

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

第31号



2012年9月

発行 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部

## 目次

巻頭言	1
2012 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文	7
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2011 年度事業報告	195
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2012 年度事業計画(案)	198
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2011 年度収支報告及び 2012 年度収支予算(案)	200
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2012 年度役員名簿	202
公益社団法人日本雪氷学会北海道支部規程	204

## 表紙

画 : 斎藤新一郎

題字 : 福沢卓也

### (表紙解説) 樺戸山系・クマネシリ山の残雪

一般社団法人北海道開発技術センター  
斎藤新一郎

岩見沢地方の 2011/12 年の異常な大雪は、交通、家屋、農業、林業、ほかにおいて、住民生活に大きな影響を与えた。被害は、雪解けとともに、明らかになった。西風を防いでくれる樺戸山系の深雪は、遅くまで残るかと思われたが、4 月下旬の高温で、例年なみに消えた。手前は鉄道防雪林である。



## 巻 頭 言

### 「北海道の雪氷」の役割

副支部長 白岩孝行 (北海道大学 低温科学研究所)

昨年より金田安弘さんの後任として副支部長となりました白岩孝行です。強力な理事会の皆様にご教を乞いながら、なんとか独り立ちすべく頑張りますので、皆様のご協力をお願い申し上げます。

10 数年ぶりに関わることになった北海道支部ですが、その活動の活発さには驚きました。支部研究発表会が二日間にわたって行われるようになったことを始めとし、地域講演会を中心とするアウトリーチ活動は盛んであり、なにより、メーリングリストを通じた会員や理事会メンバーの活発なやりとりには大変驚きました。まさに支部活動が雪氷学会を支えるという、本学会の本来の姿を再確認させていただきました。

とりわけ、「北海道の雪氷」という支部機関誌は、ちょっと前まで風前の灯火だろうと考えていた私の浅はかな予想を裏切り、かくも立派な機関誌として毎年発行されていることはうれしい驚きでありました。ひとえに、本誌を支えてくださっている支部会員の皆様と、本誌の編集作業に多大な努力を払って下さっている舘山一孝さんを始めとする歴代の編集チームの献身的なご努力のお陰と感謝申し上げます。

最近、私の所属する職場で業績の自己評価を行うにあたり、評価の対象を英文の査読付国際誌に限るといふかなりショッキングな出来事がありました。つまり、「北海道の雪氷」に書かれた報告はおろか、学会の顔である「雪氷」に掲載された和文論文なども、業績評価の対象にならないという決定です。ちょっとびっくりされる方もいらっしゃると思いますが、現在の自然科学の世界では、むしろこの考え方のほうが常識なのかもしれません。

翻って、北海道の雪氷を見返してみると、私の周囲にいる研究者についてみた場合に限りませんが、自身とその指導学生を含め、北海道の雪氷にも積極的に報告を載せていることがわかりました。つまり、国際誌で多くの業績を挙げている研究者は、和文でも良く書いている、ということが言えるかと思います。おそらくは、北海道の雪氷を、より高いレベルの媒体に進むための媒体として利用しているわけです。

誰もが一足飛びにインパクトファクターの高い国際ジャーナルに論文を投稿できるわけではありません。研究が一步一步進んでいくように、報告や論文を徐々にレベルアップしていくのが普通だと思います。この意味で、大学院生の皆さんには是非お願いしたいのですが、北海道の雪氷を次のステップへ登るための踏み台にして欲しいと思うのです。

最後になりましたが、舘山一孝理事を始めとする本誌の編集委員の皆様、そして研究発表会にご参加いただきました会員の皆様には、この場を借りて厚く御礼申し上げます。

## 2012 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:2012 年 5 月 18 日～19 日

開催場所:北海道大学 (18 日)百年記念会館 大会議室, (19 日)学術交流会館 小講堂

1. 豪雪過疎地域の除排雪における自助共助に関する人類学的研究Ⅱ 7  
小西信義(北海道大学大学院文学研究科)
2. 北海道の高齢者の生活機能評価指標としてのショベルリング投擲力 11  
須田力(北方圏体育・スポーツ研究会), 森田勲(北海道医療大学),  
上田知行, 浅尾秀樹(北翔大学), 五十公野修(イズミック),  
加納修(士別市教育委員会)
3. 雪害予報技術の開発に関する研究 15  
—除雪行動および生活情報の取得に関するアンケート結果—  
細川和彦(北海道工業大学), 山形敏明(郡山女子大学),  
苫米地司(北海道工業大学)
4. 過冷却海水の凍結実験 19  
平松和彦(福山市立大学), 桑原尚司(北海道立オホーツク流水科学センター),  
高橋修平(北見工業大学)
5. 「氷のラボ」での多様な雪氷体験—産官学連携で行った雪と氷の価値化— 21  
中村一樹, 山中康裕(北海道大学大学院地球環境科学研究院),  
佐藤志穂(北海道大学大学院環境科学院),  
田中大介, 山岸奈津子(星野リゾート・トマム)
6. 北見・陸別地域における気温逆転現象の分布と傾向 25  
佐々木孝(北見工業大学大学院), 高橋修平, 白川龍生(北見工業大学),  
Nuerasimuguli Alimasi, 日下稜(北見工業大学大学院), 平沢尚彦(国立極地研究所)
7. 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水—雪面上への模擬降雨散水実験— 29  
石井吉之, 中坪俊一, 森章一, 的場澄人(北海道大学低温科学研究所)
8. 0.12T コンパクト MRI による積雪の水分特性曲線の計測 33  
安達聖(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター),  
尾関俊浩(北海道教育大学),  
巨瀬勝美(筑波大学数理物質科学研究科電子・物理工学専攻)
9. トーマス型サンプラーを用いた積雪内部の観察 37  
日下稜(北見工業大学大学院), 原田亜紀(北海道自然エネルギー研究会),  
高橋修平(北見工業大学)
10. 航空レーザ測量を活用した森林内における積雪分布と地形の関係に関する考察 41  
西原照雅(寒地土木研究所), 中津川誠(室蘭工業大学大学院),  
浜本聡(寒地土木研究所)

11. ガス吸着法による積雪比表面積測定装置の開発	45
八久保晶弘(北見工業大学), 山口悟(防災科学技術研究所), 谷川朋範, 堀雅裕(宇宙航空研究開発機構), 杉浦幸之助(海洋研究開発機構), 庭野匡思, 朽木勝幸, 青木輝夫(気象研究所)	
12. 陸別町におけるしもざらめ雪の密度と剪断強度の関係について	49
横山博之(寒地土木研究所・北見工業大学大学院), 日下稜(北見工業大学大学院), 高橋修平(北見工業大学), 柴田啓貴, ヌアスムグリ・アリマス, 佐々木孝(北見工業大学大学院), 若林剛(清水建設・元北見工業大学大学院)	
13. 近年の羊ヶ丘の積雪の特徴	53
井上聡, 廣田知良, 根本学, 濱寄孝弘(北海道農業研究センター), 鮫島良次(北海道大学大学院農学研究院), 大久保晋治郎(北海道農業研究センター)	
14. 風洞型表面霜作製装置の開発	57
津田将史(北海道教育大学札幌・岩見沢校), 尾関俊浩(北海道教育大学札幌校)	
15. 2011/12年の大雪による樹木被害のいろいろ	61
斎藤新一郎, 阿部正明, 檜澤 肇(北海道開発技術センター)	
16. 樹幹解析から見た防雪林造成における成木移植の問題点と改良手法	65
阿部正明, 檜澤 肇, 斎藤新一郎(北海道開発技術センター)	
17. 光学式路面凍結検知システムの開発(4)-2012年陸別地域の路面観測-	69
Nuerasimuguli Arimasi(北見工業大学大学院), 高橋修平(北見工業大学), 日下稜(北見工業大学大学院), 大久保雅文(北見工業大学工学部)	
18. 非接触式すべり抵抗計測装置の冬期路面管理への適用性に関する研究	73
切石亮, 川端優一, 徳永ロベルト, 高橋尚人(寒地土木研究所)	
19. 「そろばん道路」の発生に関する考察	77
永田泰浩, 金田安弘, 富田真未, (北海道開発技術センター)	
20. 低温時における凍結防止剤散布に関する試験研究	81
川端優一, 切石亮, 高田哲哉, 徳永ロベルト, 高橋尚人(寒地土木研究所)	
21. レーザースキャナーを用いた冬期道路有効幅員の計測について	85
大上哲也, 住田則行, 三浦豪, 小宮山一重, 山崎貴志(寒地土木研究所)	
22. 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削	89
杉山慎(北海道大学低温科学研究所), 澤柿教伸(北海道大学地球環境科学研究所), 福田武博(北海道大学低温科学研究所)	

23. 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削孔を用いたビデオ観察	93
澤柿教伸(北海道大学地球環境科学研究所),	
杉山慎(北海道大学低温科学研究所),	
福田武博(北海道大学大学院環境科学研究所)	
24. 南極ラングホブデ氷河における表面流動速度測定と氷厚探査	97
福田武博(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), 澤柿教伸(北海道大学地球環境科学研究所)	
25. 人工衛星画像を用いた南パタゴニア氷原カービング氷河の流動速度測定	101
榎原大貴(北海道大学大学院環境科学院), 杉山慎(北海道大学低温科学研究所)	
26. 雪結晶のグローバル分類におけるCP6(骸晶状結晶)~CP9(鷗状結晶)について	105
菊地勝弘(北大名誉教授)	
27. 車載方式による雪結晶の顕微鏡写真撮影	107
油川英明(NPO 法人雪氷ネットワーク)	
28. -50℃以下で生成される放射状針状結晶の特徴	111
原田康浩(北見工業大学), 山口達也(北見工業大学・現在:カーネルコンセプト),	
柿崎佑希(北見工業大学・現在:アース工業), 中拂匠(北見工業大学・現在:警視庁),	
村井昭夫(北見工業大学・金沢市立内川中学校), 亀田貴雄(北見工業大学)	
29. 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1)	115
— 大雪の概要と気象の特徴 —	
金田安弘, 永田泰浩(北海道開発技術センター),	
丹治和博(日本気象協会東北支局), 松岡直基(日本気象協会北海道支社),	
尾関俊浩(北海道教育大学札幌校)	
30. 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2)	119
— 大雪災害の被害 —	
堤拓哉, 高橋章弘, 阿部佑平(北方建築総合研究所)	
31. 2011-2012年冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪について(その3)	123
— 空知・石狩の積雪調査 —	
尾関俊浩, 津田将史(北海道教育大学札幌校), 荒川逸人(野外科学),	
山田高嗣(札幌第一高等学校), 渡邊崇史, 原田裕介(寒地土木研究所),	
佐藤文隆(雪崩事故防止研究会), 井上聡(北海道農業研究センター),	
堤拓哉, 阿部佑平(北方建築総合研究所), 金田安弘(北海道開発技術センター),	
丹治和博(日本気象協会東北支局), 平松和彦(福山市立大学)	

32. 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)	127
- 広域積雪調査 -	
白川龍生(北見工業大学), ヌアスムグリ アリマス(北見工業大学大学院), 八久保晶弘(北見工業大学), 荒川逸人(野外科学株式会社), 野口泉(環境科学研究センター), 尾関俊浩(北海道教育大学札幌校), 中村一樹(北海道大学大学院)	
33. 北海道における2011年度冬期の最大積雪深の再現期間と大雪事例について	131
原田裕介, 松澤勝, 上田真代, 松下拓樹(寒地土木研究所)	
34. 2012年空知地方などの豪雪とその化学成分	135
野口泉, 山口高志(環境科学研究センター)	
35. 2012年2月大雪時における一般国道12号岩見沢市での路面すべり抵抗調査報告	139
高橋尚人, 高田哲哉, 切石亮, 徳永ロベルト(寒地土木研究所), 山中重泰, 野藤昌樹, 荒沢憲二(北海道開発局)	
36. 建物の断熱性能の違いが屋根積雪性状に与える影響	143
阿部佑平, 堤拓哉(北方建築総合研究所), 千葉隆弘(北海道工業大学)	
37. 2011年度冬期における岩見沢および三笠の屋根上積雪状態	147
伊東敏幸, 千葉隆弘, 前田憲太郎, 田沼吉伸, 苫米地司(北海道工業大学)	
38. 氷瀑の形成に関する観測(2)	151
東海林明雄(湖沼雪氷研究所)	
39. 小樽軟石採石場で確認された氷筈の報告 - その1 -	155
安達聖(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター), 大鐘卓哉(小樽市総合博物館)	
40. 雪崩予防柵の野外模型予備実験	159
佐々木勝男(北海道工業大学), 竹内政夫(雪氷ネットワーク)	
41. 乾雪表層雪崩の点発生と面発生を分ける条件	161
竹内政夫, 成田英器(雪氷ネットワーク), 石本敬志(気象協会), 金田安弘, 永田泰浩(北海道開発技術センター)	
42. 勾配の小さい斜面における雪崩予防柵の列間斜距離と雪圧との関係について	163
松下拓樹, 松澤勝, 中村浩, 笠村繁幸(寒地土木研究所)	
43. 北海道東部太平洋沿岸の氷結河川における津波の痕跡調査	167
宮本修司, 阿部孝章, 佐藤博知, 角張章, 佐藤好茂(寒地土木研究所道東支所)	
44. 建築物の配置が吹きだまりの形成状況に及ぼす影響について	171
畠山真直(北海道工業大学大学院), 千葉隆弘, 伊東敏幸, 苫米地司(北海道工業大学), 堤拓哉(北方建築総合研究所)	
45. 道路構造と吹きだまり発達速度の関係に関する実験	175
渡邊崇史, 金子学, 松澤勝(寒地土木研究所)	

46. 吹雪時の大気電場強度の鉛直分布に関する考察	179
大宮哲(北海道大学低温科学研究所), 佐藤篤司(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)	
47. 吹雪の構造-跳躍から浮遊へ-	183
竹内政夫(雪氷ネットワーク)	
48. 吹払式防雪柵の下部間隙閉塞と防雪機能の関係について	187
-縮尺模型を用いた風洞実験による検討-	
山崎貴志, 住田則行, 岸寛人, 石川真大(寒地土木研究所)	
49. 単純形状をした建築部材への着雪性状に関する実験的研究	191
千葉隆弘, 苫米地司(北海道工業大学), 田畑侑一, 大塚清敏(大林組技術研究所), 佐藤研吾, 佐藤威, 望月重人(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)	
資料編	
2011-2012 冬期における北海道内の広域積雪調査データ	S-1
荒川逸人(野外科学株式会社), 雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム	

# 豪雪過疎地域の除排雪における自助共助に関する人類学的研究Ⅱ

## Anthropological Study on Mutual Cooperation for Snow removal in a Depopulated and Heavy Snowfall Area Ⅱ

小西信義 (北海道大学大学院文学研究科)  
Nobuyoshi Konishi

### 1. 研究の目的・フィールドの概要・調査方法

除排雪の担い手の減少と高齢化は、寒冷過疎地域では切実な問題である。この問題に対し、小西<sup>1)2)</sup>は、岩見沢市美流渡地区のフィールドワークにおいて、豪雪過疎地域という自然・社会環境を背景に、利己的-利他的に偏らない互惠性の思考の発動により、美流渡の除排雪活動が展開され、雪害リスクを減らしていることを実証的に明らかにした。本研究では昨年に続き2012年寒候期、同地区で人類学的視点からのフィールドワークを展開した。主な調査の焦点は、年々違う自然環境の中で、人びとの雪への適応の違いを描き出すことであった。

美流渡地区は、北海道岩見沢市街から15km程に位置する約1km四方の範囲が山に囲まれた盆地にある年間積雪6mを越える小集落である。362世帯人口632人が暮らし、そのうち48.7%が65歳以上の高齢地域であり、高齢者の大半が年金受給者である。2006年の合併で岩見沢市に編入された。全道の統計から見ても典型的な特別豪雪・過疎地域である。かつては炭鉱街であり、明治期からの採炭開始から平成元年の閉山までの約85年に渡り、最盛期の人口は1万人を越える街であった。閉山を契機に若者の人口流出が進み、除排雪の担い手が減少していき、現在は近隣のボランティアによって独居高齢世帯の除排雪が行われている。美流渡にある家屋の屋根の形状に関して、無落雪住宅である「フラット」が12.2%で「切妻」をはじめとする自然落雪型住宅が残り占める。

本研究は、対象とする集団の各個体を同定して識別し、観察対象の時間的・空間的な設定を行いながら観察者が自分の目で観察し、観察者が対象と同一化し、世界を内側から経験する経験的観察方法<sup>2)</sup>で行われた。具体的に言えば2012年1・2月の25日間の美流渡滞在と住民10人の除排雪活動の帯同と直接観察が行われた。ただし、2月22日・23日はR・K氏のお通夜および告別式の運営委員のお手伝いを行った。

### 2. 2011年・2012年寒候期における気候の違い

右表(気象庁統計より著者作成)によれば、2012年は気温・降雪量ともに昨年よりも過酷な状況であった。特に、元来この地域の降雪は、12月下旬から2月上旬に集中するはずだが、今年に至っては、11月から2月まで止むことはなく、人びとを苦しめた。また、1・2月には1970年以來の最深積雪量記録を立て続けに更新した。

美流渡では、市街地へ向かうバスの運行休止

表-1 2011年・12年寒候期の気象

		気温(°C)		雪(cm)		大気現象 雪日数
		日平均	合計	降雪 最大	最深 積雪	
2011年 寒候期	11月	4.7	19	14	12	5
	12月	-0.4	63	30	28	22
	1月	-5.7	337	33	133	30
	2月	-2.9	90	12	116	23
	3月	-0.8	107	16	94	24
	月平均	-1.0	123.2	21	76.6	20.8
2012年 寒候期	11月	4.4	142	53	61	14
	12月	-3.9	346	40	129	30
	1月	-7.1	237	34	194	30
	2月	-6.2	217	33	208	28
	3月	-1.6	77	10	174	23
	月平均	-2.9	203.8	34	153	25.0

(市街地への道路は道道38号線しかない), 死傷者の発生, 無人家屋の倒壊・屋根雪の雪崩という事例が確認された. このような目に見える影響だけではなく, 人びとの行動や思考にも今回の“雪害”は大きな影響を与えた. 過疎地域に見られる, 少子高齢化に伴う除排雪の担い手の不足や日常生活の直接的な影響はより深刻化・顕在化した.

### 3. 個人に見られた変化～耐える人・援助を求めだす人・援助を求める援助者～ 耐える人 (S・K氏の事例)

2012年寒候期調査ベースとしてお世話になったS・K氏(77歳・女性)の家屋は1月上旬から「かまくら」(S・K氏談)状態となった. かつて炭鉱会社の職員住宅で切妻型の木造平屋は, 従来, 屋根上の積雪と屋内暖気による自然落雪が一冬の間繰り返され, 窓下を越えるか越えない程度に積雪が溜まる程度で一冬を越す. しかし, 今冬はそのサイクルの許容範囲を越えてしまい, 1月上旬で屋根下積雪は窓を完全に覆い, とうとう屋根の雪庇と密着してしま



図-1 S・K氏宅玄関前

まった(図-1). 屋根雪は当然自然落雪する場がなく, 屋根に留まり続け, その上にさらに積雪が押し掛かるといふ悪循環であった. 心筋梗塞での入院歴, 糖尿病の既往症をもつ彼女は, 最近不自由を感じ出した左股関節を気にしながら玄関から公道までの一本道をただ毎朝除雪するしかなかった. 同町内会には娘孫家屋もあるが, 通勤・通学のため彼らの助けは得にくい状況であった. 彼女はこれまで他者に除排雪を依頼したことはなく, 「頼み方もわからないし, 逆に恐縮」と調査者に頼むしかなかった.

#### 援助を求めだす人 (M・M氏の事例)

M・M氏(84歳・男性)宅は入母屋型の木造二階建家屋である. 既往症の糖尿病に加え, 体調を崩していた彼は1月中旬まで自力で除排雪を行っていた. しかし, 今冬の豪雪は彼には手に負えなくなり, 家屋全体は雪に覆われ, 通院に使う自家用車も雪に埋まってしまった. M氏は1月中旬N・K氏(80歳・男性)に援助を求めた. M氏はK氏による除雪作業の前に手間賃の交渉をK氏や調査者に求めた. K氏は「やった量に応じて言い値でいい」というが, M氏は「相場がわからないから, そちらで指定してほしい」というやり取りの上, K氏は3人の援助者による屋根の雪下しを1.5万円で引き受けた.

#### 援助を求める援助者 (N・K氏の事例)

N・K氏(79歳・男性)はこれまで町内会長を勤め, 隣家を除雪ボランティアしていた. 自宅の屋根雪下ろしは行う必要無く一冬を越していた. しかし, 2月19日早朝, K氏家屋に隣接する平屋倉庫の鉄筋が屋根雪の重みで歪みだした. K氏は美流渡の友人たち(彼らも除雪ボランティアをしている)に連絡を取り, 倉庫屋根雪を下ろした. 午前歪む鉄筋を支えていた丸太(図-2)は, 屋根雪の重みから解放され, 雪下ろしが終わる夕方には倒れていた.



図-2 N・K氏宅倉庫

以上, 深刻化する降積雪に適応できなくなった人びとが確認された. それはつまり,

従来の個々人の中にあつた除排雪活動の許容量を上回つたことで、個人の除排雪行動戦略<sup>1)</sup>が機能しなくなつたことを意味する。行動戦略が機能しなくなつた人びとはただ降り積もる雪に対し、雪の重みで割れた窓ガラスを見ながら耐え忍んだり、これまで援助を求めたことがなく途方に暮れようやく援助を求めたり、本来援助者であるにも関わらず他者の援助を借らざるを得なくなつたりしたのである。このような変化は個人だけではなく、集団全体の除排雪行動戦略にも大きな影響を与えた。

#### 4. 集団に見られた変化～互惠性の揺らぎ～

深刻化する降積雪は、援助者の思考を大きく変えた。これまで地域内の除雪ボランティアを率先して行つてきた人びとが、来年からの除雪ボランティアを辞退することを除雪ボランティア同士で取り決めた。彼らは自分たちが辞退することで町内会内のボランティア活動が終了してしまうことも知っており、「来年からは街（岩見沢市街）の商売人（雪下ろし業者）に頼んで欲しい」と言っている。従来は、降雪した早朝、援助者は被援助世帯の玄関前の除雪・家屋周辺の排雪を行い、自宅に関しては昼間に後回しにしてきた。また、除雪機が積雪に足を取られぬよう、一冬計画的に隣家自宅の除排雪を一手に引き受けてきた。しかし、彼らはこの毎冬の圧力に疲れきつてしまつたのである。本人たちも高齢化し、自宅の除排雪だけではなく、隣家の除排雪を行うことに限界を感じたのである。

彼らの決意は、2月19日の友人の死でより固まつた。R・K氏（享年79歳・男性）は当日朝、友人N・K氏の倉庫鉄筋が積雪の重みで歪みだしたことを聞きつけ、1月に腎不全から退院したばかりの身体も省みず屋根の雪下ろしをその他友人たちと行つた。屋根の雪は突如ミシミシと地響きを上げながら崩れ落ちた。友人たちは雪に埋もれたR・K氏を必死で救い出すも5時間後病院で息を引き取つた。出血性ショック死だつたという。このような結果を、N・K氏は「高くついてしまつた」と落胆するしかなかつた。N・K氏も今年いっぱい除雪ボランティアを辞退した人びとのひとりである。

深刻化する降積雪により、これまでの除排雪をめぐる共助の行動戦略は機能しづらくなつた。「好きな美流渡にいたい」・「助けて欲しい」という隣人がいることを知っておきながらも、他者を「ほっとけない」という動機からはじまる他者への援助が途絶えることは、援助－被援助関係の破綻を示唆する。個人の行動戦略を上回る自然環境は、他者を気遣う余裕を奪い、利他的行動を抑制してしまい、互惠性を基盤とした互惠的行動が発動しづらくなつてしまつたのである。しかし、これは美流渡の人びとの互惠性が消滅してしまつたことではない。

23日、遺された友人たちは150名近くの参列者の葬儀を、葬儀会社に一任することなく、葬儀会社に「美流渡のやり方」を主張しながら送つた。「美流渡のやり方」とは、従来町内会の隣人たちで葬儀一式（参列者手配・歓待、祭壇準備等々）を行うことであるが、会場手配・設営、香典返し準備、火葬手続など自身たちでできるもののできる範囲で行つた。友人のひとりであるI・S氏は「イスを並べることでもRさんへの感謝の気持ちを示すことになる」と言つた。葬儀委員長は友人たちに「Rさんは美流渡でこれだけ慕われたことを（普段のK夫妻の姿を知らない）遺族に見てもらい」と協力を求めた。R・K氏はこれまで町内会長・民生児童委員・除雪ボランティアを40年以上行つてきた美流渡の象徴的存在であつた。友人たちは葬儀会社に葬儀を一任するのではなく、葬儀会社の力を借りながら彼らのできる範囲で「友人を送る」ことに努めた。

イスを並べたり，香典返しの準備を黙々と行いながら，それぞれ故人から生前もらった“恩”を感謝の念を込め返礼していたのである．除排雪活動の援助－被援助の関係が崩れようとも，彼らの互惠性の思考はしっかりと集団生活を支える心（心の社会性）に刻まれているのである．

### 5. 結びとして

上述したものは美流渡の現実であり，他者の援助なくして生活が困難な人びとと他者への援助を辞退しようとする人びとは，今後も増えるであろう．かつて，美流渡の除排雪は炭鉱社会のときは家庭内で処理されたが，閉山による少子高齢化によって，除排雪が困難に

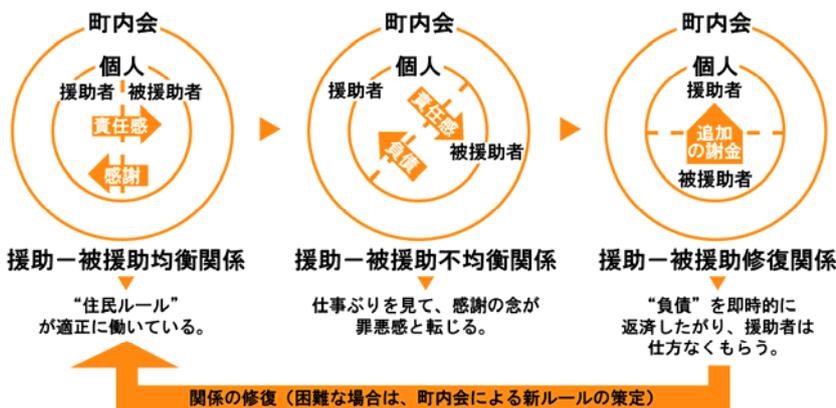


図-3 除排雪活動に見られる互惠性の思考

なった人びとは町内会へと援助を求めた．社会が変化するにつれて，個人（家庭）から集団（町内会）に幅を広げ，毎年の降積雪に適応してきた．そこでは，集団の中で個人がどう振る舞うかが問われ続けた．決して利己的に陥らず，「美流渡で困ったときはお互い様」というわかりやすい社会的規範の中，互惠的利他主義を貫き，集団の利益を尊重しながら個人の利益を保ってきた．それは，援助者と被援助者が同等の人間関係を維持しようとするやり取りの中見出された<sup>1)2)</sup> (図-3)．しかし，深刻化する降積雪に対し，これまでの除排雪をめぐる自助・共助の行動戦略は機能しづらくなり，この行動戦略の基盤となる心の働き（互惠性の思考）も発動しづらくなった．

これまで人間の生み出した克雪の文化が「心の社会性が人類進化史的に文化・生態との間に動的関係を持つ中で，人間が所与の課題解決状況に対応するための行動戦略として開発，調整，伝達されてきたものであるという側面を持つ」<sup>4)</sup>のであれば，美流渡のような地域内集団の互惠的行動が機能しなくなってきた地域はきっと更なる大きな集団と互惠的関係を築きながら，この現実に適応していくのであろう．その“更なる大きな集団”が，自治体であるか，NPOなどの公共的な民間団体かどうかはわからない．ただ一つ言えるのは，我々研究者の知見が貢献できる日はそう遠くないはずであるということである．

### 参考・引用文献

- 1) 小西信義, 2011: 豪雪過疎地域の除排雪における自助共助に関する人類学的研究. *北海道の雪氷*, **30**, 55-58.
- 2) 小西信義, 2012: 北海道, 岩見沢市美流渡の除排雪活動における人類学的研究. *北方学会報*, **16**, 2-13.
- 3) 煎本孝, 1996: 文化の自然誌, 東京, 東京大学出版会, 16-28.
- 4) 煎本孝, 2010: 人類の進化と北方適応. *文化人類学*, **74**, 4, 541-565.

## 北海道の高齢者の生活機能評価指標としてのショベリング投擲力

### Shoveling throw test developed for evaluate the functional mobility of the elderly people in Hokkaido

須田 力 (北方圏体育・スポーツ研究会), 森田 勲 (北海道医療大学),  
上田知行 (北翔大学), 浅尾秀樹 (北翔大学), 五十公野修 (イズミック),  
加納 修 (士別市教育委員会)

#### 1. はじめに

豪雪地で高齢者が自立生活を維持するためには、雪処理に関わる体力が欠かせない。しかし、高齢者の自立能力を評価するテストは全国一律で、地域の自然環境、生活条件は考慮されていない。人力除雪作業は、作業強度が平地歩行の2倍あるいはそれ以上に達し、循環機能への負担が高い特徴<sup>1), 2)</sup>から、これまでの多くの研究は呼吸循環機能(持久力)に集中している。歩行、ランニング、球技スポーツなどでは、使われるエネルギー(酸素摂取量)の大部分が作業者自身の体重の移動のため、体格の影響は少ない。一方、人力除雪の主運動であるショベル除雪は、雪塊という外的負荷を投擲する動作の繰り返しであることから、この投擲力を決定する筋力、筋パワーも重要な体力要素<sup>3), 4)</sup>と考えた。

そこで、我々は北海道各地の住民に対して、文部科学省による「新体力テスト」と共に豪雪地の高齢者の生活機能評価のため「ショベリング投擲力」テストを実施してきた。今回は、この「ショベリング投擲力」テストについて、高年齢者層に焦点をあて、性、年齢、体格、体力要因について検討した。

#### 2. 方法

(1) 被験者： 2002～2006年まで、北海道の17市町村の住民を対象に文部科学省の「新体力テスト」及び「ショベリング投擲力」テストを実施した。このうち60歳以上の在宅高年齢者男性161名、女性313名、計474名のデータを分析対象とした。

(2) 体力測定： ①体格は、身長、体重、体力は、文部科学省による「新体力テスト」を測定した。体力は、このうち全年齢共通の「握力」、「長座体前屈」および「上体起こし」の3種目を集計対象とした。



図-1 ショベリング投擲力テスト

②ショベリング投擲力テスト： 重量1.5kg、柄の長さ76cm、ブレード面積1344cm<sup>2</sup>のショベル(セキスイ社製)を用いて、男性5kg、女性4kgの砂袋をショベル負荷として投擲した水平距離を計測した。被験者たちには事前に練習させた後、2回測定し、高い値を採用した。本テストの妥当性、信頼性については、森田たち<sup>3)</sup>が「雪氷」で報告している。

#### 3. 結果および考察

##### (1) 性別、年齢別分布

「ショベリング投擲力」の年齢別分布を、図-2(男性)および図-3(女性)に示す。男

性においては、60歳代が6.78±1.36 m、70歳代が5.66±1.12 m、80歳代では5.13±1.03 mと年齢が高くなるにつれ低下した。女性の場合も、60歳代が4.28±0.88 m、70歳代が3.71±0.82 m、80歳代で2.97±0.36 mと同様に年齢と負の相関を示し低下した。

本研究の被験者達は、腰痛などの異常のない在宅高齢者であった。同年齢代の集団の中には、施設入居者や生活機能障害のある人も一定数存在する。体力テストや「ショベリング投擲力」テストが実施可能であること自体、セレクションバイアスを考慮しなければならない。

ショベル負荷は男性の方が1 kg 重いにもかかわらず、投擲距離は60歳代の女性の3.71 mよりも80歳代の男性の5.13 mのほうがはるかに優れている。「ショベリング投擲力」のような筋力、筋パワーの体力要素が関わる生活機能では、男女差が顕著となる特徴<sup>5)</sup>が伺われる。因みに本研究の被験者達の新体力テストにおける「6分間歩行」の平均値は、80歳代の男性の438±116 mに対し60歳代の女性が556±86mと、60歳代女性の方がはるかに優れていた。

(2) 体格との関係

ピアソンの単相関係数は、「ショベリング投擲力」は、男女いずれも身長、体重と有意な相関を示した。男性では、身長と $r=0.443$ 、体重と $r=0.451$ 、女性の場合、身長と $r=0.267$ 、体重と $r=0.292$ と、男性に対しやや低めであった。

(3) 体力との関係

図-4(男性)、図-5(女性)に筋力の指標である握力との相関、図-6(男性)、図-7(女性)に筋力・筋持久力の指標である「上体起こし」(通称「腹筋運動」)との相関を示す。ただし、「上体起こし」は、一回も起こせない者も男性で12%、女性で42%おり、正規分布とならず、0回の者も投擲力では必ずしも低い値を示していない。男性においては、「握力」( $r=0.597$ )、「上体起こし」( $r=0.469$ )と高い相関が見られた。一方、女性の場合は、握力は、 $r=0.530$ と高かったものの、「上体起こし」は、 $r=0.173$ と低かった。

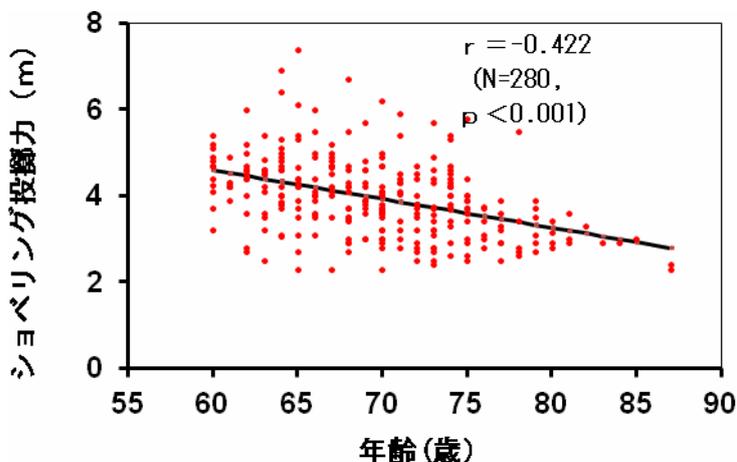


図-2 北海道の高齢女性のショベリング投擲力(ショベル負荷4 kg)の年齢分布

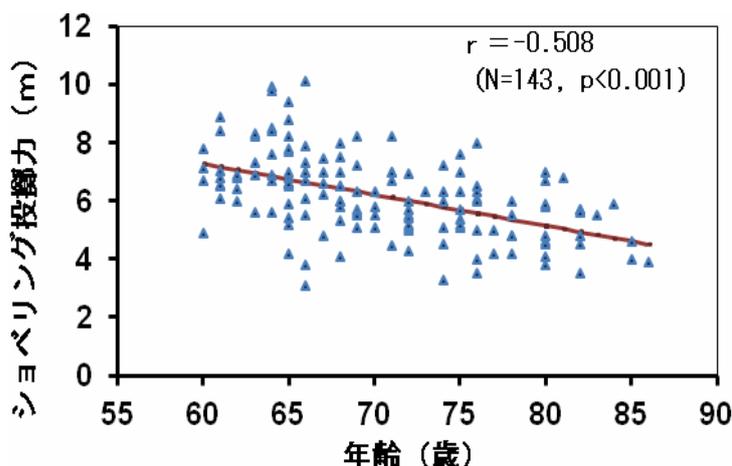


図-3 北海道の男性高齢者のショベリング投擲力(ショベル負荷5 kg)の年齢別分布

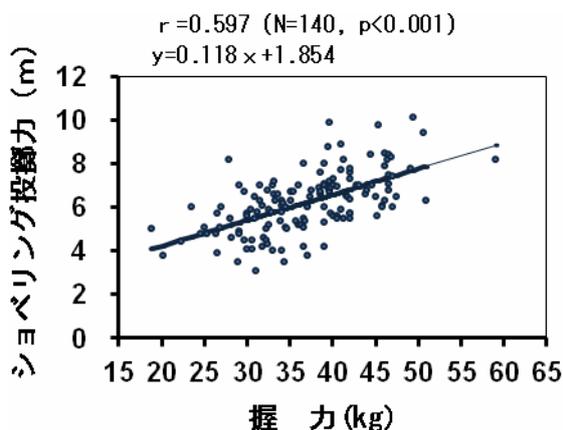


図-4 「握力」と「ショベルリング投擲力」との関係 (男性)

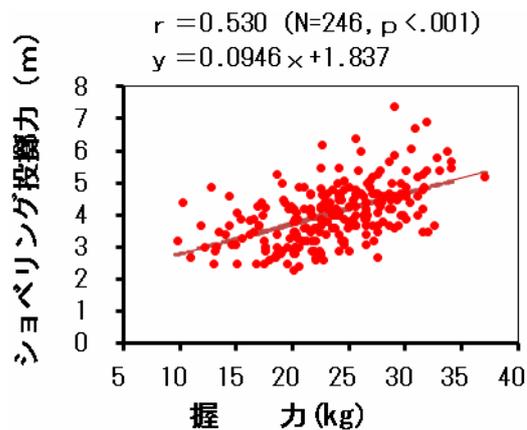


図-5. 「握力」と「ショベルリング投擲力」との相関 (女性)

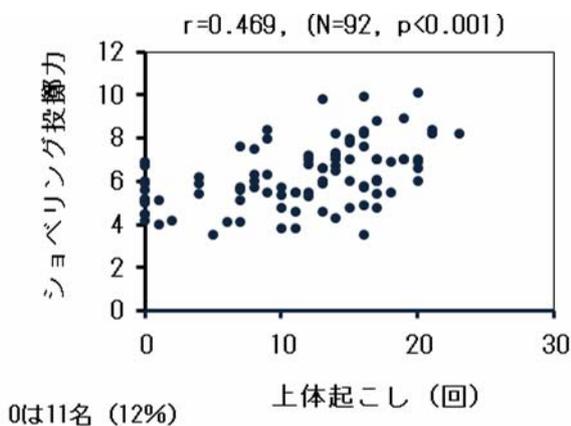


図-6 「上体起こし」と「ショベルリング投擲力」との関係 (男性)

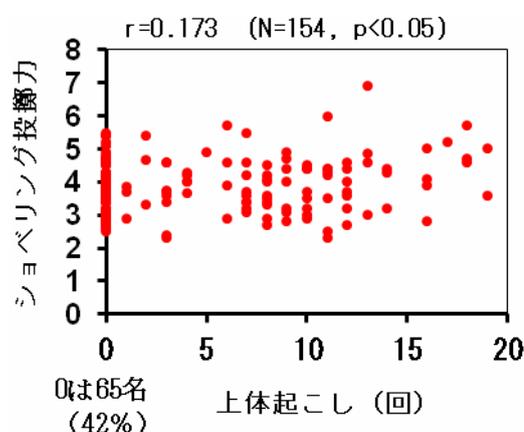


図-7 上体起こしとショベルリング投擲力との関係 (女性)

#### (4) 重回帰分析の結果

「ショベルリング投擲力」と有意な単相関が見られた「年齢」、「身長」、「体重」、「握力」、「上体起こし」に全年齢共通の種目で柔軟性の評価指標である「長座体前屈」を加えた6種目を説明変数、「ショベルリング投擲力」を目的変数とする重回帰分析の結果を表1に示す。

男性においては、 $R^2=0.472$ で、偏相関で有意であったのは、「上体起こし」で、「握力」もp値は0.053と有意に近かった。女性においては、 $R^2=0.359$ とやや低めであった。年齢、体重、握力で有意であったが、男性で有意であった「上体起こし」は、有意とならなかった。「長座体前屈」は、男女とも単相関、偏相関とも低い結果となった。

「上体起こし」は、体幹の腹筋群の筋力の指標である。陸上競技の投擲競技においては、いずれも、脚筋群による助走や加速が大きく上半身とともに脚筋群の瞬発力も重要である。一方、雪投げ動作では助走のない両足をふんばった姿勢で、古川<sup>6)</sup>によるショベル動作における「反動づけ」、「振込み」、「投げ出し」の局面において、腰を中心とした上半身のスイングにおいて腹筋や背筋などの体幹筋の筋力も重要な役割を果たしていると推察する。

表1 ショベリング投擲力を目的変数, 体格, 体力を説明変数とする重回帰分析の結果

	男性 (N=86)		女性 (N=126)	
	偏相関係数	P 値	偏相関係数	P 値
X <sub>1</sub> 年齢	-0.179	0.111	-0.227	0.012
X <sub>2</sub> 身長	0.178	0.113	0.023	0.796
X <sub>3</sub> 体重	0.176	0.115	0.231	0.011
X <sub>4</sub> 握力	0.216	0.053	0.313	0.000
X <sub>5</sub> 長座体前屈	-0.039	0.729	0.013	0.881
X <sub>6</sub> 上体起こし	0.340	0.002	0.144	0.115
R	0.687		0.599	
R <sup>2</sup>	0.472		0.359	
回帰式	y=-0.037x <sub>1</sub> + 0.038x <sub>2</sub> + 0.025x <sub>3</sub> +0.046x <sub>4</sub> -0.005x <sub>5</sub> +0.007x <sub>6</sub> -1.067		y=-0.030x <sub>1</sub> +0.003x <sub>2</sub> +0.026x <sub>3</sub> +0.049x <sub>4</sub> +0.001x <sub>5</sub> +0.019x <sub>6</sub> +2.829	

#### 4. 結論

積雪地住民の生活機能評価指標である「ショベリング投擲力」テストについて, 高年齢者の体力要素との関係は, 以下の通りであった.

(1) 年齢とともに低下し, 男女差が大きいことから高齢女性にとって最も不利である.

(2) 体格と正の相関が見られ, 特に女性において体重は偏相関でも有意であった.

(3) 重回帰分析の結果, 体力では男性では握力(筋力), 上体起こし(体幹の筋力), 女性では握力(筋力)との相関が最も高かった.

以上の結果, ショベル除雪では, 体格, 筋力, パワーが低い高齢女性が最も不利となることから, 積雪地では共助の心の込められた体力づくりが望まれる.

#### 5. 参考文献

- 1) Franklin, B.A., and 6 others, 1995: Cardiac demands of heavy snow shoveling. *J.A.M.A.*, **15**, 880-882.
- 2) Suda, T., and 4 others, 1990: Physiological Responses to Snow Shoveling Observed in Aged Men. *Fitness for the Aged, Disabled, and Industrial Worker* (Ed. Kaneko, M), 75-78, Human Kinetics, Illinois.
- 3) 森田勲,山口明彦,須田力, 2001: ショベル除雪と筋力・筋パワーについて. *雪氷*, **64**, 631-639.
- 4) Suda, T., and 2 others, 2004: Differences in the Relationships Between Physical Resources and Vital Functions of College Students and Elderly People Living in Snowy Region. *Journal of Aging and Physical Activity*. **12**,82-86.
- 5) 須田力, 森田勲, 2004: 豪雪地住民の人力除雪の作業能力と体力要素. *北海道の雪氷*. **26**, 83-86.
- 6) 古川巖, 1963: 人力除雪“歩掛かり”の研究. *雪氷*, **25**, 3-7.

**雪害予報技術の開発に関する研究**  
**－除雪行動および生活情報の取得に関するアンケート結果－**  
**Study on the prediction of snow damage**  
**Results of the survey on the "Acquisition of life information"**  
**and "Snow removal action"**

細川和彦(北海道工業大学), 山形敏明(郡山女子大学), 苫米地司(北海道工業大学)  
 Kazuhiko Hosokawa, Toshiaki Yamagata, Tsukasa Tomabechi

**1. はじめに**

北海道をはじめとする積雪地域では、毎年、雪による事故、「雪害」が発生しており、屋根の雪下ろしや落氷雪が直接死亡事故に繋がることも少なくない。

平成 13 年から平成 23 年における雪による被害状況を表-1 に示す<sup>1)</sup>。これまで国や自治体では、様々な雪害対策を行ってきたにもかかわらず、表に示すように死者も、負傷者もここ 10 年間全く減っていない。さらに、被害者の多くが高齢者であることが指摘されている。これらのことから、雪害事故の被害を減らすためには、国や自治体が行う「公助」だけでは不十分であり、生活者自らが身を守る「自助」が必要であると考える。

筆者らの研究では、札幌市消防局緊急出動データと札幌市の気象データを用いて雪害事故危険度の算出を行った<sup>2)</sup>。

<sup>3)</sup>。その結果、事故発生時における危険度の傾向が明らかとなり、A, B, C, 3 段階での危険度の提示が可能となった。

本研究では、これらの情報を効果的に発信するための基礎資料を得るため、市民の雪かき行動および生活情報の取得などについてアンケート調査を行った。

表-1 雪による被害状況(北海道)<sup>1)</sup>

	死傷者合計	死者	重傷	軽傷
H13.12.1~H14.3.31	25	9	5	11
H14.12.1~H15.3.31	47	13	34	
H15.12.1~H16.3.31	53	10	43	
H16.12.1~H17.3.31	72	18	22	32
H17.12.1~H18.3.31	420	18	134	268
H18.12.1~H19.3.31	134	7	57	70
H19.12.1~H20.3.31	211	13	89	109
H20.12.1~H21.3.31	106	5	49	52
H21.12.1~H22.3.31	227	9	101	117
H22.12.1~H23.3.31	309	23	124	162

**2. 研究方法**

本研究では、「雪かき行動に関するアンケート」調査を平成 23 年 11 月に実施した。アンケートは大問 5 問、小問 28 問で構成され、「年齢、性別、世帯構成、住宅形態、居住歴」等に関する回答者属性と「雪かき行動の状況」、「雪害事故の経験」および「生活情報の取得」等に関する項目に大別される。

本アンケート調査は、札幌市手稲区前田地区の戸建住宅を対象とし、条丁目単位で無作為に抽出した。なお、アンケートは 851 件を直接配付し、回答は郵送もしくは Web による返信とし、358 件の回答を得た。(回収率 42.1%)

### 3. 研究結果

#### 3.1 回答者の属性

アンケート調査の結果 358 件の回答を得た。アンケート回答者の属性を分析した結果を図-1～図-6 に示す。図-1 は、回答者の年齢構成を示しており、60 歳代および 70 歳代が最も多く両者を合わせると全体の約 65%となる。また、回答者の性別は、図-2 に示す通り、男性および女性が概ね半数ずつを占めている。

次に、回答者の世帯構成および居住歴を図-3 および図-4 に示す。図のように、世帯構成では、夫婦のみが約 41%と最も多く、次いで夫婦と子（成年を含む）が多い結果となった。また、居住歴は、20 年以上が全体の約 60%であり、10 年以上を含めると全体の約 84%となる。このことから、本アンケートは積雪地域における生活経験を十分に有した市民からの回答

であるといえる。さらに、図-5 に示す回答者の出身地を見ても、市内および道内の市町村が全体の約 92%であり、また、図-6 に示す身体状況を見ても全体の約 88%は健康であることから、本アンケートの結果を用いて雪かき行動に関する現状を把握することが可能であるといえる。

#### 3.2 雪かき行動の特性および生活情報の取得について

本研究の目的である雪害予報を効果的に発信するため、最適なタイミングおよび情報媒体について検討した。

年代別にみた「雪かきをよく行う時間帯」を図-7 に示す。図のように、40～50 歳代では、朝食前に雪かきを行っているのに対し、60～70 歳代では朝食後に行っていることがわかる。また、30 歳代では夕食前に行う場合が多い。つまり、労働世代は朝食前もしくは帰宅後に行うケースが多く、高齢世代では朝食後に雪かきを始めるケースが多いなど、各世代における生活パターンにより雪かきを行う時間帯に差があると推察する。

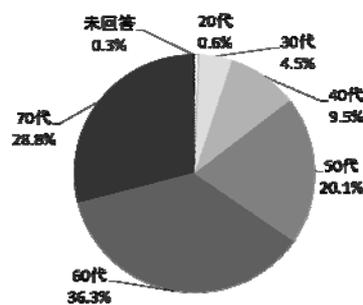


図-1 年齢構成

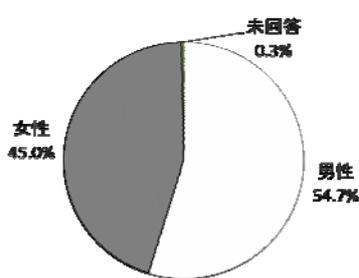


図-2 性別

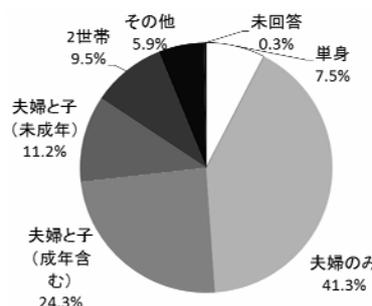


図-3 世帯構成

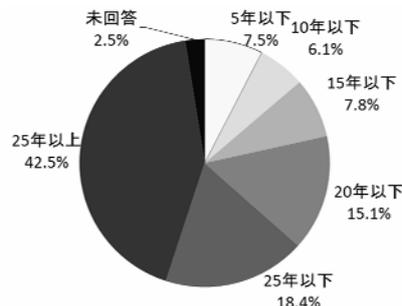


図-4 居住歴

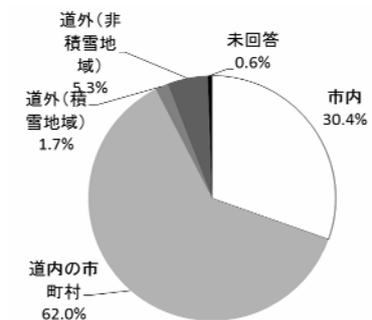


図-5 出身地

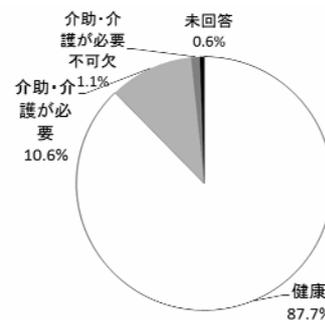


図-6 身体状況

次に、ニュースや気象情報など生活情報の入手方法について図-8に示す。図のように、各年代共に約半数がテレビを利用し、40～70歳代では新聞も約30%が利用している。一方、30歳代では、新聞よりもWebを利用していることがわかる。また、一日における生活情報の入手頻度を調査した結果、30～40歳代では、2回程度であるのに対し、50歳代以上では3回以上取得している回答者が約70%となっていた。さらに、生活情報の入手のタイミングを調査した結果、30～50歳代では、起床後に取得する割合が高く、60歳代以上では随時見ている割合が高い結果となった。これらのことから、情報媒体としてはテレビを中心に新聞およびWebを補助的に利用することが有効であり、情報を提供するタイミングは前述の雪かきを行う時間帯も考慮し、朝食時が最適であると考えられる。

雪害予報のニーズについて検討するため、ニュースや気象情報以外の生活情報（指数）の利用について調査した結果を図-9に示す。図のように、約半数が何らかの指数を利用している。特に高齢者の利用率が高いものは、「凍結指数」、「傘指数」および「熱中症指数」であった。これらは、傘指数など生活上の利便性だけでなく、凍結や熱中症といった事故や受傷を警戒したニーズといえる。したがって、雪害事故を予防するための予報は、積雪寒冷地域の生活情報として有益であると

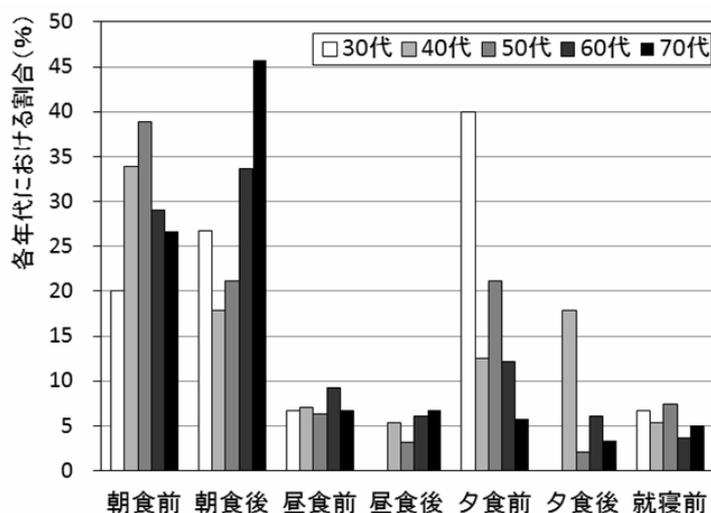


図-7 年齢別にみた雪かきをよくする時間帯

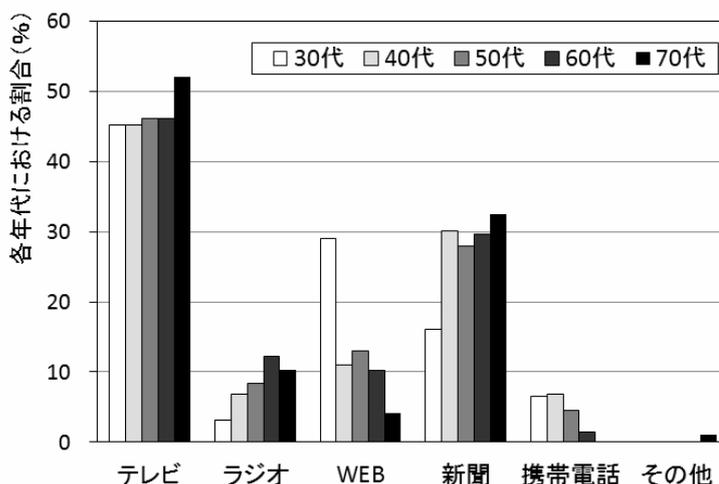


図-8 年齢別にみた生活情報の入手方法

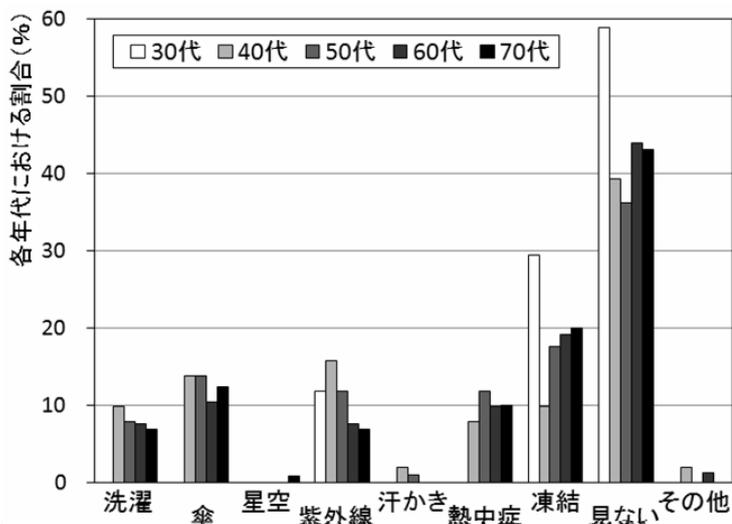


図-9 年齢別にみた生活情報の利用状況

考える。一方で、40%前後の回答者が指数そのものを“見ていない”と回答している。つまり、ニュースや気象情報はテレビや新聞および Web で確認するものの、生活情報として何らかの指数を確認するには至っていないということになる。

以上のことから、テレビはもちろんの事、若い世代には Web、高齢者には新聞を使って発信することにより雪害予報を幅広い年齢層に発信することは可能である。情報取得頻度を見ても若い世代も高齢者も情報を取得する頻度は高いことが分かった。入手のタイミングは30～50歳代の労働世代は日中働いていて情報を見られないことがあるため、起床後に情報取得することが多いと考える。したがって、朝のニュース番組や天気予報などに雪害予報を組み込めば30～50歳代にも情報がいきなりより多くの人に情報を見てもらえると考える。生活情報に関しては、雪害予報を発信しても情報を取得してくれる人が多いと推測できるが、自由記述の意見の中には“指数とは何か”、“指数の見方が分からない”という意見が高齢者から多数あった。このことから、雪害指数の説明を十分に行わなければならないことはもちろん、前述の通り指数そのものを見ない層もいることから、ニュースや気象情報などと共に提供することが重要と考える。

#### 4. まとめ

本研究では、雪害予報を効果的に発信するための基礎資料を得るため、市民の雪かき行動および生活情報の取得などについてアンケート調査を行った。その結果、雪かき行動の特性から朝食時までに情報発信を行うことが最適なタイミングと考える。さらに、情報媒体としては、全世代に共通しているテレビが最も有効であり、特に高齢者を対象にすると、新聞も補助的に活用すべきである。また、50歳代以下の世代には Web による情報提供も有効であることが明らかとなった。

#### 【参考・引用文献】

- 1)北海道総務部危機対策局危機対策課，2012：雪による被害状況(北海道)(最終報)，平成24年4月10日報道発表資料
- 2)山形敏明，細川和彦，苫米地司，2009：雪害予報技術の開発に関する研究(その1)，日本建築学会2009年度大会学術講演梗概集，469-470
- 3)細川和彦，山形敏明，苫米地司，2009：雪害予報技術の開発に関する研究(その2)，日本建築学会2009年度大会学術講演梗概集，471-472

# 過冷却海水の凍結実験と展示装置の開発

## Experiment on Freezing of Supercooling Sea Water and Development of the Apparatus for Display

平松和彦 (福山市立大学), 桑原尚司 (北海道立オホーツク流氷科学センター)  
高橋修平 (北見工業大学大学院), 青田昌秋 (北海道立オホーツク流氷科学センター)  
Kazuhiko Hiramatsu, Takashi Kuwahara, Shuhei Takahashi, Masaaki Aota

### 1. はじめに

過冷却水の凍結実験はこれまで低温室内における演習実験として行われてきたほか、教育の現場でも試験管と寒剤を使う方法でしばしば実施されてきた。この実験は純水や水道水のみならず、紅茶や炭酸水などを使うこともできる。(写真-1)

海水を使って行うと海氷(流氷)の発生を再現する実験となる。食塩と氷で仕込んだ $-8^{\circ}\text{C}$ 前後の寒剤に、海水を入れた試験管を数分間冷却し、氷片を落とすと、海水が凍る瞬間を観察できる。(写真-1)

一方、オホーツク流氷科学センターには $-20^{\circ}\text{C}$ の低温室が設置されており、ここでかつて透明水槽に海水を入れ、冷却していく過程で氷晶が生まれてくる瞬間を観察する実験が、子ども対象の「科学実験教室」において実施されていた。

前述の試験管を使う教室実験と低温室での実験を応用発展させて、海水の凍結過程を常温の室内で観察できる展示装置を開発したので、本稿ではその経過を報告する。



写真-1

### 2. 小型水槽を使用した実験

試験管を使った実験を追試する一方で、市販の亚克力製水槽(15 cm×15 cm×1.5 cm)に海水を入れて、スターリングエンジンを装備したクーラーで冷却して氷晶を発生させる実験も繰り返した。その結果、震動がない状態で海水は融点以下、 $-10^{\circ}\text{C}$ 前後までは容易に過冷却が保たれることが判明した。過冷却度が小さいほど氷晶の成長速度は遅いので、観察者は長く観察を楽しむことができる。約 $-5^{\circ}\text{C}$ 以下まで冷却した場合は、急速に樹枝状結晶が広がり、これも教育実験としての活用できる。

### 3. 展示装置の原理と構造

#### 2.1 装置の原理

この装置では低温恒温水(不凍液)循環機で水槽内の海水を冷却し、温度制御することによって、過冷却状態を維持し、観察時に別途準備しておいた霜もしくは氷片を水槽内に落とすことによって過冷却をやぶるきっかけをつくる。その後海水中に氷晶が生成し、2~3分程度をかけて、成長していく。

#### 2.2 装置の構造

本体は海水を入れる亚克力水槽およびその背面の冷却液を入れる水槽(A)、低温恒温水循環機(B)、およびスターリングエンジン搭載の小型冷却機と加湿器からなる霜生成装置(C)の3つの部分からなる。

2.3 海水の冷却方法 海水を亚克力製水槽(20 cm×30 cm×1.5 cm)に入れ、背面と側面からエチレングリコールの不凍液を循環させることで冷却し、海水を $-1.8^{\circ}\text{C}$ 以下

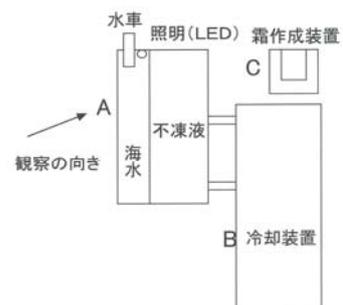


図-1

の過冷却状態において、発生の準備をする。いったん氷晶を発生させた後は、 $+1.0^{\circ}\text{C}$ に設定した不凍液の循環によって氷を完全に融解し、完全に結晶が無くなった後、再び冷却する。

#### 2.4 凍結のきっかけ

装置の天板に附置した霜作成装置から、解説者もしくは観察者自らが霜結晶を取り出して手動で海水面に落下させる。結晶成長のきっかけ作りについては、展示に参加性をもたせるためにも、観察者自身による操作が加わった方が良いと判断したためである。

#### 2.5 観察のための工夫

氷晶が成長していく様子をできるだけ長時間見てもらうために8羽のついた水車を回して強制的に対流を起こす。また、これによって水槽内の温度がほぼ均一になる。観察する面には真空2重ガラスを張り付けて、曇らないよう工夫した。



写真-2

### 4. 装置の試運転

不凍液の温度を $-10^{\circ}\text{C}$ に設定して循環させ、どのタイミングで氷片を落とすとゆっくりとした成長を見られるかを知るために、海水温度を計測しながら実験を行った。試運転では、さまざまな過冷却温度で氷晶発生を再現すると同時に、融解のためには不凍液を何 $^{\circ}\text{C}$ に設定するのが最適か調べるために実験を行った。

### 5. 結果

$-2.0^{\circ}\text{C}$ ~ $-5.0^{\circ}\text{C}$ の間で、霜を落として生成を促す実験を行った結果、瞬間的に大きな結晶が成長するのを見せるには過冷却度の大きい $-5.0^{\circ}\text{C}$ 以下、またゆっくりとした成長を見せるには融点に近い $-2.0^{\circ}\text{C}$ 前後が適当であることが判明した。一度凍結した海水は $+1.0^{\circ}\text{C}$ の不凍液で融解したあと再冷却する。その所要時間から見積もると、約40分に1回、開館時間に10回程度は実験を再現できることが分かった。

この装置の完成によって、常温の展示室で氷晶の生成過程を観察できることになった。今回の開発では、過去の経験をもとに冷却方法や最適温度の設定などについて検討を加えた上で、現時点では最良と考えられる方法を採用した。この展示は本年8月から公開される。



写真-3

**謝辞** 低温室における予備実験では紋別市の小番宗幸氏、藤田雅弘氏による協力を得た。また富山大学の島田亙博士からは貴重なご教示を得た。ここで深く感謝の意を表したい。なおこの研究には日本財団からの助成金の一部を使用した。

#### 参考文献

前野紀一・平松和彦,1999:一瞬で氷をつくる?。月刊化学, 54, 化学同人

平松和彦,2008:過冷却水の凍結実験。RikaTan (『理科の探検』), 2月号, 7-9, 星の環会

**氷のラボでの多様な雪氷体験  
—産官学連携で行った雪と氷の価値化—  
Snow and ice experience in the ice laboratory  
- Regional promotion using characteristics of snow and ice  
by an industry-government-academia research group -**

中村一樹，山中康裕（北海道大学大学院地球環境科学研究院），佐藤志穂（北海道大学大学院環境科学院），田中大介，山岸奈津子（株式会社星野リゾート・トマム）

Kazuki Nakamura, Yasuhiro Yamanaka, Shiho Sato,  
Daisuke Tanaka and Natsuko Yamagishi

**1. はじめに**

一般に，雪氷には負のイメージがある．また，身近にある雪氷を利用しきれていない場合が多い．原因のひとつとして，雪氷のことを学ぶ場面が少なく，その価値に気付いていないことが挙げられる．

この課題を解決するために，占冠村トマムの氷のドーム群・アイスビレッジで，楽しみながら学ぶ場「氷のラボ」を企画した．雪結晶のレプリカ作成，雪結晶撮影などの雪氷体験，雪氷研究の展示などを通じて，観光客に楽しみながら学んでいただいた．さらに「雪の学校」と称し，氷のラボでの地元小学生への雪氷授業や，地域住民向けの講義を行った．

**2. アイスビレッジと氷のラボ**

2001年に21世紀国内最低気温 $-35.8^{\circ}\text{C}$ を記録した占冠村に位置するトマムリゾートでは，厳寒多雪地帯の特性を活かし，1997年以来，北海道東海大学（現東海大学）の研究プロジェクトとして，直径15~20mのアイスシェル（氷のドーム）が建設され，観光客が楽しむレジャー施設空間が提供されている<sup>1)</sup>．

筆者らは，2011/2012冬期に，アイスシェルの一つを利用して雪氷体験をする場「氷のラボ」を制作し，観光客や地元住民の雪氷の学びを促進する取り組みを行った．氷のラボの実施に際しての関係機関と期間，開場時刻を表-1に示す．

表-1 氷のラボ実施概要

企画 監修	北海道大学大学院環境科学院 日本雪氷学会北海道支部 星野リゾート・トマム
協力	北海道開発技術センター ウィンターライフ推進協議会
期間 時刻	2011年12月23日~2012年3月 18日の17時~22時に開場

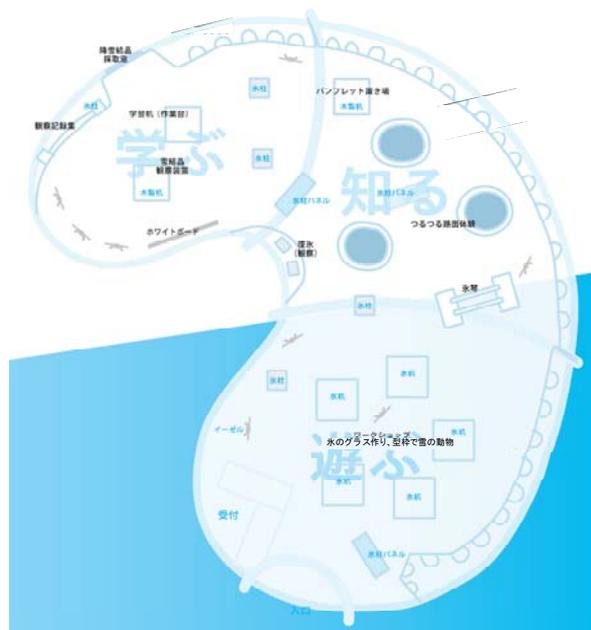


図-1 氷のラボ平面図

図-1 に示す氷のラボは、アイスシェル群で構成されるアイスビレッジの重要な要素「寒さ」を研究する場所であり、日本有数の寒さと雪と氷を楽しみながら学ぶことができるというコンセプトで実施された。

氷のラボがあるアイスシェルは、15mの異形ドームであり、「遊ぶ」、「知る」、「学ぶ」の3つのゾーンに分かれている。

「遊ぶ」ゾーンでは、氷のグラス作りや型枠を使った動物作りが体験できる。図-2 に示す「知る」ゾーンでは、雪氷の性質を体験し、つるつる路面の安全な歩き方や、トマムの雪（降雪・積雪・水資源・スキー場雪質）について知ることができる。図-3 に示す「学ぶ」ゾーンでは、トマムでの雪氷研究の参考資料となる雪の結晶の観察や写真撮影、雪結晶レプリカ作成の体験で、雪や氷の特性について学ぶことができる。



図-2 つるつる路面すべり止め効果体験



図-3 雪結晶レプリカ作成体験

### 3. 雪結晶レプリカ作成体験

雪結晶のレプリカを作成し、図-4 に示すストラップにして持ち帰ることができる体験を実施した。

雪結晶レプリカ作成に際しては、柳<sup>2)</sup>の光硬化樹脂を用いる方法と、平松<sup>3)</sup>の OHP シートを用いる方法を参考に、いくつか独自の工夫を行った。

図-5 に開催期間の初期にあたる 2011 年 12 月 23 日～2012 年 1 月 12 日の氷のラボ内と屋外で測定した 10 分間隔の気温測定値を示す。ドーム内は $-3\sim-5^{\circ}\text{C}$ 程度で安定しているが、開場している時間帯は、 $0^{\circ}\text{C}$ 前後まで上昇している日があることが分かる。 $0^{\circ}\text{C}$ 前後で光硬化樹脂を用いて雪結晶を硬化させると、硬化する時の樹脂の発熱により、雪結晶が融解する場合がある。安定して雪結晶レプリカ作成体験をしていただくために、冷凍庫内で光を当て硬化させる工夫を行った。



図-4 雪結晶レプリカストラップ

また、円形に切った OHP シートの上に雪結晶を置いて光硬化樹脂を滴下した後、同じ円形の OHP シートをカバーガラスのように重ねて置いて硬化させ、その後プラスチックストラップケースで挟み込む方法を開発した。OHP シートをカバーガラスのように重ねる独自の工夫を行うことにより、プラスチックストラップケース上に光硬化樹脂を直接滴下する必要がなくなるため、硬化に失敗してもプラスチックストラップケ

ースを無駄にせず、硬化作業を何度もやり直すことが可能になった。

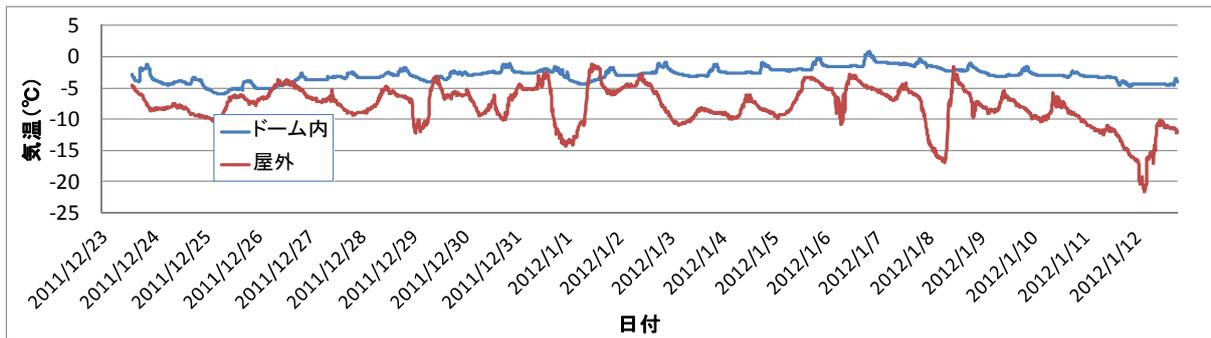


図-5 開催期間初期の氷のラボ内と屋外の気温測定値

#### 4. 雪の学校

氷のラボを観光客に開場していない日中の時間帯を利用し、子ども達が地元の雪や寒さを学ぶ授業「雪の学校」をトナム小学校 5～6年 5名（2012年2月14日）、占冠中央小学校 4～6年 21名（2012年2月23日）に行った。

1) 雪を観察し、雪の特徴を知る, 2) 占冠の雪と人の生活と結びつける（水資源, 観光資源）, 3) 地元の雪を知ることにより、地元を誇りを持つきっかけとするということねらいとして、積雪断面観察、雪結晶レプリカ作り、及びアイスビレッジ見学体験を行った（図-6参照）。

また、占冠村の子ども達だけでなく、2012年2月11日に開催された占冠村の大人向けツアー参加者に、氷のラボで展示の説明と雪の講義を行った（図-7参照）。



図-6 子ども達への雪の学校



図-7 大人への雪の学校

#### 5. まとめと課題

2011年12月23日～2012年3月18日の開催期間中、約3万5千人の観光客が「氷のラボ」を訪れた。また、地元占冠村の住民が「雪の学校」に参加した。

これらの取り組みは、テレビ、新聞等のメディアを通じて国内外に報道された。

老若男女問わず、入場者が一生懸命雪の結晶を探す姿、大きな樹枝状結晶が見えないことを悔しがめる様子、また雪や寒さの素晴らしさを嬉しそうに伝える氷のラボのスタッフ、雪の結晶のレプリカについて数多くの問い合わせなど、多くの人に雪と氷、そして寒さの違う側面を体験していただいた。体験した方からは、「雪の結晶を初めて見た.」、「雪をよく見るようになった。」などの声が寄せられた。

さらに、これまで気が付かなかった雪と氷そして寒さの教育、研究、及び経済的な

価値を見直すことができた。その結果、観光客の学び、地元住民の学び、そして氷のラボでの実践活動を通じた大学院生教育、研究に貢献することができた。

今後の課題は以下の通りである。

- ・展示のほかに、楽しみながら雪氷を体験する仕掛けを増やす。
- ・観光客、地域住民とともに雪氷研究を実施することができる仕組みづくり。
- ・解説員の増員により、観光客の雪と氷へのさらなる理解を促す。
- ・海外からの観光客へ対応。
- ・冬期の「雪の学校」、夏期の「雲の学校」、「川の学校」を継続することにより、地域の住民（大人、子ども）が、鶴川流域の水循環を体験し、地域への誇りを感じられる取り組みに発展させる。
- ・産官学それぞれに、経済的、教育的、研究面でのメリットをもたらす仕組みの構築。
- ・大学院生の実践的な教育の場として、さらに産官学連携の枠組みを活用する。

市民と雪氷研究が密接に関わった事例として、約 50 年前に故中谷宇吉郎教授の研究グループの樋口<sup>4)</sup>が、札幌市で実施した紙の雪実験（碁盤の目の札幌を活かし、飛行機から紙の雪を撒いて小学生が回収し、回収地点をメッシュマップ化し、雲から地面までの雪片の移動距離を確認した研究）を参考にした。

#### 【参考文献】

- 1) 粉川牧, 2002: アイスシェル—北のトランジットリーストラクチャー, 冬の都市フォーラム論文集, 2002 年北方都市会議 IN あおもり, 163-168.
- 2) 柳敏, 2005: 光硬化性樹脂を用いた雪の結晶プレパラートの作成, 平成 16 年度東レ理科教育賞受賞作品集, 27-30.
- 3) 平松和彦, 2000: OHP シートによる雪結晶レプリカの活用, 日本気象学会春季大会講演予稿集, 81, 439.
- 4) 樋口敬二, 1989: 天から送られた手紙 小学生まで参加した雪の研究, へるめす, 19, 17-23.

#### 【謝辞】

「氷のラボ」での取り組み実施にあたり、以下の皆様にご協力いただきました。

・一般社団法人北海道開発技術センター、ウィンターライフ推進協議会、北見工業大学高橋修平先生、NPO 法人雪氷ネットワーク秋田谷英次先生、名古屋大学名誉教授樋口敬二先生、田村拓也氏、山内幸子氏ほか株式会社星野リゾート・トマムアイスビレッジ担当スタッフ、北海道大学大学院環境科学院グローバル COE スタッフ、北海道大学 EPoCH（環境プロジェクトコーディネータープログラム）を受講した北海道大学大学院環境科学院・農学院大学院生、北海道大学持続可能な低炭素社会づくりプロジェクト、日本雪氷学会北海道支部、占冠村役場、占冠中央小学校、トマム小中学校

氷のラボでの雪の結晶写真撮影では、山内幸子様、三浦敦嗣様、田中駿汰様、前森大明様、中村光佑様、甲斐悠太郎様にご協力いただきました。

氷のラボ運営の基本となる気象データは、文部科学省気候変動適応研究推進プログラム(RECCA)北海道チーム・トマム観測所のものを使用しました。

皆様のご協力に感謝申し上げます。

# 北見・陸別地域における気温逆転現象についての研究 Strong temperature inversion phenomena in Kitami and Rikubetsu area

\*佐々木 孝, 高橋修平, 白川龍生, Nuerasimuguli ALIMASI,  
日下 稜(北見工業大学), 平沢尚彦(国立極地研究所)

\*Takashi Sasaki, Shuhei Takahashi, Tatsuo Shirakawa, Nuerasimuguli ALIMASI,  
Ryo Kusaka, Naohiko Hirasawa

## 1. はじめに

分水嶺で囲まれた盆地地形の内部では,夜間に地表面から赤外放射が大気に向かい放射されることによって底部から冷気が溜まり盆地が冷却される.それに伴い通常考えられている気温減率とは逆に,標高が低くなるほど気温も低くなる気温逆転が発生する.

道東に位置する陸別町は北海道でも有数の厳寒地として知られており,最低気温がよく報告される地域であるため,北見工業大学グループは,1994 年以来観測してきた.<sup>1)2)3)</sup>本研究では陸別地域と北見地域において気温を測定し,高度や気象状況との関連性を調べ,気温逆転現象について明らかにすることを目的とする.

## 2. 観測方法, 観測地点

### (1)観測方法

気温の測定には小型軽量の温度記録観測装置「温度とり Jr.TR - 52」(TANDD 社)(サーミスターセンサー)を使用した。これを各観測地点に設置し 10 分間隔でデータを記録した.それぞれの気温計には自然通風筒を取り付け,気温計本体やセンサー先端部に雨や雪などの気象現象の影響を受けることなく,より正確な気温を測定できるようにした.また,日射の影響を受



図-1 自然通風筒付き温度計

けないように北方向に向けて設置した. 図-1 に自然通風筒付きの気温計を示す.

また,両地点の風速データと日照時間のデータは気象庁によるアメダスデータと,陸別町のしばれ研究所が管理するマメダスデータ (それぞれ 1 時間間隔で記録) のものを使用している.

### (2)観測地点

観測地点は北見地域が 11 地点, 陸別地域が 24 地点の計 35 地点である (図-2).

また,観測期間は北見地域が 2011/1/21 ~2011/5/14,陸別地域が 2010/11/23 ~2011/3/14 である。2 つの地域で期間が

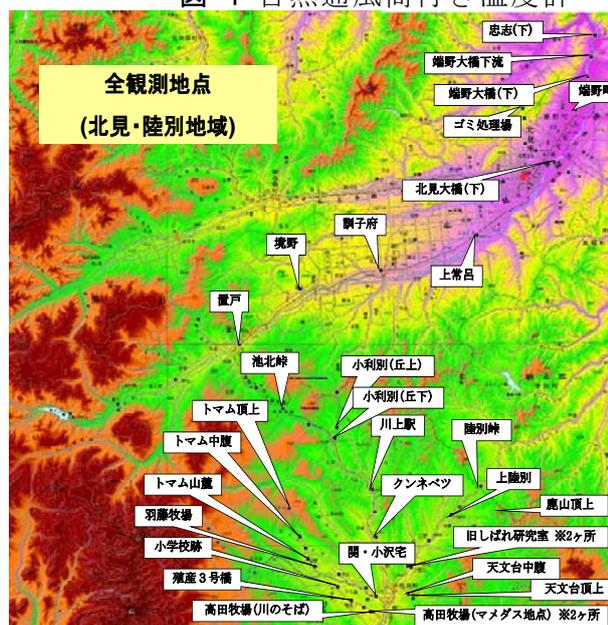


図-2 観測地点

異なっているが、これは北見地域に設置した観測機器に不備があったためである。

### 3. 観測結果

観測期間中の最低気温は 2011/1/14 6:40 の陸別町高田牧場マメダス地点・低(標高 212m,高さ 2.0m)で-33.3℃であった(図-3)。

また、陸別トマム地区と北見地区の日中～明け方における気温垂直分布のグラフから、日中は標高によってほとんど気温差がないのに対し、明け方は標高が下がるほど気温が下がっており、気温逆転が明確に発生している(図-4)。

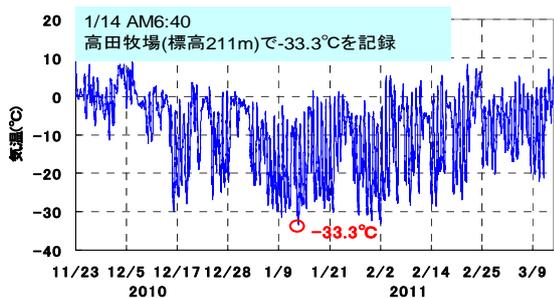


図-3 陸別高田牧場(高さ 2.0m)の気温変化

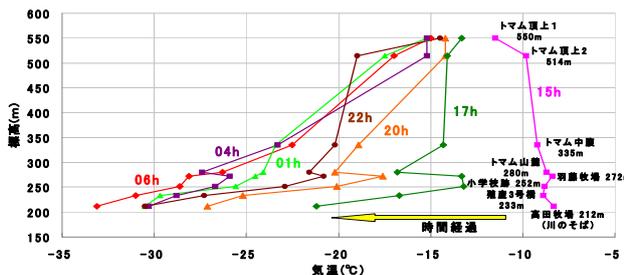


図-4 陸別トマム地区の気温垂直分布の時間変化

### 4. 気象状況と気温逆転現象との関係性

図-5 にトマム地区の温位と標高の関係について天気別にまとめた。快晴の日は 2011/1/30～31 のデータを、曇りの日は 2/12～13 のデータを基に作成した。

これらを比較すると明らかにグラフの形が違う。晴れの日、夕方から明け方にかけて次第に大きい傾きを持つ気温逆転を示すのに対し、曇りの日はどの時間においても標高によって気温差はほとんどなく、気温逆転は生じていない。また気温の変化も快晴時に比べ明らかに小さい。

また、図-6 は陸別町上陸別地区にある陸別峠(標高 337m)と旧しばれ研(標高 221m)の気温差と風速について、1日でも最も気温が下がると考えられる明け方(5:00～7:00)のデータから天気別に作成した相関図である。このグラフから快晴の日は風が弱く、気温差は大きい。曇りの日は風が強い時が多く気温差はほとんどない。2つのグラフからこのような結果が得られた理由として、曇りの日は風

<b>快晴時</b>	平均風速 1.6(m/s) 日照時間 1/30 7.8h 1/31 8.5h	<b>曇りの時</b>	平均風速 4.2(m/s) 日照時間 1/30 0.0h 1/31 0.1h
------------	--	-------------	--

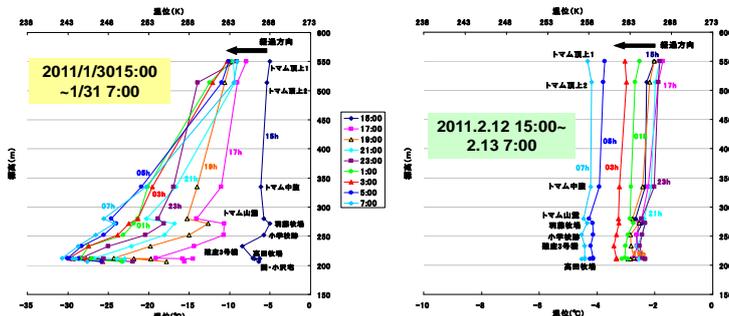


図-5 陸別トマム地区 温位と標高の関係 (左)快晴時 (右)曇りの時

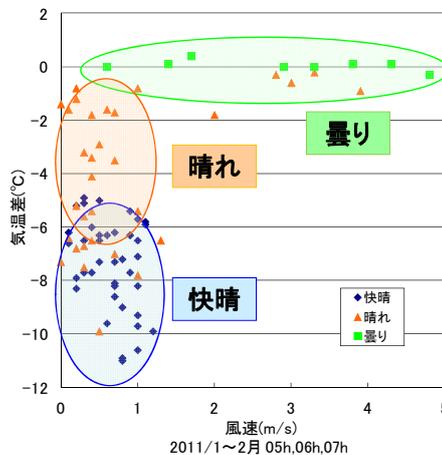


図-6 気温差(しばれ研－陸別峠)と風速の相関図(2011.1～2月)

によって放射冷却が起きないこと,および風の強いことが多く,大気が混合されるため中立状態だと思われる.

### 5. 北見・陸別地域の温位と標高の関係

図-7 に陸別トマム地区と北見地区における温位と標高の関係のグラフを示す.なお北見地区で最も全体的に気温が下がった1/30~31 のデータを基に作成している.両地点とも日中は各地点とも温位に差はないが,夜から明け方になると標高が低い地点から徐々に冷え込んでいくのが分かる.

またトマム地区は盆底から 1 番高い地点まで右肩上がりのグラフになっているのに対し,北見地区は右肩上がりの部分が 50m 付近までに限られている.これが冷気層の厚さの違いとなって現れており,トマム地区の方の冷え込みが強くなっている原因だと考えられる.

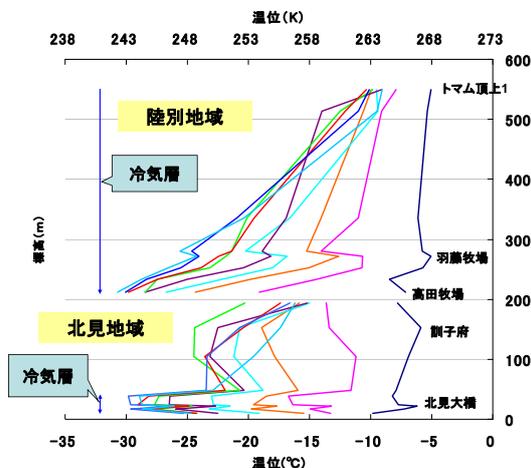


図-7 温位と標高の関係 (陸別トマム地区と北見地域との比較)

### 6. 気球係留観測

#### (1) 観測地点, 観測方法

2012/1/20~24 にかけて国立極地研究所と共同で気球係留観測を行った.気温逆転現象発生時の大気層の状況を知ることがを目的とし,最低気温を記録した陸別町トマム地区の高田牧場周辺で調査を行った.

観測は,図-8 のように地上 300m の高さで気球を係留し,地上から 10m,20m,50m,100m,200m,300m の 6 か所に観測機器(おんどとり TR73-U)を設置する.そして1分毎の気温,湿度,気圧を計測するというものである.ただし,風によって気球が傾くので,観測値の気温と気圧を次式に代入することで各温度計の高度を求めた.

$$dZ = -Rd \cdot T \cdot dP / P \cdot g \quad (Rd = 287 \text{ m}^2/\text{s}^2 \cdot \text{K}, g = 9.8 \text{ m/s}^2) \text{ より,}$$

2 地点の高度  $Z_2 - Z_1$  の標高差は

$$Z_2 - Z_1 = -Rd \cdot (T_1 + T_2 / 2) \cdot (P_2 - P_1) / (P_1 + P_2 / 2) \cdot g$$

#### (2) 観測結果

大気層における高度と気温の関係についてまとめたグラフを示す(図-9).なお,逆転層がはっきりと表れていた 1/20~21 のデータを使用した.

このグラフから 17h ではほぼ真っすぐだが下から徐々に冷えていくのが分かる.これから時間が経過するにつれて気温逆転層が厚くなるということにつながる.また,17:00~0:00 までは気球の高度が低いことから風が強かったことが考えられる.その後高度が高くなっており,逆転層も発達していることから風が弱まったことが推測できる.さら

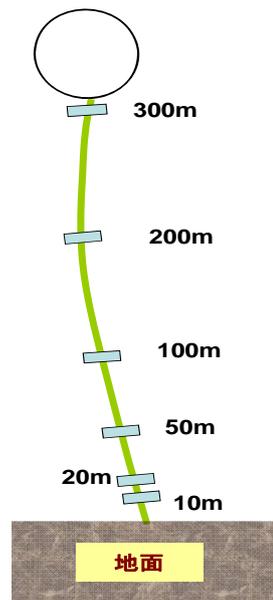


図-8 気球概略図

に,地表気温のデータとしてトマム地区に設置していた温度計から 1/21 6:00 の気温高度分布のグラフを作成し(黄色のプロット)大気層のグラフと比較してみると,ほとんど差がないことが分かる.

図-10には2時間毎のトマム頂上への斜面上の地上気温(おんどとりデータ)と上空(気球観測値)の気温差を示す.夜中の 0:00~2:00 にかけて標高の高い地点(トマム中腹,トマム山麓)では地表面の気温の方が低くなっており,斜面に沿って冷気が通っている様子が分かる.しかし,他の地点では地表面の方が低くなるという傾向が見られなかったため,なぜそのような結果になったのか今後更に調査を進めていく必要があると考える.



図-9 高度と気温の関係(気球観測)

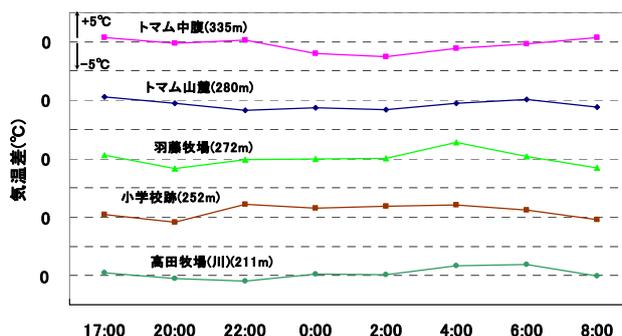


図-10 地表面(おんどとりデータ)と上空(気球観測値)の気温差

## 7. まとめ

- ・ 2011 年全観測地点で最も気温が低かったのは高田牧場(2.0m 高)で $-33.3^{\circ}\text{C}$ を記録.
- ・ 陸別地域は逆転層の厚さが 300m 以上あり,北見地域の 50m より厚い.
- ・ 快晴・晴れの日には強い逆転現象が発生するのに対し,曇りの日は高度に対して気温がほぼ一定である.また,曇りの日は風が強い時が多く,気温逆転現象が発生しにくい原因となっている.
- ・ 気球による気温鉛直分布から大気逆転層の変化を確認することが出来た.ただし,冷気が斜面に沿って下っているという過程が確認できなかったため,今後更に調査を進めていく必要がある.

### 【参考・引用文献】

- 1) 高橋修平・亀田貴雄・百武欣二・石橋勉(1994):小利別(陸別町)における盆地冷却観測,北海道の雪氷 No. 13, 14-17.
- 2) 高橋修平・庄子仁・榎本浩之・百武欣二・石橋勉・佐久間幹夫(1996):寒冷気候利用に関する基礎的研究,北見工業大学地域共同研究センター研究成果報告書第3号, 61-66.
- 3) 高橋修平・榎本浩之・亀田貴雄・百武欣二・石橋勉・仲野俊夫・加藤晋(1997):寒冷地気候利用に関する基礎的研究(第2報),北見工業大学地域共同研究センター研究成果報告書第4号, 51-56.

## 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水 — 雪面上への模擬降雨散水実験 —

### Hydrological study of snowmelt flooding during a rain-on-snow event; Rain simulation experiment over the snow surface

石井吉之, 中坪俊一, 森章一, 的場澄人 (北海道大学低温科学研究所)

Yoshiyuki Ishii, Shun-ichi Nakatsubo, Shoichi Mori, Sumito Matoba

#### 1. はじめに

融雪期にまとまった雨が降ると河川は著しく増水する。あたかも雨によって融雪が促進されて増水したかのように見えるが、日本のような中緯度では春先の気温はそれほど高くはなく、雨粒そのものが雪を融かす量はわずかである。雨が降る時には、気温が高くて風速が強い場合が多く、雪面への顕熱輸送が進むことや、湿度が高いために融けた水が蒸発しにくく、蒸発による熱損失が抑えられること、また、曇天・降水により夜間も雪面が冷やされないことなどの二次的要因により融雪が進む<sup>1), 2)</sup>。しかし、それでも降雨時の融雪量は晴天時の融雪量に比べて小さい。融雪量が小さいにもかかわらず、なぜ著しい河川増水が起きるかについては十分に理解されていない。また、降雨を伴った融雪出水において積雪がどのような役割を果たすかについても、積雪内での貯留が効く例と効かない例との相反する結果が報告されており<sup>3), 4)</sup>、よくわかっていない。

北大低温研の水文気象グループでは、降雨と融雪が重なって生じる融雪洪水の発生メカニズムと、この時に積雪が果たす役割を明らかにするために、2003年に北海道北部の母子里試験地、2008年に札幌市郊外の豊平川上流域(定山溪ダム試験地)で、野外観測データに基づいた研究を行ってきた<sup>5), 6)</sup>。しかし、いずれの場合にも融雪期には総雨量20~50mm程度のイベントしか対象にできず、明確な結論は得られていない。そこで、2011年の融雪期に、雪面上に模擬的に降雨を散布することにより、積雪底面流出や積雪内部での水貯留の実態を実験的に明らかにさせることを試みた(図-1)。

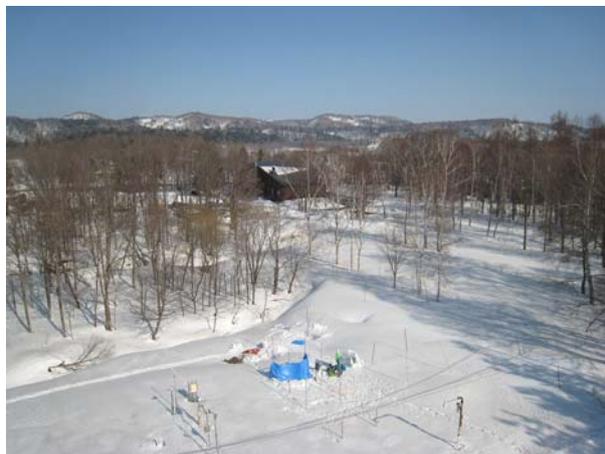


図-1 融雪観測室露場での実験のようす

#### 2. 実験方法

実験は北海道幌加内町母子里の北大雨龍研究林内の融雪観測室前の露場で行なった。

##### (1) 実験装置

容量25Lの塩ビ製の耐圧円筒タンクを複数連結させて散布に必要な水量を確保した。タンクにはコンプレッサで圧力を掛け、常時一定圧力となって散布量が一定になるよ

うに調整した。ホースの先には市販の噴霧ノズルを付け、ノズルの先からはミスト状ではなく実際の雨と同様の微水滴が出るように調整し、最適な噴霧条件として噴霧角  $70^\circ$ 、圧力 0.2 MPa、噴霧量 0.6 L/min を与えた。散布範囲が直径 70 ~ 80 cm の円形となるようにノズルの高さを調整し、風による飛散を防ぐために風上にブルーシートで側壁を設けた (図-2)。また、散布した水の積雪内での挙動や積雪との混ざり具合を調べるため、水の安定同位体を天然トレーサーとして用いた。同位体比の重い岩内町海洋深層水脱塩水を散布用の水試料として用いることにより、同位体比の軽い積雪との濃度コントラストを大きくさせた。実験を行なう融雪観測室前の露場には、積雪期前の 2010 年 10 月に 1 m × 1 m の積雪ライシメータ (積雪底面流出測定用) 2 台と散水装置据付用の槽を 3 ヶ所に設置し、同じ積雪条件下で 3 回の実験が行なえるようにした (図-3)。



図-2 実験 1 での散水状況



図-3 ライシメータの設置状況 (2010 年 10 月)

## (2) 実験条件

実験は、積雪がすでに全層  $0^\circ\text{C}$  となり、融雪が 50 cm ほど進んだ 2011 年 4 月 5 ~ 7 日の晴天日の日中に行なった。期間中の積雪深は 100 ~ 80 cm、気温は  $-6.0 \sim +9.9^\circ\text{C}$  で推移した。実験は 3 回行い、各回の総散布量 (総雨量)、平均雨量強度、散布時間はそれぞれ 1 回目が 25 L (25 mm), 35 mm/h, 43 分, 2 回目が 60 L (60 mm), 23 mm/h, 159 分, 3 回目が 200 L (200 mm), 34 mm/h, 356 分である。2 回目の実験では、当初、2.5 時間に 75 L の散布を予定したが、ノズルのフィルター目づまりのため時間的には長く、量的には少ない散布実験となった。なお、散布量の雨量への換算は、全量がライシメータの面積上に散布されたと見なして計算した (表-1)。

表-1 実験 1~3 で設定した降雨条件

	総散布量 (L)	総雨量 (mm)	平均雨量強度 (mm/h)	散布時間 (min)
実験 1	25	25	35	43
実験 2	60	60	23	159
実験 3	200	200	34	356

### 3. 結果および議論

3回の実験後およびすぐ隣の対照区の濡れ密度と重水素濃度の鉛直プロファイルを図-4に示す。散水に伴う水当量の増加は、実験1では表層の10 cm深のみが増加し、実験2では10 cm深と40 cm深で顕著に認められたものの、実験3ではどの深度にも増加が認められず、散水量が多くなるにつれて水当量の増加が目立たなくなった(表-2)。積雪底面流出量は実験1ではゼロ、実験2では実験中から翌日にかけて1640 mL(流出率3%)、実験3では200 Lも散水したにもかかわらず流出量はゼロであった。

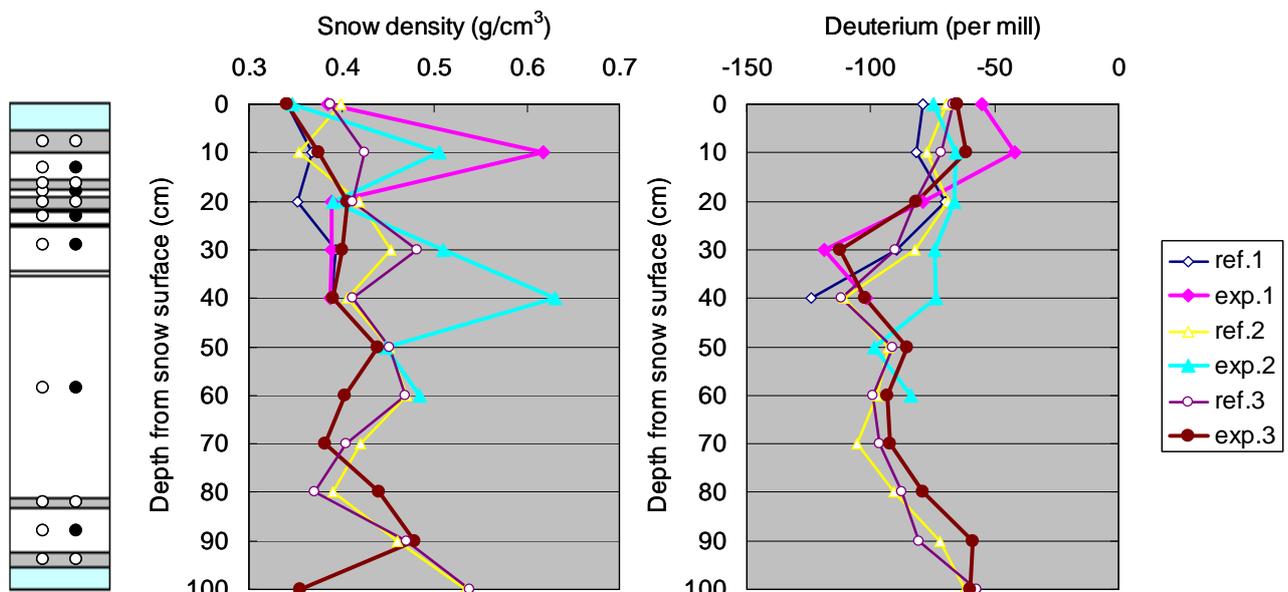


図-4 実験1～3及び対照区における濡れ密度と重水素同位体比の鉛直プロファイル(雪面を0 cmとする)とその時の積雪層構造(左端のカラム:水色は濡れの著しい層,灰色は大粒で比較的濡れた層を表す)

表-2 実験区と対照区における積雪全層の濡れ密度, 積雪水量, 重水素濃度

	濡れ密度 (kg/m <sup>3</sup> )	積雪水量 (mm)	重水素濃度 (‰)
対照区 1	418	459	-87.3
実験区 1	456	502	-82.4
対照区 2	394	394	-83.7
実験区 2	523	523	-83.7
対照区 3	399	399	-87.6
実験区 3	378	378	-84.7

散布した脱塩水および採取した積雪と水試料のδダイアグラムを図-5に示す。脱塩水以外はほぼ傾き8の直線(図中の破線)に乗り、d値(=δD - 8・δ<sup>18</sup>O)は20～25‰であった。脱塩水との混合も顕著ではなく、予想していた傾き8の直線からのシフトもほとんど認められなかった。なお、図中の赤実線(GMWL)は天水線(δD = 8・δ<sup>18</sup>O + 10)である。

散布量が少ない実験 1 での底面流出量ゼロは予想したとおりであったが、実験 2 と 3 でもほぼゼロ（或いは極めて微量）であった理由として以下が考えられる。積雪内に供給される水量が少ないうちは、水は雪粒間に保持されるが、供給水量が増加し、下方への浸透速度（強度）以上の水が加わってくると、雪粒間の水はもはや下方ではなく、多くの水を保持できる層内を水平方向に流れるようになる（図-6）。つまり、散布する水の量が多ければ多いほど散いた水は積雪内を水平方向に流れるようになる。その時、散布する以前に雪粒間に保持されていた水も一緒に取り込んで行く。そのため、実験 3 で観測されたように、1 m<sup>2</sup>に 200 L もの水を散いたにもかかわらず、実験後の全層水当量が対照区的全層水当量より小さくなるという、一見して逆の現象が起きたと考えられる。

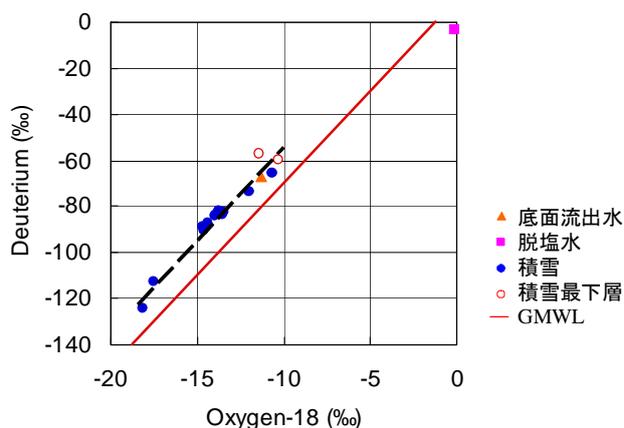


図-5 散布した脱塩水と採取した水試料の δ ダイアグラム



図-6 積雪層境界における水平方向の水の流れ（蛍光染料散布）

#### 4. 今後の課題

雪面上への散水実験では散いた水の水平方向への流動が予想以上に顕著に現れた。水平方向の水の流れが起きないようにするか、或いはそれを積極的に計測できるようにするか、装置を改良し 2012 年の融雪期に再度実験を行なう予定である。

#### 謝辞

模擬降雨用の岩内海洋深層水（脱塩水）の利用にあたっては岩内町地場産業サポートセンター（中家正希所長）のご協力を頂いた。現地実験を進める上では北大雨龍研究林のご協力を頂いた。以上の皆様に深謝致します。この研究に要した経費の一部は文科省科学研究費補助金（課題番号 22510193、代表・石井吉之）から支弁された。

#### 参考・引用文献

- 1)小島賢治・小林大二・油川英明・石本敬志・高橋修平・藤井俊茂, 1973: 母子里の小流域における融雪, 流出, および熱収支の研究Ⅲ(特に悪天候の影響について), *低温科学*, **31**, 159-177.
- 2)石川信敬, 1994: 融雪と積雪層の熱収支. 基礎雪氷学講座Ⅵ「雪氷水文現象」, 古今書院, 17-48.
- 3)Marshall, H. P., Conway, H. and Rasmussen, L. A., 1999: Snow densification during rain. *Cold Regions Science and Technology*, **30**, 35-41.
- 4)Singh, P., Spitzbart, G., Hubl, H. and Weinmeister, W. H., 1997: Hydrological response of snow pack under rain on snow events: a field study. *Journal of Hydrology*, **202**, 1-20.
- 5)宍戸真也・石井吉之・山崎学・田中夕美子, 2005: 降雨と融雪が重なった時の出水現象. *北海道の農業気象*, **57**, 15-27.
- 6)高橋雅博・石井吉之・喜澤一史, 2010: 降雨と融雪が重なって生じる融雪洪水. 雪氷研究大会(2010・仙台)講演要旨集, 74.

## 0.12 T コンパクト MRI による積雪の水分特性曲線の計測 Measurement of water retention curve of snow by 0.12 T MRI

安達聖 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター), 尾関俊浩 (北海道教育大学),  
巨瀬勝美 (筑波大学 数理物質科学研究科 電子・物理工学専攻)

Satoru Adachi, Toshihiro Ozeki, Katsumi Kose

### 1. はじめに

我々はこれまでに  $0^{\circ}\text{C}$  以下の低温室に設置した小型永久磁石と、常温の実験室に設置した制御用コンソールを組み合わせた雪氷用 MRI の開発を行ってきた。静磁場強度 1 T の永久磁石を使用した MRI では、 $(0.1\text{ mm})^3$  の空間分解能での積雪の 3 次元データセットの取得や、海氷内のブラインチャンネルの可視化を行った<sup>1)</sup>。

近年、我々は全層雪崩の要因ともなるぬれ雪中の水分の移動に注目し、MRI によるぬれ雪中の水分の分布の可視化を試みた。1 T 永久磁石を用いた MRI では撮像視野が 3 cm 球程度と水分の分布を可視化するには不足であるため、より広い撮像視野を有する永久磁石を用いた MRI を新たに開発した。また本研究では、骨密度計測に用いられる低磁場 MRI 法を応用し、積雪中の水分の分布および、その体積含水率の計測を行った。また、それらの計測結果により得られた水分特性曲線の推定結果を報告する。

### 2. 研究方法

#### 2.1 計測積雪試料

本実験で使用した MRI は  $-1^{\circ}\text{C}$  の低温室に設置した永久磁石と、常温の実験室に設置した制御用コンソールを組み合わせた低温室用コンパクト MRI である。永久磁石内に設置している NMR 信号検出部と制御用コンソールは低温室壁面のダクトからケーブル通し接続している。図-1 に示す永久磁石は静磁場強度：0.12 T，磁極間ギャップ：17 cm，静磁場均一領域：直径 100 mm 球，高さ 47 cm，幅 34 cm，奥行き 36 cm，総重量は 160 kg である。RF プローブは直径 120 mm，高さ 120 mm のアクリル製の円筒の巻き枠に直径 1.5 cm の被服銅線をピッチ 4 mm，23 ターン巻き，幅 165 mm，奥行き 165 mm，高さ 215 mm の真鍮製のシールドボックス内に固定したものを使用した。撮像シーケンスには， $\text{TR/TE}=200\text{ ms}/16\text{ ms}$ ， $\text{NEX}:4$ ，イメージマトリクス： $128\times128\times16$ ，面内分解能 $(1\text{ mm})^2$ ，奥行き分解能 8 mm の 3D スピンエコー法を用いた。



図-1 0.12 T 永久磁石

サンプルホルダーは直径 105 mm，高さ 163 mm の円筒形の容器を用いた。積雪試料はふるいで粒径を 0.5，2.0 mm に揃えたざらめ雪を，直径 5 cm，高さ 20 cm，密度  $550\text{ kg m}^{-3}$  の円筒形に加工した。

## 2. 2 MRI による含水率計測法

本研究で得られる MR 画像の空間分解能では積雪の微細構造を描出するには十分でない。しかし、画像コントラストにより積雪試料に含まれる水分の分布を表現することは可能である。すなわち水分量が多い範囲は白く明るく描出され、水分量が減るに従い黒く暗く描出されることから MR 画像から容易に水分の分布を読み取ることができる。

MR 画像から体積含水率を求める方法として、骨密度計測に用いられる低分解能 MRI 法<sup>2)</sup>を応用した。積雪試料と硫酸銅水溶液で満たした標準試料の MR 画像から、測定範囲の輝度値の比により体積含水率を求める。積雪試料中の体積含水率は以下の式で求められる。

$$\text{体積含水率} = \frac{\rho_c}{\rho_p} \times \frac{\rho_{e2}}{\rho_{e1}}$$

$\rho_c$ ,  $\rho_p$ ,  $\rho_{e1}$ ,  $\rho_{e2}$  はそれぞれ図-2 に示す範囲を指す。

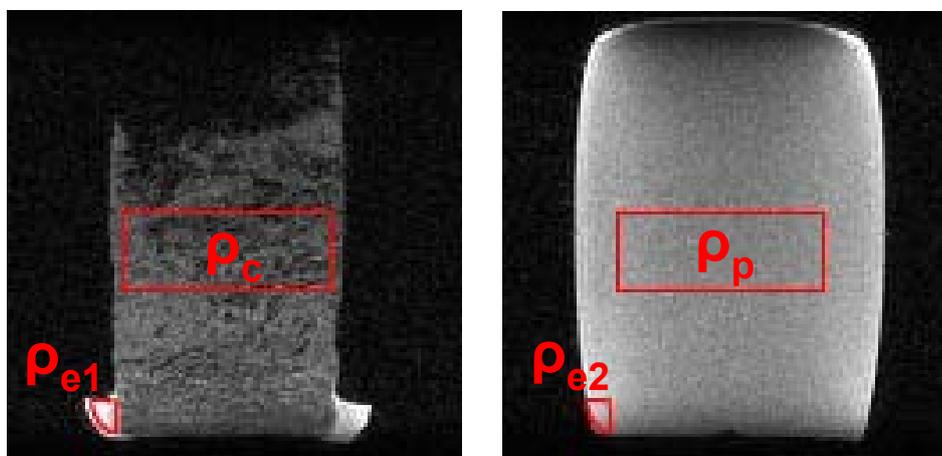


図-2 積雪試料と標準試料の MR 画像

左：積雪試料 右：標準試料

$\rho_c$  と  $\rho_p$ ,  $\rho_{e1}$  と  $\rho_{e2}$  は同範囲

## 3. 計測結果

サンプルホルダーの内壁に積雪試料が接しないよう収め、積雪試料の上部および側面を濡らさぬよう  $5\text{mol/m}^3$  に調整した硫酸銅水溶液（以下、水溶液）をサンプルホルダーの壁面をつたわせ注ぎ入れた。吸水特性曲線の計測のため、積雪試料の下部から水溶液を浸透させ、水溶液の自由水面がサンプルホルダーの底部から 1cm 程度になるまで注ぎ入れた。その後、30分放置し積雪試料内に浸透した水溶液が定常状態に達してから MR 撮像を行った。MR 撮像終了後、排水特性曲線の計測のため、サンプルホルダーに水溶液を注ぎ入れ、積雪試料全体に浸透させた。30分放置した後、サンプルホルダーの底部から 1cm 程度水溶液を残し排水し、さらに 30分放置した後 MR 撮像を行った。図-3 に MR 画像の 1 例として粒径 0.5 mm のざらめ雪の撮像結果を示す。

図-4, 5 に低分解能 MRI 法により体積含水率を計測した結果を示す。図-4, 5 はそれぞれ粒径 0.5 mm, 2.0 mm, 密度  $550\text{ kg m}^{-3}$  のざらめ雪を使用し、自由水面を基準に高さ 1cm 毎の体積含水率の変化を示した。粒径 0.5 mm の試料においては、吸水曲線では自由水面からの高さ 5cm から含水率が減少し、排水曲線では高さ 6 cm から減少が見られ、両曲線の変化に差が見られる。しかし、粒径 2.0 mm の試料では吸水および排水曲線は重なりあい両曲線に差は見られない。

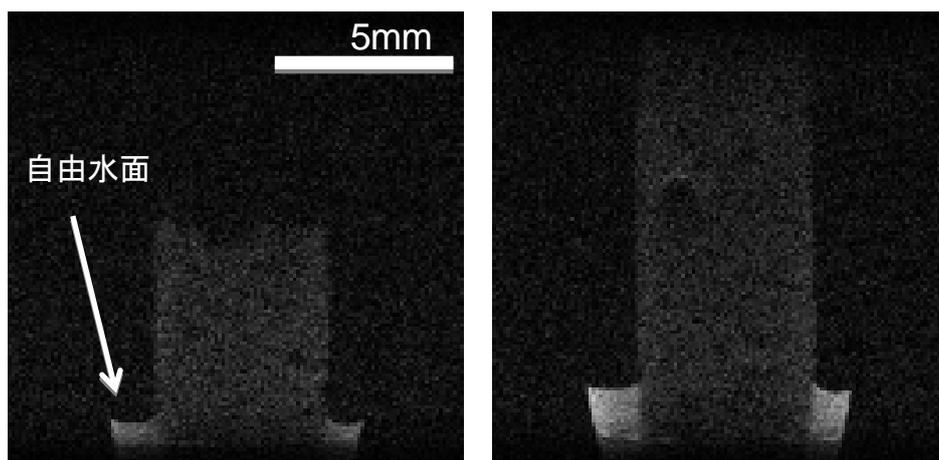


図- 3 積雪試料の MR 画像 (粒径 0.5 mm)  
 左：吸水時の MR 画像 右：排水時の MR 画像

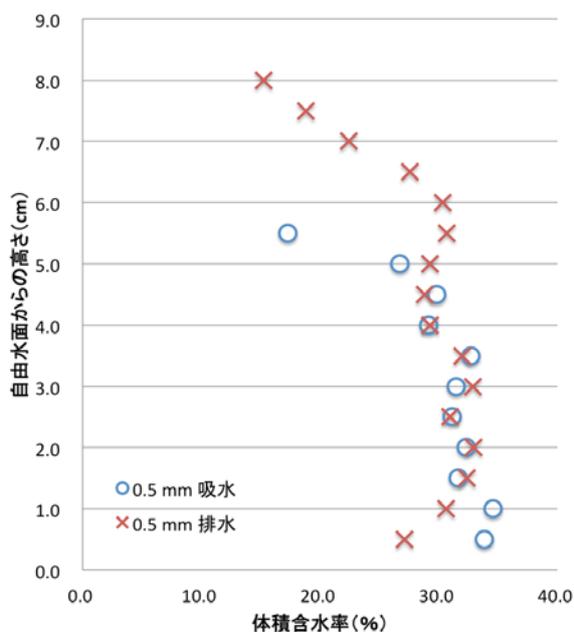


図- 4 水分特性曲線 (粒径 0.5 mm)

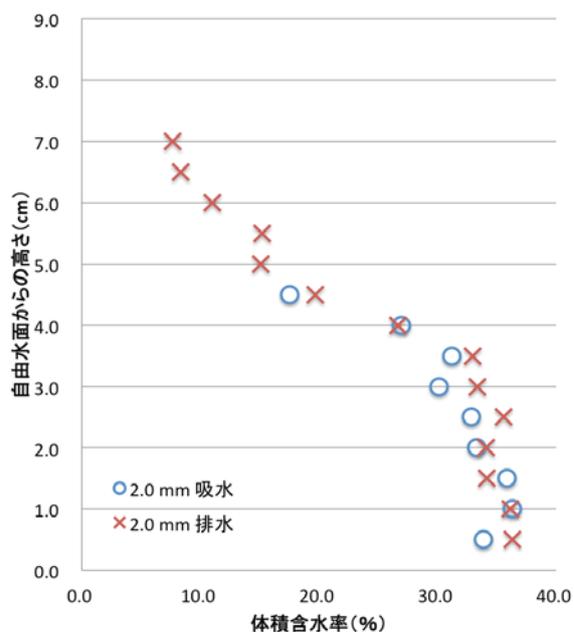


図- 5 水分特性曲線 (粒径 2.0 mm)

#### 4. まとめ

0.12 T コンパクト MRI により，積雪中の水分の分布の可視化を行った．また，低磁場 MRI 法を用いることで，積雪試料の体積含水率を非破壊で計測することができた．さらに，同一の積雪試料から吸水特性曲線および排水特性曲線の計測を行うことが可能となり，両特性曲線間の差が雪粒子の粒径に依存することが示唆された．

今後は，積雪試料の粒径，密度，雪質などを変化させ水分特性曲線の計測を行い，ぬれ雪中の水の移動モデルに適用していく予定である．また，より鮮明な MR 画像の取得と撮像時間の短縮のため，静磁場強度 0.21 T の永久磁石を用い計測を行う予定である．

### 謝辞

株式会社エム・アール・テクノロジー拝師智之社長より、計測に使用した 0.12T 永久磁石を提供していただいた。株式会社エム・アール・テクノロジー富樫数馬氏には本装置の運搬に協力していただいた。心より感謝いたします。

### 参考文献

- 1) S.Adachi, T.Ozeki, R.Shigeki, S.Handa, K.Kose, T.Haishi, M.Aoki, Development of a compact magnetic resonance imaging system for a cold room. Review of Scientific Instruments 80, 2009, 054701
- 2) K.Kose, Y.Matsuda, T.Kuriyama, S.Hashimoto, Y.Yamazaki, T.Haishi, S.Utsuzawa, H.Yoshioka, S.Okada, M.Aoki, T.Tsuzaki, Development of a Compact MRI System for Trabecular Bone Volume Fraction Measurements. Magnetic Resonance in Medicine 52, 2004, 440-444

## トーマス型サンプラーを用いた積雪内部の観察 Snow observation using a Thomas-type sampler

日下 稜 (北見工業大学), 原田亜紀 (北海道自然エネルギー研究会),  
高橋修平 (北見工業大学)

Ryo Kusaka, Aki Harada and Shuhei Takahashi

### 1. はじめに

山岳地域の雪密度や雪の粒径など積雪状態を把握することは、雪崩など防災対策の面からも、また積雪を水資源として利用する上でも重要である。積雪層の密度分布を調べるには、スコップでピットを掘り(図-1)、角型サンプラーを用いて密度を測定し、雪質を観察するのが一般的な方法である。

しかし、その実施に際してはスコップで雪を掘るのに、多大な労力と時間を要することから、多くの地点を一度に調べることは難しく、広範囲の積雪状態を把握することは困難である。積雪は刻一刻と姿を変え



図-1 断面観測のための穴掘り

るため、測定の実施が何日にも亘ることは好ましくなく、短時間で広範囲の積雪状態を計測できる方法の確立が望まれる。従来、比較的短時間で積雪観測を実施できる方法に、神室式スノーサンプラーなど円筒型のサンプラーがあるが、全積雪水量の測定は適しているが、積雪の深さ方向の密度分布を得られない。

積雪の剪断強度は、雪質や含水率の影響について議論があるものの(山野井・遠藤<sup>1)</sup>、同一の雪質においては、おおむね積雪密度のべき乗で近似できることが知られている(竹内ら<sup>2)</sup>; 栗山<sup>3)</sup>; 五十嵐<sup>4)</sup>)。このことから雪質と積雪密度が分かれば剪断強度が推定でき、SI(stability index)等の積雪安定度の数値評価が可能になる。

そこで、本研究では短時間で、雪を掘らずに積雪の密度分布と雪質を求めることを目的として、ボーリング積雪調査を行った。使用した機器は土壌中の花粉採取に使用される物で、トーマス型サンプラーと呼ばれている。電源の無い山中での使用を想定しているため、持ち運びが容易で電気も不要である。取り扱いも簡単で、サンプラーを雪中に差し込み、上から見て時計回りにロッドを回転させるとサンプラーの窓が開き、雪が採取される。また反時計回りに回転させると窓が閉まるので、そのまま引き上げることができる。ロッドは1mずつ延長でき、最大で10mの深さまで計測できる。

雪をスコップで掘った場合との比較測定の結果、トーマス型サンプラー(以後、ボーリングサンプラーと呼ぶ)により、各層の雪質の判別は可能であることが分かった。また、ボーリングサンプラーと角型サンプラーから得られた積雪密度の間には高い相関が見られた( $R=0.96$ )。さらに、全ての作業を1人で実施した場合でも、1回の採取および密度測定に要した時間は平均で1分55秒であり、従来の雪を掘る測定方法に比べ非常に短時間で、かつ少ない労力で計測することができた。

## 2. 研究概要

### (1) 使用機材

本研究で使用した機材の仕様は以下の通りである。また、その写真を図-2 に示す。

- ・名称 トーマス型サンプラー
- ・サンプラー形状 円柱型 (直径 2.4cm, 長さ 30 cm, 容積 136cm<sup>3</sup>)
- ・最大測定深 10m (1m 延長ロッド継ぎによる)

図-3 にサンプラー部分の拡大写真を示す。上の写真が、サンプラーの窓が閉じているところ、下の写真が開いたところである。写真に見られるように窓につばが付いており、雪中で上から見て時計回りに回転させると窓が開き、雪が採取される仕組みになっている。そして、反時計回りに回転させると窓が閉じ、サンプラー内部に積雪が収納される。

### (2) 計測方法

計測の流れは以下のようなになる。

1. 測定する深さまで、ロッドを継ぐ。
2. サンプラーが空で、窓が閉じていることを確認し、雪に差し込む (固い場合はハンマーで打ち込む)。
3. ロッドを時計回りに 5 回転させる。
4. ロッドを反時計回りに 2.5 回転させる。
5. サンプラーを引き上げる。
6. 窓を開け、雪質を観察する
7. 雪の質量を計測する

## 3. 観測結果

### (1) 雪質の判別

ピットおよびボーリングサンプラーから採取した積雪の拡大写真を図-4 に示す。積雪は、大きく破壊されることなく、ボーリングサンプラーに捕捉され雪質を判別することが出来た。ただし、10 回に 1 回程度の割合で、サンプラーの窓が開いたまま上がってきており、その場合には狙った層より上層の雪も混じっており、測定をし直した。これは直射日光でサンプラーが暖まったことにより、付着した雪が融解し、積雪に差し込んだ時に再凍結し窓の可動部が凍りついたことが原因である。サンプラーの窓が正しく閉じていた場合には他の層の雪が混じることは無かった。

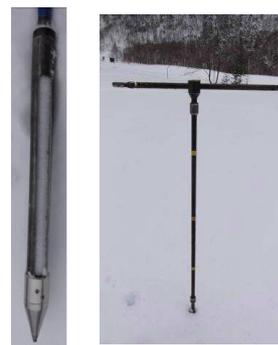


図-2 トーマス型サンプラー・サンプラー部(左)とロッド(右)



図-3 閉じたサンプラー(上)と開いたサンプラー(下)

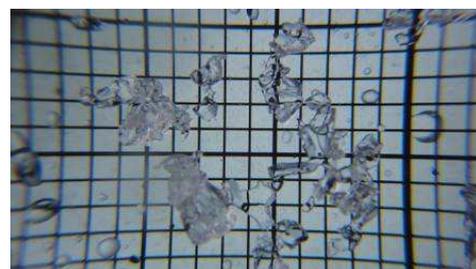
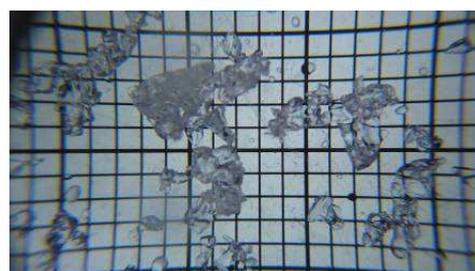


図-4 ピットから採取した積雪粒子(上)とボーリングサンプル(下) (メッシュは 1mm 間隔)。

(2) 密度測定精度

図-5 にボーリングにより，採取された積雪の密度とその標準偏差を示す．角型サンプラーにより測定された密度に比べると，幾分バラツキが大きいが高い精度の測定結果が得られた．

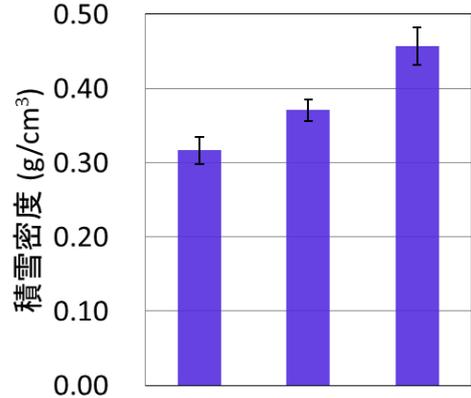


図-5 サンプラーで採取された積雪密度 ± (標準偏差)

(3) 角型サンプラーとの密度比較

図-6 にボーリングサンプラーと角型サンプラーで測定した，積雪密度の相関を示す．ボーリングサンプラーにより採取された，雪の密度が若干大きな値を示しているが，相関は非常に良い結果が得られた．

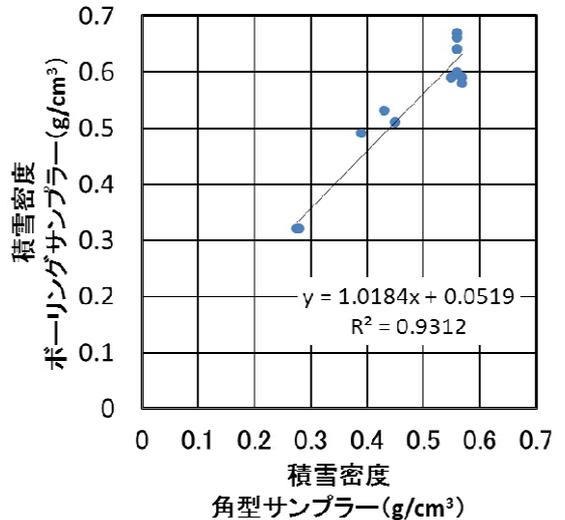


図-6 ボーリングサンプラーにより採取された雪の密度と角型サンプラーにより採取された雪の密度比較

近似式はボーリングサンプラーによる積雪密度を y, 角型サンプラーによる積雪密度を x とすると，  
 $y = 1.02x + 0.052$ , 相関係数  $R = 0.96$  であった．

(4) 計測時間について

全ての計測を 1 人で行った場合，1 回の採取および密度測定にかかった時間は 1 分 55 秒であった．これは積雪深が 1.5 m 以内の場合である．これより積雪深が大きい場合には所要時間が 1 m につきおよそ 1 分弱長くなる．これは延長ポールを接ぐのに必要な時間である．以上の結果から，トーマス式サンプラーによる測定に必要な時間 t は，以下の式で表される．

$$t = 1 \text{ min } 55 \text{ sec} \times \text{測定回数} + (\text{積雪深[m]} - 1.5) \times 1 \text{ min} \dots\dots$$

[積雪深=2.5m, 3.5m, 4.5m,.....]

仮に，2.5 m の積雪深があり，5 回測定の平均値を取るとすると，必要な測定時間は

$$t = 1 \text{ min } 55 \text{ sec} \times 5 + (2.5 - 1.5) \times 1 \text{ min} = 10 \text{ min } 35 \text{ sec}$$

となる．今回は，1 人で観測を行ったが，サンプル採取と質量測定および記録を分担し，計 3 人程度の人員で行えば計測時間を 3 割程度は短縮できるものと思われる．

4. 考察

先に，雪質判別については断面観測のためのピットを掘る場合と同程度，密度測定に関しては，高密度域において角型サンプラーと比較し，若干精度が落ちるものの十分に使用できることを示した．以上のことから，この試験器を用いた観測は，雪質および密度測定に関して積雪断面観測の代用に成り得るといえる．

次に、このトーマス式サンプラーを用いた試験は非常に短時間で行うことが可能であることを示した。従来の断面観測を行う場合、2.5 m のピットは、数人で掘る場合でも、1 時間程度はかかるであろう。しかし、この方法を使用すれば 10 分 35 秒と、測定時間を 1/5 程度にまで短縮することが可能である。さらに、スコップで雪を掘る場合に比べはるかに少ない労力で観測を行うことができる。

また、このトーマス型サンプラーは人力での持ち運びも可能である。

以上のことから、この試験方法はとりわけ車両の乗り入れができない山岳地帯において、積雪深が 1 m を超える地域の積雪分布を短時間に広範囲に亘って調査する場合に有効であるといえる。

## 5. まとめと今後の展望

本稿では、手動で観測が行えるボーリング試験器の有効性を示し、その観測手法の提唱を行った。それと同時にいくつかの課題も見つかった。

まず、直射日光によりサンプラーに付着した雪が、積雪内部で再凍結し窓の開閉ができなくなる事例があった。可動部分を軽くたたくことで、解消されたが、再計測が必要になることが多く、時間を要した。サンプラーは体の影になるような位置で扱う等の工夫が必要である。-10 以下まで気温が下がった場合にはこのような事例は生じなかった。

また、本試験に用いたサンプラーの長さは 30cm であり、30cm より短い間隔の密度プロファイルを得ることはできない。サンプラーの中で積雪をカットする、あるいはサンプラーの内に仕切りを設けるなどして、数 cm 単位の密度分布計測は可能であろう。

### 【参考・引用文献】

- 1) 山野井克己, 遠藤八十一, 2002: 積雪におけるせん断強度の密度および含水率依存性, *雪氷*, **64**, 4, 443-451.
- 2) 竹内由香里, 納口泰明, 河島克久, 和泉薫, 2001: デジタル式荷重測定器を利用した積雪の硬度測定, *雪氷*, **63**, 5, 441-449.
- 3) 栗山弘, 1984: 雪のベーン剪断強度(1) -剪断速度の効果-, *雪氷*, **46**, 3, 101-108.
- 4) 五十嵐高志, 1980: 積雪のベーン剪断強度と雪崩, *雪害研究発表会*, **5**, 1-4.

# 航空レーザ測量を活用した森林内における 積雪分布と地形との関係に関する考察

## Study of Relationship between Snow Depth Distribution and topography in the Forest Using Airborne Laser Scanning

西原照雅 ((独) 土木研究所寒地土木研究所),  
中津川誠 (室蘭工業大学大学院), 浜本聡 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)  
Terumasa Nishihara, Makoto Nakatsugawa and Satoshi Hamamoto

### 1. はじめに

積雪寒冷地の多目的ダムでは、融雪水を貯留し、夏季にかけての水利用を賄っている。このためダムでは、毎年 3 月頃に積雪調査を行い、流域の積雪包蔵水量を推定している。しかし、積雪調査は厳冬期に行われるため、調査できる地点は限られる。一方、近年、航空レーザ測量により広範囲の三次元空間データを得ることが可能となった。積雪に関しては、無積雪期と積雪期の二時期の測量の標高差から積雪深を求め、地形との関係を分析した報告がある。しかし、積雪分布の特徴が異なる森林内と森林外に分けて分析した例はない。著者らは、定山溪ダム流域において、広範囲に実施された航空レーザ測量結果を入手した。そこで本研究では、航空レーザ測量結果から求めた積雪深分布と標高、傾斜、曲率、斜面方位との関係を分析し、これらの地形因子を用いて積雪深分布を推定する方法を提案する。なお、森林内の積雪深分布に焦点を当てるため、土地利用の大部分が森林である範囲を解析範囲とした。

### 2. 解析範囲及び基礎資料

積雪深分布と地形との解析範囲は、図-1 に赤枠で示した定山溪ダム流域の南～南西向き斜面とした。標高帯は 380 m～1100 m、面積は 67 km<sup>2</sup> である。航空レーザ測量は、無積雪期 (2010 年 6 月 6 日～12 日) と積雪期 (2010 年 4 月 8 日) に実施し、二時期の測量の標高差を積雪深とした。解析範囲には、テレメータで積雪深を自動観測している春香山地点が含まれているため、航空レーザ測量日の積雪深を比較すると、テレメータで観測した積雪深 2.18 m に対し、航空レーザ測量より求めた積雪深は 2.13 m であった。航空レーザ測量データの水平解像度は 5m である。なお、植生は環境省が公開している自然環境保全基礎調査の結果を用い、図-1 に示すように 9 分類した。解析範囲の土地利用は 86 % が森林である。

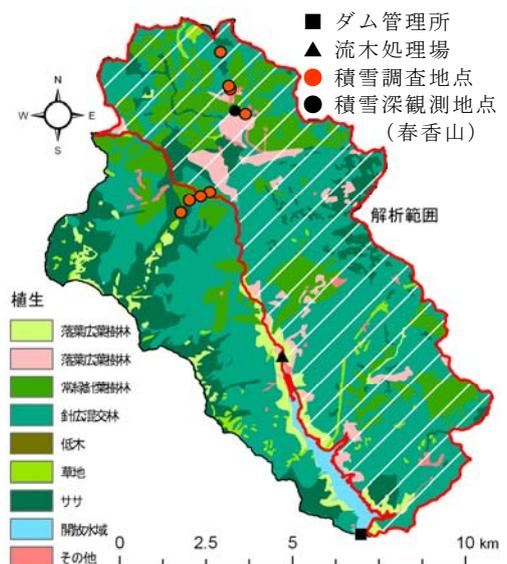


図-1 解析対象ダム流域

### 3. 積雪深と地形の関係

航空レーザ測量で得られたデータは約 250 万個あり、そのままでは積雪深と地形との関係を捉え

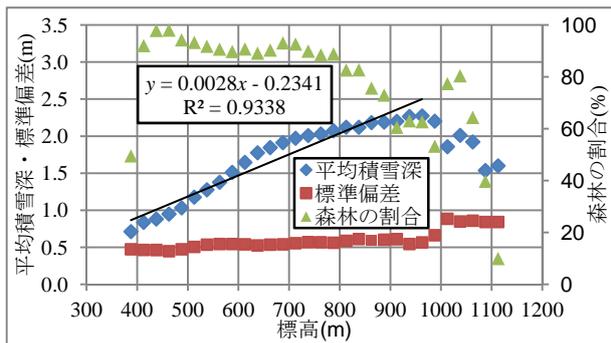


図-2 標高と積雪深の関係

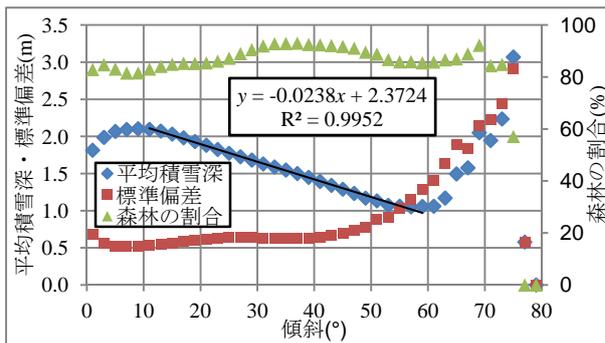


図-3 傾斜と積雪深の関係

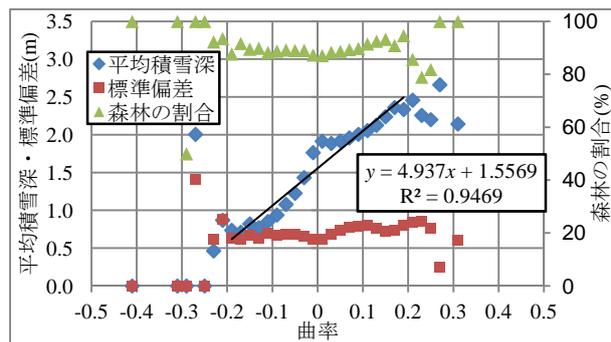


図-4 曲率と積雪深の関係

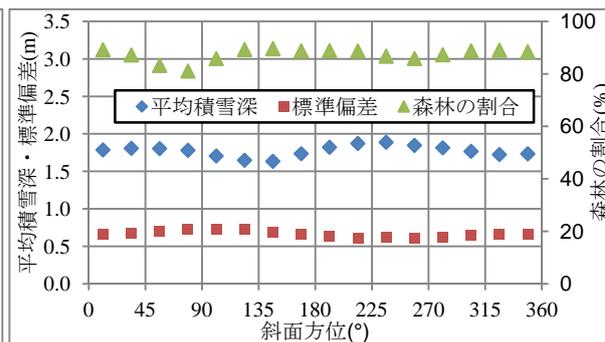


図-5 斜面方位と積雪深の関係

ることが困難である．このため、標高を 25 m、傾斜を 2°、曲率を 0.02、斜面方位を 16 方位に区分して、区分した範囲の平均積雪深と地形との関係を考察する．

はじめに、図-2 に示した積雪深と標高の関係を見ると、積雪深がピークになる 975 m まで、標高の増加とともに積雪深は高い相関で線形に増加しており、既往研究と傾向が一致している (例えば山田ら<sup>1)</sup>)．次に、積雪深と傾斜の関係を示した図-3 を見ると、傾斜が 10°～60°の範囲では、傾斜の増加とともに積雪深は高い相関で線形に減少している．続いて、図-4 に積雪深と曲率の関係を示すが、曲率は負の値が凸地形、正の値が凹地形を表す．図より曲率が-0.2～0.2 の範囲で、曲率が増加するとともに高い相関で積雪深が線形に増加している．ここまでに述べた線形の関係が見られた範囲は、いずれも森林の割合が概ね 80 % 以上であり、積雪深の標準偏差は 0.5～0.8 付近でほぼ一定である．笹ら<sup>2)</sup>は森林に堆雪効果があり、森林内では積雪が安定して堆積することを報告しており、標高、傾斜、曲率と積雪深との間に線形の関係が見られたこと、積雪深の標準偏差が小さくほぼ一定であることは、森林の効果によるものと考えられる．また、北陸地方の立山で行われた航空レーザ測量を基に、本稿と同じく積雪深と地形との関係を分析した花岡ら<sup>3)</sup>の報告と傾向が一致しており、本稿の結果は森林内の積雪深の一般的特徴と考えられる．最後に、図-5 に斜面方位と積雪深の関係を示す．本解析は南～南西向きの斜面を対象としたが、データの水平解像度が 5 m であり、微地形を捉えている．このため、各方位のサンプル数は十分確保されている．図より斜面方位と積雪深、標準偏差、森林の割合の関係を見ると、ほぼ一定であり、これまでに考察した地形因子と比較して、これらの数値の変動が小さいことがわかる．なお、図-2～4 において積雪深と地形との線形関係が見られない範囲、標準偏差が変動している範囲は、風により雪が飛ばされやすい草地やササが多い範囲や航空レーザ測量のサンプル数が少ない範囲である．

### 4. 積雪深分布の簡易推定式

地形因子を考慮して森林内の積雪深分布を簡易に推定する以下の式を提案する.

$$SD = a_1x_{ele} + a_2x_{slo} + a_3x_{cur} + a_4 \cos(x_{asp} - 45) + a_5 \quad (1)$$

ここで,  $SD$ : 積雪深(m),  $x_{ele}$ : 標高(m),  $x_{slo}$ : 傾斜( $^{\circ}$ ),  $x_{cur}$ : 曲率,  $x_{asp}$ : 斜面方位( $^{\circ}$ ),  $a_1 \sim a_5$ : 回帰係数である. 右辺の前半 3 項は, 積雪深と標高, 傾斜, 曲率との線形の関係それぞれ表現した. また, 他の因子と比較して寄与は小さいと考えられるが, 右辺第 4 項は, 熱負荷の影響を受け, 積雪深が斜面方位に対して周期性を持つこと<sup>4)</sup>を表現した.

式(1)について回帰分析を行った結果を表-1 に示す. 回帰係数は, 残差平方和が最小となるように決定した. 比較のため, 積雪深と標高との線形関係のみを考慮した場合の結果を併せて示す. 図-6 及び図-7 に地形 4 因子を考慮した方法, 標高のみを考慮した方法で推定した積雪深分布をそれぞれ示す. 図中の線は等高線である. 推定に用いて地形メッシュの大きさは 5 m である. 図を比較すると, 標高のみ考慮した場合は, 積雪深分布が等高線とほぼ同一となったのに対し, 地形 4 因子を考慮した場合は傾斜, 曲率, 斜面方位により積雪深が調整されていることがわかる. 航空レーザ測量より求めた積雪深を真値としてメッシュ毎に積雪深の誤差を求め, RMSE を算出したところ, 地形 4 因子を考慮した場合で 0.51, 標高のみを考慮した場合で 0.57 であった. このことから地形 4 因子を考慮した方の精度が高いことを確認できる. 図-8 は地形 4 因子を考慮した方法で推定した積雪深と航空レーザ測量より求めた積雪深との絶対誤差を示した. 全メッシュの 42 % を誤差  $\pm 25$  cm 以内, 73 % を誤差  $\pm 50$  cm 以内で積雪深を再現できた. また, 積雪深を推定した範囲に含まれる春香山地点の積雪深は, テレメータ観測 2.18 m に対し, 地形 4 因子を考慮した方法で 1.83 m, 標高のみを考慮した方法で 1.36 m であった.

表-1 回帰分析結果

	地形 4 因子 考慮	標高のみ 考慮
$a_1$	0.00248	0.0028
$a_2$	-0.0154	—
$a_3$	7.106	—
$a_4$	-0.0737	—
$a_5$	0.449	-0.234

### 5. 積雪深の頻度分布

鳥谷部ら<sup>5)</sup>は積雪深がほぼ正規分布であることを報告している. そこで, 標高を 100 m に区分し, 積雪深のヒストグラムを描いたのが図-9 である. 紙面が限られている

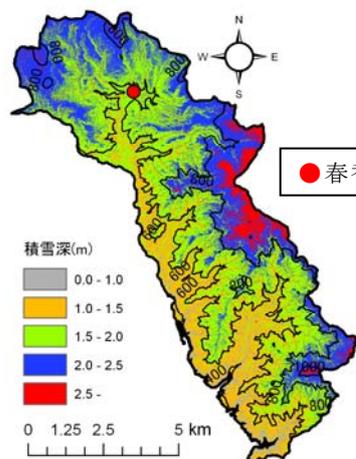


図-6 積雪深の再現結果  
(地形 4 因子考慮)

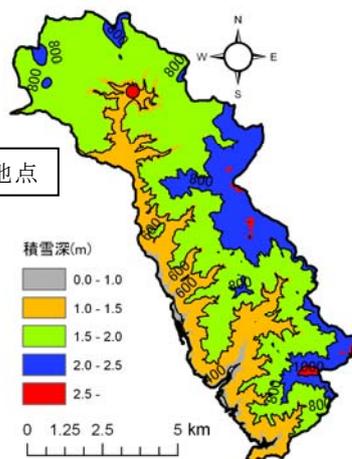


図-7 積雪深の再現結果  
(標高のみ考慮)

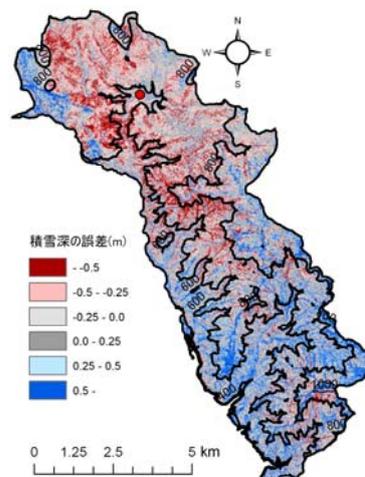


図-8 積雪深の再現誤差

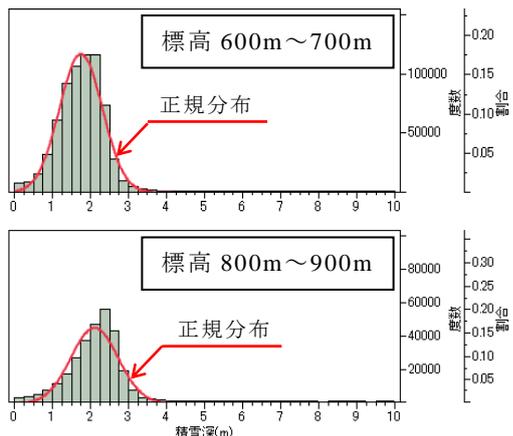


図-9 積雪深の頻度分布

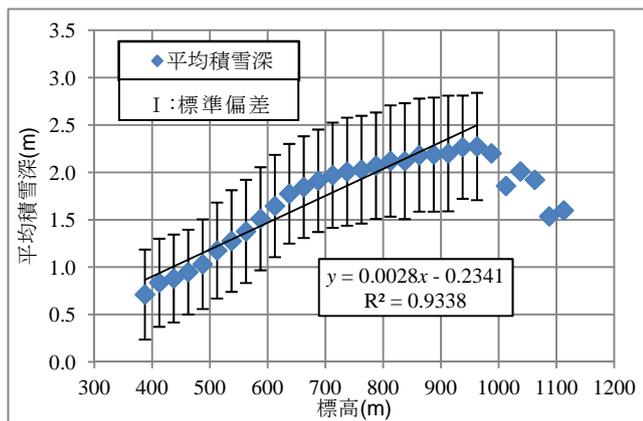


図-10 平均積雪深と標準偏差

ため2つの標高帯のみ示すが、ほぼ正規分布であることがわかる。

解析範囲の積雪の総量（メッシュの積雪深×面積の合計値）を算出すると、航空レーザ測量で  $119 \times 10^6$  m に対し、地形4因子を考慮した場合が  $120 \times 10^6$  m、標高のみを考慮した場合が  $113 \times 10^6$  m となった。標高のみを考慮した場合でも精度良く積雪の総量を推定できているが、これは積雪深が正規分布であり、標高との関係が図-10のようになることが要因と考えられる。つまり、限られた地点の積雪深しか調査できない場合でも、平均積雪深が得られる調査点を複数選定できれば、積雪の総量は標高を考慮するだけで良い精度で推定できることを示している。

## 6. まとめ

- 1) 二時期の航空レーザ測量より求めた積雪深の空間分布と、標高、傾斜、曲率、斜面方位との関係进行分析し、森林内における積雪深は標高に加えて、傾斜及び曲率との線形の関係があることを示した。
- 2) 積雪深との関係を考察した結果から、標高、傾斜、曲率、斜面方位を考慮して森林内の積雪深を推定する簡易式を示した。この式を用いると、標高のみを考慮した場合と比較して、精度良く積雪深を再現できることがわかった。
- 3) 広い範囲の積雪の総量を推定する場合、平均積雪深が得られる調査点を複数選定できれば、標高を考慮するだけで良い精度で推定できることを示した。

## 【参考・引用文献】

- 1) 山田知充, 西村寛, 水津重雄, 若浜五郎 : 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**, pp1-12, 1978.
- 2) 笹賀一郎, 藤原滉一郎, 佐藤冬樹 : 森林の強風地における堆雪効果, *北海道大学農学部演習林研究報告*, **46(4)**, pp801-828, 1989.
- 3) 花岡正明, 本間信一, 渡正昭, 飯田肇 : レーザ計測を用いた積雪深分布解析, *平成19年度砂防学会研究発表会概要集*, pp524-525, 2007.
- 4) 西原照雅, 中津川誠 : 斜面方位を考慮した積雪最盛期におけるダム流域の積雪包蔵水量の推定, *土木学会論文集B1(水工学)*, **Vol.68 No.4**, I\_337-I\_342, 2012.
- 5) 鳥谷部寿人, 中津川誠 : 高解像度DEMの積雪分布を用いたダム流域の積雪水量の推定の試み, *水工学論文集*, **第55巻**, pp421-426, 2011.

# ガス吸着法による積雪比表面積測定装置の開発

## Development of the device for measuring snow specific surface area by gas adsorption

八久保晶弘 (北見工業大学), 山口悟 (防災科学技術研究所),  
谷川朋範, 堀雅裕 (宇宙航空研究開発機構), 杉浦幸之助 (海洋研究開発機構),  
庭野匡思, 朽木勝幸, 青木輝夫 (気象研究所)

Akihiro Hachikubo, Satoru Yamaguchi, Tomonori Tanikawa, Masahiro Hori,  
Konosuke Sugiura, Masashi Niwano, Katsuyuki Kuchiki, Teruo Aoki

### 1. はじめに

温暖化の影響を受けやすいとされる雪氷圏において, 積雪アルベドは地表面への入力エネルギーを決定する重要な項目の一つである. 特に, 近赤外領域の積雪アルベドは積雪粒径や粒子の形状 (雪質) に大きく依存する<sup>1)</sup>. ところが, 野外での積雪粒径測定は未だ目視による記録が主体であり, 雪質の判定とともに「測定者に依存しやすい」測定項目である. そもそも, 粒径測定の際には積雪層を破壊して粒子を採取している. また, 大粒のざらめ雪や鉛直方向に連結したしもざらめ雪のどの大きさを積雪粒径の代表的スケールとするのか, 明瞭に定義されていない. 我々の研究グループでは, 樹枝状六花の結晶の枝の幅や厚み, ざらめ雪の単結晶粒, しもざらめ雪の条線の間隔などをスケール付高倍率ルーペで測定し, これを“光学的粒径 (光学的に等価な粒径)”と定義して, データ解釈に利用している<sup>2), 3), 4)</sup>. しかしながら, 目視観察で粒径分布を測定する困難に変わりはない. すなわち, 積雪アルベドをより直接的に表現する積雪物理量と, その革新的な測定方法が要請されている.

近年, 積雪アルベドは積雪の比表面積との相関がよい, との認識が広まりつつある. 積雪比表面積は従来, 片薄片による画像解析<sup>5), 6)</sup>から求められてきたが, 極めて多大な労力を要する. X線CTやMRIなどの3次元可視化による方法も考えられるが, 測定装置は比較的大型であることや, 解像度の低さなどに難点がある. 一方, 表面にガス分子を吸着させ, その吸着量を測定する方法は, 多孔質体の表面積を測定する手法として広く用いられている. 吸着質にメタンを用いたBET吸着法<sup>7)</sup>は, 比較的容易に積雪比表面積を求められるものの, 測定システムは室内実験がベースとなっており, 現段階では野外観測で用いることは困難である. 本研究では, Legagneuxら<sup>7)</sup>が確立したBET吸着法による積雪比表面積測定法について追実験を行ない, 野外観測で利用可能な, 電源がなく補給等の限られた条件下でも運用できるガス吸着式積雪比表面積測定装置について検討を行なった.

### 2. 測定原理および吸着ガスの選定

非多孔性の固体表面では多分子層吸着が起こり, II型の吸着等温線 (ある温度における, 飽和蒸気圧で規格化された吸着ガスの相対圧と吸着量との関係) となる<sup>8)</sup>. この場合, BET吸着理論<sup>9)</sup>を適用して吸着等温線データからBETプロットを求め, 単分子層吸着量および吸着熱を推定することができる. 固体表面における吸着ガスの分子占有面積は文献で知られており<sup>8)</sup>, 単分子吸着量・分子占有面積・試料質量を用いて単位質量あたりの比表面積[ $\text{cm}^2 \text{g}^{-1}$ ]が計算できる.

積雪比表面積はおおむね 100 ~2000 [cm<sup>2</sup> g<sup>-1</sup>]のオーダーであるため、ガス吸着法で一般に用いられる窒素(液体窒素温度における蒸気圧が大気圧, 10<sup>5</sup> Pa)では、吸着による圧力低下が相対的に小さく、これを読み取ることは極めて困難である。そこで、比表面積の小さな物質の場合には、感度向上のために蒸気圧の低いガス(例えばノルマルブタンやクリプトンなど)が用いられる。液体窒素温度におけるメタンの飽和蒸気圧(1294 Pa)は大気圧と比較して約 2 桁小さく、Legagneux ら<sup>7)</sup>はメタンを吸着ガスとして利用することにより、BET 吸着法で積雪比表面積の測定に成功している。

元来、比表面積測定法は化学分野の実験室内で行なわれてきたものであり、ガラスラインで構築された測定系は野外測定に到底向いていない。特に、寒剤としての液体窒素の利用は、野外での輸送・調達・保存の観点から避けるべきと考え、本研究では氷の融点以下で測定中の温度を一定に保つ手段として、塩化ナトリウムと氷(H<sub>2</sub>O)との共晶点-21.2℃の利用を検討した。野外では積雪がふんだんにあり、デュワー瓶内で雪と塩を混ぜれば容易に実現可能であることがその理由である。この温度における飽和蒸気圧が 10<sup>3</sup> Pa 程度の吸着ガスを調べたところ、アルカン炭化水素ではノルマルヘキサンが 1729 Pa で妥当と考えられた。本報告では、メタンおよびノルマルヘキサンを吸着質として用いることにした。なお、寒剤に関しては、測定時間の間だけ積雪を変質させずに温度を一定に保つことができればよい。塩化ナトリウムの純度は実験結果に影響せず、入手の容易な食塩で問題はないため、野外調査用途に適する。

### 3. 測定装置および測定方法

装置の基幹部分は Legagneux らの装置を参考に製作し、壊れやすいガラス製品の使用を避け、Swagelok 製品を主体としたオールステンレス製のシステムとした。図-1 に装置の概略図を示す。圧力計は MKS Baratron 製 112A 型ないし 722B 型(それぞれフルスケール 13.3 kPa および 1.33 kPa)を用いた。サンプル容器は容積 20mL の耐圧容器であり、メタンの場合は液体窒素温度、ノルマルヘキサンの場合は-21.2℃に保持した。一方、ガス溜めとして利用するリザーバ容器も同程度の容量とし、急激な温度変化を避け、常温で保持した。

まず、リザーバ容器にヘリウムを導入し、圧力測定後、サンプル容器のバルブを開放し、積雪の空隙部分にヘリウムを導入する。ヘリウムは吸着しないため、圧力変化から積雪の空隙体積が求められる。次に、ヘリウムを真空排気し、リザーバ容器に吸着ガスを導入し、ヘリウムと同様の手順を行なう。吸着ガスはその圧力に応じて氷表面にいくらか吸着するため、ヘリウムの時よりも圧力が低下する。少しずつ吸着ガスを導入しては吸着させることを繰り返し、吸着ガスの圧力と吸着量の関係(吸着等温線)を求める。なお、測定中の最大圧力は 1000 Pa 程度であり、ガスは理想気体であ

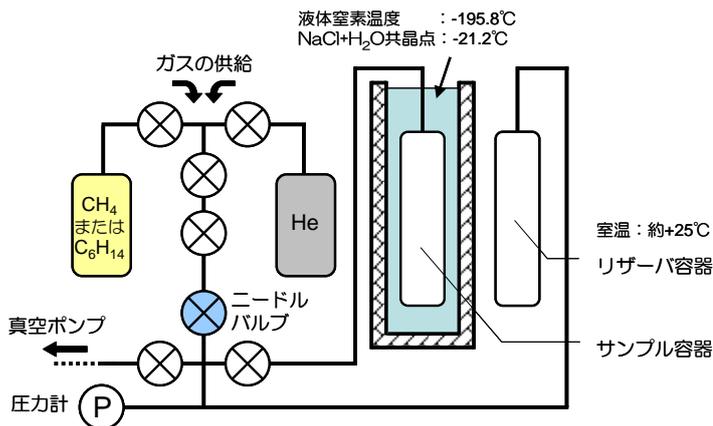


図-1 積雪比表面積測定装置の概略図

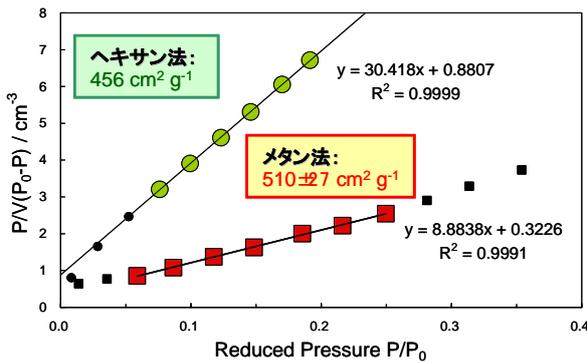


図-2 積雪試料の BET プロット

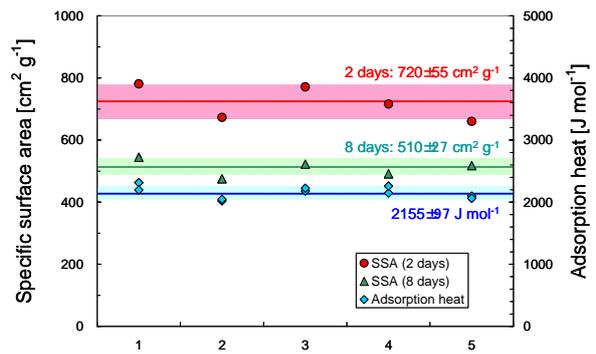


図-3 積雪試料の比表面積 SSA と吸着熱

ると仮定して計算を行なった。

吸着等温線から得られる BET プロット<sup>8), 9)</sup>では, 当該温度の吸着ガス飽和蒸気圧の約 1-2 割の領域で直線関係が現れる. この直線部分の傾きと切片から単分子吸着量と吸着熱を求め, 分子占有面積と試料質量を用いて比表面積に換算した。

#### 4. 測定結果

使用した積雪試料は 2012 年 2 月 26 日に北見工大敷地内で採取された積雪表層 (新雪・こしまり) である. 積雪試料は -18℃ の低温室内で保管され, 2 日後および 8 日後に低温室内で試料を採取し, 比表面積の測定を実施した. 図-2 は 8 日後の試料の BET プロットで, ヘキサン法は 1 例, メタン法は同一試料に関する測定 5 例のうちの 1 例を示した. それぞれで使用した寒剤温度における吸着ガス飽和蒸気圧の約 1-2 割の範囲内で直線関係が得られている. メタン法と比較して, ヘキサン法では比表面積計算値がやや小さいが, 試料の不均一性によるものなのか, あるいは吸着ガス固有の問題なのか, 現段階ではデータが少なく議論できない。

図-3 はメタン法で同一試料を 5 回連続で測定した場合の比表面積と吸着熱のばらつきを示したグラフである. 測定回数は少ないものの, 比表面積および吸着熱のばらつきはそれぞれ ±1 割以内, ±5% 程度に収まり, Legagneux ら<sup>7)</sup>の比表面積の再現性 6%・確度 12% と同程度であった. また, 約 1 週間の積雪試料保存中の変態過程による比表面積の低下がみられた. メタンの吸着熱は 2155 ± 97 [J mol<sup>-1</sup>] であり, Legagneux ら<sup>7)</sup>の 2240 ± 200 [J mol<sup>-1</sup>] とおおむね一致した。

#### 5. 考察およびまとめ

我々の製作した積雪比表面積測定装置はおおむねうまく測定できていると言える. ヘキサン法の導入によって (寒剤としての) 液体窒素利用の問題が回避されれば, 真空ポンプ (到達圧力 1 Pa 以下) 作動に必要な 200W 程度の電源の調達, 野外観測仕様開発の最大の課題となる. あるいは, 試料容器を多数準備し, 調査現場では試料採取および大型保冷容器 (ドライシッパーと呼ばれる, 航空機で運搬可能な液体窒素温度保存容器など) での冷却保存を行ない, これを電源のあるベースキャンプに持ち帰って比表面積を測定する, などの運用上の工夫も必要だろう. また, メタンやヘキサンは可燃性ガスであり, 吸着ガスの航空機等による輸送に関して大きな障害である. メタンの代用ガスとして, クリプトン (液体窒素温度における蒸気圧が 237 Pa) が挙げられる. 吸着ガスとしては単原子分子であり理想的だが, 蒸気圧が低いためにより

精密な測定が必要となる。なお、 $-21.2^{\circ}\text{C}$ で使用可能かつ適当な蒸気圧を有するガスは未だみつかっていない。ハロメタンに分類されるものでは、四塩化炭素やジクロロメタンが候補となるが、劇物ないし発がん性の疑われる物質である。

測定装置そのものに関しても、いくつかの解決すべき問題が残る。(1)ヘキサン法の $-21.2^{\circ}\text{C}$ では氷の昇華圧(約 93 Pa)を無視できず、氷の昇華過程とヘキサンの吸着過程が互いに独立している(すなわち、圧力測定値から氷の昇華圧を単純に差し引く)と仮定してよいかどうか、理論的検討が必要である。(2)ヘキサンはバルブ等で使用する真空グリスに溶解込み、真空時に脱ガスして測定値に影響を与えるため、グリスレスバルブが必須となる。(3)測定精度に大きく影響する、測定中の実験系の恒温管理に工夫が必要である。

## 謝辞

実験を進めるにあたり、北見工業大学マテリアル工学科の坂上寛敏氏には BET 吸着法に関する技術面での助言をいただいた。また、北海道大学低温科学研究所技術部の藤田和之氏には比表面積測定装置専用のサンプル容器と積雪サンプラーを製作していただいた。本研究は科研費(基盤研究 S:23221004)の助成を受け、平成 23 年度北海道大学低温科学研究所共同研究(「積雪変質・アルベド過程モデル開発のための積雪物理量及び熱収支に関する観測的研究」、代表者:青木輝夫)の一部として実施された。

## 【参考・引用文献】

- 1) Tanikawa, T., Aoki, T., Hori, M., Hachikubo, A., Abe, O. and Aniya, M., 2006: Monte Carlo simulations of spectral albedo for artificial snowpacks composed of spherical and non-spherical particles. *Appl. Opt.*, **45**(21), 5310-5319.
- 2) Aoki, T., Hachikubo, A. and Hori, M., 2003: Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos. *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 4616, doi:10.1029/2003JD003506.
- 3) Hori, M., Aoki, T., Tanikawa, T., Motoyoshi, H., Hachikubo, A., Sugiura, K., Yasunari, T. J., Eide, H., Storvold, R., Nakajima Y. and Takahashi, F., 2006: In-situ measured spectral directional emissivity of snow and ice in the 8-14  $\mu\text{m}$  atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, **100**(4), 486-502.
- 4) Aoki, T., Hori, M., Motoyoshi, H., Tanikawa, T., Hachikubo, A., Sugiura, K., Yasunari, T. J., Storvold, R., Eide, A., Stamnes, K., Li, W., Nieke, J., Nakajima, Y. and Takahashi, F., 2007: ADEOS-II/GLI snow/ice products – Part II: Validation results using GLI and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, **111**, 274-290.
- 5) 成田英器, 1969: 積雪の比表面積の測定 I. 低温科学, 物理篇, **27**, 77-86.
- 6) 成田英器, 1971: 積雪の比表面積の測定 II. 低温科学, 物理篇, **29**, 69-79.
- 7) Legagneux, L., Carbanes, A. and Dominé, F., 2002: Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K. *J. Geophys. Res.*, **107**(D17), 4335, doi:10.1029/2001JD001016.
- 8) 近藤精一, 石川達雄, 安部郁夫, 2001: 吸着の科学 第 2 版. 丸善, 東京, 223pp.
- 9) Brunauer, S., Emmet, P. H. and Teller, E., 1938: Adsorption of gases in multimolecular layers. *J. Am. Chem. Soc.*, **60**, 309-319.

## 陸別町におけるしもざらめ雪の密度と剪断強度の関係について

## Relationships between Density of Depth Hoar and Shear Frame Index in Rikubetsu-town

横山博之((独)土木研究所寒地土木研究所・北見工業大学大学院), 日下稜, 高橋修平,  
柴田啓貴, ヌアスムグリ・アリマス, 佐々木孝(北見工業大学大学院),  
若林剛(清水建設(株)・元北見工業大学大学院)

Hiroyuki Yokoyama, Ryou Kusaka, Shuhei Takahashi, Hirotaka Shibata,  
Alimasi Nuerasimuguli, Takashi Sasaki, Tuyoshi Wakabayashi

### 1. はじめに

道路雪崩の予防や雪崩発生後の交通止め解除時期の目安には、積雪の安定度(SI)の把握が有効である。ここで、SI算出に必要な積雪の剪断強度(SFI)測定は時間が掛かるため道路の維持現場ではあまり行われていないが、雪密度から積雪の剪断強度を推定できれば、短時間で積雪の安定度把握が可能になる。ここで、雪密度の測定では一般に密度サンプラーで雪を採取し、上皿電子秤でその重量を測定する方法が用いられるが、弱層雪崩の原因であることが多いしもざらめ雪では、蓋を外した時にサンプラー内の雪がこぼれてしまうことがあり測定が難しい。一方、(独)土木研究所寒地土木研究所が開発した簡易雪密度測定器(特許第4803561号)は、サンプラー内に雪を入れた状態で容器毎雪密度を計測するように設計されているため、しもざらめ雪のような粒子間結合力の小さい雪質の密度測定に適している。本研究では北海道で最も気温の低い町の1つとして知られる陸別町で、簡易雪密度測定器の厳寒地での適用性試験を兼ね、平成24年1月下旬に観測を行い、弱層雪崩の弱層面に多い、しもざらめ雪・こしもざらめ雪の密度と剪断強度の関係式を求めたので報告する。

### 2. しもざらめ雪について

#### 2-1 しもざらめ雪の定義

日本雪氷学会(1998)の積雪分類案<sup>1)</sup>では、「しもざらめ雪とは、骸晶(コップ状)の粒からなる。大きな温度勾配の作用により、元の雪粒が霜に置き換わったもの」とされている。

#### 2-2 しもざらめ雪のできかた

しもざらめ雪のできかたには2つのケースがある。一つ目は日中に温度が上がって溶けかかった雪が夜間の放射冷却で凍結して生じるケースで、積雪内の弱層と呼ばれる、厚さ2~3mmから1cm前後のしもざらめ層がこれに該当する。

二つ目は寒冷地・高地の積雪内部で起こるケースで、そのできかたは、秋田谷(1965)の研究<sup>2)</sup>によれば、「積雪の中の上下に向いあった雪粒の間に温度差ができ、下方にある温度の高い雪粒の上面の氷が昇華蒸発し、上にある温度の低い雪粒の下面に凝結して霜の結晶を作る。高い平均雪温と大きな温度勾配のもとでは、このような昇華蒸発・凝結が盛んに行われ積雪内に新たな霜の結晶が発生する。」とされる。陸別町で観測したしもざらめ雪は二つめのケースで、層厚が5~10cm以上と厚いことが特徴である。

### 3. 簡易雪密度測定器

#### 3-1 簡易雪密度測定器の概要

積雪観測において雪密度の計測は最も基本的かつ重要な計測事項である。雪密度の計測ではふつう容積 100cc の角形密度サンプラー(図-1A:総重量約 300g)で雪を採取し、上皿電子秤でサンプラー内の雪の重量を計測する方法が採られる。ところがこの方法では、重く(約 1,000g)、かさばる台秤を現場へ持ち運ぶ必要があり、特に斜面上では、台秤の設置に手間がかかる。一方、簡易雪密度測定器(図-1C)は、秤とサンプラーが一体構造で、手に持ったまま測定でき、総重量が約 200g と軽いため、持ち運びに便利である。その秤部は市販のデジタル計量スプーン(図-1B)を使用し、秤に出る読み値をそのまま重量とするため、秤からの重心位置をオリジナルのスプーンに合わせてある。さらに、傾斜のある斜面上においても容易に水平を取れるよう、秤本体に簡易水準器を装着している(図-1C)。

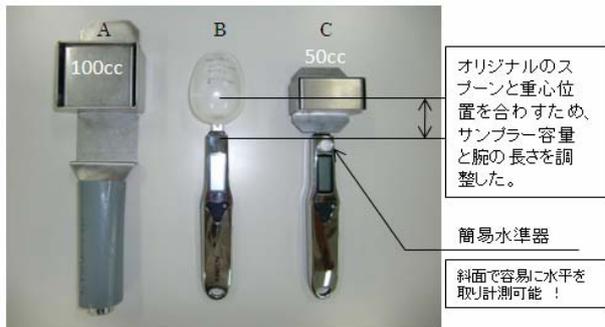


図-1 密度測定器. A:角形密度サンプラー(100cc), B:デジタル計量スプーン, C:簡易雪密度測定器(50cc)

#### 3-2 比較試験結果

図-2 に、2011 年 3 月 23 日に外気温-6.1℃の中山峠で行った 100cc 密度サンプラーを用いた従来型測定方式と、50cc 型簡易雪密度測定器の測定精度の比較図を示す。新雪～しまり雪、ざらめ雪の各雪質において、簡易雪密度測定器で計測した密度は、従来方式とほぼ同じ直線上に位置し、測定値のばらつき量は従来方式と同程度を示している。

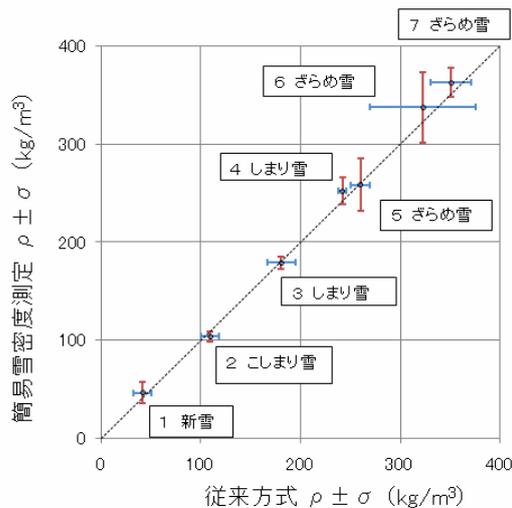


図-2 中山峠における密度測定比較図(平均密度(ρ)±標準偏差(σ))

### 4. 陸別町における積雪の断面観測

#### 4-1 測定日時・場所・測定項目

積雪断面観測は、平成 24 年 1 月 20 日～23 日にかけて、陸別町内の 8 箇所で行った。観測項目は、積雪の断面観測、雪密度・積雪の剪断力(SFI)測定である。なお、こしもざらめ雪はしもざらめ雪に含まれると考えて、密度と剪断強度の関係は求めた。

#### 4-2 雪密度の測定

本研究では、これまで検証していない、こしもざらめ雪・しもざらめ雪の各雪質で、従来方式と簡易雪密度測定器との比較試験を行う予定であった。ところが図-3のように、標準型雪密度サンプラーで、しもざらめ雪を採取し蓋を外すと、サンプラー内の



図-3 標準型密度サンプラーの外枠をはずした直後の状況

雪がこぼれ正確な測定ができなかった。さらにアタッチメントを装着した状態で全体を計測し、補正を試みたが、サンプラーとアタッチメント間の段差部分の雪の量が一定ではなく、補正が困難であった。そこで本研究では、簡易雪密度測定器で測定した雪密度を使用する。なお、雪密度は3~5回測定し、その平均値を計測値とした。

**4-3 積雪の剪断強度 (SFI) の測定**

積雪の剪断強度の測定には、断面積 248cm<sup>2</sup>、重量 262g のステンレス製シアーフレーム試験器と断面積 248 cm<sup>2</sup>、重量 83g のチタン製シアーフレームを使用した。計測には IMADA 社製デジタルフォースゲージ Z 2-500N を用い、3~5 回計測の平均値を測定値とした。松下等(2008)の研究<sup>3)</sup>では、シアーフレーム試験値は試験器の材質・重量により差が出るので、各雪質に適した材質の枠を使うことが望ましいとされる。

本研究ではチタン枠で統一したかったが、表-2 の番号 4 の計測途中でステンレス枠を使用していることに気づいたため、番号 1~4 がステンレス枠、番号 4 の途中~番号 8 がチタン枠での計測である。松下等(2008)の研究では、ステンレス製シアーフレーム試験値をステン SFI、チタン製シアーフレーム試験値をチタン SFI としたとき、ステン SFI × 0.9 = チタン SFI の関係があるとされ、番号 4 の計測では、表-1 のように差が出た。そこで本研究ではステン SFI × 0.9 = チタン SFI とし、チタン SFI を計測値とした。

表-1 ステンレス製シアーフレーム試験値とチタン製シアーフレーム試験値の比較例(表-2 の番号 4 計測)

観測場所	観測日	雪質と粒径 (mm)	密度 (kg/m <sup>3</sup> )	ステンSFI (kN/m <sup>2</sup> )	チタンSFI (kN/m <sup>2</sup> )
トマム中腹	H24.1.21	しもざらめ雪 1~2	230.0	1.012	0.900
トマム中腹	H24.1.21	しもざらめ雪 1~4	199.2	0.840	0.800

**4-4 積雪の断面観測結果と考察**

陸別町で観測された積雪の断面観測結果を表-2 に示す。図-4 に観測番号 2 の積雪断面観測結果を示す。各測定においては、新雪、こしまり雪等の雪質もあるが、表-2 では、こしもざらめ雪・しもざらめ雪に限定した。表中の雪面からの深さは、シアーフレーム試験器の下面および簡易雪密度測定器の中心位置を示す。

表-2 陸別町で観測された積雪の断面観測結果

番号	測定場所	測定年月日	天気	測定前外気温 (°C)	積雪深 (cm)	雪面からの深さ (cm)	雪質と粒径(mm)	記号	雪温 (°C)	密度 (kg/m <sup>3</sup> )	積雪の剪断強度 (チタンSFI) (kN/m <sup>2</sup> )
1	高田牧場	H24.1.20	晴	-4.5	34.5	13	しもざらめ1~2	▲	-7.4	184.0	0.724
						23	しもざらめ1~3	▲	-8.2	216.0	1.004
						27	しもざらめ2~4	▲	-6.9	184.4	0.616
2	一番上の丘	H24.1.21	晴	-11.5	39	5	こしもざらめ1~2	□	-11.6	201.2	0.461
						13	こしもざらめ1~2	□	-9.7	221.2	1.156
						20	しもざらめ1~3	▲	-6.2	251.6	1.904
3	トマム山頂	H24.1.21	晴	-8.1	33	31.5	しもざらめ2~5	▲	-3.0	197.2	1.220
						3.5	こしもざらめ1~2	□	-4.8	132.4	0.187
						8	しもざらめ1~3	▲	-6.6	267.6	1.055
4	トマム中腹	H24.1.21	晴	-8.5	40	15	しもざらめ1~3	▲	-6.4	248.8	0.781
						5	こしもざらめ0.5~1.5	□	-10.0	163.2	0.096
						16.5	しもざらめ1~2	▲	-6.9	230.0	0.900
5	トマム山麓	H24.1.22	雪	-1.6	27	33	しもざらめ1~4	▲	-3.1	199.2	0.800
						11.5	しもざらめ2~6	▲	-5.0	210.8	1.132
						20.5	しもざらめ3~12	▲	-2.6	177.6	1.076
6	陸別峠山頂	H24.1.23	雪	-1.1	50	20	こしもざらめ1~2	□	-4.1	231.2	0.556
						30	こしもざらめ1~2	□	-4.0	259.6	1.184
						40	しもざらめ1~3	▲	-1.5	203.3	1.208
7	東向き斜面	H24.1.23	雪	-2.1	50	26	こしもざらめ1~2	□	-3.9	228.0	0.752
						37	しもざらめ1~3	▲	-4.4	216.7	0.588
						48	しもざらめ2~4	▲	-3.9	202.0	0.472

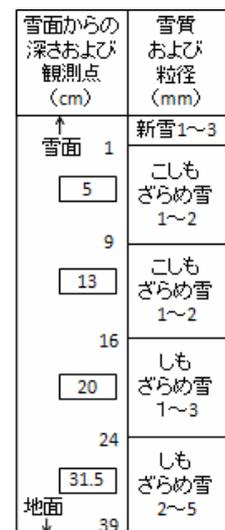


図-4 積雪断面観測例 (番号 2)

本研究で得られたしもざらめ雪・こしもざらめ雪の密度  $\rho$   $\text{kg/m}^3$  と積雪の剪断強度  $\sigma$   $\text{kPa}$  の関係式は式 (1) で表され、その時の相関係数(r)は  $r=0.67$  である.

$$\sigma = 3.00 \times 10^{-7} \times \rho^{2.73} \quad \dots (1)$$

図-5 は、表-2 をグラフ化したものに、山野井等(2002)<sup>4)</sup> のざらめ雪の密度と剪断強度の関係式： $\sigma = 4.97 \times 10^{-7} \times \rho^{2.91}$ (破線)と、カナダの Jamieson 等(2001)<sup>5)</sup> のこしもざらめ～しもざらめ雪の関係式： $\sigma = 18.5 \times (\rho / 917)^{2.11}$  (2点破線)および本研究で得られた相関式(実線)を示したものであり、図-6, 7 は本研究における各雪質の代表例の積雪粒子写真である. 図-5 より、5~10cm 以上の比較的厚い層厚をもつ陸別町におけるしもざらめ雪・こしもざらめ雪の密度と剪断強度の関係式は、カナダの積雪層中の薄い弱層を対象とした研究成果とほぼ一致している. このことから、しもざらめ雪は、地域や層厚が違ってても同一の性質を持つと考えられる.

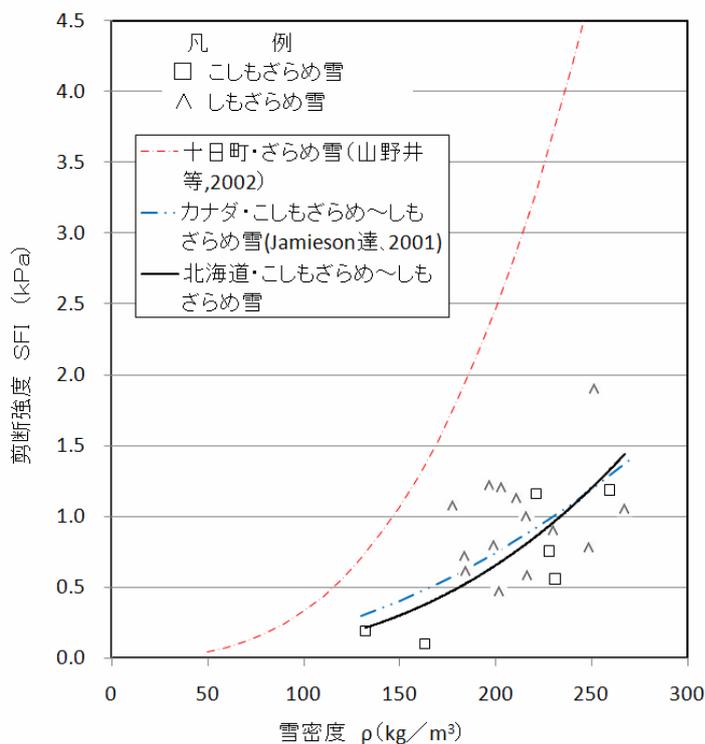


図-5 陸別町におけるしもざらめ雪の密度と剪断強度の関係

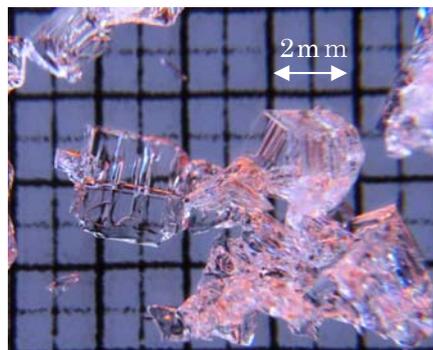


図-6 しもざらめ雪

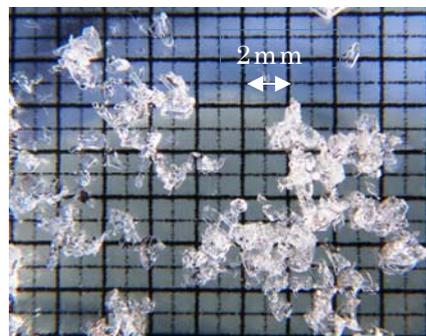


図-7 こしもざらめ雪

## 5. おわりに

弱層雪崩の多くはしもざらめ層で発生し、本研究で雪密度から積雪の剪断強度を推定できることが確認できたので、簡易雪密度測定器により短時間で積雪の安定度把握が可能になる. 50cc 型簡易雪密度測定器のサンプラー厚は3cmなので、今後は弱層用に厚さ1cm程度の簡易雪密度測定器を開発し、積雪安定度の早期把握に努めたい.

### 【参考・引用文献】

- 1) (社)日本雪氷学会(2010):積雪観測ガイドブック,101.
- 2) 秋田谷英次(1965):しもざらめ雪の研究 I,低温科学.物理編, 23,67-74.
- 3) 松下拓樹,他(2008):SFI測定におけるシアーフレーム重量の影響,,雪氷研究大会,137.
- 4) 山野井克己,遠藤八十一(2002):積雪における剪断強度の密度および含水率依存性,雪氷 64,443-451.
- 5) Bruce Jamieson and Colin. D. Johnston (2001): Evaluation of the shear frame test for weak snowpack layers, Annals of Glaciology, 32, 59-69.

## 近年の羊ヶ丘の積雪の特徴

### Character of snowpack in Sapporo Hitsujigaoka in recent years

井上 聡 ((独) 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),  
 廣田知良 ((独) 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),  
 根本 学 ((独) 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),  
 濱寄孝弘 ((独) 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),  
 鮫島良次 (北海道大学大学院農学研究院),  
 大久保晋治郎 ((独) 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, Tomoyoshi Hirota, Manabu Nemoto, Takahiro Hamasaki,  
 Ryoji Sameshima and Shinjiro Ohkubo

#### 1. はじめに

農研機構北海道農業研究センター（以後、北農研）では、前身である農林水産省北海道農業試験場が1966年に札幌市内の琴似から羊ヶ丘へ本場移転して以降、羊ヶ丘において連続して気象観測が行われている<sup>1),2)</sup>。「雪氷」では、雪氷現象の理解や雪氷災害の防止、利雪などの基礎資料として「日本各地における積雪深の変化」と題して、2001年(63巻)から研究機関による積雪深観測データが掲載されている<sup>3),4)</sup>。2003年(65巻)以降は、札幌市の積雪深データとして北農研の9時観測値の推移が毎年掲載<sup>5),6),7),8),9),10),11),12),13)</sup>されており、本稿は、この積雪深データ利用の参考のため、その概要や特徴を紹介する。

#### 2. 観測露場について

北農研気象観測露場は、周囲が農耕地であり、北緯43度0.6分、東経141度24.5分、標高70m、勾配約2.5%の北東向き斜面に位置する(図-1)。南西-北東を長辺とする20m×30mの長方形であり、高さ1.5mのフェンスで囲まれている。中央の8m×8mは水平平坦であり、観測用ポールが設置されている。当初、露場位置は現在地の南東



図-1 気象観測露場の位置  
 写真上部が北(札幌市街地方向)

約 250 m にあり，2000 年まで観測が行われていた．現在地では 2000 年以降，観測が行われている．

### 3. 観測項目について

観測露場センターポールでは，気温，湿度，風向風速，積雪深の各センサーが設置され，観測が行われている．また，降水量（温式雨量計），日射量，日照時間，下向き長波放射，4成分放射収支，地温，土壤水分が観測されている（図-2）．これらの観測値は，時，日，半月，旬，月の統計値として整理・公表されている．積雪深自動観測装置は，レーザー積雪深計が使用され，2000 年から 2010 年までは横河電子 B7605，2010 年からはプリード SHM30 である．



図-2 気象観測露場の様子  
(左奥に札幌ドームが見える)

### 4. 積雪深データについて

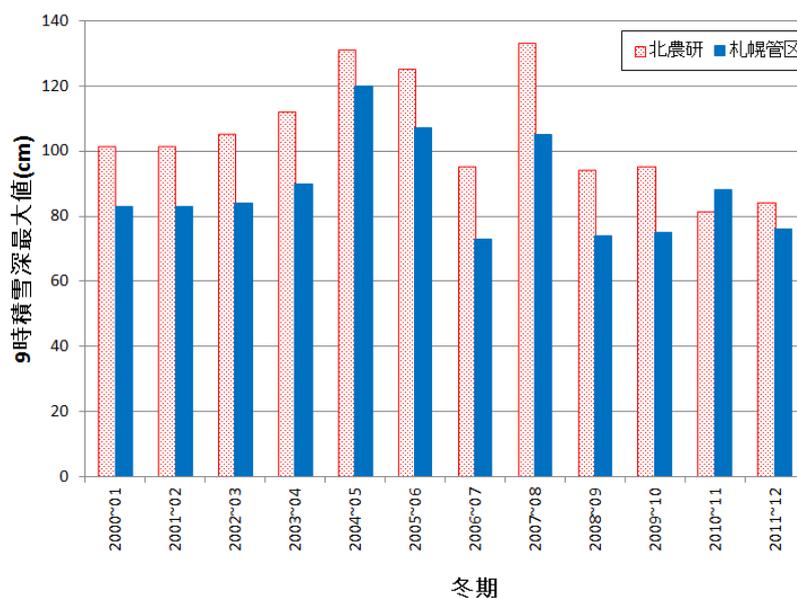


図-3 北農研と札幌管区の 9 時積雪深最大値

「雪氷」には各地の9時積雪深（協定世界時 UTC では0時）の推移が掲載されている。本稿では、同じ札幌市内の北緯43度3.6分、東経141度19.7分、標高17m、露場周囲が市街地である気象庁札幌管区気象台（以下、札幌管区）での観測値と比較した。図-3に近年の9時積雪深の冬期最大値を示す。2010-11冬期を除き、北農研のほうが札幌管区より、平均16.6cm積雪深が多かった。



図-4 消雪日の露場の様子  
(2012年4月13日)

表-1 北農研と札幌管区の消雪日

	北農研	札幌管区
2000~01	2001/4/5	2001/4/1
2001~02	2002/3/27	2002/3/26
2002~03	2003/4/10	2003/4/5
2003~04	2004/3/31	2004/3/29
2004~05	2005/4/16	2005/4/15
2005~06	2006/4/12	2006/4/10
2006~07	2007/4/8	2007/4/3
2007~08	2008/3/27	2008/3/25
2008~09	2009/4/1	2009/3/31
2009~10	2010/4/7	2010/4/4
2010~11	2011/4/8	2011/4/7
2011~12	2012/4/13	2012/4/11

気象庁気象観測指針により、消雪日は積雪深計の出力ではなく、観測露場周辺の地面の半ば以上の雪が消えた日と定義されている。北農研での消雪日の様子 of 2012年の例を図-4に示す。札幌管区と比較すると、全ての年で北農研の消雪日は平均2.4日遅かった（表-1）。この最大積雪深と消雪日の違いの原因は、地理的な降雪量の差、地理的および周辺環境の差による低温<sup>14),15)</sup>に起因する融雪量の差といった複合的要因によると考えられるため、今後の検討課題である。積雪深を含む各種気象データは公開されている。データを使用した発表に際しては、北農研気象観測担当者までご一報いただくと幸いです。本稿は、文部科学省科学研究費補助金22580293の支援を受けました。

## 文献

- 1) 宮田明, 1992: 羊ヶ丘の気象-北海道農業試験場気象観測資料(1966-1990)-, 北海道農業試験場研究資料, **44**, 1-219.
- 2) 広田知良, 1999: 陸面過程の研究に必要な観測フィールド条件とは-札幌市羊ヶ丘でのフィールド環境と研究の紹介を通して-, 気象研究ノート, **195**, 7-11.
- 3) 阿部修・尾関俊浩・小南靖弘・佐藤威・佐藤篤司, 2001: 2001/2002年冬期の日本各地における積雪深の変化, 雪氷, **63**, 437-438.
- 4) 阿部修・尾関俊浩・小南靖弘, 2002: 2001/2002年冬期の日本各地における積雪深の変化, 雪氷, **64**, 316-317.
- 5) 阿部修・尾関俊浩・小南靖弘, 2003: 2002/2003年冬期の日本各地における積雪深の変化, 雪氷, **65**, 352-353.
- 6) 阿部修・尾関俊浩・小南靖弘, 2004: 2003/2004年冬期の日本各地における積雪深の変化, 雪氷, **66**, 433-434.

- 7) 小南靖弘・阿部修・尾関俊浩, 2005: 2004/2005 年冬期の日本各地における積雪深の変化, *雪氷*, **67**, 433-434.
- 8) 小南靖弘・阿部修・尾関俊浩・山口悟・広田知良, 2006: 2005/2006 年冬期の日本各地における積雪深の変化, *雪氷*, **68**, 356-357.
- 9) 小南靖弘・阿部修・尾関俊浩・山口悟・広田知良, 2007: 2006/2007 年冬期の日本各地における積雪深の変化, *雪氷*, **69**, 557-558.
- 10) 山口悟・小南靖弘・広田知良・阿部修, 2008: 2007/2008 年冬期の日本各地における積雪深の変化, *雪氷*, **70**, 456-457.
- 11) 山口悟・小南靖弘・広田知良・阿部修, 2009: 2008/2009 年冬期の日本各地における積雪深の変化, *雪氷*, **71**, 297-298.
- 12) 山口悟・井上聡・小南靖弘・阿部修, 2010: 2009/2010 年冬期の日本各地における積雪深の変化, *雪氷*, **72**, 287-288.
- 13) 山口悟・井上聡・小南靖弘・小杉健二, 2011: 2010/2011 年冬期の日本各地における積雪深の変化, *雪氷*, **73**, 247-248.
- 14) 鮫島良次・廣田知良・濱寄孝弘・鈴木伸治, 2007: 北海道農業研究センターにおける 1966 年から 2005 年までの 40 年間の気温の長期傾向, *農業気象*, **63**, 95-102.
- 15) Ryoji Sameshima, Tomoyoshi Hirota, Takahiro Hamasaki, Kunihiro Kato and Yuki Yoshi Iwata, 2009: Meteorological Observation System at the National Agricultural Research Center for Hokkaido Region since 1966, *Miscellaneous Publication of the National Agricultural Research Center for Hokkaido Region*, **67**, 1-8.

## 風洞型表面霜作製装置の開発

### Development of a surface hoar crystal production system using circuit wind tunnel

津田将史 (北海道教育大学大学院 札幌・岩見沢校), 尾関俊浩 (北海道教育大学 札幌校)

Masashi Tsuda, Toshihiro Ozeki

#### 1. はじめに

表面霜とは、晴れた日の夜間、積雪が放射冷却し、空気中の水蒸気が積雪表面に昇華凝結して生成された霜結晶のことである。結晶生成後の降雪により、積雪中に埋没した表面霜の層は力学的に弱く、表層雪崩の原因となる。このため、表面霜に関する研究はこれまで数多くなされておき、特に表面霜結晶の生成に関わる気象条件の研究は、今日においても積雪物性の主要テーマとして取り上げられている。しかし、表面霜は雪面の放射冷却・温度・風速という気象条件に起因するため<sup>1)2)</sup>、肉眼で観察されるような結晶は頻繁には生成されず、その定量的な研究は多くはなされていない。特に、温度・湿度・風速と結晶形の関係や、結晶の大きさ・面密度(単位面積当たりの結晶本数)・結晶方向と剪断強度との関係は研究が進んでいない。

人工雪作製実験において、中谷は装置を対流型にすることで水蒸気を供給し<sup>3)</sup>、小林は拡散的に水蒸気供給を行った<sup>4)</sup>。本研究では、これらの人工雪作製装置を参考にし、さらに、これまでに報告された表面霜生成に関わる気象条件の報告を基に水蒸気供給方法を移流型として表面霜の結晶作製装置の開発を行った。本稿では開発された装置と本装置を用いて作製された表面霜結晶の例を述べる。

#### 2. 実験装置

##### 2. 1. 表面霜の生成条件

表面霜の生成機構に関する研究はいくつかある。Hachikubo (1998) は野外観測により、放射冷却 ( $-60 \text{ Wm}^{-2}$  以下)、風速 ( $2\sim 3 \text{ ms}^{-1}$ )、湿度 (90 %以上) の条件で良く生成することを示した。また、数値解析により、相対湿度が 80 %以上では風速に比例して雪面に対する水蒸気凝結量は上昇し、80 %以下では水蒸気凝結量を最大とさせる適切な風速があると結論付け、結晶生成に対する風速の重要性を示した<sup>1)</sup>。A.E.Slaughter et al. (2011) は 3 冬季における表面霜が生成された 35 例の統計から、表面霜の生成は相対湿度、雪面温度、雪面と空気の温度差、風速、長波放射(下向き)に依存することを示した<sup>2)</sup>。

##### 2. 2. 装置の仕組み

表面霜の生成条件を基に装置の開発を行った。図-1 に実験装置の概略図を示す。装置は断熱材とアルミ製のダクトで回流式に作製され、大きさ(外寸)は縦 30 cm、横 90 cm、奥 30 cm であり、低温室内に設置される。

計測域の温度を制御するにあたり、低温室内での放射による雪面の冷却は不可能である。本装置では、金属プレート(アルミ製)の下部に銅管を蛇行させて取り付け、その銅管内に恒温槽で温度管理した冷媒アルコールを循環させることで、雪面を任意の温度に設定可能にした。また、ダクトがアルミ製のため、低温室内の温度によって風洞装置内の温度が制御さ

れる。上述したように表面霜形成に際して風の条件が重要と考えられるため、装置内にファンを設置し、装置の形状を回流式風洞型にすることで風を循環できるシステムとした。風洞内を循環する風はダクト内の氷片上を通過し、装置内の湿度を上昇させる。

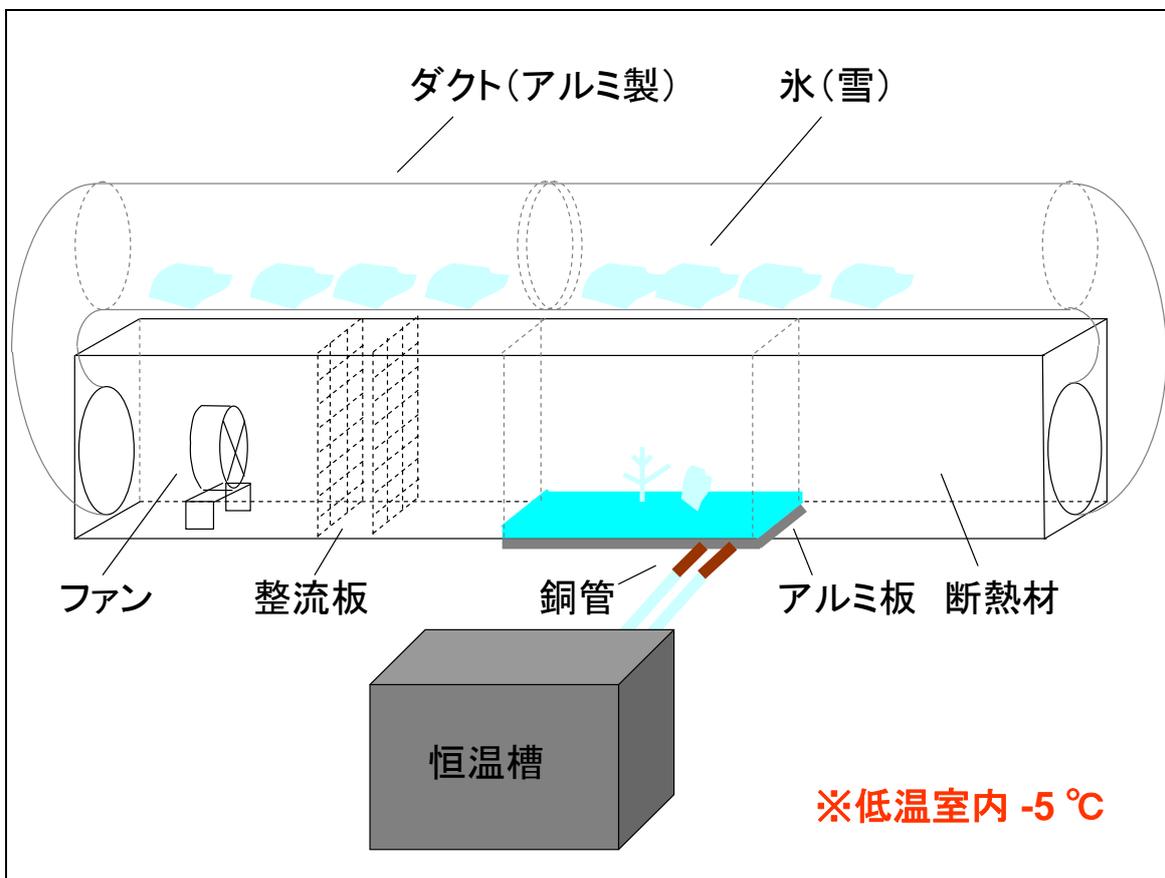


図- 1 装置の概略図

### 2. 3. 雪面（金属板）の冷却

実験開始直後、すなわち、冷媒アルコールが銅管内を循環し始めた直後は、冷却により雪面温度が急激に低下するが、3～5分後には雪面の温度は一定となる。温度変化の時間は冷媒アルコールの温度によって多少異なる。図-2には、装置内が定常状態である実験開始90分後、低温室：-5.0℃，アルコール温度：-25.0℃での装置内の温度の鉛直分布を示す。横軸は雪面からの高さ、縦軸は温度を示している。雪面に近づくほど温度は低下し、大きな温度勾配（ $^{\circ}\text{Ccm}^{-1}$ ）が生じる。この温度勾配が水蒸気輸送の駆動力となる水蒸気圧差を生じさせるため、雪面近傍で冷却された水蒸気は雪面に昇華凝結し、霜結晶が成長する。

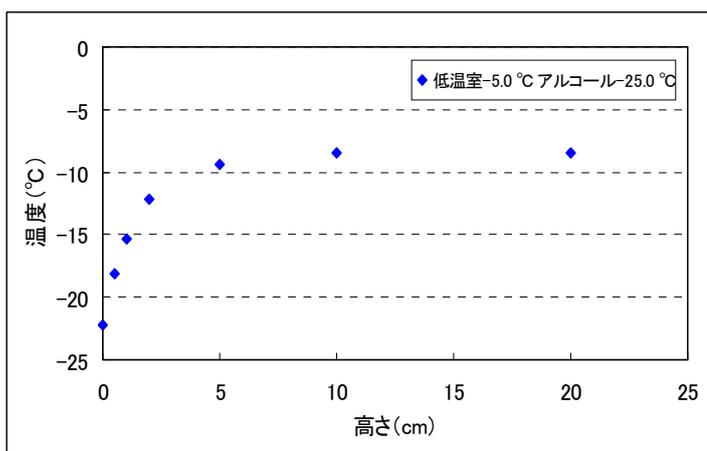


図- 2 装置内の鉛直温度分布

### 3. 実験

#### 3. 1. 実験手順

表面霜を成長させるまでの手順を以下に示す。

- 1) 恒温槽を任意の温度に設定し、アルコールを冷却する。
- 2) かき氷機で薄く削った氷を、篩い機を用いてアルミ板に薄く敷く (厚さ 3 mm)。
- 3) 装置内にアルミ板を入れ、蓋をする。
- 4) 恒温槽と銅管 (アルミ板の下に配置) をチューブで繋ぎ、恒温槽から冷媒アルコールを循環させる。
- 5) ファンのモーターの電圧を調整し、風速を決定する。実験は 12 時間行う。

#### 3. 2. 実験結果

図-1 の装置を用いて実験を行った結果、自然界で観察されるような表面霜が観察された。図-3 から図-5 には、低温室：-5.0 °C，恒温槽アルコール：-25.0 °C，風速：0.2~1.4 m/s，RH86.3 % (20 cm)，実験時間 12 時間の条件下で生成された結晶を示す。結晶の大きさは 1~3 mm (平均 2 mm)，結晶形は Sector (扇状) で、結晶表面には骸晶模様が観察された。また、雪面温度、つまりは結晶生成温度を変化させることにより、様々な形状の霜結晶が観察された。図-6 から図-8 にその結晶例を示す (格子幅全て 2 mm)。図-6 は低温室：-5.0 °C，恒温槽アルコール：-30.0 °C，図-7 は低温室：-5.0 °C，恒温槽アルコール：-35.0 °C，図-8 は低温室：-5.0 °C，恒温槽アルコール：-40.0 °C で生成された表面霜結晶である。



図-3 アルミ板に生成された表面霜



図-4 生成された表面霜 (図-3 拡大)

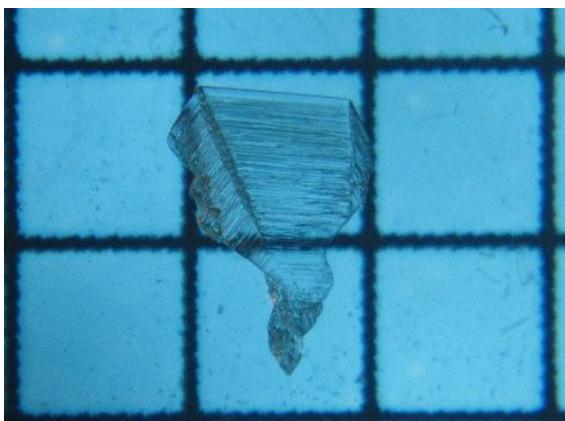


図-5 表面霜結晶 (形状：Sector)

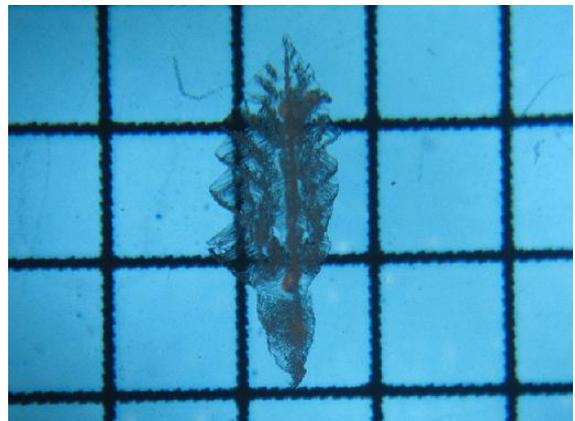


図-6 表面霜  
(形状：Combination of column and plane)

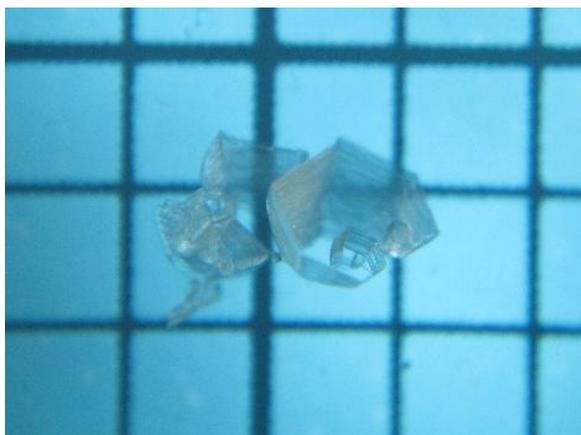


図-7 表面霜 (形状 : Cup)

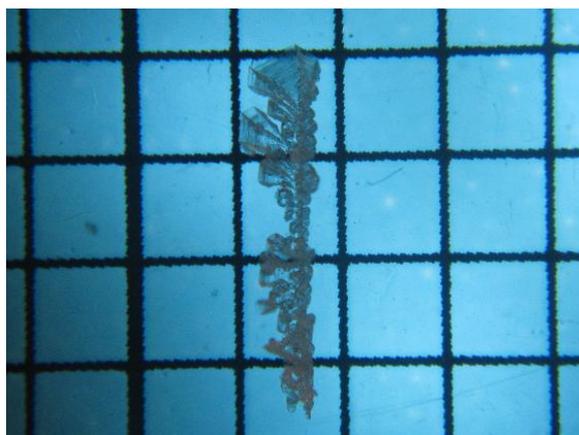


図-8 表面霜  
(形状 : Combination of column and plane)

#### 4. まとめ

本実験装置が開発されたことにより、任意の実験条件で表面霜作製実験が可能となった。条件によっては、自然界で観察されるような結晶が生成された。また、雪面温度の変化とともに結晶形にも変化が見られることから、雪の結晶と同様の温度による結晶習性（晶癖変化）が示唆された。

今後、本装置を用いて上述した項目の調査を目的に表面霜作製実験を行い、表面霜ダイアグラムを完成させたい。生成された結晶試料を用いた剪断強度試験を行い、結晶形・面密度・結晶方向との関係の調査が応用課題として挙げられる。

#### 【参考・引用文献】

- 1) Hachikubo, A1998 : Surface hoar growth on snow. Doctoral Thesis, Hokkaido University, 50pp.
- 2) A.E.Slaugter et al, 2011 : Field investigation of near-surface metamorphism of Snow. *Journal of glaciology 2012* , 57, 441-452.
- 3) 中谷宇吉郎, 1949 : 雪の研究. 岩波書店, 161pp.
- 4) 小林禎作, 1957 : Diffusion Cloud Chamber による雪結晶習性の研究. 低温科学, 物理篇, 16, 1-26.

## 2011/12年の大雪による樹木被害のいろいろ

### Examples of the tree damage by heavy snowfalls in 2011/12 winter and its countermeasures

斎藤新一郎・阿部正明・檜澤 肇 (一般社団法人 北海道開発技術センター)

Shin-ichiro SAITO, Masaaki ABE and Hajime HIZAWA

#### 1. はじめに

去る 2011/12 年の冬には、岩見沢地方は、想定外の大雪に見舞われて、市民生活に大きな障害が生じた。例年の 100cm 前後の積雪深が、42 年ぶりに新記録の 208cm に達し、4 月下旬になってから消雪となった。除雪に追われ、交通が麻痺し、屋根雪の滑落による人身事故が発生し、家屋や農業施設に大きな被害が生じた。

樹木に関しても、屋敷林、庭木、公共緑化樹に、想定外の被害が生じた。幹折れ、枝抜け＋幹裂けがいちじるしかった。単なる積雪の沈降圧害に止まらず、落葉樹類でさえも、冠雪害を受け、曲げられた樹冠が深い積雪に引き込まれ、大被害となった。加えて、除雪という人為が、道沿いの木々の雪害を増大させた。

つまり、例年の積雪深に対応した冬囲いや裾枝打ちでは、今回の大雪に対応できなかったのである。このような稀な大雪に対応するには、より強固な雪囲い、より高い枝打ち、ほかが必要である。

#### 2. 樹木の雪害の諸事例

樹木の雪害は、一般的に、幹と枝関わる——幹曲がり、幹折れ、幹割れ、枝抜け、枝折れである。そして、それらの被害をもたらす営力として、冠雪の重さおよび積雪の沈降圧がある。

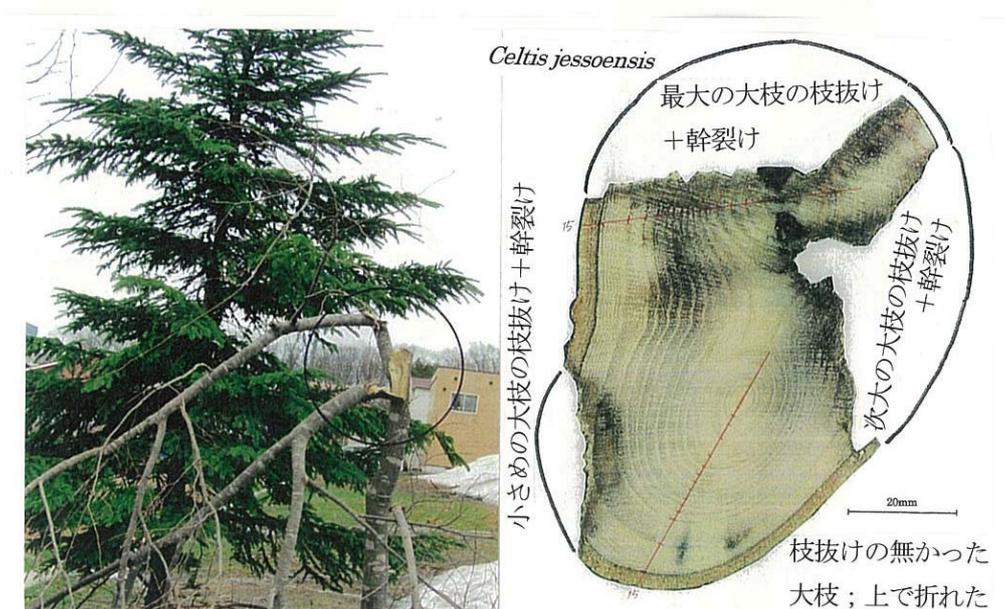


図-1 エゾエノキの大枝の抜け＋幹裂け＋大枝の折れ

左：地上高 1.7 m 付近で被害を受けた 右：幹の横断面枝は道の中心まで達していた

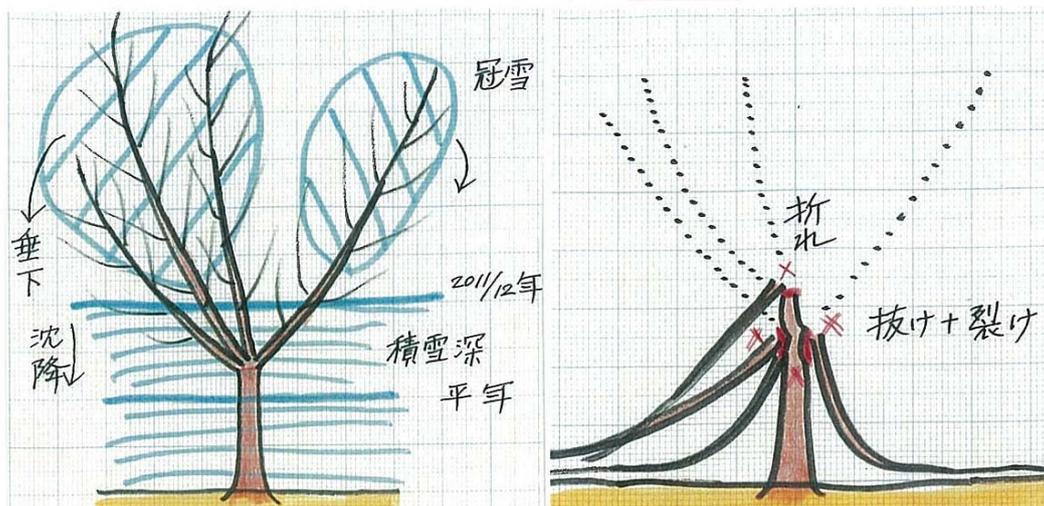


図-2 エゾエノキの雪害——大枝の枝抜け+幹裂けないし大枝の折れ (模式図; 図-1 参照)

例年の積雪深までは、枝抜けに備えて、裾枝打ちが実施されていた

今回の積雪深は、想定外であり、降雪が湿り雪で、落葉した枝枝でも、冠雪が生じて、大枝を垂下させ、高い積雪深に引き込ませ、その沈降圧によって、大枝が抜かれた

傾斜地では、積雪のグライドによって、幹に力が加わり、曲がり、折れ、割れが生じるし、山側の枝が幹から引き抜かれる。平坦地では、下枝が積雪の沈降に引き下げられ、幹から抜けるが、幹も曲げられ、折られるケースが生じる。

今回の大雪による樹木の被害は、想定外の高さにおける大枝抜けおよび大枝折れであった。抜けに止まらず、抜けた枝は、延下して、幹の一部を裂いた。エゾエノキの事例が、図-1 に示される。

この事例では、積雪面より上にあつた、落葉したエゾエノキの枝々が、冠雪を受けて、その重さで、垂下させられ、高い積雪内に引き込まれ、その沈降圧によって、幹から引き抜かれた、と考えられる (図-2)。

次に、双幹のカシワの雪害は、2本の幹の分岐点 (地上高 2.50m) における幹裂けであった。双幹の場合、それぞれの枝張りが片寄るので、大雪では、冠雪重によっても、沈降圧によっても、両開きに裂かれる危険性を、常に伴うからである。この被害木は、幹裂けの下位における輪生枝 (同 2.05m) についても、枝抜けが発生していた (図-3)。なお、それ以下については、裾枝打ちが実施されていて、例年の積雪深では被害が生じていなかった。

さらに、道路防雪林においても、例年にない高い積雪と除雪とから、雪丘が地上高 3~4m に達し、大事な下枝を抜いたり、折ったりした。裾風にとまなう吹雪の侵入防止のために、裾枝打ちは 2m に止めてあつたが、4m まで下枝を失うと、狭い 2 列林で



図-3 双幹のカシワの幹裂け  
伐倒後に横たえてからの写真である  
やや太い方が裂け落ちた

○：輪生枝の枝抜け *Quercus dentata*

は、防風防雪機能の低下を余儀なくされる(図-4)。

### 3. 異常大雪への対策について

以上のような大雪による想定外の雪害を防止するには、どのような対策が効果的であろうか。

異常に高い積雪深に対しては、地上高2mまでの裾枝打ちに止まらず、3~4mまでの下枝打ちが肝要である。そうすることで、大きい沈降圧による雪害を回避しうる。

ただし、高い枝打ちは、幹を太陽に晒すことになるので、針葉樹類では、日焼け・樹皮剥がれの恐れがあり、広陽樹類でも、凍裂の危険性が増す。

双幹ないし複梢の木々では、冠雪に対して、それらを剪定して、1本にし、単幹木に仕立てる必要がある。たとえば、ニオイヒバは、耐雪性に富む樹種であるけれども、複梢木・多幹木になりやすく、湿り雪が降ると、冠雪しやすく、幹裂けしやすい。

ちなみに、林業では、通直な丸太の生産のために、複梢が生じると、剪定ないし断幹して、単幹木に仕立てる。単幹であれば、伸長量も大きくなり、冠雪害を回避できる。

樹種的にも、耐雪性に違いがある。枝が強く、樹冠が広いタイプは、冠雪害を受けやすく、幼木~若木段階においても、沈降圧を受けやすい。マツ属種がその典型である。他方、モミ属種およびトウヒ属種は、比較的、幹に対して枝が細く、樹冠が狭いので、雪害を受けにくい。

なお、自生種でありながら、イチイは、枝張りが広く、幹に対して大枝が太めなので、大雪の年には、雪害を受けやすく、積雪深までの枝が抜かれてしまう。

落葉広葉樹類では、落葉した裸木であっても、枝々が細くて、密に着生するタイプが、冠雪害を受けやすい。他方、オニグルミ、ヤチダモ、ホオノキ、ほかのように、枝が太く疎て、に着生するタイプは、冠雪害を受けにくい。

以上の生きもの的な対策の外に、大雪の物理的な力に対しては——自然積雪であっても、除雪であっても——



図-4 防雪林のトドモミの枝抜け  
大雪による高い積雪+路面除雪による  
高い雪丘が、下枝を折り、抜いた



図-5 庁舎前のロータリーにおける木々の丸太枠による除雪対策(美深町役場)

除雪による押圧および高い雪丘の沈降圧に対して、物理的に十分な備えをする

物理的な雪囲いの徹底が望まれる。木々は、柔軟性があるが、幹や枝への圧力に対して、ある程度まで耐えることができるが、それにも限度があるが、それ以上の圧力が加わると、対応できなくなって、幹が折れるか、幹が裂けるか、枝が抜けるかを、余儀なくされるからである。

例年の積雪深であれば、竹と縄の囲いで十分であり、簡易な雪吊りでも対応できる。けれども、大雪の際には、除雪に対しても、大きな圧力が加わるから、物理的にも、こうした囲いや雪吊りでは、十分に対応できない。

丸太を円錐状に並べて、頂部を縛り、防雪丸太枠工をつくることで、除雪も含めた、大きな雪圧から、木々が守られて、根雪期間を健全に過ごすことが可能となる。その1例が、図-5に示される。

なお、冬期の緑を楽しむための木々であるから、見えなくなる冬囲い（筵、菰、寒冷紗、ほかによる包み込み）は禁止されるべきである。自生の木々は、耐寒性に富み、寒乾風に対しても十分な耐性をもつので、見えなくなるまでの冬囲いが全く不要である。冬を楽しめて、雪害の無い雪囲いが、本来の在り方である。

### 参考文献

- 阿部政明・斎藤新一郎・小松佳幸, 2007. 気温測定からみたイチイに対する菰巻きの効果について. 北海道の雪氷, no.26: 25~28.
- GILL, D., 1974. Snow damage to boreal mixedwood stand in northern Alberta. Forestry Chronicle, vol.50: 70~73.
- 斎藤新一郎, 1979. 冬囲いとしての縄巻き. 雪氷, vol.41: 143~140.
- ・林 敏雄, 1993. 雪圧防止杭と裾枝打ちの組み合わせによる排雪にともなう防雪林の雪害の軽減について. 北海道の雪氷, no.12: 37~40.
- , 1995. ニオイヒバの雪害形態とその対策としての裾枝打ちについて. 北海道の雪氷, no.14: 7~9.
- , 1998. 林木の雪害の1形態としての枝抜けについて. 雪氷大会: 講予稿集, 1998: 103+ポスター画面17葉.
- , 2007. 除雪圧を受けたイチイの幹折れおよび枝抜けについての解剖的な観察. 北海道の雪氷, no.26: 29~32.
- ・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, no.28: 21~24.
- ・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.
- , 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.
- , 2012. 庭木のエゾエノキの年輪解析. 18pp., 環境林づくり研究所.
- , 2012. カシワの伐り株更新した3代目の成長量および雪害の観察. 35 pp., 環境林づくり研究所.

## 樹幹解析からみた防雪林造成における成木移植の問題点と改良方法

**Tree Stem Analyses to Identify Problems of Transplanting Young Trees for Living Fences and the Countermeasure**

阿部正明, 檜澤 肇, 斎藤新一郎 (一般社団法人北海道開発技術センター)

Masaaki ABE, Hajime HIZAWA and Shin-ichiro SAITO

## 1. はじめに

成木移植は苗木植栽（幼木移植）に比べて、移植により樹木が受ける環境変化のショックが大きい。また、道路防雪林は吹雪の発生頻度が高い箇所に造成されるため、生育環境条件が厳しい。そのため、成木移植による道路防雪林は生育不良になりやすい傾向にある。しかしながら、道路管理者においては、防雪効果の早期発現のため、成木移植による防雪林整備のニーズが高い。他方、道路防雪林の生育不良要因として、移植後の様々な環境圧、移植時における手法の不備、植栽木の品質の問題等があげられるが、なかでも植栽樹木の品質不良による生育不良が多くみられる。

本論では、成木移植により造成された道路防雪林を対象として、健全木と生育不良木の樹幹解析及び根系観察により、移植時における移植木の状態（品質）を比較検討することで、その問題点を考察する。樹幹解析及び根系観察を実施した理由としては、道路防雪林の造成時における移植木の品質に関する記録が残されていない場合が多いこと、及び成木移植は苗木植栽に比べて、樹幹解析による移植後の成長の変化を把握しやすく、根系観察による移植時の根系状態を把握しやすいからである。

## 2. 現地調査

成木移植により造成された同一防雪林において、トドモミの健全木（図-1）及び生育不良木（図-2）を選定し、各々について次の調査を実施した。



図-1 健全木



図-2 生育不良木

まず、地上高 30cm の位置で断幹し、幹の枝階及び樹高について計測を行った。次に、一番長い枝（力枝）を払い、力枝の枝階を計測した。次に、断幹位置から 50cm 毎の円

盤を採取した。最後に根元の土壌を掘削し，根系状況の観察を行い，移植時の根鉢直径，深さ，根の端部直径について計測を行った。なお，健全木は樹高 9.5m，胸高直径 22.0cm で枝張りも良好であった。生育不良木は樹高 6.5m，胸高直径 10.5cm で下枝が全て枯れ上がり，幹頂頭部は先枯れ状態であった。



図-3 枝階計測



図-4 根系観察

### 3. 調査結果

#### (1) 枝階計測

常緑針葉樹の場合は，枝階を読むことで，樹齢を推定することができる。そのため，枝階計測による移植時期及び樹高の推定を試みた。枝階計測からみた健全木及び生育不良木の年伸長量を図-5 に示す。これを見ると，健全木及び生育不良木共に 10 枝階又は 12 枝階において翌年の年成長量が著しく小さくなっている。生育不良木においては，翌年以降も年成長量が小さく経過しており，10 枝階又は 12 枝階以上の年成長量まで回復していない。一方，健全木は，10 枝階又は 12 枝階目の翌年に成長が急激に小さくなるが，その後の年成長量が回復する傾向が見られた。従って，本防雪林は 10～13 年生の成木を移植したと推定される。

また，枝階計測からみた健全木及び生育不良木の伸長量（年伸長量の累計）を図-6 に示す。これから，10 年生～13 年生の樹高を読むと，おおよそ 4～5 m 程度の樹木を移植したものと推定される。

なお，生育不良木について，移植前は健全木以上の成長量であったことが年成長量からみてとれる。

#### (2) 樹幹解析

胸高断面積からみた健全木及び生育不良

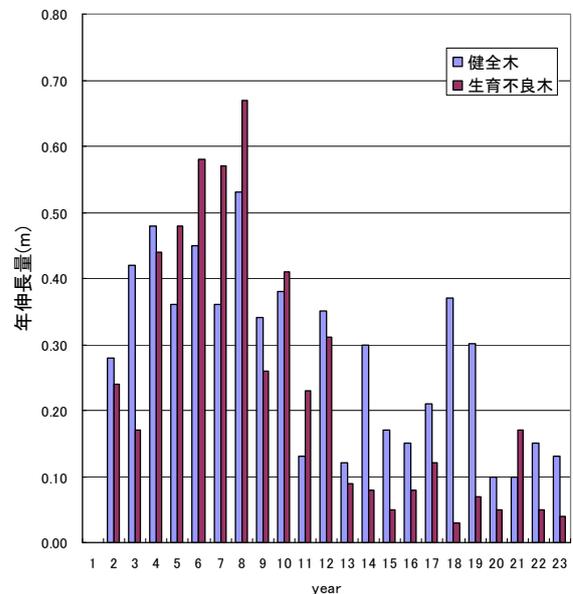


図-5 枝階計測からみた年伸長量

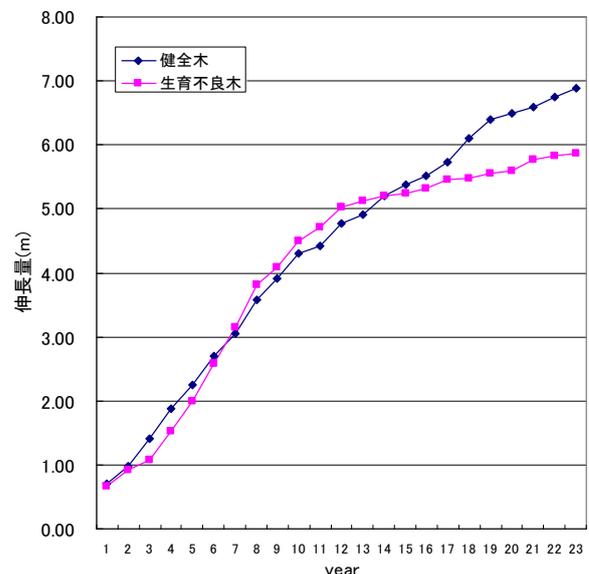


図-6 枝階計測からみた伸長量

木の年伸長量を図-7に示す.これを見ると、健全木及び生育不良木共に12年又は13年から翌年の年成長量が著しく小さくなってきている。生育不良木においては、翌年以降も年成長量が著しく小さく経過していた。一方、健全木は、12年又は13年目の翌年に成長が急激に小さくなったが、その後は旺盛な成長が見られた。以上の結果から、本道路防雪林は、12～13年生で4～5m程度の成木を移植したものと推定される。

(3) 根系観察

根系状況の観察と計測から、植栽時の根鉢直径は、生育不良木が60cm、健全木が110cmであった。胸高直径は、生育不良木が7.5cm、健全木が11.0cmであり、生育不良木の根鉢直径は胸高直径の8倍、健全木の根鉢直径は胸高直径の10倍であった。また、地面から根鉢の上端部までの深さは、健全木が3cm程度の浅植えであったが、生育不良木は20cmの深植えであった。移植時の根の端部直径は、生育不良木が5cm、健全木が10cmであった。

(4) その他

生育不良木の東側にはエゾヤマザクラが前生林（保護林）として植栽され、大きく成長しており、西側のトドモミを被圧していた（図-2）。また、生育不良木については、地上高1～2mの位置に樹皮剥がれが確認された<sup>1),2)</sup>。胸高直径断面の年輪解析から、移植後4年程度で日焼けが発症していたと推定される（図-8）。

4. 考察

枝階計測及び樹幹解析による樹木の成長の変化から、移植木は樹高4～5mの12～13年生と推定された。この推定結果は、移植時の記録（樹高3.6m、13年生）とほぼ一致していたため、移植木の推定手法として枝階計測及び樹幹解析を用いることは妥当と考える。但し、枝階計測については、計測者の読み方により、結果が大きく異なる可能性があるため、調査員については相当の経験と知識が必要となる。

移植時の胸高直径と根鉢直径の計測から、健全木の根鉢は胸高直径の10倍、生育不良木は8倍であることが判明した。苗木や幼木移植の場合では、幹直径の8倍程度を確保していれば順調に生育する場合もあるが、成木移植の場合では、胸高直径の10倍以上の根鉢を確保しなければ移植時の環境変化によるショックが大きく、生育不良になりやすいことが示唆された。また、生育不良木は20cmの深植えであった。深植えは根の呼吸困難、水分吸収不足等の要因となるため、なるべく浅く植える必要がある。

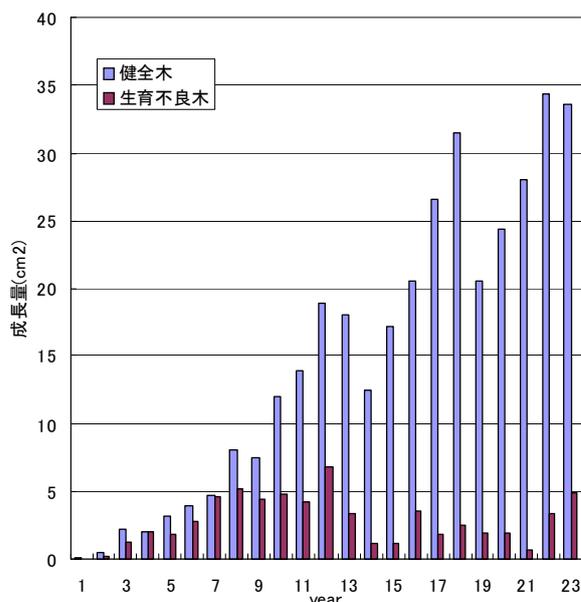


図-7 胸高断面からみた年成長量



図-8 胸高断面と樹皮剥がれ

胸高直径断面の年輪解析から、移植後4年程度で日焼けが発症していたと推定された。日焼けの発症までに2年程度を要すると考えると、移植後、1～2年で下枝が枯れ上がったと考えられる。

これらのことより、生育不良木は上部に比べて根系が小さく（T/R率が大きい）、深植えだったため、根からの栄養分が十分に吸収できず、下枝が早期に枯れ上がり、樹皮剥がれも発症し、生育不良に至ったと考えられる。更に、エゾヤマザクラとの競合による光不足や枝叩きが成長不良を助長させたものと考えられる。

#### 5. 成木移植による道路防雪林の改良方法（留意点）

健全木と生育不良木の樹幹解析及び根系観察からの考察から、成木移植により道路防雪林を造成・改良する際の留意点を以下に述べる。

- ・移植木の根鉢直径は、胸高直径の10倍以上を確保する
- ・移植木は前年の休眠期に根廻しを実施する
- ・移植時は浅く植えて、支柱をする。但し、活着後は早急に支柱を撤去する、又は縄縛りの位置をずらす
- ・前生林との競合（被圧、枝叩き等）を回避するため、適正な保育管理を実施する
- ・大径木の場合は凍土法又は真冬に移植を実施する

#### 6. 今後の課題

本調査では、調査用サンプル収集の制約もあり、トドモミ生育不良木及びトドモミ健全木各1本の分析に留まったが、今後はトドモミ以外の樹種も含め、データサンプルを増やし、根系及び幹、枝葉と樹木の生育状況の関係性を明らかにすることが必要である。

移植木（成木）については、移植する際に、大きな根鉢を確保する必要があるため、移植元である山林や圃場等において植栽間隔を広くとる等、移植元の植え方についても配慮が必要である。そのためには、造園業者等との連携や成木移植を見据えた長期的スパンでの移植木の生産計画を検討する必要がある。

また、樹皮剥れ及び下枝の枯れ上がりに至るメカニズムについては解明されていないため、それらの解明に努め、樹皮剥がれの被害を最小化するための調査研究が必要と考える。

#### 7. おわりに

樹幹解析及び根系観察による生育不良の推定は、死体解剖による死因の推定に例えることができる。今ある樹木を解析・観察することで、移植時期、移植時の樹高、枯死や生育不良等の要因を樹木自体が教えてくれるのである。それらにより、移植前の樹木の状態（品質）が移植後の生育に大きな影響を及ぼすということがわかる。従って、道路防雪林を造成・改良する際には、移植木の品質を見極めることや移植元の生育環境を確認することが重要である。著者等は、道路防雪林の造成・改良に携わる方々に、そのような視点を持って取り組んでいただきたいと切に願う。

#### 【参考・引用文献】

- 1) 斎藤新一郎，2009：寒さの害の一形態としての針葉樹類の幹の日焼け・樹皮剥がれについて，北海道の雪氷，28，21-24.
- 2) 阿部正明，岸梅有祐，斎藤新一郎，2009：一般国道12号岩見沢市岡山地区における道路防雪林の植栽経過現況および向後の対策について，北海道の雪氷，28，25-28.

**光学式路面凍結検知システムの開発(4)**  
**-2012年陸別地域の路面観測-**  
**Development of an optical detection system (4)**  
**-Road freezing observation in REKUBETSU area, 2012-**

\*Nuerasimuguli ALIMASI, 高橋 修平, 日下 稜, 大久保 雅文 (北見工業大学)

\*Nuerasimuguli.Alimasi, Shuhei.Takahashi, Ryo.Kusaka, Masafumi.Okubo

**1. はじめに**

北海道の山間部の道路では、冬期の通行安全の確保は重要な課題である。寒冷地では冬期に路面の状態が圧雪路面や凍結路面など様々に変化し、運転手が把握することが困難になり、スリップによる交通事故が増加する傾向にあり。「つるつる路面」や「ブラックアイスバーン路面」発生によるスリップ型交通事故が多発している。

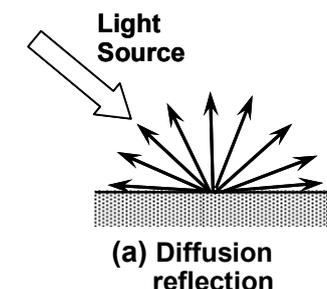
本研究では、冬期の安全な通行の確保に貢献するために、光学式路面凍結検知システムを開発するために装置にさまざまな改良を加えている<sup>1), 2), 3), 4)</sup>。2011-2012の冬期は可搬型凍結検知システムを作製し、陸別町、石北峠、北見市などで観測を行った。今回は陸別地域の観測について報告する。

**2. 路面反射の光学特性**

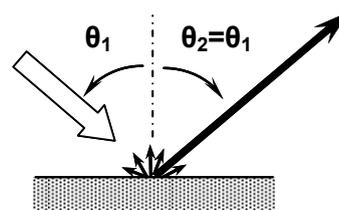
新雪路面で光は図 - 1 (a) のように拡散反射し、平滑な氷のような路面であれば光は図 - 1 (b) のように光は鏡面反射する。実際の路面は図 - 1 (c) のように両方の様相を持った混合となる。この拡散反射と鏡面反射を測定するために、入射角に光源に対し、天頂および反射角  $45^\circ$  の反射信号を測定する。

**3. 測定装置の概念**

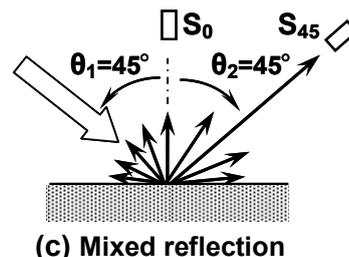
測定装置は、(図 - 2) ように左から光源 (10 × 10 の LED)、 $0^\circ$  天頂センサー ( $S_0$ )、 $45^\circ$  センサー ( $S_{45}$ ) を配置してある。天頂センサーは拡散反射を測定し、 $45^\circ$  センサーは鏡面反射を測定する。この観測は拡散反射と鏡面反



(a) 拡散反射 (新雪路面)



(b) 鏡面反射 (平滑な氷)



(c) 拡散反射 + 鏡面反射 (実際の路面)

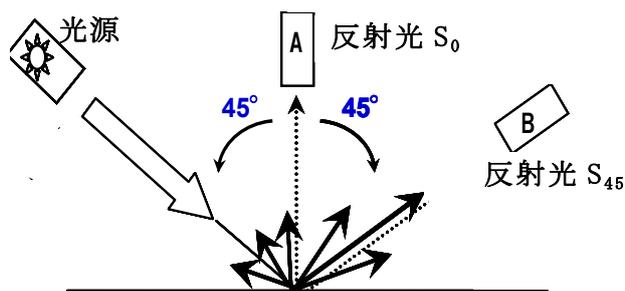


図-2 路面凍結の反射特性概念

図 - 1 路面の拡散反射と鏡面反射の概念図

射を測定するために入射角 45° 光源に対し天頂および反射角 45° の反射信号を計測する。

#### 4. 測定装置

路面反射の光学特性を利用し 2011 - 2012 の冬期観測において外部光の影響を避けるため路面直接接触する下半型光学式路面凍結検知システムを開発した(図 - 3)。光源の電源は乾電池持ち、出力信号はテスタで読み取った。外部光の影響は光源の ON, OFF の差を取るにより外部光の影響を除去した。本研究で開発された測定装置の特徴は二つの点滅ライトの反射信号により、直接接触で凍結路面種別を判断することである。入射角 45° で光源を測定路面に当てたと、反射光を天頂角(0°)および反射角 45° の二つの角度で拡散反射と鏡面反射センサーにより読み取る。

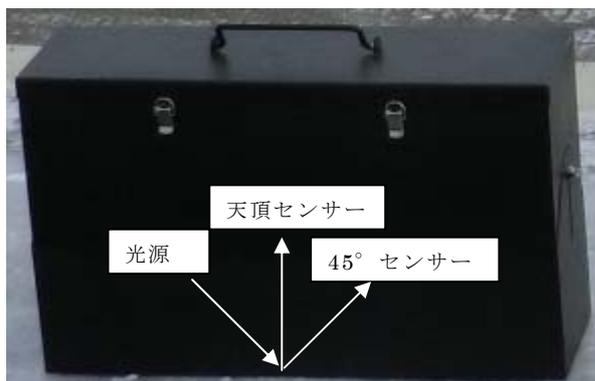


図 - 3 観測装置の写真

#### 5. 観測地域と観測方法

2012 年 1 月 20 日～23 日にかけて陸別町地域で路面凍結観測を実施した。観測地点は訓子府、境野、置戸、池北峠、トマム頂上、トマム中腹、トマム山麓、羽藤牧場、小学校跡、殖産 3 号橋、高田牧場である(図 - 4)。観測においては可搬型の路面凍結検知システムを用いた路面測定、車載型路面凍結測定、摩擦力測定、気温、路面温などを行った。

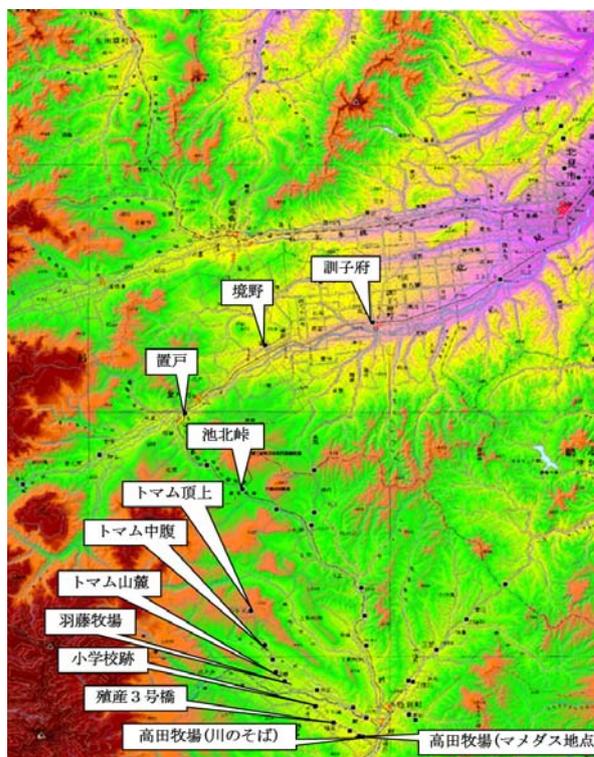


図 - 4 陸別地域の観測現場地図

#### 6. 測定変数の定義

本研究で扱う変数は下記のように定義する。図 - 5 は路面状態検出の概念図を示す。

$V_0$  : 路面の天頂 (0°) 信号電圧

$V_{45}$  : 路面の 45° 信号電圧

$V_{0w}$  : 白紙の天頂 (0°) 信号電圧

光源強度の変化を考慮し、反射信号は白紙天頂信号  $V_{0w}$  で次のように規格化する。

$S_0$  は規格化した 0° 天頂信号であり、 $S_{45}$  は規格化した 45° 信号である。

$$S_0 = V_0 / V_{0w} \quad (1)$$

$$S_{45} = V_{45} / V_{0w} \quad (2)$$

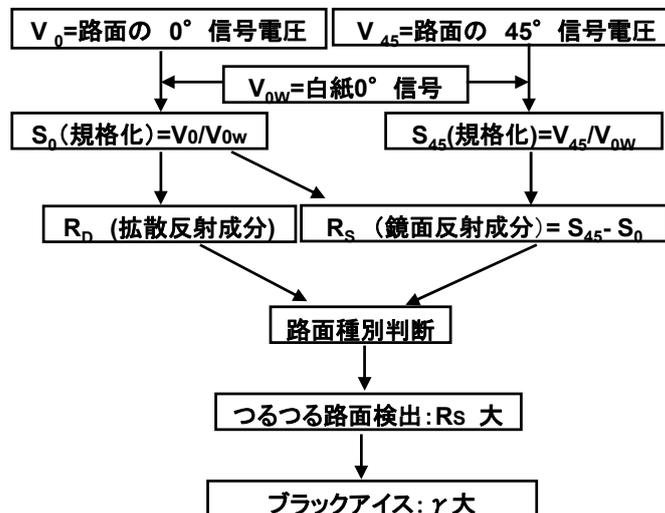


図 - 5 路面状態判別概念図

天頂の反射は拡散反射 45° 反射成分は、拡散反射と鏡面反射の和と考えて拡散反射率  $R_D$  (diffuse reflectance)および鏡面反射率  $R_S$  (Specular reflectance)次のように定義する。

$$R_D = S_0 \tag{3}$$

$$R_S = S_{45} - S_0 = (V_{45} - V_0) / V_{0W} \tag{4}$$

ブラックアイスは薄い氷膜が路面に貼りついたものであり、暗い路面が鏡面反射することを強調するために、次のように鏡面反射比  $\gamma_{SD}$  は(拡散反射  $R_D$  に対する鏡面反射  $R_S$  の比) (Ratio of specular reflectance to diffuse reflectance). を次のように定義する。

$$\gamma_{SD} = R_S / R_D = (V_{45} - V_0) / V_0 \tag{5}$$

### 7. 観測結果

2012年1月20日から23日まで陸別地域で路面凍結測定を行った。図-6に規格化した0°信号と45°信号の各路面とも  $S_{45}$  データは  $S_{45}=S_0$  の直線の上であり、拡散反射に鏡面反射が上乘せされていることがわかる。そこで(4)のより45°信号から0°信号を引いて鏡面反射率を求めたので、図-7である。

結果からアスファルトの乾燥路面は拡散反射の値も鏡面反射の値も0に近い。このようなときには路面状態が安全である。新雪、圧雪などでは拡散反射が高く0.6以上も高かった。ブラックアイスバーン、つるつる路面、凍結路面(スケートリンクの氷面)では鏡面反射は0.5~1.5と高かった。

図-8に静止摩擦係数と鏡面反射の関係を示す。静止摩擦係数は2.5kgおもりをのせたタイヤ片を引いて測定した。図-8から乾燥路面は静止摩擦前位と大きいのにに対し、圧雪では0.5程度、ブラックアイスやスケートリンクの氷は0.4以下であった。また、このような滑る路面では鏡面反射率  $R_S$  は0.5以下であった。つるつる路面、ブラックアイスバーン、凍結などの路面状態では、摩擦係数の値は低く0.3、鏡面反射場合は値が高く1.4までであったことが分かる。そして、積雪、圧雪などの路面では摩擦係数も小さく、鏡面反射も高く注意することが必要ということと言える。

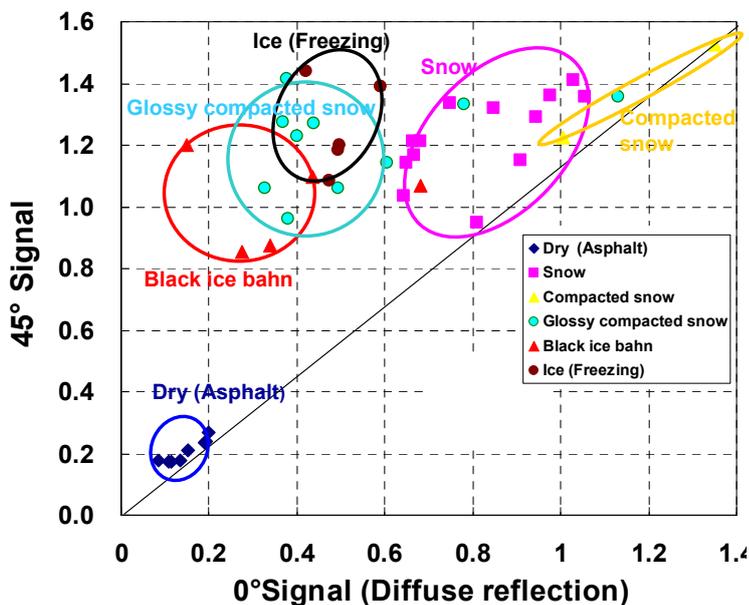


図-6 規格化した生データ

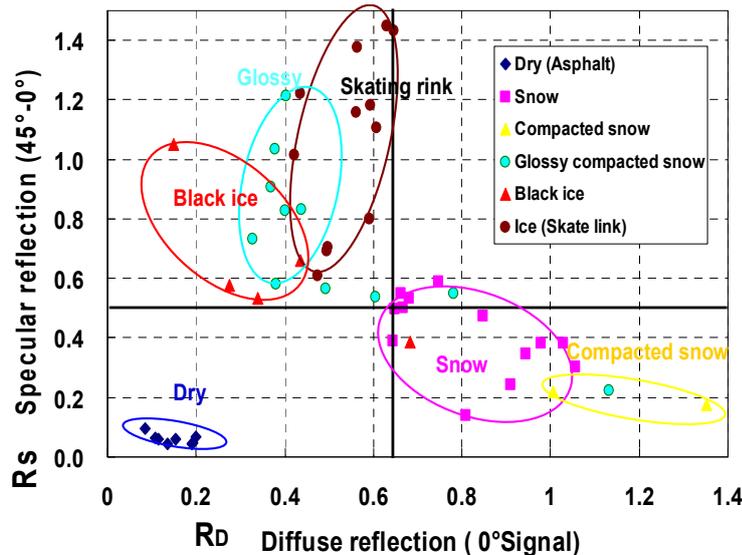


図-7 鏡面反射率と拡散反射率

図 - 9 は鏡面反射比と拡散反射の関係を表すグラフである。鏡面反射比はブラックアイスバーンを強く強調することができる。この結果はブラックアイスバーンでの値が 7 まで上がっており、危険であることを示していたことが分かる。つるつる、凍結、積雪、圧雪など路面は拡散反射が高く注意を必要とする。アスファルトの乾燥路面は鏡面反射比も拡散反射も低くこのようなときの路面は安全ということが分かる。

**まとめ**

可搬型路面反射測定装置（光源入射角 45°）による 0°, 45° 反射測定から、路面の拡散反射  $R_D$ 、鏡面反射  $R_S$  を求めた。  $\gamma > 1$  のとき、ブラックアイス、光沢圧雪路面氷面（スケートリンク）を含めつるつる路面の危険な路面と言える。

- 1)  $R_D$  ,  $R_S$  により、路面凍結状態が判別できる。
- 2)  $R_S$  が大きいとき、摩擦係数が小さく、スリップ危険度が大きい。
- 3) 鏡面反射比  $\gamma = R_S/R_D$  により、ブラックアイスが強調され、運転にとって危険なブラックアイスが検出される。

**【参考文献】**

- 1) Alimasi Nuerasimuguli, 高橋修平, 2009: 「光学センサーを用いた路面凍結検知計開発の研究」, 北海道の雪氷, **28**, 89-92.
- 2) ALIAMS I Nuerasimuguli, 高橋修平, 榎本浩之, 若林剛, 2010: 「路面凍結検知システムの試作 (2)」, 寒地技術論文・報告集, **26**, 136-138.
- 3) Alimasi Nuerasimuguli, 高橋修平, 榎本浩之, 茂村 歩, 2011: 「光学式路面凍結検知システムの開発 (3)」, 北海道の雪氷, **30**, 47-50.
- 4) Nuerasimuguli ALIMASI<sup>1</sup>, Shuhei TAKAHASHI<sup>1</sup>, Hiroyuki ENOMOTO<sup>2</sup>, 2012: 「Development of a mobile optical system for road-freezing detection」, Bulletin of Glaciological Research, accepted.

**謝辞**

陸別町の皆様と陸別浜田旅館の浜田始様には研究実施に当たり大変お世話になりました。心よりお礼申し上げます。

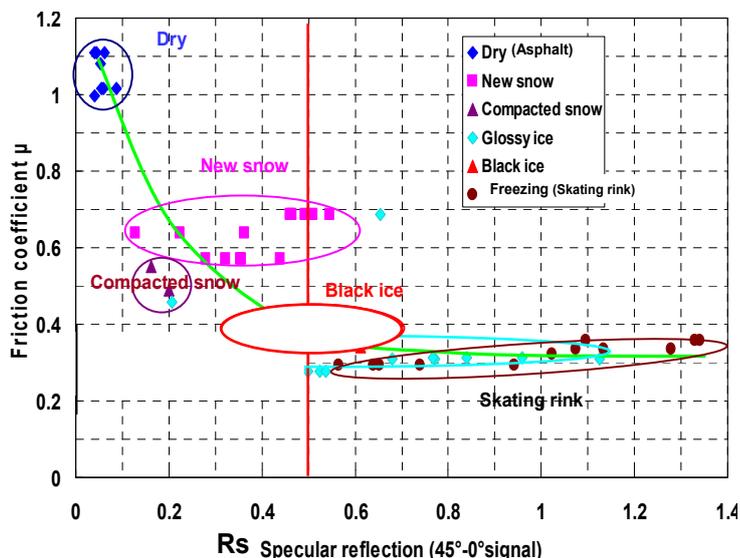


図 - 8 静止摩擦係数と鏡面反射率の関係

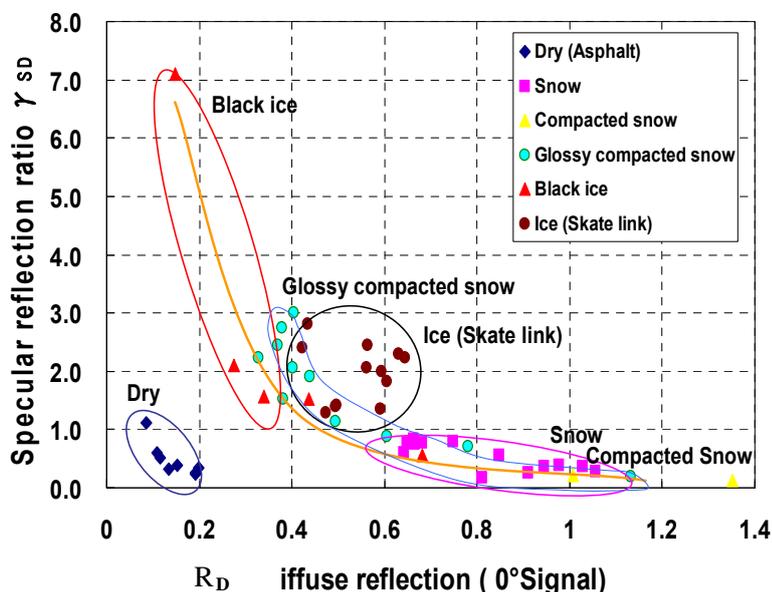


図 - 9 鏡面反射比(γSD)と拡散反射(RD)の関係

## 非接触式すべり抵抗計測装置の冬期路面管理への 適用性に関する研究

### A Study on Applicability of Non-contact Friction Tester for Winter Road Surface Management

切石亮, 川端優一, 徳永ロベルト, 高橋尚人 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)  
Makoto Kiriishi, Yuichi Kawabata, Roberto Tokunaga, Naoto Takahashi

#### 1. はじめに

効率的・効果的な冬期路面管理を行うため、路面のすべりやすさを詳細かつ的確に把握することが必要である。路面のすべり抵抗値計測では、タイヤと路面間に発生する抵抗力を計測する装置（接触式計測装置）が主に開発されてきたが、計測車両の大型化や車両停止時に計測できないといった課題がある。近年、かかる課題解決のため、光学式センサを搭載した非接触式の計測装置の開発が進んでいるが、測定信頼性や我が国の冬期路面管理への適用性に関しては不明である。本報では、接触式、非接触式の路面すべり抵抗値計測装置を用いて比較試験を行った結果を報告する。

#### 2. 比較試験に用いたすべり抵抗計測装置

##### 2.1 測定輪の制動による計測装置

我が国では、国土交通省等で路面すべり測定車（Locked-Wheel Friction Tester : LWFT）をすべり摩擦係数の標準的な計測装置としている。

路面すべり測定車（図-1）は、測定輪を制動（フルロック）し一定荷重で接地させた状態で車両が一定速度で走行した際に発生する摩擦力と荷重の比からすべり摩擦係数を求める。



図-1 路面すべり測定車

##### 2.2 加速度計

加速度計は、車両が急制動した場合に発生する加速度（減速度）から路面のすべり摩擦係数を算出する（図-2）。

##### 2.3 横力による計測装置

横力による計測装置として、図-3 に示す連続路面すべり抵抗値測定装置（Continuous Friction Tester : CFT）を用いた。

CFT は、測定輪が車両の進行方向に対し1~2度傾いており、車両走行により発生する横力を計測する。CFT で計測されるすべり抵抗値は、装置開発者の名前から HFN (Halliday Friction Number) と呼ばれ、測定輪が空転する横力無負荷状態を0、



図-2 加速度計（上）と測定原理

乾燥した舗装路面（路面温度-17.8℃）における横力負荷を 100 とし、その間を 100 等分した値である。

CFT は、走行しながら 0.1 秒間隔で連続測定が可能だが、横力を計測する方式の欠点として、牽引車両の進行方向が変化すると測定輪の進行方向に対する角度が変化して測定値に影響することが挙げられる。

### 2.4 非接触センサを用いた計測装置

前述した計測技術は、基本的にタイヤと路面間に発生する力の計測等、いずれもタイヤと路面の接触、車両の運動（走行）を測定の前提条件としている。

非接触式センサは、タイヤと路面の接触面が無いことから測定機構が不要であり、車両の走行状態にかかわらず（すなわち車両停止状態でも）計測できる長所がある。

本試験では、加速度計の計測値と良好な相関を示したことが報告される<sup>1)</sup>など、欧米での試験検討が進められている近赤外線による計測装置（以下 IR）を使用した。



図-3 CFT・IR 搭載試験車

## 3. 計測装置比較試験

### 3.1 試験概要

試験は、当研究所所有の苫小牧寒地試験道路で行った。各試験日における試験条件については表-1 に示す。

### 3.2 試験方法

試験は、試験道路周回路の直線部分における乾燥路面の他、湿潤路面、圧雪路面、氷膜路面を人工的に作製し、当該路面上を各計測機器が走行してすべり抵抗値の計測を行った（図-4）。

LWFT 及び加速度計は約 40km/h、CFT 及び非接触センサは、20km/h、40km/h、60 km/h 及び 80km/h で走行して計測を行った。計測項目は、すべり摩擦係数（ $\mu$ ）、すべり抵抗値（HFN）、気温、路温、路面状態及び時刻とした。

LWFT と加速度計搭載車は、指定した地点において約 1 秒間の急制動を掛け、すべり摩擦係数を計測した。一方、CFT 及び IR を搭載した試験車はすべり抵抗値を連続的に計測した。

### 3.3 試験結果

図-5～図-7 に代表的な試験結果例を示す。縦軸にすべり抵抗値として、LWFT、加速度計、IR で計測したすべり摩擦係数（ $\mu$ ）に 100 を掛けた値と CFT で計測した HFN を、横軸には試験コース上における移動距離を示す。

表-1 試験条件

試験日		2012/1/24	2012/1/25
天候		晴	晴
時刻	開始時刻	13:35	13:14
	終了時刻	18:45	18:35
気温 (°C)	最高温度	0.0	-2.0
	最低温度	-8.1	-11.1
路温 (°C)	最高温度	3.9	4.4
	最低温度	-5.1	-5.6
路面状態		乾燥・湿潤・圧雪・氷膜	

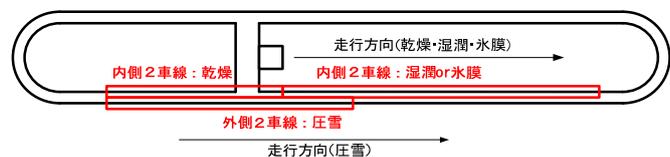


図-4 試験コースレイアウト

図-5 は、乾燥路面及び氷膜路面における試験結果である。乾燥路面におけるすべり抵抗値は LWFT, IR で 80 程度, 加速度計で 60~70 程度, CFT で 100 程度の値を示した。他方, 氷膜路面では LWFT で 20 程度, 加速度計で 10~15 程度, CFT で 40~50 程度, IR で 15~25 程度であり, 各計測装置は乾燥~氷膜における路面状態の変化を定量的に評価可能であることを確認した。ただし, 乾燥路面から氷膜路面へ路面状態が変化した時及び氷膜路面から乾燥路面に変化した時には, CFT は瞬時にすべり抵抗値が変化した, IR では CFT に比べて 4~7 秒遅れてすべり抵抗値が変化した。

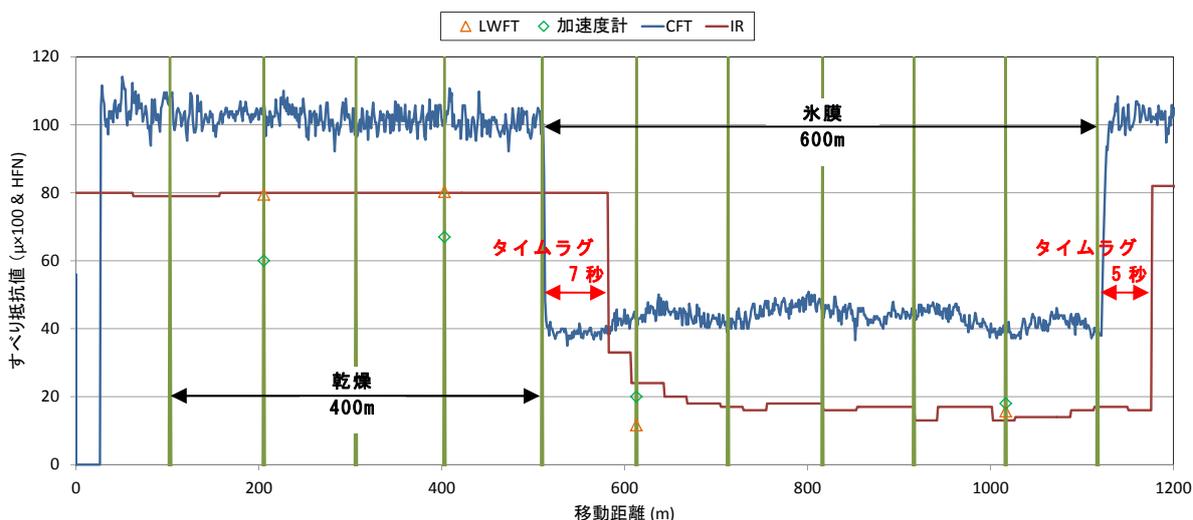


図-5 試験結果例 (乾燥・氷膜路面)

図-6 は、100m 間隔で乾燥路面上に 50m の氷膜路面を 6 区間作成した場合の試験結果である。この場合において, CFT では氷膜路面の区間で 30~45 程度のすべり抵抗値を示した。一方, IR では乾燥路面 2 区間ですべり抵抗値が低下した。すべり抵抗値が低下した区間の延長及び図-5 に示した計測結果から, タイムラグと考えられる。なお, 他の区間ではすべり抵抗値が 70~80 程度で推移したことと併せて考えると, IR は頻繁に変化する路面状態の評価に課題があると考えられる。

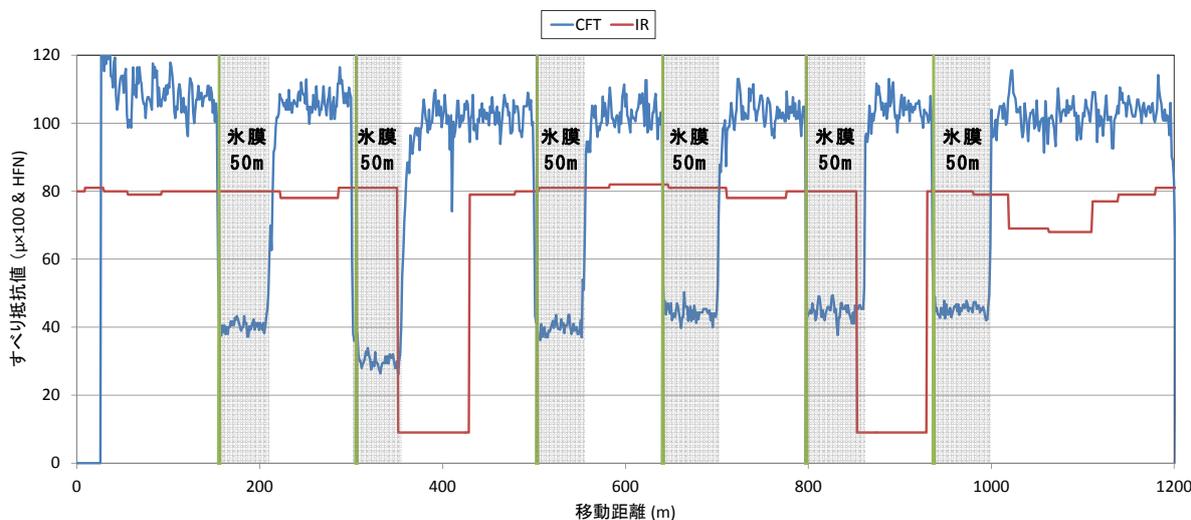


図-6 試験結果例 (頻繁に変化する路面)

更に、6区間の氷膜路面の内、5区間に凍結防止剤を散布した後の試験結果を図-7に示す。図-6に示す試験結果と同様にIRのすべり抵抗値にはタイムラグと考えられるすべり抵抗値の変化が見られた。すべり抵抗値は、氷膜及び凍結防止剤散布後の路面において、CFTでは30~40程度であったが、IRではタイムラグと考えられるすべり抵抗値の低下が6区間中4区間見られた。なお、このすべり抵抗値の低下度合いは区間によって異なり、CFTのすべり抵抗値との関係性が見られなかった。タイムラグの影響が不明確ではあるが、凍結防止剤による氷膜の融解が路面状態の評価に影響を与えている可能性が考えられる。

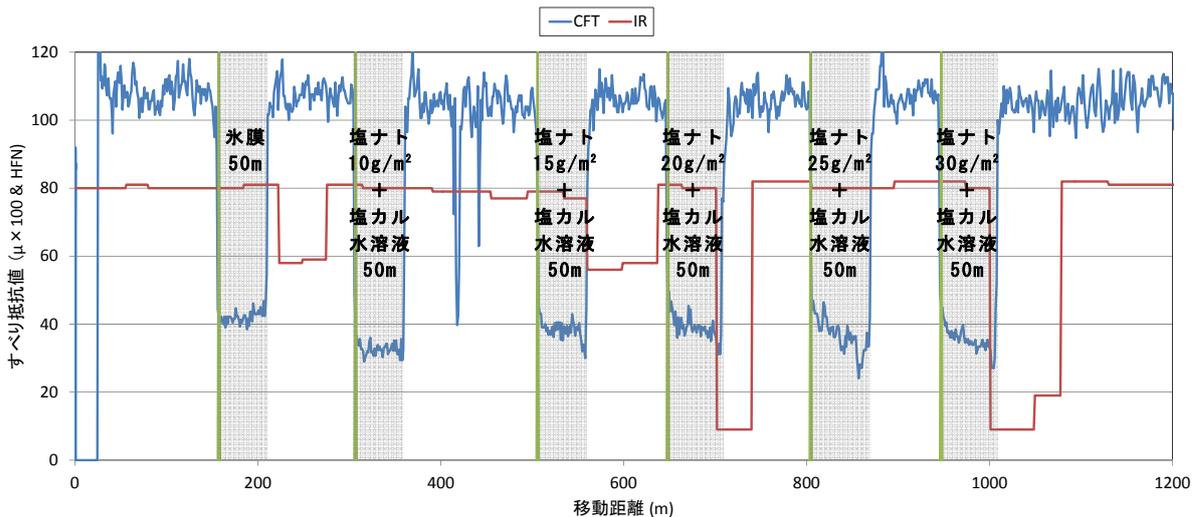


図-7 試験結果例（凍結防止剤散布後の路面）

#### 4. まとめと今後の展望

本試験の結果より、IRは単一の路面状態が継続する場合には路面状態に応じたすべり抵抗値を出力することが可能であるが、4~7秒のタイムラグがあり、路面状態が急変する場合の評価に課題があると考えられる。また、本試験では凍結路面の区間延長が短かったため、凍結防止剤を散布した路面の評価について検証することができなかった。そのことから、凍結防止剤及び防滑材を散布した路面の評価特性の検証は今後の課題としたい。

最後に、本研究の実施にあたり、非接触センサの貸与等ご尽力頂いた関係各位に感謝の意を表すものである。

#### 【参考・引用文献】

- 1) Taisto Haavasoja and Yrjö Pilli-Sihvola, 2010 : Friction as a Measure of Slippery Road Surfaces, 15th SIRWEC conference, CD-ROM

## 「そろばん道路」の発生に関する考察

### A Study on the Emergence of Ice Bumps on the Road Surfaces in Winter

永田 泰浩, 金田 安弘, 富田 真未 (一般社団法人 北海道開発技術センター)

Yasuhiro NAGATA, Yasuhiro KANEDA, Mami TOMITA

#### 1. はじめに

冬期の北海道では、道路上に図-1のようなこぶが発生することがある。形状がそろばんの珠のようであり、まとまって発生するとそろばんのように見えるため、「そろばん道路」という通称がつけられている。歩行の障害となるだけでなく、成長すると車両の挙動にも影響し、思わぬ方向に車両が滑ることもある。



図-1 そろばん道路(2011/12/13)

「そろばん道路」に関する既存研究としては、川村らが行った解析<sup>1)</sup>があるが、非積雪期の非舗装道路を対象としており、冬期道路における

「そろばん道路」とは別の課題であった。秋田谷らは「こぶ氷」として図-1のようなこぶの発生した道路の研究を行い、圧雪の上を多量の車が走行するとこぶ氷が形成されることや、最高気温が高い日に多く発生することを示し、繰り返し受けるタイヤからの力で湿った雪が不均一に圧縮されるとこぶ氷が発達すると推測している<sup>2)</sup>。

本研究では冬期を通じた現地観測の結果を踏まえて、そろばん道路の発生状況を整理した。本研究の目的は、そろばん道路発生メカニズムを明らかにすることである。

#### 2. 現地観測の実施

現地観測は図-2に示すように札幌市の中心部で行った。基本観測ルートは札幌市中央区南1条東2丁目から北1条通(一般国道12号)まで北上し、半区画西進してから、北海道中央バス札幌ターミナルの東側を南下し、さらに半区画西進して、創成川公園を大通(西向歩道)まで南下して、大通(西向歩道)を東2丁目まで東進する一周約800mのルートである。

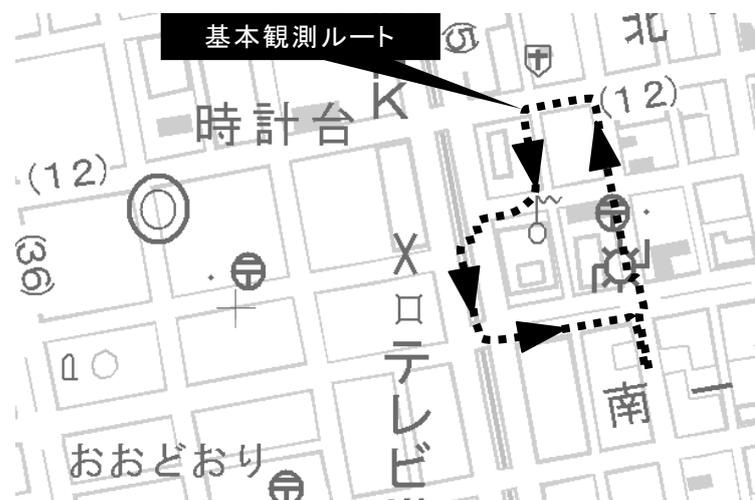


図-2 現地観測の基本ルート

現地観測は平成23年11月30日から平成24年3月1日にかけて、可能な範囲で朝9時と夕方18時に実施した。その結果、58回の現地観測データが得られた。特に1月中旬から2月下旬にかけては、土日を除くほぼ毎日、800mの区間の路面状況を記録することができた。

### 3. そろばん道路の多発地点

そろばん道路の多発地点は、図-3のようにバスターミナルの周辺であり、ターミナルから出発したバスのほとんどが通過する区間であった。その他の区間とも比較した結果、そろばん道路発生地点の特徴は以下のように整理できた。

- |  |
|--|
| 特徴①: 大型車両(バス)が頻繁に通る道路<br>特徴②: 除雪水準は高くない(細い)道路<br>特徴③: ①②で車両が減速・停止・発進する区間<br>特徴④: ③の区間のうちタイヤの通る場所 |
|--|



図-3 そろばん道路の多発地点(→)

このうち特徴②については、既存文献でも示されている「厚い圧雪を残しておく」と発生する、「頻繁に除雪を行う道路には見られない」という点と合致する。

### 4. そろばん道路の発生要因の検討

そろばん道路が発生する要因については、既存文献や現地観測の結果、多発地点の状況から以下の3つの要因を推定した。

- |   |
|---|
| 推定要因①: 車両挙動(減速→停止→発進)による影響<br>推定要因②: 車両からの水が氷筈のように成長<br>推定要因③: 水を含んだシャーベット状の雪塊の落下 |
|---|

#### (1) 推定要因①: 車両挙動(減速→停止→発進)による影響

既存文献や特徴②、特徴③から、減速、停止、発進時にタイヤから圧力が加わり、密度の高い積雪がそろばん道路の珠になると考えた。一方、現地観測を続けるにつれ、そろばん道路の珠の部分は雪ではなく、図-4のように氷の塊であることに気づいた。氷の塊になるためには、一度、積雪が融解した上で凍結する必要があると考えられる。また12月18日の夕方に、図-5のように珠がまとまって発生している事例が確認された。「減速→停止→発進」といった車両挙動の少ない区間であり、前後区間にも珠の発生はほとんど見られなかった。当該区間は商業ビルの前であり、珠は荷捌きの車両が停止するような位置に発生していた。



図-4 停止線付近に発生した珠(12/18)



図-5 車両挙動のない区間の珠(12/18)

**(2) 推定要因②：車両からの水が氷筈のように成長**

車両から滴り落ちた水滴が凍結し、氷筈のように成長していくメカニズムではないかと推定した。停止線付近は車両が長時間停止するため、他の区間よりも水滴が落ちやすく、珠が発生しやすくなる。また、図-5 のような区間での発生も説明できる。一方、一度形成された珠が、車両などの水滴によって成長する状況は確認できなかった。むしろ、珠以外の部分の高さが低くなって珠が凸部となって残り、珠の部分の高さが相対的に高くなっていた。

**(3) 推定要因③：水を含んだシャーベット状の雪塊の落下**

2月16日は、図-8のように14日の高温で積雪やそろばんの珠が一度融けた路面上に、未明からまとまった降雪があった。朝の観測では図-6(左)のように、圧雪路面上にしみが発生していることを確認した。しみは茶色く汚れており、少し表面が氷化していた。夕方の観測では図-7(右)のようにしみの位置付近に珠が大量に発生していた。



図-6 圧雪路面上のしみ(左:2/16朝)と同一箇所大量に発生した珠(右:2/16夕方)

図-6の状況を確認後、バスなどから落下した水を多く含んだシャーベット状の雪塊が後続車両に踏まれて圧雪中に染み込み、その部分が氷化して珠ができるのではないかと考えた。図-7はいずれも2月24日朝の写真である。2月23日の日中は好天で、図-8のように気温が3℃まで上がり、図-6の箇所の積雪やそろばん道路も一度、完全に融けた。23日の夜からまとまった降雪があったが、比較的気温が高く、湿り気の多い雪が積もった状態となった。図-3に示したそろばん道路の多発区間を走行するバスのタイヤボックスには、図-7(左)のように湿った雪がついており、減速→停止→発信といった車両挙動によって、圧雪路面上に落下(図-7中)し、それが後続車両によって踏まれて図-6と同様なしみ(図-7右)が発生していた。



図-7 タイヤボックス(左)から圧雪上に落下した雪塊(中)と踏まれてできたしみ(右)

水を含んだシャーベット状の雪塊の落下がそろばん路面の要因であることを確認するため、2月24日朝に、バスのタイヤボックスから雪塊が落下してできたしみを対象として、インクを使って印をつけた。図-8のように、2月24日のマーキング後は、観測地域では降雪は見られなかった。2月24日夜に撮影した現地の状況を図-9（左）に示した。図のように、実験区間は、全体が大きな氷板となっており、そろばん路面は発生していなかった。図-8のように、2月24日は日中の気温が0℃近くまで上昇し、夕方から急激に気温が下がった。このような気象条件がそろばん路面の発生に影響を及ぼした可能性も考えられる。

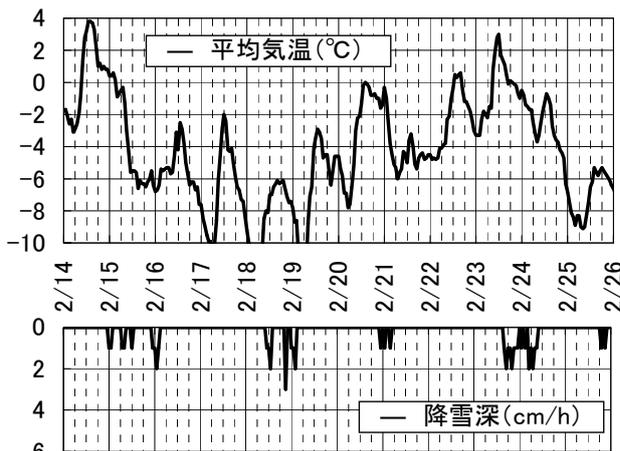


図-8 2/14～2/25の気温と降雪量の推移

一方、2月24日夜には、これまでそろばん路面が確認されていなかった一般国道12号（図-9右参照）で、連続的に小さな珠が発生していた。

一方、2月24日夜には、これまでそろばん路面が確認されていなかった一般国道12号（図-9右参照）で、連続的に小さな珠が発生していた。



図-9 2/24夜の路面状況(左：実験区間，右：一般国道12号の小さな珠)

## 5. おわりに

冬期を通じて行った路面観測の結果を整理することで、そろばん路面の発生状況、発生のメカニズムについて分析を行った。結果として、そろばん路面発生のメカニズムをつきとめることはできなかったが、発生頻度の高い区間の特徴の把握や、複数の仮説を踏まえた発生要因の検討を進めることができた。北海道支部の研究発表会やその終了後も、車両の加減速による影響、車両に付着した融雪剤の影響、気温の変化による地域的な特性など、多くの皆様から仮説をご教示いただいた。今年度冬期には、その点も踏まえつつ、推定要因③（水を含んだシャーベット状の雪塊の落下）を最有力候補として、そろばん道路発生のメカニズムの明らかにしたいと考えている。

### 【参考・引用文献】

- 1) 松倉佑太，川村彰，中島繁則，富山和也，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報告集，第65号，E-4.
- 2) 秋田谷英次，白岩孝行，1996:札幌市内の雪氷路面調査－平成8年冬期－，豪雪災害の発生動態と被害予測に関する研究，28-54.

# 低温時における凍結防止剤散布に関する試験研究

## An Experimental Study on Salting at Low Temperatures

川端優一，切石亮，高田哲哉，徳永ロベルト，高橋尚人  
((独) 土木研究所寒地土木研究所)

Yuichi Kawabata, Makoto Kiriishi, Tetsuya Takada, Roberto Tokunaga  
and Naoto Takahashi

### 1. はじめに

積雪寒冷地の道路管理者は，安全かつ円滑な冬期道路交通を確保するため，凍結防止剤やすべり止め材の散布を行っている．効果的な冬期路面管理を行うにあたり，気象条件，路面状態，交通状況等の各種現場条件を考慮した上で，散布材料や散布量を決定することが望ましい（北海道開発局，1997）<sup>1)</sup>．しかし，気象条件と凍結防止剤散布効果に関する実証データが極めて少ない．そこで本研究では，低温時における凍結防止剤の散布効果を確認するため，苫小牧寒地試験道路において実道の環境に近い条件下で，凍結防止剤の散布試験を行ったので，その概要と結果を報告する．

### 2. 散布試験

本研究では，低温時における凍結防止剤の散布効果を確認することを目的とし，凍結防止剤として主に使用されている塩化ナトリウムを用いて，様々な散布量で試験を行った．

#### 2.1 試験概要

散布試験は，2012年1月19日及び1月26日に，当研究所所有の苫小牧寒地試験道路（一周約2,700m）において，低温時における凍結防止剤散布効果を確認するため，散布量の違いによる散布試験を行った．表-1に，各試験日における試験条件を示す．

#### 2.2 試験方法

試験方法は，図-1に示すとおり，試験道路直線部に氷膜路面を作製し，凍結防止剤として，塩化ナトリウム（NaCl）と塩化カルシウム（CaCl<sub>2</sub>）水溶液の混合散布を行った．また，比較用として，凍結防止剤の散布を行わない区間（無散布）を設けた．

二車線分の氷膜路面では，左側車線を走行レーンとして交通模擬車両（以下，ダミー車両と記す）を走行させ，右側車線を観測レーンとし，車両の走行の有無による影響を調査した．

測定項目は，氷膜路面のすべり抵抗値，気温及び路温とした．気温及び路温は，

表-1 試験条件

試験日	2012年1月19日	2012年1月26日
天候	晴れ	晴れ
気温(°C)	-13.1 ~ -5.6	-18.0 ~ -8.2
路温(°C)	-8.7 ~ -3.6	-11.3 ~ -4.9
散布時期	事後散布	事後散布
散布条件	無散布	無散布
	NaCl 10g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)	NaCl 20g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)
	NaCl 15g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)	NaCl 30g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)
	NaCl 20g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)	NaCl 40g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)
	NaCl 25g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)	NaCl 50g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)
	NaCl 30g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)	NaCl 60g/m <sup>2</sup> + CaCl <sub>2</sub> 水溶液 (重量比10%)

KP=0.40 地点において測定した。なお、各種測定は、散布前、散布直後、ダミー車両 50 台走行毎に 300 台走行後まで行った。

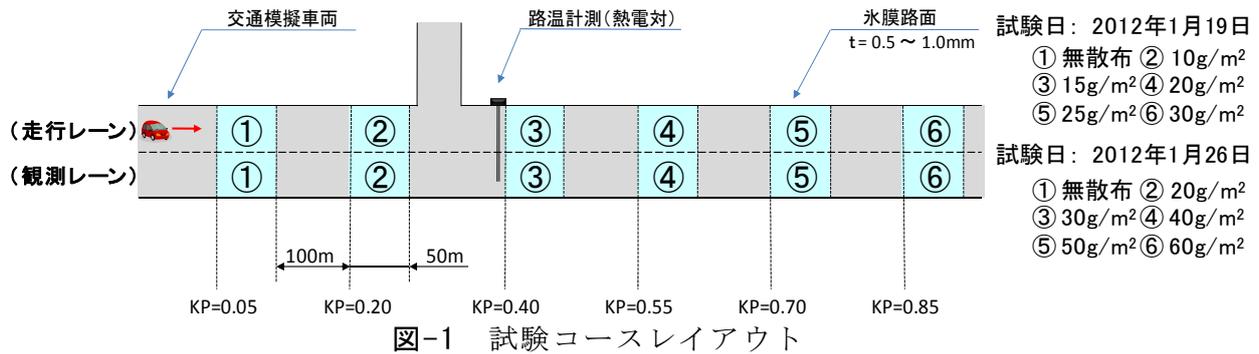


図-1 試験コースレイアウト

### 2.3 測定装置

散布効果の把握は、連続路面すべり抵抗値測定装置 (図-2) を用いて路面のすべり抵抗値を測定した。連続路面すべり抵抗値測定装置 (Continuous Friction Tester : CFT) とは、車両後部に測定輪を設け、測定輪を車両進行方向に対して 1~2° 程度の角度を与え、測定輪が回転する際に発生する横力から、すべり抵抗値を測定する装置である。

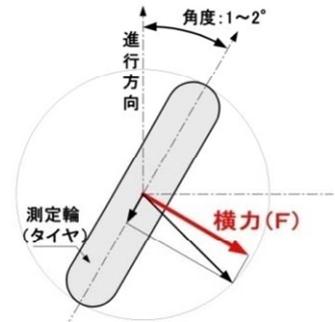


図-2 連続路面すべり抵抗値測定装置(CFT) (左)  
すべり抵抗値の測定原理 (右)

すべり抵抗値とは、当該装置の開発者が独自に設定した HFN (Halliday Friction Number) と呼ばれる値であり、通常 0~100 の範囲で変化することで、すべりにくいほど高い値を示す。

### 2.4 試験手順

#### a) 氷膜路面の作製

試験で使用する氷膜路面 (厚さ 0.5~1.0mm) の作製は、試験道路直線部の 6 区間 (区間延長 50m) に、散水車を用いて散水 (図-4) を行い、日没後の気温の低下を利用して作製した。また、各区間の間隔は、走行車両による引きずりの影響を防止するため、100m 間隔とした。

#### b) 凍結防止剤散布前の測定

氷膜路面の作製後、試験対象凍結防止剤の散布前に、CFT が 40km/h で走行し、走行レーン及び観測レーンの路面のすべり抵抗値を測定した。

#### c) 凍結防止剤の散布

作製した 6 区間の氷膜路面のうち 1 区間を無散布区間とし、残り 5 区間に凍結防止剤 (塩化ナトリウム) を散布 (図-4) した。凍結防止剤散布量は、1 月 19 日の試験では 10g/m<sup>2</sup>、15g/m<sup>2</sup>、20g/m<sup>2</sup>、25g/m<sup>2</sup> 及び 30g/m<sup>2</sup> とし、1 月 26 日の試験では 20g/m<sup>2</sup>、30g/m<sup>2</sup>、40g/m<sup>2</sup>、50g/m<sup>2</sup> 及び 60g/m<sup>2</sup> とした。また、それぞれの散布量に対し、塩化カルシウム水溶液 (重量比 10%) を混合させて散布を行った。

#### d) 凍結防止剤散布後の測定

凍結防止剤散布後、CFT にて、走行レーン及び観測レーンの路面のすべり抵抗値を

測定した。

**e) ダミー車両の走行**

車両の走行による影響を調査するため、一般の道路交通を模擬したダミー車両（50台走行毎、のべ300台）を40km/hで走行（図-5）させた。

**f) ダミー車両走行後の測定**

ダミー車両50台走毎（50台、100台、150台、200台、250台及び300台走行後）に、CFTにて、各区間の路面のすべり抵抗値を測定した。

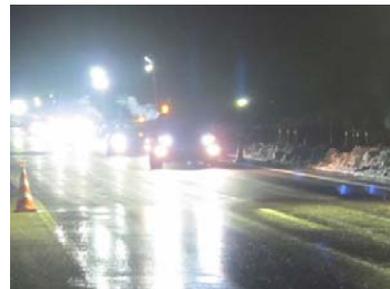


図-3 氷膜路面作製状況 図-4 凍結防止剤散布状況 図-5 ダミー車両走行状況

**3. 試験結果**

**3.1 1月19日の試験結果**

走行レーンの試験結果を図-6に示す。凍結防止剤散布区間の散布直後の路面のすべり抵抗値(HFN)は38以下を示し、ダミー車両走行開始以降もHFNの上昇を確認できなかった。

観測レーンの試験結果を図-7に示す。凍結防止剤散布区間の散布直後のHFNは40以下を示し、時間経過後もHFNが上昇せず、無散布区間と同程度、または下回った。

**3.2 1月26日の試験結果**

走行レーンの試験結果を図-8に示す。凍結防止剤散布区間の散布直後の路面のすべり抵抗値(HFN)は39以下を示し、ダミー車両走行開始以降もHFNが上昇せず、無散布区間と同程度、または下回った。

観測レーンの試験結果を図-9に示す。凍結防止剤散布区間の散布直後のHFNは40以下を

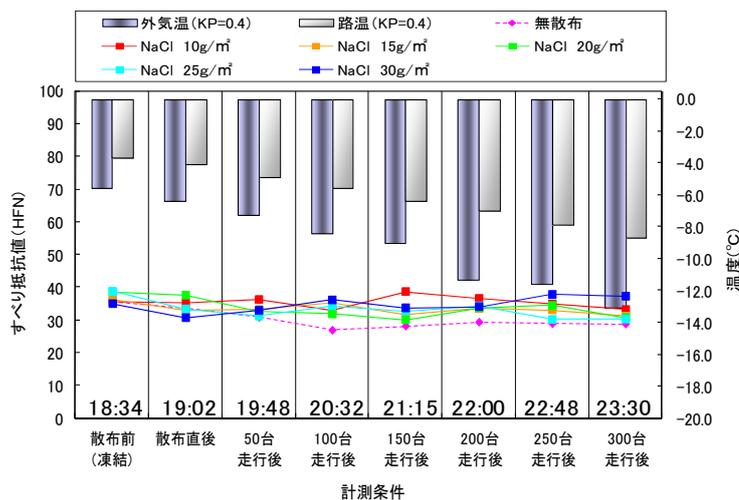


図-6 1月19日の試験結果（走行レーン）

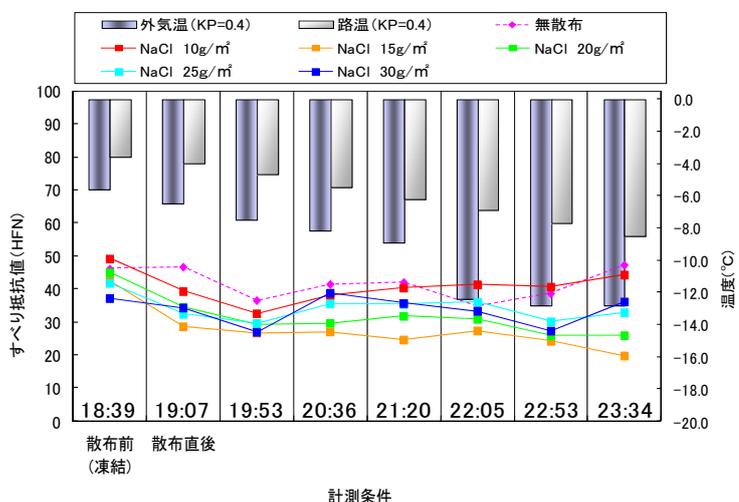


図-7 1月19日の試験結果（観測レーン）

示し、時間経過後も HFN が上昇しなかった。一方、無散布区間の散布直後の HFN は 55 を示し、試験終了までの HFN は 52 以上を保持した。

#### 4. まとめと今後の課題

今回の凍結防止剤散布試験より、気温が $-18.0^{\circ}\text{C} \sim -5.6^{\circ}\text{C}$ の間の事後散布において、凍結防止剤散布区間の HFN が上昇せず、散布直後からダミー車両 300 台走行後の HFN が、無散布区間と同程度、または下回った。凍結防止剤により氷膜路面の表面の一部が融解し、薄い水膜を発生させ、無散布区間よりもすべり易い路面状態に変化したためと思われる。また、凍結防止剤の散布量を、最大で  $60\text{g}/\text{m}^2$  まで増加させて散布を行った場合でも、HFN の上昇が確認できなかった。

本試験結果から、低温下では凍結防止剤の散布効果が確認できず、さらに、散布量を増やしても効果が得られないことが

わかった。また、観測レーンでは凍結防止剤散布区間の HFN が無散布区間より低下し、走行レーンでは凍結防止剤散布区間と無散布区間で同程度の HFN を示す結果となった。走行レーンでは、氷膜上に発生した水膜をダミー車両が引きずり、氷膜路面から水膜を除去することで、結果的に無散布区間と同程度の HFN に回復したと推察する。ダミー車両が与えた影響については不確かであるが、いずれにせよ、低温下では凍結防止剤が効果を発揮できないことを本試験で確認できた。

今後も様々な気象条件、交通条件及び散布材料による試験を行い、気象条件や交通状況に応じた適切な散布手法の確立を目指したい。

#### 【参考・引用文献】

- 1) 北海道開発局, 1997: 冬期路面管理マニュアル (案), 10-21.
- 2) 舟橋誠, 徳永ロベルト, 浅野基樹, 2007: 連続路面すべり抵抗値測定装置 (RT3) の導入について, 寒地土木研究所月報, No. 651, 40-47.

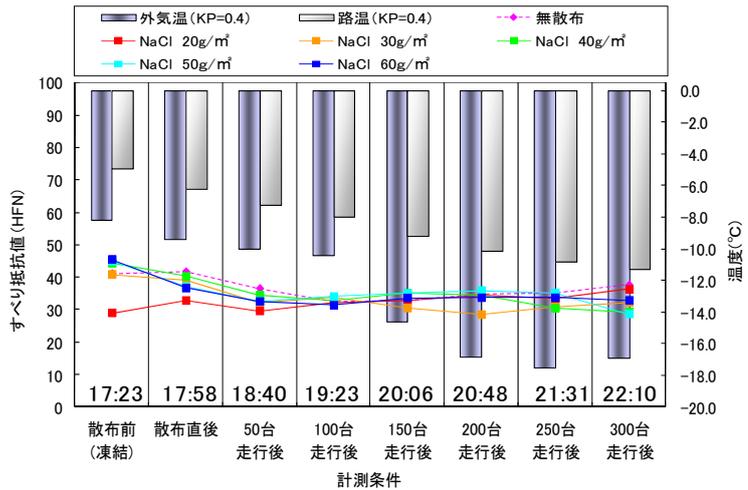


図-8 1月26日の試験結果 (走行レーン)

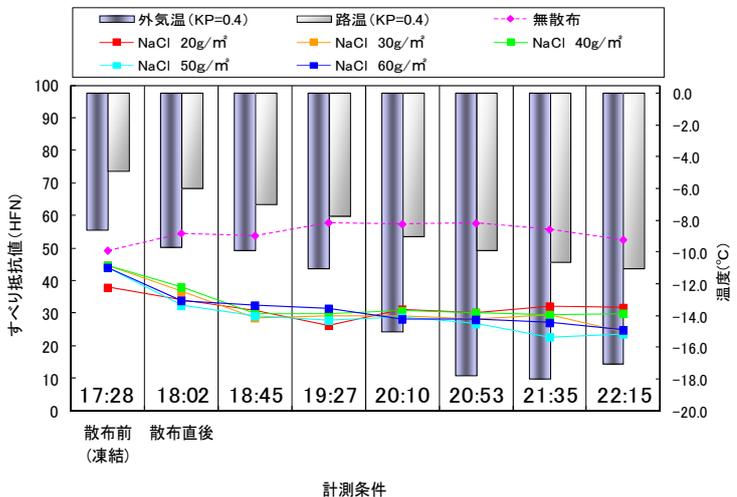


図-9 1月26日の試験結果 (観測レーン)

# レーザースキャナーを用いた冬期道路有効幅員の計測について

## Measurement of winter road effective width using a laser scanner

大上 哲也, 住田 則行, 三浦 豪, 小宮山 一重, 山崎 貴志  
((独) 土木研究所 寒地土木研究所)

Tetsuya Ogami, Noriyuki Sumita, Go Miura, Kazushige Komiyama, Takashi Yamazaki

### 1. はじめに

積雪寒冷地に住む人々にとって冬期交通確保は必要不可欠であり, そのための維持管理(除雪・防雪等)に対するニーズは非常に高い. また, その一方では, 近年の経済状況から, 維持管理に対するコスト削減のための効率性も強く求められており, 住民のニーズを満たす, 効率的な冬期道路の維持管理計画の策定が必要である.

効率的に冬期道路を維持管理するには, 冬期道路状況を把握し, その道路状況が交通に与える影響を勘案しながら除雪等を行う必要がある. 最近では, 計測車両による連続的な路面のすべり抵抗について測定が行われているなど, 冬期道路状況の把握のための実証データも収集されつつある<sup>1)</sup>. しかし, 日々の降雪や除雪により変化する冬期の道路有効幅員(写真-1)については, 冬期交通に直接影響するにもかかわらず, これまでパトロール等での目視による確認などしか行われていなく, 定量的な道路有効幅員の把握(計測)はほとんどなされていない.

以上のことから, 効率的な維持管理を実施するため, 未だ定量的な計測がなされていない道路有効幅員に着目した. そして, 安全で効率的な道路有効幅員の計測手法の確立を目的に, レーザースキャナーを用いた計測システムを構築し, 精度確認試験及び一般国道での路上計測試験を行った.



写真-1 冬期の道路有効幅員

### 2. 道路有効幅員計測の必要条件

本検討では下記3点を計測システムにおける必要条件とした.

- ① 道路有効幅員を定量的に把握できる計測システムとする.
- ② 計測員による車道上もしくは車道脇での計測は行わない. また, 計測員以外の計測機器等による車道上もしくは車道脇での計測であっても, 一般交通に対する影響を最小限に抑えるなど, 道路有効幅員を安全に計測できるシステムとする.
- ③ 日々の降雪や除雪により刻々と変化する道路有効幅員が計測対象であることから, 計測延長が長いことが想定される. そのため, 計測及び解析をスピーディに行えるなど, 効率的かつ経済的な計測システムとする.

### 3. 道路有効幅員計測システムの概要

2項で示した必要条件を踏まえ、道路有効幅員計測システムを構築した。機器は、道路有効幅員を定量的に計測できる対象技術（画像計測，レーザー計測等）を調査した結果，雪の計測実績があり<sup>2)</sup>，比較的安価でシンプルなシステム構成が可能なレーザーキャナーを採用することとした。このレーザーキャナーを車載することで，計測員等の安全性を確保するとともに，走行しながら連続して計測することにより，一般交通に対する影響を最小限に抑えるほか，効率的な計測が可能になる。

また，計測システムは，計測機器である「レーザーキャナー」のほか，「GPSセンサー」，「WEBカメラ」及び計測ソフトをインストールした「ノートPC」等で構成され，これらは全て車載される。

具体的には，レーザーキャナーにより道路横断をプロファイルし，GPSにより計測位置，時間，走行（計測）速度のデータを取得する。さらに，WEBカメラにより計測箇所の道路状況を撮影する。この画像は，レーザーキャナーによるプロファイルデータと比較することで計測結果の確認検証が可能となる。これら各装置により取得したデータは，計測用ソフトをインストールしたノートPCに取り込み，道路有効幅員の計測結果として表示する。

道路有効幅員の計測イメージを図-1 に，レーザーキャナーの仕様（設定条件）を表-1 に示す。

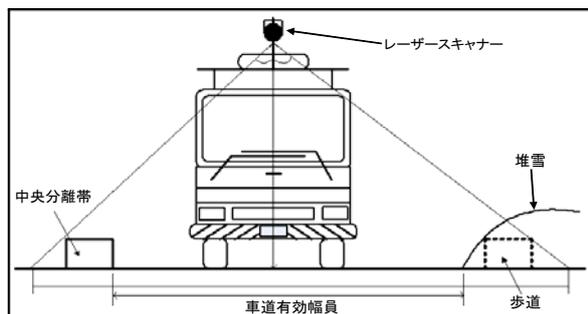


図-1 道路有効幅員の計測イメージ

表-1 レーザーキャナーの仕様

レーザーキャナー(SICK社製 LMS111)	
計測範囲(最大)	270°
	18m *1
角度分解能(設定条件)	0.5°
システム誤差	±30mm *1
最小サンプリング間隔(設定条件)	0.1sec
使用周囲温度	-30°C~+50°C

\*1: 反射率が10%以上の計測対象物

### 4. 計測試験

作業車（以下，「試験車両」という。）に計測システムを車載し，構内での精度確認試験を行ったほか，一般国道において冬期道路有効幅員の路上計測試験を行った。

#### (1) 精度確認試験

精度確認試験は，構内に片側2車線の車道及び側帯を描画し，その歩道側側帯に形状寸法が明確である合板製の模擬堆雪を設置した模擬道路で行った（図-2）。

この模擬道路の道路有効幅員及び模擬堆雪高さを試験車両に車載した計測システムにより計測し，メジャーを用いて計測した実測値との比較を行った。なお，計測速度は，車両停止状態も含め4パターンを行い，計測速度（試験車両走行速度）の違いによる計測精度への影響についても確認した（写真-2）。

#### a) 試験条件

- ・ 試験日時 : 2011年11月16日
- ・ 試験場所 : 北海道開発局札幌開発建設部花畔除雪ステーション構内

- ・ 試験道路車道有効幅員 : 6,990 mm (実測値)
- ・ 模擬堆雪高さ : 912 mm (実測値)
- ・ 計測速度 (想定) : 0 km/h, 10 km/h, 30 km/h, 50 km/h

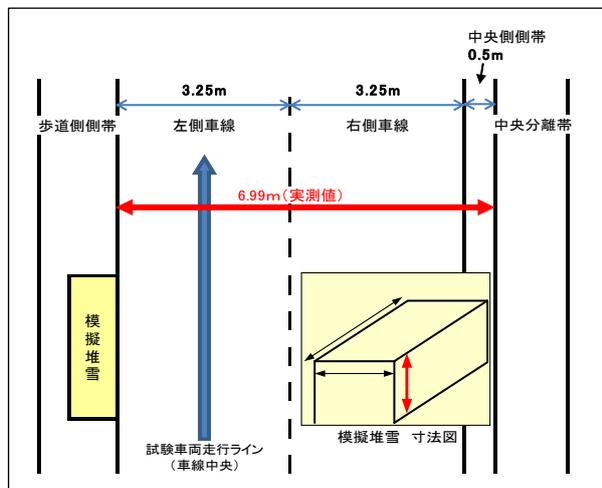


図-2 模擬道路及び模擬堆雪



写真-2 試験状況 (精度確認試験)

**b) 試験結果**

精度確認試験の結果を表-2に示す。試験車両が停止した状態での計測では、道路有効幅員の計測誤差は20mm以下、模擬堆雪高さの計測誤差は10mm以下であり、これら計測値の誤差は計測機器であるレーザースキャナーの仕様と合致する。

試験車両が走行しながらの計測では、模擬堆雪高さの計測誤差は、計測速度10km/h及び30km/hでは試験車両が停止した状態での計測結果と同じく10mm以下であったが、計測速度50km/hでは最大37mmの誤差を確認した。また、道路有効幅員の計測では、試験車両が停止した状態での計測に比べ、計測速度が速くなるほど計測誤差が大きくなり、計測速度50km/hでは最大64mmの誤差を確認した。

計測速度に伴い計測誤差が大きくなる原因は、試験車両の走行速度の上昇に伴い、路面の不陸などの走行環境が試験車両の走行姿勢に大きく影響（ピッチング等）し、車両停止状態に比べてレーザースキャナーの設置高さが増加していると想定される。また、本計測システムではプロファイルデータを一定間隔でサンプリングすることから、計測速度の上昇に伴いプロファイルする縦断距離の間隔が広がり、レーザースキャナーが計測対象物をプロファイルする回数が減少したことも計測誤差が大きくなる原因の可能性として考えられる。

表-2 精度確認試験の結果

計測速度	試験No	データ数量*1	実速度 (km/h)	道路有効幅員		模擬堆雪高さ	
				計測値 (mm)	誤差 (mm)	計測値 (mm)	誤差 (mm)
0km/h	1回目	10	0.0	6,973	-17	903	-9
	2回目	10	0.0	6,970	-20	912	0
	3回目	10	0.0	6,993	3	906	-6
	平均誤差 (絶対値)			—	13	—	5
	最大誤差 (絶対値)			—	20	—	9
10km/h	1回目	4	15.2	6,967	-23	904	-8
	2回目	4	14.7	7,002	12	905	-7
	3回目	4	12.2	6,965	-25	905	-7
	平均誤差 (絶対値)			—	20	—	7
	最大誤差 (絶対値)			—	25	—	8
30km/h	1回目	2	28.9	7,007	17	906	-6
	2回目	2	29.6	6,958	-32	907	-5
	3回目	2	27.4	6,954	-36	905	-7
	平均誤差 (絶対値)			—	28	—	6
	最大誤差 (絶対値)			—	36	—	7
50km/h	1回目	1	45.9	6,952	-38	910	-2
	2回目	1	48.0	6,926	-64	875	-37
	3回目	1	45.0	6,971	-19	879	-33
	平均誤差 (絶対値)			—	40	—	24
	最大誤差 (絶対値)			—	64	—	37

\*1: レーザースキャナーが計測対象物をプロファイルした回数

**(2) 路上計測試験**

北海道開発局札幌開発建設部が管理する一般国道において、路上計測試験を行った。計測試験は計測速度の違いによる計測の可否（速度対応性）を確認するため、試験日毎に異なる3パターン（20km/h、30km/h、40km/h）の計測速度（試験車両走行速度）で試験を実施したほか、時間経過による堆雪の形状変化が少ないと想定される試験日に、2回連続で同じ内容の計測をすることにより、計測結果の再現性を確認した。

**a) 試験条件**

- ・試験日時 : 2011年1月13日～1月25日
- ・試験場所 : 一般国道231号 KP1～KP20 / 一般国道337号 KP87～KP90

**b) 試験結果**

計測速度を変化させ計測試験を行った結果、時速40km/hの計測速度でも、堆雪及び道路付属物の形状を本計測システムにより再現できていたことから、本計測手法の時速40km/hまでの速度対応性を確認することができた（図-3）。

また、計測ではサンプリング間隔を1秒としたことから、全く同じ地点を計測することはほぼ不可能であるが、WEBカメラによって撮影した画像を確認し、ほぼ同一であると想定される地点の各速度における計測結果の比較を参考として行った。この結果、堆雪高さ及び車道有効幅員の計測では、計測値の差は100mm以下であったことから、計測結果の再現性を確認した（表-3）。

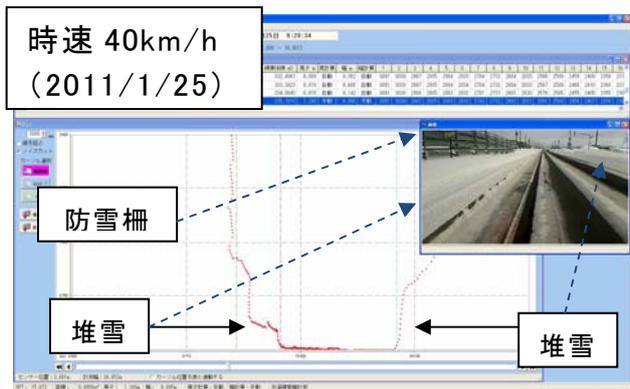


図-3 路上計測結果の表示画面

表-3 路上計測試験の結果（抜粋）

R231 KP16 (L)	20km/h (1/25)	40km/h (1/25)	計測値の差
堆雪高さ	1,280mm	1,378mm	98mm
道路有効幅員	9,895mm	9,991mm	96mm
R231 KP19 (R)	20km/h (1/25)	40km/h (1/25)	計測値の差
堆雪高さ	1,777mm	1,792mm	15mm
道路有効幅員	10,057mm	10,000mm	57mm

**5. まとめ**

安全で効率的な道路有効幅員の計測手法の確立を目的に、レーザースキャナーを用いた道路有効幅員計測システムを構築し、各種計測試験を行った。この結果、計測車両停止状態及び各計測速度における計測精度のほか、計測速度への対応性及び計測結果の再現性についても確認することができた。今後は、実用的な計測システムに向けた改良を行うなど、更なる検討を進めていく所存である。

**【参考・引用文献】**

- 1) 徳永ロベルト, 高田哲哉, 高橋尚人, 2011: 寒冷地域における冬期道路の性能評価に関する研究, 第43回土木計画学研究発表会.
- 2) 石川真大, 佐々木憲弘, 中村隆一, 今岡大輔, 2008: 運搬排雪施工管理システムの開発, 第24回寒地機械技術シンポジウム.

## 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削 Hot water drilling at the Langhovde Glacier, Antarctica

杉山慎（北海道大学低温科学研究所），澤柿教伸（北海道大学地球環境科学研究所），  
福田武博（北海道大学低温科学研究所・環境科学院）  
Shin Sugiyama, Takanobu Sawagaki, Takehiro Fukuda

### 1. はじめに

南極氷床の沿岸では，氷河（氷流）が海洋に流れ込んで棚氷を形成する．棚氷はカービングによって氷を流出し，またその底面が海水によって融解するため，氷床の質量変動に重要な役割を担っている．特に最近では，氷河の流動加速によって海洋への氷フラックスが増加し，南極氷床の質量が減少傾向にあるとの指摘がなされている<sup>1)</sup>．流動加速の原因としては，海洋の温暖化に起因する棚氷の縮小，崩壊が挙げられており，氷床と海洋の相互作用の解明が急務となっている．しかしながら，棚氷の底面融解，棚氷下の海水特性や循環，接地線（棚氷と接地氷床の境界）位置など，課題の解決に必要な情報は氷の底面下でしか観測できない．そのため，氷床と海洋の界面プロセスに関わる直接的データはほとんど得られていない．

以上のような背景に基づいて我々は，南極ラングホブデ氷河の接地線付近を熱水掘削し，掘削孔を用いて氷河の底面観測を行った．熱水掘削による南極氷床の底面観測は，日本の南極観測では初めて，世界でも実施例が限られる挑戦的な試みである．本稿では，熱水掘削システムについて紹介した後，観測地と野外活動の概要，および熱水掘削の結果について報告する．

### 2. 熱水掘削システム

熱水掘削とは，ホースで導いた熱水ジェットで氷を融かしながら掘り進む氷河・氷床の掘削手法である（図 1a）．毎時数 10 m という比較的大きな掘削速度が得られるため，氷河の内部や底面観測に必要な縦孔を設けるには最適な手法である．比較的安価で操作の容易な機器で構成されるという利点に加えて，設営が簡単なため移動しながら多点で掘削する目的にも適している．

北大低温科学研究所では 2007 年から熱水掘削システムの開発に着手し<sup>2)</sup>，スイスやパタゴニアの山岳氷河で成果を挙げてきた<sup>3,4)</sup>．ラングホブデ氷河で使用したシステム

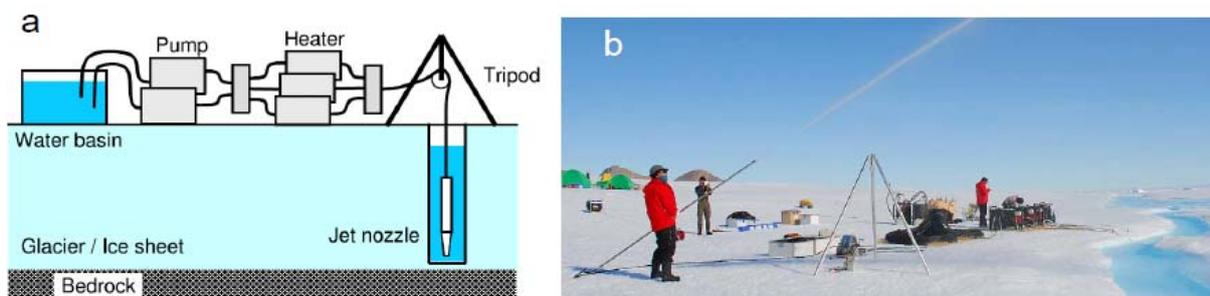


図-1 (a) 熱水掘削の概念図。(b) ラングホブデ氷河の第 1 掘削地点に設置された熱水掘削システム。写真右側の水路より融解水を汲み上げて、中央上方の熱水ジェットとして噴射する。

は、高圧ポンプとボイラーを備えた高圧熱水装置 (Kärcher 社 HDS1000BE) 3 台, 総長 750 m の高圧ホース (ブリジストン社 WAR08, 内径 12.7 mm), 低温科学研究所にて製作した掘削システム (ステンレスパイプを加工, ノズル直径 3.6 mm) によって構成される (図 1b). このシステムで毎分 30 リットル, 90°C 以上の熱水ジェットを吐出する. 100 m 程度の掘削であれば三脚と滑車でホースを操作するが, 氷の厚いラングホブデ氷河ではウィンチを使用した. 氷河上に十分な流水があればそれを直接吸い上げ, 流量が少ない場合には 2000 リットルの水槽にポンプアップしたものを水源とする.

### 3. 観測地と野外活動の概要

ラングホブデ氷河は南極昭和基地の南方約 20 km に位置し, 宗谷海岸に流れ込む典型的な流れの速い氷河である (図 2). 幅約 3 km のカービング端は年間約 130 m の速度で流動し, 氷を海に流出している<sup>5)</sup>. 氷河末端部は約 2 km にわたって極めて平坦な表面地形が続いており, 棚氷を形成していると考えられる. 平坦域の上流側では急激に表面傾斜が変化しており, その周辺に接地線が位置することを示唆している<sup>6)</sup>. 接地線と想定される地域の表面高度は海拔 40~50 m であり, 浮氷の力学的な平衡を仮定すれば氷厚は約 400~500 m と推定される.

掘削地の決定には, 推定された接地線位置を参考にした. 当初は接地線の上流側と下流側の二ヶ所での掘削を予定しており, 推定接地線の約 1 km 上流側を第 1 掘削地点とした (図 2b). しかしながら後述するように, 掘削によってこの地点が浮氷であることが判明したため, さらに 0.5 km 上流に第 2 掘削地点を定めた. 観測を行った 2012 年 1 月には, 氷河末端から少なくとも 4 km 上流まで裸氷が広がり, 融解水が流れる水路や, 直径数 10~数 100 m の湖が確認された.

2011 年 12 月 28 日に砕氷船しらせを出発し, 3 日間の偵察行動を行った後, 第 1 掘削地点にキャンプを設営して観測活動に入った. 熱水装置の調整に数日を費やした後, 1 月 6 日と 8 日に掘削を実施. その後キャンプを移動し, 1 月 16 日と 21 日には第 2 掘削地点にて掘削を行った. 掘削作業終了後は掘削孔を使った測定, 氷河上でのアイスレーダ, GPS 測定などを実施し, 1 月 29 日にキャンプを撤収して昭和基地に入った. その後はヘリコプターを使って日帰りの観測を何度か行い, 2 月 9 日に全ての観測活動を終了した. 観測活動の概要を表 1 にまとめる.

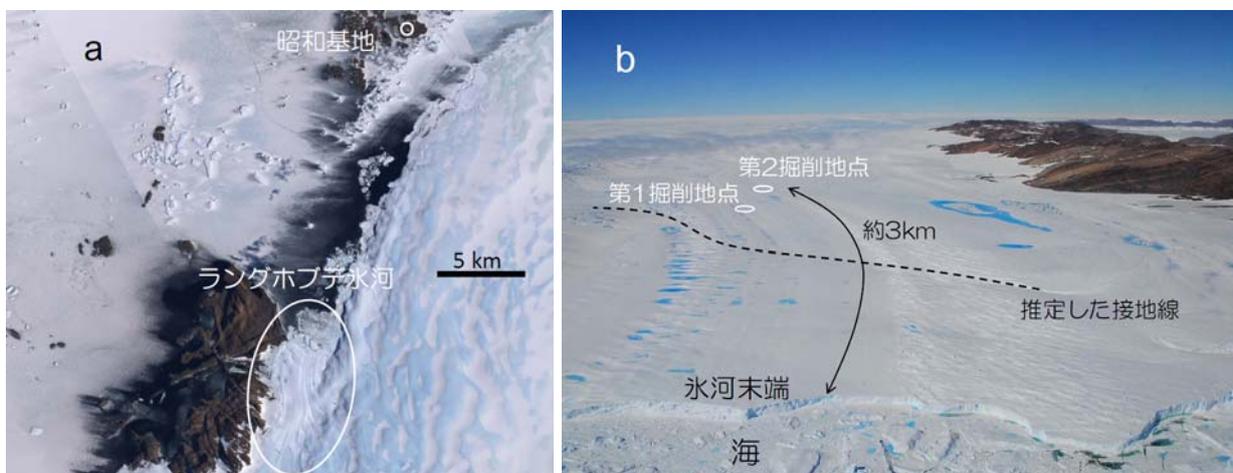


図-2 (a) 南極沿岸の人工衛星写真にラングホブデ氷河と昭和基地を示す。  
(b) ラングホブデ氷河のカービング端から上流側を望む。

表-1 ラングホブデ氷河における観測活動の概要

	期間 (2011~2012年)	活動内容	宿泊地
予察期間	12月28日~1月1日	氷河上偵察, 掘削地決定	予察キャンプ(氷河脇)
第1掘削期間	1月2~14日	熱水掘削, 掘削孔観測, 流動測定, 気象観測	第一掘削地点キャンプ
第2掘削期間	1月15~21日		
観測期間	1月22~29日	氷厚探査, 氷河測量, 流動測定, 気象観測	第二掘削地点キャンプ
観測継続期間	1月30日~2月9日	氷厚探査, 測定装置メンテ	昭和基地

#### 4. 熱水掘削の結果

熱水掘削では氷河底面への到達を判断することが容易でない。しかしながら今回は、掘削孔の水位変化から明瞭なシグナルが得られた。氷河の氷に透水性がないため、掘削中は注入した熱水と同量の融解水が孔からあふれ続ける。やがて掘削が氷河底面に到達すると、孔内の水が底面に排水されて水位が下がり掘削が完了したことが示唆された。掘削孔が氷河を貫通したことは、掘削後孔に挿入したビデオカメラによっても確認された<sup>7)</sup>。

掘削完了後、フロート式の水位計で孔内の水位を測定し、CTD（電導度・温度・深度）センサ（IDRONAUT社 Ocean Seven 304）を挿入して孔内と氷河底の水深と水質を測定した。その結果、第1掘削地点は氷の厚さが398mであり、その下に深さ24mの海水層が存在することが明らかになった。さらに上流に位置する第2掘削地点も、厚さ431mの氷の下は深さ10mの海水層であった。以上の結果から、表面地形から判断した接地線よりも上流側にも関わらず、掘削を行った二地点が浮氷上にあることが判明した。観測によって明らかになった氷河断面と実施した観測内容を図3に、また4本の掘削孔の詳細を表2にまとめた。

今回行った掘削の総長は1650mであり、平均掘削速度は40 m hr<sup>-1</sup>であった。熱水装置が消費した燃料は、ボイラー用の軽油が810リットル、ポンプエンジン用のガソリンが255リットルであり、燃料消費率はそれぞれ1.92リットル hr<sup>-1</sup>と5.86リットル hr<sup>-1</sup>となった。

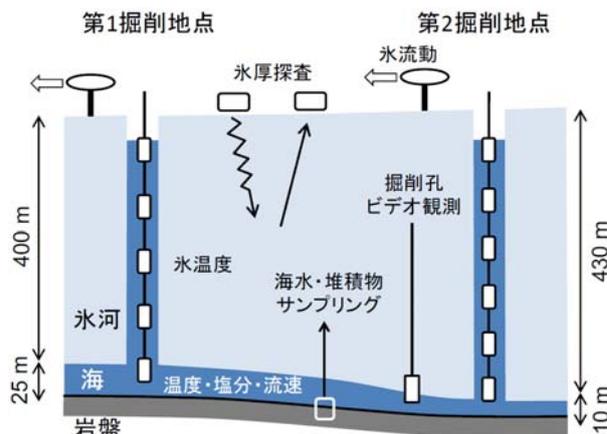


図-3 掘削によって明らかになった氷河断面の模式図と実施した観測の概要。

表-2 掘削孔の詳細

掘削地点	掘削日	氷厚 (m)	海水深 (m)	表面に対する掘削孔水位(m)
第1掘削地点 S 69°12'09" E 39°49'21"	2012年1月6日	未測定	未測定	30.6
	2012年1月8日	398.4	24.2	31.4
第2掘削地点 S 69°12'24" E 39°49'26"	2012年1月16日	431.4	11.3	42.5
	2012年1月21日	429.6	9.2	42.0

## 5. まとめ

2011年12月から2012年2月にかけて、南極ラングホブデ氷河の接地線付近で熱水掘削をおこなった。その結果二ヶ所で合計4本の全層掘削に成功し、それぞれの場所の氷厚(約400および430 m)と氷河下の海水層の深さ(約25および10 m)を確認した。これらの場所は、表面の起伏に基づく従来の判断基準では接地域に当たる場所であり、氷河上の観測から接地線を決定することの難しさが明らかになった。図3に示した通り、掘削孔内部と氷河上で各種の観測を実施している。それらの結果については場所を改めて報告する。

## 6. 謝辞

ラングホブデ氷河での観測にあたっては、第52次および第53次日本南極地域観測隊のサポートを受けた。特に樋口和生氏と白濱政典氏には、それぞれ野外行動の安全管理と熱水掘削システムの修理調整に尽力頂いた。棚氷下での海水測定は青木茂氏(北大低温研)の準備によって実施した。また熱水掘削装置の改良において新堀邦夫氏(北大低温研)の協力を得た。以上の方々に感謝致します。本研究は第53次日本南極地域観測隊のプロジェクトとして、その一部に科研費(挑戦的萌芽研究23651002)の助成を受けて実施した。

### 【参考・引用文献】

- 1) Pritchard, H. D., R. J. Arthern, D. G. Vaughan and L. A. Edward, 2009: Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, **461**, 971–975.
- 2) Tsutaki, S. and S. Sugiyama. 2009. Development of a hot water drilling system for subglacial and englacial measurements. *Bulletin of Glaciological Research*, **27**, 7–14.
- 3) Tsutaki, S., D. Nishimura, T. Yoshizawa and S. Sugiyama. 2011. Changes in glacier dynamics under the influence of proglacial lake formation in Rhonegletscher, Switzerland. *Annals of Glaciology*, **52**(58), 31–36.
- 4) Sugiyama, S., P. Skvarca, N. Naito, H. Enomoto, S. Tsutaki, K. Tone, S. Marinsek and M. Aniya. 2011. Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience*, **4**, 597–600.
- 5) 福田武博, 杉山慎, 澤柿教伸, 2012: 南極ラングホブデ氷河における表面流動速度測定と氷厚探査, *北海道の雪氷*, **31**, 97–100.
- 6) 福田武博, 杉山慎, 澤柿教伸, 2011: ALOS/PRISM ステレオ画像を用いた南極ラングホブデ氷河の表面地形解析, *雪氷研究大会(2011・長岡)講演要旨集*, 170.
- 7) 澤柿教伸, 杉山慎, 福田武博, 2012: 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削孔を用いたビデオ観察, *北海道の雪氷*, **31**, 93–96.

# 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削孔を用いたビデオ観察 Borehole video observation of the Langhovde Glacier, Antarctica

澤柿教伸 (北海道大学地球環境科学研究所), 杉山 慎 (北海道大学低温科学研究所),  
福田武博 (北海道大学低温科学研究所・環境科学院)  
Takanobu Sawagaki, Shin Sugiyama and Takehiro Fukuda

## 1. はじめに

2011年12月から2012年2月にかけて、南極氷床と海洋との相互作用解明を目的に、宗谷海岸ラングホブデ氷河の棚氷部分において熱水掘削を実施し、掘削孔を用いた様々な観測項目の一つとしてビデオカメラを用いた観察を行った。掘削に関する詳細は本誌前稿<sup>(1)</sup>を参照いただくとして、本稿では、ビデオカメラ観察について詳述する。

## 2. 小型ビデオカメラ

掘削孔を用いたビデオ観察に際し、掘削孔の直径が最低で60 mm程度となることを想定して、細身のカメラを2種類採用した(図-1)。その一つは、バイオロギング用に極地研究所とリトルレオナルド社が共同で開発した耐水性小型カメラである。日本の南極観測隊では、ペンギンの背中に装着して、ペンギンの行動中の様子を記録するのに用いられている実績がある。これをP-typeと呼ぶ。もう一つは、米国Looxcie社が市販しているLX2というウェアラブルカメラである。これは空气中の10 m程度の距離であれば、BluetoothによってiPhoneやiPadとつないで、動作セッティングを行ったりモニタ画像を転送したりできる。これをS-typeと呼ぶ。



図-1 P-type カメラ (左) と S-type カメラ (右)

P-type については、水深500 mまでの耐圧性は備えているが照明がないため、別途、LED照明と照明用バッテリー容器を備えた耐圧ハウジングを開発し、カメラに装着した(図-2左)。一方、



図-2 P-type 用耐圧照明ハウジング (左) と S-type 用耐圧容

S-type は、そもそも水中での使用を想定した製品ではないので、独自に LED 照明を作成し、また照明用バッテリーと本体を一緒に格納できる 500 m 水深耐圧容器も作成した (図-2 右, 図-3)。これらの外径は 50-60 mm で、想定する掘削孔の直径をひっかかりなく上下させられるぎりぎりの大きさである。

どちらのカメラも内部メモリに mpeg4 形式の動画を 1 時間程度記録できる。

S-type は Bluetooth で iPad 等に接続している間はリアルタイムでモニタできるが、水中に入ったり離れたたりして電波が

届かなくなるとモニタできなくなる。そのため、両者共に、基本的にはリアルタイムモニタは行わず、作業終了後に、記録された動画データを吸い上げて PC で視聴することとした。

P-Type には記録画像にタイムスタンプを挿入する機能があるが、S-type にはそれがない。また、両者のカメラ共に、撮影位置に相当する掘削孔挿入深度を記録する機能がない。そこで、温度圧力センサー (JFE アドバンテック社製 ATD-HR) と連結して掘削孔に下ろし、これらの時間記録を同期させることで撮影深度および時刻を記録した (図-4)。

### 3. 掘削孔への挿入

温度圧力センサーと連結したカメラを  $\phi 2$  mm のケブラーロープの先に結びつけ、手作業で掘削孔内を上下させた。ケブラーにはあらかじめ 50 m ごとに目印をふり、およその挿入深度を知ることができるようにした。図-4 に示すとおり、場合によっては、上向きと下向きにカメラを連結させた。

カメラのメモリ容量により 1 回当たりの録画時間が 1 時間程度に制約されるので、約 400 m の掘削孔およびその下の海水中を効率よく撮影するために、下降時は 30-40 分程度かけて下ろし、着底したと思われる深度で数分間静止させた。引き上げ時は着目する深度のみ比較的低速で上昇させた。リアルタイムモニタができないため、掘削作業時の掘れ具合、掘削孔内の水位、掘削孔底の深度、カメラ挿入時の感触などを手がかりにしてカメラを昇降させた。特に約 400m 下の掘



図-3 S-type カメラを LED 照明とともに耐圧容器に収めたところ

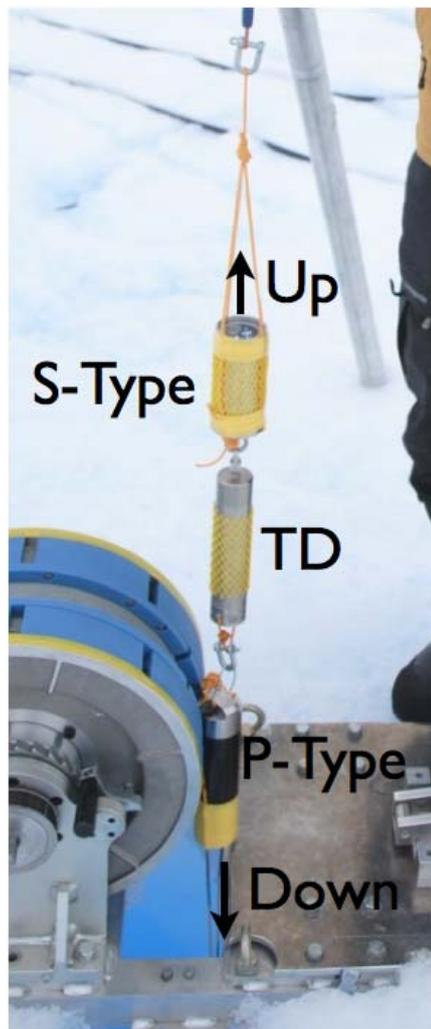


図-4 掘削孔へ挿入する直前のカメラ。温度圧力計 (TD) をはさんで上下向きにカメラを連結している。

削孔底から，その下にある 25 m 深の海水層および海底にかけては，ケーブラーを手繰る指先に感覚を集中させてカメラを操作した．

#### 4. 結果

表-1 に撮影したビデオファイルとその取得時刻や長さなどの詳細をまとめた．ハッチを施した項目は上下同時に撮影したペアである．図-5 に 2012 年 1 月 8 日と 9 日に取得した動画から切り出した画像を示す．図-5A と B に映っている紐は，カメラを鉛直下向きにするために重りを先行させた際に用いた吊り下げ紐である．

表-1 掘削孔カメラで撮影したビデオファイルとその詳細

File Name	Date	Length	StartTime	EndTime	Duration	Hole#	Up/Down	Camera	Sub
clip0058.mp4	2012/1/6	0:04:20	6:27:00	6:32:40		1	D	S	
20120107_040341.AVI	2012/1/7	0:23:08	4:03:41	4:24:04	0:20:23	1	D	P	
clip0061.mp4	2012/1/8	0:58:49	21:47:11	22:46:00		2	D	S	120108a-clip0061.dat
clip0064.mp4	2012/1/9	0:45:33	10:32:27	11:18:00		2	U	S	120109a-clip0064.dat
20120109_162201.AVI	2012/1/9	1:07:22	10:22:01	11:21:15	0:59:14	2	D	P	
clip0086.mp4	2012/1/10	0:35:51	9:05:09	9:41:00		2	D	S	
clip0087.mp4	2012/1/10	0:35:13	14:58:47	15:34:00		2	D	S	
clip0095.mp4	2012/1/17	0:37:48	1:04:12	1:42:00		3	D	S	120117a-clip0095.dat
clip0097.mp4	2012/1/17	0:43:24	13:10:36	13:54:00		3	D	S	120117b-clip0097.dat
20120117_190500.AVI	2012/1/17	1:04:12	13:05:00	14:01:26	0:56:26	3	U	P	
20120118_161455.AVI	2012/1/18	0:41:05	16:14:55	16:51:03	0:36:08	3	D	P	
clip0098.mp4	2012/1/21	0:34:51	21:45:09	22:20:00		4	D	S	120121a-clip0098.dat
20120122_033931.AVI	2012/1/21	0:48:39	21:39:31	22:22:18	0:42:47	4	D	P	

図-5A は，掘削孔内を下降している時の画像であるが，屈曲や分岐もなくスムーズに開孔できている様子が確認できた．図-5B はちょうど掘削孔底から海水層へ出るところである．掘削孔底においても，耐圧容器が十分に通過できるだけの径が開孔されていることが確認できた．また，動画には，掘削孔内の真水と海水との境界で屈折率が変化する様子も捕らえられた．図-5C は，約 400m の掘削孔を抜けてさらに海水層を 25 m 下がったところで到達した海底の様子である．カメラが着底したかどうかは，氷河表

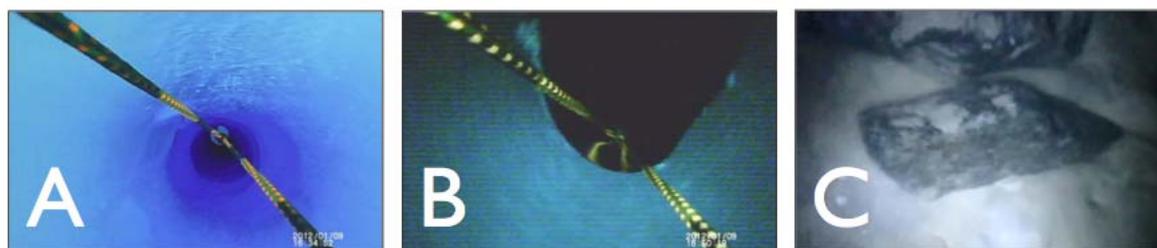


図-5 掘削孔 2 (Site1) で撮影したカメラの画像．

A) 掘削孔内 (20120109\_162201)，B) 掘削孔底 (20120109\_162201)，C) 海底の様子 (clip0061)

面上から 400 m 以上繰り出したケブラーを手繰る感触によって判断するしかないが、カメラの焦点内および照明の届く範囲内で鮮明に撮影できていた。

カメラが着底した際には、白色の微粒子が海水に静かに巻き上がる様子が撮影されており、比較的流速の遅い静穏な堆積環境にあることが推測される。また、 $\phi$  40-50 cm と推定される黒褐色の垂円礫が白色の細砂-シルト上に点在している様子も確認できた。この垂円礫の形状は、緩やかな凸型面および 2-3 方向のファセットを持つ面が特徴的で、典型的な氷食礫の形状を示しており、おそらく氷底をひきずられてきた礫が海底にドロップしたものであろうと考えられる。

図-5C と同じ海底の様子を撮影した際に、動きのある生物が照明に誘われるかのようにフレームインしてくる様子が撮影されていた。これにより、カメラが到達したのが海底であることは確実となった。氷河先端の太陽光が届く氷海域からおよそ 2.5 km さかのぼった氷厚 400 m の棚氷下、しかも、接地線ぎりぎりの箇所、このような生物相が確認されたことはこれまで例がなく、実施した我々にとっても予想外の結果であった。今後、この生物の種の同定等に関する解析を進めていく予定である。

## 5. まとめ

熱水掘削孔を用いたビデオ撮影により、400 m 深に及ぶ掘削孔内およびその下の海水中の様子を撮影することに成功した。撮影時間などの制約事項は電子的な改良によって改善可能であるが、リアルタイムモニタできない点は問題が残る。

ビデオカメラによって観察された掘削孔内の様子や海水層および海底の地質・生物学的事象は、ラングホブデ氷河という対象そのものが、今後、雪氷-海洋-生物-地質といった複数の分野にまたがった研究課題へと発展できる大きな可能性を持つフィールドであることを示しており、今後の展開が期待される場所である。

## 謝辞

本研究を実施するにあたり、協力していただいた国立極地研究所の職員ならびに JARE-52・53 の隊員諸氏に心より感謝申し上げます。本研究には、科学研究費補助金（挑戦的萌芽 23651002：代表、杉山慎）、ならびに情報・システム研究機構研究者交流促進プログラム交流促進経費（国立極地研究所-北海道大学地球環境科学研究院間協定）の一部を使用した。

## 【参考・引用文献】

1) 杉山慎、澤柿教伸、福田武博 2012: 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削. *北海道の雪氷*, 31.

## 南極ラングホブデ氷河における表面流動速度測定と氷厚探査

Measurements of flow velocity and ice thickness at the Langhovde Glacier, Antarctica

福田 武博 (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)

澤柿 教伸 (北海道大学 地球環境科学研究科)

Takehiro Fukuda, Shin Sugiyama, Takanobu Sawagaki

### 1. はじめに

近年の衛星観測技術の進歩により、大規模な棚氷の崩壊に伴う氷河流動の加速<sup>1)</sup>や、広範囲に及ぶ溢流氷河の表面標高低下<sup>2)</sup>など、氷床沿岸部での顕著な氷河変動が多く報告されている。末端が海洋に接している氷河では、潮位変化が棚氷にかかる浮力を変化させて氷河流動に影響を及ぼすという報告もあり<sup>3)</sup>、「海洋」と「棚氷」の相互作用は非常に重要なものである。この相互作用解明を目的とし、我々は第53次南極地域観測の一つとして、宗谷海岸のラングホブデ氷河において氷床・棚氷および海洋での観測を行った。2011年12月から2012年2月にかけて行った野外観測で、熱水掘削システム<sup>4)</sup>を用いて氷河を貫通する掘削を行い、氷河底面の映像や水圧変化などのデータを得た<sup>5),6)</sup>。本報では、潮位変化と流動速度の関係、および長期的な流動場の変化、そして氷厚と表面高度の測定結果を報告する。

### 2. 手法

#### 2.1. 表面流動速度測定

ラングホブデ氷河の末端から約3kmの範囲で、高精度GPSを用いて流動速度を測定した。また、過去の流動速度変動履歴を明らかにするため、衛星画像を用いた解析も行った。

##### 2.1.1. GPSによる流動測定

2012年1月3日から1月29日にかけて、氷河末端や熱水掘削地点の近傍など4か所でGPSによる氷河表面の流動速度観測を行った(図-1:GPS1-4)。1.5m長のポールをGPSアンテナ設置架台とし、強風や融解の影響でアンテナが動かないよう氷河表面に1.0m以上埋め込んで観測局とした。氷河左岸の露岩上にはGPSの基準局を設置し(図-1:GPS Fix)、スタティック干渉測位により1時間毎に各観測局の座標を測位した。過去の同様な観測によれば、測定誤差は水平方向に2-3mm、垂直方向に約10mmである。なお観測期間終了後は、2地点の観測局(GPS2,4)を現場に残置して測定を継続している。このデータは2013年に回収予定である。

##### 2.1.2. 衛星画像解析

2006, 07, 10年に撮影された、ALOS(Advanced Land Observing Satellite)に搭載されたPRISM(パナクロマチック立体視センサー)による衛星画像を解析した。いずれの画像も、氷河表面が積雪でおおわれていない11月に撮影された画像を選んだ。異なる時期に撮影された2枚の画像組(2006-07年と2007-10年)について、それぞれ共通して確認できる氷河上の特徴(クレバスや融解水がたまった池など)を100地点以上選択した。地理情報システムArcGIS(ESRI)を用いて得た位置座標から、1年間ない

し3年間の流動速度を求めた. 位置座標の測定に起因する流動速度の誤差は最大で  $1.6 \text{ m a}^{-1}$  であった.

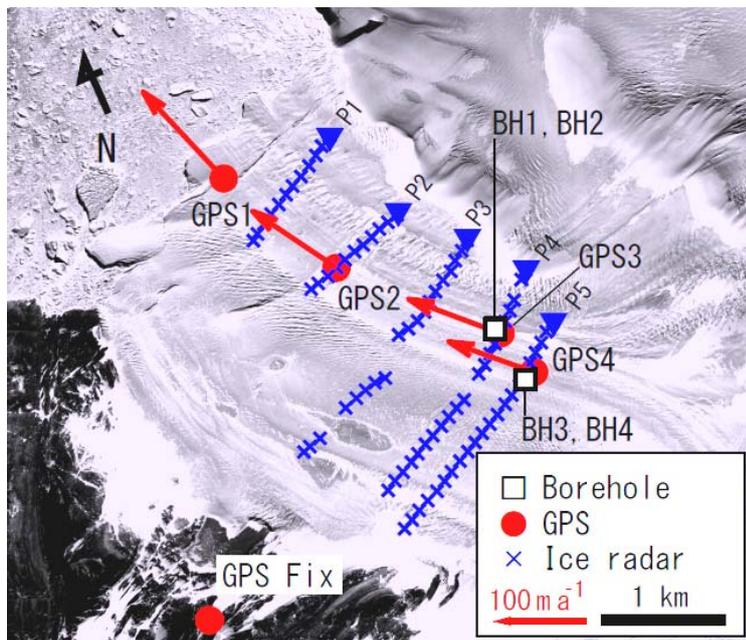


図-1 流動速度と氷厚の観測地点

GPS 測定の観測局 (● : GPS1- 4) と基準局 (● : GPS Fix), 氷厚測定線 (▼, × : P1- 5), 熱水掘削地点 (□ : BH1- 4) を示す. GPS1- 4 の水平流動速度ベクトルを矢印で表す.

## 2. 2. 氷厚測定

氷河を横断する測定線を設定し(図-1), アイスレーダ(Ohio 州立大学製作)を用いた氷厚探査を行った. このアイスレーダは 5 MHz の電磁波パルスを発生させる送信機と受信機からなり, 氷を伝播し氷河底面で反射した電磁波を受信するものである. 反射波が受信機に到達する遅延時間をもとに, 測定地点での氷厚を決定した. 本観測では送受信機間の距離は 20 m とし, 測定線上を約 100 m 間隔で氷厚を測定した.

## 3. 結果

### 3. 1. 表面流動速度測定

#### 3. 1. 1. GPS による流動測定結果

GPS2 において観測された水平流動速度および垂直変位を図-2 に示す. 図には掘削孔(図-1: BH3)で測定した氷河底面水圧も併せて示す. 1日2回のピークを持つ潮位変化に起因する氷河底面の水圧変化および垂直方向の変位が観測された. 水平流動速度についても, 潮位変化と同じく1日2回の周期をもつことが観察された. しかし, 潮位のピークと水平流動速度のピークは同期しておらず, 潮位が極少値となる直前に流動速度が極大値となっていた. また, その流動速度変化は数倍にも及び, 2 m 程度の僅かな海水

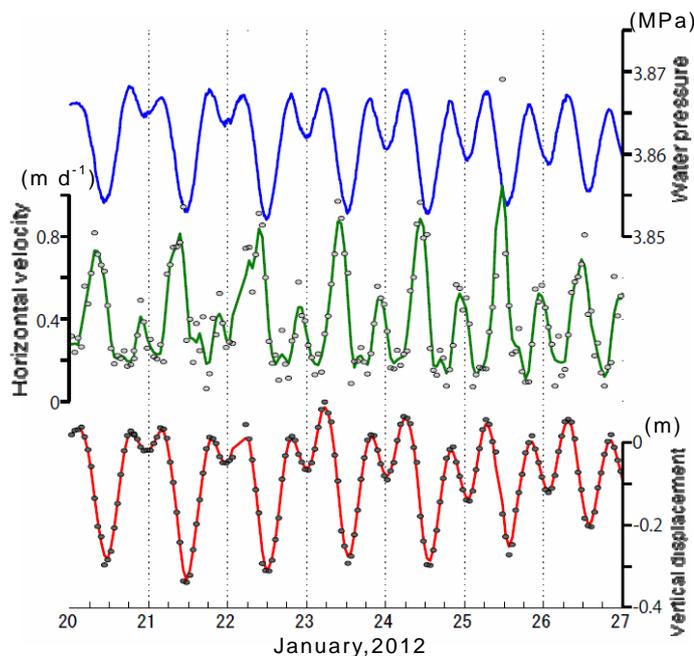


図-2 氷河流動速度と潮位の変化

1月20 - 27日のBH2における氷河底面水圧の変化(上)と, GPS2における水平流動速度(中)および垂直変位(下)を示す.

位の変化が流動速度に大きな影響を与えることが明らかになった。

### 3.1.2. 衛星画像解析によって得られた流動速度の比較

人工衛星画像によって得られた流動速度分布を図-3 に示す。氷河中央末端部における最大流動速度は、2006/07 年では  $134 \text{ m a}^{-1}$  であったが、2007/10 年には  $123 \text{ m a}^{-1}$  に低下していた。末端部だけでなく、氷河全域にわたって流動速度の減少が確認された。

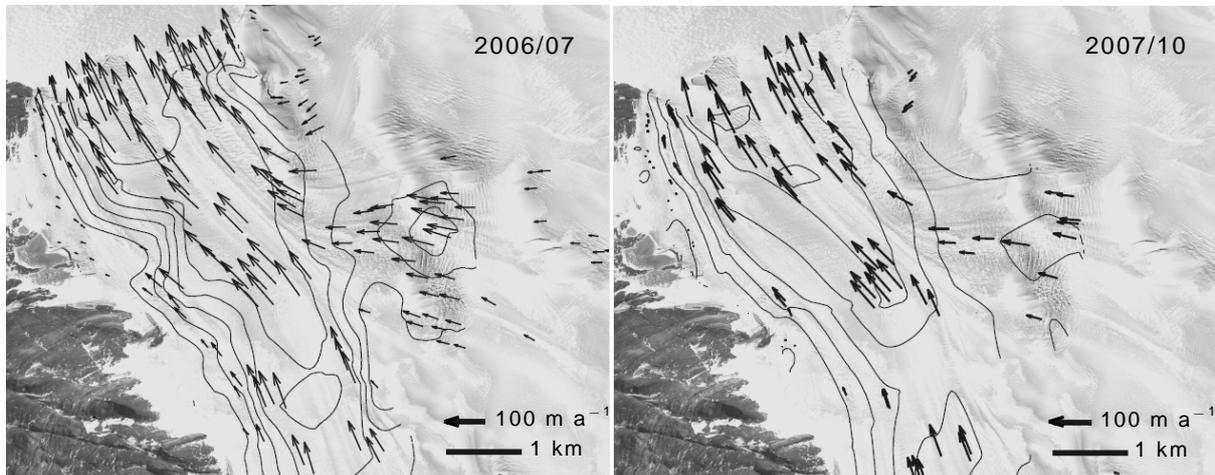


図-3 衛星画像解析による氷河流動速度分布

(左)2006/07 年, (右)2007/10 年の流動速度分布. 追跡した特徴の流動速度を矢印で示す. 流動速度の分布を  $20 \text{ m a}^{-1}$  間隔の等値線で表す.

また、GPS 測定地点における過去の流動速度を表-1 に比較する。GPS2 および 3 の地点において、GPS 観測による流動速度は、衛星画像解析によって得られた 2007/10 年の流動速度よりも約  $10 \text{ m a}^{-1}$  増加していた。一方、上流に位置する GPS4 の地点では大きな変化は確認できなかった(表-1)。このことより、観測地の流動速度分布に変位が生じていることが確認できた。

表-1 GPS 観測と衛星画像解析によって得られた流動速度の比較

GPS1 の地点は 2007 年までは氷河が存在せず比較ができないので、表では省略した。

	2006- 07(衛星画像)	2007- 10(衛星画像)	2012(GPS)
GPS2	118.9	105.9	112.2
GPS3	109.7	100.0	110.5
GPS4	110.2	100.8	101.8

( $\text{m a}^{-1}$ )

### 3.2. 氷厚測定結果

深さ 400 m の熱水掘削を行った地点(BH2)において、反射波遅延時間は  $4.35 \mu\text{s}$  であった。このことから、氷中の電磁波伝播速度は  $181.1 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$  と求められた。この速度を用いて、各地点で観測された遅延時間より氷厚を決定した。クレバス帯や末端付近においては、明瞭な反射波を確認できない傾向が強かった。これは、電磁波が氷河底面だけではなく、氷-空気界面でも反射してノイズを与えるためと考えられる。反射波が確認できた地点に限ると、氷厚は末端付近でおよそ 250 m、観測地上流端で約 400 m であった(図-4)。

図-4 氷厚測定結果

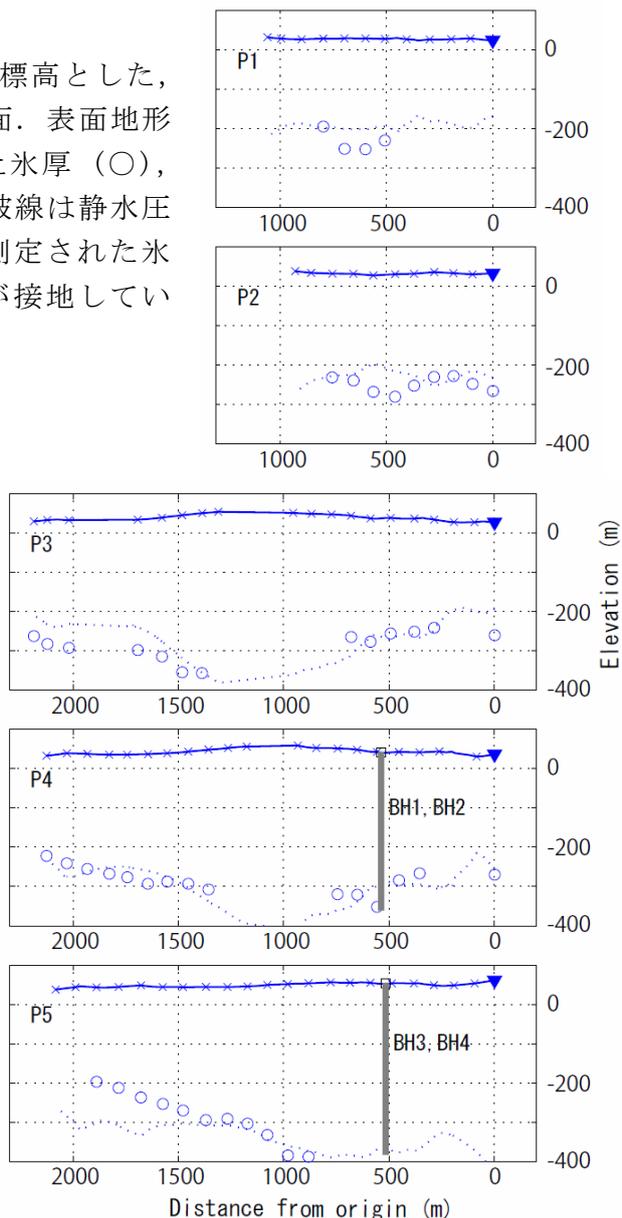
横軸を測定線東端からの距離、縦軸を標高とした、氷厚測定線 P1- 5 における氷河横断面。表面地形 (実線)、測定線東端 (▼)、測定された氷厚 (○)、熱水掘削地点 (□: BH1- 4) を示す。破線は静水圧平衡を仮定したときの氷厚である。測定された氷厚が破線よりも上にある場合、氷河が接地していることを意味する。

謝辞

ラングホブデ氷河観測にあたり、様々な支援を受けた第 52 次および第 53 次日本南極地域観測隊のみなさま、観測装置の準備や測定へのアドバイスをいただいた北海道大学低温科学研究所 青木茂准教授と国立極地研究所 伊村智教授に厚くお礼申し上げます。本研究は第 53 次日本南極地域観測隊の一般研究観測として実施し、その一部に科研費(挑戦的萌芽研究 23651002)と日本極地研究振興会の助成を受けた。ここにお礼申し上げます。

参考・引用文献

- 1) Scambos, T. A., J. A. Bohlander, C. A. Shuman and P. Skvarca, 2004: Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, **31**, L18402, doi:10.1029/2004GL020670.
- 2) Pritchard, H. D., R. J. Arthern, D. G. Vaughan and L. A. Edward, 2009: Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, **461**, 971 - 975.
- 3) Aðalgeirsdóttir, G. and 6 others, 2008: Tidal influence on Rutford Ice Stream, West Antarctica: observations of surface flow and basal processes from closely spaced GPS and passive seismic stations. *Journal of Glaciology*, **54** (187), 715-724.
- 4) Tsutaki, S. and S. Sugiyama. 2009. Development of a hot water drilling system for subglacial and englacial measurements. *Bulletin of Glaciological Research*, **27**, 7-14.
- 5) 杉山慎, 澤柿教伸, 福田武博, 2012: 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削, *北海道の雪氷*, **31**.
- 6) 澤柿教伸, 杉山慎, 福田武博, 2012: 南極ラングホブデ氷河における熱水掘削孔を用いたビデオ観察, *北海道の雪氷*, **31**.



# 人工衛星画像を用いた南パタゴニア氷原カービング氷河の 流動速度測定

## Velocity fields of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield measured using satellite images

榊原 大貴 (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)

Daiki Sakakibara, Shin Sugiyama

### 1. はじめに

南米南部に位置する南パタゴニア氷原 (12,550 km<sup>2</sup>)<sup>1)</sup> は南半球最大の温暖氷塊である (図-1). 氷原西側では主に海洋に, 東側では湖に, 多数のカービング氷河が流れ出しており, 氷原の質量収支に大きな影響を与えている. しかしながら, 同様にカービング氷河が多いアラスカやグリーンランドと比較して, パタゴニアでは氷河の流動速度の観測は非常に少ない. 本研究では, 南パタゴニア氷原全域でカービング氷河の流動速度を明らかにすることを目的として, 人工衛星データを用いて流動速度測定を行った.

### 2. データと手法

#### 2.1. 人工衛星画像

本研究ではアメリカ地質調査所 (USGS) が配布している Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) Band 8 のパンクロマティック画像を使用した (図-1). 地上分解能は 15 m である. この画像は人工衛星の位置や姿勢情報, 地上基準局, 数値標高モデル (DEM) を用いてラジオメトリック補正と幾何補正がなされている. 南パタゴニア氷原全域で測定を行うため, 2000 年から 2001 年に撮影された, ローパスが 231-094, 232-094, 231-095, 232-095, 231-096 の画像 10 枚を用いた. 流動測定を行った画像 2 枚の撮影間隔は 32-64 日であった.

#### 2.2. 画像相関法による流動速度測定

本研究では, 2 時期の可視画像を比較して, 氷河表面特徴の変位から流動速度を測定する画像相関法を用いた<sup>2)</sup>. 先に撮影された画像中に

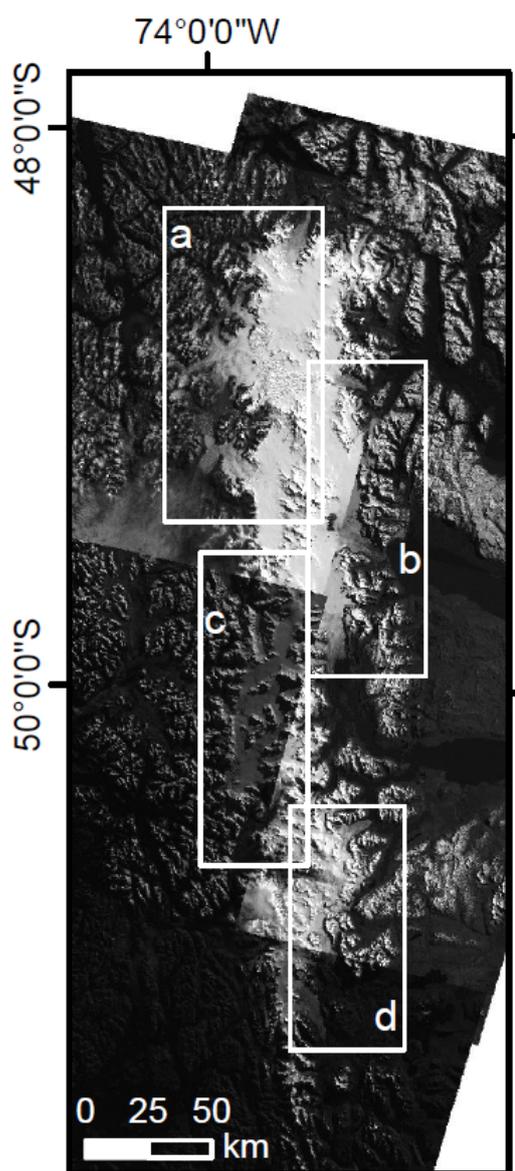


図-1 南パタゴニア氷原の Landsat 7 ETM+ パンクロマティック画像. 図中の白枠と記号は図-2 の表示範囲を示す.

参照領域を設定し、他方の画像中に参照領域より大きな検索領域を設定する。検索領域内で参照領域との相互相関係数分布を計算し、その極大値の座標と参照領域の元の座標から、その地点の変位を測定した。パタゴニアの氷河では、流動速度が速く、大きな変位が予測されるため、比較的大きな検索領域 (128×128 pixel, 1920×1920 m)を設定した。一方、参照領域は、小規模な氷河での測定を可能にするため、比較的小さな範囲 (16×16 pixel, 240×240 m)を設定した。8 ピクセル毎に参照領域を設定し、流動速度の空間分布を得た。画像相関法による主な誤差要因は、(1)2枚の画像の位置合せ誤差、及び(2)誤相関による誤差である。(1)の誤差を減少させるため、氷河外の不動点(岩盤)の平均変位を画像のずれとみなして、解析結果より差し引いた。また(2)の誤差を減少させるため、流動速度の空間分布の中で上下及び左右との差が大きい値 ( $\pm 200 \text{ m a}^{-1}$ 以上)を除外した。

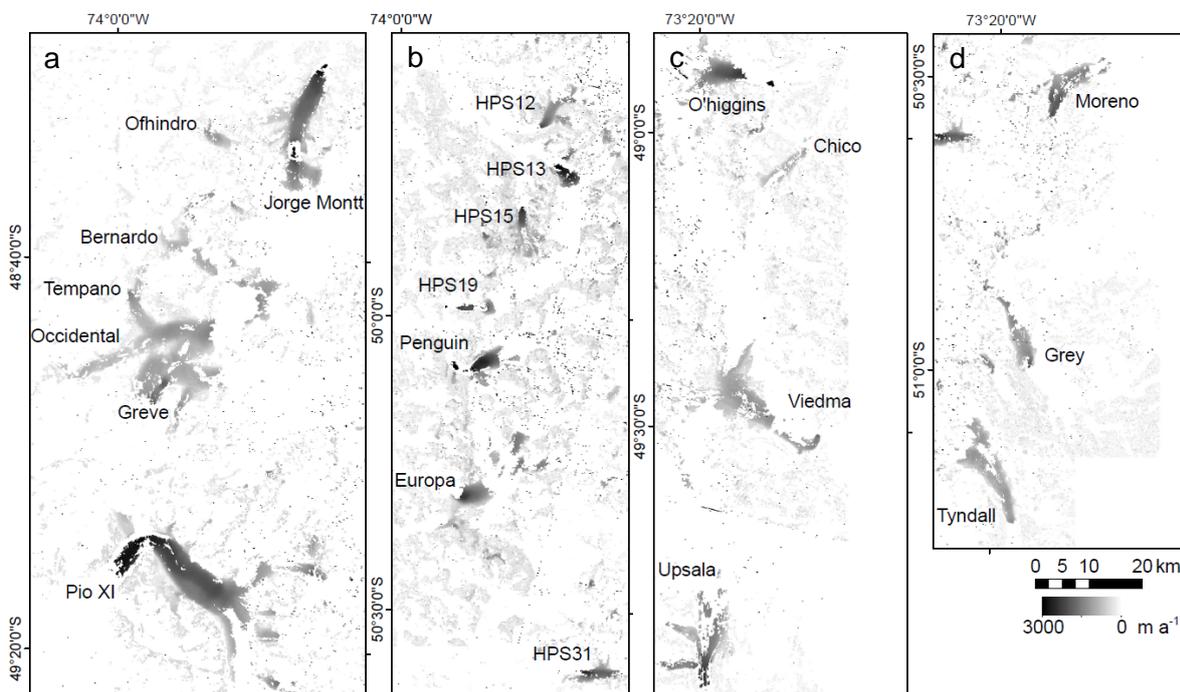


図-2 2000年から2001年の南パタゴニア氷原におけるカービング氷河の流動速度。(a)北西部。(b)南西部。(c)北東部。(d)南東部。

### 3. 結果

#### 3.1. 北西部(図-2(a))

海洋に流入する Jorge Montt 氷河では、最大  $5000 \text{ m a}^{-1}$  の速度が末端から 3 km 上流で観測され、下流方向に大きな流動増加が見られた。また中流部の急傾斜地域では、流動速度が  $3000 \text{ m a}^{-1}$  に達し、末端から 20 km 付近まで  $1000 \text{ m a}^{-1}$  を超える速度が観測された。なお末端付近では、表面の著しい変形により測定値が得られなかった。湖に流入する Ofhindro, Bernardo, Occidental 氷河では、流動速度は最大  $700 \text{ m a}^{-1}$  であり、その空間変化は Jorge Montt 氷河と比較すると小さい。その南方で同様に湖に流入する Greve 氷河では、下流方向に流動増加が見られ、末端から 3 km 上流の地点で速度は  $1400 \text{ m a}^{-1}$  に達する。南パタゴニア氷原で最大の面積を持ち、海洋に流入する Pio XI 氷河では、南側の末端から上流 30 km まで  $1000 \text{ m a}^{-1}$  を超える速度が見られたが、北側の末端では最大  $300 \text{ m a}^{-1}$  であった。

### 3.2. 南西部(図-2(b))

海洋に流入する HPS12, HPS13, HPS15, HPS19, Penguin, Europa, HPS31 氷河の末端では、画像の影の影響や、表面特徴の著しい変形により測定値が得られなかった。末端から 2-5 km 上流で流動速度は  $1700 \text{ m a}^{-1}$  に達しており、特に Penguin 氷河では、末端から 4 km 上流で  $5700 \text{ m a}^{-1}$  であった。いずれの氷河でも、末端に向けた大きな流動増加が見られた。

### 3.3. 北東部(図-2(c))

湖に流入する O'higgins 氷河では測定値を得ることができなかったが、最大  $2600 \text{ m a}^{-1}$  の速度が末端から 2 km 上流で観測され、末端に向かって流動増加が見られた。南パタゴニア氷原で 2 番目の面積を持ち湖に流入する Viedma 氷河では、末端で流動速度が  $1000 \text{ m a}^{-1}$  に達しているほかは、最大で  $600 \text{ m a}^{-1}$  の速度であり、空間変化も O'higgins 氷河と比較すると小さい。Viedma 氷河の南に位置し、湖に流入する Upsala 氷河では、末端の流動速度は  $1700 \text{ m a}^{-1}$  に達しており、末端から 4 km 上流まで  $1500 \text{ m a}^{-1}$  を超える速度が見られた。

### 3.4. 南東部(図-2(d))

Upsala 氷河と同じ湖に流入する Moreno 氷河末端での流動速度は最大  $800 \text{ m a}^{-1}$  であるが、中流部の急傾斜地では  $1300 \text{ m a}^{-1}$  に達する。湖に流入する Grey 氷河では、末端付近で  $1800 \text{ m a}^{-1}$  に達する速度が見られた。それ以外の地点では流動速度とその空間変化は末端と比較して小さなものである。南パタゴニア氷原最南部に位置し湖に流入する Tyndall 氷河では、流動速度は最大  $600 \text{ m a}^{-1}$  であった。

## 4. 考察

本研究の結果から、同じ南パタゴニア氷原に位置するカービング氷河が、多様な流動速度と、その空間分布を持つことが明らかとなった。その原因をここで考察する。パタゴニア氷原では東西に顕著な気候条件の違いがあり、その影響が考えられる。氷原西側の Guarello ( $50^{\circ}21'S, 75^{\circ}21'W$ ) では年平均降水量は  $7330 \text{ mm}$  であるが<sup>3)</sup>、東側の El Calafate ( $50^{\circ}20'S, 72^{\circ}15'W$ ) では  $200 \text{ mm}$  程度である<sup>4)</sup>。したがって氷河の涵養量と質量交換速度の観点から考えると、西側でより速い流動が予想される。しかしながら、北西部の解析結果(図-2(a))に注目すると、Jorge Montt 氷河と Pio XI 氷河では、末端付近で  $2500 \text{ m a}^{-1}$  を超える流動速度が観測されたが、Ofhindro 氷河や Bernardo 氷河, Occidental 氷河では、流動速度は最大  $700 \text{ m a}^{-1}$  であった。加えて、東側の O'higgins 氷河では、 $2600 \text{ m a}^{-1}$  に達する速度が観測され、Upsala 氷河においても  $1700 \text{ m a}^{-1}$  に達する速度が観測された。したがって気候条件の東西分布で流動の多様性を説明するのは難しい。

次に海洋に流入する氷河(例えば Jorge Montt 氷河, Penguin 氷河)と湖に流入する氷河(例えば Bernardo 氷河, Moreno 氷河)を比較すると、全般に前者の方が流動は大きく、上流から末端に向けての流動加速も顕著である。そこで、今回流動速度を測定した氷河の Accumulation Area Ratio (AAR)<sup>5)</sup>を、海洋に流入するものと、湖に流入するものに分けて平均値を比較した。その結果、湖に流入する氷河 ( $0.68 \pm 0.17$ ) に対して、海洋に流入する氷河 ( $0.85 \pm 0.08$ ) が高い値を示した。つまり、全体的な傾向として、海洋に流入する氷河は比較的広い涵養域を持ち、涵養量も大きいと推定される。また、海洋に流入する氷河と、湖に流入する氷河で形状に違いがあることも考えられる。そこで、Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) によって作成された 2000 年の DEM を使用して、末端から 5 km 上流ま

での表面傾斜角を求めた。その結果、海洋に流入する氷河の平均値 ( $6.9\pm 3.2^\circ$ ) は、湖に流入する氷河の平均値 ( $3.4\pm 1.8^\circ$ ) の2倍であった。氷河の流動速度は表面傾斜角と氷厚に依存するため、氷厚を一定とすると表面傾斜角が大きな氷河ほど大きな流動速度を持つと考えられる。以上の解析から、海洋に流入する氷河は、湖に流入する氷河と比較して、大きな涵養量があり、末端付近の表面傾斜角が大きい事が流動速度に影響していると考えられる。

## 5. まとめ

人工衛星画像を用いた画像相関法によって、南パタゴニア氷原におけるカービング氷河の流動速度を測定した。その結果、湖に流入する氷河と比べて、海洋に流入する氷河の流動速度がより大きい傾向がみられた。湖に流入する氷河と比較して、海洋に流入する氷河は、比較的広い涵養域を持ち、末端付近の表面傾斜角が大きい事が流動状態の違いに影響していると考えられる。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、古屋正人氏(北海道大学大学院理学院)および澤柿教伸氏(北海道大学地球環境科学院)には、解析手法についてご助言をいただいた。本文を取りまとめるにあたり、ここに深く謝意を表します。本研究は科研費(基盤B 23403006)の助成を受けたものである。

## 参考文献

- 1) Skvarca, P., S. Marinsek and M. Aniya, 2010: Documenting 23 years of areal loss of Hielo Patagónico Sur, recent climate data and potential impact on Río Santa Cruz water discharge. *Abstract Book of International Glaciological Conference Ice and Climate Change: A View from the South*, Valdivia, Chile, Centro de Estudios Científicos, 82.
- 2) Scambos, T.A., M.J. Dutkiewicz, J.C. Wilson and R.A. Bindshadler, 1992: Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sensing of Environment*, **42**(3), 177–186.
- 3) Heusser, C.J., 1984: Late-Quaternary climates of Chile. *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*, Rotterdam, Balkema, 59–83.
- 4) Warren, C.R. and D.E. Sugden, 1993: The Patagonian Icefields: A glaciological review. *Arctic and Alpine Research*, **25**(4), 316–331.
- 5) Aniya, M., H. Sato, R. Naruse, P. Skvarca and G. Casassa, 1996: The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Ice field. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **62**, 1361–1369.

## 雪結晶のグローバル分類における CP6 (骸晶状結晶)

## ～CP9 (鷗状結晶) について

## On the snow crystals of CP6~CP9 types in the global classification

菊地 勝弘 (北海道大学名誉教授)

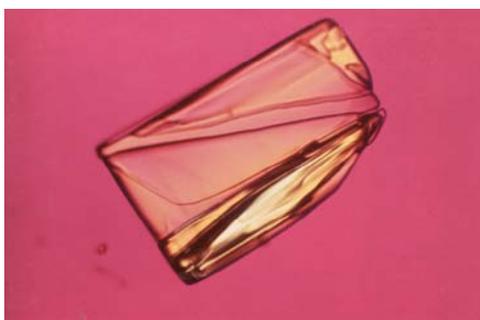
Katsuhiko Kikuchi

## 1. はじめに

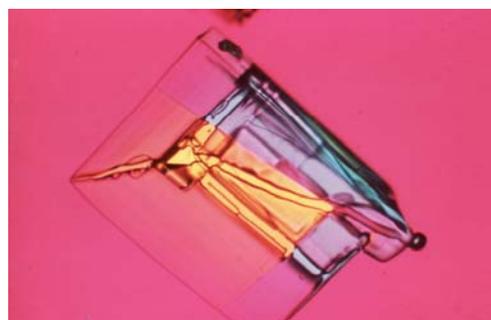
今日まで雪の結晶の分類は、中谷の一般分類や孫野・李の気象学的分類が多く使用されてきたが、これらの観測は主に北海道で観測されたものであった。1960年代後半頃から極域での観測例が報告され始め、その外形の多様さや結晶構造の複雑さが注目され始めた。これらのことを踏まえて2009年日本雪氷学会に「雪結晶の新しい分類表を作る会」が発足し、検討を重ねてきた。その結果、新しい分類は孫野・李の気象学的分類の8大分類, 31中分類, 81小分類をベースにして見直して、最終的に8大分類, 39中分類, 121小分類になり、これをグローバル分類と名付けた。

## 2. グローバル分類の特徴

この分類の特徴はいくつかあるが、何と云ってもCP(柱状・板状結晶群)の内のCP6(骸晶状結晶)～CP9(鷗状結晶)の導入である。これらの結晶の代表的な写真を図-1に示した。



(a) CP6a : 骸晶四角形



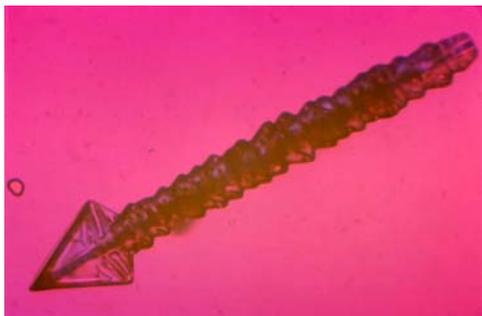
(b) CP6c : 多重骸晶四角形



(c) CP7a : 御幣



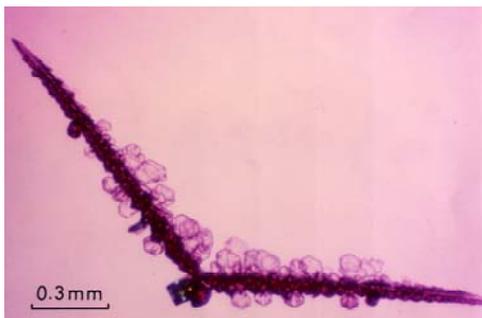
(d) CP7b : 砲弾付御幣



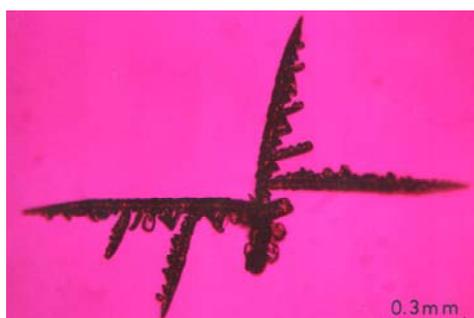
(e) CP8a : 矛先



(f) CP8b : 砲弾集合付矛先



(g) CP9a : 内側角板付鵞



(h) CP9e : 外側鋸歯付鵞

図-1 代表的な CP6~CP9 の結晶

### 3. CP6~CP9 の位置づけ

これら CP6~CP9 の位置づけは図-2 に示すように、単結晶の成長は例えば-7℃付近と-15℃付近では均質核形成で柱状と板状成長に、しかし砲弾集合や放射樹枝は不均質核形成による立体化で統一できる。これに対して、CP6~CP9 は凍結雲粒などを中心核とする不均質核形成による「柱面の平板化（まれに単結晶）・複雑化(多結晶)」と「底面の複雑化（まれに単結晶）・立体化（多結晶）」で成長すると考えられる。

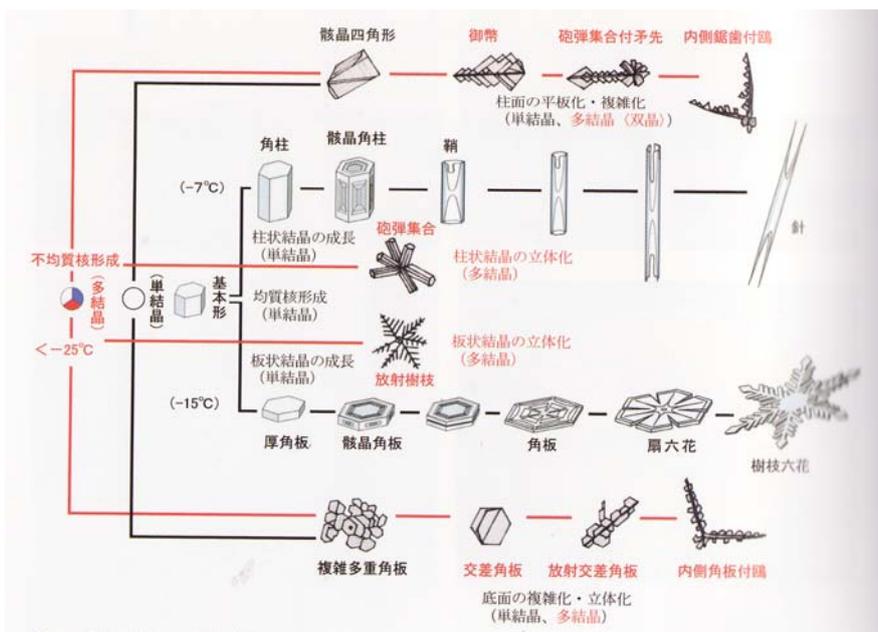


図-2 CP6~CP9 の位置づけ

## 車載方式による雪結晶の顕微鏡写真撮影

### Taking a photomicrograph of a snow crystal by the instrument set in the car

油川英明 (NPO 法人 雪氷ネットワーク)

Hideaki ABURAKAWA

#### 1. はじめに

雪結晶の顕微鏡による観察や写真撮影は、一般には、野外において雪洞をつくり、そのなかにおいて行われる。これは、1950年代、中谷による大雪山系旭岳山麓における雪結晶観察の方法が今日まで踏襲されているもののようにみなされる<sup>1)~5)</sup>。

雪洞の中は、降雪や風を受けることがなく、また、周囲の湿度が雪の飽和近傍に保たれて結晶の蒸発が抑えられ、さらに、塵や埃が余り浮遊しないことから、雪結晶の顕微鏡写真撮影には最も適しているといえる。しかし、このような雪洞をつくるためには適切な場所の選定や相応の人的・機械的な作業など、事前に計画が必要となることから、雪洞による雪結晶の顕微鏡写真撮影は場所や日時に任意性を求めることが困難になる。

このようなことから、顕微鏡装置一式を自動車に搭載し、場所や日時を選ぶことなく、雪結晶の撮影条件が満たされたときにはいつでも行動できるように、今回、その簡便な方法を試みた。この方式は、雪洞のような水蒸気の飽和度は保てないが、降雪時は野外でも高い湿度の状態にあるので、山麓や平地、あるいは道路脇など、自動車が駐車できる所ならどこでも雪結晶の観察・写真撮影が可能となり、単に結晶の写真撮影に利便があるだけでなく、雪結晶の地域的な比較などを行うことができる。そしてこの方式はまた、観察機器の移動や設置が比較的容易であることから、種々の教育現場や講習の場における学習の手段としても利活用が可能であると考えられる。

#### 2. 車載の顕微鏡写真撮影装置について

図-1は、自家用自動車のなかに雪結晶の顕微鏡写真撮影装置を設置し、撮影の準備が完了した状態を示したものである。顕微鏡を載せている台座は適当な大きさのものを別途作製したもので、脚の部分には若干の伸縮ができ、台座の水平が得られるように調節ができる。すなわち、顕微鏡の載物台が水平に保たれ、被写体の雪結晶が撮影時に視野を移動しないようにするためである。このような方式では、顕微鏡撮影を行う場合には、自動車はできるだけ水平な場所に駐車することが求められる。

ところで、この撮影装置は、顕微鏡の照明用光源 (LED の白色光) やデジタルカメラの電源はいずれも 100 ボルトの交流であることから、交流電源の蓄電池を用いてお



図-1 車載された雪結晶の顕微鏡写真撮影装置.

り、図の台座の右端に見られる通りである。

ここで、顕微鏡の上端に取り付けられている撮影用のデジタルカメラは、氷点下での電源の入・切が故障の原因となることから、蓄電池の容量が低下しても簡単にそれを交換することはできない。それで、二個の蓄電池を用意し、一方の蓄電池の容量が規定以下に低下したときには瞬間的に他の蓄電池へと電源を切り替えられるように、コンセントとスイッチを組み合わせた切替器を取り付けた。その蓄電池と切替器を図-2に示す。なお、この蓄電池の容量は200Whで、本装置を連続で10時間ほど稼働させることができることから、二個の蓄電池があれば一定時間の顕微鏡写真撮影が可能である。

次に、雪結晶の顕微鏡写真撮影であるが、これは偏光板等をフィルターとして用いた油川ら<sup>6)</sup>による撮影法に若干の工夫を施したものである。その概略を図-3に示す。

この図に示されたように、照明用の凹面鏡の上には顕微鏡の視野が丁度覆われるような大きさの偏光板を水平に取り付け、そして、もう一枚の偏光板を対物レンズの上方に、はじめの偏光板と方位が直交するように挿入されている。さらに、対物レンズ側に鋭敏色検板が、また顕微鏡の載物台の下にはプラスチック板(PET樹脂)が入れている。

この状態で顕微鏡の光源にスイッチを入れ、雪結晶をスライドガラスに載せて顕微鏡を覗くと、結晶は偏光板を通過しない斜めの白色光により白く照らされ、背景はプラスチック板の回転に応じた干渉色となる。

これに加えて今回は、図の黄色い矢印で示されたような水平方向からの照明光が適度に調整されて試料に照射されることにより、雪結晶の透明な部分や結晶の縁が強調されて撮影されることになる。なお、試料への水平方向からの照射(撮影方向とは垂直の方向)は、ガラス容器などの透明な物体を撮影するときにも用いられる一般的な方法でもある。

### 3. 本装置による雪結晶の顕微鏡写真

このようにして撮影された雪結晶の顕微鏡写真の例を以下に示す。図-4は、同一の雪結晶について、図-3のプラスチック板を回転させて背景の干渉色を種々変えて撮影したものである。背景色はこの干渉色を連続的に変えることができるので、顕微鏡を覗きながら適当な色に選定ができる。また、この図の右下の写真は、図-3において鋭敏色検板を外して撮影したもので、視野は、偏光板がクロスニコルであることから光が透過しない状



図-2 二個の蓄電池と切替器。



図-3 雪結晶の顕微鏡写真撮影装置。偏光板二枚は直交。

態となり、雪結晶だけが白く写し出され、いわゆる暗視野撮影となっている。

次に、本装置により撮影された顕微鏡写真のなかから、典型的な雪結晶を図-5に示す。雪結晶の顕微鏡写真撮影において、その背景の色彩は、これまでの色フィルターによるよりも、今回の装置のような干渉色によるものの方が鮮やかなようである。

#### 4. 特異な形の雪結晶について

雪結晶は、六方対称の形が一般的であるが、実際には、そのような対称性の完璧なものは、油川ら<sup>7)</sup>によれば見いだされていない。今回撮影された顕微鏡写真のなかから、その形が特異であると見なされる雪結晶を図-6に示す。

この結晶は、図に示した白線を境として左右が対称の形になっている。すなわち、この結晶は線対称ということで、およそ六方対称には属さないものである。また、枝の長さも、上側の方が短く、下側に向かうに従って長くなっている。各々の主枝の側枝は、上、中、下段ごとで異なっているが、主枝の先端は角板状で共通している。

このような形態の結晶について、これまでの写真集や図版から引用したものが図-7である。図-7の左は、中谷<sup>8)</sup>により「二重構造を有した広幅六花」として示され、それ以上の言及はなされていない。この結晶の形態は、左上から右下へ直線を引いたとすれば、その直線を境に対称となっていることが分かる。また、図-7の右は、Libbrecht and Rasmussen<sup>9)</sup>によるものであるが、「非対称の雪」として示されており、多くの雪結晶は、このような典型的な非対称ではなくても、きちんとした対称性のものは降ってこないと述べられている。図から明らかなように、この雪結晶は、上と下の部分が線対称をなしている。

このような線対称の雪結晶がどのようにして形成されるかについては、現在までのところ明らかにされていない。ただ、中谷<sup>8)</sup>は、人工雪の作製において兎毛を水平固定して取り付け、これに雪結晶を成長させたところ、図-8のように、上述のような天然の雪で見

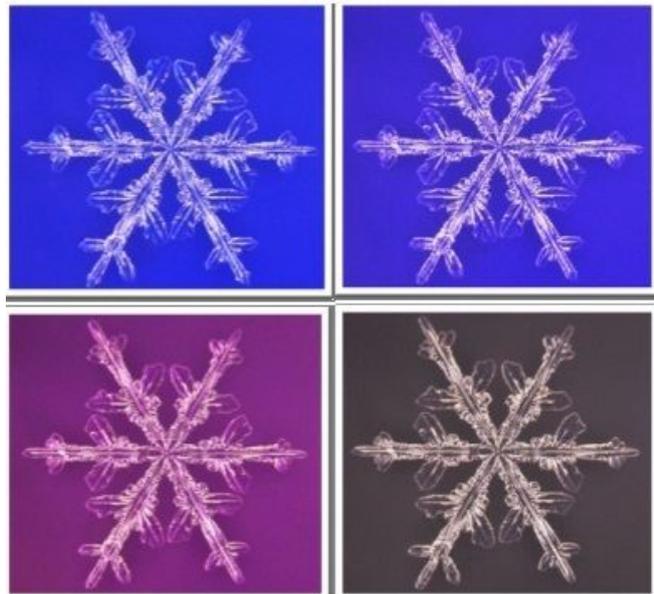


図-4 背景色を変えたときの撮影例。右下は鋭敏色検板を外した暗視野撮影。

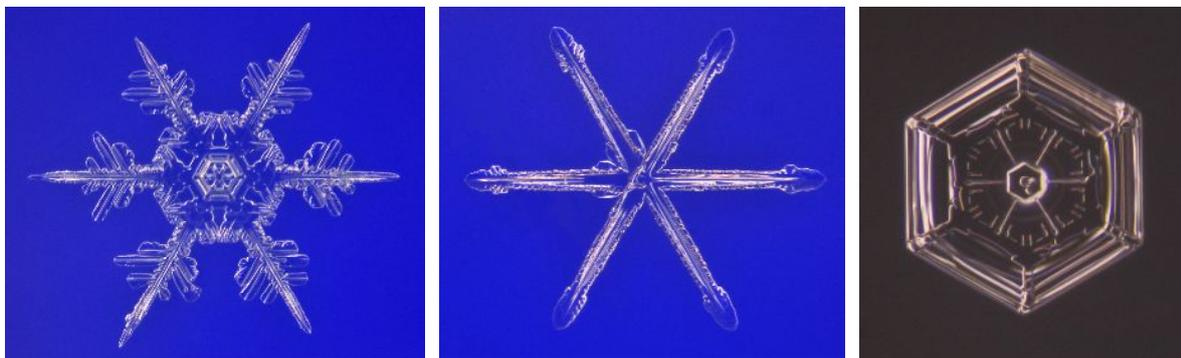


図-5 本装置により撮影された雪結晶。左より樹枝状結晶，星状結晶，角板。

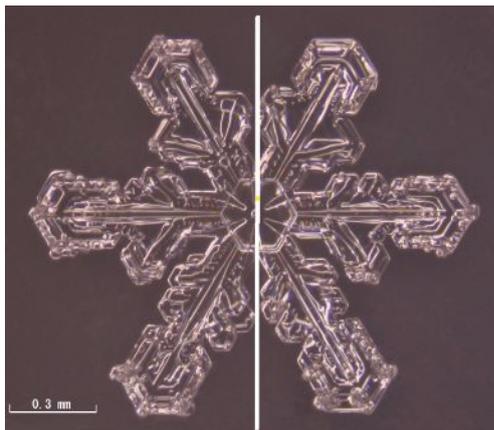


図-6 線対称の形態を成す雪結晶.

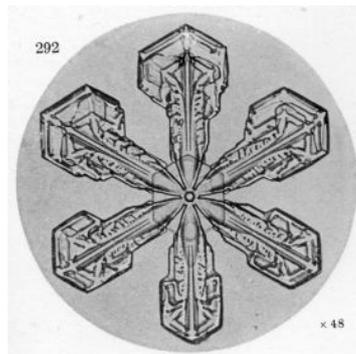


図-7 線対称の雪結晶の例. 左図は中谷 (1949), 右図は Libbrecht and Rasmussen (2003)による.

られる線対称の結晶を得ている.

中谷<sup>8)</sup>は, 人工雪では下向きの枝ほど例外なく大きく成長することについて, 水蒸気の供給が下方からなされるためであるとし, 天然でこのような非対称の結晶が見られないのは, 雪結晶が回転しながら成長するため, 水蒸気の供給に偏りがなくなり, 結晶はほぼ対称的に成長するからであると述べている. 雪結晶が回転して降ることは, 例えば, サンプラーを現出させる氷晶の群が絶え間無く“きらめく”ことから推定できる.

しかし, 中谷の上記の言説に反して, 天然においても図-8のような雪結晶が観察されるのは, この人工雪のように, その結晶の成長に際して水分の供給に偏りがあったとみなすことは妥当であろう. すなわち, 非対称の雪結晶の成長機構については, 結晶の回転による成長環境の等方性と供給水分の偏りという相対立した事象を止揚して考えることが必要となる.

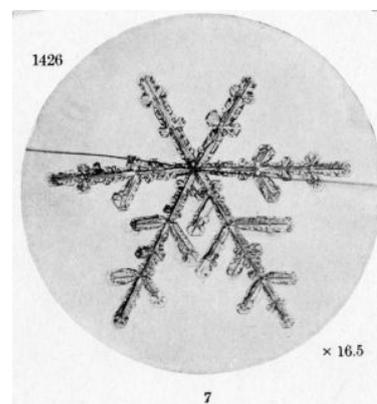


図-8 中谷 (1949) による線対称的な人工雪の結晶.

### 【参考・引用文献】

- 1) 中谷宇吉郎・花島政人, 1950: 雪の結晶, 岩波写真文庫 7, 64pp.
- 2) 小林禎作, 1983: 冬のエフェメラル, 北大図書刊行会, 39pp.
- 3) 東 晃, 1997: 雪と氷の科学者 中谷宇吉郎, 北大図書刊行会, 249pp.
- 4) 神田健三, 1999: 天から送られた手紙[写真集 雪の結晶], (財) 加賀市地域振興事業団, 47pp.
- 5) 油川英明, 2005: 雪結晶の環状透過照明による顕微鏡写真撮影法, 北海道教育大学紀要 (自然科学編), 56, 第1号, 1-7.
- 6) 油川英明・小林裕美・津田将史, 2010: 偏光干渉色による雪結晶の顕微鏡カラー写真撮影, 北海道の雪氷, 29, 31-32.
- 7) 油川英明・尾関俊浩・丸藤貴弘, 2003: 雪結晶の対称性について, 北海道教育大学紀要 (自然科学編), 52, 第2号, 17-26.
- 8) 中谷宇吉郎, 1949: 雪の研究, 岩波書店, 161pp.
- 9) Libbrecht, K. and Rasmussen, P., 2003: SNOW FLAKE, Voyager Press. Inc., USA, 112pp.

−50°C 以下で生成される放射状針状結晶の特徴

Characteristics of radiating needle type snow crystals generated in low temperature lower than −50°C

原田 康浩<sup>1</sup>, 山口 達也<sup>1†</sup>, 柿崎 佑希<sup>1‡</sup>, 中拂 匠<sup>1§</sup>, 村井 昭夫<sup>1,2</sup>, 亀田 貴雄<sup>1</sup>,  
(<sup>1</sup> 北見工業大学, <sup>2</sup> 金沢市立内川中学校)

Yasuhiro Harada, Tatsuya Yamaguchi, Yuuki Kakizaki, Takumi Nakaharai,  
Akio Murai, and Takao Kameda

1. はじめに

我々は、平均気温が −50°C にも及ぶ低温環境にある南極氷床内陸部に降る雪粒子の特異な形状<sup>1)</sup>への興味から、対流型人工雪生成装置を用いて −40°C ~ −55°C の低温域での人工雪結晶生成実験を進め、結晶形状と生成条件の関係を調べてきた<sup>2)</sup>。その結果、ドームふじ基地で1年を通して最も高い頻度で観察された砲弾および砲弾集合<sup>1)</sup>と同じ種類・サイズの結晶の生成条件を見いだすに至った<sup>3)</sup>。さらに、−50°C 以下の気温では図-1 のように、無垢の針状結晶が、結晶生成の核として使用したポリエステル繊維から放射状に伸びたり、成長した1本の針からさらに放射状に枝分かれして成長するという特異な結果を得た<sup>3)</sup>。

我々は、このような特殊な構造となる要因を明らかにすることを目的として、これらの雪結晶の顕微鏡写真を用いて複数の針状結晶の相互の c 軸がなす角度を解析した。その結果、54°~60° で頻度が高いという結果を得て、この気温の条件では個々の針の先端部に基底面に加えてピラミッド面<sup>4)</sup>が形成され、その面から針が放射状に成長していることが示唆された<sup>5)</sup>。本研究では、これに加えて構成本数を調べることでこのような特殊構造となる原因を探ることを試みた。また、その解析あたっては、放射状の針状結晶が成長する基点(核)が繊維か針か、結晶生成時の条件(生成部の気温と水蒸気量)によってその特徴が変わることが予想されたため、これらの違いによる構成本数の影響についても調べた。

2. 解析対象と解析方法

解析の対象とした雪結晶は、北見工業大学にて 2010 年 6 月 16 日~17 日, 8 月 9 日~10 日, 12 月 11 日~12 日, 12 月 25 日の 4 回にわたって行なわれた合計 5 回の人工雪結晶生成実験で得られた放射状針状結晶の顕微鏡画像である。これらの顕微鏡画像の撮影と記録は、人工雪生成装置内に生成された雪結晶を観察窓を介して実体光学顕微鏡 (Nikon SMZ-660) で拡大し、接眼部に取り付けたデジタルカメラ (Nikon CoolPix 5100) で行った。人工雪結晶生成装置の詳細は文献 3)

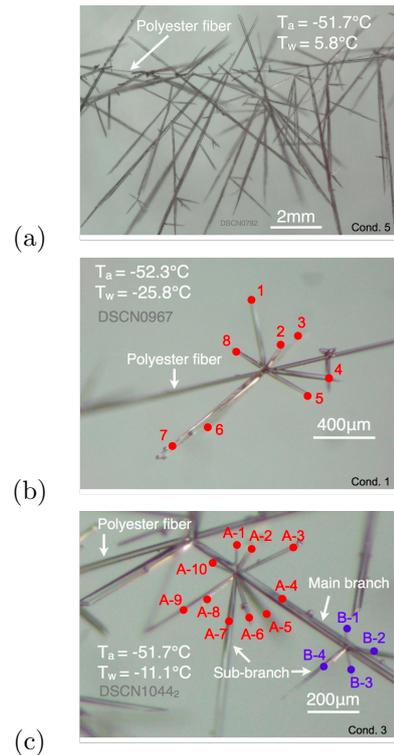


図-1 低温域で人工的に生成された放射状の針状雪結晶<sup>3)</sup>。(a)全体像, (b)拡大像: 繊維から放射状に成長した針状結晶, (c) 拡大像: 1本の針状結晶からさらに枝分かれをして放射状に成長した針状結晶。Taは雪結晶生成部近傍の気温, Twは雪結晶生成装置底部に設置された水蒸気供給部の水または氷の温度。

†現 カーネルコンセプト勤務  
‡現 アース工業勤務  
§現 警視庁勤務

に譲るのでそちらを参照されたい。これらの雪結晶生成実験での結晶生成点の気温  $T_a$  と生成装置底部に設置した水蒸気供給部の水または氷の温度  $T_w$  の値を表-1 にまとめる。ここで、これらの温度の値は、デジタルカメラでインターバル撮影した人工雪結晶の成長過程の記録画像を基に、結晶が生成され始めたと確認できる時刻からその結晶の観察・記録を終了した時刻までの平均値と分散で表わしている。表-1 より、条件1 から5 にわたって生成部の気温  $T_a$  は  $-52.3^{\circ}\text{C}$

表-1 解析対象とした放射状針状結晶が生成された条件.

条件	1	2	3	4	5
$T_a[^{\circ}\text{C}]$	$-52.3 \pm 0.3$	$-51.0 \pm 0.2$	$-51.7 \pm 0.3$	$-50.3 \pm 0.4$	$-51.7 \pm 0.3$
$T_w[^{\circ}\text{C}]$	$-25.8 \pm 0.8$	$-16.9 \pm 0.4$	$-11.1 \pm 0.6$	$-1.6 \pm 0.6$	$5.8 \pm 0.8$

$T_a$ : 結晶生成点近傍の気温,  $T_w$ : 水蒸気供給部の水, 氷の温度

～  $-50.3^{\circ}$  とほぼ一定の範囲であるのに対して、水蒸気供給部の水または氷の温度  $T_w$  は条件1 から条件5 と次第に上昇しており、雪結晶生成部に供給される水蒸気量が多くなることを意味している。図-1(a), (b), (c) はそれぞれ、条件5, 1, 3 の場合の顕微鏡写真に相当する。

放射状に成長した針状結晶の構成本数の数え方の例を図-1(b), (c) に示す。まず、図-1(b) のように繊維から成長している場合と 図-1(c) のように成長した1本の針からさらに複数の針が放射状に成長した場合に分類し、コンピュータ上で鮮明化や拡大処理を行って焦点が合っていない結晶も対象にして目視で本数を数えた。また、図-1(c) のように幹となる針（こちらを「主枝」と呼ぶ）から放射状に枝状の針（こちらを「副枝」と呼ぶ）が伸びて成長している場合でも、A-1～A-10 のグループのように主枝のある場所でいったん結晶成長が停止した後に主枝 A-4 も含めたあらゆる方向に複数の針が新たに伸びたと考えられる場合には主枝も含めて数え、B-1～B-4 のように主枝が成長した後にその表面の一部から新しく副枝が成長した場合は主枝は構成本数に含めないことにした。

### 3. 解析結果と考察

図-2 に各生成条件で得られた典型的な放射状針状結晶の顕微鏡写真の例を、図-3 にすべての生成条件および生成基点別に解析した放射状針状結晶の構成本数の頻度分布をまとめて示す。以下では、それぞれの条件、成長基点別の特徴について結果をまとめ、考察する。

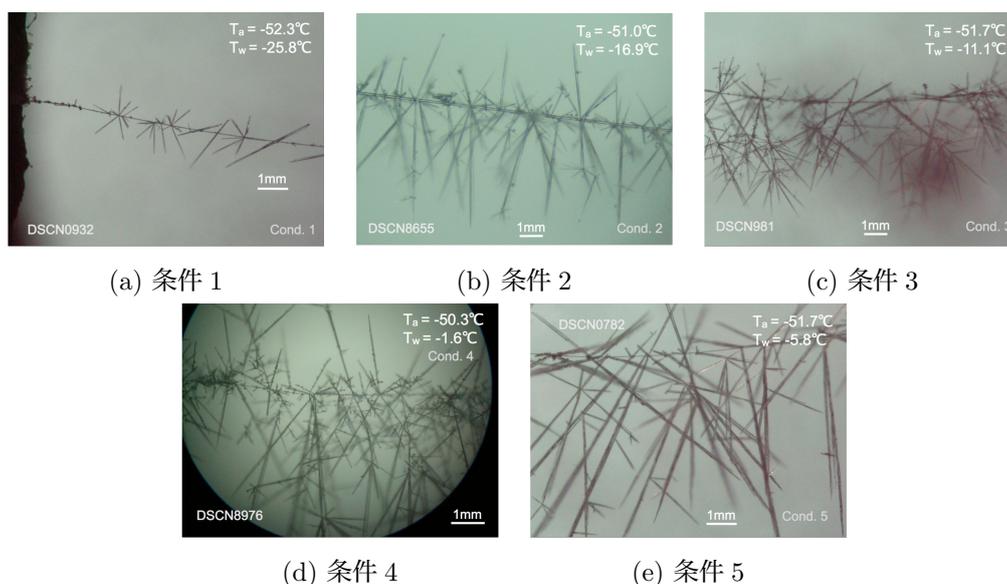


図-2 各条件で生成された放射状針状結晶の顕微鏡写真の例.

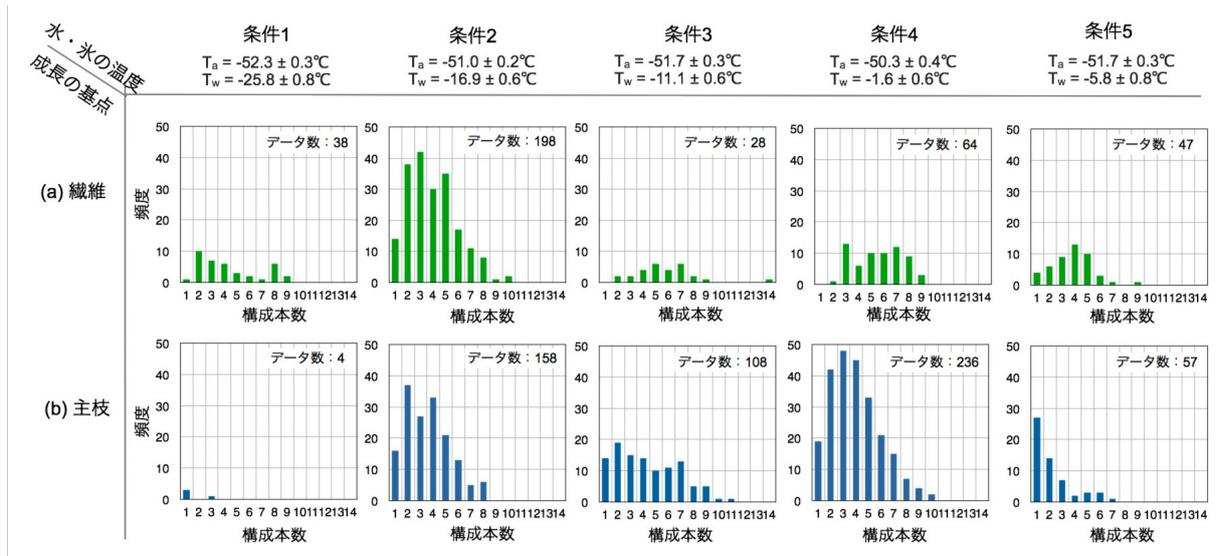


図-3 各生成条件で得られた放射状針状結晶の構成本数の頻度分布。上段 (a) は人工雪結晶生成装置で使ったポリエステル繊維を核として成長した場合、下段 (b) は成長した一本の針（主枝）からさらに放射状に成長した場合の結果。

5つの生成条件のうち、水蒸気供給部の水または氷の温度  $T_w$  が最も低い条件 1 ( $T_w = -25.8 \pm 0.8^\circ\text{C}$ ) では、繊維から針状結晶が放射状に成長することが確認されたが、さらにその針から枝分かれして成長する様子は「データ数 4」が示す通り、ほとんど見られなかった。繊維から成長した場合、そのデータ数は少ないが、構成本数 2 本から 4 本、および 8 本で高い頻度を示している。

2 番目に水蒸気供給部の水または氷の温度  $T_w$  が低い条件 2 ( $T_w = -16.9 \pm 0.6^\circ\text{C}$ ) では、繊維からの成長、主枝からの成長ともに放射状針状結晶となる多くの例が観察され（データ数はそれぞれ 198 と 158）、いずれも構成本数が 2~5 本で高い頻度が得られた。

3 番目に水蒸気供給部の水／氷の温度  $T_w$  が低い条件 3 ( $T_w = -11.1 \pm 0.6^\circ\text{C}$ ) では、繊維からの成長例が少なく（データ数 28）、主枝から成長した放射状針状結晶が数多く観察された（データ数 108）。この結果は図-2(c)に見られるように、結晶生成装置の構造上、水蒸気が下から上に供給されるのに対して、繊維から下に向かって伸びた主枝およびそこから枝分かれした副枝の成長に優先的に水蒸気が使われたためと考えられる。構成本数の頻度分布で 7 本にピークが見られるのは、繊維の周りおよび主枝の先端に基底面に加えて 6 面のピラミッド面が形成され、そこから複数の針が成長しているという前報での仮説<sup>5)</sup>を支持するものである。

4 番目に水蒸気供給部の水／氷の温度  $T_w$  が低い条件 4 ( $T_w = -1.6 \pm 0.6^\circ\text{C}$ ) の場合も、条件 3 の場合と同様に、繊維からの成長例に比較して主枝からの成長例が数多く観察された。図-2(d)に示すように、条件 3 と同様に繊維から下方に成長した結晶の成長に水蒸気が優先的に使われたためと考えられる。一方、主枝からの成長における構成本数の頻度は 2~5 本で高く、6~7 本といったピラミッド面の存在によると考えられる本数での頻度が相対的に低い。これは図-2(d)に見られるように、過冷却水滴と思われるものが数多く付着していたり、主枝結晶の表面に c 軸方向に沿って割れ目のような欠陥が多く見られ、いったん長く成長した主枝のそのような欠陥から針が成長したものが多く見られた結果と考えられる。

水蒸気供給部の水／氷の温度  $T_w$  が最も高い条件 5 ( $T_w = 5.8 \pm 0.5^\circ\text{C}$ ) の場合は、主枝から成長した針の構成本数が 1 本に高い頻度を示すという特異な結果を得た。これは水蒸気量が比較的多い環境のために個々の針の成長速度が速く、図-2(e)のようにほとんどの結晶が 1 本ずつ独立に長い針として成長してピラミッド面の構造を作り難い状態であったことと、条件 4 の場合と同様に、主枝の表面で c 軸に沿った方向に筋状の欠陥が多くみられ、そこから副枝が成長する傾向が

高かったことによると考えられる。

#### 4. まとめ

気温  $-50^{\circ}\text{C}$  以下で顕著に生成される放射状の針状結晶の構成本数を、水蒸気供給部の水・氷の温度の違い、すなわち水蒸気量の多寡および放射状構造の生成基点（繊維と主枝）に分けて、解析した。

繊維から放射状に成長する現象は水蒸気量の多少に関わらず常に観察され、その構成本数は 2～10 本の広い範囲に分布していること、特に 2～5 本に高い頻度を示すことが分かった。これは、この気温領域では水蒸気量に関わらず、雪結晶の成長の初期の段階で繊維を中心に放射構造の核となる多面体の氷晶が形成されることを示唆している。

主枝からの放射状構造の生成現象は、水蒸気量が極端に少ない場合はほとんど見られず、ある程度の水蒸気量が主枝からの放射状針状結晶構造の形成に必要であることがわかった。その際の構成本数は 1～7 本と広い範囲に分布するが、水蒸気供給部の水／氷の温度が  $T_w = -11.1 \pm 0.6^{\circ}\text{C}$  の場合 (条件 3) には 7 本に明確なピークを示し、この水蒸気量の条件では主枝先端にピラミッド面が形成されているという前報告の仮説<sup>5)</sup>を支持する結果となった。しかし、水蒸気量がより多い場合 (条件 4, 5) には個々の主枝の成長速度が速いため、1 本の長い針に成長することが多く、放射構造の基と想定しているピラミッド面が形成されにくいことがわかった。

なお、以上の結果は、雪結晶の生成条件のうち、結晶生成部の水蒸気量を人工雪結晶生成装置下部にある水蒸気供給部の水／氷の温度をもってその多少を推定しており、実際の水蒸気量を計測しているわけではない。このことから、今回得られた結果の水蒸気量に対する依存性には不確定要素が含まれている点を考慮する必要がある。

#### 参考文献

- [1] Kameda, T., Fujita, K., Sugita, O. and Hashida, G., 2007: Snow crystals, ice crystals and blowing snow at Dome Fuji, JARE Data Reports, **298** (Glaciology 32), 46–64.
- [2] 柿崎佑希, 原田康浩, 亀田貴雄, 村井昭夫, 2010:  $-40^{\circ}\text{C} \sim -55^{\circ}\text{C}$  における人工雪結晶生成実験とその特徴 (序報), 雪氷研究大会 (2010・仙台) 講演要旨集, A3-02, p.176.
- [3] 柿崎 佑希, 中拂 匠, 原田 康浩, 村井 昭夫, 亀田 貴雄, 2011:  $-40^{\circ}\text{C} \sim -55^{\circ}\text{C}$  における人工雪結晶生成実験とその特徴, 北海道の雪氷, 30, 127-130.
- [4] Kobayashi, T., 1965: Vapour Growth of Ice Crystal between  $-40$  and  $-90\text{C}$ , *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 359–367. s
- [5] 柿崎 佑希, 中拂 匠, 原田 康浩, 村井 昭夫, 亀田 貴雄, 2011: 低温域で生成される放射状針状結晶の特徴, 北海道の雪氷, 30, 131-134.

## 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1) - 大雪の概要と気象の特徴 -

### Overview and Meteorological Features of the Extreme Snowfall Around Iwamizawa, Hokkaido During the 2011-2012 Winter

金田安弘・永田泰浩 (北海道開発技術センター), 丹治和博 (日本気象協会東北支局), 岡岡直基 (日本気象協会北海道支社), 尾関俊浩 (北海道教育大学札幌校)

Yasuhiro Kaneda, Yasuhiro Nagata, Kazuhiro Tanji, Naoki Matsuoka, Toshihiro Ozeki

#### 1. はじめに

2011/12 年冬期, 石狩北部や空知南部は記録的な大雪に見舞われ, 道路交通網の麻痺や鉄道の運休, 雪による建物の倒壊など, 地域経済や市民生活に大きな影響が出た. 岩見沢市では道路の排雪作業が追いつかず, 1 月 18 日には災害派遣出動した陸上自衛隊が幹線道路の除排雪に乗り出す事態となった. 岩見沢を中心とした大雪は 2011/12 年冬期を特徴づけるもので, 大雪に対する様々な課題を突きつけた雪害と言える.

本稿では, 2011/12 冬期の北海道全体の気象を概観すると共に, 岩見沢を中心とした記録的な大雪の特徴について報告する. なお, 岩見沢市を中心とした大雪災害の被害状況, 集中的に実施した積雪調査の結果については, 一連の論文<sup>1)2)3)</sup>として別に報告した.

#### 2. 岩見沢における降積雪の推移

岩見沢では冬型の気圧配置で 11 月から雪の降ることが多く, 11 月 16 日には 53cm, 11 月 21 日には 34cm の日降雪量を記録した. 積雪深は 11 月末にいったん平年を下回ったものの, 12 月初めから平年を超え, 連日の降雪により冬を

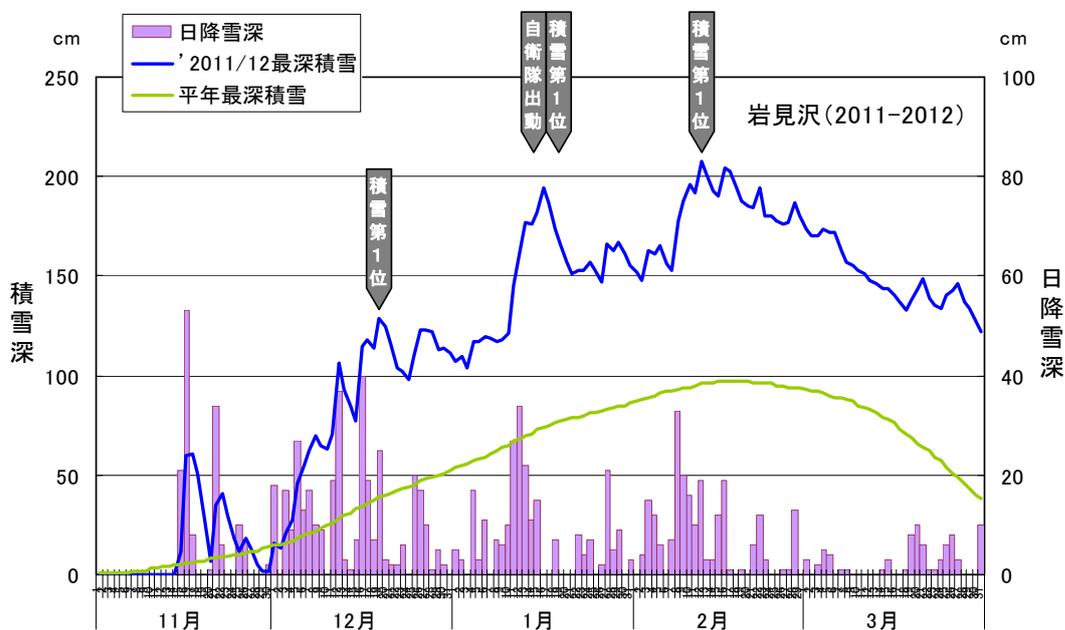


図-1 2011/12 冬期における岩見沢の降積雪の推移

通して平年を大きく上回った. 12 月, 1 月, 2 月の月最深積雪は観測以来第 1 位の記録となった. 岩見沢の冬期の最深積雪の記録は 1970 年 3 月 22 日に観測された 180cm であったが, 2 月 12 日には積雪深が 212cm に達し, これまでの記録を大きく更新した.

### 3. 気象の平年比較

#### (1) 降水量

道内主要気象官署における旬合計降水量の平年差を図-2に示す。

道東の釧路，帯広の降水量は，12月から3月にかけてほぼ平年並みであった。道北では，稚内の12月の月降水量が観測史上第2位を記録するなど全般に降水量は平年より多めであったが，旭川では12月以降，ほぼ平年並みに推移した。

道央では，岩見沢の降水量の多さが際だっており，月降水量は11月が観測史上第2位，12月は第1位，2月は第4位であった。12～2月の岩見沢の降水量は579.5mmで，1969年に観測されたこれまでの記録502.0mmを大きく上回り，記録的な大雪の原因となった。倶知安の降水量も12～2月は平年を上回り，特に12月の降水量は第2位の記録となった。道南の函館では，旬による変動が大きかったが，2月の降水量は平年の約2倍を記録した。

以上のように，降水量は日本海側などで全般に平年より多かったが地点による差が大きく，岩見沢を始めとして，稚内・倶知安（12月），函館（2月）などで局地的に記録的な値となった。

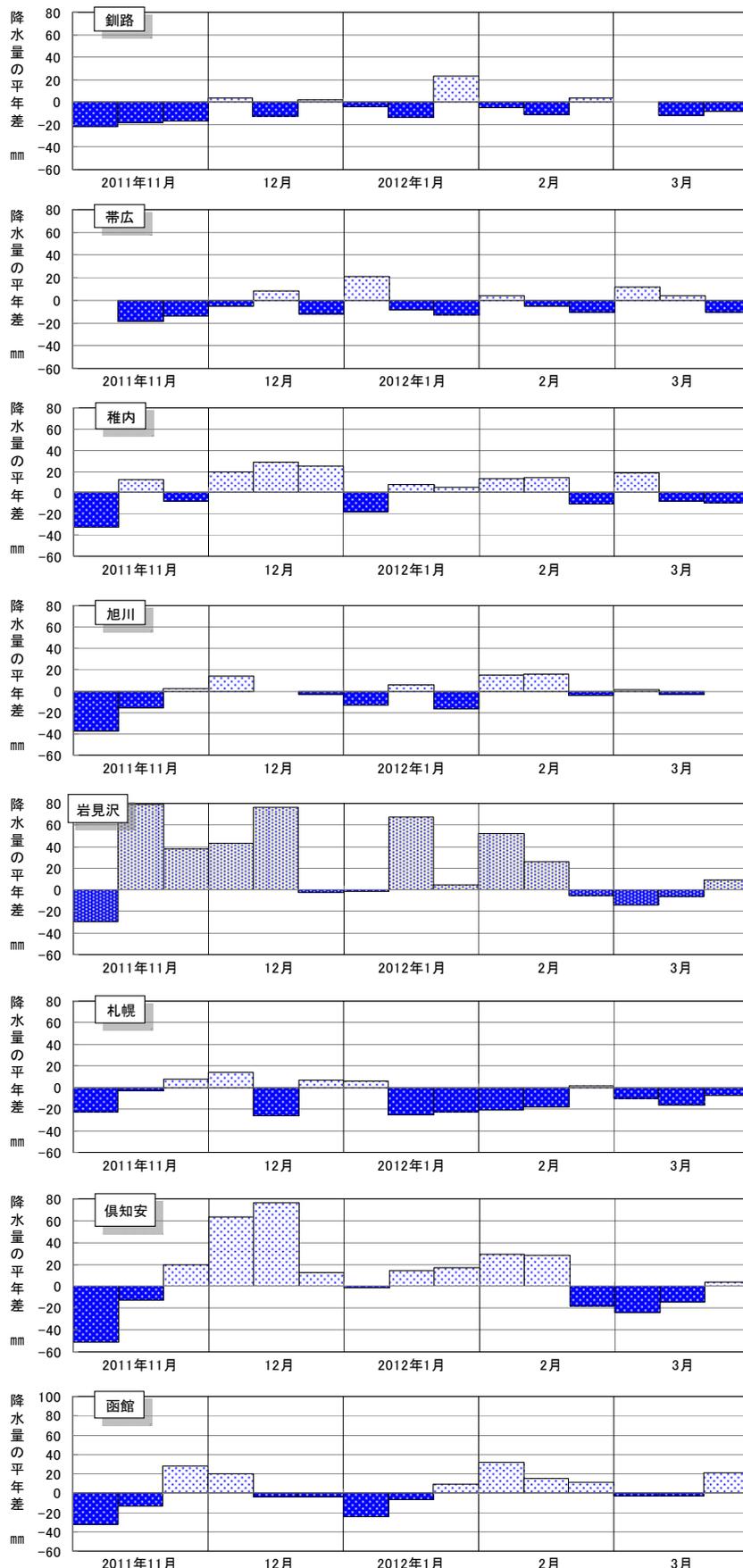


図-2 旬合計降水量の平年比較

**(2) 気温**

道内主要気象官署における旬平均気温の平年差を図-3に示す。

道東の釧路(12月下旬から1月上旬)や帯広(1月中旬), また道北の稚内(12月下旬)など一部の地域で一時的に平年を上回ることもあったが, 12月から3月にかけて, 全道的に気温の低い状態が続いた。

道内の22気象官署における12~2月の地点平均は平年より-1.2℃低く, 12月, 1月, 2月と3ヵ月連続して平年より気温が低かったのは, 2001年以来11年ぶりであった。

**(3) 2011/12 冬期の気象の特徴**

以上のように, 2011/12冬期の気象は, 1) 期間を通して全道的に気温が低かったこと, 2) 岩見沢, 稚内, 倶知安, 函館など, 日本海側などで局地的に降水量(降雪量)が多くなったことの2点で特徴づけられる。

特に, 岩見沢では11月後半から2月にかけて平年を大きく上回る降水が続き, かつ気温が低かったことが影響して, 雪の沈降や融雪が例年より進まなかったため, 積雪深が大きくなり, 記録的な大雪となった。

図-4は12月から2月

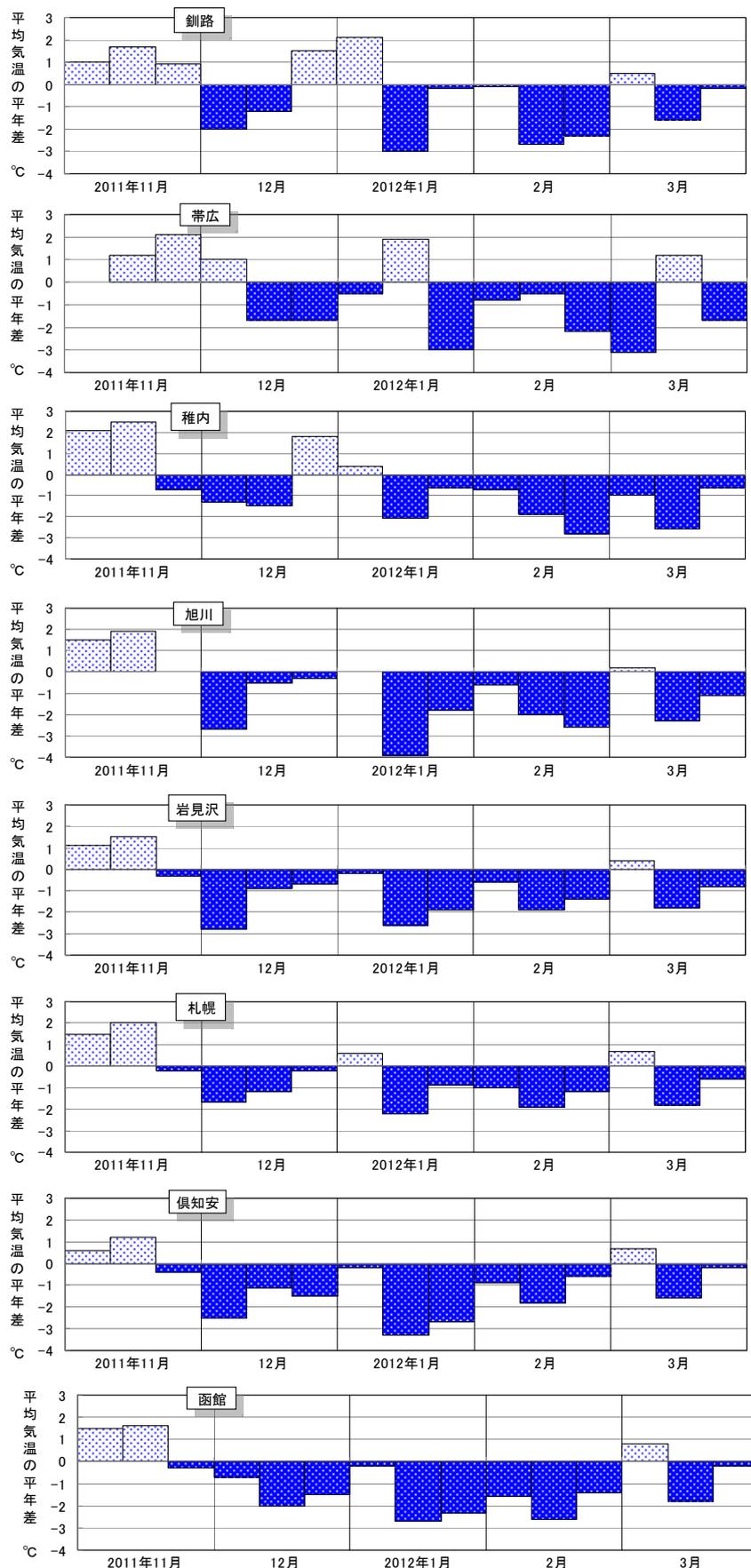


図-3 旬平均気温の平年比較

まで3ヵ月間の、月降水量と月平均気温の平年差の散布図である。

全地点で各月とも気温は平年より低い。また降水量は、倶知安、稚内、函館で平年を大きく上回る月があったものの、月により変動がある。岩見沢では各月とも降水量は平年よりかなり多く、他の地点と比べても冬期間を通して降水量が多く、気温も低めだったことがわかる。

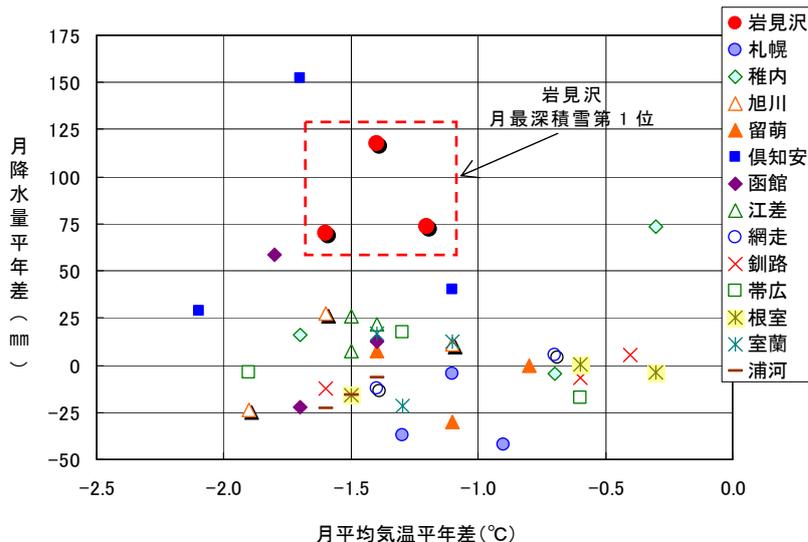


図-4 月平均気温と月降水量の平年差の散布図

#### 4. 岩見沢に大雪をもたらした時の天気パターン

岩見沢に大雪をもたらした際の地上天気図とレーダー画像の事例を図-5に示す。

北海道付近の冬の季節風は西風系と北風系に大別されるが、岩見沢周辺が大雪となるのは、冬型でかつ西風系（西～西北西の風）時である。西系の冬型の気圧配置では、当別や月形から岩見沢方面で降雪量が多くなるが、図-5はその典型的な事例である。岩見沢での2011/12冬期の大雪は、大陸の高気圧が平年より強く、西よりの風系での強い寒気移流が冬を通して活発だったことが背景にある。

岩見沢での局地的な大雪の詳細な気象については別に分析<sup>4)</sup>が進められているが、2011/12冬期のようなパターンの大雪が今後も想定されるのかどうか、地球温暖化による気候変動の監視と合わせて、注目していく必要がある。

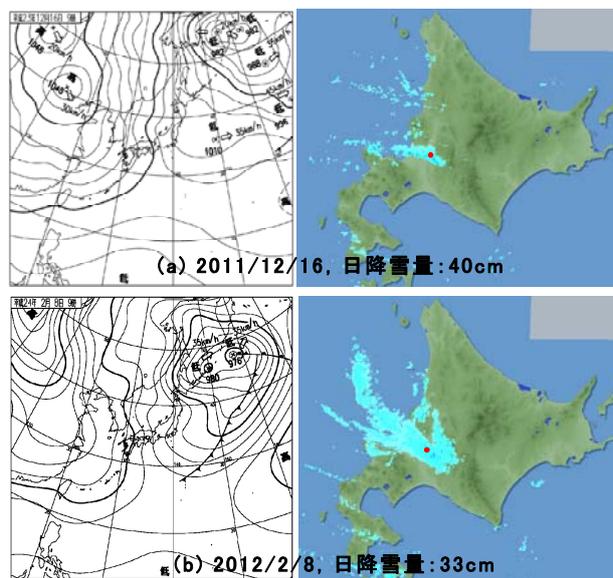


図-5 大雪時の地上天気図とレーダー画像

#### 【参考・引用文献】

- 1) 堤拓哉ほか, 2012: 2011-2012 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2) - 大雪災害の被害 -, 北海道の雪氷, 31.
- 2) 尾関俊浩ほか, 2012: 2011-2012 冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪について (その3) - 空知・石狩の積雪調査 -, 北海道の雪氷, 31.
- 3) 白川龍生, 2012: 2011-2012 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.
- 4) 松岡直基・西山直樹, 2012: 2012年冬季の岩見沢の大雪について, 細氷, 58.

# 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2) -大雪災害の被害-

## Snow damage induced by the extreme snowfall around Iwamizawa

堤 拓哉, 高橋章弘, 阿部佑平 (北海道立総合研究機構北方建築総合研究所)  
Takuya Tsutsumi, Akihiro Takahashi, Yuhei Abe

### 1. 過去の大雪災害との比較

その2では, 2011-2012年冬期の大雪災害による被害状況について報告する. 図1に北海道における雪の事故による死傷者の推移を示す. 平成18年豪雪(2005-2006)以降, 道内の死傷者数は毎冬100人以上で推移しているが, 2011-2012年冬期は死傷者(494人)および死者(31人)ともに近年では最多であった<sup>1)</sup>. 表-1に2011-2012年冬期と過去の大雪時の被害規模との比較を示す. 死傷者数, 住家被害棟数, 非住家被害棟数を示す<sup>1),2)</sup>. 2011-2012年冬期の住家および非住家の被害棟数は, 戦後最悪の被害であった2005-2006年冬期における被害(住家98棟, 非住家27棟)を大きく上回っており, 住家被害120棟, 非住家被害353棟に及んでいる.

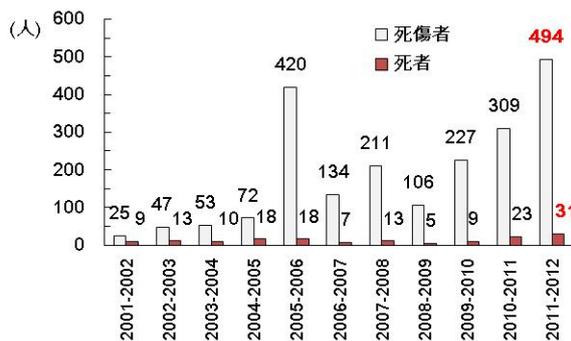


表-1 過去の大雪時との比較<sup>1),2)</sup>

期間	死傷者	住家被害	非住家被害
2005-2006	420	98	27
2010-2011	309	2	10
2011-2012	494	120	353

図-1 北海道における死傷者数の推移<sup>1)</sup>

### 2. 地域別の被害状況

図-2に行政区域別の死傷者数および死傷率(人口10万人あたりの死傷者数)の分布を示す. 積雪深が他の地域と比べ極めて大きい値となった空知管内の死傷者数が110人と最も多く, 次いで上川管内99人である. 人口10万人あたりの死傷者数(死傷率)をみると, 全道平均は9.0であるが, 大雪に見舞われた空知管内は44.2と全道平均の約5倍と極めて大きい値である. 次いで後志23.4, 上川18.9, 留萌15.2である. 石狩管内の死傷者数は60人であるが, 人口が多い地域であるため死傷率は低い. 上川管内の今冬の最深積雪深の平年比は100%とほぼ例年並であるにも関わらず, 死傷者数と死傷率ともに大きな値となっている. これは, 旭川の過去5冬季の最深積雪深の平年比が60~87%の範囲にとどまるなど, 上川管内で小雪傾向が続いたこと, 2011-2012冬期の平均気温が低く, 屋根雪の滑落や融雪が起きにくい条件であったことが影響していると考えられる. 図-3に住家および非住家の行政区域別被害棟数を示す. 最深積雪深の平年比が最も大きい値(202%)となった渡島管内において住家被害が80棟と最も多く, 次いで空知管内20棟である. 渡島管内の住家被害棟数は全体の約7割を占めている. 非住家被害については, 空知管内(143棟)と宗谷管内(110棟)が突出して多い





図-6 屋根の雪下ろし

表-2 北海道における年齢別の雪の事故リスク

区分	人口	人口比	死傷者	雪の事故リスク (10万人当たりの死傷者数)
全体	5,498,916	100%	494	9.0
65歳未満	4,145,435	75%	235	5.7
65歳以上	1,353,481	25%	259	<u>19.1</u>

※人口は住民基本台帳による(平成23年3月31日現在)

#### 4. 建物被害の特徴

この冬、北海道では屋内運動場など大スパン鉄骨造建築物の倒壊が相次いだ。表-3に大スパン鉄骨造の被害例を示す。最深積雪深は立地場所付近のアメダスで観測された倒壊日までの最深積雪深であり、積雪深の観測がなされていない立地場所では、倒壊日までの累積降水量(気温2℃以下)を参考値として載せている。表-3によれば、倒壊した建物は、いずれも1970年代以前に建設された老朽建築物である。旭川市(図-7)および登別市の被害建物は廃校となった体育館であり、夕張市と木古内町の被害建物は供用中であるが、冬季は閉鎖されている施設である。これらの建物では冬に室内の暖房がされておらず、気温も平年に比べ低かったことから、屋根雪が融けなかったと予想され、建設時の設計荷重と実際に作用していた雪荷重について今後調査する必要がある。老朽建築物の被害については、空き家の倒壊事故も空知管内を中心に多発した(図-8)。倒壊した空き家による隣地や道路への2次被害も見られ、倒壊前に通行人や隣地の住民が、雪荷重による変形に伴う異音や傾斜等の視認により行政機関に通報するものの、雪下ろしの実施などの対策を実施する前に倒壊に至る例が多い。現行の災害救助法や建築基準法では、危険と判断される場合は、所有者への命令や災害時の除却などを行うことができるが、具体的な運用方法や客観的な危険度の判定基準が示されていないなど、大雪時における空き家対策の整備は遅れている状況にある。

表-3 倒壊した大スパン鉄骨造の被害概要

被害発生日	場所	建物名	竣工年	建物規模	最深積雪深(累積降水量)
2012.2.13	旭川市	旧旭川北都商高体育館	1966	911.3m <sup>2</sup>	94cm
2012.2.15	北斗市	市渡小学校体育館	1976	493 m <sup>2</sup>	(187.5mm)
2012.2.23	夕張市	夕張市美術館	1970	820 m <sup>2</sup>	165cm
2012.2.24	登別市	旧登別温泉小学校体育館	1963	495 m <sup>2</sup>	101cm
2012.2.27	木古内町	木古内町民プール	1973	1317m <sup>2</sup>	(326mm)



図-7 鉄骨造体育館の倒壊被害(旭川市)



図-8 屋根雪による空き家の破損

## 5. 農業施設被害

表-4 に 2011-2012 冬期における農業施設の被害状況を示す<sup>3)</sup>。大雪に見舞われた空知管内では 5,000 棟を超えるビニールハウスが破損するなどの被害が発生し、その他施設を加えた被害額は空知管内だけで 7 億円、全道では 23 億円に達し、被災市町村は 88 に及んでいる。営農施設の大雪被害は、道内の基幹産業である農業へ大きな打撃を与えるものであり、耐雪設計の整備など被害軽減策の実施が急務である。

表-4 地域別の農業被害<sup>3)</sup>

地域名	ビニールハウス	その他 (畜舎等)	被害額 (百万円)	被災市 町村数
空知	5046	150	718	20
石狩	1200	96	373	5
後志	6	16	68	7
胆振	12	44	313	7
渡島	103	34	140	7
檜山	20	11	21	5
上川	33	20	23	10
留萌	48	59	37	7
宗谷	—	196	217	5
オホーツク	—	44	122	6
十勝	12	11	18	2
釧路	—	31	83	4
根室	5	123	215	3
合計	6485 棟	835 棟	2,348	88



図-9 ビニールハウスの被害



図-10 D型ハウスの被害

## 6. 鉄道被害

今冬、北海道では大雪・吹雪による鉄道の運休が相次いだほか、吹きだまりによる列車の脱線事故も発生した。2011-2012 冬期における道内の鉄道運休数は延べ 1000 本を超え、融雪期には雪崩や土砂崩壊の被害も相次いだ。主要都市間の距離が長い北海道では、長距離交通網への依存度が極めて高いことから、鉄道など都市間交通のソフト・ハード両面での大雪対策を改めて検討する必要がある。

## 7. おわりに

本報では、2011-2012 年冬期の大雪災害による被害状況について報告した。今後、被害発生時の気象状況および被害内容を精査し、雪下ろし等の人身事故対策、老朽建築物および農業施設の倒壊対策、鉄道の大雪・融雪被害対策の検討を行い、被害軽減に向けた取り組みが求められる。

### 【参考・引用文献】

- 1) 北海道，2012：雪による被害状況（北海道）
- 2) 消防庁，2012：今冬（平成 23 年 11 月から平成 24 年 3 月 29 日まで）の雪による被害状況等（速報値）
- 3) 北海道，2012：今冬期の大雪による営農施設被害状況調査結果（確報）について

# 2011－2012 年冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した 大雪について（その 3）－空知・石狩の積雪調査－ Snow Surveys in Hokkaido, 2011-2012 Winter － Focus on Sorachi and Ishikari Regions －

尾関俊浩, 津田将史 (北海道教育大学札幌校), 荒川逸人 (野外科科学株式会社),  
山田高嗣 (札幌第一高等学校), 渡邊崇史, 原田裕介 (寒地土木研究所),  
佐藤文隆 (雪崩事故防止研究会), 井上聡 (北海道農業研究センター),  
堤拓哉, 阿部佑平 (道総研北方建築総合研究所), 金田安弘 (北海道開発技術センター),  
丹治和博 (日本気象協会東北支局), 平松和彦 (福山市立大学)  
Toshihiro Ozeki, Masashi Tsuda, Hayato Arakawa, Takatsugu Yamada,  
Takashi Watanabe, Yusuke Harada, Fumitaka Sato, Satoru Inoue, Takuya Tsutsumi,  
Yuhei Abe, Yasuhiro Kaneda, Kazuhiro Tanji, Kazuhiko Hiramatsu

## 1. はじめに

2011－2012 年冬期に空知南部や石狩北部が見舞われた大雪に対して, 日本雪氷学会北海道支部・雪氷災害調査チームは支部会員に参加を呼びかけ, 「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」調査チームを立ち上げた. この調査の第一の目的は空知南部や石狩北部の積雪の実地観測を行い, 積雪深と積雪水量の分布からこの大雪の実態を明らかにすることであった. 降水量や積雪深は気象官署および AMeDAS により連続的にデータが収集されているものの, 積雪深の観測地点は限られており, 今回の大雪を十分な空間分解能で見するには観測点が少なかった. また積雪は堆積直後から圧密によって沈降し続けるので, その冬に降り積もった雪を量的に把握するには, 積雪深だけではなく積雪の水当量, すなわち積雪水量の分布を見る必要があった. 調査チームでは, さらに大雪をもたらした気象状況<sup>1)</sup>, 大雪による被害状況<sup>2)</sup>, 北海道の他地域の積雪の状況<sup>3)</sup>の調査を行い, この大雪を総合的に解析することを目標とした. 本論文(その 3)では空知, 石狩の積雪調査結果について述べる.

## 2. 積雪調査

調査チームによる広域積雪調査は 2012 年 2 月 25 日～3 月 9 日に行われた. 2 月下旬から 3 月上旬は, 北海道の平地で融雪流出が起きる直前に当たり, 積雪水量が最大に近いと見なせることから, 冬期の積雪の特徴を広域で知るには適した時期である. 過去の広域積雪調査<sup>4)5)6)7)8)9)</sup>でもこの時期の調査が多いことから, 調査結果の比較にも適している. 今回の調査では 21 名の研究参加者(表-1)によって, 空知, 石狩地方のみならず, 全道において広域積雪調査を行うことが可能となった. すべての調査地点で積雪深を計測したほか, 多くの地点では積雪水量または積雪密度, 簡易層構造の測定を実施した. また 10 名の研究協力者(表-1)により, 観測データの提供や積雪観測の助力を得ることができた. 調査地点の場所, 測定項目等は資料編<sup>10)</sup>に記載した. データセットは札幌総合情報センターおよび北海道農業研究センターの自動計測データを含めた. 北海道全域(特に道東地域)の今期の積雪の特徴については(その 4)で述べ, ここでは空知と石狩の調査データを使うこととする.

図-1 に岩見沢を中心とした調査位置図を示す。淡灰色は海拔 100 m 以上の地形，濃灰色は海拔 250 m 以上の地形を表している。降雪量は標高が高くなるにしたがって多くなるので，本論文では標高の影響を受けないように海拔 100 m 以下(白色)の平地積雪を対象とした。この範囲はおおよそ石狩平野に相当する。

図-2 は岩見沢を中心とした積雪深分布図である。日本海岸から石狩平野北東部へ向かうにつれて積雪深は急に深くなり，当別，月形と岩見沢で囲まれる帯状の範囲で積雪深が最も深くなっていることが分かる(地名は図-1 参照)。さらに北東に進むと，積雪深は再び減少する。この傾向は国道 12 号線を江別から岩見沢へ向かうと顕著である。すなわち江別市内は 120 cm 以下の積雪深であるのが，岩見沢市に入ると積雪は急に深くなり，市街地では 160 ~ 180 cm の積雪深となる。さらに内陸方面に進むと美唄市に入る辺りから積雪は減少する。この国道を通行した者は岩見沢市街の狭い範囲で積雪深が極端に増減すると感じられたであろう。

平地積雪は石狩から厚田に向かって急に深くなる。例年，厚田からさらに東の青山に向かうにつれて積雪深は深くなる傾向がある。しかし本調査ではこの測線の計測はないことから内陸の詳しい積雪深は不明である。南北に積雪深分布を見ると，当別，月形で深く，南に向かうにつれて減少し，馬追丘陵よりも南の地域では 80 cm を下回った。これは例年にも見られる傾向である。しかし当別周辺の最深積雪深の平年値は 160 cm 台であり<sup>11)</sup>，この地域の積雪深が例年に増して深かったことが分かる。

図-3 は岩見沢を中心とした積雪水量分布図である。おおよそ図-2 の積雪深分布を反映した分布図となっているが，当別，月形と岩見沢で囲まれた範囲の積雪水量が大きく，そこから南方面，北東方面，日本海方面に行くにしたがって段階的に積雪水量が

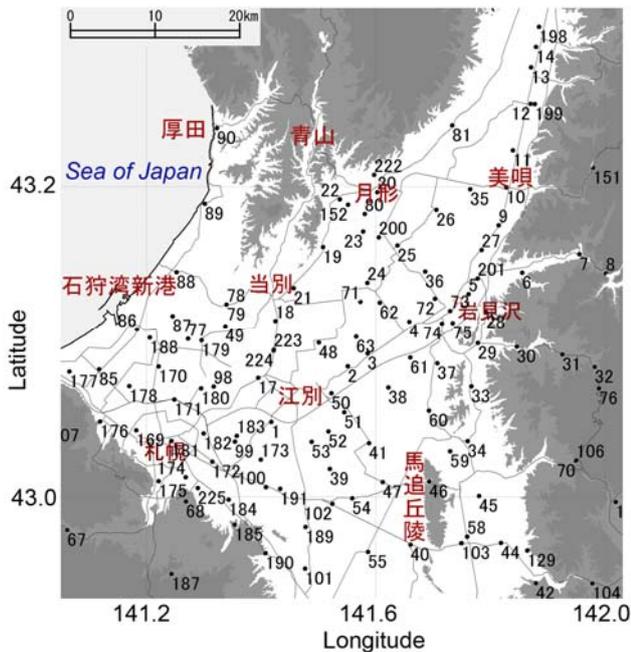


図-1 岩見沢周辺の調査位置図。淡灰色は海拔 100 m 以上の地形，濃灰色は海拔 250 m 以上の地形を表している。

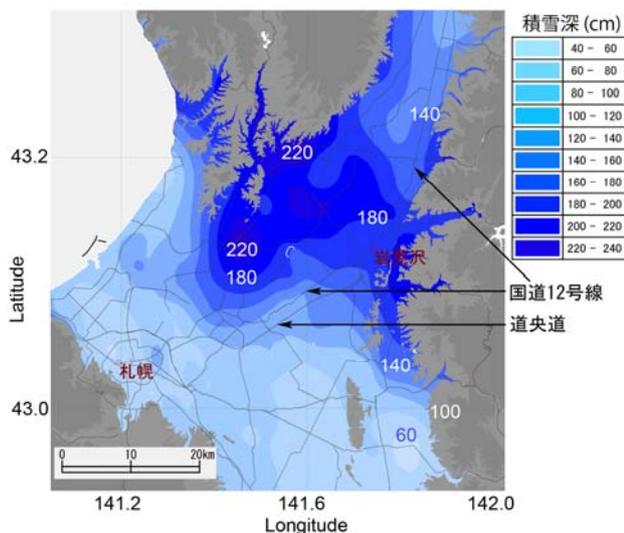


図-2 岩見沢を中心とした積雪深分布図。海拔 100 m 以下の平地を表示。実線は道路。

減少する様子がきれいに表れている。したがって、この範囲に集中して多くの降雪があったことが、積雪水量からも裏付けられた。

月形から岩見沢に向かう観測測線に沿った積雪水量を図-4に示す。すべて  $60 \text{ g cm}^{-2}$  以上と大きな値であったが、岩見沢の北西側で  $70 \text{ g cm}^{-2}$  を超える値を記録した。岩見沢市街地である岩見沢中央（岩見沢南小学校）はこれよりも約  $10 \text{ g cm}^{-2}$  少ない。しかし住宅密集地では除雪スペースの確保と排雪作業の困難さのために、雪山が路肩にうずたかく積もることとなるので、住民の積雪の実感は数値で示された以上であったことが予想される。なお月形の積雪水量が岩見沢よりも多い傾向は過去の調査<sup>4)5)6)7)</sup>と同様である。

図-5は3月2日岩見沢（岩見沢南小学校）の積雪層構造である。これは断面観測ではなく、スノーサンプラーで採取した雪層を用いて簡易に観測した結果である。これを見ると雪質は融解の履歴、すなわち雪層の中間に入る氷板やざらめ雪の層が少ないのが特徴であった。この傾向は岩見沢周辺の他の観測地点でも同様であり<sup>10)</sup>、降雪開始から調査時まで一帯が寒冷な冬であったことがわかった。

### 3. まとめ

調査チームは2011-2012年冬期の南空知を中心とした大雪の現地調査を行った。その結果、平地積雪は厚田から岩見沢にかけて帯状に積雪水量の多い地域が広がっていた。岩見沢から月形、当別の積雪水量は  $60 \sim 70 \text{ g cm}^{-2}$  あった。また雪質の調査から今冬は融解の履歴が少なく、1冬期にわたって寒冷な冬であったことがわかった。

調査結果は、今後さらに詳しく解析し報告する予定である。

#### 【引用文献】

- 1) 金田安弘ほか，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1）－大雪の概要と気象の特徴－，北海道の雪氷，31.
- 2) 堤拓哉ほか，2012：同（その2）－大雪災害の被害－，北海道の雪氷，31.
- 3) 白川龍生ほか，2012：同（その4）－広域積雪調査－，北海道の雪氷，31.
- 4) 秋田谷英次，遠藤八十一，1978：石狩・空知・後志地方の積雪調査，低温科学，物理篇，資料集，35，7-11.

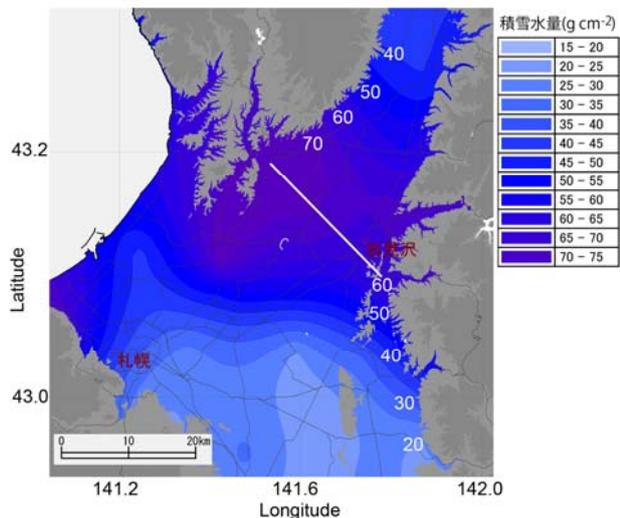


図-3 岩見沢を中心とした積雪水量分布図。海拔 100 m 以下の平地を表示。白線は月形（北西）－岩見沢（南東）の観測測線。

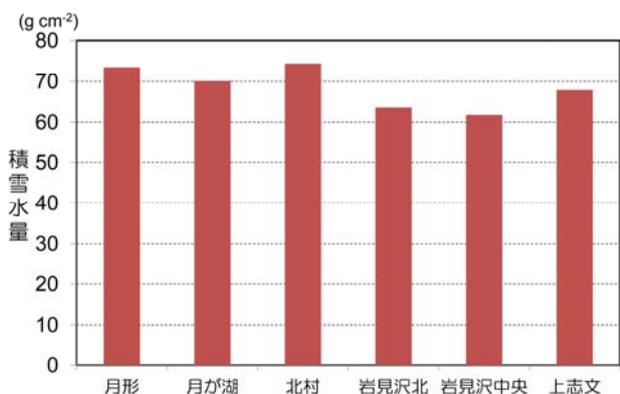


図-4 月形から岩見沢の観測測線に沿った積雪水量。岩見沢中央が岩見沢市街地。

- 5) 河島克久, 山田知充, 若浜五郎, 1988: 日本海沿岸平野部の広域積雪調査, 低温科学, 物理篇, 資料集, 46, 19-24.
- 6) 河島克久ほか, 1991: 日本海沿岸平野部の広域積雪調査 II, 低温科学, 物理篇, 資料集, 47, 11-25.
- 7) 石井吉之, 秋田谷英次, 佐藤和秀, 1992: 北海道内の広域積雪調査 1991年2月, 低温科学, 物理篇, 資料集, 50, 9-24.
- 8) 石井吉之, 秋田谷英次, 野村睦, 1993: 北海道内の広域積雪調査 1992年2月, 低温科学, 物理篇, 資料集, 51, 9-22.
- 9) 成瀬廉二ほか, 1997: 北海道内の広域積雪調査 1996年2月, 低温科学, 物理篇, 資料集, 55, 13-26.
- 10) 荒川逸人, 雪氷災害調査チーム, 2012: 2011-2012 冬期における北海道内の広域積雪調査データ, 北海道の雪氷, 資料編, 31.
- 11) 気象庁, 2002: メッシュ気候値 2000.

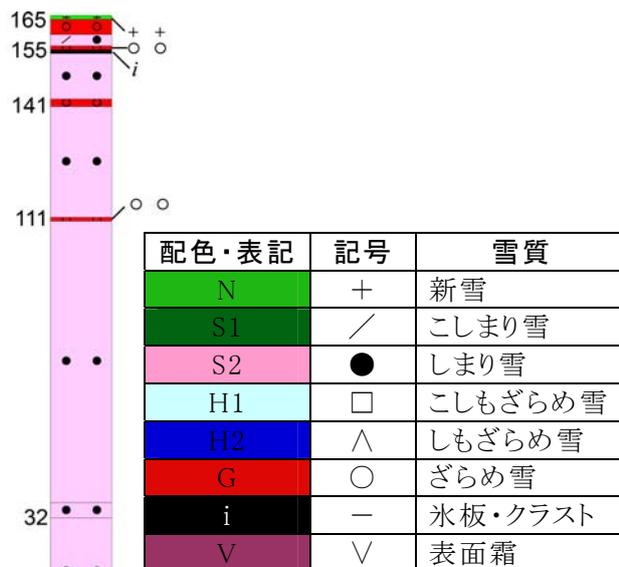


図-5 岩見沢における積雪層構造. 岩見沢南小学校 3月2日.

表-1 「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」調査チーム

研究参加者	所属
尾関俊浩, 津田将史	(北海道教育大学)
丹治和博, 松岡直基	(日本気象協会)
渡邊崇史, 原田裕介	(寒地土木研究所)
山田高嗣	(札幌第一高校)
佐藤文隆	(雪崩事故防止研究会)
野口泉, 山口高志	(道総研環境科学研究センター)
井上聡	(北海道農業研究センター)
堤拓哉, 阿部佑平	(道総研北方建築総合研究所)
白川龍生, 八久保晶弘, ヌアスムグリアリマス	(北見工業大学)
荒川逸人	(野外科学)
金田安弘, 永田泰浩	(北海道開発技術センター)
平松和彦	(福山市立大学)
中村一樹	(北海道大学)
研究協力者	所属
秋田谷英次	(北の生活館, 雪氷ネットワーク)
竹内政夫	(雪氷ネットワーク)
金村直俊	(札幌総合情報センター)
山野井克己	(森林総合研究所)
石本敬志	(日本気象協会)
西村大輔, 大藪幾美	(北海道大学)
秋山駿介, 本間祐希	(北海道教育大学)
高橋章弘	(道総研北方建築総合研究所)

# 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 - Snow Surveys in Hokkaido (Mainly Eastern Hokkaido), 2011-2012 Winter

白川龍生 (北見工業大学), ヌアスムグリ アリマス (北見工業大学大学院),  
八久保晶弘 (北見工業大学), 荒川逸人 (野外科学株式会社),  
野口泉 (北海道立総合研究機構 環境科学研究センター),  
尾関俊浩 (北海道教育大学札幌校), 中村一樹 (北海道大学大学院)  
Tatsuo Shirakawa, Nuerasimuguli Alimasi, Akihiro Hachikubo, Hayato Arakawa,  
Izumi Noguchi, Toshihiro Ozeki and Kazuki Nakamura

## 1. はじめに

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関連し、同地域から北海道東部にかけての積雪の地域特性を明らかにする目的で実施した広域積雪調査(積雪深, 積雪水量, 平均密度, 層構造分析)の結果を報告する.

## 2. 調査項目

### (1) 概要

今回の広域積雪調査は, 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームが主体となり, 2012年2月25日から同年3月9日にかけて全道224箇所で行われた. 北海道では2月下旬までは表面融解が起きても, 融雪出水が起きる前であり, 積雪水量が最も大きい時期と考えられることから, この時期に調査を実施している.

なお本研究では, 積雪層構造・平均密度の分布については, 同年3月3日から9日にかけて積雪断面観測を行った26箇所のデータを用いた.

### (2) 調査内容

具体的な調査内容は以下の通りである.

- ・積雪深 (cm) : 30箇所 (北海道全域 : 224箇所)
- ・積雪水量 ( $\text{g}/\text{cm}^2$ ) : 26箇所 (同 : 122箇所)
- ・平均密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) : 26箇所 (同 : 129箇所)
- ・層構造(断面観測) : 26箇所 (同 : 54箇所)

## 3. 調査結果

### (1) 積雪深の分布

図-1は, 北海道全域における積雪深の分布を示したものである.

岩見沢・夕張, 日本海側および山地では道東など他地域に比べ積雪深の値が大きい. 分布状況は, 石狩山地・夕張山地付近を境界に, 明確な差が見られる.

### (2) 積雪水量の分布

図-2は, 北海道全域における積雪水量の分布を示したものである. 分布状況は積雪深データと相関があり, 石狩山地・夕張山地付近を境界に明確な差が見られる.

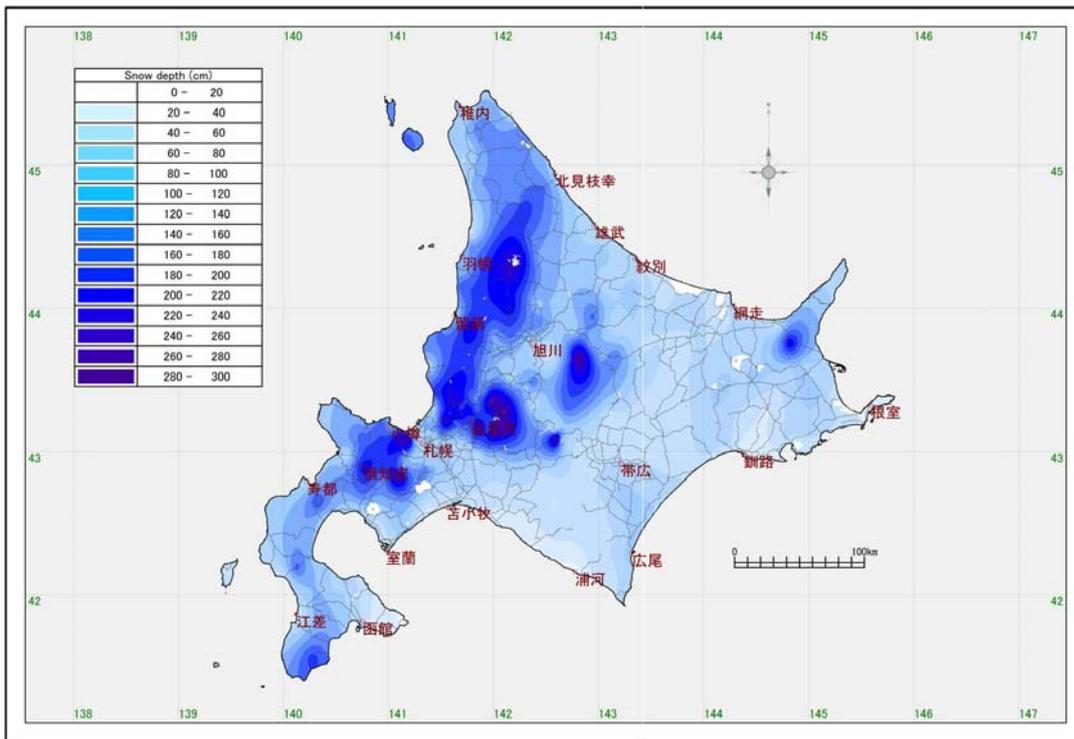


図-1 北海道全域における積雪深の分布（調査期間：2012年2月25日～3月9日）

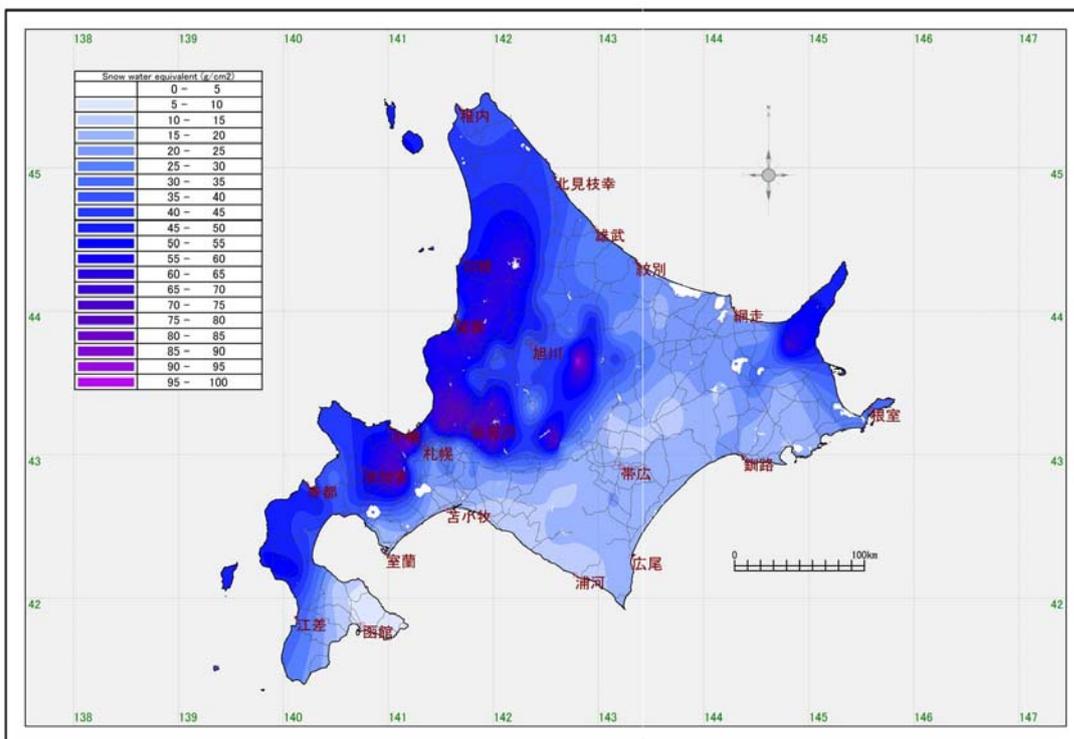


図-2 北海道全域における積雪水量の分布（調査期間：2012年2月25日～3月9日）

### (3) 積雪層構造・平均密度の分布

図-3 は、積雪断面観測を実施した 26 箇所における積雪層構造・平均密度の分布を示したものである。中空知～上川周辺と比較し、道東地区はしもざらめ雪・こしもざらめ雪の層が発達し、平均密度は  $0.30\text{g/cm}^3$  未満であることがわかる。

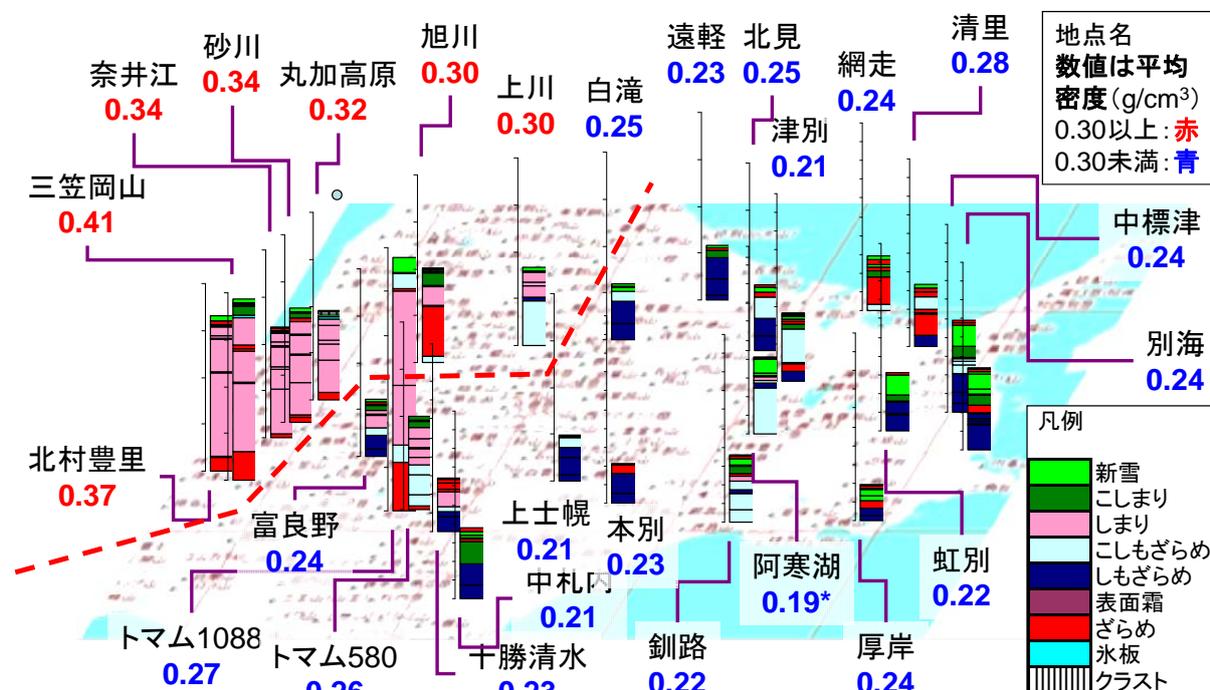


図-3 広域積雪調査 (26 箇所) における積雪層構造・平均密度の分布  
(調査期間：2012年2月25日～3月9日)

### 4. 考察

26 箇所で行った積雪断面観測結果を図-4 に示す。

空知・上川方面の積雪量は、岩見沢市周辺が局所的に多く、岩見沢市北村豊里では平年値の約 2 倍である 194cm を記録した。他の箇所についてはほぼ平年並み (100～120cm 程度) である。積雪層構造は、しまり雪及びざらめ雪が主体であった。

一方、北海道東部のオホーツク、十勝、釧路・根室方面では、既往の研究報告<sup>1)</sup>に見られるように、積雪量については平均 60cm 程度であった。海沿いの網走、釧路、別海、中標津は平年より多い傾向が見られるが、内陸部では平年並みか少ない傾向であった。北海道東部では、しもざらめ雪あるいはこしもざらめ雪の層が広く発達していた。

### 5. まとめ

本報告のまとめを以下に記す。

- ・ 各観測点における積雪の特徴は大雪山地及び夕張山地を境に異なっており、岩見沢市周辺で発生した局地的な大雪の影響は道東では現れていないことを確認した。
- ・ 平均密度は空知・上川が  $0.30\text{g/cm}^3$  以上、北海道東部では同未満であった。
- ・ 空知及び上川地方の積雪深は 100～120cm 程度、積雪層構造はしまり雪およびざらめ雪主体であった。岩見沢市に近づくほど深くなり、岩見沢市北村豊里では 194cm を計測した。

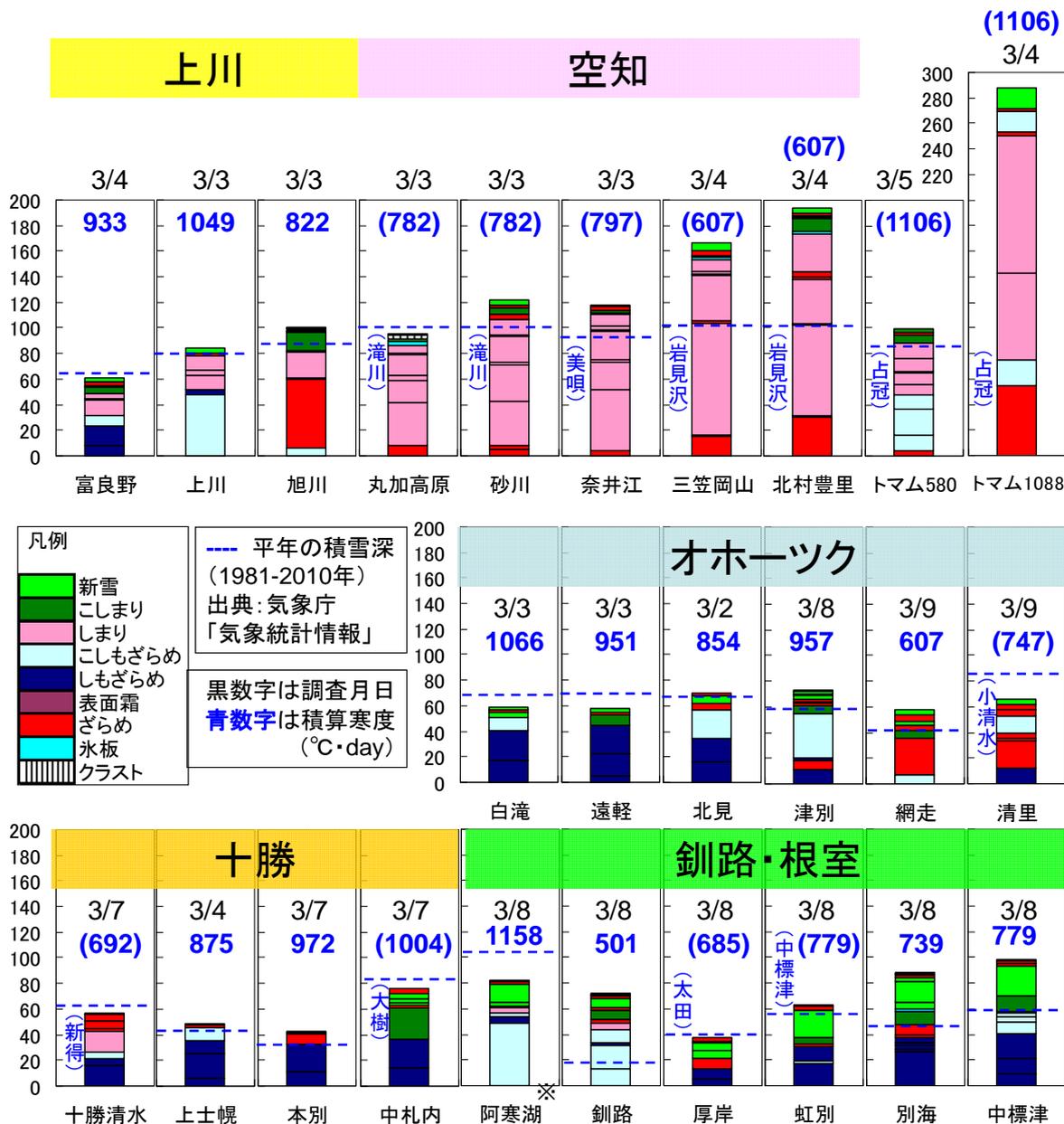


図-4 広域積雪調査における (26箇所) における積雪断面観測結果  
(調査期間: 2012年3月3日~3月9日)

※「阿寒湖」の積雪の下半分は非常に硬度が大きく、除雪作業の影響が考えられる。

- 北海道東部の積雪深は例年通り 60cm 程度であり、積雪層のほぼ全層にわたってしもざらめ雪・こしもざらめ雪の層がよく発達している傾向が見られた。

**謝辞** 広域積雪調査についてご教示下さいました、秋田谷英次先生、高橋修平先生に御礼申し上げます。

**【参考・引用文献】**

1) 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.

# 北海道における 2011 年度冬期の最大積雪深の再現期間と 大雪事例について

## The return period of the annual maximum snow depth and cases of short-time heavy snowfall for the winter of 2011/12 in Hokkaido.

原田裕介, 松澤 勝, 上田真代, 松下拓樹 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)  
Yusuke Harada, Masaru Matsuzawa, Masayo Ueda, Hiroki Matsushita

### 1. はじめに

2011 年度冬期の北海道は、冬型の気圧配置となる日が多く、強い寒気の影響を断続的に受けたため、気温は平年より低くなった<sup>1)</sup>。そのため、平年並だった降雪量に対して積雪が多く、最大積雪深は岩見沢と函館で気象庁の観測開始以来 1 位の値を更新した<sup>1)</sup>。また、空知地方を中心に、局地的な大雪による積雪害、雪圧害、雪崩害などが発生した。2011 年度冬期の積雪と降雪および雪氷災害状況を取りまとめることは、今後の災害発生条件の解明や雪害対策計画の策定など、長期的な視点に立った研究や施策の立案に取り組む際の基礎資料となり、重要である。

積雪寒冷地の施設設計には、再現期間に対する年最大積雪深が用いられる。道路防雪施設の年最大積雪深の再現期間は 30 年<sup>2)</sup>、集落防雪施設は 50 年<sup>3)</sup>、屋根雪荷重を制御しない建築物は 100 年を採用している<sup>4)</sup>。すなわち、2011 年度冬期の最大積雪深の再現期間は、当該年度の雪氷災害の厳しさを把握するうえで、重要な指標と考えられる。また、局地的な大雪事例の傾向を整理することは、今後冬期道路等の維持管理を検討するための基礎資料となるものと考えられる。

本論では、北海道における 2011 年度冬期の積雪および降雪状況を把握するために、はじめに気象庁アメダスの積雪深データを用いて、最大積雪深の再現期間を求める。つぎに、降り始めからの 24 時間降雪量に着目して、当該年度の大雪事例を抽出し、該当事例の雪害記録・国道通行止めデータ、および地上天気図パターンを整理のうえ、大雪時におけるこれらの特徴を把握した。

### 2. 2011 年度冬期の最大積雪深の再現期間

#### (1) 調査方法

調査に用いたデータは、北海道内の気象庁アメダスで積雪深を観測している地点のうち、最近観測を開始した地点と、移設により標高が大きく変更された地点を除外した 99 地点の冬期最大積雪深である。調査期間は、1961 年度冬期またはそれ以後の観測開始から 2011 年度冬期までとした。なお、本論での冬期は、当年 11 月 1 日から翌年 4 月 30 日までとした。

最大積雪深の再現期間の算出では、藤部 (2011)<sup>5)</sup>、「中小河川計画の手引き (案)」<sup>6)</sup>、気象庁の「異常気象リスクマップ」<sup>7)</sup>を参考のうえ、一般化極値分布 (GEV) を用いた。藤部 (2011) によれば、Gumbel 分布が GEV の一種であり、平方根指数型最大値分布 (SQRT-ET) も GEV で近似できることを併せ考えると、実用上は GEV だけで事足りると述べている<sup>5)</sup>。また、各年度冬期の最大積雪深データの GEV への適合度は、「中小河川計画の手引き (案)」<sup>6)</sup>および「異常気象リスクマップ」<sup>7)</sup>で採用している、

標準最少二乗規準 (SLSC) 0.04 以下を採用した。SLSC は、その値が小さいほど適合度が高くなる。ただし、SLSC はデータ年数が多いほど減少するため<sup>5)</sup>、ここでは参考値として扱う。

(2) 調査結果

GEV を用いて算出した、対象箇所における 2011 年度冬期の最大積雪深の再現期間を図-1 に示す。図中の赤印は、道路防雪施設の設計値である 30 年を超過した地点で、石狩北部の厚田と新篠津、南空知の美唄と岩見沢、胆振中部の登別、渡島半島の八雲、函館および鶉が該当する。つぎに、これら 8 地点における、2011 年度冬期の最大積雪深と再現期間、SLSC などを表-1 に示した。参考として、年最大積雪深の 30 年、50 年、100 年再現期待値をあわせて示した。2011 年度冬期の岩見沢の最大積雪深は、再現期間が 349 年で平年値の 1.7 倍、同じく八雲は 228 年で 1.5 倍、新篠津は 214 年で 1.8 倍であった。なお、函館を除く地点で SLSC は 0.04 以下となった。また、2011 年度冬期最大積雪深の再現期間の等値線図を図-2 に示す。石狩北部から南空知および渡島半島で、再現期間が大きくなっている。一方、太平洋およびオホーツク海側での再現期間は 10 年以下であった。

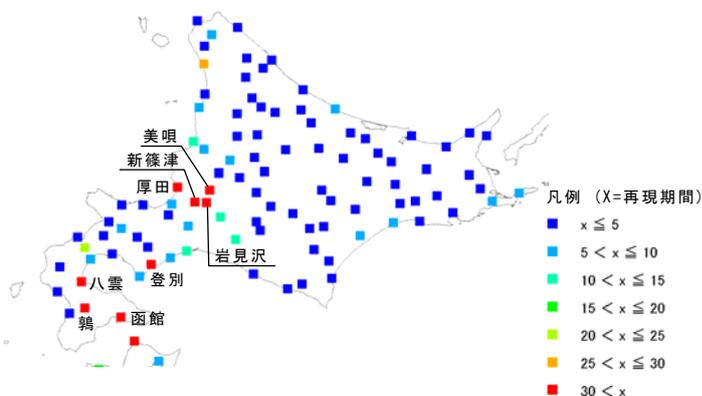


図-1 2011 年度冬期最大積雪深の再現期間

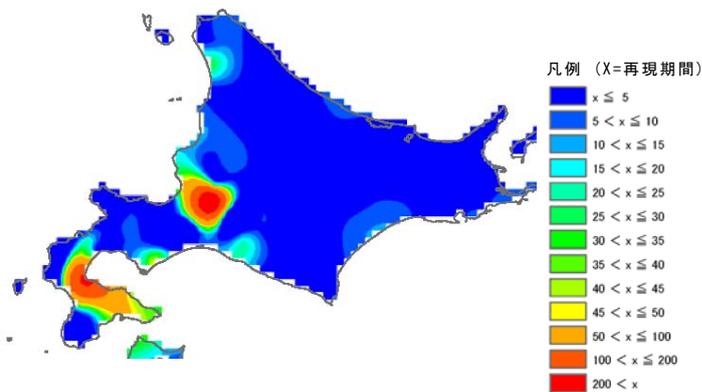


図-2 2011 年度冬期最大積雪深の再現期間の等値線図

表-1 2011 年度冬期最大積雪深の再現期間が 30 年を超過した地点の整理結果

気象庁		最大積雪深 平年値 (cm)	2011 年度冬期最大積雪深			年最大積雪深の 再現期待値			データ 年数	SLSC
二次細分 区域	アメダス		最大 積雪深 (cm)	平年値 との比	再現 期間 (年)	30 年 (cm)	50 年 (cm)	100 年 (cm)		
石狩北部	厚田	114	198	1.7	48	185	199	218	31	0.025
	新篠津	116	213	1.8	214	184	192	203	31	0.036
南空知	美唄	116	167	1.4	71	159	164	170	31	0.030
	岩見沢	123	208	1.7	349	181	188	196	51	0.022
胆振中部	登別	88	144	1.6	51	135	144	156	24	0.023
渡島北部	八雲	81	121	1.5	228	116	118	120	30	0.028
渡島南部	函館	45	91	2.0	53	81	90	103	51	0.042
檜山北部	鶉	84	142	1.7	46	137	143	150	30	0.034

3. 2011 年度冬期の大雪事例

本項では、2. で検討した気象庁アメダス 99 地点における、2011 年度冬期の積雪深の 1 時間値を用いて大雪事例を抽出した。ここでは、1 時間ごとの積雪深の増加量を時

間降雪量とし、複数地点で降り始めからの 24 時間降雪量が 40cm 以上となる場合を大雪事例として扱う。また、抽出された大雪事例ごとに、雪害と国道通行止めの記録、地上天気図パターンの特徴について整理した。

**(1) 大雪事例の抽出**

2011 年度冬期の大雪事例、および主な雪害と国道通行止めの記録を表-2 に整理した。抽出された大雪事例は 3 期間で、24 時間降雪量 40cm 以上の起終日で設定した。それぞれの期間でのアメダス該当箇所は、気象庁の二次細分区域内の地点数で明記した。なお、大雪事例の No.1 が 5 日間となっているのは、低気圧の接近通過と低気圧通過後の冬型の気圧配置により、24 時間降雪量 40cm 以上を期間中連続して記録しているためである。主な雪害と国道通行止めは、No.1 では胆振地方から上川地方にかけて、No.2 と No.3 では南空知を中心に発生していた。これは、No.2 の石狩北部と南空知での局地的な大雪後（積雪深約 150cm（アメダス岩見沢））の状態に重ねて、No.3 での 24 時間降雪量が 41cm に達した岩見沢において雪害が発生したものと考えられる。

表-2 2011 年度冬期の大雪事例の抽出結果

No.	年月日	アメダス該当箇所	主な雪害と国道通行止めの記録
1	2011/12/22 -12/26	十勝中部 1, 十勝南部 3 上川北部 3, 石狩北部 1 中空知 2, 南空知 2	<ul style="list-style-type: none"> <li>・国道 275 号浦臼町, 積雪と視界不良で 車両約 100 台立ち往生 (25 日)</li> <li>・岩見沢, バス 20 路線が早朝から日中運休 (26 日)</li> <li>・国道 9 路線, 延べ 13 回通行止め</li> </ul>
2	2012/ 1/15 -1/16	石狩北部 1, 南空知 2	<ul style="list-style-type: none"> <li>・岩見沢市内, 雪の重みで小屋の屋根, 作業場の屋根が崩落 (16 日)</li> <li>・陸上自衛隊, 岩見沢市・三笠市への 除雪支援災害派遣を決定 (17 日)</li> <li>・国道 1 路線, 延べ 1 回通行止め</li> </ul>
3	2012/ 2/ 7 -2/ 8	上川北部 1, 留萌南部 1 南空知 1	<ul style="list-style-type: none"> <li>・岩見沢, 猛吹雪, 視界不良で除雪車も動けず(8 日)</li> <li>・岩見沢, バス全路線が 3 日連続運休 (8 日~10 日)</li> <li>・国道 2 路線, 延べ 4 回通行止め</li> </ul>

※各期間とも、JR 運休、フェリーおよび航空便欠航多数

**(2) 地上天気図パターンの特徴**

地上天気図パターンは、北海道内の大雪や暴風雪が発達した低気圧の通過やその後の冬型気圧配置によってもたらされることを考慮し、表-3 に示す項目を組み合わせで分類した。なお、低気圧の型と通過コースは大川 (1992) <sup>7)</sup>を参考とした。

表-3 地上天気図パターンの分類項目

項目	概要
低気圧の型	低気圧本体か前線の影響か、二つ玉低気圧かつ合体の有無
低気圧の通過コース	低気圧の発生位置, 進路方向, 日本を通過する地域
低気圧通過後の冬型	冬型になる場合 (風向は北系・西系), 冬型にならない場合

表-2 で抽出した大雪事例 3 期間における地上天気図パターンの分類結果と、主要低気圧の中心気圧を表-4 および図-3 に示す。No.2 は、冬型の気圧配置が継続したことで、石狩北部から南空知にかけて局地的な大雪となった。主要低気圧の発生 2 日前から発生日までの中心気圧の差は、No.1 と No.3 共に -30hPa であった。低気圧通過後または継続した冬型の気圧配置は、すべて主風向が西系となるケースであった。

表-4 2011年度冬期の大雪山事例の抽出結果

No.	年月日	低気圧の型 通過コース	低気圧通過後 または 継続した冬型	主要低気圧の中心気圧 (21時)		
				発生2日前	発生1日前	発生日
1	2011/12/23-26	※1	※3	1022hPa	1006hPa	992hPa
2	2012/ 1/15-16	該当なし	※3	-	-	
3	2012/ 2/ 7- 8	※2	※3	1016hPa	1012hPa	986hPa

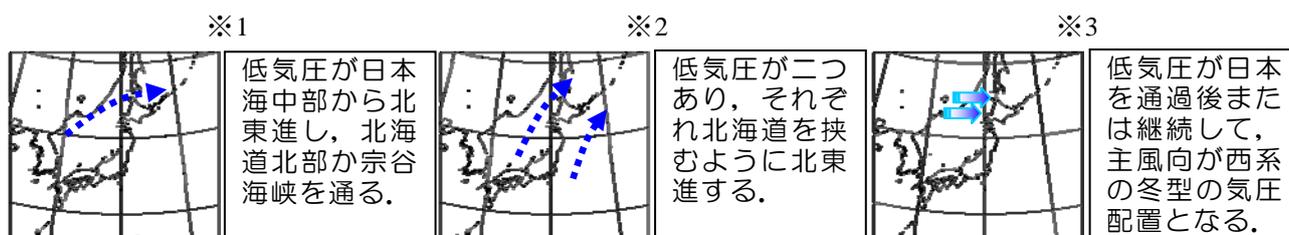


図-3 2011年度冬期の大雪山事例の地上天気図パターン

#### 4. まとめ

北海道における2011年度冬期の積雪および降雪状況を把握するために、はじめに気象庁アメダスの積雪深データを用いて、最大積雪深の再現期間を求めた。その結果、石狩北部の厚田と新篠津、南空知の美唄と岩見沢、胆振中部の登別、渡島半島の八雲、函館および鶴の再現期間は、道路防雪施設の設計値である30年を超過した。一方、太平洋およびオホーツク海側での再現期間は10年以下であった。

つぎに、降り始めからの24時間降雪量40cm以上に着目して、2011年度冬期の大雪山事例を3期間抽出した。それぞれの大雪山事例は、低気圧が北海道を通過後または継続した冬型の気圧配置に起因し、主風向が西寄りになる場合が多かった。その際、主に南空知を中心に大雪となった。今後は、本論での結果をもとに、気象データから過年度の大雪山事例を抽出し、該当する事例の災害発生や道路通行止め等の記録、ならびに地上や高層の天気図資料の傾向把握に努めていきたい。将来的には、冬期道路の維持管理を検討するための基礎資料となるよう整理していきたい。

#### 【参考・引用文献】

- 1) 札幌管区气象台, 2012: 2012年の冬(2011年12月~2012年2月)のまとめ, 1-7.
- 2) (社)日本建設機械化協会, (社)雪センター, 2004: 2005除雪・防雪ハンドブック(防雪編), 112-113.
- 3) 建設省河川局砂防部, (社)雪センター, 1996: 集落雪崩対策工事技術指針(案)本編, 41-42.
- 4) (社)日本建築学会, 2004: 建築物荷重指針・同解説, 236.
- 5) 藤部文昭, 2011: 極値分布関数の適合度評価に関する検討, 天気, 58, 765-775.
- 6) 中小河川計画検討会, 1999: 中小河川計画の手引き(案), (財)国土開発技術研究センター, 47-54.
- 7) 気象庁, 2007: 異常気象リスクマップ, [www.data.kishou.go.jp/climate/riskmap/cal\\_qt.html](http://www.data.kishou.go.jp/climate/riskmap/cal_qt.html); 2012年5月29日閲覧.
- 8) 大川隆, 1992: 北海道の動気候, 北海道大学図書館刊行会, 147-190.

## 2012年の空知地方などの豪雪とその化学成分

### Heavy snow in Sorachi region and its ion components in 2012"

野口泉, 山口高志 (北海道立総合研究機構 環境科学研究センター)

Izumi NOGUCHI, Takashi YAMAGUCHI

#### 1. はじめに

降雪／積雪中の大気汚染物質およびその影響を評価するため、北海道立総合研究機構・環境科学研究センターでは、1988年より4年毎に全道で積雪調査を実施してきた (Noguchi et al., 2001; 野口ら, 2005; 山口ら, 2009)。空知地方を中心に積雪が多かった2012年(2011-2012年冬)も調査年であり、2月中旬～3月上旬に全道62か所で調査を行った。

#### 2. 調査方法

積雪試料は、内部がなめらかなステンレスのパイプ(厚さ2mm, 長さ1m, 採取面積20cm<sup>2</sup>)を用いて採取した(図-1参照)。先端はテーパを切り、積雪にスムーズに進入できるようにしてある。採取にあたっては、ゾンデまたはステンレス製の棒により、周囲の積雪深を測定し、大きなばらつきがないことを確認してから地表面まで掘って垂直の積雪断面を作り、雪氷調査法(1991)に従って表層雪質や氷板の有無、最深層の硬度を調べた後、積雪試料を採取した(図-2参照)。

なお、サンプラーの温度が高いと内部に積雪試料が凍着するため、雪堀中に内部に雪が入らないよう蓋をしてから雪を被せて冷却しておく。積雪の採取にあたっては、採取面から1m以内の適切な



図-1 積雪採取器

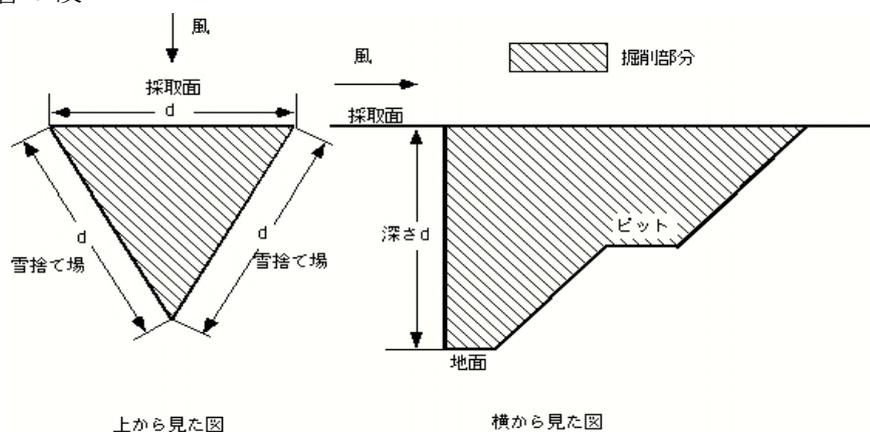


図-2 積雪採取時の掘削方法

深度にステンレスへらを挿入し、へらに当たるまでサンプラーを上部から垂直に差し

込み，そのままへらで蓋をした状態で傾けて倒し，採取した雪が滑り落ちない程度に傾けた後，採取口の試料状態を視認する。汚れ，異物の混入がないことを確認した後，洗浄済みのポリ袋に採取した試料を入れる。サンプラー内部の試料が落ちないときは，木槌でサンプラーを叩く，あるいはシリコンゴム付きの棒で掻き落とす。雪の層が深い場合は，これを繰り返す，全層の試料を一括採取した。また積雪試料量が少ない場合は，全量で 1kg 以上となることを目安に数回採取を繰り返した。試料を入れたポリ袋は 2 重にして密閉し，直射日光を避け，クーラーボックスなどで実験室まで輸送した。実験室に運ばれた試料は，室温で融かし，ろ過後，分析に供した。

分析は，積雪水量測定後，電気伝導率 (TOA CM-30V 使用) および pH (TOA/DKK HM-30M 使用) を測定する試料と 2.5 μm のメンブランフィルターでろ過したイオン分析用試料に分け，陽イオンはイオンクロマトグラフ Dionex IC-1500，陰イオンは IC-2000 にて分析した。なお，分析手順などは Technical Manual for Wet Deposition Monitoring in East Asia (2000) に従った。

### 3. 結果および考察

降水中の汚染物質の量は，①汚染物質排出量，②汚染物質の輸送過程，③汚染物質の沈着過程の変動により影響を受ける。大気汚染対策としては，①の制御を行うこととなるが，そのためには②や③の影響を除外した評価を行う必要がある。

積雪中の汚染物質は降雪後の大気中のガスおよび粒子の沈着（乾性沈着）の影響も受けるが，都市部などの一部を除いては降雪の寄与が大きい。降雪中の汚染物質の取り込みは，

雲での取り込み（レインアウト），落下中の取り込み（ウォッシュアウト）に分けられる。前者の場合，降水量が多くともあまり汚染物質の濃度低下が起こらず，沈着量は降水量に比例して大きくなる。一方，後者の場合は降水量が多くなると反比例して汚染物質の濃度低下が起こるが，沈着量はあまり変わらない。この関係は次に示すように係数 a を用いて説明される。

$$D \propto R^a$$

ここで，D:沈着量，R:降水量，a:汚染物質の取り込みに関する係数

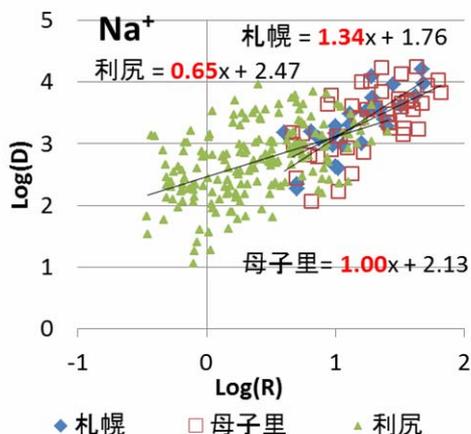


図-3 降雪中 Na<sup>+</sup> の場合の a 値 (傾き)

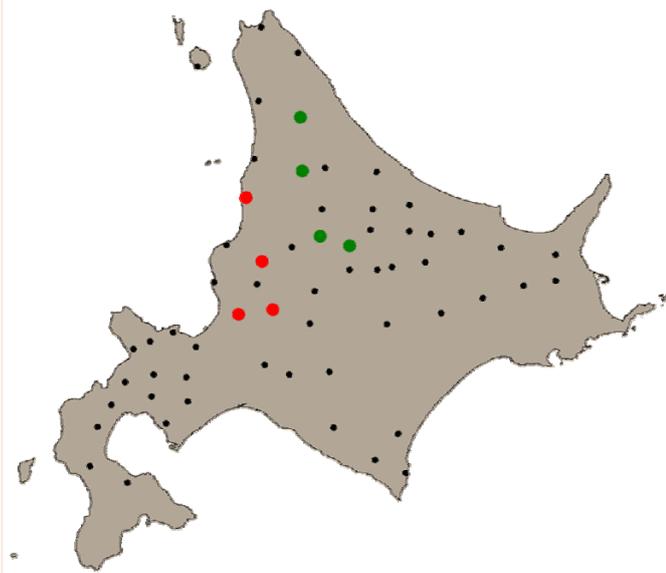


図-4 2012 年調査地点

- : 2004, 2008 と比べて 2012 年の積雪水量が多かった地点
- : 2004, 2008 と比べて積雪水量の変動が小さかった地点

この関係は、図-3 に示す降雪中のナトリウムイオン (Na<sup>+</sup>) ように a が大きい場合はレインアウトの寄与が大きいと判断される。化石燃料の燃焼などに由来する非海塩由来硫酸イオン (nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) の係数 a については、Barrie(1985)は 0.635, 藤田ら(1990)は 0.666 を報告している。

降雪量の変化に伴う成分濃度の挙動について、2004 および 08 年と比べて 2012 年に降雪量が多かった地点 (●) と積雪水量の変動が小さかった地点 (●) に分けて検討を行った (図-4 および 5 参照)。その結果、降雪の場合と同様に Na<sup>+</sup>などの海塩はレインアウトの寄与が大きいと考えられた。

土壌/黄砂/道路ダスト由来の非海塩由来カルシウムイオン (nss-Ca<sup>2+</sup>) は積雪水量が少ない 2008 年に濃度が高く、沈着量も多い。これは、ウォッシュアウトの寄与が大きく、さらに雪が少ない場合は土壌や道路ダストの供給量が増大する等の影響があったと考えられた。

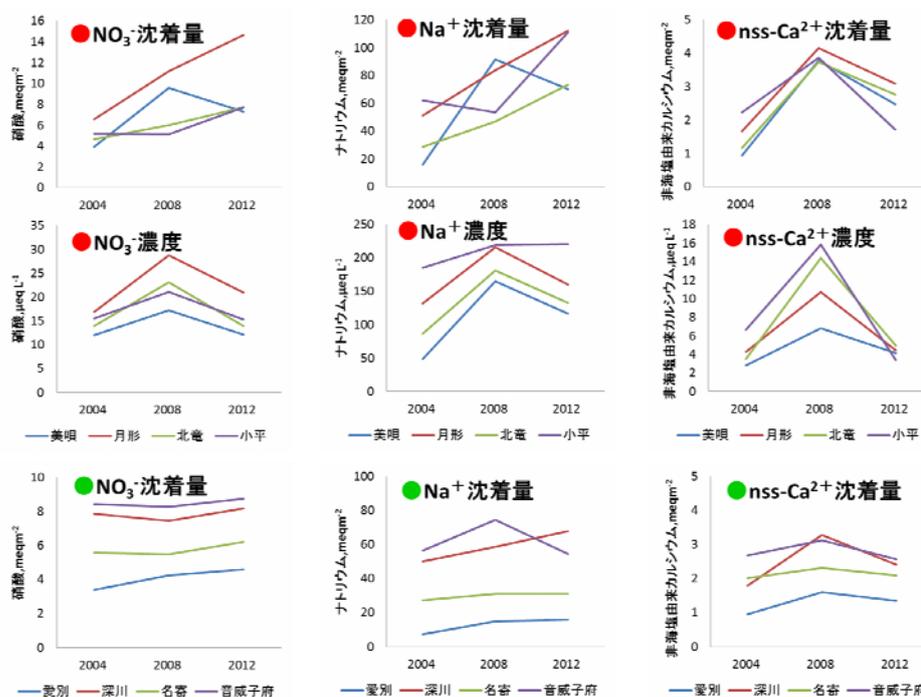


図-5 積雪深、積雪水量と主なイオン成分の沈着量と濃度

化石燃料の燃焼などに由来する nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>および硝酸イオン (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) は 1:1 の比例関係より少ないが、沈着量は積雪水量とともに増加する傾向が見られ、レインアウト、ウォッシュアウト両方の影響が伺えた。一方で、積雪水量の変動の小さい●の地点での沈着量は nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>は減少、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>は微増傾向を示した。これら中国などの発生源の影響が伺われる成分の傾向は、図-6 に示すとおり、いずれも 2008 年より 2012 年は濃度が低下した。この原因は積雪水量の変動の影響によるものであり、前述した nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の減少、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の微増という長期傾向は継続している状況にあると判断された。

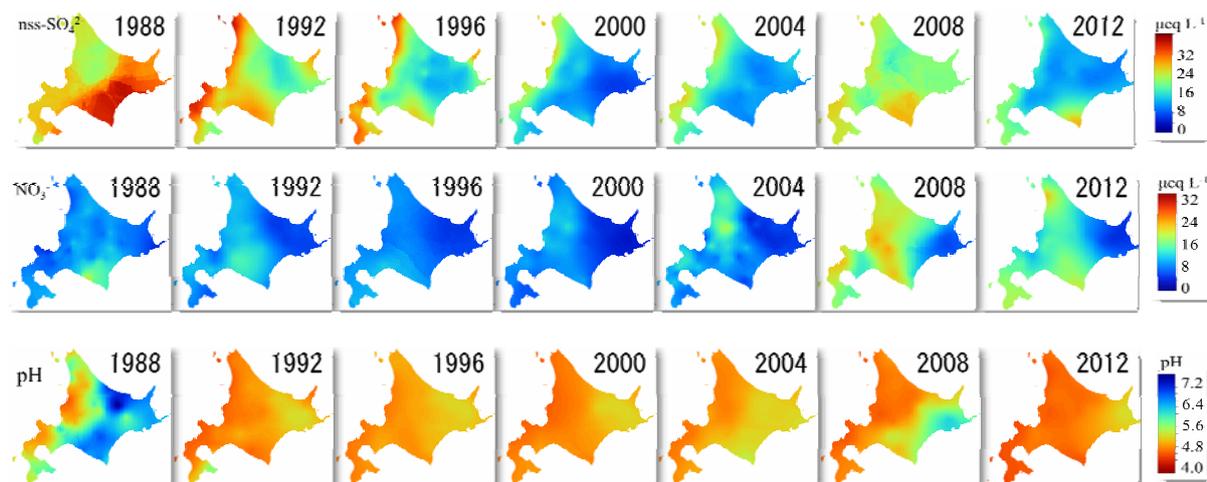


図-6 nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度および pH 分布図

## 5. おわりに

酸性雪では濃度指標である pH がよく用いられる。2012 年の pH は、図-6 に示すように最も低く、雪の酸性度は最も高かったと判断される。しかし、pH は酸と塩基のバランスで決定されるものであり、塩基成分の挙動も重要となる。このように、汚染物質の変動傾向を的確に判断するには、降水量/積雪量以外にも様々な要因を考慮する必要があり、まだ検討すべき課題は多い。

### 【参考文献】

- 1) 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.
- 2) 野口泉, 酒井茂克, 岩田理樹, 秋山雅行, 大塚英幸, 有末二郎, 濱原和広, 山口勝透, 姉崎克典, 阿賀裕英, 田中敏明, 加藤拓紀, 2005: 北海道における積雪成分の分布 (1988, 1992, 1996, 2000 及び 2004 年), 北海道環境科学研究センター所報, **31**, 65-73.
- 3) 山口高志, 野口泉, 阿賀裕英, 岩田理樹, 上野洋一, 秋山雅行, 大塚英幸, 酒井茂克, 永洞真一郎, 山口勝透, 丹羽忍, 尾原裕昌, 田中敏明, 姉崎克典, 濱原和広, 2009: 北海道における積雪成分の長期変動 (1988-2008 年), 北海道環境科学研究センター所報, **35**, 61-68.
- 4) 日本雪氷学会北海道支部編, 1991: 雪氷調査法, 29-45.
- 5) The Second Interim Technical Scientific Advisory Group Meeting of Acid Deposition Monitoring Network in East Asia, 2000; *Manual for Wet Deposition Monitoring in East Asia*, 1-67.
- 6) Barrie, L. A., 1985: Scavenging ratio, wet deposition, and in-cloud oxidation: An application to the oxides of sulphur and nitrogen, *Journal of Geophysical Research*, **90**, 5789-5799.
- 7) 藤田慎一, 高橋章, 1990: 九州北西海域における硫酸塩の洗浄比とその季節変化, 大気汚染学会誌, **25**, 227-231.

# 2012年2月大雪時における一般国道12号岩見沢市での 路面すべり抵抗調査報告

## Friction Measurement on National Highway Route 12 in Iwamizawa at the Time of Heavy Snowfall on February 2012

高橋尚人, 高田哲哉, 切石亮, 徳永ロベルト ((独) 土木研究所寒地土木研究所),  
山中重泰, 野藤昌樹, 荒沢憲二 (国土交通省北海道開発局)  
Naoto Takahashi, Tetsuya Takada, Makoto Kiriishi, Roberto Tokunaga,  
Shigeyasu Yamanaka, Masaki Nofuji and Kenji Arasawa

### 1. はじめに

岩見沢市では、2011年度冬期に観測開始以来1位の積雪深(208cm)を記録する大雪に見舞われ、2012年2月8日には、朝からの急激な降雪による路面状況の悪化、視程障害が生じた。一般国道12号では、高速道路からの流入車両による交通量増大などによる渋滞が発生したため、道路管理者は新雪除雪の連続実施や凍結路面へのすべり止め材散布等を実施して道路交通機能を確保した。

翌2月9日に、路面状況確認のため、一般国道12号岩見沢市で連続路面すべり抵抗値測定装置を用いて路面すべり抵抗値の計測を行ったので、その結果を報告する。

### 2. 岩見沢市の気象概況<sup>1)</sup>

2012年2月の岩見沢市の気象概況を図-1に示す。岩見沢市では2011年11月から降雪が観測され、2012年1月末時点で降雪累計が725cmに達した。2月にも降雪が続き、2月8日には33cmの降雪があり、2月7日からの連続降雪により2月12日に積雪深が208cmに達した(観測開始以来1位の積雪深)。

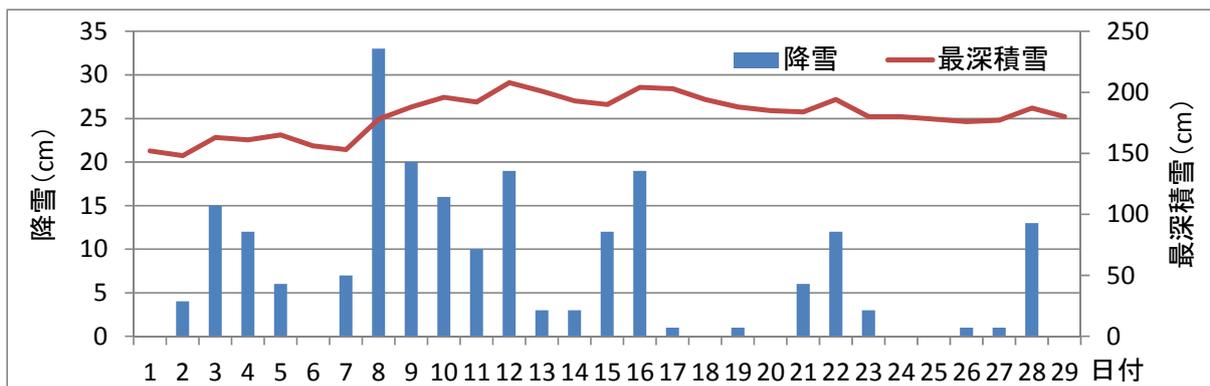


図-1 岩見沢市の2012年2月の気象概況

### 3. 路面すべりモニタリング調査の概要

路面すべりモニタリング調査は、2012年2月9日に実施した。調査概要を図-1に示す。路面のすべりモニタリングには、「連続路面すべり抵抗値測定装置」を使用した(図-1右下)。本装置は、進行方向に対して1~2度の角度を与えた測定輪を保持するフレームを牽引する構造で、走行しながら路面のすべり抵抗値(HFN)を0.1秒間隔で連続計測することが可能である。

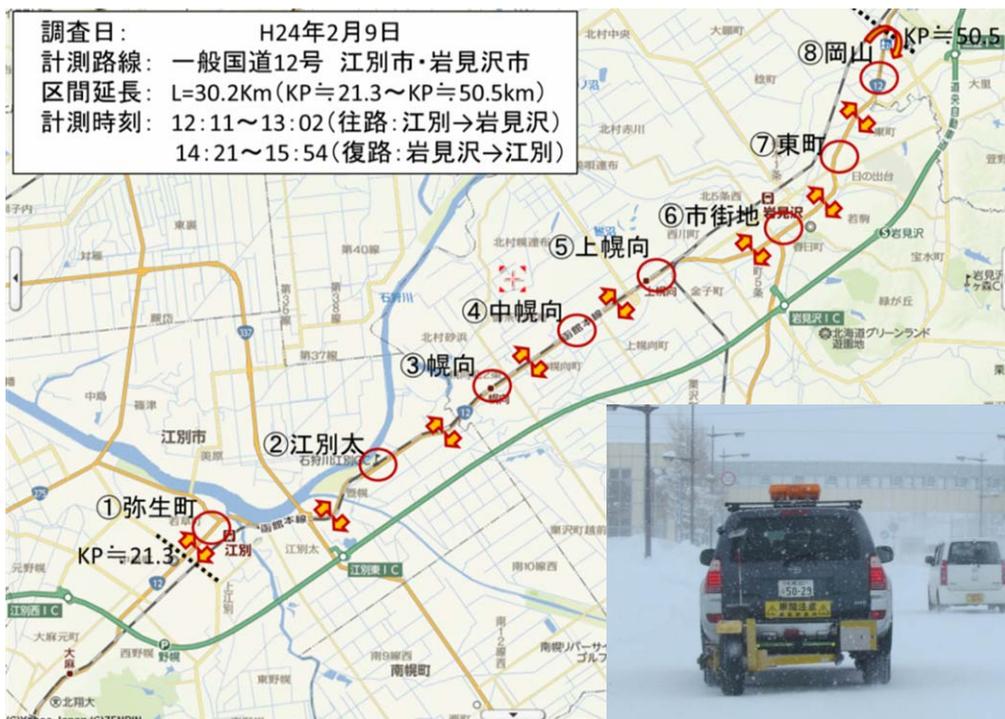


図-2 調査対象路線図

#### 4. 調査結果

路面すべりモニタリング調査時の道路状況を図-3(往路)および図-4(復路)に示す。写真は、図-2に示した①~⑧の各区間に対応する。各区間の写真の右下の表には、区間



図-3 調査時の道路状況 (往路)

のすべり抵抗値の平均値，それを我が国の路面すべり計測の標準機器である“路面すべり測定車”が計測するすべり摩擦係数 ( $\mu$ ) に換算した値<sup>2)</sup>，区間の平均走行速度 (V) を表す．すべり抵抗値と走行速度の平均値は，50 秒間 (500 個) のデータを平均して求めた．また，路面のすべり抵抗値は，目安として緑 (HFN が 65 以上，すべりにくい路面)，黄 (HFN が 45～64，ややすべりやすい路面)，赤 (HFN が 44 以下，すべりやすい路面) に着色した．

往路では，江別市内では湿潤路面だったが，岩見沢市内に入ると路面状態は圧雪となった．さらに，徐々に降雪が強くなって視程障害を起こし，岩見沢市東町 (⑦) 以降は視程が数 10m 程度に低下した．また，岩見沢市街地からは，排雪作業後の除雪作業で路側側に押された雪が路側の雪壁の内側に堆雪することで道路の有効幅員が減少していた．路面のすべり抵抗値は 46～50 で推移し，ややすべりやすい路面状態だった．区間の走行速度は岩見沢市街地で 13.6km/h になったが，有効幅員の減少と激しい降雪による視程の悪化が主な要因と考えられる．

復路では，復路の計測開始時には激しい降雪が続き，岩見沢市東町付近では走行速度が 4.1km/h まで低下した．道央自動車道が通行止めとなったことが旅行速度の著しい低下に影響したと考えられる．岩見沢市街地に到着する頃には降雪が止み，岩見沢市街地通過後は走行速度が回復した．路面状態は，岩見沢市中幌向 (④) ですべりやすい路面が観測された．日射があることで圧雪アイスバーンを形成したと考えられる．その他の区間では，往路と同程度の，ややすべりやすい路面状態が観測された．



図-4 調査時の道路状況 (復路)

路面すべりモニタリング調査結果を図-5に示す。



図-5 路面すべりモニタリング調査結果

### 5. まとめ

路面すべりモニタリングの結果、モニタリング調査時には一部区間ですべりやすい路面状態だったが、全体的に「ややすべりやすい」～「すべりにくい」路面状態だった。走行速度が 4.1km/h まで低下した区間があったが、走行速度が低下した区間は路面がすべりにくい状態で、走行速度の低下は降雪による有効幅員の減少と視程の悪化、さらに、復路では通行止めとなった道央自動車道の影響と考えられる。

気象条件・路面状態は刻々と変化する場合があります、どのタイミング、どの程度の頻度で計測を行うか判断が難しいが、客観的データに基づく意思決定、道路利用者へのアカウントビリティ向上の観点でこのような定量的なモニタリング調査が活用されることが望ましいと考える。

今回の調査結果から、有効幅員や視程が走行速度の低下に大きく影響したと考えられる。冬期気象条件が道路交通に与えるインパクトをよりの確に評価するため、路面のすべり以外にも道路の有効幅員や視程距離を走行しながらモニタリングする移動観測の総合化と技術の高度化に取り組むことが必要であり、今後の課題としたい。

### 【参考・引用文献】

- 1) 札幌管区气象台 : <http://www.jma-net.go.jp/sapporo/>
- 2) 切石亮, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 2011 : 冬期路面状態評価手法の比較試験について, 寒地土木研究所月報, No. 702, 50-55.

# 建物の断熱性能の違いが屋根積雪性状に与える影響

## Influence of thermal performance of buildings on roof snow

阿部佑平, 堤拓哉 (北海道立総合研究機構北方建築総合研究所)

千葉隆弘 (北海道工業大学)

Yuhei Abe, Takuya Tsutsumi, Takahiro Chiba

### 1. はじめに

近年、北海道では高い断熱性能を有する住宅が建設されている。高断熱住宅では、建物からの熱損失が小さくなるため、屋根雪は融けにくく屋根雪荷重は大きくなる。一方、低断熱住宅では、建物からの熱損失が大きくなるため、屋根雪は融けて屋根雪荷重は小さくなるが、融雪・再凍結により雪質は大きく変化し、つららや氷板が形成される。また、建物からの熱損失は断熱性能のみならず建物の室温によっても異なるため、建物の使用状況によっても屋根雪は大きく異なる。

以上より、屋根雪は気象条件のみならず、建物の断熱性能や室温の影響を受け、その性状は大きく異なる。しかしながら、これらの関係については、定量的な把握に至っていない。そこで本研究では、屋根の断熱性能を3種類有する実験建物を製作し、旭川市と札幌市において屋根積雪深、雪質、密度などの屋根積雪性状を観測したので、その結果を報告する。

### 2. 屋根雪の実測調査

実測調査は北海道旭川市にある北方建築総合研究所と、北海道札幌市にある北海道工業大学の敷地内で行った。実測対象とした建物は、平面 5.45 m × 2.3 m、高さ 2.603 m の矩形の鉄骨造プレハブである (図-1)。屋根断熱厚さの違いによる屋根積雪性状を把握するために、天井を3等分し、室内側から 50 mm、100 mm、200 mm の断熱材を施工した。壁・床にも 50 mm の断熱材を施工した。室内は電気ストーブ (最大暖房能力 600 W/台) で暖房を行い、サーモセンサーで室温を制御した。旭川では 20 °C、札幌では 15 °C に室温を設定した。温度むらを作らないように、扇風機を用いて空気を攪拌させた (表-1, 図-2)。また、積雪条件を同一にするため、冬季の卓越風が実測建物の長手方向に対して垂直にあたるように配置をした (図-1)。

表-1 実測条件

	旭川		札幌	
実測期間	2011/12/09~2012/03/31		2011/12/08~2012/03/30	
設定室温 [°C]	20		15	
断熱材熱伝導率 [W/mK]	天井	0.040	天井	0.040
	壁	0.034	壁	0.034
	床	0.028 0.034	床	0.034
ストーブ台	2		1	

※旭川では床の断熱材を2種類使用した。

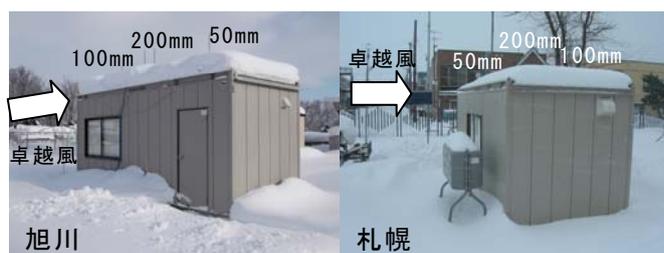


図-1 実測対象建物

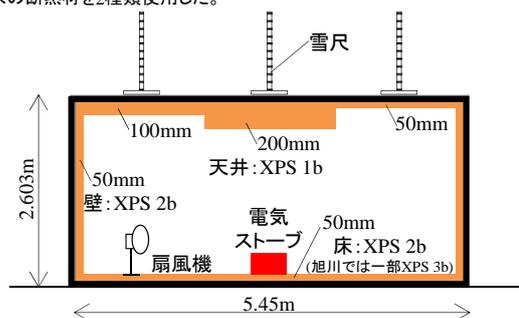


図-2 実測概要

### 3. 実測結果

#### 3.1 屋根積雪深と地上積雪深

図-3に屋根積雪深と地上積雪深の推移を示す。屋根積雪深は、鋼製の雪尺を用いて1日1回測定を行った。地上積雪深は、旭川では気象庁観測データを用い、札幌では実測建物近くに積雪深計を設置し測定を行った。

旭川では、断熱100mmと200mmの屋根積雪深はほぼ同一で推移し、2月中旬までは地上積雪深と大差なく、100mmでは最大で81cm、200mmでは82cmに達した(2月13日)。実測期間における断熱50mmと断熱100mm・200mmとの屋根積雪深の差は、平均して約10cmであった。3月末には外気温が11℃まで上昇したため融雪が進み、断熱50mmは3月30日、断熱100mmと200mmは3月31日に消失した。

札幌では、旭川と同様に断熱100mmと200mmの屋根積雪深の推移が殆ど同じであったが、3月上旬までは地上積雪深より1~2割程度少なかった。実測期間における断熱50mmと断熱100mm・200mmの屋根積雪深の差は、設定室温の高い旭川よりも大きく平均して約13cmであった。3月上旬から屋根積雪深が徐々に減少し、断熱50mmは3月28日、断熱100mmと200mmは3月30日に消失した。

実測期間を通して、断熱100mmと200mmの屋根積雪深の推移が旭川と札幌でほぼ同一であった原因の一つに、屋根上で風による積雪の再配分が起きていたことが考えられる。今後、風向や風速の分析を行い明らかにしていきたい。

#### 3.2 積雪重量

図-4に積雪重量の変化を示す。積雪重量は、神室型スノーサンプラー(断面積20cm<sup>2</sup>)を用いて測定を行った。

旭川では、測定日における積雪重量の最大値は断熱50mmで180kg/m<sup>2</sup>、100mmで214kg/m<sup>2</sup>、200mmで230kg/m<sup>2</sup>となり、断熱の厚い方が最大値は大きく200mmと50

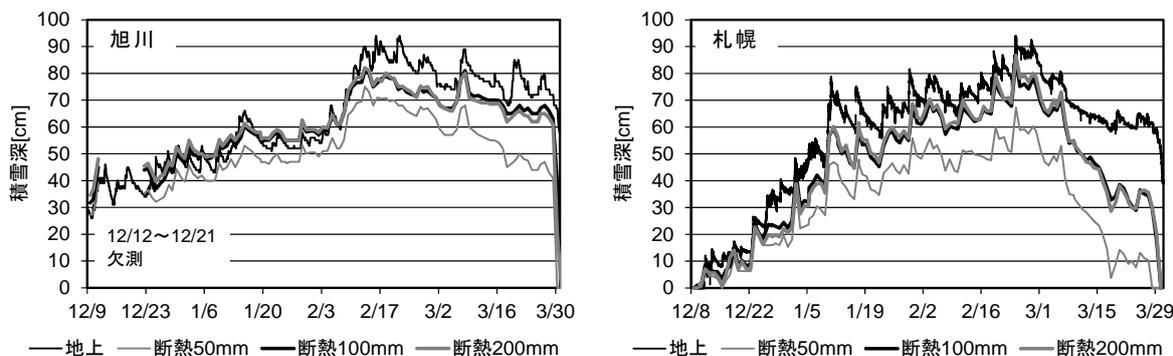


図-3 屋根積雪深と地上積雪深の推移

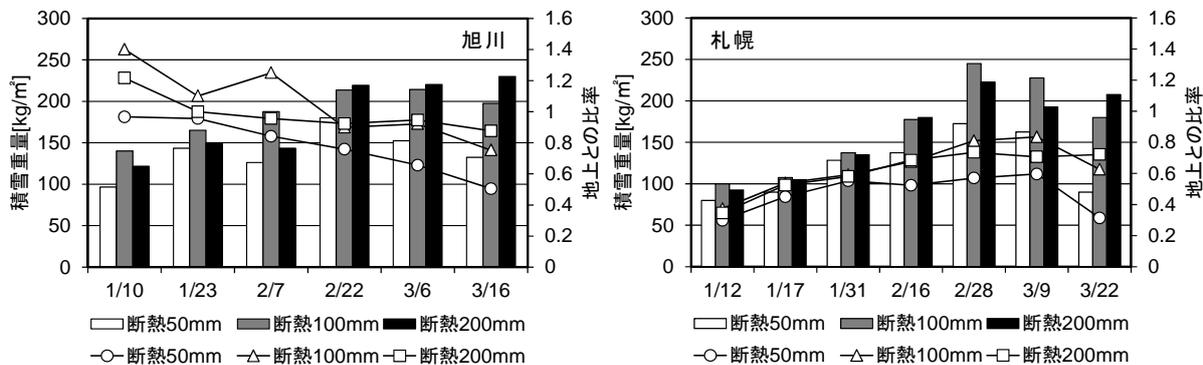


図-4 積雪重量の変化

mm では 50 kg/m<sup>2</sup> の差があった。また、断熱 100 mm と 200 mm は、2 月初旬まで地上との積雪重量の比率が 1 を超える場合もあった。

札幌では、測定日における積雪重量の最大値は断熱 50 mm で 173 kg/m<sup>2</sup>、100 mm で 245 kg/m<sup>2</sup>、200 mm で 223 kg/m<sup>2</sup> となり 100 mm で最も大きく、実測期間を通して地上よりも小さい。断熱 50 mm と 100 mm には 72 kg/m<sup>2</sup> の差があった。

### 3.3 雪温の鉛直分布

図-5 に最深積雪時に観測した雪温の鉛直分布を示す。屋根雪の雪温は、旭川、札幌ともに断熱 200 mm が最も低く、断熱 50 mm と 100 mm はほぼ同じであった。また、地上の雪温と比較すると、積雪下層では地上の方が屋根雪よりも高い傾向にあった。

### 3.4 雪密度の鉛直分布

図-6 に最深積雪時に観測した雪密度の鉛直分布を示す。屋根雪密度は、角形密度サンプラー（容積 100 cm<sup>3</sup>）を用いて測定を行い、風上側から鉛直方向 10 cm 毎に積雪を採取した。

旭川では、屋根雪密度の鉛直分布は積雪下層から上層に向かって密度分布が小さくなり、屋根雪と地上積雪の密度分布の傾向は概ね同じであった。

札幌でも、積雪下層から上層に向かって密度が小さくなった。高さ 40 cm までは、屋根上と地上の密度分布は殆ど同じであった。

### 3.5 雪質

図-7 に最深積雪時に観測した雪質を示す。旭川では、屋根雪の下層には氷板が形成されていた。

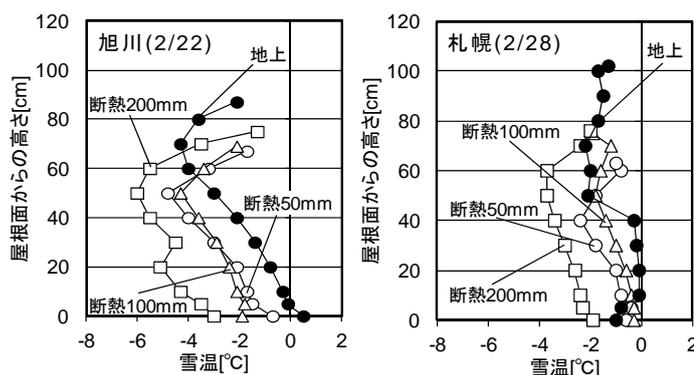


図-5 雪温の鉛直分布

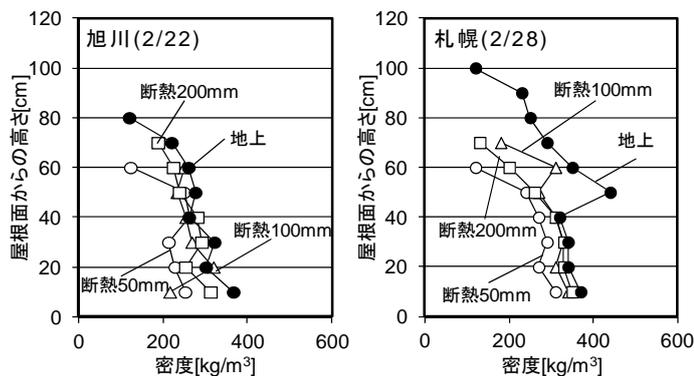


図-6 雪密度の鉛直分布

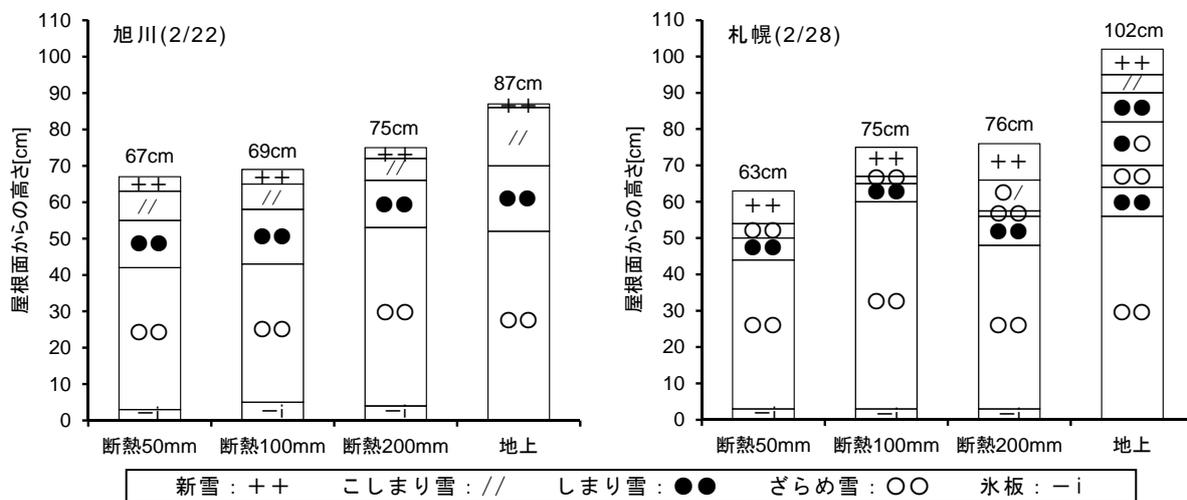


図-7 雪質

これは、建物からの熱損失によって雪が融け、発生した水が再凍結して氷板となったためである。屋根雪の層構造は氷板を除き地上と同じであった。

札幌でも、屋根雪の下層には氷板が形成されていた。また、札幌は旭川よりも外気温が高いため、屋根雪と地上積雪の上層でもざらめ雪が観測された。

### 3.6 屋根面における融雪量

室内からの熱損失による屋根雪の融雪を考察するため、最深積雪時を対象に屋根面における融雪量を算出した。算出では、室内側の断熱材表面温度と屋根表面温度の温度差と屋根の断面構成から熱流を算出し<sup>1)</sup>、算出した熱流と雪密度と氷の融解熱 ( $3.34 \times 10^5$  [J/kg]) から融雪量を算出した。

図-8 に 1 時間あたりの融雪量を示す。旭川は札幌よりも室内の設定温度が 5℃ 高いため、各断熱厚さにおける融雪量は旭川の方が大きい。

図-9 に 1 日あたりの融雪量を示す。断熱材の厚さを 2 倍にすると 50%，4 倍にすると 70% も融雪量は減少し、室温が 5℃ 低下すると融雪量は 40% 減少する算出結果となった。しかしながら、積雪深の観測 (図-3) では旭川、札幌ともに断熱 100 mm と 200 mm の屋根積雪深はほぼ同一であったため、両者の融雪量には殆ど変わらないと予想されることから、融雪量の算出方法に関しては今後更なる検討を行う必要がある。

## 4. まとめ

本研究では、屋根の断熱性能を 3 種類有する実験建物において実測調査を行い、屋根積雪性状に関する基礎的なデータを得た。今後は、屋根面における融雪量の算出方法に関して更なる検討を行う他、実建物における屋根雪観測も行っていく予定である。

## 謝辞

本研究は科研費 (研究活動スタート支援 課題番号: 23860065) の助成を受けたものである。記して感謝する。

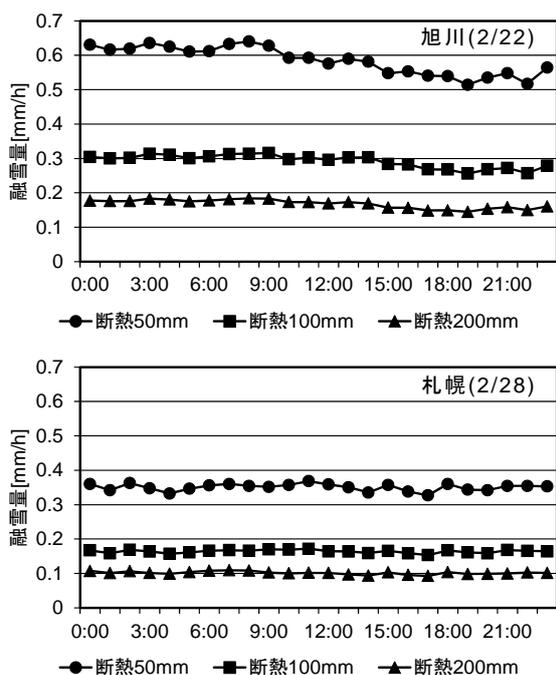


図-8 1時間あたりの屋根面の融雪量

## 参考文献

- 1) 高倉政寛ら, 2010: 積雪寒冷地域に建設された戸建住宅の厳寒期における小屋裏温度推移について, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (北陸), B-1, 229-230

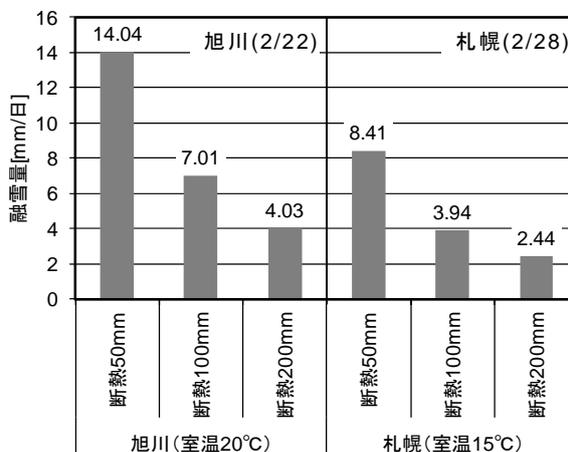


図-9 1日あたりの屋根面の融雪量

## 2011 年度冬期における岩見沢および三笠の屋根上積雪状態

### Characteristic of Roof Snow in IWAMIZAWA and MIKASA During 2012 Winter

伊東敏幸 (北海道工業大学), 千葉隆弘 (北海道工業大学), 前田憲太郎 (北海道工業大学),  
田沼吉伸 (北海道工業大学), 苫米地司 (北海道工業大学)

ITO Toshiyuki, CHIBA Takahiro, MAEDA Kentaro,  
TANUMA Yoshinobu and TOMABECHI Tsukasa

#### 1. はじめに

2011 年度冬期の北海道空知地区は記録的な積雪深に見舞われ、建物屋根上の積雪状態に平常では見られない様相を呈した。このような豪雪時における屋根雪積雪の状態は、非定常的なものであろうが、その積雪状態を調査すると共に、屋根雪に起因する建物損傷の事例<sup>1)</sup>を整理しておくことは、豪雪地域における屋根設計に関わる貴重な資料になる。

#### 2. 調査の概要

屋根雪積雪状態の調査は、岩見沢の積雪深が一次ピークとなった 2012/1/17 に岩見沢市東山地区、2 次ピークとなった 2012/2/19 に三笠市榊町および岩見沢市東山地区について現地調査を行った。調査した冬期における岩見沢の積雪と気温は図-1 及び表-1 に示すように、最大積雪深は平年値の 2.14 倍であるが、降雪深合計は 1.39 倍であり、12 月～2 月の月別平均気温が平年値よりも 1.3～1.6℃低かった<sup>2)</sup>。なお、4 月における急激な積雪深減少も特徴的と言える。

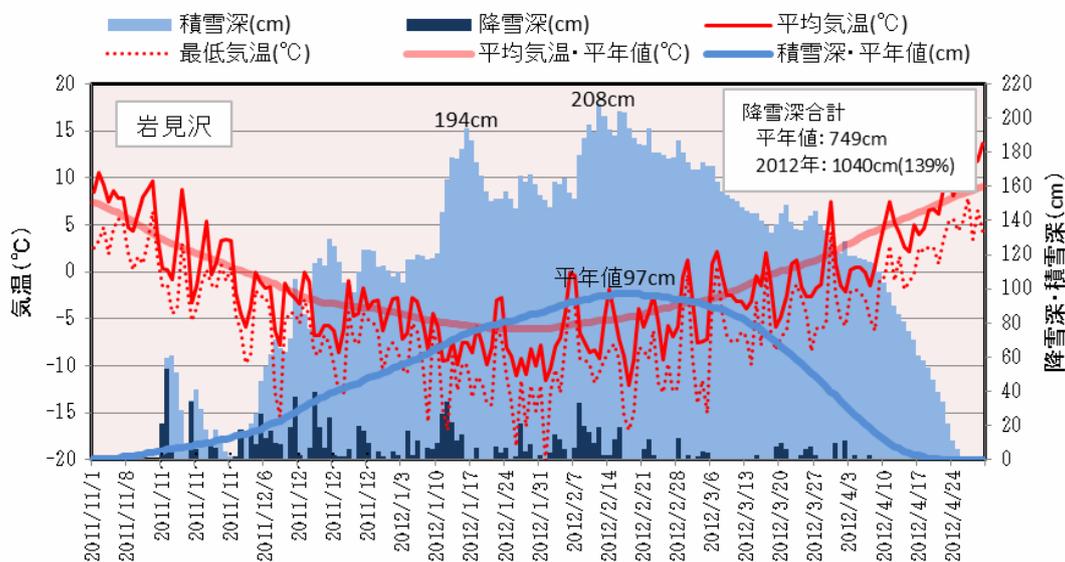


図-1 岩見沢における積雪・気温の状況

表-1 岩見沢における積雪・気温の月別平年値比較

	積雪深 平年値 (cm)	積雪深 2011年度 (cm)	降雪深 平年値 (cm)	降雪深 2011年度 (cm)	平均気温 平年値 (°C)	平均気温 2011年度 (°C)
12月	52	129	200	346	-2.5	-3.9
1月	86	194	207	237	-5.5	-7.1
2月	97	208	161	217	-4.9	-6.2
3月	93	174	91	77	-0.8	-1.6
4月	35	128	13	21	6.0	5.4

### 3. 調査結果および考察

#### 3-1 屋根上積雪の状態および考察

岩見沢および三笠における特徴的な屋根上積雪状態を表-2 および表-3 に示す。表のように、

表-2 岩見沢の屋根上積雪状態

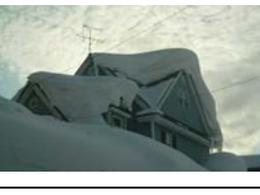
日付	事例 1	事例 2	屋根種別／積雪状態
1/17			M型屋根の住宅地 190cm を超える地上積雪となった住宅地の前面道路は、一車線確保がやっとの状態であり、M型屋根上にも1m程度の積雪があり、雪庇も形成され、屋根全体が冠雪した状態となった。
1/17			切妻屋根（滑落雪屋根） 左写真のように単純形状で適切な屋根勾配があり、軒高も確保されている建物では自然滑落しているが、その建物割合は極めて低かった。右写真のように軒下堆積雪があると滑落できない。
1/17			複雑形状の勾配屋根（滑落雪屋根） 左写真のようなドーマー窓のある屋根では、屋根頂部に残雪し、厚密化・氷板化した後の滑落が危険となる。右写真のような谷部には積雪が多くなり、横葺き屋根工法であっても残雪してしまう。
1/17			複雑形状の勾配屋根（雪止め屋根） 雪止め金具のある屋根に多量積雪があると、融雪水が軒先部で水堤となったり、ツララを形成する。何れも巨大化して落下すると屋根損傷や落下事故につながる危険性が高い。
1/17			M型屋根・フラット屋根 風下側屋根端に雪庇が形成され、小屋裏換気口が塞がれることによる屋根雪融雪、屋根端部への過大荷重、アンテナの受信障害や破損が危惧される。安全に雪下ろしする労力の確保が課題となる。
2/19			勾配屋根（左：滑落雪、右：雪止め） 地上積雪が2mを超えたときの屋根であるが、左写真のように滑落雪している屋根は少ない。右写真のように1ヶ月以上堆積したままの雪は、厚密化し融雪するまで棟部に冠雪状態で留まる。
2/19			緩勾配屋根・フラット屋根 左写真のようなバルコニー上部への雪庇や巻き垂れは、最上階住戸の採光障害、排気障害となる。右写真のような巨大雪庇には、融雪水によるツララ形成を伴うこともあり、軒部への過大荷重となる。
2/19			勾配屋根（空き家）・M型屋根 三角屋根の空き家は、非暖房建物のため排熱による融雪がないので多量積雪時には埋没する状態となる。老朽化した非居住建物の倒壊を防ぐことも豪雪時の課題となる。

表-3 三笠の屋根上積雪状態

日付	事例1	事例2	屋根種別／積雪状態
2/19			緩勾配の切妻屋根（平屋の公営住宅） 左写真のように空き家では雪下ろしされない建物が多い。右写真奥住戸のように、軒高さ付近まで地上積雪が達すると、地上積雪と屋根上積雪が一体化するので、融雪期における軒先損傷が危惧される。
2/19			切妻屋根（集合煙突あり） 屋根鋼板は葺替え済みであり、滑落し易い横葺き工法となっているが、集合煙突が滑落雪を阻止した。勾配屋根のため雪下ろしが難しいので残雪が氷塊化して滑落する危険がある。
2/19			緩勾配片流れ屋根・かまぼこ型屋根 風下側に雪庇が形成され、以後の屋根雪移動によってアンテナ倒壊の危険あり。右写真のD型ハウスは、雪庇による偏荷重で作用する捻れ変形を受ける可能性が高い。
2/19			緩勾配の切妻屋根（空き家） 空き家の緩勾配屋根であるため、屋根雪が融雪することなく増加し、過大な積雪荷重が建物に作用する。老朽化していることもあり倒壊や破損の危険性が高いので、雪下ろしが望まれる。

屋根上における多量の積雪や巨大な雪庇が特徴的であった。このような調査結果から得られた屋根雪対策の要点は次の通りであるが、特に雪処理労力の確保が課題になると言える。

- ①雪庇や巻き垂れが形成される屋根に対しては、軒部の耐雪強度を高めること、アンテナ設置部位や電線引き込み部位を適切にすること、及び適切な雪庇除去方策（雪庇切り用具開発を含めて）を確立すること
- ②滑落雪屋根に対しては、滑落雪に適した屋根形状にすること、屋根材の滑雪性能に対応した屋根勾配を確保すること、軒下堆積エリアの確保とその除雪方策を確立すること
- ③平屋建ての屋根に対しては、軒下積雪の除去および地上積雪が急速に沈降する前に屋根雪と切り離す方策を確立すること
- ④非居建物の屋根に対しては、許容積雪範囲内での雪下ろし方策を確立すること
- ⑤降積雪が平年値を大きく上回ったときに適用する特別雪害対策を確立すること

### 3-2 屋根等の損傷状態および考察

調査した地域における屋根等の損傷状態の事例を表-4に示す。表のように、住宅屋根のみならず工場屋根においても軒部の損傷が発生しており、過大な積雪荷重に伴う屋根損傷の特徴が露呈された。今回の調査で明らかとなった特徴として、M型屋根における招き部の損傷が多く発生した一方、招き部のないM型屋根には損傷が発生していなかったことから、雪庇で作用する積雪荷重に耐えられる招き部の構造的改良が必要と考えられる。また、未使用の平屋建て建築物における緩勾配屋根の軒損傷が多かったことから、融雪期に生じる地上積雪の沈降に伴う軒部への過大荷重を防ぐため、適切な時期に雪処理方策を講じる必要がある。この場合、未使用の建物における雪処理となるので、必要に応じた積雪な共助対策が求められる。

表-4 屋根等の損傷事例

日付	事例 1	事例 2	屋根種別／損傷状態
2/19			M型屋根・フラット屋根 (岩見沢) 左写真は招き部が破壊した屋根であり、雪庇による過大荷重が要因と考えられ、招き部の耐雪強度を向上させる必要がある。右写真は軒部が雪庇による荷重で損傷した屋根であり、こちらも軒部の強度アップが必要となる。
2/19			フラット屋根・切妻屋根 (岩見沢) 左写真は軒部の残雪により湾曲した屋根であり、更なる積雪による破損が危惧される。右写真は風下側の平屋部屋根への多量積雪で撓んだ屋根であり、雪庇は除去されているようだが、雪下ろしも必要であろう。
2/19			緩勾配屋根・雪止め屋根 (岩見沢) 左写真はケラバ部に雪庇が形成され、腰折れ屋根のため雪庇が移動してアンテナを倒壊させている。右写真は雪止め屋根の雪庇は成長し、垂れ下がる際に引き込み電線を巻き込んでいる。電線の断線が危惧される。
5/24			緩勾配屋根の軒損傷 (三笠) 左写真は巻き垂れによる軒先への過大荷重で損傷した屋根である。右写真は非居住の平屋建て公営住宅であり、地上積雪と屋根雪とが一体化した後に地上積雪が沈降したことによる軒損傷である。空き家の多くがこの損傷を受けた。
5/24			工場の屋根損傷 (三笠) 左写真は巻き垂れによって折板屋根の軒が損傷した例であり、雪下ろしで回避できたものと考えられる。右写真は車寄せの鉄骨屋根が多量積雪で損傷したものである。風下側なので巨大な雪庇と地上積雪の沈降力にて損傷したものとする。

#### 4. まとめ

記録的な積雪深となった 2011 年度冬期の岩見沢および三笠におけるピーク積雪時の屋根雪状態およびその後の屋根損傷状態を調査した。その結果、多量積雪時における屋根雪の積雪状態を把握する資料が得られると共に、屋根損傷の事例とその要因に関する基本的な知見が得られた。

今後は、多量積雪時における屋根雪状態および屋根損傷に関する詳細な分析を行い、屋根雪起因する諸問題を解決するための工学的な検討を行う予定である。なお、平年値を大きく上回る積雪に対する屋根雪処理には、雪下ろし労力の確保に代表される人的な対応策も不可欠と考えられることから、雪下ろし労力の分散化に関する検討も必要と考える。

#### 【参考文献・資料】

- 1) 日本雪工学会建物損傷委員会, 1994.1: 積雪寒冷地建築物外装の損傷とその防止対策, 日本雪工学会発行
- 2) 気象庁気象統計情報, <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>

## 氷瀑の形成に関する観測 (2)

### Observation of Formation Process for Icefall (Part 2)

東海林明雄 (湖沼雪氷研究所)

Akio Toukairin (Lake Research Institute of Snow and Ice)

#### 1. はじめに

本研究の、河川における“氷瀑”の形成過程についての研究は、3冬季の観測を終えた。当初は、複雑過ぎる・整理の見通しが立たない等と云った、混沌とした、意識状態で経過し、氷瀑を見上げながら、途方に暮れる日々もあった。

しかし、3冬季の観測を終えた今、マクロ的には在るが、どうにか全体像の把握ができ、整理出来そうだと云える段階に到達できたと考えている。

#### 2. 観測の経過

##### 2.1 2009/2010 冬季

茨城県の袋田の滝・月待ちの滝、それに、札幌市の星置の滝や平和の滝など、自然の河川氷瀑を観測し、デジタルカメラやビデオカメラに記録した。また、手稲山の麓にある、濁川に架かるコンクリートダム堤体にてできる、氷瀑の観測を開始した<sup>1)</sup>。

##### 2.2 2010/2011 冬季

濁川に架かるコンクリートダム堤体にてできる、氷瀑の直下で、インターバル 2 分で、水温(または氷温)・気温・湿度のデジタル記録 (U14-001, U14-002 米国オンセットコンピュータ社製) を取った。また、手動カメラにて現場の記録を撮りつつ、ソーラーパネル発電装置を設置して、この電源で、SD カード VTR カメラ (赤外線 VTR 自動カメラ AVIR - 707MF 株ヒーロー製) を期間中昼夜連続して回し続け、形成機構把握の観点から、形成過程の動画取得に努めた。

観測結果の一例であるが、降雪は氷瀑の壁面に波状に付着し、流下する水流と共に凍結するが、更に降雪が続くと、波状模様の波長と振幅が増幅され、ついには、大きな‘クラゲ氷’のパターンに成長するものであることが、カメラの時系列記録から解った<sup>2),3)</sup>。

##### 2.3 2011/2012 冬季

濁川に架かるコンクリートダム堤体にてできる、氷瀑の直下で、インターバル 2 分で、水温(または氷温)・気温・湿度のデジタル記録を取った。また、手動カメラにて現場の記録を撮りつつ、コンパクトインターバルデジタルカメラ 2 台を期間中昼夜連続して、インターバル 20 分で運用し、記録を撮った。これは、スライドショーで早回しすることで、動画として解析出来る。前冬のデジタルビデオカメラからコンパクトインターバルデジタルカメラに変更した理由は、形成機構把握の



図-1 濁川ダム堤体の氷瀑。波状の付着積雪と成長したくらげ氷。2012年2月17日

ため、最も効果的な位置に、カメラを容易に移動設置することが可能なためである。

図-2 しぶき氷に覆われたカメラ (防水性能：水深 10m)。氷に覆われても、設定動作は継続して、昼間レンズ面の氷が解けると所定の画像に回復する。デジタル水中カメラ 2 台。



### 3. 観測の結果

3 冬季に互る観測の結果から、氷爆は、つらら・氷筈・漣 (さざなみ) 氷板・たこ氷・くらげ氷の 5 つの種類の水によって、構成されることが解った。それを表 1 に示した。つらら・氷筈・くらげ氷については、昨年の報告<sup>2),3)</sup> で述べた。

#### 3.1 漣氷板

漣氷板の形成には、幾つかの過程が考えられる。そのひとつは、図-3 のような瀑布膜流の凍結である。表面は、漣状または、つらら状に凸凹した氷板になる。氷板の薄い時点では、流下する水膜流が残っている、しかし、凍結が進み、氷厚が増すに従い、流下する水膜流の厚さが薄くなり、やがて、水流の通り道は無くなる。そこで、溢流部を生じる。この溢流部からは、次に述べる、たこ氷が発生することになる。



図-3 漣氷版

#### 3.2 たこ氷

たこ氷とは、まるい半球状の頭部から数本のつららをぶら下げた氷体のことで、吊り下げた生だこの様な形状な



図-4-1 つららの成長 (3 月 19 日 18 時 46 分). 図-4-2 つららの成長 (3 月 19 日 21 時 46 分).



図-4-3 つららの成長(3月20日 4時 6分). 図-4-4 つららの成長(3月20日 21時 46分).  
 図-4 つらら成長により、その長さとおさを増し、互いに接続し板状化して出来た、漣氷板。

表-1 氷瀑氷の構成要素

氷瀑の構成要素	形成機構
○ つらら	
○ 氷 筧	
○ 漣氷板	① 瀑布膜流の凍結. ② つらら成長により接続し板状化. ③ その他 (例:氷筧が連結し板状化).
○ たこ氷 (頭部半球状)	① つらら束の成長形. ② くらげ氷の頭部が氷化. ③ その他 (例:突出基盤岩につらら).
○ くらげ氷 (頭部に雪)	① 降雪の縞状付着と、溢流水による突出した氷板の形成と、それからのつららの成長形. ② たこ氷の頭部に雪が積ったもの. ③ その他 (例:突出基盤岩につららと雪).

ので‘たこ氷’と呼ぶことにした。たこ氷の頭部に雪が積って白くなるとこれはくらげ氷ということになる。表1に例示したように、漣氷板・たこ氷・くらげ氷の形成機構には、それぞれ、幾つもの過程が考えられる。また、たこ氷か、くらげ氷か判然としない場合も多い。これは、雪質や雪の結晶の分類時の、大分類と小分類の、大分類に相当しているためである。

### 3.3 積層氷瀑氷の形成過程

凍結が進み、氷厚が増すに従い、流下する水膜流の厚さは薄くなる。また、落水路が管路の時も、その太さは細くなり、やがて、水流の通り道は、無くなる。そこで、溢流部を生じ

る。この溢流部からは、たこ氷等が発生することになる。そして、このたこ氷等の成長と共に、溢流水の新たな水路も形成されるが、さらに、次の寒気でこの水路も凍結すると、更に別の、溢流部を生じ、これを、繰り返すことになる。いうならば、瀑布基盤面への幾層もの、氷層の上塗りと言う形で、氷瀑の氷はその厚さを増して行くことになる。

濁川ダム堤体では、溢流部の発生と、これの凍結による閉塞と、落水路の繰返しの変更が起こり、積層氷瀑氷の厚さは、2012年2月中旬には1mに達した。

#### 4. ま と め

表-1の氷の5種は氷瀑の氷の構成要素のマクロ的分類として、殆どの氷瀑氷の構成要素となる。つまり、殆どの氷瀑氷の構成要素は、表-1の氷の5種によると考えることが出来る。そして、氷瀑の形成機構は以下のように整理される。

##### 氷瀑の形成機構

###### [ 基盤氷の形成 ]

1. 流下する水流束の左右両側の基盤表面の濡れ領域から、氷の生成が始まり流央部に向かう。
2. 基盤表面の凸凹や、コケ類・藻類を土台にして生えた植物の突起部などを芯にして、氷の生成が始まる。
3. つらら状の成長と、これの側方への成長。また、しぶきによる氷筈の成長と、これの側方への成長が、氷瀑の形成を促進する。
4. 平板状の表面を膜状に流下しながら凍ると、‘漣氷板’が形成される。

###### [ 氷厚・氷量の増加 ]

5. 氷厚の増加による既存水路の縮小、または、閉塞により、溢流部を生じ、これらによる、氷の上塗りが繰り返されるかたちで、氷瀑の氷の厚さは増加して行く。
6. 無降雪状態の継続時は‘たこ氷’が発達し、氷瀑は、これらの氷の集合体として形成される。
7. 降雪は、氷壁へ波状に付着し氷瀑の形成に寄与する。降雪が多いと、波模様の波長と振幅が増幅されるかのように、次第に、大きな‘くらげ氷’のパターンへと成長して行く。
8. 河川の上流部から流下し、または、滝の上部から滝壺に、落下した氷片が集積し、これを土台として、滝の下部から上部に向かって、瀑布の氷が成長する場合があります、氷瀑の形成を促進する。

###### [ 長期的経過 ]

9. 長期的には、気象条件・流水量の増減・融解時の崩落などが繰り返され、複雑な過程を経ながら、氷瀑はその厚さを増し、氷量を増して行く。

#### 5. 引用文献

- 1). 東海林明雄, 2010: 河川における“氷瀑”の形成過程について(1).  
雪氷研究大会(2010・仙台) 講演要旨集, 149pp
- 2). 東海林明雄, 2011: 河川における“氷瀑”の形成過程について(2).  
雪氷研究大会(2011・長岡) 講演要旨集, 206pp
- 3). 東海林明雄, 2011: 氷瀑における“くらげ氷”の形成. 雪氷研究大会  
(2011・長岡) 講演要旨集, 110pp

## 小樽軟石採石場で確認された氷筍の報告 - その1-

### The report of ice stalagmite discovered at the quarry of Otaru freestone

安達聖 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター), 大鐘卓哉 (小樽市総合博物館)

Satoru Adachi, Takuya Ohgane

#### 1. はじめに

冬期に洞窟やトンネルの出入り口付近で、床面から真上へ伸びる多数の氷柱が観察されることがある。それらは「氷筍」と呼ばれている。対馬ら<sup>1)</sup>によると、氷筍は天井からの水の供給と適度な寒気があればトンネルの中のみならず、低温室・冷凍庫の床、橋の下、軒の下、岸辺などにも見られるなど、珍しいものではないとしている。

北海道においても大滝百畳敷洞窟、カルルス鉱山旧坑道跡、マッカウス洞窟などで無数の氷筍が見られることが知られている。氷筍を目当てにスノーシューハイクツアーなどが開催され、その神秘的な姿から多くの観光客を楽しませている。

本稿では、小樽軟石採石場跡地の洞窟で確認された氷筍について、小樽市の歴史的建造物を語る上で欠かすことのできない小樽軟石と併せ報告する。

#### 2. 小樽軟石について

小樽市内には石造りの歴史的建築物が多数残されており、明治・大正期の洋風建築物の多くには、小樽やその周辺で採石された軟石が利用された。それらの軟石は軽石凝灰岩で、一般的な岩石に比べ空隙が多いため軽い上、硬くないことにより加工も容易で、耐火性と断熱性に優れている。そのため物資保管の倉庫などの石材に使用された。小樽軟石が使用された建築物の例として国指定重要文化財である旧日本郵船(株)小樽支店を図-1に示す。また、国指定史跡である手宮洞窟の陰刻画も、壁面が容易に削ることが容易な軟石であったため、1600年程前の人間が石斧で模様を刻むことができたとされている。このように小樽軟石は、現在においても小樽市の観光資源として大きな役割を果たしている<sup>2)</sup>。

#### 3. 氷筍が確認された採石場について

氷筍が確認された採石場は、小樽天狗山山麓に位置し、小樽軟石の採石によって形成された人工洞窟である。そこでは1950年頃まで採石されていた。採石場跡地は私有地であるため、詳細な位置の表記は控える。氷筍が確認された採石場跡地には大小複数の洞窟があり、その内の大きな洞窟の一例を図-2に示す。図-2が示すように、この洞窟内の壁面や天井部は平たく掘削されている。床面は平坦ではあるが切り出された軟石の残骸が点在している。この洞窟は、崩壊の危険があるため詳細な調査は行われておらず、明治期の資料<sup>3)</sup>には、枝道がある2階構造で、奥行きは約100mあると記されている。夏期の調査では採石場内における空気の流れは穏やかで、体感ではあるが湿度は高いと感じた。天井には水が染み出したと考えられる跡が多数見られたが、実際に水が滴り落ちる様子は観察でなかった。一方、小さな洞窟は溪流のすぐ近くにあり、奥行きは10m程度である。その壁面や天井の崩壊は著しく、夏期でも多くの水が滴り落ちる様子を観察できた。



図-1 現在の旧日本郵船(株)小樽支店



図-2 夏期の小樽軟石採石場内部の様子

#### 4. 氷筈について

2011年4月18日の調査では、大きな洞窟において確認した氷筈は数十本で、入り口付近に散在し、図-3に示すように1m以上の高さに達するいびつな形、高さ数十cmほどの円錐形やいびつな円柱形などで、それらの大きさや形状は多様であった。一方、小さな洞窟における氷筈は百本以上確認された。それらは洞窟内に密集しており、図-4に示すように高さは1~2mにも達し、太く成長していた。いずれの洞窟においても、白濁したものや透明なものなど外見的特徴も様々であった。



図-3 大きな洞窟で確認された氷筈の様子



図-4 小さな洞窟で確認された氷筈の様子

### 5. 氷筈の結晶構造について

大きな洞窟で、図- 5 に示した透明度の高い4つの氷筈 (2011A~D) を採取した. それらについて薄片を作成し, 結晶構造の確認を行った. 図-6 にその偏光撮影写真を示す. これらの氷筈が比較的大きな単結晶の集合だということは明らかである. また, 対馬・齊藤<sup>4)</sup>の結果と同様に, 氷筈の下部では大きく成長した結晶の周囲を多数の小さな結晶が囲むように存在し, 上部に向かうに従い結晶は大きく成長している.



図- 5 大きな洞窟で採取した氷筈

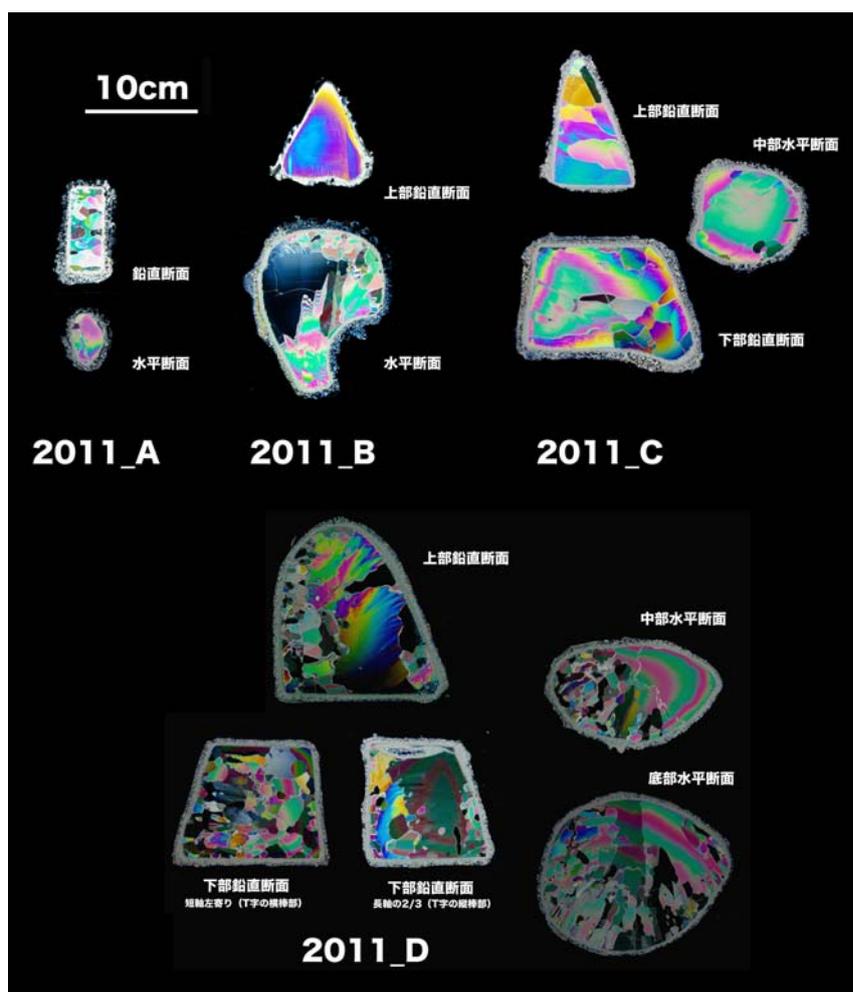


図- 6 氷筈薄片の偏光撮影写真

## 6. まとめ

人工の洞窟である小樽軟石採石場においても氷筍の発生・成長が確認された。同一の採石場でも場所によって形成される氷筍は様々であった。今後は、冬期に定点カメラの設置と定期的な現地調査により、氷筍が発生・成長する期間とその成長速度を明らかにしたい。また、採石場内の温度、湿度を計測し、気象情報との比較を行い、氷筍の成長過程との関連性を調査していきたい。そして、一般的な岩石よりも空隙が多い小樽軟石の透水性との関連性についても調査していきたい。

小樽市総合博物館では市民への雪氷教育・啓蒙活動を行っている。その例として、小中学生を対象に行っている実験教室「ジュニア科学講座」では、氷筍と家庭用冷凍庫で作られた氷の薄片を作製し、それらを比較することによって、一見同じように見える氷でも結晶構造の違いがあることを紹介した。また、2012年1月に実施した一般公開イベント「冬だ！博物館へ行こう！」では、図-7に示すように氷筍を加工した氷板を用いチンダル像を発生させて市民に紹介した。

今後、氷筍にとどまらず、小樽運河でみられる氷紋や、小樽港でみられる蓮葉氷など、身近な環境にありながら見落とされがちな雪氷現象を広く一般に紹介したいと考えている。



図-7 氷筍に発生させたチンダル像を市民に紹介している様子

## 謝辞

小樽軟石採石場跡地の地権者の方には本研究を行うにあたり理解を示していただき、入城の許可をいただいた。北海道教育大学の尾関俊浩准教授には本稿の執筆において多大なる助言をいただいた。また、氷筍の保存および薄片作製に協力していただいた。さらに小樽市総合博物館職員とボランティアには現地調査に協力していただいた。関係各位に深く感謝します。

## 参考文献

- 1) 対馬勝年・中川正之・川田邦夫, 氷筍, 雪氷, 1983, 12, 45巻4号, 197-200
- 2) 大鐘卓哉, 火山からの贈り物・小樽軟石, 小樽学, 2012, 2月号, 12-14
- 3) 小樽市博物館編, 稲垣益穂日誌, 1985, 8巻, 4-5
- 4) 対馬勝年・斉藤好弘, 氷筍の人口育成, 富山県地学地理学研究論集, 1996, 第11集, 142-147

## 雪崩予防柵の野外模型予備実験

### Model experiment of supporting fence for avalanche

佐々木勝男（北海道工業大学）、竹内政夫（雪氷ネットワーク）

Katsuo Sasaki and Masao Takeuchi

#### 1. はじめに

日本の道路に設置される雪崩予防柵(以後、雪崩柵)は、これまでスイスの仕方書(1955、1966 翻訳)に準拠した、設計法が防雪工学ハンドブック(1968)に掲載されて以来、内容が改められることなく、新(1977)、新編(1988)と版を重ねて、最新の除雪・防雪ハンドブック(2005)に引き継がれてきた(道路設計要領)。しかし、柵間や隙間をすり抜けて雪崩柵が機能しない事例や最下段の柵下から発生する全層雪崩に対しては、柵高が積雪深より大きく柵を挟んだ上下の雪の繋がりを切ることで支持力を弱め雪崩の発生を助長する<sup>1)</sup>、<sup>2)</sup>。これまでの工法そのままでは、これらの雪崩を防ぐことは出来ないので、新しい工法の開発も提案されている<sup>3)</sup>。表層雪崩への備えを保ちながら最下段から発生する全層雪崩を防ぐ工法について模型実験を行った。

#### 2. 最下段から発生する雪崩を防ぐ工法開発

雪崩柵の最下段から発生する雪崩が多いことから、事前防止のための維持作業は経費だけでなく交通規制が必要であり経済的、時間的な損失をもたらす。全層雪崩をもたらすグライドを防ぐためには、屋根の雪止めのように、柵高 50cm 程度で十分である。雪に埋まることで柵上下の雪が繋がり大きな支持力を得るからであるが、低い柵の弱点である表層雪崩のことも考える必要がある。表層と全層雪崩を兼ねた新しい雪崩予防柵が提案されているが、設計要領がある中での供用道路で行う新しい実験は非常に難しい。道路で実施できる環境を整えるために、先ず模型実験を行うことによって効果を確認することにした。

#### 3. 雪崩柵模型実験

##### 3-1. 模型柵

雪崩柵は基本的に上の雪を下から支えるものであるから、最下段の柵下の雪を柵で支えることはできない。そこで積雪より低い柵にしてグライドを防ぐと同時に、柵を挟む上下の雪を繋ぐことで雪の引っ張り支持力を雪崩防止に利用することを考えた。実物では 20~50cm 程度の高さを想定しているが、模型では滑り面より少しでも高ければ良いとし、高さ 2×5cm の角材とした。模型斜面の基本はこの角材で全層雪崩を防ぐこととして、写真-1 のように 3 種類の柵と一つの無対策の斜面で比較した。写真-1 左から右へ A,B,C,D と 4 斜面に分割。A : 左端、2×5cm の角材でグライド防止、43cm の隙間で上下の雪を繋げ支持力を得る、幅 3cm 5cm 間隔の 2 枚の張り材は表層雪崩防止用に。B : 斜面に 2×5cm の角材、C : 既設柵の模型、D : 無対策とした。2011 年 12 月から 3 月まで模型柵に雪を積もらし、特に 2×5cm の角材のグライド防止効果と A の柵上下の雪の繋がりによる全層雪崩防止効果の有無を既設柵の模型との比較で観察した。



写真－１． 模型実験斜面と模型柵 (2011/12/5)

尚、雪の付着力などの物理的性質は縮尺の大小に拠らないことから、模型実験における相似則は考慮しなかった。

### 3-2. 実験状況と結果

実験状況を写真－２．に示す。A の隙間により雪は、C の既成柵より繋がりは初期には大きい隙間(43cm)は不十分と考えられるが、融雪期にはA の柵上下の雪に段差が見られる。B と D を比べると、ごく低い抵抗でもグライド防止に十分働くことが分かる。



写真－２． 左は2012年1月10日、右は融雪期の3月10日の状況

C.の模型柵では柵上下の雪が分断され、実物の柵が雪層を切ることで雪崩を誘発することが再現できた。模型実験は実柵に生ずる柵下のクラックを再現したが滑る前に、雪は融けてしまった。自然の雪下の地表面はプラスになるが、実験では融解凍結を繰り返して厚く凍結したために全層雪崩にはならなかった。

## 4. あとがき

雪崩柵の問題を定性的に再現できたが、柵下の隙間の開け方は実柵でも問題になるので、さらに模型でも実柵でも大きな違いがなさそうなので実験を継続し確かめたい。実際に全層雪崩の発生までを模型で再現できなかったが、そのための工夫をしたいと考えている。

## 5. 文献

- 1) 竹内、及川、武田、川村、2006：積雪の支持力を生かした低柵高全層雪崩予防柵、北海道の雪氷、21-24.
- 2) 武田、川村、及川、2006：全層雪崩対策のための低柵高雪崩予防柵の試みについて、49回北海道開発局技術研究発表会
- 3) 金田安弘、竹内政夫、2008：新しい雪崩予防柵の提案、北海道の雪氷、25-28

## 乾雪表層雪崩の点発生と面発生を分ける条件

Conditions of occurrence between a point-starting and slab  
in dry surface avalanche

竹内政夫・成田英器（雪氷ネットワーク）、石本敬志（気象協会）  
金田安弘・永田泰浩（開発技術センター）

M. Takeuchi, H. Narita, K. Ishimoto, Y. Kaneda, Y. Nagata

## 1. まえがき

厳冬期の乾雪表層雪崩には面発生と点発生の雪崩がある。スラブを含む点発生乾雪表層雪崩は幾つもの小さい雪崩が断続的に発生するので、一挙に道路等の被害対象を埋める面発生雪崩のように災害を引き起こすことは稀である。また、点発生雪崩が発生することで斜面に雪が積もらなくなり大規模な面発生雪崩は発生しなくなる。弱層起因の雪崩を除いて、いずれも短時間に乾雪が大量に積もった新雪時に発生し、雪崩柵などをすり抜ける等の共通点もある。発生機構は異なるので条件の違いは、あまり知られていない点発生乾雪表層雪崩の発生機構をより深く知り、すり抜け雪崩の解明の手がかりが得られる可能性がある。点発生と面発生の二つの種類の雪崩が発生する道路沿線の斜面において二つの乾雪表層雪崩の発生条件の違いは何かを調査する。

## 2. 新雪時に発生する点発生および面発生乾雪表層雪崩

新雪時に発生する点発生乾雪表層雪崩と面発生乾雪表層雪崩とでは、滑り面と破断面に大きな違いがある。前者の破断面は不明瞭で滑り面は鉛直に抉られており、後者の滑り面は斜面に平行であり破断面は斜面に垂直である。支笏湖近くにある道路の幾つかの切土斜面では、大雪時に点と面発生の二つの種類の乾雪表層雪崩の、いずれかが発生することが多く発生条件の比較に便利である。破断面と滑り面の違いに着目して両者を比較する。

## 1) 点発生乾雪表層雪崩



写真-1. スラブ



写真-2. 点発生乾雪表層雪崩

これまでに観察された点発生乾雪表層雪崩は、スラフを含めて写真-1、2のように雪崩柵の設置してある急斜面で発生し、雪崩柵の柵間や隙間からすり抜けている。点発生の破断面は鉛直方向に削られるように走るのは、点発生雪崩の発生は重力による新雪層の内部崩壊（自壊）と考えられる。自壊し雪粒子はバラバラになり流動化して柵をすり抜ける。

また、スラフは安息角より大きい斜面で発生すると説明されているが、雪の場合の安息角は大きくは一概にはいえないように思われる<sup>1)</sup>。

## 2) 面発生乾雪表層雪崩

この区間では、今まで大きな災害とはなっていないが、写真-3のような雪崩柵を



写真-3. 面発生乾雪表層雪崩

すり抜ける面発生乾雪表層雪崩も度々発生している。板状に発生する面発生乾雪表層雪崩の破断面は斜面に直角で滑り面は斜面に平行である。長く露出した古い雪面に新雪が積もったときに面発生雪崩が発生することが多いのは、雪面と新雪の間の結合力が新雪粒子間の結合力より小さいからと考えられる。雪崩の駆動力は重力の斜面に平行な力で、それに抗する雪層や滑り面での雪の結合力などを上回って面発生乾雪表層雪崩は発生する。始めは板状に動き出すそれが引き金になって雪の結合はバラバラに解けて

流動化するので雪崩柵をすり抜けるものと考えている。この種の雪崩の発生には斜面勾配や植生、気象や雪質などの発生要因がある。点発生と面発生を分ける条件をこれら発生要因によって調査することにした。調査は事前調査によって点発生と面発生の両方の雪崩が観察され、近くに道路気象テレメータが設置されている国道453号の雪崩柵設置斜面を対象にした。2011年の今年も、近接するが気象の異なる恵庭市の道道117号で典型的なシモザラメ雪の弱層起因の雪崩も観察された。

## 3. あとがき

雪崩柵をすり抜ける雪崩は、平成10年に始めて報告された頃には、特異な雪崩と考えられた。しかし、毎年のように見られるごく普通の乾雪表層雪崩であることが分かってきた。それが、ここでの研究対象である面発生と点発生の乾雪表層雪崩である。後者は規模が小さく災害にならないこともあって研究対象になり難かったが、仮説ではあるが、積雪層の内部崩壊によるものであれば雪崩の発生は安定度 (stability index) で評価できよう。また、危険の少ない点発生雪崩の発生条件が予知できれば雪崩管理に資することが期待される。

## 4. 文献

1) 成田英器, 竹内政夫, 2009: すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩を分ける安息角, 北海道の雪氷, 28, 33-36

## 勾配の小さい斜面における 雪崩予防柵の列間斜距離と雪圧との関係について

### Snow pressure acting on snow bridges for avalanche prevention regarding slope distance between bridges in slope of low gradient

松下拓樹, 松澤勝, 中村浩, 笠村繁幸 (独立行政法人土木研究所 寒地土木研究所)  
Hiroki Matsushita, Masaru Matsuzawa, Hiroshi Nakamura and Shigeyuki Kasamura

#### 1. はじめに

雪崩予防柵の現行の設計手法では、積雪深が小さいほど柵の斜面方向の設置間隔である列間斜距離が短くなり、柵の設置基数が多くなる課題が指摘されている<sup>1)</sup>。著者らは、この課題に対して、雪崩予防柵の列間斜距離に関する現地試験<sup>2)</sup>と雪圧と積雪の破壊に関する理論的検討<sup>3)</sup>を行い、積雪深が小さいほど、及び斜面勾配が小さいほど柵の列間斜距離を長くできる余地があることを示した。ただし、斜面勾配の小さい箇所における検証がまだ行われていないため、ここでは勾配の小さい斜面において雪崩予防柵の列間斜距離と雪圧に関する現地試験を実施した。

#### 2. 試験の方法

##### 2.1 試験箇所の概要

試験は、芦別市滝里の平均勾配  $29^\circ$  の斜面で行った(図-1)。試験では、柵高 1.0m、柵幅 2.75m の実物大の雪崩予防柵(吊柵)を用い、柵の列間斜距離を 10m、15m、20m とした。設計積雪深を 1m、斜面勾配を  $30^\circ$  とすると列間斜距離の設計値は 15m となる。なお、斜面途中に幅 1.0m の小段があるため、小段上に高さ 0.45m の木製斜面模型を設置して斜面を延長した。斜面模型を置いた範囲は、列間斜距離 15m の斜面では上側 3.5m、列間斜距離 20m では上側 8.5m である(図-1, 図-2)。また、気温と積雪深は、斜面上部の平坦な場所で観測した。

##### 2.2 雪圧の測定方法

雪崩予防柵に作用する雪圧の測定は、各列下段の柵に対して行い、2本ある主索ケーブルのうち1本にロードセル(LU-5TE)を設置して行った(図-3a)。主索ケーブルの引張荷重の計測値(N)の2倍を柵全体に作用する力と考え、これを柵幅で除した値を

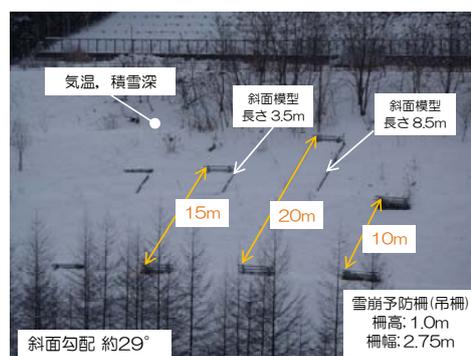


図-1 試験斜面の状況

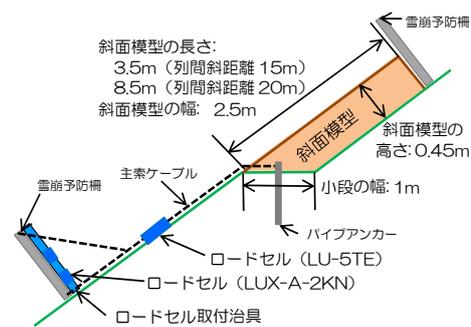


図-2 試験斜面の横断概要図



図-3 ロードセルの取付状況

雪圧 ( $N m^{-1}$ ) とした. また, 柵の支持面の地面からの高さ 16cm と 41cm の位置にもロードセル (LUX-A-2KN) を取付けた (図-3b). このロードセルを厚さ 10cm, 幅 16cm のステンレス製の箱に格納し, 箱の面から少しだけ出ている面積  $10 \times 10cm^2$  の板を取付けて, それに作用する圧縮荷重 (N) を測定した. この測定値を板の面積で除した値を, それぞれの位置の雪圧 ( $N m^{-2}$ ) とした. これらの測定期間は, 2011 年 12 月 9 日から 2012 年 3 月 12 日である.

### 2. 3 斜面積雪の変位と移動の測定方法

雪崩予防柵の雪圧に寄与する斜面積雪の移動や変位の測定を行った. 測定は, 積雪内におがくずを充填する方法 (図-4) で行った. 積雪深が 80cm を超えた 2 月 12 日に, 全層用スノーサンプラー (断面積  $20cm^2$ ) を用いて雪面から積雪を鉛直方向に円筒状に抜き取り, 地面に杭を打つなどの目印を付けた後に積雪内におがくずを充填した. そして, 1 ヶ月後の 3 月 12 日に, おがくず充填箇所の積雪横断面を露出させて, おがくずの水平および鉛直方向の変位量を測定した. おがくずの充填箇所は, 充填時の雪面における雪崩予防柵からの距離で 2m, 4m, 8m, 12m の 4 箇所である (図-5).

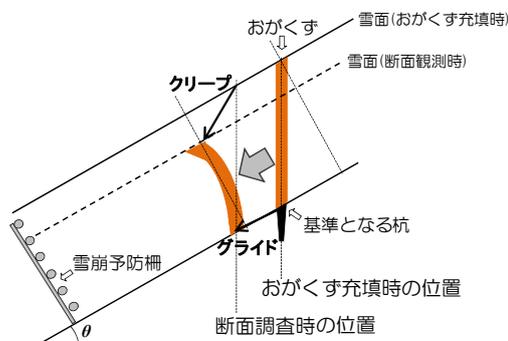


図-4 おがくずを用いた測定方法

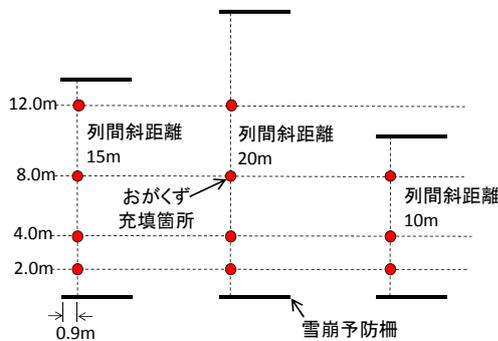


図-5 おがくずの充填箇所

## 3. 試験の結果

### 3. 1 試験期間の気象と積雪の状況

図-6a は, 試験期間中の気温と積雪深の推移である. 試験期間中の気温は  $0^{\circ}C$  以下であり, 積雪深は最大 92cm であった. おがくず充填から断面観測までの期間は, 積雪深が最大となり融雪が進行し始めた時期にあたりと考えられる. おがくず充填箇所の積雪深は, 充填時で 70~95cm, 断面観測時で 30~75cm であった. また, 断面観測時の積雪密度は  $300 \sim 400kg m^{-3}$ , 雪温はほぼ  $0^{\circ}C$  で, ざらめ雪が主体の積雪であり, これらの列間斜距離による違いはみられなかった.

### 3. 2 雪圧の計測結果

図-6b は, 柵の主索ケーブルで測定した雪圧の推移である. 雪圧は, 12 月中旬からしだいに増加し, 3 月上旬に最大となった. 柵の列間斜距離の違いに着目すると, 2 月上旬以降, 列間斜距離 10m の雪崩予防柵への雪圧が最も大きくなり, 3 月上旬になると他の列間斜距離の雪圧との差がさらに大きくなった. 一方, 列間斜距離が 15m と 20m の柵への雪圧を比較すると, 2 月下旬までは列間斜距離 20m の柵に作用する雪圧が大きいものの, 雪圧が最大となった 3 月上旬では両者は同程度となった.

図-7 は, 柵の支持面で測定した雪圧の推移で, 柵の中央で測定した結果である. 柵の上側 (高さ 41cm) の雪圧の推移 (図-7a) をみると, 12 月下旬から列間斜距離 10m の柵への雪圧が大きくなり, 3 月上旬の最大値は列間斜距離 20m の柵への雪圧の 2 倍

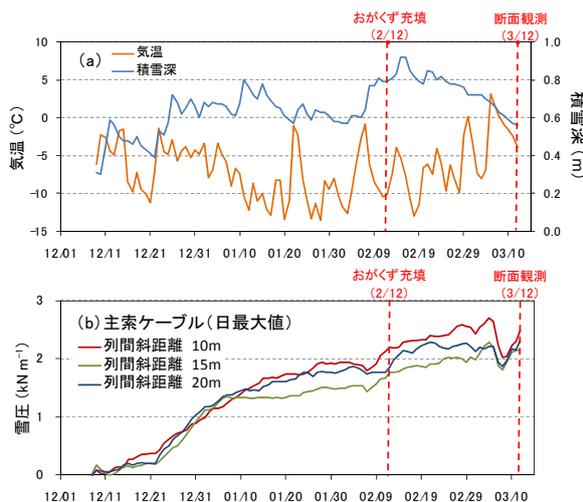


図-6 試験期間中の(a)気温と積雪深、(b)柵全体の雪圧の推移.

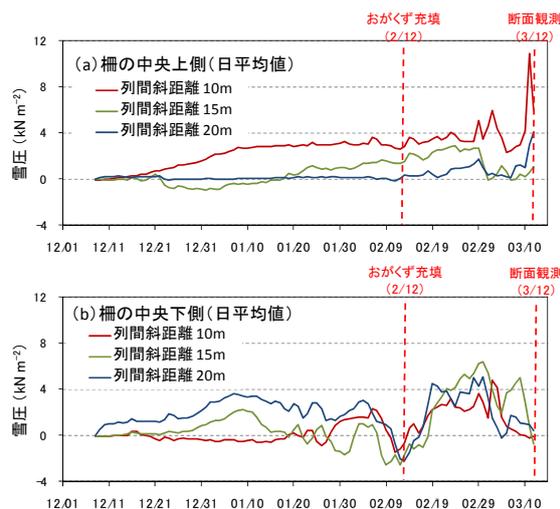


図-7 柵の支持面の雪圧の推移. (a)柵の中央上部, (b)柵の中央下部

以上となった. 一方, 柵下側 (高さ 16cm) の雪圧 (図-7b) は, 12月から2月上旬までは列間斜距離が最も長い 20m の柵に作用する雪圧が大きく, 3月上旬になると列間斜距離 15m の柵への雪圧が最も大きくなった. これに対し, 列間斜距離 10m の柵への雪圧は, それより長い列間斜距離の柵への雪圧より小さい場合が多い.

### 3. 3 斜面積雪の変位と移動の測定結果

図-8 は, おがくずの変位量の測定結果で, 横軸と縦軸が 0 の箇所が杭の位置である. おがくずの変位量は, 各箇所とも地面からの高さが高くなるほど, また雪崩予防柵から離れるほど大きい. 雪崩予防柵から 8m までの箇所における地面付近の変位量をみると, 列間斜距離の違いに関わらず各箇所とも同程度のグライドが生じたと考えられる. ただし, 柵から 4m の箇所では, 列間斜距離 10m の場合のみグライドがみられなかった. また, 列間斜距離 20m の場合の柵から 12m の箇所でもグライドは小さかった.

一方, 柵に近い 2m の箇所における雪面付近の変位量は, 列間斜距離 10m の場合で大きく積雪のクリープが顕著である. そこで, 柵から 8m までの箇所のクリープによる変位量をみるため, 地面付近の変位量 (図-8 のグライド) を差し引いた

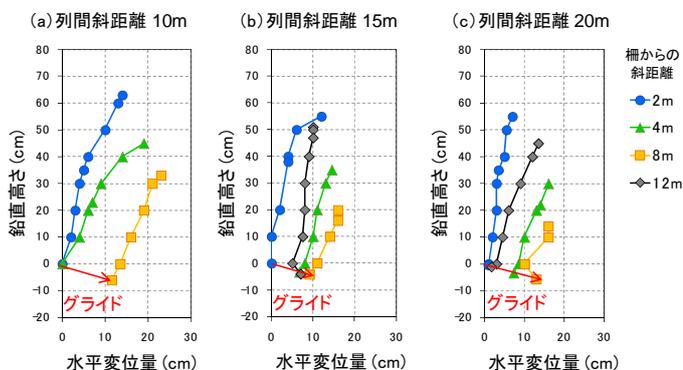


図-8 おがくずの変位量の測定結果

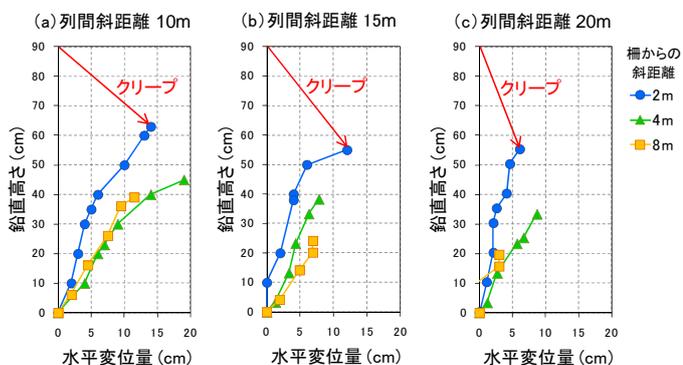


図-9 クリープによる変位量

値を図-9に示す。図中の矢印は、柵から2mの箇所のおがくず充填時の位置からの変位である。断面観測時、積雪の融雪が進行して雪面付近のおがくずがやや崩れていたため、クリープによる正確な変位量を算出できなかったが、柵から2mの箇所における高さ40～50cm（雪圧の測定高さに相当）の水平変位量を比較すると、列間斜距離10mの場合で変位量が最も大きい。

#### 4. 考察

積雪深2～3m（柵高2.5m）で平均勾配 $37^\circ$ の斜面で行った試験<sup>2)</sup>では、雪崩予防柵の列間斜距離を長くすると、柵に作用する雪圧と斜面積雪のグライドはともに大きくなった。これに対して、積雪深が1m程度で平均勾配 $29^\circ$ の斜面で行った今回の試験では、列間斜距離が長くなるにしたがい柵に作用する雪圧は小さくなった。一般に、クリープに基づく雪圧はグライドに基づく雪圧に比べて小さい<sup>4)</sup>。しかし、今回の試験では、列間斜距離が短い場合では、柵付近の積雪のクリープによる変位が大きく、柵の上部に作用する雪圧が大きい結果となり、これにより柵全体に作用する雪圧が大きくなったと考えられる。この理由について、(1)斜面勾配が小さくかつ積雪深が小さい斜面では、積雪の自重によって生じる斜面下方向の応力に対して積雪の底面と地面との摩擦の影響が相対的に大きいこと、(2)このため列間斜距離（斜面積雪の長さ）の違いによる積雪全体の移動（グライド）に顕著な差がみられなくなること、(3)また列間斜距離（斜面積雪）の長さに応じた斜面上方における積雪の引張領域<sup>4)</sup>の影響などが可能性として考えられる。しかし、これらを定量的に説明するためには、斜面積雪内部の応力と抗力の分布を考慮した斜面積雪の移動や変位に関するより詳細な解析が必要であるので、今後の課題としたい。

#### 5. おわりに

勾配の小さい斜面において、雪崩予防柵の列間斜距離と雪圧の関係に着目した現地試験を行った。その結果、列間斜距離が短いと、柵付近の積雪のクリープによって柵に作用する雪圧が大きくなった。このことは、勾配が小さい斜面で柵の列間斜距離を広げることに対しては有利な結果であると考えられる。

#### 謝辞

現地試験の実施にあたり、北海道開発局札幌開発建設部空知川河川事務所及び滝里ダム管理支所の関係各位にお世話になった。ここに記して感謝申し上げる。

#### 【参考・引用文献】

- 1) 大槻政哉, 2009: 雪崩対策施設の設計に関する課題～雪崩予防柵の列間斜距離に着目して～, *日本雪工学会誌*, **25**, 270-275.
- 2) 松下拓樹, 松澤勝, 中村浩, 坂瀬修, 2011: 雪崩予防柵の列間斜距離に関する一考察, *寒地土木研究所月報*, **701**, 10-16.
- 3) 松下拓樹, 坂瀬修, 松澤勝, 2012: 雪圧と積雪の破壊条件に基づく雪崩予防柵の列間斜距離に関する検討, *第55回北海道開発技術研究発表会 発表論文集*, ふ17(道).
- 4) 遠藤八十一, 2000: 斜面積雪の動きと応力分布, *雪崩と吹雪*(前野紀一・福田正己編), 古今書院, 24-42.

## 北海道東部太平洋沿岸の氷結河川における津波の痕跡調査

### Investigation of the trace from tsunami at the freezing river in eastern Pacific coast in Hokkaido

宮本修司, 阿部孝章, 佐藤博知, 角張章  
佐藤好茂 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)  
Syuji Miyamoto, Takaaki Abe, Hirotomoto Sato,  
Akira Kakubari, Yoshishige Sato

#### 1. はじめに

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震では、巨大な津波によって東北地方の太平洋沿岸地域を中心に未曾有の被害が生じた。津波は北海道にも到達し、様々な被害と痕跡を残した。津波の痕跡は、直接確認することのできない津波襲来時に発生した事象を推定し、津波危険箇所の把握や、防災計画策定の基礎資料として重要である。特に積雪寒冷地域の冬期間においては、雪氷の融解と共に災害の痕跡が消失することも多く、現地の状況を迅速に調査することが求められる。

一方、今回の大震災は、3月に発生したことから、地震が発生したとき、北海道では凍結した河川への津波侵入など、積雪寒冷地域に特有の現象が生じた。

本報告では、東北地方太平洋沖地震で発生した津波の痕跡調査の中で、凍結した河川を津波が遡上したことで生じた津波の痕跡について述べる。

#### 2. 調査概要

調査は、2011年3月13日～17日にかけて道東地域の太平洋に面した河川を対象に行った。調査項目は、目視観察と写真撮影とした。図-1に調査を行った箇所を示す。本報告では、凍結した河川を津波が遡上したときに特有の痕跡が顕著に表れていた、河川や湖沼を抽出して報告する。



図-1 調査箇所と今回の報告箇所



図-2 和天別川における調査箇所



写真-1 和天別川の状況(調査地点①)

### 3. 調査結果

#### 3. 1 結氷が破碎されていた例

##### 3. 1. 1 和天別川の事例

和天別川は、2級河川茶路川の支流で釧路管内白糠町を流れている。この河川での調査は、2011年3月16日に行った。

図-2に和天別川における調査箇所、写真-1～写真-3にそれぞれの箇所の状況を示す。なお各写真中の矢印は、川の流下方向、点線は津波の痕跡ラインを示す（他の写真においても同様）。なお補足事項として、調査前日に降雪があったため、河道内の結氷上に新雪が残っていた。

調査地点①では、流路内の結氷が顕著に破碎され、破碎された氷片が重なるように結氷の上に散乱していた（写真-1）。

調査地点②では、流路内の結氷は破碎されていなかったが、津波によって打ち上げられた土砂が、結氷の上や高水敷に堆積していた（写真-2）。

調査地点③では、氷片が流路内ばかりではなく、高水敷の広い範囲に散乱していた。散乱していた氷片には、土砂が付着していた氷片と、付着していなかった氷片があった。

これらのことから津波が氷を破碎し、破碎された氷片は津波と共に河川敷地内を漂流したことが示唆された。

また、氷片への土砂の付着状況から、  
 ・結氷の上を遡上（流下）し、結氷を破碎  
 せずに土砂やゴミを堆積させた津波  
 ・結氷の下を遡上（流下）し、

結氷を破碎した津波があり、条件によって遡上形態が異なっていたと推測される。

##### 3. 1. 2 ウツナイ川の例

ウツナイ川は十勝川の支流で、十勝管内豊頃町の牧草地や畑作地帯を流れている。ウツナイ川での痕跡調査は、2011年3月16日に実施した。

写真-4は、流路の状況である。流路内の結氷が破碎されていた。氷片の上に土砂やゴミなどは、堆積していなかった。



写真-2 和天別川の状況調査地点②)



写真-3 和天別川の状況(調査地点③)



写真-4 ウツナイ川の状況



写真-5 破碎された結氷の剪断面 (ウツナイ川)

写真-5は、ウツナイ川に架橋されている橋梁の橋台前面の状況である。厚さ30cm以上の氷が津波によって剪断破砕されていた氷の剪断面から橋台側の結氷は割れずに残り上に土砂が堆積していた。また、橋台コンクリートの前面には、残された結氷よりも高い位置に津波の痕跡が明確に残っていた。

### 3. 1. 3 樋門の事例

樋門とは用水流入や内水排除のため堤防を横切って施設される暗渠で、通水断面が管渠形式で径間の小さなものをいう<sup>2)</sup>。

写真-6に、新釧路川の本川側から樋門の方向を見た流路の状況を示す

(2011年3月13日撮影)。この様に樋門から本川までの流路は、結氷が津波によって板状に破砕されていた。

写真-7は、同じ樋門の吐口付近である。写真より、結氷はコンクリートとの付着面から離れて板状の氷になったことが確認できた。

### 3. 2 結氷が破砕されていなかった例

津波が襲来・遡上したが、結氷の破砕が見られなかった例として、白糠町と旧音別町(現釧路市音別)との境界にある馬主来沼(ぱしくる)沼の例を紹介する。

図-3に馬主来沼の詳細図を示す。この沼は平常時には海に接していないが、沼に流れ込むパシクル川の水によって、満水になると、水が砂州を越えて太平洋とつながる。

本報告の調査当日(2011年3月16日)は、沼と海は砂州によって隔たれていた。津波が襲来したときの状況は不明であるが、調査日と同様に沼と海は砂州で隔てられていたと考えられる。

写真-8に馬主来沼の状況を示す。沼は全面的に結氷していたが、沼の結氷が破砕された痕跡は見つからなかった。

一方、結氷の上や砂州、海岸段丘には、津波によって運ばれたと考えられる漂流物が堆積していたことから、津波はこの沼にも襲来していたと考えられる。



写真-6 樋門から本川までの状況



写真-7 樋門吐口付近の状況



図-3 馬主来沼付近の詳細図



写真-8 馬主来沼の状況

津波が襲来したにも係わらず、結氷が破壊されていなかった理由として、馬主来沼は海との間に砂州があり、直接海と接していないため、津波の引き波による水位の低下を受けなかったため、津波は氷の上を通過し結氷が破碎されなかったと考えられる。



写真-9 堤内地で確認した津波痕跡

#### 4. まとめ

痕跡調査により結氷河川に侵入した津波は河川結氷を破碎し、破碎されて生じた氷片が津波と共に遡上・流下する漂流物となることで、構造物などに大きな被害を与える可能性が示唆された。

結氷が破碎されていた箇所では、津波が結氷の下を通過した痕跡があり、逆に津波が氷の上を通過した痕跡のあった箇所では、結氷が破碎されていなかった。このことから、津波は以下に示すプロセスによって、河川の結氷を破碎すると考えられる。

①引き波によって河川の水位が低下し、

結氷と水面との間に空間が生じる。

②生じた氷と水面との間に、津波の押波が侵入し河川を遡上する。

③侵入した津波が氷を下から上に押し上げ、氷が破碎される。

また今回の調査では、堤外地（堤防から河川側）から堤内地（堤防で守られている側）に津波が入り込み、結氷を破碎していた箇所も確認した（写真-9）。

津波が堤内地に侵入することを防止する方法として、水門や樋門の閉鎖がある。しかし津波の襲来時における閉鎖作業は非常に危険であり、実際に東北地方太平洋沖地震では、消防団員を中心に多くの犠牲者が発生した<sup>3)</sup>。さらに氷片によって、樋門ゲートの閉鎖が困難となっていた箇所もあった（写真-10）。これらのことから、結氷した河川でも自動で閉鎖する樋門の開発や、結氷が破碎されて生じた氷片が漂流物とならないためのスクリーン<sup>4)</sup>を設置することなどの対策が今後の課題と言える。



写真-10 閉鎖が困難になった樋門

#### 参考文献

- 1) 阿部孝章, 吉川泰弘, 矢野雅昭, 永多朋紀, 稲垣達弘, 桃枝英幸, 村上泰啓, 平井康幸: 2011年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の結氷河川における遡上状況及び氷板痕跡調査, 寒地土木研究所月報 No. 705 2012年2月
- 2) 土木用語大辞典: 公益社団法人土木学会
- 3) (財)国土技術研究センター 東日本大震災復興計画情報ポータルサイト
- 4) 国土交通省北海道開発局釧路開発建設部釧路港湾事務所ホームページ: 津波漂流物対策施設(通称:津波スクリーン)の概要

建築物の配置が吹きだまりの形成状況に及ぼす影響について

Study on relationship between building distributions and the snow accumulation around buildings

畠山真直, 千葉隆弘, 伊東敏幸, 苫米地司 (北海道工業大学)  
堤拓哉 (北海道立総合研究機構北方建築総合研究所)

Manao Hatakeyama, Takahiro Chiba, Toshiyuki Ito, Tsukasa Tomabechi, Takua Tsutumi

1. はじめに

建築物周辺に形成される吹雪による吹きだまりは、除雪作業量の増加や、冬期における避難経路の閉鎖に繋がる恐れがある。このため、建築物の計画段階で吹きだまりの形成箇所とその量をあらかじめ予測することが必須となる。吹きだまりを予測する手法には、既往の研究・調査結果に基づいた机上検討、吹雪風洞実験、数値シミュレーションが挙げられる。これらのうち、吹雪風洞実験は模型を用いて直接的に吹きだまり状況を再現でき、数値シミュレーションでは、コンピュータ上で吹きだまり状況を再現できることから、予測手法としては多くの利点を有する。しかし、これらの実験やシミュレーションの精度に関しては、建築物周辺を対象とした吹きだまりの調査結果が少なく、十分に検証されていないのが現状である。

このような背景から筆者らは、プレハブ構造物を用いて建築物単体および建築群を対象とした吹きだまり観測を実施し、吹雪風洞実験により建築物周辺に形成される吹きだまりの再現性を検討してきた<sup>1), 2)</sup>。本研究では、これまでの研究に引き続き、建築群を対象とした吹きだまり性状に関する基礎資料蓄積を目的に、建築群の配列や実験風速および風向を変化させた吹雪風洞実験を行った。

2. 実験方法

既往の研究では、3行×4列に並べたプレハブ構造物周辺に形成された吹きだまり状況を吹雪風洞実験で再現することを試みた<sup>2)</sup>。その結果、建築群の風上側や風下側に比べて建築群内に形成された吹きだまり状況の再現性が高い傾向を示した。そこで本研究では、建築群内の吹きだまり性状に着目し、建築物の数および配置と建築群内の吹きだまり性状との関係を吹雪風洞実験により検討した。

表-1に実験シリーズを示し、図-1に模型寸法および配置計画を示す。実験装置には北海道工業大学が所有する回流型の吹雪風洞装置を用い、模型雪には活性白土を使用した。実験模型はプレハブ構造物の1/75の縮尺で作製し、実験時間は1時間行い、模型に堆積した活性白土の深さはトラバース装置に取り付けたレーザー変位計を用い、5mmピッチで格子状に測定した。

表-1 実験シリーズ

風速	□ □ □ □	□ □ □ □ □ □	□ □ □ □ □ □ □ □	□ □ □ □ □ □ □ □ □ □
3m/s				○
4m/s	○	○	○	○, △, □
5m/s				○

○:風向0°	△:風向22.5°	□:風向45°
Wind → □ □ □ □ □ □ □ □	Wind → □ □ □ □ □ □ □ □ □ □	Wind → □ □ □ □ □ □ □ □ □ □

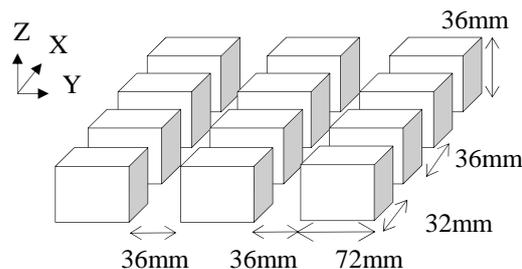


図-1 模型寸法および配置計画

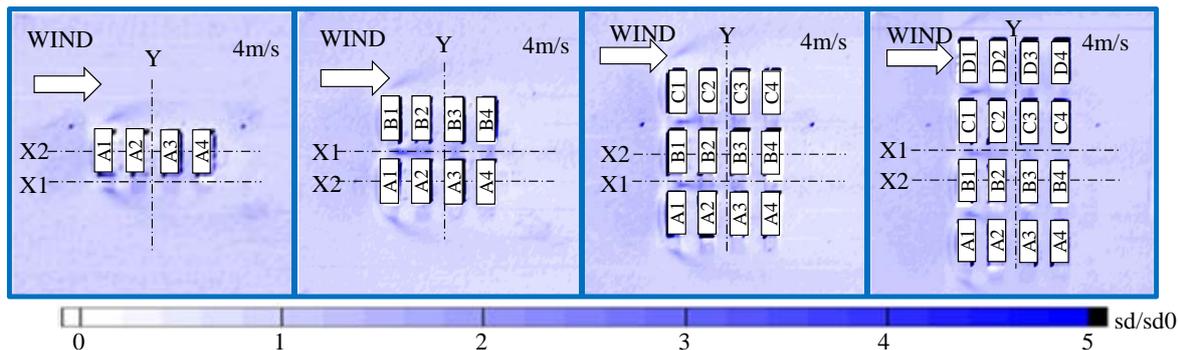


図-2 建築群の棟数の違いによる吹きだまり状況比較

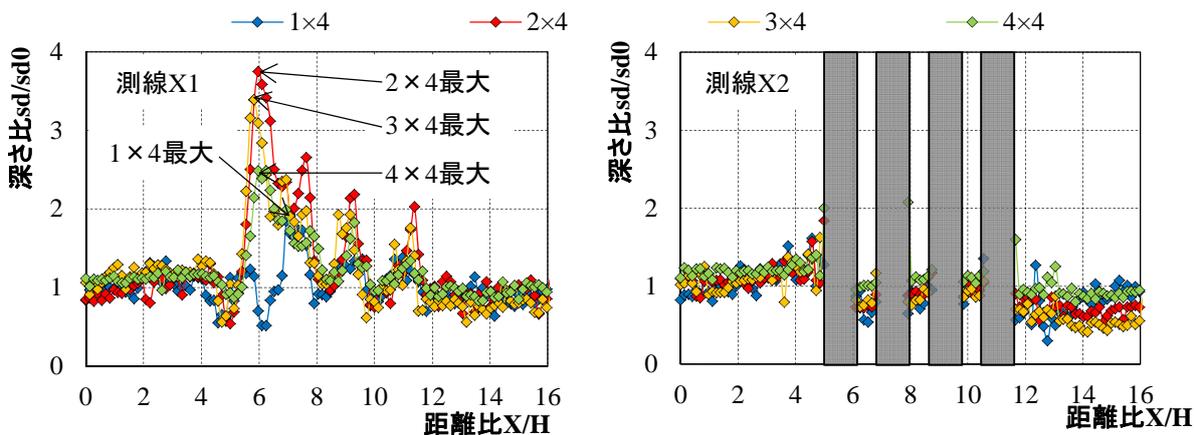


図-3 棟数の違いによる測線 X1 および X2 における吹きだまり比の比較

### 3. 実験結果

#### 3.1 棟数の違いによる検討

図-2 に建築群の棟数の違いによる吹きだまり発生状況の比較を示し、図-3 に棟数の違いによる測線 X1 および X2 における吹きだまり比の比較を示す。なお、活性白土の堆積深さは、任意点の深さ  $sd$  を風上側における基準となる深さ  $sd_0$  (周辺に障害物がない平地積雪深に相当) で除した深さ比  $sd/sd_0$  で表している。図より、1×4列の場合をみると、A-1の棟の周りで吹き払いがみられ、A-1 風上側に吹きだまりが発生した。2×4列の場合をみると、1列目 A-1 および B-1 の風上側の棟の手前に吹きだまりが発生した。また、A-B間の風上側1列目と2列目の隣棟間において顕著な吹きだまりが発生し、A列 B列ともに建物の風下側において1×4列の場合と同様に顕著な吹き払いがみられた。次に、3×4列の場合をみると、2×4列の場合と同様に風上側の棟の手前および隣棟間において顕著な吹きだまりがみられ、それぞれの棟の風下側に吹き払いが発生し、4×4列の場合においてもその傾向が顕著となり、棟数が増加するとその隣棟間に発生する吹きだまりが多くなる結果となった。

次に、棟数の違いによる測線 X1 および X2 において各実験の深さ比を比較した結果みると、X1の測線で建築群の違いを比較すると、1行の場合は距離比が7付近の箇所に吹きだまりのピークが確認でき、行数の増加に伴い、そのピークの位置が風上側に移行している。また、吹きだまり量は、行数の増加に伴い減少する傾向を示す。X2の測線の場合をみると、X1測線と比べ棟の背後における吹きだまりの深さは減少しているが、棟の手前では吹きだまり深さが多くなる結果となり、吹きだまりと吹き払いの関係が明瞭となった。

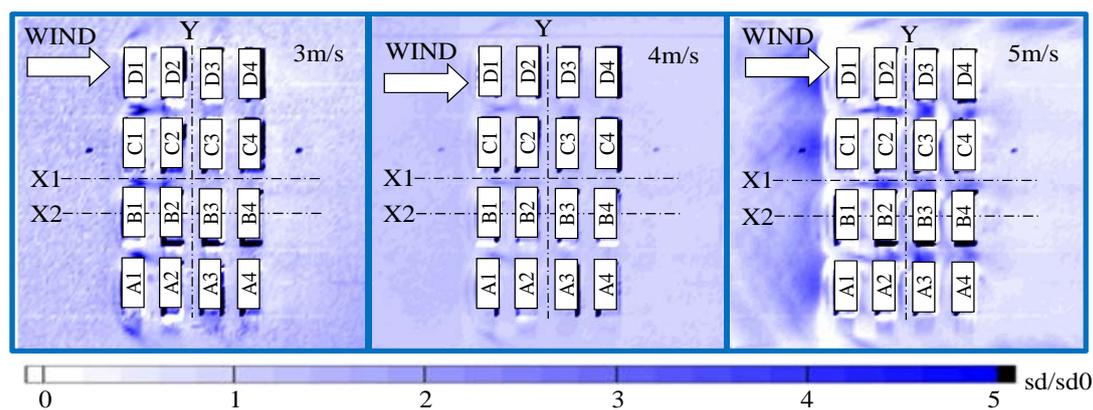


図-4 風速の違いによる吹きだまり状況比較

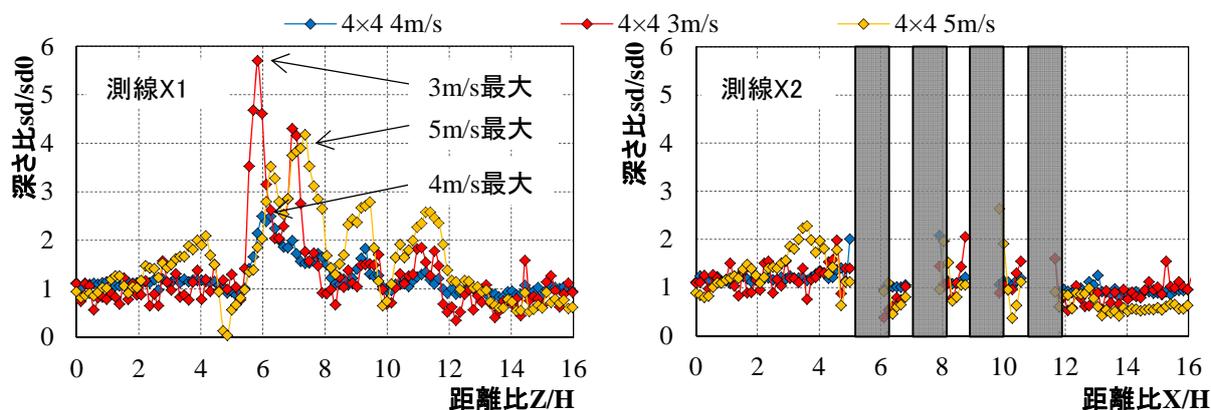


図-5 風速の違いによる測線 X1 および X2 における吹きだまり比の比較

### 3.2 風速の違いによる検討

図-4に風速の違いによる吹きだまり状況の比較を示し、図-5に風速の違いによる測線 X1 および X2 における吹きだまり比の比較を示す。風向が 3m/s の場合をみると、建築群風上側における 1 列目と 2 列目の間の建築群通路側に顕著な吹きだまりがみられ、風上側に吹きだまりが形成される傾向となった。風速 5m/s の場合をみると、建築群風上側に顕著な吹きだまりがみられるが、建築群内をみると、2 列目から 3 列目の通路側において顕著な吹きだまりがみられ、3m/s の時と比べると吹きだまりの位置が風下側に移行する結果となった。

次に、図-5に示す測線 X1 における風速の違いを比較した結果をみると、風速 3.0m/s の場合は、距離比 6 付近に吹きだまりのピークが確認できる。また、風速の増加に伴い、そのピークの位置が風下側へ移行しているのがわかる。次に測線 X2 の場合をみると、風速が大きいほど建築物背後の吹きだまり量が風下側ほど増加する傾向を示した。

### 3.3 風向の違いによる検討

図-6に風向の違いによる吹きだまり状況の比較を示し、図-7に風向の違いによる側線 X1 および X2 における吹きだまり比の比較を示す。風向が 22.5°の場合をみると、A 列と B 列の間において顕著な吹きだまりが発生した。また、風が斜め前から入ってくるため、吹きだまりの位置は左側前方に形成される傾向となった。風向が 45°の場合をみると、風向が 22.5°の場合と同様に吹きだまりの位置が左側前方に形成される傾向を示し、A-B 間の 2 列目と 3 列目において顕著な吹きだまりが発生し、風向が 22.5°の場合と比較すると吹きだまりのピークの位置が

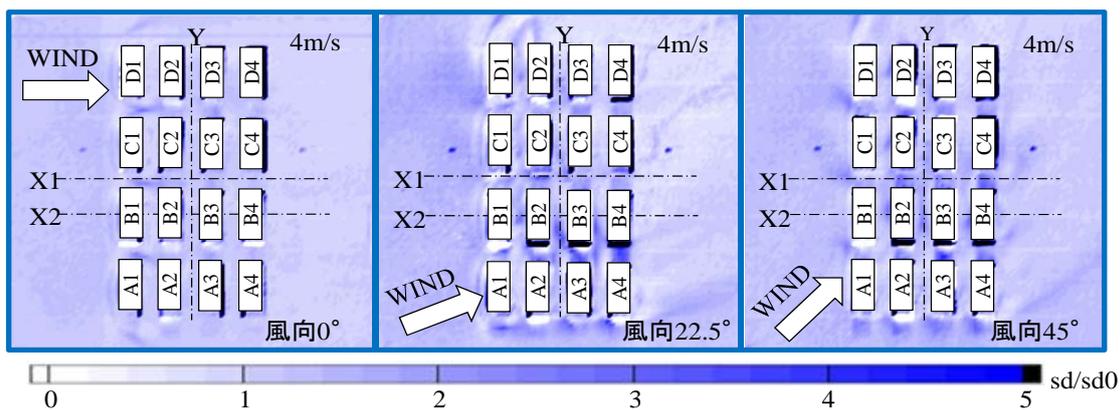


図-6 風向の違いによる吹きだまり状況比較

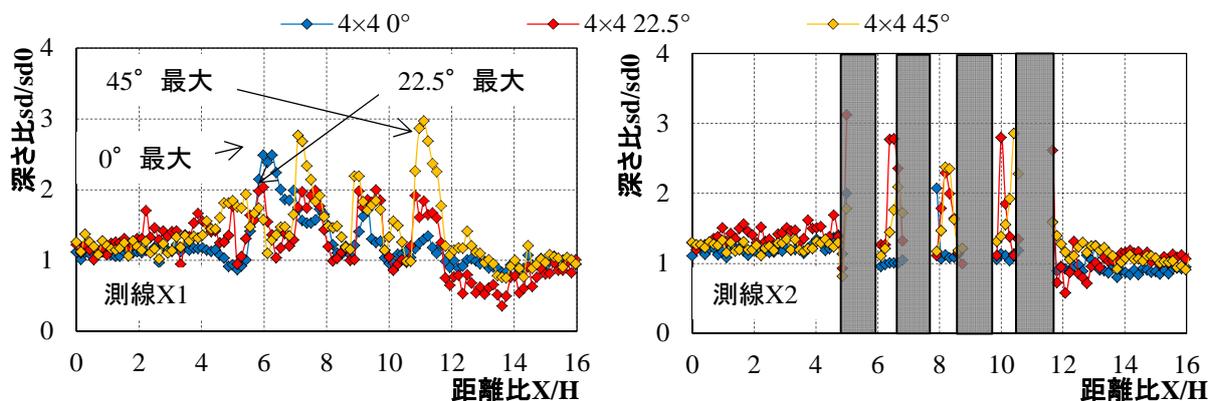


図-7 風向の違いによる測線 X1 および X2 における吹きだまり比の比較

風下側に移行する傾向がみられ、1列目のC-D間に吹きだまりが発生した。

次に、図-7に示す測線 X1 において風向の違いを比較した結果をみると、建築群への風の入射角の増加に伴い、建築群内の吹きだまり量が増加する傾向を示している。また、測線 X2 においても風の入射角の増加に伴い建築群内の吹きだまり量が増加する傾向がみられ、その傾向が顕著となっている。以上の結果をみると、建築群に対する風の入射角の増加に伴い建築群内の吹きだまり量が増加することが明らかとなった。

#### 4. まとめ

本研究では、建築群を対象とした吹きだまり性状に関する基礎資料蓄積を目的に、これまでの既往の研究の引き継ぎとして建築群の配列、実験風速および風向を変化させた吹雪風洞実験を行った。その結果、建築物の棟数の増加に伴い建築群内に発生する吹きだまり量が増加すること、風速の増加に伴い吹きだまりのピークの位置が風下側へ移行すること、建築群に対する風の入射角の増加に伴い建築群内に発生する吹きだまり量が増加することが明らかとなった。

#### 【参考文献】

- 1) 堤拓哉, 高橋章弘, 苫米地司, 千葉隆弘: 実大スケールモデルを用いた建築周囲における雪の吹きだまりの実測, 日本建築学会北海道支部研究報集 (83), 317-320, 2010-07-03
- 2) 畠山真直, 千葉隆弘, 苫米地司, 堤拓哉: 建築物の配置と吹きだまり性状に関する実験的研究, 北海道の雪氷, Vol.30, pp.35-38, 2011.9

# 道路構造と吹きだまり発達速度に関する実験

## The experiment about road structure and snowdrift development speed

渡邊崇史 ((独)土木研究所 寒地土木研究所),  
金子学, 松澤 勝 ((独)土木研究所 寒地土木研究所)  
Takashi Watanabe, Manabu Kaneko, Masaru Matsuzawa

### 1. はじめに

北海道の冬期道路では吹きだまりにより、多くの車両が立ち往生する吹雪災害がしばしば発生している。しかし、吹雪発生からどの程度の速さで吹きだまりが発達するのかについては明らかとなっていない。

そこで、著者らは、吹雪発生からの道路構造ごとの吹きだまりの発達速度を把握するため、当研究所が石狩市郊外に所有する石狩吹雪実験場内に整備した切土道路と盛土道路において、吹雪発生時に吹きだまりの観測を行い、発達速度と吹雪量の関係について検討した。

### 2. 吹きだまり発達速度の観測

#### 2. 1 観測方法

石狩吹雪実験場(図-1)内の試験用の盛土道路(写真-1)と、切土道路(写真-2)において、吹雪発生時に吹きだまり形状の変化について観測を行った。吹きだまり形状については、道路中心線から風上側に 50 m、風下側に 10 m の範囲で、吹雪前、吹雪発生中の 2 回と吹雪後の計 4 回観測した。



図-1 石狩吹雪実験場位置図



写真-1 試験用盛土道路(盛土高さ約 1.5 m)

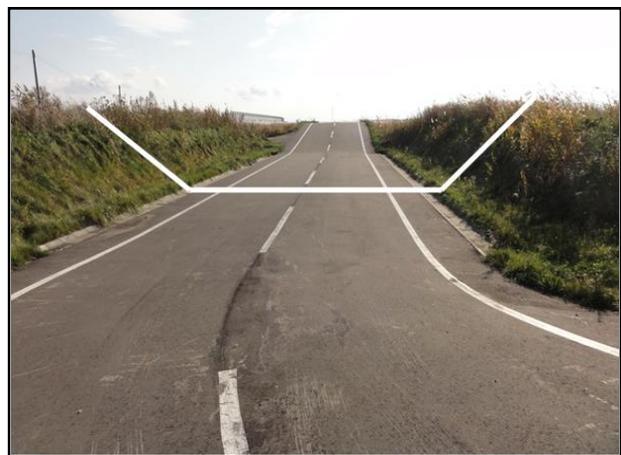


写真-2 試験用切土道路(切土深さ約 2.0 m)

## 2. 2 観測結果

吹雪前後及び吹雪発生中に、盛土道路と切土道路で観測した吹きだまりの形状について、図-2 と図-3 にそれぞれ示す。盛土道路では、明確な吹きだまりは発生せず、吹雪後の道路中心線上の吹きだまり深さは 10 cm 程度となっていた。一方、切土道路では吹雪発生 8 時間後には道路中心線上に 25 cm 程度の吹きだまりが発生していた。

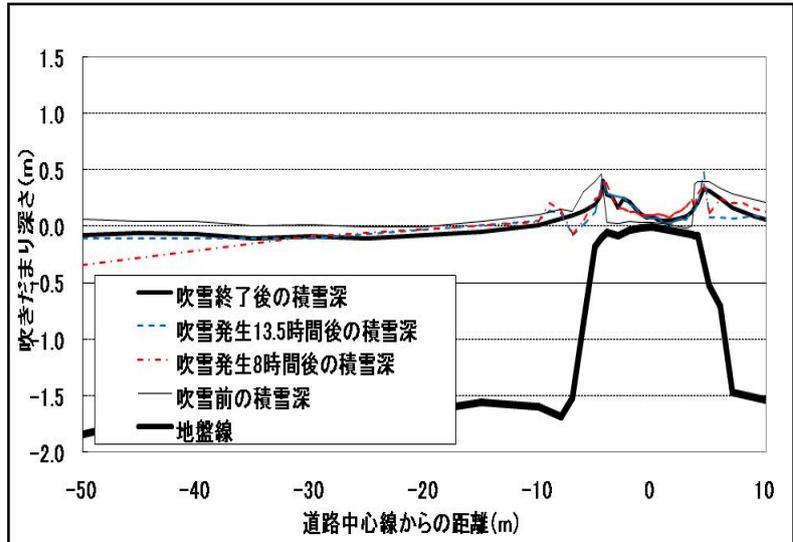


図-2 盛土道路における吹きだまり形状

## 3. 観測結果からの検討

### 3. 1 吹きだまり発達速度に関する検討

今回観測した道路中心線上の吹きだまり深さおよび、実験場内の気象データ(風速・気温)を図-4 に示す。また、吹きだまり深さと吹雪開始からの経過時間との関係を回帰直線にて示した。なお、当研究所の過年度成果から、深さ 15 cm を超える吹きだまりで車両の発進が困難となることからわかっているため、この値についても図中に示した。

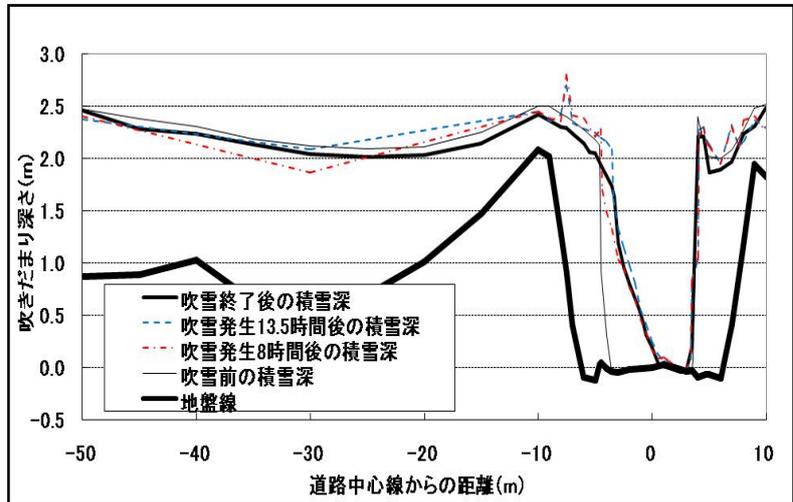


図-3 切土道路における吹きだまり形状

図-4 より盛土道路では吹雪の終了に至るまで、15cm 以上の吹きだまり深さには達しなかったが、その一方、切土道路では吹雪発生から 8 時間後には吹きだまり深さが 15 cm を超えていたことがわかった。

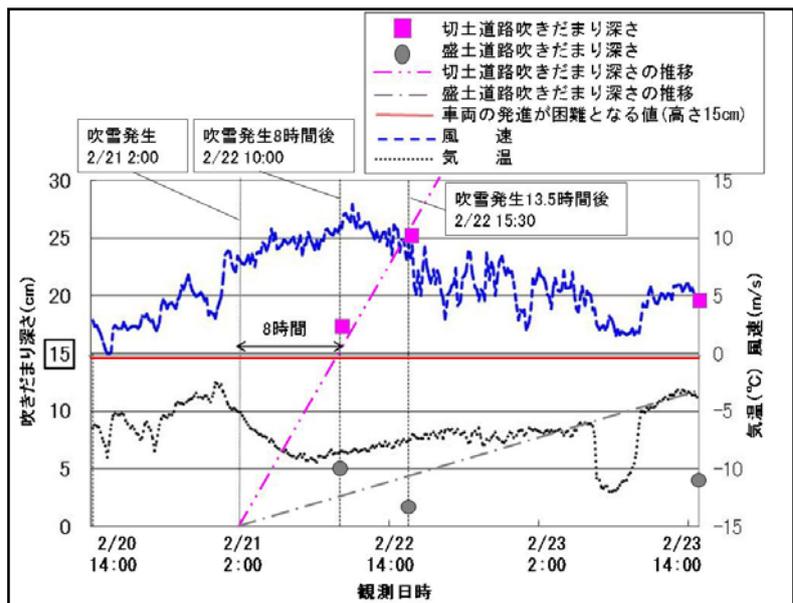


図-4 観測対象の吹雪時における吹きだまり深さと風速、気温の推移

### 3. 2 吹雪量に関する検討

吹きだまり発達速度は、吹雪の強さにより変動すると考えられる。このため、吹雪の程度を示す吹雪量(単位幅を通過する雪粒子の全質量)の累計値と吹きだまり発達速度の関係について検討した。

吹雪量を求めるには、飛雪流量の鉛直分布を、連続的に把握する必要がある。直接求めることは難しい。このため本報告では、実験場内で観測した高さ 1.5 m の風速データを雪面の粗度定数を  $Z_0=10^{-4}$  cm と仮定して高さ 1m の値に換算し、以下の経験式<sup>1)</sup>(1)から吹雪量を求め、計算には 10 分平均の風速を用い、算出した吹雪量を合計して推定累計吹雪量とした。

表-1 吹雪発生条件の設定

気温	吹雪発生臨界風速	
	降雪あり	降雪なし
0~-5℃	6 m/s 以上	11 m/s 以上
-5℃以下	5 m/s 以上	10 m/s 以上

$$Q = 0.005 U^4 \dots\dots (1)$$

式(1)の適用にあたっては、吹雪発生臨界風速を設定する必要がある。ここでは既往文献<sup>2)</sup>より、表-1の吹雪発生条件を採用した。なお、降雪の有無については、実験場内の観測データが無かったため、石狩吹雪実験場から南西に約 3 km の位置にある石狩アメダスの降雪量(1時間データ)を用い、降雪の有無を判断した。式(1)により計算した累計吹雪量と、実験場内で観測した風速・気温を図-5に示す。図中、前述の道路上の吹きだまり発達速度の発生および終了観測時点を付記した。

その結果、今回観測した吹雪は、発生から約 13.5 時間継続しており、累計吹雪量は約 2700 kg/m と推定された。

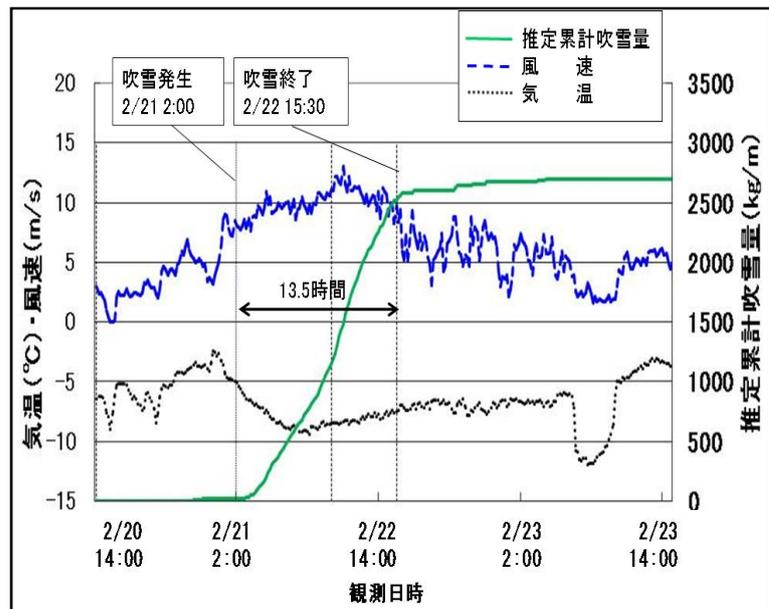


図-5 経験式により計算した累計吹雪量と風速、気温の推移

### 3. 3 道路中心線上の吹きだまり深さと推定累計吹雪量の関係について

道路中心線上で観測した吹きだまり深さと、式(1)による推定累計吹雪量の関係および両者の回帰直線を図-6に示す。今回の事例では、盛土道路では車両の発進の支障となる吹きだまりは殆ど生じなかった。一方、図-6の回帰式によると切土道路では、推定累計吹雪量が約 1500 kg/m の時点で、吹きだまり深さが 15 cm に達することがわかる。

#### 4. まとめ

本研究では、盛土道路と切土道路における吹雪時の吹きだまりの発達速度に関する観測を行った。その結果、切土道路では盛土道路と比べて吹きだまりが発達しやすく、今回の観測事例では切土道路では吹雪発生から約 8 時間後（推定累計吹雪量およそ 1500 kg/m）の時点で車両の発進が困難となる 15 cm 吹きだまり深さに達することがわかった。このように、一事例ではあるが累計吹雪量を指標として、吹きだまり発達速度を推定する可能性が示唆された。

今後は、さらに観測データ数の充実を図り、道路構造による吹きだまり対策手法の確立に向けて検討を進めることとしたい。

#### 参考文献

- 1)松澤勝ほか，2010：風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察：寒地技術論文・報告集，Vol.26，pp45-48.
- 2)日本雪氷学会北海道支部，1991：雪氷調査法，pp19.

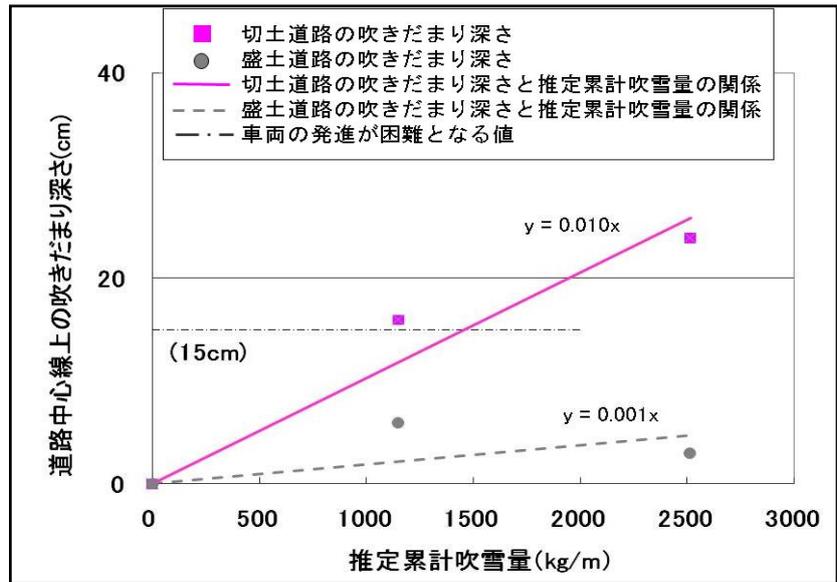


図-6 推定累計吹雪量と吹きだまり深さの関係

## 吹雪時の大気電場強度の鉛直分布に関する考察

## A consideration on vertical electric field strength during the blowing snow event

大宮哲 (北海道大学 低温科学研究所)

佐藤篤司 (防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)

Satoshi OMIYA (Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University)

Atsushi SATO (Snow and Ice Research Center, NIED)

## 1. はじめに

吹雪の発生に伴う大気電場の変動が数多く報告されているが<sup>1)</sup>など、これは吹雪粒子が帯電している事が一因である。この帯電現象が及ぼす影響の1つとして、吹雪粒子の電荷と大気電場の積で生じる静電気力による吹雪粒子自身の運動軌道の変化が挙げられる。この軌道変化は広域の積雪分布に影響を与えうる。また、視程障害の発生を助長している可能性や<sup>2)</sup>、吹き溜まりや雪庇の形成に関与している可能性についても議論されている<sup>3)</sup>。従って、吹雪運動を正確に理解するためのみならず、防災の観点からも、吹雪の帯電特性に関する詳細を明らかにする必要がある。

静電気力によって粒子の運動軌道がどのように、どの程度変化するのかを知るためには、粒子が持つ電荷量と極性のほか、大気電場の強度とその向きを知る必要がある。これまでの研究から、吹雪空間中には正および負に帯電した粒子が混在しているが、平均すると負を示す事が明らかにされている<sup>2)</sup>。一方、大気電場の向きに関しては、先行研究間において一義的な結果が得られていない。この要因として、測器に粒子が衝突する事で発生するノイズの影響や、測器自体の存在が電場を乱している可能性などが考えられる。このように、吹雪時の雪面近傍における電場を実測するのは容易ではない。吹雪時の電場強度に関する数値計算は過去に数例あるが<sup>4)</sup>など、それらは吹雪粒子の粒径分布および質量フラックスの高度変化に伴う空間電荷密度の高度変化を加味していなかった。そこで本研究では、吹雪粒子が持つ電荷に関する風洞実験結果<sup>5)</sup>にて得られた実験式ならびに風洞内で測定した各種データ(風速, 質量フラックス, 粒径の鉛直分布)から求めた空間電荷密度の高度依存性を考慮に入れ、電場強度の鉛直分布に関する考察を行った。なお、この実験式は、(条件付きではあるが)吹雪粒子の粒径  $d$  と気温  $T$  から個々の吹雪粒子が持つ電荷  $q$  を推定する式である。その実験式を以下に記す。

$$q(d, T) = a(T)d^{1.35} \quad (1)$$

$$a(T) = (0.13T^2 + 3.08T + 5.31) \times 10^{-2} \quad (2)$$

## 2. 実験条件

本実験は、防災科学技術研究所・雪氷防災研究センター新庄支所の雪氷防災実験棟 (Cryospheric Environment Simulator: CES) 内にある回流型低温風洞を用いた(図-1)。測定領域の床に一様に雪を敷き詰めたのち、水噴霧によって硬雪面を作成した。これによって雪面の削剥を防いだ。風速測定には熱線風速計を使用した。風洞中心風速を 5m/s とし、雪面上 6 点 (0.01m~0.5 m) にて測定した。吹雪粒子の水平質量フラックスおよび粒径分布の測定には SPC(Snow Particle Counter)を使用し、雪面上 9 点 (0.01m~0.2

m) で測定した. 気温  $-10^{\circ}\text{C}$  のもと, 雪粒子供給量を  $4.4\text{g/m/s}$  および  $8.7\text{g/m/s}$  として測定を行った.

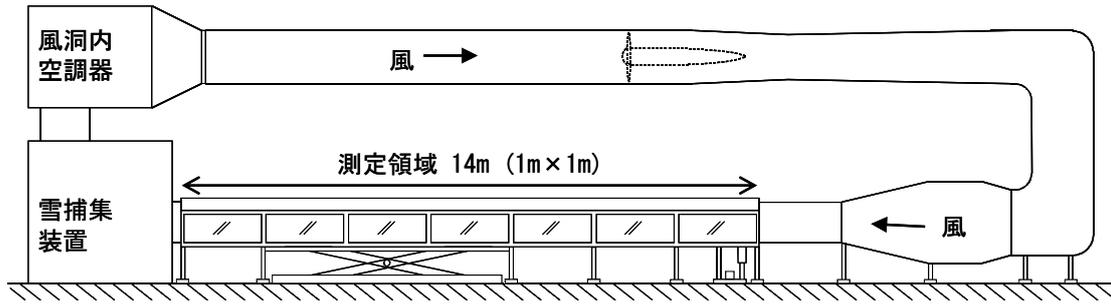


図-1 使用した風洞の概略図

### 3. 計算

本考察では以下の仮定を用いた.

- 1) 吹雪粒子の粒径および空間数密度は水平方向に一様で, 鉛直方向に変化する
- 2) 全ての吹雪粒子は負電荷を持ち, その電荷は式(1), (2)で与えられる
- 3) 雪面は正の電荷を持ち, その大きさは吹雪粒子が持つ負電荷の総和に等しい
- 4) 吹雪粒子と雪面の間でのみ電荷分離が生じる

高度  $z$  における吹雪密度 (単位体積あたりに含まれる吹雪粒子の質量)  $\rho(z)$  は, 式(3)で表される.  $F(z)$  および  $U(z)$  はそれぞれ高度  $z$  における質量フラックスおよび風速である.

$$\rho(z) = \frac{F(z)}{U(z)} \quad (3)$$

吹雪粒子 1 個の重量  $m_p$  は(4)で表されるので, 吹雪粒子の数密度  $N(z)$  は(5)で表される. ここで,  $d(z)$  は  $z$  における平均粒径,  $\rho_i$  は氷の密度を示す.

$$m_p(z) = \frac{4\pi}{3} \rho_i \left\{ \frac{d(z)}{2} \right\}^3 \quad (4)$$

$$N(z) = \frac{\rho(z)}{m_p(z)} \quad (5)$$

(1), (2), (5)から空間電荷密度  $Q_v(z, T)$  が求められる(6).

$$Q_v(z, T) = N(z)q(d(z), T) \quad (6)$$

高度  $z$ , 気温  $T$  における平面電荷密度  $\sigma(z, T)$  は(7)で与えられ, その平面が周囲に形成する電場  $E_{out}$  は(8)で表される. 同様に, 雪面が形成する電場  $E_s$  は(9)で表される.

$$\sigma(z, T) = \int_z^{z+dz} Q_v(z, T) dz \quad (7)$$

$$E_{out}(z) = \frac{\sigma(z, T)}{2\epsilon_0} \quad (8)$$

$$E_s = -\frac{\int_0^{\infty} Q_v(z, T) dz}{2\epsilon_0} \quad (9)$$

高度  $z$  における正味の電場  $E_{net}$  は、高度  $z$  よりも上方の平面が形成する電場、下方の平面が形成する電場、雪面が形成する電場の和であるから、 $E_{net}$  は(10)で表される。なお、下向き電場が正電場であると定義されている。

$$E_{net}(z, T) = \frac{1}{2\epsilon_0} \left( -\int_0^z Q_v(z, T) dz + \int_z^\infty Q_v(z, T) dz + \int_0^\infty Q_v(z, T) dz \right) \quad (10)$$

#### 4. 使用した測定データ

測定した風速の鉛直分布を図-2に、質量フラックスの鉛直分布を図-3に、平均粒径の鉛直分布を図-4に記す。図中に記した近似式を計算に用いた。なお、エラーバーは標準偏差を意味している。

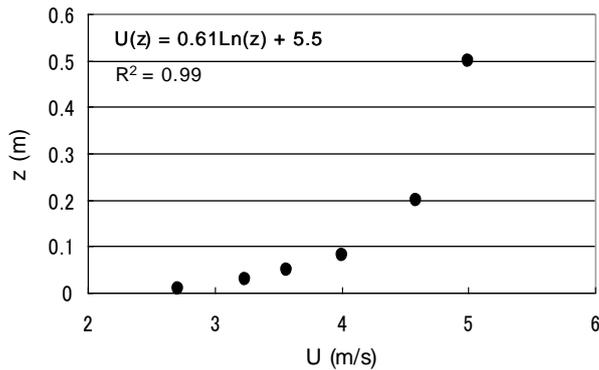


図-2 風速の鉛直分布

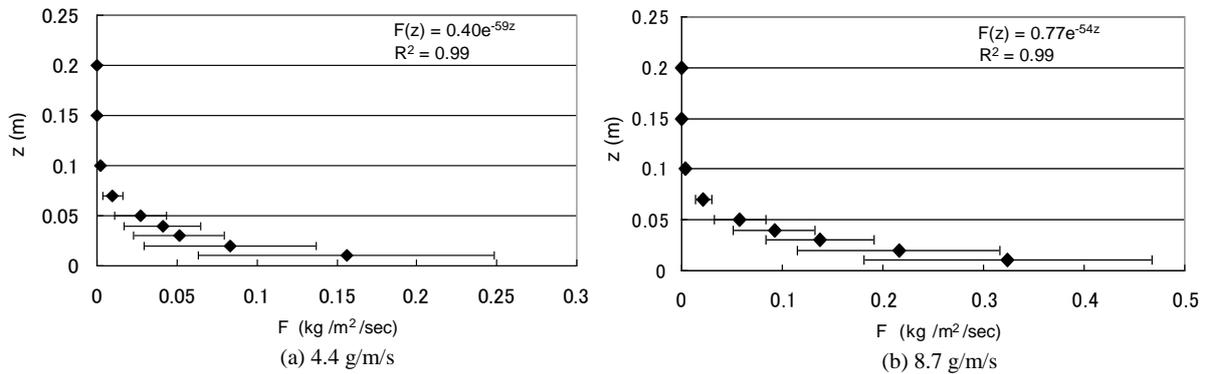


図-3 質量フラックスの鉛直分布 (-10°C)

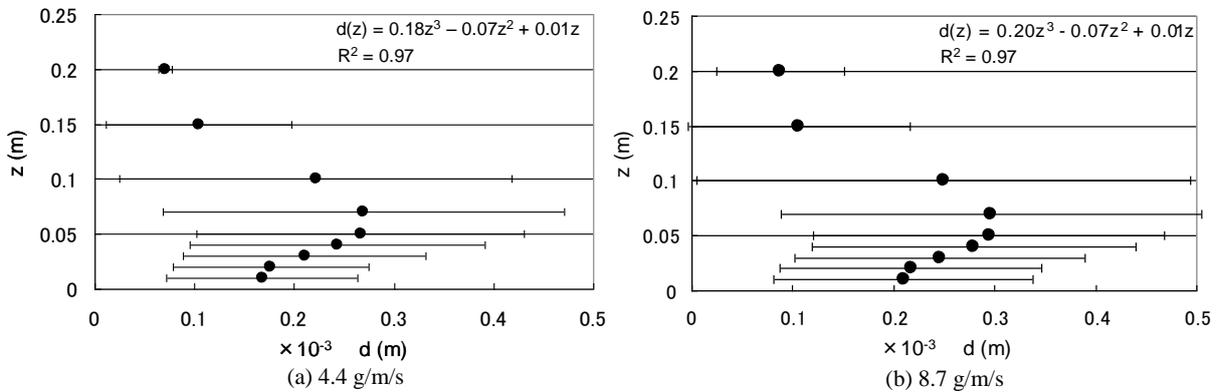


図-4 平均粒径の鉛直分布 (-10°C)

#### 5. 結果

前節の測定結果を用いて、高度と空間電荷密度および電場強度の関係をそれぞれ図-5, 6に記す。この結果から、雪面近傍ほど、また、吹雪量が多いほど負電荷密度および負電

場が増加する事が示された。これは、雪面近傍を運動する粒子ほど大きな静電気力を受ける事を示している。この場合、負電荷を持つ吹雪粒子の跳躍距離ならびに跳躍高度は、帯電を加味していない粒子に比べ、短くて低くなる。粒子と雪面の間に働くこの引力は、雪庇や吹き溜まりの形成を促進する可能性がある。ここでは吹雪粒子が全て負電荷を持つと仮定したが、実際には正に帯電した粒子も存在する。この場合には粒子と雪面の間に斥力が働くため、浮遊運動への移行が促され、視程障害の発生を誘発する可能性がある。

本計算結果から得られる静電気力は無視できるほど小さく、吹雪粒子にかかる加速度は  $0.0004g$  ( $g$ : 重力加速度) であったが、それは風洞実験値を用いた事が一因である。風洞内で測定される吹雪粒子の電荷は野外観測値よりも小さい<sup>6)</sup>。また、粒子の電荷量と大気電場強度には正の相関があることが分かっている<sup>7)</sup>。従って、電荷量の増加に伴って静電気力は相乗的に増加する。今後は、高度別電場強度の実測を試みる。また、高度別電荷測定の結果から電場強度の見積もりを行い、吹雪粒子にかかる静電気力について、より詳細な議論を行う予定である。

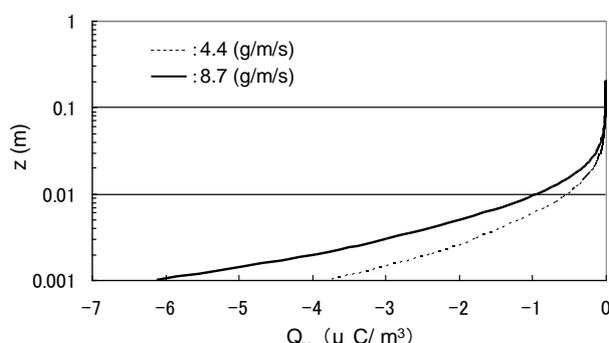


図-5 高度と空間電荷密度の関係

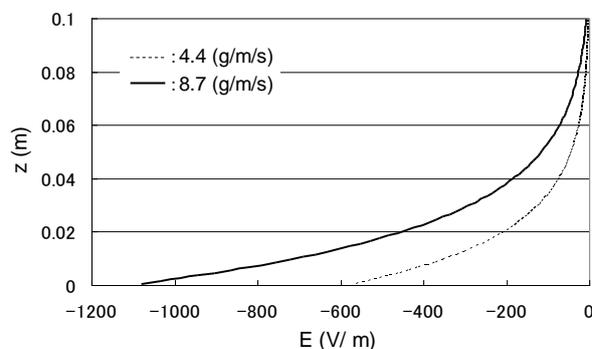


図-6 高度と電場強度の関係

### 参考文献

- 1) Kikuchi, K., 1970: Observations of the atmospheric electric field at Syowa Station, Antarctica. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 48(5), 452-460.
- 2) Schmidt, D.S., Schmidt, R.A. and Dent, J.D., 1999: Electrostatic force in blowing snow. *Boundary Layer Meteorol.*, 93, 29-45.
- 3) Latham, J. and Montagne, J., 1970: The possible importance of electrical force in the development of snow cornices. *J. Glaciol.*, 9(57), 375-384.
- 4) Schmidt, D.S. and Dent, J.D., 1993: A theoretical prediction of the effects of electrostatic forces on saltating snow particles. *Ann Glaciol* 18:234-238.
- 5) Omiya, S., Sato, A., Kosugi, K. and Mochizuki, S., 2011: Estimation of the electrostatic charge of individual blowing snow particles by wind tunnel experiment. *Ann. Glaciol.*, 52(58), 148-152.
- 6) Maeno, N., Naruse, R., Nishimura, K., Takei, I., Ebinuma, T., Kobayashi, S., Nishimura, H., Kaneda, Y. and Ishida, T., 1985: Wind-tunnel experiment on blowing snow. *Ann. Glaciol.*, 6, 63-67.
- 7) 大宮・佐藤, 2011: 低温風洞内における吹雪時の大気電場測定, 雪氷研究大会講演予稿集, 84.

## 吹雪の構造-跳躍から浮遊へ

### -Structure of blowing snow-from saltation to suspension-

竹内政夫 (雪氷ネットワーク)

Masao Takeuchi

#### 1. まえがき

吹雪粒子には転動、跳躍、浮遊という 3 種類の運動形態があることは良く知られている。これら吹雪粒子がどのような形で混在しているかなど、吹雪の立体構造についての研究は少ない。また、吹雪には二つの理論があるとされているが、それらの適用範囲や関わりを明らかにし、これまで曖昧なままであった吹雪構造のイメージを視覚化する。

#### 2. 二つの吹雪理論—運動力学理論と乱流拡散理論—

吹雪には運動力学理論と乱流拡散理論の二つの理論がある。前者は跳躍粒子、後者は浮遊粒子の物理である。筆者は、跳躍粒子の鉛直分布に転動粒子の存在する地表面までも合うことから、転動粒子は跳躍粒子の初期の状態で本質的には同じと考えている。ここでは二つの運動形態に対しての二つの理論があるとする。二つの理論から導かれる飛雪粒子(流量や濃度)の鉛直分布の違いに着目し、鉛直分布の実測<sup>1), 2), 3)</sup>によって議論する。歴史的には運動力学理論が先であるが理解しやすさから乱流拡散理論より始める。

##### 2-1. 乱流拡散理論

一旦空中に運ばれた粒子が着地することなく漂う浮遊粒子を扱うのが乱流拡散理論である。乱流拡散理論による浮遊粒子濃度:  $n(z)$  の鉛直分布式を単純化した (1) 式のように、濃度の対数は高さの対数に逆比例する。

$$\log n(z)/n_0 = -k_2 \cdot \log z/z_0 \quad (1)$$

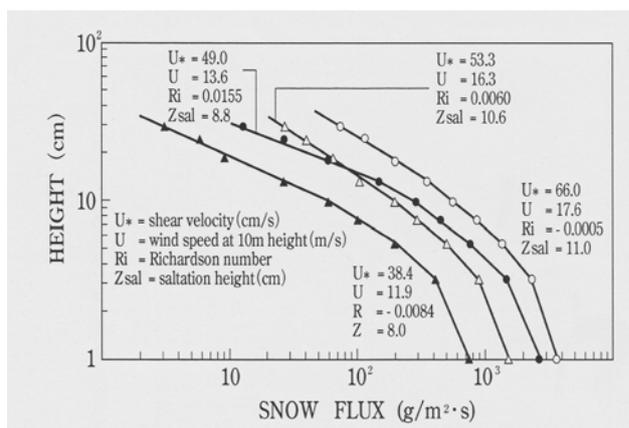


図-1. 飛雪流量鉛直分布 (両対数グラフ)

浮遊粒子の源の高さが  $z_0$  で、 $z_0$  の高さの濃度が  $n_0$ 、 $k_2$  は常数項である。(1) 式は浮遊粒子 (最大濃度:  $n_0$ ) が高さ方向に風の乱れで拡散することを表している。実際に吹雪計で測定するのは飛雪の流量:  $q(z)$  (濃度:  $n(z)$  に風速:  $u(z)$  を掛けたもの) である。関数形は (1) と異なるが地表面の凹凸程度の空気力学的粗度の近傍までは濃度分布と同じように両対数グラフで表すと直線になる。運動力学理論の流量で表される分布との比較で示す。図-1 は  $z_0$  が地

表から 30cm の高さまで実測した流量鉛直分布である。高さ約 10cm 以上で直線になるのは理論通りの浮遊粒子の分布であることを示す。逆に、それ以下地表面までが直線にならないのは浮遊粒子の分布でないからである。

2-2. 運動力学理論

運動力学理論は放物線の軌跡を描いて運動する跳躍粒子の運動理論である。流量の鉛直分布は、流量の対数  $\log q(z)$  が、高さ  $z$  に反比例するのが特徴である<sup>4)</sup>。(2) 式

( $k_1$  : 常数項) は運動力学理論である河村の式を単純化したもので、 $\log q(z)$  と  $z$  を片対数で図示すれば直線になる。

$$\log q(z) = -k_1 \cdot z \quad (2)$$

跳躍粒子の飛雪流量鉛直分布の理論と実測との一致は、竹内他<sup>1)</sup> の飛雪流量の測定 (図-2)、によって得られた。地表から約 10cm の高さまでは、図-1 のように、乱流拡散理論で

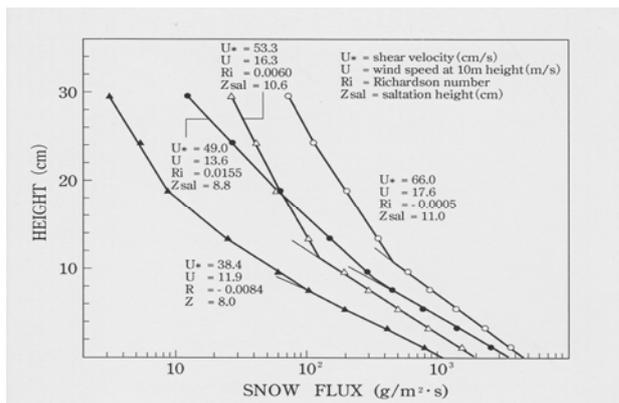


図-2. 飛雪流量の鉛直分布、片対数表示

説明できなかった領域であるが、図-2 の地表近くが片対数で直線であるということは、そこでは跳躍粒子の存在が卓越した分布になっていることを意味している。即ちこの中では浮遊粒子の存在はあったとしても跳躍粒子の分布に影響しない程度の無視できる量であることを示している。

地表面まで跳躍粒子の分布になっていることは、跳躍も地表面の転動も同じ運動力学理論で扱えることを示す。つまり運動力学理論では跳躍と転動は同一とみなせる。地表近くまで飛雪分布を測定した例に、Budd 他<sup>5)</sup> の 10m から 3.125cm の高さまで測定した南極でのプロジェクト研究がある。乱流拡散理論に拠ったもので鉛直分布はほぼ地表面まで直線であった。竹内他<sup>1)</sup> は北海道の観測が吹雪発生箇所 (川岸) から 300m 程度の離れであったことから、南極と違ってもしかしたら乱流が地表面まで十分に発達していないために、鉛直分布が地表面まで直線分布しない可能性があると考えた。検証のため同じ方法で吹走距離が十分長いワイオミング州で測定した<sup>3)</sup>。その結果は竹内他<sup>1)</sup> と全く同じものであった。Budd 他<sup>5)</sup> を否定する結果であるが、乱流拡散理論は当然ながら地表面までは適用できない。そのことを次に述べる。

2.3 乱流拡散理論の適用限界と測定方法の問題

1) 浮遊粒子の発生源は地表にはない

濃度の高いところから低いところに向かって拡散されるのが乱流拡散理論である。もし浮遊粒子の発生源が地表面であるなら、地表面の雪粒子は他のどこより最も濃度が高く浮遊状態になければならないことになる。静止状態の地表面の雪粒子の中から運動を始めるのは転動 (跳躍) 粒子であり、それには無理がある。運動力学理論では、浮遊粒子と跳躍粒子を区別していないか、浮遊粒子の存在を過小評価していると思われる。逆に乱流拡散理論では跳躍粒子の存在や浮遊粒子との関わりについては曖昧であった。

2) 測定時間—昇華による消失—

Budd 他<sup>5)</sup> の測定では浮遊粒子が地表近くまで存在するとしたが、竹内他<sup>1)</sup> は地表近くでは跳躍粒子に占められるとした。測定方法の違いも一因と考えられる。Budd 他<sup>5)</sup> は口

ケット型の吹雪計で、測定時間は一定しないが概ね 60 分間で測定している。捕捉された雪粒子は、空気が常に流入出する環境におかれるので、時間が長いと昇華損失は大きくなる。飛雪粒子は篩い分けされ昇華しやすい細かい粒子ほど高く浮遊し昇華も大きくなる。捕捉された雪が集まって塊になれば空気に晒されにくくなり昇華量も減少する。このことから考えて捕捉量が少なく強い風に晒される高いところほど相対的に測定値の信頼性は小さくなる。吹雪の定常状態が続く時間は短く頻繁に吹雪は断続するため、竹内他<sup>1)</sup>はできるだけ短時間の定常状態の中で測定できるように吹雪計の流入口を大きくした。そして、飛雪流量の測定時間は流量に応じて長くて 5 分程度から、飛雪量が多いときは短く 1~2 分であった。測定時間の問題とロケット型吹雪計での流量の多い地表面付近での測定には無理があると考えられる。

### 3. 吹雪の構造

吹雪粒子の鉛直分布からは地表近くでは跳躍粒子、高いところでは浮遊粒子で占められていることがわかる。そして、その境界は図-2 の地表からの直線分布が折れるところまでが跳躍層と考えられる。以上のようにこれまでにわかったことから、吹雪の発生から発達そして吹雪構造は次のように要約できる。雪表面は雪粒子と同程度の凹凸があり、突出した雪粒子が風を受けて転がり始めるのが吹雪の始まりである。転がりながら雪表面の凹凸を越えるときにジャンプし跳躍粒子になる。跳躍粒子が空中で風のエネルギーを得て、より速度を増して地表に衝突しさらにより高く跳ぶと同時に雪面から雪粒子を弾きだしながら量を増す。跳躍粒子はある高さを超えると放物線の運動を保てなくなり風の乱れに巻き込まれ高く飛び出し浮遊粒子になる。吹雪量の増加は吹雪の発達でもあるが、風速が臨界値を超えて跳躍粒子から浮遊粒子になるのも質的な発達である。乱流拡散理論が成り立つのに必要な浮遊粒子の源泉は跳躍粒子の上限にあり、ここでは無数の雪粒子が浮遊状態にある。このイメージを概念図にする。

#### 1) 転動から跳躍へ

雪粒子が転がり地表面の雪粒子の凸部を速度を増して乗り越えるときに、ジャンプすると跳躍粒子になり跳躍を繰り返して滞空時間が長くなるに従ってより高く跳び、風のエネルギーを蓄え着地の時に表面の雪粒子を弾くようになる。

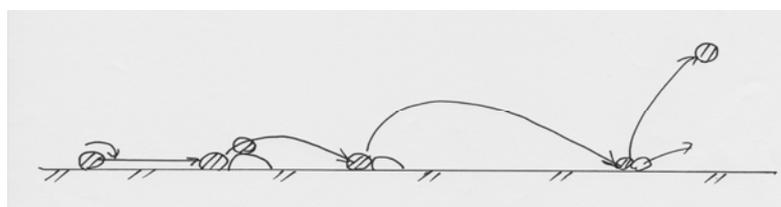


図-3. 転動粒子から跳躍粒子への変換 (イメージ図)

#### 2) 吹雪構造 跳躍粒子から浮遊へ、跳躍層の高さ

跳躍粒子はある高さを超えると放物線の運動を保てなくなり、風の乱れに巻き込まれ浮遊粒子になる。跳躍粒子の高さ(跳躍層)の上限近傍には浮遊粒子密度の最も高いところ(1)式の  $z_0$  があり、浮遊粒子はそこから乱流に巻き込まれ高く拡散される。

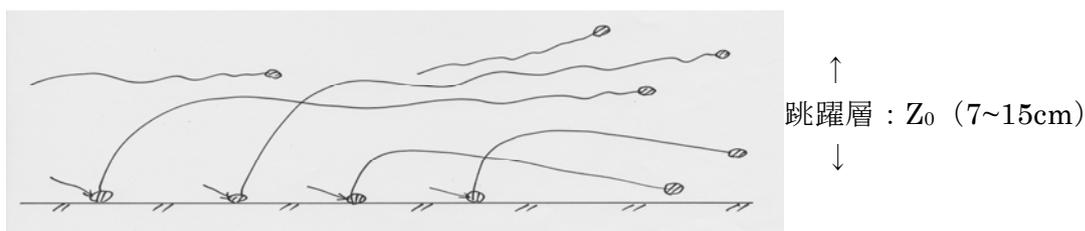


図-4. 跳躍粒子から浮遊粒子への変換 (イメージ図)

#### 4. あとがき

最近、海外で出版された雪崩の教科書的な本の中で、吹雪の乱流拡散を説明するのに地表面から煙のように湧き昇る 1965 年の Mellor と殆ど変わらない図が載っていた。乱流拡散の誤解を解き正しいイメージを伝える必要性を感じたのが本文のきっかけである。ここでは、吹雪は転動から始まり跳躍から浮遊へと転変するとしたが、始めから浮遊粒子になることもある。例えば、転がることはできない微細な粒子が、表面の雪が薄い板状の塊で剥離して滑り出し、まもなく粉々に吹き飛びそのまま浮遊粒子になる場合もある。また、構造物のまわりのように、風速や風向が激しく変化するところでは雪面が風食されて直接浮遊粒子になる。これからの吹雪研究の課題でもある。

#### 5. 文献

- 1)竹内政夫、石本敬志、野原他喜男、1975 : 雪氷,37. (3)、8-15.
- 2) Takeuchi,M.1980:vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport, *Journal of Glaciology* ,vol.26,No.94, 481-492.
- 3) 竹内政夫、ワイオミングの吹雪とその対策、1981、25 回開発局技研、274-281.
- 4)河村龍馬,1948 : 風による砂の運動、科学,18,11,24-30. —
- 5)Budd, Dingle, and Radok,1966: A.G.U., Antarctic Research. Ser. 9,71-134.
- 6)Mellor、M.、1965 : Blowing snow, CRREL monograph, Part III,Section A3c, Hanover, U.S. Army Corps of Engineers, CRREL,NH.77pp.

吹払式防雪柵の下部間隙閉塞と防雪機能の関係について  
 — 縮尺模型を用いた風洞実験による検討 —

Relationship between bottom gap closure and snow control function  
 of a blower snow fence

— Examination by wind tunnel experiments using a scale model —

山崎貴志, 住田則行, 岸寛人, 石川真大 ((独) 土木研究所 寒地土木研究所)  
 Takashi Yamazaki, Noriyuki Sumita, Norihito Kishi, Masahiro Ishikawa

1. はじめに

道路の吹雪対策施設の一つに、吹き払い柵とも呼ばれる吹払式防雪柵がある。この防雪柵は柵の下部間隙から吹き抜ける強い風で路面上の雪を吹き払うことを機能とするため、道路除雪でよけられた雪や降積雪などにより柵の下部間隙が閉塞すると、防雪機能（吹き払い効果）が低下し、路面上に吹きだまりができやすくなると考えられている<sup>1)</sup>。

吹き払い効果を維持させるために下部間隙の除雪を行うことも多いが、下部間隙の除雪には大きな労力が必要となる。そこで、効率的な除雪を行うためには、吹き払い効果が低下する適切なタイミングで除雪を行う必要があるが、そのためには下部間隙閉塞と吹き払い効果低下の関係がわかっていなければならない。しかしながら現状ではその関係は明らかとなっていない。

本稿では吹払式防雪柵の下部間隙閉塞と吹き払い効果低下の関係を調査するため、下部間隙閉塞率による柵下流の風速及び模型雪粒子速度への影響について縮尺模型を用いた風洞実験により検討した。

2. 実験条件

実験には寒地土木研究所の風洞実験装置（図-1）を使用した。測定洞内の風速分布は風速調整装置で調整しており、鉛直方向風速分布を図-2に示す。上空ほど風速が増す自然の風を模擬するため、べき法則（べき指数は田園地帯を想定した 0.15<sup>2)</sup>）に近似するよう調整している。

実験に使用した吹払式防雪柵の模型縮尺は100分の1とした（柵高 33 mm，下部間隙高さ 10 mm）。防雪柵の下部間隙閉塞率は下部間隙に板を挿入することで調整し、0%，25%，50%，75%，100%の5段階とした（図-3）。実験を行った風速は、地面からの高さ 400 mm における風速を実験風速として、7 m/s，4 m/s，2 m/s，の3風速とした。

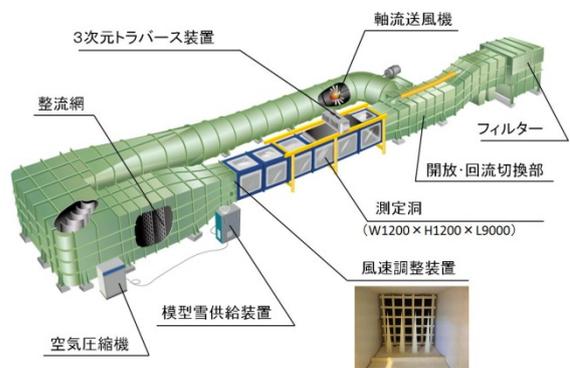


図-1 風洞実験装置

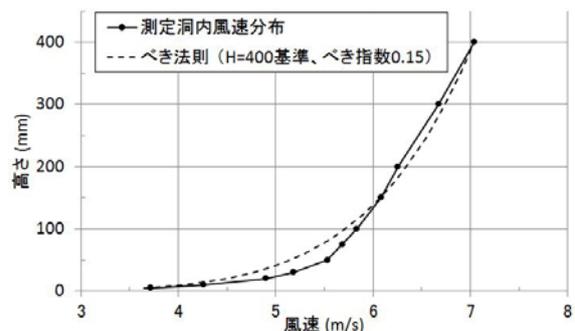


図-2 測定洞内風速分布（鉛直方向）

### 3. 熱線風速計による風速計測

#### (1) 計測条件

計測に使用した熱線風速計は日本カノマックス株式会社 IHW-100, プロブはI型プロブを使用した. 計測は 200 Hz で約 10 秒間 (2048 データ) 行い, その平均値を風速とした. 風速計測位置を図-4 に示す. 図-4 は風洞ほぼ中心線上における立面図である.

#### (2) 計測結果

柵上流 400 mm における風速を基準風速として, 各計測点での風速を, 同じ高さにおける基準風速で除した値を風速比とした. 風速比が 1 以上であれば, その計測点における風速が基準風速 (柵がない場合の風速) よりも速いということになる.

下部間隙閉塞率 0 %, 実験風速 7 m/s での風速比の分布を図-5 に示す. 柵の下流側は風速比が低くなっているが, 地面付近では風速比が 1 以上と高くなっており, 地面付近の風速は吹き払い効果に大きく影響すると考えられるため, 吹き払い効果が生じていると考えられる.

地面に最も近い高さ 5 mm における風速比を下部間隙閉塞率ごとに示した図を図-6 に示す. 柵からの距離 75 mm の範囲においては, 閉塞率 50 % 以下では, 閉塞していない状態に比べて明らかな風速低下はみられない.

閉塞率 0 % と 50 % での高さ 5 mm における風速比を実験風速ごとに示した図を図-7, 8 に示す. どちらも実験風速が異なっても風速比の分布はほぼ同様であった.

### 4. PIV による模型雪粒子速度計測

#### (1) 計測条件

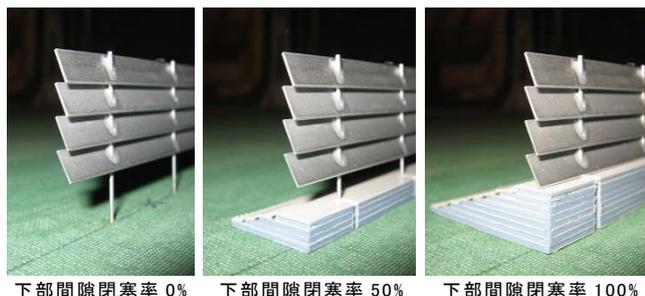


図-3 吹払式防雪柵模型 (縮尺 1/100)

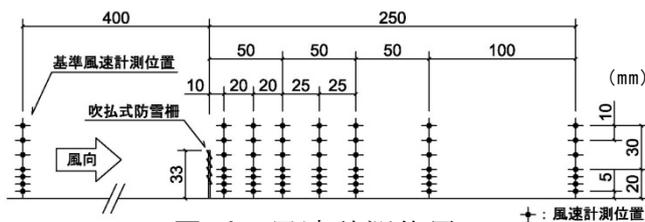


図-4 風速計測位置

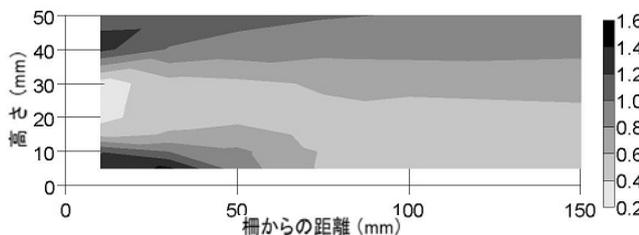


図-5 風速比分布 (閉塞率 0%, 実験風速 7m/s)

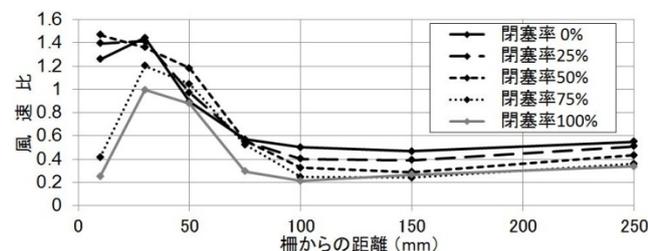


図-6 風速比 (h=5mm, 実験風速 7m/s)

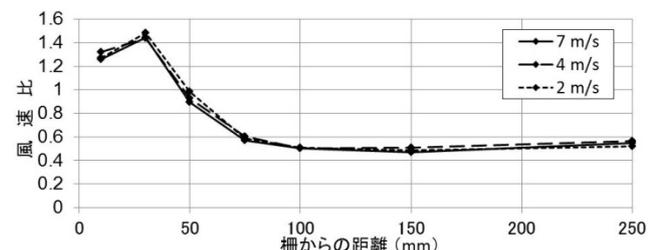


図-7 風速比 (h=5mm, 下部間隙閉塞率 0%)

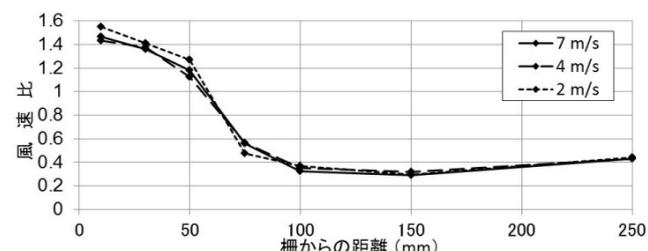


図-8 風速比 (h=5mm, 下部間隙閉塞率 50%)

計測に使用したレーザーシートは株式会社日本レーザー DPGL-2W (出力 2 W), ハイスピードカメラは株式会社 フォトロン SA-2, 計測ソフトは株式会社 ライブラリー Flow-PIV とした.

トレーサーとして本実験装置で模型雪として使用している活性白土を使用し, 撮影は画素数 2048×512 ピクセルで毎秒 2000 枚, 5 秒間とした. 計測に用いた画像は 10000 枚 5000 組で, 乱流による流れの乱れの影響を極力排除するため, 5000 組でそれぞれ計測した結果を平均したものを計測結果とした. レーザーの地面への照り返しが強いと地面付近の計測が難しくなるため, 照り返しを軽減させる目的でレーザーを低い位置から照射した (図-9). なお, トレーサーは空気の流れと完全には一致していないので, 計測結果は風速ではなく粒子の速度となる.

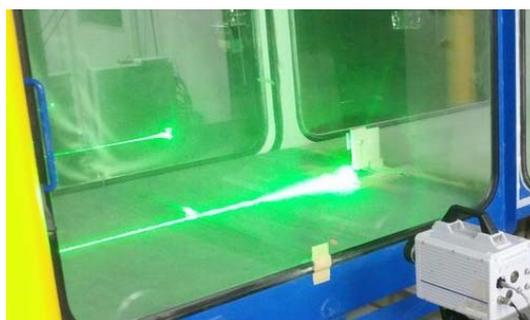


図-9 PIV 計測状況

## (2) 計測結果

実験風速 7 m/s における下部間隙閉塞率ごとの計測結果を図-10, 実験風速 4 m/s における計測結果を図-11 に示す. なお, 図の空白部分は欠測である.

実験風速 7 m/s において, 下部間隙閉塞率 50 % 以下では, 柵下流の地面付近で強まった流速が柵から離れるに従い徐々に低くなっているが, 地面付近での逆流は生じていない. 下部間隙閉塞率 75 % では, 柵下流の地面付近での逆流が生じ始めている.

下部間隙閉塞率 100 % では, 柵下流の地面付近での流速が弱く, 柵からの距離 75 mm 以上の地面付近で逆流が生じており, 下部間隙閉塞率 75 % での逆流よりも強い逆流が生じている.

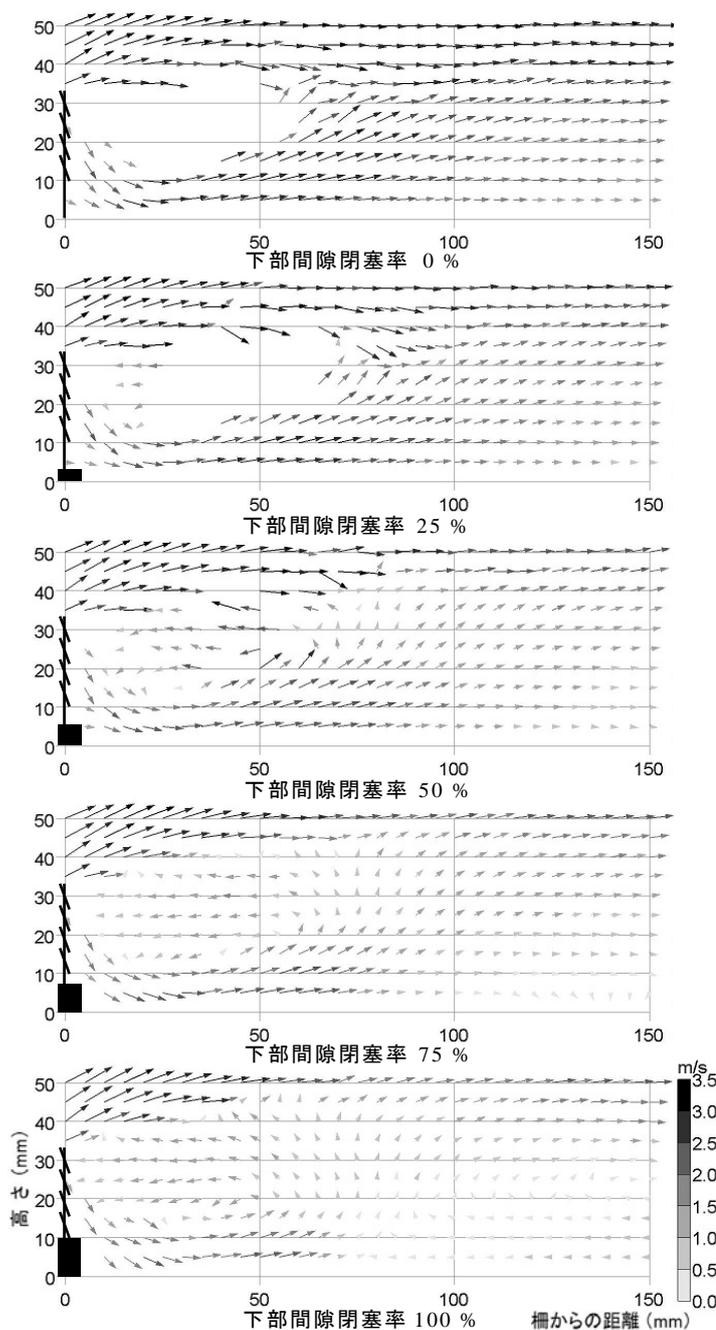


図-10 流速分布 (実験風速 7 m/s)

実験風速 4 m/s では、実験風速 7 m/s での結果に比べ全体的に流速は低くなっているが、下部間隙閉塞率 50 % 以下で地面付近の逆流が生じていないことや、下部間隙閉塞率 75 % で地面付近の逆流が生じ、下部間隙閉塞率 100 % で逆流域が柵に近づくことなど、実験風速 7 m/s での結果と同様な結果となっている。

実験風速 2 m/s での結果はここでは図示していないが、実験風速 7 m/s 及び 4 m/s での結果と同様な結果となっている。

### 5. まとめ

吹き払い効果に影響が大きいと考えられる地面付近の風速について、柵に近い範囲内では、下部間隙閉塞率 50 % 以下では明確な低下はみられないことから、吹き払い効果が維持されていると考えられる。

また、PIV による模型雪粒子速度計測により以下のことがわかった。

下部間隙閉塞率 50 % 以下では、閉塞率上昇に伴い吹き払い効果は弱まるものの、地面付近での逆流が生じていないため、吹き払い効果が維持されていると考えられる。下部間隙閉塞率 75 % では地面付近での逆流が生じ始めており、吹き払い効果はかなり弱まると考えられ、さらに、下部間隙が完全に閉塞すると逆流域はより柵に近づき逆流が強くなるため、道路上に吹きだまりが生じやすくなると考えられる。

これらの傾向は実験風速 2~7 m/s の範囲において風速によらず同様となった。

#### 【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) 第 3 編 防雪柵編.
- 2) 財団法人日本建築センター, 2008: 実務者のための建築物風洞実験ガイドブック.

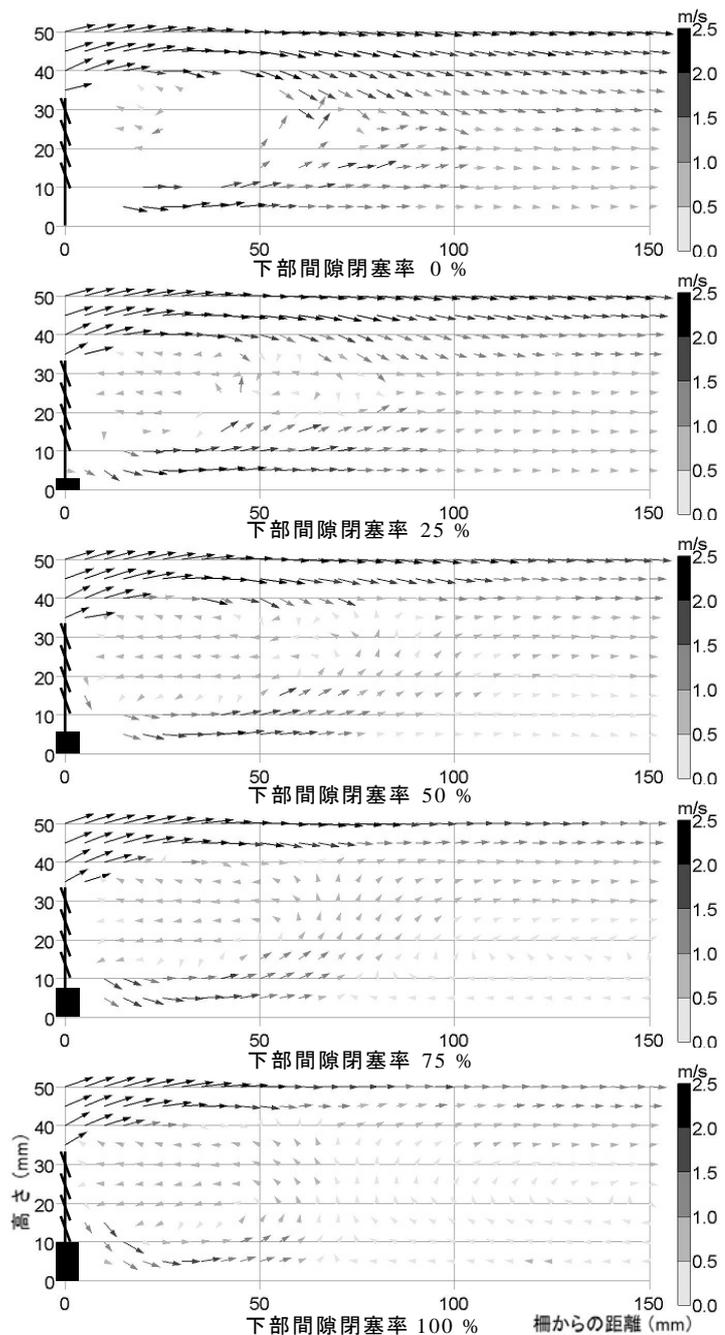


図-11 流速分布 (実験風速 4 m/s)

# 単純形状をした建築部材への着雪性状に関する実験的研究

## Experimental study on characteristics of snow accretion on simple-shaped members of buildings

千葉隆弘, 苫米地司 (北海道工業大学), 田畑侑一, 大塚清敏 ((株)大林組技術研究所)  
 佐藤研吾, 佐藤威, 望月重人 ((独)防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)  
 Takahiro Chiba, Tsukasa Tomabechi, Yuichi Tabata, Kiyotoshi Otsuka,  
 Kengo Sato, Takeshi Sato and Shigeto Mochizuki

### 1. はじめに

吹雪が発生するような積雪寒冷地では、建築物の壁面や部材の一部に着雪が発生し、高所で着雪が発生した場合は、落雪の危険性を考慮して建築物を設計する必要がある。このような吹雪による着雪は、雪の少ない首都圏でも見受けられるようになった。建築物の高層化、外壁デザインの多様化、さらには、省エネを目的としたルーバーの設置などにより、短時間の降雪においても着雪が発生している。このようなことから、設計段階で着雪箇所や落雪の到達範囲を明らかにし、落雪に対する危険性を予測することが肝要である。

筆者らは、円柱部材や平板部材のような単純形状をした部材への着雪性状、およびネットを用いた着雪対策に関して、着雪実験を行ってきた<sup>1), 2)</sup>。これまでの実験では、対象とした部材への着雪性状やネットを用いた対策の有効性が明らかとなった。しかし、着雪を定量的に推定するための手法を構築できる知見が得られるまでには至っていない。このようなことから本研究では、建築部材への着雪性状に関する基礎資料蓄積を目的に、平板部材を基本として吹雪風洞施設を用いた着雪実験を行った。

### 2. 実験方法

本実験で対象とした部材を図-1 に示す。図のように、長さ 800mm の平板部材および円柱部材を用いた。平板部材は、合板に厚さ 3mm のアルミ板を張り付けたものである。円柱部材は、表面に塗装をした鋼管である。実験シリーズを表-1 に示す。表のように、平板部材は、幅  $W$  を 50mm, 100mm, 200mm, 300mm の 4 種類とした。傾斜角  $\theta=0^\circ$  では、いずれの試験体においても、風速 9m/s で実験時間 30 分とした。この場合、着雪重量および着雪深さの計測は、10 分毎に行った。また、平板部材で  $W=100\text{mm}$  では、風速 5m/s で実験時間 30 分としたケースを実施し、 $W=200\text{mm}$  および 300mm においては、風速 5m/s で実験時間 10 分の

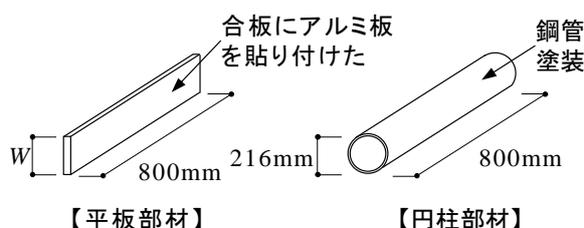


図-1 試験体の概要

表-1 実験シリーズ

部材形状		傾斜角				
		$\theta=0^\circ$	$\theta=15^\circ$	$\theta=30^\circ$	$\theta=45^\circ$	$\theta=60^\circ$
平板	$W=50\text{mm}$	●				
	$W=100\text{mm}$	●▲				
	$W=200\text{mm}$	●△				
	$W=300\text{mm}$	●△	○	○	○	○
円柱	$\phi=216\text{mm}$	●				

●: 風速9m/s, 実験時間30分, 10分毎に着雪重量および深さ計測  
 ▲: 風速5m/s, 実験時間30分, 10分毎に着雪重量および深さ計測  
 ○: 風速9m/s, 実験時間10分, 実験後に着雪重量および深さ計測  
 △: 風速5m/s, 実験時間10分, 実験後に着雪重量および深さ計測

ケースを実施した。傾斜角が異なるシリーズについては、 $W=300\text{mm}$  を対象にするとともに、傾斜角  $\theta=15^\circ$  ,  $30^\circ$  , および  $60^\circ$  に設定し、それぞれ風速  $9\text{m/s}$  , 実験時間  $10$  分として実験を行った。なお、いずれのケースにおいても、実験前にネット式吹雪計を用いて  $1$  分当たりの飛雪流量を試験体中央付近で測定した。これらの飛雪流量の平均値は、風速  $9\text{m/s}$  で  $20.0\text{g/m}^2\cdot\text{s}$  , 風速  $5\text{m/s}$  で  $9.3\text{g/m}^2\cdot\text{s}$  であり、各ケースでの違いは  $\pm 1.0\text{g/m}^2\cdot\text{s}$  程度であった。

本実験は、(独)防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄支所が所有する風洞施設を用いて行った。実験方法を図 2 に示す。図のように、実験には樹枝状結晶の人工雪を用い、試験体風上側の風路上面から回転ブラシにより内部に人工雪を供給した。試験体は、風路に供給された雪が風に乗った際に、ほぼ水平方向に挙動するような位置とした。このような条件に従うと、風速  $9\text{m/s}$  の場合は雪の供給箇所から風下側に  $6\text{m}$  , 風速  $5\text{m/s}$  の場合は風下側に  $5\text{m}$  離れた位置となった。実験室内は  $-3^\circ\text{C}$  に設定し、湿雪を再現するために水を風上側から噴霧した。

### 3. 実験結果

傾斜角  $\theta=0^\circ$  の場合における実験時間と累積着雪重量との関係を図-3 に示す。図のように、いずれの試験体においても、時間の経過に伴い着雪重量が比例的に増加し、平板部材では、部材幅  $W$  の増加に伴い着雪重量の増加傾向が顕著となった。次に、部材幅  $W$  と実験時間  $30$  分の着雪重量との関係を図-4 に示す。図のように、平板部材で風速  $9\text{m/s}$  の場合をみると、 $W$  の増加に伴い着雪重量が比例的に増加する明瞭な相関関係が確認できる。部材幅  $W=100\text{mm}$  で風速  $5\text{m/s}$  の場合をみると、風速  $9\text{m/s}$  の場合に比べて着雪重量が若干大きくなる傾向を示し、一方で、円柱部材においては、その直径と近似する  $W=200\text{mm}$  の平板部材と比較すると、着雪重量が小さくなる傾向を示す。このように、着雪重量は、風速および部材の断面形状の影響を受けることがわかる。

次に、平板部材で  $W=100\text{mm}$  の場合における実験時間  $10$  分毎に測定した着雪断面を図-5 に示す。図のように、風速

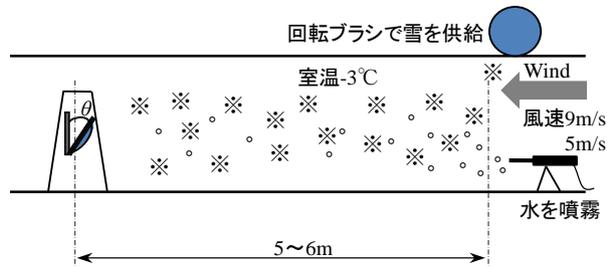


図-2 実験方法

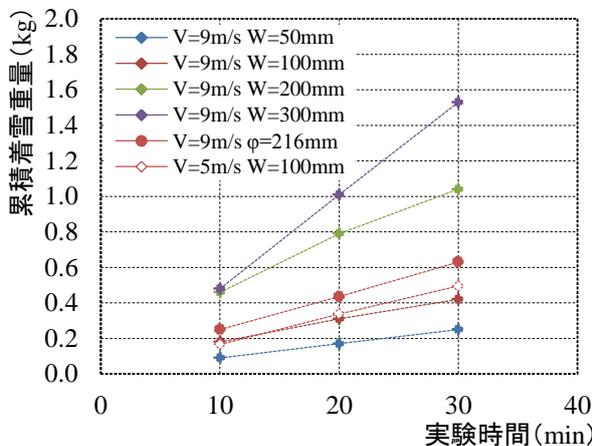


図-3 実験時間と着雪重量との関係

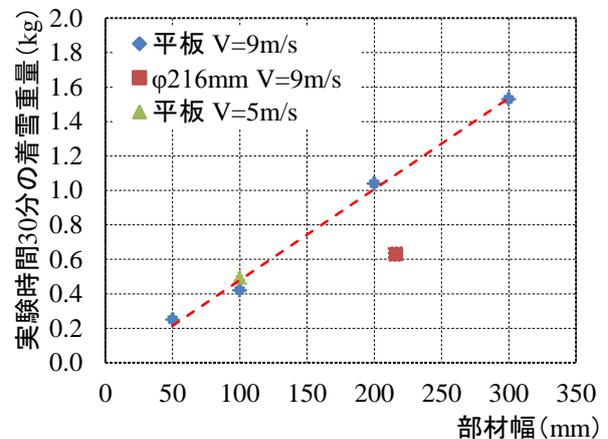


図-4 部材幅と着雪重量との関係

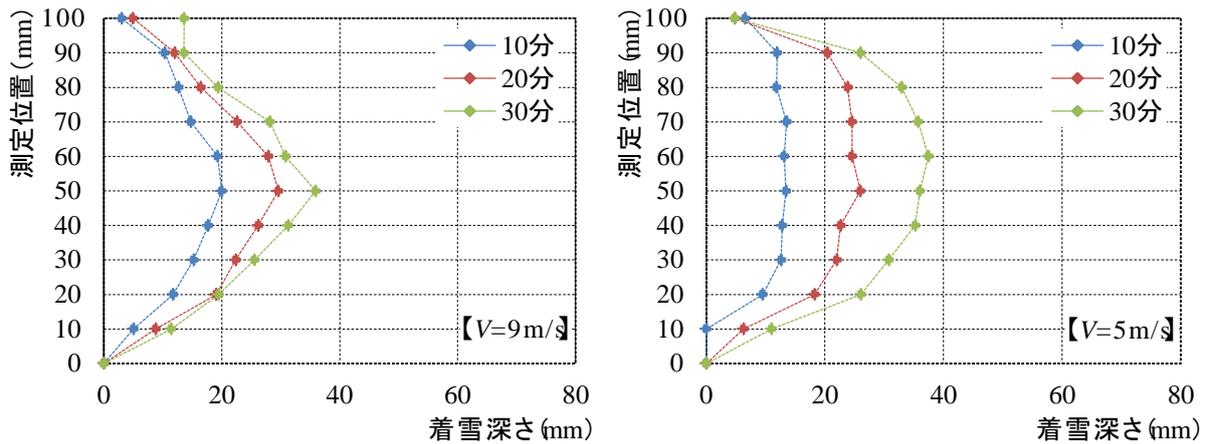


図-5 平板部材における 10 分毎の着雪断面 ( $W=100\text{mm}$ )

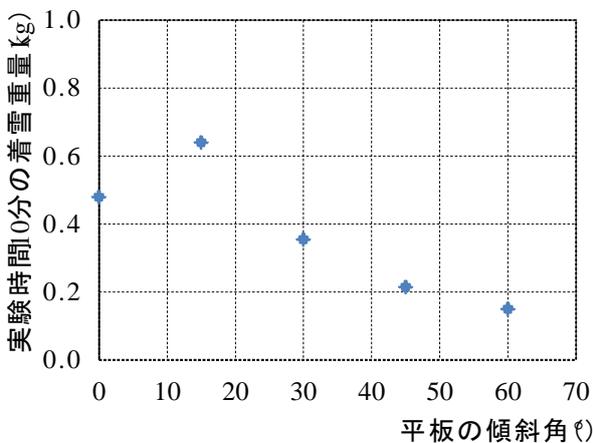


図-6 傾斜角  $\theta$  と着雪重量との関係

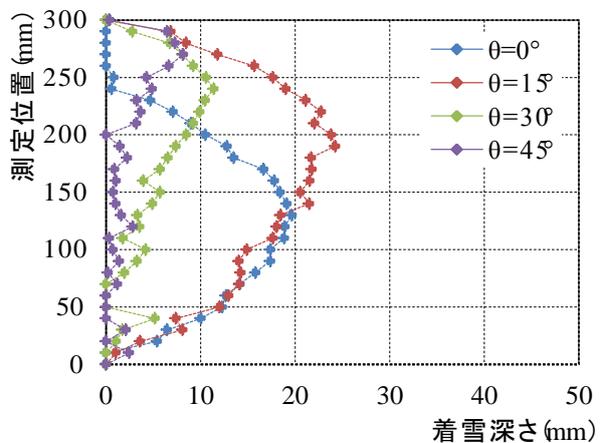


図-7 傾斜角  $\theta$  と着雪断面との関係

9m/s の場合をみると、着雪の断面形状は、明瞭な三角形となっており、10 分当たりの着雪深さは、時間の経過に伴い小さくなる傾向を示す。これに対し、風速 5m/s の場合をみると、着雪の断面形状は、前述に比べて丸みを帯びるようになり、10 分当たりの着雪深さは、一定で推移する傾向を示す。このように、風速の影響は、着雪の断面形状に影響を及ぼす。

$W=300\text{mm}$  における平板の傾斜角  $\theta$  と実験時間 10 分の着雪重量との関係を図-6 に示す。図のように、傾斜角  $\theta$  が  $15^\circ$  の場合は、 $0^\circ$  に比べて着雪重量が大きくなるものの、 $\theta$  の増加に伴い着雪重量が減少している。各傾斜角の着雪断面を図-7 に示す。図のように、傾斜角  $\theta$  の増加に伴い着雪深さのピーク位置が上方へ移行している。

ここで、各実験の前に測定した飛雪流量を用いて試験体に衝突しようとする飛雪流量を算定し、実験時間 10 分の着雪重量を 10 分間の飛雪流量で除した飛雪の捕捉率を求めた。傾斜角  $\theta=0^\circ$  における部材幅  $W$  と飛雪の捕捉率との関係を図-8 に示す。図の

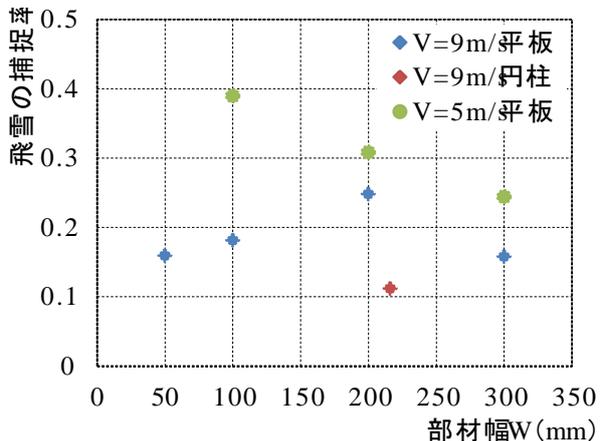


図-8 傾斜角  $\theta$  と着雪断面との関係

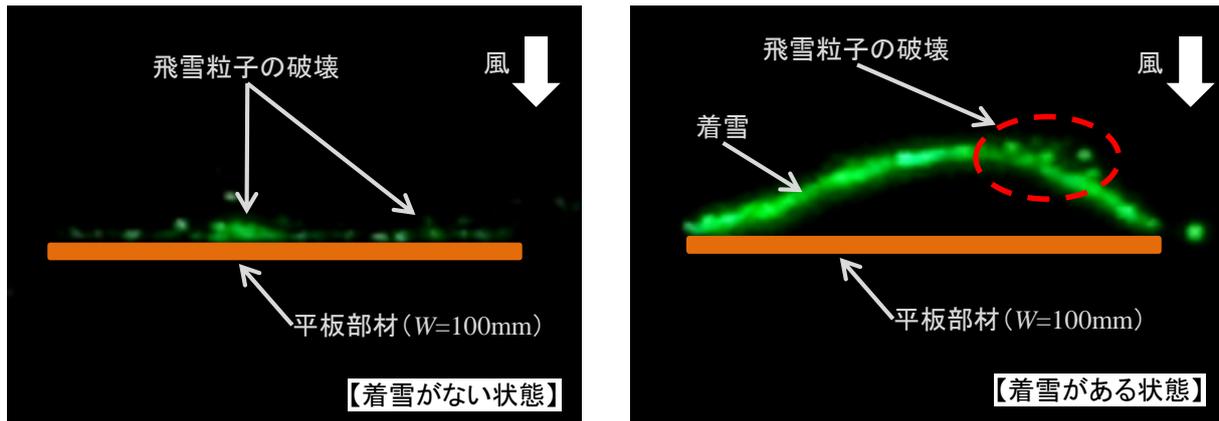


写真-1 部材へ衝突した際の飛雪挙動

ように、風速 9m/s をみると、 $W=200\text{mm}$  までは  $W$  の増加に伴い飛雪の捕捉率が増加する関係がみられるものの、 $W=300\text{mm}$  になると飛雪の捕捉率が減少する傾向に転じている。風速 5m/s の場合をみると、飛雪の捕捉率は、風速 9m/s に比べて大きくなる傾向を示し、部材幅  $W$  の増加に伴い飛雪の捕捉率が減少する傾向を示す。このように、風速が小さいほど部材への着雪率が高く、部材幅が大きいほど着雪率が低い傾向を示している。

#### 4. 着雪状況の屋外観測

本研究では、飛雪粒子が部材へ衝突した際の挙動を屋外観測により撮影した。観測は札幌市手稲区で行い、試験体は平板部材とし、部材幅  $W$  は 100mm とした。飛雪粒子の挙動は、試験体にレーザースクリーンを照射し、デジタルカメラのハイスピード撮影モード (1/1200 秒) により撮影した。試験体への着雪がない状態とある状態で撮影した飛雪粒子の挙動の一例を写真-1 に示す。なお、撮影時の平均風速は約 3.0m/s であった。図のように、いずれの状態においても飛雪が衝突した際には、飛雪粒子の破壊が生じており、破壊された飛雪は部材の風下側へ搬送されていることがわかった。すなわち、部材への着雪量を推定するためには、飛雪粒子の着雪率を考慮する必要があり、飛雪の衝突速度と着雪率との関係が重要になると考えられる。

#### 5. まとめ

本研究では、建築部材への着雪性状に関する基礎資料蓄積を目的に、平板部材を基本として吹雪風洞施設を用いた着雪実験および着雪の屋外観測を行った。その結果、着雪実験では、部材への着雪性状が風速および部材形状の影響を受けることが明らかとなった。屋外観測では、飛雪が部材に衝突した際に飛雪の破壊が発生していることを観測し、着雪量を推定するためには飛雪の衝突速度と着雪率との関係が重要になることが明らかとなった。

##### 【参考文献】

- 1) 苫米地司, 千葉隆弘, 佐藤威, 堤拓哉, 高橋徹, 伊東敏幸, 2011: 構造部材への着雪性状に関する基礎的研究 屋外観測と風洞実験による部材形状と着雪性状との関係について, *日本建築学会構造系論文集*, Vol176, No.659, 45-52.
- 2) 千葉隆弘, 苫米地司, 佐藤威, 望月重人, 2011: 構造部材における着雪性状に関する研究, *北海道の雪氷*, No.30, 31-34.

## 資料編：2011－2012 冬期における北海道内の広域積雪調査データ Data Report of Snow Survey in Hokkaido, 2011-2012 Winter

荒川逸人（野外科学株式会社），雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム  
Hayato Arakawa, Snow damage research team of Hokkaido branch

2011－2012 年（平成 23－24 年）冬期は岩見沢・新篠津など，南空知を中心として記録的な豪雪に見舞われ，道路交通網の麻痺や鉄道の運休，雪による建物の倒壊など，地域経済や市民生活に大きな影響が出た．日本雪氷学会北海道支部ではこの豪雪に対して「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」調査チームを立ち上げ，2/25～3/9 にかけて，空知を中心としつつ観測範囲を全道に広げた広域積雪調査（積雪深，積雪水量，積雪密度，簡易層構造）を実施した．調査地点数は，積雪深が 227 箇所，札幌総合情報センターおよび北海道農業研究センターの自動計測データを含む．積雪水量および積雪密度は 130 箇所，簡易層構造は 54 箇所であった．図-1 から図-3 はそれぞれ北海道内の調査位置図，積雪深分布図，積雪水量分布図であり，図-4 から図-6 は空知周辺の調査位置図，積雪深分布図，積雪水量分布図を示す．表-1 には，積雪深，積雪水量，平均密度等の観測データをまとめ，図-7 には簡易層構造データを整理した．図-7 の凡例は表-2 とし，層図は雪質 1 に従い配色した．

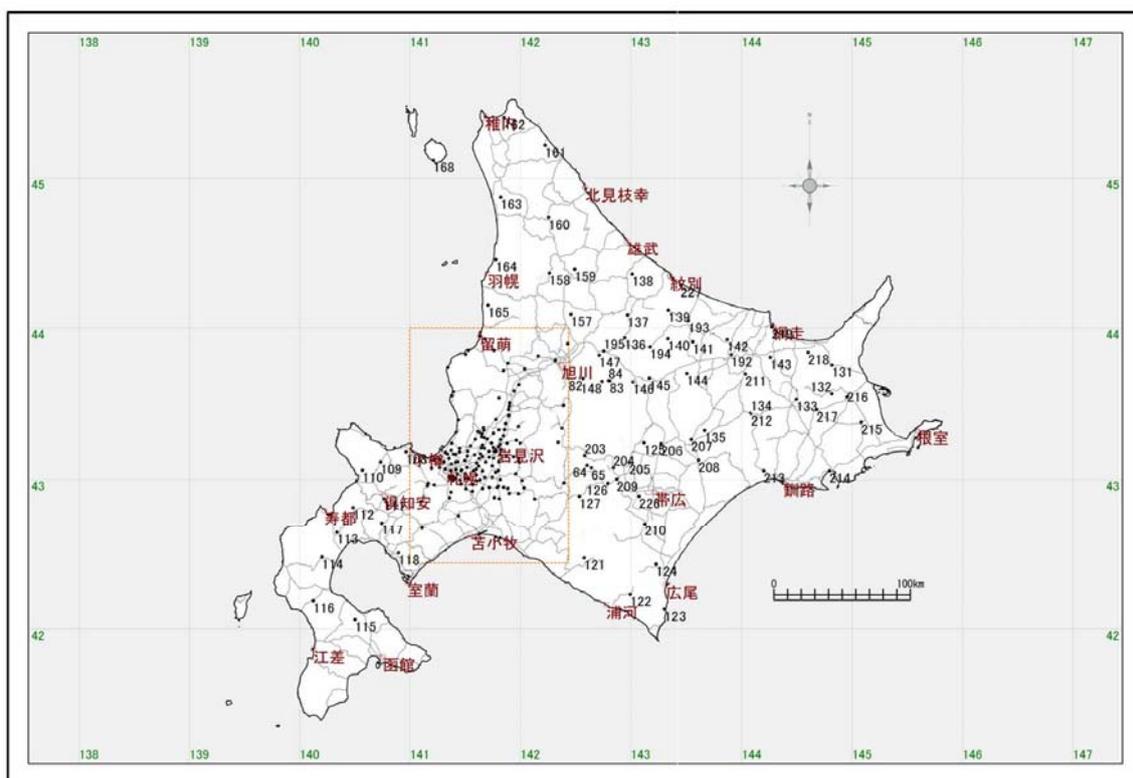


図-1 調査位置図（北海道全域）番号は調査地点番号。  
橙色の枠囲みは空知地方の観測地点（図-4 参照）。

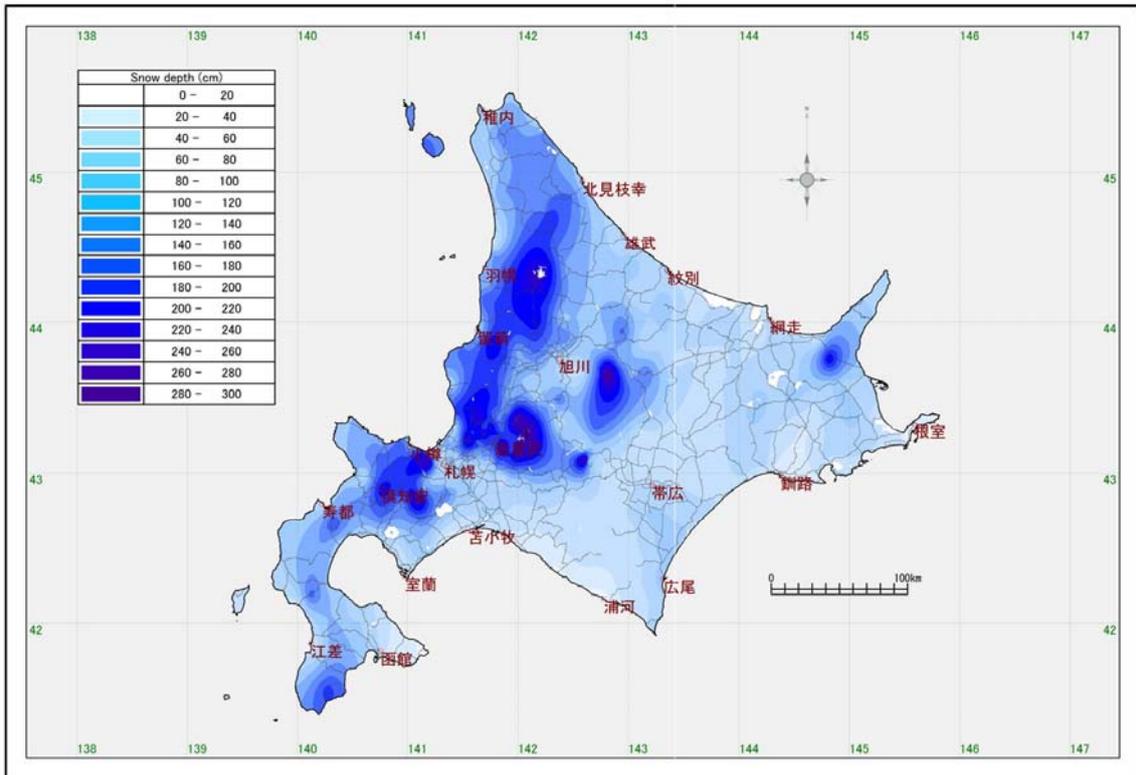


図-2 北海道における積雪深分布図（観測期間：2012年2月25日～3月9日）

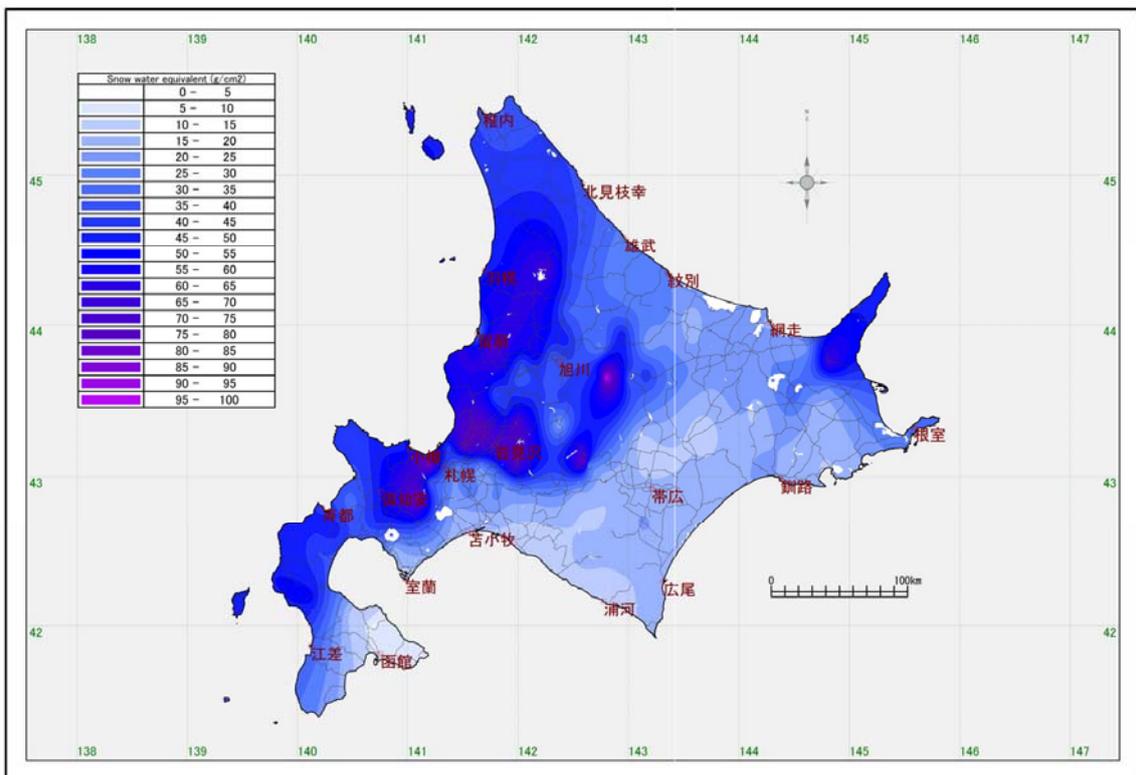


図-3 北海道における積雪水量分布図（観測期間：2012年2月25日～3月9日）

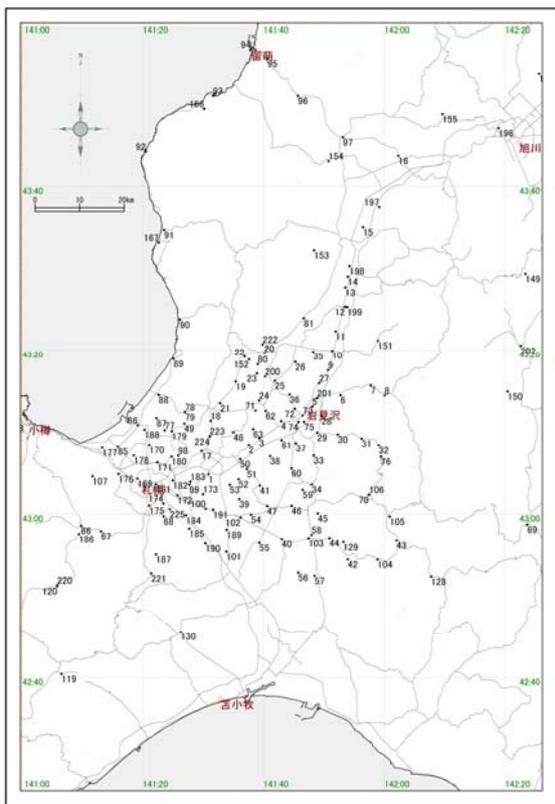


図-4

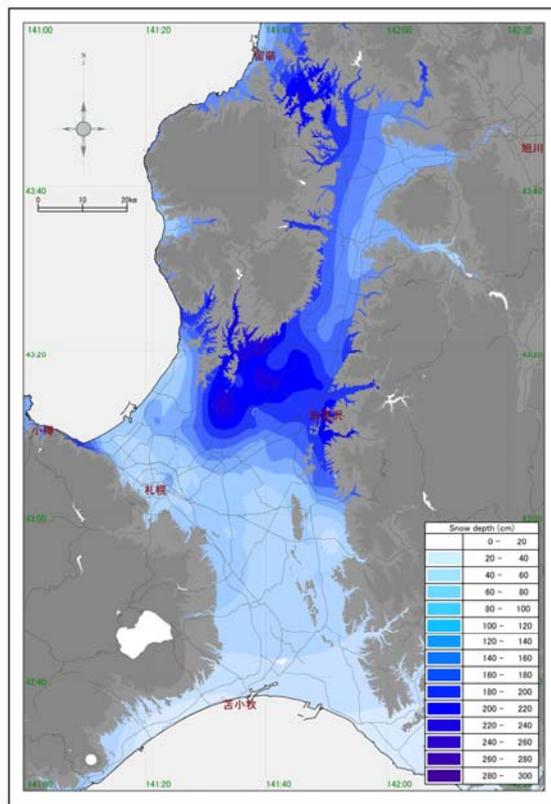


図-5

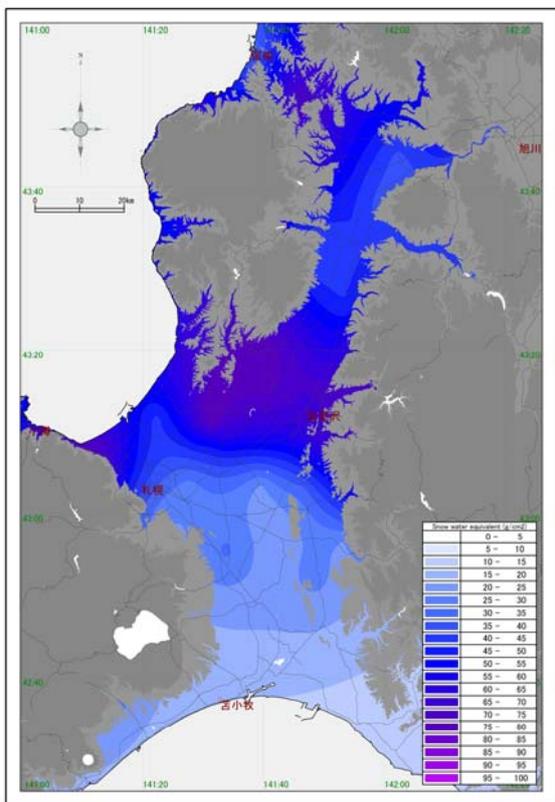


図-6

図-4 空知地方周辺における調査位置図.

図-5 空知周辺における積雪深分布図  
(観測期間:2012年2月25日~3月9日).

図-6 空知周辺における積雪水量分布図  
(観測期間:2012年2月25日~3月9日).

※図-5, 図-6 とともに, 標高 100m (薄灰色), 標高 250m (灰色) でマスキング処理を施している.

表-1 調査結果一覧

No.	地点名	観測日	緯度 (北緯)			経度 (東経)			積雪深 (cm)	積雪水量 (g/cm <sup>2</sup> )	平均密度 (g/cm <sup>3</sup> )	簡易層構造
			度	分	秒	度	分	秒				
1	文京台	2012/02/25	43	04	49.50	141	30	52.70	97			
2	豊幌	2012/02/25	43	08	24.20	141	37	33.20	112			
3	幌向	2012/02/25	43	09	13.70	141	39	16.80	118	53.0	0.40	○
4	上幌向	2012/02/25	43	11	17.90	141	42	55.30	165			
5	岩見沢栄	2012/02/25	43	13	04.80	141	48	03.70	165	59.5	0.35	○
6	三笠	2012/02/25	43	14	28.50	141	52	44.30	175	66.7	0.37	○
7	幾春別	2012/02/25	43	15	39.40	141	57	43.30	179			
8	桂沢湖	2012/02/25	43	14	25.30	142	00	02.80	181			
9	光珠内	2012/02/25	43	17	31.10	141	50	41.40	145			
10	美唄	2012/02/25	43	19	56.80	141	51	21.20	154	55.0	0.36	○
11	茶志内	2012/02/25	43	22	19.90	141	51	56.00	147			
12	奈井江東	2012/02/25	43	25	19.10	141	53	27.80	128			
13	豊沼	2012/02/25	43	27	39.90	141	53	30.30	126			
14	砂川	2012/02/25	43	28	58.70	141	53	56.70	119			
15	滝川	2012/02/25	43	35	02.80	141	56	29.40	117	40.0	0.35	○
16	深川	2012/02/25	43	43	46.40	142	02	18.50	119	33.4	0.38	○
17	角山	2012/02/25	43	07	39.82	141	29	43.96	141			
18	藤岱	2012/02/25	43	11	20.60	141	31	15.15	188	74.7	0.45	
19	東裏	2012/02/25	43	16	06.75	141	35	23.82	169			
20	本中小屋南	2012/02/25	43	19	38.15	141	40	08.09	211			
21	月ヶ岡	2012/02/25	43	13	28.64	141	32	49.46	235			
22	市南	2012/02/25	43	19	10.94	141	36	51.99	216	72.5	0.37	
23	北新	2012/02/25	43	17	07.15	141	38	53.49	215			
24	北3号	2012/02/25	43	13	49.04	141	39	15.74	187	68.0	0.40	
25	北村栄	2012/02/25	43	16	12.91	141	41	53.51	206			
26	本中小屋橋	2012/02/25	43	18	30.70	141	45	17.47	199			
27	峰延	2012/02/25	43	15	55.30	141	49	12.08	183			
28	市宝水町	2012/02/25	43	11	54.51	141	49	36.69	190			
29	萩の山スキー場	2012/02/25	43	09	54.18	141	48	51.81	183	63.8	0.37	
30	岩見沢朝日	2012/02/25	43	09	39.54	141	52	16.49	204			
31	毛陽町	2012/02/25	43	09	10.03	141	56	14.61	173			
32	英	2012/02/25	43	08	21.65	141	59	03.75	186	67.0	0.36	
33	茂世丑	2012/02/25	43	07	06.31	141	48	17.86	161			
34	栗山町朝日	2012/02/25	43	03	35.32	141	47	58.47	146			
35	上美唄	2012/03/01	43	19	50.27	141	48	11.79	166			
36	稔	2012/03/01	43	14	32.95	141	44	18.64	179			
37	由良	2012/03/01	43	08	35.92	141	45	22.17	145			
38	越前	2012/03/01	43	07	02.20	141	41	06.15	131			
39	夕張太	2012/03/01	43	01	47.96	141	35	59.70	80			
40	長沼幌内	2012/03/01	42	56	55.09	141	43	02.39	70	16.5	0.31	○
41	南幌	2012/03/01	43	03	27.42	141	39	24.69	78	19.3	0.33	○
42	川端	2012/03/02	42	54	27.50	141	53	56.12	69			
43	新夕張	2012/03/02	42	56	46.02	142	02	01.03	85			
44	東三川	2012/03/02	42	57	02.70	141	50	53.40	40			
45	由仁岩内	2012/03/02	43	00	03.53	141	48	58.48	84			
46	馬追伏古	2012/03/02	43	00	58.70	141	44	40.04	89			
47	長沼	2012/03/02	43	00	57.34	141	40	36.87	64			
48	新篠津	2012/03/02	43	09	56.12	141	35	01.34	170			
49	当別太	2012/03/02	43	10	59.80	141	26	51.90	135			
50	江別太	2012/03/03	43	06	39.82	141	36	08.46	103	38.7	0.37	○
51	南幌南7線	2012/03/03	43	05	26.20	141	37	14.99	100			
52	南幌南9線	2012/03/03	43	04	12.97	141	35	52.14	100			
53	東野幌	2012/03/03	43	03	32.75	141	34	24.02	85	26.9	0.33	○
54	長沼町西6線	2012/03/03	42	59	55.15	141	37	56.86	64			
55	長沼町東3線	2012/03/03	42	56	27.53	141	39	19.91	72	19.1	0.28	○
56	千歳中央	2012/03/03	42	52	50.20	141	45	45.00	59			
57	追分白樺	2012/03/03	42	52	27.36	141	48	24.89	85	23.0	0.28	○
58	由仁熊本	2012/03/03	42	57	26.93	141	47	56.26	71			
59	栗山富士	2012/03/03	43	02	56.00	141	46	29.72	83	28.4	0.35	
60	栗山栗丘	2012/03/03	43	05	32.53	141	44	38.18	107			○
61	下志文	2012/03/03	43	08	57.77	141	43	01.13	133			
62	幌達布	2012/03/03	43	12	31.68	141	40	20.35	165	65.5	0.40	○
63	北村砂浜	2012/03/03	43	10	19.49	141	38	16.80	164			

(表-1 つづき)

No.	地点名	観測日	緯度 (北緯)			経度 (東経)			積雪深 (cm)	積雪水量 (g/cm <sup>2</sup> )	平均密度 (g/cm <sup>3</sup> )	簡易 層構造
			度	分	秒	度	分	秒				
64	トマム 1088m 地点	2012/03/04	43	05	42.00	142	36	10.80	288	77.7	0.27	○
65	トマム 580m 地点	2012/03/05	43	04	40.80	142	38	34.80	99	26.0	0.26	○
66	定山溪	2012/03/05	42	58	34.89	141	09	45.79	141	46.8	0.33	
67	小金湯	2012/03/05	42	57	52.91	141	13	04.00	93	31.1	0.33	
68	羊ヶ丘	2012/03/05	42	59	41.88	141	23	25.88	74	21.0	0.28	
69	占冠	2012/03/04	42	59		142	24		107	31.2	0.31	
70	夕張	2012/03/04	43	02		141	57		156	57.5	0.37	
71	宍粟	2012/03/02	43	12	36.00	141	38	38.88	150			
72	緑	2012/03/02	43	12	47.66	141	45	10.55	162	63.6	0.39	○
73	岩見沢 9 条東	2012/03/02	43	11	59.58	141	46	28.88	165	61.8	0.38	○
74	岩見沢美園	2012/03/02	43	11	11.09	141	45	46.36	158			
75	岩見沢春日	2012/03/02	43	11	12.97	141	46	42.45	162	61.1	0.38	○
76	万字二見町	2012/03/02	43	06	58.28	141	59	25.72	216	74.5	0.36	○
77	あいの里	2012/03/06	43	10	11.00	141	23	37.40	102			
78	獅子内 1	2012/03/06	43	12	25.08	141	26	58.34	108			
79	獅子内 2	2012/03/06	43	12	25.08	141	26	58.34	106			
80	篠津原野	2012/03/06	43	18	15.00	141	39	03.05	192			
81	晩生内	2012/03/06	43	23	56.20	141	46	40.69	147			
82	東川	2012/03/06	43	39	56.28	142	33	58.95	57			
83	第一天女ヶ原	2012/03/07	43	38	57.49	142	48	36.10	287			
84	旭岳温泉	2012/03/08	43	39	08.95	142	47	52.49	289	93.5	0.33	○
85	手稲前田	2012/03/03	43	08	12.30	141	15	51.70	79			
86	石狩花畔	2012/03/03	43	10	48.10	141	19	09.50	93			
87	石狩生振	2012/03/03	43	11	39.60	141	22	16.50	99	38.8	0.36	○
88	石狩八幡町	2012/03/03	43	14	29.60	141	22	36.90	99			
89	望来	2012/03/03	43	18	54.10	141	25	04.60	66			
90	厚田	2012/03/03	43	23	45.60	141	26	08.70	154	58.3	0.38	○
91	浜益	2012/03/03	43	34	42.30	141	23	32.30	75			
92	雄冬	2012/03/03	43	44	18.60	141	20	30.00	133			
93	増毛	2012/03/03	43	51	08.10	141	31	37.70	118			
94	留萌大町	2012/03/03	43	56	48.10	141	37	54.10	69	24.8	0.36	○
95	留萌東雲町	2012/03/03	43	55	40.30	141	40	40.30	123			
96	幌糠	2012/03/03	43	51	06.80	141	45	42.50	201	69.3 <sup>1)</sup>	0.35 <sup>1)</sup>	○
97	北竜壁水	2012/03/03	43	46	02.20	141	53	07.60	166			
98	モエレ沼	2012/03/04	43	07	05.20	141	25	50.80	78			
99	厚別山本	2012/03/04	43	03	33.30	141	27	41.80	88	23.2	0.27	○
100	西の里	2012/03/04	43	00	37.50	141	30	25.30	81			
101	島松	2012/03/04	42	55	23.30	141	33	50.10	95	26.3	0.28	○
102	長沼西 11 線	2012/03/04	42	59	33.70	141	36	12.20	90			
103	三川	2012/03/04	42	57	01.60	141	47	26.40	87			
104	夕張滝の上	2012/03/04	42	54	26.10	141	58	51.70	77	21.9	0.30	○
105	夕張清水沢	2012/03/04	42	59	40.70	142	00	53.80	113			
106	夕張鹿の谷	2012/03/04	43	02	20.90	141	57	27.00	157	58.0	0.37	○
107	手稲山頂	2012/02/13	43	04	35.00	141	11	39.00	255	80.7	0.32	
108	塩谷	2012/02/13	43	11	06.00	140	57	46.00	151	43.2	0.29	
109	仁木	2012/02/13	43	07	03.00	140	43	58.00	146	43.9	0.30	
110	宮丘	2012/02/13	43	03	45.00	140	34	00.00	117	35.6	0.31	
111	倶知安	2012/02/14	42	52	24.00	140	45	51.00	193	45.6	0.24	
112	蘭越栄	2012/02/14	42	48	56.00	140	28	57.00	120	26.3	0.22	
113	黒松内中里	2012/02/14	42	38	44.00	140	20	16.00	158	44.4	0.28	
114	美利河	2012/02/15	42	28	43.00	140	12	02.00	118	34.7	0.29	
115	駒ヶ岳ダム	2012/02/14	42	03	46.00	140	30	05.00	73	6.7	0.09	
116	鉛川	2012/02/15	42	11	18.00	140	07	22.00	151	47.1	0.31	
117	山梨	2012/02/15	42	42	33.00	140	44	36.00	145	43.3	0.30	
118	東関内町	2012/02/15	42	30	18.00	140	53	38.00	52	13.9	0.27	
119	三階滝	2012/02/15	42	40	25.00	141	06	30.00	133	37.1	0.28	
120	中山峠	2012/02/16	42	51	10.00	141	05	48.00	273	79.5	0.29	
121	春別ダム	2012/02/22	42	28	25.00	142	34	36.00	57	11.7	0.21	
122	楽古岳入口	2012/02/21	42	13	52.00	142	59	41.00	50	9.0	0.18	
123	目黒	2012/02/21	42	07	56.00	143	18	16.00	63	13.8	0.22	
124	下豊似	2012/02/21	42	25	52.00	143	13	44.00	63	13.2	0.21	
125	土幌峠	2012/02/20	43	14	41.00	143	07	07.00	45	7.9	0.18	
126	日勝峠	2012/02/20	42	58	34.00	142	47	33.00	52	11.9	0.23	

(表-1 つづき)

No.	地点名	観測日	緯度 (北緯)			経度 (東経)			積雪深 (cm)	積雪水量 (g/cm <sup>2</sup> )	平均密度 (g/cm <sup>3</sup> )	簡易 層構造
			度	分	秒	度	分	秒				
127	千栄	2012/02/20	42	53	24.00	142	32	06.00	70	13.9	0.20	
128	稲里	2012/02/20	42	52	21.00	142	07	46.00	82	18.1	0.22	
129	円山	2012/02/20	42	56	33.00	141	53	11.00	77	19.8	0.26	
130	支笏	2012/02/22	42	45	36.00	141	26	17.00	80	13.6	0.17	
131	根北峠	2012/02/21	43	45	16.00	144	48	59.00	205	63.9	0.31	
132	西竹	2012/02/21	43	33	53.00	144	48	51.00	74	17.8	0.24	
133	摩周湖	2012/02/23	43	31	41.00	144	29	38.00	94	28.7	0.31	
134	阿寒湖畔1	2012/02/23	43	26	23.00	144	04	49.00	73	19.2	0.26	
135	ラワン	2012/02/24	43	19	34.00	143	39	46.00	47	6.9	0.15	
136	浮島峠	2012/02/29	43	56	14.00	142	56	42.00	148	43.5	0.29	
137	4区	2012/02/29	44	05	13.00	142	58	14.00	108	26.6	0.25	
138	興部峠	2012/02/29	44	21	27.00	143	00	45.00	98	20.1	0.21	
139	鴻の舞	2012/03/01	44	07	06.00	143	20	21.00	95	22.7	0.24	
140	丸瀬布	2012/03/01	43	55	49.00	143	20	11.00	81	19.7	0.24	
141	生田原	2012/03/01	43	54	33.00	143	33	23.00	63	13.8	0.22	
142	仁頃	2012/03/01	43	55	26.00	143	51	59.00	76	19.8	0.26	
143	東藻琴福富	2012/03/01	43	48	20.00	144	15	30.00	77	19.6	0.25	
144	温根湯峠	2012/03/02	43	41	56.00	143	30	08.00	65	21.5	0.33	
145	武華岳入口	2012/03/02	43	40	05.00	143	10	03.00	139	39.2	0.28	
146	高原温泉	2012/03/02	43	38	36.00	143	01	13.00	115	29.6	0.26	
147	愛山溪	2012/02/29	43	49	11.00	142	42	49.00	105	28.2	0.27	
148	旭岳温泉	2012/02/29	43	38	46.00	142	44	20.00	165	48.0	0.29	
149	二股	2012/02/28	43	29	20.00	142	23	23.00	139	36.1	0.26	
150	山部	2012/02/28	43	14	55.00	142	20	26.00	118	30.2	0.26	
151	美唄ダム	2012/02/28	43	21	13.00	141	58	55.00	265	71.2	0.27	
152	月が湖	2012/03/06	43	18	50.00	141	37	34.00	188	70.1	0.37	
153	総富地	2012/03/06	43	32	15.00	141	48	20.00	170	34.2	0.20	
154	三谷	2012/03/06	43	43	08.00	141	50	44.00	162	55.5	0.34	
155	上湯内ダム	2012/03/06	43	48	52.00	142	09	38.00	152	52.9	0.35	
156	東鷹栖	2012/03/03	43	53	50.00	142	25	39.00	140	43.8	0.31	
157	上士別峠	2012/03/07	44	05	27.00	142	27	30.00	108	30.0	0.28	
158	母子里	2012/03/07	44	21	52.00	142	15	40.00	208	64.3	0.31	
159	日進	2012/03/07	44	23	22.00	142	29	30.00	116	34.7	0.30	
160	音威子府	2012/03/07	44	44	20.00	142	15	18.00	135	42.8	0.32	
161	浅茅野	2012/03/08	45	13	04.00	142	13	27.00	138	36.2	0.26	
162	恵北	2012/03/08	45	24	06.00	141	51	03.00	110	29.8	0.27	
163	六志内	2012/03/08	44	52	28.00	141	49	18.00	119	38.9	0.33	
164	第一栄	2012/03/08	44	27	17.00	141	46	39.00	118	40.7	0.34	
165	田代	2012/03/09	44	09	06.00	141	42	24.00	159	50.4	0.32	
166	別荘	2012/03/09	43	49	31.00	141	30	10.00	147	57.3	0.39	
167	送毛峠	2012/03/09	43	33	11.00	141	22	38.00	110	46.3	0.42	
168	仙法志	2012/02/28	45	07	11.00	141	12	34.00	148	46.0	0.31	
169	中央区土木センター	2012/03/02	43	04	17.01	141	19	05.24	56			
170	北区土木センター	2012/03/02	43	08	23.65	141	21	03.32	85			
171	東区土木センター	2012/03/02	43	06	15.43	141	22	24.38	83			
172	白石区土木センター	2012/03/02	43	02	15.32	141	25	44.12	78			
173	厚別区土木センター	2012/03/02	43	02	23.69	141	29	58.26	80			
174	豊平区土木センター	2012/03/02	43	01	16.18	141	23	25.08	58			
175	南区土木センター	2012/03/02	43	01	00.39	141	21	03.64	66			
176	西区土木センター	2012/03/02	43	04	51.29	141	15	56.03	80			
177	手稲区土木センター	2012/03/02	43	08	03.41	141	13	15.35	85			
178	新琴似グリーン公園	2012/03/02	43	07	07.36	141	18	29.25	70			
179	拓北水再生プラザ	2012/03/02	43	10	05.01	141	24	47.42	114			
180	農業支援センター	2012/03/02	43	06	58.36	141	24	45.15	88			
181	一条大橋橋台広場	2012/03/02	43	03	35.77	141	22	10.04	62			
182	豊平川水再生プラザ	2012/03/02	43	04	04.77	141	24	59.23	72			
183	厚別水再生プラザ	2012/03/02	43	03	55.34	141	27	52.31	68			
184	清田区土木センター	2012/03/02	42	59	49.03	141	27	09.42	79			
185	里塚公園	2012/03/02	42	58	13.43	141	27	41.21	99			
186	定山溪水再生プラザ	2012/03/02	42	57	32.18	141	09	25.21	99			
187	滝野自然学園	2012/03/02	42	55	02.87	141	22	10.42	85			
188	茨戸水再生プラザ	2012/03/02	43	10	15.69	141	20	16.80	92			
189	北広島市青葉浄水場	2012/03/02	42	58	04.43	141	33	52.68	76			

(表-1 つづき)

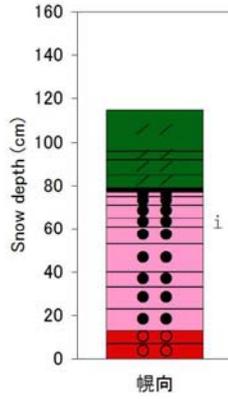
No.	地点名	観測日	緯度 (北緯)			経度 (東経)			積雪深 (cm)	積雪水量 (g/cm <sup>2</sup> )	平均密度 (g/cm <sup>3</sup> )	簡易層構造
			度	分	秒	度	分	秒				
190	北広島市西部小学校	2012/03/02	42	56	23.24	141	30	21.83	85			
191	北広島市西の里配水池	2012/03/02	43	00	31.45	141	31	38.92	87			
192	北見	2012/03/01	43	49	26.40	143	54	11.38	70	17.4	0.25	○
193	遠軽	2012/03/03	44	02	53.40	143	30	56.40	59	13.4	0.23	○
194	白滝	2012/03/03	43	52	28.27	143	10	27.69	64	15.9	0.25	○
195	上川	2012/03/03	43	50	49.70	142	45	15.90	81	24.4	0.30	○
196	旭川	2012/03/03	43	47	09.80	142	18	55.70	102	30.1	0.30	○
197	丸加高原	2012/03/03	43	37	29.00	141	59	09.10	103	32.5	0.32	○
198	砂川緑地	2012/03/03	43	30	16.60	141	54	11.70	115	39.2	0.34	○
199	奈井江	2012/03/03	43	25	18.60	141	53	49.60	118	40.6	0.34	○
200	北村	2012/03/04	43	16	44.20	141	40	15.88	206	74.4	0.37	○
201	三笠市岡山	2012/03/04	43	14	05.80	141	48	51.60	176	67.6	0.41	○
202	富良野	2012/03/04	43	20	32.50	142	22	35.50	65	15.2	0.24	○
203	幾寅	2012/03/04	43	09	34.70	142	34	52.30	50			
204	新得	2012/03/04	43	04	45.30	142	50	33.10	56			
205	鹿追	2012/03/04	43	06	54.49	142	59	07.70	56			
206	上士幌	2012/03/04	43	14	17.00	143	16	29.70	52	10.6	0.21	○
207	足寄	2012/03/04	43	16	01.60	143	32	31.60	40			
208	本別	2012/03/07	43	07	46.17	143	36	26.59	44	10.3	0.23	○
209	十勝清水	2012/03/07	43	00	10.63	142	52	21.32	56	13.1	0.23	○
210	中札内	2012/03/07	42	42	06.90	143	07	35.62	76	16.0	0.21	○
211	津別	2012/03/08	43	41	44.85	144	01	56.51	75	16.8	0.23	○
212	阿寒湖畔 2	2012/03/08	43	26	14.27	144	05	01.68	86	6.8 <sup>2)</sup>	0.19 <sup>2)</sup>	○
213	釧路	2012/03/08	43	03	30.23	144	11	53.31	78	16.9	0.22	○
214	厚岸	2012/03/08	43	03	31.95	144	47	38.92	44	9.4	0.24	○
215	別海	2012/03/08	43	22	51.16	145	04	53.54	93	20.6	0.24	○
216	中標津	2012/03/08	43	32	42.01	144	57	10.99	102	23.7	0.24	○
217	虹別	2012/03/08	43	27	39.44	144	40	41.45	60	14.1	0.22	○
218	清里	2012/03/09	43	50	17.02	144	36	04.97	71	17.9	0.28	○
219	網走	2012/03/09	44	00	28.00	144	16	17.07	64	14.1	0.24	○
220	中山峠 2	2012/03/01	42	51	17.05	141	05	48.60	175	52.5	0.30	○
221	北奥漁	2012/03/01	42	52	44.01	141	21	23.60	143	57.2	0.40	
222	月形	2012/02/23	43	20	45.00	141	39	51.00	225	73.5	0.33	
223	篠津 1	2012/02/22	43	09	29.00	141	31	06.00	165	53.3	0.32	
224	篠津 2	2012/02/22	43	09	25.00	141	31	05.00	153	51.2	0.34	
225	北農研札幌	2012/03/04	43	00	34.06	141	24	28.49	82			
226	北農研芽室	2012/03/05	42	53	21.03	143	04	28.91	66			
227	北農研紋別	2012/03/05	44	17	03.83	143	26	43.97	52			

<注記>  
 1) No.96 幌糠は、上層から 90cm の積雪相当水量を計測し、下層 111cm は上層から 73-90cm のかたしまり雪の積雪密度を代用した。  
 2) No.212 阿寒湖畔 2 は、積雪下層は除雪で堆積した積雪の可能性が高い。

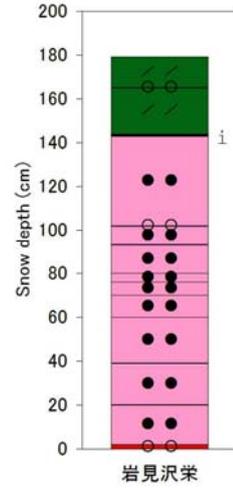
表-2 図-7 で使用した雪質の表記・配色・記号一覧

配色・表記	記号	雪質
N	+	新雪
S1	/	こしまり雪
S2	●	しまり雪
H1	□	こしもざらめ雪
H2	△	しもざらめ雪
G	○	ざらめ雪
i	—	氷板・クラスト
V	∨	表面霜

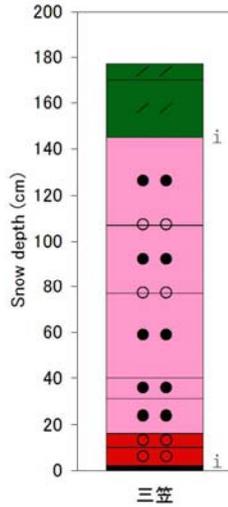
No.	3			
地点名	幌向			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	7	G		ざらめ
7	13	G		ざらめ
13	23	S2		
23	33	S2		
33	40	S2		
40	53	S2		
53	61	S2		
61	65	S2		
65	71	S2		
71	75	S2		
75	77	S2		
77	79	i		氷板
79	85	S1		
85	92	S1		
92	96	S1		
96	115	S1		



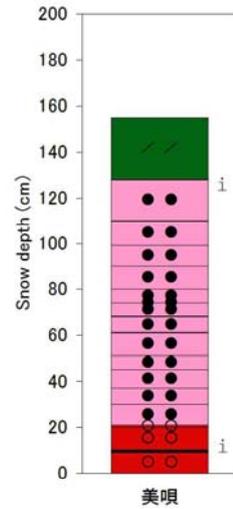
No.	5			
地点名	岩見沢栄			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	2	G		やや濡れ
2	20	S2		
20	39	S2		
39	60	S2		
60	70	S2		
70	76	S2		
76	80	S2		やわらかい
80	93	S2		
93	102	S2		
102	102	G		ざらめ混じり
102	143	S2		こまかい
143	144	i		氷板
144	165	S1		
165	165	G		ざらめ
165	179	S1		



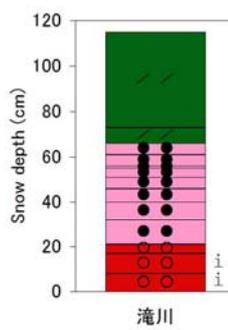
No.	6			
地点名	三笠			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	2	i		氷板
2	10	G		ざらめ
10	16	G		ざらめ混じり
16	31	S2		
31	40	S2		少しやわらかい
40	77	S2		
77	77	G		ざらめ
77	107	S2		
107	107	G		ざらめ
107	145	S2		
145	145	i		氷板
145	170	S1		
170	170	クラスト		
170	177	S1		



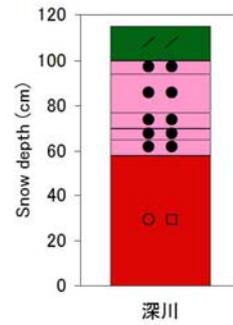
No.	10			
地点名	美瑛			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	9	G		
9	10	i		氷板
10	20	G		
20	21	G		かたい
21	30	S2		ざらめも混じる
30	37	S2		ざらめも混じる
37	37	クラスト		
37	45	S2		ざらめも混じる
45	51	S2		
51	51	クラスト		
51	61	S2		
61	68	S2		
68	74	S2		
74	74	S2		もろい
74	80	S2		
80	80	クラスト		
80	90	S2		
90	90	G		ざらめ
90	99	S2		
99	110	S2		
110	128	S2		
128	128	i		氷板
128	155	S1		



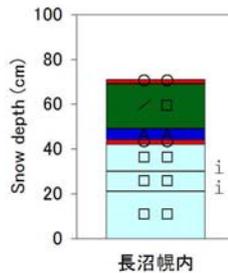
No.	15			
地点名	滝川			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	8	G		
8	8	i		氷板
8	17	G		
17	21	G		かたい
21	21	i		氷板
21	32	S2		
32	32	クラスト		
32	40	S2		
40	46	S2		
46	51	S2		
51	55	S2		やわらかい
55	56	S2		
56	61	S2		
61	66	S2		やわらかい
66	73	S1		
73	73	クラスト		
73	115	S1		



No.	16			
地点名	深川			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	58	G	H1	さらさら
58	65	S2		
65	65	クラスト		
65	70	S2		
70	70	クラスト		
70	77	S2		
77	77	クラスト		
77	94	S2		
94	100	S2		もろい
100	115	S1		



No.	40			
地点名	長沼幌内			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	21	H1		
21	21	i		氷板
21	30	H1		
30	30	i		氷板
30	42	H1		
42	44	G		
44	49	H2		
49	69	S1	H1	
69	71	G		



No.	41			
地点名	南幌			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	32	H1		
32	34	H1	H2	
34	53	H1		
53	54	G		クラスト
54	55	H1		
55	57	G		クラスト
57	65	H1		
65	76	S1	H1	
76	78	G		クラスト

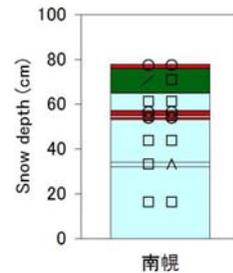
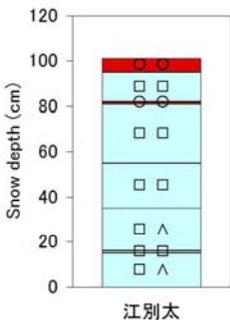
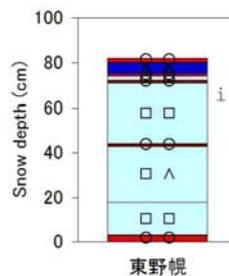


図-7 積雪層構造(1) No.3,5,6,10,15,16,40,41

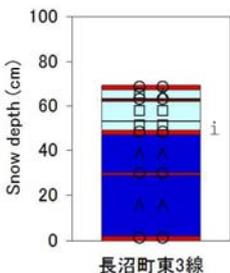
No.	50			
地点名	江別太			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	15	H1	H2	
15	16	H1		やわらかみ
16	35	H1	H2	
35	55	H1		
55	81	H1		
81	82	G		クラスト
82	95	H1	H1	
95	101	G		クラスト



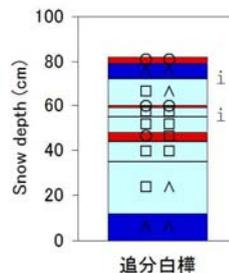
No.	53			
地点名	東野幌			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	3	G		
3	18	H1		
18	43	H1	H2	
43	44	G		クラスト
44	71	H1		
71	72	G		氷板
72	74	H1		
74	75	G		クラスト
75	80	H2		
80	82	G		クラスト



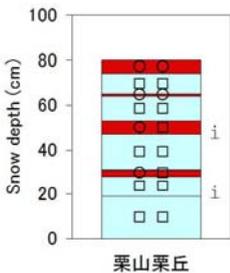
No.	55			
地点名	長沼町東3線			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	2	G		
2	29	H2		
29	30	G		
30	47	H2		
47	49	G		クラスト
49	53	H1		
53	53	i		
53	62	H1		
62	63	G		氷板
63	67	H1	H2	
67	69	G		クラスト



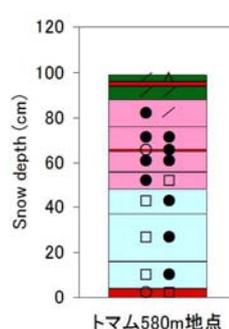
No.	57			
地点名	追分白樺			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	12	H2		
12	35	H1	H2	
35	44	H1		
44	48	G	H1	ざらめがにしも化
48	55	H1		
55	55	i		
55	59	H1		
59	60	G		クラスト
60	72	H1	H2	
72	72	i		
72	79	H2		
79	82	G		クラスト、ぬれ



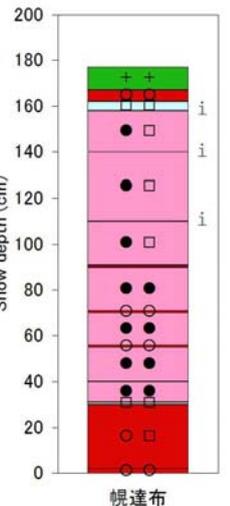
No.	60			
地点名	栗山栗丘			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	19	H1		
19	19	i		
19	28	H1		
28	31	G	H1	ざらめがにしも化
31	47	H1		
47	47	i		
47	53	G	H1	ざらめがにしも化
53	64	H1		
64	65	G		
65	74	H1		
74	80	G		クラスト、ぬれ



No.	65			
地点名	トマム580m地点			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	4	G	H1	
4	16	H1	S2	
16	37	H1	S2	H2混じる
37	48	H1	S2	
48	56	S2	H1	
56	65	S2	S2	
65	66	G	S2	
66	76	S2	S2	
76	88	S2	S1	
88	94	S1	S1	
94	96	G	S1	キンクカストに2000円
96	99	S1	H2	一部凍結に凍凍層あり



No.	62			
地点名	幌達布			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	2	G		
2	30	G	H1	
30	31	H1		
31	40	S2		
40	55	S2		
55	56	G		
56	70	S2		
70	71	G		
71	90	S2		
90	91	G		
91	110	S2	H1	
110	110	i		
110	140	S2	H1	
140	140	i		
140	158	S2	H1	
158	158	i		
158	162	H1		
162	164	G		クラスト
164	165	N		



No.	72			
地点名	緑			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	1	G	G	ざらめ
1	80	S2	S2	
80	139	S2	S2	鋭の境界不明層
139	140	G	G	
140	152	S1	S2	
152	152	i		薄い氷板
152	158	G	G	
158	161	G	G	
161	162	N	V	V: 表面霜

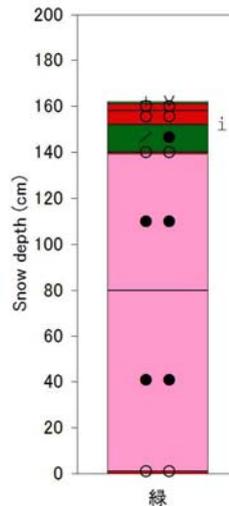
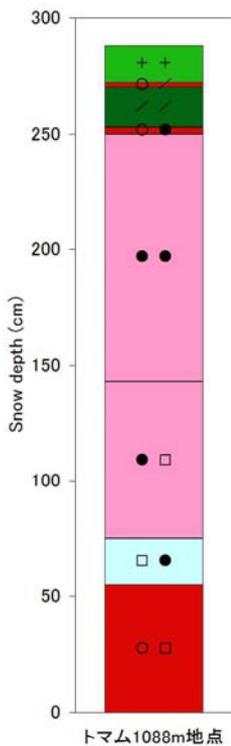
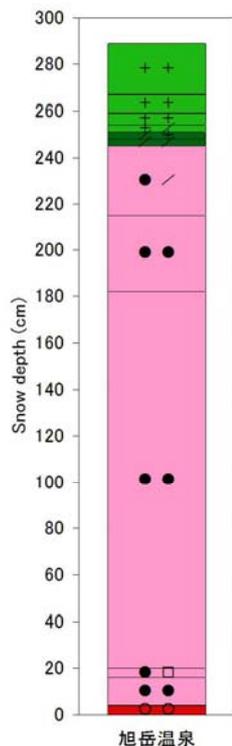


図-7 (つづき) 積雪層構造(2) No.50,53,55,57,60,62,65,72

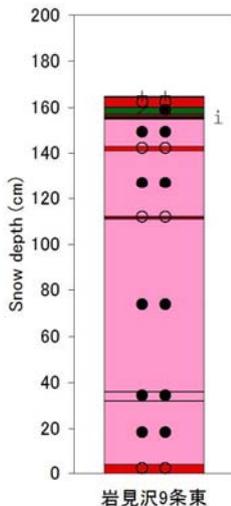
No.	64			
地点名	トマム1088m地点			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	55	G	H1	
55	75	H1	S2	
75	143	S2	H1	
143	250	S2	S2	
250	253	G	S2	クラスタスにカサシ
253	270	S1	S1	
270	272	G	S1	クラスタスにカサシ
272	288	N	N	



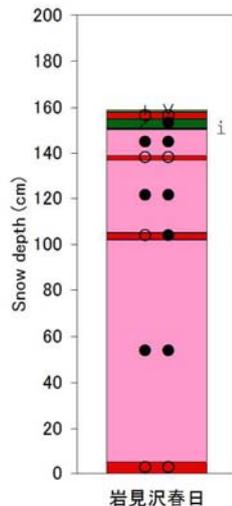
No.	84			
地点名	旭岳温泉			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	4	G	G	
4	16	S2	S2	
16	20	S2	H1	過去のしもざらめ
20	182	S2	S2	
182	215	S2	S2	182の境界不明瞭
215	245	S2	S1	
245	248	S1	S1	
248	251	S1	N	強い、3/6の影響
251	254	N	S1	
254	259	N	N	
259	267	N	N	
267	289	N	N	昨夜の新雪



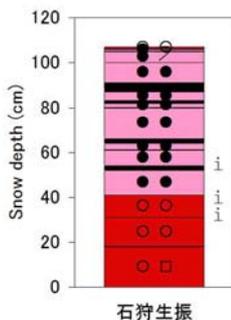
No.	73			
地点名	岩見沢9条東			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	4	G	G	
4	32	S2	S2	
32	36	S2	S2	粒径が小さい積雪層
36	111	S2	S2	
111	112	G	G	
112	141	S2	S2	
141	143	G	G	
143	155	S2	S2	
155	156	i		氷板
156	157	G	G	
157	160	S1	S2	
160	164.5	G	G	
164.5	165	N	N	



No.	75			
地点名	岩見沢春日			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	5	G	G	
5	102	S2	S2	
102	105	G	S2	
105	137	S2	S2	
137	139	G	G	
139	150.5	S2	S2	
150.5	151	i		氷板
151	155	S1	S2	
155	158	G	G	
158	159	N	V	V: 表面霜



No.	87			
地点名	石狩生振			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	18	G	H1	
18	18	i		氷板
18	31	G	G	
31	31	クラスト		
31	41	G	G	
41	41	クラスト		
41	52	S2	S2	
52	54	i		氷板
54	61	S2	S2	
61	64	S2	S2	やわらかい
64	66	i		氷板
66	80	S2	S2	
80	82	S2	S2	やわらかい
82	83	i		氷板
83	87	S2	S2	
87	88	i		氷板
88	91	i		氷板
91	100	S2	S2	
100	105	S2	S1	
105	106	S2	クラスト	クラスト混じり
106	107	G		固い



No.	94			
地点名	留萌大町			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	11	G	G	
11	15	G	H1	
15	17	i		氷板
17	36	G	G	
36	57	S2	S2	
57	57	クラスト		
57	62	G	H1	大粒
62	62	クラスト		
62	65	G	G	
65	65	クラスト		
65	68	S2	S2	
68	69	クラスト		
69	70	S2	S1	

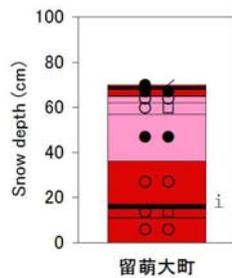
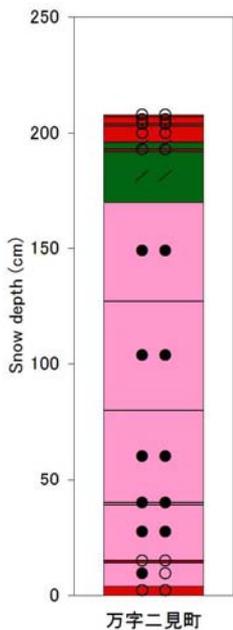
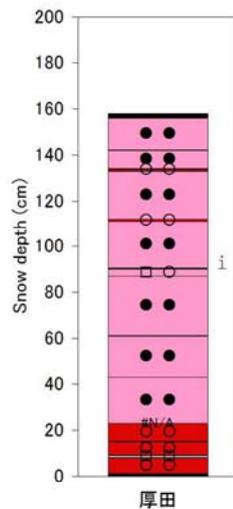


図-7 (つづき) 積雪層構造 (3) No.64,73,75,84,87,84

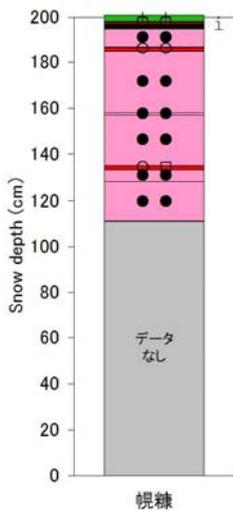
No.	76			
地点名	万字二見町			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	4	G	G	
4	14	S2	G	
14	15	G	G	
15	39	S2	S2	
39	40	S2	S2	粒径大0.5~2
40	80	S2	S2	
80	127	S2	S2	80の境界不明瞭
127	170	S2	S2	127の境界不明瞭
170	192	S1	S1	170の境界不明瞭
192	193	G	G	
193	196	S1	S1	
196	203	G	G	
203	204	G	G	203の境界不明瞭
204	207	G	G	204の境界不明瞭
207	208	G	G	



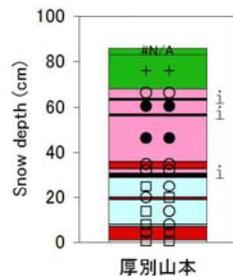
No.	90			
地点名	厚田			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	1	i		氷板
1	8	G	G	固い
8	9	H1	H1	
9	15	G	G	固い
15	23	G	G	草混じり
23	23			草
23	43	S2	S2	
43	43	クラスト		
43	61	S2	S2	
61	61	クラスト		
61	87	S2	S2	
87	87	クラスト		
87	90	H1	G	
90	90.5	i		氷板
90.5	111	S2	S2	
111	112	G	G	
112	133	S2	S2	
133	133	クラスト		
133	134	G	G	
134	142	S2	S2	
142	142	クラスト		
142	156	S2	S2	
156	158	クラスト		



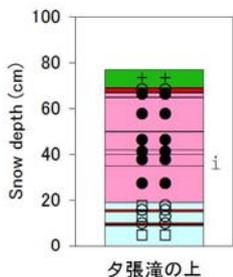
No.	96			
地点名	幌隼			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	111			0~111cmデータなし
111	128	S2	S2	固い、平層代表程度
128	133	S2	S2	
133	135	G	H1	
135	157	S2	S2	
157	158	S2	S2	やわらかい
158	185	S2	S2	
185	187	G	G	
187	195	S2	S2	
195	197	i		氷板
197	198	G	G	
198	198	クラスト		
198	201	N	N	



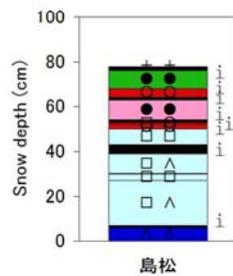
No.	99			
地点名	厚別山本			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	1	H1	H1	
1	7	G	H1	
7	8	H1	G	
8	19	H1	G	
19	20	G	H1	
20	29	H1	G	
29	29	i		氷板
29	31	クラスト		
31	33	G	G	
33	36	G	G	固い
36	36	クラスト		
36	56	S2	S2	
56	57	i		氷板
57	63	S2	S2	
63	64	i		氷板
64	68	G	G	固い
68	83	N	N	2/3夕-2/4朝降雪
83	86	N	N	あられ 3/4朝降雪



No.	104			
地点名	夕張滝の上			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	9	H1	H1	
9	10	G	G	弱い
10	10	クラスト		
10	15	H1	G	
15	16	G	G	大粒
16	19	H1	G	
19	35	S2	S2	
35	35	クラスト		
35	40	S2	S2	
40	40	i		氷板
40	42	S2	S2	
42	42	クラスト		
42	50	S2	S2	
50	50	i		氷板
50	65	S2	S2	
65	67	S2	S2	やわらかい
67	69	G	G	固い
69	69	クラスト		
69	77	N	N	



No.	101			
地点名	島松			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	6	H2	H2	
6	7	i		氷板
7	27	H1	H2	
27	30	H1	H1	
30	39	H1	H2	
39	43	i	G	氷板と氷の互層構造
43	50	H1	H1	
50	50	i		氷板
50	52	G	G	
52	52	i		氷板
52	53	H1	G	
53	54	i		氷板
54	63	S2	S2	
63	64	i		氷板
64	68	G	G	
68	68	i		氷板
68	76	S2	S2	
76	78	i		氷板
		N	N	2/3夕-3/4朝降雪



No.	192			
地点名	北見			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	16	H2	H2	
16	35	H2	G	
35	57	H1	H2	
57	62	G	H1	不連続氷板有
62	68	N	S1	内部融解
68	70	G	G	帯水層
				13:30観測

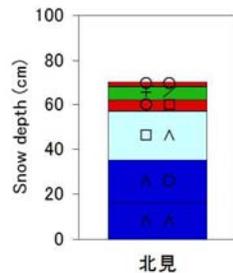
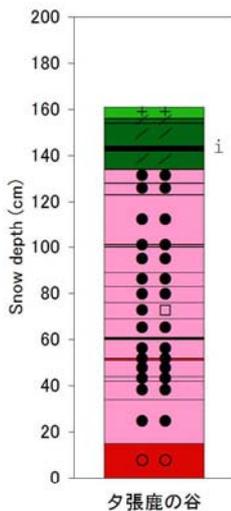
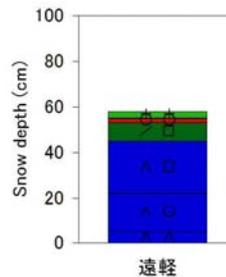


図-7 (つづき) 積雪層構造 (4) No.76,90,96,99,101,104,192

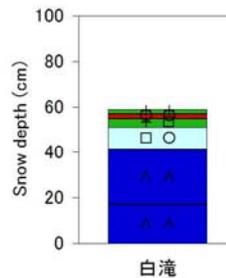
No. 106				
地点名 夕張鹿の谷				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	15	G	G	氷板
15	15	クラスト		
15	34	S2	S2	
34	34	クラスト		
34	42	S2	S2	固い
42	44	S2	S2	やわらかい
44	51	S2	S2	
51	52	S2	S2	固い
52	60	S2	S2	
60	61	クラスト		
61	69	S2	S2	固い
69	76	S2	H1	
76	83	S2	S2	
83	89	S2	S2	固い
89	89	クラスト		
89	100	S2	S2	
100	101	S2	S2	やわらかい
101	123	S2	S2	
123	128	S2	S2	やわらかい
128	134	S2	S2	
134	142	S1	S1	
142	144	i		氷板
144	154	S1	S1	
154	154	クラスト		
154	156	S1	S1	
156	156	クラスト		
156	161	N	N	



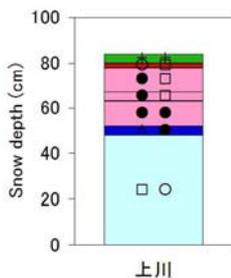
No. 193				
地点名 遠軽				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	5	H2	H2	ポロポロ
5	22	H2	G	
22	45	H2	H1	
45	53	S1	H1	
53	55	G	G	硬いクラスト
55	58	N	N	



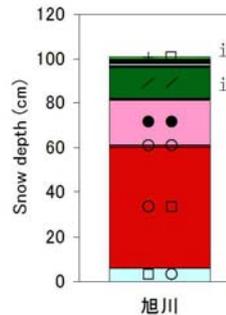
No. 194				
地点名 白滝				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	17	H2	H2	硬め
17	41	H2	H2	柔らかい
41	51	H1	G	
51	55	N	H1	
55	57	G	G	
57	59	N	N	クラスト



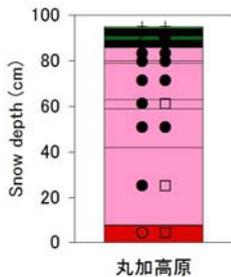
No. 195				
地点名 上川				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	48	H1	G	
48	52	H2	S2	
52	63	S2	S2	
63	67	S2	H1	若干粗い
67	78	S2	H1	
78	80	G	H1	クラスト
80	84	N	N	



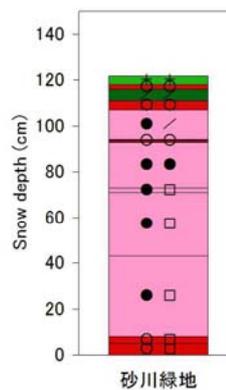
No. 196				
地点名 旭川				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	6	H1	G	
6	60	G	H1	
60	61	G	G	過去の融水層?
61	81	S2	S2	
81	82	i		不連続氷板
82	96	S1	S1	
96	97	i		
97	98	S1	H1	
98	100	クラスト		
100	101	N	H1	



No. 197				
地点名 丸加高原				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	8	G	G	粒径小
8	42	S2	H1	ちょっと角ばる
42	59	S2	S2	
59	63	S2	H1	粒径大
63	79	S2	S2	
79	80	S2	S2	粒径大
80	86	S2	S2	
86	89	i		不連続氷板
89	91	S1	S2	
91	94	クラスト		
94	95	N	N	



No. 198				
地点名 砂川緑地				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	5	G	H1	粒径小
5	8	G	H1	黒っぽい
8	43	S2	H1	
43	71	S2	H1	
71	73	S2	H1	黒っぽい、粒径大
73	93	S2	S2	
93	94	G	G	
94	107	S2	S1	
107	111	G	G	不連続氷板
111	116	S1	S1	
116	118	G	G	
118	122	N	N	



No. 199				
地点名 奈井江				
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	4	G	G	黒っぽい
4	52	S2	H1	
52	73	S2	S2	
73	75	S2	H1	少し黒っぽい
75	97	S2	S2	
97	98	G	G	
98	102	S2	S2	粒径大
102	111	S2	S2	
111	112	i		不連続氷板
112	114	S1	S1	
114	117	G	G	クラスト
117	118	N	N	

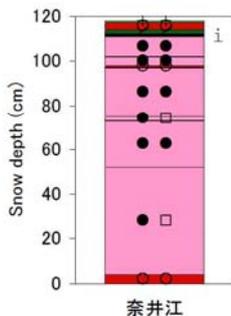
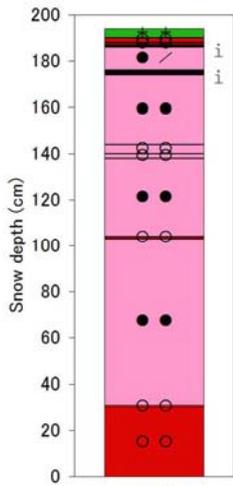


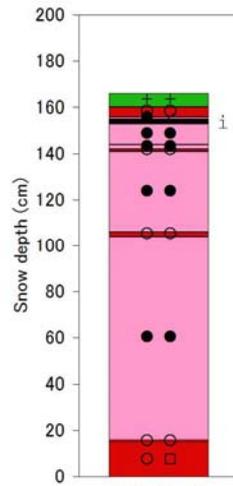
図-7 (つづき) 積雪層構造 (5) No.106,193,194,195,196,197,198,199

No.	200			
地点名	北村			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	30	G	G	小粒
30	31	G	G	大粒
31	103	S2	S2	
103	104	G	G	
104	138	S2	S2	
138	140	G	G	
140	144	G	G	クラスト
144	174	S2	S2	
174	176	i		氷板複数
176	186	S2	S1	
186	187	i		
187	188	G	G	
188	190	G	G	クラスト、黒い
190	194	N	N	



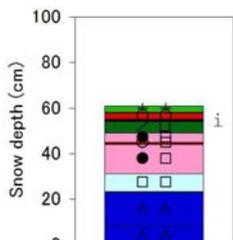
北村

No.	201			
地点名	三笠市岡山			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	15	G	H1	小粒
15	16	G	G	大粒
16	104	S2	S2	
104	106	G	G	
106	141	S2	S2	
141	142	G	G	
142	144	S2	S2	黒っぽい
144	153	S2	S2	
153	155	i		
155	156	S2	S1	
156	160	G	G	氷板複数
160	166	N	N	



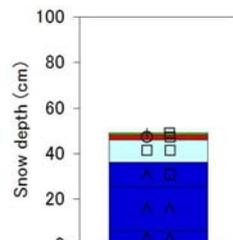
三笠市岡山

No.	202			
地点名	富良野			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	8	H2	H2	
8	23	H2	H2	
23	31	H1	H1	
31	44	S2	H1	
44	45	G	H1	
45	49	S2	H1	
49	54	S1	H1	
54	55	i		
55	58	G	G	クラスト
58	61	N	N	



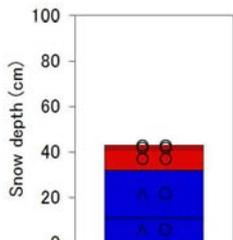
富良野

No.	206			
地点名	上士幌			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	6	H2	H2	
6	25	H2	H2	
25	36	H2	H1	
36	46	H1	H1	
46	48	G	H1	
48	49	N	H1	



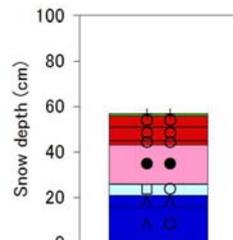
上士幌

No.	208			
地点名	本別			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	11	H2	G	
11	32	H2	G	
32	41	G	G	
41	42	G	G	帯水層
42	43	G	G	



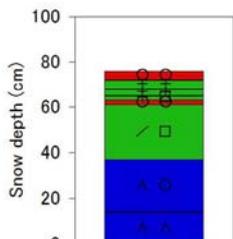
本別

No.	209			
地点名	十勝清水			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	16	H2	G	
16	21	H2	H2	
21	26	H1	G	
26	43	S2	S2	
43	45	G	G	黒っぽい
45	51	G	G	
51	56	G	G	帯水層
56	57	N	N	



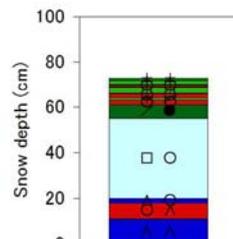
十勝清水

No.	210			
地点名	中札内			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	14	H2	H2	
14	37	H2	G	
37	61	S1	H1	
61	63	G	G	
63	65	N	H1	
65	68	N	N	雲粒なし
68	72	N	N	帯水層
72	76	G	G	帯水層



中札内

No.	211			
地点名	津別			
層位下	層位上	雪質1	雪質2	備考
0	11	H2	H2	
11	18	G	H2	
18	20	H2	G	黒っぽい
20	55	H1	G	
55	61	S1	S2	
61	63	G	G	
63	64	N	S1	
64	66	G	G	
66	69	N	N	雲粒なし
69	70	G	G	
70	72	N	N	
72	73	N	N	



津別

図-7 (つづき) 積雪層構造 (6) No.200,201,208,209,210,211

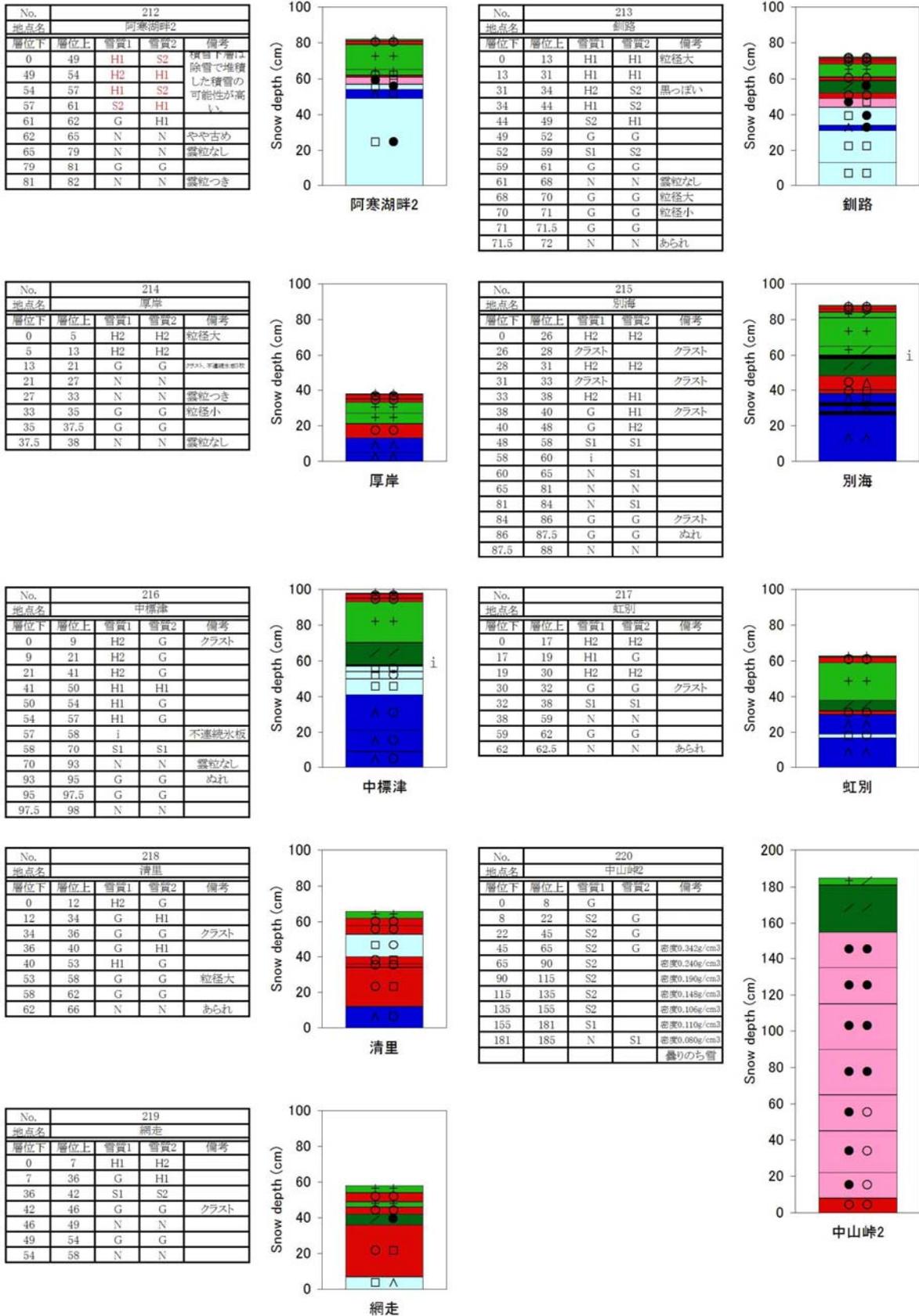


図-7 (つづき) 積雪層構造 (7) No.212,213,214,215,216,217,218,219,220

## 公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2011 年度事業報告

### 1. 支部総会の開催

日 時：2011 年 5 月 15 日（日）10:00-10:50

場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂（札幌市）

主要議題：(1) 2010 年度事業報告・収支決算  
(2) 2011 年度事業計画案・収支予算案  
(3) (社) 日本雪氷学会北海道支部規程の改正について  
(4) 北海道雪氷賞の設立について  
(5) 2011 年度支部役員について

出席者：30 名

### 2. 理事会の開催

#### 第 1 回理事会

日 時：2011 年 5 月 15 日（日）10:50-11:35

場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂（札幌市）

主要議題：(1) 理事役割分担の確認  
(2) 評議員・顧問の選出  
(3) 2011 年度の活動について

#### 第 2 回理事会

日 時：2011 年 7 月 19 日（火）14:00-17:30

場 所：北海道開発技術センター（札幌市）

主要議題：(1) 地域講演会について  
(2) 支部 HP の更新・改修について  
(3) サイエンスパーク（8/4）について  
(4) 支部予算について  
(5) 北海道雪氷賞・副賞について  
(6) 2013 年全国大会（北海道）の開催場所について

#### 第 3 回理事会

日 時：2012 年 2 月 7 日（火）10:00-14:00

場 所：北海道開発技術センター（札幌市）

主要議題：(1) 2011 年度の事業報告と決算報告  
(2) 2012 年度の事業計画と予算計画  
(3) 2012 年度の役員体制

#### 第 4 回理事会

日 時：2012 年 4 月 13 日（金）14:00-17:20

場 所：北海道開発技術センター（札幌市）

主要議題：(1) 2012 年度の総会、第一回理事会、評議員会  
(2) 2012 年度の支部表彰  
(3) 2012 年度の研究発表会  
(4) 雪氷教育等社会貢献事業（平成 24 年度サイエンスパーク）

### 3. 顧問・評議員会の開催

日 時：2011 年 5 月 15 日（日）11:35-12:15

場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂（札幌市）

主要議題：(1) 支部会員数の減少に対する対応について  
(2) 支部活動の活性化にむけて

#### 4. 研究発表会の開催

日時：2011年5月15日(日) 13:00~17:45  
2011年5月16日(月) 9:00~16:15

会場：北海道大学 学術交流会館 小講堂(札幌市)

口頭発表：39件

参加者：117名

#### 5. 北海道雪氷賞の表彰

##### ○2010年度北海道雪氷賞

- ・受賞者：金村 直俊氏(札幌総合情報センター)  
論文名：「2010年1月17日に北海道石狩中部で局地的に発生した大雪(その2)」
- ・受賞者：ヌアスムグリ・アリマス氏(北見工業大学大学院)  
論文名：「アラスカにおける凍結路面の光学特性観測」

##### ○2011年度北海道雪氷賞

- ・受賞者：小西信義氏(北海道大学大学院文学研究科)  
論文名：「豪雪過疎地域の除排雪における自助共助に関する人類学的研究」
- ・受賞者：千葉隆弘氏(北海道工業大学)  
論文名：「構造部材における着雪性状に関する研究」

#### 6. 機関誌「北海道の雪氷」30号の刊行

発行日：2011年9月26日(月)

収録論文数：39件

#### 7. 社会貢献事業

##### ・雪氷災害調査チームの活動

- ・講演会「雪崩から身を守るために」の開催  
主催：雪氷学会北海道支部、雪崩事故防止研究会  
開催時期：2011年11月15日(火)  
開催場所：北海道立道民活動センター かでる2.7(札幌市)
- ・空知地方を中心とした豪雪に関する広域積雪調査  
調査期間：平成24年2月25日(土)~3月9日(水)  
調査箇所：空知地方を中心とした全道  
調査内容：積雪深、積雪水量、積雪層構造、写真撮影など

##### ・雪氷教育等

- サイエンスパークへの参加  
主催：北海道、地方独立行政法人北海道立総合研究機構  
開催時期：2011年8月4日(木)・5日(金)  
開催場所：サッポロファクトリー ルーム会場(札幌)

#### 8. ニュースレターの刊行

No. 39：2011年度北海道支部研究発表会のお知らせ(最終)/2011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)/2011年度北海道雪氷賞(北の風花賞)の受賞者・受賞論文のお知らせ

<2011年5月6日発行>

No. 40：北海道支部地域講演会のお知らせ/「北海道の雪氷」第30号発刊のお知らせ/「雪氷教育レシビ」のホームページ掲載のお知らせ/北海道支部後援行事のご案内

<2011年11月14日発行>

No. 41：2012年度北海道支部研究発表会のお知らせ/2012年度北海道支部総会・理事会(第1回)・評議員会のお知らせ/2011年度雪氷関連学位論文調査のお願い/空知を中心とした豪雪に関する積雪調査について/2012年度北海道雪氷賞(北

の風花賞)の選考について  
<2012年3月28日発行>

9. 支部ホームページの改訂

- ・雪氷教育レシピの追加
- ・雪氷薄片写真の掲載
- ・会員向け情報の掲載

10. 北海道支部地域講演会

- 主催：日本雪氷学会北海道支部  
共催：旭川市教育委員会、北方建築総合研究所  
後援：旭川市、東海大学  
開催時期：2011年12月10日(土)  
開催場所：旭川市科学館サイパル(旭川市)  
開催内容：(1)講演会 (2)工作 (3)実験  
参加者：44名

11. サイエンスセミナーの開催

- 「ムペンバ現象(湯と水凍結逆転現象)研究の最前線—湯が水より早く凍る?!—」  
主催：日本雪氷学会北海道支部  
開催時期：2012年2月3日(金)  
開催場所：北海道大学 低温科学研究所(札幌市)  
開催内容：ムペンバ現象に関する講演会  
参加者：22名

12. 雪氷関連行事の共催・後援(研究成果普及事業)

【共催】

- ・「雪崩から身を守るために」  
主催：雪氷学会北海道支部、雪崩事故防止研究会  
開催時期：2011年11月15日(土)  
開催場所：北海道立道民活動センター かでる2.7(札幌市)

【後援】

- ・防災・日本再生シンポジウム「寒冷地の複合災害—豪雪と大地震が同時に来たら—」  
主催：国立大学法人北見工業大学、一般社団法人国立大学協会  
開催時期：2011年11月18日(金)  
開催場所：ビッツアークホテル(北見市)

・「科学探検ひろば2012」

- 主催：旭川市科学館サイパル  
開催時期：2012年1月7日(土)-8日(日)  
開催場所：旭川市科学館(旭川市)

【企画・監修】

・「氷のラボ」

- 主催：星野リゾートトマム  
開催時期：2011年12月23日(土)-2012年3月18日(日)  
開催場所：星野リゾートトマム(占冠村)

## 公益社団法人日本雪氷学会北海道支部 2012 年度事業計画(案)

### 1. 支部総会の開催

日 時：2012 年 5 月 18 日（金）10:00-10:30  
場 所：北海道大学百年記念会館 大会議室  
主要議題：(1) 2011 年度事業報告・収支決算  
(2) 2012 年度事業計画案・収支予算案  
(3) 2012 年度支部役員について

### 2. 理事会の開催

第 1 回理事会  
日 時：2012 年 5 月 18 日（金）10:30-11:30  
場 所：北海道大学百年記念会館 大会議室  
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：2012 年 5 月 18 日（金）11:30-12:00  
場 所：北海道大学百年記念会館 大会議室  
主要議題：(1) 日本雪氷学会北海道支部としての社会貢献について

### 4. 研究発表会の開催

期 日：2012 年 5 月 18 日（金）13:00~18:00  
2012 年 5 月 19 日（土）9:30~16:40  
会 場：5 月 18 日… 北海道大学百年記念会館 大会議室  
5 月 19 日… 北海道大学 学術交流会館 小講堂

### 5. 北海道雪氷賞の表彰

- ・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 31 号：2012）」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、支部表彰規定にしたがう。

### 6. 機関誌「北海道の雪氷」31 号の刊行

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

### 7. 社会貢献事業

#### 7-1 雪氷災害調査チームの活動

- ・雪氷災害発生時に随時対応する。

#### 7-2 雪氷教育等

- ・サイエンスパークへの参加（8 月）

8. ニュースレターの刊行
  - ・メーリングリストを活用して、各種行事案内や連絡事項などを会員に周知する(2~3回)。
  
9. 支部ホームページの運営
  - ・ 雪氷関連情報の提供
  - ・ 会員向け情報の掲載
  - ・ 既存ホームページ項目、およびコラムやエッセイ等の充実
  - ・ 雪氷災害調査チームの活動報告
  - ・ 支部活動成果の紹介：支部関連雪氷イベントのポスター、リーフレットなど

会員向け情報(総会や講演会、研究発表会など)を支部ホームページに掲載する毎に、メーリングリスト(hokkaido@seppyo.org)を使って会員にその旨通知するサービスを継続する。
  
10. 北海道支部地域講演会
  - 時 期：11~12月頃
  - 場 所：検討中
  - 概 要：検討中
  
11. サイエンスセミナーの開催
  - ・ 必要に応じて随時検討する
  
12. 雪氷関連行事の共催・後援(研究成果普及事業)
  - 研究成果普及事業の一環として、他分野や他組織による雪氷関連行事を共催又は後援する。

# 公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2011 年度収支報告

(2011 年 4 月 1 日～2012 年 3 月 31 日)

北海道支部(雪氷災害調査を除く)

2011年度 収支計算書(収入)		2011年度予算 (A)	2011年度 決算 (B)	差額 (B)-(A)
<b>収入</b>		<b>953,233</b>	<b>909,332</b>	<b>43,901</b>
会費収入	支部会員費	0	0	0
事業収入	雪氷災害調査寄附金→別収支へ	-	-	-
	研究発表会収入	0	0	0
	研修会講演会等収入	0	0	0
	出版収入			
	北海道支部記念誌	240,000	199,049	40,951
内部移管	支部交付金	255,000	255,000	0
資産勘定(基金)からの繰入	北海道	380,000	380,000	0
雑収入	受取利息	100	1,837	1,737
前期繰越金	現金84,314, 北洋 279,857, 本部預り-263,888, 雪氷災害調査-26,837	78,133	73,446	4,687

2011年度 収支計算書(支出)		2011年度予算 (A)	2011年度 決算 (B)	差額 (A)-(B)
<b>支出</b>		<b>950,000</b>	<b>752,676</b>	<b>197,324</b>
<b>事業費</b>	<b>事業費計</b>	<b>810,000</b>	<b>649,018</b>	<b>160,982</b>
1調査・研究	調査			
	雪氷災害調査→別収支へ	-	-	-
2研究会研修会	研究発表会	180,000	110,200	69,800
	北海道支部研究発表会			
	研修会等	200,000	162,340	37,660
	北海道支部講演会			
	普及・啓発	50,000	32,914	17,086
	褒賞	0	215,234	-215,234
3出版事業	支部等機関誌	150,000	106,730	43,270
	北海道支部機関誌			
	その他出版物	230,000	21,600	208,400
	薄片写真資料出版			
<b>管理費</b>	<b>管理費計</b>	<b>140,000</b>	<b>103,658</b>	<b>36,342</b>
	事務局費	90,000	77,062	12,938
	会議費	50,000	26,596	23,404
	支払手数料	0	0	0
	役員選挙費	0	0	0
	雑費	0	0	0

<b>収支差額</b>		<b>3,233</b>	<b>156,656</b>	<b>153,423</b>
-------------	--	--------------	----------------	----------------

雪氷災害調査

2011年度 収支計算書(収入)		2011年度予算 (A)	2011年度 決算 (B)	差額 (A)-(B)
<b>収入</b>		<b>1,121,087</b>	<b>971,087</b>	<b>-150,000</b>
寄付金収入	雪氷災害調査寄附金(ほくやく250,000, とっぴい100,000)	500,000	350,000	-150,000
資産勘定(基金)からの繰入	北海道	121,087	121,087	0
前期繰越金		500,000	500,000	0

2011年度 収支計算書(支出)		2011年度予算 (A)	2011年度 決算 (B)	差額 (A)-(B)
<b>支出</b>		<b>621,087</b>	<b>247,192</b>	<b>373,895</b>
<b>事業費</b>	<b>事業費計</b>	<b>621,087</b>	<b>247,192</b>	<b>373,895</b>
1調査・研究	調査	621,087	247,192	373,895
	雪氷災害調査			

<b>収支差額</b>		<b>500,000</b>	<b>723,895</b>	<b>223,895</b>
-------------	--	----------------	----------------	----------------

# 公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 2012 年度予算 (案)

(2012 年 4 月 1 日～2013 年 3 月 31 日)

## 北海道支部 2012年度予算案

2012年度 収支予算書		2012年度予算 (A)	2011年度予算 (B)	増減 (A)-(B)
<b>収入</b>		<b>1,304,551</b>	<b>1,574,320</b>	<b>-269,769</b>
会費収入	支部会費	0	0	0
事業収入	研究発表会収入	0	0	0
	研修会講演会等収入	0	0	0
	出版収入	180,000	240,000	-60,000
内部移管	支部交付金	244,000	255,000	-11,000
資産勘定(雪氷災害調査基金)からの繰入		<b>723,895</b>	501,087	222,808
雑収入	受取利息	0	100	-100
	寄附金(雪氷災害調査チーム)	0	500,000	-500,000
前期繰越金		<b>156,656</b>	78,133	78,523
<b>収入</b>		<b>1,303,895</b>	<b>1,571,087</b>	<b>-267,192</b>
<b>支出</b>				
<b>事業費</b>		<b>1,193,895</b>	<b>1,431,087</b>	<b>-237,192</b>
1調査・研究 調査 雪氷災害調査		723,895	621,087	102,808
2研究会研修会	研究発表会	120,000	180,000	-60,000
	研修会等	160,000	200,000	-40,000
	普及・啓発	50,000	50,000	0
	褒賞	20,000	0	20,000
3出版事業	支部等機関誌	120,000	150,000	-30,000
	その他出版物	0	230,000	-230,000
<b>管理費</b>		<b>110,000</b>	<b>140,000</b>	<b>-30,000</b>
事務局費		80,000	90,000	-10,000
会議費		30,000	50,000	-20,000
支払手数料		0	0	0
役員選挙費		0	0	0
雑費		0	0	0
<b>収支差額</b>		<b>656</b>	<b>3,233</b>	<b>-2,577</b>

### 2012年度 事業計画

### 【参考】2011年度 事業計画

支部	分類	事業分類	事業小分類	2012年度 事業名	事業名
北海道	事業	1調査・研究	調査	雪氷災害調査チームによる調査	雪氷災害調査チームによる調査
			研究		
		2研究会研修会	研究発表会	北海道支部研究発表会(札幌市)	北海道支部研究発表会の開催(札幌市)
			研修会等	地域講演会の開催 雪氷関連行事の共催・後援	講演会の開催(札幌市) 地域講演会の開催
			普及・啓発	支部ホームページの運営 社会貢献事業(雪氷教育等)の実施	支部ホームページの運営 社会貢献事業(雪氷楽会)の実施
			褒賞	北海道支部雪氷賞	
		3出版事業	支部等機関誌	機関誌「北海道の雪氷」31号の刊行 ニューズレターの刊行(2~3回)	機関誌「北海道の雪氷」30号の刊行 行
			その他出版物		薄片写真等の雪氷関連資料の作成
		管理	その他	管理事項	支部総会の開催(札幌市)、HP運営管理 理事会、評議員会など会議の開催

### 公益準備資金内訳

		北海道支部					北海道支部		
		事業内訳		計			事業内訳		計
2011 年度	取崩し額(-) 11年4月	1 調査・研究	121,087	501,087	→	取崩し後残高	1	0	0
		2 研究会研修会	200,000				2	0	
		3 出版事業	180,000				3	0	
	繰入れ額(+) 12年3月	1 調査・研究	0	0	→	繰入れ後残高	1	0	0
		2 研究会研修会	0				2	0	
		3 出版事業	0				3	0	
2012 年度	取崩し額(-) 12年4月	1 調査・研究	0	0	→	取崩し後残高	1	0	0
		2 研究会研修会	0				2	0	
		3 出版事業	0				3	0	

## 2012 年度 公益社団法人 日本雪氷学会 北海道支部 役員名簿

(2012年7月31日現在)

職名	氏名	所属
理事 (支部長)	高橋 修平	北見工業大学社会環境工学科
理事 (副支部長)	金田 安弘	一般社団法人 北海道開発技術センター
理事 (副支部長)	白岩 孝行	北海道大学低温科学研究所
理事 (庶務)	高橋 尚人	(独)土木研究所 寒地土木研究所
理事 (庶務)	永田 泰浩	一般社団法人 北海道開発技術センター
理事 (会計)	丹治 和博	一般財団法人 日本気象協会
理事 (会計)	内田 努	北海道大学大学院 工学研究院
理事 (広報)	的場 澄人	北海道大学 低温科学研究所
理事 (広報)	齊藤 佳彦	(株)雪研スノーイーターズ
理事 (広報)	千葉 隆弘	北海道工業大学 建築学科
理事 (事業)	館山 一孝	北見工業大学社会環境工学科
理事 (事業)	細川 和彦	北海道工業大学 空間創造学部 都市環境学科
理事 (事業)	久保 雅弘	北海道電力株式会社総合研究所
理事 (事業)	伊東 敏幸	北海道工業大学空間創造学部建築学科
理事 (事業)	大鐘 卓哉	小樽市総合博物館
理事 (事業)	高橋 章弘	(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
理事 (社会貢献)	山野井克己	(独)森林総合研究所北海道支所
理事 (社会貢献)	井上 聡	(独)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
理事 (本部渉外)	苫米地 司	北海道工業大学
理事 (本部渉外)	古川 義純	北海道大学低温科学研究所
監事	小林 利章	一般財団法人 日本気象協会
監事	藤井 雅晴	札幌総合情報センター株式会社
評議員	青田 昌秋	北海道立オホーツク流水科学センター
評議員	浅野 基樹	(独)土木研究所 寒地土木研究所
評議員	佐々木 徹	北海道総合政策部地域づくり支援局
評議員	油川 英明	NPO法人雪氷ネットワーク
評議員	石本 敬志	一般財団法人 日本気象協会
評議員	石井 吉之	北海道大学低温科学研究所
評議員	斎藤 有司	(株)ドーコン
評議員	渋谷 元	北海道開発局開発監理部開発調整課
評議員	赤代 恵司	一般社団法人 北海道開発技術センター
評議員	鈴木 勝美	一般財団法人 北海道道路管理技術センター
評議員	須田 力	北方圏体育・スポーツ研究会
評議員	武市 靖	北海学園大学工学部土木工学科
評議員	武田 一夫	帯広畜産大学
評議員	東海林明雄	北海道教育大学名誉教授
評議員	新宮 康弘	北海道旅客鉄道(株)工務部
評議員	高松 康廣	札幌市建設局雪対策室
評議員	矢作 裕	北海道教育大学名誉教授
評議員	田中 則和	北海道電力(株)土木部
評議員	成田 英器	NPO法人雪氷ネットワーク
評議員	森 隆志	札幌管区气象台技術部
顧問	秋田谷英次	北の生活館館長
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
顧問	佐伯 浩	北海道大学総長
顧問	前 晋爾	北海道大学名誉教授・旭川高専名誉教授
顧問	若濱 五郎	北海道大学名誉教授

理事の役割分担

分担	氏名	担当
事務局	高橋 修平	支部長
	金田 安弘	副支部長(総務)
	白岩 孝行	副支部長(総務)
	高橋 尚人	庶務
	永田 泰浩	庶務
	丹治 和博	会計
	内田 努	会計
広報	的場 澄人	HP・ML管理
	斉藤 佳彦	HP・ML管理
	千葉 隆弘	ニュースレター
事業	舘山 一孝	北海道の雪氷、支部表彰
	細川 和彦	北海道の雪氷、支部表彰
	久保 雅弘	研究発表会
	伊東 敏幸	研究発表会
	大鐘 卓哉	HPチェック
	高橋 章弘	地域講演会
社会貢献	山野井克己	雪氷災害調査チーム
	井上 聡	HP企画・充実
本部渉外	苫米地 司	本部渉外
	古川 義純	本部渉外

## 公益社団法人 日本雪氷学会北海道支部規程

### (名称)

第1条 本支部は、公益社団法人日本雪氷学会（雪氷学会と略称する）定款第3条に基づき、北海道地区に設置された支部であり、略称を「雪氷学会道支部」とする。

### (事務所)

第2条 本支部の事務所は、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に置く。

### (規定の策定)

第3条 本支部は本規程第4条の事業を行うために、雪氷学会細則第43条に基づき、雪氷学会道支部の運営に必要な規程を定める。

- 2 この規程に定めのない事項については、雪氷学会定款及び細則の定めるところによる。

### (事業)

第4条 本支部は、雪氷学会定款第4条の目的を達成するため、主に北海道内において下記の事業を行う。

1. 雪氷及び寒冷に関する調査・研究
2. 雪氷および寒冷に関する研究会、講演会、展示会等の開催
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業

### (会員)

第5条 本支部の会員は、北海道に在住する雪氷学会の会員とする。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6条 本支部につきの役員を置く。

支部理事 20名以内  
支部監事 2名

### (役員を選出)

第7条 支部の理事・監事は、支部総会において、支部会員の中から選任する。

- 2 支部推薦の本部理事は、本部理事の任期中、支部理事を兼務する。

### (支部長の選出)

第8条 支部長は、支部理事の互選とする。

- 2 支部長は必要に応じて理事の中から副支部長を委嘱することができる。

(理事の職務)

- 第9条 支部長は、本支部を代表し、会務を総理する。
- 2 支部長に事故あるとき、または欠けたとき、副支部長またはあらかじめ支部長が指名した理事が、支部長の職を代行する。
  - 3 支部理事は、支部理事会を組織し重要事項を議決する。
  - 4 支部理事は、支部長を補佐するとともに、支部会務の執行にあたる。

(監事の職務)

- 第10条 支部監事は、支部の財産の状況、理事の業務執行の状況を監査する。

(理事会)

- 第11条 支部理事会は、支部理事で構成され、重要事項を議決する。
- 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 文書審議理事会の開催方法等は雪氷学会細則第27条に定めるところによる。
  - 4 支部理事会は支部長が招集し、議長は支部長とする。
  - 5 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よって議決に参加した者は出席者とみなす。
  - 6 議事録は本規程の第16条に定めるところによる。

(役員任期)

- 第12条 役員任期は2年とする。会務の継続性など特に必要な場合は、任期を延長することができ、延長期間は1年単位で2年間までとする。その他は雪氷学会定款第16条の定めるところによる。

(顧問、評議員)

- 第13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委嘱する。
  - 3 顧問および評議員は、本支部の発展に寄与するため、支部長の諮問に応じて意見を具申する他、随時建設的提案や提言を行うことができる。
  - 4 評議員の任期は2年とし、再任を妨げない。

(総会)

- 第14条 本支部は、毎年1回、通常総会を開くほか、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、下記の事項の承認を受けなければならない。
    1. 支部役員
    2. 事業計画および収支予算
    3. 事業報告および収支決算
    4. 財産目録および貸借対照表
    5. 重要なる財産の処分
    6. 支部規程の変更

7. その他支部理事会において必要と認めた事項
- 4 議事録は本規程の第16条に定めるところによる。

(資産および会計)

第15条 本支部の財産は次のとおりとし、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。

(議事録)

第16条 支部総会及び支部理事会の議事録は議長が作成し、支部事務所に備えておかななくてはならない。

- 2 支部会員はこれら議事録を支部事務所に於いて随時閲覧することができる。
- 3 理事会の議事録は支部理事全員に通知する。

付則

本規約は昭和34年5月18日より施行する。

本規約は昭和53年6月8日に改正する。

本規約は平成6年6月15日に改正する。

本規約は平成17年4月20日に改正する。

本規約は平成20年7月14日に改正する。

本規約は平成21年5月21日に規程に変更する。

本規程は平成21年5月21日に改正する。

本規程は平成23年5月15日に改正する。

# 北海道の雪氷 No.31

ISSN-1340-7368

2012年9月28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