以下の日数に対する0-9時の最低気温が-17℃以下の日数の割合を2011年から2020年まで求め，その平均値0.76（最低0.67～最高0.82）を再現率として採用した．中島は，札幌において0時日界の場合，最低気温の「谷」の非捕捉率が30%近くあることを示しており[11]，今回の値は概ね妥当であると考えられた．

K_2：0-9時の最低気温によるダイヤモンドダスト発生的中率

この発生的中率とは気温以外の湿度や天候など諸条件がダイヤモンドダスト発生に適した状況となり，実際にダイヤモンドダストが発生する確率である．今回の発生状況調査において，0-9時の最低気温が-17℃以下の日数（24日）のうち58%にあたる14日でダイヤモンドダストが発生したことを踏まえ0.58を発生的中率として採用した．

３．３．２　将来予測結果

図5，図6にSSP5-8.5シナリオおよびSSP1-2.6シナリオによる発生頻度の将来予測結果を示す．SSP5-8.5の場合，有意な減少傾向（t検定，$P<0.01$）が見られた．発生頻度は，現在（2016～2025年の平均）の14.3日に対して将来（2076～2095年の平均）は5.1日と約3分の1に減少すると予測された．一方で，SSP1-2.6の場合は，有意な減少傾向は見られなかった．このように，シナリオによっては気候変動の影響が顕著に表れた．すなわち，希少性の高い自然現象が将来に渡って見られるかどうかは，気候変動への今後の対策次第と言うことができる．

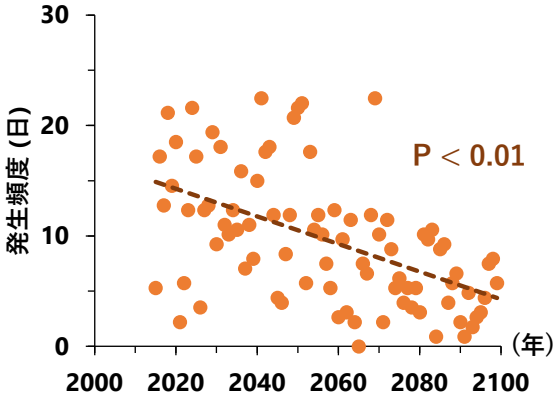

図5　ダイヤモンドダストの発生頻度の将来予測（SSP5-8.5シナリオ）

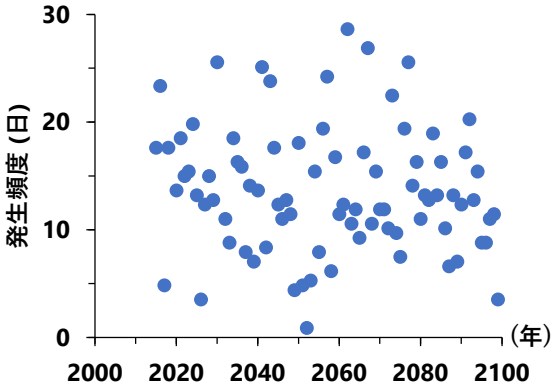

図６　ダイヤモンドダストの発生頻度の将来予測（SSP1-2.6 シナリオ）

福山は，冬季の自然現象を含めた雪氷観光の創造によって雪氷の価値を向上させることが，人間がその雪氷を「護ろう」とする意識を芽生えさせ，その延長線上に地球温暖化に対する緩和策の意識が浸透していく可能性を指摘している[12]．本研究の結果は，北海道内陸部では比較的身近な自然現象であるダイヤモンドダストの現在における価値を再認識させ，気候変動緩和策の推進に向けた意識の醸成につながる可能性を有している．

４．おわりに

本研究では，ダイヤモンドダストを対象に，発生頻度を把握したうえで，その将来予測を行った．本研究により得られた主な結果を以下に示す．

- 気象要素データから道内各地の発生ポテンシャルを見積もり，地域毎のダイヤモンドダストの発生しやすさを視覚的に捉えた．
- モデル地域である弟子屈町川湯において，ダイヤモンドダストの発生が年間 14 日確認された．
- 将来気候予測データを用いて発生頻度の変化を予測した．SSP5-8.5 シナリオの場合は，21 世紀末には発生頻度が現在の約 3 分の 1 に減少すると推定された．

本研究では，一つのモデル地域における発生頻度や発生条件についての結果を得ることができた．これらを高精度化・一般化するためには，今後，複数年の調査や別の地域での調査等が必要である．そのことにより発生頻度の推定や将来予測について，北海道のより広い範囲を対象にすることが可能になると考えられる．地域の資源である自然現象が気候変動によってどう変わるのかを可視化することは，気候変動の緩和や適応に向けた動機の一つになり得ると考えている．

【謝辞】

本研究の推進にあたり，北海道環境生活部気候変動対策課，環境省阿寒摩周国立公園管理事務所，弟子屈町観光商工課，川湯エコミュージアムセンター（現 川湯ビジターセンター）および菓子司風月堂の皆様にご協力いただきました．記して感謝の意を表します．

【参考文献】

1) 例えば，全日本空輸株式会社ウェブサイト，「北海道の厳冬が生み出す奇跡の絶景」．URL: https://www.ana.co.jp/travelandlife/article/002096/（2022年4月28日閲覧）
2) 亀田貴雄・高橋修平，2017：雪氷学，東京，古今書院，71pp.
3) 公益社団法人日本雪氷学会編，2014：新版雪氷辞典，東京，古今書院，115pp.
4) 政府広報オンライン英語版サイト，HIGHLIGHTING Japan2022 年 1 月号．URL: https://www.gov-online.go.jp/eng/publicity/book/hlj/html/202201/202201_08_jp.html（2022 年 6 月 23 日閲覧）
5) 三浦健志・奥野林太郎，1993：ペンマン式の計算を容易にするための工夫と提案，農業土木学会論文集，**164**，165-170.
6) 石崎紀子，2021：CMIP6 をベースにした CDFDM 手法による日本域バイアス補正気候シナリオデータ，Ver.1，国立環境研究所，doi:10.17595/20210501.001.（参照: 2021/12/1）
7) 例えば，名寄市 HP．URL: http://www.city.nayoro.lg.jp/mobile/visit/index.html（2022 年 6 月 24 日閲覧）
8) 例えば，旭川市 HP．URL: http://www.city.nayoro.lg.jp/mobile/visit/index.html（2022 年 6 月 24 日閲覧）
9) 例えば，陸別町 HP．URL: https://www.rikubetsu.jp/iju/shiru/（2022 年 6 月 24 日閲覧）
10) 近藤純正・山沢弘実，1983：夜間の地表面放射冷却と積雪および日本各地の最低気温の極値について，天気，**30** (6)，21-27.
11) 中島尚，1999：札幌における日最高（最低）気温の日界について，天気，**46** (5)，39-41.
12) 福山貴史，2021：「雪氷観光」に関する基礎研究，雪氷，**83** (5)，489-505.

オホーツク地域における大雪時の積雪特性とその要因

-2014/15 年冬期の事例解析-

Characteristics and factors of snow cover during a heavy snowfall season in the Okhotsk region -A case study of the winter of 2014/15-

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

This study analyzed the increase in maximum daily snow depth, main snow types, and background meteorological conditions during a heavy snow season (winter 2014/15) in the Okhotsk region of Hokkaido. Consequently, the maximum daily snow depth substantially increased under the influence of a rapidly developing extratropical cyclone. During the heavy snow season, temperature gradients within the snowpack were small because temperatures remained above normal, and the snow types were primarily compacted snow and granular snow. These findings are important in the Okhotsk region, where snow pit observation data are limited.

１．はじめに

オホーツク地域における年最深積雪の平年値は 1m 未満で，日本海側の地域と比較すると積雪は少ない傾向にある．例えば，気象庁北見地域気象観測所（以下「北見アメダス」）にて 1 冬期に日最深積雪 1 m 以上を記録した日が 1 日以上存在するシーズンは，1980 年以降の 42 冬期中 7 冬期に限られ，中でも日最深積雪が 1 m 以上を記録した日が 3 日以上存在したシーズンは 2003/04 年冬期と 2014/15 年冬期の 2 冬期に限られる．このことから，オホーツク地域での大雪シーズンにおける積雪断面観測の記録も数少ないものとなっており [1]，大雪時の雪質をもたらす気象条件についても十分な検討がなされていない．そこで本研究では，1 日の積雪深増加量（1 日の日最深積雪増加量（前日の値との差分））と積雪断面観測データを用いた各層の雪質の経過を解析し，オホーツク地域における大雪時の積雪特性をまとめた．加えて，その積雪特性になった気象的要因を明らかにするために気象データを解析し，大雪時の積雪特性となった原因について考察を行った．本研究では，北見アメダスにおける 1 日の積雪深増加量が 30 cm 以上となった回数と日最深積雪が 1 m 以上となった日がそれぞれ 1 シーズンに 4 回，6 日とシーズンを通して大雪となり，かつ北見における積雪断面観測データが存在する 2014/15 年冬期の積雪特性に着目した．なお，今回は北見で 1 日の積雪深増加量が 30 cm 以上増加した 4 事例のうち，大雪が降る前日までに積雪があり，かつオホーツク地方と根釧地域の広範囲で顕著な大雪となった 2015 年 1 月 23 日前後の事例を示す．

２．研究方法

(1) 1 日の積雪深増加量

2014/15 年冬期の日最深積雪深のデータは，気象庁アメダス観測データおよび農研機構メッシュ農業気象データシステム [2]により入手した．これらを用いて，1 日の積雪深増加量が 30 cm 以上となった前後の日(22 日，23 日)における日最深積雪深データの差分を求めた（図 1）．計算結果は，図 1 のように GIS ソフトウェア（QGIS）により可視化した上で解析した．また，標高 400 m 以上のエリアについてはマスキング処理を施した．

(2) 積雪断面観測データ

積雪断面観測データは，北見工業大学露場における観測データ（定点観測，以下「北見定点」とする）と，融雪出水直前期にオホーツク地域 9 ヶ所で測定した観測データ（広域観測）を用いた [1]．

(3) 気象データ

気象データは，2014/15 年冬期における日降雪

[1] 北見工業大学大学院　工学研究科　Graduate School of Engineering, Kitami Institute of Technology
[2] 北見工業大学　工学部　地球環境工学科　School of Earth, Energy and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology

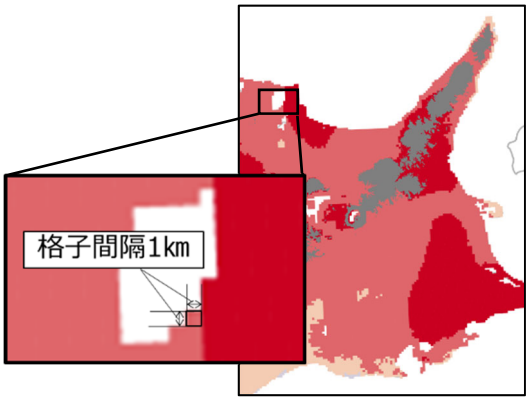

図１　農研機構メッシュ農業気象データを QGIS で可視化した例

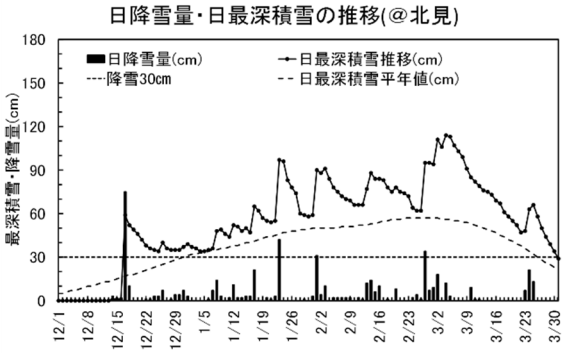

図２　2014/15 年冬期　北見における日降雪量・日最深積雪の推移

量，日最深積雪，日平均気温のデータ[3]と，低気圧イベント発生時の地上天気図[4]，メソ数値予報モデル GPV データ[5]を使用した．

３．結果

(1) １日の積雪深増加量

図 2 は，気象庁北見アメダスで観測された 2014/15 年冬期における日最深積雪の推移を示す．2014/15 年冬期は 12 月 17 日以降全ての日で日最深積雪が平年値を上回っている．特に 1 月 23 日については，日最深積雪が 1 日で 42 cm 増加し，97 cm に達した．

図 3 は，2015 年 1 月 22～23 日における北海道内の 1 日の積雪深増加量である．オホーツク地域の増加量は他地域に比べ大きい．気象庁のアメダスデータを見ると，北見+42 cm，網走+47 cm であった（なお，根釧地域の根室（+35 cm），中標津（+34 cm）も大きい）．1 月 25 日（大雪の２日後）に北見定点で実測した積雪断面と層位図（図 4）によると，新雪層は 30 cm あった．場所の違いと圧密の影響でアメダスデータとは差があるが，積雪深は増加している．

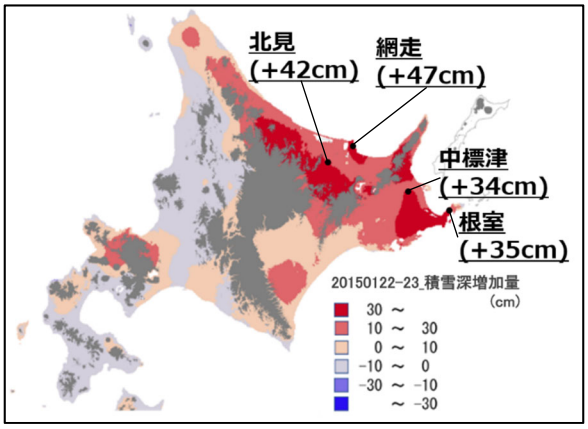

図３　2015 年 1 月 22～23 日　北海道内における 1 日の積雪深増加量の分布
カッコ内：各地域気象観測所における 1 日の積雪深増加量

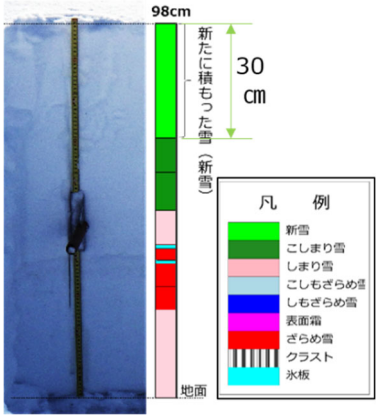

図４　2015 年 1 月 25 日（大雪 2 日後）における北見工業大学の積雪断面と層位図

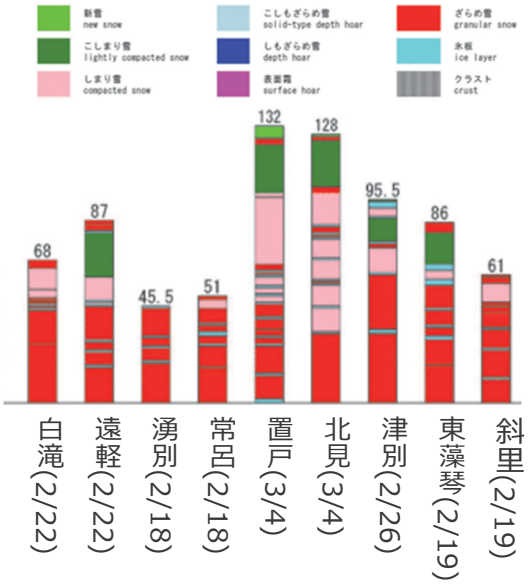

図５　2014/15 年冬期の融雪出水直前期（2 月中・下旬～3 月上旬）オホーツク地方における積雪断面観測結果（カッコ書き：観測日）

(2) 積雪断面観測データ

図 5 は，2014/15 年冬期の融雪出水直前期におけるオホーツク地域 9 ヶ所の積雪断面観測結果である．積雪の特徴は，9 ヶ所全てで雪質がしまり雪，ざらめ雪主体であったことである．図 6 は北見定点における 2014/15 年以降各冬期の積雪断面観測結果である．2014/15 年冬期は北見で通常この時期に積雪下層に見られるしもざらめ雪やこしもざらめ雪が形成されず，しまり雪やざらめ雪を主体とする積雪層構造のまま推移した．

4．考察

(1) 1 日の積雪深増加量が増加した原因

2015 年 1 月 22 日 21 時及び 23 日 21 時の地上天気図（図 7）によると，本州付近にあった低気圧は急速に発達し，23 日 9 時には閉塞前線を伴いながら三陸沖を通り北海道東方海上に進み，23 日 21 時には中心気圧が 968 hPa となった．降水分布と合わせた気象衛星画像によると，道東では長時間降雪があった．また，図 8（左）は 2015 年 1 月 23 日 3～21 時の低気圧中心位置とその移動経路，図 8（右）は，MSM（メソスケールモデル；初期時刻 2015 年 1 月 23 日 JST0 時）による同日 9 時の海面更正気圧，降水量，風の予想図である．閉塞前線が形成された 9 時以降，低気圧の移動速度は低下した．また，地上天気図や MSM 予想図によると，低気圧周辺やオホーツク地方の気圧傾度が大きいことがわかる．この低気圧は北海道の東方海上に停滞し，その間オホーツク地域には北成分の強風が吹き続いたと考えられる．また，北見において降雪のピークとなった 23 日 9 時，オホーツク地方では広い範囲で 1～4 mm/h の固体降水を記録した．オホーツク地方は雪雲を遮る起伏が少ないため，北成分の強風が長時間にわたり固体降水を降らせた結果，広範囲に大雪の影響が直接もたらされたと考えられる．

(2) 積雪断面観測データの特徴の原因

2014/15 年冬期は，オホーツク地域で通常積雪下層に見られるしもざらめ雪やこしもざらめ雪が形成されず，しまり雪やざらめ雪を主体とする積雪層構造が形成され，長時間推移した．図 9 は，2014/15 年冬期における北見アメダスの日平均気温の変化を表したグラフである [3]．このシーズンは，北見をはじめとするオホーツク地方各地で日平均気温が平年値を上回る日が多かった．さらに積雪深の値が大きい状態が続き，積雪層内に温度勾配（鉛直方向の温度変化率）が生じにくかったため，例年とは異なる積雪層構造になったと考

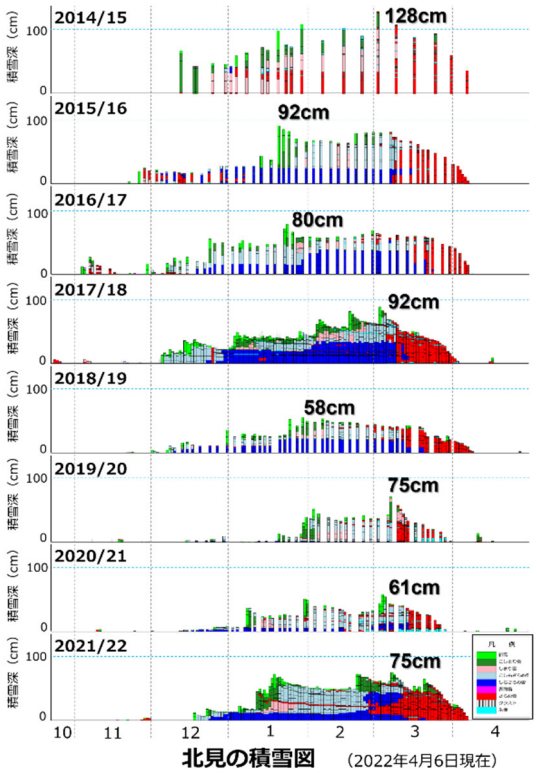

図 6　2014/15 年以降各冬期　北見定点における積雪断面観測結果

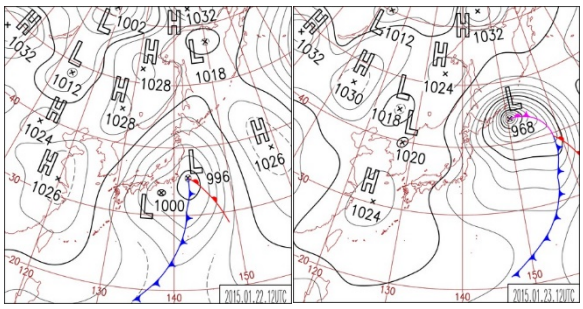

図 7　地上天気図
（左）2015 年 1 月 22 日 21 時 JST
（右）2015 年 1 月 23 日 21 時 JST

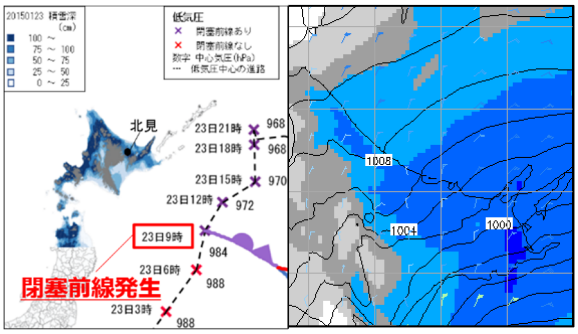

図 8　(左) 2015 年 1 月 23 日 3～21 時の低気圧中心位置とその移動経路，2015 年 1 月 23 日の積雪深分布
(右) 2015 年 1 月 23 日 9 時における MSM による海面更正気圧，降水量，風の予想図（初期時刻：2015 年 1 月 23 日 0 時 JST）

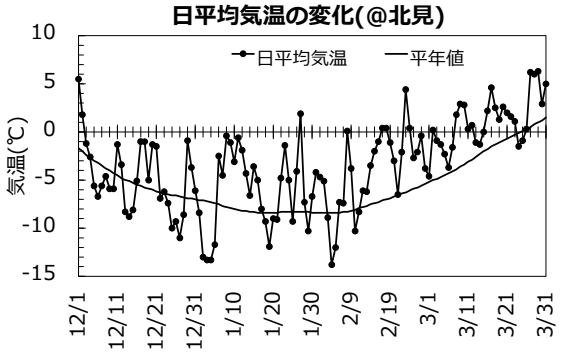

図９　2014/15 年冬期　北見における日平均気温の変化

えられる．なお，北見アメダスにおける 1 月 23 日の日平均気温は，平年値より 6.6℃高い−1.4℃だった．

５．まとめと今後の課題

本研究で得られた知見は以下の通りである．

（1）1 日の積雪深増加量：

2014/15 年冬期は，例年に比べシーズンを通じ大雪だった．オホーツク地域における 1 日の積雪深増加量は，急速に発達した低気圧が北海道東方海上に進んだ影響で，北海道の他地域に比べて大きかった．

（2）積雪層構造：

積雪層構造はオホーツク地域の全調査地点で例年と異なる雪質（しまり雪，ざらめ雪主体）の構造だった．オホーツク地方各地で日平均気温が平年値を上回る日が多かったことや，積雪深の値が大きい状態が続いたことから，積雪層内における温度勾配が生じにくかったことが理由と考えられる．

2014/15 年冬期は，オホーツク地方において大雪が相次ぎ，公共交通機関の運休や欠航，道路の通行止めが生じた[6]．このエリアはたまねぎなどの畑作が盛んで，農業用ビニールハウスが数多く存在する．大雪時は農業ビニールハウスの倒壊を引き起こす可能性もある．さらに，雪おろし時には屋根雪事故のリスクも増加する．

また，近年の気候の傾向を考慮すると，日本では極端な気象が増加傾向にある．このため，オホーツク地方における同様の大雪事例についても今後発生する可能性が考えられる．本研究において大雪時の積雪特性やその要因が明らかになることで，事前の天気予報を活用した雪の処理や事故対策に生かすことが可能になると考える．

【謝辞】

本研究では，農研機構メッシュ農業気象データ（The Agro-Meteorological Grid Square Data,NARO）（大野ら，2016）（https://amu.rd.naro.go.jp/）を利用いたしました．厚く御礼申し上げます．

【参考文献】

1) 白川龍生・亀田貴雄（2019）：北海道の道央・道東地域における 5 冬期の積雪特性と気象要素との関係―2014 年冬期から 2018 年冬期に実施した広域積雪調査―．　雪氷，**81**(4)，163-182．
2) 大野宏之・佐々木華織・大原源二・中園 江（2016）：実況値と数値予報，平年値を組み合わせたメッシュ　気温・降水量データの作成．生物と気象，**16**，71-79．
3) 気象庁：過去の気象データ検索．https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/(2022 年 6 月 21 日閲覧)
4) デジタル台風：100 年データベース-過去の天気図アーカイブと日本の気象観測の歴史．http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/weather-chart/(2022 年 6 月 16 日閲覧)
5) Weathernews 社ウェブサイト「Labs Channel」．http://labs.weathernews.jp/data.html(2022 年 6 月 21 日閲覧)
6) 暴風雪　根室管内で猛威　住民，雪かきに追われる．2015 年 1 月 24 日北海道新聞朝刊．

羊蹄山山頂部における UAV 写真測量を用いた周氷河地形分布の把握

Using UAV photogrammetry to determine the distribution of periglacial landforms at the summit of Mt. Yotei

飯田 幹太[1]，白岩 孝行[2]，曽根 敏雄[2]
Kanta Iida[1], Takayuki Shiraiwa[2], Toshio Sone[2]
Corresponding author: kanta.iida.p3@elms.hokudai.ac.jp (K. Iida)

羊蹄山山頂部には周氷河地形であるアースハンモック・ソリフラクションロウブが存在する．その形成には地温や積雪，植生といった様々な要素が互いに影響し合う．そこで 2021 年夏に UAV を使用した写真測量，地温観測等の調査を開始した．本研究では写真測量で得られた詳細な DEM，オルソ画像等から 地形分布と土地の特徴の関係について考察することを目的とする．アースハンモックとソリフラクションロウブの分布には傾斜と植生に別々の特徴が見られた．また，冬季～春季の積雪深観測を行っている．その結果についても紹介する．

１．はじめに

北海道には大雪山などにおいて凍結・融解の繰り返しにより生じる周氷河地形（構造土）が存在する[1)]．羊蹄山山頂の西側凹地には周氷河地形としてアースハンモック，ソリフラクションロウブが存在することを確認した. これらの地形は凍上により成長し，植生，土壌水分，土の粒径などの要素により形態が変化する．そこで，はじめに UAV（Unmanned aerial vehicle）を使用し詳細な地形分布の記載を行った．また，羊蹄山山頂は永久凍土が存在する大雪山[2)]に匹敵する標高を持つことから，永久凍土の存在の可能性も含め，山頂部の凍結環境に関して広範囲に考察するために地温観測・積雪観測を開始した．

２．　調査地点と調査手法

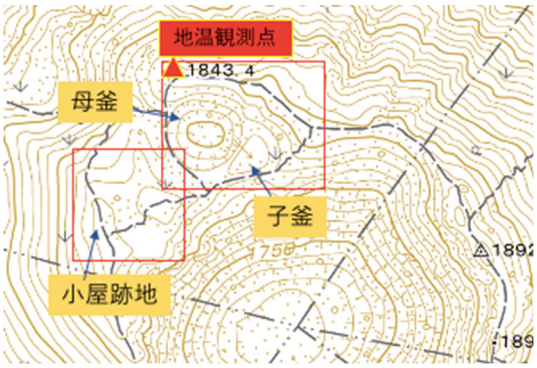

図１　観測地点（枠線：UAV 空撮範囲）

羊蹄山山頂北西部（標高約 1800～1840 m）で調査を行った（図 1）．観測範囲を小釜，母釜，小屋跡地という名称を付けて区分した．

UAV 写真測量は 2021 年 10 月 1 日正午前後に DJI Matrice300RTK（DJI）を用いて図 1 に示す風負地を含む 2 箇所で行った．カメラは Zenmuse H20T（DJI）を使用し，地表面相対高度 50m を地形追従モードで飛行させ，合計 1081 枚の写真を撮影した．撮影した写真の解析は Metashape professional Ver1.8.2 を用いて，DEM およびオルソ画像を作成した．

最も冬季に風が強く，凍土が発達すると考えた北西風衝地（図 1）で 9 m 深の掘削を行った．2021 年 10 月から 0.5 m または 1.0 m 間隔で 0～9.0 m の地温観測を開始した．積雪深観測は 2022 年 3 月から月 1 回の頻度で継続している．プローブを地面に 5 回突き刺し，そのうち最大の埋没深を積雪深とする手法をとり，小釜を中心に小屋跡地，風衝地などで行っている．

３．　結果と考察

３．１．アースハンモック・ソリフラクションロウブの分布

UAV で撮影した写真から作成した DEM から傾斜図を作成した．傾斜図とオルソフォトを見比べることでアースハンモック，ソリフラクションロウブを手動で抽出した．小釜における周氷河地形の分布と分布する地表面の傾斜角（5 m

[1] 北海道大学 大学院環境科学院　Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University
[2] 北海道大学 低温科学研究所　Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

メッシュ）の関係を図 2 に示す．凹地最深部と一部の砂礫地を除きアースハンモックは凹地の平坦部（0~5°程度）に多く分布していた．斜面上側の傾斜がついたところでソリフラクションロウブ（5~15° 程度）に移行し，さらに傾斜がつくと周氷河地形は見られなくなった．

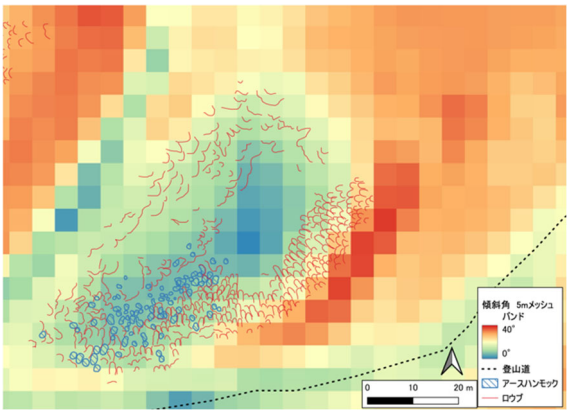

図２　周氷河地形分布と傾斜角の関係

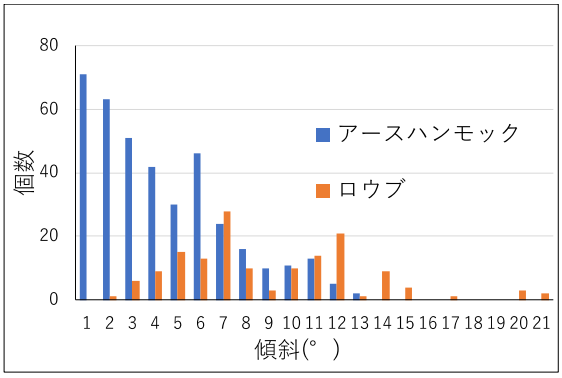

図３　周氷河地形の個数と傾斜角の関係

３．２．土地被覆と春季積雪深との関係

オルソ画像をもとに土地被覆図を作成した（図 4）．また，図のバーは春季の積雪深を表している．イワギキョウなどの草本類が枯れたものが凹地内部の広範囲を占めていた．アースハンモックの分布は，この枯れた草本類の分布にほぼ内包されていた．対してソリフラクションロウブは枯れた草本類の他に地衣類や枯れずに残ったツガザクラなどの矮性低木が被覆している箇所が見られた．

積雪深は凹地の最底部で最大になると予想したが，傾斜角 10 度前後における積雪深の方が大きい傾向が見られた．山岳地では融雪が活発になるまで，強風による積雪の再配分が行われる[3]ことを示す結果となった．この傾斜角 10 度前後で比較的深い積雪深が見られた場所はソリフラクションロウブの分布と重なっている．積雪深の違いが土壌水分を介して，被覆する植物の種類や状態に違いを与えたと考えられる．積雪が間接的に地形の形成に影響していることを示す結果であると考えられる．

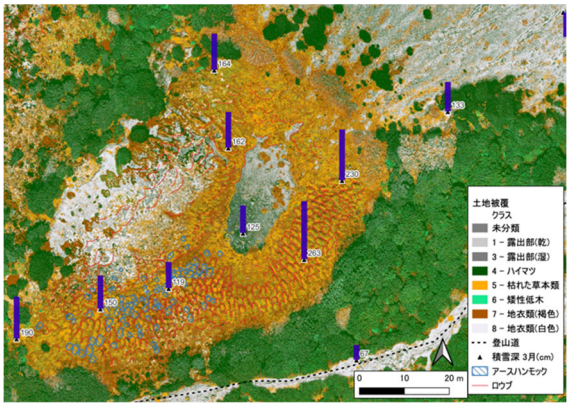

図４　地形分布，土地被覆，積雪深の関係

４．今後の展望

小釜の最底部は平坦地であり積雪が存在するにもかかわらず，植生が存在しない．これは最底部の融雪が完了するのが 7 月以降と遅く，植生が形成されにくい条件のまま積雪期が訪れるためであろう．このように，土壌水分は消雪の進行過程が重要である．そこで現在の積雪観測手法に加え，UAV を用いて雪面の DSM を継続的に撮影することで広域の消雪進行過程を追う予定である．

さらに，凍土の存在についても地温データを回収，解析して検討していく予定である．

【謝辞】

北海道大学山岳部諸君には幾度となく調査に協力していただいた．

【参考文献】

1) 小疇尚，1965：大雪火山群の構造土，地理評，**38**，179-199
2) 福田正己，木下誠一，1974：大雪山の永久凍土と気候環境(大雪山の事例とシベリア・アラスカ・カナダとの比較を中心として若干の考察)．第四紀研究，**12**(4)，192-202.
3) 川田邦夫，2009：山岳地の吹雪・吹き溜まり・雪庇，雪氷，**71**(2)，131-136.

北海道置戸町鹿ノ子ダム左岸の風穴地における地温変化

Ground temperature variations at wind hole slope on the left bank of Kanoko dam, Oketo town, Hokkaido

曽根 敏雄 [1]
Toshio Sone[1]
Corresponding author: tsone@lowtem.hokudai.ac.jp(T. Sone)

置戸町鹿ノ子ダムの左岸の斜面には永久凍土が存在していたが，1990 年までには衰退したと考えられている．当時の年平均気温は約 4~5℃で，気温に対して異常に地温が低いことが指摘されていた．この理由として風穴の存在が挙げられている．この斜面で 10 m 深までの地温測定を行い，通常の 1 次元熱伝導とは異なる季節的な地温変化が生じていることが明らかになった．

１．はじめに

置戸町鹿ノ子ダムの左岸の斜面では，永久凍土が存在していたが，1990 年までには衰退したと考えられている [1,2]．ここでは年平均気温約 4~5℃という気温に対して異常に地温が低いことが指摘されていたが，風穴が存在するために [3,4]，低温環境が維持されているものと推察されている [5]．これまで掘削孔 A 地点で 4 深度の地温観測を行い，1990 年以降も年によっては越年性凍土が存在したこと等が明らかにされた [5,6]．しかし，この掘削孔での観測が近年困難になってきた [6]．そこでより斜面の上方にある掘削孔 B 地点において 8 深度で地温を測定し，より詳細な地温分布が明らかになった．

２．観測方法

掘削孔 B 地点において 2 時間おきに 1,2,3,4,5,6,8,10m 深さの地温を Onset 社 Hobo U-12 を用いて観測した．また気温と斜面下方の風穴の温度をテイアンドデイ社おんどとり Jr. TR-52 を用いて 1 時間おきに測定した．掘削孔 A,B と風穴は同じ断面上にあるのではなく（図１），掘削孔 A，風穴，掘削孔 B の順に東から西の方向にそれぞれ約 5m 離れている．斜面表面付近は空隙の多い崖錐堆積物で，その下位の凝灰岩には亀裂の存在が報告されており，風穴の存在とともに地中に空気の動きがあることが示唆される [2]．

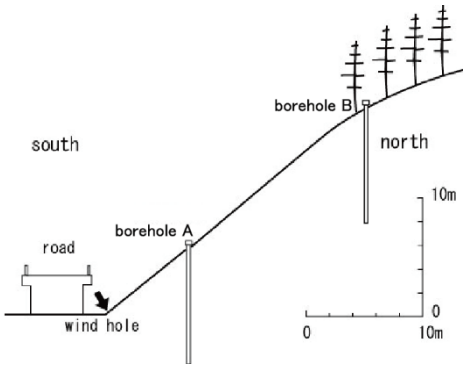

図１　調査地点の概要

３．結果と考察

2021 年の結果について，まず気温と風穴温度をみる（図２）．この年の年平均気温は 5.8℃で，風穴温度は-1.5℃であった．風穴温度は 10 月から 4 月にかけては，最低気温に沿うような日変動を示し，5 月から 10 月にかけては 0℃付近から余り日変動はせずにゆっくり上昇する．地温の年平均値は浅い方から順に，0.3，0.6，1.4，2.2，2.4，2.5，2.8，2.9℃であった．1，2 m 深では風穴の温度変化に似た変動を示し，5 月頃から 9 月頃にかけて 0℃付近に地温が留まっている（図３）．この期間は氷が融解しきらずに存在していたと考

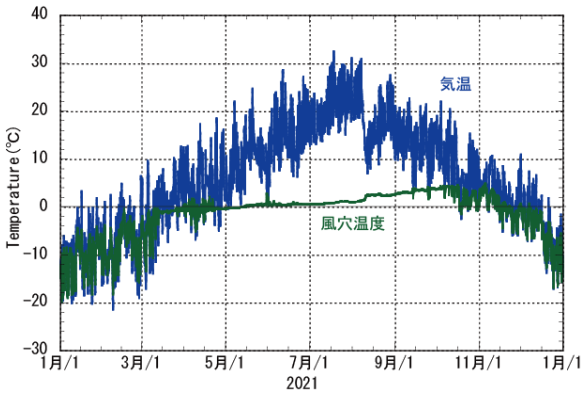

図２　気温と風穴温度　2021 年

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

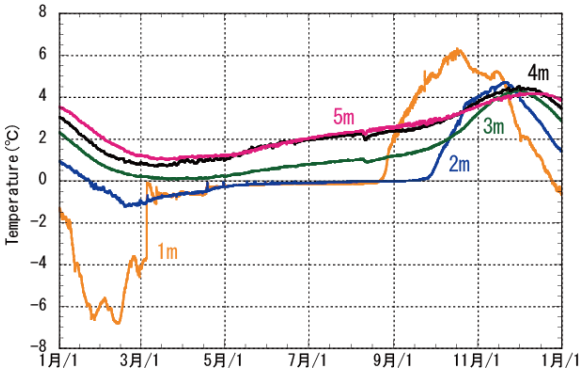

図３　掘削孔 B における地温変化１　2021 年

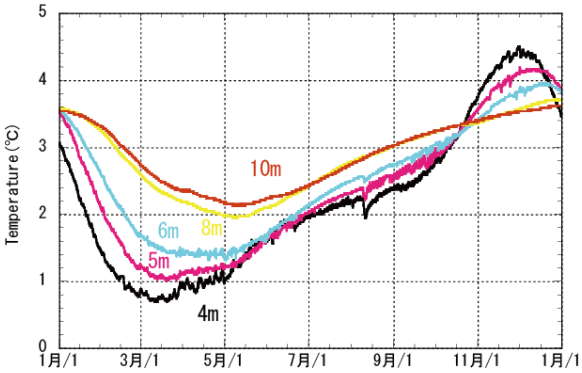

図４　掘削孔 B における地温変化２　2021 年

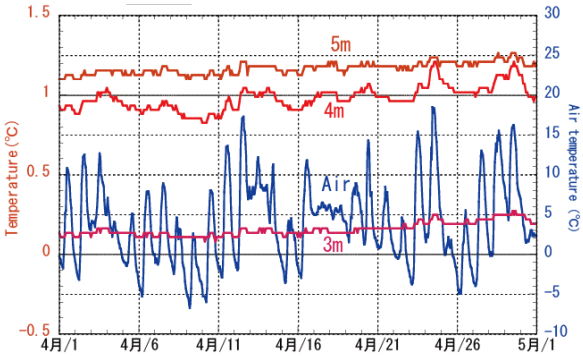

図５　気温と掘削孔 B における地温変化 2021 年

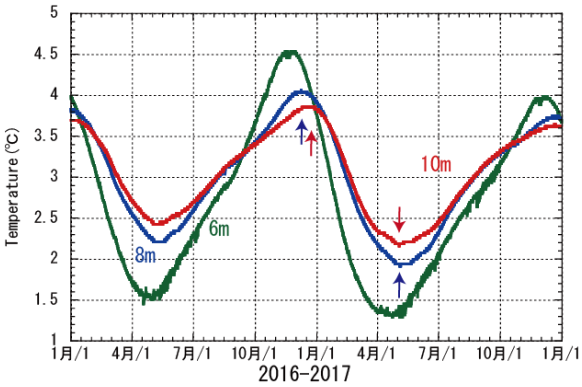

図６　掘削孔 B における地温変化 2016-2017 年
矢印は年最高最低地温の出現時期を示す

えられる．斜面下方の風穴よりも遅い時期まで凍土が存在したということは興味深い．

８月上旬の気温の低下の影響が，1，2 m 深の地温変化に見られないが，3，4，5，6 m 深の地温には現れている（図３，４）．このことから，地下 3m 以深には地表からの伝導によるだけではない熱の伝達があることが判る．また 3，4，5 m の地温の短周期の変動が気温の上下動の変動と同調しており，中でも 4 m 深の変化が気温の変化と最もよく同調している（図５）．したがって，4 m 深付近に風穴と関連する空気の通路の存在が示唆される．深度 8，10 m では地温の日変化はみられない．8 m よりも 10 m 深で年最高地温が出現する時期は遅れているが，年最低地温はほぼ同じ時期に現れる（図６）．地中の亀裂等を通して冷気が下方に伝わるような現象が生じているのかもしれない．

【謝辞】

北海道大学名誉教授福田正己先生には研究の機会を与えて頂き，宮城大学准教授原田鉱一郎博士，株式会社工学気象研究所森淳子博士には調査に協力して頂いた．

【参考文献】

1) 福田正己・成田英器, 1980:置戸町で発見された地下氷について．低温科学物理篇, **39**, 201-205.
2) 曽根敏雄, 1996:北海道置戸町鹿ノ子ダム,鹿ノ子大橋左岸の永久凍土の衰退,季刊地理学, **48**, 293-302.
3) 高橋修平・榎本浩之・沢田正剛・百武欣二・安達寛・福田正己，1991：北見地方置戸町に見られる氷穴の観測，北海道の雪氷，**10**, 28-31.
4) 曽根敏雄,2015:風穴風の吹き出しと吸い込み－北海道置戸町鹿ノ子風穴での観測から, 清水長正・澤田結基編「日本の風穴」, 92-101.
5) 曽根敏雄,2004:北海道置戸町鹿ノ子ダム左岸の風穴地における越年性凍土，雪氷，**66**, 227-233.
6) 曽根敏雄,2021:北海道置戸町鹿ノ子ダム左岸の風穴地における凍土の消長，北海道の雪氷，**40**, 43-44.

北海道における土壌凍結深の分布

Frost depths in Hokkaido, Japan

原田 鉱一郎[1]，吉川 謙二[2]，曽根 敏雄[3]
Koichiro Harada[1], Kenji Yoshikawa[2], Toshio Sone[3]
Corresponding author: haradak@myu.ac.jp (K. Harada)

From 2011 winter season, frost depths at schools have been measured in Hokkaido, as outreach program. At each school, measurements were made once a week using a frost tube by students or teachers under natural snow condition. The measured frost depths ranged widely, and the maximum depth of 65 cm was measured at Rikubetsu town in 2018-2019 winter season. It is confirmed that the frost depth strongly depends on climatic condition, especially snow depth and air temperature. Our next plan is to obtain the maximum frost depths at wide area Hokkaido in one year, by using the maximum frost tubes.

１．はじめに

日本国内では，北海道をはじめとする寒冷地において冬季間に土壌は凍結する．土壌の凍結深は，気温や積雪深などの気象条件の影響を大きく受けるために，地域を一般化した寒さの指標とすることができる．このように，土壌の凍結深は身近な自然環境の変動を指す指標として適しているといえる．

一方，北海道の土壌凍結深の一斉観測については，石川・鈴木[1)]や木下ら[2)]，武市[3)]によって実施されてきたが，近年は一斉観測の報告例も少なく，ここ 20 年以上実施されていないのが現状である．

そこで本研究では，北海道の冬季土壌凍結深の広域分布とその特徴を明らかにすることを目的とする．そのためには，本研究ではアウトリーチ活動とも結びつけて，おもに小中学校での観測を継続してきた．ここでは，これまでの成果の一部と今後の計画について述べる．

２．調査概要

北海道における土壌の凍結深の測定は，2011－2012 年冬季から 2021－2022 年冬季まで，11 冬にわたり行っている．測定機器は，チューブ内の色水の凍結を確認する凍結深計を利用した．設置には，ハンドドリルで直径 2 cm 深さ 1 m の穴を地面に開け，2 m の塩ビ管を入れて地表面から 1 m ほど出す．この中に，食品着色剤を利用した青色の水を入れた透明チューブを入れる．色の付いた水は凍ると氷の部分は透明になる．このチューブを地面の中に入れておき，測定の度に取り出して色の境界を物差しで測ることで，土壌の凍結深を容易に得ることができる．測定時間は，1 回につき数分程度である．

測定は，除雪を行わない自然積雪下で行い，1 週間に 1 回の頻度での測定し，同時に積雪深を測定する．また地表面の温度は，自動温度記録装置で記録した．さらに 2015－2016 年冬季より自動記録できる多点式地温計も設置し，手動の観測値との比較を行っている．

測定地点は，北海道内の小中学校などである．これは，アウトリーチ活動の一環として実施しているためであり，児童生徒に対して土壌凍結と生活の関わりに関して講義を行い，実際に児童生徒が中心になって測定を行っている[4)]．2021－2022 年冬季までに 38 校に凍結深計を設置した（図 1）．

３．結果と考察

これまでの 2011－2012 年冬季から 2021－2022 年冬季までの測定より，自然積雪下での土壌凍結深の最大値は 2018－2019 年冬季に陸別小学校（陸別町）で記録した 65 cm である．

苫小牧市の大成小学校では，2019－2020 年冬季より 3 冬，測定を行っている．ここでは 2019－2020 年，2020－2021 年の 2 冬については，気象条件の異なる 2 ヶ所（学校の前庭，裏庭）で土

[1] 宮城大学　食産業学群　School of Food Industrial Sciences, Miyagi University
[2] アラスカ大学フェアバンクス校　University of Alaska Fairbanks
[3] 北海道大学低温科学研究所　Institute of Low Temperature Sciences, Hokkaido University

壌凍結深の測定を行った（表 1）．日当たりの悪い裏庭で凍結深が深くなると予想されたが，実際には前庭で 2 冬共に凍結深が深くなった．これは，前庭では風が通り積雪が少なくなり，土壌凍結が進んだと考えられる．一方，裏庭では雪が吹

図１　凍結深計設置校の位置図

き溜まるなど，積雪が多くなったためと考えられる．また，2021－2022 年冬季では，これまでに比べて半分程度の土壌凍結深しか得られなかった．アメダス観測地点（苫小牧）での 12 月から 2 月までの平均気温を比較すると，2019－2020 年冬季で-2.0℃，2020－2021 年冬季で-2.9℃，2021-2022 年冬季で-2.5℃であった．一方，降雪の合計と積雪の最大値は，2021－2022 年冬季では他の 2 冬に比べて極めて多く観測された．この多雪が，土壌凍結の進行を阻害したと考えられる．

４．まとめ

2011－2012 年冬季から 2021－2022 年冬季までの 11 冬について，凍結深計を用いて北海道内の自然積雪下での土壌凍結深の測定を行った．これまでの最大値は 2018－2019 年冬季に陸別町で記録した 65 ㎝であった．

また，土壌凍結深に与える影響は，気温と共に積雪の量が大きいことが確かめられた．特に 2021－2022 年冬季では，北海道全域で積雪が多く，土壌凍結深に大きく影響を与えていることがわかった．

５．今後の計画

今後の計画として，北海道内の冬季土壌凍結深のうち，自然積雪下での最大凍結深を単年度で把握するために，寒天式の最大凍結深計[5)]を用いての測定を予定している．この装置は，凍結前に設置すると凍結終了まで手を触れずにそのままにしておくものである．地面から出る高さも 10 cm 程度であり除雪もしないため，測定者の有無や場所を選ばずに設置・測定が可能である．また安価で設置することができる．この装置を用いて，北海道全域での単年度の測定を計画中であり，読者の皆様には測定可能な地点の紹介を切にお願いしたい．

【謝辞】

土壌凍結深の測定は，各学校の関係者などの多くの方々の協力を得ている．ここに感謝の意を表したい．本研究の一部は，克雪技術研究協議会および北海道大学低温科学研究所共同研究（18G041）の助成を受けて実施された．

【参考文献】

1) 石川正幸，鈴木秀雄，1964 : 北海道における 1964～1965 年冬の最大凍結深の分布，農林省林業試験場北海道支場年報，238-248.
2) 木下誠一，福田正己，矢作裕，1978: : 北海道における土の凍結深の分布，自然災害資料解析，**5**，10-15.
3) 武市靖，1993 : 凍結深の予測，北海学園大学工学部研究報告，**20**，113-135.
4) 原田鉱一郎，吉川謙二，岩花剛，Julia Stanilovskaya，澤田結基，曽根敏雄，2017 : 北海道における冬季土壌凍結深の測定を通したアウトリーチ活動，北海道の雪氷，**36**，7-8.
5) 矢作裕，1995 : 釧路と凍土，釧路叢書，pp366.

表１　大成小学校（苫小牧市）での最大凍結深，雪の量

	前庭	裏庭	平均気温（℃）				降雪の合計（cm）			積雪の最大値（cm）		
	最大凍結深（cm）		12月	1月	2月	12-2月	12月	1月	2月	12月	1月	2月
2019-2020	39	24	-0.9	-2.9	-2.3	-2.0	14	26	51	14	15	21
2020-2021	41	24	-2.1	-4.3	-2.4	-2.9	1	24	14	1	13	10
2021-2022	20	-	-0.6	-4.0	-3.0	-2.5	3	105	40	2	39	50

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2021 年度事業報告

1. 支部総会の開催

開催形式：文書審議（メール審議）
審議期間：2021 年 5 月 10 日(月)～24 日(月)
主要議題：(1) 支部総会の文書審議について
(2) 2020 年度事業報告・収支決算報告
(3) 2021 年度事業計画(案)・収支予算(案)
(4) 2021 年度支部役員について
返信者数：82 名

2. 理事会の開催

第 1 回理事会
開催形式：文書審議（メール審議）
審議期間：2021 年 5 月 31 日(月)～6 月 3 日(木)
主要議題：評議員・顧問の選出

第 2 回理事会
開催日時：2021 年 6 月 18 日(金) 13:00～14:10
開催場所：札幌市立大学会議室・オンライン(Zoom)
主要議題：(1) 今年度の支部活動について
(2) 2021 年度支部研究発表会の総括
(3) 支部の情報発信方法について　　他

第 3 回理事会
開催日時：2021 年 8 月 3 日(火) 15:30～17:20
開催場所：札幌市立大学会議室・オンライン(Zoom)
主要議題：(1) サイエンスパークへの参加について
(2) 「北海道の雪氷」の発刊準備状況について
(3) 講演会「雪崩から身を守るために」について
(4) 地域講演会の代替案について　　他

第 4 回理事会
開催日時：2021 年 3 月 24 日(水) 15:30-17:30
開催場所：北海道開発技術センター(札幌市)・オンライン(zoom)
主要議題：(1)雪氷災害調査チーム活動報告
(2)地域講演会について
(3)次年度の総会・研究発表会について
(4)総会提示資料について
(5)2021 年度役員案について
(6)2022 年度雪氷研究大会について

第 5 回理事会
開催日時：2022 年 3 月 24 日(木) 15:30-17:30
開催場所：札幌市立大学会議室・オンライン(Zoom)
主要議題：(1)雪氷災害調査チーム活動報告
(2)2022 年度の総会・研究発表会について
(3)2022 年度役員案について　　他

3．顧問・評議会の開催

開催日時：2021 年 6 月 18 日(金) 14:30～14:55
開催場所：オンライン(Zoom)
主要議題：今年度の北海道支部の活動予定について

4．研究発表会の開催

開催形式：オンライン(Zoom)
開催日時：2021 年 5 月 28 日(金) 13:00～18:00
発表件数：17 件
参加者数：約 60 名

5．北海道雪氷賞の表彰

・2019 年度(3 件)と 2020 年度(3 件)の北海道雪氷賞の表彰を、支部 HP 上に受賞者の紹介とコメントを掲載する形で開催。

・2021 年度の北海道雪氷賞を、「北海道の雪氷(第 40 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。12 月 21 日に支部 HP に掲載。

【北の風花賞】
受賞者： 矢作大輔氏（北見工業大学大学院）
論文名： 「積雪および粉末氷から生成したメタンハイドレートの純度に比表面積が及ぼす効果」

【北の六華賞】
受賞者： 小西信義氏（北海道開発技術センター）
論文名： 「コロナ禍における雪かきボランティアの受入意向からみる諸課題」

【北の蛍雪賞】
受賞者： 山田知充氏（NPO 法人雪氷ネットワーク）
受賞名： 「幅広い分野における雪氷学への貢献」

6．機関誌「北海道の雪氷」40 号の刊行

発　刊　日：2021 年 9 月 13 日
掲載論文数：17 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 13 回研修会（オフシーズンミーティング）
開 催 日：2021 年 4 月 1 日(木)
参 加 者：19 名
開 催 地：赤井川村キロロスキー場付近

・第 29 回講演会「雪崩から身を守るために」の開催
開 催 日：2021 年 10 月 30 日(土)
参 加 者：400 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・雪崩事故防止研究会・（公社）日本雪氷学会北海道支部

・雪氷災害調査チームプレシーズンミーティング
開催日時：2021 年 10 月 30 日(土)
参 加 者：17 名
開催場所：北海道大学高等教育推進機構　大講堂（札幌市）

・雪氷災害調査チーム記者会見
開催日時：2021 年 11 月 24 日(水)
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、下山）

・出動訓練研修会
開催日時：2021 年 12 月 13 日(月)
参 加 者：15 名
開催場所：札幌国際スキー場～朝里岳（札幌市）

・2022 年 3 月 5 日に富良野岳で発生した雪崩
調査日時：現場への出動は無し
調査場所：北海道上富良野町 富良野岳二十二林班沢
調査内容：発生状況等の情報収集

・2022 年 3 月 23 日にニセコイワオヌプリで発生した雪崩調査
調査日時：2022 年 3 月 24 日(木)
調査場所：イワオヌプリ北東面（倶知安町）
調査内容：積雪断面調査等

〇雪氷教育等
・サイエンスパークへの参加
開催日：2021 年 7 月 19 日～8 月 31 日
場　所：オンライン
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）
対　象：小学生
内　容：「2021 サイエンスパーク|オンラインプログラム」web サイト上で、動画 5 件(YouTube)と雪氷教育レシピを公開。

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

開催方法：感染症の状況により、対面式の開催を見送り、YouTube 等を利用して小学生以上を対象とした雪氷を学べるオンラインコンテンツを公開。
テーマ：「ジュエリーアイスのふしぎ（講師：吉川泰弘(北見工業大学)）」

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】
・誌上シンポジウム 「気象災害時の物流確保のための道路管理」
開 催 日：2021 年 11 月 2 日(火)に座談会を開催
開催方法：座談会の内容をまとめた冊子 PDF のホームページでの公開、希望者への配布
主　　催：(一財)日本気象協会北海道支社

公益社団法人日本雪氷学会北海道支部　2022 年度事業計画

1. 支部総会の開催

開催形式：文書審議（メール審議）
審議期間：2022 年 4 月 25 日(月)～5 月 11 日(水)
主要議題：(1) 2021 年度事業報告・収支決算
(2) 2022 年度事業計画案・収支予算案
(3) 2022 年度支部役員について

2. 理事会の開催

第 1 回理事会
開催日時：2022 年 5 月中旬～６月上旬（予定）
開催場所：未定(札幌市)・オンライン
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 4～5 回開催する。

3. 顧問・評議員会の開催

開催日時：2022 年 5 月中旬～６月上旬（予定）
開催場所：未定(札幌市)・オンライン
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

開催形式：オンライン
開催日時：2022 年 5 月 13 日(金)～14 日(土)

5. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考

・2021 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 41 号：2022)」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。

6. 機関誌「北海道の雪氷」41 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

・「2021－2022 年冬期の札幌都市圏における大雪」調査チームの立ち上げ

目的：札幌都市圏の積雪の実地観測と大雪を降らせた気象について解析を行い、この大雪の実態を明らかにすること、また建物の倒壊や道路交通網の麻痺、鉄道の運休といった社会活動への影響についても実態を明らかにすること。

調査結果の公表：日本雪氷学会北海道支部の研究発表会で発表し、機関誌「北海道の雪氷」への掲載を予定。また、雪氷研究大会（2022・札幌）での発表も予定。調査結果は報告書としてまとめ、雪氷災害調査チームのホームページで公開する予定。

・第 14 回研修会

開催日：2022 年 4 月 8 日
開催地：蘭越町
内　容：実技研修、ミーティング

・第 30 回講演会「雪崩から身を守るために」

開催日：未定
開催地：未定

・プレシーズンミーティングの開催
・出動訓練研修会の開催
・雪崩災害発生への随時対応

7-2　雪氷教育等

・サイエンスパークへの参加

開催日：未定
場　所：未定
内　容：未定

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（hokkaido@seppyo.org）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 ― マ：未定
・開催時期：未定
・会　　場：未定

10. 雪氷関連行事の共催・後援（研究成果普及事業）

・研究成果普及事業の一環として、他分野や他組織による雪氷関連行事を共催または後援する。

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2021 年度収支報告

雪氷災害調査				2021 年度予算	2021 年度決算	備考
収入				**700,000**	**300,000**	
資産勘定(雪氷災害調査基金)からの繰入				0	0	
寄附金				700,000	300,000	
前期繰越金				0	0	
支出			**事業費 計**	**700,000**	**254,716**	
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	700,000	254,716	
			旅費交通費	400,000	141,796	
			通信運搬費	20,000	0	
			消耗品費	120,000	112,920	
			印刷費	70,000		
			会議費	0	0	
			保険料	20,000	0	
			謝金	70,000	0	
			振込手数料		0	
収支差額				**0**	**45, 284**	

雪氷災害調査以外				2021 年度予算	2021 年度決算	備考
収入合計				**130,000**	**72,215**	
当期収入				**130,000**	**72,215**	
事業収入	出版収入			130,000	72,215	
雑収入	受取利息			0	0	
	寄付金			0	0	
支出合計				**424,500**	**147,544**	
事業費				**341,500**	**146,944**	
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	–	–	
	2 研究会研修会	研究発表会	支部研究発表会・支部表彰	134,000	0	感染症対策のためオンライン開
		研修会等	北海道支部講演会	27,500	0	
		普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	1,180	感染症対策のためサイエンスパークオンライン開催
		褒賞	北海道雪氷賞	23,500	45,870	
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	130,500	99,944	
		その他出版物		0	0	
管理費				**83,000**	**2,520**	
	事務局費			60,000	0	
	会場費			19,500	0	
	支払手数料			1,000	0	
	雑費			2,500	550	
収支差額				**−294,500**	**−75,329**	

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2022 年度予算

雪氷災害調査

				2022 年度予算	2022 年度決算
収入				**700,000**	**0**
資産勘定（雪氷災害調査基金）からの繰入				0	0
寄附金				700,000	0
前期繰越金				0	0
支出			**事業費 計**	**700,000**	**0**
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	700,000	0
			旅費交通費	400,000	0
			通信運搬費	20,000	0
			消耗品費	120,000	0
			印刷費	70,000	0
			会議費	0	0
			保険料	20,000	0
			謝金	70,000	0
			振込手数料		0
収支差額				**0**	**0**

雪氷災害調査以外

				2022 年度予算	2022 年度決算
収入合計				**130,000**	**0**
当期収入				**130,000**	**0**
事業収入	出版収入			130,000	0
雑収入	受取利息			0	0
	寄付金			0	0
支出合計				**423,440**	**0**
事業費				**340,440**	**0**
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	−	−
	2 研究会研修会	研究発表会	支部研究発表会・支部表彰	134,000	0
		研修会等	北海道支部講演会	27,500	0
		普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	0
		褒賞	北海道雪氷賞	22,440	0
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	130,500	0
		その他出版物		0	0
管理費				**83,000**	**0**
	事務局費			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**	**0**

公益社団法人日本雪氷学会 北海道支部 2022 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	的場 澄人	北海道大学 低温科学研究所
3	理事	副支部長	高橋 尚人	札幌市立大学
4	理事	庶務担当	松下 拓樹	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
5	理事	庶務担当	東　忍	(株)ネクスコ・エンジニアリング北海道
6	理事	会計担当	千葉 隆弘	北海道科学大学
7	理事	会計担当	永田 泰浩	(一社)北海道開発技術センター
8	理事	広報担当	澤田　学	Code for Snow
9	理事	広報担当	星野 聖太	札幌市立大学
10	理事	事業担当	今西 伸行	(株)ドーコン
11	理事	事業担当	大島　基	(国研)産業技術総合研究所
12	理事	事業担当	石川　守	北海道大学 地球環境科学研究院
13	理事	事業担当	廣川 敬二	北海道電力(株)総合研究所
14	理事	事業担当	舘山 一孝	北見工業大学
15	理事	事業担当	原田 康浩	北見工業大学
16	理事	社会貢献担当	山野井 克己	元(国研)森林研究・整備機構 森林総合研究所 北海道支所
17	理事	社会貢献担当	飯沼 弘一	野外科学（株）
18	理事	社会貢献担当	箕輪 昌紘	北海道大学 低温科学研究所
1	監事		大槻 政哉	(株)雪研スノーイーターズ
2	監事		伊東 敏幸	北海道科学大学
1	評議員		河上 聖典	(一社)北海道開発技術センター
2	評議員		武田 宣孝	北海道電力(株) 土木部 土木エンジニアリング
3	評議員		早野　亮	(株)ドーコン
4	評議員		川上 俊一	(一財)日本気象協会 北海道支社
5	評議員		井田 泰蔵	北海道開発局 開発監理部 開発調整課
6	評議員		前田 潔史	札幌管区気象台 気象防災部
7	評議員		西　弘明	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
8	評議員		笹森　穣	北海道 総合政策部 地域創生局 地域政策課
9	評議員		八木 直之	札幌市 建設局 土木部 雪対策室
10	評議員		進藤 州弘	北海道旅客鉄道(株) 鉄道事業本部
11	評議員		阿部 勝義	東日本高速道路(株) 北海道支社 技術部 技術企画課
12	評議員		阿部 幹雄	雪崩事故防止研究会
13	評議員		白岩 孝行	北海道大学 低温科学研究所
14	評議員		油川 英明	NPO 法人雪氷ネットワーク
15	評議員		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．

（総会）

第 13 条　本支部は毎年 1 回定時総会を開くほか必要に応じ臨時総会を開く．

2　議長は出席者の互選とする．

3　総会においては下記事項の承認を受けなればならない．

（1）会務ならびに会計の報告

（2）新年度の事業計画

（3）役員の決定

（4）施行内規の変更

（5）その他重要な事項

4　議事録は本内規 14 条に定めるところによる．

（議事録）

第 14 条　支部理事会及び支部総会の議事録は議長が作成し，速やかに支部ホームページに掲示し，支部会員の閲覧に供さなくてはならない．

附　則

本内規は平成 25 年 5 月 17 日より施行する．

本内規の一部を改訂し，平成 29 年 5 月 13 日から施行する．（資産及び会計に関する第 15 条を削除）

本内規の一部を改訂し，令和 2 年 6 月 25 日より施行する．

北海道の雪氷　　No.41

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ISSN 1340-7368

2022 年 9 月 12 日発行
発行　公益社団法人日本雪氷学会北海道支部
〒060-0819　札幌市北区北 19 条西 8 丁目
北海道大学　低温科学研究所内