

ISSN-1340-7368

(社)日本雪氷学会北海道支部機関誌

北海道の雪氷

第30号



2011年9月

発行 (社) 日本雪氷学会北海道支部

目次

巻頭言	1
2011 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文	5
(社)日本雪氷学会北海道支部 2010 年度事業報告	151
(社)日本雪氷学会北海道支部 2011 年度事業計画(案)	154
(社)日本雪氷学会北海道支部 2010 年度収支報告及び 2011 年度収支予算(案)	156
(社)日本雪氷学会北海道支部 2011 年役員名簿	158
(社)日本雪氷学会北海道支部規程	160

表紙

画 : 斎藤新一郎

題字 : 福沢卓也

(表紙解説)

大雪山・緑岳の雪形^{ゆきがた}

社団法人北海道開発技術センター

斎藤新一郎

昨年の6月20日、十勝三股森づくり21の現地作業が、暑くて、乾いて、熱中症の恐れあり、ということで、昼で解散になった。三国トンネルを抜けると、前方に、真っ白な白雲岳が見えた。そして、大雪湖に近づくと、白雲岳が隠れて、緑岳の真白な壁面が現われた。停車し、ほれぼれと眺めたら、陽刻(青地部分)の、2羽の鳥の雪形を見つけた。



巻 頭 言

裾野が広い雪氷学

副支部長 金田 安弘 (社団法人北海道開発技術センター)

浅学菲才を顧みずに言うと、雪氷学の特徴の1つは多種多様なところにあると思っています。雪の科学と言っても、雪結晶、積雪、吹雪、雪崩、融雪と様々なアプローチがあります。氷の科学も然り。分子レベルの氷結晶から凍土、凍上、グローバルな氷河、氷床、さらには宇宙の氷まで、その対象にはきわめて幅広いものがあります。

人間との関わりが深いのも雪氷学の特筆事項かもしれません。スケート、スノーボード、スキー、カーリングなど、ウィンタースポーツのほとんど全てが雪氷に関係します。競技で勝つためにも、またゲレンデやスケートリンク作りにも雪氷の専門知識が欠かせません。生活との関わりが大きいことから、災害科学としての位置づけにも大きなものがあります。豪雪災害や過疎地域での除排雪、冬期道路でのスリップ事故や視程障害による衝突事故、歩行者転倒事故、雪崩災害など、雪害は雪国に住む者の宿命でしょう。

一方で、貯蔵した雪の冷熱による野菜貯蔵や冷房利用、水資源や冬の観光資源としての利用など、利雪面からの調査研究も古くから行われています。最近では、雪氷楽会など、雪氷を教育素材として扱った活動も非常に活発です。昔から、美しい雪や氷の造形などは芸術素材としても一級品で、雪氷を随筆や俳句、造形写真の対象としている雪氷研究者が多くいます。こうやって書き連ねてみると、雪氷学は裾野が広いと言うか、対象が幅広いとあらためて思います。

さて、2011年度の雪氷学会北海道支部の活動では、2つの新しい試みを行いました。1つは北海道雪氷賞、愛称北の風花(かざはな)賞の新設です。この賞は昨年度の支部研究発表会の論文に対して表彰するものですが、金村直俊氏とヌアスムグリ・アリマス氏が栄えある第1回目の受賞者となりました。もう1つが休日を含む2日間にわたる支部研究発表会の開催です。屋根雪、冬の運動、雪氷教育、着雪、吹雪、吹きだまり、防雪林、路面センサー、除雪、雪害、氷河、南極氷床、雪崩、人工雪、流氷、永久凍土など、多彩なテーマの発表がありました。理学、工学分野だけではなく、これまでなかった文系の方からの発表があったのはうれしい出来事でした。テーマは除雪の人類学的研究や積雪期の人力搬送による救助など、理系にはない視点です。ぜひ、これからも多くの文系の方に雪氷学に関わっていただければと思います。

従来の1日開催を拡大して2日間にするのはもちろん期待がありましたが、果たして想定どおり発表申し込みも増えるのか、運営がうまくいくのか不安があったのも事実です。終わってみると、これまでを大きく超える39件の発表がありました。これはもちろん過去最高です。裾野が広い雪氷学を十分に味わえる研究発表会になったと思っていますが、いかがでしたでしょうか。

自分の専門分野の発表を聞くのはもちろん興味深いものがありますが、ふだん聞くことのできない異なる分野の研究発表を聞けるのも、研究発表会の醍醐味だと思います。オーソドックスな雪氷研究のほか、冬の生活、教育、雪害など、人間臭さとオムニバスの幅広さが雪氷学にはあります。言い方を変えると、街角の科学から純サイエンスまで、懐の深さが雪氷学にはあるように思います。支部活動の最大イベントとしての支部研究発表会はもちろんのこと、雪氷学会道支部の活動、そして雪氷学がこれからはますます裾野を広げて、盛んになることを期待したいと思います。

2011 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:2011年5月15~16日

開催場所:北海道大学 学術交流会館 小講堂

1. 屋根材の滑雪性能に対応した勾配屋根における暴露試験の滑落雪状況 5
伊東敏幸(北海道工業大学), 苫米地司(北海道工業大学)
2. 積雪地域の木造住宅における外張り断熱耐力壁の耐震補強効果に関する研究 9
渡部大地, 千葉隆弘, 苫米地司(北海道工業大学),
植松武是(北海道立総合研究機構北方建築総合研究所)
3. 塗装鋼板葺き勾配屋根の雪荷重評価に関する研究 13
上井優, 千葉隆弘, 苫米地司(北海道工業大学), 高橋徹(千葉大学)
4. 子どもの雪上サッカーの有酸素トレーニング効果 17
須田力(北方圏体育・スポーツ研究会), 石本敬志(日本気象協会北海道支社),
中村佳子(NPO 法人公園ねっとわーく), 長浜光弘(清田南サッカースポーツ少年団),
西恒孝(清田南サッカースポーツ少年団), 水野眞佐夫(北海道大学)
5. 雪氷学習の可能性をさぐる(1) 21
平松和彦(福山市立大学), 高橋修平(北見工業大学)
6. 電線サンプルによる着雪観測 23
藤井敬太郎(北海道電力株)
7. 材料と人口着氷状態 27
菅原宣義 (北見工業大学)
8. 構造部材における着雪性状に関する研究 31
千葉隆弘, 苫米地司(北海道工業大学)
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)
9. 建築物の配置と吹きだまり性状に関する実験的研究 35
畠山真直, 千葉隆弘, 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)
10. 道路防雪林の下枝の喪失に関する一考察 39
-防雪林を構成する木々の下枝の枯れ上がりとその対策について(その2)-
阿部正明, 檜澤 肇, 斎藤新一郎(社団法人北海道開発技術センター)
11. 切り土法面における林縁樹の湿り雪による倒伏とその対策について 43
斎藤新一郎(社団法人北海道開発技術センター)
12. 光学式路面凍結検知システムの開発(3) 47
NUERASIMUGULI ALIMASI(北見工業大学大学院), 高橋修平(北見工業大学),
榎本浩之(国立極地研究所), 茂村 歩(北見工業大学工学部)

13. 冬期路面管理における防滑材の定着性向上に関する研究	51
切石亮, 大日向昭彦, 徳永ロベルト, 高橋尚人, 中村隆一((独)土木研究所寒地土木研究所)	
14. 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	55
小西信義(北海道大学大学院文学研究科)	
15. 積雪期の救助活動における人力搬送方法と作業強度	59
上西良樹(北海道大学大学院教育学院), 須田力(北方圏体育・スポーツ研究会), 中村佳子(NPO 法人公園ネットワーク), 愛甲哲也(北海道大学農学研究科), 水野眞佐夫(北海道大学大学院教育学研究院), 中住斉(札幌市危機管理対策室)	
16. 2010/2011 冬期における北海道の降積雪と人身雪害	63
堤拓哉, 阿部佑平, 高橋章弘((地独)北海道立総合研究機構北方建築総合研究所)	
17. ポロシリ亜氷期とトッタベツ亜氷期の認定に関する新事実	67
澤柿教伸(北海道大学地球環境科学研究科), 松岡直子(元北海道大学大学院), 平川一臣(北海道大学地球環境科学研究科)	
18. スイスアルプス・ローヌ氷河の底面堆積物分布	69
西村大輔, 津滝俊(北海道大学低温科学研究所・環境科学院), 杉山慎(北海道大学低温科学研究所)	
19. 棚氷の縮小による南極氷床の流動変化	73
佐藤建(北海道大学大学院環境科学院), Ralf Greve(北海道大学低温科学研究所)	
20. ALOS/PRISM データの解析によるラングホブデ氷河表面高度測定	75
福田武博, 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)	
21. 氷瀑の形成に関する観測	79
東海林明雄(湖沼雪氷研究所)	
22. インターネットによる吹雪視界情報提供の有効性について	83
川中敏朗, 松澤勝, 中村浩, 金子学, 武知洋太((独)土木研究所寒地土木研究所)	
23. 道路における吹雪災害の発生要因と構造	87
竹内政夫(NPO 雪氷ネットワーク)	
24. 道路吹雪対策マニュアルの改訂について	91
渡邊崇史((独)土木研究所寒地土木研究所), 伊東靖彦((独)つくば中央研究所雪崩・地すべりセンター), 松澤勝, 金子学((独)土木研究所寒地土木研究所)	
25. 降雪を考慮した全層吹雪量の推定手法に関する研究	95
松澤勝((独)土木研究所寒地土木研究所)	
26. 2011 年 1 月にニセコアンヌプリで発生した雪崩の調査報告	99
荒川逸人(野外科学), 兒玉裕二(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), 佐々木大輔, 奈良亘(ノマド), 雪氷学会北海道支部災害調査チーム	

27. 有限要素法による斜面雪圧解析	103
吾田洋一, 松澤勝, 松下拓樹((独)土木研究所寒地土木研究所)	
28. 雪崩発生危険度予測システム検証のための稚内市東浦での積雪観測結果について	107
小松麻美(日本気象協会北海道支社), 西村浩一(名古屋大学大学院環境学研究科), 丹治和博, 松岡直基, 石本敬志(日本気象協会北海道支社)	
29. 巻きだれ雪の形成と消滅-危険な巻きだれの見分け方	111
竹内政夫, 成田英器(NPO 雪氷ネットワーク), 佐々木勝男(北海道工業大学)	
30. 雪上車牽引橇の加速度データ解析 -南極沿岸 S16~ドームふじまでの観測-	115
日下稜(北見工業大学大学院), 高橋修平, 亀田貴雄, 富山和也, 松居由記, 川村彰(北見工業大学), 本山秀明(国立極地研究所)	
31. 地中探査レーダー(GPR)による知床峠の積雪観測(2011年)	119
若林剛(北見工業大学大学院), 高橋修平(北見工業大学)	
32. 雪質変質モデル SNOWPACK を用いた地球温暖化による雪質変化推定の試み -地球温暖化適応策検討の基礎データとして-	123
中村一樹, 佐藤友徳, 山中康裕(北海道大学大学院地球環境科学研究院), 西村浩一(名古屋大学大学院環境学研究科)	
33. -40℃~-55℃での人工雪結晶生成実験とその特徴	127
柿崎佑希, 中拂匠(北見工業大学大学院), 原田康浩, 亀田貴雄(北見工業大学), 村井昭夫(北見工業大学大学院, 金沢市立内川中学校)	
34. 低温域で生成される放射状針状結晶の特徴	131
柿崎佑希, 中拂匠(北見工業大学大学院), 原田康浩, 亀田貴雄(北見工業大学), 村井昭夫(北見工業大学大学院, 金沢市立内川中学校)	
35. 焦点系列画像を用いた3次元広がりをもつ放射状の針状雪結晶の特徴解析	135
原田康浩(北見工業大学), 斎藤裕太, 中拂匠, 柿崎佑希(北見工業大学大学院)	
36. 知床半島海岸部における流氷分布とオオワシ, オジロワシ越冬個体数の関係	139
松本経, 舘山一孝, 高橋修平(北見工業大学), 榎本浩之(国立極地研究所)	
37. 北海道北見地区における地表面の冷却過程-凍結および融解の検出-	143
中村文彬(北見工業大学大学院), 榎本浩之(国立極地研究所), 高橋修平, 舘山一孝, 中村 大(北見工業大学)	
38. 大雪山系における永久凍土観測-2005~2010年-	147
岩花剛(北海道大学地球環境科学研究院), 澤田結基(福山大学), 片村文崇(特殊高所技術), 石川 守, 曾根敏雄(北海道大学)	

屋根材の滑雪性能に対応した勾配屋根における暴露試験の滑落雪状況

伊東敏幸（北海道工業大学），苫米地司（北海道工業大学）

1. はじめに

屋根雪を自然滑落させるには，屋根葺材の滑雪性能に適した屋根葺工法や屋根勾配を設定することが望ましい．しかし，その設計手法は適切に確立されていないことから，計画的に滑落雪させる屋根の勾配設定手法を確立する必要がある．本研究では，過去 6 年間行ってきた滑落雪屋根の屋外暴露試験の結果を分析し，滑落雪の発生状況および滑落雪に及ぼす温度履歴などの影響を明らかにする．

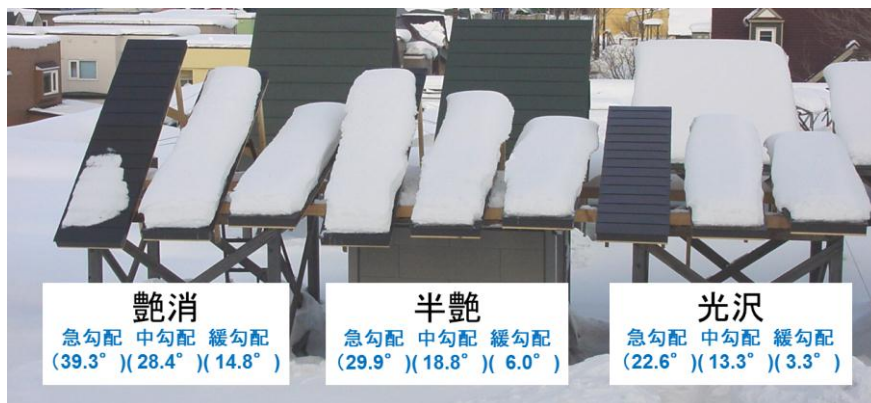
2. 研究の方法

本研究は，北海道工業大学 3 号館屋上に設置した屋外暴露試験体における滑落雪データを用いる．2004 年度～2009 年度の滑落雪状況のデータ整理を行い，積雪期間における温度履歴と滑落雪発生との関係を明らかにし，滑落雪の発生に関わる要因を分析する．また，滑落雪時における屋根条件，外気温，積雪深および積雪経過時間などの相互関係を検討し，滑落雪の発生を確率的に評価する．

滑落雪屋根の屋外暴露試験体は写真－1 に示すように，表面粗度の異なる 3 種類の屋根葺材（塗装鋼板）とし，各々の滑雪性能に基づいた 3 通りの屋根勾配（急勾配，中勾配および緩勾配）で暴露している¹⁾．なお，葺工法は滑落しやすいコハゼ葺きとした．分析に用いた気象データ（外気温と積雪深）は，手稲山口アメダスデータの気温と降水量 1mm を積雪深 1cm に換算した積雪深とし．なお，積雪深 5cm 未満での消雪は融雪を大きく伴う滑落雪による場合が多いので，本分析の滑落雪現象から除外した．

3. 結果および考察

図－1 に 2004～2009 年度における 6 年間の滑落雪回数を示す．艶消の滑落回数は少なく，半艶と光沢は近似する結果となった．艶消は勾配が急なため積雪し難いことや日射で融雪し易いため回数が少なくなる．半艶と光沢においては急勾配と中勾配の回数が同程度であり，緩勾配の回数が 15 回程少ない状況にある．よって，半艶と光沢においては屋根材料の滑雪性能に対応した滑落雪が発生したものと判断できる．



写真－1 暴露した屋根試験体の状態

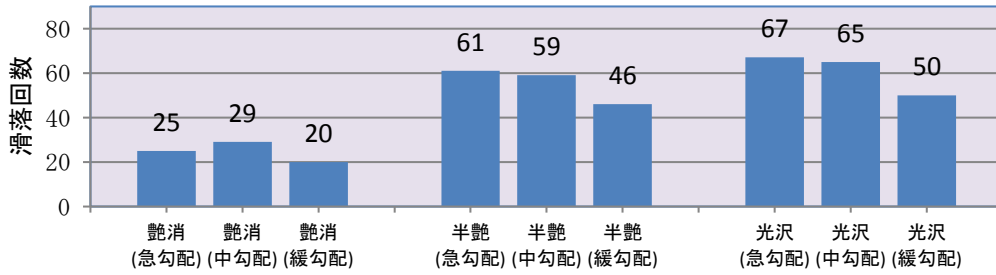


図-1 暴露屋根の滑落雪回数 (6冬期)

図-2に半艶と光沢における滑落雪時の外気温と積雪深の関係を示す。何れの屋根葺材においても、急勾配と中勾配は同様の分布となり、0℃未満での滑落が多く、その積雪深も小さいのに対し、緩勾配になるとプラス温度での滑落雪が多く、その積雪深も大きくなる。滑落雪回数の少ない緩勾配においては、屋根雪下層の融雪や凍着の影響を受けることから、滑落時の気温が高くなる場合が多いと考えられる。図-3は積雪深と積雪経過時間の関係を示した図である。何れの勾配においても積雪深が15cm程度以下での滑落雪が多く、両者の関係は積雪深が大きくなると経過時間が長くなる傾向にあり、その傾向は急勾配および中勾配よりも緩勾配において顕著となる。

このように、半艶と光沢においては、外気温が滑落雪発生に大きく影響しているこ

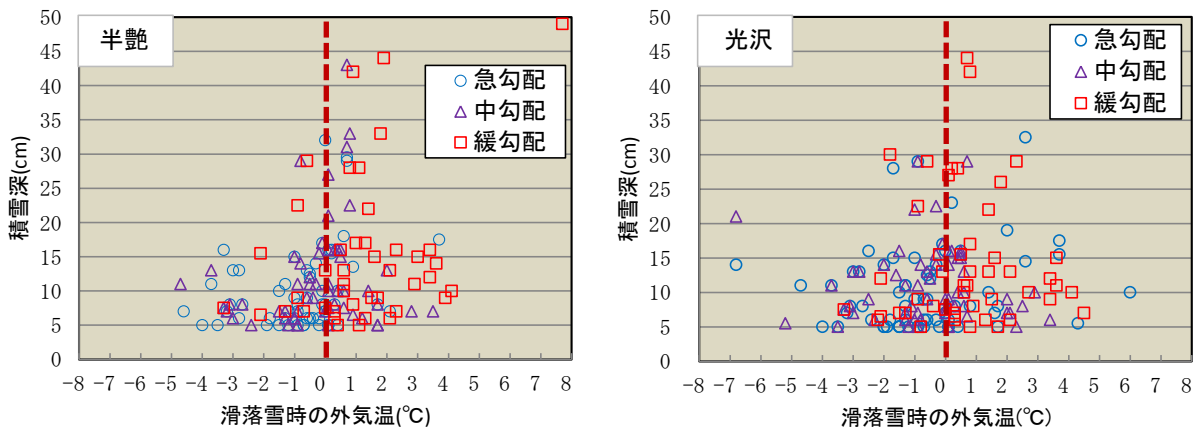


図-2 滑落雪時の外気温と積雪深の関係

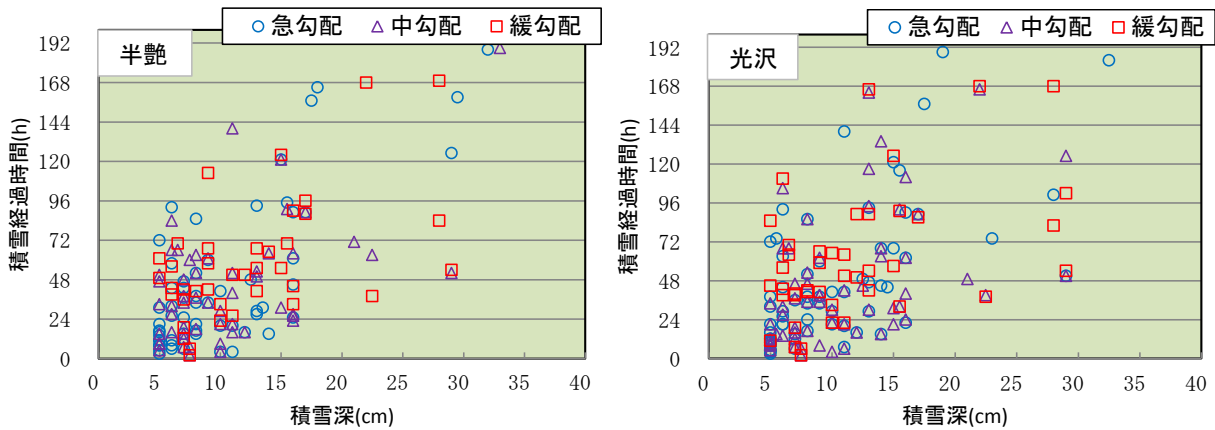


図-3 滑落雪時の積雪深と積雪経過時間の関係

とから、滑落雪の外気温ヒストグラムにて温度分布をみると図-4となる。急勾配と中勾配では+1℃未満での滑落雪が支配的であり、それ以上での滑落は殆どないのに対し、緩勾配では+1℃を頂点とする正規分布に近似する温度分布となる。急勾配と中勾配では屋根葺材の滑雪性能が適切に機能し、屋根面と屋根雪の凍着も少ないので外気温が+1℃に達すれば滑落雪するためと考えられる。一方、緩勾配では滑落時のプラス温度が広範囲になることから、自然滑落雪を計画することは不適切と言える。

外気温と累積滑落雪割合の関係を見ると、図-5のように、急勾配と中勾配では+1℃未満で90%滑落するのに対し、緩勾配は50%程度に留まり、+3℃未満でなければ90%滑落に達しない。

図-6は半艶と光沢における積雪経過時間と累積滑落割合の関係である。屋根上への積雪開始後48時間以内で滑落する割合は、急勾配と中勾配では60~70%になるが、緩勾配では30%に留まる。積雪開始後72時間以内で滑落する割合は、急勾配と中勾配では80%程度、緩勾配では50%となる。図-7は積雪深と累積滑落割合の関係を+1℃未満と+1℃以上に分別して示したものである。+1℃未満での滑落雪は、勾配に関わらず積雪深15cm以下が90%を占めるのに対し、+1℃以上の滑落雪では勾配に関わらず15cm以下は60%に留まる。これは積雪経過時間が短い場合は+1℃未満で滑落することが多いのに対し、積雪経過時間が長くなると積雪下面の雪質が変化し、+1℃以上にならなければ滑落しないことが多くなるためである。

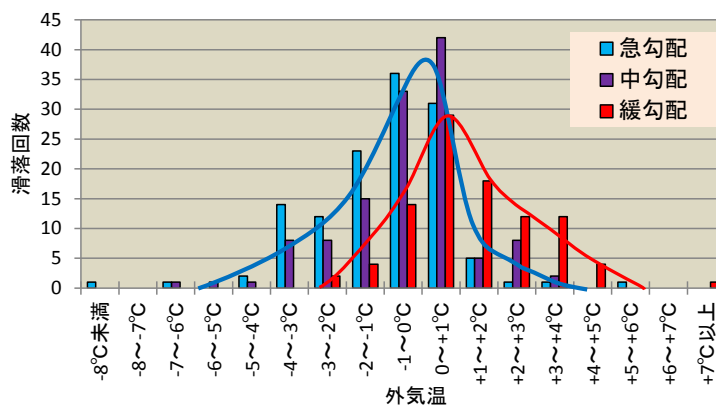


図-4 滑落雪の外気温ヒストグラム

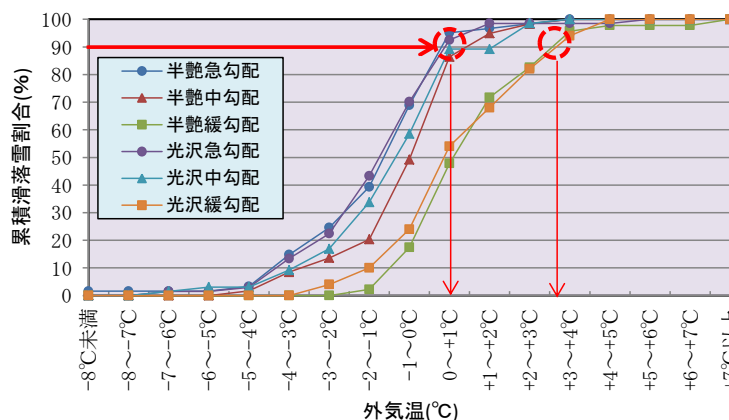


図-5 外気温と累積滑落雪割合の関係

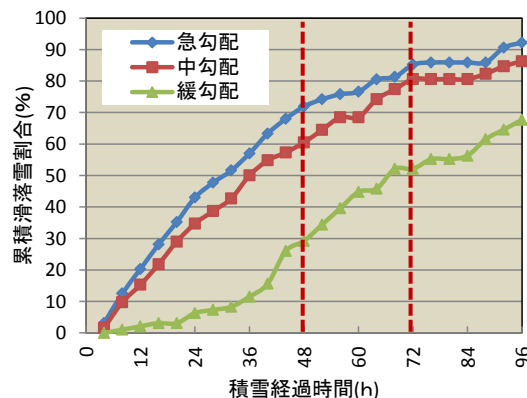


図-6 滑落雪時の積雪経過時間特性

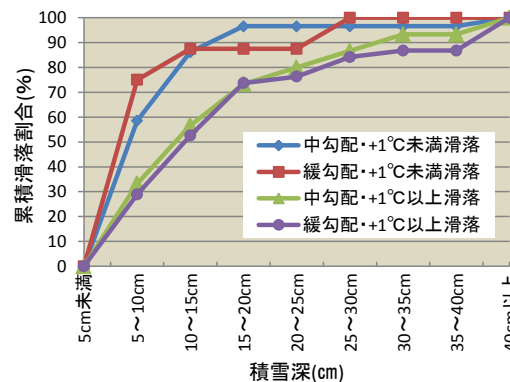


図-7 滑落雪時の積雪深特性

4. まとめ

屋根葺材の滑雪性能に対応した屋根勾配における暴露試験を札幌にて行い、屋根雪の滑落雪状況を分析した。その結果、半艶と光沢では同様の滑落状況となり、それら材料においてはしまり雪との摩擦係数範囲の中央値に対応した勾配（中勾配）であれば、外気温が+1℃未満で90%の確率で滑落雪することが判った。さらに、その場合、積雪深は15cm以下、積雪経過時間は96時間以内となる。なお、その勾配よりも小さな勾配における滑落雪は、外気温が高く、積雪深が大きく、積雪経過時間も長くなる傾向にある。これらのことから、積雪地域において自然滑落雪の勾配屋根を計画するには、使用する材料性能に併せてその地域の外気温に対応した設計が必要である。

【参考文献】

- 1) 伊東敏幸ほか，2006.3：滑落雪屋根の勾配設定法，北海道工業大学研究紀要，第34号，1-6
- 2) 伊東敏幸，苫米地司，2007.7：自然滑落雪屋根における勾配設定の手法，日本建築学会北海道支部研究報告集，No.80，29-32
- 3) 伊東敏幸，苫米地司，2007.9：屋根雪の滑落に関わる外気温の変化特性，第24回日本雪工学会大会論文報告集，87-89

積雪地域の木造住宅における

外張り断熱耐力壁の耐震補強効果に関する研究

渡部大地, 千葉隆弘, 苫米地司 (北海道工業大学),
植松武是 (北海道立総合研究機構北方建築総合研究所)

1. はじめに

木造住宅の断熱性能の確保・向上を図る手段の一つに、外壁の外側へ断熱材を施工する外張り断熱工法（付加断熱を含む）がある。図1に示すように、発泡系断熱材を、通気（縦）胴縁を介して外張り断熱用の高耐力ファスナーで躯体へ留め付ける工法である。筆者らは、発泡系断熱材が構造用面材の面外変形を拘束し、釘の引き抜けや頭抜けを防ぐことにより、壁体の構造耐力が格段に向上することを実験的に明らかにした¹⁾。

本研究では、このような耐力発現機構に基づき構造耐力の向上を図る外張り断熱壁（付加断熱を含む）を「外張り断熱耐力壁」と呼ぶこととし、同壁構法を耐震改修時に適用した際の住宅の耐震性能へ及ぼす影響を定量的に把握することを目的に、築16年～築54年の在来軸組工法の既存住宅を対象として耐震診断を行った。

2. 診断の対象とした住宅の仕様

耐震診断の対象とした住宅における耐力壁の仕様を図2に示す。対象とした住宅は27棟であり、建設地は、北海道、東北、京都などである。築年数は16年～54年であり、不明な住宅が3棟あった。設計用積雪深は建設地の行政指導値に従い設定した。屋根葺材をみると、90%の住宅において鉄板葺が用いられており、本州における一部の住宅は瓦葺屋根であった。改修前の仕様においては、筋かいには、2つ割り、3つ割り、15mm程度のものが使用されており、筋かいの無い住宅も存在した。柱頭・柱脚の接合部は、金物の取り付けが義務化された2000年以前に全ての住宅が建築されており、その仕様は、かすがい+釘留め程度であった。外壁の仕上げは、85%の住宅において、ラスモルタルもしくはサイディングが用いられており、しっくいやALC板のケースもあった。外壁下地は、シーリングボード、木ずり、杉板張りが多く用いられており、外壁下地の無い住宅もあった。内壁は、石膏ボードが中心であった。これらの住宅では、耐震改修が行われており、改修後の仕様をみると、筋かいには、90%の住宅で2つ割り、3つ割りのものが使用されており、筋かいの無い住宅が10%存在した。柱脚・柱頭の接合部は、建設省告示1460号に適合した金物が用いられていた。外壁の仕上げは、80%の住宅においてサイディングが多く用いられており、ガルバリウム鋼板やモルタル塗り壁のケースもあった。外壁下地は構造用合板9mmやOSB9mmを用いている住宅が85%を占めており、木ずりやラスモルタルを用いている住宅もあった。内壁は、石膏ボードが中心であった。

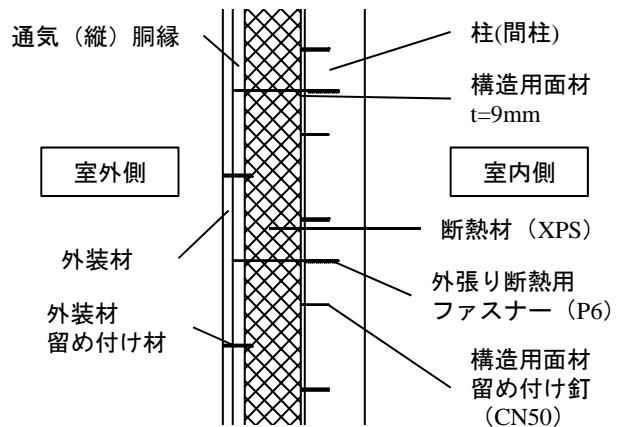


図1 外張り断熱工法の概要

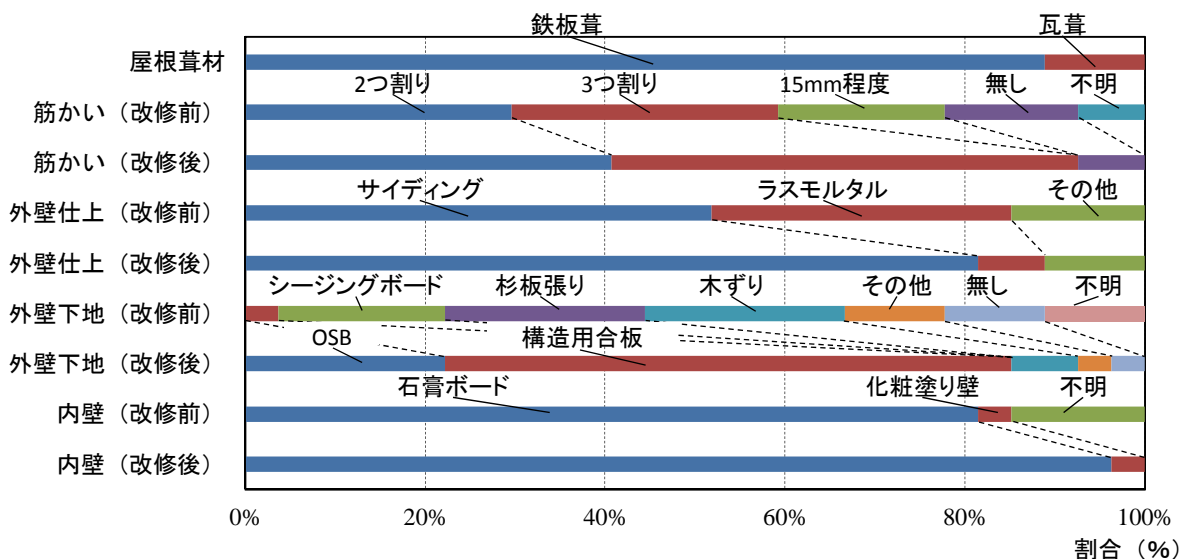


図2 耐震診断を行った住宅の仕様

3. 診断方法

本研究では、改修前、改修後および外張り断熱耐力壁で改修した場合を対象に、耐震診断を行った。診断の種類は一般診断²⁾とし、必要耐力の算定は、床面積当たりの必要耐力表から求めた。外張り断熱耐力壁については、既往の実験¹⁾から得られた壁強さ倍率の平均値 9.52kN/m を用い、各階における外周部の耐力壁（開口部以外）に適用させた。木造住宅における耐力壁は、柱頭・柱脚の接合部の仕様で発揮される構造性能に違いが生じる。このため、一般診断では、表1に示す接合部の仕様に応じて評点に変化する。本研究では、外張り断熱耐力壁で改修した場合に、表に示すそれぞれの接合部を想定した診断を行い、接合部の仕様と評点との関係を検討した。なお、改修前後における接合部の仕様においても表1に従った。耐震診断の評点は、各階におけるX、Y方向の最小値を対象とした。

4. 耐震診断結果

築年数と改修前の評点との関係を図3に、築年数と改修後の評点との関係を図4に示す。図のように、改修前では築20~30年の住宅でばらつきがあるものの、築年数の増加に伴い概ね評点が増加する関係がみられる。また、築年数にかかわらず評点1.0を上回る住宅はなく、評点0.7を下回った住宅は全体の84%を占める。これは、本研究で対象とした全ての住宅が、金物取り付けが義務化される以前に建築されたため、柱頭・柱脚部が低強度となり、評点が小さく評価されたためである。改修後をみる

表1 接合部仕様別の金物

仕様	使用している金物
仕様I	建設省告示1460号に適合する仕様
仕様II	羽子板ボルト、山形プレートVP、かど金物CP-L、込み柱
仕様IV	ほぞ差し、釘打ち、かすがい等

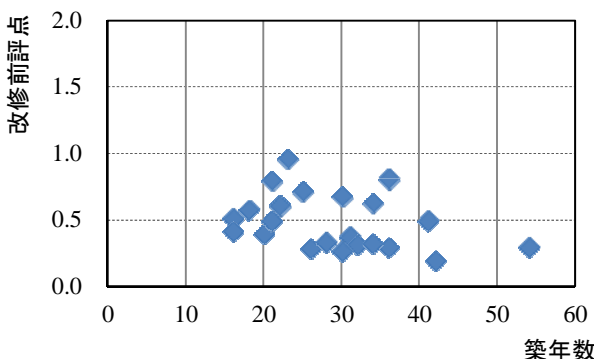


図3 築年数と改修前の耐震診断評点との関係

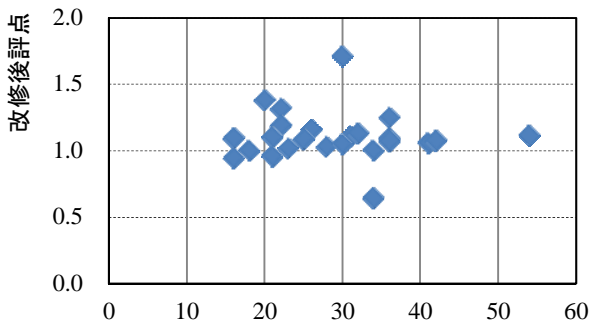


図4 築年数と改修後の耐震診断評点との関係

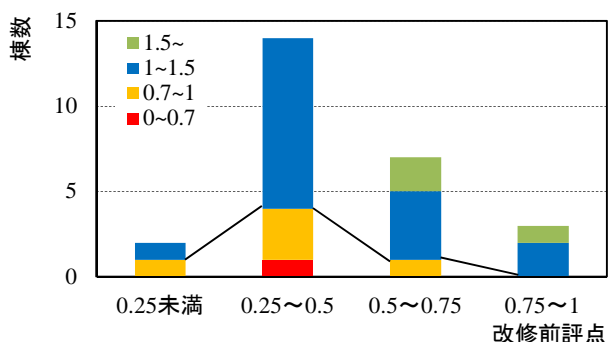
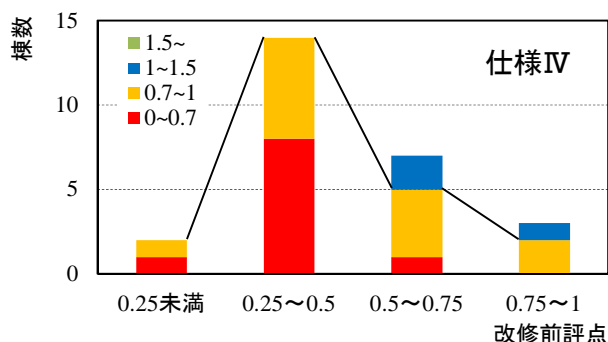


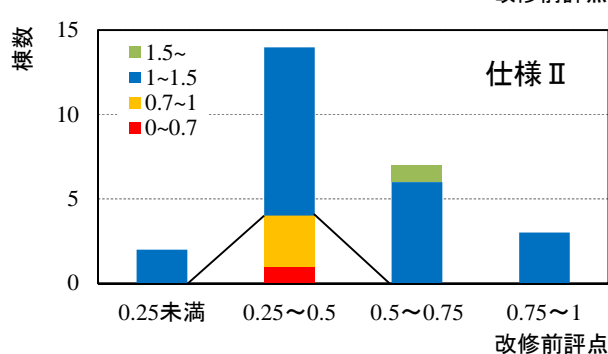
図5 改修前評点と改修後評点との関係

と、築年数にかかわらず概ね評点 1.1 前後であり、築年数の増加による評点の変化は見られなかった。評点 1.5 を上回る住宅は 1 棟であり、評点 1.0 を下回った住宅は全体の 18% を占めている。

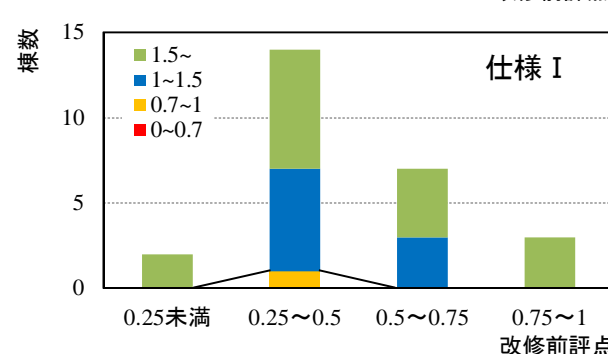
次に、改修前の評点別に示した改修後の評点を図 5 に示す。図のように、改修後の評点をみると 1.0 以上の住宅が 85% を占めているものの、改修前の評点が 0.25~0.5 の場合に 1.0 未満となるケースがあり、改修しても評点 0.7 未満になるケースも存在した。次に、改修前の評点別に示した各接合部における外張り断熱耐力壁を適用した場合の評点を図 6 に示す。接合部仕様Ⅳの場合をみると、外張り断熱耐力壁を適用した場合においても評点 1.0 を上回る住宅は 3 棟ほどであり、大半の住宅で評点 1.0 未満となる。改修前の評点が 0.5 以下の場合では、外張り断熱耐力壁を適用しても約半数が評点 0.7 を下回っており、耐震補強の効果がみられない状況である。これに対し、接合部仕様Ⅱの場合をみると、改修前の評点が 0.75 以下の場合においても、外張り断熱耐力壁を適用すると評点が 1.0 を上回る住宅が増加し、改修前の評点が 0.25 以下の場合においても評点 1.0 以上になるケースも確認できる。接合部仕様Ⅰにおいては、評点 1.0 を上回る住宅が全体の 97% を占め、評点 1.5 以上に達する住宅も増加している。



仕様Ⅳ



仕様Ⅱ



仕様Ⅰ

図6 改修前評点と外張り断熱評点との関係

改修後の評点と各接合部における外張り断熱耐力壁を適用した場合の評点の関係を図 7 に示す。接合部仕様Ⅳの場合をみると、89% の住宅において外張り断熱耐力壁を適用した場合の評点が、改修後の評点を下回っており、現況の耐震改修に比べ耐震補強の効果が得られないことがわかる。これに対し、接合部仕様Ⅱの場合をみると、改修後の評点とほぼ同等の評点となっており、現況の耐震改修とほぼ同等の耐震補強の効果が得られることがわかる。接合部仕様Ⅰの場合では、全住宅で改修後の評点を上回っていることから、現況の耐震改修より高い耐震補強の効果が得られることがわかる。

積雪深と外張り断熱耐力壁の各接合部仕様において耐震診断評点が 1.0 を超える棟数との関係を図 8 に示す。接合部仕様Ⅳの場合を見ると、積雪がない場合においては 12 棟の住宅で評点 1.0 を上回っているものの、積雪深が 1.25m を超えるとすべての住宅において評点 1 未満となっ

ている。接合部仕様Ⅱの場合を見ると、積雪がない場合においては、22棟の住宅で評点1.0を上回っており、積雪深が2mの場合でも、10棟の住宅で評点1.0を上回っている。接合部仕様Ⅰの場合を見ると、積雪がない場合には26棟の住宅で評点1を上回っており、積雪深が、2mの場合においても、20棟の住宅において評点1を上回っている。これらのことから、接合部仕様Ⅳの場合には、設計用積雪深以下の場合においても、雪荷重に応じた耐震性の確保が困難であるが、接合部仕様Ⅱの金物を設けることにより、雪荷重に応じた耐震性能を確保できることがわかる。接合部仕様Ⅰの金物を設けた場合には、設計用積雪深以上の雪荷重においても、耐震性能を確保できることがわかる。

このような結果をみると、外張り断熱耐力壁で改修した場合においても、耐震診断の評点は、柱頭・柱脚の接合部の仕様に大きく依存し、耐力壁の改修に加えて金物による補強を行い、耐力壁が有している構造性能を発揮させる必要がある。接合部は、仕様Ⅰとすることが望ましいものの、羽子板ボルト、山形プレート、コーナプレート等の仕様Ⅱにおいても評点1.0を上回る住宅が多いことが明らかとなった。

5. まとめ

本研究では、外張り断熱耐力壁による住宅の耐震補強効果を定量的に把握することを目的に、築16年~築54年の在来軸組構法の既存住宅を対象として耐震診断を行った。その結果、本研究で対象とした既存木造住宅では、築20~30年の住宅においてばらつきがあるものの、年数の増加に伴い改修前の評点が減少する傾向を示した。外張り断熱耐力壁により断熱・耐震改修を行った場合は、耐震診断の評点が接合部の仕様に大きく依存するため、仕様Ⅰとすることが望ましいものの、羽子板ボルト、山形プレート、コーナプレート等の仕様Ⅱによる接合部の補強を行うことで耐震性能を確保できることが明らかとなった。

【参考文献】

- 1) 植松武是, 平川秀樹, 千葉隆弘, 他6名: 高耐力ファスナーによる外張断熱構法の面材耐力壁の構造耐力へ及ぼす影響, 日本建築学会学北海道支部研究報告集(82), pp.173-176, 2009.7
- 2) 財団法人日本建築防災協会編: 木造住宅の耐震診断と補強方法, 2004.8

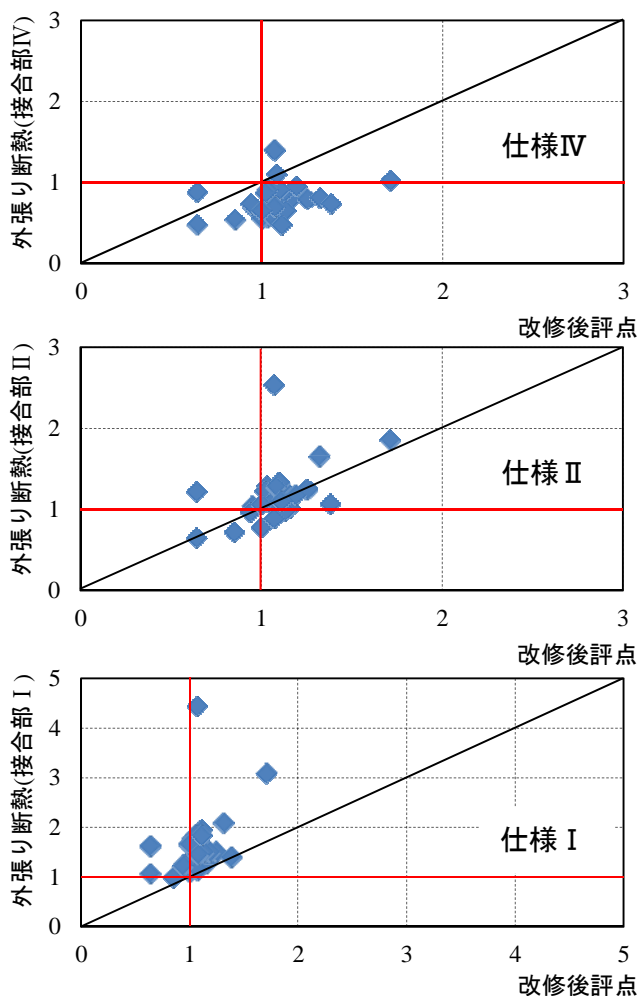


図7 改修後評点と外張り断熱評点との関係

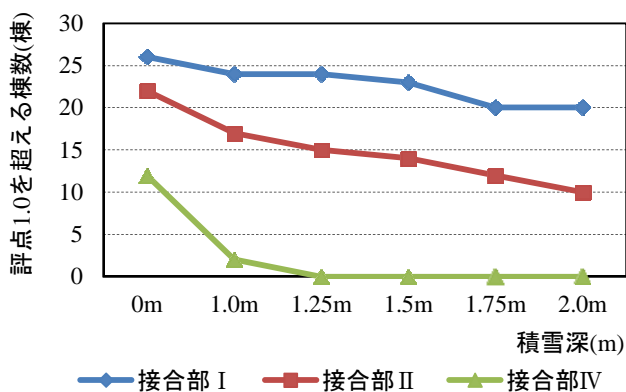


図8 積雪深と評点1を超える棟数との関係

塗装鋼板葺き勾配屋根の雪荷重評価に関する研究

上井 優 千葉 隆弘 苫米地 司 北海道工業大学
高橋 徹 千葉大学

1. はじめに

日本建築学会荷重指針・同解説¹⁾ (以下、荷重指針という.) によると、勾配屋根で発生する降雪を考慮した雪荷重は、屋根雪と屋根葺材との摩擦特性を考慮して円滑な滑落を促す屋根勾配・形状を確保し、屋根面へ熱エネルギーを供給するなど、積極的に滑落させる場合において、制御雪荷重により評価することが可能となっている。しかし、塗装鋼板葺き勾配屋根では、勾配にもよるが、滑落を阻害する障害物が無ければ自然滑落が発生する場合が多く、このような自然滑落を対象とした場合の雪荷重評価は、確立されていないのが現状である。荷重指針によると、屋根雪の滑落は、重量による駆動力と屋根葺材との界面生じる諸抵抗力との釣り合いを考慮する必要があるといわれている。これらの抵抗力のうち、凍着抵抗力が最も大きく、重力による駆動力よりも大きくなる一方で、屋根面が0℃付近になると作用しないことが明らかとなっている。高倉らは²⁾、こうした凍着抵抗力の特性を考慮し、日最高気温をパラメータとして気象データから各地域における屋根雪の堆積日数を算定し、その日数間に発生する雪荷重の極値を用いて荷重評価を行うことを提案している。しかし、屋根勾配と屋根雪の堆積日数との関係は示されていない。

このような背景から本研究では、塗装鋼板葺き勾配屋根で発生する自然滑落を考慮した雪荷重評価の確立を目的に、屋根勾配と屋根雪の堆積日数および降雪するまでの増分積雪深について気象データを用いて検討した。

2. 研究方法

2.1 屋根雪の堆積日数の算定方法

既往の研究では³⁾、屋外に設置したモデル勾配屋根を対象とした降雪観測の結果を用い、滑落時の温度条件を分析している。屋根雪の移動と停止を繰り返す緩勾配屋根の滑落挙動を考慮した場合の雪荷重評価では、滑落までの積算暖度を滑落時の温度条件として用いる有効性を明らかにしている。表1に示すように、50%、75%、および95%の確率で滑落が発生する積算暖度を2/10~5/10勾配の範囲で示している。本研究では、確率95%の積算暖度を滑落条件とし、気温データを用いて各地点における屋根雪の堆積日数を推定した。

表-1 屋根勾配と滑落までの積算暖度

屋根勾配	積算暖度(°C・h)		
	滑落確率50%	滑落確率75%	滑落確率95%
2/10	42	120	570
3/10	26	92	397
4/10	15	45	264
5/10	8	32	252

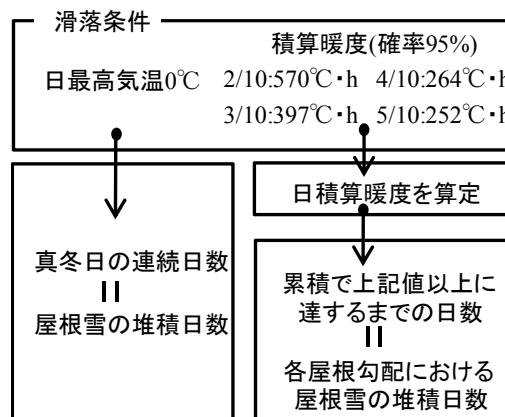


図-1 積算暖度の算定方法

本研究では、2種類の方法で屋根雪の堆積日数を推定した。図1に示すように、先ず、高倉ら²⁾の方法に従い、日最高気温0°C以上になると滑落が発生することを想定した。この場合、真冬日の連続日数が屋根雪の堆積日数となる。この考え方に従い、気温データを用いて各年における屋根雪の堆積日数の最大値を算定した。次に、既往の研究³⁾で提示している積算暖度を滑落条件とし、屋根雪の堆積日数を推定した。具体的には、毎時の気温データを用いて日積算暖度を算定し、累積して滑落条件の積算暖度以上に達するまでの日数を屋根雪の堆積日数として算定した。また、前述と同様に、各年における屋根雪の堆積日数の最大値を気温データから算定した。これらの算定には気象庁のAMeDAS（全国約800地点）のデータを用いた。

2.2 年最大n日増分積雪深の算定方法

荷重指針によると、制御積雪荷重は、年最大7日増分積雪深を用いて評価できるとしている。塗装鋼板葺き勾配屋根では、屋根雪が7日以上堆積するケースが多いと考えられる。本研究では、1日～150日までの年最大n日増分積雪深を算定し、様々な屋根雪の堆積日数に対応できるように検討した。全国約300地点の積雪深データを収集し、年最大n日増分積雪深の100年再現期待値を算定した。なお、1回目の増分積雪深算定で年最大積雪深が含まれていた場合は、年最大積雪深の値を算定値とした。なお、再現期待値の算定方法は、荷重指針¹⁾に従った。

3. 研究結果

3.1 屋根雪の堆積日数の算定結果

図2に、積算暖度に基づいて算定した屋根雪の堆積日数の特徴を把握することを目的として、勾配2/10における屋根雪の堆積日数と勾配2/10の堆積日数に対する各勾配で得られた堆積日数の比率との関係を示す。図中の堆積日数は、過去の最大値とした。図のように、勾配の増加に伴い、屋根雪の堆積日数が短くなる傾向を示し、堆積日数の増加に伴い勾配の差異が小さくなる。日最高気温に基づいて算定した屋根雪の堆積日数と積算暖度から算定した屋根雪の堆積日数との関係を図3に示す。堆積日数は、前述と同様に、過去の最大値とし、図のように、いずれの勾配においても日最高気温から算定した堆積日数に比べて積算暖度から算定した堆積日数が長くなる傾向を示し、その傾向は堆積日数が短いほど顕著となる。一方、堆積日数が長いほど両者の差異は小さくなる傾向を示す。結果をみると、北海道や東北地方北部の低い気温が連日継続する地域では、日最高気温を用いて屋根雪の堆積日数を推定することが可能と考えられるが、北陸地方のような比較的温暖な地域で日

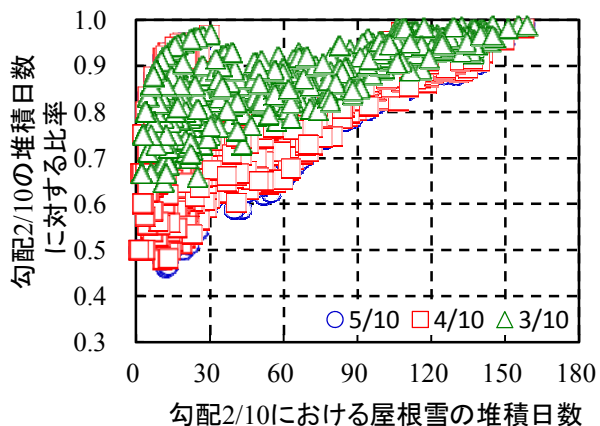


図-2 積算暖度から算定した屋根雪の堆積日数積日数

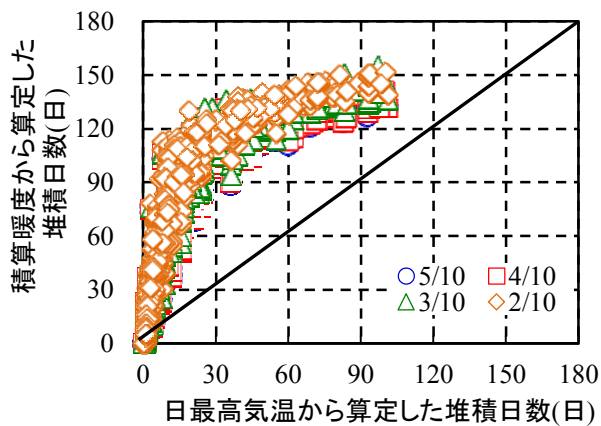


図-3 積算暖度から算定した堆積日数と日最高気温から算定した堆積日数との関係

最高気温を用いて屋根雪の堆積日数を推定する場合、過小評価する可能性がある。

3.2 年最大n日増分積雪深の算定結果

以上に示すように、自然滑落を考慮した雪荷重評価を行う場合は、様々な屋根雪の堆積日数に対応する必要がある。本研究では、気象庁AMeDASの積雪深データを用いて年最大n日増分積雪深の100年再現期待値 SD_n を算定し、これらの値を年最大積雪深の100年再現期待値 SD_{max} で除した SD_n/SD_{max} を整理した。ここで、日数と SD_n/SD_{max} との関係を見ると、日数の経過に伴い SD_n/SD_{max} が増加する関係を示す地点や、寡雪地域で根雪日数が短い地点では、日数に関係なく SD_n/SD_{max} が一定となる場合が考えられる。本研究では、図4に示すように、日数と SD_n/SD_{max} との関係に直線回帰式を当てはめ、得られた傾きの違いで地点を分類することとした。分類した日数と SD_n/SD_{max} との関係を図5に示す。分類Iのように、根雪日数が長いと考えられる地域では、日数の増加に伴い SD_n/SD_{max} が増加する関係を示すものの、根雪日数が短いと考えられる分類IVの地域では、年最大1日増分積雪深が年最大積雪深となる可能性があり、その場合は SD_n/SD_{max} が日数に関係なく一定となることがわかる。以上の結果に示すように、根雪日数が長く年最大積雪深が大きいほど自然滑落を考慮した雪荷重評価を行う重要性が高くなることわかる。

次に、日数と SD_n/SD_{max} との関係を分類した結果を全国地図にプロットすると図6となる。図のように、分類Iをみると、北海道では日本海沿岸地域に分布し、東北地方では山間部に分布している。これらの地域は、積雪深が多いとともに根雪日数が長い地域で、さらに、日数の経過に伴い積雪深が比例的に増加するような推移を示す地域でもある。分類IIをみると、北海道では道東地方に分布し、東北

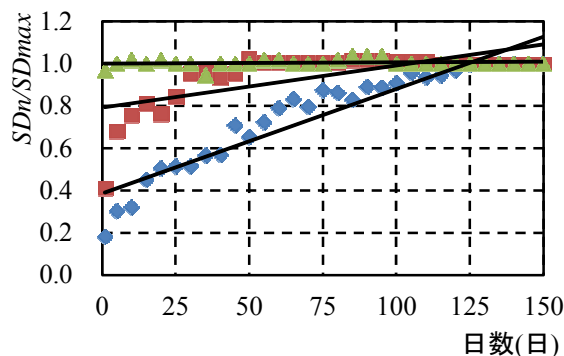


図-4 日数と SD_n/SD_{max} との関係の分類方法

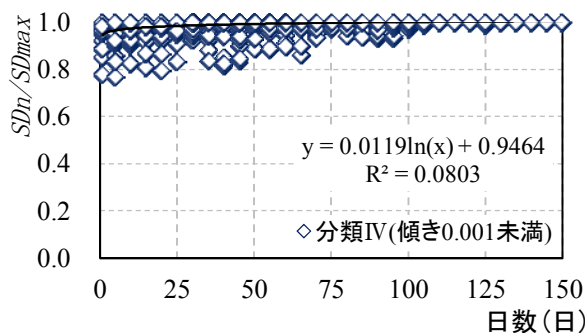
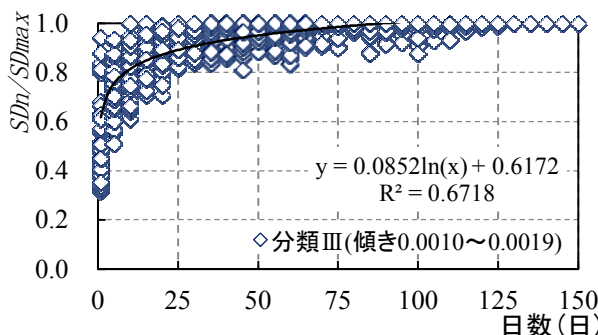
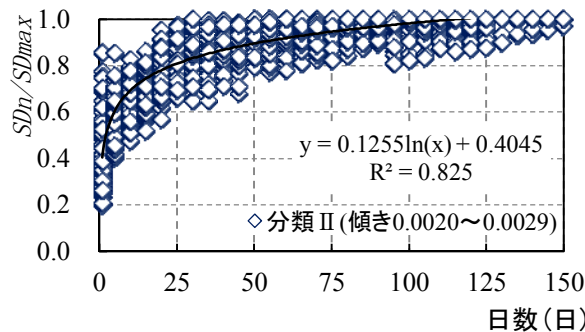
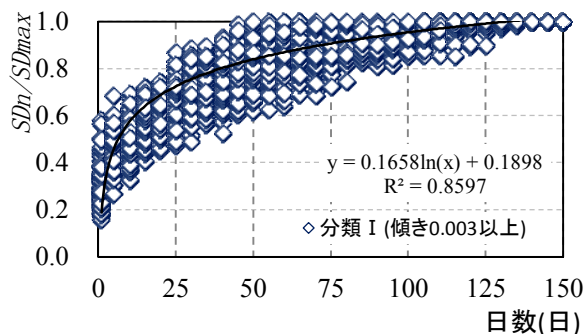


図-5 日数と SD_n/SD_{max} との関係

地方では山間部の一部に分布するとともに、北陸地方で多く分布している。これらの地域は、短期的に積雪深が急増する地域である。これらに対し、分類Ⅳをみると、北海道では該当する地点がみられず、東北地方では太平洋沿岸地域に分布し、中国地方の日本海沿岸部にも分布している。これらの地域は、積雪深が小さいとともに、根雪日数が短い地域で、年最大 n 日増分積雪深と年最大積雪深が同程度になっていると考えられる。以上の結果をみると、年最大 n 日増分積雪深を用いて雪荷重の評価を行う場合は、積雪深の大きさ、雪の降り方、および根雪日数に応じた値を採用する必要性が明らかとなった。

4. まとめ

本研究では、全国の気象データを用い、各地域の塗装鋼板葺き勾配屋根における屋根雪の堆積日数や、年最大 n 日増分積雪深の算定を行った。その結果、北海道や東北北部の低い気温が連日継続するような地域では、日最高気温を用いて屋根雪の堆積日数を推定することが可能と考えられるものの、北陸地方のような比較的温暖な地域で日最高気温を用いて屋根雪の堆積日数を推定する場合は、過小評価する可能性があることがわかった。また、年最大 n 日増分積雪深を算定し、その地域特性を検討した。その結果、積雪深の大きさ、雪の降り方、および根雪日数に応じた値を採用する必要性が明らかとなった。

【参考文献】

- 1) 日本建築学会編：建築物荷重指針・同解説(2004)，第5章雪荷重，pp, 271-275, 2004, 9
- 2) 高倉政寛，千葉隆弘，伊藤敏幸，苫米地司：制御積雪荷重を用いる勾配屋根における制御日数について，日本建築学会構造系論文集，№528, pp53-57, 2000, 2
- 3) 千葉隆弘，苫米地司，伊東敏幸，高橋徹：塗装鋼板葺き勾配屋根における屋根雪の滑落確率に関する研究，日本建築学会北海道支部研究報告集，No, 83

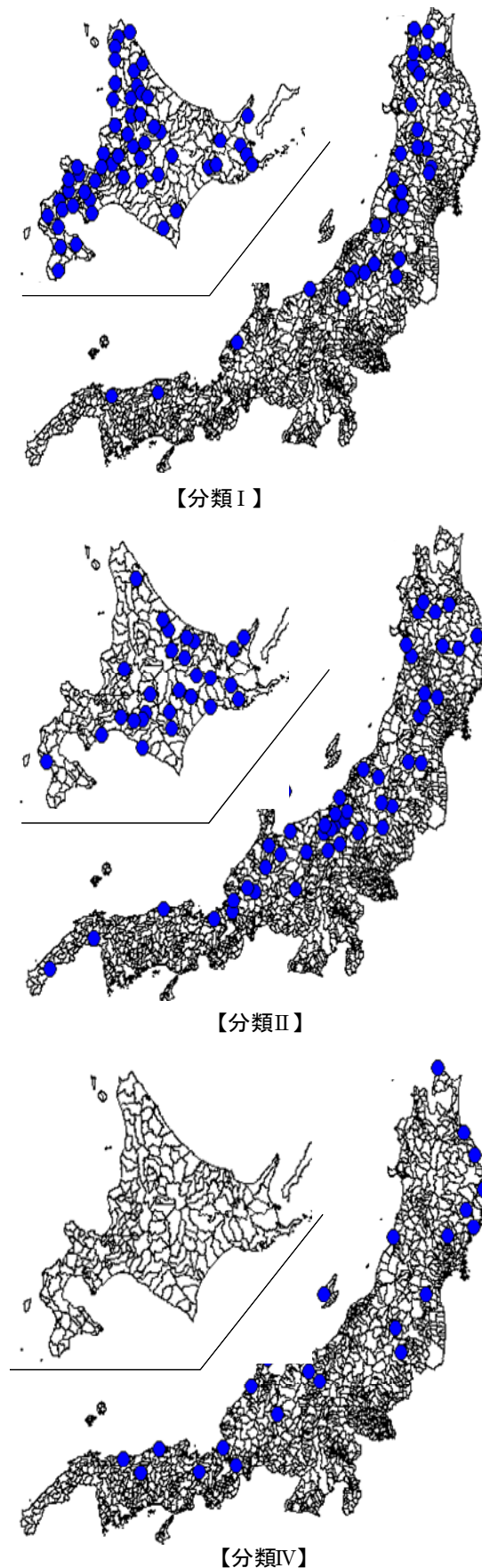


図-6 各分類の全国分布

子どもの雪上サッカーの有酸素トレーニング効果

須田力（北方圏体育・スポーツ研究会），石本敬志（日本気象協会北海道支社），
中村佳子（NPO 法人公園ねっとわーく），長浜光弘（清田南サッカースポーツ少年団），
西恒孝（清田南サッカースポーツ少年団），水野眞佐夫（北海道大学）

1. 研究の背景と目的

北海道の子どもは肥満傾向の割合が多く，体力テストの結果は全国最下位に近い。子どもの低体力，とりわけ持久力の不足は，生活習慣病の発症リスクを早期に抱えていることでもあり憂慮すべき問題である。この原因として北海道においては冬季の身体活動量の不足¹⁾があげられている。北海道は一人当たり都市公園面積が全国一恵まれているにもかかわらず冬季の公園やグラウンドはほとんど利用されていない。雪中サッカーや雪上ゲームなどの身体活動は，寒冷適応能を養い，持久力，バランス能力を高める身体発達効果が期待される。にもかかわらず，積雪地における冬季の雪上活動の運動効果を検討する研究²⁾は，ごくわずかである。そこで，雪上サッカーの有酸素運動としての強度を測定することにより，冬季の雪上活動の呼吸循環機能の発達効果を評価しようとして試みた。

2. 実験の方法

札幌市清田地区のサッカー少年団に所属する小学校5年生の男子5名を研究協力者として，2011年2月下旬，雪上サッカーの運動強度を，酸素摂取量，心拍数，主観的作業強度により測定した。被験者の身体的特性を，表1に示した。

サッカーは激しい身体接触を伴うため，携帯用装置を装着して酸素摂取量は測定できない。そこで，あらかじめ各被験者について雪上グラウンド走を実施し（写真1），雪上の歩行・ランニングの心拍数と酸素摂取量を測定した。すなわち，各段階約4分間，4段階の強度の歩走時における心拍数および酸素摂取量から心拍数を x ，酸素摂取量を y とする回帰式を求め，サッカー中の心拍数（写真2）から酸素摂取量を推定した。



写真1 雪上走中の酸素摂取量測定

写真2 雪上サッカー中の心拍数測定

各被験者には事前に本人および親に対して，実験の目的，方法および予想される危険性について文書により説明し同意を得た。心拍数は，Polar社のS610iにより記録した。酸素摂取量は，S&ME社の携帯用呼吸代謝装置V02000を用いた。主観的作業強度は，Borgスケー

ル³⁾の小野寺と宮下による日本語版⁴⁾を用い、各段階の3~4分目に測定した。

表1 被検者の身体的特性

年齢 (歳)	12.0
身長 (cm)	150.8±4.2
体重 (kg)	40.3±3.5

(平均値±標準誤差)

実験実施時の天候は、曇り、気温は 1.6 °C、積雪条件は、表面 1 mmが新雪、下はザラメであった。木下式硬度計⁵⁾を用いた硬度は、1.6~5.4 kg・cm⁻² (160~529 kPa) 平均値は、3.0 kg・cm⁻² (295 kPa)であった。

3. 結果

(1) 雪上グランド歩走における酸素摂取量

雪上グランド走の段階的負荷で最も高い値は各被検者とも 4 段階目の終了間際に記録され、心拍数は、185~200、平均値は 192.5 拍/分、酸素摂取量は、40~56、平均値は 49.0 ml・kg⁻¹・min⁻¹であった。第1段階から第4段階までの主観的作業強度 (RPE) の平均値は、それぞれ 9.2, 9.8, 12.0, 15.0 と、年齢から推定される最大心拍数の 93 %まで上昇していたにもかかわらずRPEは低めであった。

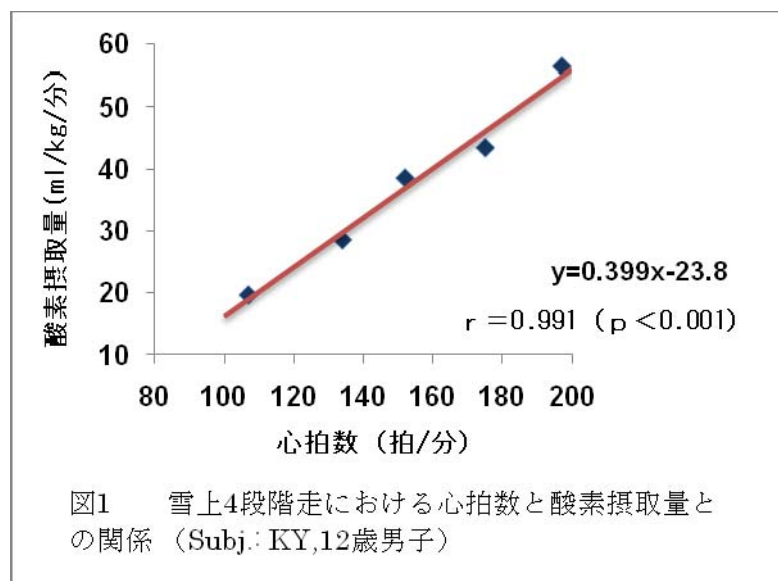


図1は、被検者 KY の雪上4段階歩走における心拍数 (x 軸) と酸素摂取量 (y 軸) との回帰直線を示す。

5名の被検者の心拍数と酸素摂取量との相関係数は 0.96~0.99 であった。各被検者について、回帰式を求め、雪上サッカー中の心拍数から酸素摂取量を推定した。

(2) 雪上サッカーの運動強度

図2に、雪上サッカー中の心拍数 (折れ線) および心拍数から計算された酸素摂取量の推定値 (棒グラフ) の一例を示す。棒グラフのうち、左のグランド歩走の部分 (青) は実測値、右の部分は推定値 (赤) である。

グランド歩走および休憩時間を除く平均 74 分間の雪上サッカー中の平均心拍数は、143~161 拍/分、平均 154.2 拍/分であった (表2)。この強度は、年齢から推定される最大心拍数の 74 %に相当する。酸素摂取量の推定値は、29~40、平均 32.7 ml・kg⁻¹・min⁻¹であった。

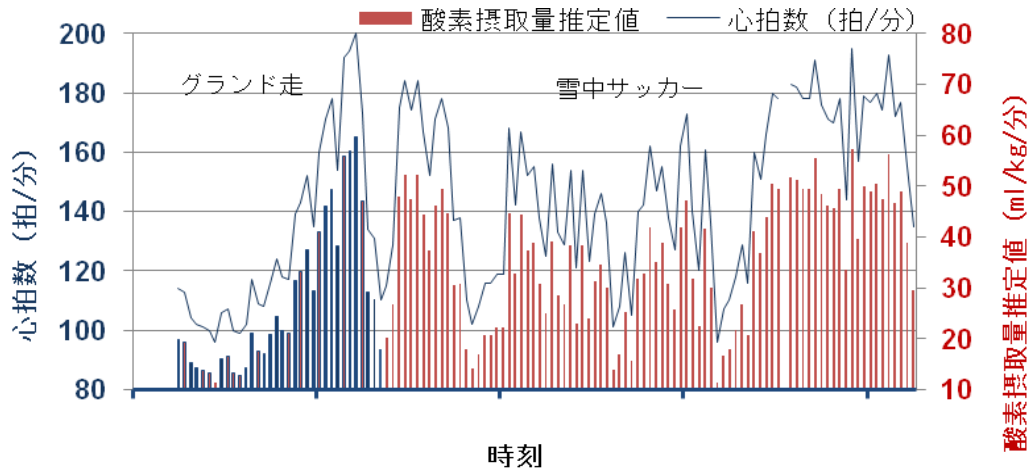


図2 男子児童の雪中サッカー中の心拍数（青）と酸素摂取量実測値（青棒）推定値（赤棒）

表2 サッカー少年団男子5名の雪上サッカー中の呼吸循環機能指標

運動時間（分）	74.2±11.6
グランド走心拍数最高値（拍/分）	195.8±1.8
サッカー中心拍数平均値（拍/分）	154.2±3.1
グランド走酸素摂取量最高値（ml/kg/分）	49.8±2.9
サッカー中酸素摂取量推定値（ml/kg/分）	32.7±2.1
サッカー中酸素摂取量推定値（METs）	9.3±0.59

（各値は、平均値±標準誤差）

4. 考 察

雪上グランド走の4段階目の強度における走速度の平均値は $160 \text{ m} \cdot \text{min}^{-1}$ で、酸素摂取量の平均値は $49.9 \text{ ml} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$ であった。アメリカスポーツ医学会の計算式⁶⁾から、平坦な無雪路面の $160 \text{ m} \cdot \text{min}^{-1}$ のランニング時の酸素摂取量は $35.5 \text{ ml} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$ となることから、雪上での歩行や走行が無雪グランドよりもはるかに高い強度となった。雪上では雪に脚をとられたり、バランスをくずしたり、地面反力が利かないため運動エネルギーのロスが大きい反面、狭い体育館でのミニサッカーと違って単位面積当たりで多人数の運動量が確保できる利点がある。

アメリカスポーツ医学会のWilmoreたち⁷⁾は、8～12歳の男子において最大酸素摂取量 $42 \text{ ml} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{min}^{-1}$ (12 METs) 以下であることを、心疾患の危険因子の一つとしている。今回の被験者は、高強度の運動を定期的の実施していることから同年代の男子よりも高い酸素摂取能力を身につけていることが示唆された。しかし、文部科学省の新体力テストにおいて30年以上にもわたって北海道の児童生徒の体力が全国平均よりも大きく劣り、とりわけ健康に最も重要な持久力が劣っていることが憂慮される。志手たち¹⁾は、児童生徒の身体活動量が降雪期に減少し、有酸素パワー、無酸素パワーが低下する問題を20年以上も前に指摘している。にもかかわらず、冬季の北海道において学校のグランドや公園で活発に運動を実施している子どもの姿を見かけることは稀である。

最近、さまざまな身体活動の運動強度をメッツ (METs, 安静時の酸素摂取量を $3.5 \text{ ml} \cdot$

kg⁻¹・min⁻¹として、運動中の酸素摂取量はその何倍の量となるかとして評価する単位)として表し、メタボリックシンドローム予防上望ましい最大酸素摂取量が厚生労働省から提示されている。さまざまな身体活動の強度をMETsで評価したアメリカスポーツ医学会によるメッツによる運動強度の一覧表⁸⁾では、サッカーの強度は、日常的な遊びとして 7.0 METs, 競技としてのゲームは 10.0 METsと、さまざまな球技の中でとりわけ高い強度となっている。平成 21 年度の文部科学省の新体力テストにおける 20 mシャトルランにおける北海道の小学校 5 年生男子の有酸素能力⁹⁾は、42.6 回で換算される最大酸素摂取量は 35.6 ml・kg⁻¹・min⁻¹で全国平均値の 51.8 回, 換算値 37.7 ml・kg⁻¹・min⁻¹にたいして大きく劣っている。今回の測定における雪上サッカー中の酸素摂取量の推定値の平均値 32.7 ml・kg⁻¹・min⁻¹ は、9.3 METs(32.7÷3.5)に相当し、運動時間が 74 分にも及ぶことから有酸素能力の好適な発達刺激となっていた。

5. まとめ

小学 5 年生男子 5 名についてグランド走を実施し心拍数と酸素摂取量との回帰式を求め、雪上サッカーの運動強度を測定した結果、運動時間 74 分間における心拍数の平均値は、154 拍・min⁻¹でこの年齢の最大心拍数の推定値の 74 %, 酸素摂取量推定値は 32.7 ml・kg⁻¹・min⁻¹

(9.3MET s) と高い有酸素性エネルギーを発揮していたことから、北海道の児童生徒の体力低下の原因の一つとされている冬季の運動不足を克服する身体発達刺激となっていることが明らかとなった。

参考・引用文献

- 1) 志手典之ほか 1988: 非降雪期および降雪期における小学校児童の身体活動水準の差異について. 北海道体育学研究, 23:33-42.
- 2) 須田力ほか 2009: 冬季の公園における雪上活動の呼吸循環応答. 北海道の雪氷, No. 28: 65-68.
- 3) Borg, G. 1973: Perceived exertion: a note on "history and methods" Med. Sci. Sports Exerc. 5(2): 90-93.
- 4) 小野寺孝一・宮下充正 1976: 全身持久性運動における主観的作業強度と客観的強度, 体育学研究, 21 (4): 191-203.
- 5) 社団法人日本雪氷学会編 2010: 積雪観測ガイドブック, p. 50-52, 朝倉書店.
- 6) アメリカスポーツ医学会編, 日本体力医学会体力科学編集委員会監訳 2006: 運動処方 の指針 第 7 版, 南江堂.
- 7) Wilmore, J. H. et al. 1976: Prevalence of coronary heart disease risk factors in boys 8 to 12years of age. Journal of Pediatrics. Vol. 84: 527-533.
- 8) Ainsworth, B. E. et al. 1993: Compendium of Physical Activities: classification of energy costs of human physical activities. Med. Sci. Sports Exerc. 25(1):71-80.
- 9) 北海道教育委員会 2010: 平成 21 年度北海道体力・運動能力調査.

雪氷学習の可能性をさぐる (1)

平松和彦 (福山市立大学), 高橋修平 (北見工業大学)

1. はじめに…問題意識の所在

これまで雪や氷を題材にした教材作りやカリキュラムの検討は、北海道はもとより日本各地で研究され、学校現場で実施されてきた。しかしそのほとんどは、積雪寒冷地といわれる土地で雪という「地域素材」を生かすという視点に立つものであった。またそれは身近な自然現象を対象にして、本物に触れながら学ぶことができるという点で、理科教育の本来あるべき姿を体現しており、価値のあるものだった。¹⁾

一方雪の少ない温暖な地域において、雪や氷は教材としてどのような意味をもっているのだろうか。本稿では雪氷が地域限定の教育素材にすぎないのか、それとも季節や地域を問わず、授業に組み入れられる価値があるものなのか、という問題意識のもとで、学校教育や社会教育の場でどのような展開が可能なのか考えてみたい。なお、これまで雪の少ない地域における雪氷学習に教育的な視点から扱った研究はきわめて少ない²⁾

2 雪氷学習のもつ意義

無積雪の暖かい季節に、雪氷の実験や実習が科学普及イベントで公開される機会はこれまでも存在し、聴衆の反応はかなり良かった。それは第一に冷涼感があるという理由でとくに夏季に歓迎され、第二に小学校4年生で学ぶ水の三態変化に関する項目であること。第三に小学校で最初に出てくる実験らしい実験が、この水や氷を扱ったものであること。第四に意匠として、また透明感のある純粋なイメージの魅力に惹かれるなど、いくつかの要素の組み合わせによる。雪原の純白の世界や雪結晶のもつ対称性に対する憧憬も根底に流れていることもあるだろう。

雪氷学習は、本物を時価に観察することに重きを置けば、積雪期に現地において実施するのが望ましい。しかし年間計画など様々な条件を考慮すると、通常のカリキュラムに沿う形で授業に取り入れられる方が受け入れられやすいし生徒の側も納得しやすい。一方で学習指導要領の枠に捉われすぎるとその展開には限界もある。

無積雪の地域において雪氷実験は意義があまり無いのだろうか？これまで各地で室内実験の出前授業を行ってきた結果、地域による反応の相違はほとんどなかった。逆に馴染みが少ないがゆえに、雪や氷に興味こそられるという子供もいるし、また暑い時期だからこそ歓迎されるという場面もあった。物質の三態について指導する際、の固相水である「氷」に関する知識や、科学的な理解はきわめて重要である。

3-1 少雪温暖地域でも可能な実験の展開

屋外での直接観察が不可能な地域で実施可能な雪氷学習の形態は教室実験である。

³⁾ もう一つは低温室という施設を利用する方法である。ここでは低温室を利用する場合に可能な実験について考える。低温室は北海道大学低温科学研究所や、長岡市、新庄市の研究施設に附置されているものがあるが、教育の場で利用できる機会は限定さ

れる。唯一、公開される場合に中に入って低温を体感できる程度である。

3-2 科学館の低温室や家庭において実施可能な実験例

国内には数少ないとはいえ、低温室が設置されている科学館がある。紋別市オホーツク流氷科学センターの低温室は -20°C 、旭川市科学館の低温室は -30°C 、また今年3月に改築した名古屋市科学館に設置された低温室も -30°C に設定されている。この中で、いくつかの演示実験が可能である。また低温室の手前に設置されている前室があり、ここでも実験が可能である。旭川市科学館の前室は -5°C に設定されており、10人ほど収容できるので、過冷却水の凍結を目の前で見せるのに適している。

最近、科学館の低温室で簡単に行った実験を2例紹介する。

(1) 復氷

雪結晶、過冷却水の凍結実験、氷晶の発生の観察などを扱った一連の室内実験の際に、教室の前方に一台復氷実験の装置を設置して、観察できる環境をつくってきた。これはとても簡単な実験であるにもかかわらず、生徒らの反応はたいへん良い演示実験の一つである。圧力による融点降下について実物を見ながら説明できるだけではなく、氷塊に食塩を一つまみ置くと、眼前で溶解によって表面に穴ができていく様子が観察され、歓声があがることもしばしばである。また、この実験を低温室で行うと針金はそのまま保たれるから、常温での実験と比較できる便利な対照実験になる。

(2) 焼結

一般の家庭用冷凍庫でも簡単に行える実験であるが、科学館の低温室を利用すればいろいろなサイズの氷片を使って長期間放置するだけの簡単な実験を実施できる。右に100日以上経過した写真を示す。これまで書籍などで紹介されてきた氷の焼結の写真は小さなサイズの氷球を使ったものが多い。⁴⁾

ところが最近ではコンビニで直径4cmほどの球形の氷が袋にはいった状態で販売されているので、これを家庭用冷蔵庫のフリーザーや、科学館の低温室に放置しておくだけで、焼結現象を簡単に確認できる。



写真1 (焼結の実験)

4 今後の展開と可能性について

雪氷を一括して扱おうと、積雪地域と非積雪地域での扱い方に違いがでてくるが、氷だけに絞ればやや扱いは変わってくる。一例を挙げると、氷室の分布は全国に広がっているため、科学的に扱えるテーマの一つである。また雪にはなじみの少ない地域では水をキーワードにした授業の構築の際に雪や氷が非常に有効な教材になり得る。

今後、教育現場での実態を把握しながら、同じテーマで更なる議論をすすめたい。

【参考・引用文献】

- 1) <http://yukipro.sap.hokkyodai.ac.jp> 「北海道雪たんけん館」などのHP
- 2) 木下博義, 平松和彦 2000: 少雪地における雪氷学習, 理科の教育, 579, 712-715
- 3) <http://bit.ly/hlfz0d> 筆者らの一人平松による「雪氷実験室」のHP
- 4) 前野紀一, 1981: 氷の科学, 北海道大学図書刊行会

電線サンプルによる着雪観測

藤井敬太郎 (北海道電力㈱)

1. はじめに

当社では、現在、送電線の雪害対策品のひとつである捻れ防止ダンパによる電線着雪対策の最適化に関する研究を行っている。その中で電線着雪量を定量的に評価するため、石狩地区（江別市）と十勝地区（音更町）に電線サンプルを使用した電線着雪の観測装置（着雪特性観測システム）を設置し、自然条件下における電線着雪の発達過程や着雪量などの観測を行った。

本稿では、2010年度冬季（12月から翌年3月まで）の観測結果ならびに考察について報告する。

2. 着雪特性観測システム

着雪特性観測システムとは、「架線された電線が持つねじり剛性^[1]を模擬した機構（捻回装置）を備えた短尺電線（以下、電線サンプル）」と着雪および気象観測機器群により構成された電線着雪の観測設備^{2),3)}であり、現在石狩地区と十勝地区の2ヵ所に設置している。2010年度の観測では、これまで当社で実施した観測^{2),3)}や人工着雪実験⁴⁾などから得た知見をもとに、電線サンプルの捻回装置の設定を、径間長全体に着雪した場合の着雪発達過程を模擬できるように見直した。観測設備の概要を表-1、その外観を図-1に示す。

表-1 観測設備概要

		石狩地区（江別市）			十勝地区（音更町）			
観測要素		<ul style="list-style-type: none"> ・着雪重量 ・電線サンプルの回転角度 ・気温, 湿度, 風速, 風向, 日射量 ・降雨量（転倒マス方式, 光方式） ・着雪状況（正面および側方からの映像） 			<ul style="list-style-type: none"> ・着雪重量 ・電線サンプルの回転角度 ・気温, 湿度, 風速, 風向 ・着雪状況（正面および側方からの映像） 			
	電線サンプル条件	条件 No.	電線種類 [mm ²]	SR リング	模擬条件	条件 No.	電線種類 [mm ²]	SR リング
	a-01	ACSR160	有	300m全径間着雪時の径間中央部	b-01	ACSR160	有	300m全径間着雪時の径間中央部
	a-02	ACSR160	—	300m全径間着雪時の径間中央部	b-02	ACSR160	—	300m全径間着雪時の径間中央部
	a-03	ACSR160	有	200m全径間着雪時の径間中央部	b-11	ACSR610	有	500m全径間着雪時の径間中央部
	a-04	ACSR160	—	200m全径間着雪時の径間中央部				
	a-05	ACSR160	有	100m全径間着雪時の径間中央部				
	a-06	ACSR160	—	100m全径間着雪時の径間中央部				
	a-11	ACSR610	有	500m全径間着雪時の径間中央部				
	a-12	ACSR610	—	500m全径間着雪時の径間中央部				
	a-13	ACSR610	有	450m全径間着雪時の径間中央部				
	a-14	ACSR610	—	450m全径間着雪時の径間中央部				
	a-15	ACSR610	有	350m全径間着雪時の径間中央部				
	a-16	ACSR610	—	350m全径間着雪時の径間中央部				

[1] 電線を一定量捻る時に必要な力の大きさ。これが大きい程、電線は捻れづらい。 ¹⁾

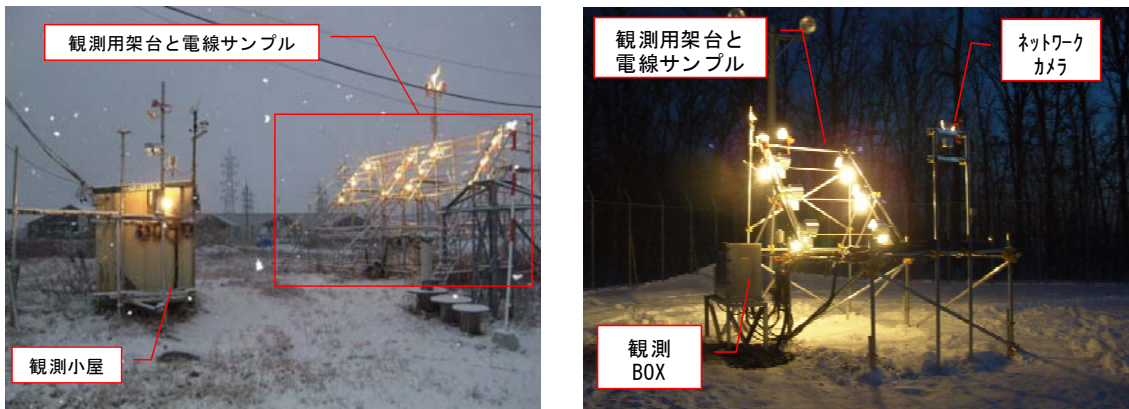


図-1 観測設備外観 (左：石狩地区，右：十勝地区)

3. 観測結果

観測データを分析した結果，いずれかの電線サンプルにおいて筒雪（電線が雪で覆われている着雪）が確認されたケース（着雪観測ケース）は，石狩地区において3件，十勝地区で1件あった．これらの観測時の着雪状況（正面）を図-2に示す．また，観測結果の概要を表-2に示す．なお，表-2の条件No.は，着雪観測ケース中で最大の着雪増加量を記録した電線サンプルを示し，着雪増加量と回転角度変化量は，その電線サンプルで記録した最大値を示す．

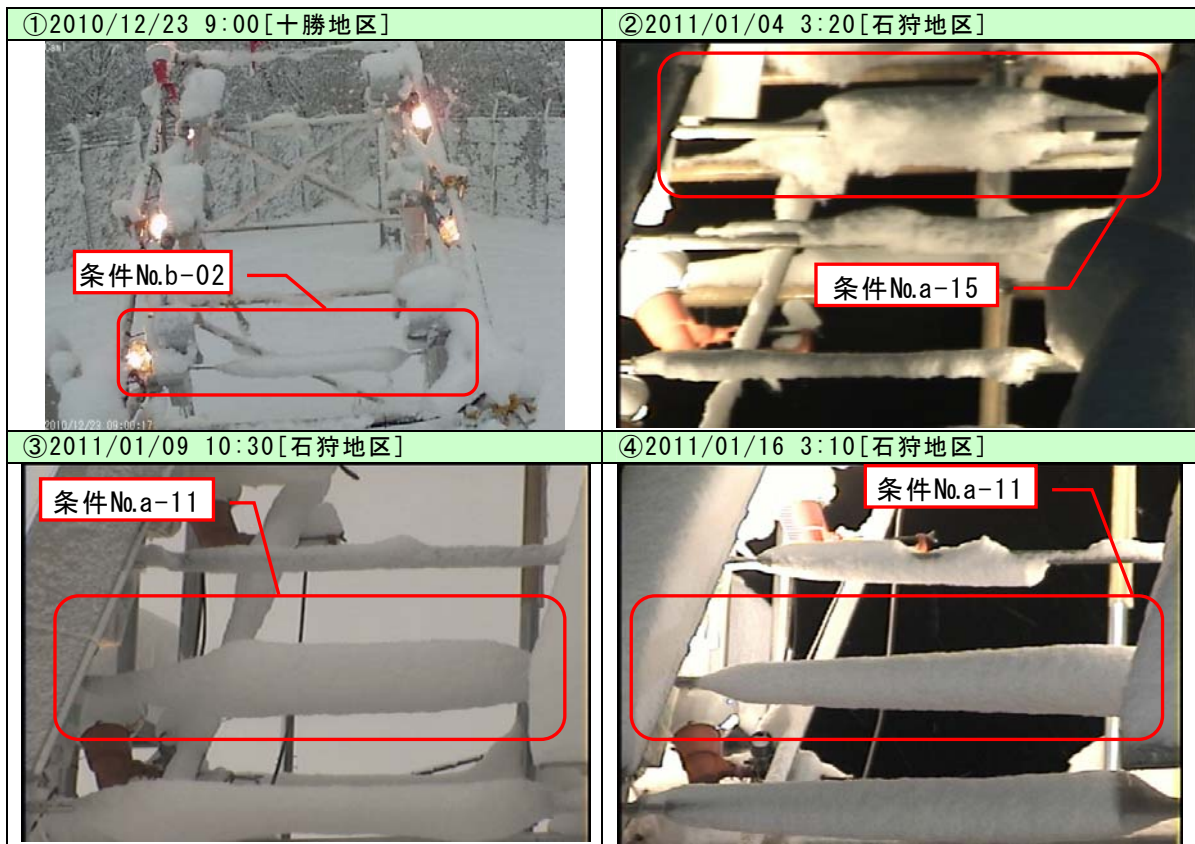


図-2 着雪状況（正面）

表-2 観測結果概要

	着雪増加量 [kg/m]	回転角度 変化量[°]	条件 No.	風速[m/s] (平均)	気温[°C] (平均)	湿度[%] (平均)	日射量[kW/m ²] (平均)	降雨量[mm] (積算)
①2010/12/22 [十勝地区]	0.56	295.1	b-02	0.9	0.1	94.2	—	6.0
②2011/01/03 [石狩地区]	0.64	258.3	a-15	0.4	-1.8	92.4	0.00	14.0
③2011/01/08 [石狩地区]	0.78	233.8	a-11	1.2	-7.7	89.2	0.01	23.0
④2011/01/15 [石狩地区]	1.00	475.2	a-11	1.9	-4.4	92.1	0.00	23.0

※各観測要素の集計(平均, 積算)は, 雪の降りはじめから最大の着雪増加量が記録されるまでの期間で行った

※着雪観測ケース①の降雨量は, AMeDAS(駒場)で観測された値を使用した

4. 考察

今回の着雪観測ケースについて詳細に分析したところ, 着雪発達時の電線サンプルの回転について特徴的な事象が認められた。図-3に, 着雪観測ケース①の時系列グラフを示すが, 着雪発達過程の前半と後半で電線サンプルの回転角度が反転している。当社で高精度化を進めている着雪発達過程のシミュレーション計算法^{4),5)}では, 図-4(左)に示すとおり, 電線サンプルの回転方向は着雪の偏心モーメントによるため, 常に降雪方向に向かって回転すると想定しているが, 今回の観測では, 着雪発達過程の前半でそれとは逆方向の回転が認められている。これは着雪が受ける風圧力による回転モーメント(図-4(右))の影響と推察しており, これを考慮することで, より実状に近いシミュレーションが可能になると考える。

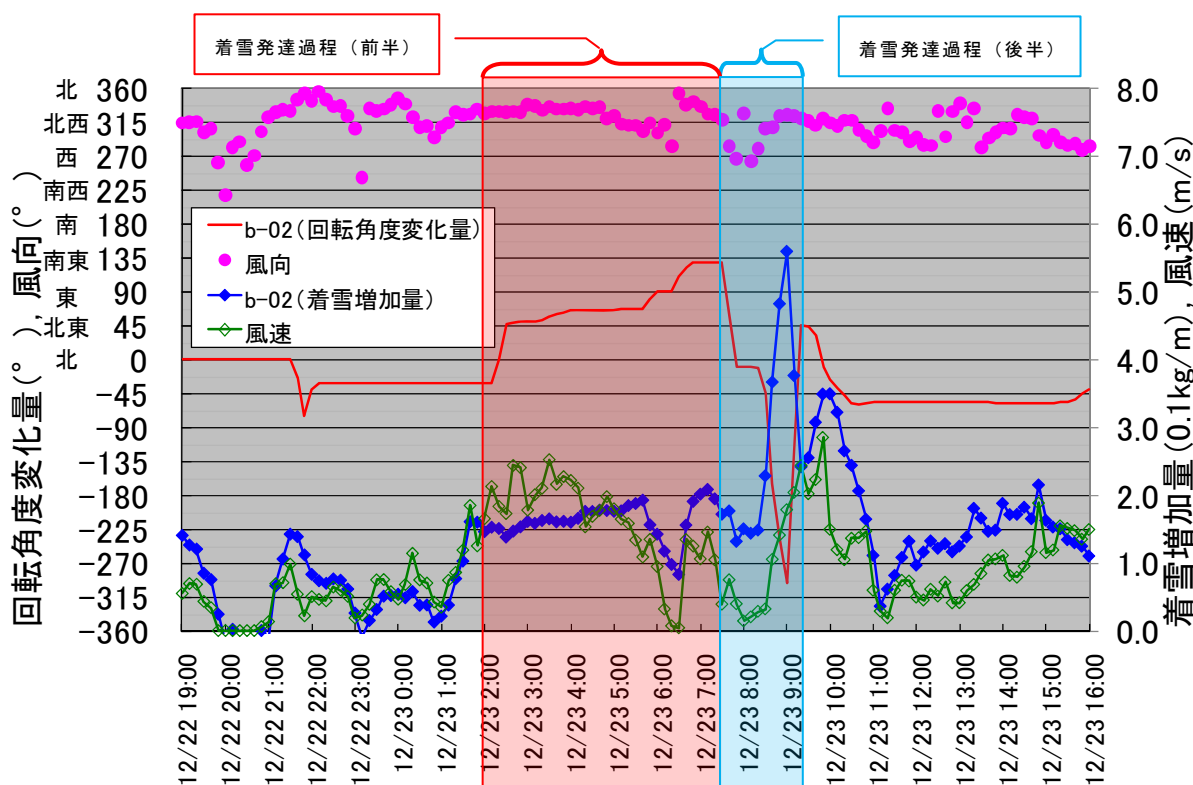


図-3 時系列グラフ(着雪観測ケース①)

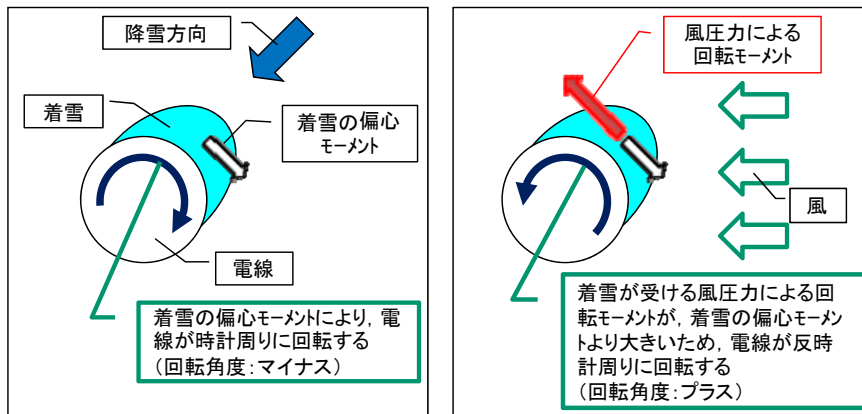


図-4 電線サンプルの回転についての概念図 (左：想定，右：観測結果からの推察)

なお、2010年度の観測においては、電線サンプルの模擬径間長が比較的長い場合で筒雪が確認されたが、電線種類による着雪状況の差異やSRリングの効果は、これまでの観測結果から明確に見出すことができず、これらの評価には更なる観測データの蓄積が必要と考える。

5. おわりに

今回、電線サンプルを使って筒雪の観測に成功し、その観測結果を報告するとともに、特徴的な観測結果をもとに着雪発達時の風の影響について考察した。今後も着雪観測を継続し、更なるデータの蓄積を行い、電線着雪量の定量的な評価に繋げる予定である。

最後に、石狩地区の観測にご協力いただいた(株)ジェイ・パワーシステムズに、ここで改めて謝意を表したい。

【参考・引用文献】

- 1) 電気学会, 1993: 架空送電用電線の機械的特性, 電気学会技術報告 第 471 号, p63-64
- 2) 藤井・高橋, 2008: 屋外試験電線による着雪観測 - 2007 年度 冬季 -, 雪氷研究大会 講演要旨集, p203
- 3) 久保・藤井・高橋, 2009: 架空電線の捻れ剛性を模擬した電線サンプルによる着雪観測, 北海道の雪氷 第 28 号, p53-56
- 4) 渡邊・藤井・吉松, 2010: 着雪発達過程のシミュレーション計算法の妥当性評価, 北海道の雪氷 第 29 号, p28-30
- 5) 五藤, 1976: 捻れ回転による難着雪電線の着雪発達過程のシミュレーション計算法, 雪氷 Vol. 38 No. 3, p127-137

材料と人口着氷状態

菅原宣義 (北見工業大学)

1. 序論

電力設備の雪害対策技術はいろいろと研究されてきている。実験的あるいはフィールドで評価されてきている¹⁾が、抜本的な対策技術や対策用資材が見つからない、あるいは開発されていない現状にある。冬期間の自然環境も年々変わって来ているようで、実験室での検証条件もそれらに合わせる現状にある。特に最近では地域集中的な降雪や降雨が観測される昨今、着氷雪対策用資材の基礎特性の見直しが必要と思われる。

今回、報告する内容は、主に材質の違いによる静止接触角との関連を、人工着氷過程の着氷状態観測結果として報告する。

2. 実験装置

図-1 に示す着氷風洞装置で吹き付け型雨氷の着氷実験を行った。6個の2流体ノズルから約 $+2^{\circ}\text{C}$ の水を散布して風に乗せ、試料の位置で過冷却水滴となるように試料とノズルとの間隔を取って実験を行った。風洞出口の面積、 $1.6\text{ m} \times 1.6\text{ m}$ 断面で一様な着氷量に成るように2流体ノズルを上下・左右に動かすとともに風洞出口での風速分布が一様に成るように調整した。

試料板は、アクリル、アルミ、テフロン、シリコーンゴム、塩化ビニルの5種類で30 cm 角の形にした。着氷のための取り付け位置は図-1 のように風洞の出口である。1回の実験では3種類の試料を使った。風洞出口では風速および水量ともに一様に定めたが、実際は試料を設置することで試料に当たる風や水量など多少の変化が現れる。本実験では1つの試料を図-1の a, b, c の3箇所の位置でそれぞれ1回ずつ、計3回実験を行いその平均を測定結果とした。

着氷前にそれぞれの試料の重量を測定しておき、着氷終了時につららを落とした重量から着氷重量を求めた。つららの長さはメジャーで測定した。着氷の経過状態は10分ごとにデジカメラで撮影した。

着氷条件は、自然界の雨氷発生時の気象条件を参考に表-1の様に、試料付近での風速を 6 m/s 、降水量を 6 mm/h 、着氷時間を1時間とした。表1に示す散水角とは図-2に示すように試料板と散水が当たる角度とし、 90° と 45° の2種類で測定した。

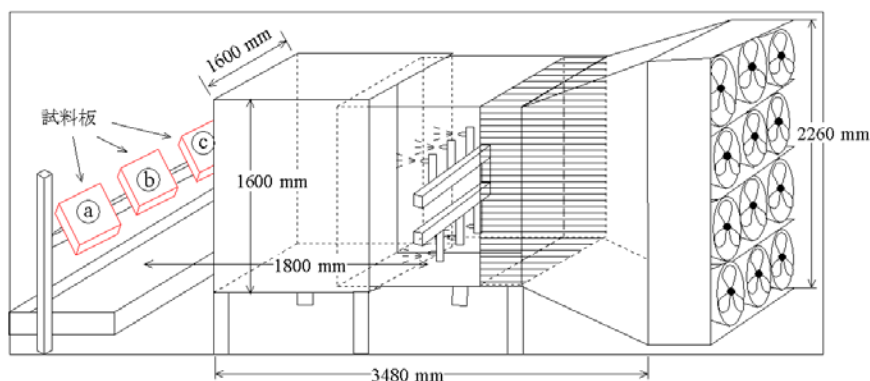


図-1 着氷風洞の概要

表-1 実験条件

風速	6 mm/s
降水量	6 mm/h
着氷時間	1時間
試料材料	30 cm×30 cm
散水角	45度、90度
庫内温度	-1 ± 1°C

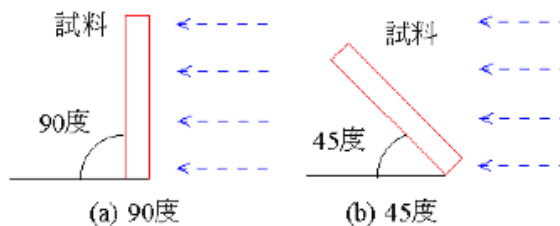


図-2 風向に対する試料板角度 (散水角)

3. 実験結果

図-3 に散水角が 45 度の場合の着氷状態を示す. 着氷経過 10 分後の状態は, 表面に薄く氷が付いていて, 試料板の下には 1 cm 未満のつららが形成されだしている. 試料表面への氷の付着状態は, シリコーン (ゴム) 板とテフロン板では一様では無くて水滴状の様な氷の粒が付着している状態であった. これ以外の試料板上の氷は凹凸はあるもののほぼ一面を氷が覆っていた. 更に着氷が進んで, 着氷終了時の 60 分後の状態は, 写真からも判るように, 表面への厚さも増し, つららも長くなっていて, 2 cm~4 cm 程度, つららの本数は 3 本~17 本程度と材質による違いが出た. 着氷の表面は, シリコーン板とテフロン板の凹凸が際立っていた. この様に, 試料板表面の撥水性の程度が着氷の凹凸に影響を与えている.

図-4 に散水角が 90 度の場合の着氷状態を示す. 着氷経過 10 分後の状態は, 表面に氷が付着している試料としていない試料があった. この現象が顕著なのは, 散水角 45 度の場合着氷の表面に凹凸があったシリコーン板とテフロン板であった. この二つの試料板の撥水性は他の試料

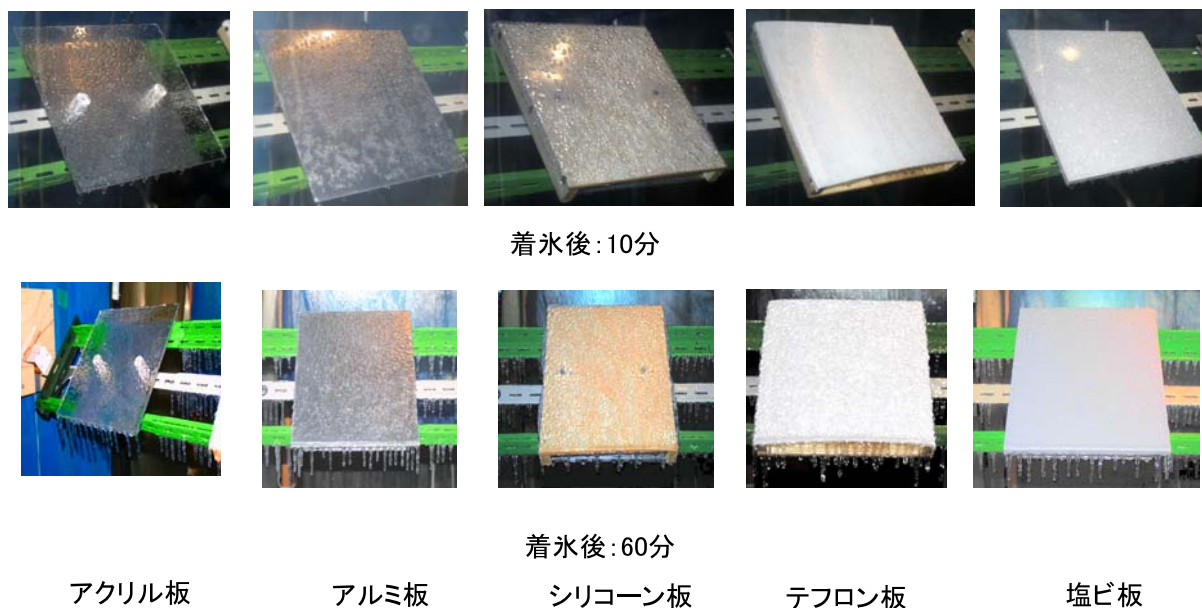
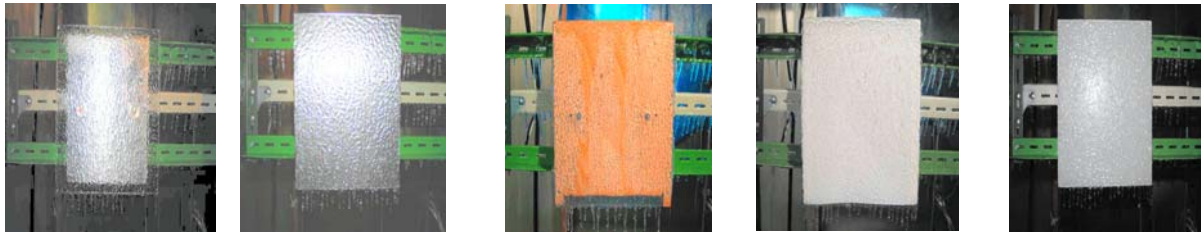


図-3 着氷 10 分後と 60 分後の着氷状態 (散水角 : 45 度)



着氷後：10分



着氷後：60分

アクリル板

アルミ板

シリコン板

テフロン板

塩ビ板

図-4 着氷 10 分後と 60 分後の着氷状態（散水角：90 度）

板よりも撥水性がよいため、吹き付けられた過冷却水滴の試料表面上への滞留時間が短いためと考えられる。このことは試料板上での冷却時間が短くて試料板から滴り落ちる水の冷えが散水角 45 度の場合より少ない。この様に水の滞留の短いことは他の試料板でも同じである。このことが試料板の下にはほとんどつららが形成されない要因となった。更に着氷が進んで、着氷終了時の 60 分後の状態は、写真からも判るように、表面への厚さも増し、つららも長くなっていて、2 cm～3 cm 程度、つららの本数 11 本～19 本程度と材質による違いが出た。

試料板表面に付着した氷の重さ（つららを除く）、着氷重量は図-5 に示す様になった。散水

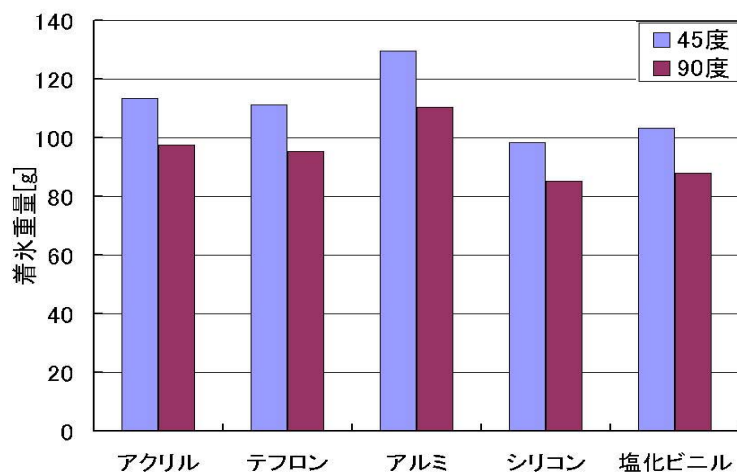


図-5 試料板と着氷重量

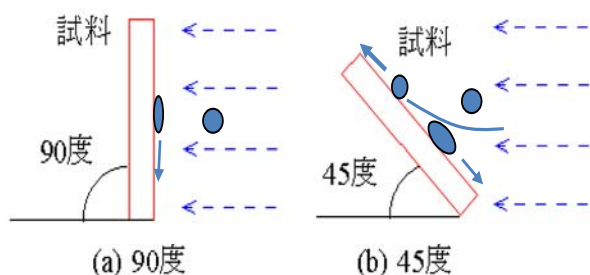


図-6 散水角と風および水滴の状態

表-2 接触角と着氷量

試料	平均着氷重量(g) (at 45°)	平均着氷重量(g) (at 90°)	接触角(°)
①アクリル板	113.3	97.7	70~80
②テフロン板	111.3	96.3	110~115
③アルミ板	129.7	110.3	4.6
④シリコン材料	98.3	85.3	100~105
⑤塩化ビニル板	103.3	88.0	87

角による違いが明らかとなった。この原因は散水角の小さい方の試料板上の水の滞留時間が長い分だけ冷気にさらされている時間が長く水が冷えて氷に成り易いのが要因と考えられる。

4. 結論

散水角 45 度の着氷 1 時間後の着氷重量は、アルミが最も着氷重量が大きく 130 g 程度であった (図-5)。アクリル、テフロン、シリコン、塩化ビニルは 100 ~ 110 g 程度であった。

両散水角で着氷重量の少ないのはシリコンゴムであった。散水角の影響は、90 度の場合より 45 度の方が水の表面滞留時間が長く、水が冷やされて氷になりやすいと考えられる。この要因の影響は、着氷重量とつららの長さに表れて、ランダムに試料下面から落ちる水滴で決まるつららの本数に現れなかった。

今回の着氷結果を試料の接触角で評価してみると、表-2 に示すように、接触角の大きな材質では着氷重量が少なくなっていた。この傾向は、既に報告されている傾向と同じである^{2),3)}。

謝辞

実験データ収集にご協力頂いた本学修了生、伊藤圭介君に御礼を申し上げる。

参考文献

- 1) 磯崎正則, 他: 電線からの落雪防止装置の開発(その 1), 平成 13 年電気学会全国大会 7-037.
- 2) 菅原宣義, 他: 電波反射板材料の着氷特性, 日本雪氷学会全国大会 B324, 1995.
- 3) 吉田光則, 他: 着氷雪防止技術に関する研究 (第 3 報), 北海道立工業試験所報告 No.299.

構造部材における着雪性状に関する研究

千葉隆弘, 苫米地司 (北海道工業大学)

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)

1. はじめに

建築物における構造部材への着雪は、積雪が少ない関東地方においても見受けられ、その着雪が地上へ落下することによって、人的・物的被害が発生している。特に、高層建築物では着雪の落下高さ大きく、落雪被害を拡大させることが懸念される。しかし、着雪対策を行うための技術資料は蓄積されておらず、対策手法は構築されていないのが現状である。

既往の研究では、単純形状の構造部材を対象に着雪観測および着雪実験を行い、着雪が発生する気象条件や着雪形状及び着雪の発達状況を明らかにしている^{1), 2), 3)}。本研究では、部材周辺の気流性状を流体解析によって算定し、風速分布と着雪範囲との関係を検討した。さらに、膜材料、フッ素塗料、およびネットを用いた着雪対策の効果を把握することを目的に、吹雪風洞施設を用いた着雪実験を行った。

2. 部材周辺の風速分布と着雪性状との関係

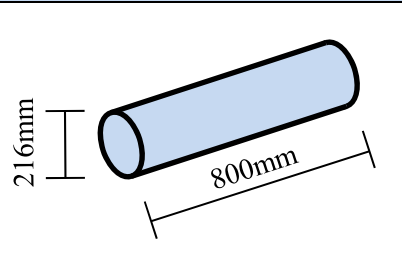
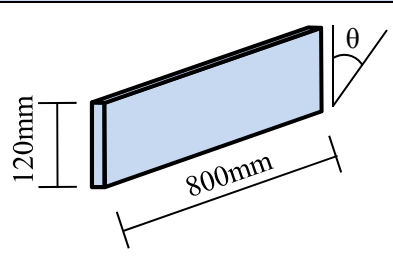
2.1 解析方法

本研究では、流体解析のフリーソフトである XFEM を用いて解析した。解法は有限要素法であり、非圧縮の流体を扱っている。風速の算定方法は、速度ポテンシャルを ϕ として以下の式 1) で表される。

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad v = \frac{\partial \phi}{\partial y} \dots\dots\dots 1)$$

ソフトで算定された速度ポテンシャルを式 1) に従い風速に変換した。次に、解析の対象としたモデルを表 1 に示す。表のように、既往の風洞実験で対象とした円柱、平板部材であり、平板部材は 0° 、 15° 、 30° 、 45° と傾斜角を変化させている。設定風速は、風洞実験と同様に 9.0m/s とした。解析で得られた風速分布に実験で得られた着雪範囲をプロットし、風速分布と着雪範囲との関係を検討した。

表1 解析の対象とした部材

円柱	平板($\theta=0^\circ \cdot 15^\circ \cdot 30^\circ \cdot 45^\circ$)
	

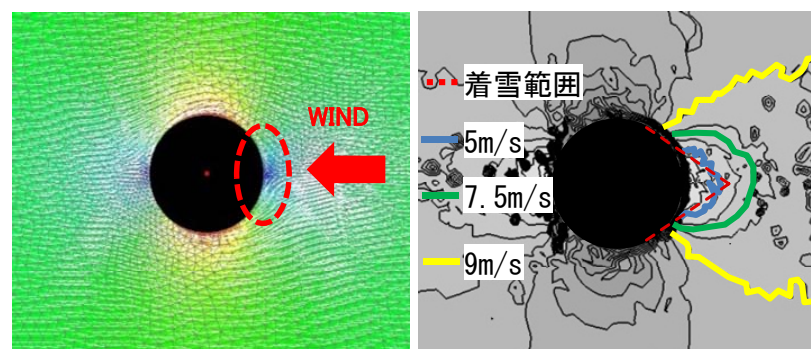


図1 円柱部材の解析結果

2.2 解析結果

円柱部材の解析結果を図1に示す。図のように、破線で囲んだ部分は、風速が小さくなる範囲である。このような風速分布に既往の実験で得られた着雪範囲をプロットすると、風速5.0m/s以下の等高線の範囲と近似しているのがわかる。

次に、傾斜角 0° 、 15° 、 30° 、および 45° の平板部材における解析結果を図2に示す。図のように、破線で囲んだ風速が小さくなる領域は、傾斜角の増加に伴い上方へ移動しているのがわかる。風速分布に着雪範囲をプロットすると、円柱部材と同様に、5.0m/s以下の範囲と概ね一致し、傾斜角の増加に伴い風速5.0m/s以下の範囲が上方へ移動しており、着雪範囲と同様に挙動している。このように、設定風速が9.0m/sの場合は、5.0m/s以下の範囲に着雪が発生することが明らかであり、流体解析を行うことによって着雪範囲を予測できる可能性を有している。

3. 着雪対策に関する風洞実験

3.1 実験方法

本研究では、円柱部材に膜材料を巻きつけた対策、鋼板表面にフッ素塗料と塗布した対策、およびネットによる落雪飛散防止対策を行った場合を対象に、吹雪風洞実験を行った。膜材料については、 $\phi 216\text{mm}$ の円柱部材に膜材料を巻き付けて実験を行った。鋼板を対象とした実験では、鋼板とフッ素塗料を塗布した鋼板、さらにアルミ板を用いた。ネットによる対策につ

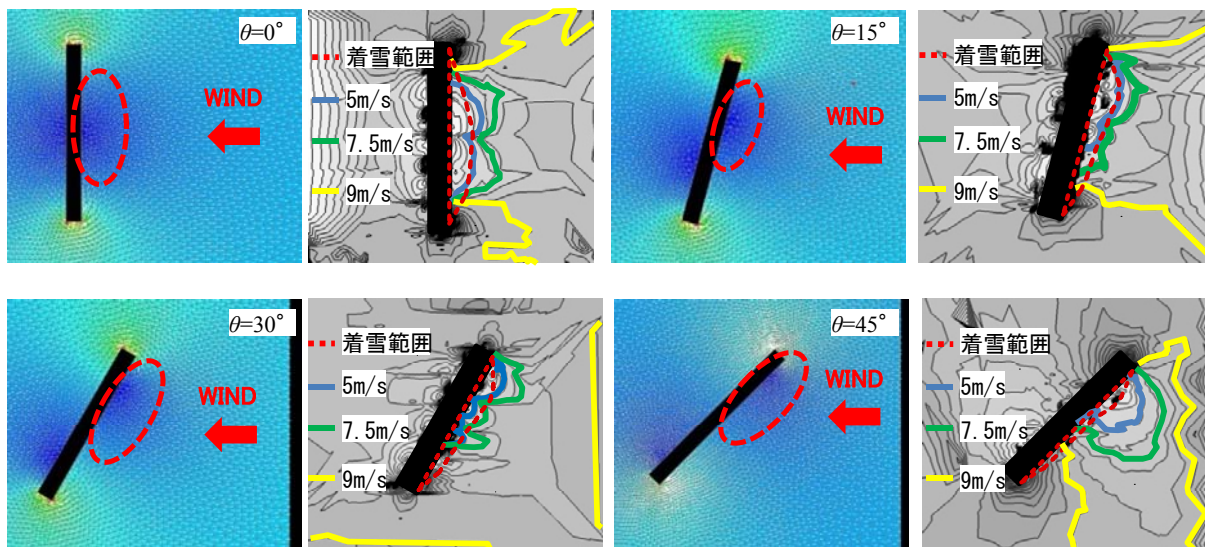


図2 平板部材の解析結果 ($\theta=0^\circ$ 、 15° 、 30° 、 45°)

表2 実験シリーズ

No.	網目の 大きさ [mm]	網の直径 [mm]	閉塞率 [%]
ネット1	100	1.6	3.2
ネット2	40	1.3	6.5
ネット3	40	1.6	8.0
ネット4	50	2.7	10.8
ネット5	30	1.6	10.7



写真1 実験状況

いては、先ず、ネット自体で発生する着雪性状を把握することとした。表2に、実験シリーズを示す。表のように、本実験では網目の大きさや網の直径が異なる5種類のネットを用いた。なお、網目の大きさと網の直径から閉塞率を算定した。これらのネットを木製の枠で4辺固定し、写真1に示すように、風洞施設内部に設置して実験を行った。なお、ネット2を対象に、上辺のみを固定して側辺と下辺を固定しないケース(ネット2')を加えた。次に、φ216mmの円柱部材の風上側にネットを設置した場合の着雪性状を風洞実験で確認した。

実験方法を図3に示す。本実験は、(独)防災科学技術研究所雪氷研究センター新庄支所が所有する風洞施設で行った。室温-3℃、風速9.0m/sとし、人工雪を風路上面から供給した。着雪し易い条件とするため、同時に風上側で水を噴霧した。ネットは人工雪供給位置から風下5mに設置した。

3.2 実験結果

膜材料を円柱部材に巻きつけた対策の実験結果を写真2に示す。なお、実験時間は10分間である。写真のように、雪が滑り易い膜材料においても着雪は発生している。また、本実験では、円柱部材に平らな面を形成させた場合も対象とし、円柱部材と着雪深さを比較すると、平らな面を有する部材の着雪深さが大きくなる傾向を示す。次に、表面性状の異なる鋼板の着雪状況を写真3に示す。写真のように、いずれの場合においても着雪が発生した。着雪深さをみると、フッ素塗装鋼板が最も小さく、着

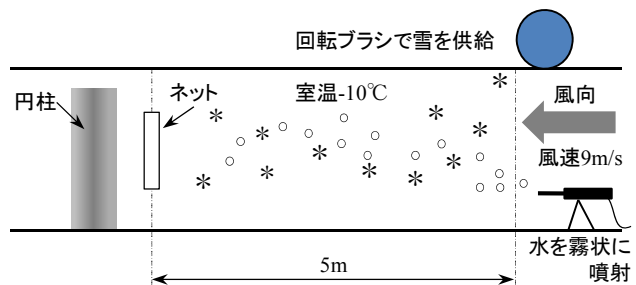


図3 実験方法

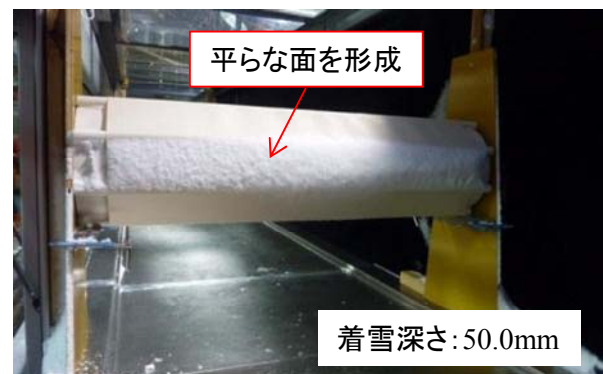


写真2 膜材料を円柱部材に巻きつけた場合の実験結果

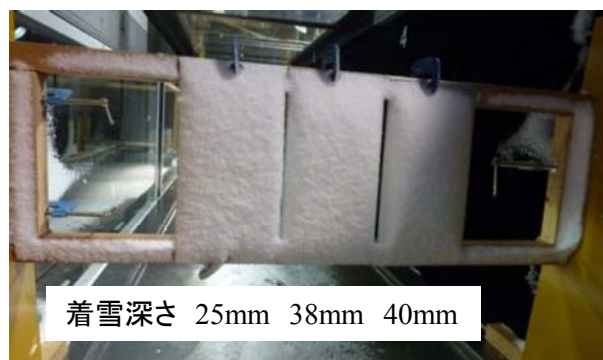
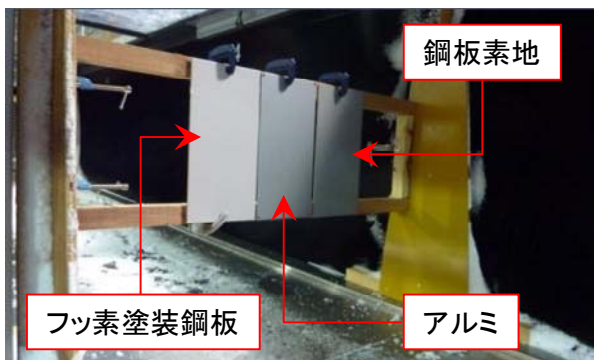


写真3 表面性状の異なる平板を対象とした実験結果

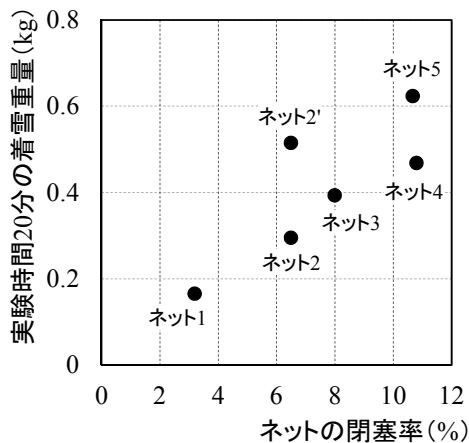


図4 ネットの閉塞率と着雪重量

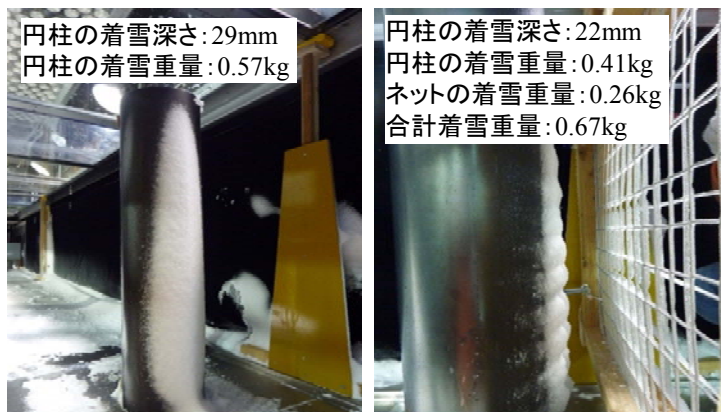


写真4 ネットと円柱部材の着雪状況

雪の初期段階で他の材料に比べて着雪し難かったことが要因と考えられる。以上に示す結果をみると、どのような表面性状においても着雪が発生し、着雪の初期段階で表面性状の違いが表れることが明らかとなった。

ネットのみを対象とした実験について、ネットの閉塞率と実験時間 20 分の着雪重量との関係を図 4 に示す。図のように、閉塞率の増加に伴い着雪重量が増加する関係がみられる。ネットの固定度で比較すると、4 辺固定したネット 2 に比べて上辺のみ固定したネット 2' の着雪重量が大きい傾向を示し、風によってネットが揺れる方が着雪し易い。また、閉塞率が同程度であるネット 4 およびネット 5 で比較すると、網の直径が大きいネット 4 に比べて網目が小さいネット 5 の着雪重量が大きい傾向を示す。

次に、円柱のみの着雪状況とネットの背後に円柱がある場合の着雪特性を写真 2 に示す。写真のように、円柱のみの場合は、着雪深さが 29mm、着雪重量が 0.75 kgであった。これに対し、ネットの背後に円柱がある場合を見ると、合計の着雪重量は前述より若干増加する傾向を示すものの、円柱の着雪深さおよび着雪重量が減少した。このようにネットが着雪によって目詰まりせず、細かい状態で落雪する状況が確認できれば、ネットを配置することによって構造部材の着雪量を緩和でき、さらに、構造部材からの落雪飛散も防止することが可能性となる。

4. まとめ

本研究では解析ソフトを用いて着雪範囲と風速の関係を明らかにするとともに、人工雪を用いた風洞実験で着雪の落下・飛散防止対策を検討した。その結果、解析では構造物において風速 5.0m/s 以下の範囲に着雪が発生し易いことがわかった。構造物モデルを解析することで、事前に着雪範囲を予測できる可能性がある。風洞実験の結果については、ネットからの落雪が許容できれば有効な対策と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: 構造物の着雪発生条件に関する一考察, 日本建築学会学術講演梗概集(中国), B - 1, pp45-46, 2008.9
- 2) 苫米地司, 西村清志, 田中康裕, 千葉隆弘, 佐藤威, 堤拓哉: 構造物の着雪現象に関する研究-その 3 部材表面の粗度が着雪現象に及ぼす影響-, 雪氷研究大会(2009・札幌)講演要旨集, pp.172, 2009.9
- 3) 苫米地司, 千葉隆弘, 佐藤威, 堤拓哉, 高橋徹, 伊東敏幸: 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, pp45-52, 2011.1

建築物の配置と吹きだまり性状に関する実験的研究

島山真直, 千葉隆弘, 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)

1. はじめに

北海道のように豪雪地帯に指定されている積雪寒冷地では多量の降積雪や吹雪などに伴い、毎年数多くの人身事故が発生している。その中の一つとして、建物周辺に発生する吹きだまりによる影響が挙げられる。生活通路や避難通路に吹きだまりが発生した場合は、日常の除雪作業量の増加や非常時の避難障害または火災時における消火活動障害を引き起こす可能性がある。そのため建築計画における敷地の雪処理及び避難計画等を検討する場合には、建築物周辺の吹きだまりを予測することが重要となる。吹きだまりの予測手法としては、屋外観測や粉体吹雪風洞実験や数値シミュレーションがあるものの、これらの手法で得られた結果の精度を向上させるための基礎資料が不足しているのが現状である。このような背景から本研究では、建物群を対象とした吹きだまりの屋外観測および吹雪風洞実験を実施し、吹きだまりを予測するための基礎資料蓄積を目的としている。

2. 研究方法

2.1 屋外観測の概要

本研究では、2009～2010年の冬期において北海道工業大学のグラウンド内で実施された屋外観測を対象とした¹⁾。本観測では、幅5.4m×奥行2.4m×高さ2.7mのプレハブ構造物を3列×4列に配置し、これらの建築群周辺に形成される吹きだまりおよび屋根上積雪深を観測している。観測は2010年1月7日と2月8日の計2回行った。屋外実験の概要を図-1に示す。なお、本研究では、現地の吹雪発生状況を分析し、屋外観測で得られた結果を風洞実験で再現する試みを行った。

2.2 風洞実験の方法

実験に用いた模型は、発泡系断熱材を用いて1/50スケールで作製した。吹雪を再現するために使用した吹雪風洞実験装置は、北海道立総合研究機構北方建築総合研究所が所有する回流型吹雪風洞である。使用した模擬雪は、活性白土であり、風向は西北西と西の2種類とした。風速は3m/sおよび4m/s(風路高さ中央部)の2種類とし、風速と吹きだまり性状との関係を把握した。実験時間は40分とし、いずれの実験においても20kgの活性白土を使用した。測定は、トラバース装置に取り付けたレーザ変位計(計測精度0.1mm)を用いて、5mmピッチで格子状に測定した。

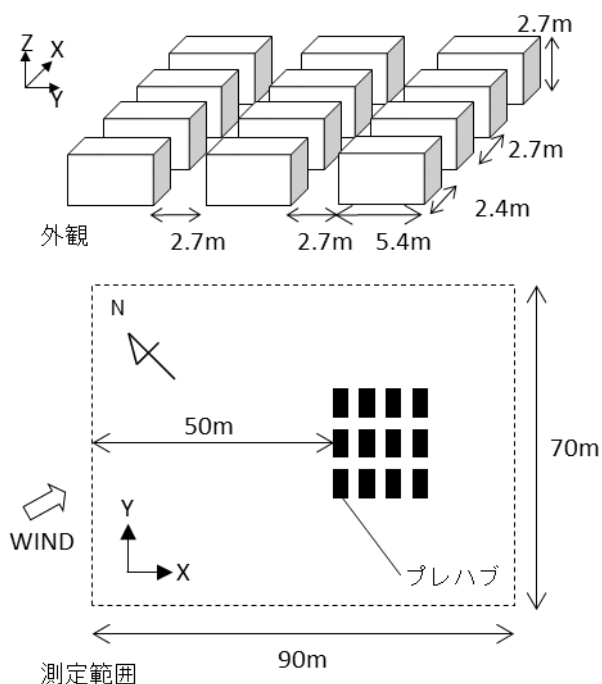


図-1 屋外実験の概要

3. 研究結果

3.1 屋外観測

屋外観測と風洞実験における吹きだまり性状を照らし合わせるために屋外観測で得られたデータを解析し、吹きだまりの分布図を作成した。その解析結果を図-2に示す。なお、これは2010年1月7日に測定した結果である。図のように、建物群西側の風上側において顕著な吹きだまりが発生しており、観測時の主風向は西であったことが推測できる。次に、建物群内の吹きだまり状況をみると、B-2およびB-3の中央部の風下側に500mmを超える吹きだまりが確認できる。また、建物群風下側をみると、顕著な吹きだまりが数か所確認できるものの、吹きだまり量は建物群風上側に比べて少ない傾向を示している。

次に、図-2に示すX1~X7の測線を対象に建物群風上側と風下側の吹きだまり量を算定するとともに、吹きだまり量を総吹雪量で除すことにより求められる吹きだまり比によって吹きだまり特性を検討した。図-4に、建物群風上側および風下側の吹きだまり比を示す。図のように、X1~X3までの南側よりの測線では、風上側の吹きだまりが風下側に比べて大きくなる傾向にあるものの、風下側は小さくなっている。またX4~X7の北側よりの測線では風下側の吹きだまり比が南側よりも大きくなる傾向を示す。このように、風上側の吹きだまりが発達する箇所と風下側が発達する箇所に大別できる。

また、ここで使われた相吹雪量は、図4の2009年12月12日から観測日である2010年1月7日までの日吹雪量を日平均風速から推定したものであり、上記の期間内で累積することによって観測日までの総吹雪量を推定した。なお、雪面から建物高さまでの範囲を対象とし、1m幅当たりの吹雪量として推定した。結果、12月12日から1月7日までの総吹雪量は638kg/mであった。

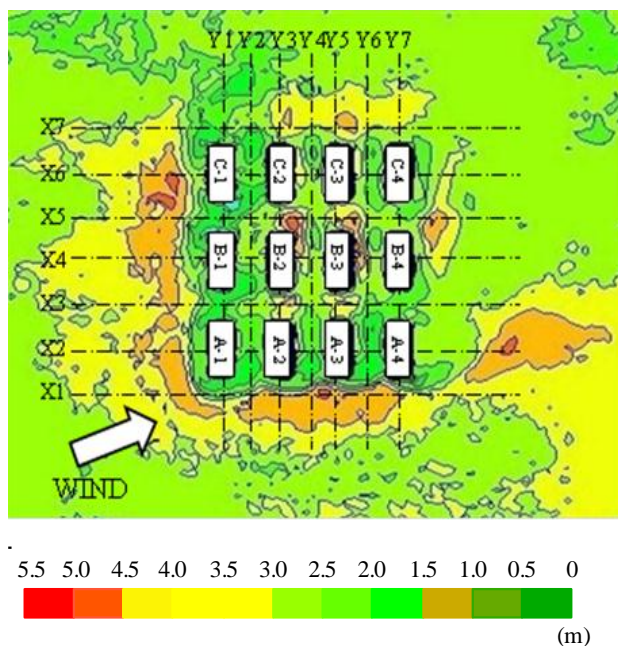


図-2 屋外観測の吹きだまり分布

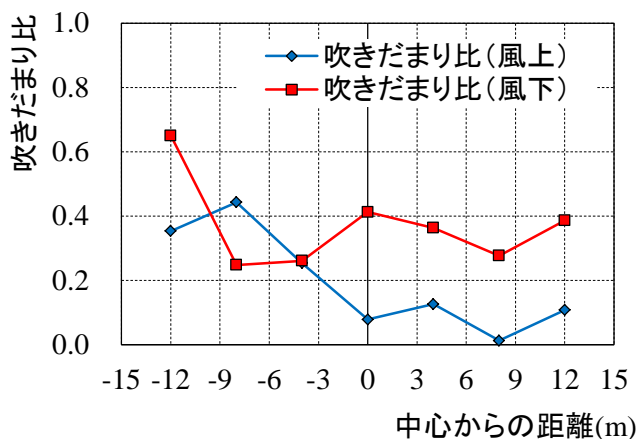


図-3 風速と吹雪量の関係性

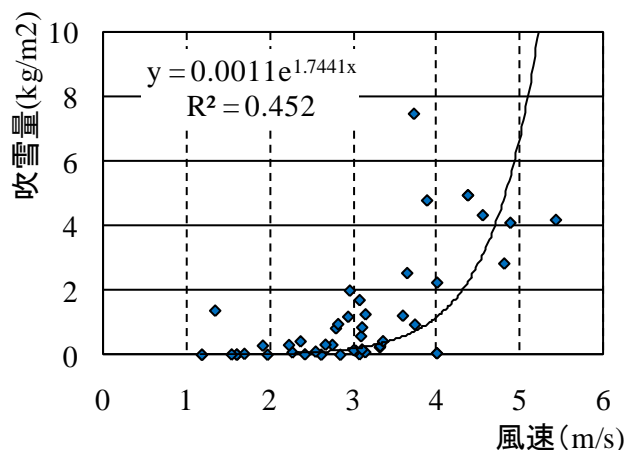


図-4 風上と風下の吹きだまり比

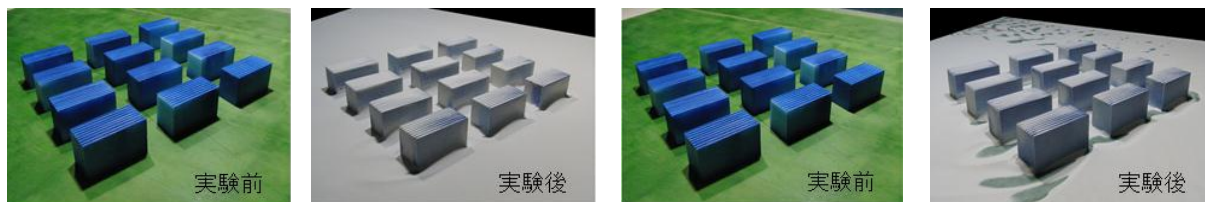


写真1 吹雪風洞実験時の様子 (左: 風速 3m/s 右: 風速 4m/s)

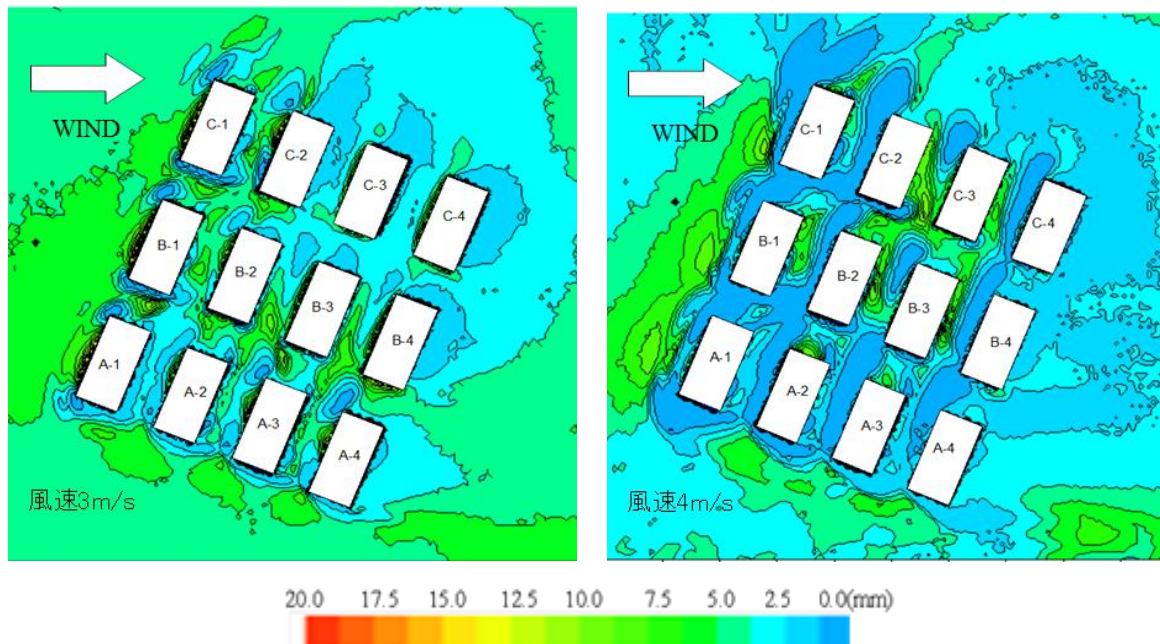


図-5 吹雪風洞実験の吹き溜まり分布

3.2 屋内風洞実験

写真1に風速3m/sおよび4m/sの吹きだまり状況を、図-5に3m/sおよび4m/sの吹きだまり分布を示す。風速3m/sの場合をみると、主な吹きだまりは建築群風上側に形成され、吹きだまり最大値は19.9mmで建物周辺に10mmを超える吹きだまりが形成されやすい。また風速4m/sの場合をみると、3m/sの時と比べて大きな吹きだまりは見られないものの、建築群風上側の吹きだまりと吹き払いとの関係が明瞭になる。次に、図-1に示すX4およびY3の測線を対象に、風洞実験と屋外観測を比較した。その結果を図-6に示す。風洞実験において、風向が西の場合をみると、X4の測線では、風上側の吹きだまりは風洞実験と1月7日の屋外観測で近似するものの、建物群内や風下側の吹きだまりは、風洞実験の方が風速4m/sの場合においても小さくなる傾向を示している。また、2月8日の屋外観測の結果をみると、吹きだまりは風洞実験に比べて極めて大きくなり、風洞実験の実験時間と対応していないことがわかる。Y3の測線をみても、吹きだまりの分布形状は風洞実験と屋外観測で近似するものの、吹きだまり量としては、風洞実験が少ない傾向を示した。

次に、屋根雪積雪深について屋外観測と風洞実験とを比較した結果を図-7に示す。なお、図中の縦軸は、屋根上積雪深SDrを建物高さHで除した値で表している。図のように、A列では、両者の積雪深が近似しているものの、風洞実験の積雪深は屋外観測に比べて風下側にピークを有する傾向を示す。B列およびC列をみると、積雪深の分布は近似する傾向を示すものの、風洞実験の積雪深は屋外観測に比べて少ない結果となった。

4. まとめ

本研究では、吹きだまりを予測するための基礎資料蓄積を目的に、建築群を対象とした吹きだ

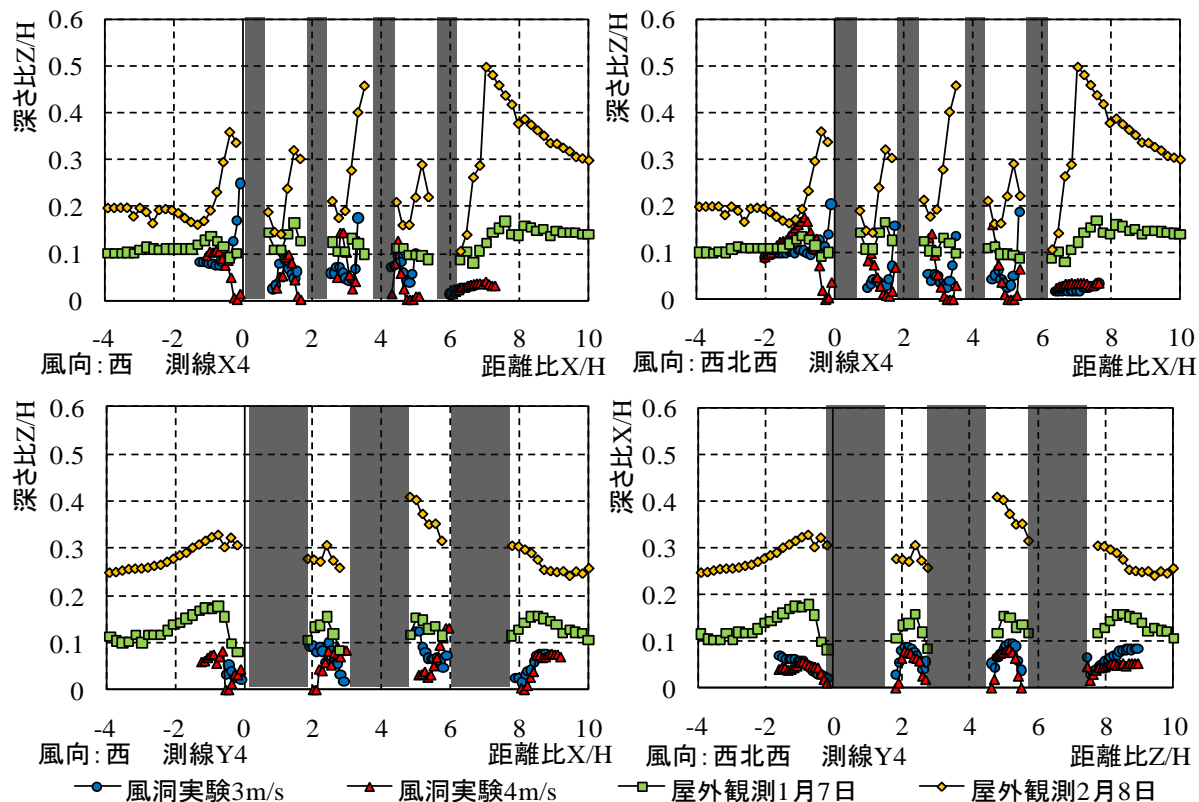


図-6 屋外観測と風洞実験の吹きだまり量の比較

まりの屋外観測および粉体吹雪風洞実験を行った。その結果、通路部分では高い精度で相似した。建築群内においては、風向に対して垂直方向は広範囲にて相似するものの、水平方向では屋外観測と異なる傾向にあることがわかった。また、風洞実験で得られた吹きだまりは、屋外に比べて少ない傾向を示すことから、気象データから得られる吹雪量を用いて定量的に吹きだまり量を推定する手法の検討が必要であることが明らかとなった。今後は、建築群の規模をパラメーターとして風洞実験を行い、建築物の相互作用と吹きだまり性状との関係を検討するとともに、風洞実験と気象データを用いた定量的な吹きだまり推定手法を検討する予定である。

【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物周囲における吹きだまりの実測, 日本建築学会 北海道支部研究報告集, NO.83, pp317-320

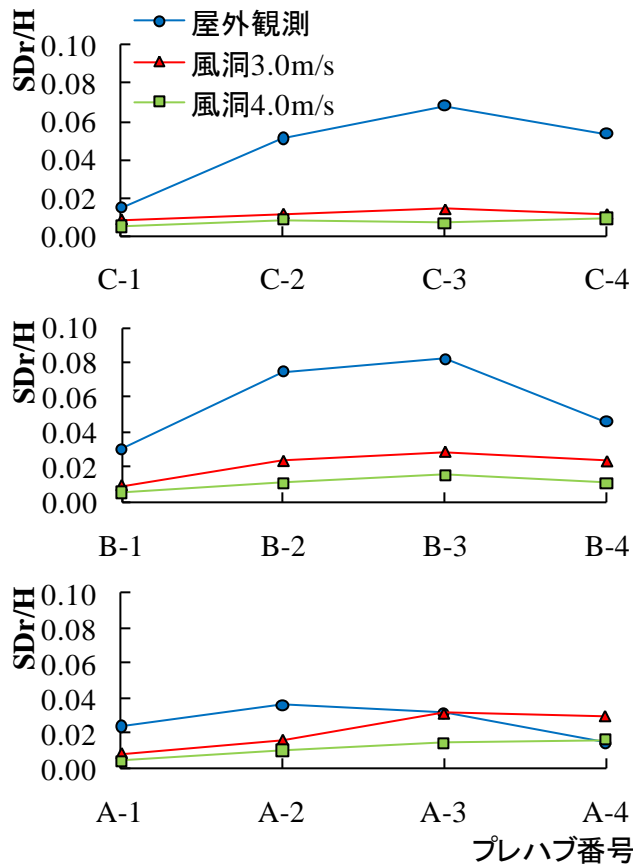


図-7 屋外観測と風洞実験との積雪深の比較

道路防雪林の下枝の喪失に関する一考察

－防雪林を構成する木々の下枝の枯れ上がりとその対策について（その2）－

阿部正明，檜澤 肇，斎藤新一郎（社団法人北海道開発技術センター）

1. はじめに

道路防雪林の基本林であるトドモミ（モミ属），アカエゾトウヒ，ヨーロッパトウヒ（トウヒ属）は，いずれも，その生育特性上，成長につれて下枝が枯れ上がる性質をもつ．また，道路防雪林は風上側に設置される防雪柵等の影響による吹き溜まりや除雪の沈降圧による枝抜けの被害を受けやすいため，裾枝打ちが必須である．

本論では，下枝の喪失要因を整理した上で，北海道天塩町雄信内地区の道路防雪林において，風向風速観測を実施した結果から，下枝の喪失が要因とされる裾風の吹き抜けの状況を報告するとともに，道路上の裾風の吹き抜けを低減するための対応策を提案する．

2. 下枝の喪失要因

道路防雪林の基本林であるトドモミ（モミ属），アカエゾトウヒ，ヨーロッパトウヒ（トウヒ属）は，枝階（limbs layers）において最も長い輪生枝（the longest limbs）である力枝を有する．力枝は成長に伴い上位に移るが，力枝よりも下部に存在する下枝は光不足のため枯れ上がりやすい性質を持つ¹⁾．このような基本林とされる常緑針葉樹の生育特性に加え，保育管理や植栽時における人為的な問題により，下枝の喪失を助長させている場合も見られる．

以下に，人為的な問題による下枝の枯れ上がり要因の事例を示す．

- ①過密植栽及び間引きのタイミングの遅れによる光不足や枝同士の接触ストレス（写真-1）
- ②前生林（保護林）や大型草本類による被圧（写真-2）
- ③根系の小さい成木の植栽による地中栄養分の吸収不足（写真-3）
- ④積雪の沈降圧による枝抜け（写真-4）



写真-1 過密植栽による下枝の喪失例



写真-2 前生林の被圧による下枝の喪失



写真-3 強度な根切り+成木移植による
下枝の喪失例



写真-4 枝抜けによる下枝の喪失例

なお、枝抜けを低減するための裾枝打ちも下枝の喪失要因と言えるが、樹木の健全な成長を促すための管理手法として必須事項である。

3. 裾風の吹き抜け状況（現地観測）

一般国道40号天塩町雄信内地区の道路防雪林において、風向風速の現地観測を行い、裾風の吹き抜け状況について把握した。観測地点の現況及び観測結果を以下に述べる。

3. 1 現地観測の概要

- ①観測地点：一般国道40号天塩町雄信内（A:KP179.6：L側，B:KP180.8：L側）
- ②観測期間：2011年3月2日13:00～2011年3月6日1:00
- ③観測項目：風速 4地点（A1,A2,B1,B2）×2地点（地上高1m,3m），
風向 1地点（B1）

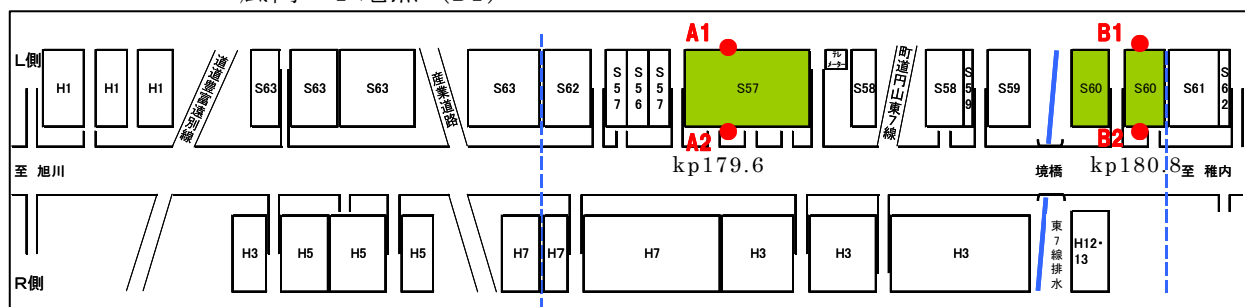


図-1 現地観測位置

S56-H13：防雪林植栽年次

3. 2 観測地点の林帯状況

A, B 両地点の樹種構成（ヨーロッパトウヒ、ヤナギ、ナカマト、ヤチダモ）、基本林の樹高（約12m）、林帯幅（35m）は同様であった。但し、基本林の植栽配置は、B地点が列間2.4m×苗間2.4mの列植え、A地点が列間2.4m×苗間4.8mの列植えであり、B地点よりもA地点の方が疎な林帯であった。また、下枝までの地上高はB2地点が約1.8m、B1地点が約3.0m、A2地点が約2.4m、A1地点が約4.0mであり、B地点よりもA地点の方が、風上側、道路側共に下枝の枯れ上がりが大きかった。なお、A, B両地点ともに風上側の防雪柵が撤去されている地点を選定した。

3. 3 観測結果

観測期間中における風向の経過図を図-2に、全8箇所(4地点: A1, A2, B1, B2×2 地点: 地上高1m, 3m)の風速の経過を図-3に示す。なお、データは1秒毎に収集したものを1分間の平均値で統計している。これをみると、2011年3月3日の12:00~18:00及び2011年3月4日の0:00前後で主に北北西の強い風が観測され、2011年3月4日の21:00~5日の21:00の間に、西北西の強い風が観測された。

本論では、道路防雪林とほぼ直交する風が観測された2011年3月4日の21:00~5日の21:00の間で風速 2ms^{-1} 以上のデータを取り上げ、その解析結果を述べる。

(1) 風上側に対する道路側の風速比

道路側の風速の風上側の基準風速に対する風速比の相対度数について、地上高1mを図-4、地上高3mを図-5に示す。なお、風上側の基準風速は、風速を2地点で比較した結果を踏まえ、地上高1m, 3m共にA1, B1地点の平均値とした。

地上高(1m, 3m)別にみると、地上高1mでは、A2, B2共に0.7~0.9の頻度が高く、地上高3mでは0.4~0.6の頻度が高い。次に、下枝の喪失位置にあたる地上高1mを地点別(A, B)にみると、0.9以下の頻度がB地点で高く、0.9以上の頻度は林帯が疎であるA地点で高い傾向がみられた。

(2) 風速収束率(地上高1m/3m)

道路側の地上高3mの風速に対する地上高1mの風速比を風速収束率として、その経過を図-6に、相対度数を図-7に示す。これをみると、A2, B2共に風速収束率が1.0以上であり、地上高3mの風速よりも地上高1mの風速の方が大きい結果となった。

また、B2地点の風速収束率は1.5~1.7の頻度が高い傾向がみられる一方、A2地点の風速収束率は、1.2~1.4の頻度が高いものの、全体的にばらつきがみられた。

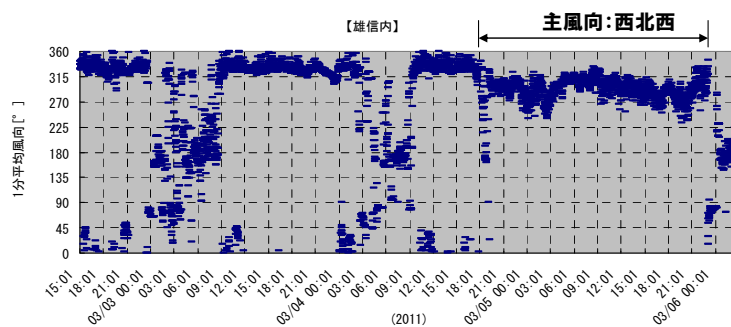


図-2 風向の経過

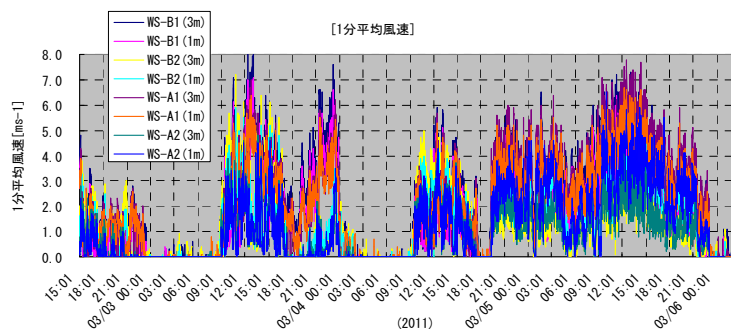


図-3 風速の経過

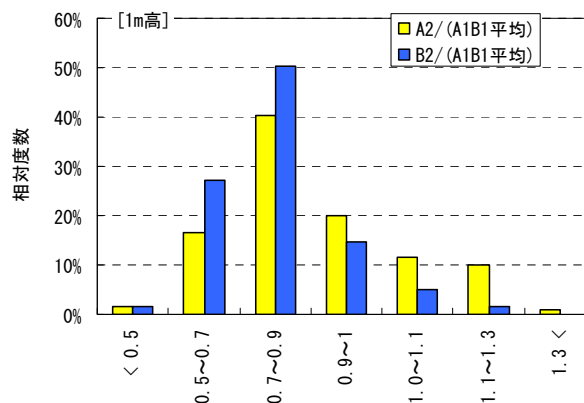


図-4 道路側/風上側の風速比の相対度数(1m)

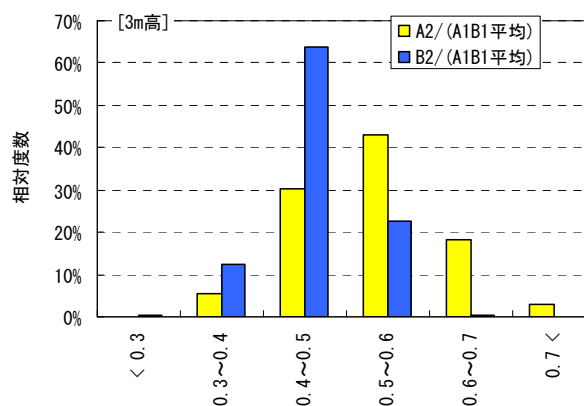


図-5 道路側/風上側の風速比の相対度数(3m)

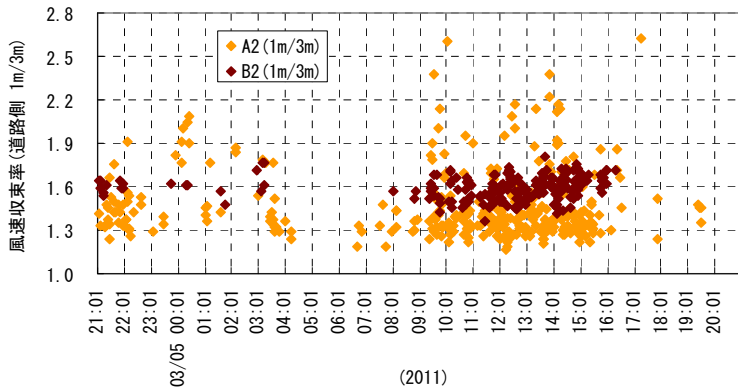


図-6 風速収束率の経過

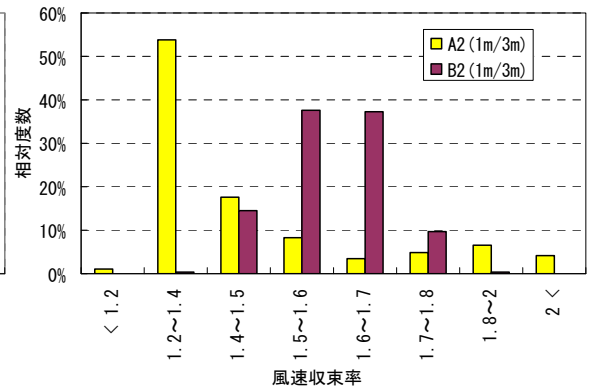


図-7 風速収束率の相対度数

(3) まとめ

- ・防雪林に直交する西北西（風速 2ms^{-1} 以上）の風の状態では，地上高 3m よりも地上高 1m の方が道路側の風速が大きく，疎の林帯の方がばらつきが大きい
- ・風上側に対する道路側の風速比を見ると，地上高 3m よりも地上高 1m の方が高く，林帯が密である B 地点よりも疎である A 地点の方が高い
- ・風速収束率（道路側：地上高 1m/3m の風速比）は，両地点とも 1.0 を超えており，林帯が疎である A 地点でのばらつきが大きい

以上の結果から，枝葉のある高さよりも，下枝が喪失している雪面付近の方が道路側の風速が強まっており，林帯が疎である方が，風速も，ばらつきも大きいと言える。

4. 裾風の吹き抜けを低減するための方策

(1) 枯れ上がりの最小化

前生林及び大型草本類等との競合及び隣り合う樹木の接触を回避するために，下刈り，伐採及び間引き管理を徹底する必要がある。また，常緑針葉樹の葉は概ね 4 年で枯死する性質を持つため，2 年に 1 回程度の剪定を推奨したい。トドモミについては，下枝が枯れ上がりやすい性質を持つため，風上側への採用を避けることが望ましい。

(2) 裾枝打ちの最小化

風上側の下枝は，裾風の吹き抜けを防ぐための重要な役割を担うため，裾枝打ちを実施しない方が良く考える。また，積雪の沈降圧による枝抜けの被害を避けるために，現地の積雪深を把握して，裾枝打ちの高さを積雪深までに止める必要がある。加えて，吹き溜まりによる積雪を最小化するために，吹き溜まり要因とされる除雪や防雪柵の構造を工夫する等の検討が必要と考える。

(3) 物理的及び生物的な対応

風上側の防雪柵を設置している場合は，全面撤去するのではなく，高さ 2m 程度を残す必要がある。風上側に前生林が配植されている場合は，保護林としての役割を終えた後，伐採・抜根するのではなく，2m 程度の高さで断幹することが望ましい。また，風上側の樹種として，下枝が枯れ上がりにくいニオイヒバの採用を提案したい。

【参考・引用文献】

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

切り土法面における林縁樹の湿り雪による倒伏とその対策について

斎藤新一郎（社団法人北海道開発技術センター）

はじめに

北国では、秋季に、落葉前に、早々と、初雪としての湿り雪が降ることがある。そして、ときどき、切り土法面の木々が、湿り雪を樹冠に載せ（冠雪）、その重さで、路面へ倒伏する雪害が生じる。

2010年10月26日に、国道453号の支笏湖畔（KP41.5km付近）において、湿り雪による樹木の倒伏害が発生した（写真-1）。そして、緊急出動として、土質の専門家が呼ばれて、善後策が検討された。けれども、この事例のように、雪害が生じてから検討しても、後始末だけであって、根本的な対策ではない。

筆者が本論で提案することは、林縁樹の湿り雪による倒伏は、前もって十分に予想できるのであり、予防対策は、それらの間引きをする必要性である。以下に、その必然性と予防対策としての間引きを検討し、安全な道路交通に、多少とも貢献いたしたい。



写真-1 国道453号における、湿り雪による切り土法面の木々の倒伏（道路防災有識者会議資料から）

林縁木の片側樹冠について

国道においては、切り土法面に樹林が存在すると、その道路側の林縁の木々の多くが、片側だけが発達した樹冠（偏り樹冠）をもつ。その成因は、上方からの陽光を、上側の木の樹冠に奪われ、路面上方からの側方の陽光を利用するために、そちら側に枝葉が偏るからである。それゆえ、重力が作用し、幹が傾斜を余儀なくされる。また、幹の傾斜は、積雪の移動（グライド）にも影響され、木本性の絡み付きにも影響される。

こうした樹冠（枝葉複合体）が、湿り雪を載せると、樹幹は、さらなる傾斜を余儀なくされ、倒伏に到るケースが生じることになる（図-1）。なお、傾いた樹幹は、立ち直ることなく、いずれ、自重のみでも倒伏に到る。

湿り雪による倒伏の事例

筆者が初めて湿り雪による、林縁木の倒伏と通行止めを視た事例は、2001年10月2日の、大雪湖沿いの国道273号であった（写真-2）。高標高地では、仲秋であっても、湿り雪が降り、落葉前の樹冠に降り積もって、冠雪を生じさせ、倒伏を強いて、その処理のために、国道が数日間の通行止めを余儀なくされた。

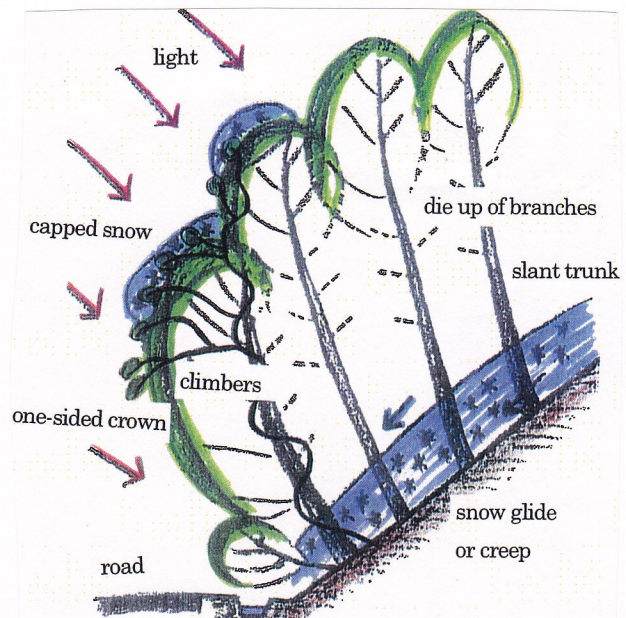


図-1 切り土法面に生育する木々のうち、林縁木は、樹冠が偏り、樹幹が傾きやすい

湿り雪による倒伏を防止するための林縁木の 間引きについて

1) 間引きとは

写真-1の支笏湖畔のケースでは、国立公園内であり、樹木伐採に制約がある、とのことである。けれども、伐採には、皆伐と間引きとがあって、全く対応が異なるのである。

皆伐 (clear cutting) とは、全ての木々を伐ることであり、造林地でない限り、森林の破壊である。それゆえ、公園管理人に、また、自然保護論者に、伐採を制約される。

間引き (thinning) は、良い木を残し、不良な木を伐って、将来的に、樹林全体を良いものに仕立てる手法である。湿り雪で倒伏災害を起こす木々は、元々不良木 (劣勢木) であって、良い木 (優勢木) に圧倒されて、樹冠が偏り、樹幹が傾き、災害を起こす予備軍なのである。ところが、優勢木は、樹冠が不偏で、幹が鉛直で、湿り雪で冠雪となっても、たとえ枝折れが生じることがあっても、幹の倒伏は生じない。

つまり、間引きをして、良い木を残せば、樹林そのものが健全・長命化し、交通安全に寄与するのみでなく、景観も向上するのである。これであれば、公園管理人も、自然保護論者さえ、危険木の間引きを認めるであろう。

2) 道路法面における間引きの事例

写真-2も、国立公園内である。ここでは、道路法面であるから、道路管理者の裁量で、間引きが可能であった。そして、上川道路維持事業所の職員たちによって、シラカンバ密生林の間引きが実施された (図-2)。

間引き前には、まことに過密な生育状況であり、樹高 2.0m 以上の木の密度が 12,300 本/ha であり、胸高断面積合計が 20.7m²/ha であった。残す木と間引く木の基準は、次のようであった。

残す木：優勢木であり、シラカンバでは、直径が太めであるだけでなく、樹皮が白い

間引く木：劣勢木であり、同じく、直径が細めであるだけでなく、樹皮が黒っぽい

この基準により、樹木には素人の職員たちが、それぞれ、手鋸で、劣勢木を伐り除いた。その結果、間引き後の密度が 4,290 本/ha となり、胸高断面積合計が 14.0m²/ha となった。

つまり、間引き率は、本数では 65.1%にも達したが、胸高断面積合計 (現存量) では 32.4%にすぎなかった。劣勢木を大幅に間引いても、優勢木を残せば、森林の現存量というものは、それほど減らない、ということである。そして、間引いたことで、優勢木の成長が旺盛になり、近い将来において、間引き前の現存量を超える筈である。しかも、劣勢木は、いずれ、優勢木によって駆逐されてしまうのである。

道路法面における第2の間引き事例は、千歳道路事務所の職員たちにより、道央圏連絡道の盛り土法面において実施された (写真-3)。

ここでも、天然生のシラカンバが主体であったので、樹皮の白い個体を残し、まだ白くなっ



写真-2 国道 273 号における、湿り雪による切り土法面からの、落葉前の林縁木の路面への倒伏 (上川道路維持事業所提供)

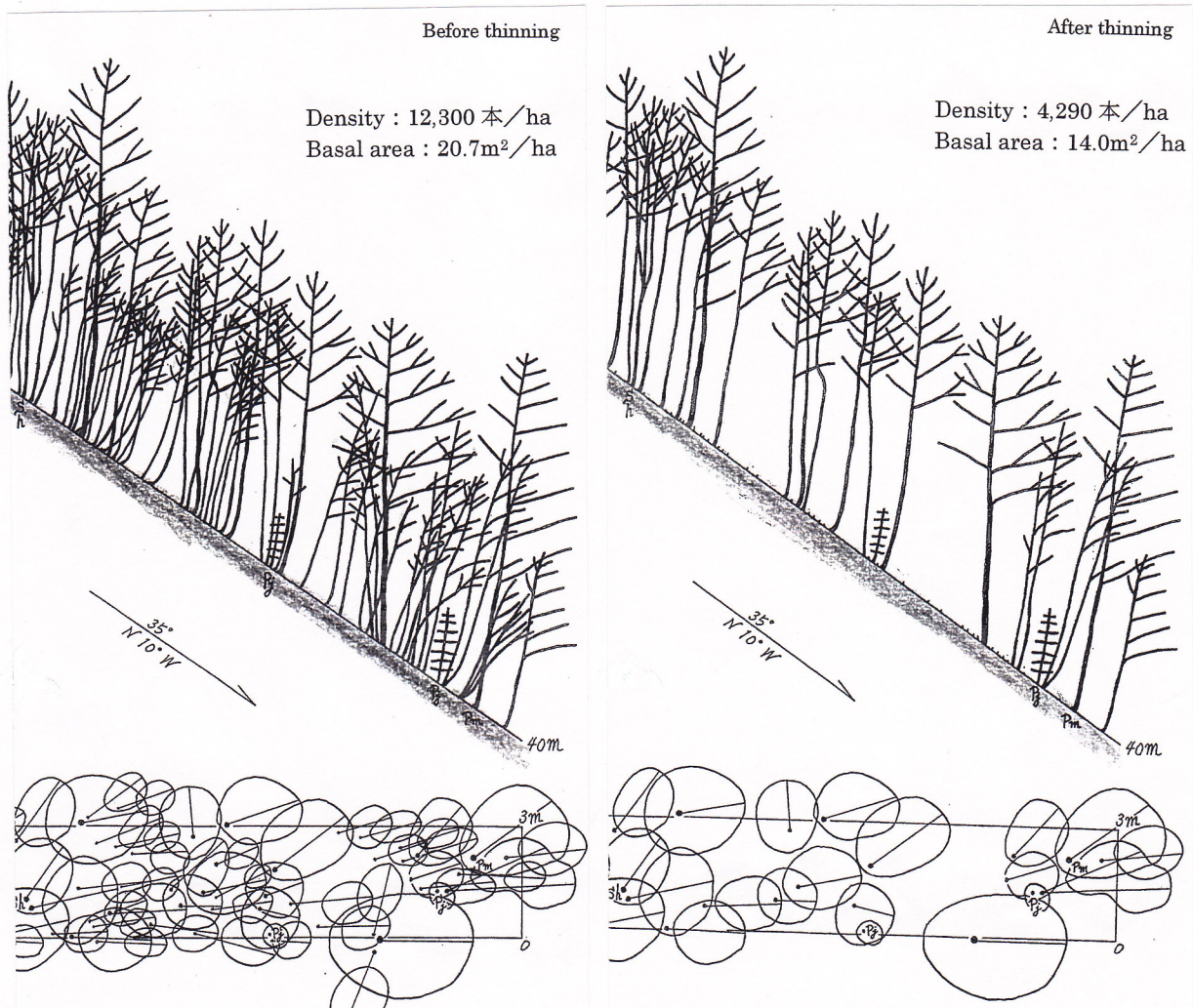


図-2 切り土法面に侵入し、成立した若いシラカンバ天然生林の密生状態(左)と間引き(右) 劣勢木を大幅に間引いても、優勢木が残されたので、森林の現存量はあまり減らない

ていない個体を伐り除いた。ちなみに、樹皮の白い個体は、肥大成長量が旺盛で、樹皮の新陳代謝が進んで、本来のシラカンバ(白い樺)になるのであり、劣勢木は新陳代謝が進まないの、樹皮が白くならないのである。

間引き後には、過密な樹林が適正な密度になり、白い樹皮のものばかりとなって、景観がいちじるしく向上した。

3) 河畔林における間引きの事例

国道沿いにおける樹林の間引きの事例は、まことに乏しい。けれども、河畔林においては、既に、道内各地において、事業として展開されつつある。

河川行政では、従来の治水一辺河倒から、利水や環境を含むようになり、漁業とも、生態系とも関係して、河畔林を皆伐しないで、洪水が流下できるように、間引く手法を採用し始めた



写真-3 盛り土法面における天然侵入したシラカンバ樹林の間引き(千歳道路事務所管内)

のである。

写真-4に、網走川中流域（網走湖の直上部）において実施された、その1例が示される。

間引くことで、本数がいちじるしく減るので——皆伐後に発生してくる、無数の多幹株に比較して——、表面積に比例する、洪水の堰き止め効果が、大幅に減殺される。

そして、残された優勢木がさらに成長するので、立体性が高まり、河川生態系がさらに充実することになる。

むすび

道路沿いの林縁木が、傾斜していて、偏った樹冠であり、湿り雪を載せたら倒伏するであろう、という状況は、誰の目にも明らかであろう。事実、全道の国道沿いには、しばしば、そうした状況——専門家から観れば、危険を含む状況——が見出される。

そして、全てを伐採するのではなく、間引きによって、残された優勢な木々の樹冠が整えば、湿り雪による倒伏災害は、大幅に減少する。しかも、景観を損ねることがなく、生態的にも以前より素晴らしい樹林が出現してくる。

参考文献

- 斎藤新一郎・田村麻子, 2001. 切り土法面に侵入・定着したシラカンバ林の現況および倒木防止のための保育手法について. 日林北支論集, no.49: 85~89.
- , 2003. 道路法面に生育する樹林の冠雪による倒伏とその対策について. 雪氷大会講予稿集, 2003: 100.
- , 2008. 千歳道路事務所植樹管理現地講習会に講師を務めてのコメント. 18pp., 環境林づくり研究所 (千歳道路事務所へのコメント).
- SAITO, Shin-ichiro, 2008. Measures for traffic safety against snow-capped trees at the road. Japan-China winter road transportation workshop 2008 proceedings, p.33~38, Sapporo, Japan (和文要旨: 道路緑化における冠雪害への対策について).
- , 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. <第5章 雪害対策>
- , 2011a. 生態系および魚つき林としての河畔林の間引き手法について. 日林北支論集, no.59: 141~144.
- , 2011b. 湿雪による着葉期の落葉広葉樹の道路への倒伏とその対策について. 7pp., 環境林づくり研究所 (道路防災有識者会議事務局へのコメント).

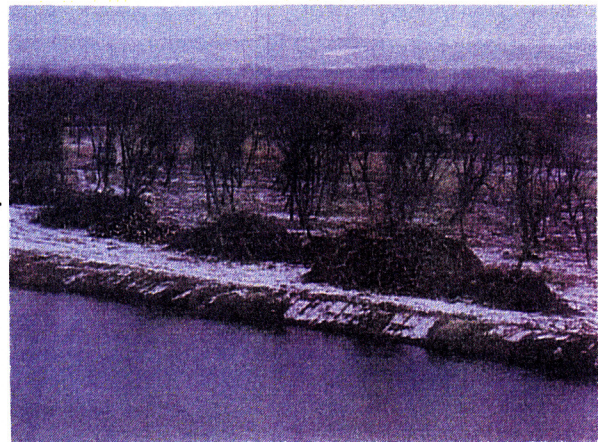
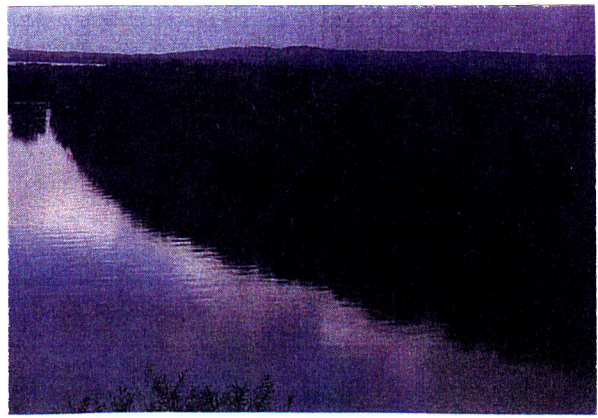


写真-4 河畔林の間引き前後の状況（湖響橋下流側；網走開発建設部提供）

光学式路面凍結検知システムの開発(3)

NUERASIMUGULI ALIMASI, 高橋修平 (北見工業大学),
 榎本浩之 (国立極地研究所), 茂村 歩 (北見工業大学)

1. はじめに

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る。「つるつる路面」発生によるスリップ型交通事故が多発している. この「つるつる路面」については各車両が自動的に検知することができれば, スリップ型交通事故危険性を減らすことができる. この研究では, 運転者が路面状態を把握しやすくし, 冬期の交通事故の軽減に結び付けたいと考えている.

北海道では交通路の要所としていくつかの峠道があり, 冬季の安全な通行の確保は課題になっている. 本研究において研究対象としている石北峠は北海道の中央部大雪山を横断する交通路として重要であり, 峠から東は北見市に含まれている (図 1). 前報告¹⁾では光学式路面凍結検知システム (2) を車載型に改良し, 国道 39 号石北峠 (図-2) 等において行なった路面凍結走行観測の結果を紹介した.

その際に, 観測機の振動により光源と受光面角度変わったため路面凍結装置とビデオカメラの画像が一致しない問題が発生した. 今回はその際問題になった路面凍結装置の設置の高さや光源の強さまたは光源照らす面積等. 装置の設置高さや光源を改良し光学式路面凍結検知システムを改良した.

2. 測定装置

光学式路面凍結検知装置は入射角 45° の光源から光が入り天頂 0° 反射センサーや 45° 反射センサーで受光し「明度」や「 45° 反射度」を求め, 乾燥, 湿潤, 圧雪, ブラックアイスバーン等の凍結路面種別を判断する.



図-1 北海道や北見地域

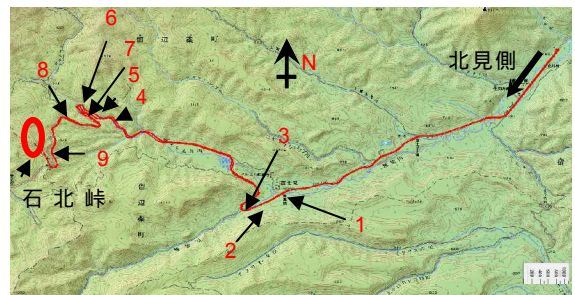


図 2 石北峠 (1, 2, ..., 9 は各合目を示す)

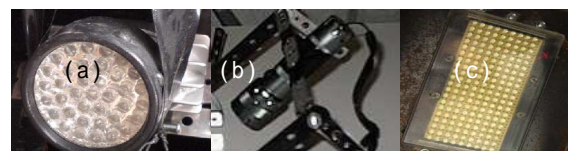


図 3 (a) 2008/09 年度点滅できるヘッド (b) 2009/10 年度ランプレズ隙 LED ライト (c) 2010/11 年度 10x20 平面配置 LED

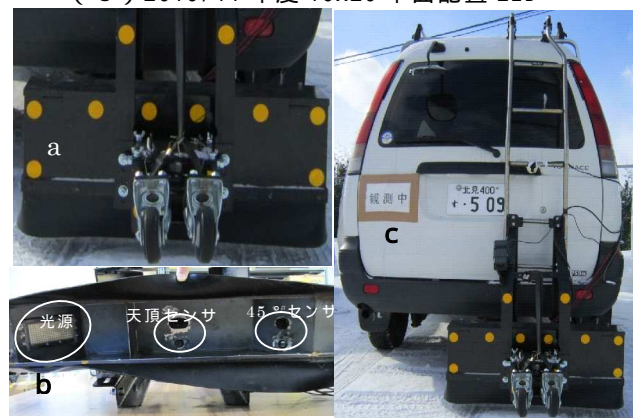


図 4 (a) 光学式路面凍結検知計 (3), (b) 地面側, (c) 観測車両

3. 光源の改良

開発を開始した 2008/09 年の冬は点滅できるヘッドランプを用いた光学式路面凍結検知システム(1) 試作した^{1,2)} (図-3(a)). この光学式路面凍結検知装置を車に載せ走行観測を行った. 観測結果からヘッドランプの電圧が段々低下してくるため広い面積を照らしても照度に不均一があり照度不足という結果となった.

2009/10 年の冬はレンズ付き LED ライト(図-3b)を用いた光学式路面凍結検知システム(2) 試作した³⁾. レンズ付き LED ライトは直線光で, 照度大, 一定している, 照度が距離によらない, 照度が強い, 光源と同じ面積を照らすという特徴がある. しかし, レンズ付き LED ライトの照度面積が少し狭い, 直線性が強いため, 受光面角度が少し変わると鏡面反射が捉えられないという問題が発生した.

2 年間のライトの検討から結果をまとめると光源は電圧が高く, 照度面積が広い光源が必要という結論となった.

2010/11 年冬は 10x20 平面配置 LED ライトを自作し(図-3c) 光学式路面凍結検知システム(3) 試作した. 図-4(a)(b)(c)を示す. 長所は照度面積が広い. 一個一個の LED ライトの照度角度が幅広い. そのため走行中の車両の上下動に対応できること, ガラス(アクリル)カバーを付け雪が入り込まない, 点滅できる(外部コントローラーあり), 乾電池またはカーバッテリー使用可能, 3~4m離れたところから測定可能, 斜め 45° で取り付けやすい, などである. まだ受光面照度に多少不均一があるが, 観測性能は格段に良くなった.

4. 仮想凍結路面の反射強度の測定

移動観測の前に室内で OHP シート(透明光沢シート)をアイスパーン(氷膜)に模して, それぞれ仮想凍結路面として反射強度(V)を確認した.

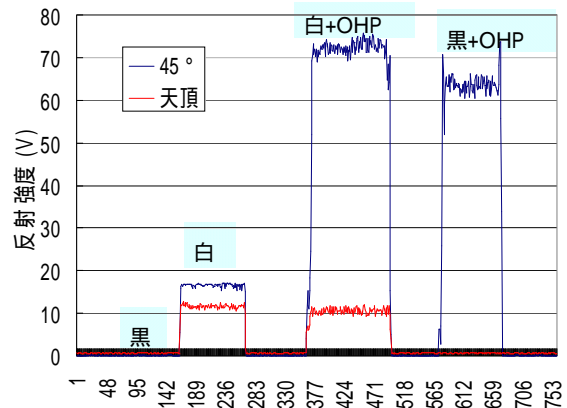


図 5 室内反射強度検定実験

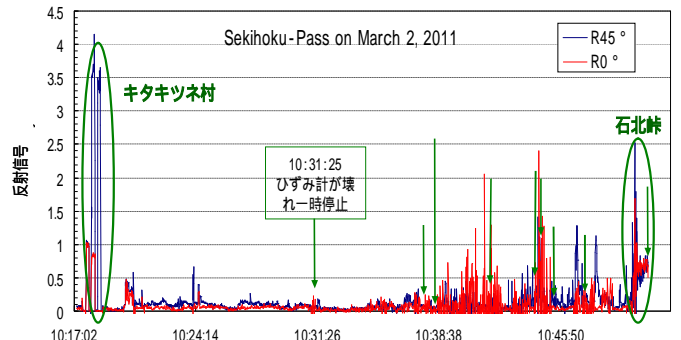


図 6 全移動観測反射信号測定結果

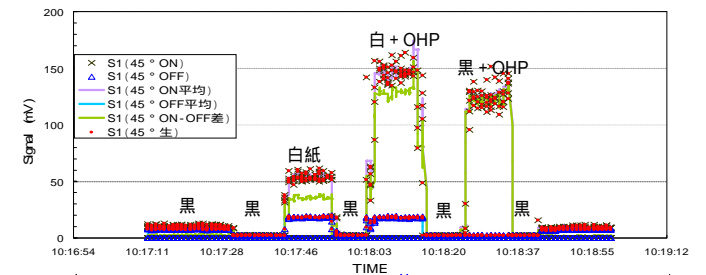


図 7 測定元データ

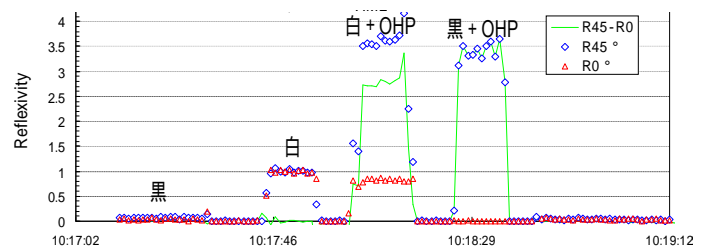


図 8 外部ノイズ光除去後(白紙: 基準 1 の 0° センサー)

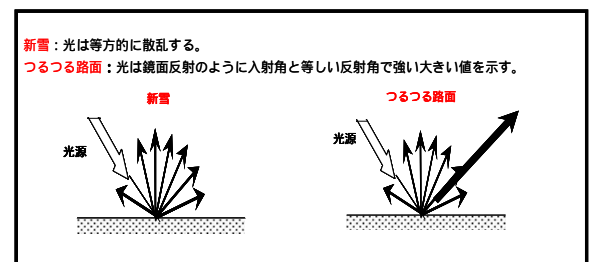


図 9 光学式反射強度測定原理

確認した測定結果は図 5 に示す。OHP を加えた仮想凍結路面 (アイスバーン) の時は鏡面反射の状態となり、天頂での反射強度はほぼ変わらないことが確認できた。また OHP シートにより、 45° の反射は非常に大きくなった。

5. 光学式路面凍結検知システム(3)

光源を改良し光学式路面凍結検知システム(3)を開発した。図 4 (a), (b), (c) に概要を示す。今回の光学式路面凍結検知は凍結路面の状態を光の反射で路面判別を行い、更に摩擦係数との関連を調べることを目標した。観測装置を観測用車両に搭載し、移動しながら路面の状況を把握することが研究目的である。入射角 45° で光源を測定路面に当てたとき、反射光を天頂角 (0°) および反射角 45° の二つの角度で反射強度信号 (V) をセンサーにより読み取る。装置の凍結路面における光学特性は光には新雪路面、光沢のない圧雪を照らすと乱反射し光が散らばる等方散乱するという特徴とブラックアイスバーンや湿潤では鏡で光が反射するような鏡面反射という特徴がある。本システムではこの特徴を利用して路面判別を行った。観測装置は、車両に装着可能となっている。

2011 年 3 月 2 日に石北峠北見市側のふもと (キタキツネ村) から石北峠頂上まで光学式路面凍結検知システム(3)による石北峠における移動観測を実施した。観測に際しては、毎回装置を車両に装着してから走行前に室外で反射強度検定確認実験を行い、各表面のシグナル、外部ノイズ除去などを確認した。図 6, 7, 8 にその結果を示す。移動観測における測定項目は反射強度 (V)、路面温度 ($^\circ\text{C}$)、気温 ($^\circ\text{C}$)、ひずみ力 (N)、カメラ画像による路面状況、目視路面状態判別など。移動観測の反射強度測定全体結果は図 6 に示す。図 6 の 10:17 分の時に反射強度を検定した。反射強度検定した所だけの測定結果を拡大したものを図 7 に示す。図 7 には外部ノイズ光も点滅信号と一緒に入っているが、外部ノイズ光を除去したのものを 図 8 に示す。

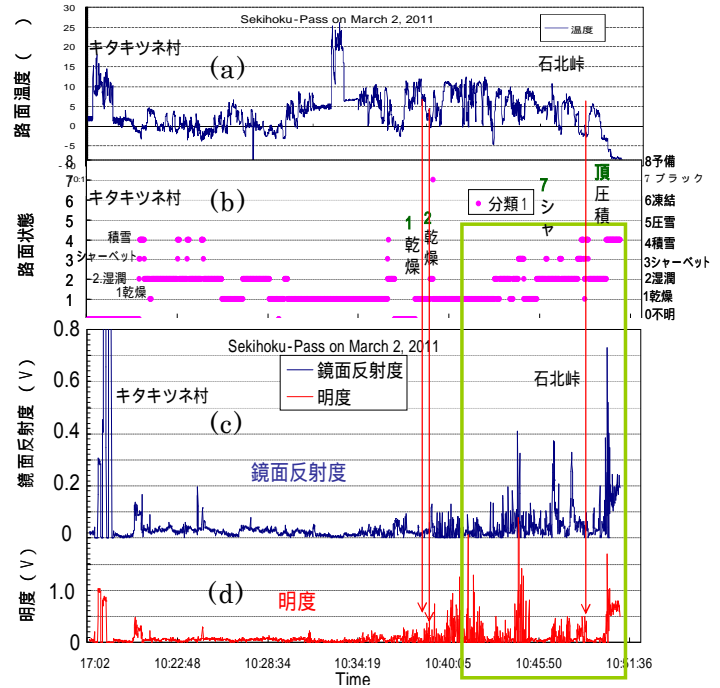


図 10 2011 年 3 月 2 日路面凍結観測全体データ (a)路面温度(b)路面目視判別(c)鏡面反射度(d)明度

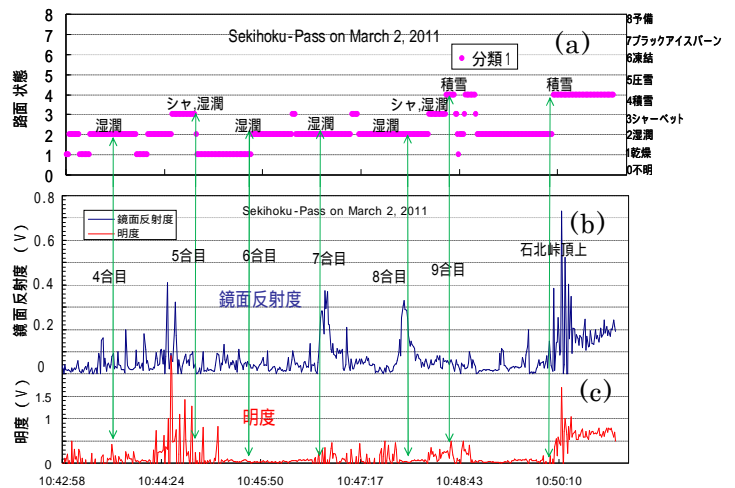


図 11 石北峠 3 合目から石北峠頂上までの結果 (a)目視路面判別, (b)鏡面反射度, (c)明度

10:31:26 のところはひずみ計が不調のため一時停止した。グラフの ~ は石北峠頂上に向かう間の1合目から7合目の記録を示す(標高は1合目:708m, 2合目:746m, 3合目:784m, 4合目:822m, 5合目:860m, 6合目:898m, 7合目:936m, 8合目:974m, 9合目:1012m, 峠頂上:1050m)。光学式路面凍結検知装置の観測原理は新雪路面で光は等方的に散乱します。つるつる路面で光は鏡面反射のように入射角と等しい反射角で強い値を示した(図 9)。

全体データ路面温度, 目視による路面判別, 鏡面反射度, 明度等の観測結果を図 10 に示す。図 10(a)路面温度データの 10:31 分頃に急速で上昇しているところはひずみ計が調整の作業の影響による上昇である。1合目から標高が高くなるほど路面温度が段々上昇しているが, これは時刻の変化による日射の影響である。目視による路面判別(図 10(b))では, 石北峠1合目から頂上までの間で1.乾燥, 2.湿潤, 3.シャーベット, 4.積雪, 7.ブラックアイスバーン等の様々な路面状態が見られた。緑四角は4合目から頂上までの間で湿潤, シャーベット, 積雪などの路面状態が多く表しています。石北峠3合目から鏡面反射度(図 10(c)), 明度(図 10(d))が高かったことがわかる。そこで3合目辺りから石北峠頂上までの目視による路面判別, 鏡面反射度, 明度データを拡大した結果を図-11(a), (b), (c)に示す。湿潤, 積雪, シャーベットなどの路面状態で45°反射強度センサーによる鏡面反射度結果と0°反射強度センサーによる明度結果両方とも反射強度が高いことが確認できる。

6. まとめ

今回の観測機改良作業と野外観測からより以下のような改善結果と新たな問題が指摘できる。

- 1) 照明を面的なものに変えた結果, 走行中の車両の上下動の影響下でも, 鏡面反射度を観測することができた。
- 2) 照明 ON-OFF 信号により, 外部光ノイズが除去できた。
- 3) 路面の明度と鏡面反射度の変化は路面状況変化によく対応した。
- 4) 路面摩擦との対応: 今回, 連続測定摩擦装置を試作したが同時観測実施には至っていない。
- 5) 光検知器の低温障害: -10 以下ではフォトダイオードのプリアンプの出力がなくなる問題が出たため, 保温もしくはプリアンプの変更の対策が必要である。

謝辞

本研究を進めるにあたり, 寒地土木研究所および北見道路事務所の方々にはいろいろなアドバイスをいただいた。ここに記して感謝します。

【参考・引用文献】

- 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) Alimasi Nuerasimuguli, 高橋修平, 2009, 車載型路面凍結検知システムの試作開発, 寒地技術論文・報告集, 25, 7-11.
- 3) Alimasi Nuerasimuguli, 高橋修平, 榎本浩之, 若林剛, 2010, 車載型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.

冬期路面管理における防滑材の定着性向上に関する研究

切石亮，大日向昭彦，徳永ロベルト，高橋尚人，
中村隆一（（独）土木研究所寒地土木研究所）

1. はじめに

積雪寒冷な地域では，凍結路面对策として凍結防止剤の散布を行っているが，厳寒時や路面上の雪氷量が多い場合には，凍結防止剤だけでは路面のすべり抵抗値を改善させる十分な効果が得られない（大日向ら，2011）¹⁾．そのような場合には，碎石などをすべり止め材（以下，防滑材）として散布している（北海道開発局，1997）²⁾（（社）日本建設機械化協会，2004）³⁾．

散布手法としては，防滑材のみを散布する「乾式散布」，防滑材と凍結防止剤水溶液を混合して散布する「湿式散布」がある．湿式散布は乾式散布に比べ防滑材の散布効果が持続し路面への定着性が高い．しかしながら，防滑材の湿式散布を行った場合でも，十分な定着性が得られず車両の走行等により防滑材が飛散し，時間の経過と共にすべり抵抗値が低下する場合がある（宮本ら，2004）⁴⁾．そのような中，海外では防滑材の定着性を向上させる新たな散布手法として，防滑材に加熱した水を混合して散布する手法（以下，加熱水混合散布）が開発された（Vaaら，2004）⁵⁾．佐藤ら（2009）⁶⁾は，加熱水混合散布の我が国における冬期路面管理への適用可能性を検討するため，基礎的な室内試験を行い加熱水混合散布の有効性を確認した．

筆者らは，佐藤らが行った室内試験の結果及び課題を踏まえ，実際の道路環境に近い条件で当該散布手法の散布試験を行った．本報では，その概要と結果について報告する．

2. 本研究の背景

2.1 海外事例

防滑材の加熱水混合散布は，1997年からノルウェー公共道路庁が実施した「Winter Friction Project in Norway」と名付けられた研究プロジェクトの成果として開発された⁵⁾．図-1にスウェーデン製の試作機を，表-1に当該手法における主な仕様について示す．当該手法は，従来の砂を乾式散布する手法に比べ，すべり抵抗値の改善効果が高く，乾式散布に比べて，10～20倍散布効果が持続し，防滑材の使用量が40～50%削減できる可能性があると報告された．加熱水混合散布はカナダのオンタリオ州においても試験が行われ，少なくとも1日は散布効果が持続することが確認された（Perchanokら，2010）⁷⁾．



図-1 スウェーデン製試作機⁵⁾

表-1 加熱水混合散布の主な仕様

防滑材の粒度	0～4 mm
加熱水の温度	90～95 °C
加熱水の混合割合	重量比30 %
散布量	200 g/m ²

2.2 国内における既往研究

防滑材の定着性については，宮本ら⁴⁾が碎石を防滑材として使用した試験を行った．その結果，乾式散布

は散布した防滑材が飛散し路面へ定着しなかったが、湿式散布は、防滑材の定着性向上について一定の効果があることを確認した。

佐藤らは⁶⁾、防滑材として焼砂及び7号砕石を用いた加熱水混合散布試験を行った。その結果、加熱水温度が20℃以上で防滑材の定着率が90%以上となることを確認した。また、加熱水の混合割合は、焼砂を使用した場合では約30%必要であったのに対し、7号砕石を使用した場合では約20%で同程度の定着率が得られる事を確認した。しかし、水の加熱・散布手法の確立や、走行車両の影響等を考慮した試験を実施し、更なる検証が必要であるとの課題も示した。

そこで、本研究では、佐藤らの試験結果及び課題を踏まえ、実際の道路に近い状況で、加熱水混合散布による定着性向上の効果を検証するため試験を行った。

3. 防滑材散布試験

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-2に示す。

3.2 試験方法

試験方法は、コース上に延長50m、2車線分の氷膜路面を100mの間隔を空けて4区間作製した(図-2)。氷膜路面は、舗装路面上に水膜を作製し、水膜が自然凍結した路面である。4区間の氷膜路面は、無散布、7号砕石(図-3)、7号砕石+加熱水、7号砕石+凍結防止剤水溶液(以下、CaCl₂水溶液)とした。

2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)を走行させ、右側車線を観測レーンとして走行車両の有無による散布効果の違いを調査した。

調査項目は、氷膜路面のすべり抵抗値、時刻、気温、路温、各区間の写真撮影とした。気温及び路温はKP=0.4地点において計測した。調査のタイミングは、散水前、散布前、散布直後、ダミー車の走行50台毎に300台走行までの9回で、それぞれの回で走行レーンと観測レーンの調査を行った。

3.3 試験装置

散布作業は図-4に示す凍結防止剤散布車を使用して散布作業を行った。なお、凍結防止剤散布車には、液体を加熱する機構が設けられていないため、

表-2 試験条件

試験月日	2011年2月1日	2011年2月2日	2011年2月3日
時刻	17:51~22:37	18:33~23:15	19:04~23:42
天候	晴一時雪	晴	晴
気温(℃)	-13.9 ~ -6.9	-7.4 ~ -1.9	-7.7 ~ -4.0
路温(℃)	-8.0 ~ -2.8	-3.3 ~ -2.3	-5.0 ~ -1.6
散布条件	無散布	無散布	無散布
	7号砕石 150g/m ²	7号砕石 150g/m ²	7号砕石 150g/m ²
	7号砕石+加熱水(40℃) 150g/m ² 加熱水割合 20%	7号砕石+加熱水(20℃) 150g/m ² 加熱水割合 20%	7号砕石+加熱水(40℃) 150g/m ² 加熱水割合 20%
	7号砕石+凍結防止剤水溶液 150g/m ² 水溶液割合 20%	7号砕石+凍結防止剤水溶液 150g/m ² 水溶液割合 20%	7号砕石+凍結防止剤水溶液 150g/m ² 水溶液割合 20%

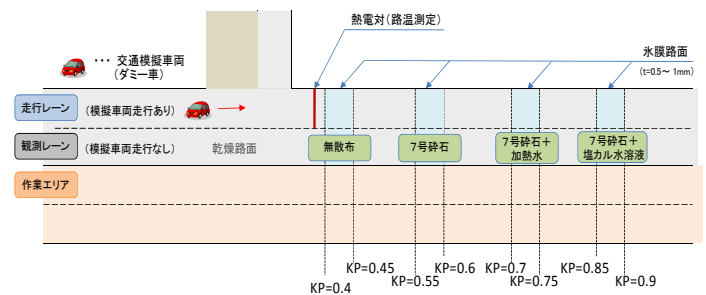


図-2 試験コースレイアウト



図-3 7号砕石



図-4 凍結防止剤散布車 (4.0m³級, 湿式)

図-5 に示すように別途作製した加熱水を凍結防止剤散布車に投入し加熱水混合散布を行った。

すべり抵抗値は図-6 に示す連続路面すべり抵抗値測定装置 (以下, CFT) を用いて計測を行った。CFT で計測するすべり抵抗値は, HFN と呼ぶ独自の値で, すべりにくい路面ほど高い値を示し, すべり易い路面ほど低い値を示す。



図-5 加熱水作製状況

3.4 試験結果

(1) 2月1日の試験結果 (加熱水温度 40℃)

走行レーン (図-7) では, 7号砕石, 7号砕石+CaCl₂水溶液は, 散布直後にすべり抵抗値が上昇したが, ダミー車 50台走行後以降はすべり抵抗値が低下した。一方, 7号砕石+加熱水 40℃は, 散布直後一時的にすべり抵抗値が低下したが, ダミー車 50台走行後以降は HFN56 以上を保持し, 加熱水 (40℃) 混合による防滑材の定着性向上を確認した。



図-6 連続路面すべり抵抗値測定装置 (CFT)

(2) 2月2日の試験結果 (加熱水温度 20℃)

走行レーン (図-8) では, 全ての散布条件において, 散布後すべり抵抗値の上昇を明確に確認できず, 防滑材の定着性向上は確認できなかった。

一方, 観測レーン (図-9) では 7号砕石, 7号砕石+CaCl₂水溶液は, すべり抵抗値は上昇しなかったが, 7号砕石+加熱水 20℃は, 散布直後一時的にすべり抵抗値が低下しダミー車 50台走行後以降は HFN60 以上を保持し, 走行車両のない場合は, 加熱水 (20℃) 混合による防滑材の定着性向上が確認できた。

(3) 2月3日の試験結果 (加熱水温度 40℃)

走行レーン (図-10) では, 7号砕石, 7号砕石+CaCl₂水溶液は, 散布後すべり抵抗値は上昇しなかった。7号砕石+加熱水 40℃は, 散布直後一時的にすべり抵抗値が低下したが, ダミー車 50台走行後以降 HFN55 以上を保持した。このことから, 2月1日の試験時と同様, 加熱水 (40℃) 混合による防滑材の定着性向上を確認できた。

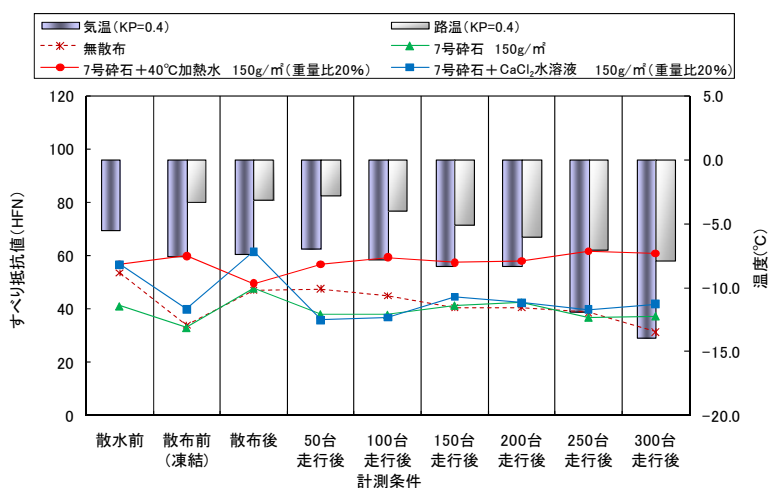


図-7 2月1日の試験結果 (走行レーン)

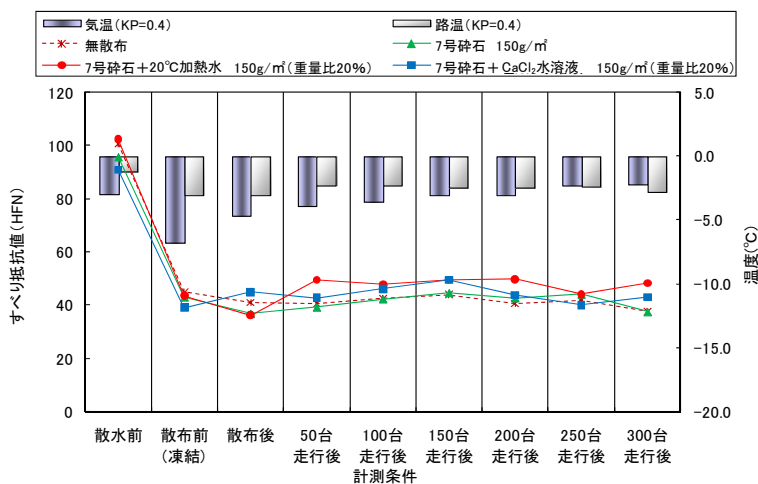


図-8 2月2日の試験結果 (走行レーン)

4. まとめと今後の展望

本研究結果より、防滑材に7号砕石を用いた加熱水混合散布は、加熱水温度 20℃では、走行車両の影響により防滑材が飛散する事が確認できた。一方、加熱水温度 40℃では、走行車両がある場合においても防滑材の定着性が高い状態で維持可能であることを確認した。このことにより、防滑材の定着性向上には加熱水温度が重要な要素の一つであると考えられる。なお、加熱水の作製には凍結防止剤散布車の改造を要する。加熱水温度が高いほど定着性向上が見込まれるが、加熱水温度を高めるために凍結防止剤散布車の改造コストが嵩むと実務への導入が難しくなるため、加熱機構の検討と適切な加熱水の温度、加熱水の混合割合等の検討を並行して行い、防滑材の加熱水混合散布手法の確立を図る所存である。

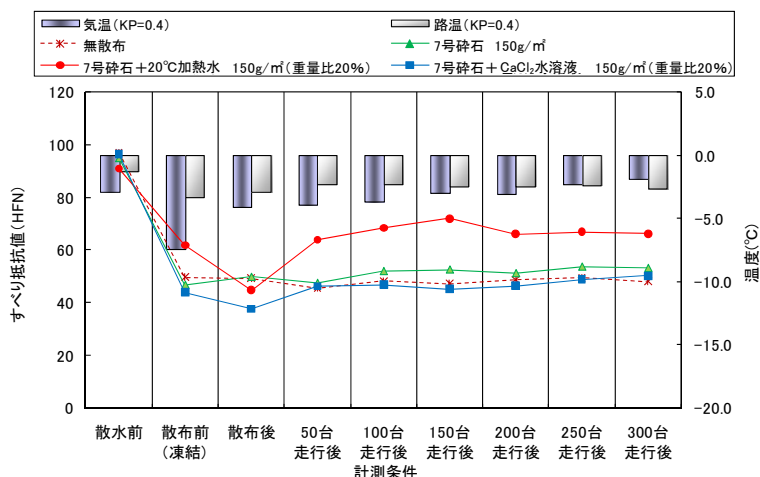


図-9 2月2日の試験結果（観測レーン）

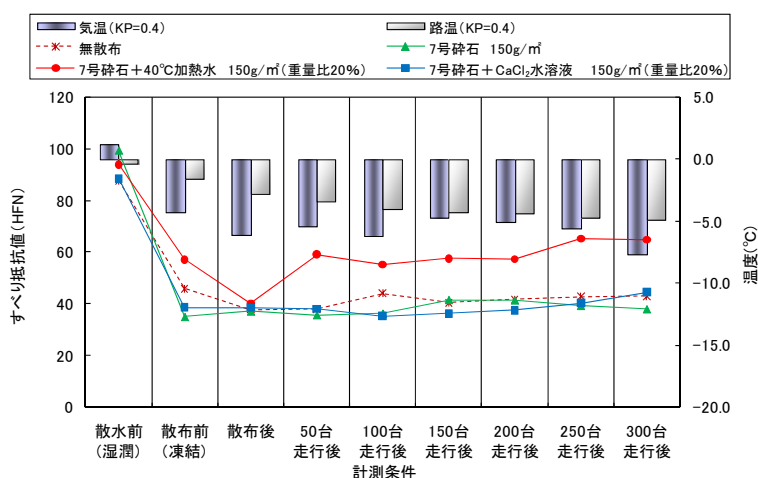


図-10 2月3日の試験結果（走行レーン）

【参考・引用文献】

- 1) 大日向昭彦, 高田哲哉, 徳永ロベルト, 2011: 凍結防止剤の散布手法に関する基礎的研究, 第54回(平成22年度)北海道開発技術研究発表会
- 2) 北海道開発局, 1997: 冬期路面管理マニュアル(案), 16-21
- 3) (社)日本建設機械化協会, 2004: 2005除雪・防雪ハンドブック(除雪編), 213-214
- 4) 宮本修司, 森田英俊, 倉内圭, 阿部英樹, 舟橋誠, 高橋尚人, 浅野基樹, 2004: 防滑材の再利用に関する研究, 寒地土木研究所月報, No.615, 44-49
- 5) Torigeir Vaa, 2004: Implementation of New Sanding Method in Norway, Sixth International Symposium on Snow Removal and Ice Control Technology, TRB Electronic Circular 63, 473-486
- 6) 佐藤圭洋, 秋元清寿, 宮本修司, 徳永ロベルト, 2009: 防滑材の飛散対策に関する基礎的研究, 寒地土木研究所月報, No.675, 35-41
- 7) Max Perchanok, Liping Fu, Feng Feng, Taimur Usman, Heather McClintok, Jim Young, Kevin Fleming, 2010: Sustainable Winter Sanding with Pre-wetting, 2010 Annual Conference of the Transportation Association of Canada

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

小西信義 (北海道大学大学院文学研究科)

1. 本研究の背景と目的, フィールドの概要

文化とは、「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¹⁾とする立場にたってみれば、雪国の文化もまた、北方という厳しい環境の中で、人類が長年かけて育んだ、環境適応への行動戦略とみることができ、克雪の術とも換言できる。現在、この克雪の術は主に自然科学分野の研究・開発が盛んで、人文科学的分野からの研究は圧倒的に少ない。

このような背景から、人類学的アプローチから、宿命的に現代人を襲う北方環境への行動戦略とそれを基盤とする心のしくみを除排雪に注目し描き出すため、2011年1月から2月の21日間、岩見沢市美流渡で、フィールドワークが展開された。

美流渡は、北海道岩見沢市に位置する約1km四方の範囲の盆地にある小集落である。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(平成22年8月美流渡出張所)、高齢者の大半が年金受給者である。

表-1 2011年1月・2月の気象統計(気象庁)²⁾

月	気温(℃)					雪(cm)			大気現象 雪日数
	平均			最高	最低	降雪		最深積雪	
	日平均	日最高	日最低			合計	最大		
1月	-5.7	-2.9	-9	0.8	-14.8	337	33	133	30
2月	-2.9	1.1	-7.6	8	-12.1	90	12	116	23

フィールドワークを展開した期間(2011年1・2月)における気候(表-1参照)は、気象庁札幌管区气象台のホームページによれば、降雪量・積雪量ともに、1月は例年より多く、豪雪の月であった。一方、2月は雪量も落ち着きを見せ、比較的過ごしやすい気候であったと考えられる。しかし、2月で降雪量の割に、積雪量が例年より多いのは、融解と凝固を繰り返し、1月の積雪が2月に持ち越されたと考えられ、1月の硬度の高い積雪をどう克服していくかが、今冬の特徴であったと考えられる。この地域は、豪雪地帯対策特別措置法に基づき、豪雪地帯の指定を受けている。住宅の大半は木造平屋建てで、寒冷地仕様の機能をもつ家屋は極めて少ない。

2. 美流渡の除排雪をめぐる行動戦略

2-1. 除排雪活動への視座

本稿は自然誌という方法論を援用する。それは、人間の活動の体系的記載であり、それは経験的観察方法で記載される³⁾。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ことである。これにより、文化の個人差とその内容を明らかにするのみならず、個人差をとおして個体と集団との関係を明らかにすることができる。このような方法論により、人びとがどのような価値基準をもって、なぜそのような行動をしている

のかということをはっきりさせることができる。

本稿の「人間の活動」とは、まさに除排雪である。除雪とは、自身の行動範囲を確保したり、家屋の損壊を防ぐために、別所に積雪を移動することであり、排雪とは、除雪された雪が自然に溶けることが許される場（空き地など）に移動することである。フィールドワークによって美流渡の人びとの除排雪活動は、個体によって様々な様相を見せた。

2-2. 除排雪活動の空間的・時間的利用と個人差

除排雪活動を体系的に記載するため、右のような空間的・時間的設定を行った。

「空間的設定」は、除排雪を行う家屋周辺の範囲を示すもので、4つの範囲の除排雪が整うことで、ひとつの家屋が雪害からのリスクが除かれることとなる。また、外出経路の確保や家屋の破損防止などの観点から除排雪範囲の優先順位の認識が人びとの間にある。

表-2 除排雪活動の空間的・時間的設定表

時間的設定	空間的設定	高 優先 順位 低
早朝 (降雪ごと日常)	玄関から公道までの最低限の通路除雪	
早朝～午前 (積雪量に応じて)	窓下	
早朝～午前 (積雪量に応じて)	屋根・車庫など	
午後～夕方 (積雪量に応じて)	家屋周辺の比較的優先順位の低い箇所	

除排雪活動の範囲を規定するのは、個体ごとの活動可能範囲である。その際、除排雪道具（スコップ・ママさんダンプ・除雪機など）や性差・体力差などの個体差、その範囲を除排雪するか否かの優先順位が説明変数となる。例えば、除排雪活動と個体の体力差（ADL値*1）の関係を指摘すると、ADL値が高ければ高いほど、除排雪活動範囲が広がることに有意性が認められた（ $p=0.0024$ ）。しかし、このような体力的制限を埋めるため、女性は「二段飛ばし」をしたり、ママさんダンプに蠟をぬったりして、男性との体格差や体力差⁴⁾を埋める工夫が施された。また、体力のない男性もスコップの柄の持ち方を替えることで、インターバルを置きながら持続可能な除雪活動を意図的に行っていた。これらは、除排雪活動範囲を規定する体力差・性差などの個体差がもたらす行動的調整機能である。一方、通路除雪の有無は他者がその個体の安否確認をするバロメーターになっていたたり、屋外からの冷気を遮断するため意図的に窓下の積雪を残していたり、「きれいにしたい」と雪害リスクの低い箇所まで除排雪を行う個体も確認され、個体ごとの優先順位の認識が活動範囲をも規定している。

さらに、除排雪活動範囲は、活動範囲の時間的利用にも制約を与えた。「時間的設定」は、4つの範囲の除排雪活動を行うのに適した時間帯のことであり、例えば、屋根上の雪下ろしは、屋根からの自然落雪などを避けるため、雪が凝固している午前中までに行うことが肝要であるという、人びとの自然環境への認識で設定された。

以上、除排雪活動の時間帯や範囲を設定して分析することで、除排雪活動の個人差が浮かび上がる。除排雪活動は、降雪・積雪の度合いやその日の天候などによって、個体の日常生活を大きく規定し、人びとは目まぐるしく変わる環境に対し、性差や体力差などの生物学的な

*1 Activities of Daily Living の略。生活を営む上で不可欠な日常生活動作のことで、ADL 値を測定することでその個体の自立度が表現できる。本稿では、文部科学省「新体力テスト」のスクリーニングテストを用い、男性7名（70-87歳、平均77.6歳）・女性12名（76-86歳、平均80.3歳）を対象にADL値を測定した。出村ら⁵⁾により、ADLの信頼性・有効性に有意な関係が示されている。

個人差と自然環境への認識とを照らし合わせ、積極的に克雪の術を發揮していた。

しかし、このような個体差は除排雪活動の個体における限界値を示すことにもなる。その個体ごとの限界を埋め、雪害のリスクを軽減させるのが、他者の介在（除雪ボランティアや家族の手助け）である。「除雪ボランティア」とは、除排雪活動が困難な家庭に対し、有償または無償で援助をする近隣の人びとであり、ボランティアを要請した個体ごとに援助の度合い（除排雪活動範囲）が異なってくる。大半が除雪機を所有しており、主に、被援助家屋の屋根からの落雪で積もった窓下を早朝から午前にかけて除雪機で排雪する。

2-3. 集団に見られる除排雪活動の行動戦略

合併前の栗沢町では、「福祉除雪員制度」がとられ、民生委員を通じて、除排雪が困難な世帯とその世帯を援助する除雪員を名簿化させ、除雪員には時間給（自己負担 2 割）を支給し、効率よく作業できるように、除雪機の貸出が行われていた（合併により除雪機は無償譲渡）。現在、岩見沢市では先述の除雪ボランティアの活動を支援する「地域除排雪活動支援事業」が展開されている。この制度は、除排雪が困難な世帯の名簿化を各町内会

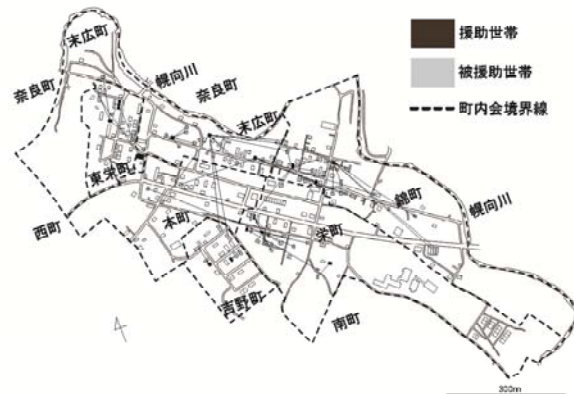


図-1 2011年美流渡除排雪援助活動地図

を通じて行わせ、当該予算に応じてその世帯と町内会に助成金を支給（2011 年は当該家庭に 3,300 円、町内会一世帯ごとに 100 円）するものであり、除雪ボランティアの調達や助成金の配分は、各町内会の協議に委ねるというものである。どちらの制度も地域内の除排雪活動を支援するものであるが、合併により助成額は大きく減少し、より被援助者の負担度は高くなった。また、自治体によって組織化された助け合いは、市町村合併という社会的背景により希薄となり、さらに、高齢化による除雪ボランティアの担い手の減少やそれに伴う一人当たりの担当世帯の増加は、除雪ボランティアの負担度をさらに高めた。そのため、各町内会では、現行の制度を基盤としつつも、除雪ボランティアの調達と助成金の配分方法・減額された助成金を補うための援助者への報酬の創出・設定という主体的な助け合いのシステムを再構築せざるを得なくなった。

例えば、末広町では、担当する一世帯あたりにつき、助成金は被支援世帯に分配され、一律 3 万円が被援助者の家計から除雪ボランティアに前もって支払われる。また、東栄町では、除雪ボランティアの実働時間に応じて被援助者が支払う仕組みもあり、各町内会によって違いがあることが確認されている。このように、町内会という単位の中で、協議が行われ、それが冬季つつがなく行われることで、美流渡全体の雪害からのリスクが減らされる。図-1 からも除雪ボランティアの活動範囲は、大半が同一町内会内の援助活動に留まっている。

このような社会的背景の下、人びとは町内会を仲立ちとし、行政の制度を基盤にしながら、一律の“住民ルール”をもって、個人・除雪ボランティアの負担度を経済的・心理的に平均化する手段を構築した。この町内会の存在は、実際の除排雪活動はしていないが、地域内の助け合いを円滑に機能させ、助け合いを維持させる、個体の除排雪活動を補完する集団単位

の行動戦略と言える。次章では、それらの行動戦略の基盤となる心のしくみを検討する。

3. 除排雪をめぐる自助・共助の基盤となる互酬性の思考

複数の援助者の除排雪活動に帯同する際、「地域除排雪活動支援事業」の対象者となっている被援助者から援助者に向け、除排雪後に現金や物品を渡そうとする場面に多く遭遇した。援助者はそれを拒もうとし、被援助者は執拗に渡すやり取りが数回繰り返され、結局、援助者は恐縮した様子で、それを受け取った。被援助者はすでに町内会で定めてある謝金をその援助者に支払っている。それにも関わらず、追加の謝金のやり取りが行われ、援助者は、「あえてもらってあげた」と観察者に言った。それは、一見、観察者に「金銭にがめつい」と思われることを避けるための申し開きであるようだが、このようなケースは他の援助者にも見られた。また、缶ジュースやお菓子、おかずなどで返礼する場合も見られた。

前章で触れたように、除排雪活動は、近隣の援助を得ながら展開されていくものである。たとえ援助者であっても相当のリスクを抱えながら、他者への援助を行う。そのことを被援助者は経験的に理解していることであり、むしろ、理解以上にリスクを犯してでも援助してくれることに感謝の念を抱き、さらには援助者の仕事ぶりを見て、「無理なことを頼んでしまっている」という罪悪感を抱くこととなる。それは、一律に決められた報酬だけでは埋めきれない“負債”なのである。被援助者は、その“負債”を現金などを受け取ってもらうことで即時的に帳消しにしたかったのではなかろうか。一方、援助者は罪悪感を抱いてもらわぬよう現金を受け取ったのであろう。この目に見えぬやり取りである即時的交換の成立を前提にして、「次もお願いします」という言葉を添えた返礼が行われたのである。その返礼は、即時的で後回しにならない分、次の積雪時の援助要請をさせやすくするのである。

この場合のように、彼らは利己的・利他的のどちらかに偏らない行動のやり取り（互酬性）を繰り返すことで、援助－被援助の関係を維持していき、この関係が維持されることで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くことができるのである。そして、この援助－被援助関係の基盤となる互酬性の原理を円滑に機能させるために、“住民ルール”を作る町内会という集団単位が存在しているのである。「困ったときはお互い様」という彼らの助け合いの社会的規範は、個体および集団の行動戦略の基盤となって、豪雪過疎地域美流渡を優しく包み込み、彼らの生活を支え、北国の文化を育んでいくのである。

4. 参考文献

- 1) 煎本孝, 2010: 人類の進化と北方適応. 文化人類学, **74**, 4, 541-565.
- 2) 国土交通省気象庁, 気象統計情報 (<http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>)
- 3) 煎本孝, 1996: 文化の自然誌, 東京大学出版会.
- 4) 須田力ら, 2007: 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.
- 5) 出村慎一ら, 2000: 在宅高齢者のための日常生活動作能力調査票の作成. 体力科学, **49**, 375-384.

積雪期の救助活動における人力搬送方法と作業強度

上西良樹（北海道大学大学院教育学院），須田力（北方圏体育・スポーツ研究会），
 中村佳子（NPO 法人公園ネットワーク），愛甲哲也（北海道大学農学研究科），
 水野眞佐夫（北海道大学大学院教育学研究院），中住斉（札幌市危機管理対策室）

1. はじめに

阪神・淡路大震災では，瓦礫の中からの救出や安全な場所への搬送などの活動では自助・共助の割合が 97.4% で公助が 1.7% であり¹⁾，自力で移動できない他者を搬送したのは，大部分が家族や地域住民であった．今回の東日本大震災でも同様であったと思われる．すなわち，災害時は住民の自助・共助で発揮される生存・保護を目的とした体力が厳しく問われる場面である．

豪雪地域において，積雪期に災害が起こった場合，無雪期よりもはるかに悪条件の中，自力で移動できない人を搬送しなければならないと想定される．

積雪環境下の防災に関する研究²⁾ ³⁾ は報告されているが，積雪条件を想定した救助活動をした人力搬送の際，どのような搬送方法があり，どのような体力がどのくらい要求されるかなどの研究は皆無に等しい．

本実験では，自力で移動できない人を人力で搬送する際の搬送方法の作業強度の探索を目的とし，一連の実験を行った．

2. 方法

健康な成人男性 11 名（23 歳～73 歳，平均 44.6 歳）を対象とし，以下の条件における身体活動の定常状態の運動強度を，① 酸素摂取量，② 心拍数，③ 血中乳酸濃度，④ 主観的運動強度，⑤ 血圧により測定した．

作業は，（想定上）自力で移動できない 64 kg の男性を，平坦な圧雪路面を車椅子に座らせた状態での搬送（図-1），二人による担架搬送，背負い搬送，ビニールシートによる仰臥位搬送（図-2）を実施した．被験者には，あらかじめ実験の目的，方法，予想される危険性について説明し，文書による同意を得た．実験時の環境条件を表 1 に示す．

作業時間は，各運動 5 分間とし，被験者の負担が過重と判断された場合は，その時点で搬送を中止した．

表-1 実験時の環境条件

1月22日	土	晴れ	0~-2℃	圧雪
2月13日	日	曇り時々晴	-1~-3℃	新雪+しまり雪
3月3日	木	曇り後雪	-2~-5℃	圧雪+新雪



図-1 車椅子搬送



図-2 ビニールシート搬送

3. 結果

血圧は，拡張期，収縮期共に安静時と比べ車椅子搬送，担架搬送，背負い搬送で有意に高い値を示した．酸素摂取量，メッツ（安静時の酸素摂取量を体重 1 kg 当たり毎分 3.5ml として，その何倍かで運動強度を評価する指標）は，それぞれの作業間において有意な差は見られなかった（図-3）．心拍数は，背負い搬送が他の搬送方法と比べて有意に高い値を示した（図-4）．血中乳酸濃度も，背負い搬送，担架搬送が他の搬送方法より有意に高い値を示した．主観的運動強度も同様に，背負い搬送，担架搬送が車椅子搬送，ビニールシート搬送と比べて有意に高い値を示した．以上 5 つの指標について，それぞれの搬送方法で統計学的に有意な差があるものに，高い値のものから 4 点，3 点，2 点，1 点，と点数をつけ，その合計点をグラフにした（図-5）．

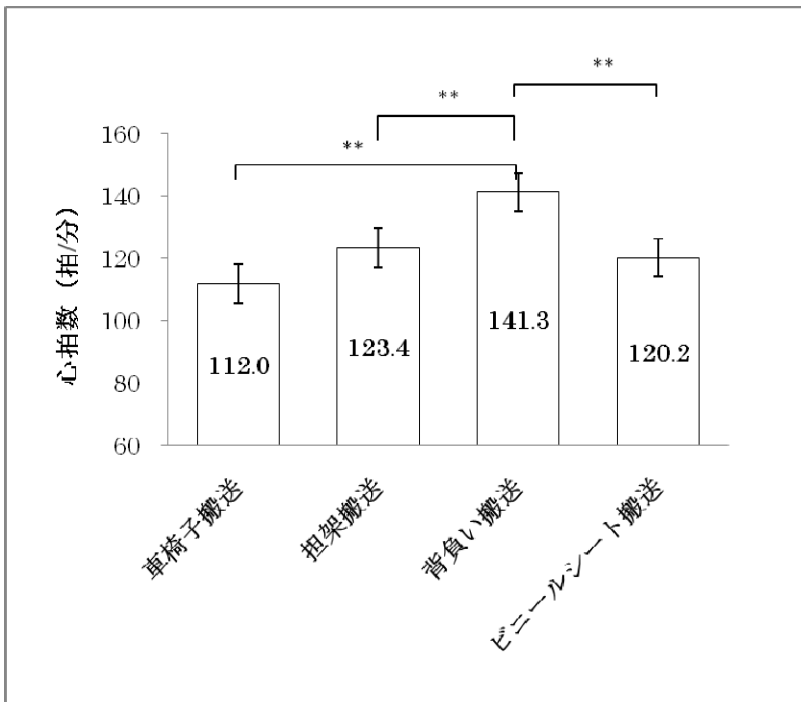


図-3 心拍数の作業方法別比較(平均值±平均誤差)

** : $p < 0.01$

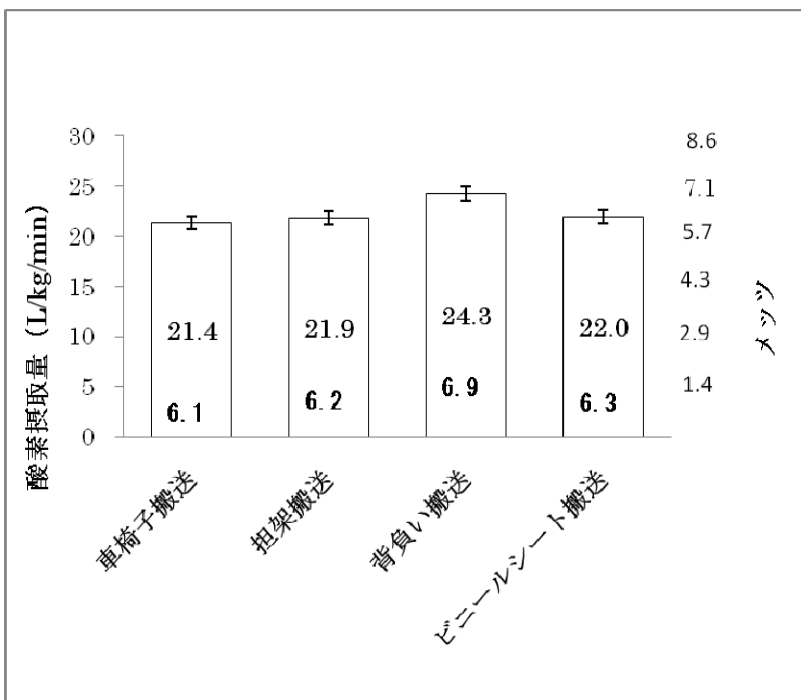
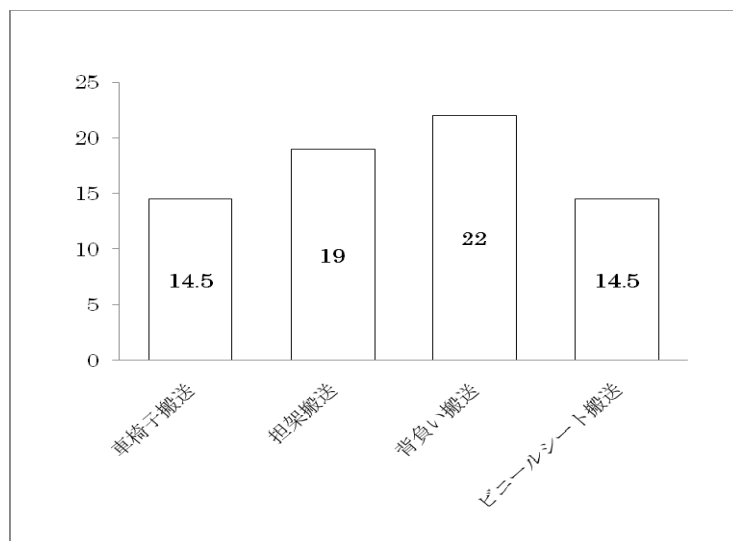


図-4 酸素摂取量の作業方法別比較(平均值±標準誤差)

図-5

作業強度の総合的判定
(5つの作業強度の指標を順位付けし、合計した)



これらの結果から、担架搬送および背負い搬送が車椅子搬送およびビニールシート搬送よりも負担度が高いことが明らかとなった。

4. 考察

本実験の結果、負担度の高かった搬送方法は、背負い搬送および担架搬送であった。比較的負担度の軽い搬送方法は、ビニールシート搬送および車椅子搬送であった。今回の実験では、担架搬送は6.2メッツ、背負い搬送は6.9メッツであった。これは、レクリレーションとしてのジョギング、アイススケート、レクリレーションとしてのテニスに相当する⁴⁾。これらの運動は健康・体力づくりとしては長時間気持ちよく実施できるレベルの運動である。しかしながら、今回の実験において、担架搬送および背負い搬送は5分間の作業時間を続けられなかったケースも見られたのは、作業の負担度が酸素摂取量(メッツ)では評価できない持続的なアイソメトリック(等尺性)収縮が要求される作業様式による加重負担が指摘される。このことからメッツだけでは運動のきつさを評価できないことがわかる。

担架搬送は、全作業時間を通して上肢筋群の強い静的な筋力発揮が要求される。Astrandらによれば、上肢筋群が動員されることにより心拍数が増加する⁵⁾。また、握力は、最大筋力を維持すると60秒で最大筋力の約30%、180秒で約15%、300秒で約10%にまで低下する⁶⁾。握力の回復に関しては、120秒~280秒の担架搬送を行った場合、回復に72時間も要すること⁷⁾、作業時間が長いほど回復に要する時間も長く、大きな力を発揮する筋の損傷として影響することが報告されている^{7),8)}。

これらのことから、被験者が担架搬送をきつと感じた理由は、静的な筋持久力がlimiting factorになったと推測された。

背負い搬送においては、前屈姿勢および脊柱への強い静的な荷重が持続するために胸郭が圧迫を受けながら横隔膜や呼吸筋の活動が抑制され、腕、体幹は持続的な静的な筋収縮を強いられる。両腕も被搬送者の体重の一部を支えるための静的な筋力発揮が絶え間なく要求される。

脚筋群においても、2人の作業員による担架搬送よりも一人で被搬送者の全体重を支え続けなければならないため当然大きな負担が加わる。車椅子搬送およびビニールシ

ート搬送は、今回は圧雪路面という条件であったため、負担度が相対的に低かったものの、ドカ雪で除雪されていない路面などの場合、全く異なる結果となることも予想され、さまざまな積雪条件に対応してどのような搬送方法が適当か、今後さらに検討される必要がある。

5. まとめ

積雪期の災害時に住民が自助・共助の力を発揮するための体力的な条件を明らかにすることを目的として、成人男性11名を被検者として、自力で移動できない人を平坦な圧雪路面上を人力で搬送する作業（車椅子搬送、担架搬送、背負い搬送、ビニールシート搬送）運動強度を測定した。その結果、背負い搬送が最も負担度が高く、次が担架搬送で、車椅子搬送およびビニールシート搬送は、相対的に低かった。これらの作業は、ウォーキング、ジョギングや球技スポーツなど自重（自分の体重だけが負荷となる）動的な運動と違って、自重に加えて被搬送者の体重が持続的に加わるためアイソメトリックな筋収縮に加えて不利な作業姿勢（背負い搬送時の前屈など）の影響もあり、酸素摂取量（メッツ）の指標だけでは評価できない苛酷な作業と思われた。このことから、積雪期の住民は、不測の事態でも自助・共助の力を発揮するために高い体力を備えておく必要があると思われた。

【参考・引用文献】

- 1) 日本火災学会, 1996: 1995年兵庫県南部地震における火災に関する調査報告書.
- 2) 中村一樹, 2008: 雪を楽しんじゃえ! ~雪氷体験を通じた子どもたちの防災意識づくり~: ゆき, No71.
- 3) 上村靖司, 2003: 新潟県における人身雪害リスク分析: 雪氷, 65巻2号, 135-144.
- 4) Ainsworth, BE, Haskell, WL, Whitt, MC, Irwin, ML, Swartz, AM, Strath, SJ, O'Brien, WL, Bassett, DR Jr, Schmitz, KH, Emplaincourt, PO, Jacobs, DR Jr and Leon AS, 2001: Compendium of Physical Activities. an update of activity codes and MET intensities, Med. Sci. Sports Exerc, 32, 9, 498-516.
- 5) Åstrand, P-O. & Rodahl, K., 1986: Textbook of work physiology: Third eds, Human Kinetics, 169-171.
- 6) Yamaji, S., Demura, S., Nagasawa, Y., Nakada, M., and Kitabayashi, T., 2002: The Effect of Measurement Time When Evaluating Static Muscle Endurance during Sustained Static Maximal Gripping. J Physiological Anthropology and Applied Human Sci, 21(3), 151-8.
- 7) Leyk, D., Rohde, U., Erley, O., Gorges, W., Essfeld, D., Erren, T. C., Piekarski, C., 2007: Maximal manual stretcher carriage, performance and recovery of male and female ambulance workers, Ergonomics, 50(5), 752-762.
- 8) Leyk, D., Rohde, U., Erley, O., Gorges, W., Wunderlich, M., Rütter, T., Essfeld, D., 2006: Recovery of handgrip strength and hand steadiness after exhausting manual stretcher carriage, Eur. J. Appl. Physiol, 96(5), 593-599.

2010/2011 冬期における北海道の降積雪と人身雪害

堤 拓哉, 阿部佑平, 高橋章弘 ((地独)北海道立総合研究機構北方建築総合研究所)

1. はじめに

平成 22 年 12 月から 23 年にかけて, 日本各地で大雪となり, 全国的に多数の被害が発生した. 平成 18 年豪雪以降, 北海道内の雪による死傷者は減少傾向であったが, この冬, 近年では最多の死者数を記録するなど甚大な被害が生じた. 本報では, この冬の北海道における降積雪および人的被害の状況を整理し今後の課題を明らかにする.

2. 北海道の被害状況

表-1 に 2010/2011 冬期における北海道および全国の雪による被害状況を示す. 全国の雪による死者数は 131 名であり, 北海道における死者数は全国 1 位の 23 人であった. 負傷者(重傷+軽傷)については, 全国で 1537 人, 北海道はこの内 19%(286/1537)を占めている. 一方, 住家被害についてみると, 北海道の被害は僅か 2 棟であり, 全国の被害棟数 623 に比して極めて少ない. 同様に非住家被害についても全国割合で見ると 1%(11/771)と極めて低い. このように今冬の北海道の雪による被害の特徴として, 建築物の被害棟数に比べ, 人的被害数が極めて大きいことが挙げられる. 北海道における人的被害数の推移を図-1 に示す. 北海道では, 平成 18 年豪雪において死傷者 420 人に達する甚大な被害が生じたが, 今冬の被害はそれに次ぐものである.

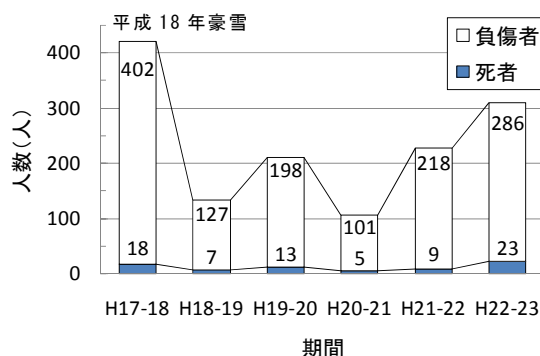


図-1 北海道における人的被害数の推移²⁾

表-1 北海道および全国の雪による被害状況 (消防庁まとめ)¹⁾

地域	人的被害 (人)				住家被害 (棟)			非住家被害 (棟)	
	死者	行方不明	重傷	軽傷	全壊	半壊	一部破損	公共施設	その他
北海道	23	0	124	162	0	0	2	3	8
全国	131	0	636	901	9	14	623	35	736

3. 北海道の降積雪状況

道内 14 の気象官署およびアメダスにおける日最深積雪深の推移を図-2 に示す. 図-2 によれば日本海側の倶知安, 留萌, 岩見沢の積雪深が他地点と比べ際立って多い. 日最深積雪深の増分に着目すると, 岩見沢では 2011 年 1 月 7 日から 1 月 11 日までに 71 cm の増分積雪深が記録され, 留萌では 61cm (同 1 月 12 日~1 月 19 日), 倶知安では 64cm (同 1 月 24 日~2 月 1 日) の増分積雪深があるなど, 幾つかの地点で短期間に著

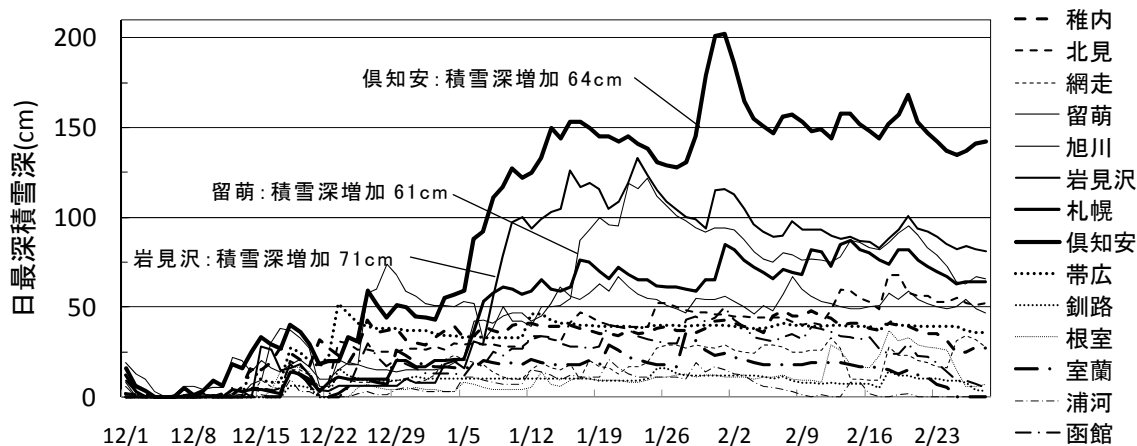


図-2 道内各地における日最深積雪深の推移

しい積雪深の増加が記録された。

各地点の最深積雪深および平年比を表-2 に示す。全道的にみると、平年比が 100 %を大きく下回る地点も幾つかあるが、日本海側、西太平洋側において平年比が 100 %を超えた地点が多く、倶知安、留萌、岩見沢は最深積雪深に加え平年比の値も大きいことが分かる。

以上から、主に日本海側の地域において、平年値を大きく上回る極めて大量の降雪が短期間にあったことが伺え、このような気象状況が後述する人的被害発生の要因の一つであったと考えられる。

4. 人的被害の状況

道内地域別の死傷者数および死傷率を表-3 に示す。なお死傷率は地域別の人口と死傷者数から求めた人口 10 万人あたりの割合である。表-3 によれば、死亡者および負傷者は空知、石狩、後志で多い。一方、死亡率と負傷率については、人口の多い石狩が低くなり、空知と後志が他地域に比べ著しく高い。両地域の死亡率および負傷率は全道平均の 4 倍から 6 倍であり、今冬の雪による事故発生のリスクが他の地域に比べ際立って大きかったことが伺える。

図-3 に人身事故の原因別割合を示す。「屋根転落」が 42 %と最も多く、次いで「落水雪」22 %である。「その他」の事故には、除雪作業中の転倒、川や融雪槽への転落などが含まれる。図-3 の「屋根転落」および「はしご転落」は、屋根の雪下ろしや雪庇除去中の事故であると考えられる。

北海道の住宅様式についてみると、敷地に余裕のある場合は、切妻屋根など落雪屋根にする場合が多く(写真-1 左)、このような建物では雪下ろしをする必要がないと考えられるが、出窓や屋根の谷部で落雪障害が起きる例が、積雪の多い地域で多々見られる(写真-2)。一方、都市部など敷地に余裕が無い場合、M 型屋根など無落雪屋根が

表-2 最深積雪深および平年比

地点名	最深積雪深 (cm)	平年値 (cm)	平年比 (%)	
オホーツク	枝幸	75	105	71
	北見	68	62	110
	網走	34	49	69
日本海	稚内	48	78	62
	留萌	122	91	134
	旭川	67	90	74
	岩見沢	133	119	112
	札幌	92	98	94
東太平洋	倶知安	202	162	125
	帯広	46	51	90
	釧路	16	29	55
西太平洋	根室	37	28	132
	室蘭	35	21	167
	浦河	21	19	111
函館	50	43	116	

選択され (写真-1 右), 雪庇の発生や 2 階の窓が閉塞する問題, 無落雪屋根の住宅に備え付けられている点検用はしごが雪庇で覆われる例が多い (写真-3). 比較的新しい無落雪住宅では, 屋根雪荷重の超過を防ぐための雪下ろしが義務付けられていない場合が多いが, 雪庇の除去や生活上の支障など屋根雪荷重以外の理由で雪下ろしを行い事故に遭ったケースもあると考えられる.

図-4 に年齢別死傷者の割合を示す. 65 歳以上の高齢者が死傷者の 53 %を占めており, 全国的な傾向と同様, 雪による事故の被害者の大多数は高齢者である. 事故原因 (図-3) と併せて考えると高齢者が雪下ろしなどのため屋根に登り, 屋根やはしごから転落する事故が多いと言え, 対策の整備が必要である.

表-3 地域別の死傷者および死傷率²⁾

地域名	死亡者	負傷者	死亡率	負傷率	
オホーツク	2	10	0.7	3.2	
日本海	宗谷	0	0.0	2.7	
	上川	3	26	0.6	4.9
	留萌	0	7	0.0	12.9
	空知	8	61	2.4	17.9
	石狩	3	83	0.1	3.6
	後志	4	54	1.7	22.9
	檜山	0	6	0.0	13.8
東太平洋	根室	0	1	0.0	1.2
	釧路	0	3	0.0	1.2
	十勝	2	11	0.6	3.1
西太平洋	日高	0	0	0.0	0.0
	胆振	1	10	0.2	2.4
	渡島	0	12	0.0	2.8
全道	23	286	0.4	5.2	

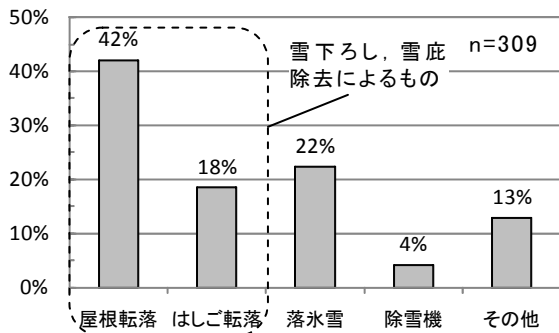


図-3 事故の原因

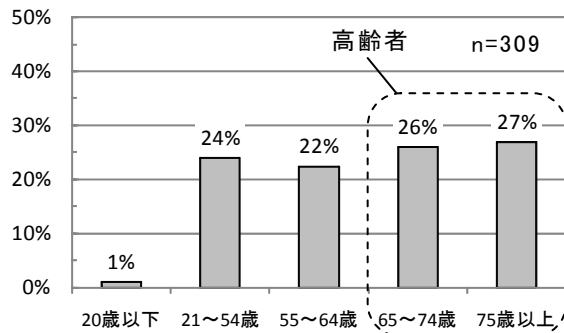


図-4 年齢別死傷者



写真-1 落雪屋根と無落雪屋根



写真-2 落雪屋根の落雪障害



写真-3 無落雪屋根の雪庇

5. 死傷者と降雪との関係

表-3 で示す死傷者数が他地域に比べ格段に多い日本海地域を対象に死傷者の発生と降雪量との関係について考察する. 表-3 の空知, 石狩, 後志における累積降雪量と死傷者の推移を図-5 に示す. なお日降雪量の観測値は, 岩見沢, 札幌, 倶知安の値を用いた (表-2). 空知および石狩では累積降雪量 200 cm 前後から死傷者数が急増しており

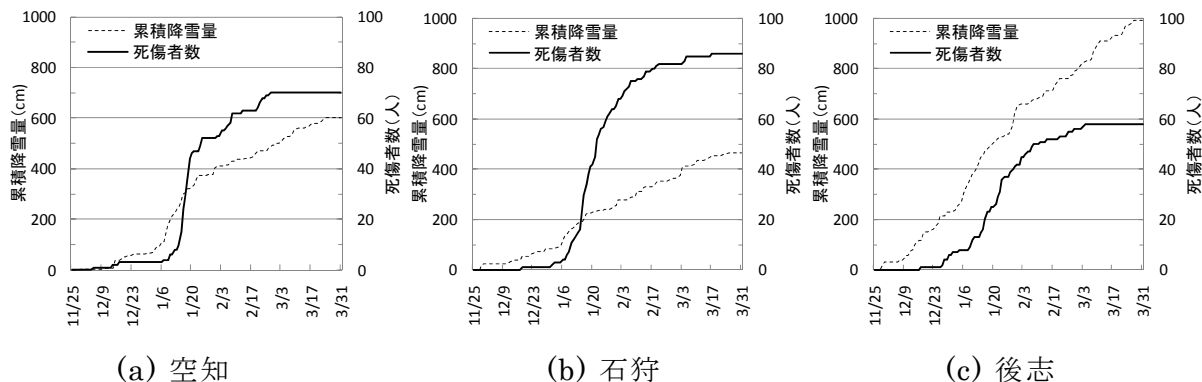


図-5 累積降雪量と死傷者の推移

後志は約 250 cm から死傷者が急増している。このことから、累積降雪量が 200 cm を超えると、一般市民もしくは高齢者が雪の事故に遭う危険な水準に達すると考えられる。

表-3 に示す死亡者と負傷者が 0 である日高を除いた道内各地域における今冬の死傷率（死亡者と負傷者を合算した値）と累積降雪量（表-2 の観測地点における値）の関係を図-6 に示す。図-6 によれば、累積降雪量が増加するに伴い死傷率が上昇しており、両者には指数関数的な関係が見られる。従って各地域の累積降雪量を指標にすることにより、地域の雪の事故に対する危険度に応じた注意喚起や対策整備が効果的に行えると考える。

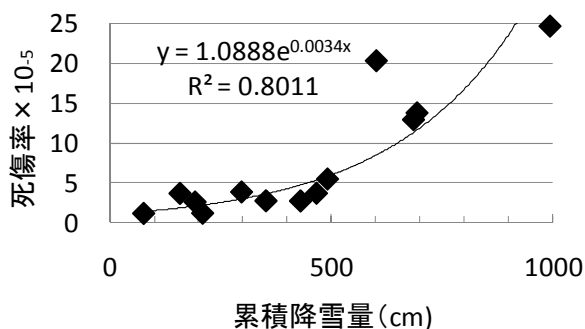


図-6 死傷率と累積降雪量との関係

6. まとめ

2010/2011 冬期に北海道において発生した雪による人的被害を分析した。その結果、以下のことが明らかになった、

- 1) 日本海側の幾つかの地域において、平年値を大きく上回る極めて大量の降雪が短期間にあり、このような気象状況が人的被害発生の要因の一つであった。
- 2) 屋根やはしごからの転落など雪下ろしや雪庇除去に起因する事故が多数を占めた。
- 3) 累積降雪量がある水準を超えると雪の事故が急増する状況がみられ、空知、石狩、後志の例ではその水準は 200 cm 前後と示唆された。
- 4) 地域の雪による死傷率と累積降雪量には比較的強い相関がみられた。

今後、雪による事故と各種要因との関係について更に分析を進め、北海道における雪の人的被害防止に取り組む所存である。

【参考・引用文献】

- 1) 総務省消防庁, 2011: 今冬（平成 22 年 11 月から平成 23 年 3 月まで）のゆきによる被害状況等, 消防庁 HP (<http://www.fdma.go.jp/>).
- 2) 北海道危機対策課, 2011: 雪による被害状況, 北海道 HP (<http://www.pref.hokkaido.lg.jp/>).

ポロシリ亜氷期とトッタベツ亜氷期の認定に関する新事実

澤柿教伸 (北大・地球環境)・松岡直子 (元北大・院)・平川一臣 (北大・地球環境)

1. はじめに

日高山脈に分布するカールなどの氷河地形は、山口¹⁾、佐々²⁾、Sasa³⁾などによる先駆的な研究以来、その形成時期が様々に議論されてきた。橋本・熊野⁴⁾はカール地形が2段構造をなしているという解釈から、間氷期を挟んだポロシリ氷期とトッタベツ氷期の2度の氷期にわたって形成されたと考えた。

一方、日高山脈の七ッ沼カール底直下に厚く分布する氷成堆積物を記載した小野・平川^{5), 6)}は、堆積物が上下2層からなるとして、上部層は氷河擦痕を持つ巨礫を含み、全体に水平に近い層理を持つことを明らかにした。さらに上部層のほぼ全層準に約1万8千年前の恵庭降下火山灰(En-aテフラ)のパミス粒子が混じり、砂とパミスからなるクロスラミナが形成されていることから、最終氷期後半の時期に形成されたアウトウォッシュ堆積物であると解釈した。また、巨礫を混じえる無層理層の下部層を、それ以前のグランドモレーンであると解釈した。

七ッ沼カール底直下の上下2層からなる氷成堆積物が、顕著な時間間隙を示すことなく直接接していることなどから、小野・平川⁵⁾は、橋本・熊野⁴⁾が指摘した間氷期の存在を否定し、この地域の氷河地形が形成されたのは一つの氷期、つまり最終氷期であると考え、新期のトッタベツ亜氷期と旧期のポロシリ亜氷期を定義した。橋本・熊野⁴⁾が氷蝕地形から氷期を指摘したのに対し、小野・平川^{5), 6)}は、直に接する氷成堆積物からトッタベツ亜氷期とポロシリ亜氷期を再定義したという点で、日本の氷河地形研究の中で最も重要な論文の一つとして位置づけられてきた。さらに、七ッ沼カール底の露頭は、最終氷期前半と後半の亜氷期の堆積物が累重する日本で唯一の模式露頭として、いわゆる「小野・平川露頭」と呼ばれて、これまで多くの論文によって参照されてきた。

2. 七ッ沼カール下部露頭での新発見と再意義付け

筆者らによる七ッ沼カール底における調査により、ポロシリ亜氷期のグランドモレーンであると解釈されていた下部堆積物を含む小野・平川露頭の全層準にEn-aが混入していることを確認した。つまり、七ッ沼カール底直下の堆積物は上下層ともすべて新期のトッタベツ亜氷期に形成されたものである。したがって七ッ沼カール底付近にはポロシリ亜氷期の氷成堆積物はない。

一方、岩崎ほか⁷⁾は、七ッ沼カール東方のエサオマントッタベツ谷の標高850m付近で、約4万年前の支笏降下火山灰(Spfa-1)を挟むターミナルモレーンを確認し、ポロシリ亜氷期の氷河拡大範囲を特定している。また、トッタベツ谷においては、ポロシリ亜氷期の氷河底ティルの存在を確認している⁸⁾。したがって、日高山脈における最終氷期の氷河作用が新旧の亜氷期に分けられるのはこれまでと変わらないものの、今後、七ッ沼カール周辺からエサオマントッタベツ谷およびトッタベツ谷へと模式地を移すべきであろう。

上記に加えて、エサオマントッタベツ谷底に厚く堆積している礫層から Kt-6 テフラが確認されており、MIS-5b から 5a にかけての 8 万年前頃には、すでにカール底から氷河が流下しはじめていた可能性もある。また、ポロシリ亜氷期の氷河底テイルは、現在の河床高度付近を谷底とするより大規模でより古い氷食谷を覆っており、これは、最終間氷期以前の氷河作用である「エサオマン氷期」と命名されている⁹⁾。このように、エサオマントッタベツ谷を含むトッタベツ流域は、最終間氷期以前から最終氷期にかけての一連の模式地を示している。

【引用文献】

- 1) 山口健児, 1928 : 日高山脈の圏谷状地形について, 山とスキー, 88.
- 2) 佐々保雄, 1933 : 北海道日高山脈における圏谷地形について, 地質学雑誌, 40, 320-321.
- 3) Sasa, Y. , 1934 : Geomorphology of Japanese high mountains 3rd Rep. Glacial topography in the Hidaka Mountain Range, Hokkaido. *Proc. Japan Acad.* , 10, 218-221.
- 4) 橋本誠二・熊野純男, 1955 : 北部日高山脈の氷蝕地形, 地質学雑誌, 61, 208-217.
- 5) 小野有五・平川一臣, 1975a : ヴュルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境, 地理学評論, 48, 1-26.
- 6) 小野有五・平川一臣, 1975b : 日高山脈における恵庭 a 降下軽石堆積物の発見とその意義, 地質学雑誌, 81, 5, 333-334.
- 7) 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸, 2000a : 日高山脈エサオマントッタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年, 地学雑誌, 109, 1, 37-55.
- 8) 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸, 2000b : 日高山脈トッタベツ川源流域における第四紀後期の氷河作用とその編年, 地理学評論, 73A, 498-522.
- 9) 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸, 2002 : 日高山脈トッタベツ谷における氷河底変形地層について, 地学雑誌, 111, 519-530.

スイスアルプス・ローヌ氷河の底面堆積物分布

西村大輔, 津滝俊(北海道大学低温科学研究所・環境科学院),
杉山慎(北海道大学低温科学研究所)

1. はじめに

氷河流動は氷の粘性変形と底面流動(底面滑りと堆積物の変形)からなる。底面滑りとは、氷と岩もしくは堆積物との界面における流動である。もし、氷と岩の間に脆弱な堆積物が存在すれば、堆積物の変形も流動に寄与する。底面の環境は短期間に変化しやすく、また、同一の氷河においても空間的に多様である。したがって、底面流動メカニズムを明らかにする為には、氷河底の水圧、堆積物の種類、層厚、層構造などを知る必要がある。しかし、氷河底面は厚い氷体の下に存在する為観測を行うのは困難である。したがって、現存する山岳氷河において氷河底堆積物の分布を詳細に調べた例は少ない。そこで、本研究は山岳氷河底面の堆積物層厚と粒径分布を明らかにすることを目的とする。

2. 観測地

ローヌ氷河はスイスアルプスに位置する、長さ約8 km、面積約16 km²の温暖谷氷河で、1800年代以降急速に後退している。2005年に新しい氷河前縁湖が形成され拡大しつつある。氷河湖形成による氷底水理状態の変化は氷河底面流動を促進すると予想される。我々は氷河前縁湖(図-1)の拡大と氷河の流動及び変動の相互作用を明らかにするために2007年から調査を行っている^{1),2)}。2007年に実施された熱水ドリル掘削時に、掘削孔から細かい粒子を含んだ水が噴出した。熱水ドリル先端の真鍮製ノズルに堆積物に削られたと思われる傷や、岩盤に削られたと思われる傷が残ったことなどから、氷河底面には堆積物と岩盤がパッチ状に存在すると考えられる¹⁾。

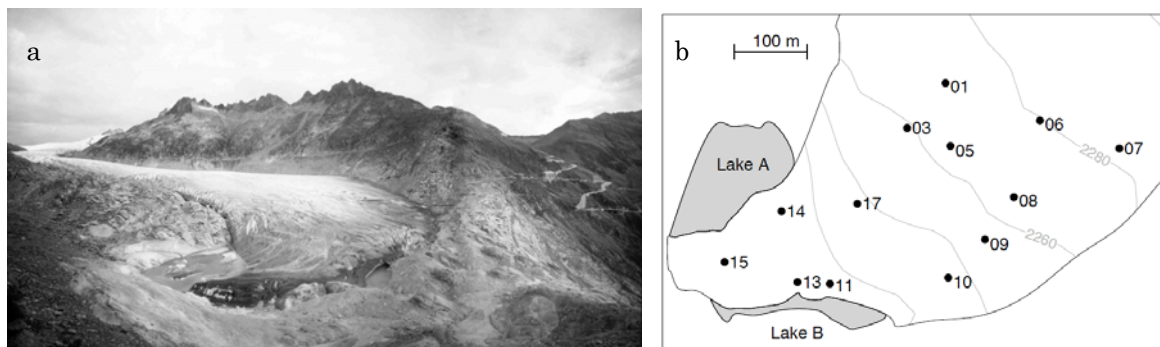


図-1 a ローヌ氷河末端部 2005年9月の写真。黒丸は末端氷河湖の位置を表す。スイス連邦工科大学撮影。b 観測地の地図、数字は調査に利用した掘削孔の名前と位置を表す。等高線は20 m 間隔の表面高度。

3. 手法

2009年6月末に、ローヌ氷河末端から約500 m上流に至る地域の19ヶ所で底面まで達する直径約150 mmの孔を熱水掘削した。掘削孔の深さは25 m～94 mである。掘削孔のうち、図-1 bに示した13点にビデオカメラ、貫入深度計、サンプラーを挿入して、堆積物の層厚分布と粒径分布を求めた。観測は7月12～14日に行ない、掘削孔06と10のみ、それぞれ、9月7日と9月5日に再度観測した。

掘削孔にビデオカメラを挿入し、画像から底面の基質を判断して、明らかに細粒物質がないと判断した場所は堆積物層厚 0 mm とした。ビデオカメラは動画像を200 m のケーブルで伝える(株)レアックス社製のスマートカメラSC-200を使用した。記録装置は(株)アクセス社製のポータブルフォトストレージVP8360を使用した。ビデオカメラ運用の詳細は杉山ら (2009) を参照されたい³⁾。

堆積物貫入深度計とサンプラーはFischer and Hubbard (2006) を参考に作成した⁴⁾。堆積物貫入深度計はステンレススチール製のワイヤー、芯棒、ハンマー、測深棒からなる(図-2 a)。芯棒の両端にそれぞれハンマーと測深棒を取り付ける。ハンマーは上部で直径 3 mm、全長 200 mのワイヤーと接続され、ワイヤーで操作する事によって芯棒を上下に移動し、測深棒を叩いて堆積物に打ち込む。ハンマー重量は、6.0 kg である。測深棒は直径10 mmで堆積物に貫入しやすいよう先端を尖らせた。掘削孔の横に巻尺を貼りつけたアルミ棒を立て、一回の打撃毎にワイヤーにつけた目印を巻尺に沿わせ目印の移動量を測定した(図-2 b, c)。測定値が4回以上一定の値を示すまでの移動量を層厚とした。最初に300 mm の測深棒で測定し、層厚が300 mm 以上の場合は600 mmの測深棒で再測定した。

堆積物サンプルは貫入深度計の測深棒部をサンプラーに交換した装置で採取した。サンプラーは、高さ 40 mm、幅 20 mm の窓を開けた円柱である。掘削孔に挿入する時には窓を開き、掘削孔から引き上げる時には窓が閉じて堆積物の脱落を防ぐようにスライド式の蓋がついている(図-2 d)。採取した堆積物は実験室で0.5 mm 以上を除き、HORIBA社製 レーザ回折/散乱式粒度分布測定装置 LA-920で分析して平均粒径を求めた。装置の測定精度は±0.6 % 以内である。

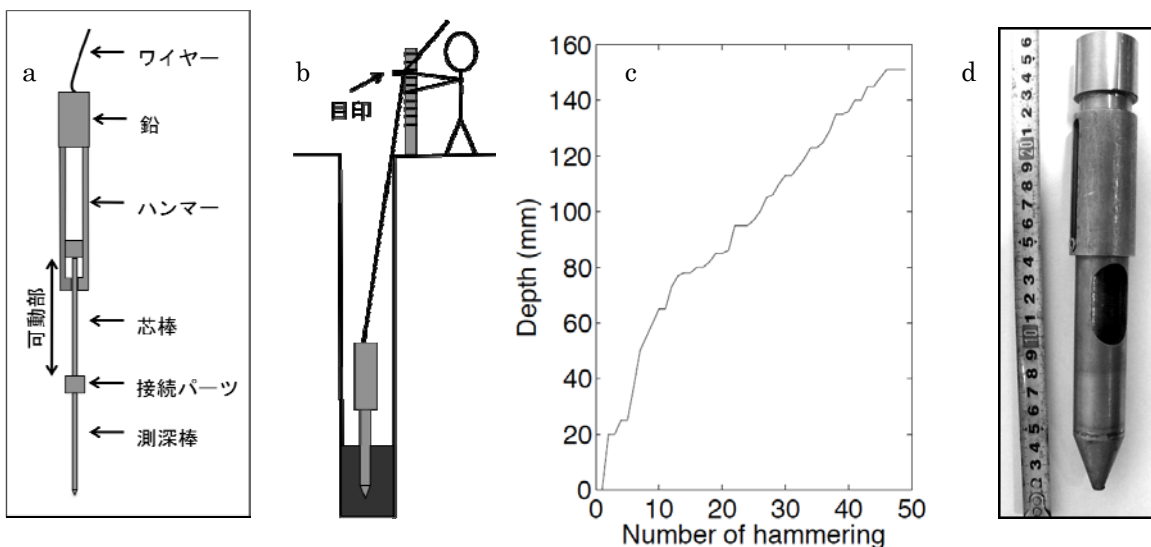


図-2 a 堆積物貫入深度計の模式図。 b 堆積物層厚調査の模式図。 c 掘削孔 01 における打撃回数と貫入深度。 d サンプラーの写真。

4. 結果と考察

図-3 に掘削孔ビデオカメラで撮影した画像を示す. 掘削孔 06 には堆積物が存在した (図-3 a). 掘削孔 08 には細かい堆積物はなく角張った礫が存在していた (図-3 b). 掘削孔 09 は滑らかな巨礫もしくは岩盤が撮影された (図-3 c). これらの画像から掘削孔 08 と 09 には堆積物なしと判断した. 掘削孔 08 にみられる礫は底面の岩層の剥ぎ取り (quarrying) によって形成されたと考えられる. また, 掘削孔 09 の岩盤は氷河によって磨耗 (abrasion) したものである.

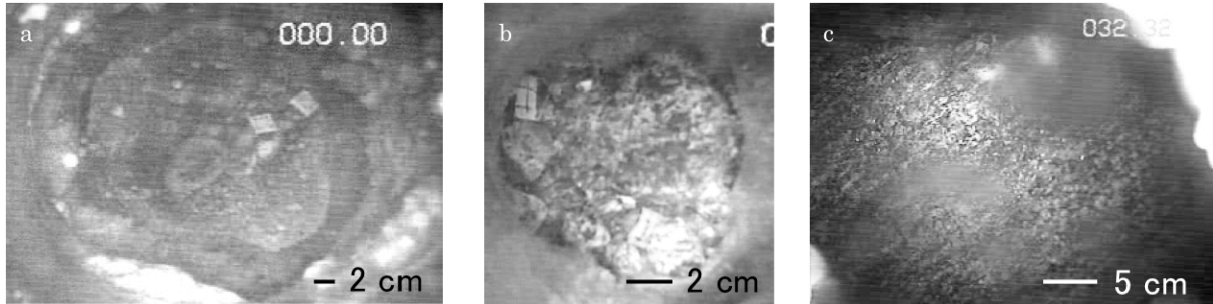


図-3 掘削孔ビデオカメラで撮影した氷河底面の画像. a 堆積物の見える掘削孔 06, b 礫の見える掘削孔 08 c 巨礫もしくは岩盤のみ見える掘削孔 09.

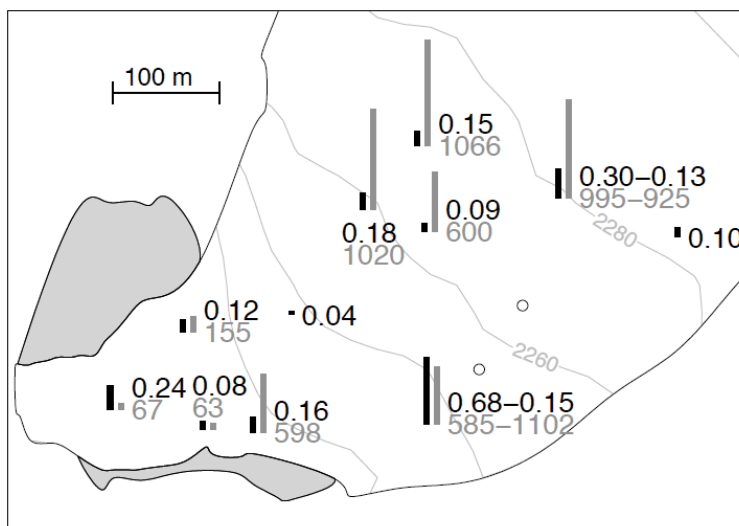


図-4 ローヌ氷河底の堆積物分布. 堆積物の層厚 (m) を黒, 平均粒径 (μm) を灰色の棒グラフと数字で表す. 掘削孔 06 と 10 (図 1 b 参照) では 7 月の観測値を左に, 9 月の観測値を右に記す. ビデオ画像から層厚 0 m と判断した場所は白抜きの丸で表した. 等高線は 20 m 間隔の表面高度.

図-4 に堆積物層厚分布を示す. ローヌ氷河底の堆積物層厚は 0~0.68 m であった. 9 月に再測定をした掘削孔 06 では層厚が 0.30 から 0.13 m に, 掘削孔 10 では 0.68 から 0.15 m に減少していた. 各掘削点の堆積物平均粒径は 63~1066 μm で, 粒径 900 μm 以上の粗い地域 (掘削孔 01, 04, 06), 200 μm 以下の細かい地域, 堆積物がない地域 (掘削孔 08, 09) と末端から約 500 m の狭い範囲の中でも多様であった. 掘削孔 06 での堆積物平均粒径は, 7 月と 9 月で, 995 から 925 μm とほとんど変化がなかった, 対して掘削孔 10 では 585 から 1102 μm と粒径が増加した.

掘削孔 6 と 10 で, 9 月の層厚が 7 月の層厚より減少していたことは, 運搬量に季節変化があることを示唆する. 掘削孔 10 では 7 月より 9 月に粒度が粗い. 7 月以降, 氷河底面の排水システムが活発になり, 細かい堆積物を排出したと考えられる. Rhihimaki らは, ベンチ氷河から流出する河川の濁度から, 堆積物流出量に季節変化があることを報告している⁵⁾. 我々の観測結果は氷河底面の実観測から堆積物排出の

季節変化を表すものである。

5. まとめ

- ・2009年7月に掘削孔ビデオカメラ, 堆積物貫入深度計, 堆積物サンプラーを用いてローヌ氷河末端部の堆積物分布を調べた。
- ・ビデオ画像で観測した100 m~200 m離れた掘削点での底面基盤は, 堆積物, 礫, 岩盤とそれぞれ異なっていた。
- ・堆積物層厚は0~0.68 mであった。9月に再測定をした掘削孔06では0.30から0.13 mに, 10では0.68から0.15 mに層厚がそれぞれ減少していた。
- ・各掘削点での堆積物平均粒径は63~1066 μm と観測域上流で大きく, 観測域下流に行くに従って小さくなっていた。掘削孔06と10では7月と9月で995から925, 585から1102 μm に変化していた。

謝辞

本研究で用いた堆積物貫入深度計及びサンプラーは低温科学研究所技術部にて製作した。現地での観測は吉澤猛氏, スイス連邦工科大学のサポートを得た。粒度分析は北海道大学, 澤柿教伸氏, 国立極地研究所, 三浦英樹氏から装置の提供を受けた。本研究は科研費・基盤研究 (C) 20540418 および GCOE プログラム「統合フィールド環境科学の教育研究拠点形成」の助成を受けた。ここに謝意を表します。

参考・引用文献

- 1) Sugiyama, S., Tsutaki, S., Nishimura, D., Blatter, H., Bauder A., and Funk, M. 2008: Hot water drilling and glaciological observations at the terminal part of Rhonegletscher, Switzerland in 2007. *Bulletin of Glaciological Research*, **26**, 41-47.
- 2) Tsutaki, S., Nishimura, D., Yoshizawa, T., and Sugiyama, S. 2011: Changes in glacier dynamics under the influence of proglacial lake formation in Rhonegletscher, Switzerland. *Annals of Glaciology*, **52**(58), 33-38.
- 3) 杉山慎, 西村大輔, 福士博樹, 千貝健. 2009: 掘削孔ビデオカメラによる氷河底面の観測. *北海道大学低温科学研究所技術部技術報告*, **15**, 23-36.
- 4) Fischer, U. H., and Hubbard, P. B. 2006: Borehole-based subglacial instrumentation. In Knight, P.G., ed. *Glacier Science and Environmental change*. Blackwell Publishing, 387-394.
- 5) Rhihimaki, C. A., Macgregor, K. R., Anderson, R. S., and Michel G. L. 2005: Sediment evacuation and glacial erosion rates at a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research*, **110**(F03003), doi:10.1029/2004JF000189.

棚氷の縮小による南極氷床の流動変化

佐藤 建 (北海道大学大学院環境科学院), Ralf Greve (北海道大学低温科学研究所)

1. はじめに

近年の大気、海洋の温暖化による南極の棚氷が崩壊や、縮小が観測されている。このために棚氷が氷床を抑える効果が弱まり、上流部の氷の流出が促進されることが観測、理論の両面から示唆されている¹⁾。

棚氷と氷床の内陸部では流動メカニズムが大きく異なる。氷床内陸部では、底面の基盤のとの摩擦のため、鉛直シア応力が最も主要な応力である。一方、棚氷の底面は海洋であり底面摩擦が働かない。このため鉛直シア応力は無視できるほどで、水平方向の応力が主たる応力の成分となる。下部の底面摩擦がないために典型的な棚氷の流動速度は 1000 m/a であり、典型的な変動時間スケールは数百キロの大きな棚氷でも氷床内陸の 1/10 以下である。したがって棚氷は外部の環境変化に対して内陸部より速く反応する。

南極氷床の変動による将来の海水準変化への影響には大きな不確実性があり、その原因の一つが棚氷の変動によるものである。棚氷底面の融解量を変動させることで、棚氷の変動による氷床変動への影響を考察する。

2. 手法

本研究では氷床モデル SICOPOLIS に棚氷の流動モデルを結合させて氷床全体のシミュレーションを行った。熱力学結合氷床モデル SICOPOLIS²⁾ はこれまでグリーンランド、南極、ローレントイド氷床、火星の氷床等の様々な地域に適用されているが、棚氷への扱いがなされていなかった。筆者は棚氷の流動モデルを作成し、氷床モデルと結合してこれを南極氷床へと適用した。

筆者らは氷床による海面上昇を予測する国際プロジェクト SeaRISE に参画している。ここでは与えられた氷厚、地熱、涵養量、表面温度、棚氷-氷床分布を使用してシミュレーションを行った。モデルの水平分解能は 40km、鉛直方向は 90 層である。

棚氷底面の融解量については、海域により異なる扱いを行った。コントロール実験ではロス棚氷、ロンヌ棚氷、アメリー棚氷の融解量については、氷床との境界である接地線近辺では 2 m/a、それ以外の部分では 0.2 m/a、深度 2000m 以下の外洋では 20 m/a とした。陸氷に囲まれていない棚氷や南極半島の棚氷の領域では高い融解量が考えられるため、その 5 倍の融解量を設定した。次に海洋での融解量を 2 倍、5 倍、10 倍として融解量変動への鋭敏性を調べた。

3. 結果と考察

氷床の流動速度は図-1 のようになっており、棚氷や沿岸部で高い速度をもつこと、棚氷では沿岸部に向かってより速い速度を持つことが再現されている。次に棚氷の融解量変動実験を行った。棚氷の融解による内陸氷床の変動を見積もるために海水準相当氷床変動を求めた。これにより、棚氷の融解による体積変化を除き、かつ将来の海

水準変化の影響を求める事ができる。実験の結果、融解量が大きいほど海水準相当の氷床体積が減少する効果を見積もることができた(図-2)。融解量を2倍とした実験と参照実験では500年間で海水準変動に70cm程度の差を引き起こす。参照実験と融解なしの場合でも同様である。また融解量5倍と10倍の差は500年間でも10cm程度である。これは融解量が5倍の状態でも十分に融解量が大きく、多くの棚氷が無くなり、融解量を上げても変動がないためだろう。

海洋温暖化の実験⁴⁾では21世紀後半でロンヌ棚氷下部における融解量が18m/aを超える事が示唆されており、温暖化に鋭敏な地域では数値実験で使用したような高い融解量を持つ可能性がある。一方ロス棚氷の融解量変動は小さく、海域による違いが重要になる。

4. 結論

海域による棚氷底部の融解量の差を考慮した氷床変動の数値実験を行った。融解量設定の変動により、海水準相当の氷床体積は100年で70cm、500年で2mとなった。底面での融解量の違いに対して、氷床鋭敏に変動する。今後は棚氷-氷床の面積変化を考える必要がある。

【参考・引用文献】

- 1) Rignot, E., (2006): Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philosophical Transactions A*, 364, 1844 1637-1655,
- 2) Greve, R., (1997): Application of a polythermal three-dimensional ice sheet model to the Greenland ice sheet: response to steady state and transient climate scenarios. *Journal of Climate*, 10(5), 901-918,
- 3) Pollard, D. (2009): Response of the Antarctic Ice Sheet to increased ice-shelf oceanic melting, WAIS/FRISP Workshop, Washington, USA.
- 4) Hellmer, H. (2011): Will another ice shelf soon float in 'hot' water? International Glaciological Society Symposium on Interactions of Ice Sheets and Glaciers with the Ocean, La Jolla, USA.

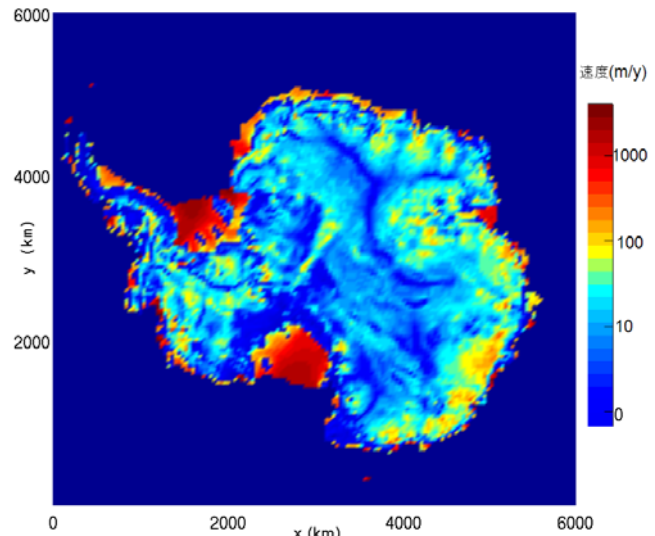


図-1. 南極氷床の速度分布の初期値

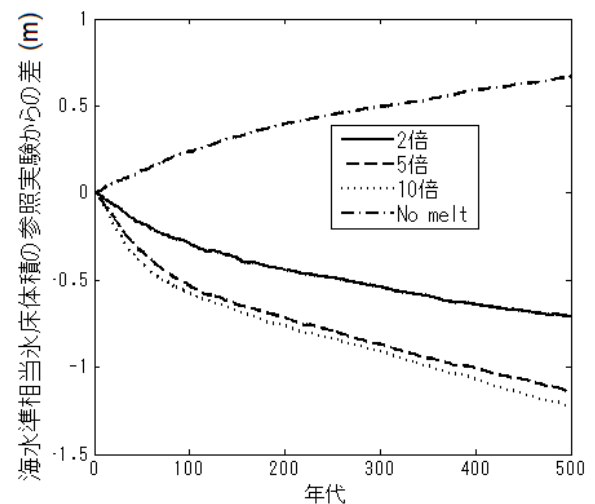


図-2. 融解量2倍, 5倍, 10倍, 融解なしの各実験の氷床体積変化の参照実験からの差

ALOS/PRISM データの解析によるラングホブデ氷河表面高度測定

福田 武博 (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)

澤柿 教伸 (北海道大学 地球環境科学研究科)

1. はじめに

南極氷床の沿岸部に存在する棚氷は、海上に押し出された氷が接地氷床と結合した状態で洋上に浮いているものである。近年報告されている氷床沿岸域の氷河や氷流の流動加速が、棚氷の崩壊に起因する可能性が指摘されている¹⁾。また、潮汐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²⁾、沿岸部の氷河流動において棚氷が果たす役割は大きい。また水温上昇などの変化が伝えられる海洋と棚氷との相互作用も併せて理解する必要がある。

そこで我々は第53次南極地域観測において、東南極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プロジェクトを計画している。このプロジェクトでは、我々がこれまでに開発してきた熱水掘削システム³⁾による全層掘削を行い、氷河と棚氷の底面・さらには棚氷下の海洋観測を実施し、海洋および海水との相互作用や、融解水の底面流入に起因した流動速度の変化などを明らかにすることを目的とする。本報では、現地での観測に先立って実施した人工衛星データの解析により、ラングホブデ氷河の接地線の位置と、熱水掘削を行う地域の氷厚推定結果を報告する。

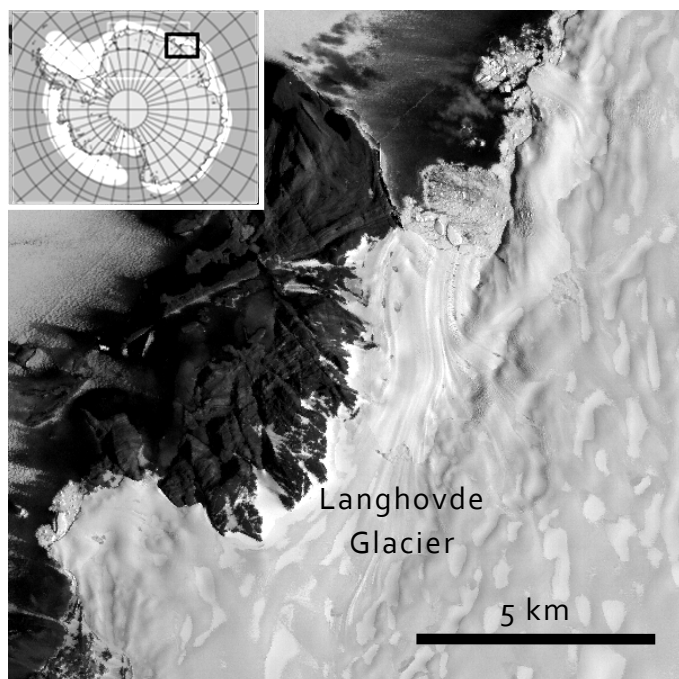


図-1 LIMA (Landsat Image Mosaic of Antarctica) によって配布されている LANDSAT7/ ETM+画像より抽出したラングホブデ氷河。

2. 観察地域

東南極宗谷海岸に位置するラングホブデ氷河(69° 11' N, 39° 47' E, 図-1)は、日本の南極観測の拠点である昭和基地の南西およそ 20 km に位置する。本研究ではこの氷河を含む約 15 km 四方の範囲を対象とした。

3. ALOS/PRISM について

陸域観測技術衛星「だいち」(ALOS: Advanced Land Observing Satellite)は、広範囲の環境を高精度に観測することを目的として2006年1月に打ち上げられた。3つのセンサー(PRISM, AVNIR-2, PALSAR)を装備し、地域環境観測、災害被害観測や地形図の作成に成果を上げている。

本研究はそれらセンサーのひとつ、パナクロマチック立体視センサー (PRISM) のデータを使用した。直下視、前方視、後方視の3方向から地表分解能 2.5 m で観測可能なセンサーで、ステレオ視により高精度な数値標高モデル (DEM) を作成するのに用いられている。

4. 解析方法

解析に用いた PRISM データは 2007 年 11 月 19 日に撮影された直下・前方・後方視の3枚の画像である。ステレオ視モニター (PLANER SD2020)、デジタルフォトグラメトリソフトウェア (ERDAS LPS) を使用したデジタル図化機を用いてステレオ視処理を行った。それぞれの PRISM 画像に対し約 30 点の接合点 (タイポイント) を設定して相関をもたせ、接合点の地上座標と標高を決定した。その後、自動処理にて地表面を三角形の集合体で表現する不規則三角網 (TIN: Triangulated Irregular Network) を作成した。氷河下流部から末端部にかけて不規則三角網を手動で修正したのち、観察地域の数値標高モデル (DEM) を作成し、ラングホブデ氷河の表面標高解析を行った。

5. 結果

解析に用いた直下視の PRISM データを背景に、作成した DEM に基づく表面標高の等高線を重ね合わせたものを図-2 に示す。露岩域は不規則三角網の手動修正を行っていないため誤差が残るが、氷河上においては表面標高や末端位置をとらえることができた。同様の解析手法を用いた先行研究⁴⁾では、最大誤差は±4m 程度と報じられている。氷河末端部は起伏の少ない平坦な表面であることから、ラングホブデ氷河末端は海洋上に張り出す棚氷となっていると考えられる。

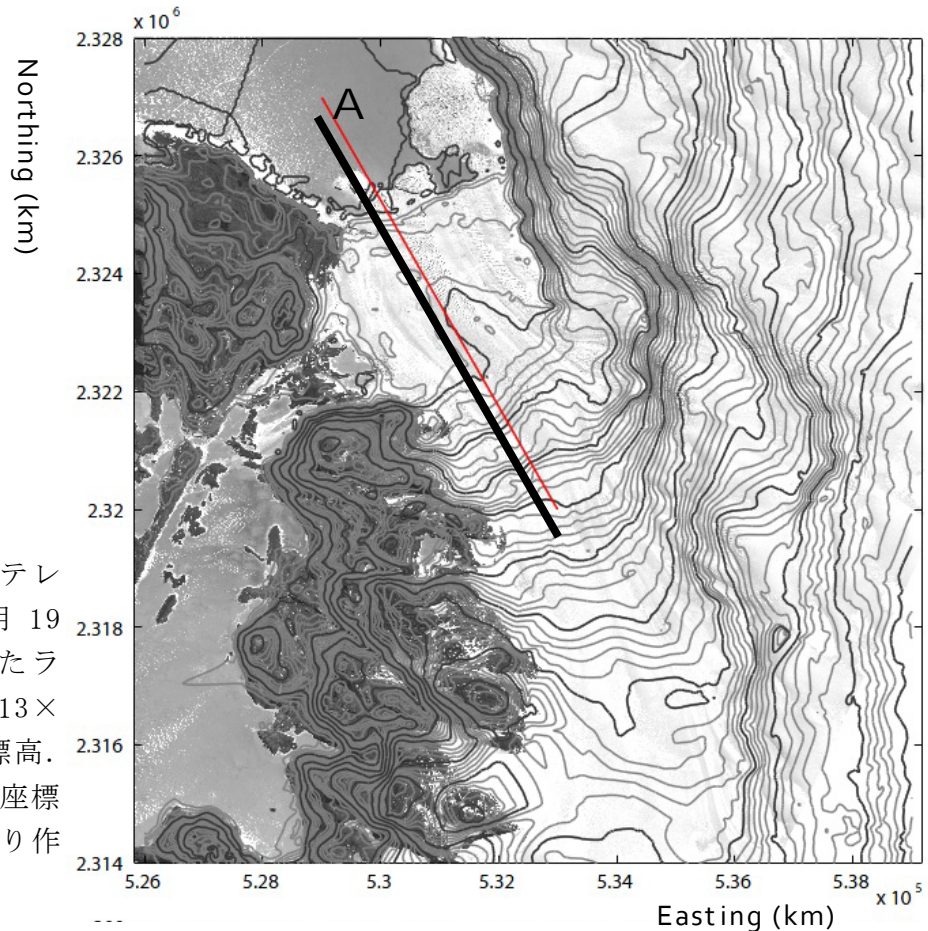


図-2 ALOS/PRISM ステレオ画像 (2007 年 11 月 19 日撮影) より作成したラングホブデ氷河周辺 13×14 km の領域の表面標高。等高線間隔は 10 m, 座標系は UTM Zone37D より作成した。

6. 考察

図-2 の A 地点を起点とし、実線に沿った氷河流線方向 8000 m の表面標高プロファイルを図-3 に示す。氷河末端部の棚氷になっていると考えられる場所(2500-5000 m)では標高は海拔 50 m 程度でほぼ一定である。また、5500 m 付近において表面傾斜が大きく変化し、上流部に向かうに従って標高が高くなっている。末端部の地形や表面傾斜の変化より⁵⁾、5500 m 付近がラングホブデ氷河の接地線と考えられる。

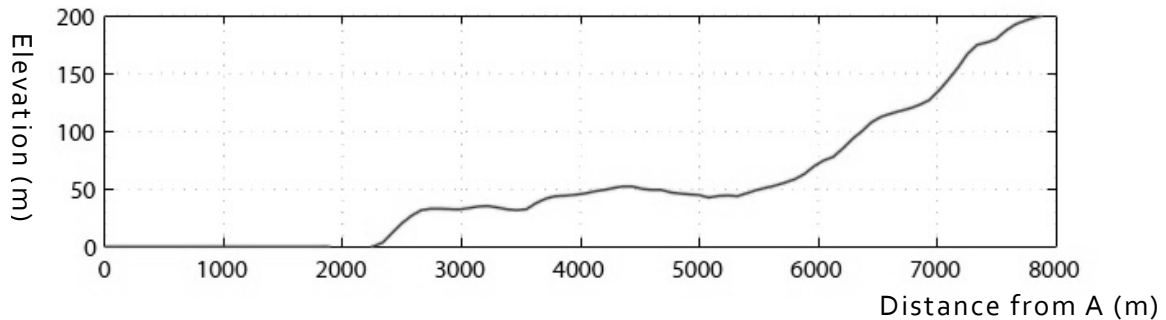


図-3 図-2 の実線に沿った、A 地点より氷河上流部への表面標高プロファイル。5500 m 付近で表面傾斜が大きく変化している。

氷が海水に浮いているとき、海面上と海面下にある氷の厚さをそれぞれ t_a 、 t_b 、氷と海水の密度をそれぞれ ρ_i 、 ρ_w とすると、氷の質量とそれに働く浮力の関係から式(1)の関係が成り立つ。

$$\frac{\rho_i}{\rho_w} = \frac{t_b}{t_a + t_b} \quad (1)$$

ρ_i 、 ρ_w はそれぞれ 920 kg m^{-3} 、 1020 kg m^{-3} 程度であることから、氷が海水に浮いた状態にある棚氷の厚さは、海面上に存在する氷の高さの 10 倍程度の厚さをもつ。したがって、棚氷での標高が 50 m 程度であることから、氷厚は 500 m 程度であることが推測される。今回氷河底までの掘削に使用する熱水掘削システムは、パタゴニアのペリート・モレノ氷河において 500 m 超の掘削実績を有する⁶⁾。そのため、寒冷氷河への対応を施せば氷河底までの掘削が可能な氷厚であると考えられる。

7. まとめ

- 2011 年冬、南極沿岸部・ラングホブデ氷河の棚氷部において熱水掘削システムを用いた氷河底観測プロジェクトが計画されている。
- ラングホブデ氷河の接地線の位置や、熱水掘削を行う地域の氷厚を推定するため、ALOS/PRISM 画像の解析を行った。
- デジタル図化機を用いて 2007 年の氷河表面 DEM を作成し、表面傾斜の変化する地点を接地線の位置と推定した。
- 表面標高より、接地線付近での氷厚は 500 m 程度と推定した。

謝辞

本研究を行うにあたって、山之口勤氏(リモート・センシング技術センター)および中村和樹氏(産業技術総合研究所)には、衛星画像の選定や、解析結果の考察などにご協力いただいた。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。

参考文献

- 1) Rignot, E. *and 6 others*, 2004: Accelerated ice discharge from Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophysical Research Letters*, **31**, L18401, doi 10.1029/2004GL20697.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) Lamsal, D. *and 2 others*, 2011: Digital terrain modeling using Corona and ALOS PRISM data to investigate the distal part of Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *Journal of Mountain Science*, **8**, 390-402, doi:10.1007/s11629-011-2064-0.
- 5) Payne, A.J. *and 4 others*, 2004: Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans. *Geophysical Research Letters*, **31**, L23401, doi 10.1029/2004GL021284.
- 6) Sugiyama, S. *and 7 others*, 2010: Hot-water drilling at Glaciar Perito Moreno, Southern Patagonia Icefield. *Bulletin of Glaciological Research*, **28**, 27-32.

氷瀑の形成に関する観測

東海林明雄 (湖沼雪氷研究所)

1. はじめに

札幌市の星置の滝や平和の滝、それに、茨城県の袋田の滝など、氷瀑を観察する機会があり、その形成機序を知りたいと思った。そこで、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、氷瀑の観測を行った。

今冬の期間中は、水温・気温・湿度のデジタル記録を取った。また、ソーラーパネル発電装置を設置して、この電源で、デジタルビデオカメラを期間中昼夜連続して回し続け、記録を撮った。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るかの様に、ついには、大きな‘クラゲ氷’のパターンに成長することが、時系列記録の解析によって解った。

2. 主な観測場所

観測は主に、札幌市手稲区の濁川に架かる、砂防ダム堤体にて氷瀑で行った。濁川は標高 50m 地点で、濁川と右濁川に分かれ、上流に人家はない。濁川には、標高 60m 地点に 1号床固工 (図4)、標高 70m 地点に 2号床固工、標高 80m 地点に 1号砂防堤として、階段状に 3面のダム堤体 (仰角 76 度、北東向) が設置されている。ダム堤体は北東向であるが、川筋にあるため、厳冬期日光の直射を受けることは少ない。本報では主に濁川で行った観測結果について報告するが、右濁川に架かる 4面のダム堤体・星置の滝・平和の滝での観測結果についても合わせて報告する。

3. 氷瀑の形成

ダム堤体では、流下する水流束の左右両側から氷ができ始め、次第に流束中央部に及ぶ。図1では、流束の左右両側の濡れ領域から氷ができ始めている。この氷に、水滴が付着し氷

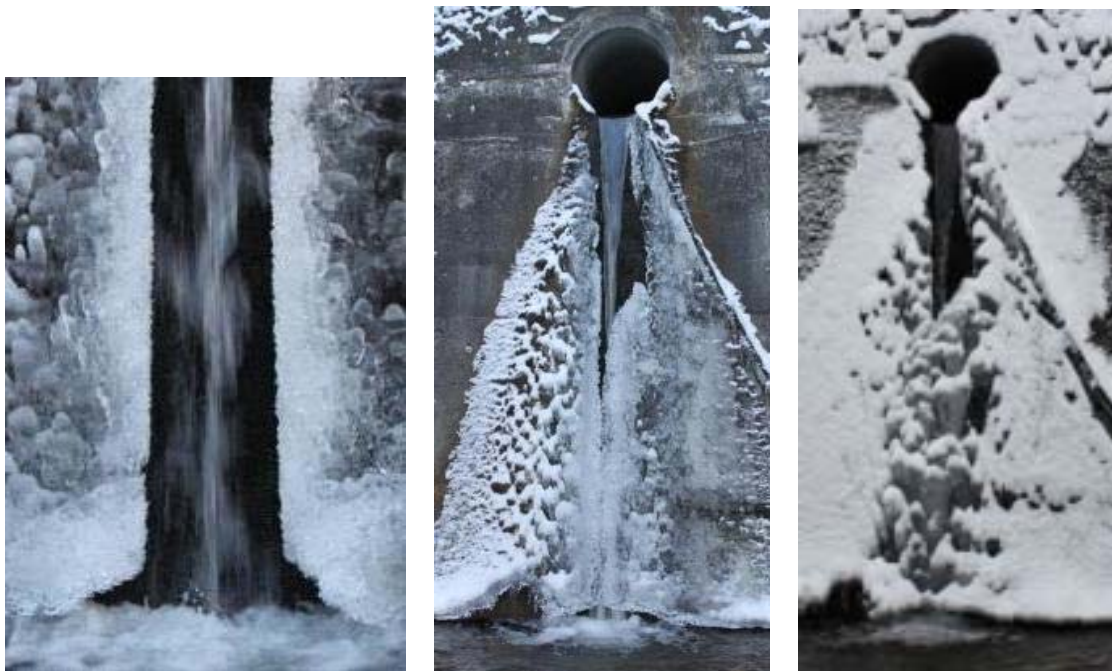


図1 2010年12月17日11時 図2 2010年12月28日14時 図3 2010年12月29日12時

が張り出し、開水面は次第に狭められる。左右両側から氷が張り出して来て、これが出会い合体すると、流下水流（落差 2m）は、形成された氷の裏側の空洞部を流下することになる。このため、表面からは見えなくなる。また、滝壺に落下する水流の音も聞こえなくなる。

図 1 の開水部分が氷に覆われた後の状態が図 2 の下半部分で、上部はまだ、水流が見えている。これは、12 月 24 日～27 日にかけて比較的低温（平均気温 -4℃）の日が続いたことによる。図 3 は夕方から朝方にかけての降雪（平地降雪深 10cm（气象台札幌のデータ））を受けた後の状態である。このような機序で、氷瀑は、形成されて行く。

4. 瀑布に於ける氷核の形成

激しく流下する水流表面に氷ができ始めるためには、不動の突起などの存在が必要となる。図 4 は、ダム堤体の左右両側に、それぞれ毎秒約 10 ㍓の水流量が流下しているのであるが、その流束の経路では開水路になっていて凍結していない。右下に、縦 2m 横 1m のワイヤーメッシュ（角目 10×10cm、直径 9mm 鋼鉄ワイヤー製）をダム堤体から 6 cm 離して立掛けて設置し、その 1 夜経過後の写真であるが、ワイヤーメッシュ設置 1 日で出来た氷が着氷している。この設置が無ければ、瀑布のこの部分に氷が出来なかったことを、格子網上部の無氷部と比較することで容易に推測できる。



図 4 2010 年 3 月 28 日 10 時（1 号床固工）

また、左側の落下流束部も無氷のままである。このことから、水流表面の不動突起存在の役割が知られる。実際には、コンクリートダム堤体の僅かな突起部や、ダム堤体のコンクリート壁に、僅かに取り付いているコケ類が、その芯になって氷核の形成が起こり、氷の成長が始まる（東海林：2010）。一度生成した氷突起は、気流に晒され、また、自らの昇華蒸発熱で冷えるため、ますます形成が促進される。因みに、気温プラス数度で、つららが成長していることもよく見かけるが、これは、つらら表面からの昇華蒸発熱で、つらら本体がマイナスの温度になっていることを物語っている。

このことから、水流表面の不動突起存在の役割が知られる。実際には、コンクリートダム堤体の僅かな突起部や、ダム堤体のコンクリート壁に、僅かに取り付いているコケ類が、その芯

になって氷核の形成が起こり、氷の成長が始まる（東海林：2010）。一度生成した氷突起は、気流に晒され、また、自らの昇華蒸発熱で冷えるため、ますます形成が促進される。因みに、気温プラス数度で、つららが成長していることもよく見かけるが、これは、つらら表面からの昇華蒸発熱で、つらら本体がマイナスの温度になっていることを物語っている。

5. 氷量の増加

図 5 のような、つららの側方への成長は、流央部に向かったの、氷の覆いの成長速度を早める。図 6 は、氷筈とその下方に伸びるつららである。図 7 では、上方からのつららに沿う



図 5 つららの側方への成長



図 6 氷筈とつらら



図 7 2011 年 3 月 22 日 12 時 つらら・水流・氷筈



図 8 2011 年 3 月 23 日 12 時 つららと氷筈の合体

水流と、下方から伸びる氷筈とが、それぞれ二対見えている。図 8 は図 7 の翌日の写真で、つららと氷筈が繋がって二対とも一体化している。以上のような、様々な過程により、氷瀑の

氷量が増加すると共に、氷の厚さも増して、全体として、簡単には崩落しない、しっかりとした氷瀑に成長して行き、アイスクライミングも可能になる。

6. クラゲ氷

図9は、ダム堤体の中央部に於ける、氷瀑形成初期の氷面で、つららの表面と同じで、不規則な波状の凸凹がある。この氷面への降雪は、波状に積る。その波模様の間隔は、降雪状況によって異なる。大きな雪片、つまり、牡丹雪の時は大きな波状模様になり、その間隔は



図9 2010年12月28日15時
波状氷面
(2号床固工ダム堤体、
中央部、縦2m横1.5m)



図10 2011年1月1日15時
波状積雪
(図9の後、12月29日に
10cmの降雪)



図11 2011年1月5日13時
クラゲ氷の芽発生
(図10後、日降雪3cm
3回、1cm1回)



図12 2011年1月7日15時
クラゲ氷の成長
(図11の後、日降雪20cm
1回、5cm1回)



図13 2011年1月14日11時
顕著なクラゲ氷に成長
(図12の後、毎日平均
8cm(3~14cm)の降雪)



図14 2011年1月11日(図4の
ダム堤体中央上部に出来た、大き
く成長した、典型的なクラゲ氷、
頭部直径約25cm)

広がる。また、繰り返し起こる降雪の度ごとに波状模様の合併が起こり、あたかも、波の合成で、その波長と振幅が増幅されるかの様に、大きな、波状模様で成長して行く。2号床固工ダム堤体中央部の、同一箇所の時系列記録が、図9～図13(縦2m、横1.5m)である。凍結し降雪があり‘クラゲ氷’の芽が発生し、それが次第に、大きく顕著な‘クラゲ氷’へと成長している。

北海道の雪氷 No30(2011)

降雪後、瀑布氷の穴などから溢流があると、溢流水は、波状に積もった積雪下面を濡らし、これが板状に凍結し、その下面から、つららを成長させる。これを、正面から眺めると、図 14 のように、浮いているクラゲのように見える。円くて白い積雪部は、クラゲの頭であり、その下面の氷板部から下方に伸びるつららは、クラゲの腕として見えてくる。このような氷を“クラゲ氷”と呼ぶことにした。図 14 は、典型的なクラゲ氷のパターンで、図 17 は、クラゲ氷の典型的な



図 15 2011 年 1 月 29 日(図 4 のダム堤体右上部のクラゲ氷を側方から)



図 16 2011 年 2 月 9 日 (図 4 のダム堤体中央上部のクラゲ氷 2 個を真上から、頭部直径 50cm と 55cm)



図 17 2011 年 1 月 11 日、典型的なクラゲ氷の群生(図 4 のダム堤体右上部)

群集である。このクラゲ氷は、適量の溢流水と降雪の供給の継続とで、次第に大きく成長して行く。氷瀑形成への降雪の影響の過程は、降雪の繰り返しと共に、波状に積もった、積雪の波長と振幅が増幅されるかの様に、次第に大きなクラゲ氷の形成へと収れんして行くものであると言うことが解明された。

このようなクラゲ氷のパターンは、2010 年 3 月の写真記録でも、同様に記録されていた。また、札幌市の星置の滝や平和の滝でも、同様に形成されていることが解った。従って、クラゲ氷は、その形成原理からしても、降雪地域の氷瀑の形成時、ごく一般的に形成されているものであることが解った。

7. ま と め (河川氷瀑の形成機構)

- (1) 流下する水流束の左右両側の湿り領域表面から、氷の生成が始まり流央部に向かう。
- (2) 瀑布表面の凸凹や、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、水滴による、氷筈状の成長と、これの側方への成長が、それぞれ起こり、氷瀑の覆いの形成を促進する。
- (4) 氷厚の増加による既存水路の縮小は、溢流部を生じ、氷瀑の厚さの増加を促進する。
- (5) 降雪は、氷壁へ波状に付着し、氷瀑の形成に寄与する。降雪回数と、多量の降雪の度ごとに、波模様の波長と振幅が増幅されるかの様に、大きな波模様となり、ついには、大きな‘クラゲ氷’のパターンを形成する。
- (6) 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て、これが土台となって、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る。
- (7) 長期的には、流水量の増減や、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て行く。

8. 引用文献

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

インターネットによる吹雪視界情報提供の有効性について

川中敏朗, 松澤勝, 中村浩, 金子学, 武知洋太
 ((独) 土木研究所寒地土木研究所)

1. はじめに

積雪寒冷地の道路は、冬期に吹雪視程障害による交通障害がしばしば発生するなど、厳しい走行環境にある。近年、急激に発達した低気圧によって、今まで吹雪災害発生頻度が少なかった地域でも吹雪による交通障害の発生が増加している。従来より吹雪災害対策として、防雪施設の整備などハード的対策を行い効果を上げているが、整備には多くの費用と時間を要する。早急に吹雪災害対策を行うためには、従来のハード的対策に加えて、リアルタイムに吹雪視界情報を提供などのソフト的対策を行う事も必要と考えられる。そこで筆者らはソフト的対策として、リアルタイムな吹雪視界情報をインターネット上より試験的に公開し、その有効性について調査を行った。

2. 吹雪視界情報の提供内容について

吹雪視界情報は、平成 20 年度より冬期間に限って、当所で運営している「北の道ナビ」¹⁾ ホームページより「吹雪の視界情報」(<http://www.northern-road.jp/navi/touge/fubuki.htm>)として試験公開した(図- 1)。情報提供の範囲は北海道内とし、視界の表示の区域は、道内の気象庁天気予報の一次細分区域である 46 地域毎で、視界の程度は、ドライバーが走行する上で注意喚起を促す区分に分割した。

視界の区分は、1000m 以上が「良好」、500m 以上 1000m 未満が「やや不良」、200m 以上 500m 未満が「不良」、100m 以上 200m 未満が「かなり不良」、100m 未満が「著しい視界不良」の 5 段階とし区分毎に色分けした。

また利用者にもその区分内の視界の状況がわかりやすいよう、区分毎にその区分の道路状況の写真を添付した。なお、視界状況の更新周期は 30 分毎とした。また、道内国道の峠のうち主要な 6 箇所において北海道開発局所有の道路カメラの画像を静止画で確認する事ができ、画像をクリックする事で、拡大した画像と峠の気象状況が別ウィンドウで表示した。

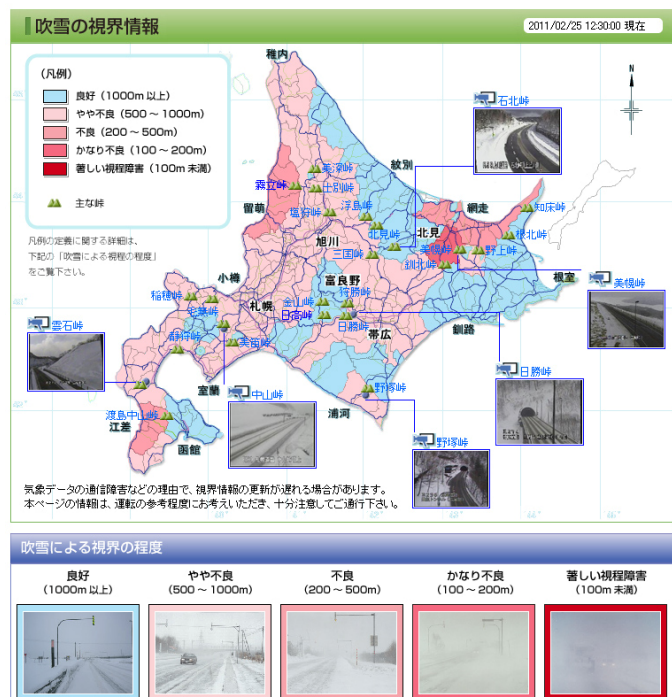


図- 1 「吹雪視界情報提供」の画面

3. 「吹雪の視界情報」の提供手法

「吹雪の視界情報」は、(財) 気象業務支援センターより提供される、1 kmメッシュの解析雨量、5 kmメッシュのメソ気象数値予報モデルの気温と風速の気象データから視程値を算出し、5段階に色分けして表示した。視程値は以下の(1)式(武知, 2009)³⁾により算出することとした。

$$Vis = 10^{-0.886 \times \log(MF) + 2.648} \quad (1)$$

ここで、 Vis は視程値[m]、 Mf は1秒間に断面1[m²]を通過する雪粒子の質量である飛雪流量[g(m²s)⁻¹]を表す。しかし、飛雪流量は通常入手困難である。そこで、飛雪流量を求める(2)式や、飛雪空間密度 N [g m⁻³]を求める(3)式(松沢・竹内, 1998)より、容易に入手できる降雪強度、風速のデータを基に飛雪流量を推定し視程値を導き出す²⁾こととした。

$$MF = N \times V \quad (2), \quad N(z) = (P / \omega_f) + (N_t - P / \omega_f) \cdot (Z / Z_t)^{-\omega / kU_*} \quad (3)$$

ここで

$N(z)$: 飛雪空間密度 [g/m³]

V : 地上高 10m の風速 [m/s]

P : 降雪強度 [g/m³]

ω_f : 降雪粒子の落下速度
(=1.2) [m/s]

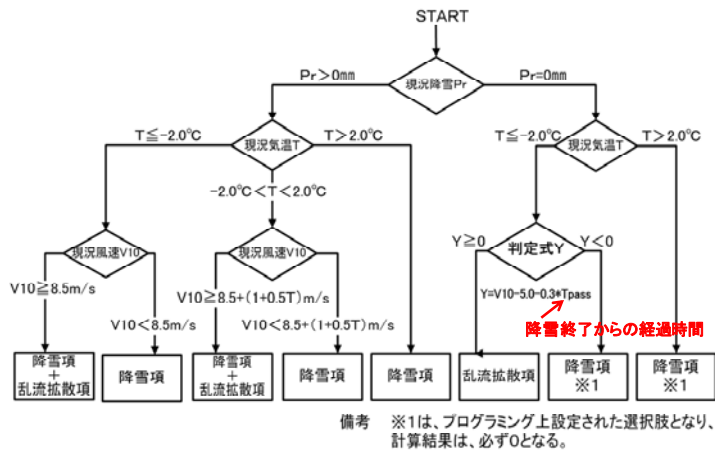
ω : 浮遊粒子の落下速度
(=0.35) [m/s]

Z : 乗用車の視線
(=1.2) [m]

Z_t : 基準となる高さ
(=0.15) [m]

k : カルマン係数 (=0.4), N_t : Z_t での飛雪空間密度 (=30) [g/m³]

U_* : 摩擦速度 (=0.036V) [m/s]



備考 ※1は、プログラミング上設定された選択肢となり、計算結果は、必ず0となる。

図-2 「吹雪の視界情報」の飛雪空間密度計算のフロー

ただし、吹雪の発生条件は気象条件によって異なる²⁾ことから、図-2に示した飛雪空間密度の計算フローにより飛雪空間密度を計算した。

4. 「吹雪の視界情報」のアクセス状況

平成 22 年 12 月～平成 23 年 3 月のアクセス数を図-3

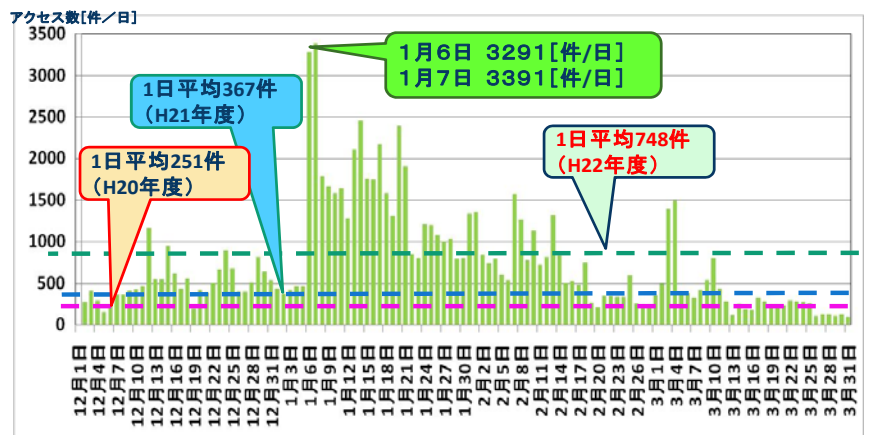


図-3 「吹雪の視界情報」のアクセス数

に表す。また、平成 20 年、21 年、22 年度の 1 日当たりの平均アクセス数を、図-3 に併せて示した。平成 20 年度は 1 日当たり平均 251 件、平成 21 年度は 367 件に対し、平成 22 年度は 748 件と、試験公開開始から比べると、およそ 3 倍まで増加した事が見られた。なお、図-3 よりアクセス数が多い日である、1 月 6～7 日、1 月 14 日、21 日、2 月 8 日、3 月 4 日の天候を天気図等で確認したところ、全道または局地的に天候が悪かった日とほぼ一致していることが確認出来た。

この中で、1 月 6～7 日は、1 日当たり 3000 件以上と極端にアクセス数が増加しているが、その理由としては、北海道の日本海側を中心に天候が悪く、初山別では、6 日昼から 7 日の朝にかけて吹雪による国道の通行止めがあった。また、1 月 6 日に新聞⁴⁾にて「吹雪の視界情報」が紹介された。これらの事象により相乗効果が働き 1 月 6～7 日は急激にアクセス数が伸びたと考えられる。

次に、年度毎に 1 日当たりのアクセス数の頻度分布を整理した(図 4-6)。平成 20, 21 年度は、500[件/日]以下が多数であったものに対し、平成 22 年度は、500 [件/日] 以上が半数以上となっており、継続的に利用した者が増えたと思われる。

5. 吹雪視界情報の有効性について

道路利用者側から見た「吹雪の視界情報」の有効性について調査するために、「北の道ナビ」利用者に対しアンケート調査を行った。アンケート調査は、平成 22 年 3 月 9 日から 22 日に、「北の道ナビ」のサイト上で公開し 118 人からの有効回答が得られた(図-7～10)。

まず、「北の道ナビ」のサイトの利用状況については、図-7 より 98%の人が過去に「北の道ナビ」を利用した事がある人からの回答で

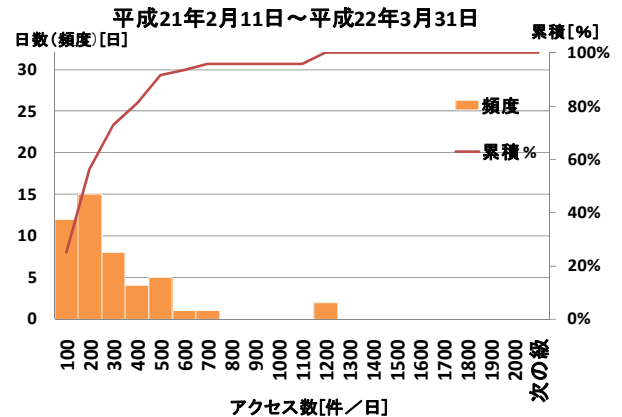


図-4 平成 20 年度のアクセス数の頻度分布

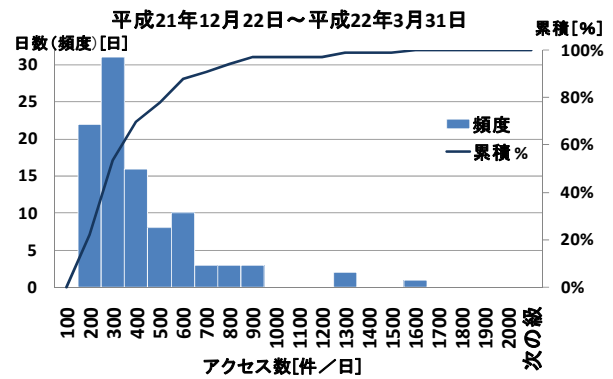


図-5 平成 21 年度のアクセス数の頻度分布

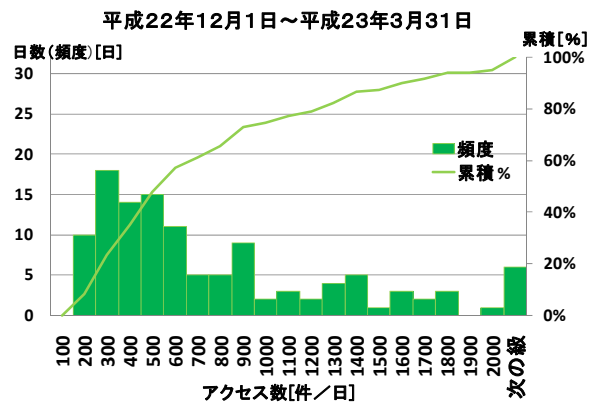


図-6 平成 22 年度のアクセス数の頻度分布

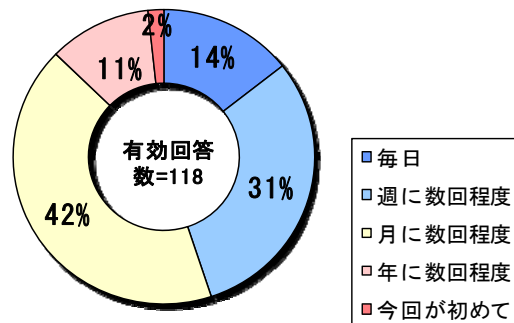


図-7 「北の道ナビ」の利用頻度

あった。また、このサイトの利用目的について調査したところ、図-8 のとおり 78%がドライブ・観光・旅行・レジャーであり個人的に利用していた事がわかった。

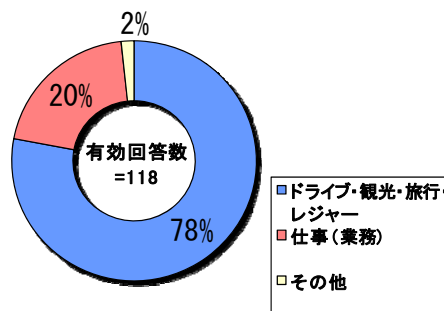


図-8 「北の道ナビ」の利用目的

次に、「吹雪の視界情報」について調査した。「吹雪の視界情報は役立つか？」について聞いたところ、96%が役立つとの肯定的な回答が得られた。さらに、情報を得られた事で具体的に取る行動を聞いたところ、「時間に余裕をもって行動する」との回答が 51%あったのをはじめ、「吹雪の視界情報」の情報により、行動変化を起こす様になることが確認出来た。

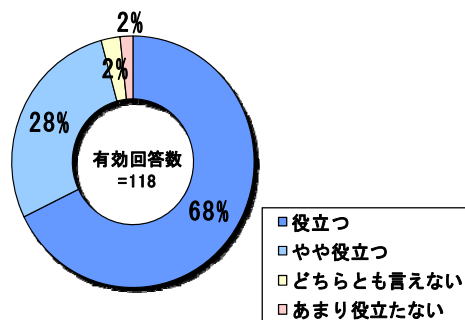


図-9 「吹雪の視界情報」は役立つか？

6. まとめ

本研究では、吹雪災害のソフト的対策の手段として、リアルタイムに吹雪視界情報をインターネット上で試験的公開を行った。吹雪の面的な視程値の取得は困難なため、既往研究より、降雪強度、風速、気温の気象データより視程値を演算し、算出された結果より、ドライバーが走行する際に注意喚起を促す5段階に色分けしてホームページ上で表示を行った。

0% 20% 40% 60% 80% 100%

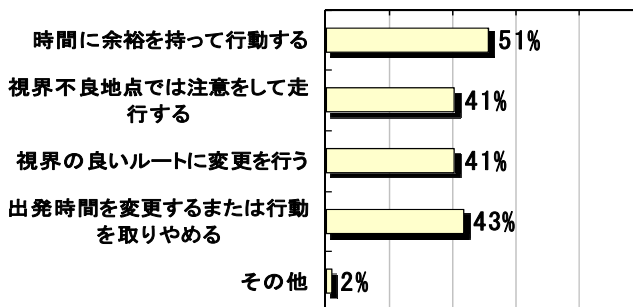


図-10 情報が得られる事で具体的に取る行動は？
(複数回答可、図-9 で役立つ旨の回答をした者)

吹雪視界情報の有効性を確認するため、アクセス数と「北の道ナビ」利用者へのアンケートの調査を行った。1日あたりのアクセス数は、平成22年度冬期において、試験公開初年度の平成20年度と比較すると約3倍に増加したことが確認出来た。アンケート調査より、「吹雪の視界情報」が役立つ旨の回答が96%に達し、その情報により行動変化を起こす回答が多い事が確認出来た。これらの結果から、吹雪視界情報はソフト的な吹雪災害対策として有効と考えられる。

【参考・引用文献】

- 1) 「北の道ナビ」ホームページ: <http://www.northern-road.jp/navi/>
- 2) 松澤勝,2006:吹雪時の視程推定手法とその活用に関する研究. 寒地土木研究所報告,126
- 3) 武知洋太,松澤勝,中村浩,2009:吹雪時に人間が感じる視程と視程計や吹雪計による計測値との関係.北海道の雪氷,28
- 4) 視界情報 吹雪の道見通し予測 サイト「北の道ナビ」で,毎日新聞朝刊,2011.1.6

道路における吹雪災害の発生要因と構造・誘因と被害対象の素因

竹内政夫 (NPO 雪氷ネットワーク)

1. はじめに

吹雪による視程障害や吹きだまりが誘因となり、道路では事故、渋滞や立ち往生、そして通行止め等の災害が発生している。吹雪対策技術において対策施設と設計（ハード）の分野では、「吹雪対策技術マニュアル」（北海道開発局，1990；地土研，2003，2011）が刊行・改訂されるなど技術的に対策施設の整備も進んでいる。一方、吹雪の研究は、現象解明から始まり、量の測定し、定量的な予測ができるところまできている。しかし情報を活用したソフト面の対策は、2008年2月に道央で300台を超す立ち往生車両を巻き込んだ吹雪災害を許すなど、まだ検討すべき課題がある。災害をもたらす吹雪は自然現象であるが、被害を受けるのは車、人を含む道路交通である。現象としての吹雪の研究は進んだが、被害対象とどのように関わって災害が発生するかという災害の構造についての研究は少ない。被害が小さいうちに対応して、最小限に抑える道路管理のために吹雪災害論¹⁾によって検討する。

2. 吹雪研究と吹雪災害論

吹雪災害（立ち往生、渋滞、ノロノロ運転、事故）は「誘因である視程障害、吹きだまりが、被害対象（道路・交通、人、車）の素因（強度・素質）を破壊して発生する」。このように誘因が素因を上回ると災害が発生するというのは全ての災害に共通する（高橋，1977）構造である。吹雪を知り、吹雪や視程を量的に測り記録もでき、風速や降雪から視程を求め²⁾気象から予測できるまでになった。誘因が大きいくほど災害発生確率は大きくなるから、吹雪の強さ（視程など）を基準にした道路管理によって被害を小さくできると考えてきた。

2-1. 誘因と素因 - 視程と交通 -

視程が悪くなると、交通にどう影響するかは実測や視程と車の安全速度という半理論的な考えで述べられてきた。最初の実測は1976年からR230中山峠で行われたが、視程30m以下で走行困難、50m以下で渋滞発生というものであった³⁾。視程（V）よりも車の制動停止距離（D）が長くなると交通の安全は保証できない。Tabler（1979）は車の速度と制動停止距離との関係式から、視程 $V > D$ （制動停止距離）を、交通の安全の条件とする通行止め決定フローを提案した⁴⁾。吹雪（視程）の強さを表す吹雪量や視程は風速の関数である。吹雪の強さを風速と温度で4ランクに分けた予測もR7号線で提供されている⁵⁾。このように、視程や風速によって道路管理が可能になっている。しかし、誘因が大きくなれば災害の発生する確率は高くはなるが、必ずしも発生するとは限

らない。

2-2. 災害の発生 - 誘因>素因は被害対象による -

災害の発生には誘因の強さが必須条件であるが、誘因が被害対象の素因を上回って発生するというのが災害論⁶⁾である。同じ強さやそれ以上の吹雪でも被害を受けたり受けなかったりするのには、被害対象、即ち道路や交通を構成する車・ドライバーその他の素因が異なるからである。例えば、吹雪の中では車種による素因（運転席の高さ）によって気象その他が同一条件でも、前方視認距離は小型車は 100m でも素因に優れた大型車は 1000m である⁷⁾。このように誘因>素因は被害対象によるので単純ではない。しかし素因の弱い小型車を対象にし、視程や風速を基準にする道路管理は現在の知識でも可能である。それによって災害は未然に防止できるが、交通が維持され災害が 100% 発生すると保証されない状況で、ライフラインである道路を止めるリスクを負わなければならない。これまでは止めることよりも、災害が拡大するリスクはあっても、限界まで交通を維持することが求められてきたと思われる。

3. 吹雪災害の実態 - 2008 年 R274 号長沼吹雪災害から -

誘因（視程や風速）を基準にした吹雪管理は、素因の違いによる見逃しや空振りのリスクをどこまで許容できるかどうかによるであろう。交通事故を別にすると、吹雪の発生と共に突然ホワイトアウト（白い闇）になって数十台の車が立ち往生することはない。吹雪の強さを代表する風速は、図-1 のように低気圧の接近とともに大きくなりピークを迎えやがて減少する。吹雪管理のリスクを小さくするためのヒントを得るために、吹雪（風速）が強くなるに従って段階的に大きくなる被害の実態を、2008 年長沼で発生した R274 号吹雪災害の事例を分析する。

3-1. 被害発生の時系列と気象の経過

長沼吹雪災害を受けて、2008 年 11 月に日本雪氷学会北海道支部は「あなた自身を守る「吹雪からのサバイバル」」と題した一般市民のための公開シンポジウムを開催した。

そのなかで千歳道路事務所澤田前所長は被害の発生から通行止めに至るまでの現場活動を話題提供した⁸⁾。災害発生などの現場状況と気象について、図-1 の風速を加えて次のように整理した。

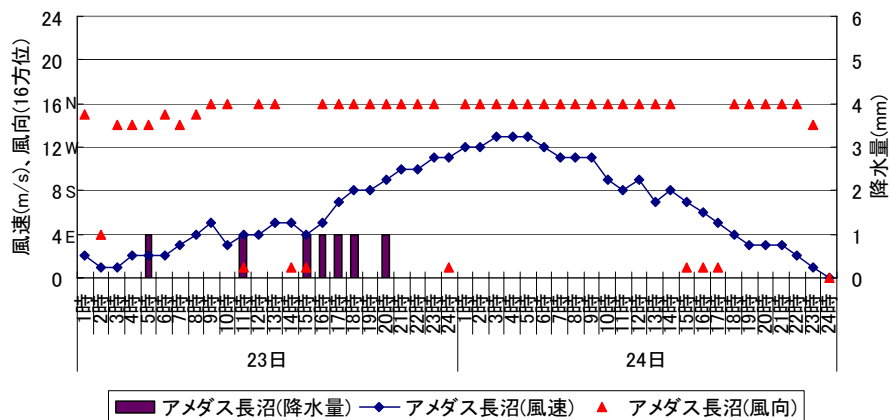


図-1 気象経過図，2月23～24日⁹⁾

3-2. 吹雪災害発生時系列 - 低速走行から通行止めまで -

23 日昼頃から風速が強まり，視程障害等によって交通状況は以下のように推移した。

- ・ 17:00 頃から更に風速が強まり(10m/s)，視程に合わせた低速からノロノロ運転に。
- ・ 18:00：(ノロノロ運転から数台の車群を形成し?) 渋滞発生。
- ・ 20:50：札幌方面への除雪車が，立ち往生車両により，走行不能。
- ・ 21:20：三川方面への除雪車が，立ち往生車両により走行不能。
- ・ 22:20：除雪車 1 台渋滞にはまり走行不能。
- ・ 23:15 立ち往生車両が数カ所で発生。

24 日 02:00，全面通行止め，19km 区間に車両約 140 台が一昼夜立ち往生。

- ・ 17:00：通行規制解除

その他の注目すべき事項，

- ・ 上り下りの車線上に普通車を先頭に 5～6 台の集団(大型車は後列)で立ち往生。
- ・ 車間間隔が開いた箇所は道路全体に吹きだまりが発生し追い越しは不可能(図-2)。
- ・ ノロノロ運転状態で立ち往生したため，追突事故及び路外逸脱などはなし。



被害の進行と気象経過を比べると，誘因(風速)が増大して被害が大きくなるという進行状況は符合している。しかしノロノロ運転は風速 4 - 5m/s で発生し，渋滞は 18:00 に風速 8m/s で，そして 20:50 には風速 10m/s で立ち往生になっている。これらの時間帯では降雪があったことを勘案しても，これまでの経験

図-2 立ち往生車群と車間にできた吹きだまり

からすると小さい風速で渋滞等の被害が発生している。現場では 17:00 には 10m/s を超えたと報告されてるように，アメダス値は実際より小さかった可能性がある。逆にアメダスの値が現場と変わらないとしたら，災害論的には，誘因は小さいが素因(道路の交通機能)が低下したことで渋滞等の被害が発生したことになる。渋滞は道路の交通容量を実際の交通量が超えて起こる。既に通行止めになった高速道路や周辺の一般道路から車が流入し交通量は増加した。一方視程の悪化にともない速度が低下するので交通容量は減少する。その結果ノロノロ運転から渋滞へと被害が大きくなったと考えられる。

4. 吹雪災害拡大の予兆 - 被害発生 = 誘因 > 素因 -

長沼の事例を基に吹雪災害の時系列を整理すると次のようになる。吹雪が強まるにつれて視程は低下し，車は速度を控え①安全速度となり，視程の悪化によって②ノロノロ運転になる。強さを増した視程障害と道路の素因(交通機能)を低下させる吹きだまりによって交通容量が低下しノロノロ運転から③渋滞へ進む。大きくなった車間の吹きだ

まりによって④立ち往生（車群を形成）が発生し、⑤数箇所で立ち往生になり、最終的に⑥通行止めへと、段階的に被害が大きくなった。素因は変動するので被害発生時の誘因（量的）強さから誘因>素因を事前に予知することは難しいが、被害の発生は結果的に誘因>素因であることを示している。幸い吹雪災害は、被害が段階的に進行するので、被害がステップアップするかどうかは、吹雪が強くなるのかピークを過ぎたのかという、気象傾向により予測可能である。即ち①は②、②は③、③は④と順次次のステップの予兆現象となる。予兆によって災害予測の精度を高め、空振りや見逃しのリスクを小さくできる。吹雪が強くなる気象傾向であれば、③の段階で④の立ち往生へ進むことは高い確率で予測できる。予兆があれば低リスクで被害を拡大させない事前規制が可能になる。

5. あとがき

大規模な吹雪災害では、100台を超える車が立ち往生し復旧までに長時間を費やしている。吹雪災害を小さくする道路管理として、吹雪の強さ（誘因）を基準にした、交通規制が考えられる。しかし災害は誘因>素因で発生するが、被害対象も素因も常に変動するため、一律な基準では空振りや見逃しのリスクが大きく、まだ確とした基準はない。段階的に進む被害状況から、気象情報によって次の段階に進む予兆現象ととらえることで、リスクの小さい事前規制が可能になることを述べた。吹雪や吹雪対策はこれまで自然現象をあつかう気象学や物理学から研究されてきたが、これからは被害対象をあつかう交通工学を交えた学際的なアプローチも必要と考えている。

文献

- 1) 竹内政夫, 2002: 吹雪災害の要因と構造, 雪氷, 64-1, 97-105.
- 2) 松澤勝, 竹内政夫, 2002: 気象条件から視程を推定する手法の研究, 雪氷, 64, 77-85.
- 3) 竹内政夫, 1980: 吹雪時の視程に関する研究, 土木試験所報告, 74, 31pp.
- 4) Tabler, R., 1979: Visibility in blowing snow and applications in traffic operations, TRB, Snow removal and ice control research, SR 185 208 -214.
- 5) 千葉周市, 2006: 国道7号における地吹雪予測情報提供システムについて, 平成18年度国土交通省技術研究会.
- 6) 高橋浩一郎, 1977: 災害論, 東京堂出版, 261pp
- 7) 松澤勝, 竹内政夫, 2000: 視程障害に及ぼす雪堤の影響に関する研究, 平成11年度雪氷学会全国大会予稿集, P169.
- 8) 澤田順一, 2008: 国道274号吹雪災害では何が起こったのか, 日本雪氷学会北海道支部公開シンポジウム, あなた自身を守る吹雪からのサバイバル.
- 9) 滝谷克幸, 谷口恭, 岡村智明, 松岡直基, 2008: 2008年冬期北海道を通過した爆弾低気圧と交通障害及び視程の推定, 北海道の雪氷, 27, 95-98.

道路吹雪対策マニュアルの改訂について

渡邊崇史((独)土木研究所 寒地土木研究所)
伊東靖彦((独)つくば中央研究所 雪崩・地すべりセンター),
松澤勝, 金子学((独)土木研究所 寒地土木研究所)

1. はじめに

積雪寒冷地においては、吹雪による吹きだまりや視程障害が道路交通に与える影響は大きい。北海道開発局などの道路管理者は、吹雪災害防止のため、防雪林や防雪柵等の吹雪対策施設の整備を行っている。吹雪対策の計画や設計のための技術資料として、平成2年に北海道開発局が設けた「克雪・冬みちづくり研究会」において、北海道立林業試験場(当時)の斎藤新一郎氏や、開発土木研究所(当時)などの指導の下、「道路吹雪対策マニュアル(防雪林編)、(防雪柵編)」(以下、マニュアルと記す)が発刊された。その後、平成15年に改訂が行われ、継続して道路の吹雪対策に活用されてきている。

ところが、前回の改訂以降、吹雪対策に関する技術の発展や新たな知見が得られたほか、関係する他の技術基準の改訂が行われ、これに伴う整合性の確保が求められる等、マニュアル利用者からの改善要望が多数寄せられるようになっていた。

そこで(独)土木研究所寒地土木研究所では平成19年度よりマニュアルの再改訂に着手し、平成23年3月に発刊に至った¹⁾。

本稿は、マニュアルの再改訂における主要な追加・変更点について紹介するものである。

2. 改訂の検討経緯と概要

再改訂にあたっては、行政機関、施工業者、設計業者、メーカー等マニュアル利用者に対してアンケート調査を行うとともに、これまでに寒地土木研究所に寄せられた技術相談の内容も加え、計194の改訂項目を抽出した。この抽出した項目に検討を加え、再改訂では102の項目について追加修正を行った。また、検討体制としては、吹雪対策に造詣の深い有識者で構成される吹雪対策技術検討会(表-1)を設け、全4回の検討会を開催してマニュアルの再改訂について技術的内容の充実と精査を図った。

マニュアル改訂に際して、定めた基本的な方針は以下の通りである。

- ・広範な利用者ニーズの反映
- ・使いやすい、可能な限りシンプルな構成へ
- ・最新の調査事例、施工事例を広範に収集・掲載
- ・他要領の改訂を反映し、整合性を確保

表-1 吹雪対策技術検討会

役職	氏名	所属
座長	竹内 政夫	NPO法人雪氷ネットワーク
委員	石本 敬志	財団法人 日本気象協会北海道支社 参与
委員	斎藤新一郎	環境林づくり研究所
委員	苫米地 司	北海道工業大学 空間創造学部建築学科 教授
委員	鳥田 宏行	地方独立行政法人 北海道立総合研究機構 森林研究本部 林業試験場 森林環境部 環境グループ 研究主幹
委員	松澤 勝	独立行政法人 土木研究所 寒地土木研究所 寒地道路研究グループ 雪氷チーム 上席研究員

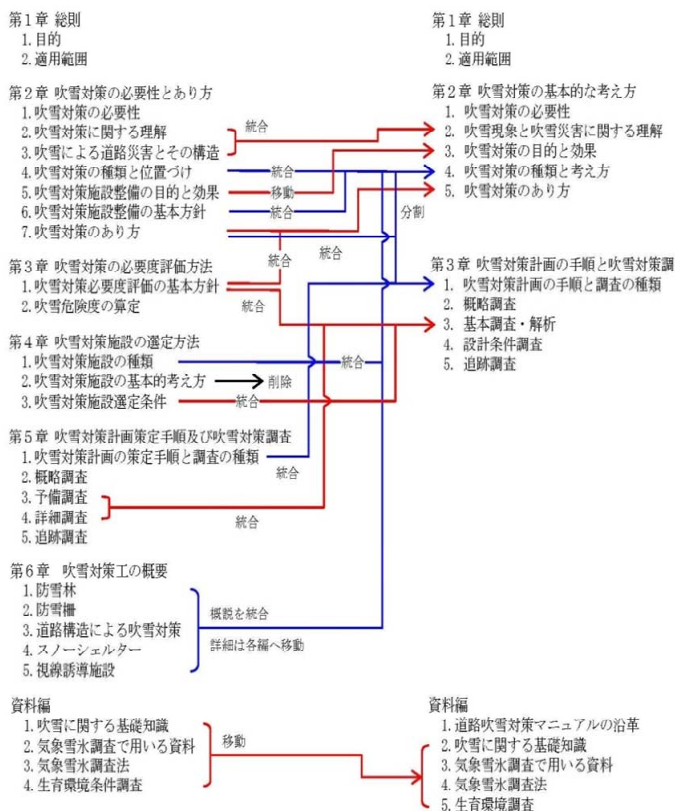
※委員はアイウエオ順

3. 改訂の主な概要

3. 1 共通編

共通編は平成 15 年の改訂で新設された編であり、防雪林編・防雪柵編など各種の防雪施設に共通する項目を解説した内容となっている。具体的には、吹雪対策全般の考え方、吹雪危険度の判定方法、吹雪対策計画の算定手順、吹雪対策施設の選定方法について記載している。また、最大積雪等深線図などの吹雪対策全般に共通する資料を参考資料として掲載している。

共通編の再改訂においては、章構成の見直し、吹雪対策施設選定表の作成、吹雪危険度評価に関する資料の追加などを行った。



3. 1. 1 章構成の見直し

再改訂では、共通編における防雪林編、防雪柵編と重複した記載内容や冗長な表現を削除し、詳細な記述は対応する各編に振り分けた。また、調査・設計の時系列に沿うように構成を精査し、これらにより利用者がより使いやすいような構成を目指した。図-1は共通編の目次の構成変更を模式的に表現したものである。

図-1 構成新旧対比(共通編)

3. 1. 2 吹雪対策施設選定表の作成

再改訂では、旧マニュアルに掲載していた「吹雪対策工の選定フロー」(以下、フローと記す)の見直しを行った。このフローは道路構造、対策の主目的、用地の制約条件、本体構造・車線数によって、最適と考えられる吹雪対策施設を1種類選定できるフローであった。このフローは、吹雪対策の経験や知識が少ない技術者でも現場条件に合致した吹雪対策施設が選定できることを目的としたもので、選定される対策施設をあえて1種類としていたが、ある程度の知識を持った技術者にとっては、現場条件に即して他の施設と比較検討することが困難になる場合があった。

表-2 吹雪対策施設選定表(抜粋)

選定条件					主要対策施設										大型構造物	視線誘導施設	
					道路構造		道路防雪林		防雪柵				標準林	狭帯林			吹きだめ柵
横断形状	防雪目的	主風向	用地確保	車線数※2	緩勾配盛土	防雪盛土	防雪切土	標準林	狭帯林	吹きだめ柵	吹き止め柵	吹き込み柵			吹きだめ柵	吹き止め柵	
盛土	吹きだまり対策	直交	可	多車線・片側1車線	○	○	—	◎	×	○	○	×	○	○	×	○	△
			不可	多車線・片側1車線	×	◎	—	×	×	×	×	×	×	×	×	×	○
		鋭角	可	多車線・片側1車線	○	○	—	◎	×	×	○	○	×	○	○	×	○
	吹きだまり対策 & 視程障害対策	直交	可	多車線・片側1車線	○	○	—	◎	×	×	○	◎	○	×	×	○	△
			不可	多車線・片側1車線	×	◎	—	×	×	×	×	×	×	×	×	×	○
		鋭角	可	多車線・片側1車線	○	○	—	◎	×	×	○	◎	○	×	×	○	△
視程障害対策	直交	可	多車線	○	○	—	○	◎	○	○	○	×	○	○	×	○	○
		不可	多車線	×	○	—	×	◎	×	×	×	×	×	×	×	○	○
	鋭角	可	多車線・片側1車線	○	○	—	◎	×	×	○	◎	○	×	×	○	○	○
		不可	多車線・片側1車線	×	○	—	×	◎	×	×	×	×	×	×	×	○	○

凡例 ◎：一般的に優先して選定される対策施設である。
 ○：選定可能な対策施設であるが、詳細な現場条件を勘案し、検討する必要がある。
 ×：一般的に選定してはならない対策施設である。
 △：◎または○と併用可能な対策施設
 —：一般的に選定不可能な対策施設である。

※1 本選定表は、標準的な対策施設選定の考え方を示すものである。
 ※2 車線数のほか、車道幅員や中央帯の有無などを考慮する必要がある。
 ※3 上記選定条件のほかに、下部間隙除雪などの維持管理が必須条件となる。

そこで、フローを廃止し、代わって幅広く対策施設を選択できるよう、「優先される対策施設」と「選択可能な対策施設」数種類を示した吹雪対策施設の選定表を掲載した。なお、本稿に掲載した表-2 は道路の横断形状が盛土の場合の抜粋である。

3. 1. 3 吹雪危険度評価に関する資料の追加

吹雪対策施設の選定にあたっては、その区間の吹雪障害の要因が吹きだまりなのか視程障害なのかを把握しておく必要がある。共通編では、その判断ができるよう吹雪危険度の算定手法を掲載している。旧マニュアルには参考資料として最大積雪等深線図(5,10,30 年確率)及び視程障害頻度分布図(30年確率)を掲載していたが、吹雪危険度の算定にあたっては降雪量と吹雪頻度の平年値が必要となることから、両者の平年値の分布図を追加することとした(図-2)。

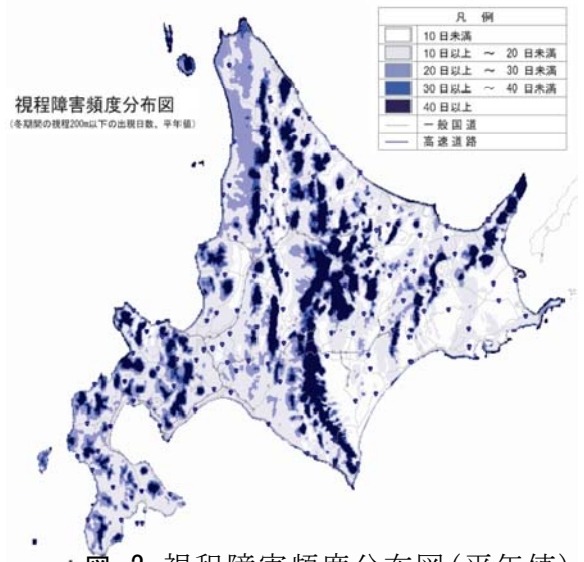


図-2 視程障害頻度分布図(平年値)

3. 2 防雪林編

防雪林は最初の造成から 30 年以上経過し、現在も造成が続けられているが、年月の経過とともに生長に従う育成や管理上の課題が顕在化している。このような背景の下、防雪林編の改訂においては平成 15 年の改訂以降に得られた知見に基づく簡易な植栽木の生育判定手法を詳しく記載したほか、防雪林管理用道路に関する記載の追加、排水工についての詳述、植栽標準図の変更などを行った。

3. 2. 1 簡易な植栽木の生育判定

旧マニュアルには植栽木の生育状態の評価方法や、生育不良要因の推定方法は詳しく記載されておらず、防雪林の経験の少ない技術者には判定しづらい状況にあった。このため、生育段階に応じた生育状態の定量的な評価基準を明示した(表-3)。この表は技術者の経験等を問わず、防雪林の育成・管理を容易にすることを目的としたものである。

表-3 防雪林の生育状態と評価(保育期初期の抜粋)

生育状況ランク	評価	生育状態模式図	生育状況写真
<p>【ランク3】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 当年伸長量：数cm ・ 幹頂芽、頂生側芽の枯死：あり ・ 幹上部の枝の幹頂芽、頂生側芽の枯死：あり ・ 新葉：あり ・ 幹上部の枝の主幹化：あり ・ 葉色：淡緑色～淡い褐色 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 植え痛みからの回復過程を示す場合と、生育阻害要因による成長停滞であることを示す場合とがある。 ・ 葉色や葉量が回復しないときには対策が必要となる。 		

3. 2. 2 排水工

旧マニュアルでは、排水工については「防雪林の育成基盤造成時に設置を検討する」という文章での記載に留められていた。しかし、防雪林の生育不良要因として、生育基盤内の過湿によると考えられる事例が報告されていることから、「排水工」を新たに項立て、表面排水を設置することを標準とした。また、明渠排水及び暗渠排水についても設置にあたって留意する点を詳述した。

3. 2. 3 管理用道路

再改訂では、防雪林造成後の樹木の健全な生長に関わる林内巡視作業の効率化を図るために、防雪林内に設置される道路を管理用道路と定義し、標準林 20 m・30 m タイプの防雪林内には管理用道路を設置することを標準とした。

管理用道路の幅員、保護路肩については道路構造令 3 種 5 級を準用し、幅員 3.0 m、路肩 0.5 m を標準としている。また、砂利敷厚については管理用道路周辺の草木の繁茂を抑制するため、0.3 m を標準としている(図-3)。

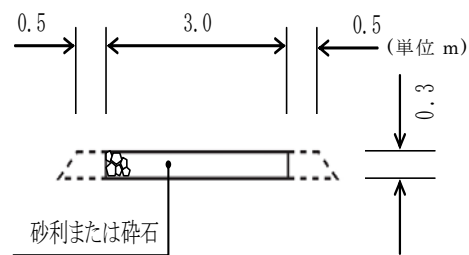


図-3 管理用道路の標準図

3. 2. 4 植栽標準図

前述のように防雪林内に管理用道路を追加した場合、その分必要な林帯幅が増加することになる。そこで生育に影響の無い範囲で列間を縮小して必要林帯幅を従来と同程度に抑制することとした。新しいマニュアルに掲載している標準林植栽標準図の列間を 3.5 m から 3.0 m に変更し、管理用道路を追加している。図-5 は 20 m タイプ標準林の例である。

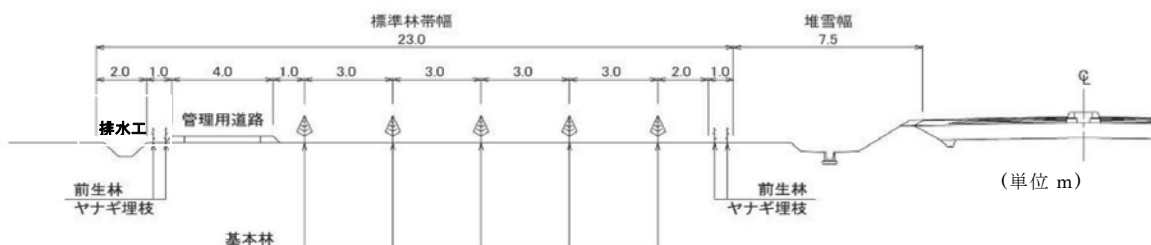


図-4 防雪林の標準林植栽標準図の横断図(20 m タイプの例)

4. おわりに

本稿で述べた新しいマニュアルは、(独)土木研究所寒地土木研究所のホームページで平成 23 年 3 月 31 日より公開しており、平成 23 年 6 月 1 日現在で 1,700 件あまりの閲覧があるほか、内容に関する問い合わせも幾つか頂いている。また、今後、本マニュアルが積雪寒冷地の吹雪対策に貢献できることを期待している。

最後に、マニュアル改訂作業に際し、ご助言ご指導頂いた吹雪対策技術検討会の委員各位、北海道開発局等の関係各位に謝辞を申し上げます。

【参考・引用文献】

- 1) (独)土木研究所寒地土木研究所:道路吹雪対策マニュアル(平成 23 年改訂版)
(http://www2.ceri.go.jp/fubuki_manual/), 2011

降雪を考慮した全層吹雪量の推定手法に関する研究

松澤 勝 (土木研究所寒地土木研究所)

1. はじめに

吹雪の危険度評価や吹雪対策計画策定のうえで、年累計吹雪量を把握することは重要である。吹雪量 Q と風速 V との関係式は、多くの研究者¹⁾²⁾³⁾によって得られており、年累計吹雪量は、吹雪量 Q を時間積分したものである。これらの関係式に基づき年累計吹雪量が推定されることが多い。しかし、既存の関係式は降雪項を持たず、風速の関数で表される。「雪氷辞典」⁴⁾によると吹雪は雪粒子が風によって空中を舞う現象であり、吹雪量は風向に直角な単位幅を単位時間に通過する雪の質量と定義される。従って、吹雪量全体を把握するためには、降雪成分と地吹雪成分両方を見積もる必要がある。そこで、本研究では降雪成分を考慮した吹雪量の推定手法について検討を行った。

2. 降雪を伴う吹雪時の吹雪量の推定手法

2. 1 推定のモデル

吹雪の運動形態はよく知られているように、転動、跳躍、浮遊の3種類ある。転動による雪の輸送量は小さいため、ここでは、跳躍と浮遊による輸送を考える。

はじめに浮遊層の吹雪量の推定手法について示す。吹雪の浮遊層では、飛雪流量 q ($\text{g/m}^2\text{s}$)は、飛雪空間密度 n (g/m^3)と風速 V (m/s)を用いて

$$q(z) = n(z) \cdot V(z) \quad \dots(1)$$

と表すことができる。吹雪量 Q は、飛雪流量 q を高さ方向に積分した値なので、浮遊層の吹雪量 Q_{sus} は(2)式で表される

$$Q_{sus}(z) = \int n(z) \cdot V(z) dz \quad \dots(2)$$

これらの式に、鉛直方向の風速分布を示す(3)式と降雪を伴う吹雪時の飛雪空間密度の鉛直分布を表す(4)式⁵⁾を代入して積分することで、解を求めることができる。

$$V(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad \dots(3)$$

$$n(z) = \frac{P}{w} + \left(N_t - \frac{P}{w} \right) \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\frac{w}{ku_*}} \quad \dots(4)$$

ここで、 u_* :摩擦速度、 z_0 :表面粗度、 k :カルマン係数(=0.4)、 P :降水強度、 w :雪粒子の落下速度(一定)、 N_t :基準高さ z_1 での飛雪空間密度である。

次に、解を求める過程を示す。 $n_1 = N_t - P/w$ と置き、(1)式に(3)式と(4)式を代入すると次の式が得られる。

$$q(z) = \frac{Pu_*}{kw} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) + \frac{n_1 u_*}{k} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\frac{w}{ku_*}} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad \dots(5)$$

ここで

$$a = \frac{n_1 u_*}{k}$$

$$b = -\frac{w}{ku_*}$$

$$\cdots(6a) \qquad \qquad \qquad \cdots(6b)$$

と置いて式を展開すると

$$q(z) = \frac{Pu_*}{kw}(\ln z - \ln z_0) + \frac{a}{z_1^b} \cdot z^b \ln z - \left(\frac{a}{z_1^b} \ln z_0 \right) \cdot z^b \qquad \cdots(7)$$

(7)式を z で積分すると

$$\begin{aligned} Q_{sus}(z) &= \frac{Pu_*}{kw} \int (\ln z - \ln z_0) dz + \frac{a}{z_1^b} \int z^b \ln z dz - \frac{a}{z_1^b} \ln z_0 \int z^b dz \\ &= \frac{Pu_*z}{kw} (\ln z - 1 - \ln z_0) + \frac{a}{z_1^b} \frac{z^{b+1}}{b+1} \left(\ln z - \frac{1}{b+1} \right) - \frac{a}{z_1^b} \ln z_0 \frac{1}{b+1} z^{b+1} + c \\ &= \frac{Pu_*z}{kw} \left(\ln \frac{z}{z_0} - 1 \right) + \frac{a}{b+1} \frac{z^{b+1}}{z_1^b} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \frac{1}{b+1} \right) + c \qquad \cdots(8) \end{aligned}$$

ここで、 c は積分定数である。吹雪対策の計画や対策施設の設計を行う上では、吹雪の高さは5 m程度までを考慮すればよい⁶⁾ので、浮遊層の底面を0.15 m、上端を5 mとして定積分した値を浮遊層の吹雪量 Q_{sus} とする。

$$Q_{sus} = \left[\frac{Pu_*z}{kw} \left(\ln \frac{z}{z_0} - 1 \right) + \frac{a}{b+1} \frac{z^{b+1}}{z_1^b} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \frac{1}{b+1} \right) \right]_{0.15}^5 \qquad \cdots(9)$$

一方、跳躍層の吹雪量 Q_{sal} は、運動力学モデルより風速の3乗に比例する。また松澤他³⁾より、小林他¹⁾の(10)式¹⁾は跳躍層の吹雪量の最大値を与える式と見なせるので、

$$Q_{sal} = 0.03 \cdot V_1^3 \qquad \cdots(10)$$

を用いることとする。ここで V_1 は高さ1 mの風速である。(9)式と(10)式より跳躍層と浮遊層を含めた全層の吹雪量 Q は、次式で表される。

$$Q = Q_{sal} + Q_{sus} \qquad \cdots(11)$$

2. 2 計算の条件

計算に当たって、いくつかの値を仮定する必要がある。摩擦速度 u_* は、高さ10 mの風速 V_{10} を用いて $u_* = 0.036 \cdot V_{10}$ (m/s)で与える。表面粗度 z_0 は $z_0 = 1.5 \cdot 10^{-4}$ (m)とした。また、基準高さ0.15 mの飛雪空間密度 N_t (g/m³)は、以下にある松澤⁷⁾の実験式より求める。

$$\text{降雪弱or無し：} \qquad N_t = 0.021 \cdot e^{0.401V_{10}} \quad (\text{g/m}^3) \qquad \cdots(12a)$$

$$\text{降雪強：} \qquad N_t = 0.116 \cdot e^{0.309V_{10}} \quad (\text{g/m}^3) \qquad \cdots(12b)$$

なお、松澤⁷⁾では、降雪強度は目視で判断しており、(12)式の降雪強度の適用条件は示されていない。さらに、(12)式は、風速 V_{10} が15 m/s以下での観測結果から求めているので、風速 V_{10} が15 m/s以上における(12)式の精度は十分に検証されていない。また、雪粒子の落下速度 w は粒径によって変わるので、0.15, 0.35, 0.55, 1.0 m/sの4ケースとした。以上の条件で降水強度 P と風速 V_{10} を任意に与えて吹雪量を計算した。

3. 吹雪量の推定値と観測値との比較

ここでは、前述の手法で推定した吹雪量と、飛雪流量観測から求めた吹雪量とを比較する。

飛雪流量観測は2003年の1～2月の吹雪発生日に行った。飛雪流量は箱型（タンズ型）吹雪計を用いて高さ0.025, 0.75, 0.15, 0.25 mで、また直径約0.1 mの円筒型のネット式吹雪計を用いて高さ0.15, 1.2 mで測定した。これらの高さはそれぞれの吹雪計の開口部の中央の高さを示している。並行して三杯式風速計で高さ1.2 mで風速を計測し、目視により降雪の有無を判別した。飛雪流量観測は計4日、34計測を行った。内訳は、降雪無しが24計測、降雪有りが10計測であった。

吹雪量 Q は定義上、飛雪流量を雪面から高さ ∞ まで積分した値であるが、高さ 5 m を上限とした。高さ 0～0.025 m では高さ 0.025 m の飛雪流量の値を用い、高さ 0.025 m から 1.2 m までは台形近似を行い、高さ 5 m での飛雪流量を 0 と仮定して、飛雪流量を累計し Q を求めた。その模式図を図-2 に示す。塗りつぶした部分が吹雪量 Q に相当する。

この方法で、松澤他³⁾は、降雪なしの24計測のデータを用いて、降雪のない場合の高さ 1.2 m の風速 $V_{1.2}$ と吹雪量 Q の関係として次式を導いた。

$$Q = 0.005 \cdot V_{1.2}^4 \quad \dots(13)$$

(13)式で表される風速と吹雪量の関係と、前述した推定手法を用いて求めた吹雪量を比較したのが図-2 である。吹雪量の推定においては、降水強度 P を 0 mm/h とし、高さ 0.15 m の飛雪空間密度 N_t は(12a)式を用いた。なお、(13)式の風速は高さ 1.2 m での値であるが、高さ 1 m の風速の値と等しいと仮定した。

図より、風速が 10 m/s 以下では、雪粒子の落下速度が 0.15 m/s での推定値が実測値に近い。風が強くなるにしたがい、雪粒子の落下速度が大きい場合の推定値が実測値に近くなる。これは、風が強くなるにしたがい、吹雪全体における大きな雪粒子の占める割合が高くなることを裏付けるものである。これらの結果より、降雪のない場合、本研究の手法で推定した吹雪量は、実測の吹雪量を概ね再現しているといえる。

次に、降雪のある場合の吹雪量を求める。吹雪量の計算においては、降水強度 P を 1

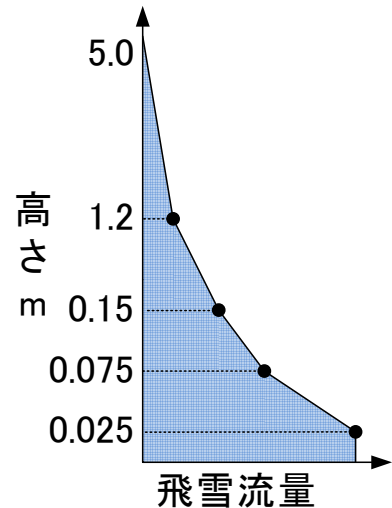


図-1. 吹雪量算出の模式図. 塗りつぶした部分が吹雪量に相当する。

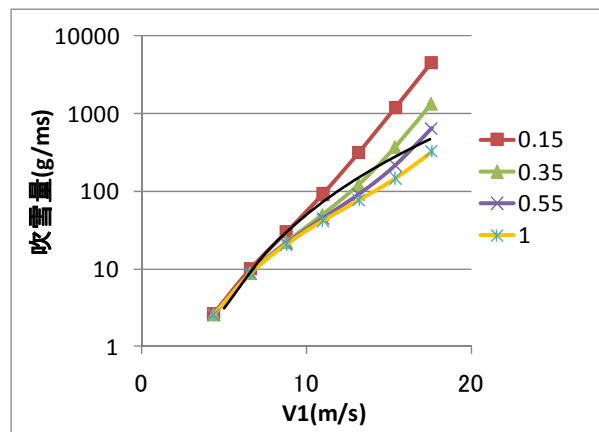


図-2. 降雪のない吹雪時において雪粒子の落下速度 0.15, 0.35, 0.55, 1.0 m/s で計算した推定吹雪量および(13)式による実測の吹雪量と高さ 1 m の風速との関係。

mm/hとし、高さ 0.15 mの飛雪空間密度 N_t は(12b)式を用いた。その計算結果と、飛雪流量の観測値から求めた吹雪量を図-3に示す。図より雪粒子の落下速度が 0.55 m/sでの吹雪量の推定値が観測値から求めた吹雪量と比較的近い。粒径の大きな降雪粒子が混ざっているので、 w が大きい方が計算結果が実測値に近いのは妥当な結果と考えられる。風速 7~8 m/sで吹雪量が小さく外れている観測値があるがこれらは吹雪が飽和状態に達していなかった可能性がある。

Takeuchi²⁾や松澤他³⁾は、風速と吹雪量の関係式を導く際に、飽和状態であるかを考慮して測定データの検討を行っている。今回は、測定例が少ないので、その検討は行っていないが、これらの観測値を除くと、降雪が有る場合も、本研究で示した手法を用いることで飽和状態の吹雪量を推定することが可能であると考えられる。

4. まとめと今後の課題

飛雪流量を高さ方向に積分することで、降雪を伴う吹雪時の浮遊層の吹雪量を与える式を導いた。さらに、跳躍層の吹雪量を加えることで、全層の吹雪量を推定する手法を明らかにした。定数を仮定して与え、風速と全層の吹雪量の関係を計算したところ、飛雪流量観測から得た、風速と吹雪量の関係にほぼ近い結果が得られた。

今後の課題は、精度の高い吹雪量の実測値を用いた推定値の検証である。例えば、降雪強度のデータを飛雪流量観測と同時に取得することや、飽和状態の吹雪時のデータの抽出を行うことである。さらに風速 V_{10} が 15 m/sを超える場合の基準高さの飛雪空間密度 N_t の関係式の検討、および、粒径の大きな降雪粒子を考慮した落下速度の検討も必要と考えられる。今後これらの課題について取り組みたいと考えている。

参考文献

- 1) 小林大二他, 1969: みぞによる地吹雪量の測定, 低温科学・物理編, 27, 99-106.
- 2) Takeuchi M., 1980: Vertical Profile and Horizontal Increase of Drift-Snow Transport, J. Glaciology, 26, 481-492.
- 3) 松澤勝他, 2010: 風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察, 寒地技術論文報告集, 26, 45-48.
- 4) 日本雪氷学会, 1990: 雪氷辞典, 古今書院, 196pp.
- 5) 竹内政夫・松沢勝, 1991: 吹雪粒子の運動と垂直分布, 雪氷, 53, 309-315.
- 6) Tabler R.D., 2003: Controlling Blowing and Drifting Snow with Snow Fences and Road Design, NCHRP Project 20-7 (147), 307pp.
- 7) 松澤勝, 2007: 吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究, 雪氷, 69, 79-92.

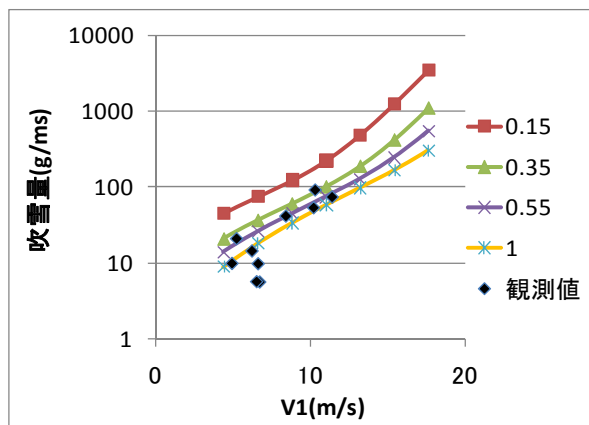


図-3. 降雪を伴う吹雪時において雪粒子の落下速度が 0.15, 0.35, 0.55, 1.0 m/s で計算した推定吹雪量および飛雪流量観測値から求めた吹雪量と高さ 1 m の風速との関係。

2011年1月にニセコアンヌプリで発生した雪崩の調査報告

荒川逸人(野外科学), 兒玉裕二, 澤柿教伸(北海道大学)

佐々木大輔, 奈良 亘(ノマド), 雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム

1. はじめに

(社)日本雪氷学会北海道支部は雪氷災害に対して迅速な調査をおこなうため雪氷災害調査チームを発足させ2007/2008年冬期より活動を開始している。調査チームが雪氷災害発生直後から災害現場に入り被害状況や積雪状態などを調査することは、災害発生のメカニズムを解明する上で有効であり、災害の予知、防止、被害の軽減に寄与することが期待できる。本報告では、2011年1月1日にニセコアンヌプリ南西斜面で発生した雪崩の調査結果を報告する。

2. 事故および調査の概要

2011年1月1日11時頃、山スキー2人パーティのうち男性1人が視界不良のため行方不明となり、自力下山の1人が地元消防に通報した。翌日10時頃鉦山の沢標高950m付近で雪面下60cmのところに埋没した状態で発見され、道警へりで札幌の病院に搬送されたが死亡が確認された。男性が埋没して発見されたことから、事故は雪崩と関連性が高いと判断され、事故発生から2日後の1月3日に調査チームが現地へ派遣された。

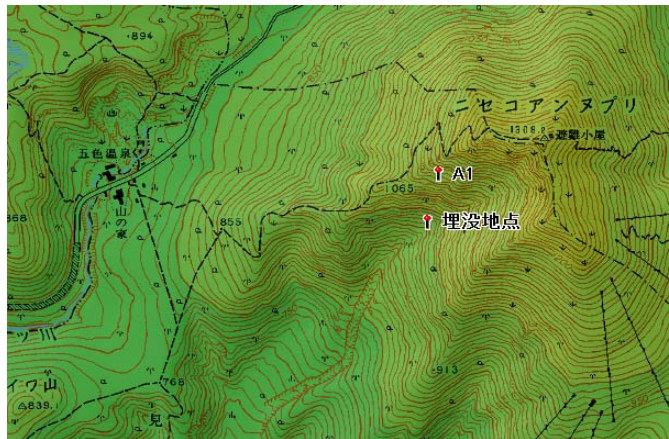


図-1 調査位置図. A1は積雪断面観測地点

まず、ニセコ雪崩調査所で現地状況について聞き取りをおこなった。事故の2日前から顕著な降雪はなく斜面の表面は硬くなっていた。低気圧の通過に伴い前日の昼頃から風が強くなり斜面は吹溜りと硬化雪が混ざった状態となっていた。事故日から調査日までの間に20-30cmの降雪があった。

調査班は五色温泉から入山し1065m台地付近で二手に分かれた。斜面上部(図-1のA1地点)では積雪断面調査(層構造・雪質・密度・硬度・雪温・せん断強度・上載荷重)が、埋没地点付近ではデブリ範囲の測定と積雪断面調査(層構造・雪質)が実施された。調査日の天候は吹雪であることと事故当事者の行動が不明確であったことから調査場所の決定には時間を要し十分な調査ができたとは言い難い。

3. 結果と考察

3.1 雪崩の規模

表1は雪崩の種類と規模をまとめたものであるが、破断面・走路を確認することはできず、雪崩の種類を特定することはできなかった。デブリに関しては、積雪層構造

の乱れや周辺の踏査から一部を確認するにとどまった。

表-1 雪崩の種類および規模

発生地点	ニセコアンヌプリ 南西斜面 発生地点不明
雪崩の種類	不明
破断面	不明
走路規模	不明
埋没地点	北緯 42° 52' 17" 東経 142° 39' 10" 標高 950m
デブリ規模	全体規模は不明. 埋没地点より上流側 13m, 下流側 80m の間でデブリ痕跡を確認.

3.2 積雪断面調査

図-2 は A1 地点の積雪断面の写真である。雪面の勾配は約 39° であった。A1 地点での観測後、A1 地点より約 15m 東側 (A2 地点とする) で表層の積雪が剥がれやすかったことから、A2 地点の表層部について積雪断面観測をおこなった。

A1 地点では、表層から 90cm 付近まで掘ったところで笹が露出してきた。積雪深は未測定である。図-3 に示すように、0-25cm 層は新雪・こしまり雪層で 13cm のところに境界があり 2 層から成っていた。密度は 60-100kgm⁻³、硬度は 2.8-4.0kPa であった。25-27cm 層はクラスト層であり融解の影響を受けたとみられるこしもざらめ雪層であり、密度は 360kgm⁻³、硬度は 24.5kPa であった。27-90cm はこしもざらめ雪で一様な層であった。この層の上部の 27-30cm は色がやや暗く汚れ層であった。温度分布については特異な点は見られなかった。このように A1 では顕著な弱層は見られなかった。

A2 地点では 13-14cm 層のこしもざらめ雪 (やや融解の影響を受けている) を境にして上載積雪が剥がれやすい状況が確認された。この層は指先で容易に崩れる層であった。せん断強度は雪面から 13cm で 160Nm⁻²、20cm で 1750Nm⁻² だった。層厚と密度測定値から上載積雪の鉛直荷重を推定すると、斜面安定度 SI は 13cm で 3.4、20cm で 17.9 となった。調査時においては、この 13-14cm 層が弱層であったと判断されるが、場所によってその厚さが異なっていることから、弱層が不均一に形成されていた可能性が考えられる (図-4)。



図-2 A1 地点の積雪断面

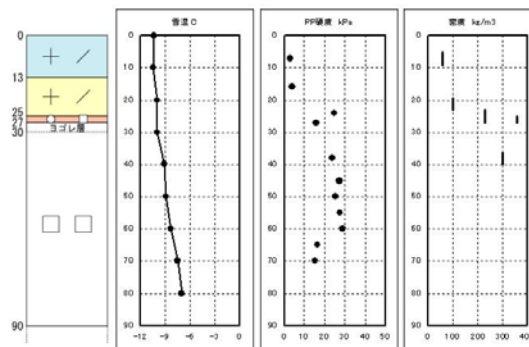


図-3 A1 地点の積雪断面観測結果

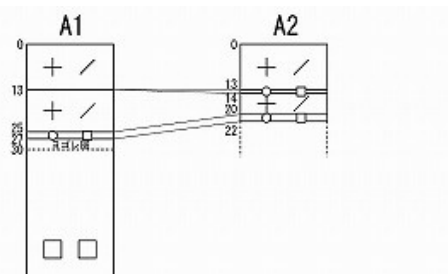


図-4 A1 地点と A2 地点の積雪断面

3.3 弱層形成までの気象条件

図-5は最寄りの倶知安アメダス(標高176m)での気象データである(2010年12月24日~2011年1月3日)。A1地点の27-90cm層のこしもざらめ雪は26日までに形成されたものと考えられる。27-28日の晴天で日中は内部融解、夜間は放射冷却となり、A1地点の25-27cmおよびA2地点の20-22cmのクラスト層が形成されたと考えられる。2日間内部融解と放射冷却があったことから、硬度の比較的大きい層が形成されたと考えられる。29日に降雪、30-31日にかけて日中は内部融解、夜間は放射冷却となり、霜系弱層が発達したと考えられる。これがA2地点の13-14cmのこしもざらめ雪の弱層であると考えられる。27-28日に比べると、日照時間は少なく曇りがちであった可能性

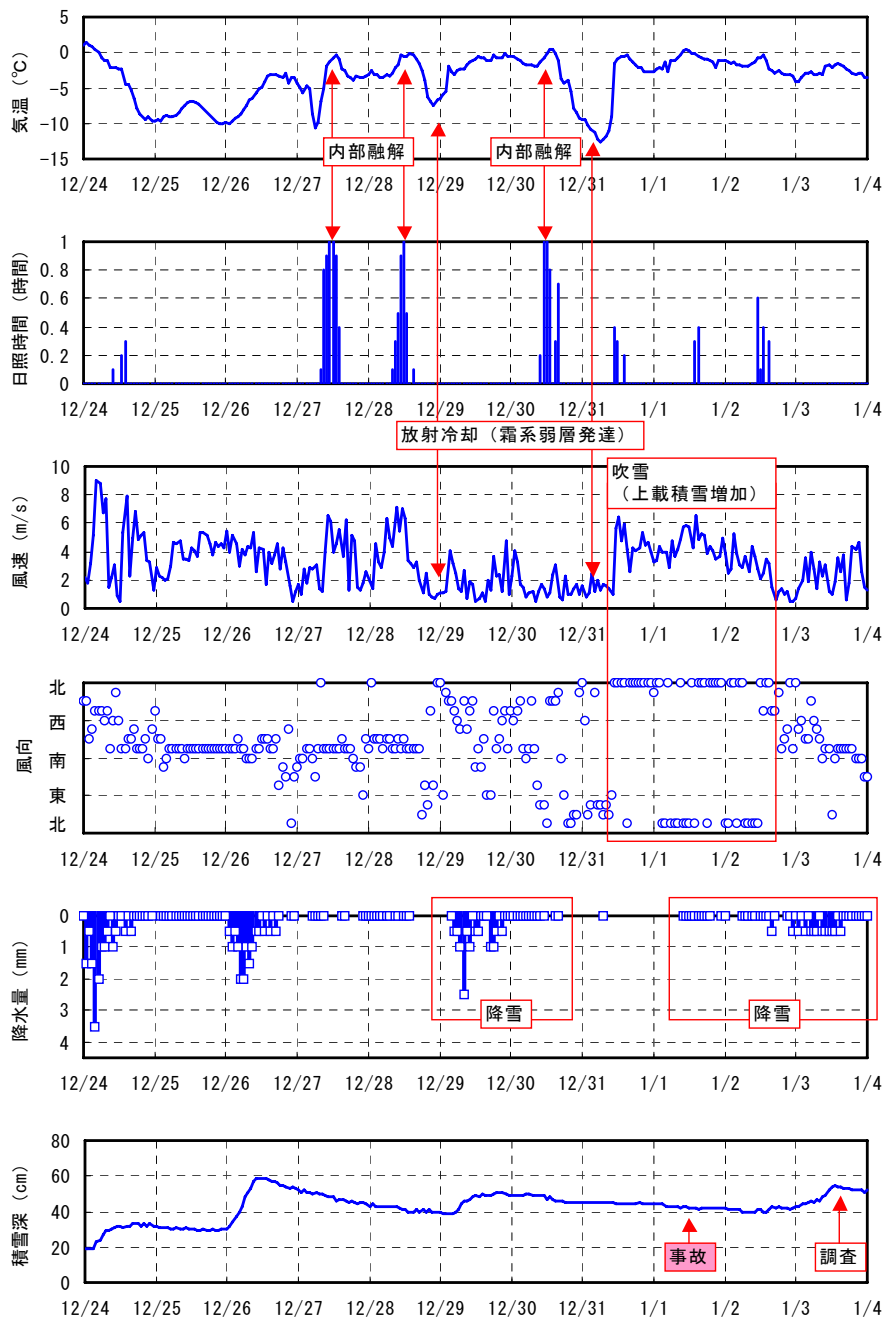


図-5 事故発生前後における倶知安アメダス気象データ

があり、弱層が不均一に形成されたことと関連があると考えられる。31日午後から北から北北東の強風が事故発生後の翌日の2日まで吹いていた。この間積雪深増加がなく、積雪深データからは上載積雪の増加を説明ができない。そこで降水量について「なし」と「0.0mm」について区分した。0.0mmとは降水現象があったが降水量が0.5mmに満たない場合を示す。これによって1日には降水現象が確認でき吹雪によって上載積雪が形成された可能性を示すことができた。ただし、その量はそれほど大きくないと推察される。1日から調査日の3日までは降雪もしくは吹雪となり、A1地点の0-13cm層およびA2地点の0-13cm層の新雪・こしまり雪層が形成されたと考えられる。

4. まとめ

今回の山岳事故は雪崩の可能性の高いことから、事故発生後の2日後に雪氷災害調査チームが現地積雪観測を実施した。しかし、事故日から調査日まで悪天候が続いたことや事故当事者の行動が明確でなかったことから、雪氷災害調査チームの行動範囲が限られた調査となった。その上で、今回の調査結果は以下のようにまとめることができる。

- ・ 事故発生以後の強風と降雪のため雪崩の種類や規模を特定することはできなかった。
- ・ 弱層と見られるこしもざらめ雪の層を確認したが、不均一に分布している可能性があった。
- ・ 気象データから吹雪によって弱層に積雪が積もった可能性を示した。

5. 今後の調査に向けて

これまでの雪氷災害調査チーム雪崩調査日は事故発生日の2日後となっている。しかし、山岳地帯で突発的に発生する雪崩事故は時間の経過とともに雪崩の痕跡が急速に消滅するため、調査は緊急を要する。今後の調査に向け、雪氷災害調査チームは北海道警察に対して、業務に差し支えない範囲で必要に応じて雪崩調査に必要な情報提供の依頼を書面で申請した。北海道警察はこの申請を了承し、今後は雪氷災害調査チームの調査活動に協力を得られることになった。

有限要素法による斜面雪圧解析

吾田洋一, 松澤勝, 松下拓樹 (独) 土木研究所寒地土木研究所)

1. はじめに

雪崩予防柵の設計には、一様な斜面を前提に考案されたHaefeliの雪圧論に基づくスイスの示方書の雪圧の式(1)¹⁾²⁾が用いられている。スイスの示方書では雪密度に応じて、一定のクリープ係数を与えており(表-1)¹⁾²⁾、設計上、粘性係数の違いなど複雑な条件での雪圧は求めることは出来ない。そこで、有限要素法による、積雪シミュレーションを開発し、粘性係数や斜面長などに着目して斜面雪圧を求めた。

$$S = -(1/2) \rho g H^2 K N \dots (1)$$

ここで、S : 柵にかかる力(N)

ρ : 雪密度 (kg / m³)

g : 重力加速度(9.8m/s²)

H : 柵高(m)

K : クリープ係数

N : グライド係数

表-1 雪密度とクリープ係数²⁾

ρ (kg/cm ³)	200	300	400	500	600
K / sin 2 θ	0.70	0.76	0.83	0.92	1.05

2. 有限要素法の説明

有限要素法とは解析対象を有限個の要素に分け、要素の挙動をモデル式で近似し、それら要素のモデル式を連立して解く手法である。

今回開発した有限要素法による積雪シミュレーションは、三角形要素を組み合わせる斜面積雪をモデル化し計算する手法を組み込み作成した(図-1)。

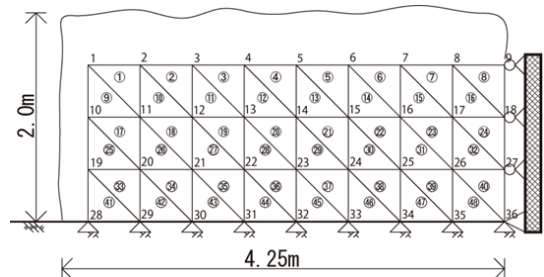


図-1 積雪シミュレーションモデル

3. 積雪シミュレーションに組み込んだ基本方程式

積雪の状態をシミュレートするための基本式としてバーガーモデル式(2)³⁾を組み込んだ。

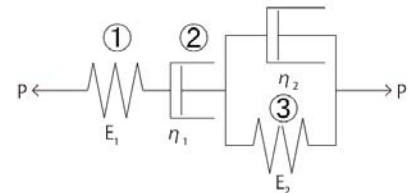


図-2 バーガーモデル

$$\varepsilon(t) = \frac{P}{E_1} + \frac{P t}{\eta_1} + \frac{P}{E_2} [1 - \text{EXP}(-E_2 t / \eta_2)] \dots (2)$$

① ② ③

ここで、 ε : 変位(m)

P, t : 荷重(N), 時間(s)

E_1, E_2 : バネ係数(N/cm)

η_1, η_2 : 粘性係数(Ps · s)

図-2はバーガーモデルの模式図で、バネ①とダンパー②が直列で配置されたものと、並列で配置された③がつながっているモデルである。ダンパーとは、荷重を加えてもすぐには変形せず、時間と共にゆっくりひずみが増加するというモデルである。図-2の①、②、③の各部分は、それぞれ式(2)と図-3⁴⁾に対応している。式(2)はバーガー

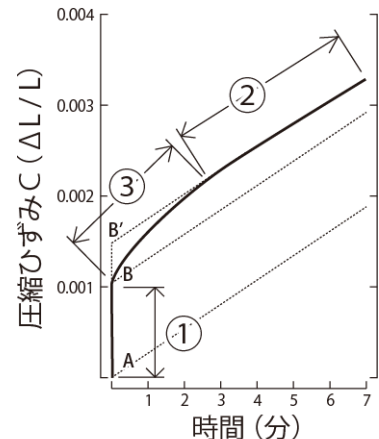


図-3 雪の圧縮によるひずみと時間の関係⁴⁾

モデルの基本式で①の項はバネを②の項はダンパーを③の項はバネとダンパーが並列につながった部分をそれぞれ示している。図-3は積雪に重りを載せたときの雪の圧縮量である⁴⁾。①は雪を載せた瞬間のバネ，②は時間と共に圧縮が増大するダンパー，③は一定時間以降（この図では3分）圧縮が停止するバネとダンパーが並列につながった部分をそれぞれ示している。この図より雪の圧縮は初期変位A-B'，傾きがP/η₁と見なせることがわかる。ここで，積雪シミュレーションを1日行うとすると，この初期変位は全圧縮ひずみ量Cの0.6%程度となるので，積雪シミュレーションでは初期変位を0，傾きをP/η₁とした。このことを式(2)より説明すると，式(2)には時間(t)が含まれているので積雪シミュレーションをΔt間隔で行うこととする。そこで，式(2)を微分すると式(3)になり，この式の時間を無限大とすることで式(4)と見なせる。ここで，P→力，η₁→バネ係数，dε→変位にそれぞれ対応させると，一般的な有限要素法をそのまま適用できる。

図-4は制作したプログラムのフローである。1回のループで10分間計算し，その結果得られた変位で座標を再設定し，それを144回，1日分計算した。

図-5は積雪モデルである。一般的には斜面を斜めに重力を垂下にするが，本シミュレーションでは斜面を水平に，重力を斜めに設定した。どちらも力学的には同等である。このように設定した理由は①有限要素法では力をX,Y方向に分けて計算しているため，柵にかかる力を本来，要素毎に変換しなければならないところ，X方向の力を合計するだけで求めることができること，②柵と雪をX方向を固定，Y方向を可動端とすることで雪の沈み込みを考慮することができること，③さらに，将来的に雪と斜面をX方向を可動，Y方向を固定端とすることで，グライドを計算できる可能性が有ることによる。

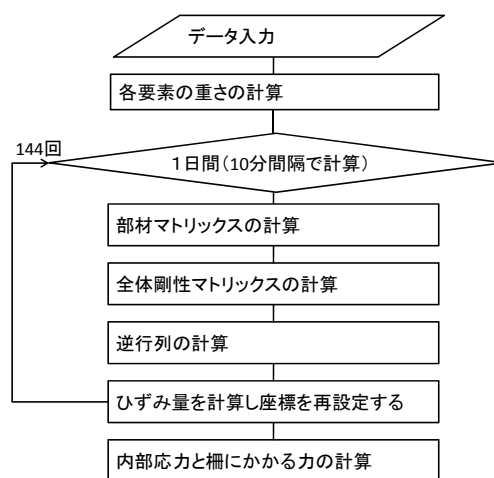


図-4 プログラムのフロー

4. 積雪シミュレーションの計算条件

シミュレーションに使用した粘性式は式(5)⁵⁾，式(6)⁶⁾の式を使用した。ポアソン比は式(7)⁷⁾を使用した。

シミュレーション基本条件は斜面角度45°，斜面長4.25m，積雪深2m，雪密度300kg/m³，計算時間1日とした。また，シミュレーションはクリープのみに限定し行った。

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{P}{\eta_1} - \frac{P}{\eta_2} \text{EXP}(-E_2 t / \eta_2) \quad \dots (3)$$

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{P}{\eta_1} \quad \dots (4)$$

$$\eta = C\rho^4 \quad \dots (5)$$

$$C = 0.21 \text{EXP}(-0.166T) \quad \dots (6)$$

$$\text{ポアソン比} = 0.0004\rho \quad \dots (7)$$

ここで， ρ : 密度(kg/m³)
T : 温度(°C)

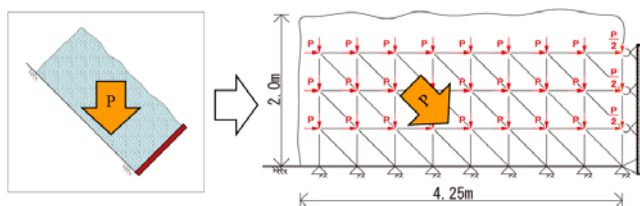


図-5 積雪シミュレーションの積雪モデル

5. 積雪シミュレーションの粘性係数の違いによる柵にかかる力の検討

表-2は柵にかかる力について、温度を-5℃、-10℃と変化させ積雪シミュレーションを実行し、理論値であるスイスの示方書の値と比較したものである。この表より、-10℃でシミュレーションした結果がスイスの示方書から求めた値と良く合っており、-5℃でシミュレーションした結果はスイスの示方書の値に比べて3倍もの大きな値になり、粘性係数が小さいと柵にかかる力が大きくなることがわかった。このことは、雪が柔らかいとき（雪解け時、本州の雪）には、柵にかかる力が数倍になる場合があることを示唆している。

表-2 シミュレーション結果

	柵にかかる力(ton)	粘性係数(Ps・s)
	シミュレーション結果	粘性式の値
-10℃	0.54	8.95E+09
-5℃	1.57	3.90E+09
	スイスの示方書	
	0.46	

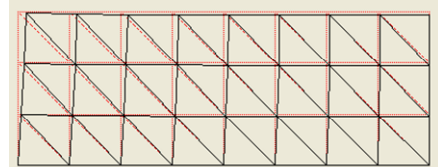


図-6 シミュレーション出力例

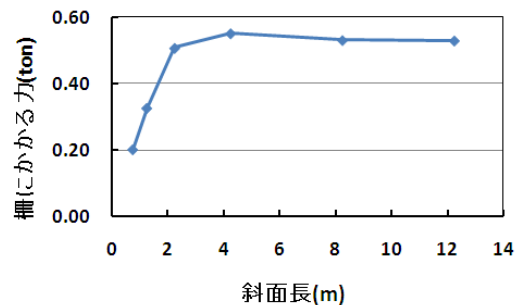


図-7 斜面長の違いによる柵にかかる力

※基本式に適用した温度は-10℃とした。
 ※スイスの示方書では0.46(ton)となる

6. 積雪シミュレーションの斜面長の違いによる柵にかかる力の検討

斜面長が長くなればなるほど、斜面上に積もった積雪量が多くなるため、柵にかかる力も大きくなると考えられる。そこで、斜面長の長さの違いによる柵にかかる力を積雪シミュレーションにより求めた。斜面長は0.75, 1.25, 2.25, 4.25, 8.25, 12.25mの6パターン行った。図-6は斜面長が4.25mの場合の出力例である。赤い点線が初期値で、黒の実線が計算結果である。この図より、積雪が若干変形している様子がわかる。図-7はシミュレーション結果である。この図より、柵にかかる力は斜面長が4.25mで最大となり、それ以上斜面長が長くなっても柵にかかる力は変わらない結果となった。

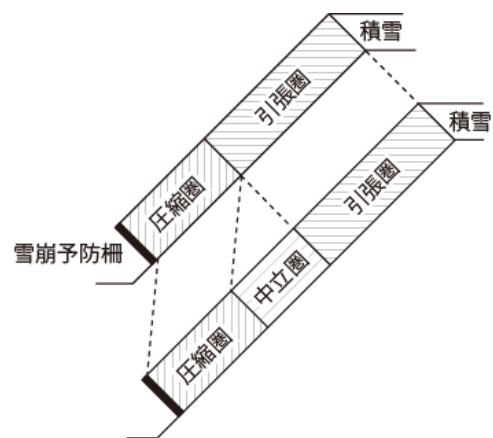


図-8 中立圏の概念

7. 考察~Haefeliの理論による圧縮圏の算出~

Haefeli⁸⁾は斜面積雪を圧縮圏、中立圏、引張圏の3つに分けて考え、斜面長が長くなっても圧縮圏、引張圏の長さは変わらず、中立圏が長くなるとしている。柵にかかる力は圧縮圏で決まるので、斜面長が長くなっても柵にかかる力には変化がないとしている。図-8は斜面長が長くなっても圧縮圏は変わらず、中間圏だけが伸びている様子を図化したものである。

Haefeliの式から、圧縮圏の長さを検討する。式(8)⁸⁾はHaefeliの圧縮圏の方程式である。この式を展開し表-1の値を代入することで、圧縮圏の



図-9 Haefeliのクリーププロファイル

長さを求める。

式(9)⁸⁾の a_c は粘性係数の逆数であり、粘性係数と雪の変位 (U_0) の積は力なので、式(9)の左辺は雪圧となる。図-9でHaefeliは雪のクリープをクリーププロファイルとして予め決めてしまうことで、雪の変形量と雪密度の積により雪圧を求めることが出来ることを説明した図で、それを式に表すと式(9)の右辺となる。

式(10)⁸⁾はクリープ係数の定義式である。これと、式(8)を式(9)に代入し整理すると式(11)となる。この式に先の条件を代入すると、圧縮圏の長さは4.56mとなる。これはシミュレーションにより求めた斜面長4.25mとほぼ一致する。

8. まとめ

本研究では、有限要素法を用いた積雪シミュレーションを開発し、積雪の諸条件を変えて柵にかかる力を計算した。その結果、温度を-10℃から-5℃に変化させると、柵にかかる力が3倍になるという結果が得られた。

また、柵背面の積雪の斜面長を変えて計算した結果より、ある長さ以上斜面長が長くなっても柵にかかる力は変わらないことがわかった。この値とHaefeliの雪圧論(スイスの示方書に用いられている)による圧縮圏の理論値とを比較した結果、両者はほぼ合致することを確認した。

ただし、以上の結果はクリープのみを考慮した場合である。グライドの影響を含めた場合の柵にかかる力の検討は、今後の課題である。

【参考・引用文献】

- 1) (社)日本建設機械化協会, (社)雪センター: 雪崩対策, 2005 除雪・防雪ハンドブック, pp.143-246, 2005
- 2) 遠藤八十一: 雪崩防止柵に作用する斜面雪圧, 雪崩と吹雪(前野紀一, 福田正己編), 古今書院, pp.40-41, 2000
- 3) (社)日本雪氷学会監修: 積雪の性質, 雪と氷の辞典, 朝倉書店, pp.96-98
- 4) 日本建設機械化協会編: 積雪の粘弾性モデル, 新編防雪工学ハンドブック, pp.16-18, 1988
- 5) 遠藤八十一, 大関義男, 庭野昭二: 低密度の雪の圧縮粘性係数と密度の関係, 雪氷, 52, pp.267-274, 1990
- 6) Abe, O.: Creep experiments and numerical Simulations of very light artificial snowpacks, Annals of Glaciology, 32, pp.39-43, 2001
- 7) 遠藤八十一: 応力とひずみ速度の関係, 雪崩と吹雪(前野紀一, 福田正己編), 古今書院, pp.25-26, 2000
- 8) 日本建設機械化協会編: Haefeliの雪圧論, 新編防雪工学ハンドブック, pp.49-55, 1988

$$X_c = \sqrt{\frac{12 U_0}{a_c \gamma \sin \phi}} \quad \dots (8)$$

$$\frac{U_0}{a_c} = \gamma \frac{H^2 \cos \phi}{6 \tan \beta} \quad \dots (9)$$

$$K = \frac{\sin 2\phi}{3} \sqrt{\frac{2}{\tan \phi \times \tan \beta}} \quad \dots (10)$$

$$X_c = \frac{3H \times K}{\sin 2\phi} \quad \dots (11)$$

ここで,

- X_c : 圧縮圏の長さ(m)
- U_0 : 斜面に沿った雪の変位(m)
- a_c : 粘性係数の逆数(1/Ps/s)
- γ : 雪密度(N/m³)
- ϕ : 斜面角度
- H : 積雪深(m)
- β : 雪の俯角
- ϕ : 斜面角度

雪崩危険度予測システム検証のための 稚内市東浦での積雪観測結果について

小松麻美（日本気象協会北海道支社），西村浩一（名古屋大学大学院環境学研究科），
丹治和博（日本気象協会北海道支社），松岡直基（日本気象協会北海道支社），
石本敬志（日本気象協会北海道支社）

1. 本研究の目的

厳冬期の北海道では，多量の降雪に伴う表層雪崩が道路上でしばしば発生しており，雪崩発生危険性を正確に把握する方法が課題となっている．これまで筆者らは，雪崩の発生危険度を気象データから予測するシステムを構築し，道路管理者と利用者にとって有用な情報提供を行うことを目的に研究を進めてきた．

実際の雪崩発生には，吹雪による吹きだまりの形成などの要因が関与しているケースも多いことから，2008年に道路で雪崩災害が発生した稚内市東浦周辺を対象領域として，吹雪による積雪再配分モデルを積雪変質モデルに組み込むための研究を行ってきた．その結果，積雪再配分モデルで計算された吹きだまりを用いると，過去の雪崩発生事例について発生危険度をよりの確に表現できる可能性が示唆された．しかし，計算結果では吹きだまりの深さが4 m近いものとなり，その妥当性が課題であった（Komatsu et al., 2010¹⁾，小松など，2010²⁾）．

本研究は，積雪再配分モデルで計算された吹きだまりの分布やその密度を現地の観測結果と比較することで，雪崩危険度予測システムの精度を検証することを目的として行った．

2. 現地調査の概要

今冬期の観測では，稚内市東浦の法面上部の敷地に積雪深計を設置し，デジタルカメラで斜面の吹きだまり状況の連続撮影を行った．観測機器の設置状況を図1に示す．本研究では，積雪深および吹きだまりの観測結果から雪崩危険度予測システムで用いている積雪変質モデルの検証を行った．



図-1 観測機器の全景

3. 現地調査結果

今冬期（2010年12月22日～2011年3月31日）の観測結果から得た日最深積雪の経過を図2に示す．今冬期の最深積雪は，3月13日，15日に記録された78 cmであった．浜鬼土別アメダス・宗谷岬アメダスの気温と積雪深の経過が，平年に比べて暖冬少雪傾向を示していたことから，この観測結果も，同じ傾向を反映していると考えられる．

観測期間中の2月10日に，雪崩発生箇所（R238KP275.3）近くの法面の積雪深の横断分布の計測を行った（図3）．法肩から約5m離れた地点での斜面積雪が272cmと最

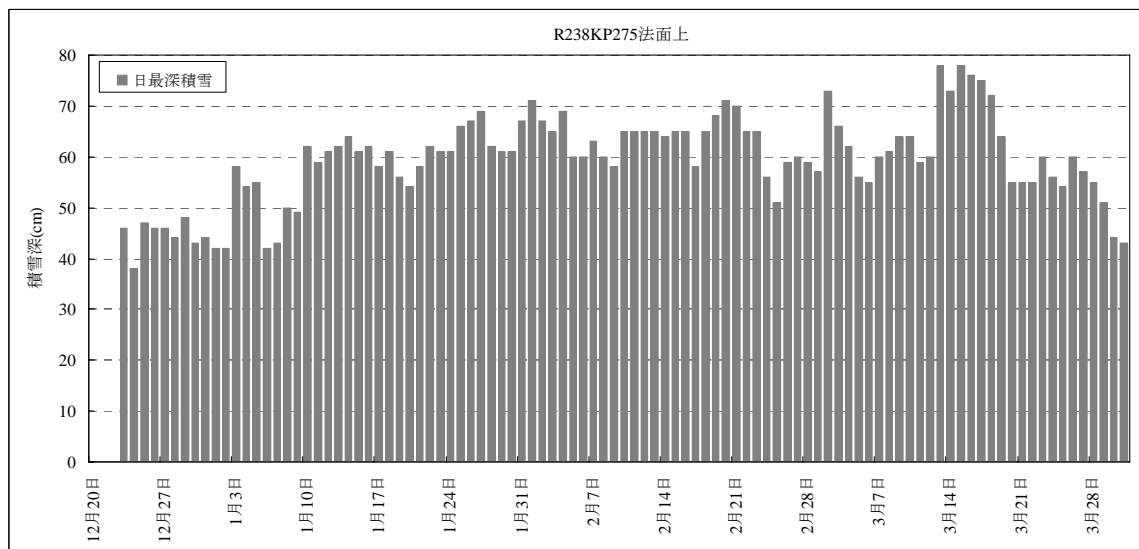


図-2 稚内市東浦法面上での積雪深観測結果

も積雪が深かった。この値は吹きだまり計算結果に比較的近いものであった。しかし、2008年の雪崩発生時には、斜面中段の吊柵（柵高 1.5 m）まで埋まっていたため、実際の雪崩発生時には更に大きな吹きだまりが形成されていたと考えられる。

斜面積雪が最も多くなって吹きだまりが形成されていた地点で、積雪断面観測を行った。その結果を図4に示す。

積雪上部から 80 cm程度はしまり雪で、密度は上部ほど小さく、 $0.13 \text{ g/cm}^3 \sim 0.23 \text{ g/cm}^3$ であった。その下にはこしもざらめ層が 20 cm程度、更にざらめ層が 30 cm程度存在した。こしもざらめ層とざらめ層の境界での密度は、積雪層での最大値 0.35 g/cm^3 を示していた。

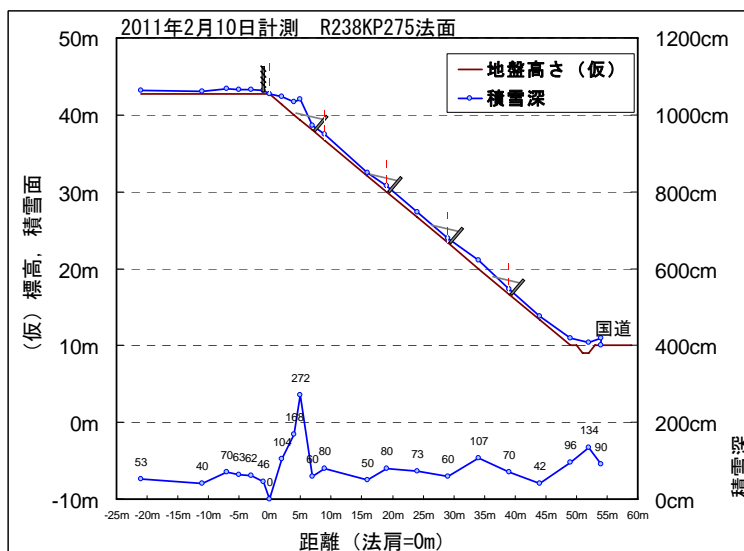


図-3 稚内市東浦での積雪横断面観測結果

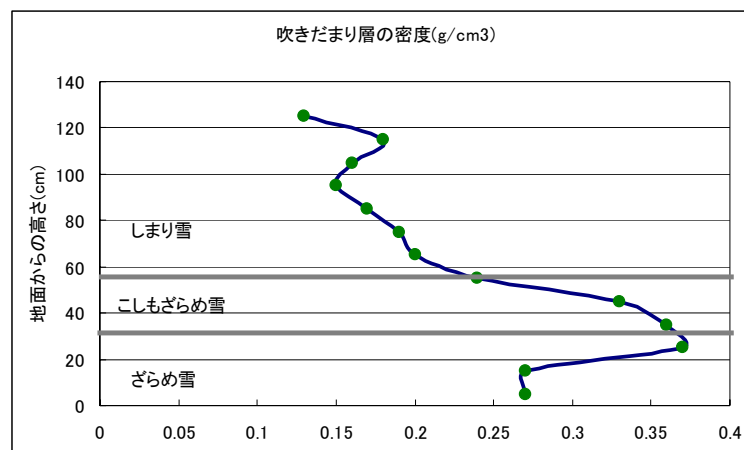


図-4 稚内市東浦での積雪断面観測結果

4. 吹きだまりを反映した SI の計算結果

4-1. 本調査での吹きだまり密度を反映した SI の計算結果

斜面における雪崩発生危険度の判定には、積雪のせん断強度と応力の比である積雪

安定度(Stability Index, SI)を指標として用いている。また、積雪再配分モデルで計算される吹きだまりの密度は、これまで成田英器氏による観測結果である 250 kg/m^3 を採用してきた。これに対し、図5は本調査で得られた吹きだまりの密度 (130 kg/m^3) としまり雪層の平均密度 (177.5 kg/m^3) を用いた場合のSIの比較結果である。

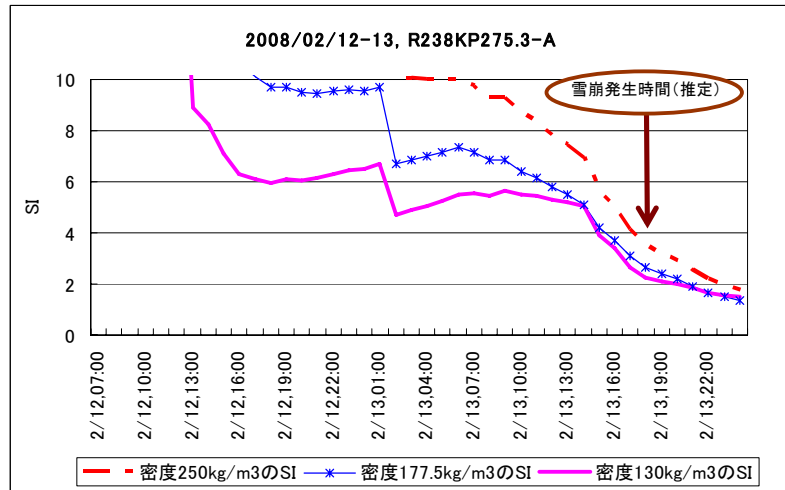


図-5 吹きだまりの密度による SI 計算結果の比較

また、図6には雪崩発生直前の12時間における雪質と積雪深を比較した結果を示す。積雪の密度 250 kg/m^3 では、最終的な吹きだまりは 4 m 近く、雪崩発生時のSIは 3.6 と、雪崩発生危険を著しく示すほどではないものの、注意を促すレベルの値になった。一方、今回の積雪断面観測により得られた吹きだまりの密度 (130 kg/m^3) を適用したところ、吹きだまりの深さは最終的に 3 m 弱、また雪崩発生時のSIは 2.2 となり、雪崩発生危険を強く示している。また、しまり雪層の平均密度である 177.5 kg/m^3 を採用すると、最終的な吹きだまりは 3.5 m 、雪崩発生時のSIは 2.7 となり、密度 250 kg/m^3 と密度 130 kg/m^3 の中間の値を示した。これらの計算結果は、積雪の密度が、積雪層の高さとSIの計算結果に大きく影響を与えることを示唆する。

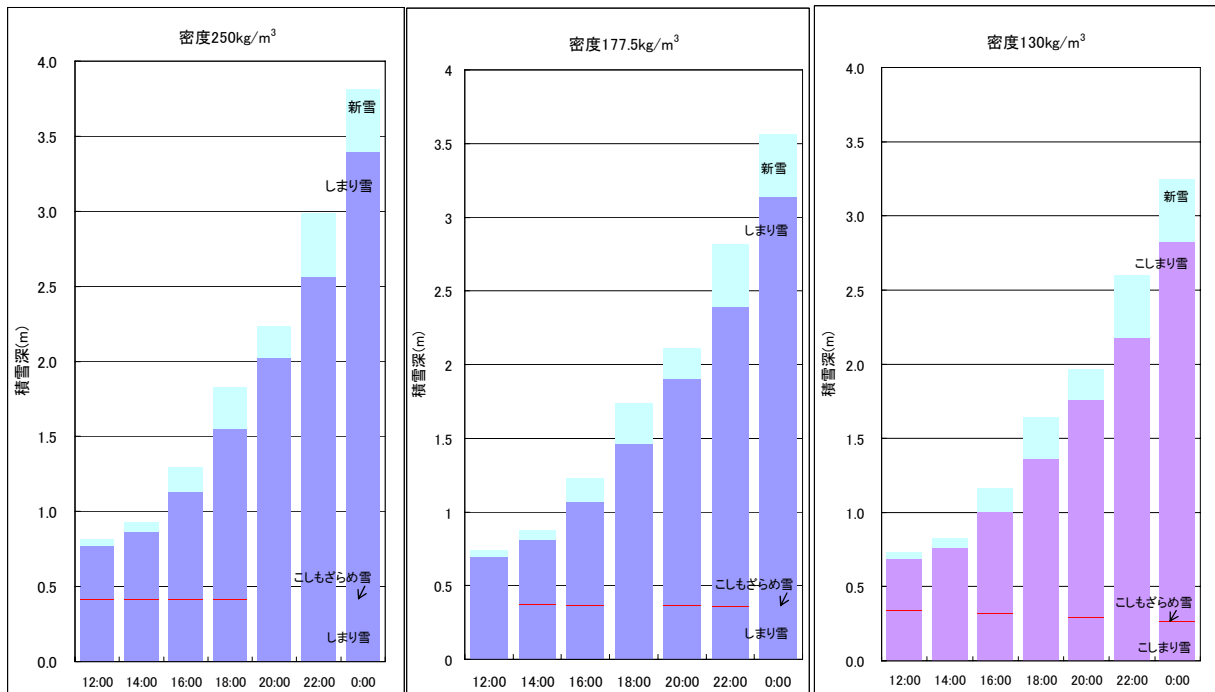


図-6 吹きだまりの密度による積雪層計算結果の比較
(2008年2月13日)

4-2. 吹きだまりの雪質の計算結果

密度 250 kg/m^3 と密度 177.5 kg/m^3 では積雪層の大半はしまり雪層であったが、密度を 130 kg/m^3 とすると、しまり雪層が全てこしまり雪層に変化した。これは積雪変質モデルで判定される雪質が密度と層の温度勾配に強く依存しているためである。そのため、現実の積雪層とは異なる雪質を示すようになった。特に、こしもざらめ層の下層で推定されているこしまり雪は必ずしも現実的ではなく、より詳細な検討が必要である。

5. まとめと課題

今冬期の稚内周辺の気象は、暖冬少雪傾向にあったため、法面の積雪深は平均すると 80 cm 程度と少なかったが、斜面上の積雪は法肩から 5 m 付近の地点で 3 m 弱に達し、最も深く吹きだまっていることを確認できた。また、今冬期の観測によって得られた吹きだまりの密度を積雪変質モデルに導入すると、よりの確に積雪層とその層に関わる雪崩の発生危険度を表現できることが示された。

今回取得した観測データを基に、積雪再配分モデルの計算結果をより実態に近づけることや、吹きだまりの密度や積雪層下部の雪質を的確に表現することが今後の課題である。

今後、北海道内を対象とした雪崩発生危険度予測の試行を行い、更に他地域へも展開可能な雪崩発生危険度予測システムの構築に努めていきたい。

なお、本研究での気象観測に際しては、稚内開発建設部稚内道路事務所に観測場所の提供などのご協力を頂いた。最後とはなったが、ここに感謝の意を表する。

【参考・引用文献】

- 1) Asami Komatsu, Kouichi Nishimura, Kazuhiro Tanji, and Naoki Matsuoka, 2010: Application of a simple snow cover model to avalanche warning systems, International Symposium on Snow, Ice and Humanity in a Changing Climate, Sapporo, Japan, 97.
- 2) 小松麻美, 西村浩一, 丹治和博, 松岡直基, 2010: 吹きだまりの影響を考慮した雪崩危険度予測システムの適用性について, 寒地技術論文・報告概要集, 26, 84-87.

巻きだれ雪の形成と消滅-危険な巻きだれの見分け方

竹内政夫・成田英器 (NPO 雪氷ネットワーク), 佐々木勝男 (北海道工業大学)

1. はじめに

緩勾配から急勾配に変化する道路の切土部や雪崩柵頂部にできる巻きだれは、崩落によって雪崩を誘発し、あるいは大きな雪塊になって道路に転落し交通の障害になる。このため人力や機械によって巻きだれは除去処理されてきた。同一法面上にできたものでも、形成のメカニズムによって崩落するものもしないものが観察され、除去の必要のない巻きだれもあると感じていた。同じ疑問は道路維持の現場にもあって、経費の節約のために、巻きだれ除去の要不要を評価しようと考えようようになってきた。そこで、巻きだれの危険性評価のために、道路沿道からの目視と写真による巻きだれ、および巻きだれ崩落の現場を観察した。また、巻きだれ破断崩落の発生条件を、巻きだれの種類と崩落時の気象（気温）条件で整理した。

2. 巻きだれの種類 - 冠雪型と雪庇型 -

一般には山の稜線の風下側に張り出す雪を雪庇というが、道路の現場では庇状に巻かれた雪を雪庇と呼んでいる。筆者は成因の違いは様々あっても重力で沈降して庇状に巻



写真-1 同一斜面上の2種類の巻きだれ

だれた雪を雪庇とする考えを持っていた¹⁾。しかし、雪庇といえば山の稜線風下に着雪で成長発達する雪庇のイメージが強いので、ここでは巻きだれと呼ぶことにし雪崩柵にできるものについて述べる。雪崩柵にできる巻きだれは生成機構によって、冠雪型と雪庇型の2種類に分けられる²⁾。写真-1の上段は冠雪型で下段は雪庇型である。

2-1. 冠雪型巻きだれ

冠雪型は雪崩柵の頂部に積もった冠雪が沈降して巻きだれたものである。降雪を重ねて成長し大きくなる。時間を経て密度が大きくなると内部のコアは固く締まった雪塊になり、崩落しても細かくは砕けずに塊のまま斜面を転がり道路へ達する危険がある。見た目の特徴は、写真-1の上段のように、柵一つ一つの巻きだれ（冠雪）が孤立し柵背面の積雪とも分離していることである。柵上部に雪が積もって大きくなったもので、柵の

高さや積雪面との差が大きく冠雪が背面の雪と結びつかない場合に冠雪型ができる³⁾。降雪が積もってできる初期の冠雪型巻きだれは、密度が小さく落下しても細かく砕けるのでここでの対象としないことにする。

2-2. 雪庇型巻きだれ

柵背面の雪がクリープして柵最上部を越えて巻きだれたものである。雪庇型巻きだれは降雪（冠雪）とクリープで成長する。柵背面の積雪と同じ層でつながり一体化し、写真-1 下段のように隣接する柵の巻きだれともつながり、互いに支え合っている。支え合う雪の引っ張り強度（温度、密度の関数）は $5 \sim 20 \text{ ton/m}^2$ ⁴⁾と大きく気温 0°C 以下では安定している。初めは冠雪型であったものが、度重なる降雪で柵高と斜面積雪との差が小さくなり、冠雪と柵背面の雪が結合し雪庇型になることもある。

3. 巻きだれの消滅過程とその条件

巻きだれの危険性は巻きだれが大きな固い塊で転落するかどうかにかかっている。巻きだれの成長期はコア部分の密度が、そして強度も、大きくなる。厳寒期には巻きだれの新しく伸びた成長部分はちぎれることはあっても、密度の大きいコア部分が破断することはなかった。しかし温度上昇によって積雪の力学的強度は小さくなる⁴⁾。さらに融雪が進むと雪粒子の3次元網目構造の結合部分に水が入り融解が進み⁵⁾（若浜，1965）、雪の強度は小さくなる。このように、融雪によって雪の引っ張り強度が極端に低下するので破断しやすくなる。これまで観測された巻きだれの転落や破断は融雪時に発生している。

3-1. 冠雪型巻きだれの転落例

写真-1 上段右端が冠雪型巻きだれの転落例である。最寄りのアメダスの最高気温が $+5^\circ\text{C}$ に上がった最初の融雪時に落下後、二つに分裂して斜面を転がり下段の柵で止められた。このように巻きだれ全体が一気に崩落すると危険である。この箇所の巻きだれが消失するまで観察を続けたが、融解や表面からの剥離で薄く小さくなった巻きだれ部分が複数個に分かれて破断転落していた。写真 1. 上段は冠雪型巻きだれであるが斜面の積雪が増えることによって冠雪の一塊での落下が抑えられるのが観られた。

3-2. 雪庇型巻きだれの破断と表面からの消滅

1) 巻きだれ表面からの剥離

雪崩柵にできる雪庇型巻きだれは、クリープ速度が小さいため稜線にできる雪庇のようには大きくはみ出さない。また左右および背面の雪に支えられているためか、厳冬期には破断例は観察されていない。日の当たる斜面では、積雪表面を透過する短波放射熱によって内部で融解し積雪内部に小さな空洞ができるために結合が弱くなった雪が薄いフレーク状に剥離して落下しているのが観られた。融雪期には表面からの融解も加わって消滅に向かう。

2) 巻きだれの破断例

雪庇型巻きだれの破断を観察したのは、日射の入らない斜面で写真-2 の一例だけである。北向き斜面に融雪期まで残った雪庇が気温上昇によって破断したものである。最寄りの気象観測所では崩落の数日前から平均気温はプラスで最高気温は 13℃を超えた条件で発生した。破断した雪は小さな塊に分裂するので危険は小さい。



写真-2 融雪期による雪庇型巻きだれの破断

4. 危険な巻きだれ

道路で危険なのは固く大きな雪塊が転落するケースであるが、これまでの観察では意外に少なく、上に述べた冠雪型巻きだれの一例だけであった。雪庇型巻きだれが破断すれば大きな雪塊になるが、厳冬期には雪の力が強く、雪の結合が小さくなって発生する融雪期に破断しても分裂するので危険は小さい。そこで、ここでは時間をかけて大きくなった冠雪型巻きだれを危険とし、その見分け方について述べる。

5. 危険な巻きだれの判別法

これまで述べたように危険な巻きだれを特定するのは冠雪型かどうかの判別が最も重要である。実用を考え道路側から見た写真で示す。

5-1. 冠雪型と雪庇型の判別

1) 柵間に隙間があると冠雪 (写真-1) - 基本的な例-

上段が冠雪型でその特徴は柵と柵との間に隙間が開いていることである。下段は雪庇型であるが、柵間に隙間が見えず隣接する柵の巻きだれと一体化していることで判別できる。背面の雪は道路から見えなくても隙間がなければ雪庇型と判断してよい。

2) 柵間に隙間のある雪庇型の例

柵間が離れていても背面の雪と繋がっている巻きだれは、上で述べたように破断しにくい雪庇型と考えてよい。写真-3 は柵の風上側に吹きだまりと巻だれが繋がった例である。



写真-3 巻だれと繋がった風上側の吹きだまり

3) 危険な巻きだれ除去を決めるための判別フロー

次の三つの条件, ①冠雪型巻きだれ, ②大きく古い巻きだれ, ③融雪時によって, 判別フローをつくると図-1 のようになる.

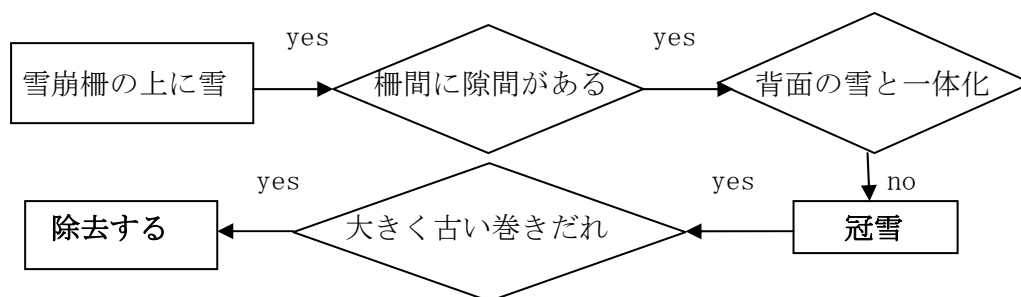


図-1 雪崩柵上の巻きだれ除去をきめる判別フロー (融雪時)

6. まとめとあとがき

雪崩柵の上のできる巻きだれが道路へ転落する危険があるとされていたが, 身の回りで見ると巻きだれや雪庇は落とそうとしても容易には破断しない. また雪崩柵が低過ぎるから巻きだれができるので, 柵を嵩上げするということを聞いて直感的にそれはおかしいと思った. 冬はドライブの度にできるだけ雪崩柵の巻きだれを見るようにしてきた. 雪崩柵からの巻きだれ除去についても, 危険性が高い巻きだれを重点的に行うことによってコスト縮減を図りながら効果的なものになると考えられる. これまで見た唯一の転落例は, 防災ドクター (現道路防災有識者) として現場で, 同じ切土の雪崩柵が上下 2 段で異なる形状の巻きだれを見て追跡調査してもらった写真-1 で示したものである. 上段の巻きだれだけが転落した. 雪崩柵の巻きだれは柵が低いから出来るのではなく, 逆に高すぎるからできることは知っていたが, 高すぎる柵の巻きだれは転落し危険であることは, この時の調査で分かった. 北海道開発局から相談されたので, 少ないデータではあるが雪の力学的性質で補って判別フローをつくった. このように巻きだれの転落についての調査もデータも少ないので, これから補足していただければ幸いである.

文献

- 1) 竹内政夫, 2007: 雪庇について, 第 23 回寒地技術シンポジウム技術論文・報告集, pp.421-424.
- 2) 竹内政夫, 小林昭彦, 2008: 雪崩予防柵にできる雪庇と柵高, 北海道の雪氷, 27, pp.21-24.
- 3) 竹内政夫, 小林昭彦, 2008: 雪崩予防柵にできる堅固な雪庇と転落する冠雪, 第 24 回寒地技術シンポジウム技術論文・報告集, pp.360-363.
- 4) Narita H.: An Experimental Study on Tensile Fracture of Snow, Contribution No.2625 from the Institute of Low Temperature Science.
- 5) 若浜五郎, 1965: 水を含んだ積雪の変態, 低温科学, 物理編 第 23 輯, pp.51-66.

雪上車牽引橇の加速度データ解析

- 南極沿岸 S16～ドームふじまでの観測 -

日下 稔, 高橋修平, 亀田貴雄, 富山和也, 松居由記, 川村 彰
(北見工業学), 本山秀明 (国立極地研究所)

1. はじめに

これまで南極ドームふじ旅行ルート上の雪面起伏計測は目視観測により, サスツルギの量に応じてスムーズ, ラフなどと分類されてきた¹⁾. また, これらの観測および経験的に, 沿岸部では雪面は平坦であり, みずほ基地より内陸部においてサスツルギが多くなり, 中継拠点から先ではまた平坦な雪面になることが知られている^{2) 3)}. そこで, 本研究では雪面起伏を定量的に測定すること及び橇の振動特性を調べることを目的として, 南極内陸旅行拠点のS16 からドームふじ基地まで, 雪上車で牽引する 2t 橇の加速度を計測した.

実験は第 52 次南極地域観測隊の内陸旅行で, 雪上車に牽引している橇に加速度計を設置して計測を行った.

2. 実験概要

1) 試験器具

3 軸加速度計, MSR165 (MSR Electronics 製)
仕様は以下の通りである.

size	39×23×72mm
weight	69g
accuracy	±0.15G(+25℃)
measurement/storage rate	up to 1600/s (±15%)



図-1 加速度計 MSR165.
外気温-30℃程度まで正常に作動した.

2) 加速度計設置位置

雪上車 (SM100S 型) により牽引されている 2t 幌橇 (図-1 の黄色い橇) 内部中央床面より 50cm の高さに設置. 橇の全長は約 5m である. 雪上車の全長は 7m. 雪上車と橇の間はソフトカーロープを用いて牽引しており, その間隔は 7m である.

また, 加速度計を設置した幌橇の後ろにもさらに 5 台程度の 2t 橇が牽引されている.

3) 取得期間及びデータ

- ・2010 年 12 月 26 日～2011 年 2 月 11 日の内, 10 日間
- ・南極内陸旅行拠点の S16 からドームふじ基地までの, 2t 幌橇の 3 軸加速度. 途中低温のため欠測あり.



図-2 大型雪上車 (SM100S 型) と幌橇. 雪上車に牽引されている黄色い幌橇内部に加速度計を設置した.

4) 観測ルート上の降雪量

図-3 は S16 からドームふじ基地までのルート上の年降雪量を表したものである。計測期間は1992年10月から1995年12月である。降雪量は沿岸域で多く、内陸部に向かうほど少なくなっている。また傾斜の急な、風速の強い地点では吹き払いにより降雪量が少なくなっている。

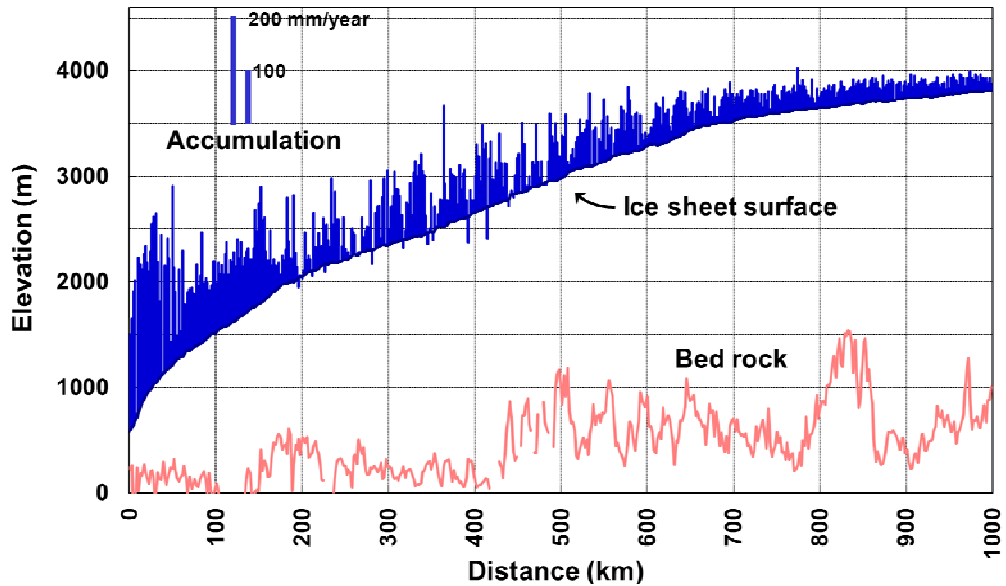


図-3 S16 からドームふじまでの標高、年降雪量および基盤高

3. 実験結果

サスツルギ帯 (MD104-MD72) を走行中の橇の z 軸 (鉛直) 方向の加速度 (図-4) はマイナス (鉛直上向き) の加速度が大きいことが分かる。これは橇が雪上車により引っ張られているため、サスツルギを登る時はゆっくり、降りる時は一気に落下していることが原因と思われる。

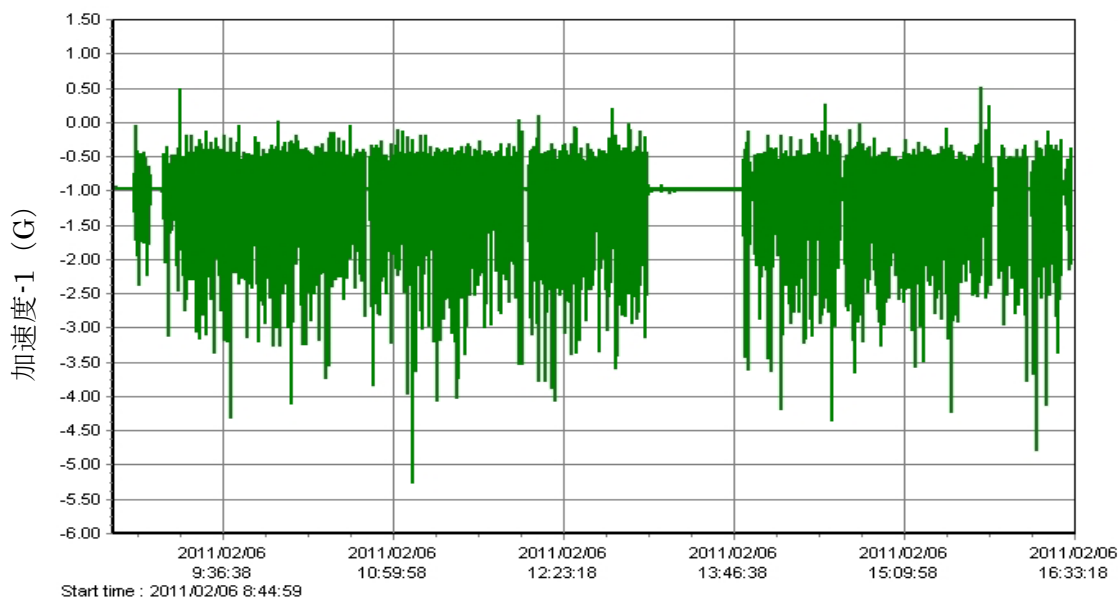


図-4 MD104-MD72(サスツルギ帯)のz軸方向のソリ加速度。
重力のためグラフの-1Gが0Gに相当する。

表-1 は 1 日毎の z 軸（鉛直）方向の加速度の標準偏差と平均絶対偏差，3 軸加速度の最大値を示したものである．x 軸（進行）方向および z 軸方向の加速度は，いずれもサスツルギ帯を走行中の 2 月 6 日に最大値 5.345G および 4.291G を記録している．

表-1 ソリ加速度の標準偏差，平均絶対偏差及び最大値

年	月日	出発地	宿泊地	走行距離 (km)	zの標準偏差 (G)	zの平均絶対偏差 (G)	加速度の最大値(G)		
							x	y	z
2010	12月26日	S16	H35	37	0.0245	0.0144	2.565	0.980	1.486
2011	1月29日	Dome Fuji	MD664	69	0.0667	0.0461	2.832	3.196	3.177
	1月30日	MD664	MD580	84	0.0636	0.0453	2.438	1.867	1.907
	2月4日	MD262	MD182	80	0.0950	0.0522	3.159	2.168	2.861
	2月5日	MD182	MD104	78	0.1130	0.0651	2.971	3.160	3.353
	2月6日	MD104	MD28	76	0.1170	0.0622	5.345	2.196	4.291
	2月7日	MD28	Z72	65	0.1080	0.0614	4.846	2.505	3.833
	2月8日	Z72	H240	89	0.1080	0.0669	5.033	3.479	4.019
	2月9日	H240	H76	84	0.0756	0.0466	1.927	2.933	3.309
	2月11日	H76	H3(S30)	25	0.0661	0.0400	2.871	1.445	2.091

図-5 は標準偏差と平均絶対偏差の地点による変化を表したものである．x 軸は進行方向，y 軸は進行方向に垂直，z 軸は鉛直方向である．いずれの方向の加速度もみずほ基地周辺で大きく，沿岸部と内陸部で比較的小さな加速度を記録していることが分かる．またこれらの地点は図-4 の，場所により降雪量の変化が大きい地点（およそ 200km-500km）とほぼ一致することが分かる．よって，双方の図から雪面が起伏に富んでいることがうかがえる．

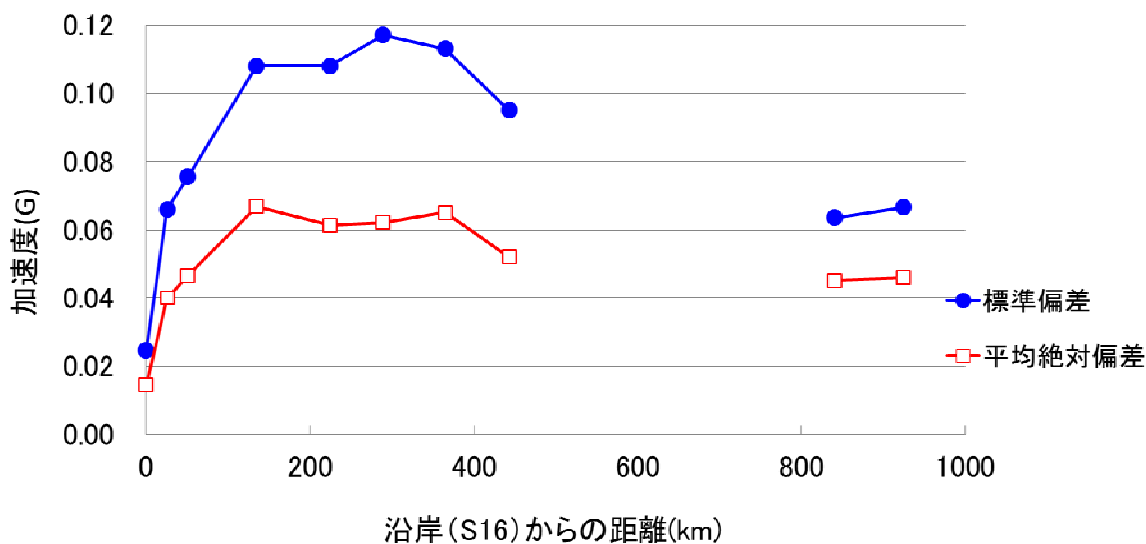


図-5 ソリ加速度の標準偏差及び平均絶対偏差の変化。
450km-850km 地点は低温（-30℃以下）のため欠測

x 軸の加速度の最大値が記録されるのは橇の引き始めである (図-6)。これは雪上車が橇を引く時は、一度バックして牽引ロープを緩めてから、惰性を付けて橇を引き出すことによるものと考えられる。

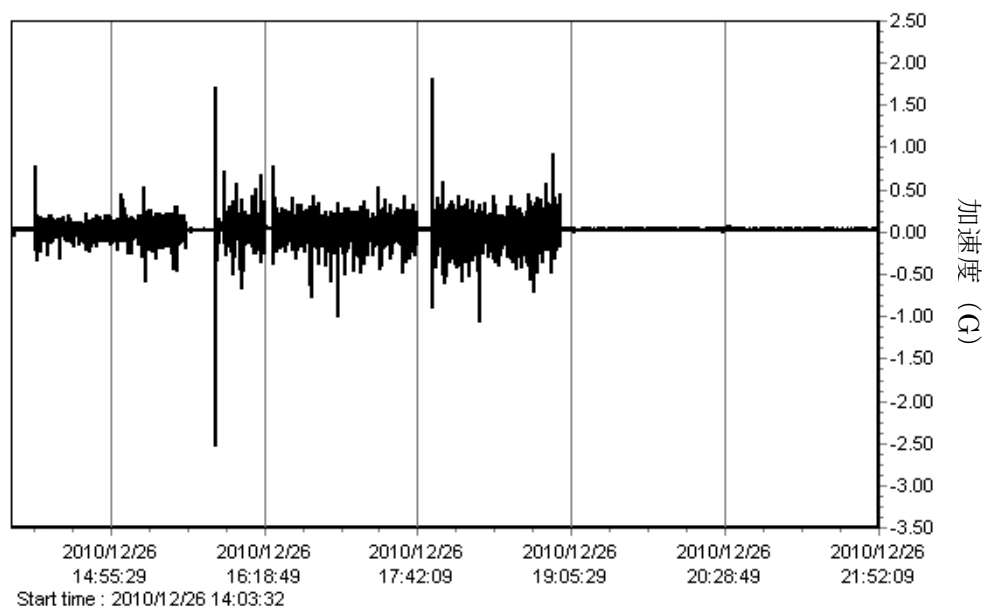


図-6 S16-H35 (沿岸側の平坦部) の x 軸 (進行) 方向のソリ加速度
車両が動き出す時に大きな値を記録していることが分かる

4. まとめ

今回の解析では、運転者によるテクニックの違いや、走行速度の違いを考慮していないが概ね、起伏の多いサスツルギ帯ほど z 軸方向の橇の加速度が大きくなるという結果が得られた。起伏多い場所では、速度を落として走行するが、それでも橇が落下するときの加速度は平坦部に比べ大きいということである。x 軸方向の加速度も同様に、サスツルギ帯で大きくなっている。この原因は起伏のため平坦部に比べ、橇引き出しの時の惰性を付けていることなどが考えられる。また、この時の加速度は 5G と、交通事故並みの加速度であるため、積荷の梱包には十分な注意が必要である。今後、さらに雪上車を含めた、加速度を解析することにより、雪面起伏と加速度の関係が明らかになること期待する。

参考文献

- 1) Kameda, T., Fujita, K., Sugita, O. and Hashida, G 2007: Glaciological data collected by 44th Japanese Antarctic Research Expedition during 2003-2004. JARE Data Rep., **298**, 92
- 2) Furukawa, T., Kamiyama and K., Maeno, H., 1996: Snow surface features along the traverse route from the coast to Dome Fuji station, Queen Maud Land, Antarctica. Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology **10**, 13-24,

地中探査レーダー(GPR)による知床峠の積雪観測(2011年)

若林剛・高橋修平(北見工業大学)

1. はじめに

広域での積雪の堆積状態を知ることは、除雪や雪崩の危険性についての情報に役立つ。また、積雪の断面観測による方法では多くの時間と労力が必要であり、広域の積雪状態を見る際には均一性などの問題が発生するなどの欠点がある。地中探査レーダー(Ground Penetrating Radar 以下 GPR と略す)は電磁波を用いて地中の内部構造を非破壊かつ迅速に調査することができる機械であり、この GPR を積雪のあるフィールドで用いれば上記の問題を解決することが出来る。しかし、GPR 内部から生じるシステムノイズと地面信号や雪面信号との判別、電磁波速度の予測等の GPR 観測の問題点がある。

今回 2011 年 3 月 16 日に知床峠横断道路の未除雪区間を GPR により観測した。これは 2005 年から毎年同時期に行っている。これは、除雪の情報に役立てることと知床半島の自然環境を知ることとを目的として行っている。

2. GPR 観測装置、観測原理

(1) 観測装置

本研究では Mala Geoscience 社製の GPR(図 1)を用いており、受信周波数は 800MHz のものを用いた。アンテナは電磁波の送信機と受信機が一体となっており、観測では他にコントロールユニット、パソコンを必要とする。



図-1 Mala Geoscience 社製 GPR

(2) GPR 観測理論

GPR 観測を行うと、まず送信機から出た電磁波が反射し、反射してきた電磁波を受信機で受信するまでの時間と反射強度が得られる。取得した反射の受信の時間と強度から積雪深や内部構造を調べることが出来る。積雪中では空気中よりも電磁波速度が遅くなるため、GPR 観測データから積雪深を求めるには積雪中の電磁波速度を予測する必要がある。

電磁波速度は空気中では 1) 式で表される。

$$C = 1 / \sqrt{\epsilon_0 / \mu_0} \dots\dots\dots 1)$$

C は真空中の電磁波速度、 ϵ_0 は真空中の誘電率、 μ_r は真空中の透磁率を意味している。また、一般的に地中や積雪中では透磁率の変化はほとんど無いため、透磁率の変化に電磁波速度は依存するので物質中の電磁波速度は 2) 式のようなになる。

$$V = C \sqrt{\epsilon_0 / \mu_0} \dots\dots\dots 2)$$

V は物質中の電磁波速度, ϵ は物質の誘電率を意味している.

ここで比誘電率というものを 3) 式のように定義し比誘電率は ϵ_r とする.

$$\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0 \dots\dots\dots 3)$$

積雪中の比誘電率は, 積雪密度に依存する次式が経験的に知られている (Tiuri, 1984). 4) 式にそれを示す. ρ は積雪の密度を意味している.

$$\epsilon_r = 1 + 1.7\rho + 0.7\rho^2 \dots\dots\dots 4)$$

また真空中の電磁波速度は $300\text{m}/\mu\text{s}$ なので, 積雪中の電磁波速度は 5) 式で表される.

$$\epsilon_r = 300 / \sqrt{(1 + 1.7\rho + 0.7\rho^2)} \dots\dots\dots 5)$$

この式から積雪中の電波速度は密度に依存することがわかる. 今回の観測で積雪断面観測によって密度が得られる場所での電磁波速度の予想はこのモデル式にしたがって計算を行っている.

3. 知床峠横断道路ウトロ側移動観測

(1) 観測地点

2011 年 3 月 16 日に知床横断道路のウトロ側 (22.5km) から知床峠頂上 (17km) までの 5.5km の距離を, GPR 搭載ソリで雪上車により牽引して観測を行った (図 2). 観測コースを図 3 に示す. 出発地点と頂上では積雪の断面観測を行った.



図-2 観測風景



図-3 観測コース

(2) GPR 搭載ソリ牽引観測

GPR 観測で使用したアンテナの受信周波数は 800MHz, データ取得インターバルは 1 秒, さらに位置データを GPR で取得しながら走行した. 500m 毎に走行を停車させ, 実測による積雪深をゾンデ棒により観測を行った. アンテナ底面と雪面が触れない構造になっていて, 取得した観測データは雪面までの距離を考慮する必要がある.

(3) 観測結果

GPR 搭載ソリの牽引観測結果を図 4 に示す. GPR により知床横断道路 5.5km を 100m 毎に積雪深を観測することが出来た. 山間部に入るにつれ積雪深が増加し, 最大積雪深は 19.7km 地点の 332cm で, 最小は 18.5km 地点であった.

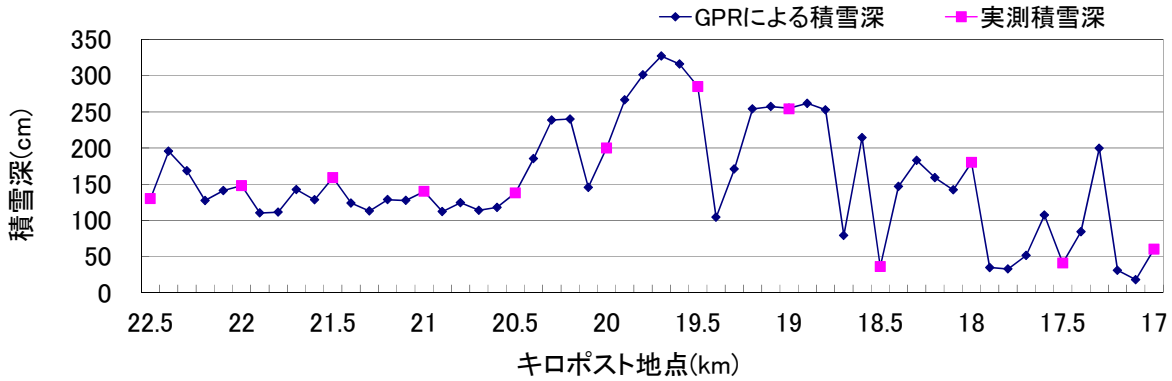


図-4 知床峠横断道路移動観測結果

4. 知床峠横断道路羅臼側実測観測

(1) 観測地点

2011年3月16-17日に知床峠頂上(17km)から羅臼側(9km)までの8kmの距離の観測を行った。観測コースを図5に示す。

(2) 観測方法

スノーポールにより積雪深を計測した。

羅臼側の実測積雪深の結果を図6に示す。データが不足している地点は、天候が悪かったことや観測が危険だったことなどから観測結果が得られなかった。最大積雪深は12.5km地点付近の3.2mだった。ウトロ側のようにふもとに近づくにつれ積雪が少なくなるといった傾向は見られず、ふもとに近づいても1.5mを超える積雪が多い。



図-5 観測コース

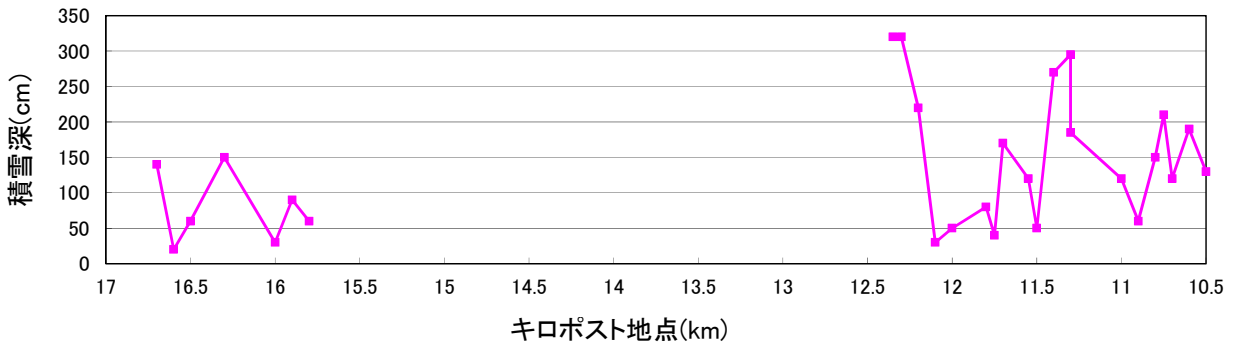


図-6 羅臼側の実測積雪深観測結果

5. 考察

(1) 知床峠横断道路ウトロ側移動観測

今年の観測結果でも各地点で例年と同じ結果が得られた。ウトロ側の特徴である1.9km地点では積雪が多く、18.5km地点では積雪が少ないという結果が得られた。これは地形の影響と風による影響であると考えられる。19km地点と18.5km地点の地形を図7に示す。ウトロのアメダスよりウトロ側の風向は南南東がほとんどであることが分かった。これより南南東の風と斜面の影響から19km地点では吹き溜まり積雪が多くなったと考えられる。一方18.5km地点では地形と南南東の風の影響により吹き払われていて積雪が少なくなったと考えられる。



図-7 19km地点と18.5km地点の地形

(2) 知床横断道路積雪観測年度比較

2005年から2011年に行った知床横断道路上の実測積雪深観測結果を図8に示す。これから各km地点での積雪の傾向は毎年同じ傾向が見られた。

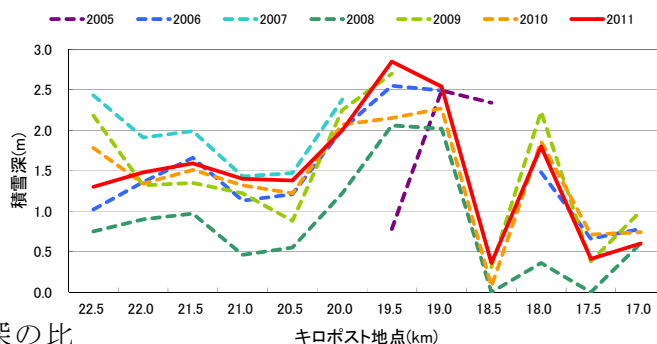


図-8 実測積雪深観測結果

2009年から3年間の100mごとの積雪深の比較のグラフを図9に示す。100mごとの積雪深を比較したところ100mごとの積雪深の傾向は3年間と同じような結果が得られた。

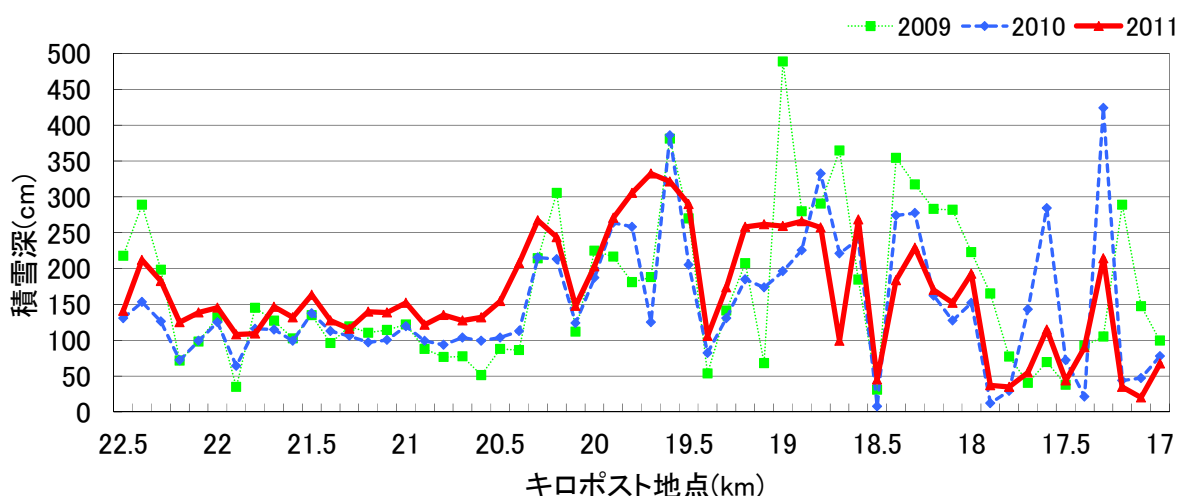


図-9 GPRによる100mごとの観測結果

6. まとめ

- ・各km地点での積雪の傾向は過去6年間と同じような結果となった。
- ・100m毎の連続した積雪深のGPR観測から、地点ごとの積雪傾向と4mを超える積雪でも予想することが出来た。
- ・今年の知床横断道路の最大と最少の積雪深と地点は以下ようになった。
 ウトロ側-頂上 最大:424cm(17.6km地点) 最少:8cm(18.5km地点)
 頂上-羅臼側 最大:380cm(12.5km地点) 最少:30cm(12.9km地点)

【参考・引用文献】

- 1) 木下陽介・佐藤研吾・高橋修平・小杉知史(2008):地中探査レーダーによる積雪観測(4)-知床峠の積雪観測-, 寒地技術論文・報告集 Vol.24,116.
- 2) 木下陽介・高橋修平・浜名裕司:地中レーダー(GPR)による知床峠の積雪観測(2009年), 北海道の雪氷 No.28
- 3) 松岡健一(2005):16.4 地中探査レーダー, 雪と氷の事典, 674-678
- 4) Tiuri, M, E., Sihvola, A. H, Nyfors, E. B., and Hallikaiken, M. T., (1984): The complex Dielectric Constant of Snow at Microwave Frequencies. IEEE Journal of Oceanic Engineering Vol OE-9, No5, 377-381.

雪質変質モデル SNOWPACK を用いた地球温暖化による雪質変化推定の 試み～地球温暖化適応策検討の基礎データとして～

中村一樹, 佐藤友徳, 山中康裕 (北海道大学大学院地球環境科学研究院)
西村浩一 (名古屋大学大学院環境学研究科)

1. はじめに

現在, 大学, 気象庁, 環境省, 文部科学省及び関連研究機関等は, 地球温暖化による影響に対する適応について, 数多くの研究をスタートさせているが, 北海道のような積雪寒冷地では, 特に, 冬期の降雪, 積雪に関わる影響予測が課題のひとつである.

これまで, 温暖化後の降雪量や積雪深, 積雪水量の予測に関するいくつかの研究例がある. 例えば, 気象庁は, 地球温暖化予測情報 第7巻 (2008) で大気・海洋結合地域気候モデル CRCM を用いて, A1B, B1 シナリオについて現在と将来の降雪量を月単位で比較している (A1B: すべてのエネルギー源のバランスを重視しつつ, 高い経済成長となるシナリオ, B1: 環境の保全と経済の発展が地球規模で両立するシナリオ). 井上, 横山 (1998) は, いくつかのシナリオについて, 月平均気温と月降水量を入力として, 経験的なモデルによって月降雪深を予測し, 得られた降雪深と気温から統計的に最深積雪深と地域の代表的な雪質を予測した.

このように, これまで, 温暖化を想定して, 日本国内を対象とする月単位や冬期間全体の降雪量や積雪深, 積雪水量の推定, 及びひと冬単位での代表的な雪質の推定はなされている. しかし, 国内で数値モデルを用いて物理的に温暖化後の雪質の評価をした研究例はない.

本研究では, 全球再解析データを 10km メッシュにダウンスケールすることによって 2005 年/06 年冬季の北海道の気象を再現した計算結果を基準年とした. また, 全球モデルによる A1B シナリオの実験結果を用いて基準年の気象計算結果を擬似温暖化 (Sato *et al.*, 2007, 佐藤, 2010) した後の気象計算結果を温暖化年とした.

この 2 つの気象計算結果をスイス雪・雪崩研究所が開発した雪質変質を再現する物理モデル SNOWPACK に入力して, 札幌の温暖化後の雪質の評価を試みた.

なお 2005/06 年冬季は, 札幌では平年より降雪量が少ない年 (平年比 91%) に相当し, 少雪年の評価という位置付けとなる.

2. 方法

(1) 計算フロー

図-1 に示すフローで数値計算を行い, 温暖化後の積雪と現在の積雪の比較検証を行った.

なお, NCEP/NCAR 再解析データは NCEP (National Center for Environmental Prediction) 及び NCAR (National Center for Atmospheric Research) により作成されたデータで, 世界各地で得られた気象観測値からスペクト

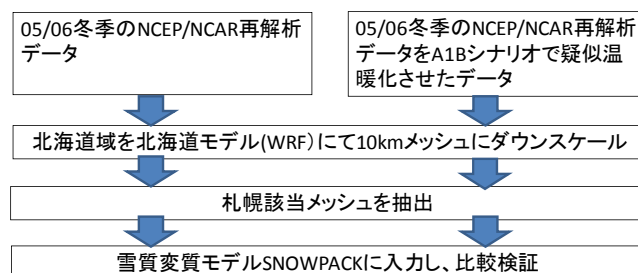


図-1 数値計算フロー

ルモデル (T62) を用いて 4 次元データ同化 (4DDA) を行い、全球の格子点上に編集したもので、空間分解能は水平方向が 2.5 度×2.5 度である。

(2) 擬似温暖化

全球気候モデル MIROC (東京大学気候システム研究センター, 国立環境研究所, 地球環境フロンティア研究センター) による A1B シナリオに対する計算結果 (気温, 風向, 風速, 高度場) の現在 (1971-2000 年) と将来 (2060 年~2089 年) の差分を月ごとに計算した。05/06 冬季の NCEP/NCAR 再解析データ (2005 年 10 月~2006 年 4 月) に先に求めた差分を加算したデータを作成し、擬似温暖化実験を行った。

この手法のメリットは、全球モデルで計算された温暖化後の変化を根拠に計算可能であること、そして、現在、温暖化後とも、再解析データをベースにしているため、全球気候モデルが持つバイアスの影響が低減されることがある。一方、デメリットとしては、低気圧のコースの変化など気圧配置の変化を評価できないことが挙げられる。

(3) ダウンスケール

図-2 のように、2.5° メッシュの 05/06 冬季 NCEP/NCAR 再解析データから北海道域を抽出し、北海道モデル (WRF) を用いて力学的にダウンスケールした。

北海道モデルは、10km メッシュ、鉛直 20 層 (~60hPa) の数値計算を行うことができるため、2.5° メッシュの NCEP/NCAR 再解析データでは困難な北海道の地域評価が可能となる。

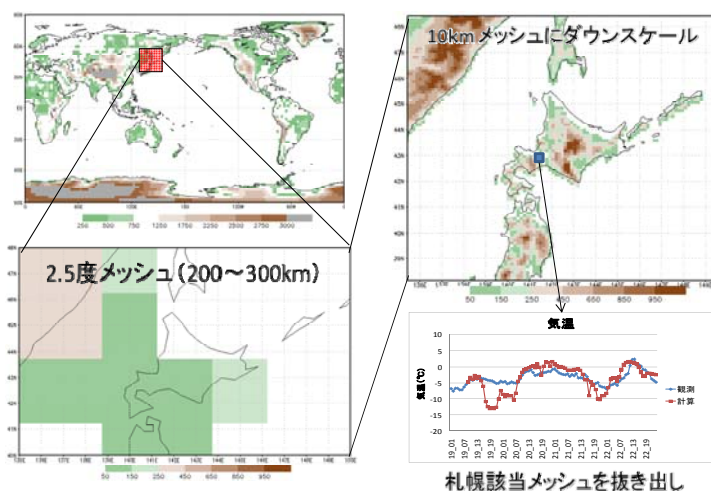


図-2 ダウンスケールの模式図

3. 気象計算結果

札幌における 05/06 冬季気象観測値 (札幌管区气象台) と、NCEP/NCAR 再解析データをダウンスケールして札幌に該当するメッシュを抽出した 05/06 冬季気象再現値を比較した。

次に同じ年の観測値に対する再現値の特徴を把握した上で、05/06 冬季再現値と 05/06 冬季を擬似温暖化した計算値 (擬似温暖化年) を比較した。

ここでは、雪質変質モデルへの入力項目のうち、代表的な気象要素である気温と降水量 (降雪量) について検証する。

(1) 気温の比較検証

図-3 に、05/06 年冬季における札幌の気温観測値と再解析データをダウンスケールしたモデル再現値の比較を示す。図-3 から 0°C 付近では、約 2°C ほどモデル再現値よりも観測値が高いことがわかる。原因として、都市化の影響の再現性などが考えられる。

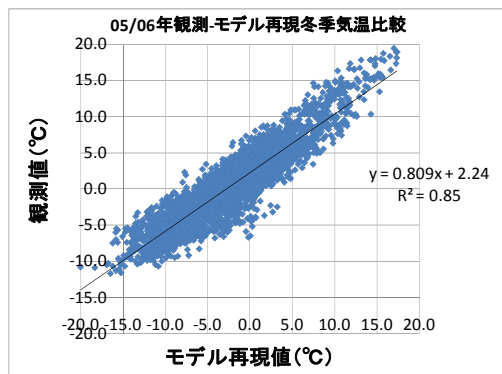


図-3 05/06 年冬季における札幌の気温観測値とモデル再現値の比較 (縦軸: 観測値, 横軸: 再現値)

図-4 に、05/06 年冬期における再解析データをダウンスケールした札幌の気温のモデル再現値と、再現値を擬似温暖化したモデル計算値の比較を示す。図-4 から 0℃付近では、約 4℃ほどモデル再現値よりも擬似温暖化計算値が高いことがわかる。

(2) 降水量（降雪量）の比較検証

図-5 に、札幌における 05/06 年冬季の観測値、モデル再現値、擬似温暖化モデル計算値の累積降雪量(mm)の比較を示す。累積降雪量(mm)は、降雪と考えられる気温 2℃以下の時刻の降水量(mm)を累積するものと定義した。

1 月末から 05/06 年冬季の観測値がモデル再現値よりもやや多くなり最終的に 50mm 程度の差となった。一方、擬似温暖化時は、2 月末までは、05/06 年冬季モデル再現値とあまり差がないが、その後、ほとんど増加せず、最終的なモデル再現値との差が 100mm ほどになった。温暖化時の 2 月末から 3 月にかけての降水が降雪ではなく降雨となるためであると考えられる。

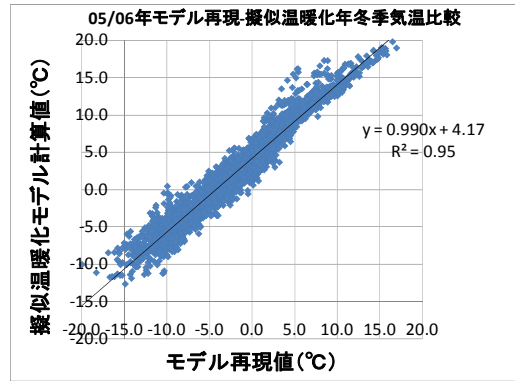


図-4 05/06 年冬季における札幌の気温モデル再現値と再現値を擬似温暖化したモデル計算値の比較 (縦軸：擬似温暖化計算値，横軸：再現値)

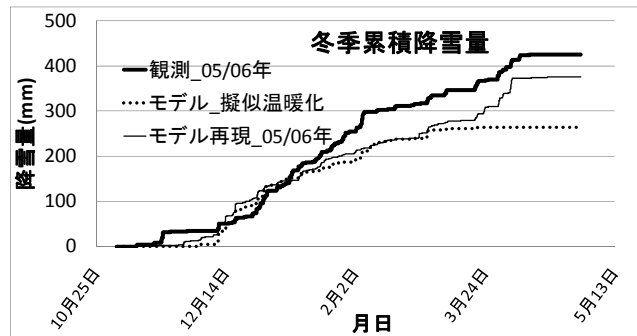


図-5 累積降雪量(mm)の比較：降雪と考えられる気温 2℃以下の降水量(mm)を累積

4. 積雪の評価

(1) 雪質変質モデルの評価

雪質変質モデル自体の再現誤差を評価するために、05/06 冬季に観測された北海道大学低温科学研究所での積雪断面観測結果で得られた雪質の変化と、低温科学研究所で観測された気象観測値を入力した雪質変質モデルの再現結果を比較した。その結果以下の特徴を見出すことができた。なお、SNOWPACK へ入力する気象要素は、気温、湿度、風向風速、日射量、入射する長波、降水量である。

- ・観測値の最深積雪深がモデルに比べ約 30cm 大きい等、モデルの積雪深が過小である。
- ・モデルのざらめ雪への変質は概ね再現されている。
- ・モデルの積雪期間と積雪の増減は概ね再現されている。

(2) 積雪の評価指標

地球温暖化適応策検討のための積雪の評価指標は、以下のようなものが考えられる。

- ・雪質（ざらめ雪比率）、密度、最深積雪深、積雪期間、積雪安定度（雪崩発生危険度）、ひと雪の積雪量、降雪強度、無積雪期間の気温差、融雪量、融雪時期

(3) 積雪の評価

前節で検討した評価指標のうち、雪質の変化の計算例を図-6 に示す。温暖化時は、積雪初期からざらめ雪としまり雪の互層が認められ、温暖化時の消雪が 1 ヶ月ほど早い、最深積雪深は両方とも約 80cm で同じ程度となることがわかる。ひと冬の密度や表層雪崩発生指標である積雪安定度の計算結果に対する考察は、次章にまとめた。

5. まとめ

物理モデルを用いた雪質の温暖化影響評価を国内で初めて行うことができた。A1Bシナリオによる札幌の擬似温暖化実験の結果、以下の結果を得た。

- ・温暖化時は、積雪初期からざらめ雪としまり雪の互層となった。
- ・温暖化時は消雪が約1ヶ月早い。
- ・最深積雪深はほぼ等しかった。
- ・厳冬期の密度は、温暖化時の方が、やや大きな値を示した。
- ・表層雪崩発生指標である積雪安定度が小さい層の数は、温暖化時の方が少なかった。しかし、弱層や上載積雪が形成される過程についてさらに検討が必要である。

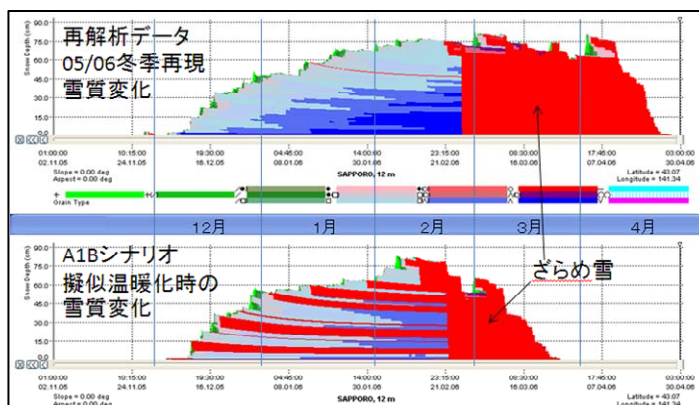


図-6 05/06 冬季と温暖化時の雪質の変化比較
(上：気象モデル再現値から求めた05/06年のひと冬の雪質，下：擬似温暖化時のひと冬の雪質)

6. 今後の課題

(1) 気象モデルについて

- ・都市化の影響等を再検討し、観測値と再現値の誤差を小さくすることが必要である。
- ・局地的な現象や冬型時に発生する筋状の降雪雲を再現するには、さらに詳細な力学的ダウンスケールが必要（例えば4kmメッシュ）である。
- ・気象モデルの不確実性も踏まえた評価が必要である。

(2) 積雪モデルについて

- ・北海道の積雪に合わせた積雪モデルの再現精度向上が必要である。
- ・降雪結晶による弱層形成等新しい概念を加え、積雪安定度の精度向上を図る。

(3) 評価方法について

- ・評価指標を北海道全体の面に展開し、地域差、標高差などを検討する。
- ・05/06年は、降雪量が少ない年（札幌平年比91%）だったが、他の年でも検討する。
- ・生活や産業と直結する指標で評価する。

謝辞

北海道大学低温科学研究所と気象研究所が共同で取得した05/06北大低温研での積雪断面観測結果を検証データとして使用させていただきました。ここに感謝申し上げます。本研究は、環境省環境研究総合推進費（S-8）、文部科学省気候変動適応研究推進プログラム(RECCA)、及びIFES-GCOEモデリングタスクフォースの一環として行われました。

【参考・引用文献】

- 1) 気象庁，2007：地球温暖化予測情報 第7巻，59pp.
- 2) 井上聡・横山宏太郎，1998：地球環境変化時における降積雪の変動予測．雪氷，**60**，367-378.
- 3) Sato, T., F. Kimura, and A. Kitoh, 2007: Projection of global warming onto regional precipitation over Mongolia using a regional climate model. J. Hydrol., **333**, 144-154.
- 4) 佐藤友徳，2010：擬似温暖化実験．天気，**57**，111-112.

−40°C ~ −55°Cにおける人工雪結晶生成実験とその特徴

柿崎 佑希¹, 中拂 匠¹, 原田 康浩¹, 村井 昭夫^{1,2}, 亀田 貴雄¹

(¹ 北見工業大学, ² 金沢市立内川中学校)

1. はじめに

気温 0°C から −40°C で生成される雪結晶の形態は Nakaya の研究¹⁾ を発端にその後の様々な研究によって晶癖は温度, 成長の型は過飽和水蒸気量によって決まることが明らかになっている。それに対して −40°C 以下での雪結晶形態の研究は, その温度条件が高層大気や南極氷床内陸部での気温に対応しており, 興味深い対象であるに関わらず, Kobayashi による研究²⁾ や Bailey and Hallett による系統的な研究^{3,4)} など, 拡散型生成装置を用いた研究の他はあまりなされていない。

このような背景から, 我々は, この温度領域での人工雪結晶生成実験を自然の雪結晶の生成環境に近い対流-混合型装置を用いて行い, 結晶形状とその生成条件との関係を調べてきた⁵⁾。その結果, 水蒸気量が少ない場合には角板と交差角板が, 水蒸気量が多い場合に砲弾および砲弾集合が, さらに水蒸気量が多い場合には針状結晶が生成されることが分かった⁵⁾。この結果は, 拡散型装置を用いた先行研究^{3,4)} と一致する点も多く, 有用な知見を与えるものであるが, 結果の信頼性向上のためにもさらなるデータの集積が必要である。

本研究では, さらに実験回数を重ねてデータ数を増やすとともに, 1 回の結晶生成の間に気温をほぼ一定に保ったまま, 供給する水蒸気量を段階的に変える実験を行い, 成長過程にある雪結晶の形状・種類が水蒸気量の段階的变化に追従して変わるのか調べた。すなわち, これまでに得られた気温-水蒸気量-結晶形態の関係を一回の実験で調べることができるよう工夫をして, これまでの結果の再現性を確認するための実験を実施した。

2. 実験装置と基本的実験方法

人工雪生成装置は村井の対流型雪結晶生成装置⁶⁾ を用いた。図-1(a) に装置の内部構造の正面図, (b) に装置内温度測定位置の模式図を示す。発泡スチロール (断熱材) によって外部からの熱を遮断し, 装置上部に設置したペルチェ素子に電圧を印加して装置内部の空間 (幅 80 mm, 奥行 80 mm, 高さ 250 mm) を冷却する。雪結

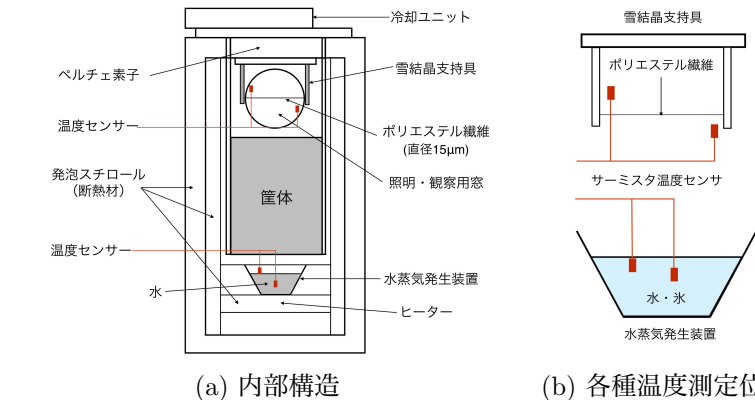


図-1 対流混合型雪結晶生成装置の構造 (a), 各種温度測定位置 (b).

晶生成のための水蒸気は, 装置内の下部に設置した金属カップに入れた水または氷をヒーターで加熱することで供給される。この水蒸気により, 装置内上端の雪結晶支持具 (2本の爪楊枝の間にポリエステル繊維 (直径 15 μ m) を渡したもの) の繊維上に雪結晶が生成される。

雪結晶生成部の気温 T_a は, 図-1(b)(上) のように繊維の上下約 5 mm の 2ヶ所に設置したサーミスタ温度センサーで測定し, それらの値の平均値とした。一方, 雪結晶の成長に必要な過剰水蒸気量は, 直接その値を測定することはしておらず, 水蒸気供給部の水・氷の温度 T_w をもって代えた。 T_w は図-1(b)(下) のように, 水・氷中の表面直下ならびに深さ約 5 mm 付近に設置したサーミスタ温度センサーで測定するが, 両者にほとんど差が無かったことから, 水・氷面直下での測定値を用いることにした。

生成した雪結晶の観察は、生成装置の前後に設けたウィンドウを通して双眼実体顕微鏡（Nikon製、SMZ-660）で行い、顕微鏡画像の記録は顕微鏡の接眼部に取り付けたデジタルカメラ（Nikon製 COOLPIX 5100）で行なった。また、カメラをインターバル撮影モードで使用することで雪結晶の成長過程の様子も記録した。

3. 本研究における2つの雪結晶生成実験

方法1： T_a と T_w の値の組み合わせを固定して、生成実験を行い、生成された結晶形状と T_a-T_w の関係を調べる。2009年11月26日～2010年9月24日の間、計51通りの T_a-T_w の組み合わせの結果を得た。この方法による実験は、これまでの実験で不足している T_a-T_w の組み合わせの結果を得ることを目的としている。

方法2： 1回の雪結晶成長実験の間、 T_a をほぼ一定に保持したままで、 T_w の値をもっとも低い値から段階的に上昇して、供給する水蒸気量を動的に増加させ、生成される雪結晶形状の変化を観察する。2010年11月17日～2011年4月4日の間、計16回の結果を得た。

4. 実験結果と考察

4.1. 方法1の結果

図-2は方法1による実験で得られた雪結晶の顕微鏡画像の一例である。 T_a と T_w の組み合わせに応じて、(a) 角板および交差角板、(b) 砲弾および砲弾集合、(c) 針の3種類の結晶が生成された。これ以外の結晶型は生成されなかった。なお、(b) の砲弾集合は、ドームふじ観測拠点で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⁷⁾ とほぼ同じ種類とサイズのものであった。

51回のすべての生成実験の結果を、横軸に生成部の気温 T_a 、縦軸に水蒸気供給部の水・氷の温度 T_w として、生成された雪結晶の形状毎に記号を変えてプロットした雪結晶ダイアグラムを図-3(a)に示す。この図から次のことがわかる。

- (1) T_w が極端に低い、すなわち供給水蒸気量が極端に少ない場合には、 T_a の高低にかかわらず、雪結晶は生成されない。
- (2) 雪結晶が生成される条件で、 T_w がもっとも低く、供給水蒸気量がもっとも少ないと考えられる場合には、角板および交差角板 (▲) が生成される。
- (3) T_w を高くすると、砲弾 (●) の生成頻度が高くなる。ただし、生成部気温 T_a が -40°C ～ -45°C の範囲で生成されやすい。
- (4) T_a が -45°C よりも低い場合で、 T_w が高く、水蒸気量が多いと、針 (■) が生成されやすい。
- (5) 極端に水蒸気量が多い場合には、図-2(c)のように一点から複数の針が放射状に成長する。

以上の結果のすべては、我々のこれまでの実験報告⁵⁾でも同じ内容が確認されていたが、今回の追加実験によってその内容と傾向が確かなものであることが確認された。

4.2. 方法2の結果

まず最初に、段階的に上昇させる水・氷の温度差 ΔT_w を 5°C ～ 10°C の範囲内にして、成長する雪結晶の形状の変化を調べた。その結果、 T_w を増加したことで図3(a)ダイアグラムでは違う型の雪結晶となる T_a-T_w の組み合わせへと変えたにもかかわらず、結晶形状には変化はなく、そのままサイズが大きくなるという結果となった。

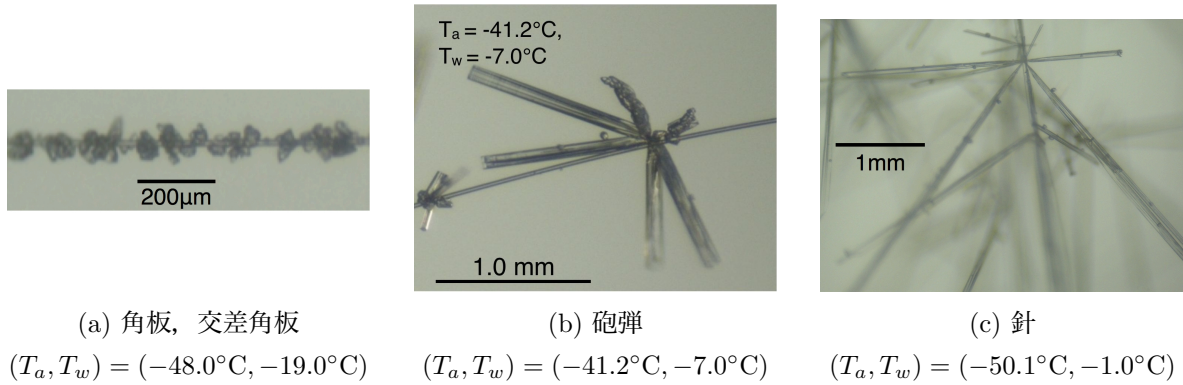


図-2 方法1の実験により低温域で生成された雪結晶.

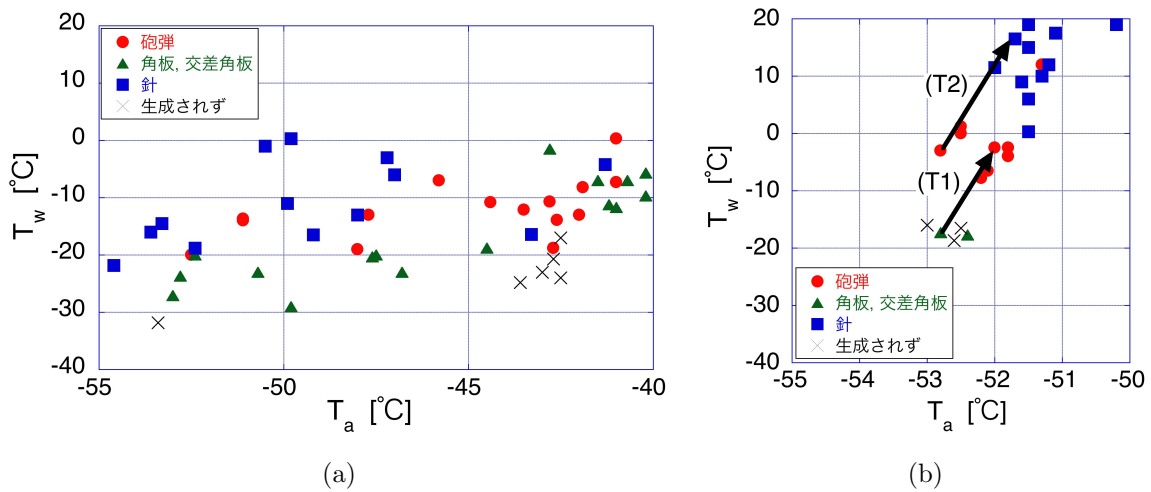


図-3 実験により得られた T_a - T_w -結晶形状の関係図：(a) 方法1による結果，(b) 方法2による結果.

そこで、次に T_w の段階的上昇量 ΔT_w を $10^\circ\text{C} \sim 20^\circ\text{C}$ に変えて、水蒸気量を極端に大きく増やす実験を行なった。16回の実験における T_a - T_w -雪結晶形状の関係および推移をまとめたものが図-3(b)である。図-3(a)の結果と比較すると、「方法2」による結果では「方法1」で得られた(1)-(5)の関係を維持したまま、プロットされる点が全体に右上にシフトしていることが分かる。この結果は、ある型の結晶が生成されている状態で別な型の生成条件へと変えたとしても、この温度域では基の結晶型での成長を維持する傾向が強いことを意味している。結晶形状の推移は、雪結晶が生成されない場合を除いてすべての実験で確認されたが、図-3(b)にはそのうちの2例のみを矢印で示している。図-4(a1)-(a3)と(b1)-(b3)は、それぞれ図-3(b)中の

- 矢印 (T1) : $(T_a, T_w) = (-52.8^\circ\text{C}, -17.3^\circ\text{C}) \Rightarrow (-52.0^\circ\text{C}, -2.5^\circ\text{C}), \Delta T_w = 14.8^\circ\text{C}$
- 矢印 (T2) : $(T_a, T_w) = (-52.8^\circ\text{C}, -3.0^\circ\text{C}) \Rightarrow (-51.7^\circ\text{C}, 16.5^\circ\text{C}), \Delta T_w = 13.5^\circ\text{C}$

に対する結晶形状変化の様子を表す顕微鏡写真である。図-4(a1)-(a3)では、 T_w の上昇に伴う水蒸気量の増加によって、角板および交差角板の先端から砲弾が成長したことがわかる。また、繊維から直接砲弾が新しく成長している様子もわかる。一方、図-4(b1)-(b2)では、水蒸気量の増加に伴って砲弾の先端から新しく針が成長していることが分かる。図-4(b3)はさらに結晶の成長が進んだ結果で、図-4(b1)-(b2)の視野よりも下の部分の顕微鏡写真であり、複数の針が放射状に枝分かれしていることが分かる。このような特異な放射状の針となるのは、 T_w が $+10^\circ\text{C}$ と高温の場合によく見られた。その際の結晶成長過程のインターバル撮影記録では、結晶が大きく揺

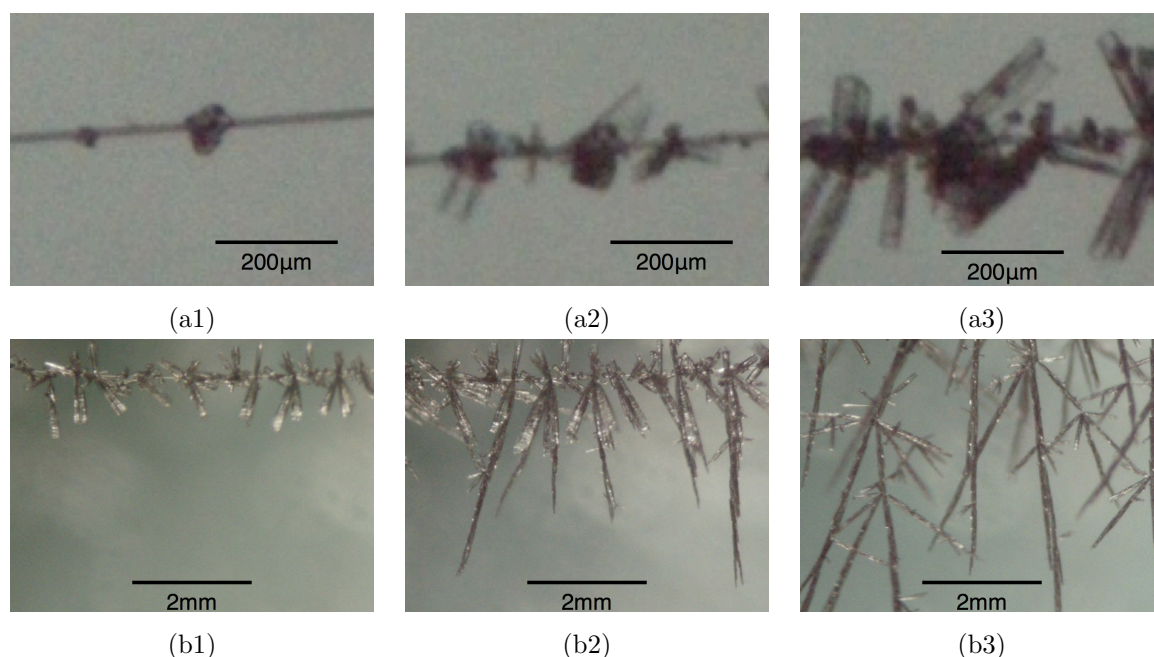


図-4 水蒸気量変化による結晶形状の変化例：(a1)–(a3) 角板，交差角板から砲弾への変化，(b1)–(b3) 砲弾から針および放射状の針への変化。

れている様子が見られた。このことは、下からの水蒸気供給量が多いために強い対流が生じていることを意味していると考えられる。

5. まとめ

我々がこれまでに報告した気温 $-40^{\circ}\text{C} \sim -55^{\circ}\text{C}$ における雪結晶の形状と生成条件の関係⁵⁾を、対流-混合型生成装置を用いた2つの追加実験により、検証した。その結果、我々が得たこの温度域における水蒸気量と結晶形状の関係⁵⁾を再確認することができた。また、この温度域で極端に水蒸気量が多い場合には、複数の針が一点から放射状に成長する傾向が高くなるという、新しい特異な現象を確認した。なお、ここまでの実験では雪結晶の成長に資する水蒸気量を、生成装置下部に設置した水蒸気供給部の水または氷の温度で代えているため、形状と生成条件の関係は一定の傾向を確認できたが、未だ不確定要素が大きいと言わざるを得ない。今後は、村井らが報告したような小型の鏡面湿度計⁸⁾を用いて結晶生成部付近の水蒸気量を直接測定する雪結晶生成実験を行なって、検証を進める予定である。

参考文献

- [1] Nakaya, U., 1954: Snow Crystals: Natural and Artificial, (Harvard University Press, Cambridge).
- [2] Kobayashi, T., 1965: Vapour Growth of Ice Crystal between -40 and -90°C , *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 359–367.
- [3] Bailey, M.P. and Hallett, J., 2004: Growth Rates and Habits of Ice Crystals between -20°C and -70°C , *J. Atmos. Sci.*, **61**, 514–544.
- [4] Bailey, M.P. and Hallett, J., 2009: A Comprehensive Habit Diagram for Atmospheric Ice Crystals: Confirmation from the Laboratory, AIRS II, and Other Field Studies, *J. Atmos. Sci.*, **66**, 288–2899.
- [5] 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.
- [6] 村井 昭夫, 2005: ペルチェ素子を使用した対流型人工雪生成装置の製作, 雪氷, **67**, 341–352.
- [7] 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.
- [8] 村井 昭夫, 高橋 修平, 亀田 貴雄, 皆巳 幸也, 井端 一雅, 2011: 鏡面冷却式露点計による人工雪結晶生成時の湿度測定, 雪氷, **73**, 3–14.

低温域で生成される放射状針状結晶の特徴

柿崎 佑希¹, 中拂 匠^{1†}, 原田 康浩¹, 村井 昭夫^{1,2}, 亀田 貴雄¹,
(¹ 北見工業大学, ² 金沢市立内川中学校)

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¹⁾への興味から、対流-混合型装置を用いて $-40^{\circ}\text{C} \sim -55^{\circ}\text{C}$ 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²⁾。その結果、ドームふじ観測拠点で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¹⁾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³⁾。さらに、 -50°C 程度の気温で水蒸気量が極端に多い場合には図-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。

本研究では、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、放射状に伸びた針状結晶の c 軸が相互になす角度の頻度分布を解析するとともに、その結果から生成要因を考察した。

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12月11日~2011年1月23日にわたって行なった合計7回の人工雪結晶生成実験で得られた針状結晶の顕微鏡画像である。これらの実験での結晶生成点の気温は $T_a = -52.3^{\circ}\text{C} \sim -51.1^{\circ}\text{C}$ 、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 $T_w = -25.5^{\circ}\text{C} \sim 10^{\circ}\text{C}$ の範囲であった。実験に使用した雪結晶生成装置および顕微鏡画像撮影系の詳細は文献³⁾に譲るのでそちらを参照されたい。

図1(b)は繊維から複数の針が放射状に成長した場合、図1(c)は成長した1本の針の先端からさらに複数の針が放射状に成長するとともに、幹の針もさらに成長した場合の顕微鏡画像である。前者の場合は放射状に伸びる針の角度が繊維の表面状態に強く影響を受けると考えられるため、今回は解析対象から除いた。すなわち、図1(c)のように幹となる針(こちらを「主枝」と呼ぶ)

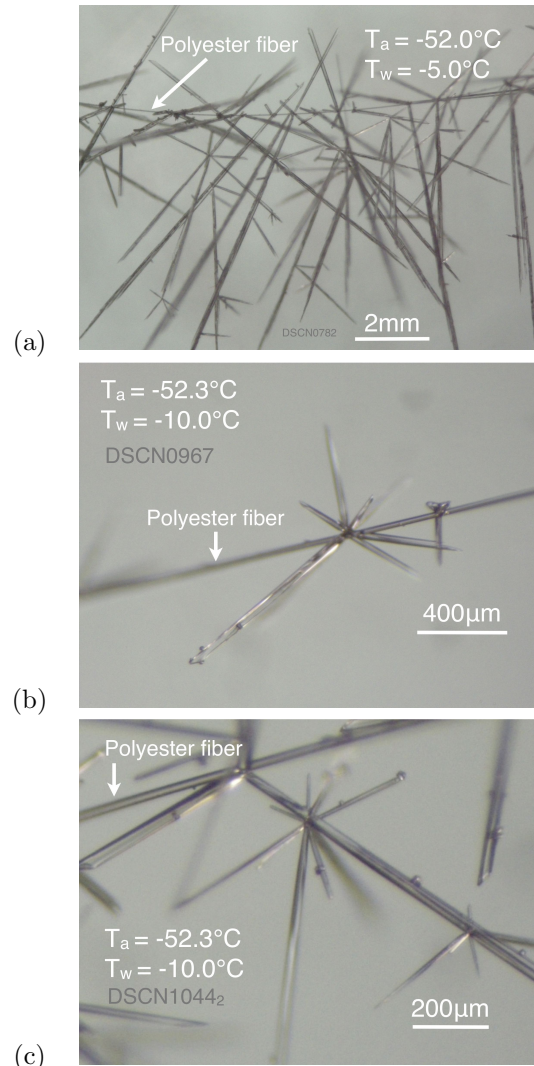


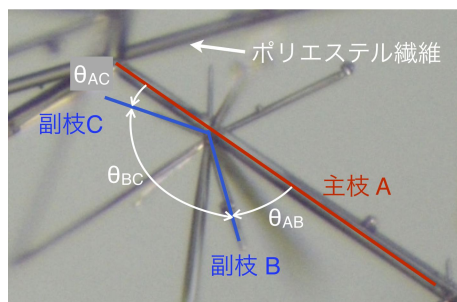
図-1 低温域で人工的に生成された放射状の針状雪結晶³⁾。(a)全体像、(b)拡大像：繊維から放射状に成長した針状結晶、(c)拡大像：1本の針状結晶からさらに枝分かれをして放射状に成長した針状結晶。 T_a は雪結晶生成部近傍の気温、 T_w は雪結晶生成装置底部に設置された水蒸気供給部の水または氷の温度。

[†]現 警視庁勤務

から放射状に枝状の針（こちらを「副枝」と呼ぶ）が成長した部分を解析対象とした。放射状に伸びた複数の針の中から長手方向全体にわたって焦点が合っていると判断できる複数の針を選定し、それらの結晶の c 軸間の角度を測定した。すなわち、ピントが一部合っておらず、画像の 2 次元平面上にのっていない可能性がある結晶は解析対象から除外した。

また、結晶主軸相互の角度が鈍角となる場合は、主枝と副枝の間の場合と、副枝と副枝の間の場合の 2 つに区別して測定規則を変えた。前者の場合は、図-2(a) に示す通り、鋭角となる角度を測定値（例： θ_{AB} や θ_{AC} ）とし、後者の場合は鈍角であってもそのまま測定値とした（例： θ_{BC} ）。

角度測定には、NIH (National Institute of Health) で JAVA 言語を用いて開発され、無料で配布されている画像処理・解析ソフト ImageJ⁵⁾ の角度測定ツールを用いた。測定では、各針状結晶が平面上にあるかないかを判定しやすくするために、適宜、画像の拡大や鮮鋭化を行なって処理した。また、1ヶ所に対して測定を 5 回行い、その平均値を測定結果とした。図-2(b) は ImageJ を用いた測定例を示している。2本の針状結晶うちの一方の軸上の一点、2本の交点、他方の軸上の点を順番にマウスで選択することで測定対象の角度が決まり、測定値を得る。現在の測定値の他、これまでの測定履歴は別ウィンドウに表示され、記録される。



(a) 角度測定の規則



(b) ImageJ を用いた測定時の画面例

図-2 角度測定の規則と測定例。

3. 測定結果

図-3 は結果の頻度分布をグラフ化したものであり、横軸が c 軸間角度（角度間隔 2° ）、縦軸がその間の角度をとる結果の数を表す。データ点数は合計で 59 個である。このグラフにはいくつかのピークが見られるが、データ点数が少ないことを考慮すると角度 $52^\circ \sim 62^\circ$ の範囲に特徴的なピークが存在すると言える。特に、 $54^\circ \sim 60^\circ$ で突出しており、この角度となるなんらかの理由があると考えられる。

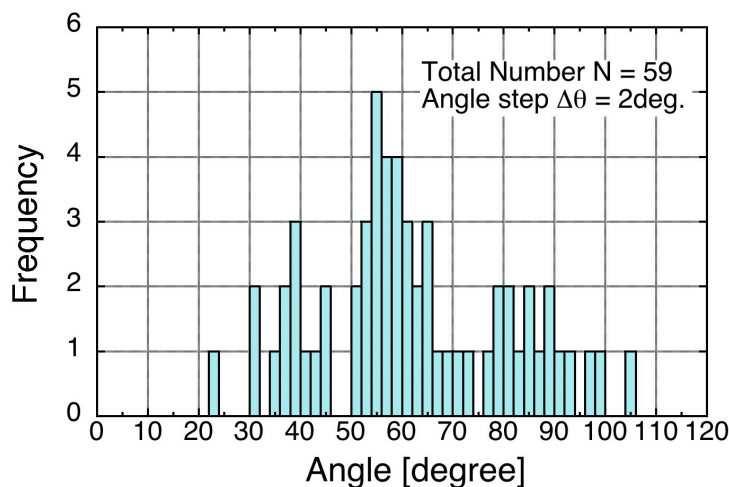


図-3 放射状針状結晶の結晶 c 軸間角度のヒストグラム

4. 放射構造生成要因の検討

ある点を中心に放射状に伸びる立体的な雪結晶として砲弾集合が知られており、その相互角度の測定および生成要因を解析した Kobayashi らの研究がある⁶⁾。そこでの角度頻度のピークは 70° 近くにあり、その成因は放射構造の核に相当する結晶集合部分の立方晶構造にあると結論付けている。本研究でのピーク角度はその値から 10° 近く離れており、その要因は別であると考えられる。

一方、雪結晶の生成過程をインターバル撮影で記録した結果を観察すると、針状結晶が放射状に枝分かれするのは主枝の先端、あるいはそこから伸びた副枝の先端からであった。図-1(a)にもその様子を確認できる。そこで、あらためて放射状に針状結晶が伸びる前段階の針の先端部分に注目して観察を行なった。図-4 はその結果であり、いずれも基底面に加えて斜めの面（ピラミッド面）が 1 面ないし複数面できていることが分かった。この針の先端の基底面とピラミッド面の間の角度 α を、ImageJ を使って解析したところ、 $\alpha = 60.9^\circ \pm 3.8^\circ$ という結果を得た。結晶主軸がこれらの基底面および斜めの面から垂直に成長すると考えると、図 3 の突出した角度の範囲 (52°~62°) に収まっており、針の先端面に現われるピラミッド面の存在が放射状構造の角度を決めていると言える。

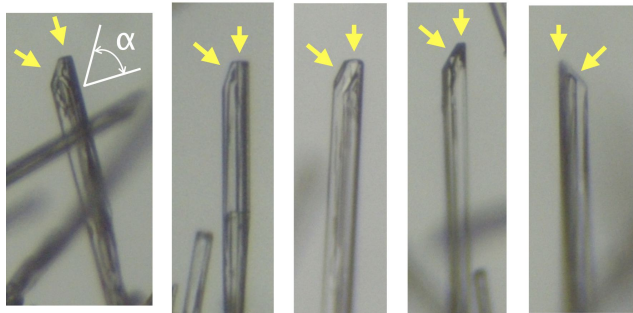


図-4 針状結晶の先端構造の拡大図。

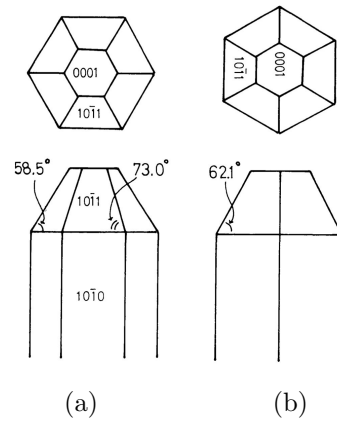


図-5 ピラミッド面の特徴的角の理論値⁴⁾。

針の先端に基底面とピラミッド面が出現するという我々が観測した事実は、1965年に Kobayashi が行なった同じ気温域で拡散型装置を用いた結晶生成実験でも観測され、理論モデルから先端面の角度関係が説明されている⁴⁾。図-5(a), (b) はそこに掲載された理論モデルの面構造の図⁴⁾を再掲したものである。ミラー指数 (0001) の基底面と (10 $\bar{1}$ 1) の 6 つのピラミッド面で構成され、側方から先端の様子を観察した時、58.5°, 73.0°, および 62.1° の 3 つの特徴的な角度が見られることを示している。我々の実験結果で得られた基底面とピラミッド面とが成す角度 $\alpha = 60.9^\circ \pm 3.8^\circ$ は、図-5(a) の 58.5° に相当する角度か (b) の 62.1° に相当する角度を測定していると考えられ、ミラー指数 (10 $\bar{1}$ 1) のピラミッド面が出来ていることを示唆している。

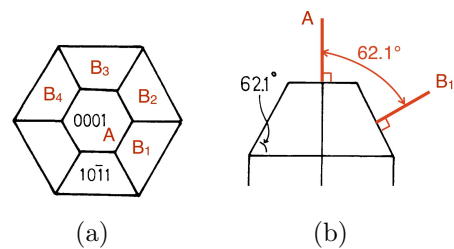


図-6 基底面とピラミッド面の定義。

そこで次に図-5 の先端構造を持つ針の先端各面から成長した放射状の針の c 軸が成す角度の理論値を求めてみた。図-6 のように、基底面 (0001) から伸びる針を A、6 つのピラミッド面 (10 $\bar{1}$ 1) のうち、連続した 4 つの面から伸びる針をそれぞれ B₁—B₄ で表わすとした。図-6(b) は代表例として基底面から伸びる針 A とピラミッド面から伸びる針 B₁ の間の成す角度の例である。す

表-1 各面の法線間角度の理論値.

面の組み合わせ	A-B ₁	B ₁ -B ₂	B ₁ -B ₃	B ₁ -B ₄
法線間の角度	62.1°	52.4°	99.9°	124.2°

すべての組み合わせの角度についてまとめた結果を表-1に示す。図-3の測定結果は、これらの理論値のうち A-B₁ の関係にある主枝と副枝（角度 62.1°）、B₁-B₂ の関係にある副枝と副枝（角度 52.4°）の存在の頻度が高いことを意味している。一方、図-3は B₁-B₃ のような副枝を1つ間に挟んだ副枝どうし（角度 99.9°）と、B₁-B₄ のような間に主枝を挟んだ副枝どうし（角度 124.2°）の存在頻度が低いこと意味するが、前者は画像の2次元平面内に同時に焦点が合って存在する場合を解析対象としているために測定されず、後者は A-B₁ の主枝-副枝（角度 62.1°）として測定されているためにヒストグラムには現われていないと考えることができる。また、図-3に示す測定結果が 52°-62° の範囲に多少幅広く分布している原因として、雪結晶を構成している六角柱が多少扁平になっているものも含まれている可能性が考えられる。なお、今回の解析結果では測定データ数が 59 点と十分に多いとは言えない点も注意が必要がある。

以上の点を考慮に入れた上で結果を評価すると、今回観察された放射状針状結晶の生成には、針の先端に生じるミラー指数 (10 $\bar{1}$ 1) のピラミッド面の存在が強く関与していると言える。

5. まとめ

対流拡散型の人工雪生成装置を用いた実験で、気温 -40°C~-55°C の低温環境下で水蒸気量が高い場合に多く観測された放射状の針状結晶に注目し、それらの c 軸が相互に成す角度の頻度分布を2次元の顕微鏡画像に対する画像処理・解析によって調べた。その結果、角度 52°~62° の角度となる頻度が高く、特に 54°~60° に突出する結果を得た。これらの事実は、個々の針の先端に基底面に加えてピラミッド面が形成され、その面から針が放射状に成長していると考えられること、ほぼ説明できることが分かった。

なお、今回は解析対象データの数が 59 点と必ずしも多くない。より多くのデータ解析を行って、本研究での結論を強化する必要がある。また、今回は相互の角度のみに注目して解析したが、放射状に延びる針の本数も放射状構造の生成要因に密接に関連していると思われる。今後の解析には取り入れていきたい。

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°C ~ -55°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°C~-55°C での人工雪結晶生成実験とその特徴, 北海道の雪氷, 30 (掲載予定).
- [4] Kobayashi, T., 1965: Vapour Growth of Ice Crystal between -40 and -90C, *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 359-367.
- [5] ImageJ official site URL: <http://rsbweb.nih.gov/ij/> (2011/06/17 現在).
- [6] Kobayashi, T., Furukawa, Y., Takahashi, T., and Uyeda, H., 1976: Cubic structure models at the junctions in polycrystalline snow crystals, *J. Crystal Growth*, **35**, 262-268.

焦点系列画像を用いた 3次元広がりをもつ放射状の針状雪結晶の特徴解析

原田 康浩¹, 齋藤 裕太¹, 中拂 匠^{1†}, 柿崎 佑希¹
 (¹ 北見工業大学)

1. はじめに

我々は、南極氷床内陸部に降る雪粒子の特異な形状¹⁾への興味から、低温域での人工雪結晶生成実験を進めている。その結果、 -50°C 程度の気温で水蒸気量が極端に多い場合に図-1のような無垢の針状結晶が放射状に成長するという、特異な結果を得た²⁾。これら複数の針のc軸間の角度が $52^{\circ}\sim 62^{\circ}$ の範囲に集中していることから、放射構造の起点部に基底面の他にミラー指数(10 $\bar{1}1$)のピラミッド面が形成され、それらの面から針が放射状に成長している可能性が高いことが分かった³⁾。しかし、その解析では顕微鏡画像の2次元平面内に複数の結晶が存在している場

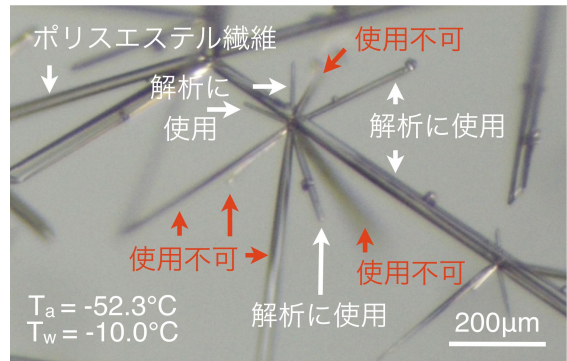


図-1 低温域で人工的に生成された放射状の針状雪結晶²⁾と各針状結晶の角度解析への利用状況。

合しか正しい測定はできず、大部分の針は図-1のように解析に使われていない。そのため、解析結果が放射状の針状結晶の特徴を十分に表すものになっていない可能性もある。

この問題を解決し、3次元的に広がった針状結晶すべてを対象として角度解析が行なえる方法を考案した。それは、測定試料の位置を光軸方向に微動させて焦点の合う位置を変えて複数枚の顕微鏡画像を取得し、画像処理によって試料の高さ情報を抽出するものである。したがって、微動機構以外はこれまでと同じ機材のままであり、特別な測定装置を使う必要はない。本研究では、その原理と放射状の針状結晶のレプリカを測定対象とした適用例について報告する。

2. 3次元情報抽出の原理

2.1. 焦点系列画像と焦点深度伸長像

図-2は、本研究で使用した試料物体の立体情報を測定し、抽出する方法の原理を示す模式図である。顕微鏡は焦点深度が浅いため、試料ステージが固定されている場合、観察像の焦点の合った位置は奥行き方向のごく一部に限られる。試料ステージを試料の奥行き方向(+z方向)に移動させて像を観察すれば、試料の別な高さで焦点が合った画像が得られる。このように試料の別な高さで焦点が合った画像列(これを「焦点系列画像」と呼ぶ)を入手すれば、2次元平面中のすべての点はその系列画像の中のどこかで必ずピントが合っている。したがって、このようにして得たすべての焦点系列画像に対してピントの合っている位置を検出すれば、「試料表面の奥行き情報(高さ分

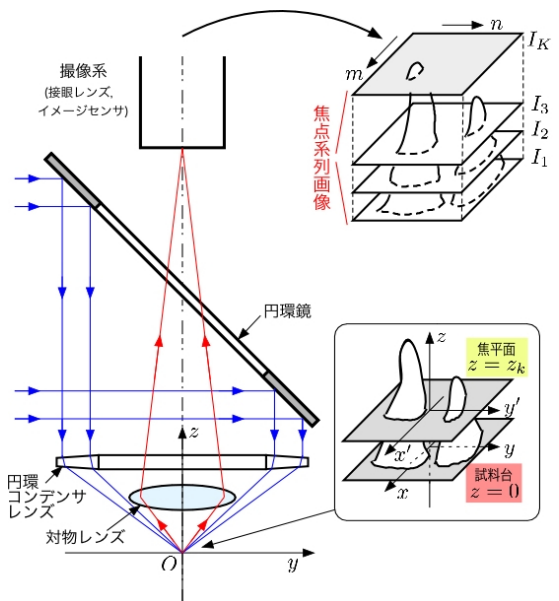


図-2 反射物体試料を落射照明顕微鏡で観察した場合に得られる焦点系列画像

[†]現 警視庁勤務

布)」を入手したことになり、試料の立体形状情報を計測できる。また焦点の合った奥行き位置をそこでの焦点の合った画素の画素値を取り出して、2次元画像のすべての画素で焦点の合った深い焦点深度の1枚の画像（これを「焦点深度伸長像」と呼ぶ）として観察することも可能である。

いま、試料ステージの位置を刻み値 Δz で次第に下げながら記録して得た焦点系列画像を $I_k(m, n)$, ($k = 1, 2, \dots, K$) とする。これに対し、2次元平面内のすべての点で焦点の合った1枚の画像（焦点深度伸長像）を $I(m, n)$ とすると、これらの間には次の関係が成立する。

$$I(m, n) = \sum_{k=1}^K I_k(m, n) S_k(m, n) \tag{1}$$

ここで $S_k(m, n)$ は、 $k = 1, 2, \dots, K$ の焦点系列画像 $I_k(m, n)$ のうち、焦点の合った k でのみ値が1でそれ以外は0となる関数である。これをサンプリング関数と呼ぶことにする。「任意の位置 (m, n) で合焦位置 k を検出する」とは、「焦点系列画像 $I_k(m, n)$ からサンプリング関数 $S_k(m, n)$ の分布をなんらかの規則にしたがって決めること」に相当する。合焦位置情報の3次元分布、すなわち物体の3次元立体形状の情報はこのサンプリング関数 $S_k(m, n)$ に集約されている。

2.2. 合焦位置検出アルゴリズム

「系列画像中のある k で焦点が合っている」という判断は、「その点の画素値が、明るい点であれば焦点の合った位置で最も大きく、暗い点では最も暗くなる」という性質を利用すれば実施できる。すなわち、「注目する点の画素値が系列画像中で極値を取る k を合焦位置として $S_k(m, n) = 1$ 、そうでない場合は $S_k(m, n) = 0$ 」という処理を施せば良い。しかし、ある画素点の画素値は奥行き方向だけでなく横方向の周りの画素値の影響も受けるため、この方法では正しい合焦位置検出はできない。

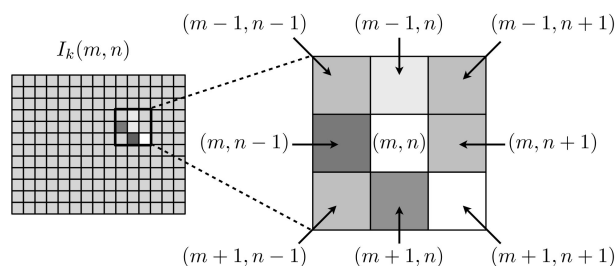


図-3 合焦位置判定のための注目画素と周辺画素の位置関係（ウィンドウサイズ 3×3 の場合の例）。

そこで、注目する画素周辺の特定の領域（ウィンドウ）内の統計量に基づいて合焦を判定する方法を採用した。特に、本研究では、図-3 に示すように注目画素 (m, n) のまわりの 3×3 画素の領域を考え、次式で定義される領域内の空間的差分の絶対値の和 AD_k を合焦の目安とした。

$$AD_k(m, n) = |I_k(m-1, n+1) - I_k(m+1, n-1)| + |I_k(m+1, n+1) - I_k(m-1, n-1)| + |I_k(m, n+1) - I_k(m, n-1)| + |I_k(m-1, n) - I_k(m+1, n)| \tag{2}$$

この値は、領域内での画素値（明るさ）の変化が大きい場合に大きくなる。焦点が合った位置では、像の明るさの大小は局所的に分布するようになり、コントラストが高くなるため、 AD_k の値も大きくなる。 $AD_k(m, n)$ を焦点系列画像 $I_k(m, n)$ のすべての k に対して計算し、値が極大となる k をもって合焦位置（試料ステージの位置は最初の位置から $-(k-1)\Delta z$ 、焦点の合う物体の試料ステージからの高さは $z = +(k-1)\Delta z$ ）とする。その k で $S_k(m, n) = 1$ 、それ以外の k では $S_k(m, n) = 0$ とする。

3. 実験装置と実験方法

実験では、2010年8月5日に対流型生成装置を用いて結晶生成部の気温 $T_a = -53.2^\circ\text{C}$ 、装置の水蒸気供給部の氷の温度 $T_w = -5.0^\circ\text{C}$ の条件で生成した放射状針状雪結晶を、光硬化性樹脂（東亜合成、ラックストラック LCR0208）を使ってスライドガラス上にレプリカとして固定したものを試料として用いた。図-4 はその全体の様子 (a) とレプリカ部のみを拡大した画像 (b) である。



図-4 測定対象試料の雪結晶レプリカ：(a) 全体像，(b) レプリカ部の拡大像。

顕微鏡は、オリンパス社製生物顕微鏡 BX50 を使用し、開口数 0.40、倍率 10 倍の対物レンズを用いて、顕微鏡試料ステージを手動で $\Delta z = 10\mu\text{m}$ ずつ $240\mu\text{m}$ まで下に移動させながら、3 板式カラー CCD カメラ (Fujix, HC-2500, 画素サイズ $6.8\mu\text{m} \times 6.8\mu\text{m}$) で検出し、 $1280\text{W} \times 1000\text{H}$ のデジタル画像として合計 25 枚コンピュータに取り込み、焦点系列画像とした。画像の 1 画素の物体面上のサイズは対物および接眼レンズの倍率から、 $\Delta x = \Delta y = 1.35\mu\text{m}$ である。焦点系列画像からの 3 次元情報抽出、画像表示、角度解析などの一連のプログラムは、Matlab 言語を用いて開発した。

4. 結果

図-5(a) はレプリカの顕微鏡画像である。1280 × 1000 画素の画像から、本研究では図中の 199×163 画素の部分に注目して処理を行なった。図-5(b), (c) はそれぞれ、25 枚の焦点系列画像のうちの $k = 14$ 番目、および $k = 23$ 番目の画像である。画像中の矢印はその結晶がその画像で焦点が合っていることを示す。

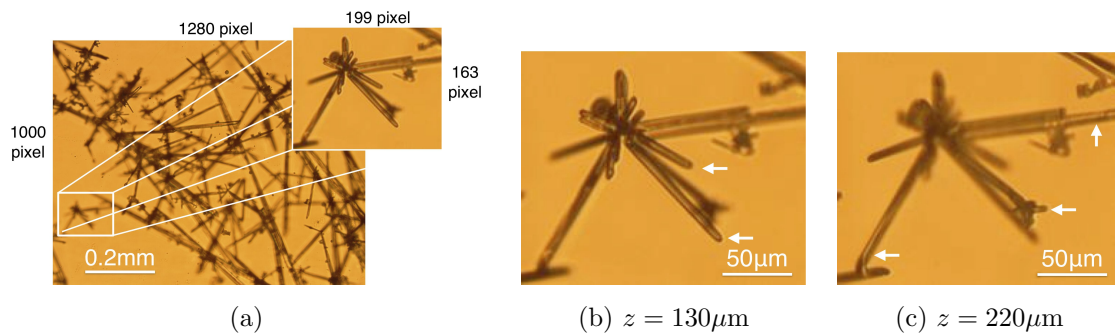


図-5 放射状針状雪結晶のレプリカの顕微鏡写真の全体像 (a) と一部を拡大した像 (b), (c)。

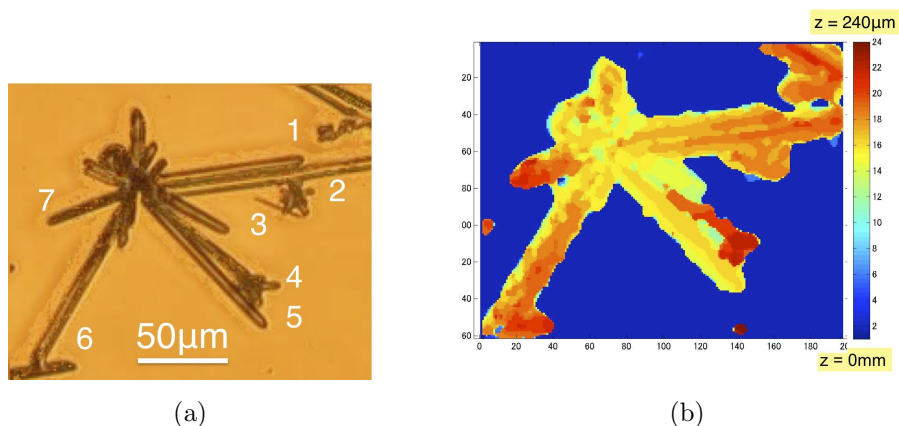


図-6 焦点深度伸長像 (a) と高さ分布のカラーマップ表示 (b)。

図-6 は処理結果であり、(a) は焦点深度伸長像 $I(m, n)$ 、(b) は $S_k(m, n) = 1$ となる (m, n, k) の組み合わせを k に関してカラーコードを割り当てて表現した図である。このカラーマップの任意の点の画素値 (0-24) を読み出して、 $\Delta z = 10\mu\text{m}$ を乗じれば、その点の針状結晶の表面の高さ

となる。これら二つの結果を組み合わせれば、視野内で3次元的に伸びた複数の針の向き、長さ、奥行き、相互の角度など、3次元情報を無駄なく解析に使用することができる。なお、図-6(a)中の番号は、この後の角度解析に使用した針状結晶を区別するために付けた番号である。

5. 針状結晶の c 軸間の角度の解析結果

図-6(b)のカラーマップを用いて、放射状に伸びた2本の針状結晶の先端部と根本の画素番号 (m, n) と画素値 k を読み取り、一画素のサイズ $(\Delta x = \Delta y = 1.35\mu\text{m})$ と試料ステージの移動幅 $\Delta z = 10\mu\text{m}$ を使って、試料面の実空間に直す。図-7のように、2本の結晶の先端の座標を $(x_1, y_1, z_1), (x_2, y_2, z_2)$ 、根本の座標を原点 O とすると、それら2本の針状結晶が3次元空間で成す角度 θ は

$$\theta = \cos^{-1} \left[\frac{x_1x_2 + y_1y_2 + z_1z_2}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2} \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z_2^2}} \right] \quad (3)$$

で計算できる。もしも、 z 方向の3次元的な広がり を考慮せず、2本の結晶が $x-y$ 平面上に存在すると誤って解釈した場合の相互の角度 θ' は、式(3)で $z_1 = z_2 = 0$ とした値になる。

表-1は、図-6(a)の針状結晶1-7に対して上述の計算による相互角度の結果をまとめたものである。奥行き方向に伸びた針である4や7が関係した相互角度の値(例えば、結晶2-7, 3-4, 4-5の組み合わせ)は、明らかに今回の3次元情報を利用した方法により、有効なデータとして利用できるようになった。他にも、結晶2-3, 2-6の間の角度も、結晶が同一平面内にあると考えて得られる値よりも現実的な値となっており、本方法の有効性が確認できる。ただし、ここで得られた結果は、放射状の構造が基底面と6つのピラミッド面の存在に起因するとの仮説³⁾から予想された値に必ずしも一致していない。これは雪結晶を構成している六角柱が扁平になっているものが多いこと、レプリカ作成の際の放射状構造の破損や結合などが関係している可能性がある。

6. まとめ

焦点系列画像の取得とその画像処理・解析により、放射状に成長した針状結晶が互いに3次元的に成す角度を測定できるようになった。この結果、これまでは2次元平面内に同時に存在する結晶どうしの角度しか測れなかったのに対して、飛躍的にサンプル数を増やすことができるようになった。

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, 中拂 匠, 原田 康浩, 村井 昭夫, 亀田 貴雄, 2011: $-40^\circ\text{C} \sim -55^\circ\text{C}$ での人工雪結晶生成実験とその特徴, 北海道の雪氷, 30 (掲載予定).
- [3] 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 (掲載予定).

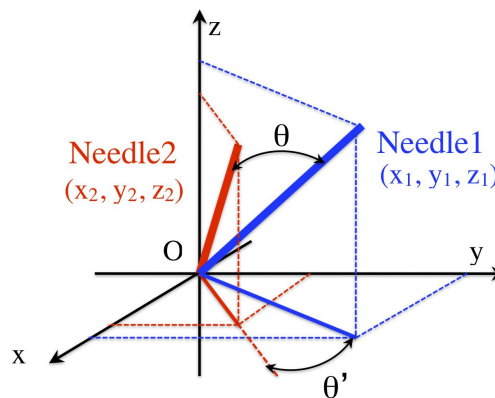


図-7 相互角度計算のための座標系。

表-1 3次元広がり を考慮した結晶 c 軸間の相互角度 θ と 2次元投影面での角度 θ' の測定結果。

結晶の 組合せ	角度 θ [°]	角度 θ' [°]	差 $ \theta' - \theta $ [°]
1-2	0	0	0
2-3	36.1	29.3	6.8
2-4	39.3	45.0	5.7
2-5	50.6	52.1	1.5
2-6	100.9	116.5	15.6
2-7	99.5	146.9	47.4
3-4	37.1	11.2	25.9
3-5	13.8	14.2	0.4
4-5	25.0	11.1	13.9
5-6	69.9	74.0	4.1
6-7	40.6	43.4	2.8

知床半島沿岸域における海氷分布と オオワシ・オジロワシ越冬個体数の関係

松本経, 舘山一孝, 高橋修平 (北見工業大学), 榎本浩之 (国立極地研究所)

1. はじめに

海氷を利用する動物と海氷分布の関係を明らかにすることは、地球温暖化等によって変化する氷縁生態系を予測するうえで重要である¹⁾。しかし、人の立ち入りが危険とされる海氷域では、動物と海氷の分布を同時に詳しく調べることが困難とされてきた。近年、海氷分布変化が生態系上位捕食者の生息や分布に影響を与えていることが報告されている^{2,3)}。生態系の中でも上位に位置する動物ほど個体数は少なく、個体群や種の存続に与える影響が大きくなると一般に考えられている。知床半島沿岸域では冬季にオオワシ *Haliaeetus pelagicus*, オジロワシ *H. albicilla* (以下、ワシ類; 図-1) が飛来し、海氷上にも分布することから海氷と密接な関係を持つと予想される⁴⁾。斜里町側海岸部では海岸に沿う道路が約 20 km 続き、沿岸域に分布するワシ類の目視観察にとって障害物が少ない。また、沿岸域の海氷分布に関して、公開された毎日の分布情報を利用することも可能である。海氷が到来する 1 月から 3 月の間は、知床半島斜里町沿岸域では休漁となり、他の沿岸域にくらべて人間の活動によるワシ類への影響をある程度抑制できると考えられる。これらの利点を考慮すると、知床半島は沿岸域におけるワシ類の個体数と海氷分布の関係を調べるには適していると考えられる。

そこで本研究では、氷縁生態系に影響を与える要因を明らかにすることを目的とし、冬季の知床半島におけるワシ類の分布を調べて海氷分布との関係を明らかにした。

2. 方法

2.1 道路センサス

2010, 2011 年の 1 月から 3 月にかけて各年 5 回 (1 月後半から 3 月後半までの半月に 1 回) 計 10 回、晴または曇りの日の 8 時から



図-1 冬季に知床半島で観察されるオオワシとオジロワシ。



図-2 知床半島における調査地域。道路センサス区間 (緑矢印) と海氷密接度を求めた 5 km×5 km の 4 区域 (赤四角)。

15 時の間に、知床半島斜里町海岸部の国道 334 号線を半島基部からウトロ地区までの 20 km 区間 (図-2,3) を自動車で時速 40 から 60 km で走行し、目視観察によってワシ類を探した。走行 2 km 毎に約 2 分間停車し、8 倍率の双眼鏡を用いて遠方の観察を行った。双眼鏡では種判別が困難な場合には、30 倍率の望遠鏡も用いた。ワシ類を確認した場合、国土地理院発行の 2 万 5 千分の 1 縮尺地形図に個体ごとの位置と行動内容 (とまりまたは飛行) を記録した。

2.2 沿岸域海氷密接度

走行路線に沿って沿岸域を 5 km × 5 km の 4 区域に分け (図-2)、道路センサス実施日における各区域内の海氷密接度を GIS ソフトウェア ArcView 9.0 (ESRI Corporation) を用いて海上保安庁第一管区海上保安本部海氷情報センターが冬期間毎日公開する海氷速報図 (http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN1/drift_ice/cgi/ice_inform.cgi) から求めた。海氷速報図は北海道周辺海域の海氷分布と海氷密接度を表したものであり、海氷密接度とは一定空間内の海氷の面積を 0 から 10 までの 10 分比で数値化したものである。道路センサス実施日ごとに 4 区域の平均値を求めて平均海氷密接度とし、ワシ類の個体数との関係を調べた。また、海氷密接度と走行路線 5 km ごとに集計した個体数との関係も調べた。

2.3 統計検定

統計ソフトウェア StatView ver. 5.0 (SAS Institute Inc.) を用いて 2 群の比較は Mann-Whitney *U*-test で、2 群の比率は chi-square test で、2 変数の相関は Spearman rank correlation coefficient で行った。

3. 結果

調査を実施した日の沿岸域の海氷密接度は 2010 年よりも 2011 年のほうが高く、2011 年には 2 月前半にのみ海氷が分布した (図-4; Mann-Whitney *U*-test, $U=94.0$, $P=$



図-3 調査地域の風景 (a). 道路から観察された海氷上 (b) と木にとまるオジロワシ (c).

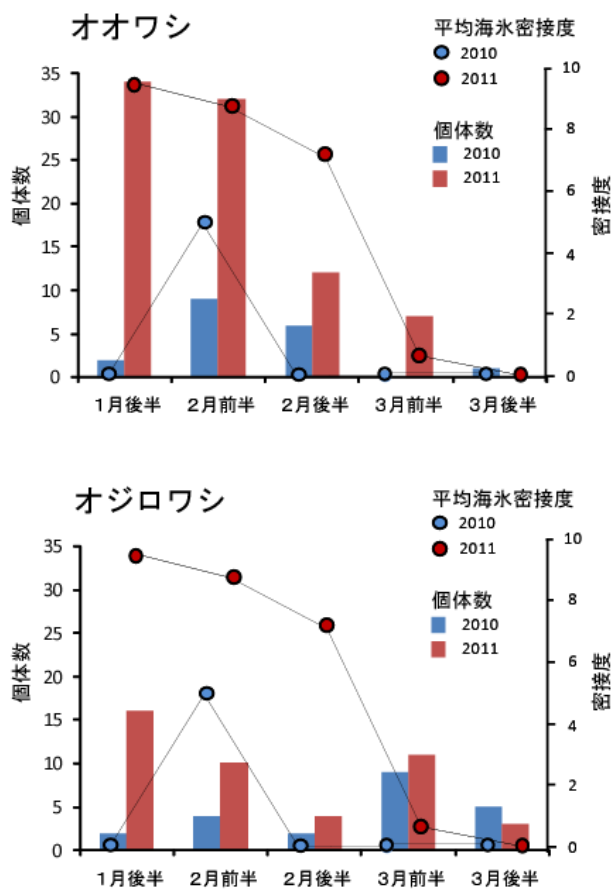


図-4 知床半島斜里町側沿岸域におけるオオワシ、オジロワシ個体数と平均海氷密接度の年・季節変化。

0.0013). 観察された種ごとの総個体数を年間ではと比べると、海氷が多かった 2011 年ではオオワシが 4.5 倍に、オジロワシが 2.0 倍に増加した (図-4, 5). 両種ともに海氷が少なかった 2010 年では陸域でのみ観察されたが、海氷が多かった 2011 年では海域でも観察され、ほとんどが海氷上にとまっていた。海域に

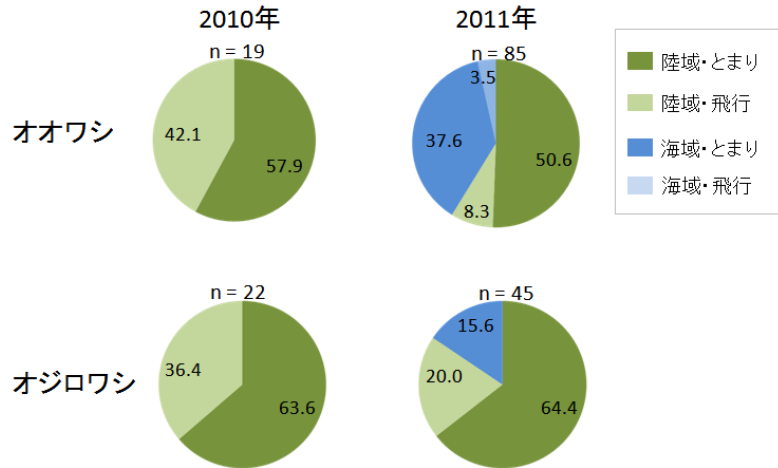


図-5 2010, 2011 年に知床半島斜里町沿岸域で観察されたオオワシ, オジロワシの位置と行動内容. 円グラフ内の数値は比率 (%) を示す.

いた個体の割合はオジロワシよりもオオワシのほうが高かった (chi-square test : $\chi^2_1 = 8.83$, $P =$

0.003). 平均海氷密接度の高い日ほどオオワシは多かったが、オジロワシでは傾向はなかった (図-4 ; Spearman rank correlation coefficient, オオワシ : $r_s = 0.94$, $N = 10$, $P = 0.005$; オジロワシ : $r_s =$, $N = 10$, NS). 5 km × 5 km スケールで見た場合、海氷密接度とオオワシ個体数の間には相関が認められたが、オジロワシではなかった (Spearman rank correlation coefficient, オオワシ : $r_s = 0.78$, $N = 40$, $P < 0.001$; オジロワシ : $r_s = 0.30$, $N = 40$, NS).

4. 考察

海氷が多かった年では、両種とも個体数が増加したことから冬季に海氷が到来することはワシ類の越冬にとって重要であると考えられる。特にオオワシではオジロワシの 1.9 倍の個体数が確認され、海氷を利用する割合も高かったことから、沿岸域の海氷はオオワシにとって重要と考えられる。5 km の狭い空間スケールで見ても、海氷が密接に分布するほどオオワシの個体数が増加した。海氷域で確認されたワシ類のほとんどが海氷上に降りていた事実も考慮すると、海氷が密集して分布するような場所は採食場所として利用しやすいのかもしれない。一方、オジロワシでは海氷密接度との相関は認められなかった。全個体が渡り鳥であるオオワシと異なり、オジロワシは知床半島でも繁殖し、3 月から巣を中心とした繁殖活動を開始することが報告されている²⁾。そのため、海氷が少ない 3 月に、1, 2 月と同程度の個体数が確認されたのは繁殖個体が出現して記録されたためかもしれない。海氷密接度と個体数の関係を再検討するため、3 月を除いて再検定した。その結果、平均海氷密接度の高い日ほどオジロワシは多く、5 km の狭い空間スケールでは相関が認められなかった (Spearman rank correlation coefficient, 平均海氷密接度とオジロワシ個体数 : $r_s = 0.99$, $N = 6$, $P = 0.028$; 5 × 5 km 区域の海氷密接度とオジロワシ個体数 : $r_s = 0.40$, $N = 24$, NS). オジロワシにとって海氷の到来は重要であるものの、密集した海氷域をオオワシほど必要としていないのかもしれない。

5. まとめ

本研究では、冬季に知床半島に飛来するオオワシ・オジロワシ個体数と沿岸域の海氷分布の

関係について調べた。その結果、沿岸域の海氷が増加するほど、両種とも個体数を増加し、増加率はオジロワシよりもオオワシのほうが高かった。両種とも海氷域を利用するが、オオワシでは狭い空間スケールで見ても海氷の密集した場所に集まる傾向が示された。海氷の分布面積だけでなく、密集の程度もワシ類の越冬にとって重要な要因であることが明らかとなった。今後は海氷分布が異なる状況下でワシ類の採食行動や餌を調べ、採食環境と海氷分布の関係を明瞭にしたうえで、冬季に餌資源を提供する採食場所としての海氷域の役割を理解する必要がある。その場合、体に小型のカメラや計測機を装着してデータを収集する技術（バイオロギング）は、立ち入りが困難な海氷域でさらに体サイズの大きなワシ類にとって有効な手法となるだろう。

謝辞

斜里町ビューポイントいるかホテルの山本泰寛氏には道路センサスを行ううえで有益な観察情報を提供していただいた。ここに深く謝意を表す。

参考文献

- 1) Croxall, J.P., Trathan, P.N. and Murphy, E. 2002: Environmental change and Antarctic seabird population, *Science*, **297**, 1510–1514.
- 2) Jenouvrier, S., Barbraud, C. and Weimerskirch, H. 2006: Sea ice affects the population dynamics of Adélie penguins in Terre Adélie, *Polar Biol.*, 29, 413–423.
- 3) Fischbach, A.S., Amstrup S.C. and Douglas D.C. 2007: Landward and eastward shift of Alaskan polar bear denning associated with recent sea ice changes, *Polar Biol.*, 30, 1395–1405.
- 4) 中川元, 1991 : オジロワシとオオワシ, 郷土学習シリーズ, **12**, 知床博物館, 24–35.

北海道北見地区における地表面の冷却過程

- 凍結および融解の検出 -

中村文彬（北見工業大学），榎本浩之（国立極地研究所）
高橋修平，舘山一孝，中村 大（北見工業大学）

1. 背景と目的

広域な凍結地域の広がる北海道では現場観測による広域観測や地域変化を調べるには多くの観測を必要とする。広域観測については北米などで衛星を使った観測の取り組みが行われている。衛星では機器の設置している点でしかわからない現場観測データを機器のない広域でも調べることができる。凍結や融解についてはこれまでアラスカにおいて手法開発を行ってきたが、今回は北海道での応用の可能性を探った。

北海道東部の北見周辺では寒冷な気候なため冬期の凍結が顕著である。凍結の観測には温度計埋設による観測が代表的であるが、遠隔地域や広域での観測には限界がある。そのため本研究では北海道東部の広域の代表的な凍結の状況を北見での観測結果から調べた。次に、地域や時期による変化を調べる目的で、衛星を使った観測の手法を目指した。そのため、2年分の現場データを下に衛星データとの比較をし、衛星から見た凍結時期、融解時期を出すことを目的とした。

2. 観測場所と観測機器

2.1 現場観測

現場観測として、北海道東部、北見工業大学内の観測サイトで行った(図1)。温度計は図2のように設置して、土壌および積雪温度は熱伝対式の温度計を用いた。



図1 北見工大内観測場

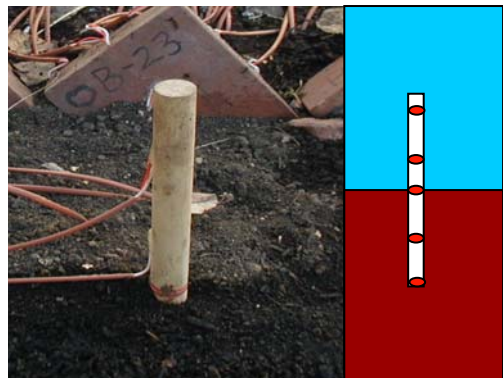


図2 温度計の様子

温度計は上から 8.5cm, 2.5cm, 0cm（地表面），地中 5cm, 地中 15cm の位置に設置した。

2.2 衛星データ

衛星搭載マイクロ波放射計（AMSR-E）から輝度温度のデータを使用した。本研究で用いているマイクロ波放射センサーは雪氷や地面からでるマイクロ波を測定する。土壌水分や海氷の分布の測定などの用途に多く用いられている。

2.2.1 使用するアルゴリズム

マイクロ波の 36GHz の垂直偏波の昼夜の差分から DAV (Diurnal Amplitude Variation : 昼夜輝度温度差) という指標が提案された¹⁾ .

$$DAV = Tb_{36V}(\text{day}) - Tb_{36V}(\text{night}) \text{ [K]}$$

融雪時期において夜は凍結のため積雪から放出されるマイクロ波が少ないのに対し、日中は雪が融けて積雪内部の水分などによりマイクロ波の放射が強まる。そのため DAV の値が 20K 以上のとき融雪とみなすことができる。さらに、この指標は本来融解検出のために考案されたが DAV が 10K 以下で安定したとき凍結が起きている様子が見られた。

3. 結果と考察

3.1 2008-2009 年

2008-2009 年の現場観測データを図 3, DAV の結果を図 4 に示す。

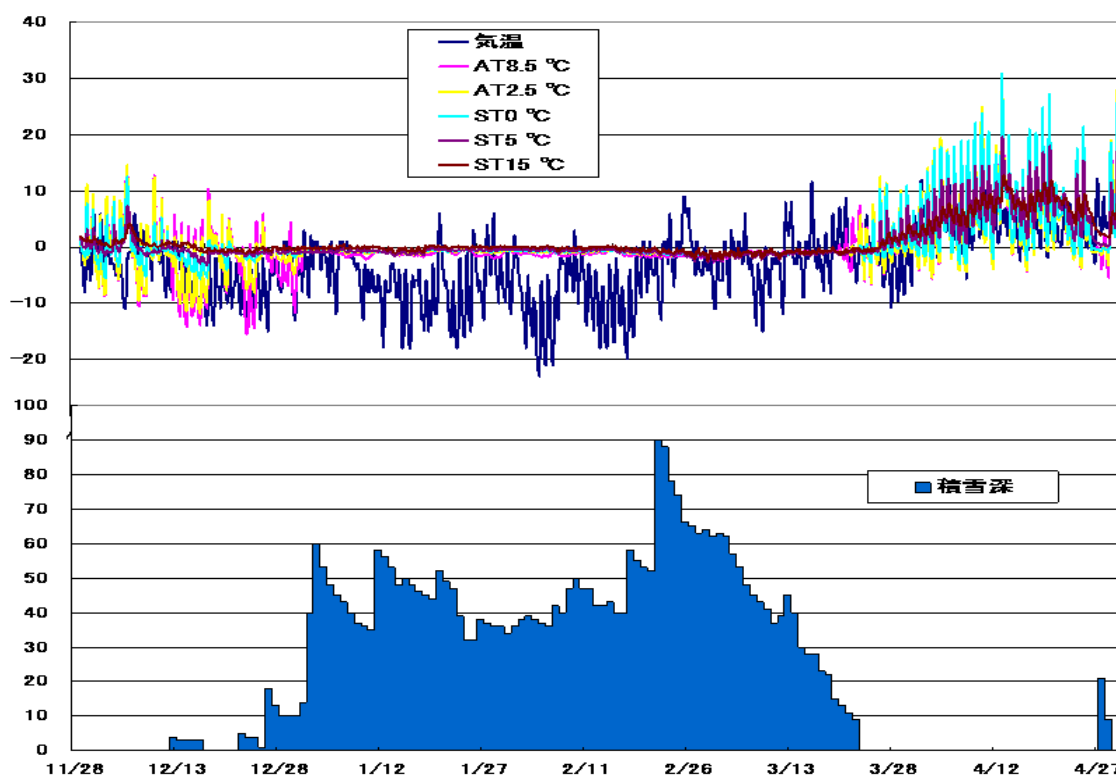


図 3 2008-2009 年現場観測データ

2008 年度は 12/6 に凍結が入りその後、地表面温度は下がるのだが根雪の前の積雪が融解したため地表面が 0℃ 付近になっている。根雪になったため気温が -15℃ 付近まで下がっているのにも関わらず地表面温度は 0℃ 付近で保たれている。

図 4 を見ると根雪になる前の積雪があり、その後融解して DAV が上がったと考えられる。その後 DAV が 10K 以下になっている (12/6) この日を凍結と判断できる。2/16~3/8 くらいに積雪がありその後すぐに融雪があったため DAV の値が上がっている。

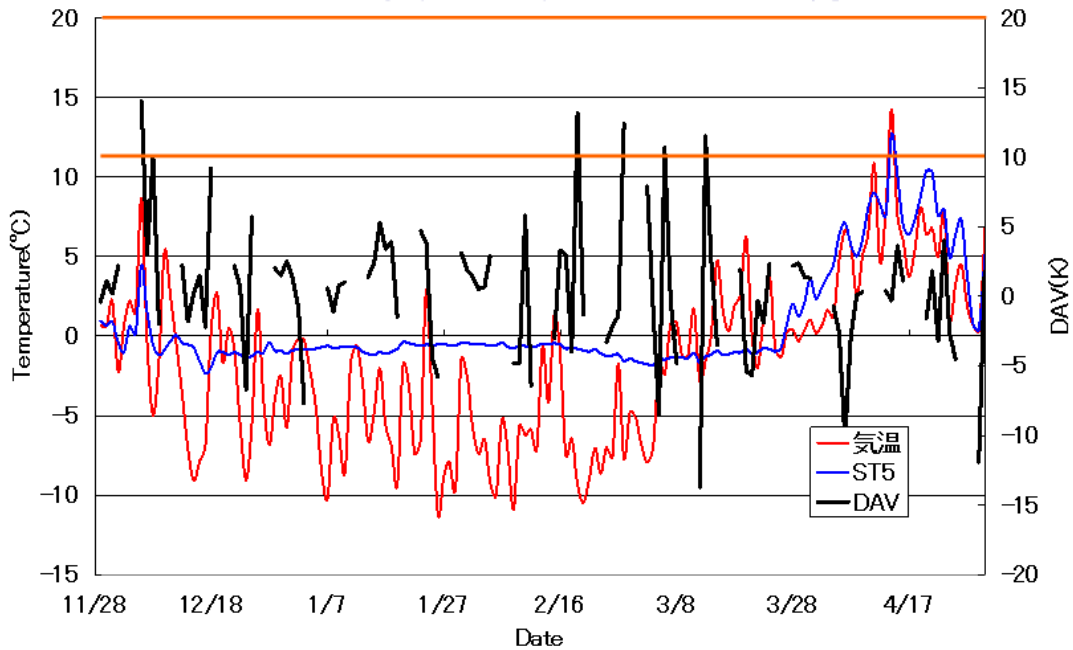


図4 2008 - 2009 年 DAV, 気温, 地温データ

3.2 2009-2010 年

2009 - 2010 年の現場観測データを図 5, DAV の結果を図 6 に示す。

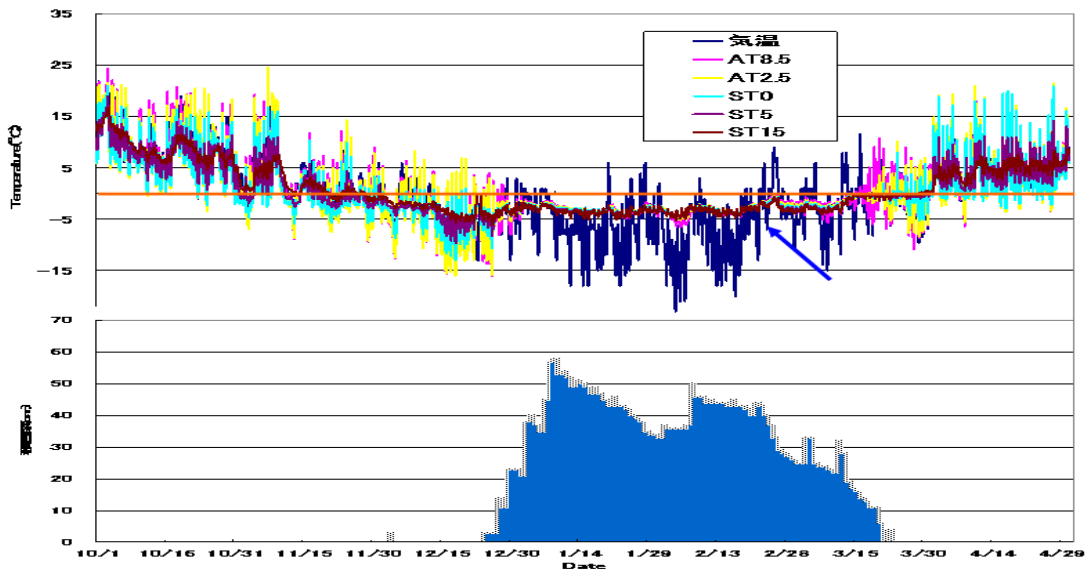


図5 2009-2010 年現場観測データ

図 5 を見ると 11/25 に地表面が 0°C 以下になったため凍結が開始したと考えられる。その後、積雪が 12 月後半まで無かったため地表面温度が -9.8°C まで下がっている。その後積雪があり地表面温度が安定している。積雪は最高で 58cm ある。積雪があるのにも関わらず地表面が -5°C まで下がっている。これは積雪がある前に地表面が冷えたためだと考えられる。

図 6 を見ると DAV の結果からはいつから始まったのかが見ることができなかった。1/9

付近の期間で積雪が始まり, 地表面温度の上昇とともに DAV の値が上がっているのがわかる. 2/28 以降に DAV の値が 20K 以上になっていて融解を示すのがわかる.

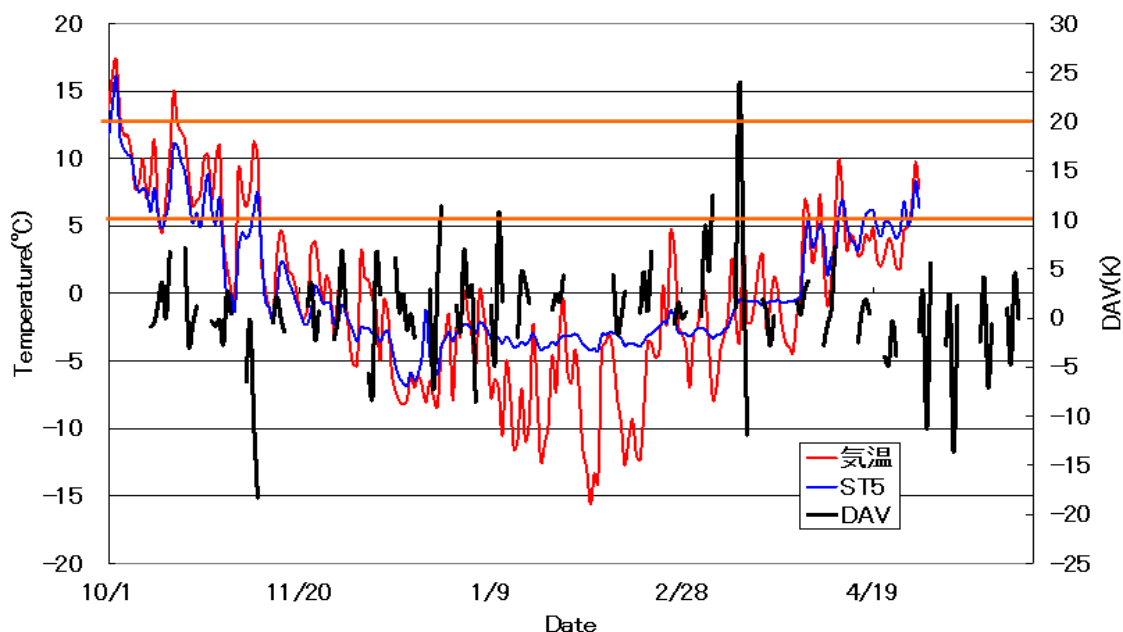


図 6 2009-2010 年 DAV, 気温, 地温データ

4. まとめ

2008 年度は 12 月前半 (12/6) に地表面温度は下がり凍結するが根雪の前の積雪が融解したため地表面が 0°C 付近になってしまっている. その後, 積雪があり 12/22 以降根雪になったため, 気温が -15°C 付近まで下がっているのにも関わらず地表面温度は 0°C 付近で保たれている. DAV の結果から 2008 年度は凍結時期が現場観測データと同じ結果になった. そのことから 2008 年度では凍結時期を出すのには成功したが融解時期の判定はできなかった.

2009 年度では積雪が始まる前 (11/25) に気温が下がり始めたため地表面温度が -10°C 付近まで下がっている. 12/7 に積雪があり, 最高積雪深が 58cm になり地表面温度が -5°C 付近で安定しているのがわかった. DAV の結果から 2008 年度の結果とは逆に融解時期の指標である 20K を越える値が検出され融解を観測することができた. しかし, 凍結時期の反応を見ることができなかった. 凍結開始時期についてはさらに解析が必要である.

【謝辞】

本研究で使用した衛星データについては宇宙航空研究機構 (JAXA) から AMSR-E データを提供していただきました. 現場観測データについては鈴木輝之先生, 中村大先生に提供していただきました. ご協力感謝いたします.

【引用文献】

木村しずか, 榎本浩之, KimYougwon, 斉藤佳彦, 戸城亮 (2006) : AMSR-E を用いたアラスカに融雪の検出. 北海道の雪氷, 25, 36-39

大雪山系における永久凍土観測 —2005～2010年—

岩花 剛 (北海道大学), 澤田結基 (福山大学), 片村文崇 (特殊高所技術),
石川 守 (北海道大学), 曾根敏雄 (北海道大学)

1. はじめに

日本の位置する経度においては日本列島付近に永久凍土分布の南限があり, 永久凍土の大部分は大雪山系に展開している. 近年では Sone (1992)¹⁾や Ishikawa and Hirakawa (2000)²⁾によってその空間分布が論じられている. 地中の凍結層は難透水層となることから, 地表層の水文環境に大きな影響を与える. しかし, 地球規模の気候変動が日本の凍土状態や高山帯生態系, 高山地形へ与える影響についての知見は非常に限られている. 山地の生態系は, 気温の上昇や降水量の変化に伴う地中の物理的変化に強く影響を受けるが, 特に土壌の凍結融解 (季節凍土) や多年凍結による不透水層の存在 (永久凍土) がしばしば重要となる.

我々は, 大雪山系の永久凍土の現状把握とその長期的変化のモニタリングを目的として観測をはじめた. ここに 2005～2010 年の約 5 年間の観測結果を報告する.

2. 研究の方法

調査域は, 北海道・大雪山系中央部, 五色岳から平ヶ岳南部, 標高 1600～2200 m の山頂域である (図 1). 観測システムの設置場所は, 以下の 4 サイトである.

〈G サイト (五色岳サイト)〉

登山道から十分に離れた北海平の東に位置する五色岳付近の台地である (図 2). この台地はほぼ平坦で, 卓越風方向に 300～400 m の吹走距離をとることができる微気象観測に比較的適した場所である. システムの設置地点は五色岳から北東に約 200 m の標高 2035 m の地点である. 2005 年より 4.5 m 深までの地中を含む微気象の観測を開始した (Iwahana et al., 2008)³⁾. また, 2009 年 9 月には, 国内の永久凍土観測孔としては最深のボーリングを行い, 土壌サンプリングの後, 10 m の地温モニタリングを開始した.

〈K サイト (小泉岳サイト)〉

小泉岳 (2158 m) の頂上付近に設置したサイトである. 1970 年代から福田・木下 (1974)⁴⁾によって永久凍土の存在が報告された場所である. 2008 年 5 月より地温の観測 (2.3 m) を開始した.

〈H サイト (白雲岳サイト)〉

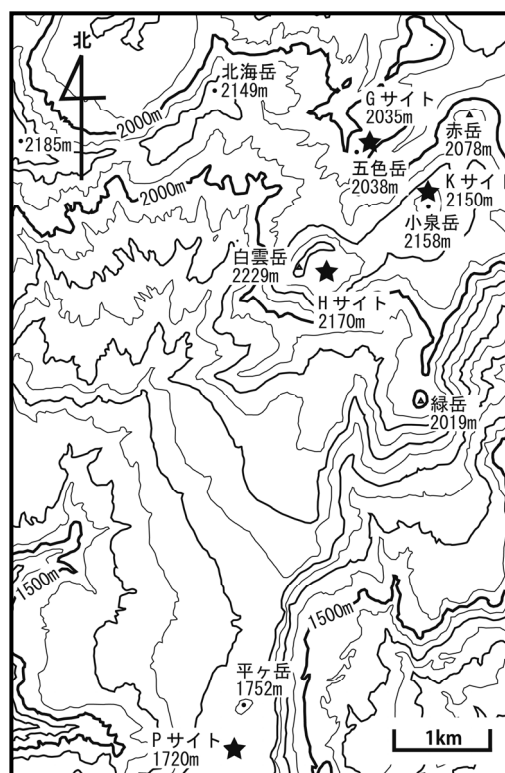


図 1 調査地の位置図. 等高線の
間隔は 50 m.

白雲岳 (2229 m) の火口内に設置したサイトである。融雪直後、火口に一時的な湖が現れ、凍土の融解進行に伴って数日中に湖水が排出される現象が見られる。2008 年 7 月より地温観測 (3.45 m) を開始した。

〈P サイト (パルササイト)〉

平ヶ岳 (1752 m) の南方に存在する日本で唯一確認されているパルサ湿原 (高橋・曾根, 1988)⁵⁾ に設置したサイトである。対象 4 地点の中では最も標高が低い永久凍土が確認されている。2008 年 9 月より地温測定 (1.54 m) を開始した。

G サイトおよび K サイトの地温測定には市販のサーミスタ (104ET, 石塚電子) を用いた自作のプロブを検定して使用した。地温プロブは, 0 °C の氷-水恒温槽中にて 0.02 °C の精度で検定し, -20 ~ 30 °C における確度は ±0.09 °C 以下である。測定深度は, G サイトにおいて 4.50 m までの 14

深度, K サイトにおいて 2.30 m までの 10 深度である。土壌水分の測定は EnviroSMART センサー (Sentek) を用いた。これらのサイトでは, 10 秒毎に測定し, 30 分間平均として記録した。測定及びデータ記録には CR1000 および CR10X データロガーとマルチプレクサ (Campbell Scientific, Inc.) を用いた。

G サイトの 10 m ボアホールの地温測定・記録には, 10.0 m までの 11 深度, H サイトで 3.45 m までの 8 深度, P サイトで 1.54 m までの 4 深度の地温測定を他のサイトと同様に校正を行ったサーミスタ (TMC-HD) を用いて U12-008 ロガー (Onset 社) で 1 時間毎に計測と記録を行った。

3. 結果と考察

① 10 m ボーリングと地温測定

大雪山系の山頂部では, 活動層と永久凍土上層部の温度観測が継続されているが, 永久凍土層の底面深度はわかっていない。活動層とは, 永久凍土帯において季節的に凍結・融解を繰り返す地表層のことである。これまでに, 物理探査によって永久凍土層の下限は 8 ~ 9 m と見積もられている (Ishikawa and Hirakawa, 2000²⁾, Fukuda and Sone, 1992⁶⁾)。また, 我々の 4.5 m 地温観測からも 10 m 程度掘ると永久凍土層下限深度の見通しがつくと考えられた。1 年間の地温測定の結果, 10 m 深でもなお, 温度的に安定した永久凍土が存在することが判明した (図 3)。1 m 深から最深部 10 m までの年平均地温は,

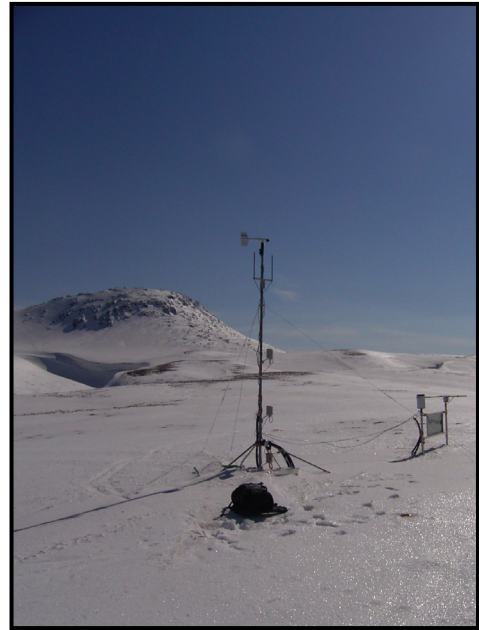


図 2 五色岳サイト。左手奥は白雲岳。

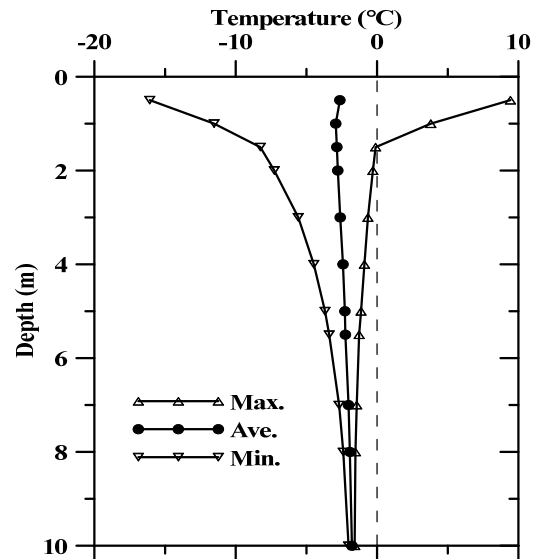


図 3 五色岳サイトにおける 2009 年 10 月 15 日から 2010 年 9 月 14 日までの 10 m 地温プロファイル (Max. : 最大値, Ave. : 平均値, Min. : 最小値)。

-2.93 °Cから-1.78 °Cまで一意的に上昇した。調査地の年平均気温が-4 °C前後であることを考えると、長期的にはこの場所での永久凍土が成長中である可能性がある。また、約8m深においては斜めに入った亀裂を透明な氷が埋めていた(図4)。こうした地下水を用いた地球化学的手法による山頂部の古環境復元が期待される。

また、8~10mの深い部分の地温プロファイルを外挿すると、永久凍土層は考えられていたよりもさらに深く30~40mとなる可能性が示された。近年の気候変動がこの山岳永久凍土の消長に与える影響が注目される。

② 5年の観測から示された地中環境の変化

Gサイトでは、2005年の秋以降5年間にわたり活動層厚が1.2~1.5mの変動幅を記録した(図5)。シベリアなどの永久凍土帯でシルト質土壌の場合の活動層厚変動幅に比べると0.2m程度大きな変動幅である。これは、本観測地の土壌が火山灰で構成され非常に透水性のよい活動層を形成しており、単純な熱伝導以外に融雪水や雨水の浸透による熱輸送によって活動層厚が影響を受けているためと考えられる。活動層厚が5年間で一意的な変化を見せず、変動したのに対して、永久凍土上層の温度は徐々に温暖化傾向を示した。これは冬期に4m深の地温が-3 °C以下となる期間が短くなっていることから明らかである(図5)。

Gサイトの他に3箇所にて1.6~3.5mまでの地温変化を観測し、永久凍土の存在を確認した。これまでの3~5年間の地温観測からは、季節的最大融解深が2010年に最大となり深部の永久凍土温度は昇温傾向を示した。この地温の短期的温暖化傾向は、4調査サイトで共通していた。

山地山頂部としてははじめて、土壌水分プロファイルの連続データも得られた。Gサイトにおける1.2m深までの土壌水分変化は、2005~2009年までは、地表面の融解が始まる5月から融解深が0.6m程度となる6月にかけて0.2~0.6mの表層部分が30%を超える高含水率で維持される傾向を示し、7月以降は融解深の増加に伴って高含水層が活動層深部へと移動した。7月以降においても降雨イベントのたびに地表層まで高含水層となり、降雨後2~3日で再び0.5mより浅い層が乾燥化することが観測された。2010年融解期の土壌水分プロファイルの変化は他の年と明らかに違い、融解期間を通じて1.2m深までの全層が35%から飽和状態に近い高含水率で推移した。2010年夏期は、北海道の山岳観測史上最高の気温と最大の降雨量を観測した。その結果、観測期間で最大の融解深を記録し、土壌水分が極めて高い状態に保たれたと考えられる。積算暖度は、2009年まで968~1121 degree-day°Cの値を示していたが、2010年の値は約30%も大きい1301 degree-day°Cであった。こうした大きな活動層の増加、土壌水分の変動やその周期が特異なものであるか否かを長期的に観測して判断する必要がある。



図4 五色サイト10mボアホール約8m深で採取された凍土コア。斜めに走る割れ目は透明の氷で充填されていた。

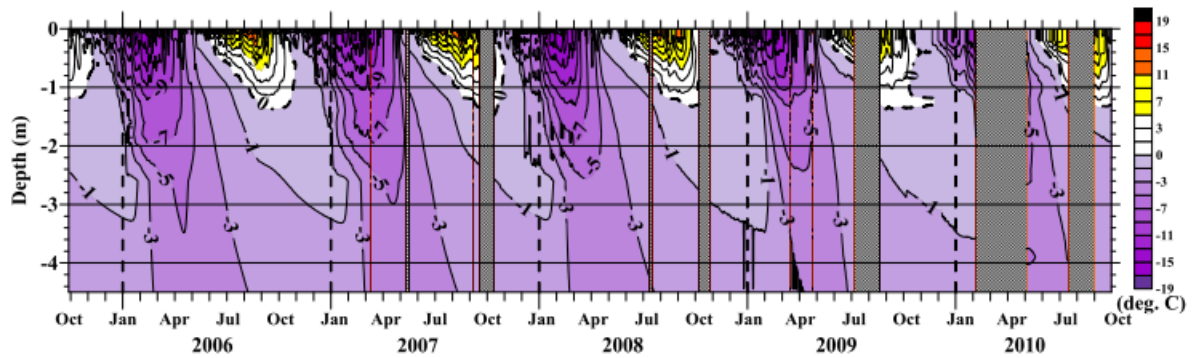


図5 五色岳サイトにおける4.5 m深までの地温プロファイル変化. 実線の等温線は2℃間隔, 破線の等温線は0℃を示す. 白色から暖色部は正の温度域, 寒色部は負の温度域である.

4. おわりに

本研究によって, 調査地の微気象的特徴は降水量が非常に大きく, 活動層厚の年々変動が激しいことを除いて北極域のツンドラに似た環境であることが示唆された. 気候変動の影響を受けやすい北極域のアナロジー観測サイトを国内に持つことの意義は大きい. この観測システムを維持し, 長期的に運用することによって生態学的研究の基礎データを提供するのみならず, 登山の安全や地球温暖化の監視塔として応用していきたい.

【参考・引用文献】

- 1) Sone, T., 1992: Permafrost environment of the daisetsu mountains, hokkaido, japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3**, 235-240.
- 2) Ishikawa, M. and Hirakawa, K., 2000: Mountain permafrost distribution based on bts measurements and dc resistivity soundings in the daisetsu mountains, hokkaido, japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, **11**, 2, 109-123.
- 3) Iwahana, G., Sawada, Y., Ishikawa, M., Katamura, F., Sone, T., Sueyoshi, T. and Harada, K., 2008: Micrometeorological measurements on mountain permafrost in the daisetsu mountains, hokkaido, japan. Ninth International Conference on Permafrost Conference, Location, Institute of Northern Engineering University of Alaska Fairbanks, 809-814.
- 4) 福田正己・木下誠一, 1974: 大雪山の永久凍土と気候環境 (大雪山の事例とシベリア・アラスカ・カナダとの比較を中心としての若干の考察). *第四紀研究*, **12**, 4, 192-203.
- 5) 高橋伸幸・曾根敏雄, 1988: 北海道中央高地, 大雪山平ヶ岳南方湿原のパーサ. *地理学評論*, **61** (A), 9, 665-684.
- 6) Fukuda, M. and Sone, T., 1992: Some characteristics of alpine permafrost, mt-daisetsu, central hokkaido, northern japan. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, **74**, 2-3, 159-167.

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2010 年度事業報告

1. 支部総会の開催

日 時：2010 年 4 月 23 日（金）15:10-15:40

場 所：札幌エルプラザ 大研修室（札幌市北区北 8 条西 3 丁目）

主要議題：(1) 2009 年度事業報告・収支決算
(2) 2010 年度事業計画案・収支予算案
(3) 2010 年度支部役員について

出席者：26 名

2. 春の講演会の開催

日 時：2010 年 4 月 23 日（金）13:30-15:00

場 所：札幌エルプラザ 大研修室（札幌市北区北 8 条西 3 丁目）

講 演：

「メタンハイドレートの生産手法開発」

（独）産業技術総合研究所

海老沼 孝郎 氏

「つつる路面と転倒事故をめぐる最近の話題」

（社）北海道開発技術センター

金田 安弘 氏

出席者：43 名

3. 理事会の開催

第 1 回理事会

日 時：2010 年 4 月 23 日（金）15:40-16:00

場 所：札幌エルプラザ 大研修室（札幌市北区北 8 条西 3 丁目）

主要議題：(1) 支部長の選出
(2) 役割分担の確認
(3) 評議員・顧問の選出

第 2 回理事会

日 時：2010 年 6 月 9 日（金）18:00-19:30

場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂

主要議題：(1) 2010 年度地域講演会
(2) 本部総会・理事会報告
(3) 支部運営について

第 3 回理事会

日 時：2010 年 12 月 10 日（金）15:45-21:00

場 所：教育文化会館（札幌市中央区北 1 条西 13 丁目）

主要議題：(1) 2010 年度の事業報告と決算報告
(2) 2011 年度の事業計画
(3) ML の整備作業

第 4 回理事会

日 時：2011 年 1 月 28 日（金）14:00-18:00

場 所：北海道開発技術センター（札幌市中央区南 1 条東 2 丁目）

主要議題：(1) 2010 年度の事業報告と決算報告
(2) 2011 年度の事業計画と予算計画
(3) 2011 年度の役員体制

第 5 回理事会

日 時：2011 年 4 月 15 日（金）15:00-18:00

場 所：北海道開発技術センター（札幌市中央区南 1 条東 2 丁目）

主要議題：(1) 2011 年度の総会、第一回理事会、評議員会

(2) 支部表彰

(3) 2011 年度の研究発表会

4. 顧問・評議員会の開催

日 時：2010 年 4 月 23 日（金）16:00-16:15

場 所：札幌エルプラザ 大研修室（札幌市北区北 8 条西 3 丁目）

主要議題：(1) 支部活動への提言

5. 研究発表会の開催

日 時：2010 年 6 月 9 日（水）10:00-17:30

場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂

口頭発表：22 件

参加者：106 名

6. 機関誌「北海道の雪氷」29 号の刊行

発行日：2010 年 9 月 1 日（水）

収録論文数：22 件

7. 社会貢献事業

雪氷災害調査チームの活動

・2010 年 1 月 17 日北海道石狩地方の局地的大雪に関する調査報告書発行（2010 年 9 月）

・2010 年 12 月 1 日（水）-2 日（木）立山国見岳および室堂周辺雪崩調査

・2011 年 1 月 3 日（月）北海道ニセコ連峰における雪崩調査

雪氷楽会（ふゆトピア・フェア会場にて）

主催：日本雪氷学会北海道支部、北大 IFES-GCOE 環境教育研究交流推進室、
北海道開発技術センター

後援：ウィンターライフ推進協議会

開催時期：2011 年 1 月 21（金）-22 日（土）

開催場所：札幌コンベンションセンター

8. ニュースレターの刊行

No. 36：北海道支部 2010 年度研究発表会のお知らせ/ 1. 17 石狩中部局地豪雪調査チーム
の発足/雪氷研究大会（2010・仙台）のお知らせ/北海道支部 2010 年度役員
<2010 年 5 月 28 日発行>

No. 37：北海道支部地域講演会のお知らせ/ 2011 年度支部研究発表会の事前案内/社会貢
献事業（雪氷楽会）の案内/雪氷災害調査チームの活動報告/支部 ML 登録の願
い/支部 50 周年記念誌に関して
<2011 年 1 月 7 日発行>

No. 38：北海道支部研究発表会のお知らせ/ 北海道支部表彰規定の新設/「北海道雪氷賞」
ネーミング募集/2011 年度北海道支部総会・理事会・評議員会のお知らせ/雪氷関
連学位論文調査のお願い
<2011 年 3 月 10 日発行>

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

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：陸別町しばれ技術開発研究所、南極OB会北海道支部

後援：陸別町

開催時期：2011年2月5日（土）

開催場所：りくべつ宇宙地球科学館（銀河の森天文台）ホール

参加者：約150名

11. 雪氷関連行事の共催・後援（研究成果普及事業）

【共催】

- ・第1回山岳館講演会

「南極観測を支えたスピリット「探検から研究へ」北大山岳館でそのルーツに出会う」

主催：北海道大学山岳館

開催時期：2010年5月15日（土）

開催場所：北海道大学山岳館

- ・第2回山岳館講演会「山岳気象と遭難 事例の検証から実践へ」

主催：北海道大学山岳館

開催時期：2010年11月20日（土）

開催場所：北海道大学山岳館

【後援】

- ・「科学探検ひろば2011」

主催：旭川市科学館サイパル

開催時期：2011年1月8日（土）-9日（日）

開催場所：旭川市科学館

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2011 年度事業計画 (案)

1. 支部総会の開催
日 時：2011 年 5 月 15 日 (日) 10:00~10:30
場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
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

2. 研究発表会の開催
期 日：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

3. 機関誌「北海道の雪氷」30 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。
・投稿料を、学生 2,000 円、会員 3,000 円、非会員 5,000 円に改訂する。

4. ニュースレターの刊行 (2~3 回)
・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。

5. 地域講演会の開催
時 期：11~12 月頃
場 所：検討中
概 要：検討中

6. 理事会の開催
第 1 回理事会
日 時：2011 年 5 月 15 日 (日) 10:30~11:30
場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
主要議題：(1) 役割分担の確認
(2) 評議員・顧問の選出

上記を含み年 3~4 回開催する。

7. 評議員会の開催
日 時：2011 年 5 月 15 日 (日) 11:30~12:00
場 所：北海道大学 学術交流会館 小講堂
主要議題：(1) 支部活動への提言

8. 支部ホームページの運営

- ・雪氷関連情報の提供
- ・会員向け情報の掲載
- ・既存ホームページ項目、およびコラムやエッセイ等の充実
- ・雪氷災害調査チームの活動報告
- ・支部活動成果の紹介：雪氷教育レシポ（50周年記念誌掲載）、支部関連雪氷イベントのポスター、リーフレットなど

会員向け情報（総会や講演会、研究発表会など）を支部ホームページに掲載する毎に、メーリングリスト（hokkaido@seppyo.org）を使って会員にその旨通知するサービスを継続する。

9. 社会貢献事業

9-1 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。
- ・雪崩事故防止研究会講演会に共催事業として参加する。

9-2 雪氷楽会（教育普及事業）

- ・サイエンスパークへの参加（8月頃： サッポロファクトリー）

10. 雪氷関連行事の共催・後援（研究成果普及事業）

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

10-1 共催

- ・雪崩事故防止研究会講演会

10-2 後援

- ・未定

11. 北海道雪氷賞（支部表彰）の新設

- ・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」での投稿論文または貢献者に対して表彰を行う。
- ・今年度は、2010年度に「北海道の雪氷」で投稿された論文を対象とする。
- ・表彰選考委員会、選考基準、受賞者の決定、授章は、支部表彰規程にしたがう。

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2010年度収支報告

(2010年4月1日～2011年度3月31日)

		2010年度予算 (A)	2010年度 決算 (B)	差額 (B)-(A)
収入		1,092,496	1,843,140	750,644
会費収入	支部会員費	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			
	支部機関誌	150,000	208,240	58,240
	北海道支部記念誌	0	46,414	46,414
内部移管	支部交付金	260,000	260,000	0
資産勘定(基金)からの繰入		650,000	650,000	0
寄附金収入	雪氷災害調査寄附金(ほくやく250,000, とっぴい250,000)	0	500,000	500,000
	寄附金(奥弘治様より支部運営活動費として)		20,000	20,000
雑収入	受取利息	100	34	-66
前期繰越金	現金109,643, 北洋 48,809(2010/3/31)	32,396	158,452	126,056

		2010年度予算 (A)	2010年度 決算 (B)	差額 (A)-(B)
支出		1,190,000	1,269,694	-79,694
事業費		事業費計 1,090,000	694,048	395,952
1調査・研究	調査 雪氷災害調査	470,000	355,750	114,250
2研究会研修会	研究発表会 北海道支部研究発表会	50,000	51,900	-1,900
	研修会等 北海道支部講演会	200,000	168,798	31,202
	普及・啓発	0	0	0
	褒賞	0	0	0
3出版事業	支部等機関誌 北海道支部機関誌	140,000	117,600	22,400
	その他出版物 薄片写真資料出版	230,000	0	230,000
管理費		管理費計 100,000	74,559	25,441
	事務局費	50,000	32,336	17,664
	会議費	50,000	37,254	12,746
	支払手数料	0	0	0
	役員選挙費	0	0	0
	雑費			
	残高証明発行手数料	0	525	-525
	未収金放棄損	0	3,684	-3,684
	雑損	0	760	-760
	資産勘定(基金)への繰入れ	0	501,087	-501,087
収支差額		-97,504	573,446	-670,950

(社) 日本雪氷学会北海道支部 2011年度予算(案)

(2011年4月1日～2012年度3月31日)

2011年度 収支予算書				2011年度予算 (A)	2010年度予算 (B)	増減 (A)-(B)
収入				1,569,633	1,092,496	477,137
会費収入	支部会員費		0	0	0	0
事業収入	研究発表会収入		0	0	0	0
	研修会講演会等収入		0	0	0	0
	出版収入		240,000	150,000	90,000	90,000
内部移管	支部交付金		255,000	260,000	-5,000	-5,000
資産勘定(基金)からの繰入	北海道		501,087	650,000	-148,913	-148,913
雑収入	受取利息		100	100	0	0
	寄附金(雪氷災害調査チーム)			0	0	0
前期繰越金			573,446	32,396	541,050	541,050
支出				1,571,087	1,190,000	381,087
事業費			事業費計	1,431,087	1,090,000	341,087
1調査・研究	調査	雪氷災害調査		621,087	470,000	151,087
2研究会研修会	研究発表会	北海道支部研究発表会		180,000	50,000	130,000
	研修会等	北海道支部講演会		200,000	200,000	0
	普及・啓発			50,000	0	50,000
	褒賞			0	0	0
3出版事業	支部等機関誌	北海道支部機関誌		150,000	140,000	10,000
	その他出版物	薄片写真資料出版		230,000	230,000	0
管理費			管理費計	140,000	100,000	40,000
	事務局費			90,000	50,000	40,000
	会議費			50,000	50,000	0
	支払手数料				0	0
	役員選挙費				0	0
	雑費				0	0
収支差額				-1,454	-97,504	96,050

2011年度 事業計画					【参考】2010年度 事業計画	
支部	分類	事業分類	事業小分類	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の開催	研究発表会の開催(札幌市)	
			研修会等	北海道雪氷賞(支部表彰) ※新設 講演会の開催(札幌市) 地域講演会の開催	春の講演会の開催(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(雪氷楽会)の実施	支部ホームページの運営 研究成果普及事業	
			褒賞			
		3出版事業	支部等機関誌	機関誌「北海道の雪氷」30号の刊行 ニュースレターの刊行(2~3回)	機関誌「北海道の雪氷」29号の刊行 ニュースレターの刊行(2~3回)	
			その他出版物	薄片写真等の雪氷関連資料の作成	薄片写真資料の出版	
		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	支部総会の開催(札幌市) 理事会等会議の開催

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
2009年度	取崩し額(-) 09年4月	1 調査・研究	200,000	690,000	→	取崩し後残高	1	0	0
		2 研究会研修会	150,000				2	0	
		3 出版事業	340,000				3	0	
	繰入れ額(+) 10年3月	1 調査・研究	450,000	650,000	→	繰入れ後残高	1	450,000	650,000
		2 研究会研修会	20,000				2	20,000	
		3 出版事業	180,000				3	180,000	
2010年度	取崩し額(-) 10年4月	1 調査・研究	450,000	650,000	→	取崩し後残高	1	0	0
		2 研究会研修会	20,000				2	0	
		3 出版事業	180,000				3	0	
	繰入れ額(+) 11年3月	1 調査・研究	121,087	501,087	→	繰入れ後残高	1	121,087	501,087
		2 研究会研修会	200,000				2	200,000	
		3 出版事業	180,000				3	180,000	
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	

(社) 日本雪氷学会北海道支部役員名簿

(2011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 (事務局)	金田 安弘	(社)北海道開発技術センター
理事 (事務局)	白岩 孝行	北海道大学低温科学研究所
理事 (事務局)	原田 裕介	(独)土木研究所 寒地土木研究所
理事 (事務局)	高橋 尚人	(独)土木研究所 寒地土木研究所
理事 (事務局)	丹治 和博	一般財団法人 日本気象協会
理事 (事務局)	小松 麻美	一般財団法人 日本気象協会
理事 (広報)	澤柿 教伸	北海道大学大学院地球環境科学研究院
理事 (広報)	久保 雅弘	北海道電力株式会社総合研究所
理事 (事業)	舘山 一孝	北見工業大学社会環境工学科
理事 (事業)	岩花 剛	北海道大学大学院地球環境科学研究院
理事 (事業)	深見 浩司	(地独)北海道立総合研究機構 環境・地質研究本部 地質研究所
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)	亀田 貴雄	北見工業大学社会環境工学科
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)	中村 一樹	北海道大学大学院地球環境科学研究院
理事 (本部渉外)	苔米地 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	土木研究所寒地土木研究所
評議員	安達 亮介	北海道総合政策部地域づくり支援局
評議員	油川 英明	元北海道教育大学
評議員	石本 敬志	一般財団法人 日本気象協会
評議員	兒玉 裕二	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	(社)北海道開発技術センター
評議員	鈴木 勝美	(財)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	藪 正樹	北海道電力(株)土木部
評議員	山田 知充	NPO法人雪氷ネットワーク
評議員	吉田 隆	札幌管区気象台技術部

職 名	氏 名	所 属
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	総務
	白岩 孝行	総務
	原田 裕介	庶務
	高橋 尚人	庶務
	丹治 和博	会計
	小松 麻美	会計
広報	澤柿 教伸	HP・ML管理
	久保 雅弘	ニュースレター
事業	舘山 一孝	機関誌担当
	岩花 剛	事業 (HP・ML管理)
	深見 浩司	事業 (研究発表会)
	伊東 敏幸	事業 (研究発表会)
	亀田 貴雄	事業 (HPチェック)
高橋 章弘	事業 (地域講演会)	
社会貢献	山野井克己	社会貢献 (雪氷災害調査チーム)
	中村 一樹	社会貢献 (HP企画・充実)
本部渉外	苔米地 司	本部渉外
	古川 義純	本部渉外

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、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.30

ISSN-1340-7368

2011年9月26日発行

発行 (社)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