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 35 号

2016 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：　斎藤新一郎

題字：福沢卓也

（表紙解説）　低温科学研究所の古い建物

一般社団法人北海道開発技術センター

斎藤新一郎

半世紀も前に，林学の先輩の若林隆三さんから誘われて雪氷学会に入った．無雪期間だけ活動するのでなく，寒冷積雪期間にも，調査し，考えよう，との誘いであった．雪崩常襲地の森林から調べ始め，雪崩防止林づくりにも参加したが，やがて，鉄道防雪林を調べ，新方式の造成・保育手法を考究して，道路防雪林づくりに提案するようになった．この古い建物で，鉄道林の調査結果を発表した後に，「雪氷」誌に投稿することになり，若濵五郎先生にお世話になった．

巻　頭　言

副支部長　石井吉之（北海道大学低温科学研究所）

3回目の役員就任も今年で3年目となり，そろそろ終わりが近づいてきました．支部創立50周年（2009年）を迎える際に，理事の役割分担制，機関誌の電子化と有料化，ホームページやメーリングリストの整備と活性化，社会貢献事業（災害調査，教育）への取り組み等々，大幅に制度を改めた時の事務局を務めていた関係で，その後の動きがどうなっているかが気になっていたのですが，事務局の内側から見渡してみると，どうやらそれらの方策も板についてきたようでひと安心しています．多くの理事の手によって会務が並行して進められるのは喜ばしいのですが，人的資源に限りがあるため，年を経るにつれて新しく理事を引き受けてくれる方を見出すのが難しくなっています．幸い北海道支部は産官学の連携がうまく運んでいるので，産業界からの貢献で何とか凌げています．私を含め学界の皆様にもなお一層の貢献をお願いしたいのですが，学会業務は本務と見なされない，職種によっては業績評価の対象にすらならないなど，厳しい情勢の下に置かれているのも事実です．けれども，この手の厳しさは何も今に始まったことではなく，大学の先輩諸氏も昔からその時々に応じた厳しさと闘って来られたはずです. ですから少なくとも私は, この程度のことはよくあることだと考えるようにしています.

支部活動を今流に自己点検評価してみると，自分で言うのも憚られますが，及第点をあげられると思います．他の3支部の主な活動は研究発表会と機関誌発行くらいだそうで，地域講演会，教育普及活動，災害調査活動など，北海道支部のアクティビテイーは非常に高いと自負しても良いでしょう．もちろん，本業に追われながらも準備と運営に携わる理事の皆様の努力があってこその賜物です．この場をお借りして改めて御礼申し上げます．その一方，見直さねばならぬ点もあります．ひとつには財務体質の脆弱さが挙げられます．公益法人化以降，財務は本部と一体化されたので，必ずしも支部だけの問題ではありませんが，遠隔地理事の交通費くらいは完全負担できるようにしたいものです．地域講演会にしても一昨年は事業助成金を得てようやく開催に漕ぎつけることができました．本部の事務局移転・一部外部委託化もひと区切りついたので，今後は徐々に改善されていくと期待されます．もうひとつは，北海道支部や雪氷学会だけの問題ではありませんが，会員の高齢化です．私が入会して間もない頃は自分も周りも若い人ばかりで，自分が所属する水関係の学会に比べると若さがみなぎり，羨ましい限りでした．あれから四半世紀たち，あの時の若者は皆それなりの年齢になりましたが，それに続く者がなかなか増えてきません．雪氷学の拠点が縮小しているのも一因かも知れません．北海道支部では「北の風花賞」によって若手研究を奨励していますが，母集団が少ないために毎年選考に苦慮しています．もっともっと若手の発表申込や論文投稿が盛んになるよう，指導される先生方にもよろしくお願いしたいと思います．そして若手の皆さん，支部での活動を全国大会や国際大会に駒を進めるためのトレーニングセンターとして大いに活用してください．著作権遵守や, 執筆要領に従った論文の書き方, 文献引用の仕方などもしっかり学習してください. そして，行く行くはできれば雪氷学に関連した職業について雪氷学会の屋台骨や裾野を支えてください．皆さんの頑張りがないと，もう四半世紀後には雪氷学会は無くなっているかもしれません．若手ばかりではありません．ミドル層，ネクスト・シニア層，シニア層が各人各様の役割を認識し行動することによって，雪氷学会を盛り上げていきましょう．

2016 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文　目次

開催日：2016 年 5 月 13 日 ~ 5 月 14 日
開催場所：北海道大学　学術交流会館　第 1 会議室

完成に近付きつつある道路防雪林の保育手法について
Nursing methods of living fences against blizzards in the effective stage

斎藤新一郎（(一社）北海道開発技術センター）
Shin-ichiro SAITO

１．はじめに

道路防雪林は，造成用地を必要とし，機能発現には苗木植えから 10 年間を要する．それまでと，それ以降と，様々な保育作業が不可欠である．つまり，即効性に乏しく，継続的な維持管理を要する．それでも，立体的な高さおよび寿命の長さから，本来の防雪機能に加えて，多様な機能を有する．それらは，防風，防音，遮蔽，景観，二酸化炭素の固定，生態系の樹立，木材生産，ほかである．

他方，防雪柵は，用地をほとんど要しないで，即効性がある．けれども，高さに制約があり，単機能である．つまり，無機物なので，炭素の固定，生態系などに寄与しないし，景観にはマイナス要素でもある．

筆者は，防雪林と防雪柵の長所を組み合わせて，冬季の交通安全を支えさせることが肝要である，と考えている．つまり，防雪林が完成に近付いても，その機能の部分的な不十分さを補完するために，防雪柵が不可欠である．

２．完成に近付きつつある防雪林の保育に関する諸課題

国道防雪林は，人々の努力と歳月とによって，各地に良い成果が現われてきた（図 1）．けれども，完成に近付いた防雪林においても，次ぎのような諸課題が存在する．

吹雪を捕捉すると，林帯内に高い雪丘（堆雪）が生じて，その部分では，積雪の沈降圧により，雪害としての幹折れ，枝抜けを余儀なくされる [11,12,15]．道路除雪によっても，湿り雪の付着（冠雪）によっても，防雪林の林縁部には雪害が生じる [2,5,9,13]．

図１　完成したと看做される防雪林帯であっても，なお保育の課題が多い（国道 40 号，中川町国府地区）

寒さの害がある．自生樹種は耐寒性に富むけれども，寒乾風の害，凍裂，日焼け・樹皮剥がれが生じる [6,7, 9,14,15]．加えて，融雪剤の撒布は，林木に塩害を生じさせる．

木々の宿命として，力枝が年々上昇し，それより下位の枝々が枯れ上がってしまい（図 2)，吹雪が吹き込みやすくなる [1,8-10]．

防雪林が大きく成長すると，隣接地への日陰の問題が生じるケースがある．

生物害がある．防雪林に生息・生育する生物は，生態系の構成要素であるが，食害，病害をもたらし，防雪機能を低減させ，林木を短命化させる [17]．

将来的には，更新における「負の遺産」を検討する必要がある．

３．諸課題への対策としての保育手法

防雪林の機能発現の継続には，次ぎのような維持管理のための保育手法を要する．

（１）雪害に対応した保育手法

防雪林は，吹送されてくる吹雪・地吹雪を捕捉する，生きた施設である．吹送量が過大になると，防雪機能が高いほど，林帯内の堆雪がいちじるしく高くなり，比重も大きいので，沈降圧が大きく，林木に幹折れないし枝抜けを余儀なくさせる．

これに対しては，枝抜けの高さまで枝打ちする，林内管理用道路を設置して，2 林帯方式に改良する，優勢木を残し劣勢木を伐り除く（間引き）．

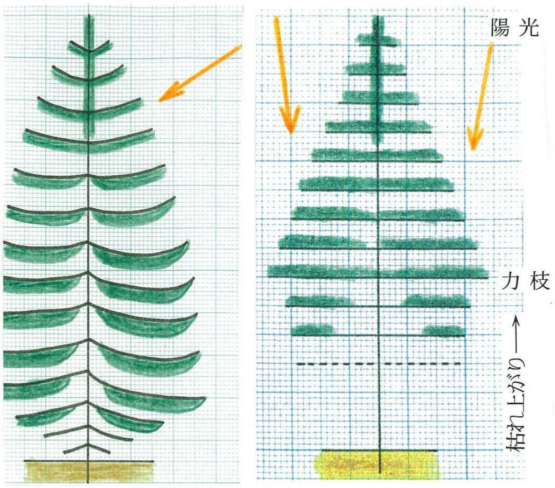


図 2　下枝の枯れ上がりの違い（模式図）
左：トウヒ属種，冷温帯～亜寒帯・高緯度～中緯度に天然分布する
側方からの陽光を受けて，林縁木ないし独立木なら，下枝が枯れ上がりにくい
右：モミ属種，暖温帯～冷温帯・低緯度～中緯度に天然分布する
上方からの陽光を受けて成長するので，林縁木ないし独立木であっても，力枝より下位の枝が枯れ上がりやすい

間引きに関して，既往の密植え，千鳥植え，3 列植え，ほかの植栽方式を，機能的な 2 列植えに替える必要がある [19,20]．これには，防雪林的な思考が不可欠であるとともに，なるべく早期に，取り組まなければならない．

なお，間引きすると，一時的に，防雪機能が低下するが [22]，残された木の枝張りが伸びるので，数年後には，以前の機能に戻るか，それ以上の機能を発現する．

道路除雪は，避けて通れない作業であるから，それによる林木の被害を低下させなければならない．その対策として，防雪杭打ち，支柱添え，縄巻き，雪囲い，ほかがある [2-6,8,9,16,18]．

（２）寒さの害に対応した保育手法

寒乾害は，少雪地方において，樹体や葉が，寒風による生理的な乾燥（細胞の壊死）によって発生する．これに対しては，風上側に，防雪柵を設置して，堆雪を促し，併せて，耐寒性に富む樹種を配する．過湿地においては，根張りが浅く，幹材の腐朽が生じやすく，風倒（根返り，幹折れ）しやすいので，排水系を整備し，深い根張りを促進する [6,9]．

凍裂は，厳寒期に，冷気湖の発生するような，盆地，谷底において，気温の日較差のきわめて大きい場所に発生する．そこでは，被害を受けやすいモミ属種を避ける．また，樹皮の食害が凍裂に繋がる傾向にある [14,15]．

日焼け・樹皮剥がれに対しては，南西側の林縁木の下枝を確保し（裾枝打ちに留め），幹に西日が当たらないように配慮する．あるいは，低木類を植えて，防雪樹の幹を日焼けから護る．不定根を有する木本性ツル植物を幹に登らせる手法もある [1, 7, 9-10]．

（３）下枝の枯れ上がりに対応した保育手法

植栽時の密度では，成長した木々には，陽光不足になり，下枝が枯れ上がってしまい，防雪機能が低下しやすい．それに対しては，間引きを繰り返し，下枝に陽光が当たるようにする[1-3,10,20]．また，成林する前に，若木段階の木を掘り取り間引きし，別の場所に移植することが，一石二鳥の効果となる[9,21]．

また，下枝の枯れ上がりは，林縁において，モミ属種にいちじるしく，トウヒ属種にはそうでもない（図 2）．それゆえ，風上林縁には，トウヒ属種を配したい．

（４）日陰に対応した保育手法

日陰は，樹高に比例し，季節に左右される．農耕地，宅地，ほかであれば，高い位置での断幹が必要になる．ただし，幹を伐ると，幹材の腐朽につながり，防雪林の短命化にもつながる恐れがあるので，伐る位置に，心材が発達していない，若い段階で伐りたい．心材はヤニを噴かず，腐朽しやすい．辺材はヤニを噴き，腐朽しにくい．

（５）生物害への対応策

生物害には，獣害，虫害，病害がある．虫害や病害については，単純林を避け，針広混交林とすることで，生態系としてのバランスをとりうる．獣害のうち，ノウサギ，ノネズミの害も捕食者の棲みうる環境が必要である．

ただし，エゾシカの生息密度の増加に対しては，捕殺のほかには，適切な対策が無い．あるいは，柵囲いして，食害（樹皮食い，新条・枝葉食い）を防止することになる．加えて，エゾシカが防雪林に生息すると，跳び出しによる交通事故，隣接の農地の食害，ほかが生じる．

柵囲いには次ぎのようなものがある．①風上側の防雪柵を残す，②道路側に防鹿柵を設置する，③横断農道沿いにも防鹿柵を設置する（図 3）．

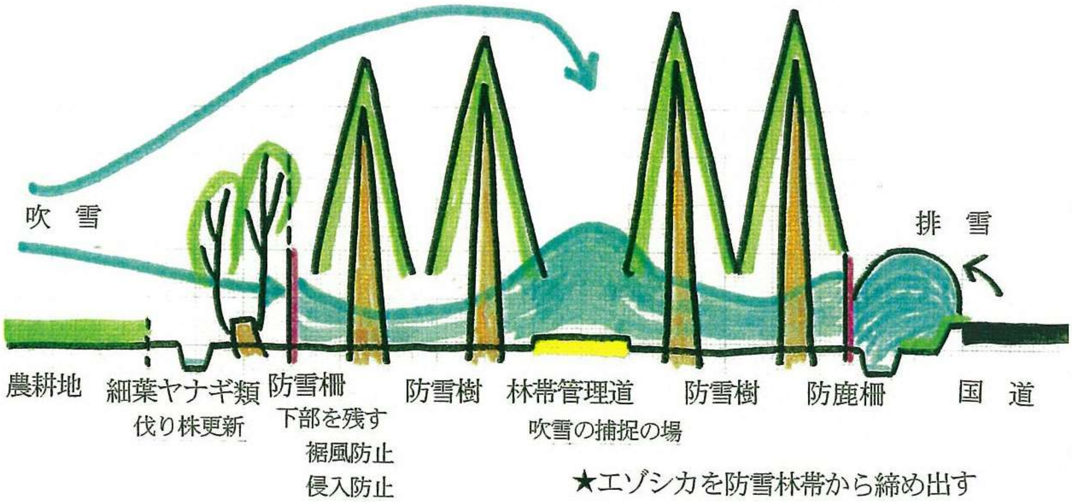


図 3　エゾシカ対策としての防雪林における防雪柵残しと防鹿柵の設置（案）
風上側の防雪柵を残す：上部の防雪板を外し，下部のそれを残し，吹雪の吹き込みを防ぐとともに，防鹿柵を兼ねさせる

４．むすび

道路防雪林は，生きた防雪施設であり，防風・防雪を主体として，枝張りの良い個体を育成する必要がある．そのために，列植えし，林内管理用道路を設置し，裾枝打ちし，ときに枝打ちし，間引きを繰り返して，健全な個体を長生きさせ，長期の機能

発現を維持させるための，適切な保育手法が必要となる．

生きもの工法としての，防雪林の維持管理には，木材生産のための育林学の知識も，自然の推移からなる森林生態学の知識も，良いとこ取りにて，大いに応用したい．

【参考・引用文献】

1）阿部正明・檜澤　肇・斎藤新一郎，2011．道路防雪林の下枝の喪失に関する一考察——防雪林を構成する木々の下枝の枯れ上がりとその対策について（その 2）. 北海道の雪氷，**30**, 39-42.

2）阿部正明・檜澤 肇・金田安弘，2013．道路緑化樹の除雪による影響に関する一考察．北海道の雪氷，**32**, 58-61.

3）阿部正明・檜澤 肇，2014．三本支柱の雪害軽減効果について．北海道の雪氷，**33**, 51-54.

4）斎藤新一郎，1979．冬囲いとしての縄巻き．雪氷，**41**, 143-145.

5）斎藤新一郎・小泉重雄，2003．並木の除雪による被害とその対策としての防雪杭の効果．北海道の雪氷，**22**, 21-24.

6）斎藤新一郎，2004．寒乾害および除雪害対策を兼ねた道路緑化における越冬方法について．北海道の雪氷，**23**, 40-43.

7）斎藤新一郎・阿部正明，2009．寒さの害の一形態としての針葉樹類の日焼け・樹皮剥がれについて．北海道の雪氷，**28**, 21-24.

8）斎藤新一郎・孫田　敏・阿部正明・小松佳幸，2009．道路緑化樹の保育方法——北国における道路緑化の手引き．157pp.，北海道開発技術センター，札幌．

9）斎藤新一郎，2010．地球環境にやさしい道路緑化樹——その植え方と育て方．326pp.，北海道道路管理技術センター，札幌．

10）斎藤新一郎，2010．防雪林を構成する木々の下枝の枯れ上がりとその対策について．北海道の雪氷，**29**, 24~27.

11）斎藤新一郎・阿部正明・檜澤　肇，2012．2011／12 年の大雪による樹木被害のいろいろ．北海道の雪氷，**31**, 61-64.

12）斎藤新一郎，2013．大雪による庭木の常緑針葉樹類の被害と対策．北海道の雪氷，**32**, 54-57.

13）斎藤新一郎，2013．みぞれ雪起源の冠雪による林縁樹の道路への倒伏とその対策について．寒地技術論文・報告集，**29**, 186-191。

14）斎藤新一郎，2014．広葉樹類の凍裂について——針葉樹類の凍裂および日焼け・樹皮剥がれと比較して．北海道の雪氷，**33**, 47-50.

15）斎藤新一郎，2014．道路樹の寒さの害と雪の害および対策について．寒地技術論文・報告集，**30**, 255~258.

16）斎藤新一郎，2014．三笠の造林地における大雪被害後 2 成長期を経た針葉樹若木の諸形態と育林的な対応について．北方森林研究，**62**, 73-76.

17）斎藤新一郎，2014．エゾシカの樹皮食いからの林木の回復形態——広葉樹類と針葉樹類の違い．野生生物と交通，**13**, 45-50.

18）斎藤新一郎，2015．多雪地方における冬囲いの多様な手法．北海道の雪氷，**34**, 103-106.

19）斎藤新一郎，2015．国道 238 号浜頓別地区の道路防雪林へのコメント——成林した道路防雪林の維持管理手法および掘り取り間引き木と苗木植えによる新植地への期待．19pp.，環境林づくり研究所（開発工営社へのコメント／浜頓別道路事務所委託）.

20）㈱雪研スノーイーターズ，2016．平成 27 年度一般国道 238 号猿払村浅茅野防雪対策設計外一連業務．32pp.

21）高田正広・竹森博美・中野雅充，2012．浜猿防災（浜頓別工区）における既存防雪林間引き木の有効活用——間引き対象木の移植手法について．平成 23 年度北海道開発局技術研究発表会論文，6pp.

22）山﨑貴志・住田則行・中村隆一，2014．道路防雪林における間引きが防雪機能に与える影響について——風洞実験による調査．北海道の雪氷，**33**, 43-46.

高速道路における凍結防止剤最適自動散布システムの試行運用状況報告

Report on Intelligent Salting Control Optimization System for Expressways

大廣智則（株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道）
高倉清（株式会社ネクスコ・メンテナンス北海道）
及川叙二（東日本高速道路株式会社 北海道支社）
Tomonori Ohiro, Kiyoshi Takakura, Joji Oikawa

１．はじめに

凍結防止剤の散布は，ドライバーへ安全・安心で快適な走行環境を提供する上で重要な役割を担っている．

一方，凍結防止剤の費用は，平成 26 年度，北海道の高速道路における雪氷費割合は，全体の 16%も占めている（図 1）．凍結防止剤の散布が必要な箇所を限定した最適な散布が求められている．また，凍結防止剤の散布作業は，剤を積み残した際に懸念される凍結防止剤散布車タンクでの剤の固結を防ぐため，積み込んだら撒ききる手法である．したがって，凍結防止剤を最適に散布するためには，事前に散布量を把握し適量を積込む必要がある．

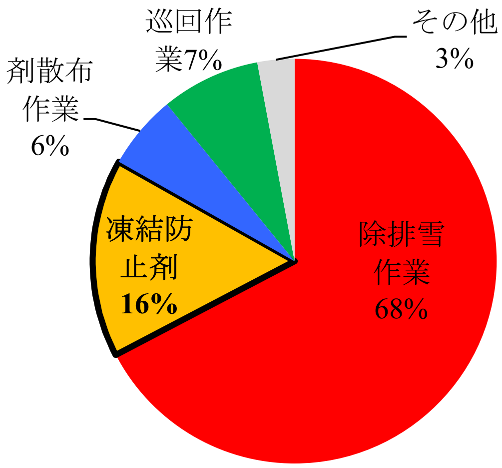


図 1　平成 26 年度，北海道の高速道路における雪氷費割合

筆者らは，平成 27 年度冬期に凍結防止剤の散布が必要な箇所を限定するため，タイヤ加速度波形の特徴から路面状態を判別するシステム（以下「CAIS[1)]」という）を 5 台の雪氷巡回車に搭載し運用を行った．本システムによれば，凍結防止剤の散布量を路面状態に基づき計算し，適量積み込むことが可能である．また，凍結防止剤を路面状態に応じて自動散布するシステム（以下「ISCOS[2)]」という）を 11 台の凍結防止剤散布車に搭載し運用を行った．本稿では，上述したシステムの運用結果を，凍結防止剤の削減量として報告する．

２．方法

（１）雪氷巡回

雪氷巡回[3)]は，3～5 時間毎，緊急時には随時出動し，時々刻々と変化する気象状況や道路状況・交通状況を把握し，雪氷対策及び雪氷作業を効率的，且つ円滑に行うために必要な情報を収集し伝達する作業である．凍結防止剤の散布判断は，緊急時以外は雪氷巡回時に巡回員の判断により行われている．雪氷巡回時には，路面状況・天候・視界・塩分濃度を巡回報告書として作成する．これらは，全て目視により判断されており，路面状態は，乾燥・半湿・湿潤・シャーベット・積雪・圧雪・凍結の 7 つの状態に判定している．

（２）CAIS

CAIS は，タイヤ内面に設置した加速度センサにより，タイヤ（加速度センサ）が道路に接地（道路を蹴り上げる状態）した際の振動波形を高速で計測し，その波形特徴を分類することで目視と同様の 7 つの路面状態（乾燥・半湿・湿潤・シャーベット・積雪・圧雪・凍結）に判別している．タイヤ内面に発電機を取り付け，タイヤの回転する動力で発電することが可能であり，路面状態の判別結果は WEB サーバにリアルタイム送信される．雪氷巡回車に CAIS を搭載することで，WEB サーバに 100 m 毎の路面データベースが巡回とともに構築される．路面状態判別結果および走行画像は，GIS 地図上にモニタリング表示するほか，路面ダイヤグラムを自動作成し，路面状態をきめ細かく確認することができる（図 2）．図 3 に雪氷巡回車への CAIS 搭載状況を示す．雪氷巡回車へ搭載した CAIS は，エンジン ON とともに自動起動し，エンジン OFF とともに自動シャットダウンするオートマチック仕様である．平成 27 年 10 月中旬に 5 台の雪氷巡回車に搭載した．巡回区間は，①銭函~札幌西 IC，②札幌西~北広島 IC，③北広島~新千歳空港 IC，④札幌~岩見沢 IC，⑤岩見沢~奈井江砂川 IC である．

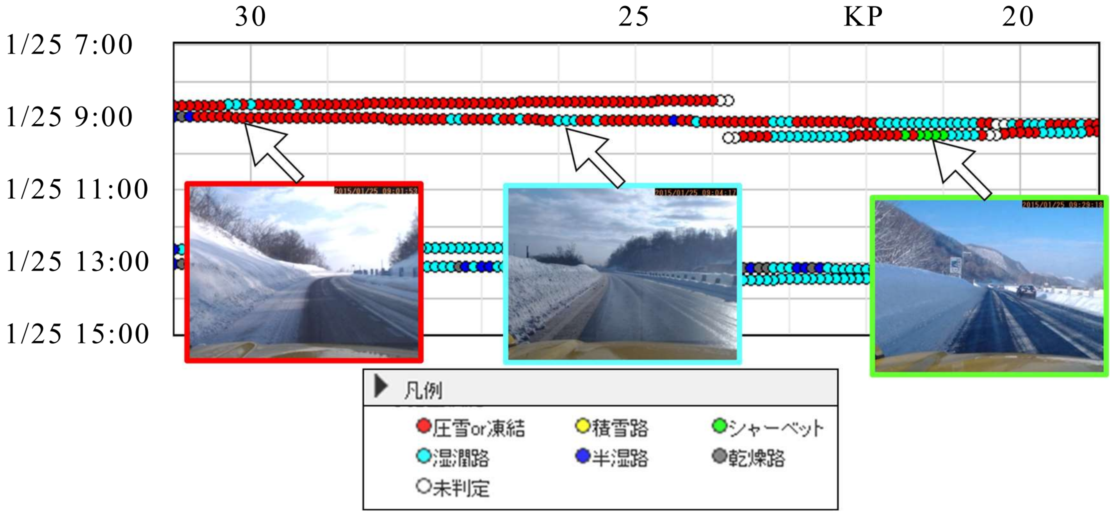


図 2　路面ダイヤグラム

（a）CAIS 搭載車両

（b）制御装置

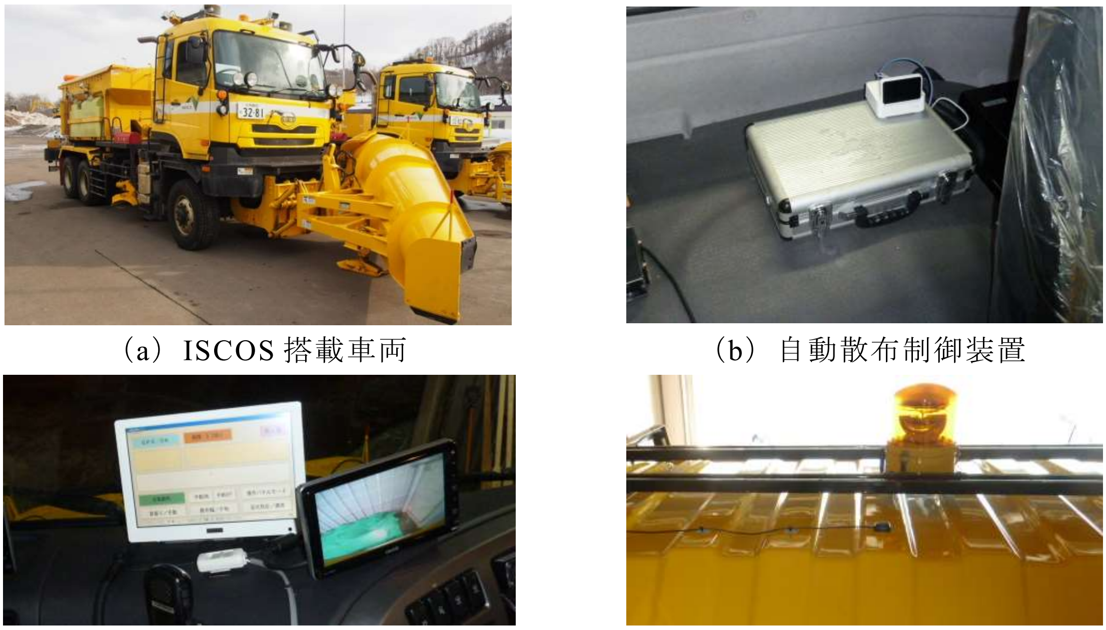
（c）アンテナ

（d）モニター

図 3　雪氷巡回車への CAIS 搭載状況

（３）ISCOS

ISCOS は，CAIS により判別した路面状態に応じて凍結防止剤を自動で散布することが可能である．図 4 に凍結防止剤散布車への ISCOS 搭載状況を示す．自動散布制御装置から凍結防止剤散布車へ直接信号を送り自動散布を行っている．手動操作では瞬時に変更することが難しい様々な散布条件を 100m 毎に変化させることが可能である．GPS により現在位置を把握し，高速道路のキロポストを基準に 100 m 単位で散布判断する．WEB サーバのデータベースに保存された CAIS 走行時の路面判別結果から自動散布を行う．なお，自動散布中も手動操作への切り替えは可能である．凍結防止剤散布車へ搭載した ISCOS は，CAIS と同様に，エンジン ON とともに自動起動し，エンジン OFF とともに自動シャットダウンするオートマチック仕様である．平成 27 年 10 月中旬に 11 台の凍結防止剤散布車に搭載した．散布区間は，①小樽~銭函 IC，②銭函~札幌西 IC，③札幌西~伏古 IC，④伏古~北広島 IC，⑤北広島~新千歳空港 IC，⑥札幌~江別西 IC，⑦江別西~江別東 IC，⑧江別東~岩見沢 IC，⑨岩見沢~三笠 IC，⑩三笠~美唄 IC，⑪美唄~奈井江砂川 IC である．ISCOS の運用期間は，平成 27 年 11 月 25 日～3 月 31 日である．



（a）ISCOS 搭載車両　（b）自動散布制御装置

（c）モニター　（d）GPS

図 4　凍結防止剤散布車への ISCOS の搭載状況

（４）**凍結防止剤の散布量**

高速道路では，凍結防止剤の散布は湿塩散布（ウエットソルト）[4)] を実施している．湿塩散布は，固形剤と溶剤を混合して散布する方法であり，路面への付着効果が高く速効性・持続性があり，飛散しない効果が期待できる．自動散布時の散布量は，圧雪・凍結・シャーベット・湿潤・半湿はこれまで通りの 20 g/m^2、乾燥・積雪は散布無しとした．路面状態に対応した散布量を定義することで，CAIS 搭載の雪氷巡回車走行後，凍結防止剤散布区間の路面状態から散布量を算出することができる．WEB 環境であればアクセス可能であり，指令台にて事前に散布量を把握し，現場に適量積み込み指示をする．また，TN 坑口は寒暖差や持ち込み雪などの影響で融雪により路面の残留塩分濃度が低下しやすいため，通常よりも散布量を多くする厚撒き機能を設けた．厚撒きすることで，効果の持続性を高め散布回数の減少に努めた．

（５）DD ホッパー

凍結防止剤を適量積み込むために DD(Divide Device)ホッパーを開発した．DD ホッパーは，装置下端部に設けられたバルブをハンドルを回すことで開口し，凍結防止剤が 1 t 入った袋を投入後，目盛を見ながら 0.1 t 単位で積み込むことができる．図 5 に DD ホッパーを示す．

図 5　DD ホッパー

３．運用結果

図 6 に H27 年度 ISCOS の運用を行った 5 基地（銭函基地，札幌基地，江別西基地，岩見沢基地，美唄基地）の結果を凍結防止剤の削減量として示す．凍結防止剤の削減量は，まず，これまでの方法での散布量を記入し，次に，ISCOS による散布量を記入し，その差分を累積することで求めた．その結果，期間内に削減した総量は 685 t であり，剤の累計削減割合は 7%であった．

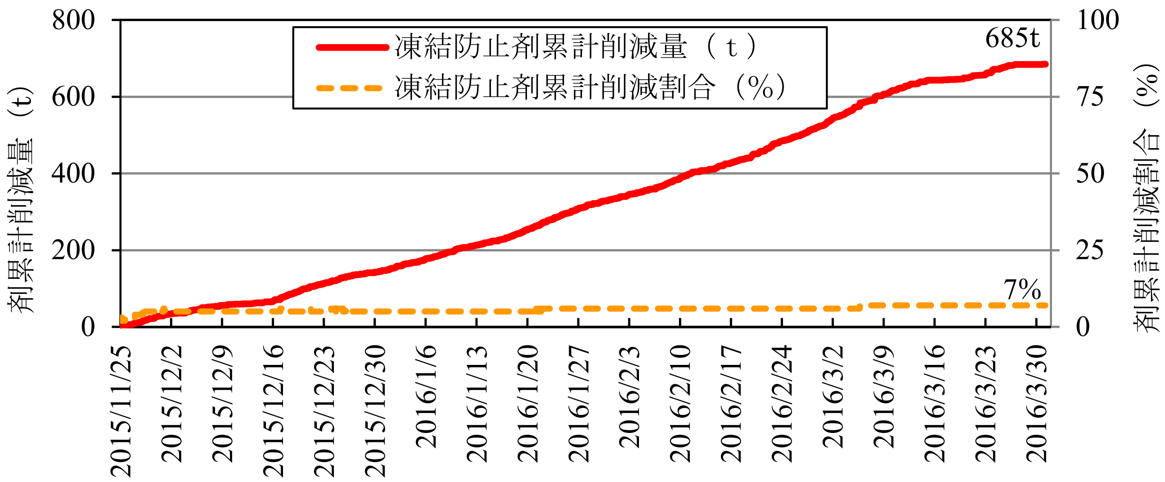


図 6　H27 年度 ISCOS の運用を行った 5 基地の結果（凍結防止剤の削減量）

４．まとめ

CAIS（タイヤ加速度波形の特徴から路面状態を判別するシステム）の実用化に成功し，5 台の雪氷巡回車に搭載し運用を行った．また，ISCOS（凍結防止剤を路面状態に応じて自動散布するシステム）を開発し，11 台の凍結防止剤散布車に搭載し運用を行った．ISCOS の運用を行った結果，凍結防止剤の散布量を 685 t，7%削減することができた．今後，現場における ISCOS 運用の習熟と，ISCOS 運用箇所の拡大により更なる削減が期待できるものと考えている．

【参考・引用文献】

1） Ohiro，T，et al，2014：EFFICIENT WINTER ROAD MANAGEMENT USING A CONTACT AREA INFORMATION SENSING (CAIS)-BASED ROAD SURFACE CONDITION JUDGMENT SYSTEM，PIARC，T5-5-205.
2） Morinaga，H，Hanatsuka，Y and Wakao，Y，2010：Sensing Technology Tire System Road Surface Condition Judgment，FISITA2010 Transactions，vol.F2010E010.
3） 財団法人高速道路技術センター，2005：写真でみる雪氷管理，12-14.
4） 財団法人高速道路技術センター，2005：写真でみる雪氷管理，25.

札幌市内小学校校庭における冬期飛来塩分量の評価

Estimation of the wintertime salt deposition at elementary school yards in Sapporo

野口泉，山口高志（北海道立総合研究機構），辻野二朗，藤原大作（北海道電力株式会社）
Izumi NOGUCHI, Takashi YAMAGUCHI, Jiro TSUJINO, Daisaku FUJIWARA

1.　研究目的

近年，地球温暖化対策として，また財政難でもあることからロードヒーティングを停止し，代わりに凍結防止剤の散布を強化する傾向にある[1]．一方で，それに伴う実態把握や構造物および生態系への塩害影響評価は重要となる．札幌市北区における長期観測結果では，1 - 4 月の粒子状ナトリウムおよび塩化物イオンは，全粒径では大きな変化がないのに対し，近隣で発生する割合の大きい 10 μm 以上の粗大粒子においては，10 年で 40%もの増加傾向にあり，その割合は約 20%前後と，凍結防止剤の散布強化の影響が指摘されている[2]．これらのことから，凍結防止剤による環境中塩分濃度への影響評価を行うとともに，鋼構造物などへ塩害の影響評価のための研究は急務と考えられた．

そこで，本研究では，環境保全も考慮した適切な凍結防止剤散布，さらには鋼構造物の劣化･腐蝕の予測,また予防策に活用することを目的とし，積雪成分調査により，北海道内および札幌市内の飛散塩分量の評価を行い，広域および都市部での塩分分布状況の評価を実施した．さらに札幌市内を中心に小学校の鉄棒に付着した塩分量の評価も合わせて行った．

2.　研究方法

2.1 調査概要

塩分濃度の高い冬期に注目し，2 月中旬から 3 月上旬の最大積雪時期に，札幌市内の 26 小学校（図 1 参照）の校庭で, また北海道内 62 地点で積雪成分の調査を行った. 調査地点は, 積雪時に人の出入りのない開けた地点で行った. 道内全域では海岸からの距離に応じた塩分濃度の変化などの広域分布状況の把握などが目的であり, 地域的

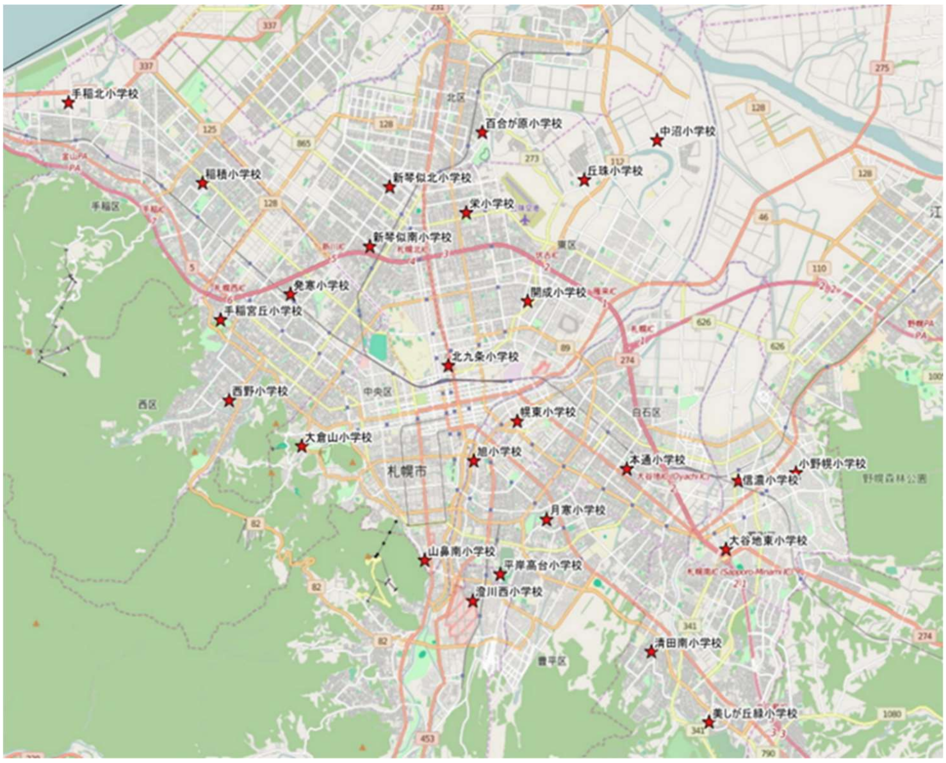


図 1　積雪成分調査を行った札幌市内 26 小学校

な汚染の影響を受けにくい地点を選択した．一方，札幌市内では，教育委員会の協力を得て，市内202校に冬期の校庭の状況などについてアンケート調査を行い，回答のあった106校から地域に偏りがないように対象校を選定した．またほとんどの小学校に存在する鉄棒を対象に，鉄棒での塩分付着状況を把握するためのふき取り調査も同時に行った．それぞれの調査方法は以下の通りである．

（1）積雪試料

札幌市内の26小学校の積雪試料は，2016年2月23～25日の3日間で，全道の調査は，　2月16～3月4日に調査を行った．試料は，ステンレスパイプを加工したスノーサンプラー（断面積23.8 cm^2）を用い，全層を一括採取した[3]．試料は，重量測定後，実験室内で融解し，pHと電気伝導率（Cond.）を直ちに測定した．イオン分析用試料は，メンブランフィルター（ポアサイズ0.2 μm）でろ過を行い，分析まで冷蔵庫で保存した．イオン分析は，主要塩分である塩化物（Cl^-），ナトリウム（Na^+），マグネシウム（Mg^{2+}），カルシウム(Ca^{2+})およびカリウムイオン（K^+）に加えて，腐食成分である硫酸（SO_4^{2-}），硝酸（NO_3^-）およびそれらのカウンターカチオンである（NH_4^+）を測定対象とした．これらの成分はイオンクロマトグラフ法で測定した．

⑵ 鉄棒付着塩分量

2015年12月16および17日に，札幌市内26小学校において積雪採取場所および拭き取り対象鉄棒の選定を行った．この際に対象鉄棒のクリーニングを行い，約2か月経過後の2月に，支柱からの溶出の影響などを考慮し，両側 10 cm を除いた中央部をガーゼにてふき取り，純水100 mlにて抽出後，付着塩分量を測定した．分析は前述の積雪試料と同様にイオンクロマトグラフ法を用いた．なお，鉄棒は亜鉛メッキをしている，あるいはしていたものであった．そこで，高濃度のSO_4^{2-}が検出された試料，すなわち酸の付着があった鉄棒の試料についてのみ，誘導結合プラズマ発光分析計（ICP-OES）にて，水溶性亜鉛イオン（Zn^{2+}），鉄イオン（Fe^{3+}）についても測定を行った．

3.　研究の結果と考察

3.1 札幌市内の積雪成分調査

Na^+とCl^-濃度は，海塩組成重量比（Na^+/Cl^-比：0.55）と同様の比を示し，相関係数も1に近かった．また，イオン当量濃度による組成では，Cl^-イオンの寄与が最も大きく，次いでNa^+の寄与が大きかった．

海塩成分の指標であり，鋼構造物の腐食にも大きく寄与するCl^-濃度の範囲は2.08～6.72 mg/l，降水量の重み付け平均濃度は 3.82 mg/l であった．

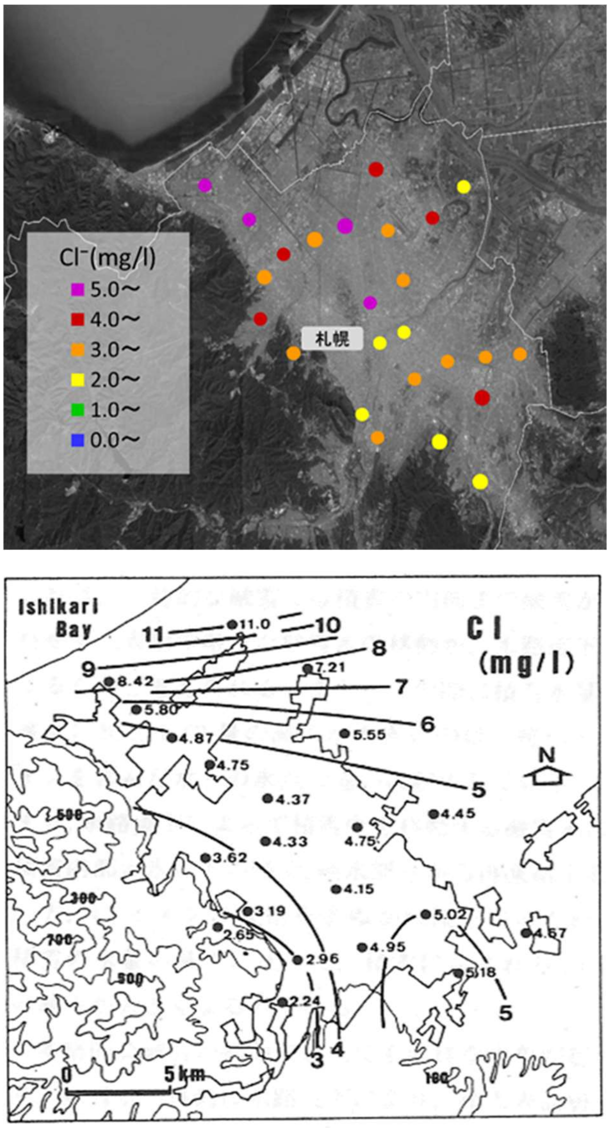


図2　積雪中Cl^-濃度

（上段：本調査結果，下段：鈴木, 1985）

この濃度範囲は鈴木（1985）が調査を行った1980年の調査結果と同様であり，その分布状況もよく似ていた（図 2 参照）．1980 年当時は，まだスパイクタイヤが使用されており，凍結防止剤の散布はほとんどなかった．年により，降雪量，積雪量も異なり，海塩の濃度分布も多少の差はみられるが，海塩成分濃度の変動は比較的少ない傾向にあることから[4)]，当時と同程度の濃度が観測されたことは，凍結防止剤の影響はあまり顕著ではなかったと推測された．

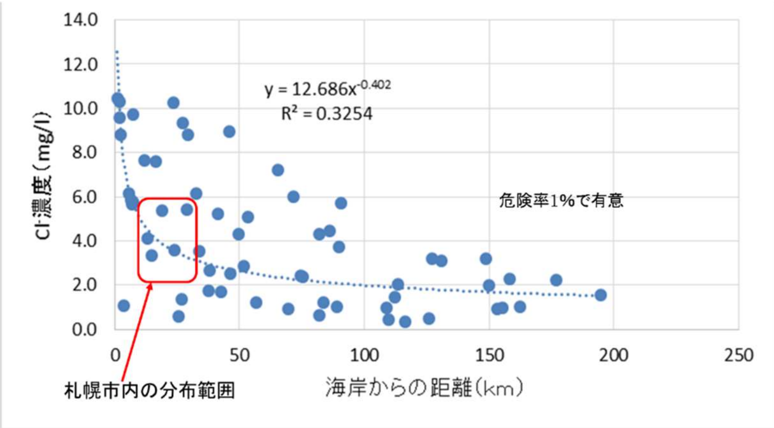


図 3　海岸からの距離と積雪中の Cl^-濃度

3. 2 北海道全域の積雪成分調査

札幌市内の積雪成分と同様に Na^+と Cl^-濃度は，海塩組成重量比と同様の比を示し，相関係数も 1 に近かった．また，イオン当量濃度による組成では，Na^+および Cl^-イオンの合計の寄与は 32～79%と，札幌市の場合と比べて地域差もあり，ばらつきが大きかったが，成分の中ではいずれの地点も Cl^-が最も寄与が大きく，内陸の 2 地点（足寄および置戸）を除いては次いで Na^+の寄与が大きかった．これらは主に海塩由来と考えられ，Cl^-濃度は海岸からの距離に比例するものと考えられた．そこで，海岸からの距離と Cl^-濃度の関係について検討した結果，有意な相関が得られた（図 3 参照）．この関係において，札幌市内の調査結果の範囲をみると，特段の高濃度は見られず，凍結防止剤の顕著な影響は確認できなかった．

3. 3 札幌市内の鉄棒拭き取り調査

鉄棒付着塩分では積雪とは異なり，Na^+と Cl^-の比は海塩成分と大きく異なる場合が多く，Cl^-付着量が少ない傾向がみられた．一方，Na^+過多の場合は，代わりに SO_4^{2-}付着量が多くなる傾向がみられた．さらに，錆が少なく，SO_4^{2-}付着量が多い試料では陰イオンに比べて陽イオン量が少なく，イオンバランスが良くない場合があり，鉄棒からの金属イオンの溶出が考えられた．このことから，SO_4^{2-}付着量が多い試料について，本体を構成する Fe とメッキ成分である Zn について水溶性成分測定したところ，Fe の溶出（Fe^{3+}）は少なかったが，Zn^{2+}の溶出が認められ，イオンバランスも改善された（図 4 参照）．一方，Na^+と Cl^-のバランスが悪かった場合では，特に錆のない試料において Na^+と $Cl^-+SO_4^{2-}$でバランスが取れる傾向にあり，その相関は Na^+と Cl^-の場合

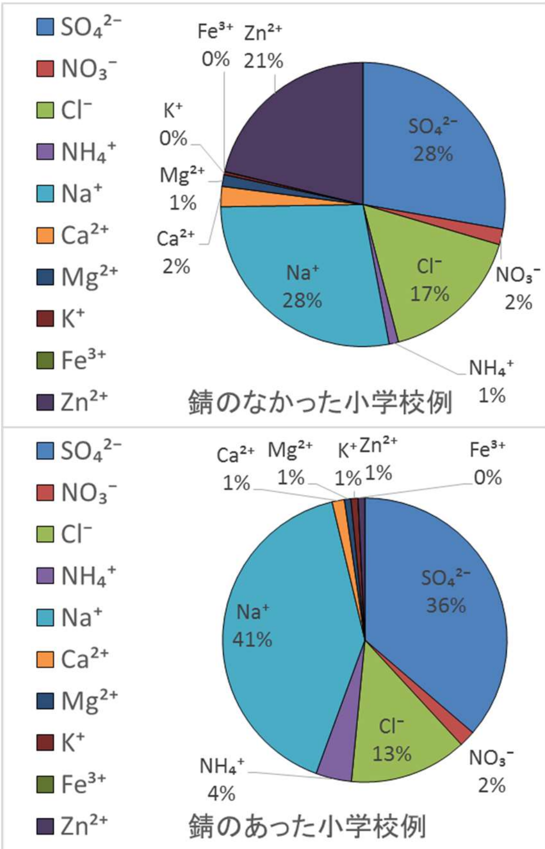


図 4　鉄棒付着成分の組成

よりも強かった（図5参照）.

積雪中のNa^+とCl^-成分は，降雪および沈着した粒子成分を含むが，これらの成分比は非常に良い相関が見られ，Cl^-が少ない傾向は特に見られない．これらのことから，鉄棒に付着した NaCl の内，Cl^-のみが以下の式の反応により，SO_4^{2-}に置き換わり，飛散したと考えられた．HCl のガス化を生じる同様の反応は，粒子状の NaCl と HNO_3 ガスの反応が良く知られている．

$$2NaCl + H_2SO_4 \rightarrow Na_2SO_4 + 2HCl \uparrow$$

SO_4^{2-}付着量は海塩成分比より多く，その多くは二酸化硫黄（SO_2）に由来するものと判断された．すなわち，濡れたり乾いたりを繰り返す鉄棒表面という反応の場を得ることにより，①濡れ状態における SO_2 の取り込み，②硫酸化，③乾燥時に反応による HCl の放出，が起こったと考えられた．一方，亜鉛メッキの場合は，②の過程で Zn が溶け出すことにより，イオンバランスが維持されたと考えられた．そのため，Na^++Zn^{2+}と Cl^-＋SO_4^{2-}の相関はより強かったと考えられた（図5参照）.

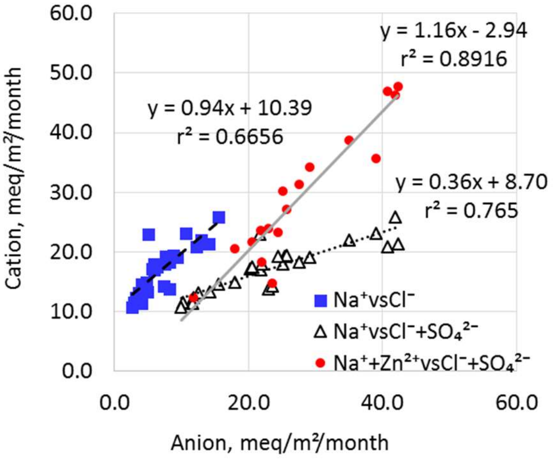


図5　鉄棒付着成分の相関

4. 結論

札幌市内の 26 小学校において積雪および鉄棒付着塩分量調査を行った結果，凍結防止剤散布の顕著な影響は確認できなかった．一方，校庭の鉄棒に付着した塩分量調査では，Na^+に比べてCl^-濃度が低くなっており，SO_2 の取り込みにより，Cl^-が HCl として飛散したと考えられた．また，錆のない/少ないメッキが残っている鉄棒ではメッキ成分の Zn の溶出が確認された．

謝　辞

本研究を進めるにあたり，ご助成を賜りました公益財団法人ソルト・サイエンス研究財団に深く感謝申し上げます．また，調査にご協力いただいた札幌市教育委員会，札幌市立小学校の担当者，また全道積雪調査における協力機関および担当者に深謝申し上げます．

引用文献

1)　札幌市: ロードヒーティング, http://www.city.sapporo.jp/kensetsu/yuki/jigyou/rh_info.html (2016.6.3 アクセス).

2)　野口泉，山口高志（2014）大気中海塩成分の挙動と塩害に関する研究の展望．第 21 回大気環境学会北海道東北支部集会，22-23,11 月 14 日，仙台，https://sites.google.com/site/jsaehokkaidotohoku/home/news/di21huidaqihuanjingxuehuibeihaidaodongbeizhibuzonghuigaxingwaremashita (2016.6.3 アクセス).

3)　Noguchi, I., Kato, T., Sakai, S., Iwata, R., Akiyama, M., Otsuka, H., Sakata, K., Aga, H., Matsumoto, Y. (2001) Snow Cover Components in Northern Japan. Water, Air and Soil Pollution, 130, 421-426.

4)　Network Center for Acid Deposition Monitoring Network in East Asia (EANET), Scientific Advisory Committee of EANET at its Tenth Session (Ed.) (2010) Technical Manual for Wet Deposition Monitoring in East Asia -2010.

5)　野口泉，山口高志（2012）2012 年の空知地方などの豪雪とその化学成分．北海道の雪氷, 31, 135-138.

吹雪視程障害発生に及ぼす沿道環境や道路構造の影響
Influence of Roadside Environment and Road Structures on Blowing-Snow-Induced Visibility Hindrance on Winter Roads

武知洋太，松澤勝，伊東靖彦，國分徹哉（(国研）土木研究所 寒地土木研究所）
Hirotaka takechi, Masaru matsuzawa, Yasuhiko Ito, Tetsuya kokubu

１．はじめに

現在,冬期道路の吹雪危険箇所に関する評価には，道路防災点検の手引き[1)]に示されている「吹雪安定度」や道路吹雪対策マニュアル[1)]に示される「吹雪危険度」が用いられている．しかし，その評価項目や評点等は経験的に決められており，定量的な分析に基づき定められたものではない[1)2)]．このため評価項目や評点等の根拠が曖昧であるなど定量的な評価を行うには不十分な点がある．

本研究では，吹雪視程障害発生への沿道環境や道路構造による影響を定量的に明らかとするため，吹雪時に移動気象観測を実施し，多変量解析を行った．本論文では，その結果を報告する．

図 1　移動気象観測車

図 2　観測箇所

２．調査方法

著者らは，移動気象観測車（図 1）を用い 2012 年度から 2014 年度の 3 冬期間の地吹雪発生が予想された日に観測を行った．移動気象観測車には車載用小型視程計（TZF-31A）を搭載しており，走行中に視程の計測を行った．データ取得間隔は 0.1 秒とした．

移動気象観測を実施した区間は,地吹雪による視程障害が発生しやすいと考えられる北海道内の図 2 に示す 3 路線 4 区間とした．観測区間には，盛土構造と切土構造が混在する郊外部の道路と市街部の道路が混在し，風上側には吹雪が発達しやすい平坦地を有する区間や逆に吹雪が発達しづらい樹林帯を有する区間が存在するなど沿道環境の条件に変化がある区間を設定した．なお，移動気象観測の実施日時と観測区間，観測回数の詳細は表 1 に示す通りである．

また，観測時には助手席に調査員が同乗し，運転危険度を表 2 に示す 5 ランクで調査員の主観により連続的に評価した．

表 1　観測結果の概要

路線	日時		KP ※最大の区間	調査員No	観測回数	計
一般国道231号 石狩市 (KP14.2-52.0)	2012/12/26	10:49 - 16:23	14.7 - 41.4	Ⅴ	9	43
	2013/3/10	15:15 - 18:11	14.2 - 51.7	Ⅵ	4	
	2014/1/13	12:48 - 16:04	14.3 - 51.7	Ⅶ	3	
	2014/1/28	18:26 - 22:15	15.0 - 52.0	Ⅴ	5	
	2014/1/31	14:44 - 17:44	15.0 - 52.0	Ⅴ	4	
	2014/3/6	14:51 - 17:48	17.0 - 26.0	Ⅶ	3	
	2015/2/2	15:13 - 20:05	15.0 - 42.0	Ⅴ	8	
	2015/2/15	10:22 - 18:19	15.0 - 42.0	Ⅳ・Ⅴ	7	
一般国道232号 遠別町・初山別村 羽幌町 (KP35.3-81.0)	2012/12/27	8:52 - 16:05	35.9 - 76.5	Ⅴ	6	48
	2013/2/2	19:49 - 20:26	52.8 - 73.0	Ⅴ	1	
	2013/2/3	8:32 - 9:32	51.8 - 68.5	Ⅴ	2	
	2013/2/5	14:58 - 15:34	44.3 - 70.4	Ⅵ	1	
	2013/2/20	6:32 - 12:51	41.6 - 71.2	Ⅵ	7	
	2014/1/11	11:25 - 15:22	36.0 - 71.4	Ⅶ	4	
	2014/1/28	16:00 - 21:01	35.9 - 71.4	Ⅶ	4	
	2014/1/29	8:50 - 14:11	35.3 - 57.5	Ⅶ	5	
	2014/1/31	17:33 - 18:52	36.0 - 71.4	Ⅶ	2	
	2014/2/3	9:54 - 12:43	36.0 - 64.4	Ⅶ	4	
	2014/3/7	15:44 - 16:43	47.0 - 64.0	Ⅶ	2	
	2015/1/7	15:40 - 21:58	42.0 - 75.0	Ⅴ	7	
	2015/1/8	11:35 - 11:50	71.0 - 81.0	Ⅴ	1	
	2015/3/11	17:20 - 19:58	38.0 - 70.0	Ⅵ	2	
一般国道238号 佐呂間町・湧別町・紋別町 (KP52.1-102.3)	2013/2/8	9:54 - 16:51	63.7 - 102.3	Ⅵ	6	10
	2013/3/2	15:05 - 17:23	52.1 - 77.3	Ⅵ	1	
	2014/2/9	17:41 - 23:27	54.6 - 90.2	Ⅶ	2	
	2014/2/17	8:07 - 10:55	74.0 - 102.0	Ⅴ	1	
一般国道238号 浜頓別町・猿払村 (KP216.0-274.3)	2013/1/26	11:40 - 16:11	229.2 - 235.6	Ⅴ	8	36
	2013/2/3	12:40 - 15:52	217.9 - 274.3	Ⅴ	3	
	2013/12/27	18:17 - 22:20	217.1 - 258.5	Ⅰ	2	
	2014/1/26	16:10 - 16:41	236.9 - 258.5	Ⅶ	1	
	2014/2/5	5:31 - 5:49	240.0 - 251.9	Ⅶ	1	
	2014/2/10	14:44 - 18:38	219.6 - 257.4	Ⅱ	4	
	2014/2/18	7:50 - 14:18	216.0 - 262.0	Ⅴ	6	
	2015/2/27	8:27 - 20:05	225.0 - 257.0	Ⅴ	9	
	2015/4/15	21:53 - 0:26	222.0 - 258.0	Ⅶ	2	

表 2　運転危険度

ランク	運転危険度
1	運転することができず、停止
2	運転が困難で本当は停止したいが、やむを得ず走行
3	かろうじて走行可能だが、コンビニやGSなどの駐車スペースがあれば停車
4	視界が悪いため、ゆっくりと走行を継続
5	視界が比較的良いため、通常の走行を継続

３．分析方法

本研究では，吹雪時の視程障害発生と沿道環境及び道路構造との関係について，移動気象観測結果を基に多変量解析（数量化 I 類）により分析を行った．

目的変数には，観測時の気象条件の違いによる影響をできるだけ排除するため「視程障害発生割合」（視程障害の発生回数/全観測回数×100（%））及び「運転危険度割合」（運転危険度がランク 2 以下の回数/全観測回数×100（%））の 2 つの割合を定義し用いることとした．既往研究[4)]において，視程の平均値が 200 m を下回ると吹雪時の運転の危険性が高くなることが確認されている．このため，視程障害発生は平均視程 200 m 未満であることとした．

表 3　説明変数とカテゴリ

説明変数		カテゴリー数と区分内容		データ数
道路構造（切土・盛土の高さ）		0	切土高さ 5.0m以上	145
		1	切土高さ 0～5.0m	98
		2	盛土高さ 0～1.0m	501
		3	盛土高さ 1.0～3.0m	1192
		4	盛土高さ 3.0～5.0m	234
		5	盛土高さ 5.0m以上	130
風上側	風上平坦地の長さ	0	なし	1034
		1	10～100m	871
		2	100～300m	244
		3	300m以上	151
	樹林帯の幅	0	なし	1816
		1	断続的	195
		2	10～30m	67
		3	30～50m	48
		4	50～100m	34
		5	100～200m	75
		6	200～300m	40
		7	300m以上	25
	家屋市街地の幅	0	なし	1888
		1	断続的	211
		2	10～30m	53
		3	30～50m	48
		4	50～100m	39
		5	100～200m	32
		6	200～300m	19
		7	300m以上	10
	防護柵の有無	0	なし	1737
		1	あり	563

説明変数には，現状の吹雪危険度[1)]の評価で評価要因に設定されている沿道環境条件等を参考とし，「道路構造」，「風上の平坦地の長さ」，「樹林帯の有無と幅」，「家屋・市街地の有無と幅」，「防護柵の有無」の 5 つの要因（アイテム）を採用し，表 3 に示すカテゴリで区分した．

分析では観測区間を 50 m 毎に区分した．区間毎に視程の平均値（平均視程）と運転危険度を整理し，視程障害発生割合と運手危険度割合を評価した．また，表 3 に示した道路構造及び沿道環境条件のデータは地図や道路台帳図，航空写真などにより取得した．なお本研究では，5 回以上の観測を実施した吹雪対策の未設置区間のみを分析の対象とした．各説明変数のカテゴリ毎のデータ数（区間数）は表 3 に示す通りである．

４．分析結果と考察

表 4 は，視程障害発生割合に対する表 3 に示した各要因の影響度(カテゴリスコア)を分析した結果である．カテゴリスコアの横には各要因のカテゴリスコアの範囲を示したレンジ，各要因の偏相関係数，各要因の p 値を示した．また，表 5 は運転危険度割合を目的変数とした場合の結果を同様に示したものである．なお，カテゴリスコアは説明変数とした各要因のカテゴリの違いによる視程障害発生割合や運転危険度割合の増減を示すも

表 4　視程障害発生割合と各要因のカテゴリスコア

目的変数	説明変数（カテゴリー数と内容）		カテゴリスコア	レンジ	偏相関係数	p値
視程障害発生割合(%)	道路構造（切土・盛土の高さ）	0: 切土 5.0m以上	-0.101	1.950	0.104	6.5×10^-7
		1: 切土 0～5.0m	0.393			
		2: 盛土 0～1.0m	-0.462			
		3: 盛土 1.0～3.0m	-0.197			
		4: 盛土 3.0～5.0m	1.488			
		5: 盛土 5.0m以上	0.723			
	風上平坦地の長さ	0: なし	-0.547	1.681	0.114	4.5×10^-8
		1: 10～100m	0.087			
		2: 100～300m	1.305			
		3: 300m以上	1.134			
	樹林帯の幅	0: なし	0.120	1.591	0.056	7.6×10^-3
		1: 断続的	-0.245			
		2: 10～30m	-0.166			
		3: 30～50m	-0.052			
		4: 50～100m	-0.386			
		5: 100～200m	-0.790			
		6: 200～300m	-1.189			
		7: 300m以上	-1.471			
	家屋市街地の幅	0: なし	-0.294	6.090	0.156	4.8×10^-14
		1: 断続的	0.933			
		2: 10～30m	1.776			
		3: 30～50m	4.412			
		4: 50～100m	1.760			
		5: 100～200m	0.206			
		6: 200～300m	-0.363			
		7: 300m以上	-1.677			
	防護柵の有無	0: なし	-0.375	1.532	0.118	1.3×10^-8
		1: あり	1.157			
	定数項		2.761			

のである．そこで，要因毎にカテゴリスコアを比較し考察を行った．

道路構造の違いに着目すると，表 4 より視程障害発生割合のカテゴリスコアは高さ 3 m 以上の盛土道路で大きい傾向がみられ，特に高さ 3～5 m の盛土道路で「1.488」とカテゴリスコアが最も大きかった．また，高さ 5 m 未満の切土道路においてもカテゴリスコアが「0.393」と比較的に大きい傾向が見られた．一方，高さ 5 m 以上の切土道路ではカテゴリスコアが「-0.101」と逆に比較的に小さい傾向が見られた．これは，十分に高さがある切土道路では風上から吹き込む飛雪粒子が風上側の法面上に捕捉されやすく盛土道路に比べ道路上の風速が小さいことによって，道路上の飛雪流量（単位時間当たりに単位断面を通過する飛雪粒子の質量）が減少するためと考えられる．

表 5　運転危険度割合と各要因のカテゴリスコア

目的変数	説明変数（カテゴリー数と内容）		カテゴリスコア	レンジ	偏相関係数	p値
運転危険度割合（%）	道路構造（切土・盛土の高さ）	0: 切土5.0m以上	2.346	3.643	0.099	2.1×10^-6
		1: 切土0～5.0m	1.621			
		2: 盛土0～1.0m	-0.628			
		3: 盛土1.0～3.0m	-0.227			
		4: 盛土3.0～5.0m	1.088			
		5: 盛土5.0m以上	-1.298			
	風上平坦地の長さ	0: なし	-1.479	5.431	0.198	1.1×10^-21
		1: 10～100m	0.017			
		2: 100～300m	3.764			
		3: 300m以上	3.952			
	樹林帯の幅	0: なし	-0.103	5.255	0.060	4.2×10^-3
		1: 断続的	0.897			
		2: 10～30m	-0.229			
		3: 30～50m	-0.571			
		4: 50～100m	-0.308			
		5: 100～200m	0.379			
		6: 200～300m	2.587			
		7: 300m以上	-2.668			
	家屋市街地の幅	0: なし	-0.995	13.859	0.252	1.6×10^-34
		1: 断続的	3.473			
		2: 10～30m	5.722			
		3: 30～50m	9.469			
		4: 50～100m	8.378			
		5: 100～200m	1.503			
		6: 200～300m	3.002			
		7: 300m以上	-4.391			
	防護柵の有無	0: なし	-0.356	1.455	0.069	8.8×10^-4
		1: あり	1.099			
	定数項		6.772			

一方，表 5 より運転危険度割合については，切土道路でカテゴリスコアが「1.621」，「2.346」と大きく，次いで高さ 3～5 m の盛土道路でカテゴリスコアが「1.088」と大きかった．このように，切土道路で運転危険度が高くなる傾向が見られた．吹雪時の視程が同程度であってもドライバーが実際に感じている視認距離は道路周辺に存在する目標物の有無によって異なり，目標物となる施設が少ない場合にはドライバーの感じる視認距離が視程より短いことが明らかとされている[5)]．切土道路では，背景が法面上の積雪のみとなり比較的に目標物が少ないことから，視程が同程度であってもホワイトアウトになりやすく，運転危険度割合が高かったと考えられる．

次に風上平坦地の長さに着目すると，視程障害発生割合，運転危険度割合とも風上側平坦地の長さが長いほどカテゴリスコアが増加する傾向が見られた（表 4，表 5）．特に風上側平坦地の長さが 100～300 m になると視程障害発生割合ではカテゴリスコアが「0.087」から「1.305」まで増加し（表 4），運転危険度割合ではカテゴリスコアが「0.017」から「3.764」へ増加しており（表 5）スコアの増加幅が大きい傾向が見られた．このことから，概ね長さ 100～300 m 以上の風上平坦地の存在が視程障害発生や運転危険度の増加に大きく寄与する要因であると考えられる．なお Takeuchi[6)]により，視程障害の原因となる吹雪は植生のない平坦地が風上に長く存在するほど発達し，長さ 350 m 程度で十分に発達することが明らかにされている．本結果は，このような既往研究とも概ね傾向が一致した．

また風上の樹林帯の幅に着目すると，幅が 50～100 m 以上広い場合には幅が広い区分ほど視程障害発生割合のカテゴリスコアが小さい傾向が見られた（表 4）．さらに幅が 300 m 以上になると視程障害発生割合のカテゴリスコアが「-1.471」（表 4）と最も小さくなり視程障害発生割合が顕著に低下する傾向が見られた．このことから，風上の

樹林帯はその幅が広いほど吹雪による視程障害発生を軽減し，概ね幅が 300 m 以上存在する場合に視程障害の発生を大きく改善させる要因であると考えられる．ただし，運転危険度割合については風上の樹林帯の幅が 300 m 以上でカテゴリスコアが「-2.668」と最も小さいものの，幅 100～300 m の場合にカテゴリスコアが大きい傾向が見られた（表 5）．

次に風上の家屋・市街地の幅に着目すると，幅 300 m 以上の家屋・市街地が存在する箇所で，視程障害発生割合のカテゴリスコアが「-1.677」（表 4），運転危険度割合のカテゴリスコアが「-4.391」（表 5）と最も小さく視程障害発生割合や運転危険度割合が低下する傾向が見られた．一方，幅 10～100 m 程度の家屋・市街地が存在する箇所ではカテゴリスコアが大きく，特に幅 30～50 m の家屋・市街地が存在する箇所では視程障害発生割合・運転危険度割合に関わらずカテゴリスコアが最も大きい傾向が見られた（表 4，表 5）．郊外部の沿道に存在する家屋は，あまり密集していないことが多い．この理由として，郊外部の比較的に幅が狭い家屋・市街地では地吹雪発生を十分軽減するほどには風速が道路周辺で低下せず，かつ家屋の周辺には除雪等による堆雪（雪山）が多く存在し，これらの堆雪から飛雪が道路へ吹き込むことによって視程障害が発生しやすかったことが考えられる．また，密集していない家屋の存在により風が乱れ視程障害が発生しやすかったことも考えられる．さらに防護柵の有無に着目すると，視程障害発生割合，運転危険度割合とも防護柵が存在しない場合に比べると防護柵が存在する場合にカテゴリスコアが大きく（表 4，表 5），吹雪時には視程障害が発生しやすく運転危険度も高くなる傾向が見られた．これは，防護柵が路側に存在することによってその周辺に雪堤が発生しやすいためと考えられる．

５．今後の課題

道路吹雪対策マニュアル[1)]に示される吹雪危険度は，「吹きだまり要因」と「視程障害要因」に区分し，気象条件による「主要因」と沿道環境条件や道路構造等による「危険要因」及び「安全要因」から評価されている．しかし現状，「視程障害要因」の評価では「風上平坦地」の長さが「危険要因」に考慮されていないなど，本研究の結果を踏まえると見直しが必要と考えられる箇所が伺えた．今後は，吹雪危険度の評価方法の見直しなどについて検討していく予定である．

【参考・引用文献】

1）（財）道路保全技術センター，2007:道路防災点検の手引き（豪雨・豪雪等）平成 19 年 9 月．
2）（独）土木研究所寒地土木研究所，2011:道路吹雪対策マニュアル（平成 23 年 3 月）．
3）福澤義文，伊東靖彦，松沢勝，加治屋安彦，阿部正明，丹治和博，2002: 吹雪危険度評価に関する一考察（１）－吹雪危険度評価フローの検討－，寒地技術論文・報告集，**18**，354-358.
4）武知洋太，松澤勝，伊東靖彦，金子学，國分徹哉，2015:運転の危険性を考慮した冬期道路の吹雪視程障害評価と沿道環境による吹雪視程障害への影響，土木学会論文集 D3（土木計画），**71**(5)（土木計画学研究・論文集 第 32 巻）．
5）武知洋太，松澤勝，中村浩，金子学，川中敏朗，2012:冬期道路の吹雪時における視程障害度の評価に関する研究，寒地土木研究所月報，**No.706**，20-29.
6）Takeuchi,M，1980:Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transportation，*J.Glaciol*，**26(94)**，480-492.

ホワイトアウトの実体と発生条件
The reality of white-out and requirements of the occurrence

竹内政夫（NPO 法人 雪氷ネットワーク）
武知洋太・松澤勝（(国研) 土木研究所 寒地土木研究所）

1. まえがき

ホワイトアウトは一般に視程障害を誇張する語句として使用されることが多いが，極地などで見られる現象の定義にならって[1]文字通りの視界全体が真っ白い状態とした．もう一つの吹雪時に発生するホワイトアウトは，人間の心理や目の機能にも依存し，視程や飛雪量の様な物理量では表され得ないことを示し，ホワイトアウトの実体は顕在視程ゼロであると定義した[2]．ここではホワイトアウトをもたらす雪粒子による光学現象と発生条件について述べる．

２．ホワイトアウトと光の物理（Mie 散乱）

極地でホワイトアウトは，地表が雪で覆われた状況で全天に広がる薄く低い雲の気象条件で発生する，「一面の雪と全天を覆う雲が等しい明るさで白く輝き地平線が識別できず雪や地形の凹凸に陰や輪郭が見られない」という現象である．空中に浮遊する雪が無いことを除けば，その中で見られる光学現象は吹雪にも共通点がある．太陽光は雲を透過する際に雲粒子によって散乱され，地表には散乱光となって様々な入射角で達する．さらに地表では雪粒子サイズの細かい地表面の凹凸によって，拡散反射ともいわれるように光を全方向に同じ強さに乱反射（散乱）する．地表面からは全方向に一様で同じ明るさに散乱するため地表面の起伏や凹凸には陰影はできない．またホワイトアウトの中で視界全体が白く明るく輝くのは，この散乱が雲や雪面の雪粒子のサイズが可視光の波長と同程度かそれより大きく光の波長によらない Mie 散乱のためである．

吹雪の場合は空中に浮遊する雪粒子が光を反射し，減衰された対象物からの光が目を刺戟しなくなるからである[3]．地表の雪からの散乱光が陰を消し視対象の輪郭をぼやかすことによって目に見える（顕在）視程は低下するので，同一箇所，同一濃度の吹雪の中でも地表が雪で覆われているほうが遥かにホワイトアウトになりやすい．

３．ホワイトアウトの実体−顕在視程ゼロと視環境−

地表の雪と雲粒子の光の散乱によって発生するホワイトアウトの中では，図１のように雪以外の人や物体の表面で光が散乱することは無いため，それらの輪郭は明瞭で遥か遠く離れていても視認できる．吹雪においても視標の有無によって視認距離は異なり，本来の視程（潜在視程）に近い値である視程計で測定された視程よりも小さい傾向が見られている[5]．視標

図１　南極 Ekström 棚氷上のホワイトアウト[4)]
（15 March 2007 Hannes Grobe 撮影）

になり得る地物や構造物が少ないと視程 100 m 以上でもホワイトアウトになるなど，同じ視程でも視環境によって顕在視程やホワイトアウトになりやすさには大きな違いがある．またホワイトアウトは特に眼の近くの雪粒子や風の影響が大きく，ドライバーから見たものと歩行者からとでは，影響の大きい歩行者の方がホワイトアウトになりやすい[2)]．

４．ホワイトアウトの発生条件とあとがき

視程は視程板のような黒い視標が連続的に存在することを前提にした人間の目視による視認距離である．道路では視対象が連続的に存在しないことが多いため，歩行者やドライバーが視程と捉えているのは顕在視程であり，目視できる最も遠い視対象までの距離ということになる．吹雪時の道路では視環境によって，視程が 100 m でもホワイトアウトになることがあり視程が 10 m でもホワイトアウトにならないこともある．ドライバーや歩行者の視野にある最も近い視対象までの距離よりも更に視程が悪くなると，視対象の全てが見えなくなるのでホワイトアウトである．これまで吹雪時の視程は飛雪量や吹雪量によって議論してきたが，視程障害や交通事故の対策にはその誘因となるホワイトアウトや顕在視程の低下に大きく影響する視環境を含めた検討も必要であろう．

【参考・引用文献】

１）D.H.McIntosh, 1972：white-out, *Meteorological Glossary*，314-315.
２）竹内政夫，2015：ホワイトアウトと雪粒子，北海道の雪氷，**34**.
３）竹内政夫，1980：吹雪時の視程に関する研究，土木試験所報告，**74**，31pp
４）Wikipedia, 2016：Whiteout, the free encyclopedia.
https://en.wikipedia.org/wiki/Whiteout_(weather)
５）武知洋太，松澤勝，中村浩，金子学，川中敏朗，2012：冬期道路の吹雪時における視程障害度の評価に関する研究，寒地土木研究所月報，**706**，20–29.

多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の解析

A study on structure in suspension layer of snowdrift with multiple SPC observation

佐藤隆光（一般財団法人日本気象協会北海道支社）
大宮哲，松沢勝（国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所）
Takamitsu Sato, Satoshi Omiya, Masaru Matsuzawa

１．はじめに

吹雪やそれに伴う視程障害を予測する上で，吹雪浮遊層の特性と風速等の気象要素を関係づけることは重要である．本研究は，4 高度に設置した SPC を用いて飛雪フラックスを約 2 か月間連続観測した．この観測結果を用いて浮遊層における雪粒子落下速度・飛雪空間密度と摩擦速度の関係を解析した．

２．観測概要

（１）観測地点及び観測要素

2015 年 1 月 23 日～3 月 31 日に北海道弟子屈町において飛雪フラックスの連続観測を実施した．観測地点の北北西側は約 1 km にわたって農地が広がっており，冬期間は平坦な積雪状態となっていた．

観測要素は飛雪フラックス，風向風速であり，飛雪フラックスの観測には SPC(Snow particle counter)（新潟電機株式会社製 SPC-S7），風向風速の観測には風車型風向風速計（ヤング社製 KDC-S04）を用いた．これらの観測機器は，高度 0.5 m, 1 m, 3 m, 7 m（無雪状態時）に設置し，支柱の影響を避けるため支柱に対して北北西側に配置した．さらにレーザ積雪深計（KADEC21-SNOW）を高さ 6 m に設置して観測地点周辺の積雪深を観測し，SPC 及び風向風速計の雪面からの高度を求めた．

前記観測要素を 1 秒間隔で計測し 10 分平均値として整理した．以降では 10 分平均値を用いて解析を行う．

（２）観測結果

観測期間中，高度 7 m 風速が 10 ms^{-1} を超える強風が半日以上継続した事例が 8 回あった．強風時に飛雪フラックスの増加が明瞭にみられた．図 1 に高さ 7 m の風配図を示す．北北西風向が卓越し，同風向は他風向に比べて風速 10 ms^{-1} 以上の頻度が多い．

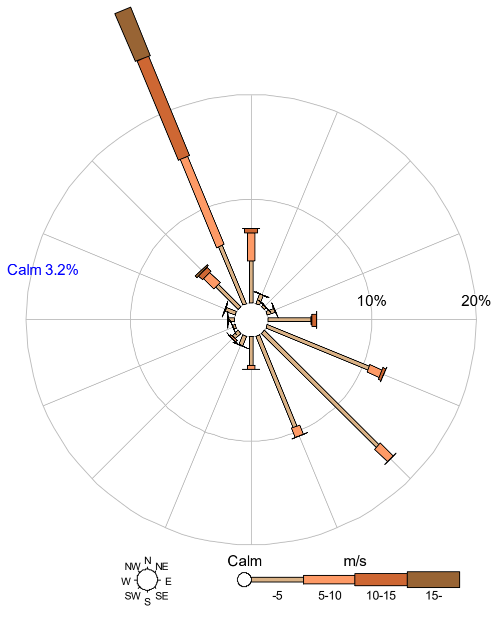


図１　高度７ｍにおける風配図

３．解析方法

（１）解析モデル

本解析で使用したモデルは，風速 U の鉛直分布(式(1))，飛雪フラックス Q(式(2))，浮

遊層における飛雪空間密度 C の鉛直分布(式(3))である．ここで，U_*:摩擦速度，k:カルマン定数，Z_0:雪面粗度，W_b:雪粒子の落下速度，Z_{ref}:基準高，C_{ref}:基準高における飛雪空間密度，Z:高度である．式(3)は降雪を考慮しない飛雪空間密度の鉛直分布式であることに注意されたい．

$$\boldsymbol{U(Z) = \frac{U_*}{k} log\left(\frac{Z}{Z_0}\right)} \tag{1}$$

$$\boldsymbol{Q(Z) = C(Z) \cdot U(Z)} \tag{2}$$

$$\boldsymbol{C(Z) = C_{ref}\left(\frac{Z}{Z_{ref}}\right)^{-\frac{W_b}{kU_*}}} \tag{3}$$

各高度の風速 $U(Z)$及び飛雪フラックス $Q(Z)$の観測値から，各時刻毎に式(1)～(3)を用いて最小二乗法によって，摩擦速度 U_*，雪面粗度 Z_0，基準高（Z_{ref} = 0.15 m）の飛雪空間密度 C_{ref}，雪粒子の落下速度 W_bを算出した．

（２）使用したデータ

観測機器の配置を考慮し，風向が北西，北北西，北のときで，さらに 4 高度すべての SPC が飛雪フラックスを観測している時刻のデータを抽出した．抽出した結果，1475 時刻分のデータが解析対象となった．

４．解析結果

（１）高度 10 m 風速 U_{10}と摩擦速度 U_*

高度 10 m 風速 U_{10}と摩擦速度 U_*の関係を図 2 に示す．ここで U_{10}は高度 7m 風速から式(1)を用いて外挿した．図 2 によれば，U_{10}と U_*はほぼ直線関係である．

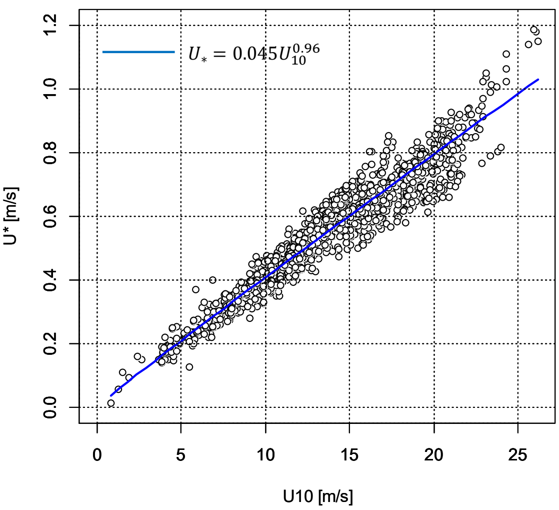


図 2　高度 10 m 風速 U_{10}と摩擦速度 U_*の関係

（２）摩擦速度 U_*と雪面粗度 Z_0

摩擦速度 U_*と雪面粗度 Z_0の関係を図 3 に示す．同図によれば，U_*はおよそ 10^{-4} m～10^{-3} m である．平均すると Z_0=4×10^{-4} m であり，これまでの北海道における観測結果(松澤，2007)[1]とほぼ同じである．Z_0 の U_*依存性が指摘されているが(例えば Owen, 1964)[2]，本解析ではその依存性はみられなかった．

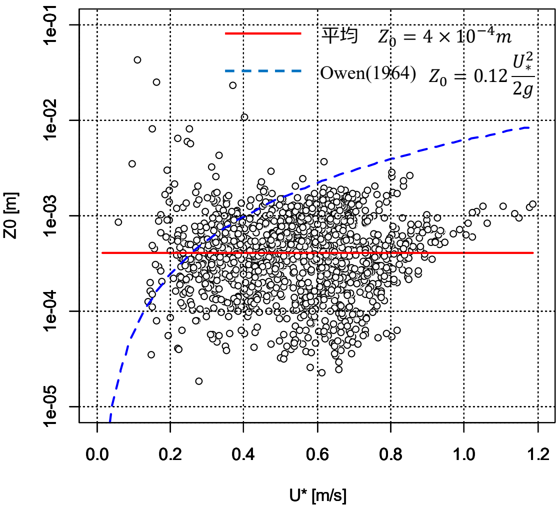


図 3　摩擦速度 U_*と雪面粗度 Z_0の関係

（３）摩擦速度 U_*と雪粒子落下速度 W_b

摩擦速度 U_*と雪粒子落下速度 W_bの関係を図 4 に示す. 一般的に W_bは高度によって異なるが，本解析方法に基づけば本研究の W_bは高度 0.5～7 m の平均的な落下速度とみなすことができる.

図 4 によれば, U_*と W_bはほぼ直線関係がみられる．これは，風速が大きくなるにつれて飛雪粒子の粒径が大きくなることを示している．U_*と W_bの回帰式を求めると（図 4 に掲載），W_b =0 ms^{-1} のとき U_*=0.18 ms^{-1} となる．これは吹雪発生臨界摩擦速度に近い値である．Naaim-Bouvet *et al*.(2010)[3]による経験式と比較すると，摩擦速度が小さいとき同経験式は W_b を過大評価している.

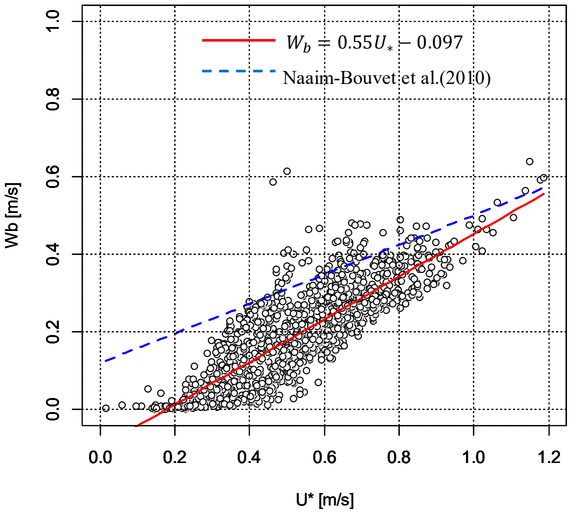


図 4　摩擦速度 U_*と雪粒子落下速度 W_bの関係

（４）摩擦速度 U_*と 15 cm 高の飛雪空間密度 C_{ref}

摩擦速度 U_*と 15 cm 高の飛雪空間密度 C_{ref}の関係を図 5 に示す．U_*の増加とともに C_{ref}が増加している. しかし, U_*=0.6 ms^{-1} 付近では C_{ref}=0.1～50 gm^{-3} であり，ばらつきが大きい．このばらつきについて，後章で考察する.

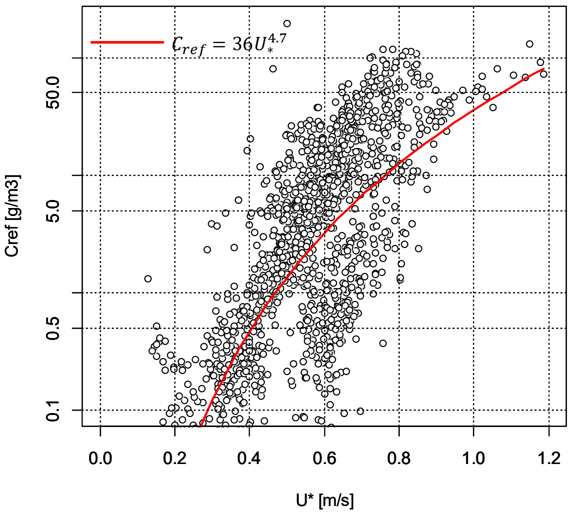


図 5　摩擦速度 U_*と 15cm 高の飛雪空間密度 C_{ref}の関係

５．考察

先の解析結果によれば，摩擦速度 U_*と 15 cm 高の飛雪空間密度 C_{ref}はばらついた関係であった．このばらつきに関して，降雪の影響に着目して考察する.

本観測地点近傍に位置する気象庁弟子屈アメダスの降水量データ(10 分値)に基づき降雪の有無を判別した．図 6(a)(b)は，この判別結果によって図 5 のデータを分離したものである．U_*が同じとき，降雪ありのほうが C_{ref}が大きい．また降雪あり（図 6(a)）に着目すると，図 5 に比べて U_*と C_{ref}の関係が明瞭になった.

一方降雪なしの場合（図 6(b)）に着目すると，ばらつきが大きい．そこで，降雪終了後に 10 ms^{-1} 以上の強風が継続した事例(2015 年 2 月 3 日～4 日)を除外してみた．その結果は図 6(c)である．図 6(b)と比較して C_{ref}が小さな領域が削除され，U_*と C_{ref}の関係が明瞭になった.

これらのことから，次が考えられる．降雪時は雪粒子間の結合力が弱く飛雪しやすい粒子が多く，飛雪空間密度 C_{ref}が大きくなる．一方，降雪後，時間経過とともに焼結が進行して雪粒子間の結合力が大きくなり, 飛雪しやすい雪粒子が減少し C_{ref}が小さくなる.

図 6(c)には，Sato et al.(2002)[4]，松澤(2007)[1]の経験式もをプロットした．Sato *et al*.(2002)[4]の経験式は，本解析結果の上限となっている．

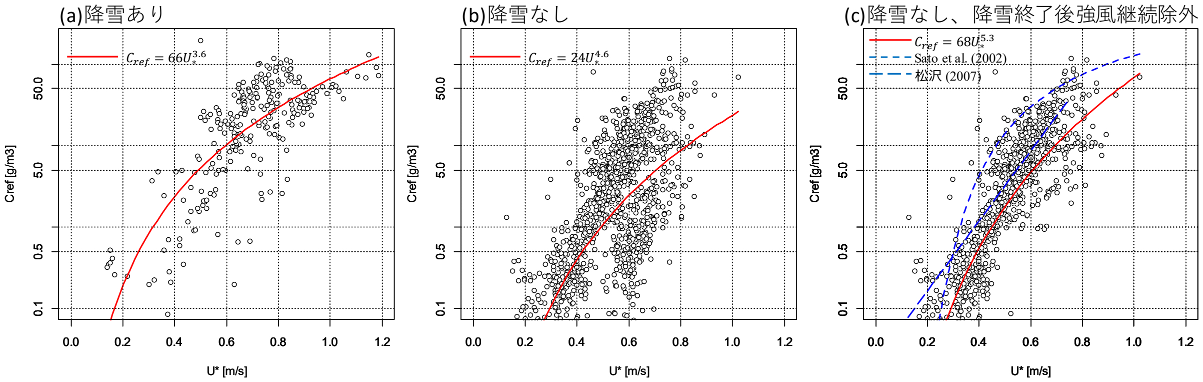


図 6　降雪有無等で分類した摩擦速度 U_*と 15 cm 高の飛雪空間密度 C_{ref}の関係

６．まとめ

4 高度で観測した SPC による飛雪フラックスデータを用いて，浮遊層における雪粒子落下速度及び 15 cm 高の飛雪空間密度と摩擦速度の関係を解析した．得られた結果を以下にまとめる．

・摩擦速度と雪粒子落下速度に直線関係がみられた．
・飛雪空間密度は降雪の影響を受け，同じ摩擦速度でも降雪時のほうが大きい．
・降雪終了後に強風が継続すると，降雪時よりも飛雪空間密度は減少した．

この原因として，無降雪で強風が継続すると，表層の飛雪しやすい小さな雪粒子が無くなること，降雪後の時間経過とともに焼結が進行して雪粒子の結合力が大きくなり、飛雪しやすい雪粒子が減少することが考えられる．

参考文献

1) 松澤勝, 2007: 吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究, 雪氷, **69**, 79-92.
2) Owen, P.R., 1964: Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid Mech.*, **20**, 225-242.
3) Naaim-Bouvet, F. *et al.*, 2010: Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site. *Ann. Glaciol.*, **51**, 207-217.
4) Sato, T., *et al.*, 2002: Estimation of Blowing Snow and Related Visibility Dstributions above Snow Covers with Different Hardness. *11th International Road Weather Conference*.

吹雪多発地域にみる防雪柵の問題点と課題
ー 北海道中標津地域での防雪柵の吹きだまり観測 ー
Problems and solutions of snow fences placed in serious blowing-snow areas

金田安弘・永田泰浩（一般社団法人 北海道開発技術センター）
根本征樹（国立研究開発法人防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）
竹内政夫（NPO 法人 雪氷ネットワーク）
Yasuhiro Kaneda, Yasuhiro Nagata, Masaki Nemoto, Masao Takeuchi

１．はじめに

防雪柵の主な形式には吹きだめ柵，吹き止め柵，吹き払い柵があり，それぞれ開発されてから長い歴史がある．各種調査・試験研究成果や現道での知見等は防雪柵設置のガイドライン[1)]として取りまとめられ，これを基に，気象や地形条件，また道路構造等に応じて防雪柵が整備されてきた．

近年，従来とは異なる地域で暴風雪が頻発していることから，北海道東部に位置する中標津地域で、道路沿線の防雪柵の吹きだまり状況を観測した．その結果，暴風雪が頻発するような場合には，期待したような防雪効果が発揮できていない防雪柵が多数見つかった．これは，あるレベルまでの吹雪量では目立たなかった防雪柵の問題点が，暴風雪の頻発により，顕在化したものとも考えられた．

本稿では，もっとも設置事例の多い「吹き払い柵」の吹き払い機能が阻害されている現状や、防雪柵の吹きだまり能力を上回る吹雪状況下での柵周辺の吹きだまり状況など，問題が顕在化した防雪柵の設置事例を紹介し，防雪柵が抱える問題点と今後検討すべき課題を整理した．

２．調査年

調査は 2012 年度から 2014 年度まで 3 冬期実施した．

図 1 は中標津管内の根室中標津アメダスの気象データ（気温，風速）から推測した吹雪量[2)]である．

2014 年度の吹雪量は 9.5m^3/m と最近 10 年の中ではもっとも大きく，2012 年度の吹雪量も約 7 m^3/m で 2 番目の値であった．

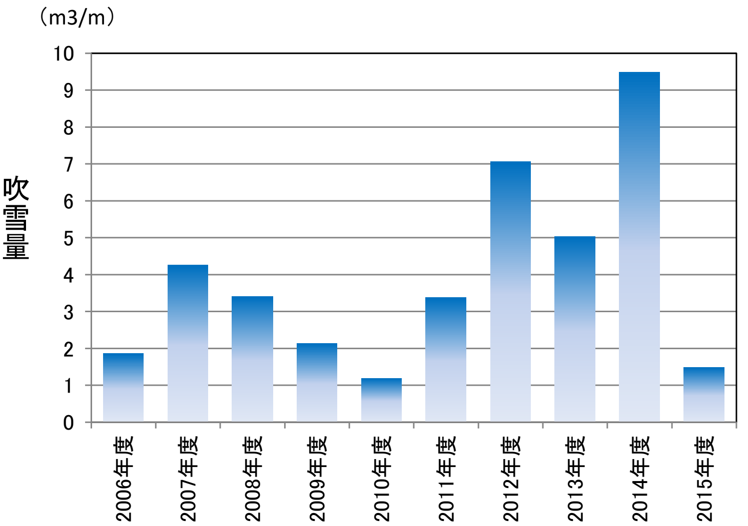


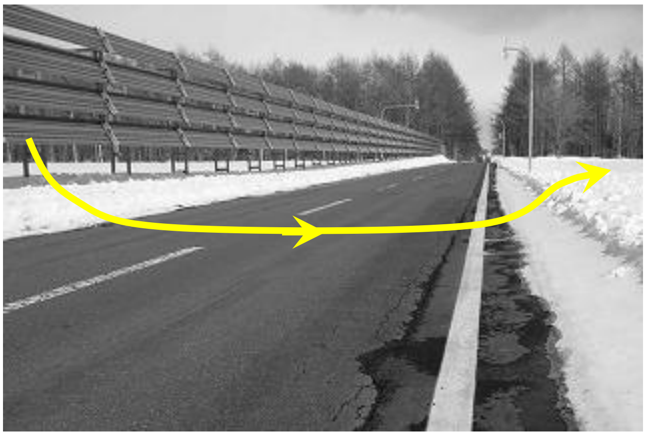
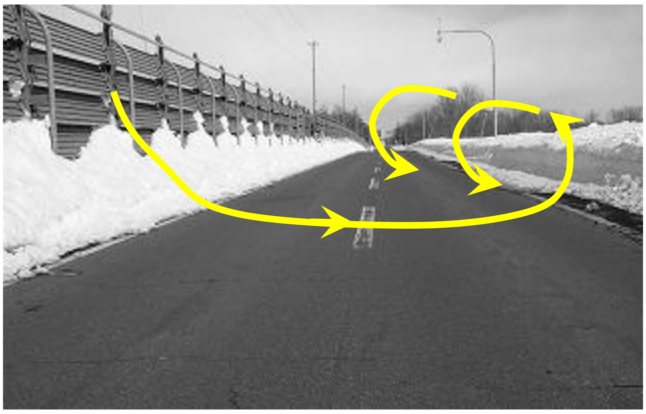
図１　根室中標津アメダスの気象データから推測した吹雪量

中標津町では，2012 年度冬期に暴風雪により 5 名が亡くなった他，2014 年度冬期は暴風雪による通行止めや休校が相次ぐなど大きな暴風雪被害が出ている．

３．防雪柵が機能していない事例

以下に，防雪柵が本来の機能を発揮できていない事例を示す．

	**【事例１】** 吹き払い柵の風上の樹林が柵の防雪機能に影響を与えている事例 ・柵の風上側に防風林が延びており，吹雪時の主風向に沿った防風林の風下に当たる柵の風下側に，局所的に吹きだまりが形成されている．
	**【事例２】** 吹き払い柵の風上の潅木が柵の防雪機能に影響を与えている事例 ・柵の風上側に落葉樹の潅木があり，潅木の周辺のみ，柵風下側の吹きだまりが大きくなっている． ・風上側のわずかな風の抵抗物が，吹き払い柵の吹き払い機能を阻害し，吹きだまりの原因となっている．
 	**【事例３】** 吹き払い柵の風上側の障害物が吹き払い柵の防雪効果に影響を与えている事例 ・柵風上側に伐採された潅木が積み上げられ放置されていたことで，風の障害物となっている（写真下）． ・上記の潅木放置区間のみ，吹き払い柵の風下側に巨大な吹きだまりが形成されており，この区間では吹き払い柵が全く機能していなかったことがわかる（写真上）．

	**【事例４】** 吹き払い柵区間の道路風下の森林や樹林帯が吹き払い柵の防雪機能に影響を与えている事例 ・吹き払い柵区間の道路風下側に樹林帯の広がっている区間では，風が抜けないことから，路上で雪が舞い，視程障害が発生している．
 	**【事例５】** 吹き払い柵風下側の歩道（雪堤）が柵の防雪機能に影響を与えている事例 ・風下側に歩道のない区間では雪堤が比較的小さい．吹き払い柵の下部間隙には十分な空間があり，吹雪時には路上は良く吹き払われていると推察される（写真上）． ・風下側に歩道のある区間では，歩道のない区間より雪堤が大きい（ガードケーブルの有無は未確認）．柵をすり抜けた雪は雪堤で止められるため，路上に吹きだまりとなって溜まる．吹き払われずにたまった雪や除雪の影響で柵の下部間隙は埋まり，吹き払い柵の防雪機能は益々低下する（写真下）．

４．極端に大きい吹雪量での吹きだまり状況

吹雪量があるレベルを超えると，防雪柵の防雪機能は失われるだけでなく，路上の吹きだまりの成長を助長してしまう場合もある．

本調査でも，吹き払い柵の風下側に柵高に近い高さの吹きだまりが形成され，暴風雪が続くと，柵のトップと風下側吹きだまりのトップを結ぶ線の近くまで，路上に巨大な吹きだまりの形成された箇所が多数見られた（図 2）．

場所によっては，吹き払い柵が雪に埋まり，

図 2　吹き払い柵が雪に埋没すると，暴風雪が来るたびに路上に巨大な吹きだまりが形成される(2015 年 3 月)

風下側に大きな吹きだまりが形成される一方，近接する柵のない区間では，風下側の雪堤の高さが比較的低く，吹雪時には路上の雪が吹き払われて溜まりにくいと推察される区間も見つかった．これは、冬のある時期を過ぎると，柵がむしろ吹きだまり形成の原因になるケースであり，柵設置の可否も含めて検討すべき事項と言える．

５．吹き払い柵の設置条件と問題点

吹き払い柵の設置条件を図 3 に整理した．吹き払い柵に必要とされる広域での条件は，「吹雪発生の臨界風速を越える風速があること」，「風を収束させて路上を吹き払う機能を持った柵の構造を阻害するような吹雪量または降雪量がないこと」の 2 点である．この 2 つの条件が満たされないと，吹き払い柵は期待される防雪効果を発揮できない．

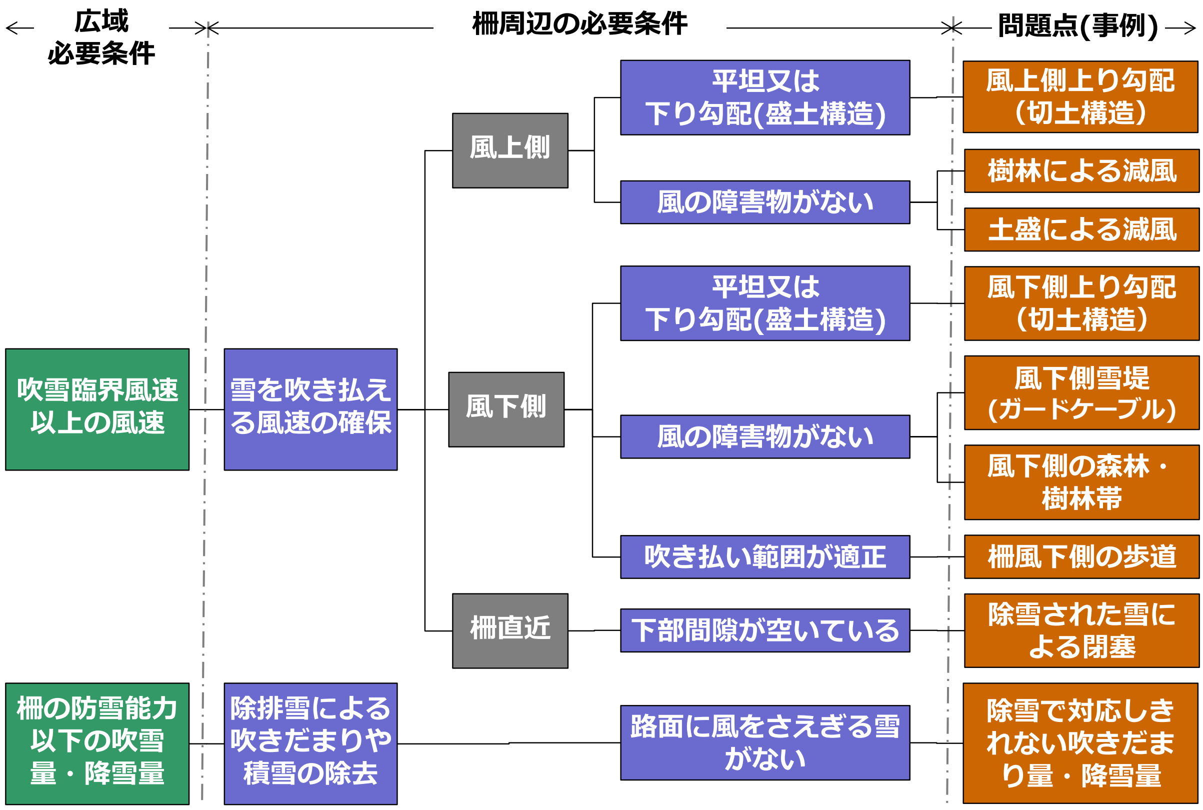


図 3　吹き払い柵の設置条件と付随する問題点（事例）

６．おわりに

吹き払い柵は，ちょっとした風の障害物や小さな地形変化に大きく影響を受けるため，その機能を発揮させるためには，設置環境条件のチェックが不可欠である．また，暴風雪の頻発により極端な吹雪量に見舞われる地域では，路側の防雪柵の効果を改めて見直すほか，吹雪量が大きくても，例えば，吹きだめ柵で一旦吹雪を止め，吹きだめ柵が埋まった後は路側の吹き止め柵で止めるなど，タイプの異なる柵を併用して，トータルとして吹雪量をコントロールするような防雪対策の検討が必要と考える．

参考文献

1) (独)土木研究所 寒地土木研究所, 2011: 道路吹雪対策マニュアル（平成 23 年改訂版）.
2) 日本雪氷学会北海道支部編,1991:雪氷調査法.244pp.

札幌とその周辺における 2015-2016 年冬期の氷紋の観察
Observation of Snowmelt patterns on ice cover in 2015-2016 winter Sapporo and the outskirts

大鐘卓哉（小樽市総合博物館），東海林明雄（湖沼雪氷研究所）
Takuya Ohgane, Akio Toukairin

１．はじめに

湖沼等における積雪を伴う氷板の上に現れる氷紋については，これまで，東海林[1]や Victor[2]による研究報告がある．そして，札幌とその周辺における氷紋の観察記録は，大鐘[3]，東海林[4]，大鐘・東海林[5]，による報告がある．

本研究では，大鐘・東海林[5]に引き続いて，札幌とその周辺における氷紋の発生状況を把握するために観察を行った．その結果，これまで確認されていない場所でも氷紋を確認したので，その概要を報告する．

２．観測

観測を行った湖沼等は，大鐘･東海林[5]と同じ札幌市北区の北海道大学構内の大野池，札幌市中央区の北海道庁内の池，中島公園の菖蒲池（以下それぞれを，北大の池，道庁の池，中島の池と略記），小樽市の小樽運河と勝納運河，岩見沢市の大沼，新篠津村の篠津湖であった．本研究では，それらの地域に加え，札幌大橋付近の石狩川，生振大橋付近の茨戸川，さらには札幌市手稲区星置の雨水貯留池（以下，星置の貯留池）でも観測を行った．それぞれの場所を図 1 に示す．

北大の池，道庁の池，中島の池では，冬の始まりの時期で氷紋が発生しそうな降雪のあった日に観察を行った．小樽運河と勝内運河では，水面に氷板が形成されそうな日に行った．篠津湖と茨戸川では冬の終わりに 1 回，大沼では，冬の終わりの時期を含め計 4 回，石狩川では，凍結した川面が融解しそうな日に 1 回，星置の貯留池では，1 月以降に不定期に行った（表 1）．その中で，水面の雪と氷の状況を把握するために断面観測を行ったのは，北大の

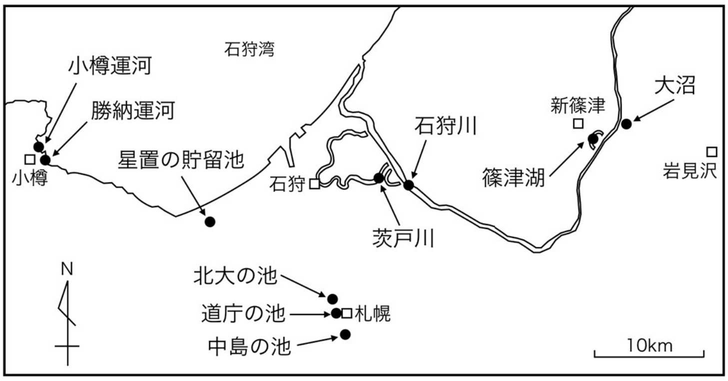


図１　氷紋の観測を行った場所

表１　各観測地における観測回数と氷紋の確認回数*（確認回数／観測回数）*円形浸水斑を含む

月	11	12	1	2	3
北大の池	0/1	5/5	—	—	—
道庁の池	0/1	4*/4	0/1	—	—
中島の池	0/1	2/2	—	—	—
小樽運河	—	—	0/3	1*/7	0/7
勝内運河	—	1*/1	2*/3	3*/4	1*/3
大沼	—	—	0/3	—	0/1
篠津湖	—	—	—	—	0/1
石狩川	—	—	1/1	—	—
茨戸川	—	—	—	—	1/1
星置の貯留池	—	—	8/8	20/20	5*/10

池では，12 月 2,18 日，道庁の池では，12 月 2,3,7 日と 1 月 29 日，そして，大沼では 1 月 18 日と 3 月 28 日であった．

３．結果

観測の結果，対象の湖沼等において円形浸水斑を含む氷紋を確認したのは，北大の池で 5 回，道庁の池で 4 回，中島の池で 2 回，小樽運河で 1 回，勝納運河で 7 回，篠津湖で 0 回，大沼で 0 回，茨戸川で 1 回，石狩川で 1 回，星置の貯留池で 33 回であった（表 1）．それぞれの観測地における観察結果の一部について以下に記す．

3-1 北大の池，道庁の池，中島の池における観測結果

氷紋を最初に確認したのは，12 月 2 日で，北大の池，道庁の池，中島の池のいずれにも，池の一部に直径数十 cm の放射状氷紋が複数あった．

12 月 3 日の道庁の池には，前日よりも中心の穴が大きく広がった直径数十 cm の放射状氷紋を多数確認した（図 2）．12 月 7 日には，大きなもので直径数 m の放射状氷紋を多数確認した．それらの氷紋の境界に褐色の懸濁物が集積し，亀甲模様が形成されていた（図 3）．12 月 3 日と 7 日に行った氷板の断面観測の結果を図 4 に示す．それぞれ雪ごおりの上に薄い雪泥がある状態であった．氷紋は，真氷・雪ごおり層に開いた穴から池の水が湧出し，雪泥層に放射状の水路を形成させながら拡大していった．

12 月 18 日の北大の池には，直径数十 cm の放射状氷紋が多数あった．放射状の水路の周辺には，湿っていない雪が白く積もっている領域もあったり，湿った雪が周辺の雪泥よりも白っぽく見える領域もあったりした．その湿雪の紋様は，花弁のようであった．さらに，氷紋の境界に褐色の懸濁物が集積し，亀甲模様が形成されていた（図 5）．

図2 道庁の池で確認した多数の放射状氷紋（2015年12月3日撮影）

図3 道庁の池で確認した直径数mの放射状氷紋（2015年12月7日撮影）

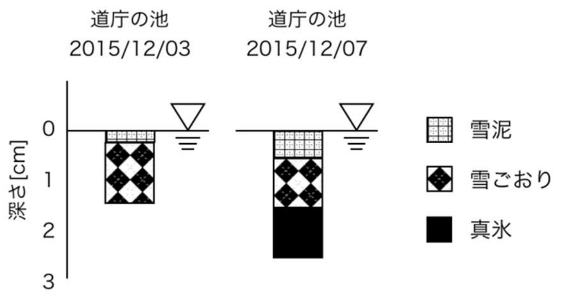


図4 道庁の池で確認した氷板の厚さと構成（左：2015年12月3日，右：12月7日）

図5 北大の池の放射状氷紋．湿雪が花弁のような紋様に見え，外縁部には懸濁物が集積していた（2015年12月18日撮影）

また，氷紋が形成されていない事例として，11 月 24 日には氷板を伴わない雪泥のみであったこと，1 月 29 日には厚さ 7 cm の硬い雪ごおり層を伴った 15 cm の氷板であったことを確認した．

3-2 小樽運河と勝納運河における観測結果

小樽運河では，例年に比べ結氷の回数が少なかったので，放射状氷紋は確認できず，円形浸水斑を 2 月 25 日に 1 回確認したのみであった．

勝納運河では，積雪を伴う結氷を多数確認したが，放射状氷紋は確認できず，円形浸水斑を 7 回確認したのみであった．

3-3 大沼と篠津湖における観測結果

3 月 28 日の大沼での観測では，氷紋をひとつも確認できなかった．インターバルカメラを設置し，その後全体に水面が現れるまで継続観察を行ったが，氷紋を確認できなかった．氷板断面観測の結果を，図 6 に示す．1 月 18 日には，水面よりも上に，雪泥が 5 cm，その上に新雪が 23　cm 積もっていた．水面下には雪泥が 58cm あった．3 月 28 日の観測では，水面上の雪泥は 3cm，水面下の雪泥は 45 cm であった．いずれも，水面下の雪泥には，厚さ数 mm のもろい氷板を多数確認した．

3 月 28 日の融解の進んだ篠津湖でも，氷紋を確認できなかった．

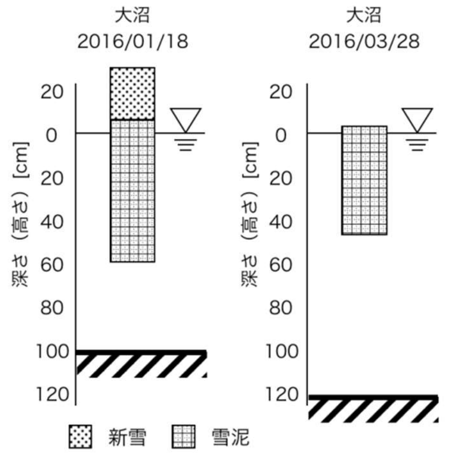


図 6 大沼で確認した氷板の厚さと構成（左：2016 年 1 月 18 日，右：3 月 28 日）

3-4 石狩川，茨戸川における観測結果

1 月 18 日の石狩川は，それ以前の低い気温の影響で，全面的に結氷していて，積雪を伴っていた．東側の岸に近い場所では，氷紋をまったく確認できなかったが，川の中央部付近で直径数 m の複数の放射状氷紋を確認した．

3 月 28 日の茨戸川では，冬の間の全面結氷から融解が進み，部分的に積雪を伴う氷板で覆われていた．その一部で，放射状氷紋を確認した．

3-5 星置の貯留池における観測結果

星置の貯留池で最初に観測を行った 1 月 12 日には，直径 1m 程度の放射状氷紋を多数確認した．池の水は懸濁物を含んでいるので，表層の雪泥は全体的に薄い茶褐色を呈していた．1 月 18 日には，直径約 10 m の放射状氷紋を複数確認した．放射状水路の周辺部は，懸濁物により褐色を呈していた（図 7）．1 月 19 日には，融解が進んだ中心部の穴の大きな氷紋を多数確認した．放射状の水路は発達していなかったが，褐色の懸濁物による放射状紋様が特徴的であった（図 8）．1 月 20 日には，直径約 10 m の放射状氷紋を複数確認した．放射状の水路に沿って懸濁物が集積していて，濃い褐色の紋様が卓越していた（図 9）．2 月 19 日には，直径数 m の放射状氷紋の周辺部に，直径数十 cm の放射状氷紋が複数取り巻いている事例を確認した（図 10）．2 月 24 日には，新雪が覆っている領域もあったが，部分的に水が浸みだした領域では，直径数十 cm の多数の放射状氷紋を確認した．

図7 星置の池で確認した放射状水路の発達した氷紋（2016年1月18日撮影）

図8 星置の池で確認した中心部の融解の進んだ氷紋（2016年1月19日撮影）

図9 星置の池で確認した懸濁物による放射状紋様の氷紋（2016年1月20日撮影）

図10 大きな氷紋の周りに小さな氷紋を伴っている（2016年2月19日撮影）

４．まとめ

昨シーズン[5]に引き続き，氷紋に関する情報がさらに集まった．北大の池，道庁の池，中島の池では，3 シーズンにわたり氷紋を確認できた．氷板の断面観測の結果，氷紋が発生している場合は，雪泥層の下に適度な厚さの雪ごおり層があることを確認した．これらの地域は，継続的に氷紋が発生している場所として今後も注目していきたい．小樽運河と勝納運河において，放射状氷紋の発生が確認できなかった理由として，今シーズンは気温の低い日が少なくて氷板を形成する頻度が減少したことが考えられる．大沼で氷紋が形成されなかったのは，降雪量が多くて雪泥層が厚いために，雪ごおりなどの氷板がなかったためだと考えられる．昨シーズン[5]の大規模な氷紋の形成機構を解明するために，今後も注目していきたい．凍結した石狩川と茨戸川においても氷紋を確認した．今後は，他の河川における氷紋の発生についても注目していきたい．星置の貯留池における氷紋の多様性は，地下水の流入による氷板の融解が頻繁に起こるためだと考えられる．また，懸濁物の挙動を観察することで，氷紋の成長機構の解明に役立つ可能性がある．さらに詳細に継続調査を進めていきたい．

【参考・引用文献】

1)東海林明雄，1973：放射状模様氷面の生成機構Ⅰ，雪氷，**35**，4，173-179.
2)Victor C.T.and Wettlaufer J.S.,2007: Star patterns on lake ice, *Phys. Rev.*, **E75** ,066105.
3)大鐘卓哉，2014：小樽運河における結氷と氷紋の観察，北海道の雪氷，**33**，7-10.
4) 東海林明雄，2014：札幌市における‘放射状氷紋’と‘同心円氷紋’の観測，北海道の雪氷，**33**，11-14.
5) 大鐘卓哉・東海林明雄，2015：札幌市とその周辺における 2014-2015 冬期の氷紋の観察，北海道の雪氷，**34**，11-14.

2016 年 2 月 14 日の道内における 雨氷（着氷性降雨）現象
Freezing Rain in Hokkaido in 2016 February 14

井上　聡（(国研）農業・食品産業技術総合研究機構 北海道農業研究センター）
Satoshi Inoue

１．はじめに

雨氷とは着氷性降雨である．上空大気中にて生成された降水粒子は固体であるが，降水として落下途中の大気層がプラス気温であれば融解して雨となり，マイナス気温のままであれば雪などの固体降水となって地表に到達する．ほとんどの降水形態はこのどちらかであるが，落下途中の大気層で融解して雨となり，その後低温の大気層で冷やされて過冷却状態で地表に到達する降水形態がある[1]．これが雨氷であり，雨氷は，地表の物体に接触して過冷却が破れ，対象表面にて急速に凍結するため着氷性降雨とも呼ばれる．2016 年 2 月 17 日に著者が中標津町を訪問した際，同町およびその周辺にて多数の雨氷が観察された．その発生状況について報告する．

２．現地状況

北海道中標津町にて 2 月 15 日に現地在住の本間玲子氏が撮影した画像（図 1）および同 17 日に著者が撮影した画像（図 2）を掲載する．画像での樹木表面は，透明な氷膜を形成し，円滑な表面が通常樹皮表面と異なる特徴的な反射特性を示すため，非常に印象深い形態となっている．実際にそのような新聞報道もみられた[2]．しかし，大量の雨氷は，過度の荷重となって樹木の枝折れ等の被害発生にも結びつくため，森林管理上は，注意すべき現象である．また，図 2 右は著者がスノーシューにて雪上歩行した際の足跡であり，積雪層表面に対しても氷膜を形成していることがわかる．大量の雨氷はアイスバーンと同様，地表面の摩擦を極端に小さくするため，道路管理上も問題となる．

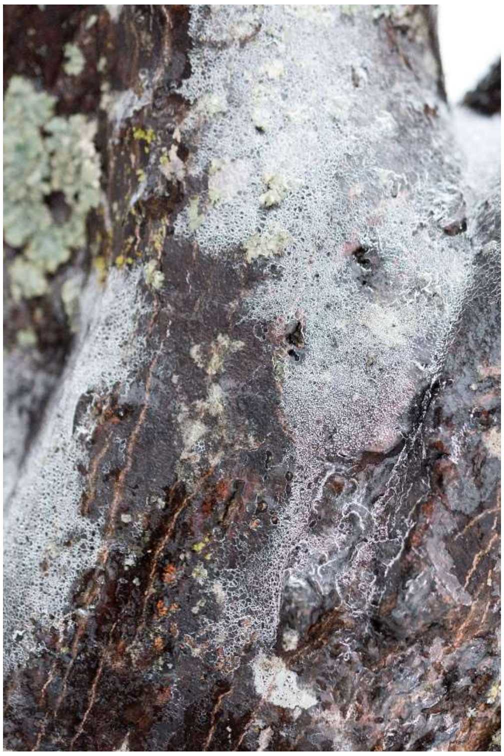
３．解析および結果

気象庁アメダス中標津観測点および別海観測点では，2 月 14 日 6 時から 13 時まで，中標津 4.5 mm，別海 7.5 mm の降水が観測されている（表 1）．また，同時刻の気温は両地点とも負であった．さらに，積雪深計記録による降雪深はいずれの地点も 0 cm であり，同時間帯の氷点下の気温条件下で降雨があったことが分かる．この時間帯に雨氷が発生したことが確認された．

表１　中標津および別海での気象の推移

2016 年 2 月 14 日

地点	中標津			別海		
項目	降水量 (mm)	気温 (℃)	降雪深 (cm)	降水量 (mm)	気温 (℃)	降雪深 (cm)
6 時	0.5	-1.4	0	0.5	-0.1	0
7 時	1.5	-1.4	0	2.0	-0.3	0
8 時	1.0	-1.6	0	1.5	-0.4	0
9 時	0.5	-1.5	0	1.0	-0.2	0
10 時	0.5	-0.7	0	1.0	-0.1	0
11 時	0.0	-0.5	0	0.5	-0.1	0
12 時	0.0	-0.5	0	0.5	-0.1	0
13 時	0.5	-0.6	0	0.5	-0.4	0



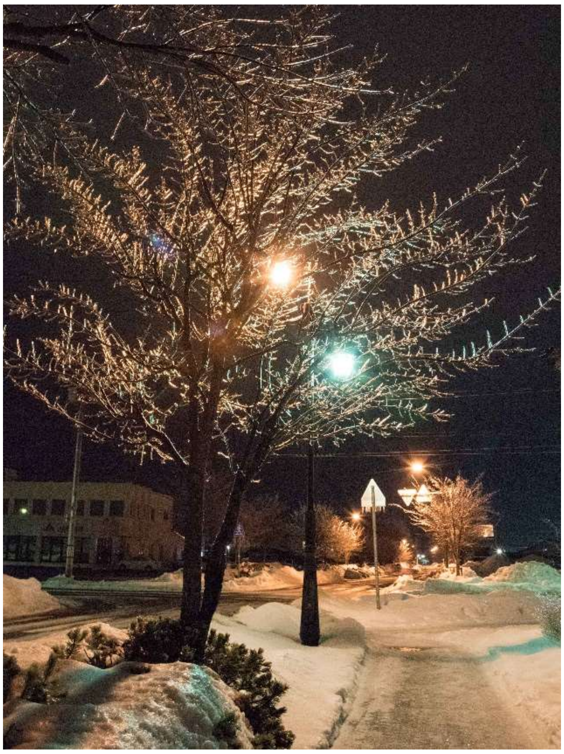


図 1　雨氷の様子（2 月 15 日中標津町にて本間玲子氏撮影）

図 2　雨氷の様子（2 月 17 日中標津町にて著者撮影）

本研究は，農林水産省委託研究費「気候変動に対応した循環型食料生産等の確立のためのプロジェクト」を用いて実施されました．

引用文献

1)松下・権藤，2000：雨氷発生日数の地域分布に関する統計的解析．雪氷，**62**，355-365.
2)北海道新聞 2 月 19 日朝刊地方版

近年実施した広域積雪調査に基づく 道央・道東地域の積雪水量分布の特徴

Characteristics of spatial distribution of snow water equivalent based on the recent snow surveys, central and eastern Hokkaido

白川龍生（北見工業大学）
Tatsuo Shirakawa

１．はじめに

本研究は，北海道の道央・道東地域における計 32 点で実施した 2013/2014 以降の 3 シーズンの広域積雪調査と，同地域で実施された先行研究[1),2)]との比較を通じ，近年の積雪水量分布の特徴を考察したものである．

北海道の平地における 2 月下旬から 3 月上旬の時期は，融雪流出直前期にあたり，積雪水量が最大に近いことから，冬季の積雪の特徴を広域で把握するのに適した時期とされている．降水量や積雪深は気象官署やアメダスによって連続的なデータが収集されているが，積雪は堆積直後から圧密沈下や変態に伴って密度が変化するため，積雪を量的に把握するためには積雪水量の分布を把握する必要がある．

近年，発達した低気圧の接近や通過に伴い，北海道東部地域では暴風雪・大雪による災害の発生頻度が増加するなど，雪氷環境に変化がみられる．筆者は，2012 年 2 月から 3 月にかけて日本雪氷学会北海道支部の雪氷災害調査チームによる「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」の調査に参加し，空知地方から道東地域にかけての広域積雪調査を分担した[3)]．この調査を契機に，石狩山地・夕張山地を境とする道央・道東地域計 32 地点での広域積雪調査を開始した（2013 年の試行を経て，2014 年より開始）．これまでに，同時期に同地点で実施した 3 冬期分の調査結果が得られたことから，本研究ではこの調査結果を踏まえて同地域における積雪水量分布の特徴について考察した．

２．調査内容

今回の広域積雪調査は，道央・道東地域の計 32 地点で実施した（図 1）．調査項目は，積雪深，簡易層構造および積雪水量の 3 項目である．

各年の調査実施日は以下の通りである（地点別の詳細については表 1 に記した）．

（1）2014 年：2/23, 2/26, 3/1, 3/2, 3/3, 3/4, 3/5, 3/9

（2）2015 年：2/18, 2/19, 2/21, 2/22, 2/26, 2/27, 3/1, 3/2, 3/3, 3/4, 3/5

（3）2016 年：2/19, 2/20, 2/21, 2/23, 2/24, 2/26, 2/28, 2/29

３．調査結果および考察

表 1 は，各地点の積雪深および積雪水量の測定値を整理したものである．このうち積雪水量について，3 冬期の値を比較したものを図 2 に示す．また，各年における積雪水量の分布状況を図 3 に示す．積雪水量の特徴として，2014 年は空知管内の値が高く，道東各地の値が低かった．これは北海道における典型的なパターンと考えられる．一方，2015 年は道東，特に中標津・中茶安別など根室管内，置戸・北見などオホーツク

No.	観測点	No.	観測点
1	留萌	17	置戸
2	秩父別	18	北見
3	滝川	19	津別
4	奈井江	20	東藻琴
5	岩見沢	21	斜里
6	野幌	22	陸別
7	千歳	23	足寄
8	夕張	24	上士幌
9	占冠	25	池田
10	富良野	26	帯広
11	旭川	27	中札内
12	上川	28	阿寒
13	白滝	29	釧路
14	遠軽	30	虹別
15	湧別	31	中茶安別
16	常呂	32	中標津

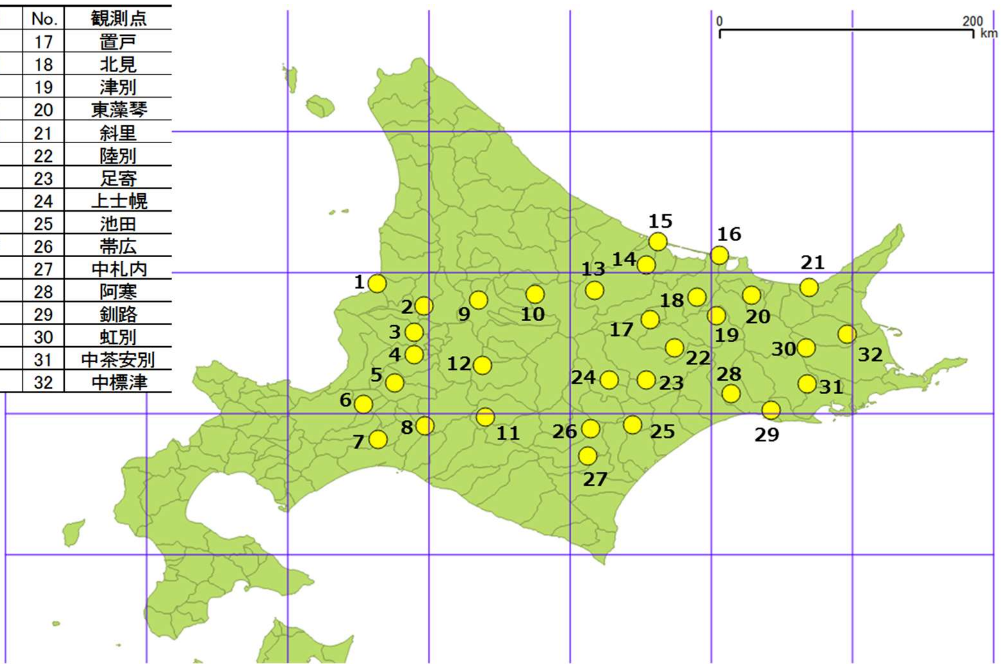


図１　広域積雪調査の調査地点（道央・道東地域の計 32 地点）

表１　広域積雪調査結果（積雪深・積雪水量，2014－2016）

No.	観測点	2014年			2015年			2016年		
		積雪深 (cm)	積雪水量 (mm)	調査日	積雪深 (cm)	積雪水量 (mm)	調査日	積雪深 (cm)	積雪水量 (mm)	調査日
1	留萌	48	142	3/4	89	330	2/21	24	91	2/20
2	秩父別	151	519	3/4	83	252	2/21	96	317	2/20
3	滝川	111	366	3/1	82	281	2/21	101.5	345	2/20
4	奈井江	93	311	3/1	68	249	3/1	110	467	2/20
5	岩見沢	119	426	3/2	61	259	3/1	90	349	2/19
6	野幌	91.5	327	3/2	60	256	3/1	44.5	159	2/19
7	千歳	56	152	3/3	28	119	3/2	28.5	155	2/19
8	夕張	61	177	3/3	59	219	3/2	32	80	2/19
9	占冠	83	230	3/3	114	307	3/3	68.5	211	2/28
10	富良野	52	152	3/3	38.5	107	2/21	65.5	194	2/29
11	旭川	94	305	3/1	48.5	159	2/22	87	303	2/20
12	上川	78	199	3/4	63	191	2/22	85	279	2/20
13	白滝	63	145	2/23	68	162	2/22	86	193	2/21
14	遠軽	80	152	2/23	87	210	2/22	92.5	246	2/21
15	湧別	56.5	111	2/23	45.5	136	2/18	70	162	2/21
16	常呂	37	91	2/26	51	175	2/18	53	137	2/23
17	置戸	60.5	146	3/5	132	273	3/4	89	230	2/26
18	北見	60	141	2/26	128	249	3/4	82.5	237	2/28
19	津別	69.5	162	3/9	95.5	197	2/26	96	266	2/23
20	東藻琴	67	157	2/26	86	173	2/19	81	246	2/23
21	斜里	73	193	2/26	61	191	2/19	61.5	162	2/23
22	陸別	55.5	112	3/5	115	218	3/4	73	196	2/26
23	足寄	10	61	3/5	58	127	3/4	19	93	2/26
24	上士幌	25	54	3/5	78	127	3/4	19	73	2/28
25	池田	15.5	46	3/5	64	165	3/3	32.5	120	2/26
26	帯広	12	93	3/5	57	113	3/3	62.5	155	2/26
27	中札内	52	111	3/5	111	233	3/3	64	160	2/26
28	阿寒	19	50	3/9	46	122	2/26	39	100	2/24
29	釧路	21.5	60	3/9	10	38	2/27	25.5	65	2/24
30	虹別	13.5	32	3/9	106	297	3/5	58.5	189	2/24
31	中茶安別	25	50	3/9	122	351	3/5	42.5	121	2/24
32	中標津	43	120	3/9	172	457	3/5	70	173	2/24

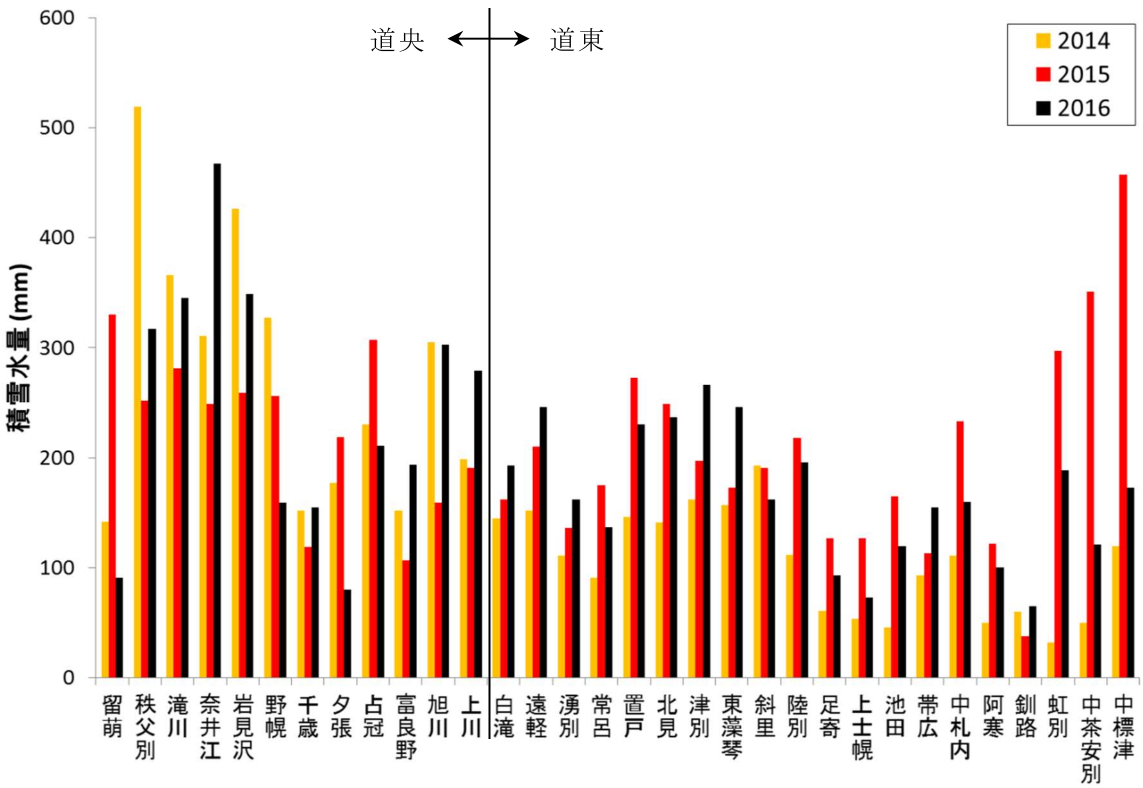
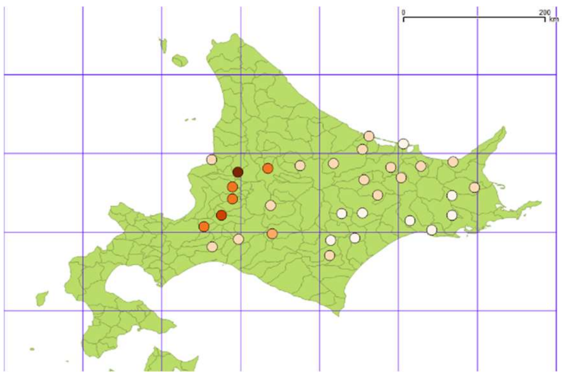
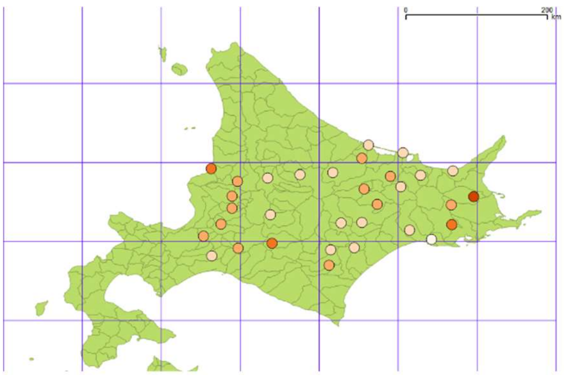


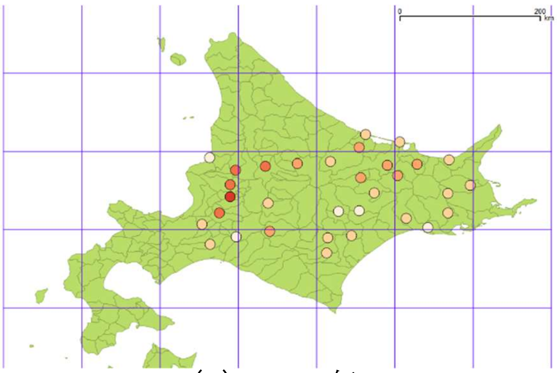
図２　各年における積雪水量の比較（2014－2016）



（a）2014 年



（b）2015 年



（c）2016 年

図３　各年における積雪水量の分布状況（2014－2016）

管内の値が高く，道央では多くの地点で前年の値を下回った．2014/2015 シーズンは，急速に発達した低気圧が道東地域を計 13 回にわたり通過または接近しており，それに伴う暴風雪の影響と考えられる．2016 年は 2014 年と類似しているが，道東地域では斜里を除き 2014 年に比べ高い値を示した．

各観測点における積雪深と積雪水量の関係を図 4 に示す．積雪深と積雪水量の関係は,道央・道東いずれも先行研究[1),2)]と同様の傾向を示したが,道東地域の観測点では,これまでの事例に比べ積雪深・積雪水量の値が高い場合が見られた．

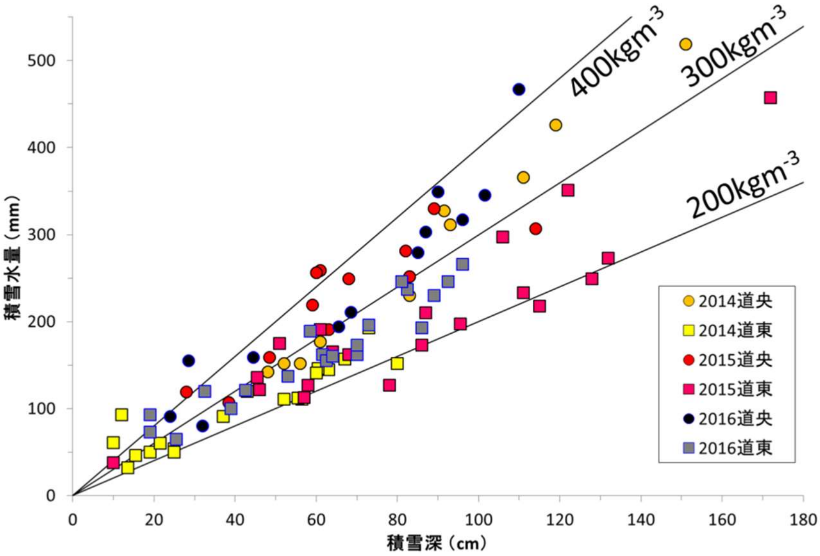


図 4　各観測点における積雪深と積雪水量の関係（2014－2016）

４．まとめ

2014 年～2016 年の広域積雪調査データから，積雪水量分布に見られる特徴について考察した．道東地域では急速に発達した低気圧とそれに伴う暴風雪の影響により，積雪深・積雪水量ともに年次変動の大きい場合が見られた．これは，近年の温暖化に伴う雪氷環境の変化が表れている可能性もあり，今後の分析を要する．

謝辞　3 冬季の広域積雪調査を実施するにあたり，敷地内での調査を許可して下さった各地の皆様にお礼申し上げます. 2014 年および 2015 年の調査については，小倉美紀氏（株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道，当時：北見工業大学大学院生）の協力を得ました．ここに記し，謝意を表します．また，本研究の一部は，科学研究費（基盤研究(C), 課題番号：15K06679）の助成を受け実施したものです．

【参考・引用文献】

1）　例えば，石井吉之，秋田谷英次，1991: 北海道内の広域積雪調査 －1991 年 2 月－，低温科学 物理編 資料集，**50**，9-24.

2）　八久保晶弘，尾関俊浩，山田高嗣，山田知充，2002 : 北海道東部の積雪堆積環境, 北海道大学地球物理学研究報告, **65**, 79-92.

3）　白川龍生，ヌアスムグリ アリマス，八久保晶弘，荒川逸人，野口泉，尾関俊浩，中村一樹，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 4）―広域積雪調査―，北海道の雪氷，**31**，127-130.

立山室堂平における積雪断面観測
― 2014 年 11 月と 2015 年 4 月の比較による一部融解の影響 ―
Snow pit observations at Murodoudaira, Mt.Tateyama
- Comparison of November 2014 and April 2015 -

浅地泉（北海道大学大学院環境科学院）
島田亙（富山大学大学院理工学研究部）
朴木英治（富山市科学博物館）
青木一真（富山大学大学院理工学研究部）

1. はじめに

中部山岳国立公園の北部に位置する立山室堂平は，毎年 6 m～8 m の積雪を記録する世界でも有数の豪雪地帯である．厳冬期には −20 ℃を記録する低温な環境であるため，雪の積もり始める 11 月上旬から融雪の始まる翌年の 4 月まで，形成された積雪はほとんど融解することなく堆積し続ける．そのため, 積雪層内部には降雪粒子に含まれる様々な化学成分や大気エアロゾル粒子が保持されていると考えられている [1]．また, 室堂平は約 200 m × 200 m の平坦地形であるため，形成される積雪層は地形の凹凸による影響を受けにくい．したがって, 積雪の層構造が明瞭に見られることが特徴である．さらに，立山黒部アルペンルートが開通する 4 月中旬までは，ローカルな人為的汚染の影響も少ないため，立山室堂平では一冬季の降雪状況や大気環境等の情報が保存されていると考えられる [2]．

しかし，積雪層下層は地熱や温度勾配による影響を受けていると予想され，初冬の積雪がそのまま保存されているかどうかには疑問が残る．そこで本研究では，2014 年 11 月と 2015 年 4 月に積雪断面観測を行い，採取した雪試料に含まれる化学成分の比較を行った．そして 11 月と 4 月の積雪下層を比較し，積雪に含まれる化学主成分の保存状態を考察する．

2. 研究手法

観測場所は立山室堂平（図 1，標高 2450 m，36.58°N，137.60°E）で，2014 年 11 月 19 日と 2015 年 4 月 16 日～18 日に積雪断面観測を行った．

観測項目：雪温，硬度（高さ 5 cm 間隔で測定）．
　　　　　雪試料のサンプリング（高さ 3 cm 間隔）．
　　　　　試料の密度．

立山室堂平は，毎年 4 月中旬には 6～8 m の積雪が見られ，かつ広い平坦地があるために，積雪が水平に堆積し観察しやすいという利点がある．

試料の分析には，富山市科学博物館のイオンクロマトグラフを用いた．測定したイオンは，Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, Na^+, K^+, NH_4^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}，である．そして同時に各試料の pH と電気伝導度も計測した．

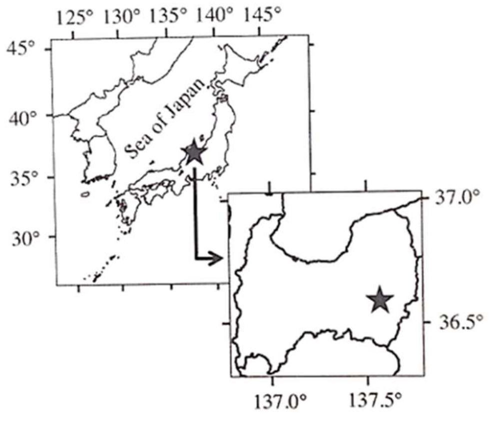


図 1　立山室堂平

3. 結果

3.1 積雪断面観測

2014 年 11 月の観測では積雪高は 1 m 12 cm で，積雪水量は 243 mm であった．また，2015 年 4 月の積雪高は例年並の 6 m 36 cm で，積雪水量は 2973 mm であった．2015 年 4 月積雪の最大の特徴は，最下層から積雪高 3 m 付近までの雪質がすべてざらめ雪であったことである．そしてその上には，氷板層とともにしまり雪の層が堆積しており，表面付近では多数の氷板が互層となっていた．また，全層平均雪温は −0.45℃と例年より高かった(図 2)．

2014 年 11 月から 2015 年 4 月にかけての積雪層は，一部融解を起こしていることが他の観測からも予想された．

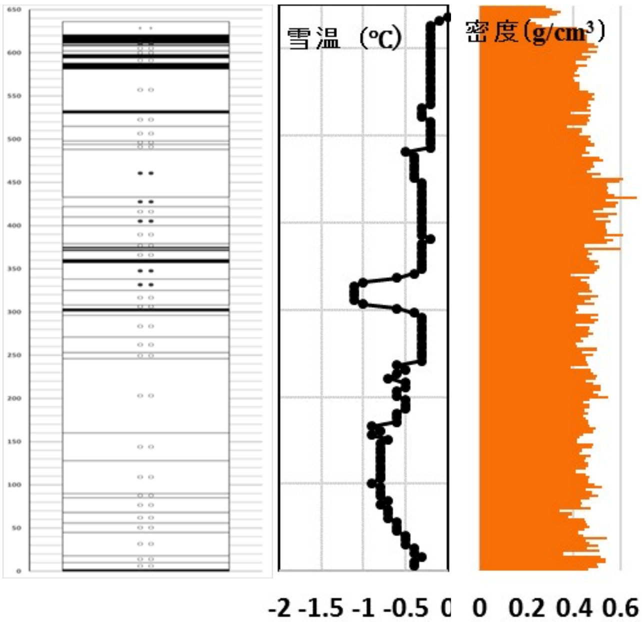


図 2　2015 年 4 月の積雪層位と雪温(℃)，密度(g/cm³)

3.2 化学主成分分析

2015 年 4 月積雪の特徴は，積雪下層付近で NO_3^-と SO_4^{2-}の濃度が 0 μmol/L を示す試料がいくつかみられたことである(図 3)．これらは積雪下層付近を占めるざらめ層で特に顕著に見られた．また，海塩成分である Na^+と Cl^-については，2 成分のピークが一致していない試料が見られた．そこで Na^+と Cl^-の比を取ると，Cl^-が過剰な試料がいくつかみられた．これらの Cl^-の起源は、海塩成分の他には観測地の西側に位置する立山地獄谷の噴気が考えられる．2012 年以降，立山地獄谷では遊歩道が通行禁止となるなど，火山活動が活発化しており，したがって，これらの Cl^-が観測に影響している可能性があることを示しているのではないかと考えられる．

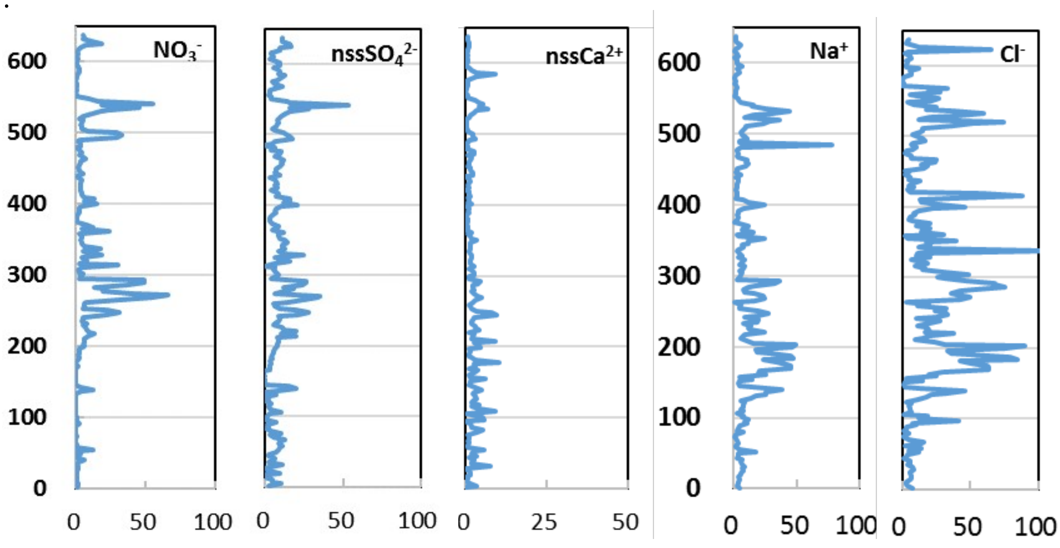


図 3　高さごとの各イオン成分濃度分布．縦軸は積雪高(cm)，横軸は各成分の濃度(μmol/L)を示す．

4. 考察

積雪融解が起こった際に積雪層内の化学成分はどのように移動するのか，また積雪層のどの部分で化学成分の流下が起きたのかを調べた．まず，11 月積雪と 4 月積雪下層に含まれるイオン成分の沈着量を比較した．このとき，11 月積雪は，一冬季を通して圧縮されるため，圧密を考慮した補正を行う必要がある．そこで 11 月の積雪水量を求め，それに対応する 4 月の積雪高を求めた．その結果，4 月積雪の下層から 51 cm の位置で積雪水量の値が 11 月の値と一致したため，11 月積雪と 4 月積雪のこの高さまでに含まれているイオン成分の沈着量を比較した．

図 4 は 2014 年 11 月と 2015 年 4 月下層に含まれる各イオン成分の積算沈着量を表したグラフである．縦軸は積算降水量を示す．このグラフから，多くのイオン成分において 4 月の積雪内の沈着量が 11 月と比べて減少していることが分かった．また，イオン成分の種類によって積雪層内での保存率が異なり，なかでも NO_3^-は最も保持率が悪かった．11 月から 4 月にかけて，$nssSO_4^{2-}$が 51.3 %残っているのに対して，9.3%しか残っていなかったことが分かった．一般的には，積雪層内の化学成分は積雪融解があった場合は保存されず，堆積時期の推定を行うことが難しいとされている．しかし，本研究ではこの NO_3^-を用いることで，融解が起きたとされる積雪層のどの部分でイオン成分の流下が起きているのかを判定することができると推測した．

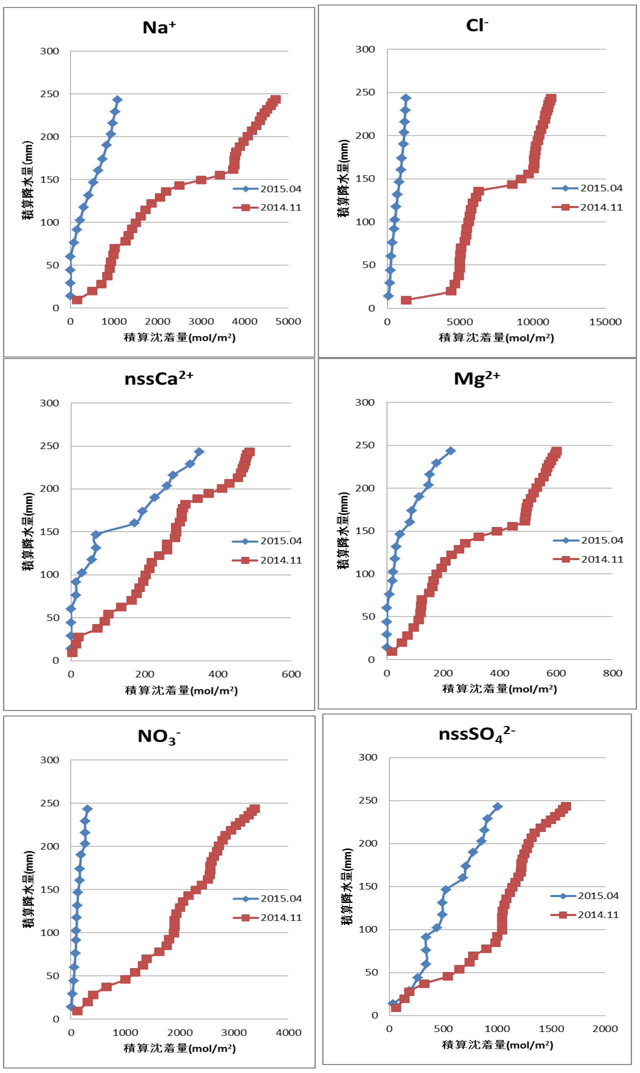


図 4　2014 年 11 月と 2015 年 4 月下層の化学成分による比較

図 5 は，縦軸を積算降水量(mm)に置き換えた積雪層位図と，横軸に NO_3^-と $nssSO_4^{2-}$の沈着量の合計値(積算沈着量)をとったグラフである．このグラフの傾きから，2015 年 4 月の積雪層の融解部分の判別を行った．

まず，グラフの傾きに着目する．太枠で囲った部分は NO_3^-のグラフの傾きが急である．これは，降水量に対してイオン成分が少ないことを示している．この部分は，層位図ではざらめ雪が占めているため，これは積雪融解による融け落ちた部分と判別した．そして次に，点線の枠で囲った部分に着目すると，こちらも NO_3^-のグラフの傾きは急ではあるが，積雪層位図ではしまり雪が占めている．したがって，こちらは融解の影響ではなく，もともと化学成分濃度の低い雪が積もったと考えられる。更に，積算降水量が 1250 mm から 1400 mm の間の部分は、グラフの傾きが緩やかであり，積算降水量に対してイオン成分の沈着量が多い．この部分は融け落ちた成分が溜まり，滞水層になっているのではないかと考察した．

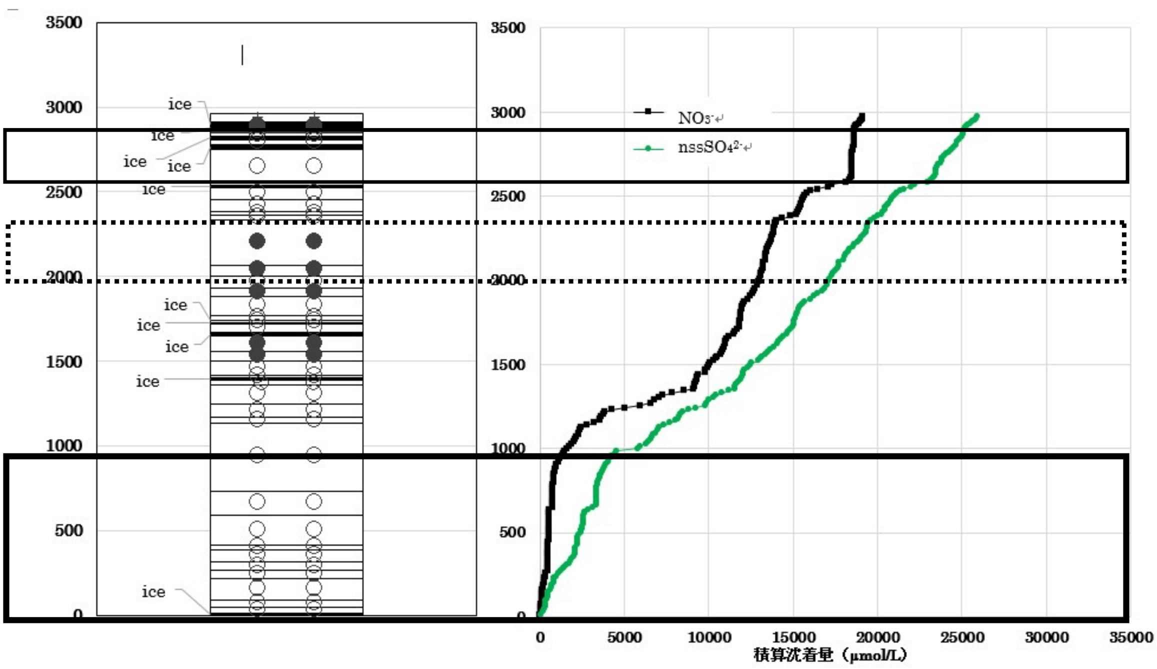


図 5　2015 年 4 月積雪　積算降水量（mm）とした積雪層位図と NO_3^-，$nssSO_4^{2-}$の積算沈着量グラフ

5. まとめ

2014 年 11 月から 2015 年 4 月にかけて立山室堂平に形成された積雪に対して 2014 年 11 月と 2015 年 4 月の 2 回に渡り積雪断面観測を行い，その際に採取した雪試料に対して化学分析を行った．そして 2014 年 11 月積雪と 2015 年 4 月積雪の下層の成分を比較することで，積雪が一冬季を通して保存されているのか検証した．その結果，積雪層内では何度か融解が起こっていたことが明らかになった．

そこで，縦軸を積算降水量に変換した積雪層位図と保存率の低い NO_3^-を用いて，積雪融解が起こったとされる 2015 年 4 月積雪に対して，融解の起こった層の判別を行った。その結果，グラフの傾きと雪質から，融解の起こったと考えられる部分はグラフの傾きが急であり，かつ雪質がざらめ層である部分と考えられた．

6. 参考文献

1) 木戸瑞佳，1997：立山・室堂平における積雪層の堆積時期の推定，雪氷，**59**，181-188
2) 長田和雄，2000：立山・室堂平の春季積雪に含まれる化学成分の深度分布，雪氷，**62**，3-14

道路防雪林における生長推移と下枝枯れ上がりの進行
The progress of the growth trends and the lower branch withered rise on snowbreak woods along roads

伊東靖彦（(国研) 土木研究所 寒地土木研究所），
渡邊崇史（北海道開発局 函館開発建設部 江差道路事務所），
高玉波夫，佐藤圭洋（(国研) 土木研究所 寒地土木研究所 道北支所），
鈴木哲，渡辺淳（(国研) 土木研究所 寒地土木研究所 道東支所）
Yasuhiko Ito, Takashi Watanabe, Namio Takadama, Takahiro Sato, Toru Suzuki, Jun Watanabe

1．はじめに

道路防雪林は、吹雪による道路上の吹きだまりや視程障害を緩和する防雪施設である[1].

生育環境が厳しいことやコストの面から，北海道において通常樹高 30 cm 程度の苗木が植栽されている．このため道路防雪林として生育させるためには長期間の維持管理が必要であり，樹木の生長を予測した上で作業計画を立案する必要がある．樹木の生長予測には植栽直後から成林するまでを含めた樹高や枝張等の継続的な資料が必要となる．

図 1 道路防雪林(天塩町)

しかし，道路防雪林における樹木の生長予測や実績に関する資料は少ない[2) 3)]．下枝を維持し，吹雪を防止することが主目的である道路防雪林においては，樹冠閉鎖までの生育期を含めた維持管理が必要となるため，林業分野での調査も防雪林においては利用が難しい．

開発土木研究所 (現 寒地土木研究所) では 1994 年に北海道内 54 箇所の道路防雪林で樹高，枝張などを含めた生育状況を調査している[4)]．現在この調査を行った防雪林では林齢が 20～30 年程度に達していることから，データの補遺を行うべく，再度現況の調査を行った．これより得られたデータを加えて，道路防雪林の林齢と樹高，枝張，枝下高との関係について整理を行ったので，ここで報告する．

2．調査方法

調査は 1994 年(Ⅰ期)と 2014～2015 年(Ⅱ期)の 2 回，それぞれ北海道内の国道に造成されている道路防雪林において行った．

Ⅰ期調査では，北海道内 33 防雪林の計 54 箇所，Ⅱ期調査はⅠ期調査で対象とした防雪林の内，駐車場の外側や斜面上に設置の林等を除く 22 防雪林 39 箇所 50 地点で実施した．図上で位置を特定したため，Ⅰ期調査とⅡ期調査では具体の調査木は異なる可能性が高い．

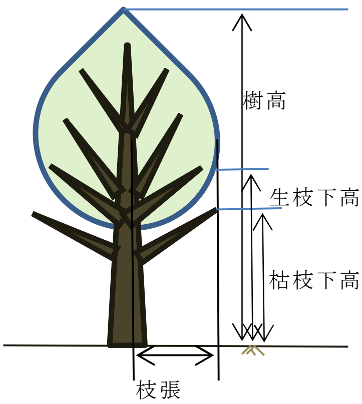


図 2 測定項目

調査は隣接する樹木 2～4 本を調査対象とし，樹高，枝張(枝の長さ)，枝下高等を測定した(図 2)．枝張は生枝，枯枝

に関わらず最大幅の位置で 4 方向を測定し, 平均値を用いた. なおこれ以降の「枝張」は, 調査値を 2 倍にした枝張径で示す.

Ⅱ期調査の樹種はアカエゾマツが 78%を占めた. アカエゾマツはこれまでに造成された道路防雪林において過半を占めている. 以降, アカエゾマツの結果について述べる.

３．調査結果(樹高)

図 3に林齢 (植栽後の経過年数) と樹高の関係を示す. 図はⅠ期, Ⅱ期の調査の他, 既往調査[5)-9)] のデータをあわせた.

防雪林は苗木植栽を基本としている[1)]が, 半完成木(樹高 1.2m～2.5m 程度), 完成木(樹高 3m 超) で植栽されている防雪林もある. 図 3では植栽樹木の規格毎に色分けしてプロットした.

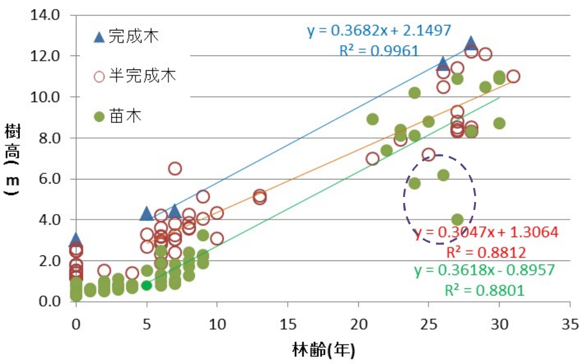


図 3 アカエゾマツの林齢と樹高

(1) 植栽直後の生長抑制

図 3より, 植栽後 4 ～ 7 年間はほとんど生長が見られていない. この生長抑制期間は植栽樹木の規格に因らず同程度であった. 植栽した植物は活着するまでの養生段階では生長が鈍化する. その期間は植栽後 1 ～ 3 年間とされるが[10)], 道路防雪林の生長抑制の年数は長いことがわかる. 道路防雪林の生育環境が厳しいことから植栽ストレスが大きく, 植栽時の細根破断の回復などにより多くの時間を要するためと考えられる.

(2) 生長抑制期以降の樹高生長

生長抑制期以降においては, 林齢とともに順調に樹高が伸長している. 計測できた林齢 30 年程度までの範囲では, 林齢とともに樹高が線形的に伸長していた. そこで図 3に林齢 5 年以降のデータを基に求めた線形回帰式を, 植栽樹木の規格別に記す.

苗木を植栽すると林齢 9 年程度で樹高 2 m に達し, 一般的な防雪柵の高さである 5 m に達するまで 18 年程度を要する. これらの期間は, 上田ら[3)]と同程度であった. その後林齢 30 年で平均樹高が 10 m に達している. 林齢 20 年を超えた林帯では生育状況に大きなばらつきが見られ, 樹高について 3 倍程度の開きが見られる.

比較的年数を経過した防雪林のうち, 生育の悪い防雪林では, 植栽後 27 年が経過するにもかかわらず, 樹高(4 本の平均値)が 4.0 m しかないものもあった. 紫丸囲みの 3 つの防雪林は, 同一列もしくは隣接列で大小 2 種のアカエゾマツが同時期に植栽されており, そのうち囲みにあるのはいずれも小の植栽樹木規格のデータである. これらは隣接する半完成木に因って, 被圧を受け, 陽光を遮られて生長が劣ったものと思われる. 一例として, 図 4にオホーツク管内の狭帯林を示す.

図 4 同一列に大小の樹木を混植したため, 生長差の大きい防雪林

同一列もしくは隣接列において規格の異なる樹木を植栽することは, 小規格樹木の生育状態が悪くなるだけでなく, 生長速度が違うことによってその後の管理計画が複雑になるほか, 間引き作業もしづらい. これらは回避すべき事項と考えられる.

(3) 植栽時の規格による差異

苗木植栽, 半完成木植栽, 完成木植栽を比較すると, 完成木植栽は苗木植栽に比べて樹高生長が早いが, 生長抑制期以降の伸長速度は苗木植栽と同じである(図 3). つまり図に示した線形近似式は平行で, 植栽時の規格差だけ樹高が高い.

植栽単価は完成木の場合 1 本あたりの費用は苗木に比べて 20 倍程度, 諸経費を除いた直接工事費ベースで 32,000 円高くなる[11)12)]. 一方, 同じ林齢において樹高が約 3 m 高く, 年数に換算すると約 8 年生長が早い. 総費用として苗木植栽が安価であり, (半)完成木の植栽には, 費用と求められる(時間)効果を慎重に導入する必要があるといえる.

4．調査結果（枝張径）

次に樹高を指標として, 枝張径を示す. 図 5はアカエゾマツの樹高と枝張径の関係を示したものである.

全般的に樹高が高くなるのに従って, 枝張径が伸長している. 特に樹高 5 m までの範囲においては, 線形的に伸長している. そこで樹高 5 m までのデータを基に線形近似式を算出すると, 次式が得られる(図 5の青線).

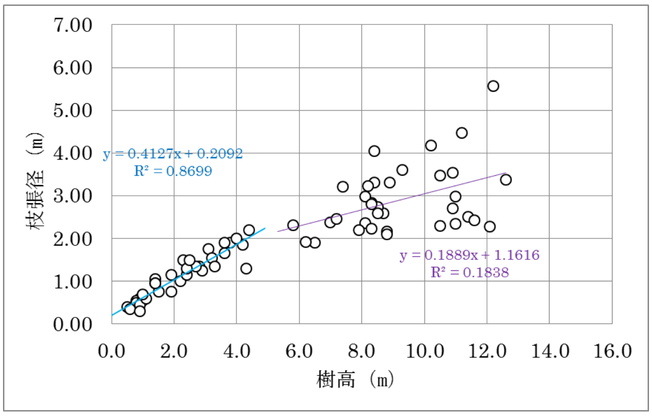


図 5 樹高と枝張径の関係（アカエゾマツ）

$$y = 0.4127x + 0.2092 \qquad (1)$$
(但し $x < 5$ m)

一方, 樹高 5 m を超える範囲では, 防雪林によるばらつきが大きくなる. この範囲で線形近似線を挿入すると紫線となる. その傾きは 0.19 であり, 樹高 5 m までと比べ約半分となる.つまり樹高 5 m を境に枝張径の拡大が鈍化していることがわかる.

式(1)において樹高 5 m での枝張りは 2.27 m である. 防雪林における隣接木の間隔は 2 m 前後であり, 隣接木との接触によって枝張径の拡大が妨げられていると考えられる.

5．調査結果(枝下高)

樹高と枝下高の関係を図 6に示す. 上図は樹高と生きている枝を基準とした生枝下高との関係を, 下図は樹高と枯れているものの落下せずに幹に付着したままとなっている枝を基準とした枯枝下高との関係を示す. 上図によると, 樹高の伸長とともに生枝下高の上昇が見られる. 特に樹高 6 m 前後を境に, 枝下高が上昇する防雪林も見られるよう

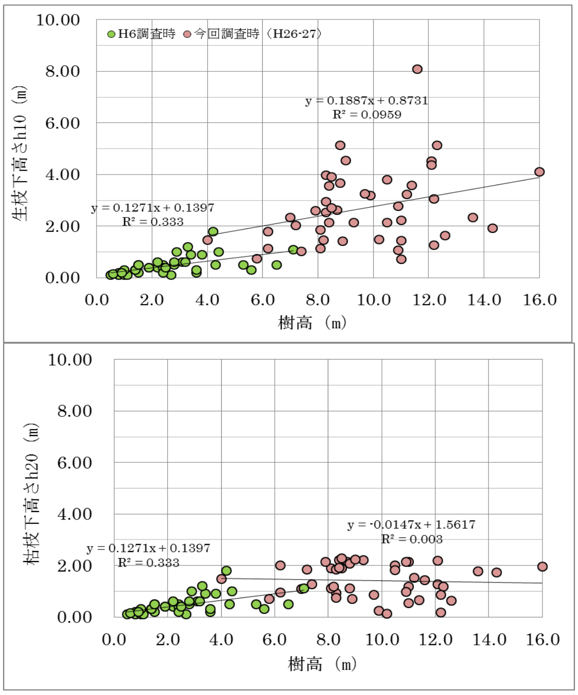


図 6 樹高と枝下高の関係

になる.

一方, 下図によると樹高とともに枯枝下高は上昇するが, 最大2 m程度で頭打ちとなる状況がわかる. 枯枝下高が 2 m に達するのは早いもので樹高 6 m 前後である. 枯枝下高が上限に達した後も, 生枝下高は上昇し続けている. つまり下枝の枯れ上がりは進行するものの, 林齢 30 年程度までの範囲においては, 特に高さ 2 m 以上の枯れた枝はそのまま幹に残っていることがわかる. 2 m 以下の枝が落ちる原因としては, 人工的な枝打ちの他, 融雪による沈降圧が影響すると考えられる. このことから高さ 2 m 以上では枝葉に対するする沈降圧の影響はないと考えられ, 通常の防雪林において枝打ちは不要といえる.

６．まとめ

今回北海道の道路防雪林において, 樹木の測定を行い, アカエゾマツについて林齢 30 年程度までの樹高生長予測式, 樹高と枝張径, 枝下高の関係を示した.

その結果, 1)植栽直後の生長抑制期間は一般より長い傾向があり, 2)林齢 20 年を超える林帯では生育のばらつきが大きくなること, 3)同一列に異なる規格の樹木を植栽すると生育不良木が発生すること, 4)アカエゾマツでは完成木植栽の早期生長の優位性があること, 5)枝張径は概ね樹高に比例すること, 6)樹高生長により枝下高も上昇するが, 枯れた枝は存置されることなどが明らかとなった.

今後, 他樹種との比較, 隣接木と生育との関係などの解析を進めてゆきたい.

【参考・引用文献】

1)　独立行政法人土木研究所 寒地土木研究所, 2011 : 道路吹雪対策マニュアル（平成 23 年改訂版）

2)　伊東靖彦・福沢義文・松澤勝・加治屋安彦・孫田敏・阿部正明，2002 : 道路防雪林の林型に関する考察，寒地技術論文・報告集，18，pp318-323.

3)　上田真代・渡邊崇史・松澤勝，2012 : 道路防雪林の成長予測と下枝の枯れ上がり時期について，寒地技術論文・報告集，28，pp216-221.

4)　北海道開発局開発土木研究所・(財)北海道森林保全協会，1995 : 防雪林育成・管理手法検討業務報告書.

5)　北海道開発局留萌開発建設部・（株)ライヴ環境計画, 2002: 平成 13 年度一般国道 40 号幌延町外道路防雪林管理育成手法調査業務報告書. 83p.

6)　北海道開発局稚内開発建設部・北海道開発コンサルタント(株)，1997: 平成 7 年度一般国道 40 号外 2 路線道路防雪林育成管理システム調査業務報告書. 213p.

7)　北海道開発局 留萌開発建設部・（株)ライヴ環境計画, 2000: 平成 11 年度一般国道 40 号天塩町雄信内防雪林調査業務報告書. 66p.

8)　北海道開発局留萌開発建設部・（株)ライヴ環境計画, 1999: 平成 13 年度一般国道 40 号天塩町雄信内道路防雪林育成調査業務報告書. 66p.

9)　日本道路公団札幌建設局・(社)道路緑化保全協会，1995: 平成 6 年度北海道における効率的な防雪林の造成及び管理計画策定業務報告書. 93p.

10）中島宏，2004: 緑化・植栽マニュアル-計画から施工・管理まで-，p376，(財)経済調査会

11）一般財団法人経済調査会，2016: 月刊積算資料，2016(4)，1040p.

12）一般財団法人経済調査会，2016: 季刊土木施工単価，16・春，548p.

波状雪氷路面とそろばん道路のはじまり
～定点カメラ観測に基づく一考察

Real-time observation of Soroban road formation from undulating snow surface

永田泰浩，金田安弘（（一社）北海道開発技術センター）
佐藤 太裕（北海道大学大学院工学研究院），島 弘幸（山梨大学 生命環境学部）
蟹江 俊仁（北海道大学大学院工学研究院）
Yasuhiro Nagata, Yasuhiro Kaneda, Motohiro Sato, Hiroyuki Shima, Shunji Kanie

１．背景と目的

冬期の北海道では，道路上にそろばんの珠のような「こぶ氷」が発生する．まとまって発生した路面を「そろばん路面」，そろばん路面の発生した道路を「そろばん道路」と呼んでいる．車両の走行時の快適性を著しく低下させるだけでなく，歩行時の障害，また，大きく成長した珠は停止時や走行時の車両の安全性にも影響している．著者ら[1)2)3)]は，2011 年度から，冬期に車道に発生するそろばん路面，そろばん道路の原因，成長過程について研究を行ってきた．その結果，車両の減速・停止挙動が多い箇所で珠が成長しやすい一方，条件によっては走行部分にも連続的に発生することがわかった．また，そろばん路面の発生する前の段階に，図 1 のような，走行方向と垂直な波状の雪氷路面が発生する場合があることを確認した．

本論文の目的は，この波状雪氷路面とそろばん路面の発生に関係性を確認することと，波状雪氷路面からそろばん路面へ変化する場合の条件を把握することである．

図１　車道に発生した波状雪氷路面の例

図２　定点カメラの設置状況

２．定点カメラによる記録

著者らは，2014 年度冬期より北海道大学の構内に定点カメラを設置し，そろばん道路を記録してきた．2015 年度は，北海道大学北 13 条門の料金ゲート付近に，図 2 のように 2 台の定点カメラを設置し，2015 年 12 月 21 日から 2016 年 3 月 31 日まで，連続的に記録を行った．定点カメラ①は 10 分間隔で，定点カメラ②は 1 分間隔で静止画像を撮影した．本分析では，主に定点カメラ①の画像を用いた．

３．波状雪氷路面の発生と経過

湿潤路面であった 2015 年 12 月 25 日から，波状雪氷路面のできた 28 日までの経過を分析した．同期間の札幌管区気象台の降雪，降水量，気温の経過を図 3 に示した．

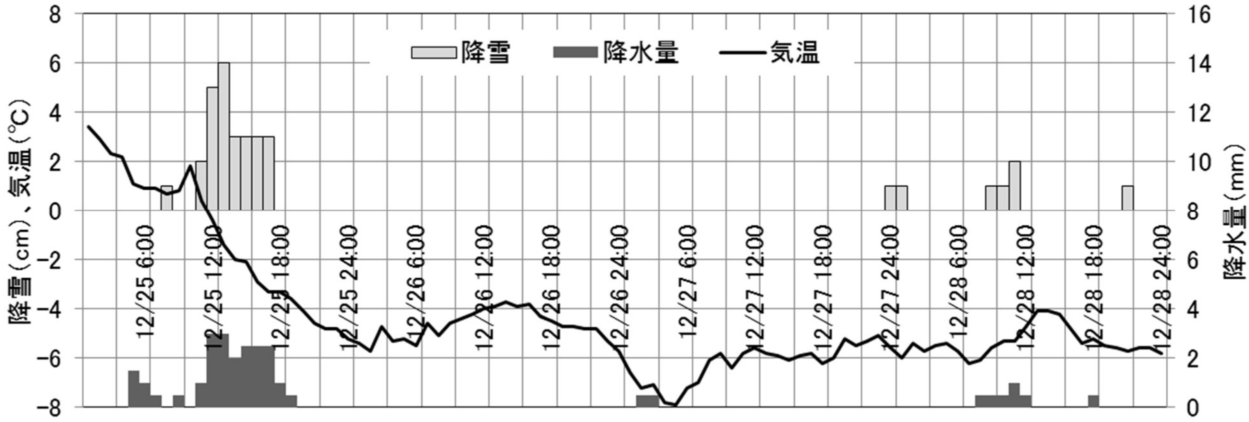


図 3　2015 年 12 月 25 日から 12 月 28 日までの気象経過（札幌管区気象台）

2015 年 12 月 25 日は，図 3 のように，午前中は気温が 0℃以上で降水があり，図 4 のように，道路上に水たまりができている状況であった．午後からは急激に気温が低下し，図 3 のようにまとまった降雪が確認され，12 月 26 日には氷板路面となっていた．

図 3 のように，12 月 27 日の未明には，0.5 mm 降水が観測されており，27 日の朝は，氷板の上に薄い圧雪がこびりついているような路面であった．27 日は未明の降水以降は，降水が確認されていないが，27 日の夜には，図 5 のように波状の模様が浮かび上がってきている．翌 28 日は，図 3 のように，未明と午前中で計 6 cm の降雪が観測された．28 日の夕方からは，図 6 のように白い波状の圧雪路面がはっきり確認できた．

図 4 12/25 09:00 の状況

図 5 12/27 21:20 の状況

図 6 12/28 18:40 の状況

（1）波状雪氷路面の経過についての分析

2015 年 12 月 28 日に，図 6 のように形成された波状の圧雪路面が，時間の経過とともにどのように変化していくかを，波状模様の変化に着目しつつ分析した．12 月 28 日から 2016 年 1 月 1 日までの札幌管区気象台の降雪，降水量，気温の経過を図 7 に示した．図のように，12 月 31 日の日中に数時間，気温が 0℃以上になっているが，それ以外の期間は気温が 0℃未満であった．また 12 月 30 日の午前中に 6 cm，1 月 1 日の午前中に 2 cm の降雪があり，降水については，12 月 30 日の午前中と，1 月 1 日の午前中のほか，12 月 29 日の午後に 1 mm が記録

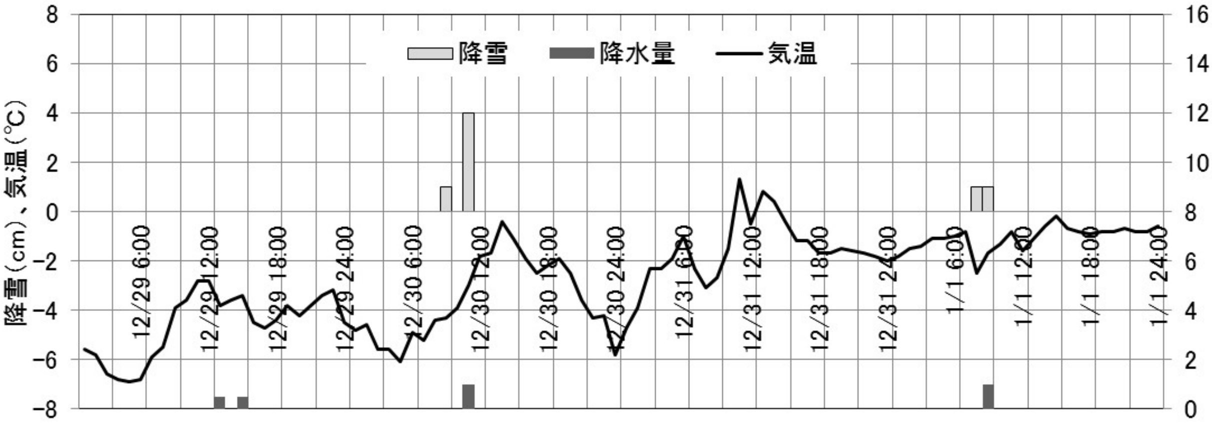


図 7　2015 年 12 月 29 日から 2016 年 1 月 1 日までの気象経過（札幌管区気象台）

されていた．

図 8 に示した太線は，波状の模様がはっきり確認できた 12 月 28 日夕方の時点での，波状の尾根部分の位置を示した．定点カメラの撮影位置は変化していないことを踏まえ，12 月 30 日，1 月 1 日の画像に，12 月 28 日の尾根部分の位置を落としたものを，図 9，図 10 に示した．図のように，波状の雪氷路面の尾根部分の位置は,12 月 28 日と一致していた．

（2）波状雪氷路面の発生についての分析

波状雪氷路面の経過についての分析と同様に，波状模様の発生位置に印をつけ，定点カメラの画像を時系列的に戻ることによって，波状雪氷路面の起源を確認した．その結果，12 月 28 日夕方の時点の尾根部分の位置は，図 5 に示した 12 月 27 日の雪面模様の圧雪部分と合致することがわかった．さらに，12 月 26 日の氷板路面にこびりついていた圧雪の小さな凸部の位置とも一致していた．

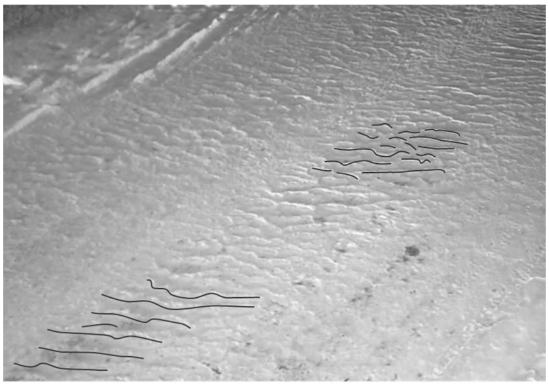


図 8　12/28 18:40 の状況

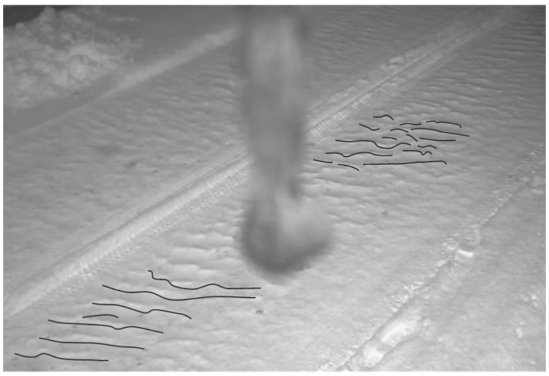


図 9　12/30 17:00 の状況

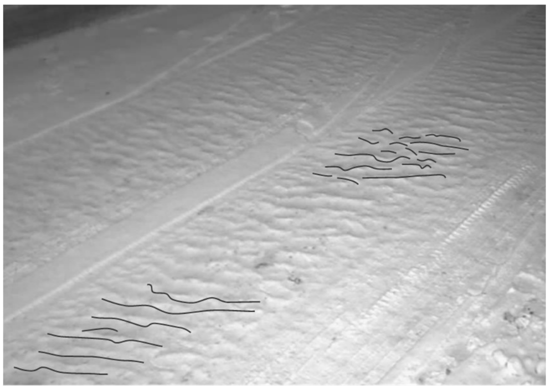


図 10　01/01 17:00 の状況

４．波状雪氷路面とそろばん路面の発生

前章より，低温で多量降雪が発生していない条件では，波状の雪氷路面からそろばん路面へ変化しないことがわかった．ここでは，波状の雪氷路面が発生している状況から，そろばん路面が発生した事例を分析した．

2016 年 01 月 25 日から翌 26 日までの路面状況の経過を，図 11 に示した．1 月 26 日は 9 時までは気温が氷点下であったが，10 時に 0℃以上となり，14 時には 2.5℃まで気温が上昇した．12 時の段階では白色の圧雪と氷

板であった路面が，16:50 には水を多く含む圧雪路面および氷板路面になり，その夜にそろばん路面が発生していた. 同様な現象が 2016 年 2 月 15 日〜18 日も発生していた. 15 日〜17 日は気温が氷点下であり，ひだ状の圧雪路面や波状の圧雪路面が継続していた．2 月 18 日 10 時から 0℃以上の気温が続き，18 日の午後からは水分を多く含む灰色の圧雪路面が多くなり，21 時過ぎにはそろばん路面となった.

01/ 25　18:10 の状況（波状圧雪路面）

01/26　12:00 の状況

01/26　16:50 の状況

01/26　21:30 の状況（そろばん路面）

図 11　2016 年 01 月 25 日から翌 26 日までの路面状況の変化

５．まとめと今後の方向性

定点カメラのデータから，波状雪氷路面の発生過程や波状雪氷路面とそろばん路面への変化について，以下のような点が確認できた.

≪波状雪氷路面の発生と継続≫

●微細な雪面の凹凸（こびりついた雪）→薄い雪面のひだ→波状の圧雪路面

●微細な凸部とひだの尾根部，波状路面の尾根部は同じ位置であった

●若干の融雪や少量の降雪では，波状雪氷路面の波の尾根の位置は変化しない

≪波状雪氷路面とそろばん路面の関係≫

●若干の融雪や少量の降雪では，波状雪氷路面からそろばん路面へ変化しない

●雪氷路面の下部まで融解した水がしみ込んだ際に，そろばん路面へ急激な変化

今後は路面近い定点カメラ②の画像から，さらに詳細な分析をしたいと考えている.

【参考・引用文献】

1）永田泰浩ら，2012：「そろばん道路」の発生に関する考察，北海道の雪氷，31，77-80

2）永田泰浩ら，2013：そろばん道路の発生と成長について，雪氷研究大会(2013・北見)講演要旨集，253

3）永田泰浩ら，2014：そろばん路面の初期状態，雪氷研究大会(2014・八戸)講演要旨集，263

そろばん道路の発生過程とその条件：定点カメラ観測に基づく一考察

A study on a growing process and its conditions of Soroban road based on observation with fixed point cameras

蟹江俊仁・Zheng Hao・横見瀬大地（北海道大学大学院工学研究院），
金田安弘・永田泰浩（(一社）北海道開発技術センター），正木智（札幌市）
Shunji Kanie, Zheng Hao, Daichi Yokomise,
Yasuhiro Kaneda, Yasuhiro Nagata and Satoshi Masaki

1. はじめに

そろばん道路とは，北海道をはじめとする積雪寒冷地において，冬期間に自動車等が走行することにより舗装路面上に自然発生する氷の凹凸のことである（図 1）．同様の現象は，砂利道などにおいて車両が通行することにより凹凸が自然発生する「Washboard Road（以下，洗濯板道路）」などとしても古くから知られているが，積雪凍結路面におけるそろばん道路については，未だにその発生と成長のメカニズムに関する科学的解明がなされていない．著者らは，札幌市内の北大構内に二台の定点カメラを設置し，冬期間におけるそろばん道路の発生状況を継続的に観察するとともに，気象データなどとの関連性を調べることにより，その発生過程と発生条件に関わる検討を行った．


図 1　そろばん道路

2. 本研究の目的

既往の研究として，洗濯板道路に関するものが比較的古くからある．例えばわが国では道路工学の観点から，1954 年に竹下ら[1]が「そろばん道路」という名称を使ってその現象を説明している．また海外では，砂利道に自然発生する現象を室内実験や理論数理モデルなどを使って説明しようとする研究がなされてきた（例えば，J. A. Both ら[2]，N. Taberlet ら[3] B. Percier ら[4, 5]，P. Claudin ら[6]など）．これらの研究はいずれもその発生原因や成長過程を説明しようとするものであるが，科学的な機構解明には至っていない．一方，積雪凍結路面に関する研究としては，その生成原因を観測的なアプローチから説明しようとする研究（永田ら[7]）や，生成された表面凹凸の性状分析や走行性能に関する研究（松倉ら[8]，寒地土木研究所[9] など）は行われているものの，その生成メカニズムを科学的に説明できるものではない．こうしたことから本研究では，冬期間における積雪凍結路面の表面を定点カメラで継続的に観察し，気象等の自然条件や通行車両台数などの社会条件と照らし合わせながら，その発生過程と条件についての知見の蓄積と考察を行うこととした．

3. 観測方法と観測条件

積雪凍結路面におけるそろばん道路の生成は，北海道において日常的に見かける現象であり，道路交通量がある程度見込まれる場所，特に交差点付近に多くできることが経験的に知られている．このため，観測場所としては北海道大学構内の北十三条門ゲート付近，

出構側車線を選定した．

この道路では，一日当たり 1,000 台以上の交通量が見込まれる上，守衛所で必ず車両は停止するため，冬期間にそろばん道路ができやすいことが知られている．さらに，通過車両台数もゲートの開閉回数から正確に把握することができるため，観測には非常に適していると判断した．観測には二台の定点カメラを用いることとした．一台は道路脇の歩道に設置された照明用ポールに取り付け，路面からの高さ約 2.5 m の位置から対象路面全体の様子が分かるように設置した．本論文ではこれを「インタバルカメラ」と称する（図 2）．またもう一台は，路面からの高さが約 0.7m と低い位置に設置した「タイムラプスカメラ（図 3)」であり，道路のセンターライン側から凹凸の生成と成長過程が観察できるようにした．観測期間は，2015 年 12 月 21 日から 2016 年 3 月 31 日までである．

なお，これらの観測とは別に，そろばん道路の生成に関心のある研究者，工学者，一般人にも協力を仰ぎ，そろばん道路を見かけた時にはその写真と場所，ならびに日時を記載して，指定された SNS のサイトに投稿するようお願いした．

図 2　ｲﾝﾀﾊﾞﾙｶﾒﾗ

図 3　ﾀｲﾑﾗﾌﾟｽｶﾒﾗ

4. 観測結果

1 シーズンにわたる観測結果の中から，特に生成と消失が複数回繰り返された 2016 年 1 月 19 日から 1 月 24 日までの 6 日間に着目し，詳細な観察と考察を加えることとした．その結果，1 月 19 日の夕刻 17:00-20:00 位の間に図 4 のような凹凸が観測され，その後消失した後（図 5），1 月 22 日の夕刻，ほぼ同時刻に再び凹凸の生成が観察された．これらの観測結果から分かったこととして，午後 15:00 以降に生成されることが多く，凹凸は場所を変えずにその場で成長することが確認された．今回の観測では，凹凸の大きさの定量的計測はできていないものの，19:00 位にかけて成長することが多いことが判明した．

図 4　1/19 17：15（発生）

図 5　1/21 18：00（消失）

5. 発生過程と条件に関わる考察

2016 年 1 月 19 日から 1 月 24 日までの六日間の観測結果から，15:00-21:00 までの 6 時間の映像を取出し，凹凸の発生と消失を確認したところ，1 月 19 日と 1 月 22 日の二回は生成と成長が確認され，残りの四日間では凹凸の発生が確認できなかった．そこで，発生と成長に関わると思われる気象データとして，気温，降雪量，積雪深を取り上げ，札幌気象台のデータからこれらの変化を見てみた（図 6）．その結果，発生と成長が確認できた二日間については共通の条件として，①ある程度のまとまった降雪量があった後，②積雪深が減少する傾向にあり，③気温が概ね 0℃から-2℃の間にあることが判明した．

一方，特に夕刻の時間帯に発生と成長が見られることから，観測点を通過する交通量についても調査を行った．図 7 は対象となっている期間の時間毎ゲート交通量を表しており，

出構側車線は平日 15:00-21:00 の平均で時間 120 台強，ピークとなる平日 17:00-18:00 で時間 160 台強に及ぶことが分かった．このため，特にピーク時間帯では出構側車線が渋滞する状況となっており，後日サーモグラフィーで走行部分と周辺部との温度差を計測してみたところ，走行部分の路面表面温度は周辺部分に比べて概ね 2～4℃程度高いことも判明した（図 7）．

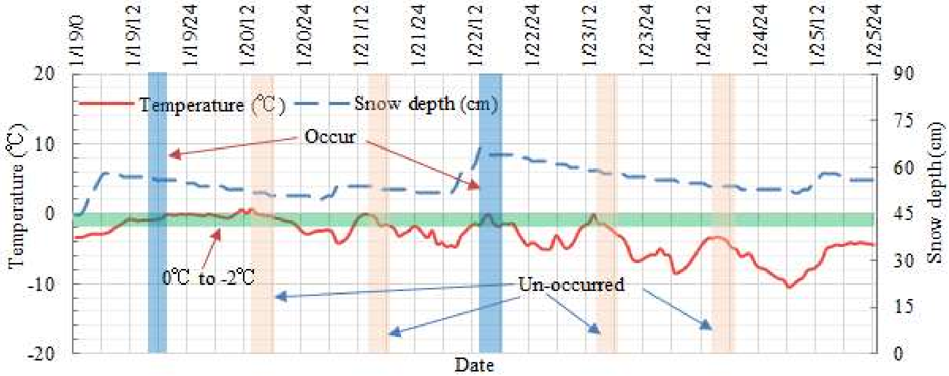


図 6　2016 年 1 月 19 日から 1 月 22 日までの気温，降雪量，積雪深の変化

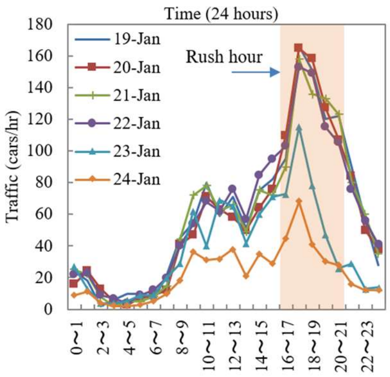


図 7　出構ゲート通過交通量

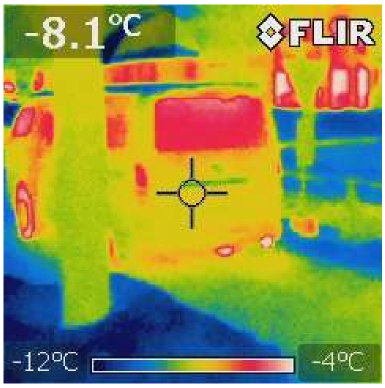


図 8　走行車線と周辺部の温度差計測例

6. 推論の妥当性に対する考察

これまでの観測結果と発生条件の考察から，昨冬の気温，降雪量，積雪深のデータをもとに「そろばん道路ができる条件が揃った日」は何時だったのかを検証してみた．紙面の都合上，初の積雪が発生した 2015 年 11 月中旬から 1 月末までのデータに絞って紹介すると，図 9 のようになる．すなわち，11 月 25 日，12 月 18 日から 19 日にかけて， 1 月 19 日，1 月 22 日の 4 回，条件が揃ったことがわかる．

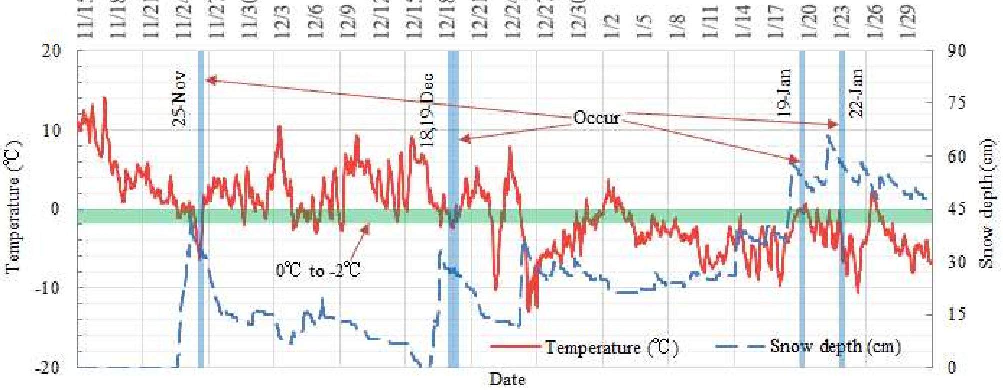


図 9　2015 年 11 月中旬から 2016 年 1 月末までの気温，降雪量，積雪深の変化

一方，SNSを通じて投稿されたそろばん道路写真（図10～13）を見てみると，これらの日付に，いずれも札幌市内とその周辺でそろばん道路が観察されていたことが分かった．なお，本論文では割愛したものの，2月，3月においても同様の観測写真が投稿されている．

図10　2015. 11. 25 20時頃　新千歳空港付近（撮影者：永田）

7. まとめ

以上より，そろばん道路が発生し成長する条件として，一定程度の交通量のあるところで，①ある程度のまとまった降雪量があった後，②積雪深が減少する傾向にあり，③気温が概ね0℃から-2℃の間にあることが判明した．著者らは，標準砂を使ったそろばん道路の室内再現実験にも成功しており，今後は天然雪や人工雪を用いてこれらの条件を再現し，その発生メカニズムを解明する予定である．また，SNS（Facebook）を用いたそろばん道路の情報収集は，発生条件とメカニズムの解明に非常に有益と考えられ，さらに多くの人々に協力を呼びかけ，研究の進展を目指したい．

そろばん道路情報収集サイト：「そろばん・評判・見張り番！」
URL: https://www.facebook.com/groups/201709790166110/

図11 2015. 11. 25 21時頃　西岡付近（撮影者：永田）

図12 2015. 12. 18 23時頃　澄川周辺（撮影者：永田）

図13 2016. 1. 19 22時頃　北一条東10丁目付近（撮影者：正木）

【参考・引用文献】

1) 竹下春見・小林浩二，1954: そろばん道路・砂利道の波，*道路：Road engineering & management review*, **54-2**, 69-71
2) Joseph A. Both et al., 2001: Corrugation of roads, *Physica A*, **301**, 545-559
3) Nicolas Taberlet et al, 2007: Washboard road: The dynamics of granular ripples formed by rolling wheels, *Physical Review Letters*, **PRL 99**, 1-4
4) Baptiste Percier et al, 2011: Lift and drag forces on an inclined plow moving over a granular surface, *Physical Review*, **E84**, 1-7
5) Baptiste Percier et al, 2013: Modeling a washboard road: From experimental measurements to linear stability analysis, *Physical Review*, **E87**, 1-7
6) P. Claudin et al, 2015: Physical process causing the formation of penitents, *Physical Review*, **E92**, 1-10
7) 永田泰浩ら，2012: 「そろばん道路」の発生に関する考察，北海道の雪氷，**31**，77-80
8) 松倉佑太ら，2008: そろばん道路の路面特性について，土木学会北海道支部論文集，**65**，E4
9) 高橋尚人ら，2016: 冬期道路の走行性評価技術に関する研究，寒地土木研究所報告，1-12

地震による雪崩の発生評価技術について
Technologies for risk assessment of earthquake-induced avalanches

高橋渉，原田裕介（(国研）土木研究所 寒地土木研究所）
松下拓樹（(国研）土木研究所雪崩・地すべり研究センター）
松澤勝（(国研）土木研究所 寒地土木研究所）
Wataru Takahashi, Yusuke Harada, Hiroki Matsushita, Masaru Matsuzawa

１．はじめに

積雪期に発生した地震が起因となる雪崩の発生が報告されており，発生のリスクを評価する手法が求められている．過去には，地震動による外力を考慮した斜面積雪の安定度の評価がなされているが，これらは地震動による地表面の加速度を，そのままの大きさで斜面積雪に作用させており[1)2)]，積雪の応答特性を考慮していない．本研究では，振動実験により，任意の地震動における斜面積雪の応答を調べ，積雪の応答特性を考慮した地震による雪崩発生の評価手法を検討した．なお，本研究では横揺れの地震動によるせん断破壊によって発生する雪崩を対象とする．

２．実験概要

振動実験は寒地土木研究所石狩吹雪実験場（N43°12′55″，E141°23′23″）で，2014および2015年の1～3月に194回行った．屋外から自然積雪状態の雪を整形したもの（以下，試料という．）を建屋内に設置した振動台(2m×2m; SPTDU-20K085L-50T)上にL型鋼材により強固に固定した勾配30°の合板製斜面模型上(幅 50 cm×長さ 55 cm)に，積雪層構造が斜面にほぼ平行になるように設置した．図1に示す水平振動方向に，振動台の加速度を一定として，振動数を1～10Hzに変化するスイープ加振を3分間加えた．振動台に入力する加速度は0.1～0.9G(1G=9.81m/s^2)とした．試料内には加速度計(18×18×24 mm^3,40g:ASW-5A)を設置し，試料および振動台の加速度を0.04秒間隔で測定した．

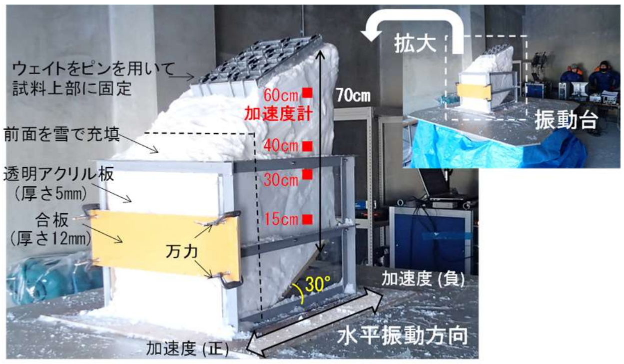


図１　振動実験の様子

３．実験結果

３．１　試料の応答特性

試料内の任意の高さにおける加速度と振動台との加速度との比を応答倍率と定義する．振動数と応答倍率の関係は，いずれの実験回のいずれの加速度計においても，10Hzの際に応答倍率が最大となった．また，入力加速度が大きい場合，試料の重量が大きい場合，加速度計が上層にある場合に，応答倍率が大きくなった．振動数と応答倍率との関係の一例を図2に示す．

３．２　雪質の違いにおける応答倍率

本実験においては，試料の雪質を，しまり雪（乾雪），ざらめ雪（乾雪），ざらめ雪（湿雪）の 3 つに分類した（しまり雪（湿雪）は例が少ないため除外）．また，加速度計の高さを約 10 cm 刻みで区分し，各雪質，各高さにおいて，応答倍率との相関が高かった入力加速度 a (G)と試料の質量 m (kg)をそれぞれ説明変数とし，応答倍率の最大値 SR を目的変数とする重回帰分析により求めた結果を表 1 に示す．これは，しまり雪よりもざらめ雪，乾雪よりも湿雪の場合で応答倍率が大きくなる結果となった。また，各雪質における 30～39cm の位置において，10Hz における応答倍率を 100%としたときの，任意の振動数 f(Hz)における比率を回帰分析により求めた結果を表 2 に示す．

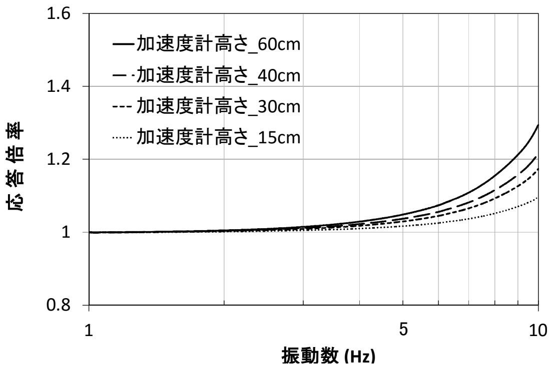


図 2　応答倍率と振動数の関係

表 1　応答倍率の最大値 SR と入力加速度 a および質量 m の重回帰式

雪質	加速度計高さ	平均高さ	N	重回帰式	R^2
しまり雪 乾雪	10～20cm	15.7cm	140	SR=0.116a+0.003m+0.944	0.452
	30～39cm	30.3cm	97	SR=0.190a+0.005m+0.919	0.449
	40～49cm	40.7cm	91	SR=0.257a+0.007m+0.868	0.487
	50～60cm	54.4cm	77	SR=0.399a+0.007m+0.844	0.407
ざらめ雪 乾雪	10～20cm	15.0cm	51	SR=0.261a+0.005m+0.808	0.513
	30～39cm	30.0cm	44	SR=0.513a+0.008m+0.676	0.778
	40～49cm	40.8cm	49	SR=0.546a+0.009m+0.639	0.523
	50～60cm	50.4cm	39	SR=0.677a+0.011m+0.524	0.539
ざらめ雪 湿雪	10～20cm	15.0cm	55	SR=0.357a+0.006m+0.761	0.582
	30～39cm	30.0cm	48	SR=0.577a+0.009m+0.630	0.554
	40～49cm	40.0cm	48	SR=0.725a+0.011m+0.543	0.607
	50～60cm	50.0cm	41	SR=1.043a+0.012m+0.442	0.629

表 2　応答倍率の比率 IR と，振動数 f との関係
（10Hz の応答倍率を 1 とする）

雪質	N	関係式	R^2
しまり雪（乾雪）	102	$IR=4.1\times10^{-3}\times f^{2.41}$	0.989
ざらめ雪（乾雪）	44	$IR=4.5\times10^{-3}\times f^{2.34}$	0.992
ざらめ雪（湿雪）	48	$IR=4.1\times10^{-3}\times f^{2.37}$	0.994

４．地震動による雪崩の発生評価手法

４．１　雪崩発生評価モデルの検討

ここでは，弱層から雪崩が発生する表層雪崩を対象とする．本研究では松澤ら [3)]が示した地震動を考慮した積雪安定度 SI_E'を求める式に、表 1、表 2 で得られた結果をもとに、任意の高さにおける水平震度 a'を用いた式を雪崩発生評価式とする(式(1)(2))(図 4)．

$$SI_E' = \frac{CL + \sigma_n L(\cos\psi - a'\sin\psi)\tan\varphi + \Sigma_t D}{\sigma_n L(\sin\psi + a'\cos\psi)} \tag{1}$$

$$a' = a\{(SR_{10Hz} - 1)IR + 1\} \tag{2}$$

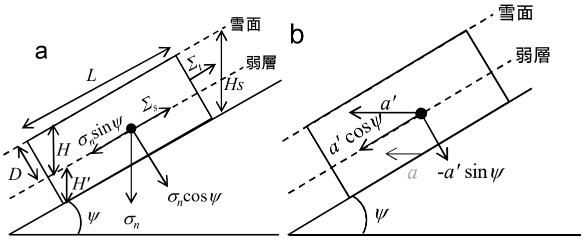


図 4　斜面積雪に作用する力
(a)斜面積雪の荷重 σ_n と強度 Σ_s, Σ_t
(b)地震動による外力 a'

ここで，C は積雪粒子の凝集力(N/m²)，L は弱層から上部の積雪層の長さ(m)，σ_n は単位面積あたりの弱層上の積雪荷重(N/m²)で，弱層上の積雪層の厚さ D(m)と密度 ρ(kg/m³)および重力加速度 g(m/s²)から求まる($\sigma_n=g\rho D$)．ψ は斜面勾配(°)，Σ_t は雪の引張強度(N/m²)である．φ は雪粒子の内部摩擦角で，新雪，こしまり雪，こしもざらめ雪の場合においては $\tan\varphi=0.21$ とし，それ以外の雪質では考慮しない [4)]．

水平震度 a'は表 1 で得た式が振動実験よりも大きい積雪深でも成り立つと仮定し，任

意の高さにおける振動数が 10Hz としたときの応答倍率 SR_{10Hz} を求める。次に、表 2 で得た式を用い、任意の振動数 f における応答倍率の比 IR を求める。これらを式(2)に代入し、水平震度 a'が求まる.

雪崩の発生時における積雪安定度は, 実際の斜面は積雪の側面等の繋がりがあるため 1 とはならない. 実際の雪崩事例からの臨界値の検討 [5] を参考に, 本稿においては雪崩発生の目安となる積雪安定度を 1.5 以下の場合とした.

４．２　雪崩発生評価モデルの検証

2011 年 3 月の長野県北部地震, 2013 年 2 月の栃木県北部地震で発生した雪崩事例を対象にして, 4.1 節で示した雪崩発生評価モデルの検証を行う. 表 3 に示す諸条件を式(1), 式(2)に与え, 地震発生時の斜面の積雪安定度を求める. なお, 引張強度 Σ_t(N/m^2)の調査は現地で行われなかったため, Watanabe[7]が積雪の密度 ρ(kg/m^3)から引張強度を求めた式(3a), 式(3b)を用いた.

$$\Sigma_t = 7.78 \times 10^{-3} \rho^{2.60} (\text{ざらめ雪}) \qquad (3a)$$

$$\Sigma_t = 3.40 \times 10^{-4} \rho^{3.24} (\text{しまり雪}) \qquad (3b)$$

図 5a は, 4.1 節の方法で計算した地震発生時の積雪安定度 SI_E'と, 地震発生前(a=0)の積雪安定度 SI を比較したものである. 4 事例中 3 事例で地震発生前に 1.5 以上だった積雪安定度が, 地震時には 1.5 以下に積雪安定度が低下した. すなわち地震によって雪崩が発生した現象をよく再現していると考えられる.図 5b は式(1)で水平震度 a'を用いた場合（本研究の評価方法）と, 地表面における水平震度 a をそのまま用いた場合（既往研究の評価方法）の比較である. 振動数が 4.3Hz であった栃木県北部地震においては, 両評価方法の違いはあまり見られなかった一方, 振動数が 11.2Hz を観測した長野県北部地震において積雪安定度の低下が著しくなった. 既往の評価手法でも積雪安定度は1.5以下を示す結果であったが, 短周期の地震動において, 本研究で示した手法を用いた方がより厳密に評価が可能と考える.

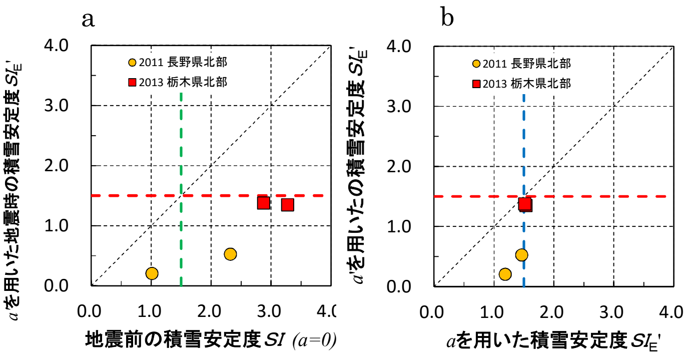


図 5　斜面積雪積雪の安定度計算結果
(a) 式 (1) において地震発生前後の比較
(b) 式 (1) において式 (2) を考慮した場合の比較

5. 雪崩発生評価手法の一般化について

4 章では雪崩発生評価モデルを

表 3　地震によって発生した雪崩事例の条件値

事例	地震 発生年月日と震源地	規模 (M)	水平震度 a ※1	振動数 f ※1 (Hz)	強震度観測所と雪崩発生箇所の距離 (km)	雪崩種類	斜面勾配 ψ (°)	雪崩すべり面の積雪 長さ L (m)	雪質	せん断強度 C (N/m^2)	雪崩すべり面より上部の積雪 荷重 σ_n (N/m^2)	厚さ D (m)	深さ H (m)	密度 ρ (kg/m^3)	主体となる雪質	雪崩すべり面より下部の積雪 深さ H' (m)	密度 ρ' (kg/m^3)	主体となる雪質	積雪観測場所 (備考)
2011長野県北部①	2011/3/12 長野県北部	6.7	0.72	11.2	15	湿雪表層	35	10※2	ざらめ雪	1580	1178	0.61	0.75	197※2	ざらめ雪	1.62	197※3	ざらめ雪（湿雪）	新潟県十日町市孟地
2011長野県北部②					6	湿雪表層	25	10※2	ざらめ雪	780	1813	0.56	0.62	330※2	ざらめ雪	2.04	330※3	ざらめ雪（湿雪）	新潟県十日町市野中
2013栃木県北部①	2013/2/25 栃木県北部	6.3	1.25	4.3	4	乾雪表層	42	9.5	こしもざらめ雪	1510	744	0.41	0.55	185	しまり雪	0.99	316	ざらめ雪（乾雪）	栃木県日光市奥鬼怒
2013栃木県北部②						乾雪表層	42	9.5	こしもざらめ雪	2890	1626	0.74	1.00	224	しまり雪	0.66	224	ざらめ雪（乾雪）	栃木県日光市奥鬼怒

※1　水平震度 a は最大値、振動数 f は水平震度最大値での値を示す　※2 文献[1]の図からの読み取り値。　※3 データがないため、上部の積雪の密度を代用した[1]。

示し，実際に発生した雪崩を対象に積雪安定度を求め，この評価モデルが適切に実現象を再現すること確認した．ここでは，任意の条件下で発生する地震動に対して，積雪安定度の値を求める手法を検討する．

式(1)において，雪の引張強度 Σ_t(N/m^2)は式(3a)(3b)より，凝集力 C(N/m^2)は Watanabe[7)]が積雪の密度 ρ(kg/m^3)からせん断強度 Σ_s(N/m^2)を求める式(4a)(4b)(4c)を示している．

$$\Sigma_s = 3.56\times10^{-5}\rho^{3.36}(\text{ざらめ雪・しもざらめ雪}) \quad (4a)$$

$$\Sigma_s = 3.73\times10^{-4}\rho^{3.08}(\text{しまり雪}) \quad (4b)$$

$$\Sigma_s = 6.18\times10^{-4}\rho^{2.70}(\text{ぬれ雪}) \quad (4c)$$

積雪の密度 ρ(kg/m^3)は文献[8)]に雪質に応じた積雪の密度の記載がある(表 4)．弱層上の積雪層の厚さ D(m)は文献[5)]を参考に 0.6m～0.7m と仮定することができる．斜面勾配 ψ (°)，弱層から上部の積雪層の長さ L(m)は，対象とする斜面の形状から求まる．

式(2)における $SR_{10\mathrm{Hz}}$，IR については**表１**，**表２**より求めることができる．入力地震動である水平震度 a ならびに振動数 f の設定は，過剰な値を想定することは避け，短周期型の地震で雪崩発生履歴のある長野県北部地震の水平震度，振動数を想定するのが現時点では望ましいと考える．

表 4　積雪の分類と密度値 [8)]

雪質	しまり雪	ざらめ雪	こしもざらめ雪	しもざらめ雪
密度(kg/m3)	200～500	300～500	200～400	250～400

参考文献

1) 上石勲,本吉弘岐,石坂雅昭,佐藤威,2012:2011 年 3 月 12 日に発生した長野県北部地震による雪崩発生状況と地震の影響,雪氷,**74-2**,pp-159-169.

2) 松下拓樹,松澤勝,中村浩,2014:地震時の雪崩発生条件に関する検討-2013 年 2 月の栃木県北部地震の事例-,第 57 回(平成 25 年度)北海道開発技術研究発表会

3) 松澤勝,加治屋安彦,伊東靖彦,2002:地震発生時の斜面積雪の安全率評価に関する一考察,北海道の雪氷,**26**,pp95-98.

4) A.Zeidler and B.Jamieson,2006: Refinements of empirical models to forecast the shear strength of persistent weak snow layers:Part A:Layers of faceted crystals:*Cold Regions Science and Technology*,**44**,PP194-205.

5) Perla, R:Slab avalanche measurements,1977: *Canadian Geotechnical Journal*,**14**, 206-213.

6) 松下拓樹,中村浩,松澤勝,2014:地震による雪崩発生条件に関する検討,寒地土木研究所月報,**733**,pp39-44.

7) Watanabe,Z:The influence of snow quality on the breaking strength, 1977: *Sci.Rep.Fukushima Univ.*,**27**,27-35.

8) 公益社団法人日本雪氷学会編,2014:新版 雪氷辞典,pp246.

2015 年 12 月 30 日に北海道旭岳奥盤の沢で発生した雪崩の調査報告

Report on an avalanche occurred at Oku-banno-sawa, Mt. Asahi, Daisetsuzan National Park, on December 30, 2015

尾関俊浩（北海道教育大学札幌校），榊原健一（北海道医療大学），
宮下岳夫（(株)アルパインガイドノマド），大西人史（北海道立総合研究機構林産試験場），
佐々木大輔（GUIDE BANKEI），中川伸也（Natures），青木倫子（マウンテンフロー）
Toshihiro Ozeki, Ken-Ichi Sakakibara, Takao Miyasita, Hitoshi Onishi,
Daisuke Sasaki, Shinya Nakagawa, Michiko Aoki

1．はじめに

2015 年 12 月 30 日 11:40 頃，北海道旭岳南西斜面，盤の沢から一本南に位置する通称奥盤の沢（または裏盤の沢）をスノーボーダーが滑走中に雪崩が発生した（図 1）．この雪崩の発生は目撃者がおり，雪崩を誘発したスノーボーダー1 名が雪崩に巻き込まれた可能性があるとの通報がなされた．12 月 30 日午後より周辺のスキーヤー，北海道警察および自衛隊による埋没者の捜索が行われたものの埋没者は発見されず，翌 12 月 31 日に捜索は打ち切られた．

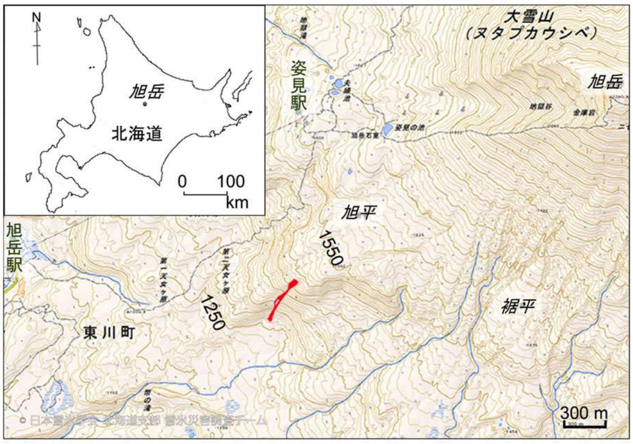


図 1　大雪山旭岳周辺の地図．朱色は雪崩跡を示す．国土地理院電子国土 web に加筆．

北海道支部雪氷災害調査チームは雪崩調査チームを編成し，翌 12 月 31 日に雪崩発生場所の現地調査を行った．山岳地帯の調査は雪中登山技術と的確な進退判断を必要とすることから，本調査において調査チームは研究部門 2 名とガイド部門 4 名，前日から現地で捜索活動に当たっていたガイド 1 名の計 7 名のメンバーで構成することとした．さらに後日，救助等に関わった関係者への聞き取り調査を行った．本稿では現地調査によってわかった雪崩の規模，発生区の積雪状況，弱層と雪崩斜面の安定度について報告する．

表 1　12 月 30 日に発生した雪崩の破断面および規模．

破断面			
緯度	N43°39'04"	経度	E142°49'30"
標高	1475 m	方位	南西
斜度	積雪表面 47°, 滑り面 41°	長さ	69.9 m (直線距離), 82.5 m (総長)
厚さ	96 cm（積雪表面より 120 cm 深） 最大 170 cm		
弱層の雪質	こしもざらめ雪　粒径 0.2-1.0 mm	融解再凍結層上に発達	
雪崩規模			
全長	360 m	幅	最大 30 m
標高差	約 217 m		

２．雪崩調査

２．１．調査の概要

大雪山旭岳（2291 m）は北海道のほぼ中央に位置し，海から離れていることから雲粒の付いていない綺麗な雪結晶がよく観察される山域である．また，このパウダースノーがスキーヤーらに人気であり，最近では新雪を求めて入山する外国人が急増する傾向にあることから，今後この山域における雪崩事故の発生増加が危惧される．

2016 年 12 月 30 日，旭岳の標高 1475 m 付近の南西斜面で発生した雪崩は，スノーボーダー1 名が巻き込まれた可能性があったため，北海道警察航空隊および自衛隊による捜索活動が行われた．本調査を行った 12 月 31 日は雪崩堆積区で引き続き捜索が行われていたため，道警捜索現地本部と打ち合わせを行い，許可を得て雪崩発生現場に立ち入った．

現地調査は雪崩規模を計測するとともに，発生原因を調査するために，発生区において積雪調査を行なった．調査項目は以下の 3 項目である．

(1) 雪崩規模の測定，
(2) 破断面の積雪調査，
(3) デブリの密度調査．

積雪調査の項目は，層構造，雪質，密度，雪温，硬度，弱層のせん断強度（シアーフレーム）である．

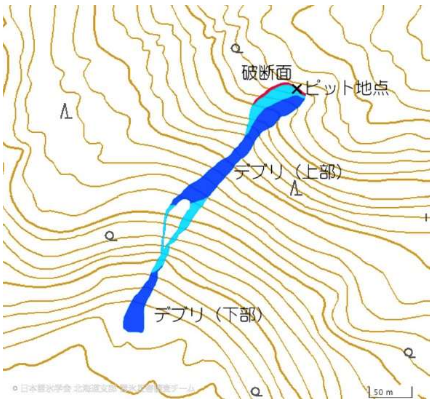


図 2 雪崩の範囲．朱線は破断面，濃い青はデブリを示す．国土地理院電子国土 web に加筆．

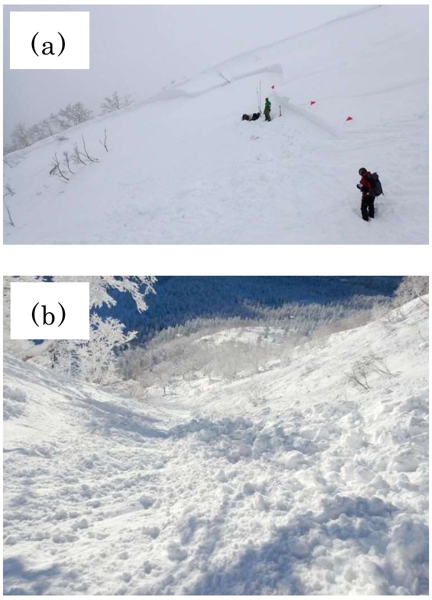


図 3　雪崩跡の写真．(a)破断面．12 月 31 日撮影．(b)下流を向いて撮影した堆積区．12 月 30 日菊地基氏撮影．

図 4 破断面の積雪断面．

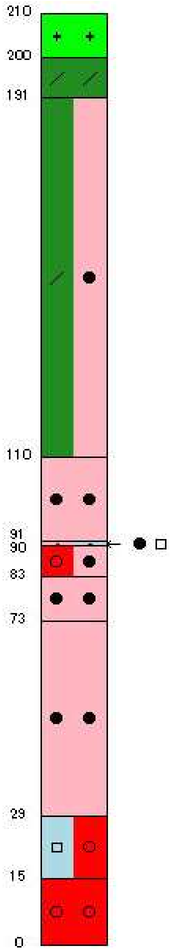
２．２．調査結果

雪崩の規模は，走路縁を歩き，GPS で位置をトラックしながら発生区，走路，堆積区を決定した．図 2 に GPS より推定した雪崩の規模を示した．朱線は破断面の位置，濃い青はデブリを表している．雪崩は谷筋に沿って流れ下り，斜面の緩やかな上部と下部の 2 箇所にデブリが堆積していた．この観測データより求めた雪崩の規模を表 1 に示す．雪崩は全長 360 m，幅最大 30 m，標高差約 217 m であった．また破断面の長さは直線距離で 69.9 m であった．図 3 は雪崩跡の写真である．図 3 (a)は 12 月 31 日の調査日に破断面を撮影した写真であり，上部破断面と側部破断面の一部が見える．写真手前は谷筋に沿って堆積したデブリである．スノーボードまたはスキーのトレースが 3 箇所確認され，その 1 つを選択し破断面の調査を行なった．観測位置の決定には観測時の 2 次雪崩発生を勘案し，写真右から 3 番目の旗の手前とした．図 3 (b)は雪氷災害調査チームのメンバーでもある旭岳ビジターセンター菊地基氏が 12 月 30 日の雪崩発生直後に雪崩堆積区で下流を向いて撮影した写真である．谷筋に沿ってデブリが堆積し

ているのが見える．写真右手の斜面から雪崩が発生し，この谷筋に沿って流れ下った．これらの写真より，発生したのは面発生表層雪崩であり，デブリにはブロック状の雪塊が見られ，スラブ状の積雪層が雪崩層を形成したことがわかる．

図 4 は標高 1475 m，南西斜面の破断面に対して垂直な面の積雪断面の写真である．斜度は積雪表面で 47°，滑り面で 41°と急斜面であった．図 5 に雪温，密度，硬度（プッシュゲージ）の鉛直プロファイルを示す．また図 6 は破断面の積雪構造である．地表から 90-91 cm の層で破断が確認された．この弱層となった層の雪質は，しまり雪とこしもざらめ雪であり，その下には融解再凍結層と思われるざらめ雪としまり雪からなる層があった．図 7 の写真は 90～91 cm の弱層の結晶である．所々にこしもざらめ雪の角張った結晶が観察される．また，上載積雪に融解は見られなかった．観測時の雪温分布からも，乾雪雪崩であったことが裏付けられる．

弱層においてシアーフレームテストを行い，上載積雪と斜度から斜面安定度 SI を求めた．場所を変えて 2 回行ったところ，SI=1.8 と 2.9 を得た．また，断面調査のすぐ近くでシャベルコンプレッションテストを 4 回（2 人×2 回）実施したところ，破断した弱層において，CTE1 回，CTM3 回の結果を得た．破壊様式は全て SP であり，破壊の伝搬性が高い弱層であったことがうかがえる．以上より，所によっては斜面安定度が低く，弱層の破壊が平面的に伝搬して面発生雪崩の発生に繋がったことが推定できた．



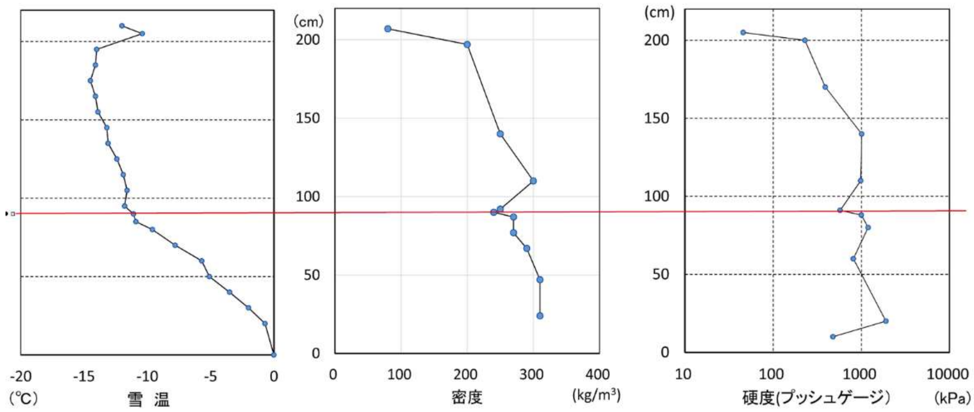
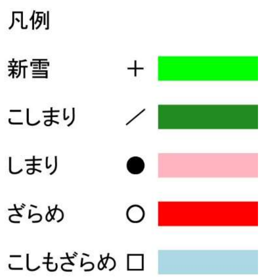


図 5　破断面の積雪観察結果．朱線は破断した弱層の存在する高さ．



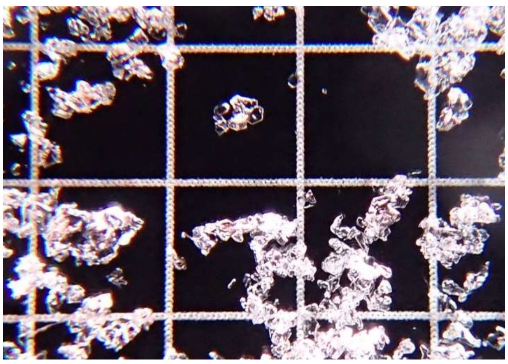


図 7　こしもざらめ雪を含む弱層の結晶．粒径 0.2-1.0 mm．ゲージは 3 mm メッシュ．

図 6　破断面の積雪構造．90-91 cm が弱層．目盛は地面からの鉛直高さ．

堆積区では捜索中のため，調査は雪崩規模とデブリ密度の計測のみ行った．デブリ層の密度は230～260 kg m^{-3}であった．

３．こしもざらめ雪の発達した気象条件の考察

積雪の中間層に発達したしもざらめ雪系の弱層が見られる場合には，その層が表面付近にあったときの気象条件がその形成に関わっている場合が知られている例えば1)．雪崩発生前の気象を総観的に見ると，12 月 24 日に低気圧が近づき北海道にも暖気が流れ込んだあと，25 日以降は低気圧の通過により冬型となり，それが 29 日まで続いた．30 日には冬型が緩み高気圧に覆われて晴れた中で，雪崩が発生した．図 8 に奥盤の沢から近い志比内アメダス（N43˚38.6', E142˚34.9', 標高 310 m）の 12 月 24 日から 12 月 30 日昼までの気象要素の時間変化を示した．志比内では 12 月 24 日の日中に日照があり，また気温が 4℃前後まで上昇した．この地点の標高は 310 m であるので，標高 1500 m 付近では気温はマイナスの可能性がある．そこで旭岳温泉にある北海道の道路防災気象データや旭岳ビジターセンターの気温を参照したところ，12 月 24 日の日中は気温がプラスとなり，12 時頃には+2℃を超えていたことを確認した．共著者の中川が 24 日 11 頃に雪崩現場に近い標高 1560 m 付近で記録したデータにおいても気温－1.5℃，快晴で，南向きの急斜面では日射の影響が強く，雪面は湿雪となっていた．以上より，図 6 の積雪構造で 83～90 cm に見られた融解再凍結層は 24 日に形成されたと推定できる．その上層にこしもざらめ雪が発達し，12 月 25 日以降の西よりの風で発生区に吹き溜まりが形成されて積雪の不安定化に至ったものであろう．

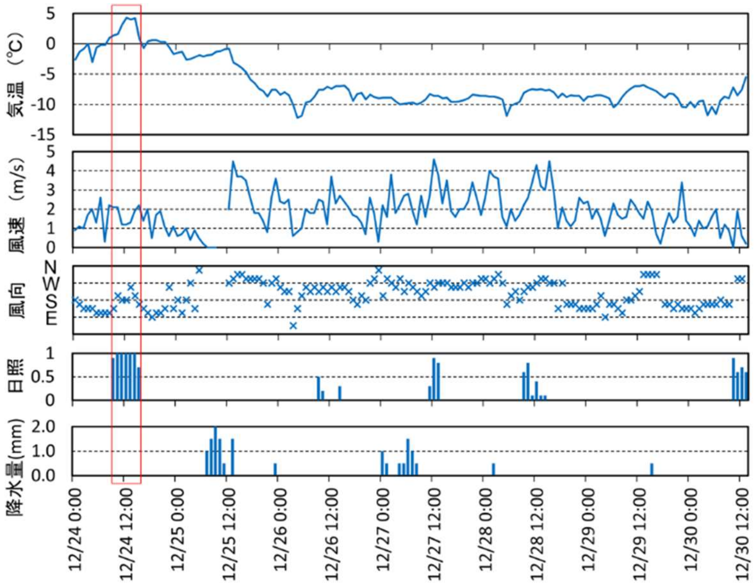


図 8　12 月 24 日から雪崩発生時までの志比内アメダスの気象．朱枠の 24 日日中は気温が高く日照が多い．

４．まとめ

調査チームは2015 年 12 月 30 日に北海道旭岳奥盤の沢で発生した雪崩について現地調査を行った．発生区および堆積区で行った積雪断面調査の結果，こしもざらめ雪を含んだ弱層が見られ，その層が破壊して面発生乾雪表層雪崩が発生したことがわかった．雪崩発生前の気象データより，12 月 24 日の暖気で表層にできた湿雪層の上にこしもざらめ雪の弱層が形成され，その後の冬型によって発生区に吹き溜まりが形成され，30 日には斜面積雪が不安定であったと考察された．

【引用文献】

1) 福沢卓也・秋田谷英次，1992：しもざらめ雪層の急速形成過程の観測．低温科学，A50，1－7．

羊蹄山で 2016 年 3 月 26 日に発生した雪崩の調査報告
Report on an avalanche occurred at Mt. Yoteizan on Mar. 26, 2016

榊原大貴，下山　宏，杉山　慎（北海道大学），立本明広（NORTE），
雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム
Daiki Sakakibara, Ko Shimoyama, Shin Sugiyama, Akihiro Tachimoto,
Snow damage research team of the Hokkaido branch, JSSI

１．はじめに

日本雪氷学会北海道支部では雪氷災害の調査を迅速に行うために，2007/08 年冬期に雪氷災害調査チームを発足させ，これまでに北海道で発生した雪崩事故を中心に雪崩事故調査を行ってきた[1]．調査結果は「*北海道の雪氷*」にて報告されるとともに，概要が雪氷災害調査チームのホームページ（http://avalanche.seppyo.org/snow/）でも公開されている．本報では，2016年3月26日に北海道京極町羊蹄山で発生した雪崩事故の調査結果を報告する．

２．雪崩事故の概要

2016 年 3 月 26 日 10 時 10 分頃，北海道京極町などの羊蹄山（標高 1898 m）で雪崩が発生し，道内に住む 40 歳代のスキーヤーと 30 歳代のスノーボーダーの男性 2 名が雪崩に遭遇し，このうちスキーヤーが行方不明となった．スノーボーダーの 119 番通報を受けて，道警山岳遭難救助隊と自衛隊などが捜索を行った．28 日 12 時 20 分頃にスキーヤーは標高 895 m 付近の深さ約 5.5 m の雪に埋もれて心肺停止状態で発見され，病院に搬送されたが間もなく死亡が確認された．

３．調査結果

雪崩事故発生の翌日 2016 年 3 月 27 日に雪氷災害調査チームの 4 名で現場調査を行った．調査当日は堆積区にて捜索活動が行われていたため，破断面の目視観察と破断面に近い地形条件を持つ近隣の斜面で積雪断面観測を実施した（図 1）．

（１）雪崩の概要と破断面

雪崩が発生した沢の南側の尾根上標高 1340 m 地点より破断面の目視観察・写真撮影を行った（図 2）．雪崩の概要と破断面の詳細を表 1 に示す．雪崩の種類は面発生乾雪表層雪崩であり，走路長よりサイズ 3 と推定された．破断面から埋没地点までは推定距離 1049–1200 m，標高差 500–600 m であり，デブリ末端までは推定距離 1580–1760 m，標高差 700–800 m であった．破断面の厚さは約 30 cm から 1 m であった．破断面は標高約 1400–1500 m の広範囲に分布していた．破断面の下部には融解凍結したと考えられる周辺とは色が異なる層が露出していた．

（２）積雪断面

破断面に近い条件と考えられる京極コース南側の沢，標高 1430 m 地点にて積雪断面を調査した（図 3，4）．調査地点での積雪構造および雪温と密度，硬度の鉛直分布を図 5 に示す．雪面より 20–61 cm には密度・硬度が比較的大きいしまり雪の層が堆積していた．その下の 61–62 cm の領域では，ざらめ／こしもざらめ層が観察された（図 5）．

この層では顕著に硬度が小さかった（10 kPa）（図 5）．また，シャベルコンプレッションテストを 2 人が各々2 回実施したところ，すべて上記のざらめ／こしもざらめ層において， CTE6(SP)，CTM11(SP)，CTH23(RP)，CTH21(SP)という結果を得た [2]．以上の結果から雪面より 61–62 cm のざらめ／こしもざらめ層が弱層と推定された．

表 1　雪崩の概要と破断面

発生地点	N42˚49'58"–N42˚50'02" E140˚48'55"–E140˚49'02"
雪崩の種類	面発生乾雪表層雪崩
サイズ	3
破断面の標高	約 1400–1500 m（目視による観察と地形図から推定）
破断面の方位・斜度	東–南東・約 30˚–40˚
破断面の厚さ	約 30 cm–1 m（沢の対岸からの目視による推定）
走路の幅	約 10 m（目視による観察から推定）
デブリ末端の標高	約 700 m
破断面–デブリ末端	距離：約 1580–1760 m，標高差：約 700–800 m
破断面–埋没地点	距離：約 1040–1200 m，標高差：約 500–600 m

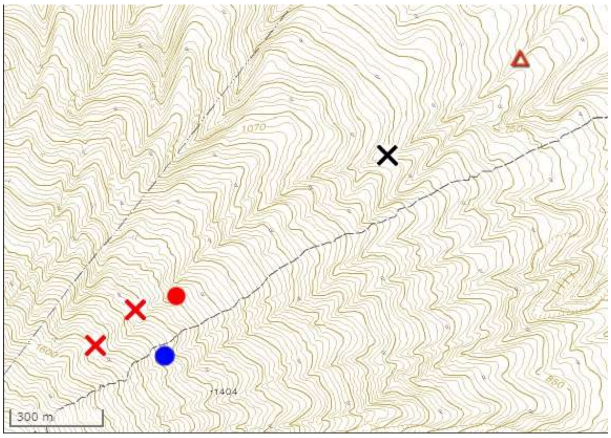


図 1　雪崩発生地点および調査地点．点線は京極コース，赤×は破断面の上・下部，赤●は破断面，青●は積雪の観測地点，黒×は埋没地点，赤△はデブリ末端位置を示す．

図 2　図 1 に示す赤●地点より撮影された破断面．

図 3　調査地点での積雪断面．

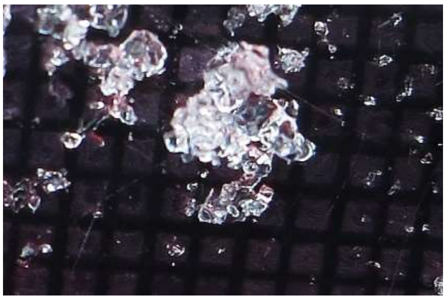


図 4　雪面から 61-62 cm の層を構成するざらめ／こしもざらめの結晶．ゲージは 1 mm ピッチ．

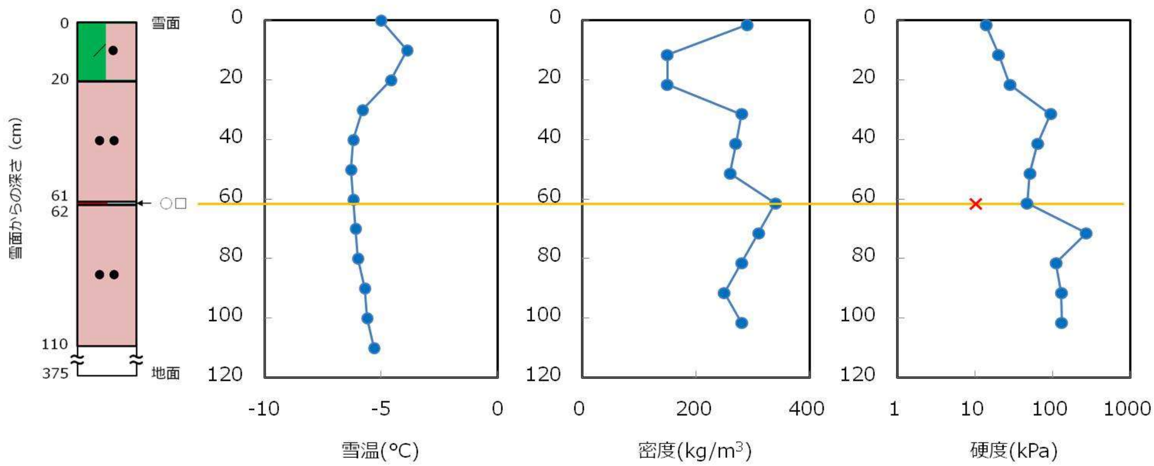


図 5　観測地点における積雪の層構造，雪温，密度，硬度．

4．雪崩発生までの気象条件

図 6 に，アメダス倶知安および（株）野外科学，京極気象観測所の地上気象要素の観測結果を示す．雪崩発生の 10 日前となる 3 月 16 日から 3 日間，日中の気温が 0 °C を大きく上回る気温が観測された．特に 18 日は倶知安・京極ともに約 12 °C まで上昇し，この季節においては非常に高温となった．また，日射量も大きいことから表面融解が促進される気象条件であった．その後，3 月 19 日から 20 日にかけて気温は急激に低下した．3 月 20 日以降は，最高気温が 0 °C をわずかに上回る期間が雪崩発生の当日まで 1 週間ほど続いた．気温の低下と共に風は南から北寄りの風向に変化し，地上では日中 5～8 m/s 程度のやや強い風が観測された．また，降雪も断続的に観測された．

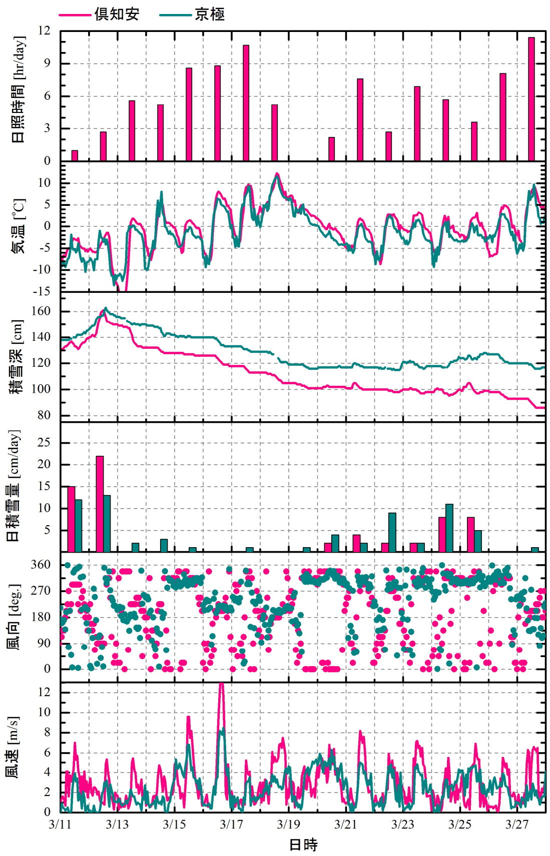


図 6　倶知安および京極における地上気象要素の時系列．

この期間の地上天気図を見ると（図 7），気温が最も上昇した 3 月 18 日は，移動性の高気圧が北海道の東に移動し，西から低気圧が接近していることから，北海道には南からの暖気が流入する気圧配置であった．その後，低気圧の通過とともに西高東低の気圧配置になり寒気の流入が生じた．西高東低の気圧配置はその後，雪崩発生日前日の 3 月 25 日まで継続した．

5．考察

雪崩の起因と考えられる，ざらめ／こしもざらめの弱層は，融解，再凍結，再結晶化による変質作用を受けていた．まず，融解の生じた条件を気象観測結果と照らし合

わせると，雪崩発生 8 日前の暖気流入に伴う高温環境が引き起こしたと考えられる．山麓の地上気温は 10 °C を超えており，また札幌の高層気象データを見ても，18 日 21 時の 850 hPa 高度面（ジオポテンシャル高度 1457 m）の気温は 4.0 °C を記録していたことから，破断面地点でも表面融解をもたらす温度環境であったことが推察される．一方，雪崩発生斜面が北東面であること，積雪層内に細かい層構造が存在しなかったことなどから，日射の影響は顕著ではなかったと考えられる．

18 日にかけて形成された融解層は，その後の気温低下に伴い再凍結した．低気圧の通過後の上空は強い風が吹いており，また孤立峰の急斜面帯であることから，地上観測地点のように放射冷却は卓越しない環境であったとみられる．一方で， 18 日から 20 日にかけての気温低下は非常に顕著であり，20 日 9 時には札幌 850 hPa 面での気温は氷点下−11.8 °C まで低下した．これらのことから，18 日から 20 日にかけての気温の急激な低下が積雪層内に大きな温度勾配を生じさせたことが，再結晶化の原因であったと考えられる．

また，弱層上の積雪は比較的密度が高く，硬度も大きかった．従って，風による再配分の影響をうけた風成雪が北東斜面の沢筋に吹き溜まることで，上載積雪層が形成されたと考えられる．

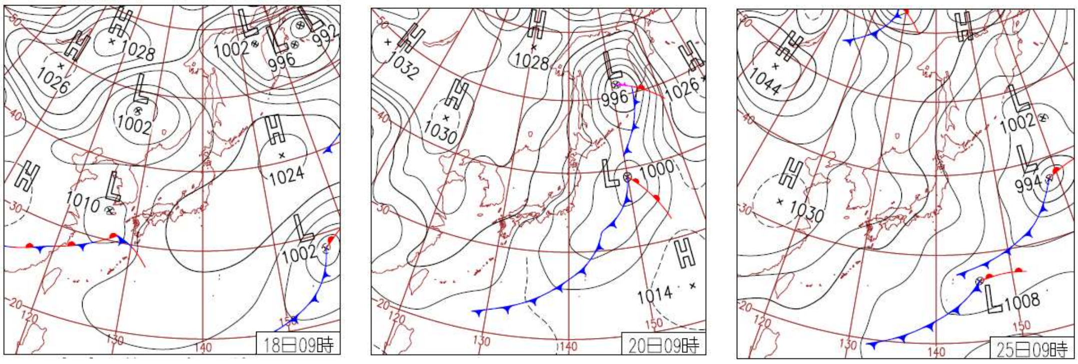


図 7　左より 2016 年 3 月 18，20，25 日 9 時の地上天気図．

６．まとめ

2016 年 3 月 26 日の羊蹄山北東斜面で発生した雪崩事故は，標高約 1400–1500 m の広い領域にて破断面が観測された．この雪崩発生区付近において，融解・再結晶によるざらめ／こしもざらめの弱層が観測された．この弱層は，およそ 1 週間前の暖気流入による表面融解と，その後の寒気流入に伴う急激な気温低下という，非常に大きな寒暖差をもたらした気象条件によって形成されたことが推察された．

謝辞

（株）野外科学より京極気象観測所で取得された気象データを頂いた．ここに感謝の意を表する．

【参考・引用文献】

1) 山田 知充，2014: 活躍する雪氷災害調査チーム: 北海道支部の社会貢献活動，雪氷，**76**, 481-485.

2) 雪氷災害調査チーム，2015: 山岳雪崩大全，山と渓谷社.

豪雪地における身体障がい者の身体活動の実態
～無雪期と積雪期の比較～
Physical activities of physically disabled people living in heavy snowfall area: comparisons between snow-free seasons and snowfall season

須田力（NPO 法人雪氷ネットワーク），尾方寿好，藤丸郁代（中部大学）
水野眞佐夫，笠師久美子（北海道大学）
小笠原英之（NPO 法人 障害者の地域生活を支援する会），浅野目祥子（NPO 法人 手と手）
Tsutomu Suda, Hisayoshi Ogata, Ikuyo Fujimaru, Masao Mizuno,
Kumiko Kasashi, Hideyuki Ogasawara, Sachiko Asanome

【目　的】

北海道と積雪寒冷環境を共有するカナダの Ontario において，在宅の成人の脳性麻痺の人たちが屋外で過ごす時間は,冬季に大きく減少し機能障害が進行すると Wijekoon, S. *et al* (2015)[1] は報告している．北海道において Shirado *et al* (1995) は，脊髄損傷者の 90 %以上の者は冬季でも買い物や医療のために外出せざるを得ないが，車椅子の前輪の雪中の埋没，スリップ，駆動する手のしびれ，凍傷などによる外出困難の問題をあげている[2]．大川戸たち（2008）は，雪上での車椅子移動の実験から，凍結路面での車椅子はスリップで自力走行は困難となり介助者も足が滑って車椅子を押せない、新雪が 3 cm 積もると後輪がスリップして走行不能となり，深雪では車椅子はもとより下肢不自由者，視覚障がい者，高齢者他も歩行に支障をきたすと指摘している[3]．以上の問題背景から，全域が豪雪地の北海道において冬季の身体活動機会が最も不利な状況に置かれている身体障がい者の無雪期，積雪期の外出，運動･スポーツの実態およびその影響要因を明らかにし，今後の方策を探索するための調査を実施した.

【方　法】

北海道内で身体障がい者手帳を持ち，在宅で四肢または下肢麻痺により車椅子を使用して生活している人たちを調査対象者として, 2014 年 2 月～3 月，無記名の自己記入式アンケートを実施した．調査項目は，①身体障がいの内容，ADL(日常生活活動)，治療中の疾患，②無雪期・積雪期別の外出方法，頻度，運動・スポーツ実施状況，利用している施設，③外出困難の理由，④運動スポーツ実施頻度を増やすために必要な条件などであった．本調査計画は，中部大学倫理審査委員会の審査･承認を経て，調査対象者に対してインフォームドコンセントを得て実施した.

表１　有効回答数の内訳　（平均値±標準偏差）

	一般成人	学生	アスリーツ
N	男 9、女 8	男 1、女 2	男 12
年齢範囲（歳）	20～76	9～20	21～48
年　　齢（歳）	44.2±18.0	15.0	36.7±8.4

表 1 に有効回答の内訳を示す．地域別内訳は，札幌 13 名（石狩市を含む），苫小牧 3 名，旭川 12 名（東神楽を含む），士別市 4 名（剣淵を含む）であった．回答者は，アスリートとして活発にスポーツに参加している群，一般成人群，学生群に分類された．本研究では「アスリーツ群」12 名と一般成人 17 名と学生 3 名を合わせた「一般・学生群」との比較検討を行った．

統計処理は，群間の割合は χ^2 検定およびマン・ホイットニ検定を用いた．有意水準の判定は，危険率 0.05 以下とした．

【結　果】

（１）障がいの内容

障がいの内容は，脊髄損傷および麻痺により上肢，下肢，四肢の運動機能に制限を有する者で合わせて言語，視力障害も有する者も各 1 名，その他の障がいが 4 名含まれていた．移動に使用する器具は，一般・学生群およびアスリーツ群で自走式車椅子は，それぞれ 40 %および 75 %，電動車椅子は，0 %および 25 %，杖が 50 %および 20 %，補装具が 25 %および 10 %であった．

（２）健康状態

現在治療中の疾患は，アスリーツ群の 67 %が「なし」と答えたのに対し，一般・学生群では脳神経系，腎泌尿器系，消化器系が 25 %，呼吸器系，整形外科系が 20 %などさまざまな疾患を抱えている者が多かった．何らかの疾患を有する者は，アスリーツ群に対して一般・学生群が有意（$p < 0.05$）に多かった．

（３）ADL（日常生活活動）

ADL の 11 項目のうち食事，入浴，整容，着衣，排尿管理，排便管理，トイレ動作，椅子とベッドの移動，コミュニケーション能力の 9 項目において，アスリーツ群は 90 %以上が自力でできると答えたのに対し，一般・学生群は何らかの介助を必要とする割合が高めであったものの，差は有意ではなかった．「移動」（45 m 以上の歩行）および「階段昇降」の 2 項目においては，「自分一人でできる」と答えた割合は，アスリーツ群がいずれも 75 %であったのに対し，一般・学生群はいずれも 25.0 %と有意（$p < 0.05$）に低かった．

（４）移動能力と冬季の外出の抑制

自分で車を運転して運動・スポーツの目的で外出できるか否かは，冬季の活動性に大きな影響要因となると考えられる．アスリーツ群では，無雪期，積雪期を通して全員が自分で運転して外出ができると答えたのに対し，一般群では無雪期が 29.4 %，積雪期が 11.8 %とはっきり差が見られた（$p < 0.01$）．

「外出で困ったこと」として，「特にない」と答えた割合は，無雪期にはアスリーツ群が 50 %，一般・学生群では 45 %であったが，積雪期にはそれぞれ 16.7 %, 17.6 %といずれも減少し，「移動が困難」と答えた割合は，無雪期と積雪期でアスリーツ群が 16.7 %から 58.3 %，一般・学生群が 30 %から 65 %と大きく増加した．

（５）スポーツの好き嫌い，実施状況

スポーツの好き嫌いも両群で大きく異なっていた．アスリーツ群では，91.7 %が「好き」，8.3 %が「まあまあ好き」と答えていたのに対し，一般・学生群では「好き」が 30 %，「まあまあ好き」が 25 %，「ふつう」が 10 %，「あまり好きでない」が 15 %，「嫌い」が 20 %と分散が大きい．この割合を反映して「普段から運動・スポーツ実施を心がけていますか」という問に対して，アスリーツ群は全員が「心がけている」と答えたのに対し，一般・学生

群では 20 %と有意に低く（p < 0.01），「特に心がけていない」が 75 %，無回答が 5 %と，スポーツへのモーチベーションの低さが懸念された.

実施しているスポーツは，アスリーツ群は，「スケート・アイスレッジホッケー」および「野球・ソフトボール」が 41.7 %，「室内運動具を使った運動」が 33.3 %，「テニス・卓球，車椅子テニス」および「車椅子ラグビー」が 25 %で，いずれも無雪期，積雪期とも同じ割合で，ほかに「車椅子バレー，車椅子バスケットボール」（無雪期 16.7 %， 25%）と多彩なスポーツを積雪期にも楽しんでいた．一方，一般・学生群は「スポーツはしなかった」と答えた者が無雪期 45 %から積雪期には 60 %と増加し，無雪期の「キャンプ，オートキャンプ」（10 %），「サイクリング，サイクルスポーツ」（10 %），「ボート・カヌー」（5 %）などのアウトドアスポーツが積雪期には皆無であった.

「運動・スポーツの実施頻度」，「運動・スポーツによる外出頻度」および「自宅での運動・スポーツ実施状況」について，マン・ホイットニ検定及び χ^2 検定を行った結果，無雪期，積雪期ともアスリーツ群が有意（いずれも p < 0.01）に高かった.

（6）気分・体調

無雪期と積雪期について気分および体調を 5 段階のスケールで比較した結果，無雪期・積雪期ともアスリーツ群が一般・学生群よりも良好な傾向を示し，積雪期の体調についてはアスリーツ群が有意（p < 0.05）に良好な健康状態と答えた.

（7）積雪期の運動・スポーツの実施に必要なこと

図 1 は，積雪期に運動・スポーツの実施頻度を増やすために必要と感じたことを複数回答可であげられた結果を示す.

運動・スポーツ施設の利用時間帯の拡大」は，アスリーツ群の 58 %に対し一般学生群は 0 %，一方「自宅で実施できる運動・スポーツの開発」は，アスリーツ群が 0 %，一般・学生群が 35 %と明瞭に違いが見られた．両群共通にあげられたのは,「身近に運動スポーツができる環境の充実」であった.

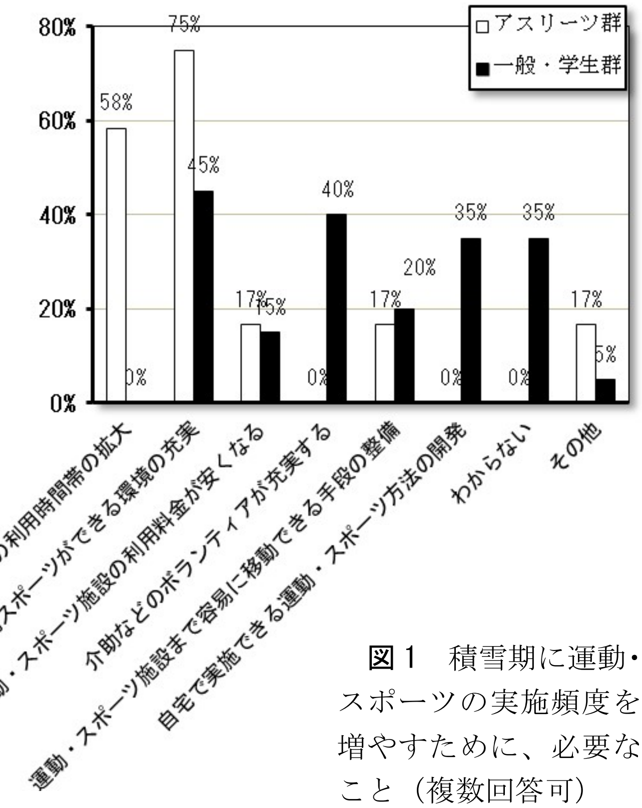


図 1　積雪期に運動・スポーツの実施頻度を増やすために、必要なこと（複数回答可）

自由記述で「運動・スポーツの充実のために望むこと」として，アスリーツ群では，「車椅子での使用を断られたりする」，「利用時間帯の拡大」など施設利用上の行政の理解不足」，制約の問題，一般・学生群では，障がい者への理解,周囲のサポート，社会の理解と認知が進むなどの要望があげられた.

【考　察】

脊髄損傷者は、身体活動性が低く，運動不足により内臓肥満が生じ生活習慣病が進行しやすいことが指摘されている[4]．積雪寒冷地において冬季には路面の堆雪、凍結、シャーベット雪などさまざまな障壁によって車椅子使用者の通行性は妨げられる[5]．大川戸ら（2008）は，圧雪路面，凍結路面における車椅子通行の実験から冬道を車椅子で通行できる条件として「凹凸を無くした硬い路面に砂を散布する」ことによる地域住民の協力を提言している[3]．冬道は車椅子ユーザーの自力の通行が困難で介助者の必要なことが多い．Suda *et al*（2013）は，雪上路面での車椅子の介助は車輪の雪への埋没などにより無雪路面よりも運動強度が増加し，高い筋力発揮が要求されることを報告している[6]．一方，こうした障壁も介助に協力する人を増やすなどで共助の心を広げる機会ともなる．

今回は，Shirado *et al*.(1995) [2]によって指摘されている寒冷暴露下での車椅子走行に伴う身体障がい当事者の健康上の問題，四肢の疼痛，上気道感染，痙攣などの症状，車椅子のスリップや凹凸による転倒など安全性の問題について質問項目を設けなかったが，回答者から今後このような問題も取り上げる様要望があった．

【結　　論】

以上の結果，身体障がい者間においてもアスリーツ群と一般成人，学生の間で，健康状態，ADL,外出の機会，方法，介助の必要度，運動スポーツに対する意欲，実施率，要望事項などで異なっていることが明らかとなった．積雪期に運動・スポーツ実施を可能にするための条件として両群共通にあげられていたのは,「身近に運動・スポーツができる環境が充実すること」であった．一般社会人・学生群においては，自宅で簡単にでき,場所をとらない，お金がかからない運動・スポーツ方法の開発と周囲のサポート体制の充実があげられた．

【参考・引用文献】

1)　Wijekoon, S., K-M. Tran-Nguyen, F. Ismal, et al., 2015 :　Seasonal　Variations　in Outdoor　Activities in Adults with Spasticity. *International Journal of Neurology Research.* **Vol. 1, No.3**, 163-168.

2)　Shirado, O., M. Shundo, K., Kaneda, T. E. Strax, 1995 :　Outdoor winter activities of spinal cord-injured patients. with special reference to outdoor mobility.　*Am. J. Phys. Med. Rehabil*. **Vol. 74, No. 6**, 408-414.

3）　大川戸貴浩，東海林隆，新谷陽子, 2008 : 雪道における車椅子の走行性能基礎実験，雪氷研究大会発表要旨集.

4) 水口正人, 2006:　特論 1.　脊髄損傷者の生活習慣病，脊髄ヘルスケア･Q&A 編, 107-118, http://www.jscf.org/jscf/SIRYOU/healthcare/Q&A/tokuron-1.pdf.

5）財団法人国土技術研究センター編, 2011: 増補改訂版　道路の移動等円滑化整備ガイドラインー道路のユニバーサルデザインを目ざして，第 11 章　積雪寒冷地における配慮, 287-302.

6）Suda, T., Y. Uenishi, M. Mizuno, H. Nakazumi, 2012 :　Physiological responses to simulated ambulance work tasks in residents of snowy regions. 7th *International Conference on Snow Engineering.* 120-131.

冬道歩行の健康体力科学的研究

A study on walking on sidewalks in winter from health and fitness perspective.

鑓野目純基，石井元気，吉田拓登，侘美靖（北海道文教大学大学院健康栄養科学研究科）
須田力（NPO 法人　雪氷ネットワーク）
Junki Yarinome，Genki Ishii，Takuto Yoshida，Yasushi Takumi，Tsutomu Suda

1. はじめに

健康の保持増進には，通年の身体活動実施が不可欠であることが国際的にも認められている(身体活動のトロント憲章，2010)[1]．しかし冬道歩行には転倒の危険性が常に伴うことから，積雪寒冷地域住民にとって冬季の身体活動量確保は大きな課題である．鈴木(2014)は，札幌市の高齢者を対象とした調査で，積雪凍結路面が転倒への恐怖や外出機会の減少に関係していることを報告している[2]．　これまで，冬季路面条件の評価として，秋田谷と山田(1994)は，道路管理の面からみた目視による路面分類について報告している[3]．この分類を参考にしつつ，健康体力科学的視点から歩行路面状況と歩行者の主観的な感覚との関係について検討する必要がある．我々は，積雪寒冷地に暮らす人々の日常的な生活条件において，冬道歩行における歩行パラメーターや主観的な感覚による路面評価について探索した．

2. 方法

平成 28 年 2 月 12 日～3 月 7 日を冬道，同年 4 月 4 日～5 月 2 日を無雪での測定日とし，北海道恵庭市の北海道文教大学構内で測定実施した．調査対象者は同大学教員および学生 15 名とした．対象者のうち男性 5 名は異なる路面条件下における差異をみるため複数回の測定を行った．表 1 に調査対象者の身体特性を示す．服装は，対象者個々の日常に即した条件を重視するため通勤，通学時の服装とした．測定時の転倒の危険と安全面の配慮のため調査対象者にヘルメットを着用させた．スリップなどの不安がある場合には，申し出により装着式スパイクを貸与し測定を行った．測定項目は，(1)気温，(2)湿度，(3)路面分類[4]，(4)路面の滑りやすさの測定，(5)歩行パラメーターとして歩数(歩/分)，ストライド(cm)，歩行速度(m/分)（スズケン社 Lifecorder®EX 使用），(6)著者らが作成した冬道歩行難易度自覚スケール(図 1)とした．なお(4)滑りやすさの測定は，底面形状が縦 19 cm×横 12 cm，重量 2310 g のアルミ素材で進行方向先端が丸められた測定器を各路面上でフォースゲージ(アイコーエンジニアリング社製 RZ-50)を用いて計測し，この測定値から静止摩擦係数を算出し［測定値/(測定器重量×重力加速度)］滑りやすさとした．歩行コースは大学周囲 1,700 m とし，歩行終了後，対象者に冬道歩行難易度自覚スケールを記入させた．圧雪路面，氷板路面，無雪路面（以下，圧雪，氷板，無雪）における歩数(歩/分)，ストライド(cm)，歩行速度(m/分)および冬道歩行難易度自覚スケールの回答に差異があるかを検討した．統計解析は，歩数，ストライド，歩行速度

表 1 調査対象者の身体的特性(平均値±標準偏差)

	性別	n数	年齢	身長	体重	着衣体重
冬道	男性	9	42.8±20.3	169.3±6.4	69.2±5.0	71.2±4.6
	女性	6	31.8±7.1	158.2±5.4	53.4±4.2	55.3±4.4
無雪	男性	9	42.8±20.3	169.3±6.4	69.0±5.4	70.2±5.5
	女性	6	31.8±7.1	158.2±5.4	53.9±4.9	54.9±4.9
	計	15	38.4±16.6	164.9±8.0	63.8±8.8	65.4±8.9

の路面間比較は，一元配置分散分析および対応のある t 検定を用いた．冬道歩行難易度自覚スケールの三路面間比較はクラスカル・ワーリス検定および多重比較検定（Steel-Dwass 法）を用いた．有意水準を 5 %未満とした．本調査は，北海道文教大学倫理審査委員会の承認(承認番号 27011)を得て行われた．研究対象者には研究の目的と内容，協力中止の権利について文書と口頭で説明し，同意書を得て調査を開始した．

「冬道歩行」難易度自覚スケール

氏 名 ＿＿＿＿＿＿＿＿ [CODE] ＜記入不要＞

該当する番号に○印をつけてください。

日 時 　年　月　日　時ごろ

状況等

Ⅰ 全体として	歩きやすかったですか	1. 全く影響を受けないで 自分のペースで歩ける 2. 少し気を使いながら 自分のペースで歩ける 3. だいぶ気を使いながら 自分のペースで歩ける 4. 無理をすればなんとか 歩ける 5. 歩けない

Ⅱ 精神的に	A 集中力が必要でしたか	1. まったく必要なかった 2. ほとんど必要なかった 3. どちらともいえない 4. 少し必要だった 5. かなり必要だった
	B 危険予測が必要でしたか	1. まったく必要なかった 2. ほとんど必要なかった 3. どちらともいえない 4. 少し必要だった 5. かなり必要だった
	C 路面への目配りが必要でしたか	1. まったく必要なかった 2. ほとんど必要なかった 3. どちらともいえない 4. 少し必要だった 5. かなり必要だった

今日の路面状況に選択した靴は適切でしたか　はい ・ いいえ

【お気づきのことがあれば記入してください】

Ⅲ路面状況は	A 凸凹路面でしたか	1. (平坦で)まったく問題なく歩ける 2. 注意しながら歩ける程度 3. 少し苦労しながら歩ける程度 4. 大変苦労して歩ける程度 5. 歩けないほどひどい状態
	B 前後方向の傾斜・スリップはありましたか	1. まったくない 2. 注意しながら歩ける程度 3. 少し苦労しながら歩ける程度 4. 大変苦労して歩ける程度 5. 歩けないほどひどい状態
	C 左右方向の傾斜・スリップはありましたか	1. まったくない 2. 注意しながら歩ける程度 3. 少し苦労しながら歩ける程度 4. 大変苦労して歩ける程度 5. 歩けないほどひどい状態
	D 予期せぬ方向へのスリップはありましたか	1. まったくない 2. 注意しながら歩ける程度 3. 少し苦労しながら歩ける程度 4. 大変苦労して歩ける程度 5. 歩けないほどひどい状態
	E 足元の踏ん張りが利きましたか	1. よく利いてまったく問題ない 2. 少し注意が必要な程度利いた 3. 少し苦労しながら歩ける程度利いた 4. 大変苦労して歩ける程度しか利かない 5. 歩けないほどひどい状態
	F 雪の深さの影響	1. まったく問題なく歩ける 2. 注意しながら歩ける程度 3. 少し苦労しながら歩ける程度 4. 大変苦労して歩ける程度 5. 歩けないほどひどい状態

図 1 冬道歩行難易度自覚スケール

3. 結果

3-1　路面の滑りやすさ

各路面の滑りやすさの平均値は圧雪 0.76, 氷板 0.67, 無雪 0.77 で氷板が最も滑りやすかった．今回の測定値にはばらつきが大きく，三路面間に有意差は認められなかった．

3-2　歩行パラメーター（歩数，ストライド，歩行速度）

圧雪，氷板路面を歩行した者の歩数，ストライド，歩行速度を，自身の無雪歩行時と比較した結果を表 2 に示した．「歩数」は，無雪歩行時に対して圧雪歩行時はわずかに減少したが有意差は認められなかった．また氷板歩行時は無雪歩行時とほとんど変化がなかった.「ストライド」は，無雪歩行時に対して圧雪歩行時に平均 2.0 cm 減少したが有意な差ではなか

表 2 歩数，ストライド，歩行速度の比較(平均値±標準偏差)

	圧雪 (n=8)	無雪 (n=8)	圧雪vs無雪
歩数 (歩/分)	121.5±8.0	124.8±4.6	n.s.
ストライド (cm)	72.8±7.2	74.8±10.2	n.s.
歩行速度 (m／分)	88.5±11.1	93.3±13.2	p=0.071

	氷板 (n=7)	無雪 (n=7)	氷板vs無雪
歩数 (歩/分)	123.7±8.1	122.2±3.3	n.s.
ストライド (cm)	72.8±5.8	77.9±6.8	p<0.01
歩行速度 (m／分)	89.9±7.5	95.2±9.0	p=0.057

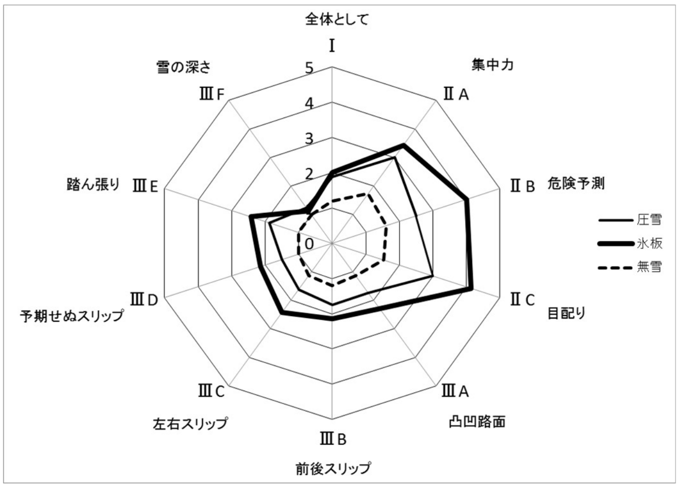


図 2 圧雪，氷板，無雪における回答の比較

った．一方，氷板歩行時は無雪歩行時より平均 5.1 cm の有意($p < 0.01$)な減少が認められた．「歩行速度」は，無雪歩行時に比べ圧雪歩行時は平均 4.8 m/分遅くなったが有意ではなかった($p=0.071$)．氷板歩行時は無雪歩行時より平均 5.3 m/分の速度低下がみられたが有意ではなかった($p = 0.057$).

3-3 冬道歩行難易度自覚スケール

図 2 に圧雪，氷板，無雪歩行時それぞれの難易度自覚スケール回答平均値を示した．いずれの項目でも無雪歩行時の平均値が最も低く，次いで圧雪，氷板の順で高くなった．

表 3 各質問項目における路面間の多重比較検定の結果

	三路面	圧雪vs無雪	氷板vs無雪	圧雪vs氷板
Ⅰ　全体として歩きやすさ	p<0.01	p<0.05	p<0.05	n.s.
ⅡA　集中力の必要性	p<0.01	p<0.05	p<0.05	n.s.
ⅡB　危険予測の必要性	p<0.01	n.s.	p<0.01	p<0.05
ⅡC　目配りの必要性	p<0.01	p<0.01	p<0.01	n.s.
ⅢA　凸凹路面	p<0.01	n.s.	p<0.01	n.s.
ⅢB　前後スリップ	p<0.01	n.s.	p<0.01	n.s.
ⅢC　左右スリップ	p<0.01	n.s.	p<0.01	n.s.
ⅢD　予期せぬスリップ	p<0.01	n.s.	p<0.01	n.s.
ⅢE　足元の踏ん張り	p<0.01	p<0.01	p<0.01	n.s.
ⅢF　雪の深さの影響	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.

表 3 に，圧雪，氷板，無雪の三路面間の多重比較検定の結果を示した．上位検定である三路面全体の比較では，ⅢF(雪の深さの影響)を除くすべての項目で有意な差($p < 0.01$)が認められた．下位検定の二路面間比較では，圧雪 vs 無雪においてⅠ，ⅡA，ⅡC，ⅢE で有意に異なっていた．氷板 vs 無雪ではⅢF 以外のすべての項目で有意に異なっていた．圧雪 vs 氷板ではⅡB のみが有意に異なっていた($p < 0.05$).

4. 考察

4-1　路面の滑りやすさ

大川戸ら(2014)[5]による実験的に造成された路面における滑りやすさは, 圧雪 0.73, 氷板 0.39, 無雪 0.79 であった．本調査の結果では，圧雪と無雪で近似していたが，氷板では高い値となった．自然状態の歩行路面では，路面の凹凸や陥入抵抗などの影響があったと推測され，今回はこれら条件を十分加味できていなかったと考えられる．

4-2　歩行パラメーター（歩数，ストライド，歩行速度）

今回，無雪歩行時に比べ氷板歩行時のストライドでは有意な短縮が認められたが，歩行速度は圧雪歩行および氷板歩行のいずれも有意ではないものの減速の傾向が見られた．大川戸ら[5]は，実験的に造成した条件では圧雪と無雪では平均歩行速度に大きな変化はないが，氷板は圧雪や無雪に比べ 20～30 %低下すると報告している．本研究結果は，圧雪 vs 無雪の歩行速度については大川戸らの報告と一致していた．しかし，氷板 vs 無雪では減速の傾向はあったが統計的有意ではなかった($p = 0.057$)．今後のデータ蓄積により造成した条件ではない自然環境での氷板および無雪における歩行速度の関係がより明確になると推測される．

本研究では，可能な限り対象者の日常の状態を重視するよう心がけ，特別な冬靴やストック

等は使用せず対象者自身の履き慣れた靴で測定した．この条件での結果を上述したが，詳細に測定状況を確認したところ，他の研究対象者と状況の異なる 2 例が確認できた．1 例目は冬道(圧雪歩行)ではハイカットのブーツ，無雪歩行時に踵高 5 cm の靴を履いていたため，無雪時に比べ圧雪歩行時のストライドが伸長し歩行速度が早かった．2 例目は現役のアイスホッケー選手であったため氷板での歩行速度が無雪時より早かった例であった．この 2 名を除いて改めて解析すると，無雪に対し圧雪，氷板それぞれの歩数差は-3.9 歩(n.s.)，+0.5 歩(n.s.)，またストライドは-3.9 cm($p < 0.01$)，-5.8 cm($p < 0.01$)，さらに歩行速度は-7.8 m/分($p < 0.05$)，-6.9 m/分($p < 0.05$)となった．測定結果に対象者が選択した靴などの影響が出ることは予想されるが，これは個々人の日常生活重視を建前とする本研究の限界でもある.今後はさらに幅広い年齢層を対象にデータ収集を行い，履物の種類と特性を加味した検討を進めることが課題の 1 つと考えられる．

4-3　冬道歩行難易度自覚スケール

冬道歩行難易度自覚スケールによる三路面の比較結果から,歩行難易度の自覚には差があり,図 2 のレーダーチャートのパターンからも明らかなように，歩行者は氷板，圧雪，無雪の順で高い難易度を感じていた．　二路面間の比較から，無雪に比べ圧雪歩行では特に「集中力」(ⅡA)と「路面への目配り」(ⅡC)が必要で，さらに「足元の踏ん張り」(ⅢE)への注意が必要だと分かった．一方，氷板は難易度自覚スケールの「ⅢF 雪の深さの影響」以外の全項目で無雪より難易度が高く感じられており，圧雪歩行より不安を強く感じる場面が多いことが確かめられた．圧雪歩行と比較して氷板歩行時に「危険予測」(ⅡB)の必要性を強く感じていた．これらの結果から，冬道の路面状況を主観的に評価することの可能性が確かめられた．個人のバランス能力など身体能力との関係についても今後検討が必要である．

5. まとめ

自然な状態での圧雪，氷板，無雪それぞれの歩道路面における滑りやすさに有意差が認められず路面の凹凸や陥入抵抗の影響が考えられた．スポーツ活動などの生活歴や日常的に履く靴などによる個人差はあるが，無雪に比べ氷板や圧雪の歩行では毎分歩数に差はないが，ストライド短縮，歩行速度減少の傾向が見られた．冬道歩行難易度自覚スケールにより歩行者の主観的情報を得ることで，歩行者の視点にたった路面評価ができる可能性が示唆された．また安心して意欲的に冬道を歩行するためには，滑りやすい路面への対応能力を高めるための筋力や敏捷性などの身体機能の向上などとともに，集中力，目配り，予測能力などの重要性が示唆された．

【参考・引用文献】

1. 井上茂ほか，2011：身体活動のトロント憲章日本語版：世界規模での行動の呼びかけ．運動疫学研究，13(1)，12-29.
2. 鈴木英樹，2014：札幌市における積雪凍結路面での転倒に伴う救急搬送の現状と高齢者の意識について 坂倉恵美子編著，積雪寒冷地における高齢者の居場所づくり．株式会社ワールドプランニング，162-172.
3. 秋田谷英次，山田知充，1994：目視による道路雪氷の分類．北海道の雪氷，13，18-21.
4. 防災雪氷研究室，1996：新路面分類について．開発土木研究所月報，No.517，34-43.
5. 大川戸貴浩，須田力，野田竜也，森井隆，石本敬志，2014：高齢者の転倒不安軽減に向けた冬期路面での歩行基礎実験．第 30 回寒地技術シンポジウム，452-454.

流（融）雪溝事始～苫前町古丹別地区を事例に～

A Research for the improvement of
the use of existing snow-flowing gutters

小西 信義，野呂 美紗子，中前 千佳，原 文宏（(一社）北海道開発技術センター)，
西 大志（苫前町まちづくり企画）
Nobuyoshi Konishi, Misako Noro, Chika Nakamae, Fumihiro Hara, Daishi Nishi

１．はじめに

流（融）雪溝は導入から 30 年が経過し, この間, 沿道地域の過疎高齢化といった社会情勢の変化もあり利用状況の課題も指摘されている.

今後の流（融）雪溝運用方法の改善策を検討するために各種調査を行った. 本稿では, ①流（融）雪溝に関わる既存文献調査, ②平成 28 年 2 月における苫前町の流雪溝利用実態調査の結果を報告し, 流（融）雪溝に関する調査研究の事始としたい.

２.「ふゆトピア」事業における流（融）雪溝の政策的位置づけ

そもそも,「ふゆトピア事業」と流雪溝の政策的な位置づけだが, ふゆトピア事業は活力ある北国の生活文化の創造を目指し, 雪に強い快適な環境づくりを行う各種施策の総称であり, 昭和 60 年に当時の北海道開発庁が提唱し, 現在に至っている. うち, 流雪溝事業は「北国のまちづくり事業」を中心に進められ, 道路幅の確保や歩道の確保, 運転者の視程の確保など冬道のバリアフリー化を目的としたもので, 国道・道道・市町村道の一体的整備（流雪溝の面的整備）, 地域住民の参加が前提の事業である.

３．現在の流（融）雪溝の供用状況

現在の流雪溝の供用状況は, 北海道開発局による平成 25 年 4 月 1 日現在の『流（融）雪溝施設現況調書』によれば, 道内 5 つの建設部管内の 22 市町村 24 箇所の国・道・市町村道において, のべ延長 104,964 m の流（融）雪溝が供用されている（表 1）.

表 1. 全道の流（融）雪溝の供用状況

建設部名	のべ延長（m）						供用市区町村
	国道	道道	市道	町道	村道	計	
札幌	22,427	1,414	5,661	3,420	-	32,922	札幌市南区, 砂川市, 滝川市, 奈井江町, 長沼町, 沼田町, 秩父別町
函館	4,064	1,197	-	982	-	6,243	今金町, せなた町
小樽	17,715	7,299	-	6,528	-	31,542	倶知安町, 岩内町, 喜茂別町, 京極町, 積丹町, 余市町
旭川	13,205	10,370	4,834	400	-	28,809	旭川市, 下川町, 名寄市, 士別市
留萌	471	2,267	-	2,710	-	5,448	増毛町, 苫前町
合計	57,882	22,547	10,495	14,040	0	104,964	

出典 :『流（融）雪溝施設現況調書』（平成 25 年 4 月 1 日現在）（北海道開発局提供）

また, 国道沿いの流（融）雪溝の供用年度に関しては, 80 年代後半と 90 年代前半に集中している（図 1）.

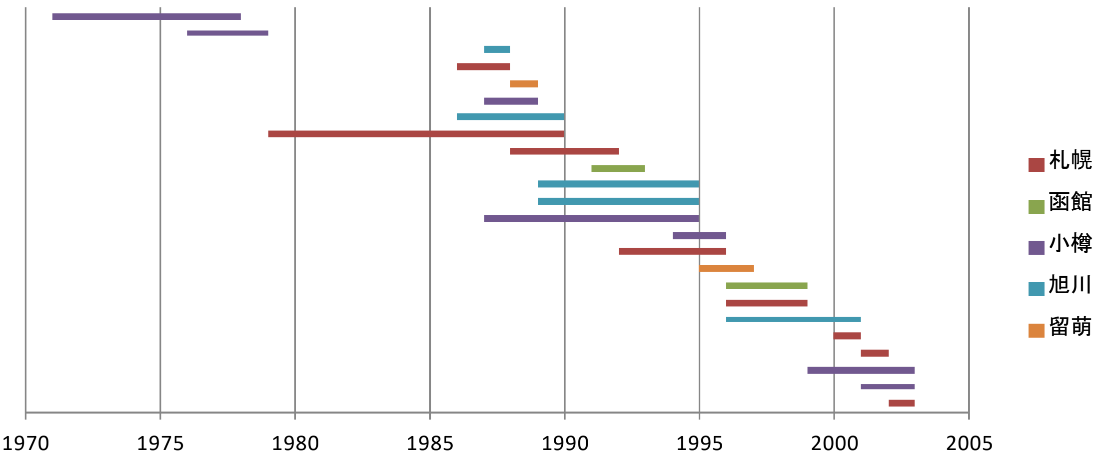


図 1. 全道の流（融）雪溝の施工年と完成年（各開発建設部ごとの国道のみ）
出典：『流（融）雪溝施設現況調書』（平成 25 年 4 月 1 日現在）（北海道開発局提供）

４．流（融）雪溝に関する既存文献調査

次に，流雪溝に関する先行研究が，どの時期でどのような分野で蓄積されたかを文献検索サイト CiNii で探索的に検索した．検索キーワードを「流雪溝」とし，検索した結果，論文数は 72 件で，1940 年代から存在し 1990 年代にピークを現在収束傾向であった（図 2）．図 1 が示す通り，80 年代後半と 90 年代前半に流雪溝の供用開始を受けて，研究が進められた結果と言えるかもしれない．研究分野においては，基礎研究（土木・理学系）が最多で 23 件，地域での運用事例は 11 件と少ないが，IT 技術の活用や裁判判例に関する文献も近年見られた（図 3）．

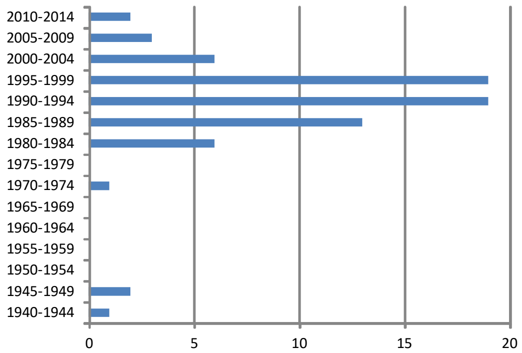


図 2. 文献数の経年変化

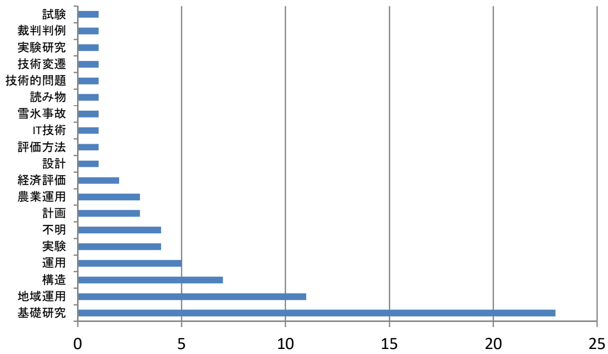


図 3. 内容分類

続いて，社会科学的アプローチをとっている文献をレビューした．高橋ら（1990）は，札幌市藻岩地区における流雪溝供用前後の積雪による生活支障の種類とその程度に関する地域住民へのアンケート調査を実施し，大井ら（2003）は，流雪溝の沿道住民と地域住民との流雪溝への満足度要因の比較分析を行った．石田ら（2005）は，流雪溝運用状況をヒアリングし，ソーシャル・キャピタル（社会関係資本）から住民と行政の協働モデルの提案がされた．大井ら（2007）は，長沼町を対象とし仮想市場法を用いて，受益と負担の関係について，“支払意志額”と“距離”の観点から考察がなされた．

5．苫前町の流雪溝利用実態調査

苫前町は留萌管内にある町で, 海側（苫前地区）と山側（古丹別地区）で二分されている. 古丹別地区は人口 1,162 人で高齢化率は 39.1%, 流雪溝の利用人口は 143 人で高齢化率は 55.9%である. 1 月の累計降雪量平年値は 211 cm である（観測点「古丹別」）.

流雪溝の供用開始年は平成 9 年からで,流雪溝延長距離は 4 ルート 3,271 m で国道・道道・町道に跨っている（図 4）. 水源は三毛別川の河川水を利用し, 取水ポンプで取水し, 中央監視室の遠隔操作によって各ルートに予め決められた時間と流量が配分される. 流雪溝沿道住民の投雪作業時間は30分で, ルートごとで時間帯が細かく設定されている.

2 項でも触れたように, 流雪溝事業は地域住民の参加が前提の事業であるため, 同地区でも「流雪溝管理運営協議会」が存在し, 事務局を苫前町役場建設課が担い, 流雪溝沿道住民及び苫前町により運用ルールが協議されている.

図 4. 苫前町古丹別地区流雪溝
出典 :『北国の暮しに役立つ-苫前町古丹別流雪溝』（出版年不明）（留萌開発建設部・留萌建設管理部・苫前町）

次に, 平成 28 年 2 月 10 日, 苫前町古丹別地区における流雪溝利用について参与観察を行った. 現地観察日時は平成 28 年 2 月 10 日（水）11：00～12：30, 投雪世帯数は A 及び B ルート沿道住民 4 世帯で, 参加者は地区有志・町職員だった.

除雪具を担ぎながら地区のメインストリートを歩いていると, 図 5 のような歩道が塞がれた家屋に遭遇した. 他の家屋が投雪がしている分, 流雪溝の利用の差異が明確になり, 結果, 歩行者の通路を塞いだり, 運転者の視程を遮ったりすることで, 流雪溝本来の設置目的を損なっていることがうかがえる.

具体的な投雪作業としては, 流雪溝の蓋を探し当て（図 6）, 引っ張り棒で蓋を開け（図 7・8）, 投雪時間可能時間になるにつれて河川水の流量が少しずつ増えた（図 9）ことを確認した後, 一気に投雪をし（図 10）, 歩道が確保されるといったものである.


図 5. 歩道が塞がれている


図 6. 流雪槽を掘り当てる


図 7. 流雪槽の蓋を開ける


図 8. 蓋が空いた状態


図 9. 河川流水


図 10. 投雪作業

また, 流雪溝の管理者や沿道住民に簡単なヒアリングを行った. 以下、結果を記す。

①苫前町建設課職員
- ◆ 約 20 年前の平成 9 年からの供用から, 同じ取水ポンプを使い続けている.
- ◆ オーバーホールなどをして長寿命化を試みたいところだが, 国・道・町の負担割合の協議もあるので一筋縄ではいかない.

②沿道住民
- ◆ 高齢化により流雪溝に投雪できない世帯も出てきた. これらの世帯の家屋前には積雪が目立ち, 歩道が塞がれてしまうこともある.
- ◆ 流雪溝利用は高齢化の進行のみではなく, ルートごとの限られた時間における投雪作業が求められるため, 個人の生活時間に沿わないこともひとつの要因として挙げられ, 流雪溝利用に関するルールの見直しが必要である.

６．今後の流（融）雪溝利用に向けて

流（融）雪溝は, 北海道開発庁（当時）の「ふゆトピア」事業の一環で整備されたものであり, 導入から 30 年が経過している. この間, 沿道地域の過疎高齢化といった社会情勢の変化もあり利用状況の課題も指摘されている.

平成 28 年 2 月における苫前町の流雪溝では, 利用者の高齢化が進行したり, 流雪溝利用ルールが地域社会にフィットしきれていなかったり, 設備の更新時期も検討されているなど, ソフト及びハード両面から課題が指摘でき, 冬みちのバリアフリーを意図した流雪溝の設置目的が損なわれているとも言える. 今後の流（融）雪溝運用方法の改善策の検討において, ソフト及びハード両面からの詳細な調査が必要と考える.

【参考文献】　1)高橋憲男ら, 1990：流雪溝整備と住民意識, 寒地技術シンポジウム論文集, **6**, 163-168.／ 2)大井元輝ら, 2003：流雪溝の満足度による利用者意識に関する研究−長沼町を例として−, 土木学会北海道支部論文報告集, **60**, 604-607.／　3)石田樹ら, 2005：住民と行政の協働の視点から見た流雪溝の利用実態調査, 土木計画学研究・講演集, **32**.／　4)大井元輝ら, 2007：北方都市の都市基盤整備における受益者負担に関する基礎的研究 - 流雪溝を事例として - , 北海道都市地域学会研究発表会.

アスファルトシングル屋根材の滑落雪性状
Snow sliding properties of asphalt single roofing

伊東敏幸（北海道科学大学），米内仁（伊藤忠建材（株））
苫米地司（北海道科学大学）
Toshiyuki Ito, Hitoshi Yonai, Tsukasa Tomabechi

１．はじめに

札幌などの住宅地においては，屋根雪を滑落させない勾配屋根が普及する現状にあり，立ちハゼを横葺きとした塗装鋼板や砂付きの塗装鋼板が屋根材として用いられている．そのような現状のなか，細かい石粒で表面を仕上げたアスファルトシングルを屋根葺材に用いる雪止め屋根が提案されている[1)]．

本研究では，ファイバーグラスをコア材としたアスファルトシングル屋根材の雪止め機能を評価することを目的とし，アスファルトシングルにおける屋根雪との摩擦係数を測定すると共に，屋内における雪止め機能評価試験および屋外暴露試験を行い，アスファルトシングルの滑落雪抑止機能を評価した．

２．研究の方法

アスファルトシングル屋根材の雪止め機能は，雪氷体との摩擦係数測定，雪止め機能評価試験および屋外暴露試験の 3 通りの試験にて次のように評価した．

2-1　動摩擦係数の測定

試験に用いた屋根材は図 1 に示すような色の異なる 5 種類の材料（石粒径は 0.5～1.5 mm 程度）であり，試験体の大きさは幅 20 cm×長さ 40 cm 程度とし，18 mm 厚のランバーコア合板にシングル屋根材を桟木にて固定したものを実験に供した．動摩擦係数は低温室にて平板状の屋根材上でしまり雪，ザラメ雪及び氷板を図 2 のように水平滑動させて測定した．摩擦界面は-10℃，-2℃及び+2℃での融雪過程 4 時間の状態について測定した．

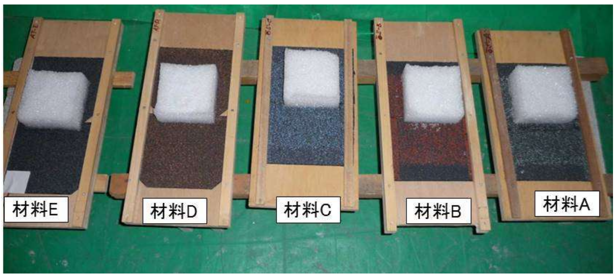


図 1　摩擦係数測定の試験体

2-2　雪止め機能評価試験

雪止め機能評価試験に供した試験体は，図 3 に示すように，材料 A,B,C と材料 D,E とでは葺工法が異なるものである．雪止め機能評価試験は，低温室にてザラメ雪または氷板を載せた試験体を若干融雪させ，-10℃で 3 時間凍着させた後，図 4 のように所定勾配を設け，室温+5℃にて数日間放置して滑落雪状態を観察した．試験体は幅 45 cm，長さ 120 cm の 18 mm 厚ランバーコア合板上に釘留めしたものであり，試験体

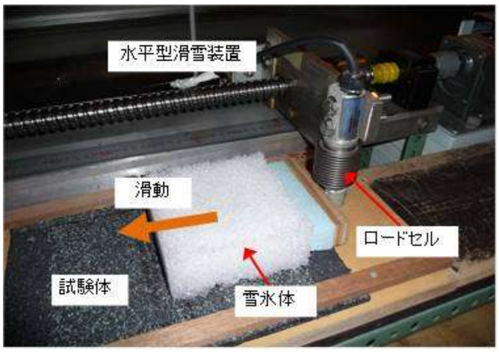


図 2　動摩擦係数の測定方法

におけるシングル葺板の段差は葺き工法 1 で 3 mm 程度，葺き工法 2 では 3～5 mm である．実験はザラメ雪（25×60 cm，厚さ 25 cm）にて勾配 10/10 と 8/10，氷板（10×20 cm，厚さ 5 cm）では勾配 9/10 と 8/10 とした．なお，ザラメ雪の実験では，ふるいを用いて積雪させたので，試験体表面の継ぎ目に生じる段差部にも空洞部が出来ない状態で積雪している．

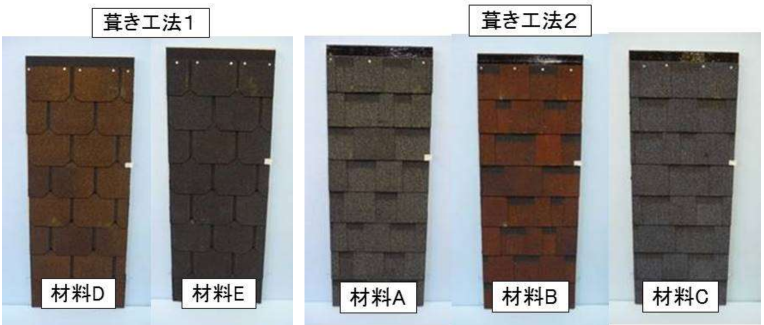


図 3　雪止め機能評価試験の試験体

2-3　屋外暴露試験

屋外暴露試験に供したシングルは，材料 A と材料 D とし，材料 A は葺き工法 2，材料 D は葺き工法 1 とした．試験体は図 5 に示すように，屋根勾配は 8/10（39°）および 6/10（31°）の 2 通りとした．暴露した屋根試験体の大きさは幅 1,800×長さ 2,950 mm とし，下葺きは 12 mm 合板に直貼り（アルミ釘と接着剤にて固定）とした．暴露場所は札幌市手稲区にある北海道科学大学の 3 号館実験室屋上（地上約 7 m）とし，屋根雪の積雪深を実測すると共に，滑落雪の状態を適宜カメラ撮影した．

図 4　雪止め機能評価試験の実験方法

３．結果と考察

3-1　動摩擦係数の測定結果

しまり雪との動摩擦係数は図 6 左のように，－10℃の乾燥状態では 0.8～1.2 と高く材料間のバラツキが見られるが，－2℃では 0.5 程度に低下し材料の差異は殆どない．+2℃1～2 時間後の初期湿潤状態では 0.6 程度であり材料別の差異は殆どなく，+2℃3～4 時間後の湿潤状態になっても同様の値となり材料別の差異は殆どない．なお，初期湿潤状態と湿潤状態の動摩擦係数が殆ど変化しない現象は，石粒間の凹凸部の空隙に融雪水が浸透するため，摩擦界面に介在する融雪水量が増加しないためと考えられる．ザラメ雪との動摩擦係数は，図 6 右のように乾燥状態では 0.5 程度であり，初期湿潤状態および湿潤状態となっても同程度の値となる．氷板との動摩擦係数は，乾燥状態では 0.2 程度と小さいが，初期湿潤状態では 0.4 程度に上昇し，湿潤

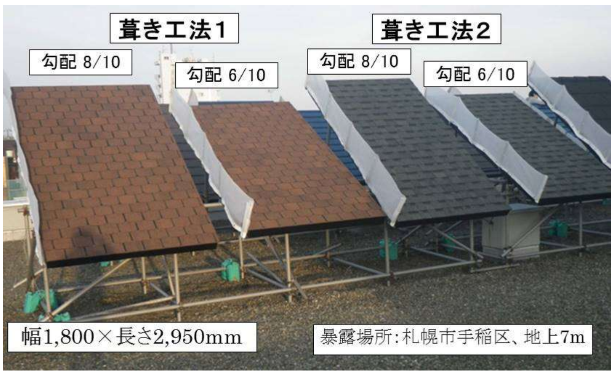


図 5　屋外暴露試験の状態

状態においても同程度の値となる．以上のように，シングルの平板における雪氷体との動摩擦係数は，摩擦界面が湿潤状態になったときにおいて，しまり雪で 0.6 程度，ザラメ雪で 0.5 程度，氷板では 0.4 程度となり，これらの値は色の違いによる差異は殆ど生じない．

3-2　雪止め機能評価試験の結果

表 1 に示すように，葺き工法 1 においては，ザラメ雪の勾配 10/10 で材料 D と E が 4 時間後に滑落し，氷板の勾配 9/10 では材料 D が 15 時間後に滑落したが，ザラメ雪および氷板の勾配 8/10 では 96 時間後でも滑落しなかった．これに対し，葺き工法 2 はザ

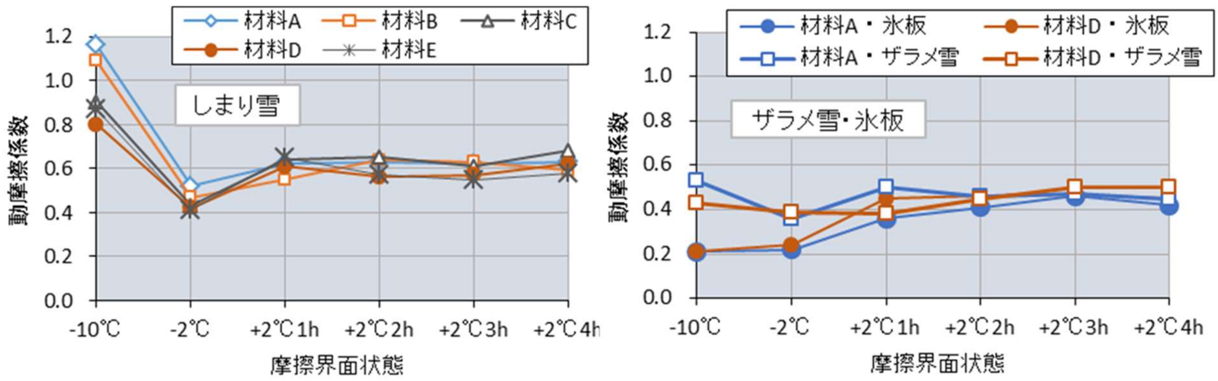


図 6　動摩擦係数の測定結果

表 1　雪止め機能評価試験の結果

	勾配10/10ザラメ雪	勾配8/10ザラメ雪	勾配9/10氷板	勾配8/10氷板
12時間後	 4時間後に材料DとEが滑落		 15時間後に材料Dが滑落	
72時間後	 72時間後までに 材料A,B,C：14cm移￥動	 72時間後までに 材料A,B,C：6cm￥移動 材料D,E：7cm移動	 68時間後までに 材料A,B：12cm移動 材料C：1￥4cm移動 材料E：13cm移動	 72時間後までに 材料A,B,C：8cm移動 材料D,E：14cm移動
96時間後	 95時間後までに 材料A,B,Cは滑落なし 材料A,B,C：16cm移動	 93時間後までに 全試験体で滑落なし 材料A,B,C：8cm移動 材料D,E：9cm移動	68時間後まで 材料D以外は滑落なし	 全融解まで滑落なし 全融解までの経過時間 材料A：103h 材料B：93h 材料C：89h 材料D：98h 材料E：96h

ラメ雪の勾配 10/10 および氷板の勾配 9/10 において滑落はなかったが雪ブロックが十数 cm 移動した．一方，ザラメ雪および氷板の勾配 8/10 では 96 時間でも滑落せず，雪ブロックや氷板の下方移動も 10 cm 未満に留まった．これらの実験結果より，勾配 8/10 以下ならばザラメ雪および氷板に対する滑落雪の抑止機能が期待できると言える．なお，葺き工法 2 は葺板表面の凹凸が大きいことから，葺き工法 1 よりも雪止め機能が高くなった．

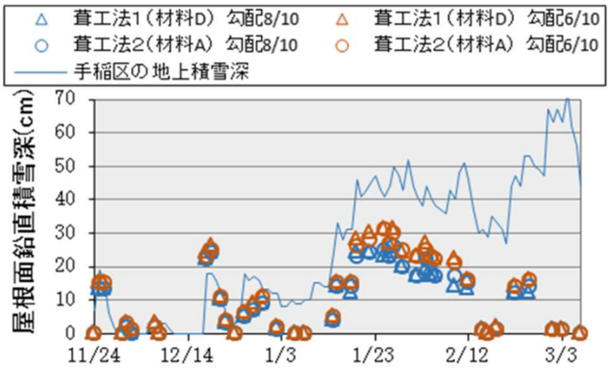


図 7　屋外暴露屋根の積雪深

3-3　屋外暴露試験の結果

暴露試験を行った札幌市手稲区における 2015 年度冬期の累計降雪深は過去 5 年間平均値の 71%，最大積雪深は過去 5 年間平均値の 80%程度に留まる状況であり，降雪は 1 月中旬～2 月下旬までに多く，3 月以降の降雪は殆どない状況であった．

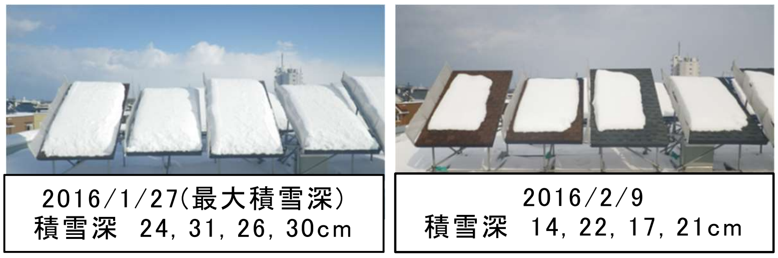


図 8　屋外暴露屋根の積雪状態

図 9　屋外暴露屋根のツララ形成

暴露期間における試験体屋根上の積雪深（屋根面鉛直方向の積雪深(cm)）は，図 7 および図 8 に示すように，新雪状態で 15 cm 程度積雪した 2015/11/25 の屋根雪は翌々日に圧密し，数日後に融雪にて消雪するまで滑落雪しなかった．また，期間最大積雪深となった 2016/1/27 においても全ての試験体において屋根雪の滑落雪は発生せず，その後，屋根雪下層がザラメ化した状態になっても屋根雪の滑落雪は発生せず，2016/3/7 に全ての屋根雪が融雪にて消雪した．暴露試験体の軒先状態は，図 9 のように長さ 10～15 cm 程の小さなツララが夜間に形成されるものの，昼間のプラス温度にて落下することから，この程度の規模のツララ形成は落下による危険性が低いものと考える．

４．まとめ

アスファルトシングル屋根材の滑落雪性状について実験的に評価した結果，葺板表面の凹凸および継ぎ目の段差形状が影響して所定の雪止め機能を有することが分かった．多量積雪時における滑落雪発生の危険性を考慮すると，葺き工法 1 では勾配 6/10 以下，葺き工法 2 では勾配 8/10 以下にすることが雪止め機能上望ましいと言える．

【参考・引用文献】

1)高倉正寛，他 2 名，2014：粗面の屋根葺材における屋根雪との摩擦係数，雪氷研究大会（2014 八戸）講演要旨集，101

雪結晶の携帯型顕微鏡による写真撮影法について
On the method of taking a picture of a snow crystal with the digital camera of the portable microscope

油川英明（NPO 法人 雪氷ネットワーク）
Hideaki Aburakawa

１．はじめに

雪結晶の顕微鏡写真の撮影は，一般に，顕微鏡本体，カメラ，照明装置などの諸機材による構成が必要とされる．また，雪は氷の微細な結晶であることから，融解や蒸発により変形しやすいので発熱の少ない照明が求められ，加えて，被写体の雪結晶は透明な物質なので周囲に対して際立つように撮影される必要がある．それ故これまでいろいろな方法 [1),2), 3),4)]が試みられてきているが，これらの撮影方法は装置が比較的大がかりで専門的な技術が求められるため，雪結晶の写真撮影をはじめて試みることや子どもたちの学習に対しては少し難しいのではないかと考えられる．

このようなことから，ここでは雪結晶の写真が簡単に撮れるよう，市販の携帯型顕微鏡を用いて撮影する方法を紹介する．雪結晶の比較的簡単な撮影方法としてはデジタルカメラによるマクロ撮影 [5)] も見られるが，今回の方法は顕微鏡としてのデジタルカメラを用いて比較的容易に雪結晶のカラー写真を撮影することができるものである．このカメラには発熱の少ない照明用の LED が内蔵されており，本体が極めてコンパクトであることから，特に場所を選ぶこともなく手軽に雪結晶の撮影ができる．

本報告は，雪結晶の携帯型顕微鏡によるデジタル写真の簡易撮影法について述べるとともに，撮影された雪結晶の形態的な特徴について若干の考察を行うものである．

２．携帯型顕微鏡と撮影方法

近年のデジタルカメラ及び LED の進歩により手軽な携帯型顕微鏡のカメラが市販され，簡易的ではあるが，雪結晶の写真が比較的容易に撮影できるようになった．図 1 には携帯型顕微鏡を用いて雪結晶の写真を撮影する原理を，また，図 2 にはこの顕微鏡の概観を示す．携帯型顕微鏡は，種々のメーカーからいろいろなタイプのものが販売されているが，ここに紹介するものはデジタルカメラに対物レンズを取り付けたようなもので，図 2 に示したように，カメラ本体は支持台に固定され，レンズの先に取り付けられた微調整ネジによりスライドガラス上の試料，今の場合は雪結晶に焦点を合わせることができる．そして，照明用光源の LED がレンズの周囲に組み込まれている．

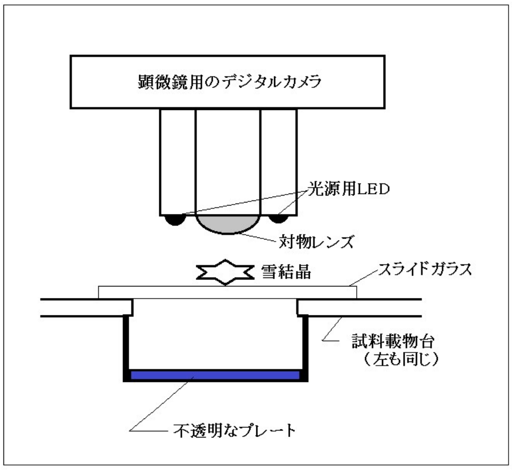


図 1 携帯型顕微鏡による雪結晶の写真撮影法．

顕微鏡の照明が LED によるものであることから，雪結晶への熱的影響は極めて少ないが，

この照明が落射型であることから，被写体が透明な物質である場合には少し工夫する必要がある．それはすなわち，図 1 に示したように，被写体の背景として適当な色，この場合は青色の不透明なプレートを被写体から数センチメートルほど下方に離して取り付けることである．このことにより雪結晶は青色のスクリーンを背景に，白く輝いて撮影されることになる．なお，撮影に際して落射照明による被写体からの乱反射を避ける必要がある場合には，レンズの先端に偏光フィルターを取り付ける（図 2 の下）．

３．本装置により撮影された雪結晶

図 3 に本装置により撮影された雪結晶の写真を示す．図 3 左の結晶は大きさが 2.6 mm ほどで，写真の写り具合から，この結晶は大小二つの樹枝状結晶が上下の二重構造に成長した鼓型の結晶であると見なされる．これは，下方の大きな樹枝の側に焦点が合わせられ，上方の小さな結晶がややぼけて白く輝いて見えている．

図 3 右の結晶は 3.0 mm ほどの雲粒付樹枝で，白い輝きが一段と増している．比較的肉厚である結晶の方が鮮やかに撮影できるようである．

図 2　携帯型顕微鏡の概観（上）とレンズ及びその周囲の照明用 LED（下）．上図の下端はスケール．

ところで，一般に，カメラによるカラー写真の撮影はホワイトバランスの調整が求められる．顕微鏡による雪結晶の撮影は照明を行う光源，本装置の場合は LED であるが，その波長特性によりホワイトバランスを適切に調整する必要がある．図３の写真は，ホ

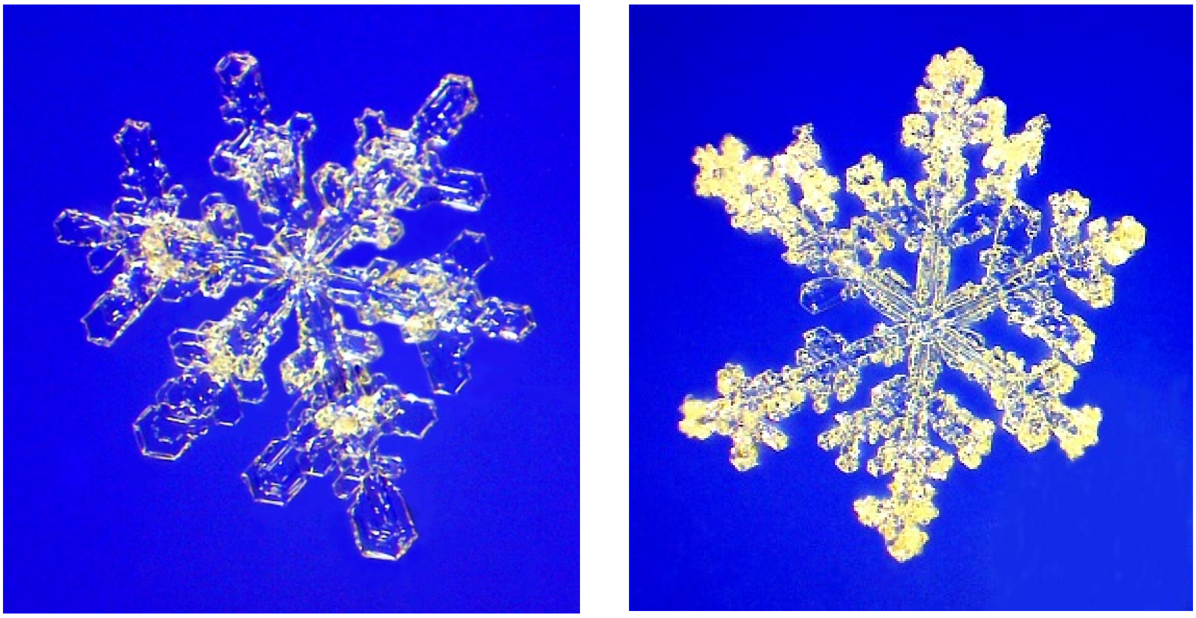


図 3　携帯型顕微鏡により撮影された雪結晶の写真．鼓型樹枝（左）と雲粒付樹枝（右）．

ワイトバランスを「野外曇天」に設定してやや黄色味がかった白色の雪結晶として撮影されたものである．この種のカメラはホワイトバランスの調整が種々できるので，被写体の質感を適度に表現できる設定を選択することが肝要である．

４．天然の雪結晶の形態的な特徴～二重構造の結晶について

天然の板状の雪結晶は，図 3 左のような上下二重の構造を形成しているものがしばしば見られる．その雪結晶の断面構造を模式的に示したものが図 4 である．このような大きさの異なる上下二重の雪結晶については検討すべき課題が残されているように考えられる．すなわち，雪結晶が，従来の人工雪の研究結果[1)]から言われてきているように水蒸気の昇華により成長するものであるならば，このような大小二重の結晶は，上下の至近位置において水蒸気の供給量が異なっていたということになる．そして，人工雪の実験結果では，そのような水蒸気の状態が結晶の成長する数十分もの間，定常的でなければならないことになる．しかし，二重結晶の上下の距離間でそのような特異な環境が長時間にわたり継続することは，自然の現象として極めて想定し難いことである．このような結晶の成長は，六花の雪結晶の特徴的な事例[6)]と関連させて考察することが必要であると考えられる．

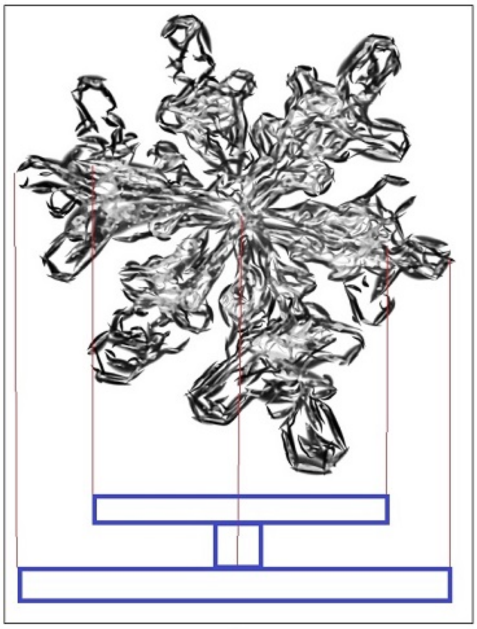


図 4 鼓型樹枝（図 3 の左）のスケッチ風画像（上）と側面からの結晶構造の概念図（下）．

ところで，上記のような例は中谷自身の人工雪と天然雪との比較[1)]にも見られる．すなわち，図 5 に示したように，天然雪（図の左）には二重構造の中央上方が角板，下方が広幅六花の結晶が見られるが，これは角板と六花が同時に成長したものと見なされることから，図 4 の場合よりもさらに中谷ダイヤグラム[7)]からは外れることになる．ところが，中谷は図 5 の右のような人工雪を作製し，これが図 5 の左の雪結晶と同じものであると並記している．しかし，これらは外形が似通っているものの，中央部が全く異なる結晶であることは明

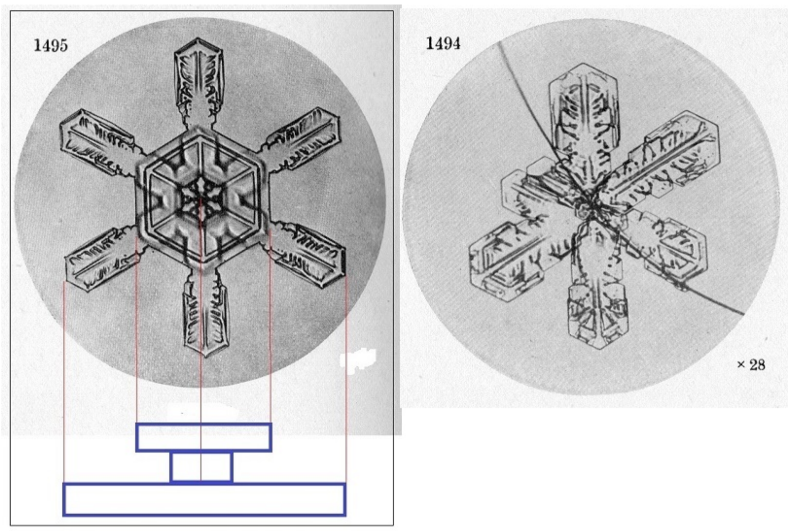


図 5 角板と広幅六花の二重構造の雪結晶及び側面からの概念図（左）．図の右はそれと同じ結晶として中谷により作製された人工雪．

らかである．
　中谷の人工雪に代表される結晶作製の装置においては，二重型の結晶は鼓型結晶の成長条件のもとでのみ可能であり，通常は単板状に成長する[1]．しかし，天然の板状結晶の場合，二重の構造が一般的である[8]と言われていることから，そこには矛盾が存在する．
　図 6 は，この矛盾を止揚すべく，従来の人工雪作製の方法とは異なり，天然の雲粒と同じ程度の大きさの過冷却微水滴から氷晶が直接に液相成長する過程[9]を示したものである．

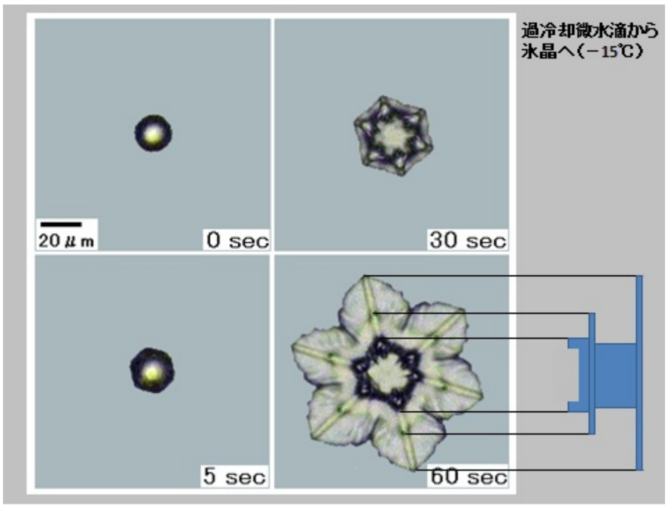


図 6 過冷却微水滴から液相成長する氷晶とその側面からの概念図

ここで，図 6 の 60 秒経過後の結晶は二重の構造になっていることが分かる．すなわち，天然の雪結晶は，図 6 のように，過冷却雲粒の液相から先ず雪結晶の芯となるべき柱状結晶が生成し，その上下両端から板状の氷晶が成長することにより，結果として二重の構造が形成されるものと推察される．これは，従来の人工雪乃至は霜のような単板状の結晶とは形態的にも生成機構的にも異なるものである．

５．おわりに

　携帯型顕微鏡により雪結晶のカラー写真を手軽に撮影する方法を紹介した．なお，落射方式の照明については次のような手立てが必要である．すなわち，1）被写体下部に不透明なプレートを挿入する，2）カメラのカラーバランスを適当に調整する，3）必要に応じてレンズに偏光フィルターを取り付ける，ということである．
　また，天然の雪結晶の基本構造が二重であるという形態的な特徴を基に，従来の人工雪作製装置による結晶の成長について見直しの必要があるものと考えられる．

【参考・引用文献】

1) 中谷宇吉郎，1949：雪の研究－結晶の形態とその生成－，岩波書店，東京，161pp.
2) 樋口敬二，1962：雪の結晶の観察と記録，気象研究ノート，**13**，45-58
3) 小林禎作，1969：雪の結晶の二色光源による顕微鏡撮影法，低温科学（物理篇），**27**，395-397
4) Libbrecht, K. and Rasmussen, P., 2003：The Snowflake - Winter’s Secret Beauty - , Voyageur Press, Inc. Stillwater, Minnesota, 112pp.
5) 藤野丈志，2015：南岸低気圧通過時に新潟市で観察された雪結晶，雪氷，*77*，No.3，ⅰ－ⅱ.
6) 油川英明，2015：雪結晶の形態的な特徴について～枝の文様が異なる六花の事例～，北海道の雪氷，**34**，7-10
7) Nakaya U., 1954: Snow Crystals -Natural and Artificial-, Harvard University Press, Cambridge, 510pp.
8) Iwai K., 1988: Three-dimensional structure of plate-like snow crystals, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 746-755
9) 油川英明，2014：“中谷現象”としての人工雪の生成，北海道の雪氷，**33**，113-116

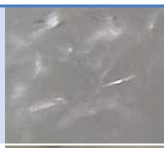
アイソトープ効果は雪結晶に影響を与えるのか
～中谷ダイヤグラムへの挑戦～
Does the isotope reaction have an effect on the snow crystal?
～Challenges to Nakaya diagram～

八木 航　(北海道札幌啓成高等学校)，倉知 恒太　(北海道札幌啓成高等学校)，
堀内 信哉（北海道札幌啓成高等学校），内田 努（北海道大学院 工学研究院）
Wataru Yagi，Kota Kurachi，Shinya Horiuchi，Tsutomu Uchida

１．はじめに

水素には質量数１の H(99.9885％)と質量数２の重水素 D(0.0115％)が存在する[1]が，水に含まれる水素同位体の存在比は地球の緯度や上空の高度によって大きく変化する．ほぼ同じ時期に同じ場所で降った天然雪のサンプリングを行い，形状と同位体比率を分析したところ，形状と重水素比が異なっていた(表 1)．この結果は，気温と湿度の影響が起因していると推測されるが，同位体の存在が雪結晶の形状に影響を及ぼす可能性も排除できないと考え，検証することにした．なお，表 1 にあるδD(‰)とは試料に含まれている水素同位体の量と標準物質に含まれている水素同位体の量の差を千分率で表したものである．

表１　サンプリングされた雪の形状と同位体比

日付と採取地	形状		δD（‰）
2014.12/31（恵庭）	樹枝状		−81.2781
2015.1/5（恵庭）	星状六花		−69.0297

２．中谷ダイヤグラム

中谷宇吉郎は，人工雪の実験を行い，世界ではじめて人工的な雪結晶を作り出した[2]．低温研究室での実験によって得られた結果から中谷は，雪結晶の形状は，気温と湿度(過飽和度)で決まることを発見した．その結果をもとに気温と過飽和度と結晶の形を表したものを中谷ダイヤグラムという．その後，小林禎作が水蒸気量に注目してより詳細に計測し，中谷ダイヤグラムの修正を行った[3]．これを中谷・小林ダイヤグラムという[4]．本研究では雪結晶の形状を「角柱」,「角板」,「角柱と角板」の三つに分類した中谷・小林ダイヤグラムを用いる．

また，中谷は人工霜の研究において重水を用いた実験も行っており，そこでは「霜の結晶形は普通の水も重水も本質的に異る點は見當らなかつた」と述べている[2]．しかし，重水がダイヤグラムに及ぼす影響等については述べられていない．そこで本研究では，軽水 H_2O と重水 D_2O を用いて雪結晶を人工的に生成し，その形状の比較を行った．

３． 実験方法

(1) 試料

本研究で用いた軽水（H_2O）は通常の蒸留水(脱イオン水)を，重水（D_2O）は購入したもの(和光純薬工業，純度 99.9%)を用いた．

(2) 人工雪発生装置の製作

人工的に雪の結晶を生成する方法として平松式人工雪発生装置[5)]を用いた．より定量的に雪結晶の生成条件を求めるため，私たちはその改良版を作製した(図 1 の下線部参照)．具体的にはまず，同一の生成条件で H_2O と D_2O を用いた実験を同時に観測するため，2 本のペットボトルを並べて観測できるようにした．また，鉛直方向の温度分布を均一にするため，冷媒に液体窒素を用いてその液面から一定の距離にペットボトルが保たれるようにした．そして吊り下げた糸のどの位置で雪結晶が生成してもその温度がわかるように，サーモテープ(日油技研工業社製，デジタルサーモテープ，測定精度±1℃)をペットボトル内部に貼りつけた．実際には 1 回の実験で複数の形状の異なる雪結晶を観察できたので，結晶形状とその場所の温度との関係を調べた．雪結晶の観察は，ペットボトルの上方から観測する従来の方法と，雪結晶をより詳しく観測するため装置内にスネイクカメラ（YASHICA 製, SNC30）を挿入して観測する方法とを併用した．

(3) 過飽和度の調整

雪を生成させるには，容器内を過飽和状態にする必要があるが，従来の方法では特に重水の場合，雪結晶がほとんどできないことがわかった．そこで私たちは超音波洗浄機（NEY 製,ULTRA sonic）を用いて一定条件で十分な水を蒸発させる方法を用いた．ペットボトルの中に 0.50 mL の水（H_2O または D_2O）を入れて密閉し，超音波洗浄機に 10 分間かけた．この方法は，流動による加熱と，圧力差によるキャビテーションといわれる現象を利用している．この方法により水を蒸発させる条件を一定とし，ペットボトル内の過飽和度を実験毎に異ならないようにした．

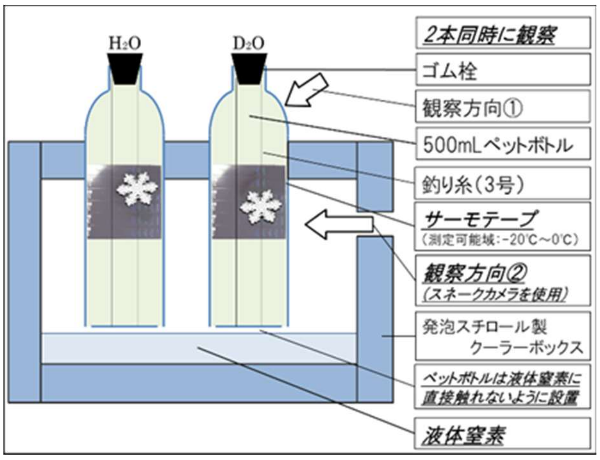


図 1　改良版平松式人工雪発生装置

図 2　スネイクカメラで観察された結晶画像例(左上:樹枝状，右上:扇状，左下:星状，右下:針状)．釣り糸の直径は約 0.3 mm.

4．実験結果

D_2O 水を用いて作成された人工雪結晶の例を図 2 に示す．私たちが観察できた結晶種は，「角柱」の中では針状の 1 種類，「角板」の中では樹枝状，星状，扇状の 3 種類，「角柱と角板」の中では，樹枝状の 1 種類であった．観測された雪結晶の形状

表 2　H_2O 結晶個数

H_2O	記号	個数
樹枝状		18個
星状		10個
扇状	扇	2個
針状	針	1個

表 3　D_2O 結晶個数

D_2O	記号	個数
樹枝状		12個
星状		9個
扇状	扇	1個
針状	針	1個

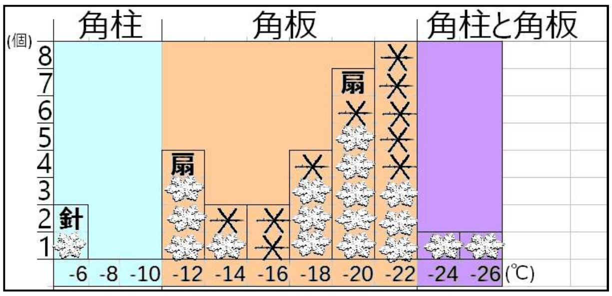


図３　H_2O 結晶の形状と温度

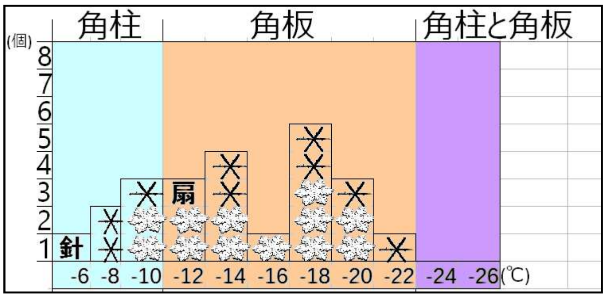


図４　D_2O 結晶の形状と温度

と数を観測し，それぞれの結晶ができた位置の温度をサーモテープから読み取った．実験結果を表 2,3，図 3,4 に示す．図 3,4 では，結晶ができた位置の温度を横軸にし，結晶種を記入して度数分布表を作成した．図中のそれぞれの結晶種は，表 1,2 の記号を用いている．

５．考察

私たちが作製した改良版平松式人工雪発生装置によって，H_2O と D_2O のどちらを用いても雪結晶を作製できた．中谷・小林ダイヤグラムより，本研究で得られた結晶は比較的過飽和度の高い領域で観測される形状であることがわかった．また中谷・小林ダイヤグラムの形状分類を図 3,4 に当てはめてみると，H_2O ではほぼダイヤグラムと一致することがわかった．ただし唯一，-6℃の樹枝状 1 個のみがダイヤグラムに当てはまらなかった．

図 3 と 4 とを比較した結果，H_2O 雪と D_2O 雪とではほぼ形状の温度分布に違いが見られなかった．そのことを定量的に示すため，観測された 4 種の結晶種ごとの個数を表 4 にまとめた．このデータⅠを χ^2 検定にかけたところ $\chi^2 = 0.410$ となり，有位水準 0.05 のとき 7.81 ＞χ^2という結果となった．つまり，H_2O 雪と D_2O 雪との形状分布の間に有意差は認められない．したがって，「重水を用いることで雪の形状が変化するという仮説」につながる根拠を確認できなかった．また，氷中での D_2O 分子の形状は Peterson and Lavy [6]によって詳しく調べられた．H_2O 氷でも陽子の位置がポテンシャルの違いや運動の振幅の違いによって若干異なるものの，結合角はほとんど変わらないだろうと予想される [7]．従って H_2O 分子と D_2O 分子の形状については有意な差が見られないと考えられる．このことからも，同位体効果によって雪結晶の形状が変化しないという結果が支持される．

表４　データⅠ

観測度数	樹	星	扇	針	計
H_2O	18	10	2	1	31
D_2O	12	9	1	1	23
計	30	19	3	2	54

本研究で得られた雪結晶の形状分布と中谷・小林ダイヤグラムとの整合性を調べるため，ダイヤグラム上の 3 つの大きな分類である「角柱」，「角板」，「角柱と角板」に収まる結晶数を表 5 にまとめた．このデータⅡを χ^2検定にかけたところ $\chi^2=8.07$ となり，有意水準 0.05 のとき 5.99＜χ^2で H_2O と D_2O で有意差が認められた．つまり，H_2O がダイヤグラムにあてはまっているとき，D_2O はあてはまっていないことを示している．その理由は H_2O と D_2O の凝固点が違うからだと考えられる．　D_2O の凝固点は

表５　データⅡ

観測度数	角柱	角板	角柱と角板	計
H2O	2	27	2	31
D2O	6	17	0	23
計	8	44	2	54

表６　データⅢ

観測度数	角柱	角板	角柱と角板	計
H2O	2	27	2	31
D2O +4℃	1	18	4	23
計	3	45	6	54

＋3.8℃で D_2O の方が凝固しやすい[8]．よって 3 つの大きな分類の境界線の温度が高温側へ 3.8℃シフトしていることが予測される．そこで，D_2O の境界線の温度を＋4℃シフトさせ，「角柱」，「角板」，「角柱と角板」に収まる結晶数を表 6 にまとめた．このデータⅢを χ^2 検定にかけたところ $\chi^2=2.94$ となり，有意水準 0.05 のとき $5.99>\chi^2$ で H_2O と D_2O で有意差が認められなかった．つまり，H_2O の雪結晶を表すダイヤグラムの境界線を凝固点の違い分だけシフトさせると，D_2O の雪結晶を表すダイヤグラムになるといえる．

６．まとめ

以上のことから，H_2O を D_2O に置き換えることにより起こるアイソトープ効果とは，雪結晶の形状の変化ではなく，その形状の雪結晶が形成される温度がシフトすること，すなわち中谷・小林ダイヤグラムにおける境界線の温度変化であると結論した．この結果は，中谷宇吉郎が行った重水を用いた人工霜の研究結果と一致しているといえる．以上のことから私たちは，重水の雪結晶を表すことのできる啓成式 D_2O 版ダイヤグラム(図 5)[9]を提唱する．

今後はこのダイヤグラムの過飽和量軸に対する検討を行っていきたい．

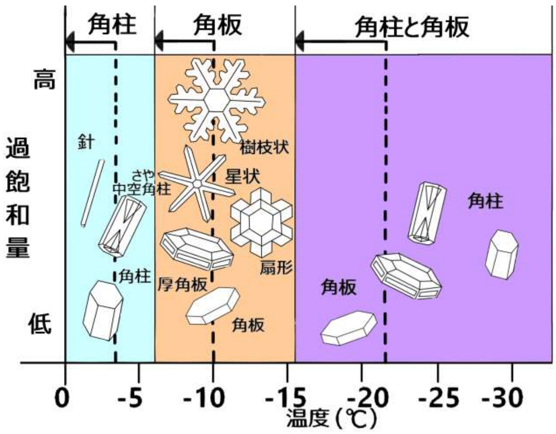


図 5　啓成式 D_2O 版ダイヤグラム[9]
点線が H_2O の境界線，実線が D_2O の境界線を示す．

謝辞

表 1 の同位体組成は、北海道大学大学院地球環境科学研究院の根岸淳二郎准教授に測定していただいた．また発表内容について北海道大学低温科学研究所の佐崎元教授，北海道教育大学の油川英明名誉教授からは有益な助言をいただいた．

【参考・引用文献】

1)馬淵久夫，2013: 同位体環境分析，丸善出版, 19-23.
2)中谷宇吉郎，1949: 雪の研究:結晶の形態とその生成，岩波書店, 79-83.
3)小林禎作，1983: 雪の結晶 ―冬のエフェメラル，北海道大学出版会, 26-27.
4)油川英明，中埜渡美佳，2006: 雪結晶のダイヤグラムに関する一考察，北海道教育大学紀要．自然科学編 56(2), 1-14.
5)平松和彦，1997 : ペットボトルで雪の結晶をつくる，北海道の雪氷, No. 16, 23-26.
6) Peterson, S.W., Levy, H.A., 1957: A single-crystal neutron diffraction study of heavy ice, Acta Cryst. 10, 70-76.
7) Fletcher, N.H. (前野紀一：訳), 1974: 氷の化学物理，共立出版, 20-29.
8)対馬勝年，2015: 氷雪物理学 2015， 195-200.
9)以下の文献中の図を参考に作成した：Libbrecht, K., Rasmussen, P. (でがわあずさ，広田敦郎：訳), 2010: スノーフレーク，山と渓谷社, 34-41.

バイカル湖南湖盆の結晶構造 II 型天然ガスハイドレート
Structure II natural gas hydrate retrieved at the South Baikal Basin

八久保晶弘，太田有香，森下裕士（北見工業大学），
Oleg Khlystov（ロシア科学アカデミーシベリア支部陸水学研究所），
Gennadiy Kalmychkov（ロシア科学アカデミーシベリア支部地球化学研究所），
Marc De Batist（ゲント大学），坂上寛敏，南尚嗣，山下聡，髙橋信夫，
庄子仁（北見工業大学）
Akihiro Hachikubo, Yuka Oota, Yuji Morishita, Oleg Khlystov, Gennadiy Kalmychkov,
Marc De Batist, Hirotoshi Sakagami, Hirotsugu Minami, Satoshi Yamashita,
Nobuo Takahashi, Hitoshi Shoji

１．はじめに

ロシアのバイカル湖は世界で唯一，淡水環境下で天然ガスハイドレート（GH）が存在する場所である．1997 年の Baikal Drilling Project で南湖盆の深層掘削地点（図 1 中の緑四角）から天然 GH が回収されて以来，湖底表層堆積物中に存在するいわゆる表層型 GH の発見は 2015 年までに 40 ヶ所近くに及んでいる．バイカル湖天然 GH に関するトピックスの一つに，メタン（C_1）・エタン（C_2）混合系の結晶構造 II 型結晶の発見[1)]がある．純粋な C_1 ハイドレート，C_2 ハイドレートは構造 I 型であるのに対し，ある一定の混合比の C_1＋C_2 混合系では構造 II 型となることが人工合成によって知られていたが[2-3)]，このガス組成での自然界における発見はバイカル湖が最初である．中央湖盆南部の Kukuy 湖底峡谷ではいくつもの泥火山が存在し，そのうちの一つ，Kukuy K-2 泥火山では構造 II 型結晶とその下部に構造 I 型結晶が連なる産状の堆積物コアが多数採取されている．これらの結晶については粉末 X 線回折測定（PXRD）[4)]，核磁気共鳴（NMR）分光法[1)]，解離ガス分析[5,6)]，ラマン分光法および熱分析[7)]が実施され，その結晶特性が明らかになるとともに，どのようにして構造 I 型・II 型が生成し共存しているのか，さらに謎が深まっている．

北見工業大学環境・エネルギー研究推進センターは，ロシア科学アカデミーシベリア支部陸水学研究所およびゲント大学との共同研究体制の下, Multi-phase Gas Hydrate Project（MHP）を継続しており，長年にわたる調査の結果，表層型 GH がバイカル湖の広範囲にわたって分布していることが明らかになりつつある[8)]．構造 II 型結晶は Kukuy K-2 泥火山だけではなく，近隣数 km 圏内の K-3 および K-4 の両泥火山，K-P と名付けられたポックマーク，また K-2 泥火山から南西 10km にある K-10 泥火山でも見つかっている．また，K-2 泥火山から 90km 離れた南湖盆の PosolBank ガス湧出域でも，Kukuy と同様の構造 I 型・II 型の共存がみられ，2015 年には PosolBank ガス湧出域からさらに南西 80km の Kedrovaya と名付けられた地点（図 1）にて構造 II 型結晶が大量に採取された．すなわち，こうした産状が決してローカルな現象によるものではないことを示唆している．

ロシア陸水学研究所所属の調査船 *G. Yu. Vereshchagin* 号による VER15-03 調査航海（2015 年 8 月）では，中央湖盆および南湖盆の複数地点で新たに天然 GH が採取された．本報告では，南湖盆の Kedrovaya（水深約 600m）で得られた GH 結晶と堆積物ガス，またこれらのガス組成，メタン・エタンの水素同位体比について報告する．

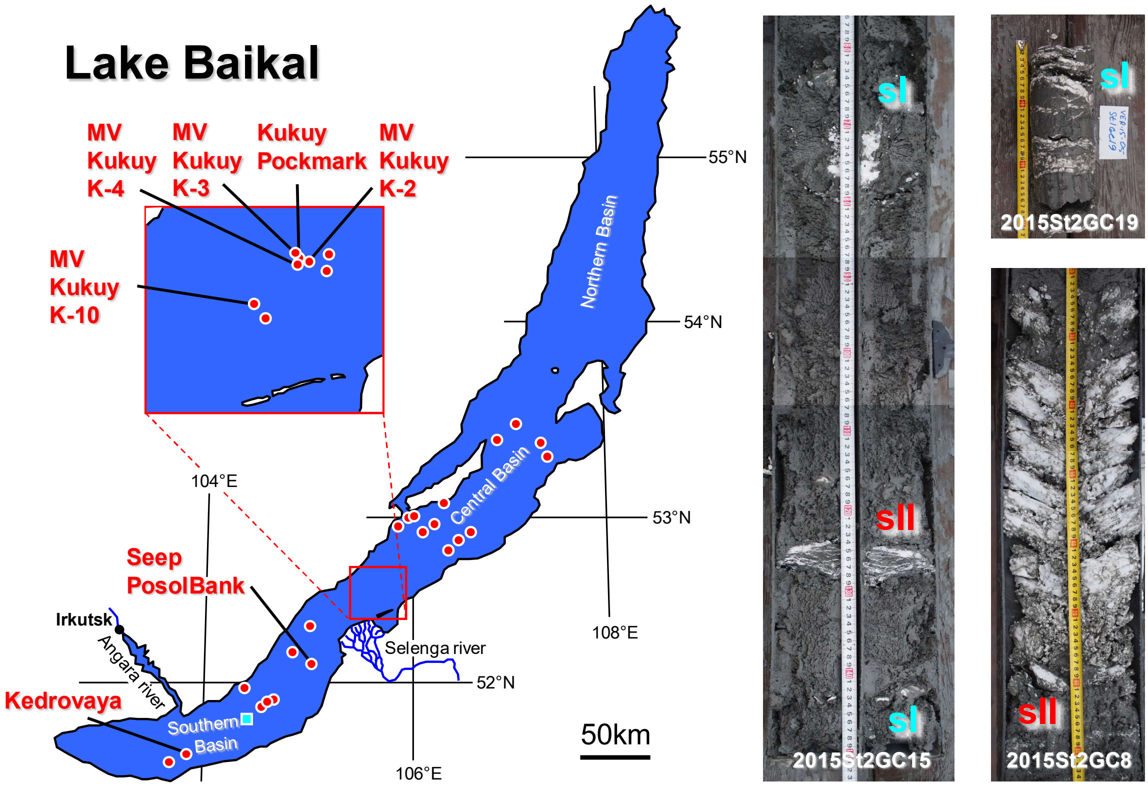


図 1 バイカル湖のガスハイドレート採取地点，およびそのうち結晶構造 II 型結晶が採取された 6 地点（左），Kedrovaya における GH 含有堆積物コアの例（右）.

２．船上での試料採取方法

マルチビーム測深機によって得られた湖底地形データを元に湖底堆積物コアリング地点を設定し，重力コアラー用いて湖底表層堆積物コアを採取した．コアリングは計 19 回実施され，そのうち 9 回は天然 GH が入っていた．堆積物コアはコアラー揚収後速やかに半割し，堆積物中の天然 GH 結晶の一部は液体窒素温度下で保存し，PXRD で結晶構造を同定した．残りは水上置換により容積 5 mL のバイアル瓶に解離ガスを採取した．また，ヘッドスペースガス法により GH の存在しない部分の堆積物に含まれるガスを採取した．これらの試料については，ガスクロマトグラフでガス組成を，また安定同位体比質量分析装置で C_1・C_2 の炭素・水素両安定同位体比を測定した．

３．ガス分析結果および考察

堆積物ガスおよび GH 解離ガスに関する，C_2，プロパン（C_3）に対する C_1 のモル比の深度依存性を図 2 に示す．なお，C_3 濃度は一部の例外を除いて炭化水素ガス全体の 100 ppm 以下であったため，横軸は実質的に C_1/C_2 比とみてよい．図中の黄色領域は構造 II 型，水色領域は構造 I 型の GH が出現するガス組成であることを示している．GH を含まないコアでは $C_1/(C_2+C_3)$が約 30～1,000 であるのに対し，GH コア（図中の赤点線）では約 10～80 であり，GH コアの堆積物ガスは明らかに C_2 リッチである．また，$C_1/(C_2+C_3)$は深度方向に減少する傾向があり，ごく浅層で生成する微生物起源 C_1 と，深部から供給される熱分解起源 C_1・C_2 との混合によるものと考えられる．GH コアのみに注目すると（図 2 右），GH 解離ガスの $C_1/(C_2+C_3)$は構造 I 型で約 30～50，構造 II 型で約 6～7 である．特に後者の値がほぼ一定であるという特徴が際立ち，また Kukuy

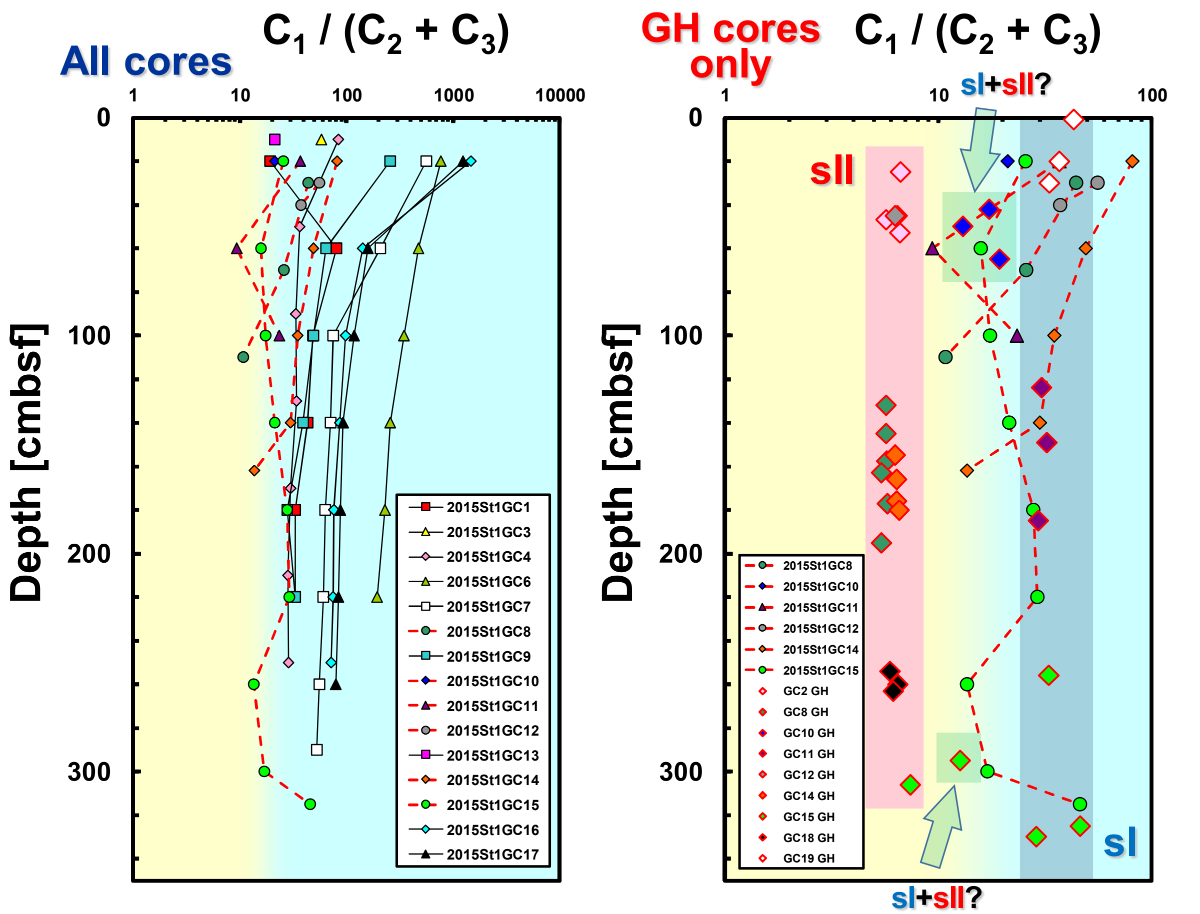


図 2 堆積物ガスおよび GH 解離ガスのエタン・プロパンに対するメタンの割合．赤点線は GH 含有コア．黄色・水色領域はそれぞれ構造 II 型，構造 I 型の範囲を示す．

泥火山群や PosolBank ガス湧出域に産出する構造 II 型とガス組成がほぼ同じである．

Kedrovaya 以外の従来の構造 II 型産出域では，直径数 mm の粒状結晶の集合体である構造 II 型が常に GH 層の上部にあり，その下部に塊状・層状の構造 I 型が連続ないし不連続に存在する産状がほとんどであった．しかしながら，Kedrovaya では St2GC15 コア（図 1）のように浅層から構造 I 型，II 型，I 型と並ぶケースもあり，また塊状の構造 II 型（St2GC8 コア，図 1）もみられた．

C_1，C_2 の水素同位体比（δD）を図 3 に示した．C_1 δD では，結晶構造を問わず GH 解離ガスは堆積物ガスよりも約 5‰小さく，メタン安定同位体分別[9]から GH は周囲のガスから生成した，あるいは周囲と平衡状態にあると判断される．一方，St1GC15 コアではそのような差がみられず，例えば解離過程にあるなどの可能性がある．一方，C_2 δD では，同一地点における構造 I 型よりも構造 II 型の方が値は小さく，Kukuy K-2 泥火山での報告例[5]と同様である．実験研究では，C_1＋C_2 混合系 GH の解離時に C_2 δD の小さい（軽い）C_2 を GH 相に濃縮する現象が確認されている[10]．また，C_1＋C_2 混合系では GH 生成時に C_2 が濃縮されやすいことから，構造 I 型結晶が何らかの条件で解離して，δD の小さい C_2 を濃縮した構造 II 型結晶が二次的に生成した，と考えられる．現在，他の構造 II 型産出域でも共通するような，地質学的な構造 I 型結晶解離イベントが存在した可能性について検討中である．

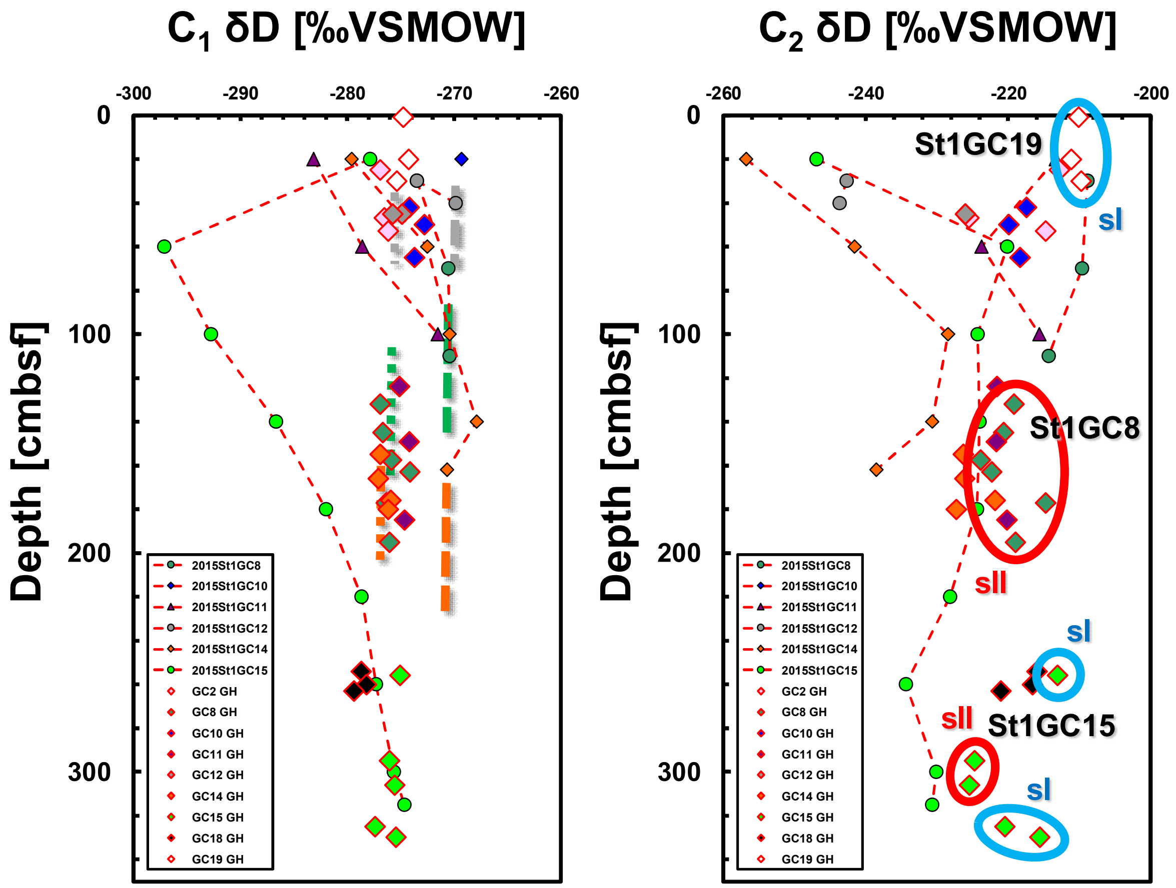


図 3 メタンおよびエタンの水素同位体比の深さプロファイル．なお，St1GC8 コアと St1GC19 コアはほぼ同一地点．

謝辞

調査船 *G. Yu. Vereshchagin* 号の乗組員ならびに乗船研究者・学生の皆様にはお世話になりました．本研究は科学研究費（基盤研究 B: 24404026; 26303021; 16H05760）の助成を受けて実施された．

【参考・引用文献】

1) Kida, M., *et al.*, 2006: *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24603, doi:10.1029/2006GL028296.
2) Subramanian, S., *et al.*, 2000a: *Chem. Eng. Sci.*, **55**, 1981–1999.
3) Subramanian, S., *et al.*, 2000b: *Chem. Eng. Sci.*, **55**, 5763–5771.
4) Manakov, A. Yu., *et al.*, 2013: *Russ. Geol. Geophys.*, **54**, 475–482.
5) Hachikubo, A., *et al.*, 2009: *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L18504, doi:10.1029/2009GL039805.
6) Hachikubo, A., *et al.*, 2010: *Geo-Mar. Lett.*, **30**, 321–329.
7) Hachikubo, A., *et al.*, 2012: *Geo-Mar. Lett.*, **32**, 419–426.
8) Khlystov, O., *et al.*, 2012: *J. Asian Earth Sci.*, **62**, 162–166.
9) Hachikubo, A., *et al.*, 2007: *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21502, doi:10.1029/2007GL030557.
10) 太田有香ほか, 2016: 北海道の雪氷, **35**, ibid.

メタン･エタン混合ガスハイドレート解離時のエタン安定同位体分別
Isotopic fractionation of ethane during dissociation of methane and ethane mixed-gas hydrate

太田有香，八久保晶弘（北見工業大学），竹谷敏（(国研）産業技術総合研究所）
Yuka Oota, Akihiro Hachikubo, Satoshi Takeya

１．研究の背景と目的

ガスハイドレート（GH）は，水分子の水素結合ネットワークで構成されるカゴ状構造にメタン（C_1）やエタン（C_2）などのガス分子をゲストとして包接する．低温・高圧条件下で安定な結晶であり，天然 GH が海底・湖底・永久凍土中に存在している．純粋な C_1 ハイドレートと C_2 ハイドレートは結晶構造 I 型を形成するが，C_1・C_2 系混合 GH はある一定のガス混合比では結晶構造Ⅱ型を形成する [1,2]．近年では，バイカル湖の湖底表層堆積物中から構造Ⅱ型の C_1・C_2 系混合 GH が発見され，その多くは構造 I 型と共存している [3]．この異なる結晶構造の共存を説明する仮説として，平衡圧の低い C_2 リッチな構造Ⅱ型が先に生成し，その後に構造 I 型が生成した [4]，または構造 I 型が生成した後にそれが解離し，C_2 を濃縮した構造Ⅱ型が二次的に生成した [5]，の 2 説がある．前者の説の根拠はゲストガスの安定同位体分別 [6] であるが，天然 GH のゲストガスの安定同位体比データは後者の説を否定しているわけではない．一方，C_1・C_2 系混合 GH を熱量計で解離させるとサーモグラフ上に 2 つの明瞭な解離ピークが現れ, 特に高温側のピークの解離ガスは C_2 に富むことが報告されている [7]. そこで本研究では，C_1・C_2 系混合 GH を人工的に生成し，熱量計を用いた解離実験を実施した．試料の解離時に C_2 リッチな結晶が二次的に生成するかどうかを結晶構造解析し，特にゲストガス安定同位体比がどのように変化するかを調べた．

２．試料生成方法

GH 試料については，撹拌装置付き耐圧容器を用いて生成した．まず，－20℃の低温室内で耐圧容器中に粉末氷 5 g を封入し，真空に引いた後，＋1℃に制御された恒温槽に耐圧容器を入れ，粉末氷を融解させた．その後，250 rpm で撹拌しながら，全圧 6MPa の任意のガス組成 5 種類（C_2 濃度 2～20%）で C_1・C_2 系混合ガスを導入した．GH の核生成後，GH 生成が終了して圧力がほぼ一定に達してから，＋1℃～＋12℃の温度変化（変化率 2℃ h^{-1}）により十分に GH 解離・生成を繰り返した．数日後，液体窒素温度まで冷却して GH 試料を取り出し，保存した．

３．試料の熱分析，ガス試料の安定同位体分析および結晶構造の決定

熱分析には低温・高圧対応型熱量計（BT2.15，Setaram）を用いた．まず，1 日かけて約－180℃まで装置内部を冷却させ, 約 1 g の GH 試料を封入した試料用耐圧容器（容積 3.7 mL）を熱量計にセットした．試料用耐圧容器を常温の別の 150 mL 耐圧容器に接続し，系内を真空引きした後，0.15℃ min^{-1} の昇温速度で常温まで昇温し，GH 試料を解離させた．この昇温時の試料用耐圧容器の温度・圧力および容器に出入りする熱流量を測定した．一つのガス組成の GH 試料について，熱量計での解離実験を以下のように計 2 回実施した．１回目は通常通りに解離させ，2 段階の解離ステージ [7]（低温側

からそれぞれ 1st ピーク，2nd ピークとする）が現れることを確認した．2 回目では，1st ピーク終了後に熱量計から GH 試料を取り出し，1st・2nd の両ピークを分離することでそれぞれのピークに相当するガス試料を得た．

ガス分析では，初期ガス（ガスボンベ），生成時の GH ガスと耐圧容器中の残ガス，1st および 2nd ピークそれぞれのガス組成をガスクロマトグラフで求めた後，安定同位体質量分析装置を用いて C_1・C_2 の炭素・水素両安定同位体比を測定した．試料準備方法については先行研究 [6]と同様である．安定同位体比の表記については，国際標準試料からの偏差を千分率で表し，炭素同位体比を $\delta^{13}C$，水素同位体比を δD とした．測定精度はそれぞれ±0.1‰（$\delta^{13}C$），±0.6‰（δD）である．

結晶構造解析では，粉末 X 線回折法（PXRD）により生成直後および 2nd ピークに相当する GH 試料の結晶構造をそれぞれ求め，ラマン分光法で GH 試料のゲストガスに関するラマンスペクトルを求めることで，結晶構造および C_1・C_2 それぞれのガス包蔵性に関する情報を得た．

４．測定結果および考察

C_2 組成を変えた計 6 回の一連の実験を行ない，初期ガス，生成時の GH ガスおよび残ガス，1st・2nd ピークそれぞれに相当する GH ガスの C_2 組成を図 1 にまとめた．いずれの実験でも，GH 生成過程では GH 相に C_2 が濃縮され，残ガス相は相対的に C_1 リッチとなった．また，1st ピークと 2nd ピークの GH ガスでは，元の GH ガスと比較して前者は C_1 リッチ，後者は C_2 リッチとなった．すなわち，C_1・C_2 系混合 GH の解離過程では C_1 が優先的にガス化して，相対的に C_2 が GH 側に残りやすいことがわかる．

初期ガス組成が 2%C_2 の GH 試料の解離実験例を図 2 に示す．サーモグラフ上では，先行研究 [5]と同様の 2 段階に明瞭に分かれた GH 解離ピークが観察された．これらのピークは試料容器の内圧上昇と対応していることがわかる．解離ガス組成を 15 分おきに

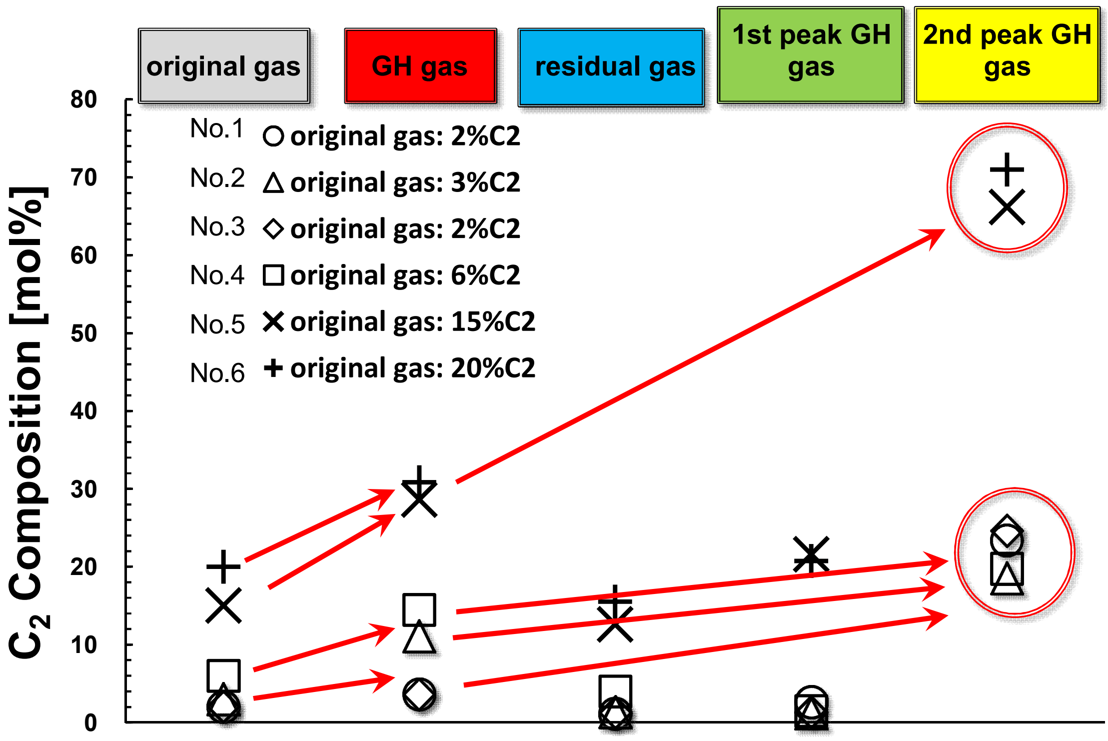


図 1 C_1・C_2 系混合 GH 試料の C_2 組成の変化

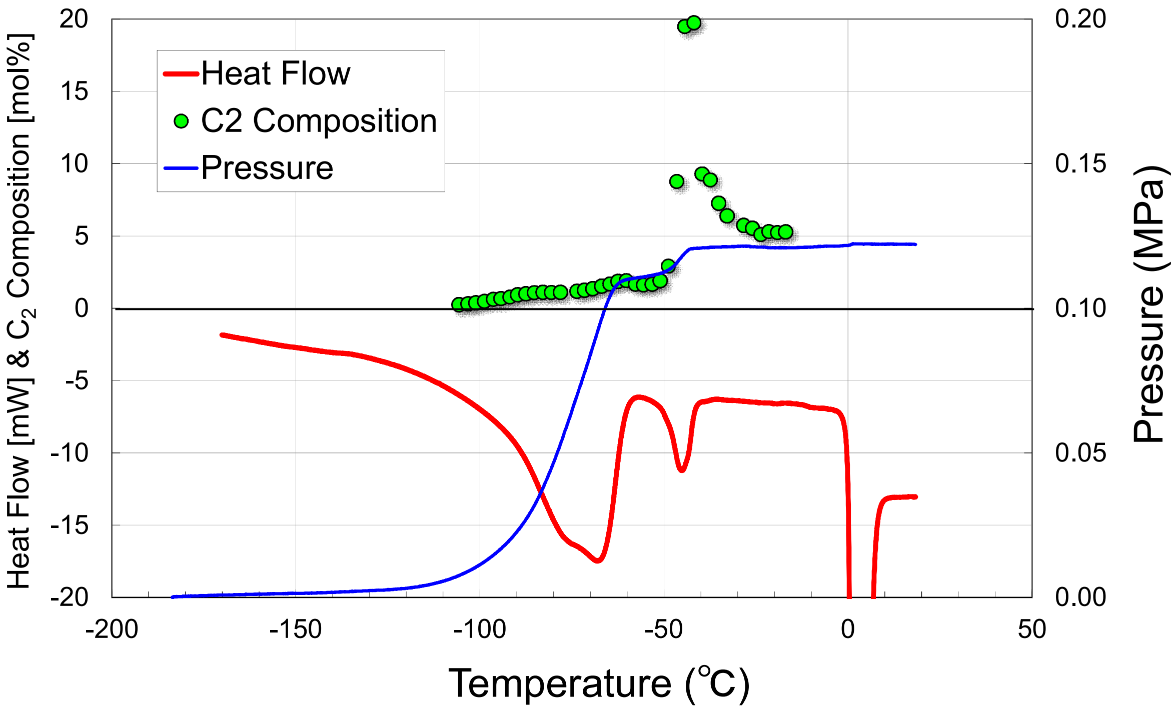


図 2 初期ガス組成 2%C_2 の C_1・C_2 系混合 GH 試料の熱量計による解離過程

採取し分析した結果，解離ガスの C_2 濃度は 1st ピークでは 1～2%の範囲にあり，温度上昇とともに解離が進行して C_2 組成がわずかに増加し，2nd ピークでは C_2 組成が急激に増加して 20%近くに達していた．その他の試料のいずれにおいても，図 2 のような 2 段階の解離がみられ，2nd ピークでは C_2 が極端に濃縮されていた．このことから，2nd ピークに相当する結晶は 1st ピークの解離ガスから C_2 を濃縮して二次的に生成したものではないかと考えられる．

PXRD による結晶構造解析の結果，試料 No.1～4 の最初に生成した GH 結晶は構造 I 型が主体であり，いくつかは構造 II 型が混じっていた．これに対し，2nd ピークに相当する GH 結晶ではいずれも構造 I 型が激減し，構造 II 型の存在比が増加した試料もあった．一方，試料 No.5～6 では最初は構造 II 型しか存在せず，2nd ピークに相当する GH 試料ではほぼ構造 I 型のみだった．ラマン分光分析からも，C_1 の C-H 対称伸縮モードおよび C_2 の C-C 対称伸縮モードそれぞれのラマンピーク位置およびピーク強度比から，上記の結晶構造解析の結果を裏付けた．したがって，試料 No.1～4 では構造 I 型の解離ガスから C_2 を濃縮して構造 II 型が二次生成したのに対し，試料 No.5～6 では構造 II 型の解離ガスから C_2 を濃縮して構造 I 型が二次生成したとみられる．

ここで，試料 No.1～4 の結果に焦点を絞ると，構造 I 型の C_1・C_2 系混合 GH 結晶の解離とともに，平衡圧が相対的に低い，さらに C_2 リッチな構造 II 型結晶が同時に生成し，それが高温環境下で解離した，と解釈できる．ただし，初期結晶に構造 II 型が混入している試料もあり，平衡圧が低いために比較的高温になるまで解離せずに残存した可能性も否定はできない．

No.1～4 の各種ガス試料に関する，C_2 の $\delta^{13}C$ と δD との関係を図 3 に示した．2nd ピークの GH 結晶が包接する C_2 δD は，1st ピークのそれと比較して約 13‰小さく，大きな安定同位体分別がみられたのに対し，$\delta^{13}C$ には顕著な差はみられなかった．こ

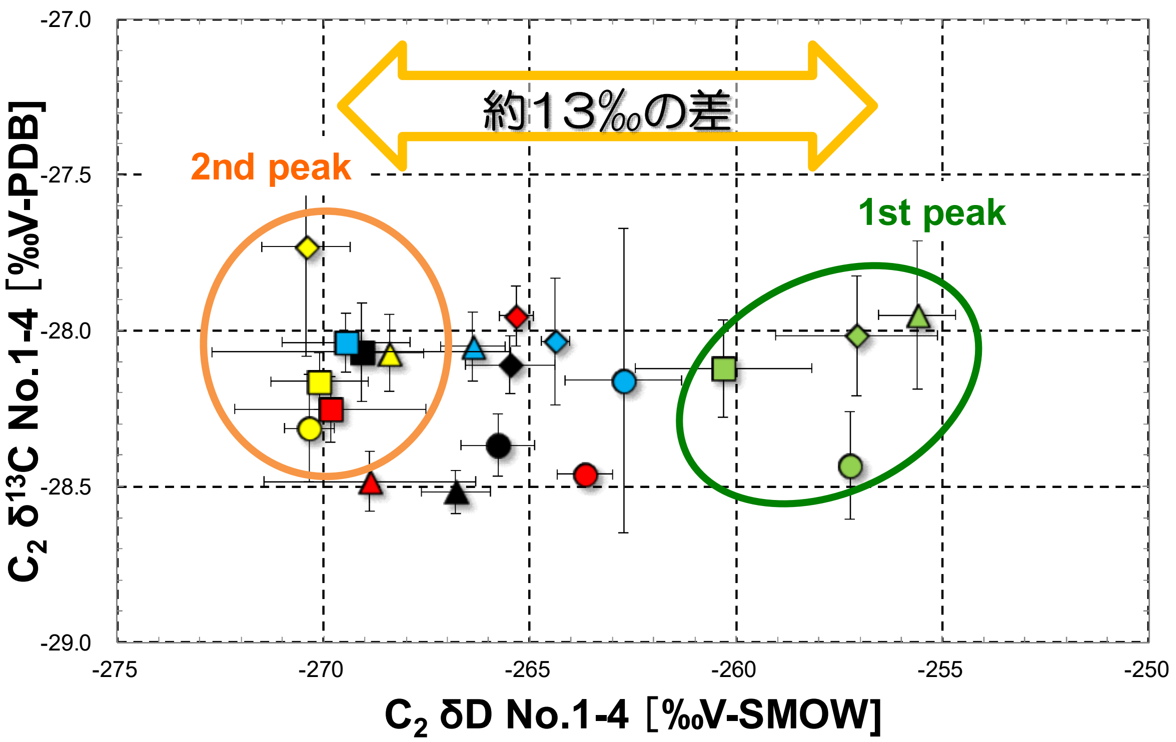


図 3 C_1・C_2 系混合 GH 試料 No. 1～4 の C_2 安定同位体比．記号は図 1 と同じ．

の C_2 δD の安定同位体分別の傾向は，バイカル湖中央湖盆の Kukuy Canyon [4]および南湖盆の Kedrovaya [8]での報告例とほぼ合致する．すなわち，構造 I 型が解離して C_2 が濃縮され，構造 II 型が二次的に生成したとする仮説 [5]と合致する．

バイカル湖では 2015 年までに計 6 ヶ所で構造 II 型結晶の存在が確認され [8]，南湖盆・中央湖盆の広範囲でこうした産状がみられる．本研究の結果から，気候変動等のイベントで C_2 組成が数%の構造 I 型が解離し，その解離ガスから C_2 組成が 14-15%に濃縮された構造 II 型の生成が起こったものと推察される．

謝辞

本研究を遂行するにあたり，科学研究費（基盤研究 B:26303021）の助成を受けた．

【参考・引用文献】

1) Subramanian, S., *et al.*, 2000a: *Chem. Eng. Sci.*, **55**, 1981–1999.

2) Subramanian, S., *et al.*, 2000b: *Chem. Eng. Sci.*, **55**, 5763–5771.

3) Kida, M., *et al.*, 2006: *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24603, doi:10.1029/2006GL028296.

4) Hachikubo, A., *et al.*, 2009: *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L18504, doi:10.1029/2009GL039805.

5) Manakov, A. Yu., *et al.*, 2013: *Rus. Geol. Geophys.*, **54**, 475–482.

6) Hachikubo, A., *et al.*, 2007: *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L21502, doi:10.1029/2007GL030557.

7) Hachikubo, A., *et al.*, 2008: *Proc. 6th Int. Conf. Gas Hydrates*, http://hdl.handle.net/2429/2694.

8) 八久保晶弘ほか, 2016: 北海道の雪氷, **35**, ibid.

極端な北極海の海氷減少に対する大気応答
Atmospheric response to extreme sea ice decrease in the Arctic

山崎孝治（北海道大学），中村哲（北海道大学），本田明治（新潟大学），
浮田甚郎（新潟大学）
Koji Yamazaki, Tetsu Nakamura, Meiji Honda, and Jinro Ukita

１．はじめに

地球温暖化に伴い，近年，北極域の気温は全球平均の２倍のスピードで昇温し，北極域の海氷面積は急激に減少している．この海氷の変化は気候システムにおいて重要な役割を果たしている．近年の北極振動の負傾向とそれに伴う中緯度の寒波は自然変動もあるが北極海氷の減少によりもたらされたことが，近年の研究から明らかになってきた[1),2)]．また，観測の解析やモデル実験によって，海氷減少が負の北極振動をもたらす過程では，特に真冬から晩冬にかけては，成層圏を通したプロセスが重要であることが認識されつつある[3),4),5)]．海氷減少が対流圏のプラネタリー波を増幅させ，それが成層圏の極渦を弱め，さらに成層圏から対流圏へ影響して対流圏の北極振動を負へシフトさせるという筋書きである．一方で海氷−北極振動の関係は非線形であり，さらに北極の海氷が減少すると北極振動は正になるという研究もある[6)]．

ここでは北極の海氷をこれまで観測された程度から海氷がすべて融解する極端なケースまで段階的に海氷を変化させて大気の応答を見る．海氷だけを変化させるので温暖化の未来予測ではないが，海氷から大気への影響のプロセスを理解するための思考実験として行う．なお当研究の図は文献 7)から一部引用している．

２．モデルと実験方法

本研究で使用した大気大循環モデルは AFES version 4.1（T79L56, モデル最上層 60 km）であり，著者らの以前の研究で使用したもの[2),5)]と同じである．

本モデルでの海氷は各格子点で「あり」か「なし」のどちらかである．ただし，海氷の厚さは最大 50 cm で観測される海氷密接度に比例するように与える．そのため，密接度に応じた乱流熱フラックスが大気に与えられることになる．

CNTL run では海氷密接度や海面水温を昔の海氷が多かった時期（1979-1983 年の 5 年平均）の月平均値を与える．AICE run は北極海氷のみ最近の少ない値（2005-2009 年の 5 年平均）を与える．さらに Im30 (Im40) run では北極の海氷の厚さを 30(40) cm 減少させる．Im50 run では 50 cm 減少させるので真冬でも北極海には海氷が全くない．積分は各々のランを 150 年行い，結果を解析した．

３．実験結果

図１はそれぞれのランにおける冬平均（12-2 月）乱流熱フラックス偏差（CNTL との差：上）と 500 hPa 高度（下）である．

AICE～Im40 では北大西洋および北極海沿岸で熱フラックスによる大気加熱が大きい．Im50 では北極海全域で大気加熱が大きい．500 hPa の大気場は CNTL から Im50 へ順に北極域が暖まるので北極域での高度が高くなる．

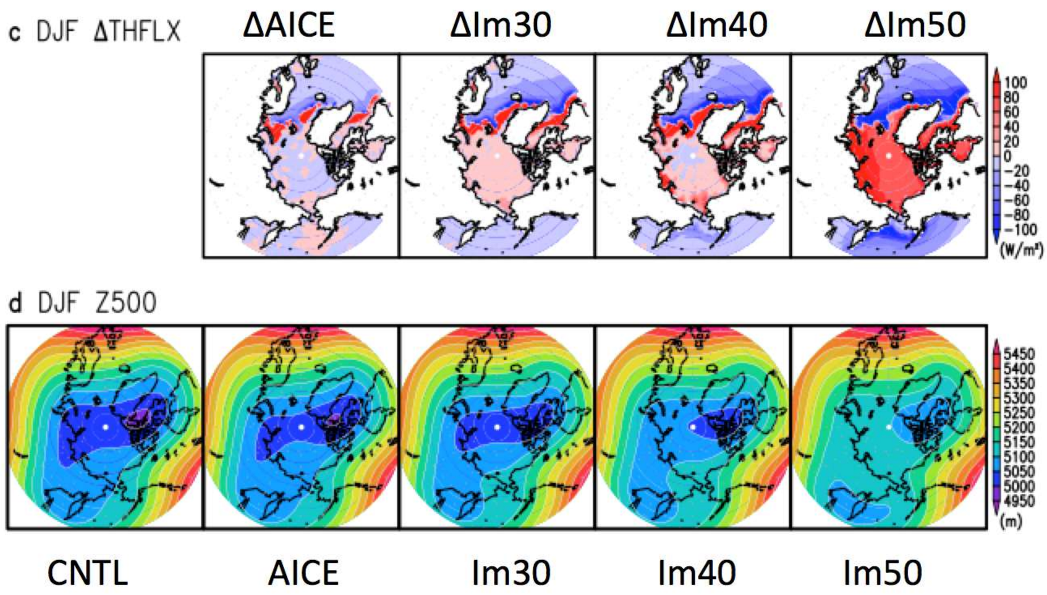


図 1 上：冬平均（12-2 月）のそれぞれのランの乱流熱フラックス偏差（CNTL との差）．正の値（大気を暖める方向）は赤で示す．下：冬平均のそれぞれのランの 500 hPa 高度．文献 7)の Figure S1 を一部改変．

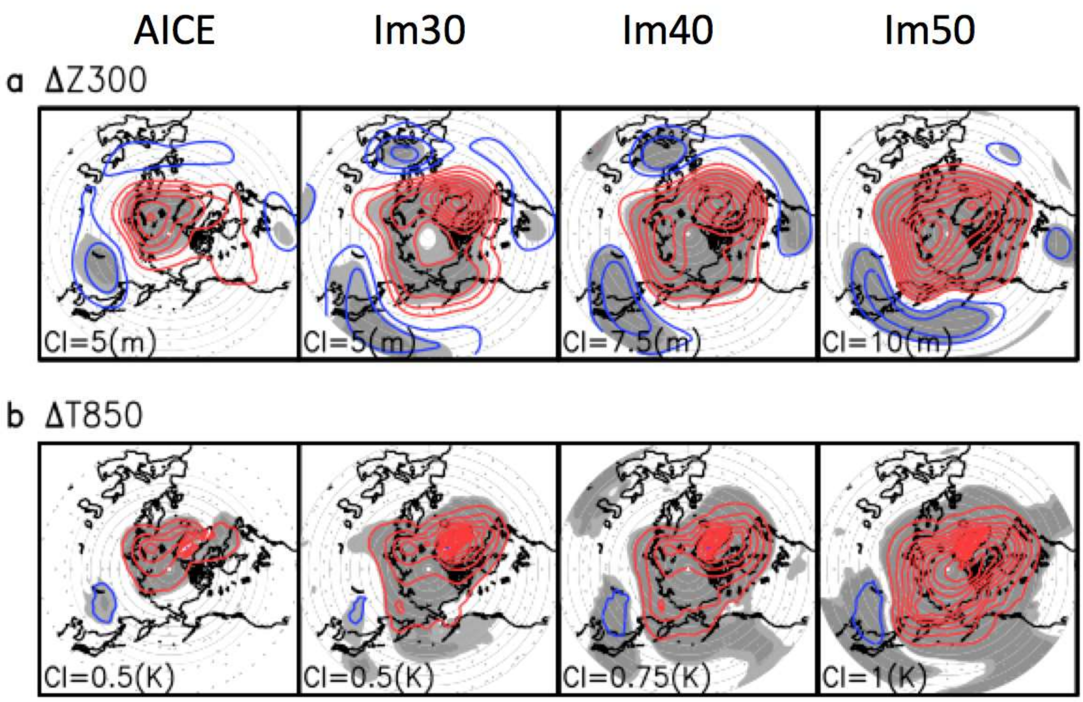


図 2 それぞれのランの 150 年平均の冬（12-2 月）の CNTL run との差．上）300 hPa 高度，等値線間隔は左から右へ（AICE，Im30，Im40，Im50）5 m，5 m，7.5m，10 m．下）850 hPa 気温．等値線は左から右へ 0.5 K，0.5K，0.75K，1 K．いずれも正の値は赤い，負の値は青い線で示す．影は有意水準 95%，99%で有意な所を示す．文献 7)の Figure 1 を引用．

CNTL からの偏差として 300 hPa 高度偏差と 850 hPa の気温偏差を図２に示す．北極域の下層気温偏差および高度偏差は AICE から Im50 へゆくに従って（海氷が減少するに従って），北極域の昇温は大きく広くなり，北極域の正の高度場偏差も大きく広くなる．一方，中緯度，特に極東で，高度偏差が負になり，北極振動は海氷が減少するとどんどん負になってゆく．極東の気温は海氷減少が進むほど負偏差になる．

成層圏との関係を見るために，60°N における東西平均西風偏差の時間・高度断面図を図３に示す．AICE では１月にプラネタリー波が成層圏へ伝播し（図略），上部成層圏の西風を減速させ，それが徐々に下降し，１月下旬から２月にかけて対流圏で西風減速（すなわち負の北極振動）を引き起こす．Im30 や Im40 でも時期は異なるが成層圏への伝播が見られるが，対流圏は成層圏とは独立に負の北極振動になっているようである．Im50 になると対流圏では負の北極振動，成層圏では正の北極振動となり，成層圏は対流圏の負の北極振動の要因になっていない．成層圏・対流圏リンクは見られない．

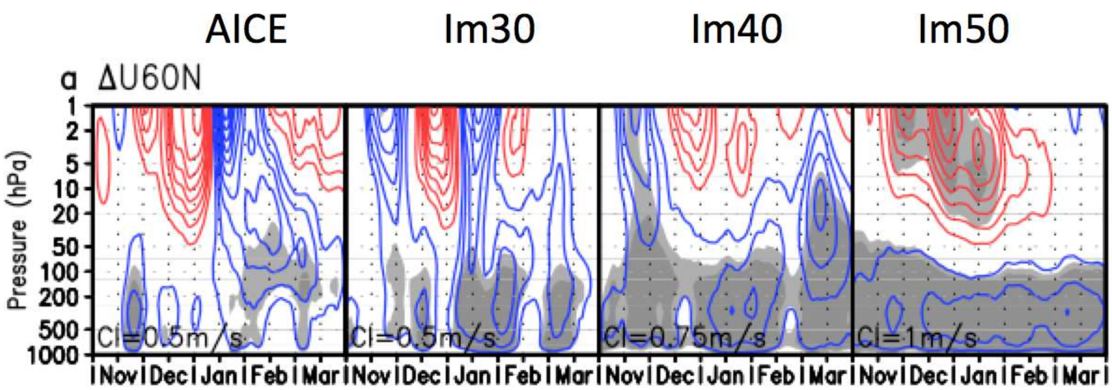


図 3　60° N における東西平均西風偏差（北極振動のプロキシ）の時間・高度断面図．11 月から 3 月までを示す．赤い線は正偏差，青は負偏差を示す．影は 95%，99%で偏差が有意な所．文献 7)の一部を改変．

Im50 の結果は，北極海氷減少が対流圏の北極振動を負にして極東で寒波をもたらすプロセスとして成層圏経由だけではなく，対流圏のみの過程があり，その過程が北極の海氷が減少すればするほど強まることを示唆している．

次に対流圏での波の活動度と残差平均子午面循環を調べた（図略）．AICE から Im50 へと 40-70°N の対流圏で波の鉛直伝播が強まり（物理的には極向きの渦熱輸送が強まることと同等），高緯度対流圏中上層の西風を減速している．このため，中緯度で上昇し高緯度で下降する残差平均子午面循環が強化され，海氷が海面に変わることによる直接的な北極域の乱流加熱に加えて，循環による力学的加熱（＝極向き熱輸送の収束）が北極温暖化を増幅させていることがわかった．逆に中緯度では循環偏差は上昇流であり力学的加熱は弱いながらも寒冷化に働いている．なお，このプロセスに関与する波はどの実験でも主にプラネタリー波（波数 1 と 2）であり，総観規模擾乱の役割は小さかった．

４．まとめ

近年の北極域の海氷減少により北極域は昇温しているが成層圏結合を介して冬の北極振動が負位相になり東アジアなどでは寒冬になることが著者らの研究等で示された．ここでは AFES 大気大循環モデルを用いて，海氷減少が現実的なものから北極海の海氷がすべてなくなるような極端な仮想条件に対する大気応答を，海氷のみを段階的に減少させた実験により調べた．海氷を減少してゆくと対流圏の北極振動は負になり北極域の昇温も大きく広がる一方，東アジアの寒冷化も強まり極向きの熱輸送も増大する．ただし海氷が全くなくなると成層圏では正の北極振動となり，対流圏とは独立して成層圏−対流圏結合は見られなくなる．海氷−中緯度気候リンクには対流圏に閉じたプロセスと成層圏経由のプロセスの２つがあることがわかった．

謝辞

数値シミュレーションは JAMSTEC の Earth Simulator 3 で行った．当研究は Green Network of Excellence (GRENE) Program Arctic Climate Change Project と the Arctic Challenge for Sustainability (ArCS) の助成を受けた．

【参考・引用文献】

1) Honda，M., J. Inoue, S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707.

2) Nakamura, T., K. Yamazaki, K., K. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa, J. Ukita, 2015: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3209-3227.

3) King, M. P., M. Hell, and N. Keenlyside, 2015: Investigation of the atmospheric mechanisms related to the autumn sea ice and winter circulation link in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **46**, 1185-1195.

4) Kim, B. M., S. W. Son, S. K. Min, J. H. Jeong, S. J. Kim, Z. Zhang, T. Shim, and J. H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss, *Nature Communications*, **5**, 4646.

5) Nakamura, T., K. Yamazaki, K., K. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa, Y. Tomikawa, and J. Ukita, 2016: The stratospheric pathway for Arctic impacts on mid-latitude climate, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 3494-3501.

6) Petoukhov, V., and V. A. Semenov, 2010: A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, *J. Geophys. Res.*, 115, D21111.

7) Nakamura, T., K. Yamazaki, M. Honda, J. Ukita, R. Jaiser, D. Handorf, and K. Dethloff, 2016: On the atmospheric response experiment to a Blue Arctic Ocean. (submitted to *Geophys. Res. Lett.*)

北極海航路における氷海航行速度解析と氷況・海域の影響

Analysis of ship speed in sea ice by the influence of ice condition and regional effect in the Northern Sea Route

森下裕士（北見工業大学大学院），舘山一孝（北見工業大学），大塚夏彦（北海道大学）
Hiroshi Morishita, Kazutaka Tateyama, Natsuhiko Otsuka

1. はじめに

北極海航路とは大西洋とベーリング海峡を結ぶ航路を示すが，本研究ではロシア沿岸を航行する北東航路を解析対象とした．近年，北極海の海氷は減少傾向にあり[1)]，北極海航路の実用化には大きな期待が寄せられている．北極海航路は，スエズ運河経由の航路に比べて，アジアとヨーロッパの航行距離を約 40%削減できることを最大の利点としている[2)]．

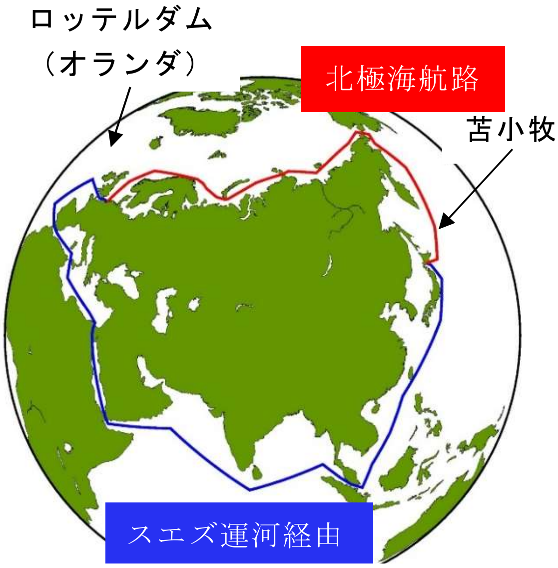


図 1　北極海航路（赤線）とスエズ運河経由の航路（青線）

航路開通期間の予測は，貿易の活性化において重要な要素であるが，現在手法が確立されていない．氷海航行速度が不明確であることが原因であり，予測手法の開発には航行時の氷況を把握することが重要である．Petrich ら[3)]は，2013 年 8 月～10 月において東経 150 度～160 度の海域を航行した船舶の航海期間は，期間内の海氷密接度（一定海域内を海氷が占める割合）の平均値と相関関係があることを報告した．著者ら[4)]も昨年，日平均船速と海氷密接度の日平均値との間には相関があり，海氷密接度に海氷厚をかけるとさらに相関が強まることを明らかにした．しかし，氷況と船速の関係式を元に船速予測を行った結果，大きな誤差が生じた．これは海域による違いや砕氷船による航行支援の影響を考慮していなかったことが原因であると考え，本研究では解析範囲を海域ごとに分け，砕氷船の支援の有無などを加えた詳細な解析を行った．まず，氷海航行時の海氷密接度と海氷厚，船速をマッピングし，バレンツ海，カラ海，ラプテフ海，東シベリア海における氷況と航海状況について解析した．次に，耐氷船の船速と海氷厚の比較し，厚さによる船速変化について考察した．

2. 使用データ

2.1　衛星観測による氷況データ

宇宙航空研究開発機構（JAXA）が 2012 年に打ち上げた水循環変動観測衛星しずくには，高性能マイクロ波放射計 AMSR2 が搭載されている．AMSR2 は，地球上から放射される 6，7，10，18，23，36，89GHz の 7 つの周波数帯の輝度温度を観測している．観測された輝度温度は水に関する様々な地球物理量に変換することが可能であり[5)]，本研究では輝度温度から算出可能である海氷密接度と海氷厚を海氷情報として使用した．

海氷密接度はAMSR2によって観測された輝度温度データをもとにJAXAによって計算されたデータを使用した．海氷厚は，AMSR2輝度温度データから，Krishfieldらによって提案された推定式[6)]を用いて算出した．

2.2　AISによる実船データ

自動で航行中の船舶位置情報などを送信するAISが2002年のSOLAS条約の改正により多くの船舶に搭載が義務付けられたため，AISを搭載した北極海航路を航行する実船情報を入手できるようになった．本研究では，東洋信号通信社の管理するAIS情報提供サイトShipfinder.comより入手した位置，船速データを使用した．

北極海航路を航行する船舶のほとんどは，砕氷船か耐氷船に区別することができる．砕氷船は，厚い海氷が存在する海域でも航行可能である．一方で，耐氷船は薄い海氷のみ航行可能であり，航行可能な海氷厚に応じたアイスクラス（船舶の海氷に対する強さ）が設定されている．耐氷船の氷海航行には，単独航行する場合と，砕氷船にエスコートされる場合がある．砕氷船によるエスコートの有無は，Shipfinder.comより直接的に知ることはできないが，双方のデータを見比べることで判断が可能である．

本研究では，北極海航路を実用的に利用している一般貨物船，タンカー，バルカーを解析対象とした．さらに，載貨重量トン数（貨物や燃料を含む船舶の最大積載量）を5,000トン以上とし，アイスクラスは1 m以内の薄い海氷域を航行可能なクラス（Arc4，Arc5）に限定した．また，Shipfinder.comで公開されているデータは1か月前までであるため，解析を開始した2014年以降のデータを使用した．解析期間は北極海航路の利用が活発化する6月～11月とし，東経20度～54度をバレンツ海，54度～103度をカラ海，103度～140度をラプテフ海，140度～180度を東シベリア海として海域別に解析を行った．解析期間内に各海域を航行した解析対象条件を満たす船舶の数を表1に示す．

表1　解析期間内に北極海航路を航行した海域別船舶数（隻）

		海域	一般貨物船	タンカー	バルカー
北極海航路に侵入した貨物船	2014	バレンツ海	4	8	10
		カラ海	4	8	10
		ラプテフ海	10	4	5
		東シベリア海	10	2	0
	2015	バレンツ海	27	9	14
		カラ海	28	10	12
		ラプテフ海	12	5	1
		東シベリア海	13	3	0
海氷域に侵入した貨物船	2014	バレンツ海	1	0	2
		カラ海	2	4	6
		ラプテフ海	2	4	5
		東シベリア海	2	2	0
	2015	バレンツ海	3	0	1
		カラ海	20	5	9
		ラプテフ海	7	3	0
		東シベリア海	6	2	0

3. 解析結果

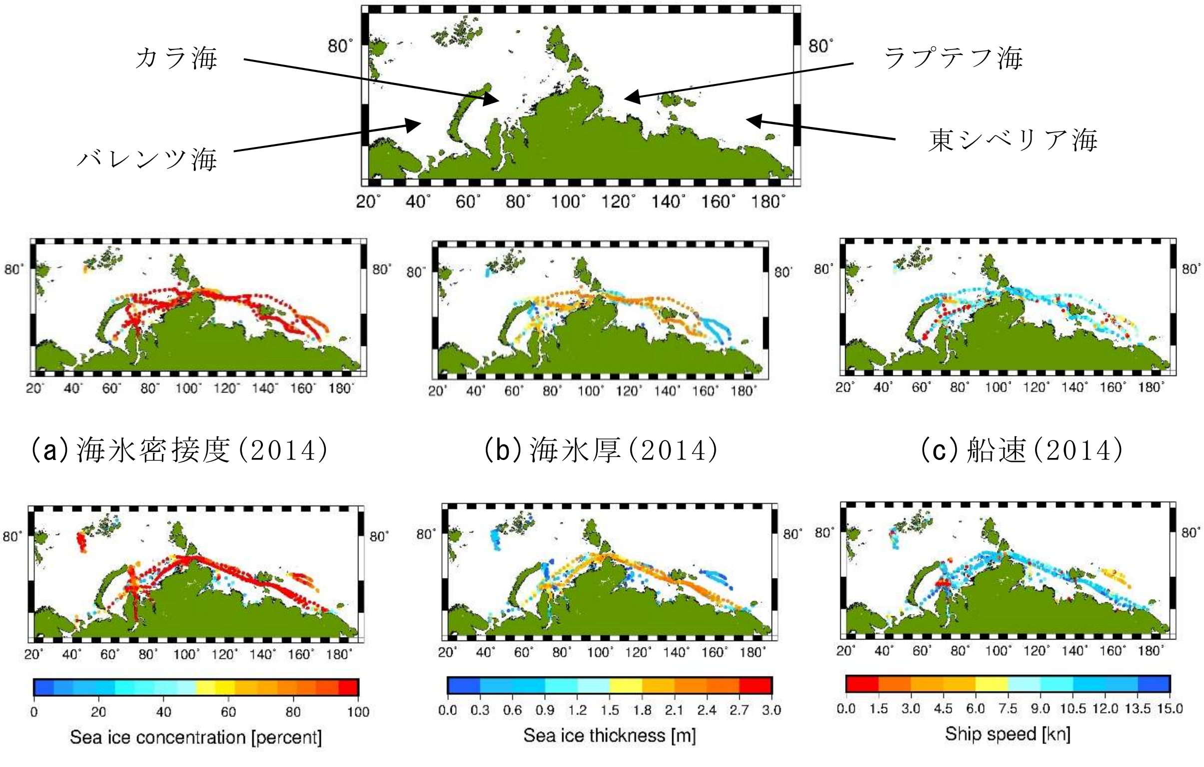
図 2 は，解析対象船舶が 2014 年，2015 年 6 月～11 月に北極海航路の氷海航行時の海氷密接度と海氷厚，船速を示す．

バレンツ海において，この 2 年間を通じて船舶が海氷域を航行したのはフランツヨーゼフ諸島周辺のみである．海氷厚も 1 m 以内であり，他の海と比較すると薄い傾向にあった．2015 年には，貨物船が夏期に砕氷船の支援を受けずに北極海航路を単独航行する事例が認められた．

カラ海では，多くの船舶が氷況の影響を受けていた．特に，ノバヤゼムリヤ島のジェラーニエ岬からヤマル半島にかけては，厚い海氷が残り，船舶は 6 kn 以下まで減速した．ただし，この海域は砕氷船のエスコートを多く受ける海域であるため，砕氷船待機により減速する船舶，砕氷船のエスコートを受けて 10 kn 程度で航行する船舶が混在する．

ラプテフ海では，厚さ 2 m 級の海氷が存在し，2 年とも厳しい氷況であった．しかし，砕氷船のエスコートを受け，10 kn～12kn で航行する場合も多く見られた．

東シベリア海では，ノヴォシビルスク諸島の北側を通るチホノフ・ルート，ドミトリー・ラプテフ海峡やサニコフ海峡を航行する航路がある．2 年とも，チホノフ・ルートを航行した場合には 6 kn 程度まで大きく減速し，各海峡を航行した場合には 10 kn～15 kn で航行している．



(a)海氷密接度(2014)　(b)海氷厚(2014)　(c)船速(2014)

(d)海氷密接度(2015)　(e)海氷厚(2015)　(f)船速(2015)

図 2　解析対象船舶が北極海航路の氷海航行時の氷況と船速（2014 年，2015 年 6 月～11 月）．2014 年の(a)海氷密接度，(b)海氷厚，(c)船速．2015 年の(d)海氷密接度，(e)海氷厚，(f)船速

4. 考察と今後の課題

砕氷船のエスコートを全く受けていないバレンツ海のデータを使用し，船速と氷況の関係性を調べた（図 3）．図 3(a)に示す通り，船速は海氷密接度との間では弱い相関があることが分かった．海氷密接度が高くなると，航行時の海氷による抵抗は増大すると考えられるが，アイスクラスを有する船舶が薄氷域を航行する場合，容易に航行が可能であるため，相関が低くなったと考えられる．図 3(b)は，海氷厚と船速の関係性を示す． 海氷の厚さが増すと砕氷抵抗や海氷を押しのけるための抵抗が増大し，船速が下がることから，やや強い相関があると考えられる．また，海氷厚 0.5m 以上の場合，船速の変動が大きいことがわかった．本研究では，大型砕氷船の実船データと見比べて解析を行ったが，小型砕氷船の航海情報まで把握していない．したがって，小型砕氷船によるエスコートを受けて船速が変化している可能性も考えられる．さらに，解析期間中はメルトポンド（海氷表面の融解水）が発生するが，本研究では考慮していない．今後は，冬期の解析も行い，氷況と船速の関係性を調査する必要がある．

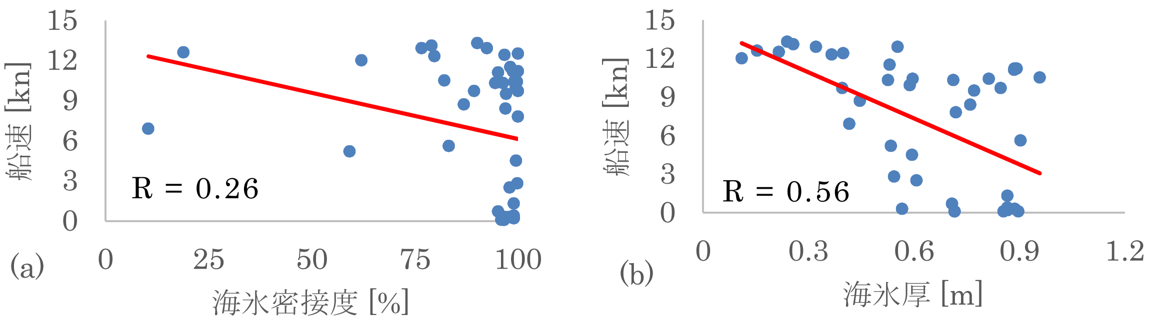


図 3　バレンツ海を航行した船舶の速度と氷況の関係．（a）海氷密接度，（b）海氷厚

【参考文献】

1）気象庁，2015: 海氷域面積の長期変化傾向（北極域），
http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_arctic/series_arctic.html

2）北海道建設部空港港湾局物流港湾課，2013: 北極海航路可能性調査事業委託業務報告書, http://www.pref.hokkaido.lg.jp/ss/bkk/99_zenbun.pdf

3）Chris Petrich, Irina Sæther , 2015: COMMON SOLUTIONS AND CHALLENGES TO THE TRAVERSE OF SEA ICE BY SHIPS, Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, Trondheim, Norway, June 14-18, 2015

4）森下裕士，舘山一孝，大塚夏彦，2015：北極海航路の氷況と可航性に関する研究，北海道の雪氷，34，43-46

5）JAXA, 2016: GCOM-W1 水環境変動観測衛星「AMSR2 を知る」，
http://suzaku.eorc.jaxa.jp/GCOM_W/w_amsr2/whats_amsr2_j.html

6）R. A. Krishfield, A.Proshutinsky, K.Tateyama, W.J.Williams, E.C.Carmack, F.A.McLaughlin, M.-L.Timmermans, 2014: Deterioration of perennial sea ice in the Beaufort Gyre from 2003 to 2012 and its impact on the oceanic freshwater cycle. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 1271-1305

橇搭載型電磁誘導式氷厚計を用いたサロマ湖氷厚の測定に関する研究
The measurement of lake ice thickness using an electromagnetic induction device onboard a sled in Saroma-ko Lagoon

北桃生（北見工業大学大学院），舘山一孝（北見工業大学），
星野聖太（北見工業大学大学院），中村和樹（日本大学），牛尾収輝（国立極地研究所）
Momoi Kita，Kazutaka Tateyama，Seita Hoshino，Kazuki Nakamura，Shuki Ushio

１．はじめに

アイスアルベドフィードバック効果により海氷はわずかな気温変化にも敏感に応答するため[1]，海氷調査は地球環境の動向を知るための有効な手段といえる．現在，衛星リモートセンシングを利用した海氷面積測定手法は確立されつつあるが，海氷厚測定に関しては研究段階である．しかしながら，地球環境の変化を知るためには海氷総量を把握することが重要であり，そのためには海氷厚測定の精度を向上させることが必要不可欠である．ドリルを用いた掘削による直接計測で広範囲の海氷厚分布測定は多くの時間と労力が必要であるが，電磁誘導式氷厚計(Electro Magnetic induction device，以下 EM)を用いることにより容易に海氷厚測定を行うことが出来る[2]. EM には船舶搭載型や航空機搭載型などの種類があり，本研究では低コストで詳細に氷厚観測を行うために橇搭載型 EM を用いた．サロマ湖において，橇搭載型 EM による氷厚測定の精度検証実験を行い，精度の良い海氷厚観測手法を確立することが本研究の目的である．

２．観測地域と方法

本研究の観測地域であるサロマ湖は北海道東部に位置する日本最大の汽水湖であり，その表面積は 150.35 km^2，周囲 90.24 km，最深 18 m である．サロマ湖はオホーツク海と二箇所の湖口で繋がっており，多くの生物が生息するため水産資源が豊富である．冬期でも氷上で漁などの人間活動が行われることから氷厚に関するデータが存在している．また，冬期に結氷した際の湖氷厚は通常 1 m 以下であり，比較的薄い氷のデータ取得と精度検証が可能である．サロマ湖は汽水湖に分類されるが，佐呂間別川の流入点付近を除いた大部分は，湖水の塩分はオホーツク海の海水塩分とほとんど変わらない．

本研究では EM による観測において，Geonics EM31SH を使用した．EM の送信コイルから周波数 f=9.8 Hz で一次磁場を変化させ，湖氷と湖水の境界面に誘導電流を発生させる．その誘導電流によって二次磁場が誘起され，二次磁場の強さを受信コイルが感知して，みかけの電気伝導度 σ_a[mS/m]として記録される．この σ_a より，受信コイルから湖氷と湖水の境界面までの距離(Z_E)が求められるため，Z_E から橇の高さを引くことによって，全氷厚（積雪深と湖氷厚の総和）を求めることができる．EM を搭載した橇（図 1）をスノーモービルによって 20 km/h の速度で牽引して観測を行い，1 秒ごとにデータを記録した．

サロマ湖では 2013 年から 2016 年の冬期に橇搭載型 EM による観測を行った．2013 年の観測では先にドリル観測をし，次にそのそばを EM で観測するという観測方法だったためにそれぞれの測定位置や日時にずれが生じていた．そのため，2014 年以降は EM を停止させ，そのすぐ横でドリル測定を行うという観測方法に統一し，位置と時間のずれを改善し

た．よって本研究では測定方法が改善された2014年，2015年，2016年の観測データのみを対象とする．

湖上では1 kmごと（氷況により一部例外あり）に測点を設け，氷厚や積雪深などの実測を行い，これらの測点に沿ってEM観測を行った．各測点で取得された実測値と同じ地点におけるEM観測結果を比較することにより精度検証を行った．

図１　橇搭載型EMの外観

３．解析結果

３．１　EMのキャリブレーションと氷厚換算式

Z_Eの実測と同じ地点でのσ_aのデータ，はしごキャリブレーションによって得たZ_Eとσ_aのデータを用いて回帰分析を行った．はしごキャリブレーションとは，カーボン製のはしごを用いEMを持ち上げて任意のZ_Eを得たときのσ_aを記録する校正方法である．

この回帰分析結果から以下の各年のZ_Eとσ_aの関係式を得た．

$$\sigma_{a2014}=79.20+1973\exp(-0.9740Z_E) \quad (1)$$

$$\sigma_{a2015}=92.59+1731\exp(-0.8876Z_E) \quad (2)$$

$$\sigma_{a2016}=110.0+2086\exp(-1.160Z_E) \quad (3)$$

上記関係式を変換することによって以下の各年の氷厚換算式を得た．

$$Z_{E2014}=7.790-\ln(\sigma_a-79.20)/0.9740 \quad (1)'$$

$$Z_{E2015}=8.400-\ln(\sigma_a-92.59)/0.8876 \quad (2)'$$

$$Z_{E2016}=6.582-\ln(\sigma_a-110.0)/1.160 \quad (3)'$$

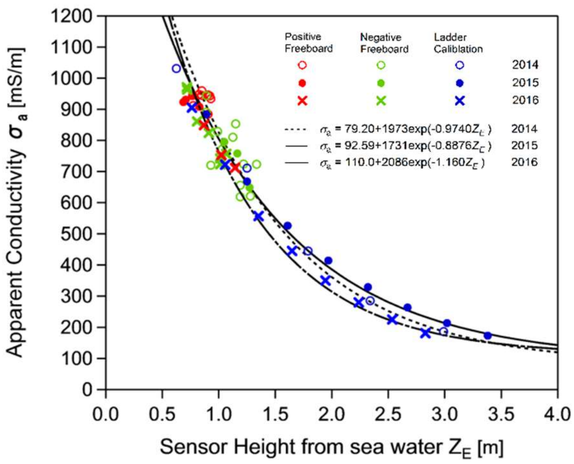


図２　はしごによるキャリブレーションと実測値を用いた各年度の回帰分析結果

図2の赤色と緑色のマーカーは共にドリルによる実測値を表示しており，赤色は正のフリーボード，緑色は負のフリーボードのデータである．ここでのフリーボードはアイスフリーボードのことであり，氷の表面から水面までの距離のことで，正の値のときは湖水面が氷の表面の位置よりも低いことを示し，負の値のときは湖水面が氷の表面の位置よりも高いことを示しており，湖氷上の積雪への湖水の浸み上がりの指標となる値である．浸み上がりは湖氷が積雪を加えた自重で湖水中へ沈み込むことや潮汐などによって起きる．

３．２　EM推定誤差

前節で求めた氷厚換算式を用いた，2014年から2016年のサロマ湖の氷厚分布測定の結果をそれぞれ図3，4，5に示す．

これらの図において，カラーバーは全氷厚の厚さを示している．丸印は実測点を示しており，ドリルによる全氷厚の測点とその値を，また，実線はEM観測の測線と全氷厚の値を示している．

ドリルとEM観測の誤差について，三年冬期全体の68 %が誤差0.1 m以下であり，それらの平均誤差は全氷厚の平均値の4.6 %であった．

サロマ湖は北西方向から南東方向にむかうにつれて氷厚が厚くなる傾向があることが示されている．これは，冬期にサロマ湖周辺では北西風が卓越しており凍結し始めた氷が風下である東岸側へ押し付けられることと，サロマ湖の南東部に佐呂間別川から淡水が流入して塩分が薄くなっており，この場所周辺から結氷が始まるためである．

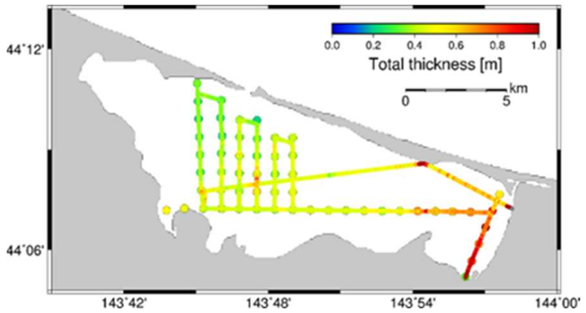


図３　氷厚分布（2014 年）

３．３　EM 推定誤差の要因と補正

EM 測定とドリル測定に誤差が生じる主要因として，(1)ドリルと EM の機器的な観測範囲の違い，(2)積雪への湖水の浸み上がり，(3)水深の浅い箇所で湖底が EM 磁場へ影響を与えること，(4)湖水塩分の違いの 4 点が考えられる．これらのうち，(1)について，ドリルはある一点を局所的に測定しているのに対し EM の測定範囲は探査深度の約 1.3 倍と広い領域を測定しており，比較するときに誤差が発生するのはやむを得ずこれを補正することは困難である．そのため，他の 3 点の要因による誤差の補正を試みた．補正に必要なデータは，水深と湖水の電気伝導度であり，2016 年，10 か所の測点でデータ取得を実施した．これらには 1 つのデータ内に複数の要因が存在している．過去の研究より水深 6 m 以深では(2)による EM 観測への影響はなく [3]，また海水の電気伝導度は 2,300-2,500 mS/m であるため，湖水の電気伝導度がこの範囲であれば EM 観測は十分な精度で行うことが出来ると考えた [4]．水深 6m 以浅もしくは湖水の電気伝導度が 2,300mS/m 未満の地域での観測は EM 測定への影響が考えられると仮定し，これらの条件にあてはまるデータを除外した 6 点のデータを用いて浸み上がりによる誤差を考えた．

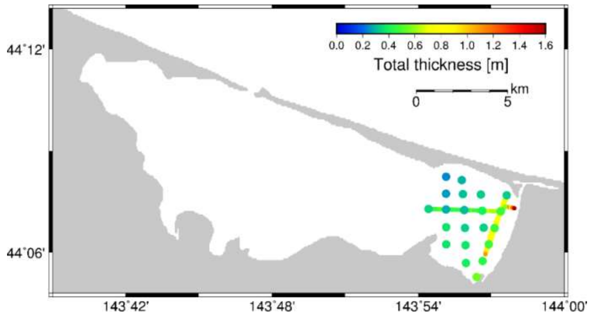


図４　氷厚分布（2015 年）

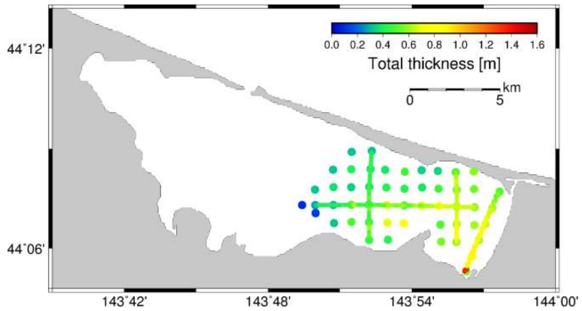


図５　氷厚分布（2016 年）

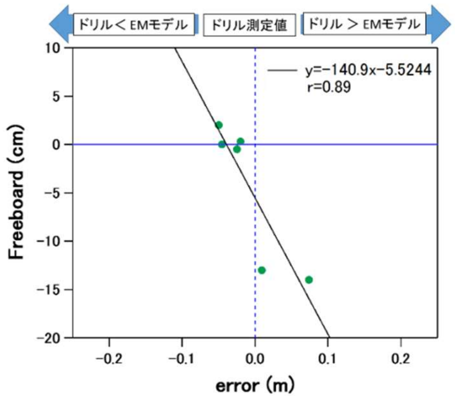


図６　フリーボードと誤差の関係

図 6 は浸み上がりと誤差の関係を示す．これより，ネガティブフリーボード，つまり湖水の浸み上がりがあるときは EM のモデル値がドリルによる実測値より過大評価になっていることがわかる．この関係から回帰直線を求めて 10 点のデータの補正を行った補正結果を表 1 に示す．補正を行うことにより，誤差が小さくなったデータは全体の 60%であった．また，それぞれの誤差の残差平方和は補正後の方が 0 に近い値であることから，浸み上がりによる補正を行うことによって，ドリル観測と EM 観測の誤差は小さくなることが明らかになった．なお，補正前の平均誤差は全氷厚

の 7.9 %であったが，補正後は 4.4 %であった．

次に，フリーボード補正後の EM 全氷厚を用いて, (3)の影響について検討した．しかし，極端な水深の浅さや湖水の電気伝導度の低さと，EM 全氷厚の誤差についての関係性はみられなかった．

表１　フリーボード補正結果

Site Name	Freeboard（cm）	ドリル全氷厚（m）	EM全氷厚（m）	ドリルvsEM誤差（m）	FB補正EM全氷厚（m）	FB補正誤差（m）
EW1	0.5	0.6525	0.6677	−0.01522	0.6250	0.02754
EW2	0.5	0.6537	0.6938	−0.04001	0.6510	0.002749
EW3	−14.0	0.7843	0.7104	0.07388	0.7701	0.01373
EW4	0.0	0.7068	0.6482	0.05859	0.6090	0.09780
EW5	0.5	0.4476	0.5198	−0.07218	0.4770	−0.02942
EW6	0.3	0.5524	0.5723	−0.01988	0.5309	0.02146
EW7	−0.5	0.5090	0.5337	−0.02474	0.4981	0.01092
EW8	−13.0	0.6635	0.6532	0.009266	0.7063	−0.04379
EW9	0.0	0.3570	0.4022	−0.04521	0.3630	−0.006000
EW10	2.0	0.3603	0.4100	−0.04972	0.3566	0.003687
残差平方和				0.02154		0.01393

４．考察とまとめ

サロマ湖において橇搭載型 EM の観測を実施し，ドリル観測の値と比較した結果，全氷厚の 5 %以下の誤差で観測することができた．

さらなる EM 観測の精度向上を実現するために，特に誤差が大きかったデータについてその原因と補正を行うことが精度向上のために重要であると考える．

本研究では，極端な水深の浅さや湖水の電気伝導度の低さと EM 全氷厚の誤差についての関係性がみられなかった．このことについては，(1)サロマ湖の氷厚が薄く，ドリル測定と EM の観測誤差も数 cm と小さいために観測誤差が観測に大きな影響を及ぼしている可能性，(2)今回用いた湖水の電気伝導度のデータのうち，最小であった 1,745 mS/m と各点の湖氷の電気伝導度との差が EM 観測を十分な精度で行うために十分大きかった可能性，(3)サロマ湖において水深や湖水の電気伝導度のデータを EM 観測とともに取得したのは 2016 年度がはじめてであったためにデータ数が 10 点と少ないこと, の 3 つの原因が考えられる．

今後，観測を継続して，より広範囲で水深や湖水の電気伝導度，フリーボードのデータ取得を EM 観測と共に行い，誤差の大きなデータの補正に関する研究を実施することにより橇搭載型 EM を用いた氷厚観測の精度向上を可能にしたい．さらに，南極などの他地域での観測精度の向上に応用することを目標に研究を発展させていきたい．

【参考文献】

1) 気象庁ホームページ:気候変動と海氷，http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/seaice/knowledge/eikyou_kikou.html

2) Christian Haas et al.，1998:Comparison of sea-ice thickness measurements under summer and winter conditions in the Arctic using a small electromagnetic induction device，*GEOPHYSIS*, **62(3)**，749-757.

3) 舘山ら，2005: 電磁誘導式氷厚計を用いたサロマ湖広域氷厚観測，北海道の雪氷，**24**，7-10 .

4) Kovacs et al., 1987: Airborne electromagnetic sounding sea-ice thickness and subice bathymetry, *Cold Regions Sci. Technol*, **14**, 289-311.

可搬型マイクロ波放射計を用いたサロマ湖氷上の積雪深の観測

Observations of snow cover on ice in Saroma-ko Lagoon by using portable passive microwave radiometers

高瀬雄麻（北見工業大学大学院），舘山一孝（北見工業大学），
星野聖太（北見工業大学大学院），　森下裕士（北見工業大学大学院）
Yuma Takase, Kazutaka Tateyama, Seita Hoshino, Hiroshi Morishita

１．はじめに

近年，地球の気候変動をモニタリングするため，全天候で観測可能である衛星搭載型マイクロ波放射計が多く用いられる[1)]．マイクロ波放射計とは，地球表面および大気等から放出される微弱なマイクロ波帯の電波をそれぞれの周波数および偏波で測定するセンサである[2)]．これらの周波数や偏波を組み合わせて用いることにより，地球上の様々な物理量を推定することが可能である．雪氷学の分野では，マイクロ波帯を用いて陸上の積雪深推定アルゴリズムについて多く研究されている[3)]．しかしながら海氷上の積雪深の推定に関する研究は，陸上に比べ少ない[4)]．

海氷上の積雪の量や状態を知ることは極域，とりわけ積雪が多い南極海における航海の可航性の判断に有用である．近年，南極海の氷況は年々厳しくなっており，我が国の南極観測船「しらせ」は平成 23 年度及び 24 年度に昭和基地への接岸を断念している[5)]．その原因の一つとしては，南極海における積雪深の増加が考えられる．海氷上に積雪が多く存在する場合，積雪の断熱効果により海氷と冷たい大気の接触が阻まれ，海氷の下方成長は阻害されると考えられる．一方で，海氷上の積雪が増加することにより海氷が沈み込み，積雪層が冷たい海水に浸かることによって，その浸かった積雪層が雪ごおりとなり上方に成長する．また，積雪があることで船舶の航行の際に摩擦が増加し障害になることが考えられる．そこで，本研究は，海氷上の積雪深に対する輝度温度の関係性の基礎データの収集を冬季のサロマ湖氷上で観測を行い，それらのデータを用いて湖氷上の積雪深推定アルゴリズムを作成することを目的とする．

２．観測地点と方法

２．１　観測地点

本研究の観測は図 1 に示すサロマ湖で行った．サロマ湖は北海道北東部に位置する湖である．淡水と海水が混ざった汽水湖であり，日本で 3 番目に大きな湖である．また，全面ではないが冬季に結氷することが知られている．今回観測した地点は赤丸で示した点であり，この地点の平均氷厚は 49.4 cm だった．なお，湖氷上の積雪は風による削剥の影響を受けるため非常に少なく，観測行った地点での積雪深は 10±

図１　サロマ湖[6)]，赤丸は観測地点を示す

2 cm 程度であった．

２．２ 観測機材

図 2　観測中の MMRS の写真．奥側が 6GHz，手前側が 36GHz．

本研究では，三菱電機特機システム株式会社が平成 27 年度に製作した 6，18，36GHz の 3 つの観測周波数帯を持つ 3 台の可搬型マイクロ波放射計（以下:MMRS）を用いた．その外形を図 2 に示す．いずれも垂直偏波の輝度温度(TB_{V})及び水平偏波の輝度温度(TB_{H})を観測する．なお，これらの周波数帯は衛星搭載型マイクロ波放射計 AMSR-E や AMSR-2 と同じものを使用している．ここで観測する際の留意点として，18 GHz 及び 36 GHz は 12, 13kg と比較的軽量であるためカメラ用の三脚に取り付けて観測が可能であるが，6 GHz はそれらに比べて大きく 2 倍近い重量があるため，図 2 の奥側のようにアルミ角柱の台座に固定して観測する必要があった．使用した MMRS の各仕様を表 1 に示す．

表 1　実験に用いた MMRS の仕様と観測条件情報

<table>
<tr><th>型番</th><th>周波数
帯域 [GHz]</th><th>観測偏波</th><th>観測視野角
[度]</th><th>サイズ
[W×D×H, mm]</th><th>重量
[kg]</th></tr>
<tr><td>MMRS2C-6GHz</td><td>6.925±0.2</td><td rowspan="3">円形ホーン
V，H</td><td>15</td><td>360×630×282</td><td>20</td></tr>
<tr><td>MMRS2C-18GHz</td><td>18.7±0.35</td><td>10</td><td rowspan="2">286×525×231</td><td>13</td></tr>
<tr><td>MMRS2C-36GHz</td><td>36.5±0.7</td><td>7</td><td>12</td></tr>
</table>

２．３ 観測手法

自然積雪状態からを湖氷の表面までの各層において，MMRS を用いて輝度温度の測定を行った．同時に積雪の温度，密度，粒径を測定した．測定間隔は，雪質や積雪深に応じて 2~3cm 毎に雪ベラで表面から積雪を取り除き，各積雪層で観測を行った．各積雪層では 1 分間計測を行い，1 分間の平均値をその積雪深の輝度温度とした．

３．観測結果

観測結果を周波数ごとに示す．観測結果のグラフは，それぞれ縦軸に積雪深(cm)，下横軸に MMRS によって観測された輝度温度(K)，上横軸に積雪の密度(g/cm^3)をとっている．最初に 6GHz の観測結果を図 3 に示す．図 3 は(a)が 2016 年 3 月 2 日，(b)が 3 月 5 日の観測結果である．(a)と(b)の間に降雪があり、3cm 積雪が増加している．図 3 から，$TB_{6\mathrm{V}}$ 及び $TB_{6\mathrm{H}}$ は積雪を全て取り除いた状態（積雪深=0cm）では，積雪がある状態と比べて輝度温度が大きく低下することが確認できた．積雪深が 3cm 以上に増加すると，積雪深の増加に伴い $TB_{6\mathrm{H}}$ は減少，$TB_{6\mathrm{V}}$ はわずかに増加するかほとんど変化しない傾向を示した。また，降雪により積雪深が増加した(b)では積雪表層（積雪深=12cm）においては $TB_{6\mathrm{H}}$ が上昇し，積雪を全て取り除いた状態では $TB_{6\mathrm{H}}$ が著しく低下した．

次に 18 GHz の観測結果を図 4 に示す．18 GHz も 6 GHz と概ね同様の結果が得られ，

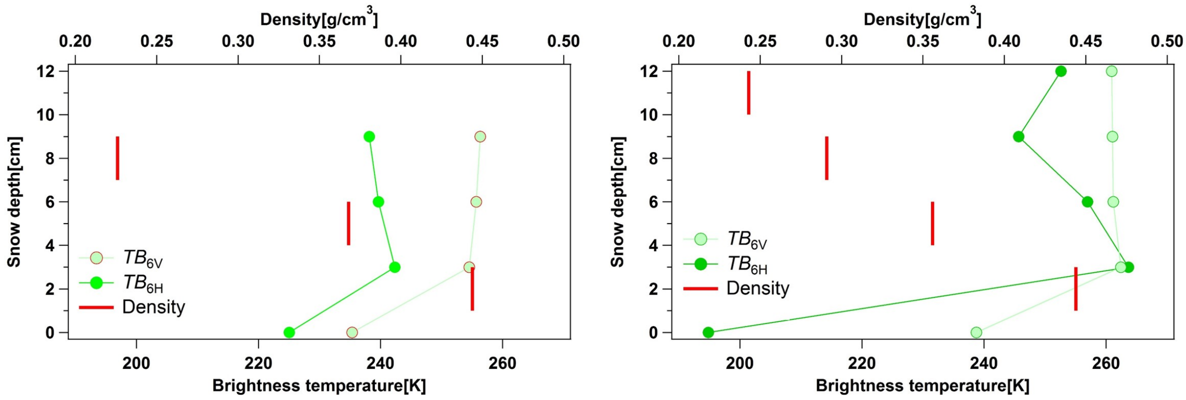


図 3　MMRS の 6 GHz による輝度温度と積雪密度の観測結果．(a)2016 年 3 月 2 日と (b) 3 月 5 日．

積雪深が 0 cm では TB_{18H} は急激に低下し，積雪深が 3cm 以上に増加すると，積雪深の増加に伴い TB_{18H} は徐々に減少，TB_{18V} はわずかに増加した．また，6 GHz と同様に積雪表層では TB_{18H} が上昇するが，その上昇幅は 6 GHz に比べ小さい．

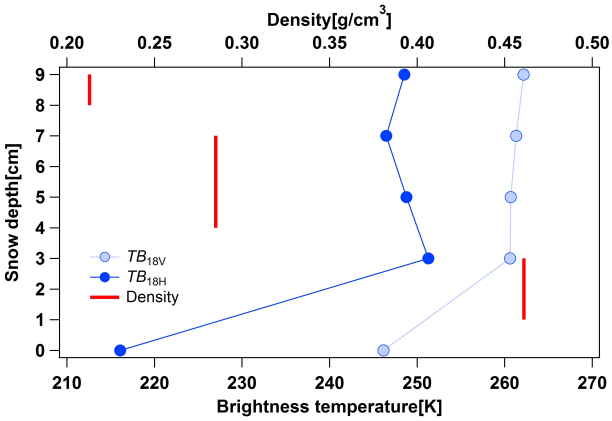


図 4　MMRS の 18GHz による輝度温度と積雪密度の観測結果（2016 年 3 月 5 日）．

最後に 36 GHz の観測結果を図 5 に示す．図 5 は，(a)が 2 月 28 日，(b)が 3 月 2 日の観測結果を表している．(a)と(b)の間では低気圧通過に伴う吹雪が発生していた。積雪深では両者の違いは見られないが，密度に着目すると(b)では表層から中層の積雪密度が大きく増加していることがわかる．36 GHz においても，これまでに示した 2 周波の特徴に類似した結果が見られた．積雪を全て取り除いた状態では TB_{36H} 及び TB_{36V} の輝度温度は低く，特に吹雪で積雪密度が増加した(b)で TB_{36H} が著しく低下している．TB_{36H} は，(a)では積雪深が 3 cm よりも深くなると積雪深の増加に伴い，低下する傾向が見られ，(b)においても積雪深が 4 cm よりも深いところでは同様に輝度温度が低下する．しかし，

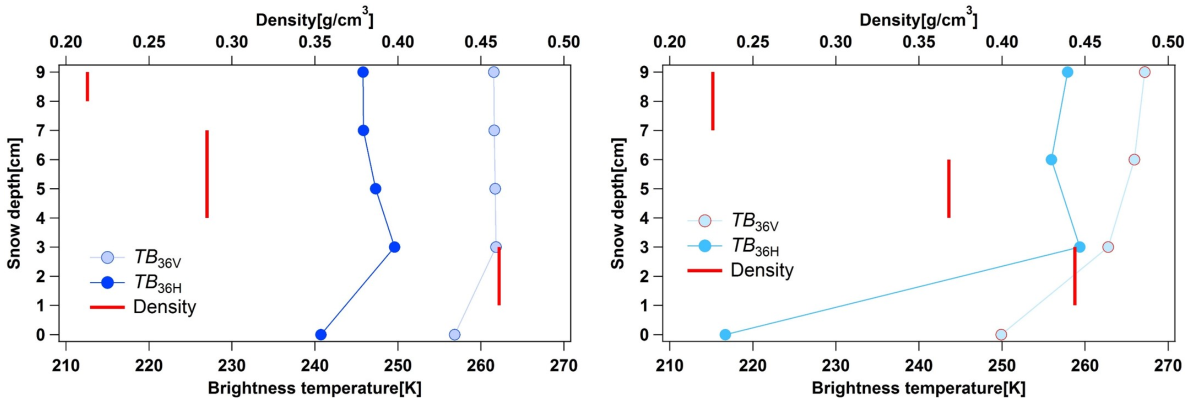


図 5　MMRS の 36 GHz による輝度温度と積雪密度の観測結果．(a)2016 年 2 月 28 日と (b) 3 月 2 日．

表層では他の周波数と同様に輝度温度が増加することが確認できる．一方、TB_{36V}の変化に着目すると、積雪深の増加に伴う変化は(a)ではほとんど変化が見られないが，(b)では明確に上昇していた．

以上の観測結果から，積雪を全て取り除いて湖氷表面を観測した場合，全ての周波数帯において低い輝度温度を示す結果が得られた．これは雪の重みや潮汐によって湖水が湖氷表面に浸み上がり，湖氷が濡れた状態になったため（図 6 参照）射出率が大きく低下し，それに伴い輝度温度が低下したことが考えられる．TB_Hの観測結果に着目した場合，この濡れ雪層の直上が最も高いTB_Hを示し，積雪深が増加するのにともなってTB_Hが減少している傾向がみられた．陸上積雪の場合，乾いた雪では土壌からのマイクロ波放射を積雪層内の雪が散乱させることによりTB_Hは低く観測される[1]．また，濡れ雪では，積雪層内の水分が土壌からの放射を吸収してしまいTB_Hは高く観測される[7]．サロマ湖氷上の積雪表層において見られたTB_Hの上昇現象は，日射によってこのような濡れ雪が生じたためと考えられる．

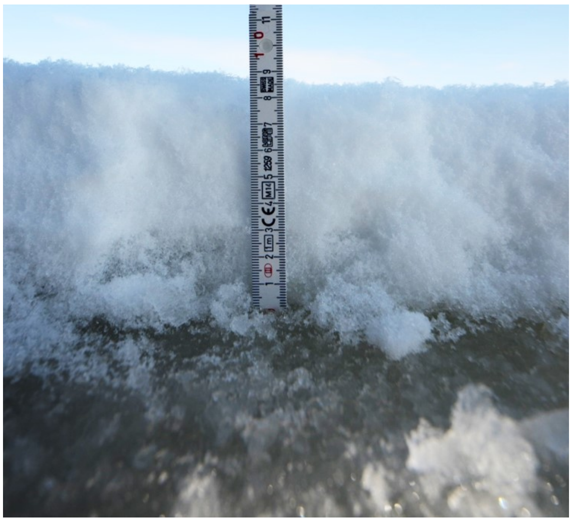


図 6　湖氷と積雪の様子. 積雪深 3cm までが湖水の浸み上がりによって灰色に変色している.

４．まとめ

今回の観測では，サロマ湖の湖氷上の自然積雪において基礎的なデータ収集を行うことができた．積雪の深さ，密度，冠水，融解等の影響による各周波数帯の輝度温度の応答を得ることができた. しかし，今回の観測期間は 5 日程度であり，積雪とマイクロ波の関係を明らかにするには十分な量の観測データとはいえない．マイクロ波放射計によって海氷上の積雪深を定量的に測定するためには, 様々な深さ・厚さの積雪深と氷厚における観測を行っていくことが本研究の課題である.

【参考・引用文献】

1) 小池俊雄ら，1999 : グローバルな積雪量分布推定のための衛星アルゴリズムの開発と検証，水工学論文集，**43**，211
2) JAXA，2016：AMSR2 を知る（JAXA HP）
3) 筒井浩行ら，2011 : 積雪深の全球推定を考慮した衛星アルゴリズムの改良，土木学会論文集 B1(水工学)，**67**，427-432
4) Dylan C. Powell et al.，2006： Microwave Signatures of Snow on Sea Ice， *TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*，**44**，3091-3100
5) 文部科学省，2015 : 南極観測船「しらせ」の昭和基地沖への接岸について（文部科学省 HP）
6) Google Earth 2016: https://www.google.co.jp/intl/ja/earth/
7) T. Y. Lakhankar et al.,2013：CREST-Snow Field Experiment: analysis of snowpack properties using multi-frequency microwave remote sensing data， *Hydrol. Earth Syst. Sci*，**17**，783-793

ネパールヒマラヤ・トランバウ氷河における 1980–2015 年の表面標高変化

Surface elevation change of Trambau Glacier in Nepal Himalaya from 1980 to 2015

森本直矢（北海道大学 大学院環境科学院・低温科学研究所）
杉山慎（北海道大学 低温科学研究所）
藤田耕史（名古屋大学 大学院環境科学研究科）
坂井亜規子（名古屋大学 大学院環境科学研究科）
Naoya Morimoto, Shin Sugiyama, Koji Fujita, Akiko Sakai

１．はじめに

ヒマラヤに存在する氷河からの融解水は，生活用水や水力発電などの重要な資源となっている[1)]．一方，氷河融解水が貯留して氷河湖が形成されると，決壊洪水による甚大な被害の原因となる[2)]．これまでの研究から，ヒマラヤの氷河は小氷期以降縮小を続けており[3)]，近年では質量損失の速度が大きくなっていることが明らかになっている[4)]．本研究対象地であるトランバウ氷河は末端にネパール最大の氷河湖を持ち，湖に着目した研究が行われてきた．しかしながら，氷河の変動に関する研究は限られている[5)]．そこで本研究では，衛星画像解析と現地観測により，過去 35 年間にわたるトランバウ氷河の表面標高変化速度を明らかにすることを目的とした．得られた結果から，氷河変動の時空間分布を議論し，同地域で報告された過去の研究結果との比較を行う．

２．研究対象地

トランバウ氷河（27.9°N, 86.5°E）はネパールのロールワリン地域に位置している（図 1）．面積は 76.5 km^2，標高 4500–6850 m に分布しており，標高 5000 m より下流側は厚さ数 10 cm–1 m 程度のデブリ被覆域，その上流側は裸氷域および涵養域となっている．2010 年の時点では，デブリ被覆域と裸氷域は急な岩壁で分離されている．氷河末端にはツォロルパ湖が存在しており，この氷河湖が決壊すると約 8900 万 m^3 の水が流出すると予測されている[6)]．

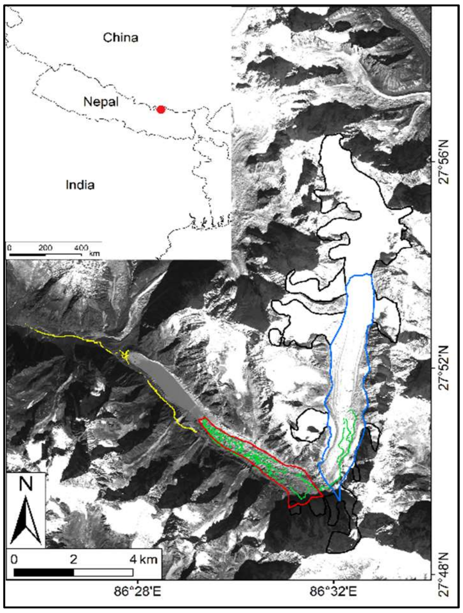


図 1 トランバウ氷河の衛星画像（ALOS PRISM，2010 年 12 月 15 日撮影）．赤，青，黒がデブリ被覆域，裸氷域，涵養域，黄と緑が氷河外と氷河上の GPS 測量点．

３．研究手法

氷河表面の標高変化解析には 4 つの数値標高モデル（DEM：Digital Elevation Model），Hexagon，SRTM（Shuttle Radar Topography Mission），ALOS（Advanced Land Observing Satellite），SETSM（Surface Extraction with TIN-based Search-space Minimization）を用いた（表 1）．Hexagon と ALOS は，それぞれ Hexagon KH-9 と ALOS PRISM

（Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping）によって撮影されたステレオペア人工衛星画像から作成した．SRTM と SETSM はそれぞれ United States Geological Survey と Polar Geospatial Center から公開されているデータを利用した．SETSM は人工衛星 WorldView-1（DigitalGlobe Inc.）で撮影されたステレオペア画像から作成された DEM であり，デブリ被覆域のみのデータである．DEM はすべて，GIS 上で 30 m の格子点に内挿し，1980–2000 年，2000–2010 年，2010–2015 年の期間における標高変化を解析した．

ALOS PRISM からの DEM の作成は澤柿ら[7)]の手法に従った．ALOS PRISM 画像に RCP（Rational Polynomial Coefficients）ファイルを付加し，画素の位置情報を地理座標に変換した．この画像をデジタルフォトグラメトリソフトウェア（EARDAS Imagine 2014；EARDAS Inc.）を使用したデジタル図化機で読み込み，ステレオ視モニター（SD2020；Planar System Inc.）上で立体視することで地表面の標高測定を行った．Hexagon のステレオペア画像は，事前にフィルム由来の歪みを補正した上で[8)]，以上のようにして作成した ALOS DEM から地上基準点を与えることで上述の立体視が可能となる．類似の先行研究では，変化がないと仮定できる氷河周辺地形で DEM 間の相対誤差を求めていることが多いが，本研究では GPS（Global Positioning System）を用いた現地観測で得た地上較正点の座標を利用し，DEM 毎の垂直誤差を求め，補正した．

現地観測は 2010 年 10–11 月に行った．2 つの GPS を用いたキネマティック干渉測位によって，氷河上と氷河外の標高を総延長約 15 km にわたって 1 秒毎（1–数 m 間隔に相当）に測定した（図 1）．GPS データを GPS ソフトウェア（RTKLIB）で解析して得た座標データを GIS で読み込み，各衛星 DEM の分解能で DEM として出力した（GPS DEM）．この GPS DEM と各衛星 DEM の差分を計算し，その平均値を使って衛星 DEM の垂直誤差を補正した（表 1）．GPS DEM と各衛星 DEM との標高差は標準偏差 2.4–9.9 m の分布を示した（図 2）．

表 1　各衛星 DEM の画像撮影日，分解能，平均誤差および標準偏差．

DEM	画像撮影日	分解能（m）	平均誤差（m）	標準偏差（m）
Hexagon	1980.10.1	9	19.9	9.9
SRTM	2000.2.11	30	− 39.5	7.4
ALOS	2010.12.15	2.5	− 9.7	4.1
SETSM	2015.5.4	8	− 4.0	2.4

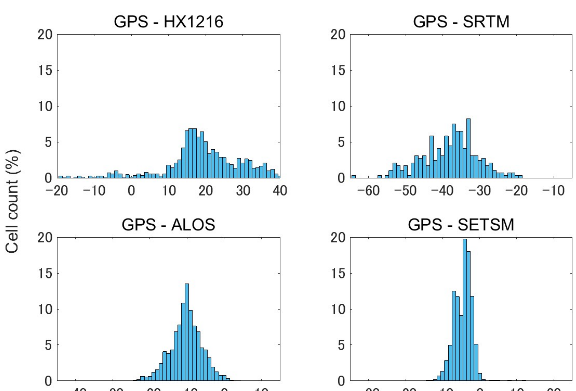


図 2　各 DEM の GPS DEM に対する標高差のヒストグラム．高さのインターバルは 1 m.

4．結果

GPS DEM による補正を行った衛星 DEM の差分から，氷河表面標高の変化速度を求めた．その結果，1980–2000 年，2000–2010 年，2010–2015 年における表面標高の平均変化速度は，デブリ被覆域でそれぞれ-1.8 m a^{-1}，-2.0 m a^{-1}，-0.89 m a^{-1}であった（図 3）. また, 1980–2000 年, 2000–2010 年における裸氷域での平均変化速度は-0.99 m a^{-1}，-0.60 m a^{-1}であった（図 3）．デブリ被覆域の表面低下速度は裸氷域の約 2–3 倍であった．

1980–2000 年と 2000–2010 年を比較すると，デブリ被覆域では低下速度が増加する一方で裸氷域では低下速度が減少していた．その後，2010–2015 年にはデブリ被覆域の低下速度が大幅に減少していたが，これはデブリ被覆域上流で生じた表面標高の上昇に起因する（図 3 c）．

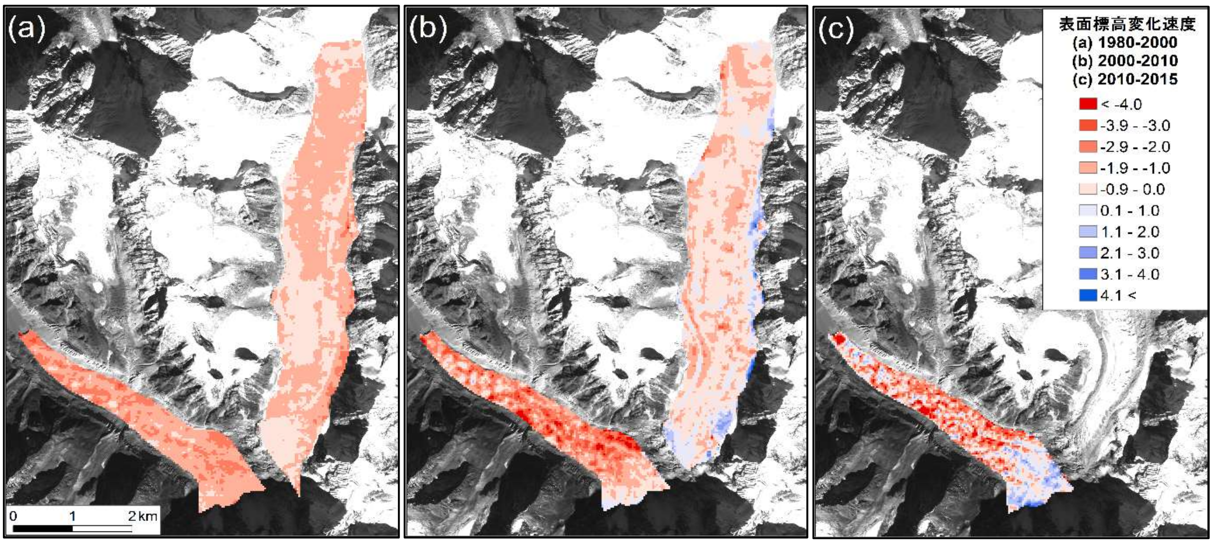


図 3 （a）1980–2000 年，（b）2000–2010 年，（c）2010–2015 年における表面標高変化速度．

5．考察

氷河表面が数 10 cm 以上のデブリに覆われている場合，デブリの断熱効果によって融解が抑制される[9]．しかし，本研究の解析では裸氷域よりもデブリ被覆域でより大きな表面低下速度が観測された．トランバウ氷河のデブリ被覆域は氷河上流側と分断され，隣接する岩壁からの雪崩によって供給される雪氷で氷体が保たれている．一方で裸氷域は上流の涵養域から流動による氷の供給があるため，雪氷供給量の差がデブリ被覆域で表面低下速度が大きい原因と考えられる．また，デブリの断熱効果を考慮した熱収支モデルにより，この氷河のデブリ厚は比較的薄く，融解の抑制効果が小さいことが示唆されている[4]．2010–2015 年にデブリ被覆域上流で表面標高の上昇が生じた原因は，2015 年のゴルカ地

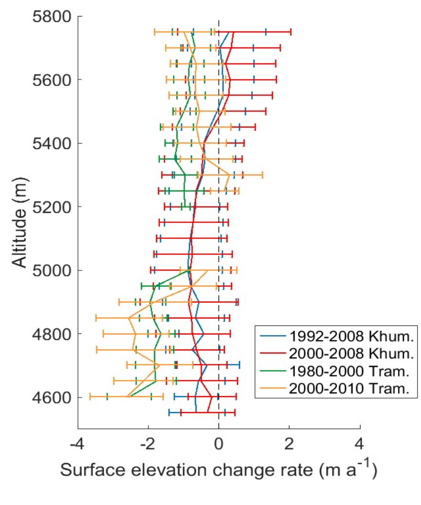


図 4 各標高帯（50 m 毎）におけるトランバウ氷河（黄・緑）と Nuimura ら[4]の解析で得られたクンブ地域の氷河（赤・青）の平均表面標高変化速度．エラーバーは標準偏差を示す．

震によって雪崩が誘発され，多量の雪氷が氷河上に堆積したことが原因と考えられる．

本研究で得られたトランバウ氷河の表面標高の変化速度を，Nuimura ら [4)]によって報告されている，同時期のクンブ地域における氷河の平均表面標高変化と比較した（図4）．その結果，同じ標高帯で比較すると，トランバウ氷河の低下速度がクンブ氷河に比べ，2–3 倍大きいことが明らかとなった．クンブ地域では，末端に氷河湖を持つイムジャ氷河の質量損失が特に大きいことが先行研究で明らかとなっている [4,10)]．末端に湖を持つ場合，末端における上流側への抵抗がなくなる．そのため，氷河の上流側で鉛直上向きの流動がなくなると考えられる．したがって，本研究の結果と合わせて考察すると，末端に氷河湖を持つ氷河はより大きな速度で質量を失っていることが示唆される．

６．まとめ

本研究ではネパールヒマラヤのトランバウ氷河において，1980–2015 年の 3 期間における表面標高変化を，衛星画像解析と現地観測によって測定した．その結果，デブリ被覆域は裸氷域の 2–3 倍の速度で表面標高が低下していることが明らかとなった．この結果は，デブリ被覆域が氷河上流部と分離しており，雪氷供給量に差があることが原因と考えられる．トランバウ氷河の表面標高低下速度は，隣接するクンブ地域の氷河と比較して大きい．この結果から，氷河の末端に存在する氷河湖が氷河の縮退を加速させることが示唆された．

【参考・引用文献】

1) Immerzeel, W. W., *et al*., 2010: Climate change will affect the Asian water towers, *Science*, **328**, 1382–1385.
2) Shrestha, B. B. and H. Nakagawa, 2014: Assessment of potential outburst flood from the Tsho Rolpa glacial lake in Nepal, *Natural Hazards*, **71**, 913–936.
3) Bolch, T., *et al*., 2012: The State and Fate of Himalayan Glaciers, *Science,* **366**, 310–314.
4) Nuimura, T., *et al*., 2012: Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992–2008, *Journal of Glaciology.*, **58 (210)**, 648–656.
5) Fujita, K. and A. Sakai, 2014: Modelling runoff from a Himalayan debris-covered glacier, *Hydrology and Earth System Sciences*, **18**, 2679–2694.
6) Fujita, K., *et al*., 2013: Potential flood volume of Himalayan glacial lakes, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **13**, 1827–1839.
7) 澤柿教伸・ラムサールダモダール, 2011: デジタル三次元空間における実体視地形解析へのステレオスコピック技術の応用, 地理学論集, **86**, 1–9.
8) Surazakov, A. B. and V. B. Aizen, 2010: Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **76 (5)**, 603–608.
9) Østrem, G., 1959: Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges. *Geografiska Annaler*, **41 (4)**, 228–230.
10) Bolch, T., *et al*., 2011: Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery, *The Cryosphere*, **5**, 349–358.

グリーンランド南東ドームコアの酸素安定同位体比を用いた気温・涵養量変動の研究

Temperature and accumulation rate reconstructions from the ice core in south-east dome, Greenland

古川崚仁（北海道大学大学院環境科学学院），
飯塚芳徳，的場澄人（北海道大学低温科学研究所），植村立（琉球大学理学部）
Ryoto Furukawa, Yoshinori Iizuka, Sumito Matoba, Ryu Uemura

１．はじめに

グリーンランド氷床は世界で 2 番目に大きい氷塊である．仮に，すべて融解した場合，海面が 7 m 超上昇すると予測されている[1)]．2012 年には，表面に大規模な融解が観測される[2)] など，気温上昇が氷床の融解を促進している可能性が高い．その一方で，衛星観測データからグリーンランド氷床の質量が増加していることも指摘されている[3)]．したがって，過去の気温と涵養量の変動は，将来の氷床の挙動を予測するためにも重要なデータとなる．これまでの研究で NEEM や GRIP 等の多くの地点で氷床コアを用いて進められてきた[4)]．しかし，氷床南東部については涵養量についての報告[5)] があるものの研究結果に乏しい．氷床は通常緩やかな流動を起こすが，本研究のアイスコア掘削地である南東ドーム付近は流動がほとんど起きない．そのため掘削された氷床コアは垂直方向に良質な時系列媒体である．加えてこの地域は涵養量が大きいため，高い時間分解能で過去の気候変動の復元が可能である．そこで本研究では 2015 年 5 月に南東ドームで掘削されたアイスコアを用い，気温と涵養量を復元し，各データとの比較・考察を行った．

２．試料と分析

南東ドームは 67.18°N, 36.36°W，標高 3,170 m に位置し掘削期間（2015/5/19-6/2）の平均気圧 667 hPa，平均気温−21 °C の特徴を有している（図１）．また，グリーンランド全体の中でも特に高い涵養量を示す地域である[5)]．本研究では南東ドームで掘削した 90.815 m にわたる 189 本のコア（SE-001 から SE-189）を用い，式１で表される値である水の酸素安定同位体比（$\delta^{18}O$）の分析を行った．この$\delta^{18}O$ 値は，気温と正の相関があり[6)]，気温の指標として氷床コアの古環境復元に広く用いられている．安定同位体比分析にはキャビティーリングダウン式分光計（PICARRO 社製 : L2120-i）を用い，標準試料に超純水（−12.11‰），南極海の氷山氷（−19.17‰），南極の積雪（−46.69‰）を使用した．標準試料は 1 試料につき 20 回測定した．15-20 回目の 6 回うち標準偏差が 0.08‰以下になる 3 回を選択し，その平均値を測定値とした．サンプルは SE-001 から SE-028 については 10 cm 間隔，SE-029 から SE-189 については 5 cm 間隔に切断して得た 1637 サンプル

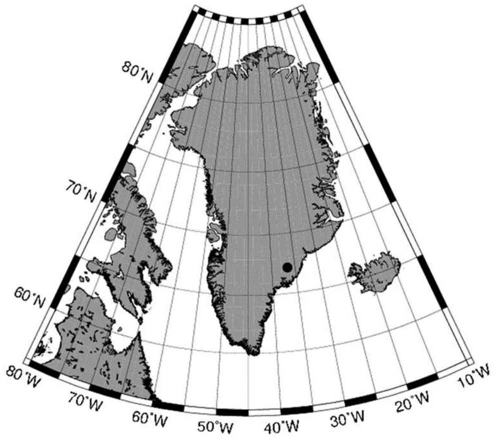


図１　氷床コア掘削地（黒丸印）

$$\delta^{18}O = \left\{ \frac{\left({}^{18}O/{}^{16}O\right)_{Sample} - \left({}^{18}O/{}^{16}O\right)_{SMOW}}{\left({}^{18}O/{}^{16}O\right)_{SMOW}} \right\} \times 1000 \ (‰)$$

式１　酸素安定同位体比

のうち 728 サンプルを分析した．1 試料につき 10 回の測定を行い，5-10 回目の 6 回うち標準試料と同様に標準偏差が 0.08‰以下になる 3 回を選択し，その平均値を測定値とした．

３．結果と考察

３．１．分析結果と年代決定

図２に酸素安定同位体比の深度プロファイルを示す．δ^{18}O について−39‰から−17‰の間で周期的に変動していた．^{18}O を含む水分子は ^{16}O を含む水分子より質量数が大きく，蒸発しにくく凝結しやすい．そのため海洋における水の蒸発から凝結（雲の形成），降水と幾多の分別によりδ^{18}O 値に変化が生じながら，グリーンランド氷床への降水・積雪に至っている．こうした現象のためδ^{18}O は気温の指標になることが知られている[6]．

本研究ではδ^{18}O 値に短い間隔に複数の極大極小がみられ年層を確認することが困難であった．そのため季節変化が明瞭に確認でき、アイスランド低気圧が発達する冬に極大を示す Na^+濃度を利用して年代を推定した．また電気伝導度の測定結果[7]から 43.46 m の層を 1991 年のピナツボ火山の噴火によるものと決定しており，これをタイムマーカーとして利用した. 以上の方法により年代を決定し, Na^+が極大を示したサンプルの深度を冬と仮定し, 極大間の深度を 12 等分することで各月を決定した（図３）.

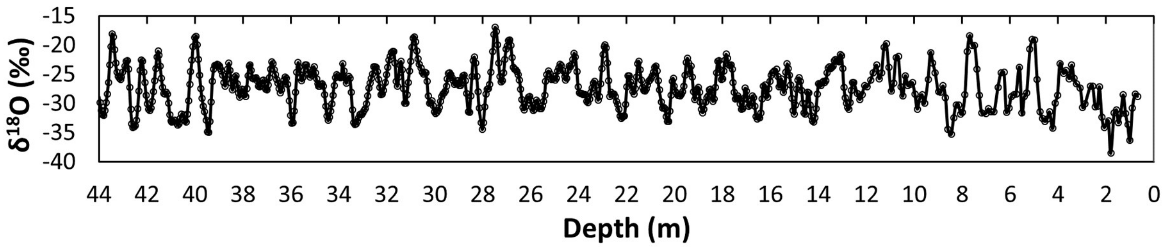


図２　酸素安定同位体比の深度プロファイル

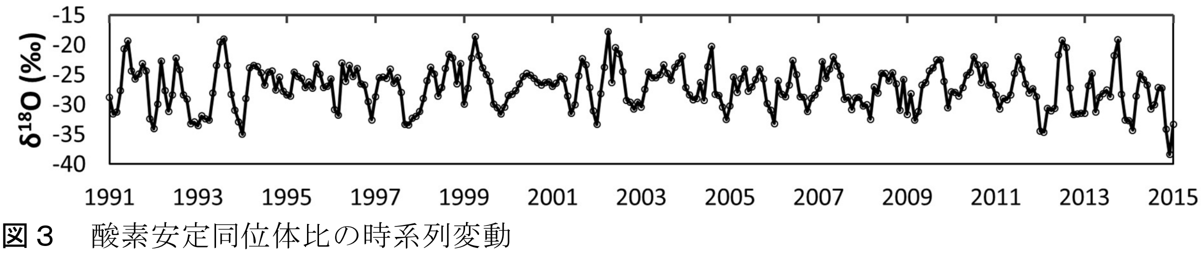


図３　酸素安定同位体比の時系列変動

３．２．気候変動指数や再解析データとの比較

年代決定したδ^{18}O 値（図３）を気候変動指数と比較した．ヨーロッパ中期予報センター（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: ECMWF）より再解析データ ERA-interim から掘削地に最も近い格子点（67.125°N, 36.375°W）を抜き出し 600 hPa 気温のデータを示したものが図４である．δ^{18}O 値との相関係数は 0.46 となった．コアは降雪が由来であるため ERA-interim から降水があった日の 600 hPa 気温を抜き出し, 各月で平均を算出した．そのうち冬季に極小を示した月を抜き出しプロットしたものと, Na^+が極大を示したサンプルのδ^{18}O 値を比較したものが図５である．両者については相関係数 0.49 となった．特に 2005 年以前に関しては 0.74 の正の相関がみられたが, 2005 年以降については 0.31 と弱い相関となった.

δ18O 値は，降雪地点の気温だけではなく，水蒸気起源から降雪地点までの水循環プロセスの影響も受けている[8)]．そこでコア掘削地の地理的条件を考慮しこの地域の気候と関係が深い北大西洋振動（North Atlantic Oscillation: NAO），北極振動（Arctic Oscillation: AO），大西洋数十年規模振動（Atlantic Multidecadal Oscillation: AMO）の各指数から月ごとのデータを使用した（図６）．しかし，この 3 データとの相関係数はそれぞれ-0.22，-0.04，0.19 と良い相関は得られなかった．

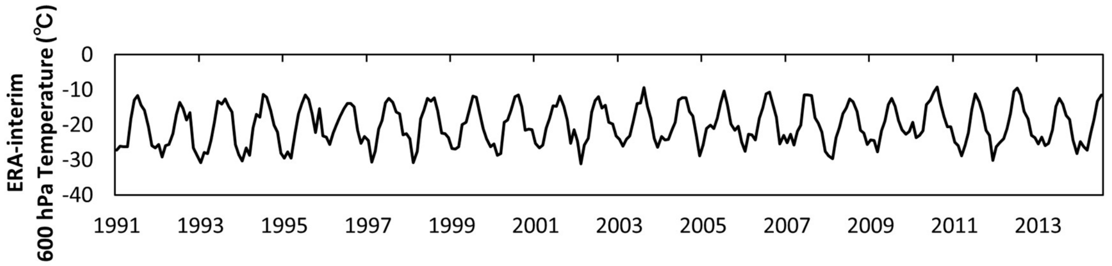


図４　ERA-interim による 67.125°N, 36.375°W の 600 hPa 気温変動

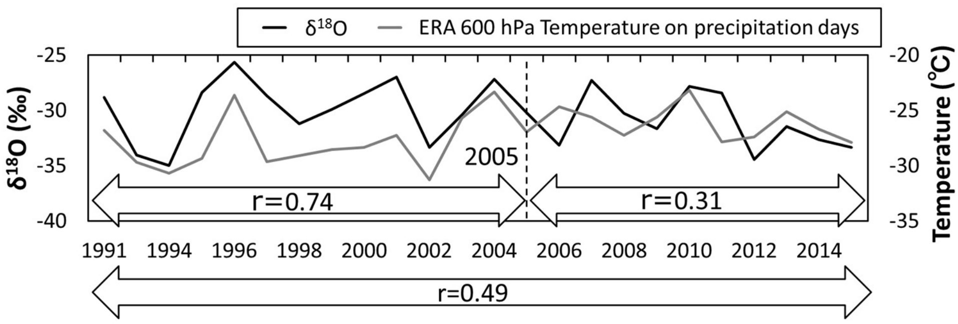


図５　Na+が極大を示した月のδ18O 値と ERA-interim から降水日の気温を抜き出し各月で平均した値のうち極小を示した気温値

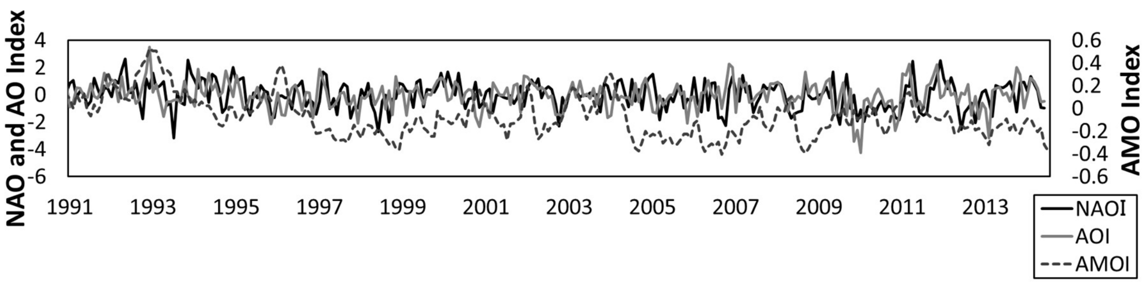


図６　各指数（NAO, AO, AMO）の変動

３．３．涵養量の復元

Na+の極大間（冬－冬）で決定した年層間でδ18O 値が最大を示すサンプルを各年の夏とし，夏－夏における涵養量を算出した（図７）．本研究では気温の指標であるδ18O 値が示す極大のうち各年の最大値を夏と仮定し求めた．結果，平均涵養量は 1.03 m/yr w.e.であった．2002 年夏から 2003 年夏に関して 2 m を超える涵養があった．この結果についてはモデル

研究から2002年6月において2003年5月に卓越した涵養があったという報告[5)]と良く合っていた．

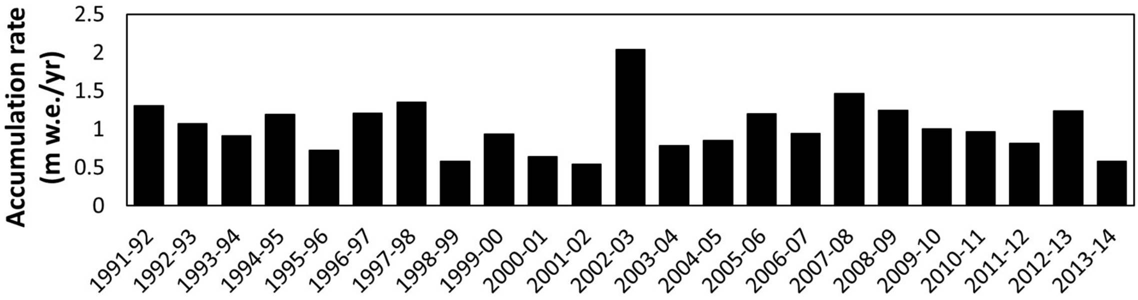


図７ 酸素安定同位体比の極大間より復元した涵養量

【引用文献】

１） Alley, Richard B, Clark, Peter U, Huybrechts, Phillippe, Joughin, Ian, 2005: Ice-Sheet and Sea-Level Changes, *Science*, **310**, 456-460

２） Nghiem, S.V., Hall, D.K., Mote, T.L., Tedesco, M., Albert, M. R., Keegan, K., Shuman, C. A., DiGirolamo, N. E., Neumann, G., 2012: The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012, *Geophysical Research Letters*, **39**, L20502, doi: 10.1029/2012GL053611

３） Johannessen, O. M., Khvorostovsky, K., Mile, M. W., Bobylev, L. P., 2005: Recent Ice-Sheet Growth in the Interior of Greenland, *Science*, **310**, 1013-1016

４） Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Vinther, B. M., Dahl-Jensen, D., 2012: Investigating the past and recent δ^{18}O-accumulation relationship seen in Greenland ice cores, *Climate of the Past*, **8**, 2053-2059

５） Hanna, E., McCOnnel, J., Das, S., Cappelen, J., Stephens, A., 2006: Observed and Modeled Greenland Ice Sheet Snow Accumulation, 1958-2003, and Links with Regional Climate Forcing, *Journal of Climate*, **19**, 344-358

６） Dansgaard, W., 1964: Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, **16**, 436-468

７） Iizuka, Y., Miyamaoto, A., Hori, A., Matoba, S., Furukawa, R., Saito, T., Fujita, S., Hirabayashi, M., Yamaguchi, S., Fujita, K., Takeuchi, N., submitted: A unique firn densification process in highly accumulated dry-snow zonein southeastern Greenland

８） 植村　立, 2007: 水の安定同位体比による古気温推定の研究―極域氷床コアからの数千年スケールの気候変動の復元―, 第四紀研究 , **46(2)**, 147-164

空撮画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度について
Accuracy of roof snow depth by photogrammetry using digital images

千葉隆弘，苫米地司（北海道科学大学）
Takahiro Chiba and Tsukasa Tomabechi

１．はじめに

近年，互いにオーバーラップした複数のデジタル画像を用いて，被写体表面の 3D メッシュを生成するソフトウェアが容易に利用できるようになった．このようなソフトウェアを写真測量に応用することで，非接触で様々な形状を手軽に測定することが可能となる．内山らは [1]，土砂災害が発生した斜面を対象に，小型 UAV を用いて撮影した空撮画像から斜面の 3D メッシュを生成し，災害調査への活用の可能性を検討している．一方で，建築物の写真測量も可能と考えられ，屋根雪がある状態とない状態の両方で写真測量を行うことにより，屋根上積雪深が測定できる．桜井らは [1]，カイトやラジコンヘリコプターによる空撮画像を用いた写真測量により屋根上積雪深を測定し，撮影距離と測定精度との関係を明らかにしている．しかし，デジタル画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定は，これまで行われていない．近年，デジタルカメラの性能が向上しているとともに，安価な小型 UAV が急速に普及したため，手軽に空撮を行うことができるようになった．こうした技術を活用して非接触で屋根上積雪深を測定することができれば，屋根形状と雪荷重との関係や屋根雪の偏分布に関するデータの蓄積が進み，設計用雪荷重の精度向上に寄与できると考えられる．

このようなことから本研究では，デジタル画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度を検証することを目的に，空撮画像を用いて建築物および屋根雪の3Dメッシュを生成し，その 3D メッシュから得られる屋根上積雪深の測定値と実測値とを比較した．

２．研究方法

本研究では，図 1 に示す北海道科学大学の体育館を対象に，屋根上積雪深の写真測量と実測を行った．当該体育館の規模は，平面で約 60 m×約 70 m，高さが約 18 m である．バスケットボールのコートが 2 面入るメインアリーナ，バドミントンのコートが 2 面入るサブアリーナ, および 2 つの武道場で構成され，比較的規模の大きい体育館である．屋根形状は，メインアリーナ屋根がその周囲の屋根に他に比べて 3 m ほど高い 2 段状となっており，風下側（南東側）の下段屋根には，吹雪による吹きだまりが形成される．このような建築物を対象に，積雪がない状態および積雪がある状態で空撮を行い，写真測量による屋根上積雪深の測定精度を検証することとした．屋根上積雪深の実測は，吹きだまりが形成される

図１　対象とした建築物の概要

風下側の下段屋根で 3 つの測線を対象に行った．

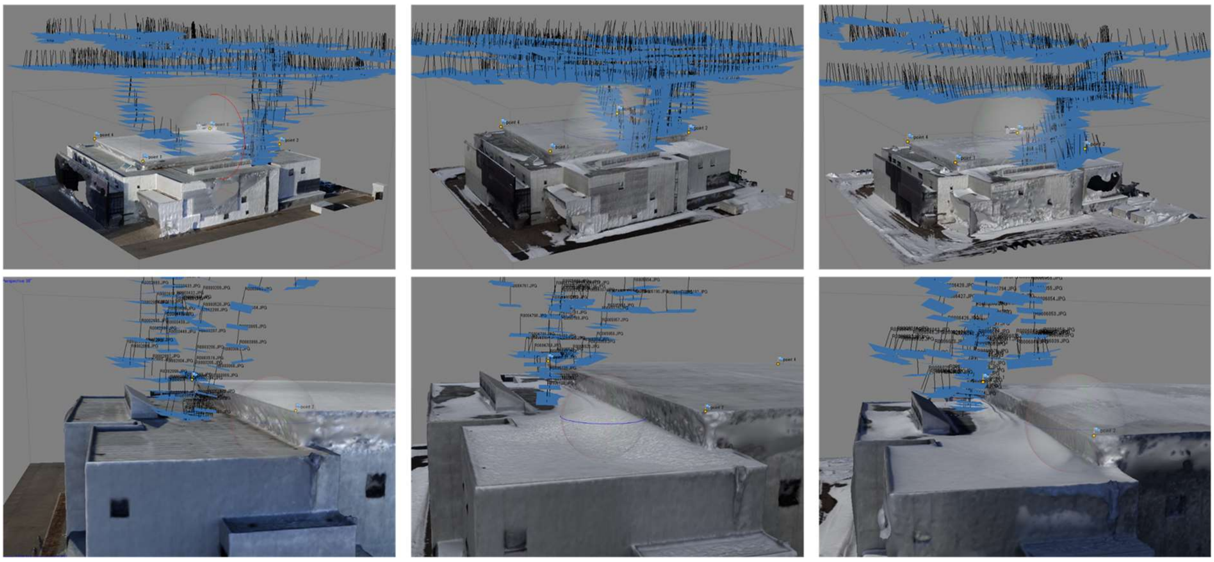
空撮方法を写真 1 に示す．写真のように，dji 製の小型 UAV（Phantom 2）にコンパクトデジタルカメラ（Ricoh - GR）を取り付けて空撮を行った．筆者らの研究では[2]，小型 UAV にコンパクトデジタルカメラを直付けして空撮した結果，フォーカスが合っていない画像が多く含まれることを把握している．このことから本研究では，ピカベイ[1]という UAV からカメラに伝わる振動を吸収するとともに，真下向きのカメラの姿勢を一定にする機構を介してコンパクトデジタルカメラを小型 UAV に取り付けた．撮影インターバルは 1 秒間とし，撮影枚数は，体育館における屋根全体の 3D メッシュが得られるように 700～1,000 枚とした．小型 UAV の飛行時間に換算すると，およそ 15 分となる．また，撮影高さは，屋根面から約 30 m とした．空撮日は，積雪なしが 2015 年 12 月 14 日，積雪ありが 2016 年 1 月 13 日と 1 月 14 日である．

3D メッシュの生成には，Agisoft の PhotoScan を用いた．本ソフトウェアは，互いにオーバーラップしたデジタル画像の撮影位置を推定し，次に，高密度クラウドポイントを生成して被写体を 3D メッシュ化するものである．

３．研究結果

図 2 に，積雪なしおよび積雪ありにおける生成された 3D メッシュの状況を示す．図のように，積雪なしの場合をみると，カメラを真下に向けて空撮したことから，壁面の 3D メッシュが適正に得られていない箇所があるものの，屋根面においては適正な 3D メッシュが得られている．積雪ありの場合をみると，

写真 1　空撮状況



積雪なし（2015年12月14日）　積雪あり（2016年1月13日）　積雪あり（2016年1月14日）

図 2　3D メッシュの生成状況

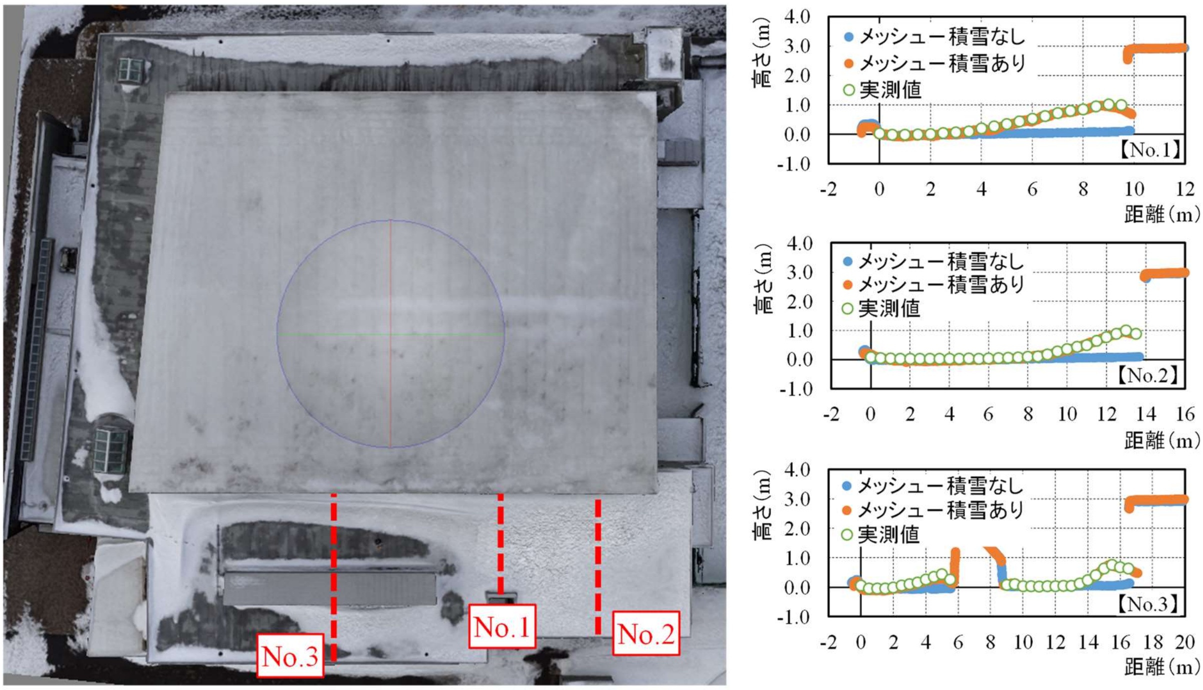


図 3　3D メッシュから得られた屋根上積雪深と実測値との比較（1 月 13 日の場合）

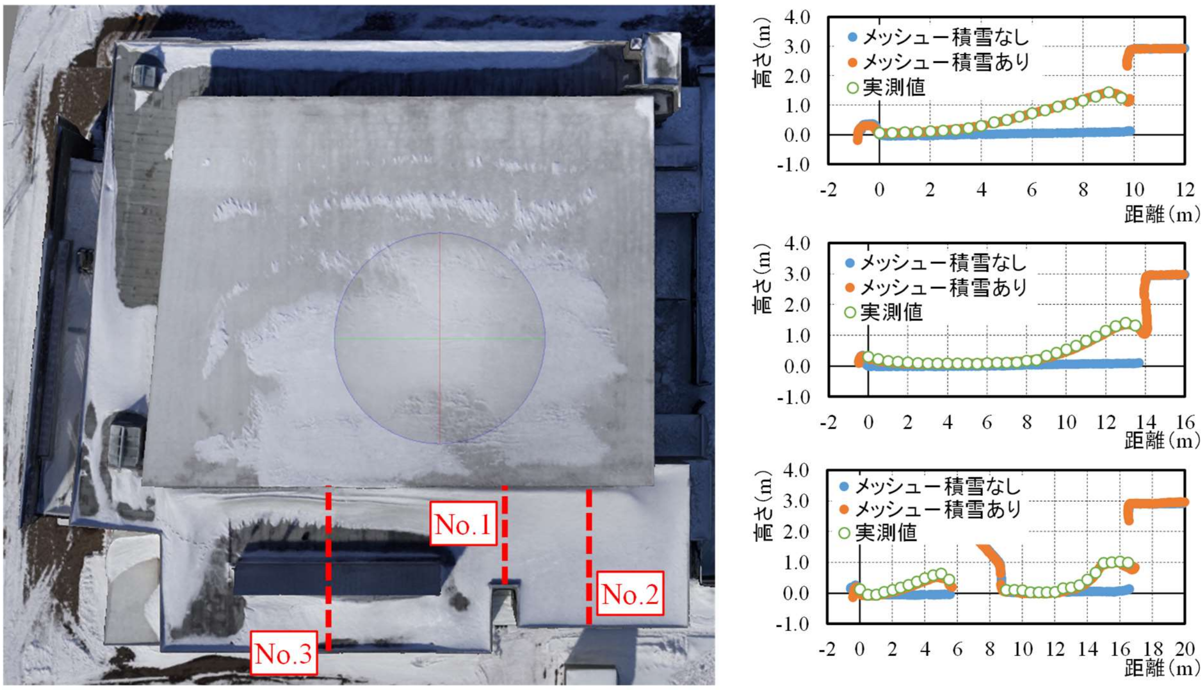
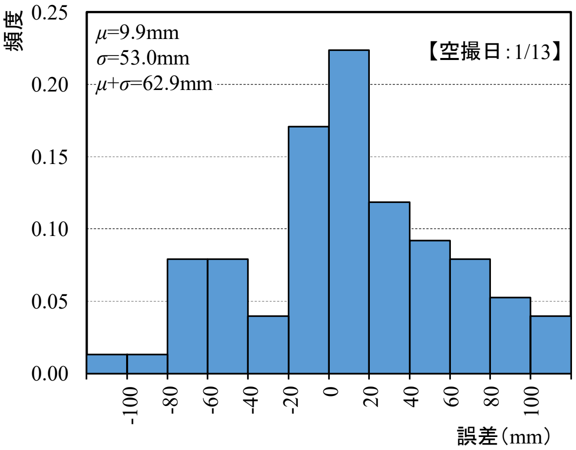


図 4　3D メッシュから得られた屋根上積雪深と実測値との比較（1 月 14 日の場合）

1 月 13 日は，天候がくもりで，雪面の模様が捉え難い画像が撮影されたため，雪面の 3D メッシュに実際には存在しない小さな凹凸が生成された．これに対し，1 月 14 日の場合をみると，天候が晴れであり，雪面の模様が捉えられやすい画像が撮影されたため，実際の滑らかな雪面が生成された．これら 2 つの 3D メッシュから得られた屋根上積雪深と実測値とを比較した結果を図 3 および図 4 に示す．なお，実測値は，積雪なしの場合における 3D メッシュの屋根面からの相対深さとした．図のように，1 月 13 日の場合をみると，生成された雪面の 3D メッシュに不適正な箇所が含まれていたものの，いずれの測線においても 3D メッシュから得られた



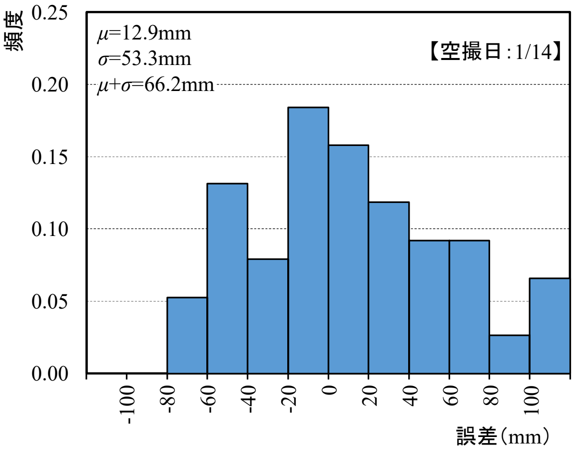


図 5　3D メッシュから得られた屋根上積雪深と実測値との誤差

屋根上積雪深と実測値との誤差は小さい状況である．次に，1 月 14 日の場合をみると，1 月 13 日と同様に，いずれの測線においても 3D メッシュから得られた屋根上積雪深と実測値との誤差は小さい．

図 5 に，1 月 13 日および 1 月 14 日のそれぞれの 3D メッシュから得られた屋根上積雪深と実測値との誤差の分布を示す．図のように，1 月 13 日の場合をみると，その誤差は，-20～20 mm の範囲に集中し，その分布は，概ね正規分布である．1 月 14 日の場合をみると，1 月 13 日とほぼ同様の傾向を示している．ここで，誤差の平均値 μ と標準偏差 σ を加算した $\mu+\sigma$ を測定精度として捉えると，1 月 13 日が 62.9 mm，1 月 14 日が 66.2 mm となり，いずれの空撮日においても，撮影高さが約 30 m において 65 mm 程度の精度で屋根上積雪深を測定することができたことになる．これは，本研究で実施した屋根上積雪深の測定が屋根上の雪荷重やその偏分布を評価するためであると位置づけると，十分に高い精度であったと言える．また，撮影枚数が増加するものの，撮影距離を小さくすることで測定精度を向上させることが可能であると考えられる．

4．まとめ

本研究では，デジタル画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度を検証することを目的に，空撮画像を用いて建築物および屋根雪の 3D メッシュを生成し，その 3D メッシュから得られる屋根上積雪深の測定値と実測値とを比較した．その結果，撮影距離が約 30 m の場合，写真測量による屋根上積雪深の測定精度は，65 mm 程度であった．これは，屋根上の雪荷重やその偏分布を評価するための測定と位置付けると，十分に高い精度であったと言える．今後は，撮影距離を変化させた場合で 3D メッシュの生成を行い，撮影距離と 3D メッシュの平均間隔との関係，およびその平均間隔と屋根上積雪深の測定精度との関係を明らかにする予定である．

【参考文献】

1) 内山庄一郎，井上公，鈴木比奈子：SfM を用いた三次元モデルの生成と災害調査への活用可能性に関する研究，防災科学技術研究報告，第 81 号，pp.37-60，2014
2) 桜井修次，城攻：屋根上積雪深測定への空中写真測量の応用に関する基礎的研究，日本建築学会構造系論文報告集，第 450 号，pp.25-35，1993
3) 千葉隆弘，Thomas Thiis，高橋徹，苫米地司：デジタル画像を用いた写真測量による屋根上積雪深の測定精度について，北海道科学大学研究紀要，第 40 号，pp.35-43，2016.3

2カ年の航空レーザ測量結果を用いた 山間部における積雪分布と地形の関係に関する研究

A study on relationship between snow depth and topography using airborne scanning conducted twice

西原照雅，谷瀬敦（国立研究開発法人 土木研究所 寒地土木研究所）
Terumasa Nishihara and Atsushi Tanise

1．はじめに

積雪寒冷地では，春先の融雪水をダムに貯留して夏季にかけての水利用を賄っており，積雪は水資源として重要である．一方で，融雪水は融雪出水の原因ともなる．このため，融雪が始まる前に流域の積雪包蔵水量をできるだけ正確に把握することは，水資源管理及び融雪期における出水の規模を想定する上で非常に重要である．

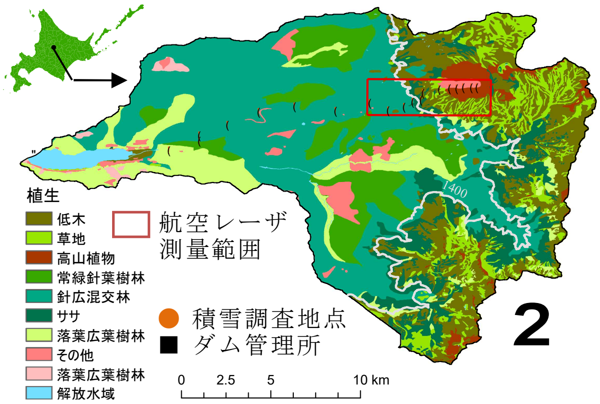


図 1　対象ダム流域（忠別ダム流域）

これまでに，山間部の積雪分布を把握するため，日本各地で積雪調査が行われてきた（例えば山田ら[1]）．雪崩等の危険が伴い，多大な労力を必要とすることから，調査地点は限られるものの，調査の積み重ねにより，樹林帯においては標高と積雪深との間に概ね線形の関係があること，高標高帯においては地形を平坦化するように積雪が再堆積する傾向があること等，積雪分布に関する様々な事項が明らかにされている．また，これらの調査によって明らかになった事項は，ダム管理の現場において，積雪包蔵水量を推定する際の実務にも活用されている．しかし，冬季の立ち入りが困難な高標高帯の積雪分布に関しては，調査結果が少なく，積雪分布の推定手法が確立していない．このような地上からのアプローチが困難な範囲を対象に，筆者らのグループは，航空レーザ測量を用いて，上空から広範囲にわたる積雪分布を高精度で計測し，地形との関係を分析してきた．このうち，北海道の大雪山系に位置する忠別ダム流域においては，同一範囲の積雪分布を 2012 年及び 2015 年の 2 回にわたって計測し，積雪分布の特徴に関して，より一般性の高い分析を可能にした．そこで，本研究では，2 カ年分の航空レーザ測量の結果を用い，積雪分布と地形との関係を分析した結果を報告する．

2．対象流域

対象流域は図 1 に示す忠別ダム流域である．忠別ダムは北海道中央部の大雪山系に位置し，流域面積は 239 km^2，流域の標高帯は 400 m～2,300 m 付近である．図 1 には，自然環境保全基礎調査の結果を用いて 10 分類した植生を示している．図中の白線は標高 1,400 m の等高線であるが，標高 1,400 m 付近を境に主たる植生が森林から草地やササといった森林以外に変化する．流域面積の約 6 割が樹林帯，約 4 割が森林限界以上の高標高帯である．

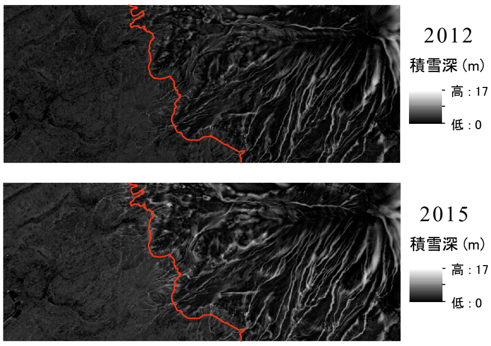


図 2　計測された積雪分布

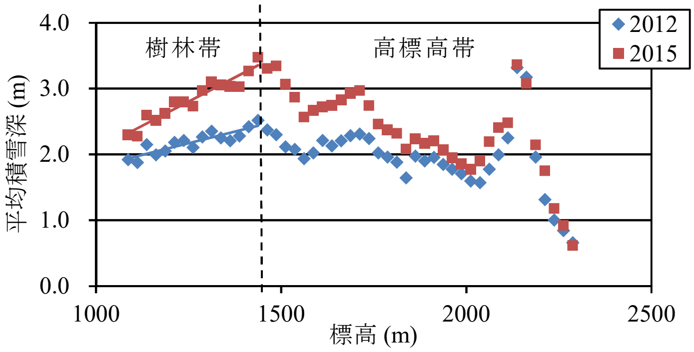


図 3　標高と積雪深の関係 [2)]

次に，解析に使用した資料を示す．航空レーザ測量は，図 1 の赤枠で示す範囲で実施した．測量範囲の面積は 10 km^2，標高帯は 1,100 m～2,300 m 付近の主に南から西向きの斜面である．測量範囲の植生は標高 1,450 m 付近を境に森林と森林以外に分かれ，標高 1,450 m 以上の範囲では，98%が森林以外である．航空レーザ測量は，無積雪期の 2009 年 9 月 22 日～25 日，積雪期の 2012 年 3 月 10 日及び 2015 年 3 月 27 日に実施した．積雪深は，積雪期及び無積雪期の二時期の標高差とした．データの水平解像度は 5 m である．計測した範囲においては，2012 年と比較して 2015 年の積雪が多い．

３．積雪分布の特徴

図 2 に航空レーザ計測により得られた積雪分布を示す．図中の赤線は森林限界であり，赤線の左側が樹林帯，右側が森林限界以上の高標高帯である．樹林帯と高標高帯の積雪分布が異なることは，多数の論文によって指摘されているが，航空レーザ測量の結果を見ると，このことが明解となる．概観すると，樹林帯の積雪深は 1 m から 3 m 程度の範囲に分布しているのに対し，高標高帯の積雪深は 0 から 10 m を超える範囲に幅広く分布し，尾根に沿って積雪の少ない箇所，谷に沿って積雪の多い箇所が分布している．また，両年の積雪分布には同様のパターンが見られる．

４．標高と積雪深の関係

航空レーザ測量により得られたデータは約 40 万個あるため，そのままでは積雪深と地形との関係を捉えることが困難である．このため，標高 25 m ピッチのように，幅を持った区間に区分し，この区間の平均積雪深を求め，地形因子との関係を考察する．図 3 に標高と積雪深の関係を示す．標高は 25 m ピッチで区分した．図に示した 2012 年及び 2015 年の積雪深を概観すると，標高に対する積雪深の増減の傾向がほぼ同一である．これは，3 章において示したように，同様の積雪分布のパターンが両年に見られることが一因と考えられる．また，両者の差は，各年の積雪の多寡が反映されたものと考えられる．標高 1,450 m までは樹林帯と対応し，この範囲では，既往の研究結果と同様に，標高と積雪深との間に線形の関係が見られる．標高 1,450 m 以上は森林限界以上の高標高帯と対応し，積雪深が大きく変動している．

５．高標高帯における地形の凹凸と積雪深の関係

西原ら [2)]は，森林限界以上の高標高帯における積雪深は，地上開度との間に線形の関係があることを報告している．ここで，地上開度とは，横山ら [3)]が開発した地形の凹凸

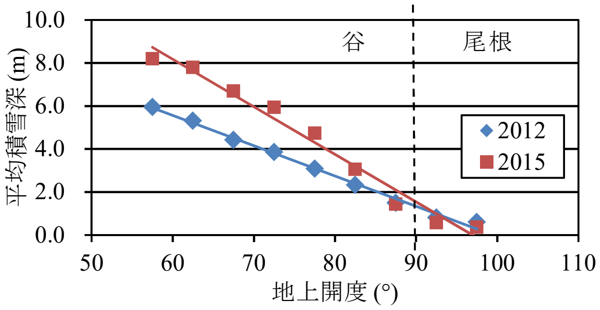


図 4　地上開度と高標高帯の積雪深の関係[2)]

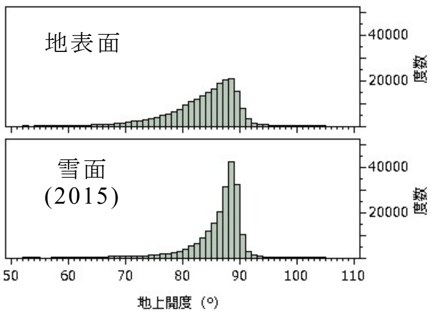


図 5　地表面と雪面の地上開度分布

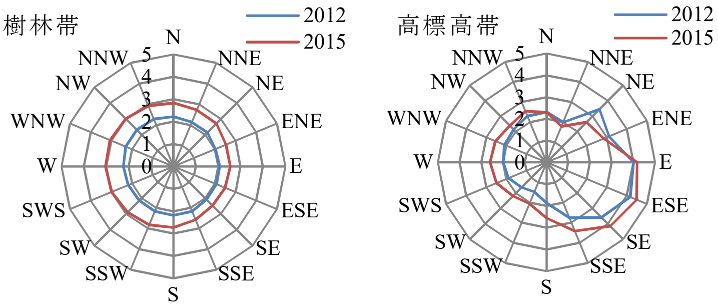


図 6　16 方位毎の積雪深

を表す指標であり，着目地点が谷の場合に地上開度 ø <90°，尾根の場合に地上開度 ø >90°，平地の場合に地上開度 ø =90°となる．無雪期における地表面の地上開度と積雪深との関係を図 4 に示す．積雪深は森林限界である標高 1,450 m 以上の範囲を抽出し，地上開度を 5°ピッチで区分して算出した平均値である．図を見ると，2012 年及び 2015 年の両年とも，地上開度が大きくなるに伴い，積雪深が線形に減少している．線形式の傾きは，各年の積雪の多寡が反映されている．谷の積雪深が大きく尾根の積雪深が小さいことは，風による移動後の積雪分布の特徴であり[1)]，航空レーザ測量により計測された積雪深は，風による移動後の再堆積分布であると考えられる．

また，過去の調査では，高標高帯の積雪は地形の凹凸を平坦化するように堆積することが報告されている．これは，無雪期の地表面と雪面の地上開度が異なり，雪面の地上開度は 90°付近に多く分布することに相当する．図 5 に地表面と代表して 2015 年の雪面の地上開度分布を示す．図より，積雪により地上開度の分布が大きく変化し，雪面の地上開度は 90°付近の度数が非常に大きくなっている．このことから，高標高帯の積雪は地形の凹凸を平坦化するように堆積していることが確認できる．

6．風が高標高帯の積雪分布に与える影響

森林限界以上の高標高帯における積雪分布は風の影響を強く受ける．この影響を分析するため，樹林帯及び高標高帯毎に，16 方位に区分して平均積雪深を算出した．図 6 に示した樹林帯における積雪深の分布を見ると，2012 年及び 2015 年の両年ともほぼ円形となっていることから，方位によらずほぼ均一の積雪深となっている．一方で，高標高帯における積雪深の分布を見ると，北東から南東にかけての積雪深が大きく，北西から南西にかけての積雪深が小さくなっており，方位による偏りが大きい．航空レーザ測量を実施した範囲において実測の風向風速が得られなかったため仮説になるが，冬の北海道の日本海側においては，風による積雪の移動が起こるような荒天時には，強い西風が吹く傾向があるため，この西風により積雪が移動した結果，北東から南東にかけての積雪深が大きく，北西から南西にかけての積雪深が小さいといった積雪深の偏りが生じたと考えられる．図 7 に現象のイメージを示したが，尾根を境

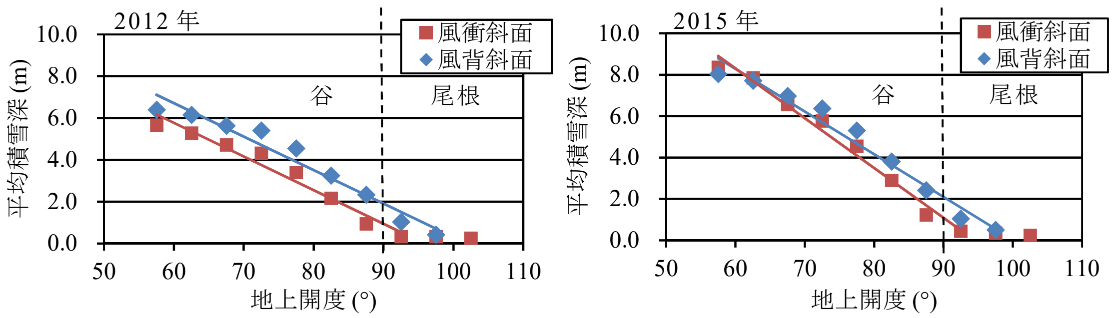


図 8　地上開度と高標高帯の積雪深の関係

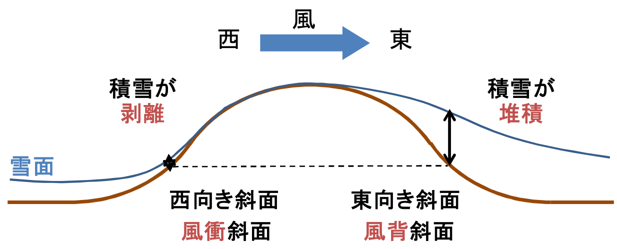


図 7　風の影響を受けた積雪深のイメージ

に，西向き斜面は風衝斜面であるため積雪が剥離し，東向き斜面は風背斜面であるため積雪が堆積したと考えられる．また，図の点線で示したように，地上開度が同一であっても，風衝斜面に位置する場合と風背斜面に位置する場合では積雪深が異なる．そこで，高標高帯を対象に，方位を風衝斜面（北～西～南）及び風背斜面（北～東～南）の 2 つに区分し，それぞれの地上開度と積雪深の関係を図 8 にプロットした．図より，地上開度が同じ場合でも，風衝斜面と比較して風背斜面の積雪深が大きいことが分かる．風背斜面においては尾根地形である地上開度が 95°程度で積雪深が 0 となるのに対し，風衝斜面においては平地である地上開度が 90°程度で積雪深が 0 となっている．風衝斜面においては，地形が平地であっても積雪が堆積しづらい環境になることが確認された．なお，地上開度が小さい範囲では 2012 年及び 2015 年の傾向が異なっている．これは，対象範囲を方位及び地上開度を用いて区分した際にサンプル数が少なくなることが要因の一つと考えられることから，引き続きデータの蓄積に合わせて分析を進めていきたい．

7．まとめ

航空レーザ測量による同一範囲を対象に実施した 2 カ年の積雪分布の計測結果を用いて，積雪分布と地形との関係に関し，より一般性の高い分析を行った．結果，過去に行われた積雪調査の結果の積み重ねにより明らかとなった事項を検証すると同時に，高標高帯において顕著となる風が積雪分布に与える影響に関して詳細に分析をすることができた．

【参考・引用文献】

1)　山田知充, 西村寛, 水津重雄, 若浜五郎, 1978: 大雪山旭岳西斜面における積雪の分布と堆積・融雪過程, 低温科学物理篇, **37**, 1-12.

2)　西原照雅, 谷瀬敦, 渡邉和好: 森林限界以上の高標高帯における積雪分布と融雪・流出計算に適用する降雪分布について, 2016 : 土木学会論文集 B1（水工学）**,72(4)**, I_475-I_480.

3)　横山隆三, 白沢道生, 菊池祐, 1999: 開度による地形特徴の表示, 写真測量とリモートセンシング, **38(4)**, 26-34.

北海道大学低温科学研究所観測露場の積雪・気象観測データの公開

Data publication of snow cover and meteorological observations conducted at Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University in Sapporo.

的場澄人（北海道大学低温科学研究所），青木輝夫（気象研究所／岡山大学），
庭野匡思（気象研究所），朽木勝幸（気象研究所），兒玉裕二（国立極地研究所），
山口悟（（国研）防災科学技術研究所）
Sumito Matoba, Teruo Aoki, Masashi Niwano, Katsuyuki Kuchiki, Yuji Kodama and Satoru Yamaguchi

１．はじめに

近年の気候・環境変化の実態を把握する上で，長期の積雪観測データの重要性が，世界雪氷圏監視計画（GCW）の会議において，国際雪氷圏科学協会（IACS）の会長から北海道大学低温科学（低温研）で行っている積雪観測を例に言及された[1)]．このような長期的な積雪観測は，長岡および新庄の防災科学技術研究所（防災科研），十日町の森林総合研究所（森林総研）においても行われてきている．これまで取得されてきたデータは主に紙媒体で公開されており，様々な解析に利用しやすい形態で公開されることが期待されている．本文では，これまで低温研で行われてきた積雪断面観測と，現在構築が進められているデータベースについて紹介する．

２．札幌における積雪断面観測の変遷

低温研で行われてきた積雪観測データの変遷については，青木ら（2016）[2)]においてまとめられている．現在，確認できる最初の報告は，小島（1955）[3)]で，その後，通年における連続的な観測が，現在の北大教育学部付近（札幌市北 11 条西 7 丁目）にあった旧低温科学研究所付近で 1963-64 年冬季シーズンから開始された[4)]．その後，一時中断があったが，2 度の観測露場の移動を経ながらも，2015-16 年現在まで約 50 シーズンの観測が行われた．青木ら（2016）によると観測期間は，「積雪特性の基礎研究期（1954-1967 年）」，「積雪及び関連分野のプロセス研究期（1967-1999 年）」，「プロセスモデル開発と連携した応用研究期（2003 年-現在）」に分類される．

現在の観測は，週 2 回，低温研の北側にある北海道大学生物生産農場（第二農場）にて行われている．観測項目は，雪温，雪質，密度，硬度（プッシュプルゲージ），粒径，全層密度（水当量深度）である．また，積雪表層（0-2cm），亜表層（2-10cm）の積雪を採取し，積雪中の元素状炭素，有機炭素，不溶性微粒子，溶存性イオン種の濃度を測定している．同時に，積雪観測サイトの北側にある気象観測露場において，自動気象測器にて，気圧，気温，湿度，風向，風速，降水量，感雨情報，積雪深，雪温，表面温度，土壌温度，土壌熱流量，土壌水分，上向き短波・長波・近赤外放射，下向き短波・長波・近赤外放射，短波直達・散乱，近赤外直達・散乱が測定されている．

これまでの成果として，積雪アルベド物理モデル[5)]，積雪変質過程を含む積雪変質・アルベドプロセスモデル(SMAP)[6)]が開発され，積雪の融解を促進する光吸収性不純物（鉱物ダストやブラックカーボンなど）の季節変化と経年変化[7)]が報告された．

３．データ公開

現在，データの公開形態について検討を進めている．対象とするデータは，低温研（札幌），防災科研（長岡，新庄），森林総研（十日町）（検討中）で所得されてきたデータで，今年度内での公開を予定している．公開場所は防災科研および低温研のサーバーを使用し，データを提供した研究機関の事情に合わせて各研究機関のサーバーにおいても並行して公開できるようにする．また，国内外の機関からの要望，データの提供があれば，それに応じて，断続的なデータでも同じデータベース上にてデータを公開できるようにする．

３．１　積雪断面観測データ

積雪断面観測のデータは，スイス連邦雪・雪崩研究所で開発された積雪変質モデルである SNOWPACK で使用されている「.pro」形式（https://models.slf.ch/docserver/snowpack/html/index.html）でとりまとめ，雪崩研究で標準的なフォーマットでもある「CAAML」形式（http://caaml.org）にも変換して，両者とも公開する．また，積雪変態モデル研究だけでなく一般的な研究にも使用しやすいデータ形式でのアウトプットについて，現在，方法，形式などについて検討している．

３．２　気象データ

気象データは「.csv」形式，「Netcdf」形式で公開する．公開データのレベルは以下の３つのレベルにて公開する．

Level 1a： 測定された物理量(単純に補完できる欠測は，補完する)
Level 1b： 測定された物理量(単純に補完できる欠測は，補完する)，ただし降水量に関しては補足損失を考慮して補正する．
Level 2:　積雪変質モデルの計算に必要な気象要素を全て含んだセット

Level 1b に必要な，降水量の補正は，統一した補正方法の検討を進めている．Level 2 のデータセット作成において，観測していない項目は，推定値や他の測定値から補完する．例えば，下向き長波を測定していないサイトでは，放射収支，日照時間等から下向き長波を推定し，気圧を測定していないサイトでは近傍のアメダスデータで補完する，などである．

謝辞

データ公開データベースの構築には，科学研究費補助金研究成果公開促進費（16HP8024，代表山口悟）の助成を受けている．積雪観測は，低温科学研究所共同研究のもとで，北方生物圏フィールド科学センターの協力で行われた．

【参考文献】

1) 青木輝夫ほか，2013: 全球雪氷圏監視計画(GCW)の概要と 第 2 回 CryoNet 会議の報告, 雪氷, **75**, 199-204.
2) 青木輝夫ほか, 2016 : 札幌における積雪観測と物理プロセスモデル開発, 低温科学, **74**，163-174. doi:10.14943/lowtemsci.74.163.

3) 小島賢治，1955：積雪層の粘性圧縮　I，低温科學，物理篇，**14**，77-93．
4) 小島賢治ほか，2016：札幌の平地積雪断面測定資料報告：昭和 38～39 年冬季，低温科學，物理篇，**23**，99-119．
5) Aoki, T. et al., 2011: Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, **116**, D11114, doi:10.1029/2010JD015507.
6) Niwano, M. et al., 2012: Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP) model for climate studies: Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan, *J. Geophys. Res.*, **117**, F03008, doi:10.1029/2011F002239.
7) Kuchiki, K. et al., 2015: Elemental carbon, organic carbon, and dust concentrations in snow measured with thermal optical method and filter weighing: variations during 2007-2013 winters in Sapporo, Japan, *J. Geophys. Res.*, **120**, doi:10.1002/2014JD022144.

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2015年度事業報告

1. 支部総会の開催

開催日時：2015年5月15日（金）10:00-10:30
開催場所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
主要議題：（1）2014年度事業報告・収支決算
（2）2015年度事業計画（案）・収支予算（案）
（3）2015年度支部役員（案）について
出 席 者：35名

2. 理事会の開催

第1回理事会
開催日時：2015年5月15日（金）10:30-11:30
開催場所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
主要議題：（1）役割分担の確認
（2）評議員・顧問の選出

第2回理事会
開催日時：2015年8月18日（金）13:00-15:30
開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）
主要議題：(1)理事役割分担の確認
(2)支部予算について
(3)2015 年度研究発表会の総括
(4)「北海道の雪氷」の編集状況
(5)雪氷賞の選考委員会の立ち上げについて
(6)地域講演会の開催報告
(7)雪氷教育事業（サイエンスパークほか）
(8)支部HP の更新・改修について
(9)その他
・次回の理事会について

第3回理事会
開催日時：2015年11月25日（水） 10:00-12:00
開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）
主要議題：（1）機関誌（北海道の雪氷34号）発行の報告
（2）雪氷賞の選考について
（3）次年度支部予算について
（4）次年度の地域講演会について
（5）その他
・「雪の観察シート」のHP公表について
・支部内規について
・次回の理事会について

第 4 回理事会
開催日時：2016 年 4 月 13 日（水）15:00-17:00
開催場所：北海道開発技術センター（札幌市）
主要議題：(1)2016 年度役員について
(2)研究発表会（5/13-14）について
(3) 2016 年度総会（5/13）資料について
(4) 2016 年度地域講演会について
(5) 支部機関誌「北海道の雪氷」の英語表記について
(6) ニューズレターのあり方について
(7) 事業（活動）報告の追加について
(8) 国際基準雪崩レスキュー講習会の方向性について
(9) 次回の理事会について

3．顧問・評議会の開催

開催日時：2015 年 5 月 15 日（金）11:30～12:00
開催会場：北海道大学 学術交流会館 小講堂
主要議題：雪氷学会の組織体制変更と支部運営の状況

4．研究発表会の開催

開催日時：2015 年 5 月 15 日（金）13:00～17:00
2015 年 5 月 16 日（土） 9:30～17:00
開催会場：北海道大学 学術交流会館 小講堂
口頭発表：34 件
参 加 者：121 名

5．北海道雪氷賞の表彰

○2014 年度北海道雪氷賞の表彰
以下の通り、2014 年度北海道雪氷賞の表彰式を実施。
【北の風花賞】
受賞者：斉藤 潤氏（北海道大学低温科学研究所）
論文名：グリーンランド北西部における氷帽の表面高度変化
受賞者：佐藤雄輝氏（北海道科学大学）
論文名：構造部材の着雪性状に関する実験的研究－雪粒子の衝突率・着雪率について－
【北の六華賞】
受賞者：松岡直基氏（日本気象協会）
論文名：「北海道における 2013 年と 2014 年の吹雪災害の比較」
【北の蛍雪賞】※該当者なし

○2015 年度北海道雪氷賞の選考
以下の通り、2015 年度北海道雪氷賞を選考。
【北の風花賞】
受賞者：森下裕士氏（北見工業大学大学院）
論文名：「北極海航路の氷況と可航性に関する研究」グリーンランド北西部における氷帽の表面高度変化
【北の六華賞】
受賞者：八久保晶弘氏（北見工業大学）
論文名：「野外におけるガス吸着式積雪 SSA 測定装置の運用」
【北の蛍雪賞】
受賞者：斉藤新一郎（北海道開発技術センター）
「大雪や寒さと樹木被害の関係についての一連の研究」

6．機関誌「北海道の雪氷」34 号の刊行
発行日：2015 年 9 月
収録論文数：34 件

7．社会貢献事業
〇雪氷災害調査チームの活動
・第 7 回研修会
開催日時：2015 年 4 月 9 日（木）～4 月 10 日（金）
開催場所：北海道上川郡東川町旭岳温泉
参加人数：21 名
研修内容：ミーティング、調査報告、実技研修（雪崩現場での安全確保・積雪調査）

・第 23 回講演会「雪崩から身を守るために」の開催
開催日時：2015 年 11 月 14 日（土）8:30～17:00
参加者：250 名
開催場所：北海道大学クラーク会館講堂（札幌市）
主　　催：北海道大学体育会山スキー部，北海道大学山とスキーの会，雪崩事故防止研究会・（公社）日本雪氷学会北海道支部

・2015/2016 プレシーズンミーティングの開催
開催日時：2015 年 11 月 14 日（土）17:30～18:30
開催場所：北海道大学クラーク会館講堂控室
参加人数：27 人
主要議題：(1) 2014/15 シーズン調査チーム活動報告・会計報告
(2) 2015/16 シーズンの調査チーム体制と記者会見日程
(3) 寄付企業
(4) 第 8 回研修会の日程の決定
(5) 新メンバー推薦＆審議
(6) 「雪崩事故調査記録カード」について提案

・2015 年 12 月 30 日に旭岳裏盤の沢で発生した雪崩の調査
調査日時：2015 年 12 月 31 日（木）
調査場所：旭岳裏盤の沢
出動人数：ガイド部門 4 名，研究部門 2 名，協力者 1 名
調査内容：破断面および堆積区での積雪調査，雪崩規模の調査
後日，通報者や捜索者への聞き取り・資料収集を行った．
報　　告：雪氷災害調査チーム HP に掲載．
道支部研究発表会および機関誌「北海道の雪氷」で発表予定．

・2016 年 3 月 26 日に羊蹄山で発生した雪崩の調査
調査日時：2016 年 3 月 27（日）
調査場所：羊蹄山京極コース
出動人数：ガイド部門 1 名，研究部門 3 名
調査内容：破断面の目視観察，1430m での積雪調査，雪崩規模の調査
報　　告：今後，雪氷災害調査チーム HP に掲載予定．
道支部研究発表会および機関誌「北海道の雪氷」で発表予定．

〇雪氷教育等

・「2015 サイエンスパーク」への参加

開催日時：2015 年 8 月 5 日（水）
　　　　　9:30～16:00（①12：50～14：20　②14：30～16：00）
開催場所：北海道庁赤れんが庁舎 2 階
主　　催：北海道，（地独）北海道立総合研究機構
出　　展：『雪の結晶を作ろう（雪氷楽会)』
内　　容：平松式人工雪発生装置による雪結晶観察，雪の結晶型アイロンビーズ作成
参 加 者：小学 1 年生～6 年生
　　　　　① 24 名 ②23 名　（保護者含めた参加者 ①49 名 ②43 名 合計 92 名）

・「夏休み！カーリングと氷のセミナー」への協力

開催日時：2015 年 8 月 10 日（月）、8 月 11 日（火）17：00～18：00
開催場所：どうぎんカーリングスタジアム
主　　催：札幌市
主　　管：（一社）札幌カーリング協会
協　　力：日本雪氷学会北海道支部
内　　容：アイスシート（カーリング競技場）を利用した氷の実験・体験プログラム
参 加 者：小学 1 年生～3 年生　8 名
　　　　　小学 4 年生～6 年生　3 名

・「カーリング体験×雪氷教室」への協力

開催日時：2016 年 2 月 13 日（土）10：00～12：00
開催場所：どうぎんカーリングスタジアム及び月寒屋外競技場（アーチェリー場）
主　　催：札幌市
主　　管：（一社）札幌カーリング協会
協　　力：日本雪氷学会北海道支部
内　容：アイスシート（カーリング競技場）を利用した氷の実験・体験プログラム、
　　　　雪の観察会
参 加 者：小学 1 年生～6 年生　16 名

・「しかりべつ湖たんけん隊 2016　雪と氷の世界まんきつツアー」への講師派遣

開催日時：2016 年 3 月 21 日（月・祝）
開催場所：然別湖
共　　催：鹿追町こども宿泊体験交流協議会，とかち鹿追ジオパーク推進協議会，
　　　　　しかりべつ湖コタン実行委員会
内　　容：雪氷実験の実施（過冷却水の実験、凍るシャボン玉の観察）
参 加 者：小学 3 年生以上　26 名

8. ニューズレターの刊行

No.51：2015 年度 北海道支部研究発表会のお知らせ（最終）/ 2015 年度 北海道支部総会・理事会（第 1 回）・評議員会のお知らせ（最終）/ 2014 年度 北海道雪氷賞の受賞者・受賞論文のお知らせ
＜2015 年 5 月 1 日発行＞

No.52：2016 年度 北海道支部研究発表会のお知らせ/ 2016 年度 北海道支部総会・理事会（第 1 回）・評議員会のお知らせ/ 2015 年度 北海道雪氷賞の選考について
＜2016 年 4 月 23 日発行＞

9．支部ホームページの更新

・各種イベント（研究発表，地域講演会など）の告知
・「北海道の雪氷」公開
・「雪観察シート」の掲載

10．北海道支部地域講演会

講演会名：「雪氷の世界」
開催日時：2015 年 7 月 18 日（土）14:00～16:00
開催場所：北海道立オホーツク流氷科学センター多目的講義室
主　　催：公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部
共　　催：北海道立オホーツク流氷科学センター
後　　援：紋別市
開催内容：

(1)講演会
講演内容：「雪害を考慮した建築設計手法について」
講　　師：苫米地　司氏（北海道科学大学長）
講演内容：「流氷の妖精　クリオネの生態」
講　　師：桑原　尚司氏（北海道立オホーツク流氷科学センター学芸員）
講演内容：「南極での一年　－知られざるマイナス 70℃の世界－」
講　　師：亀田　貴雄（北見工業大学教授）
開催場所：北海道立オホーツク流氷科学センター
参 加 者：50 名

(2)紋別わくわく科学教室
開催内容：「雪の結晶を作ろう！（雪氷楽会)」
　　　　　平松式雪結晶の観察、アイロンビーズで雪結晶制作
開催日時：2015 年 7 月 19 日（日）10:00～
開催場所：北海道立オホーツク流氷科学センター
参 加 者：48 名（小学校 1～6 年生）

11．雪氷関連行事の共催・後援・監修（研究成果普及事業）

【共催】

・国際雪・雪崩シンポ in ニセコ　「雪崩発生危険度を予測する」
開催時期：2015 年 12 月 9 日（水）から 12 日（土）
開催場所：ニセコ町民センター　 虻田郡ニセコ町字富士見 95
主　　催：名古屋大学大学院環境学研究科 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

・企画展「雪の研究者・中谷宇吉郎」
開催時期：2015 年 12 月 19 日（土）から 2016 年 4 月 10 日（日）まで
　　　　　午前 9 時 30 分から午後 5 時まで
開催場所：小樽市総合博物館本館・企画展示室
主　　催：小樽市総合博物館

・企画展「雪の研究者・中谷宇吉郎」関連行事
テーマ：全天周映像番組「Snowflake～雪は天からの手紙～」
開催時期：2016 年 2 月 5 日（金）から 14 日（日）まで
開催場所：小樽市総合博物館本館・ドームシアター
主　　催：小樽市総合博物館

・企画展「雪の研究者・中谷宇吉郎」関連講演会
テーマ：身近な冬の華　雪の結晶
開催時期：2016 年 2 月 20 日（土）午前 10 時から正午まで
開催場所：小樽市総合博物館本館
主　　催：小樽市総合博物館

【後援】
・平成 27 年度第 5 回　紋別わくわく科学教室
開催時期：2015 年 7 月 19 日（日）　10:00-15:00
開催場所：北海道立オホーツク流氷科学センター
主　　催：北海道立オホーツク流氷科学センター

・第 27 回技術者交流フォーラム
講演テーマ：激甚化する雪氷災害の現状と課題
開催時期：2015 年 10 月 29 日（木）13:30～17:00
開催場所：北海道北見市（ホテル黒部）
主　　催：土木研究所寒地土木研究所

・第 19 回 科学探検ひろば 2016
開催時期：2016 年 1 月 9 日（土），10 日（日）
開催場所：旭川市科学館（サイパル）
主　　催：サイエンスボランティア旭川，旭川市教育委員会

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2016 年度事業計画

1. 支部総会の開催

日　時：2016 年 5 月 13 日（金）10:00-10:30
場　所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：（1）2015 年度事業報告・収支決算
（2）2016 年度事業計画案・収支予算案
（3）2016 年度支部役員について
（4）その他確認事項

2. 理事会の開催

第 1 回理事会
日　時：2016 年 5 月 13 日（金）10:30-11:30
場　所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：（1）役割分担の確認
（2）評議員・顧問の選出
・上記を含み年 3～4 回開催する。

3. 顧問・評議員会の開催

日　時：2016 年 5 月 13 日（金）11:30-12:00
場　所：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室
主要議題：今年度の雪氷学会北海道支部の活動予定

4. 研究発表会の開催

期　日：2016 年 5 月 13 日（金）13:00～17:00
2016 年 5 月 14 日（土） 9:15～17:00
会　場：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

5. 北海道雪氷賞の表彰および受賞論文の選考

・北海道における雪氷研究の活性化のために、「北海道の雪氷（第 35 号：2016)」での投稿論文または支部活動への貢献者を対象として表彰を行う。
・表彰選考委員会、選考基準、受賞者の決定、授章は、支部表彰規程にしたがう。
・2015 年度北海道雪氷賞の表彰は 2016 年 5 月、2016 年度受賞論文の選考は「北海道の雪氷」の発行後に実施する。

6. 機関誌「北海道の雪氷」35 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. 地域講演会の開催

・テーマ：高齢者の冬の安全について（転倒、除雪による事故など）
・開催時期：11 月上旬を予定
・開催地域：上富良野町（会場未定）

8．社会貢献事業

8-1　雪氷災害調査チームの活動

・雪崩講演会を開催する。
・研修会を開催する。
・プレシーズンミーティングを開催する。
・雪氷災害発生時に随時対応する。

8-2　雪氷教育等

・サイエンスパークへ参加（7月28日（木））する。

9．支部ホームページの運営

・雪氷関連情報を提供する。
・会員向け情報を掲載する。
・既存ホームページ項目、およびコラムやエッセイ等を充実する。
・雪氷災害調査チームの活動を報告する。
・支部活動成果の紹介：支部関連雪氷イベントのポスター、リーフレットなど
・会員向け情報（総会や講演会、研究発表会など）を支部ホームページに掲載する毎に、メーリングリスト（hokkaido@seppyo.org）を使って会員にその旨通知するサービスを継続する。

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 2015 年度収支報告

（2015 年 4 月 1 日～2016 年 3 月 31 日）

北海道支部（雪氷災害調査を除く）

				2015 年度予算	2015 年度決算
収入合計				**150,010**	**137,198**
当期収入				**150,010**	**137,198**
事業収入	出版収入			150,000	137,184
雑収入	受取利息			10	14
	寄付金			0	0
支出合計				**320,800**	**328,326**
事業費				**287,800**	**303,234**
	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	北海道支部研究発表会・支部表彰	102,300	80,672
		研修会等	北海道支部講演会	0	0
		普及・啓発	雪氷教育ほか	26,000	25,591
		褒賞	北海道雪氷賞	43,500	70,621
	3 出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌	116,000	126,350
		その他出版物		0	0
管理費				**33,000**	**25,092**
	事務局費			11,500	10,920
	会場費			20,500	13,200
	支払手数料			500	972
	役員選挙費			0	0
	雑費			0	0
収支差額				**-170,790**	**-191,128**

雪氷災害調査

				2015 年度予算	2015 年度決算
収入				**1,147,206**	**1,640,656**
資産勘定（雪氷災害調査基金）からの繰入				547,206	940,656
寄附金				600,000	700,000
前期繰越金				0	0
支出			**事業費 計**	**1,147,206**	**1,320,656**
	1 調査・研究	調査	雪氷災害調査	1,147,206	1,320,656
			旅費交通費		766,290
			謝金		333,544
			通信運搬費		950
			消耗品費		181,402
			保険料		7,700
			印刷費		25,022
			会場費		5,100
			振込手数料		648
収支差額				**0**	**320,000**

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2016 年度予算

（2016 年 4 月 1 日～2017 年 3 月 31 日）

科目		公益目的事業会計							法人会計	北海道/管理費	内部取引控除	合計
		公1	1調査/災害 北海道	23研究/北海道 北海道	32研修/北海道 北海道	44普及/雪氷教育 北海道	52褒章/北海道 北海道	64機関誌/北海道 北海道		K11 北海道		
Ⅰ一般正味財産増減の部												
1. 経常増減の部												
(1)経常収益												
基本財産運用益												
501-501	基本財産受取利息	0							0			0
受取会費												0
515-01	正会員会費	0							0			0
515-02	特別会員会費	0							0			0
515-03	賛助会員会費	0							0			0
515-04	購読会員会費	0										0
事業収益												0
521-515	研究大会事業収益	0							0			0
521-516	研修会事業収益	0							0			0
521-517	出版事業収益	135,000						135,000	0			135,000
受取補助金等												0
525-534	科研費等補助金・助成金	0							0			0
受取負担金												0
531-538	中谷奨励賞選考委託	0							0			0
受取寄付金												0
535-540	受取寄付金	0							0			0
535-544	分科会費	0							0			0
535-545	財団の賛助会費	0							0			0
535-547	受取寄付金の振替額	500,000	500,000						0			500,000
雑収益												0
541-545	受取利息	0							0			0
経常収益計		**635,000**	**500,000**	**0**	**0**	**0**	**0**	**135,000**	**0**		**0**	**635,000**
(2)経常費用												
事業費												
611-603	給与手当	0										0
611-605	臨時雇賃金	22,000		12,000	10,000							22,000
611-613	旅費交通費	328,500	300,000		27,500	1,000						328,500
611-615	通信運搬費	30,000	20,000					10,000				30,000
611-619	消耗什器備品費	0										0
611-621	消耗品費	123,000	100,000			23,000						123,000
611-623	修繕費	0										0
611-624	外注費	0										
611-625	印刷製本費	138,000	10,000			2,000	36,000	90,000				138,000
611-626	広告宣伝費	0										0
611-627	会議費	2,400		2,400								2,400
611-628	会場費	90,500		68,000	22,500							90,500
611-629	光熱水料費	0										0
611-631	賃借料	0										0
611-633	保険料	20,000	20,000									20,000
611-635	諸謝金	50,000	50,000									50,000
611-637	租税公課	0										0
611-639	支払負担金	0										0
611-641	支払助成金	0										0
611-643	支払寄附金	0										0
611-645	委託費	0										0
611-646	手数料	0										0
611-647	諸会費	0										0
611-648	図書購入費	0										0
611-649	ｻｲﾄ運営費	0										0
611-650	雑費	0										0
621-651	未収金放棄損	0							0			0
管理費												
621-603	給与手当								0			0
621-605	臨時雇賃金								0			0
621-609	福利厚生費								0			0
621-613	旅費交通費								42,000	42,000		42,000
621-615	通信運搬費								1,500	1,500		1,500
621-619	消耗什器備品費								0			0
621-621	消耗品費								0			0
621-623	修繕費								0			0
621-625	印刷製本費								0			0
621-627	会議費								0			0
621-628	会場費								20,500	20,500		20,500
621-629	光熱水料費								0			0
621-631	賃借料								0			0
621-632	リース料								0			0
621-633	保険料								0			0
621-635	諸謝金								0			0
621-637	租税公課								0			0
621-639	支払負担金								0			0
621-640	支払助成金								0			0
621-643	支払寄附金								0			0
621-645	委託費								0			0
621-646	手数料								1,000	1,000		1,000
621-647	諸会費								0			0
621-648	図書購入費								0			0
621-649	ｻｲﾄ運営費								0			0
621-650	雑費								0			0
621-651	未収金放棄損								0			0
経常費用計		**804,400**	**500,000**	**82,400**	**60,000**	**26,000**	**36,000**	**100,000**	**65,000**	**65,000**	**0**	**869,400**
評価損益等調整前当期経常増減額		-169,400	0	-82,400	-60,000	-26,000	-36,000	35,000	-65,000	-65,000	0	-234,400
基本財産評価損益等		0							0			0
特定資産評価損益等		0							0			0
投資有価証券評価損益等		0							0			0
評価損益等計		0							0		0	0
当期経常増減額		-169,400	0	-82,400	-60,000	-26,000	-36,000	35,000	-65,000	-65,000	0	-234,400
2. 経常外増減の部												0
(1)経常外収益												0
期末棚卸残高		0							0		0	0
経常外収益計		0							0		0	0
(2)経常外費用												0
期首棚卸残高		0							0		0	0
経常外費用計		0							0		0	0
当期経常外増減額		0							0		0	0
他会計振替額		0							0		0	0
当期一般正味財産増減額		-169,400							-65,000		0	-234,400
Ⅱ. 指定正味財産増減の部												0
受取寄付金												0
雪氷災害調査活動寄付金		500,000	500,000						0		0	500,000
一般正味財産からの振替		0							0		0	0
特定資産受取利息												0
井上基金利息		0							0		0	0
特定資産口座普通預金利息		0							0		0	0
有価証券当年度償却額		0							0		0	0
一般正味財産への振替額		500,000	500,000						0		0	500,000
当期指定正味財産増減額		0	0						0		0	0
当期指定正味財産増減額		0	0						0		0	0

※今回より，日本雪氷学会の統一様式に変更しています．

公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2016 年度役員名簿

（2016 年 5 月 13 日現在）

2016年度　公益社団法人　日本雪氷学会北海道支部　役員			
	職名	氏　名	所　　属
1	理事　支部長	苫米地 司	北海道科学大学 学長
2	理事　副支部長	石井 吉之	北海道大学低温科学研究所
3	理事　〃	伊東 敏幸	北海道科学大学工学部建築学科
4	理事　庶務担当	武知 洋太	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
5	理事　〃	大廣 智則	株式会社ネクスコ・エンジニアリング北海道
6	理事　会計担当	阿部 正明	(一社)北海道開発技術センター
7	理事　〃	岩間 大舗	北海道科学大学
8	理事　広報担当	西田 浩平	株式会社雪研スノーイーターズ
9	理事　事業担当	白川 龍生	北見工業大学社会環境工学科
10	理事　〃	天見 正和	(一社)北海道開発技術センター
11	理事　〃	伊藤 達人	北海道電力株式会社総合研究所
12	理事　〃	飯塚 芳徳	北海道大学低温科学研究所
13	理事　〃	亀田 貴雄	北見工業大学社会環境工学科
14	理事　〃	堤 拓哉	（地独）北海道立総合研究機構　建築研究本部北方建築総合研究所
15	理事　社会貢献担当	尾関 俊浩	北海道教育大学札幌校
16	理事　〃	渡邊 祥史	札幌総合情報センター株式会社
17	理事　〃	大宮 哲	(国研)土木研究所 寒地土木研究所
1	監事	植松 孝彦	株式会社雪研スノーイーターズ
2	監事	金田 安弘	(一社)北海道開発技術センター
1	評議員	浅野基樹	土木研究所寒地土木研究所
2	評議員	早野　亮	(株)ドーコン
3	評議員	須田　力	北方圏体育・スポーツ研究会
4	評議員	武市　靖	北海学園大学工学部社会環境工学科
5	評議員	武田一夫	帯広畜産大学
6	評議員	東海林明雄	北海道教育大学名誉教授
7	評議員	矢作　裕	北海道教育大学名誉教授
8	評議員	高橋修平	北海道立オホーツク流氷科学センター
9	評議員	石本敬志	(一財)日本気象協会
10	評議員	阿部幹雄	雪崩事故防止研究会
11	評議員	長尾法明	北海道総合政策部地域創生局地域政策課長
12	評議員	松森敏幸	札幌管区気象台気象防災部
13	評議員	樺澤　孝人	北海道開発局開発監理部開発調整課長
14	評議員	白岩孝行	北海道大学低温科学研究所
15	評議員	竹腰　稔	(一社)北海道開発技術センター常務理事
16	評議員	岳本秀人	(一財)北海道道路管理技術センター常務理事
17	評議員	坂本　孝司	北海道旅客鉄道(株)鉄道事業本部
18	評議員	添田伸一	札幌市建設局土木部雪対策室長
19	評議員	工藤正彦	北海道電力(株)土木部
20	評議員	竹内政夫	NPO法人雪氷ネットワーク
1	顧問	秋田谷英次	NPO法人雪氷ネットワーク
2	顧問	菊地　勝弘	北海道大学名誉教授・秋田県立大学名誉教授
3	顧問	前　　晋爾	北海道大学名誉教授・旭川高専名誉教授
4	顧問	若濱　五郎	北海道大学名誉教授

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北海道支部と称する．
（事業）
第 2 条　本支部は，公益社団法人日本雪氷学会定款第 3 条に定めたこの法人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）その他この法人の目的達成に必要な事項．
（会員）
第 3 条　本支部の会員は，北海道に在住する公益社団法人日本雪氷学会の会員とする．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，支部からの推薦に基づき，定款施行細則第 28 条により，定款第 20 条に定める理事の中から理事会において選出する．
（役員の選出）
第 6 条 副支部長，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任する．
（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．
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は出席者とみなす．
５　議事録は本規定第 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 支部長は本部理事会で決まり、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 年とし、再任を妨げない．

（総会）

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

2　議長は出席者の互選とする．

3　総会においては下記事項の承認を受けなければならない．

（１）会務ならびに会計の報告

（２）新年度の事業計画

（３）役員の決定

（４）施行内規の変更

（５）その他重要な事項

4　議事録は本規定 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．

（資産及び会計）

第 15 条　本支部の資産は次の通りとし、支部長がこれを管理する．

（１）本部からの交付金

（２）寄付金

（３）その他

2　本支部の会計年度は、毎年 4 月 1 日より翌年 3 月 31 日までとする．

附　則

本内規は平成 25 年 5 月 17 日より施行する．

※ 公益社団法人への移行に伴い，従来の「日本雪氷学会北海道支部規程」は「公益社団法人日本雪氷学会支部規程」に統合されました．

http://www.seppyo.org/hokkaido/about/regulation

この際，北海道支部では，上記第 2 条に基づき，支部の運営に必要な規程類として，「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」を設けました．

北海道の雪氷　　No.35

Annual Report on Snow and Ice Studies in Hokkaido

ISSN 1340-7368

2016 年 9 月 1 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