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 28 号

2009 年 9 月

発行　（社）日本雪氷学会北海道支部

目次

巻頭言 ····· 1
2009 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文····· 2
(社)日本雪氷学会北海道支部 2008 年度事業報告 ····· 113
(社)日本雪氷学会北海道支部 2009 年度事業計画 ····· 117
2008 年度収支決算及び 2009 年度収支予算····· 119
(社)日本雪氷学会北海道支部役員名簿 ····· 120
社団法人日本雪氷学会北海道支部規程 ····· 122

表紙

画　：斎藤新一郎
題字：福沢卓也

巻　頭　言

理事　松澤　勝
（（独）土木研究所 寒地土木研究所）

今年から，北海道支部の役員体制が変わり，従来の幹事を廃止し，理事自らが支部の活動を行うようになりました．これに合わせて，幹事長のポストが無くなり，総務担当主任の理事が従来の幹事長に相当する役割を担うことになりました．ところで，今まで巻頭言は，主に，支部長と幹事長の持ち回りで寄稿しておりましたが，このような理由で今回，僭越ながら総務担当主任の理事である私が巻頭言を記すこととなりました．

さて，今年度は 27 件の発表がありました．昨年度とほぼ同数で，北海道で活発に雪氷研究が行われている様でうれしい限りです．但し，発表者の所属機関を見ると，寒地土木研究所と北見工業大学で，発表件数全体の半数を占めており，他の機関からの発表も今後，期待するところです．

ところで，一昨年度から「北海道の雪氷」も電子版となり，希望者のみ冊子を販売する形を取っています．そのため，あまり目に触れなくなったかもしれませんが，今年度も，「北海道の雪氷」の表紙を飾るのは，故福沢卓也会員の題字と斉藤新一郎会員の版画です．斉藤新一郎会員は，毎年，北海道支部研究発表会で発表されているので，皆さん，よくご存じでしょうが，福沢卓也会員のことを知らない方もいらっしゃると思います．福沢卓也会員は，平成 3 年に，北海道大学大学院理学研究科修士課程を修了し，北海道大学低温科学研究所の助手に採用されました．彼は有能かつタフな男で，弱層の形成メカニズム，特に，積雪表面直下にできる，しもざらめ雪の研究を行っていました．私は彼と同期で，２つ隣の実験室にいましたが，彼の卓越した研究への見通しや取り組み，実験のアイデア，また，フィールド調査での統率力，手際の良さ，どれを取っても優れたものを持っており，雪氷研究のために生まれてきたような男でした．将来を期待された雪崩研究のホープでしたが，悲しいことに，1994 年に，海外登山中にそのまま行方不明になってしまいました．雪崩に巻き込まれたと言われています．彼が生きていれば，北海道支部の中心メンバーで活躍していたかもしれないと思うと残念でなりません．

とりとめのない話になりましたが，研究会の会場で高橋修平先生がおっしゃっていたように「継続は力なり」です．福沢君が記した「北海道の雪氷」が，今後も継続して発刊できるよう，雪氷学の研究を盛り上げていきたいと考えています．

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

2009 年度日本雪氷学会北海道支部研究発表会発表論文　目次

日時：2009 年 6 月 23 日 9：25～18：05
場所：北海道大学　学術交流会館　第一会議室

1.　2008 年 2 月長沼吹雪災害から学ぶ ---------- 5
丹治和博（(財)日本気象協会 北海道支社),
竹内政夫（NPO 法人雪氷ネットワーク)
2.　吹き止め柵に発生する吹きだまりの風洞実験による再現性について ---------- 9
山崎貴志, 牧野正敏, 高松　茂, 伊東靖彦, 山田　毅
((独)土木研究所 寒地土木研究所)
3.　屋根の雪庇を防止する格子フェンスの効果（2008-2009 年冬期） ---------- 13
川村文芳（(社)北海道開発技術センター),
竹内政夫（NPO 法人雪氷ネットワーク)
4.　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 -------- 17
武知洋太, 松澤　勝, 中村　浩（(独)土木研究所 寒地土木研究所)
5.　寒さの害の一形態としての針葉樹類の幹の日焼け・樹皮剥がれについて ---- 21
斎藤新一郎（(社)北海道開発技術センター)
6.　一般国道 12 号岩見沢市岡山地区における道路防雪林の植栽経過、 ------- 25
現況および向後の対策について
阿部正明（(社)北海道開発技術センター),
岸梅有祐（札幌開発建設部岩見沢道路事務所),
斎藤新一郎（(社)北海道開発技術センター)
7.　すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩（スラフ） ---------- 29
竹内政夫（NPO 法人雪氷ネットワーク)
8.　すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩を分ける安息角 ---------- 33
成田英器, 竹内政夫（NPO 法人雪氷ネットワーク)
9.　2009 年 3 月羊蹄山雪崩積雪調査について ---------- 37
～積雪観測結果と気象からの考察～
中村一樹, 中林宏典（(財)日本気象協会北海道支社),
秋田谷英次（NPO 法人雪氷ネットワーク・北の生活館)
10.　2009 年 2 月にニトヌプリで発生した雪崩の調査報告 ---------- 41
山野井克己（森林総合研究所北海道支所),
杉山　慎（北海道大学低温科学研究所),
大西人史, 高橋学察（雪崩事故防止研究会),
中村一樹（(財)日本気象協会北海道支社)
11.　樹冠による降雪遮断量の評価 ---------- 45
久野友靖（北海道大学環境科学院),
兒玉裕二, 中井太郎, 石川信敬（北海道大学低温科学研究所)

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

12.　地中レーダー（GPR）による知床峠の積雪観測(2009 年) ---------- 49
　　木下陽介, 高橋修平（北見工業大学),
　　浜名裕司（石川島建材工業）
13.　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 ---------- 53
　　久保雅弘, 藤井敬太郎（北海道電力(株)),
　　高橋忠大（(株)ジェイ･パワーシステムズ）
14.　大雪山「雪壁雪渓」の年々変動---------- 57
　　高橋修平, 亀田貴雄, 榎本浩之（北見工業大学）
15.　ガスハイドレート生成時のゲストガス同位体分別 ---------- 61
　～バイカル湖の天然ガスハイドレートの例～
　　八久保晶弘, 小関貴弘, 中畑良紹, 坂上寛敏, 南尚　嗣, 庄子　仁
　　(北見工業大学),
　　O.Khlystov（Limnological Institute,　SB RAS）
16.　冬季の公園における雪上活動の呼吸循環応答 ---------- 65
　　須田　力（北方圏体育･スポーツ研究会),
　　愛甲哲也（北海道大学大学院農学研究院),
　　中村佳子（公園ねっとわーく),
　　大友雅子（札幌市環境局みどりの推進部）
17.　2008 年アラスカ･オーロラピークにおける氷河流動測定･氷厚探査 ---------- 69
　　福田武博　(北海道大学環境科学院),
　　杉山　慎　(北海道大学低温科学研究所),
　　白岩孝行　(総合地球環境学研究所),
　　的場澄人　(北海道大学低温科学研究所）
18.　マッコール氷河における降雪及び融解、再凍結の考察 ---------- 73
　　日下　稜, 高橋修平（北見工業大学）
19.　知床半島ウトロを中心としたオホーツク海南西部の海氷勢力と ---------- 77
　沿岸の気象条件
　　小杉知史, 高橋修平, 堀　彰（北見工業大学）
20.　ベーンの回転速度と剪断強度およびプッシュゲージの直径と ---------- 81
　硬度との関係
　　横山博之, 松澤 勝, 松下拓樹, 布施浩司, 坂瀬 修, 吾田洋一
　　((独) 土木研究所　寒地土木研究所）
21.　あられを含む積雪の剪断強度の時間変化について ---------- 85
　　松下拓樹, 松澤 勝（((独) 土木研究所　寒地土木研究所）
22.　光学センサーを用いた路面凍結検知計開発の研究 ---------- 89
　　Nuerasimuguli Alimasi , 高橋修平（北見工業大学）
23.　精糖残渣（ライムケーキ）を活用した凍結路面対策に関する研究 ---------- 93
　　高橋尚人, 徳永ロベルト（((独) 土木研究所　寒地土木研究所),
　　舟橋　誠（国土交通省北海道開発局),
　　河端淳一（NPO 法人北海道産業技術支援協会）

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

24.　路面のすべり抵抗値を用いた冬期道路の性能評価手法の開発について ---- 97
　　徳永ロベルト, 高橋尚人, 浅野基樹
　　((独) 土木研究所　寒地土木研究所)
25.　凍結防止剤の事前散布効果に関する基礎的考察 ---------- 101
　　宮本修司, 熊谷卓士, 徳永ロベルト, 高橋尚人
　　((独) 土木研究所　寒地土木研究所)
26.　気候変動と冬期道路管理 ---------- 105
　　石本敬志, 松岡直基　((財) 日本気象協会　北海道支社)
27.　道路法面の小段が持つ全層雪崩抑止効果の評価モデル ---------- 109
　　松澤 勝, 横山博之, 松下拓樹, 坂瀬 修
　　((独) 土木研究所　寒地土木研究所)

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

2008年2月長沼吹雪災害から学ぶ

丹治和博（(財）日本気象協会 北海道支社），竹内政夫（NPO法人雪氷ネットワーク）

1．はじめに

2008年2月23日～24日に北海道の南を発達した低気圧が通過し，道央地方を中心に激しい暴風雪に見舞われ，各地で交通機関に大きな影響をもたらした．その中でも、国道 274 号長沼町付近では吹雪による吹きだまりや視界不良のため、一晩にわたって多数の車両が道路上で立ち往生する吹雪災害が発生した．この吹雪災害では爆弾低気圧という気象の特異性や道路吹雪対策施設の整備状況といった側面だけではなく，吹雪の中を走行するドライバーの準備や行動としての側面も大きく関係していると考えられる。日本雪氷学会北海道支部では吹雪災害の教訓を活かすことを目的に，吹雪災害の当事者と一般市民との公開シンポジウム「あなた自身を守る、吹雪からのサバイバル」を開催した．ここでは、その長沼吹雪災害の実態や課題について報告する。

2．2008年2月長沼吹雪災害の概要

2月23日に日本海の低気圧が急速に発達しながらゆっくり津軽海峡を通過し，21時には下北半島付近に達した．中心気圧は 24 時間で 28hPa 低下し 980hPa となり，稀に見る急速な発達となった．そのため、低気圧周辺での等圧線の間隔が密となり（図-1），強風を伴う激しい吹雪となった．

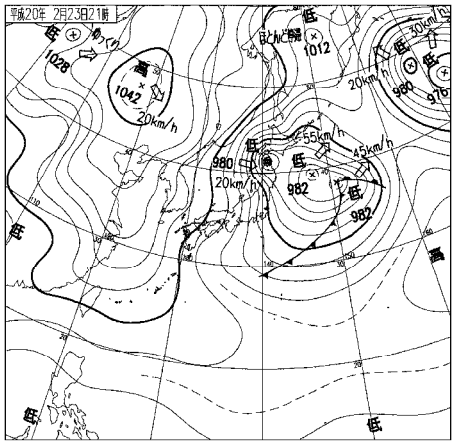


図-1　地上天気図
（2009年2月23日21時）

長沼アメダスの気象経過と国道 274 号長沼吹雪災害の経緯を図-2に示す．長沼アメダスでは低気圧が津軽海峡を通過するにつれて風速が急速に強まり，23日21時～翌朝9時にかけて風速 10m/s 以上の北寄りの強風が継続した．このときの推定吹雪量[1)]は24日明け方にピークがあり，23～24日の夜間は激しい吹雪に見舞われていたといえる．

この吹雪によって，道央自動車道は 16 時頃に通行止めとなり，国道 274 号では 18 時頃から渋滞やノロノロ運転が発生，21 時頃には立ち往生する車両が見られ始めた．24 日 2～17 時まで国道 274 号は通行止めとなったが，吹雪による吹きだまりのため国道上数か所に合わせて 140 台の車両が閉じ込められることとなった．

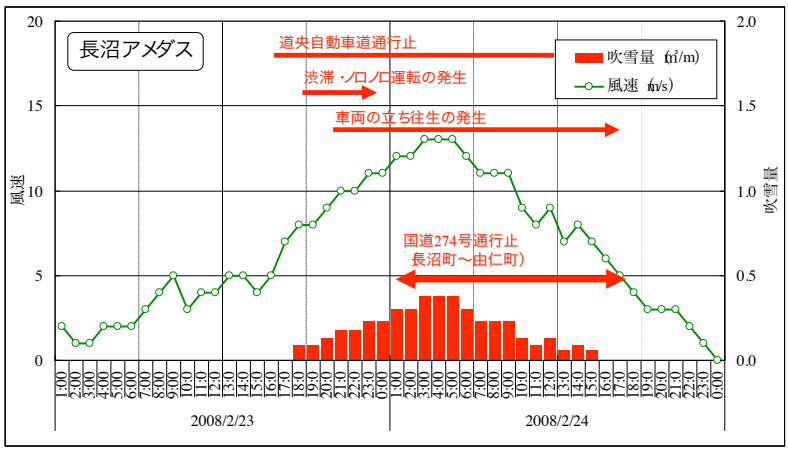


図-2　長沼アメダスの気象経過と吹雪災害の経緯

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

３．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」

この長沼吹雪災害を踏まえて，実際の吹雪に巻き込まれたドライバーや関係者の経験談を一般ドライバーと共有し，「吹雪に巻き込まれないためのノウハウ」についての知識や自助意識の啓蒙をはかることを目的に公開シンポジウムとして 2008 年 11 月 27 日に開催した（表- 1、写真- 1）．

表- 1　開催概要

名称	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」
主催	日本雪氷学会北海道支部
開催日時	2008 年 11 月 27 日 18:00～19:30
開催場所	紀伊國屋書店 1F インナーガーデン （札幌市中央区北 5 西 5 丁目 sapporo55 ビル）
内容	第 1 部）国道 274 号長沼吹雪災害での経験談 第 2 部）道路上での吹雪現象の解説 第 3 部）吹雪災害に巻き込まれないためのノウハウを考える
参加者数	189 名（配布資料数による概数）

写真- 1　開催風景

全体を 3 部構成とし、ここで報告する第 1 部では，実際に長沼吹雪災害に巻き込まれたドライバーの経験談（永田泰浩氏），吹雪災害時の救助活動（南空知消防組合長沼支署，大塚貴久氏），道路管理の実状（千歳道路事務所元所長，澤田順一氏）等について広く参加者に知ってもらうことを意図した．これにより，道路吹雪災害の実態や課題が浮き彫りになったと考えている．

２．2008 年２月長沼吹雪災害の実状と課題

（１）吹雪に巻き込まれた道路利用者の実状

吹雪の中を走行したドライバーがまず指摘したのは，前方に停止している車両があると視程障害のためにその前方や対向車の有無が分からないため，立ち往生した車両に連なってしてしまう恐れがあることである．国道 274 号では何箇所かで車が数珠繋ぎとなって立ち往生していたことからも，そうした実状が理解できる。

吹雪の中で立ち往生したドライバーが強く不安に感じていたのは次の３点である．

・連絡先が分からない
・自分の場所が正しく伝えられない
・必要な情報が得られない

吹雪災害時の連絡先については，道路管理者は道路緊急ダイヤル（＃9910）を国道沿いの標識等でドライバーに案内しているが，道道や市町村道では同様の標識が設けられていないことに加え，道路緊急ダイヤルのドライバー認知が十分に進んでいないことが課題として挙げられる．自分の場所については，猛吹雪によって目印となる周囲の建物等が確認できない状況にあるが，カーナビ装着車が多い昨今を踏まえ画面上の表示地名を手がかりにする工夫もできる．また，吹雪災害の中でドライバーの主たる情報入手手段はカーラジオとなるものの，日常の番組放送が続くのみであり必要な情報が全く得られなかったことを指摘している．吹雪災害に限らず被災者が情報から

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

孤立すること点はよく耳にするが，吹雪時の道路で何が必要かを含めて情報の発信は道路管理者やマスメディアなど各方面で要望される大きな課題といえる．

次に、国道 274 号で立ち往生した車両の様子から，特徴的な点を以下に列記する．

・ドライバーや同乗者の中には防寒服を持たない軽装者が決して少なくない
・高齢者や乳幼児がいると暖房のためエンジンの停止ができない
・猛吹雪のため徒歩による民家などへの避難を嫌い，車内で過ごす人が多い

被災者に軽装者が多かったのは，土曜日夕刻であることから吹雪時の運転に慣れていないドライバーが多かったと思われることや，昨今の暖冬傾向や車両性能の向上によるドライバーの油断が影響しているものと考えられる。また，乳幼児や高齢者が含まれているためにエンジンを停止したり，猛吹雪の中を民家等に避難したりすることができない点は，道路利用者の多様化が進んだことで教科書通りの対応策が困難となっている現状を示している．実際に，体調不良を訴える人も多い状況にあった．

一方，カーテレビや携帯電話の普及が進んだことで，車内では娯楽番組を見ながら過ごし，家族への連絡を密に取っていたようであった．実際，家族や知人に関して道路管理者への安否確認の問い合わせは全くなかった．

（2）救助活動の実際と課題

長沼吹雪災害では，南空知消防組合長沼支署が受信した電話は合計 37 件あった．内訳は救急が 16 件、問い合わせが 25 件で，その時間推移を図-3に示す．消防への電話件数は吹雪が本格化した 23 日夜から多くなり，翌 24 日の夕方まで断続的に続いた．

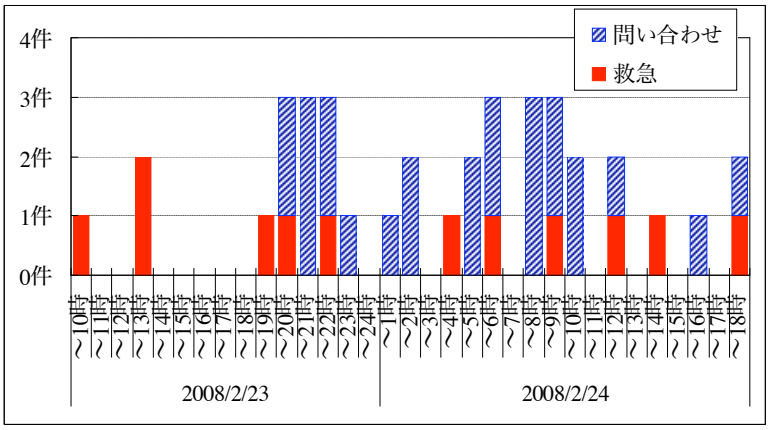


図-3　消防への電話件数の推移（長沼支署）

このうち、24 日 11 時 32 分には国道 274 号で立ち往生した車両から脱水症状を訴える救助要請があり，長沼町では町の除雪車を先導させて救助活動を行なった（表-2）．この救助活動では，他の立ち往生車両のために救助要請車両に近づけないほか，病院までの経路上での遠回りを強いられることや，搬送路内への他の車両の進入を防ぐための交通規制等の課題が指摘された．

表-2　救助事例の概要

発生日時	2008 年 2 月 24 日（日曜日）
発生場所	長沼町東 6 線南 6 号（国道 274 号）
救助要請の概要	立ち往生車両より脱水で動けないとの救助要請
救助活動	11 時 32 分　消防覚知（消防隊、除雪車出動） 12 時 12 分　現場到着（通常約 7 分で到着） ・R274 上の要請車両まで近づけず約 100m で停止 ・要請者は 23 日、18 時 30 分頃から車内 12 時 37 分　搬送開始　1 名（除雪車先導） ・立ち往生車、多数のため遠回りの路線で搬送 ・除雪した路線に他の車両が進入しないよう交通規制 13 時 00 分　長沼町医療機関到着（通常約 5 分で到着） ＊病院に搬送された人は幸い軽症であった

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

（3）道路利用者の意識と課題

公開シンポジウムでは，参加者に対して道路吹雪に備えた準備や心構えに関してのアンケートを実施した．その結果を図-4 に示す．アンケートの結果，普段から天気予報を確認したり，天候が悪いときには運転を控えたりする人は多いものの，防寒服等の準備や運転中の吹雪で引き返す判断をするドライバーの割合は比較的少ない．しかし，参加後にはこうした準備や判断を心がけるとするドライバーは増加している．このことは，吹雪に備えたドライブ知識を啓蒙することで，ドライバー意識が向上する可能性を示している．

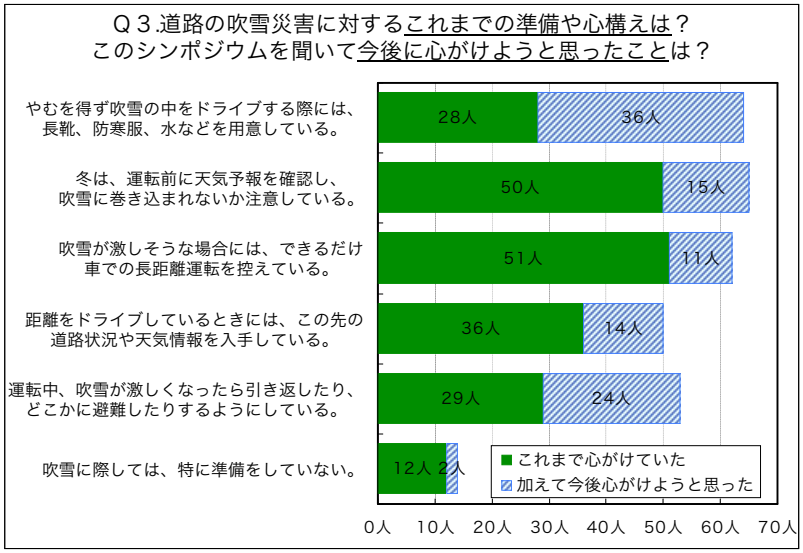


図-4　吹雪に対する道路利用者の意識

3．まとめ

表-3 は吹雪によって多数の車両が立ち往生した事例を北海道新聞記事データベースから検索した結果である。21 冬期で少なくとも 9 事例の吹雪により国道 12 箇所で吹雪による立ち往生が発生している．

表-3　吹雪による多数の車両の立ち往生事例

年月日	路線名	地点	立ち往生した車両数
1990/3/13	国道39号	端野町	49台
1991/2/16	国道336号	えりも町追分峠、広尾町広尾～庶野間	約27台
1995/2/18	国道391号、243号、道道	標茶町磯分内	27台以上
2001/2/2	国道40号、323号	天塩町円山、幌延町下沼、遠別町富士見	116台
2002/2/17	国道243号	弟子屈町仁多～標茶町萩野	5台
2005/1/30	国道231号、451号	浜益村	合計30台以上
2008/2/23	国道274号、道道10箇所	長沼	約140台
2008/4/1	国道272号	標茶町	約70台
2009/2/21	国道39号	端野町	数十台

北海道新聞（1988～2008 年度）から，吹雪，立ち往生，国道で検索

近年、道路吹雪対策施設の整備が進み冬期道路管理も向上している一方で，吹雪によって多くの車両が立ち往生する事例は決して少なくない．その原因には爆弾低気圧に代表される異常気象の頻発といった側面に限らず，ドライバーの吹雪に対する意識の変化も大きい。特に近年では日常の道路管理や車両性能の向上に加えて、温暖な冬が続くことがドライバーの油断を招いている可能性がある．

また，長沼吹雪災害では道路利用者が情報から孤立するほか，高齢者や乳幼児が含まれるために，猛吹雪の中での民家への避難が困難であること，一酸化炭素中毒を防ぐのに必要とは知っていてもこまめなエンジン停止が難しいという側面もあるが，携帯電話やカーナビの長所や課題も見られた．こうした知見を一般ドライバーに啓蒙普及することは，行政機関だけではなく雪氷専門家の役割ともいえる．

最後に公開シンポジウム「あなた自身を守る、吹雪からのサバイバル」において貴重な体験を提供いただいた澤田順一氏、大塚貴久氏、永田泰浩氏に感謝の意を表する。

【参考文献】

1) 日本雪氷学会編，1991：雪氷調査法，17-19.
2) 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，第 27 号，95-98.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

吹き止め柵に発生する吹きだまりの風洞実験による再現性について

山﨑貴志，牧野正敏，高松 茂，伊東靖彦，山田 毅（(独）土木研究所寒地土木研究所）

１．はじめに

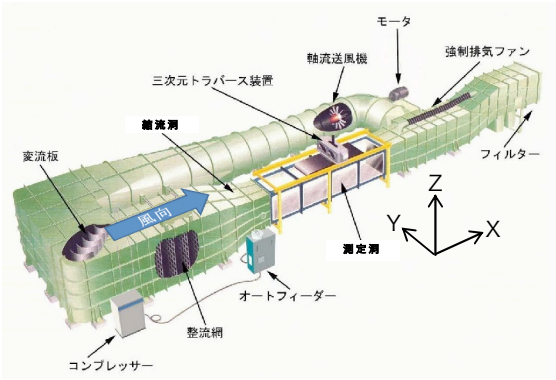
現在，道路の吹雪対策には多くの種類の防雪柵が用いられている．しかし，これら防雪柵の防雪効果について，同一条件下での性能評価はされていないため各種防雪柵の性能を相互に比較することは難しい．また，防雪柵など防雪対策施設の性能評価を行うためには実フィールドにおける評価が理想であるが，計測期間が長期に及ぶことや実験条件を統一しなければならないことから実フィールドだけでの評価は困難な状況である．

そこで本検討では，風洞実験による防雪対策施設の性能評価に資するため，吹き止め式防雪柵周辺に発生する吹きだまり形状について，現地観測結果と比較することにより，活性白土を用いた風洞実験の実験条件を検討した．

２．風洞実験装置

２．１．概要

本検討に使用した風洞実験装置（以下，本装置という）の概要を図－１に示す．本装置は，全長（回流部）21.3m，測定洞断面 1.2m×1.2m，測定洞長さ 6.0mで，活性白土を模型雪として使用する．

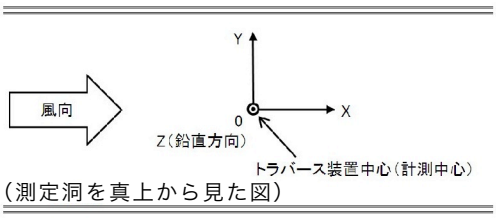


図－１　風洞実験装置の概要

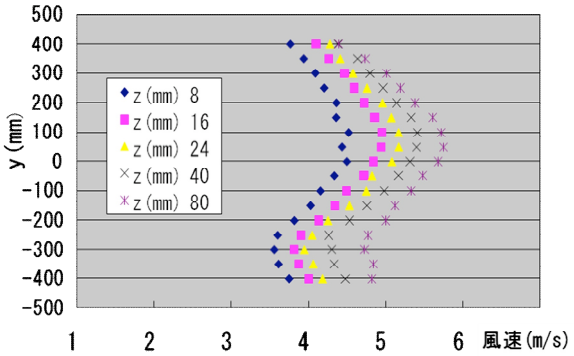
２．２．調整前の風速分布状況

吹きだまり実験を行うにあたり，本装置の風速分布の確認及び調整を行った．

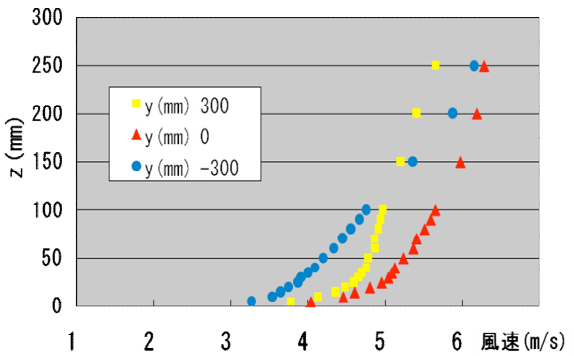
本装置の調整前における測定洞内風速分布について，図－２に示す座標系により図－３に横断方向を，図－４に鉛直方向を示す．図－３より測定洞内の風速は横断方向に一様でなく，また図－４よりｙ座標の位置によっても鉛直方向風速分布が異なる状況であった．



図－２　座標系



図－３　横断方向風速分布(調整前)



図－４　鉛直方向風速分布(調整前)

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

２．３．風速分布調整

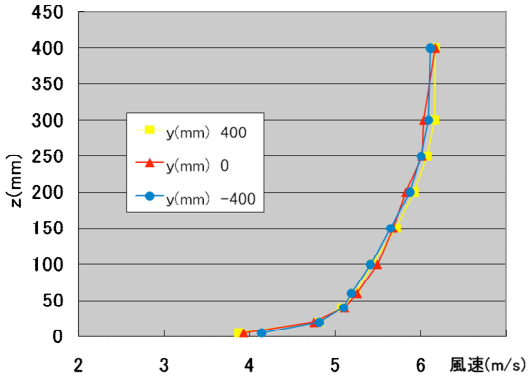
２．２を踏まえ，吹きだまり実験をより精度良く行うため，測定洞内風速分布の調整を行った．

調整目標は，測定洞内風速をｙ軸方向に対して一様とすること，及び接地層厚をできるだけ厚くすることとした．

日本建築センター(2008)建築物風洞実験ガイドブックを参考に各種の風速調整装置（乱流格子，ラフネス，バリヤ，スパイヤー）を組み合わせ，合計 19 パターンの調整を行った結果，本装置の縮流洞と測定洞の間に図－５に示す風速調整装置を設置した．

図－５　風速調整装置

調整後の鉛直方向風速分布を図－６に示す．ｙ軸方向の計測位置の違いによる鉛直方向風速分布の差がほとんどなく，風洞横断方向にほぼ均一な風速分布が得られた．また，接地層厚は約 300mmで実験模型高さ 50mmの約６倍となり，目標を満足したと言える．



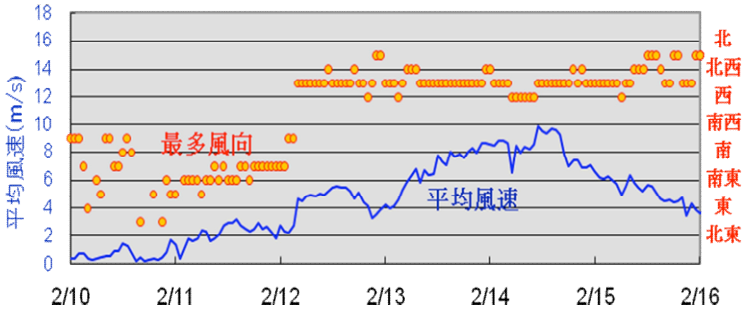
図－６　鉛直方向風速分布(調整後)

３．現地観測と風洞実験の比較

３．１．現地観測

現地観測の対象は寒地土木研究所石狩吹雪実験場（石狩市美登位）に設置された吹き止め式防雪柵(図－７)に発生した吹きだまりとした．この防雪柵は冬期間の現地主風向（ほぼ西風）に対してほぼ直角に設置されている．ここで 2008 年２月 10 日に吹雪前，２月 15 日に吹雪後の積雪深計測を行った．観測期間の１時間平均風速と，最多風向を図－８に示す．西風が主となった２月 12 日午前３時から，計測を行った２月 15 日の午後５時までを吹きだまりが形成した期間と推考した．この吹きだまり形成期間の平均風速は 6.4m/s であり，小林ら(1969)の式と現地観測の積雪密度(272.5kg/m³)より計算した吹雪量は 11m²/mであった．

図－７　吹き止め式防雪柵



図－８　現地気象状況

計測により得られた積雪深を図－９に示す．なお，図は縦軸，横軸ともに柵高(5m)で除して無次元化している．図－９に示される積雪深の２月 10 日と２月 15 日の差分を，今回の吹雪により形成された吹きだまりの量と考え，図－10 に示した．

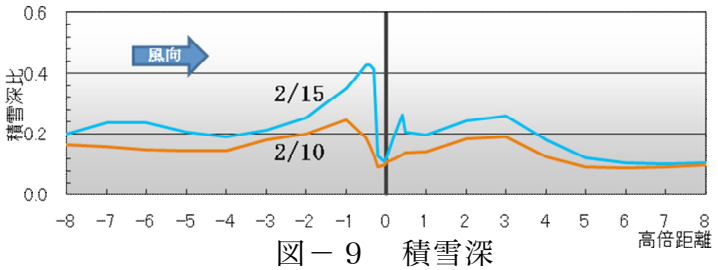
Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

３．２．風洞実験

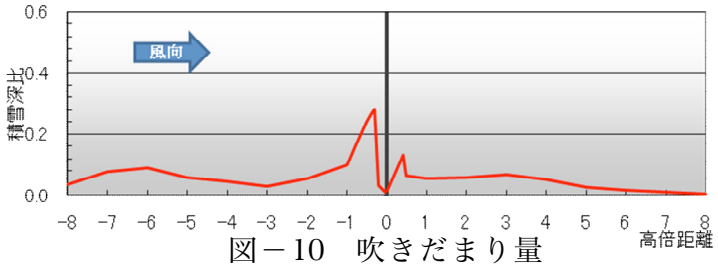
実験に使用した模型は，現地観測対象とした吹き止め式防雪柵の 1/100 とした（図－11 上）．模型柵高さの上部 1/2 は実物に合わせ開口率 30%の有孔板としている．また，柵端部からの風の巻き込みを少なくするため測定洞幅全てに模型を設置した．

風洞実験は設定風速 7m/s，8m/s，9m/s において行った．設定風速は実験模型の風下約 3mの風洞断面中央に設置されたピトー管による計測値である．測定洞の風上に設置された吹出ノズル（図－11 下）より，圧縮空気と共に 380g/min で活性白土（かさ密度 450kg/m³）を風洞内に噴出させた．吹きだまり形状の計測間隔は 30 分又は 60 分とし，計測時には一度装置を止めて計測を行い，計測後に続けて実験を行った．

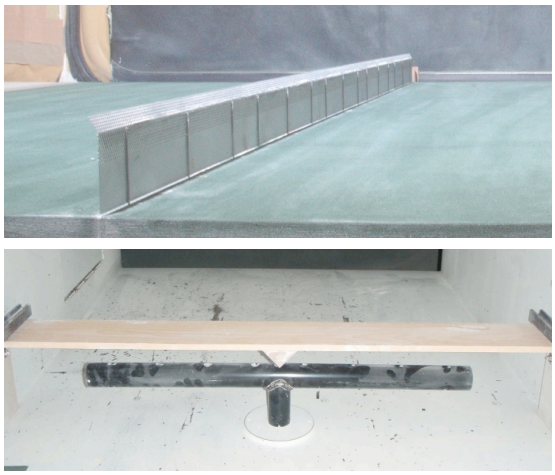
各設定風速における，実験時間 30 分，90 分，180 分の吹きだまり形状を図－12 に示す．縦軸，横軸ともに模型柵高さ(50mm)で除して無次元化している．設定風速 7m/s では，図－10 に示される現地の吹きだまり形状と比較して，柵風上の吹きだまりの成長に比べ柵風下の吹きだまりの成長が小さい．また，設定風速 9m/s では，設定風速 7m/s の結果とは逆に，柵風上の吹きだまりに比べ柵風下の吹きだまりが大きく成長している．設定風速 8m/s では，吹きだまり形状が現地の吹きだまり形状と 3 種類の設定風速中最も一致していた．

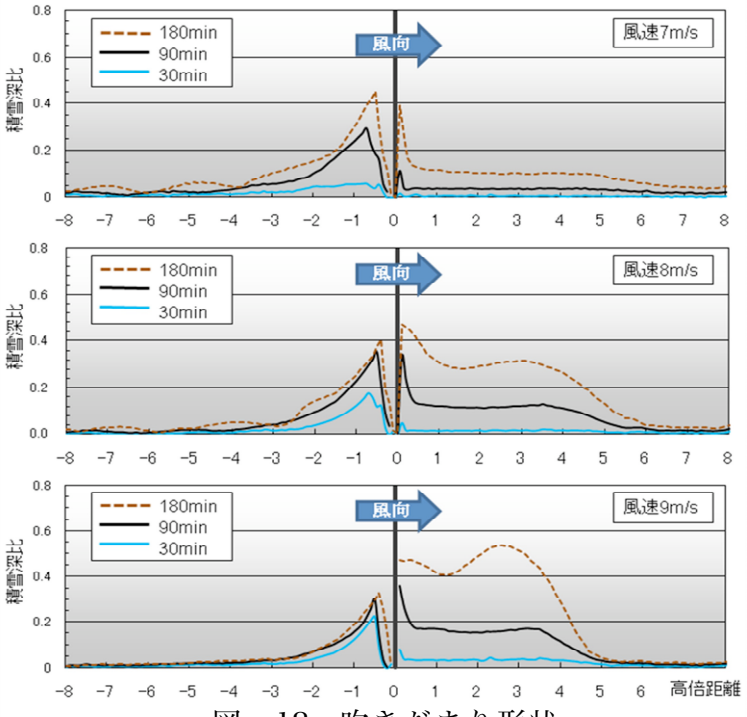


図－9　積雪深



図－10　吹きだまり量


図－11　実験模型(上)　吹出ﾉｽﾞﾙ(下)

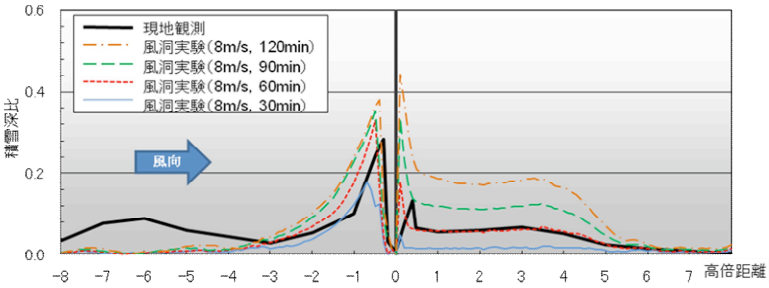


図－12　吹きだまり形状

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

３．３．現地観測結果と風洞実験結果の比較

風洞実験における設定風速 8m/s で，実験時間 30 分，60 分，90 分，120 分の吹きだまり結果と，現地観測における吹きだまり結果（図－10）を重ね，図－13 に示す．吹きだまりが生じている範囲や吹きだまりのピーク位置は現地観測と風洞実験結果でほぼ一致している．さらに，実験時間 60 分での吹きだまり量は現地観測と風洞実験結果でほぼ一致している．この条件での模型雪吹出量は 0.042 ㎥/mであった．



図－13　吹きだまり形状比較

４．相似則について

本実験の妥当性を検討するため，老川ら(2007)による，吹雪風洞実験において重要とされる相似条件を比較した．この相似条件について現地観測と風洞実験について算出した値を表－1 に示す．移動臨界摩擦速度比と安息角はほぼ同値となった．フルード数は老川ら(2007)の提案により条件緩和とした．雪粒子の流れへの追従性を表し，1 以下とすることが必要とされるストークスパラメータについては現地と実験どちらも 1 以下となった． 老川らの示す相似条件をほぼ満足する結果となったため，本実験条件は現地再現に対して妥当性があると考える．

表－1　相似条件の比較

相似条件	現地観測	風洞実験
移動臨界摩擦速度比	0.031	0.035
安息角	45°～50°	48°～53°
フルード数	条件緩和	
ストークスパラメータ	0.01～0.1	0.03～0.3

５．まとめ

ある 1 回の吹雪（吹雪量 11㎥/m）により吹き止め式防雪柵に発生した吹きだまり形状について，活性白土を用いた風洞実験（模型縮尺 1/100）において実験風速 8m/s，実験時間 60min，吹出量 380g/min（0.042㎥/m）の条件で概ね現地を再現した．

６．おわりに

本検討は 1 種類の吹き止め式防雪柵に発生した，1 つの吹雪による吹きだまりについての検討であったが，今後，異なる規模の吹雪についての検討や，吹き払い柵など他の形式の防雪柵について検討を行うことにより，現地再現性を高め，風洞実験による防雪対策施設の性能評価手法の確立を目指したい．なお，北海道立北方建築総合研究所の堤氏には実験に際し様々なアドバイスを頂いた．ここに記して感謝申し上げる．

参考文献

財団法人日本建築センター, 2008:実務者のための建築物風洞実験ガイドブック. 157pp.
小林大二・小林俊一・石川信敬，1969：みぞによる地ふぶき量の測定．低温科学 物理篇，**27**，99-106.
老川進・苫米地司・石原孟，2007：建物近傍の吹雪だまりの風洞相似則に関する考察．日本雪工学会誌，**23(2)**，13-32.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

屋根の雪庇を防止する格子フェンスの効果（2008-2009 年冬期）

川村文芳（(社) 北海道開発技術センター），竹内政夫（NPO法人雪氷ネットワーク）

1．はじめに

積雪寒冷地である北海道には屋根が水平な無落雪住宅が多い．無落雪住宅は一見，メンテナンスフリーのように思われるが，気象条件や周辺環境によっては図 1 のように屋根の庇に雪庇を形成して垂れ下がり，強固な雪塊となって落下することがある．このような雪塊が落下した場合，人や車両等に損傷を与える恐れがある．

これまでの実験や橋梁の落雪防止工で，格子フェンスはクリープによる格子面からの雪抜け出しを防止できることが知られている[1)]．これを住宅の屋根に適用し，雪庇防止の効果を観測している．2007-2008 年はフェンス高を 30cmとし，水平方向に張り出す雪庇形成を防止する効果を確認したが，フェンスの高さを越えた雪が雪庇になり，1，2 日で落下する事例があった[2)]．2008-2009 年は，フェンス高 20cm，40cm，60cmの 3 種類の格子フェンスで観察し，強風による雪庇の形成防止及びフェンス高の違いによる雪庇形成と落雪状況を観察したので報告する．

図 1　無落雪住宅の屋根に形成する雪庇

2．調査の概要

調査は図 2 に示す札幌市中央区の住宅で実施した．格子フェンスは 2007-2008 年冬期と同様に，市販されているステンレス製のメッシュ（格子間隔 4×4cm，径 3mm）を用い，図 3 のように北西季節風の風下側の屋根の縁に沿って約 2m毎に高さ 60cm，40cm，20cm を設置した．格子フェンスは 11 月中旬に設置し，冬期間の屋根の雪庇形成状況を観察した（図 4）．なお，考察に使用する気象データは近傍の札幌管区気象台の観測値を用いた．

図 2　調査位置

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

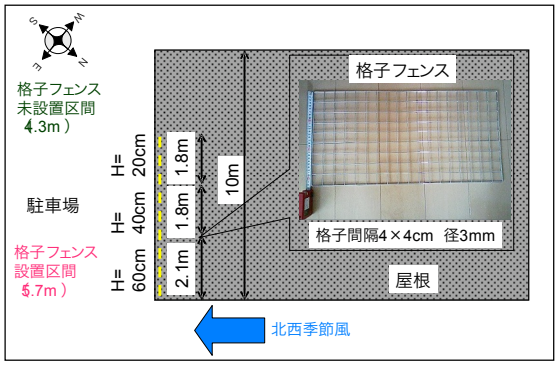


図３　格子フェンス設置平面図

図４　格子フェンス設置状況（11 月 14 日）

3．調査結果

2008- 2009 年冬期の降雪量は 491cmで平年の 630cmよりかなり少ない状況であった．このため，雪庇が屋根の庇を越えて垂れ下がるような状況は見られなかった．屋根に雪庇を形成したのは，12 月 26 日～28 日，2 月 8 日～9 日，2 月 21 日～22 日の 3 回で，特に 12 月 26 日～28 日は 40cm程度のまとまった降雪と強い季節風を伴い，期間中最も大きい雪庇を形成した．この事例から，格子フェンスの雪庇防止効果について考察を行った．

4．格子フェンスの効果

（1）気象状況

12 月 25 日から 28 日の気象状況を図 6 に示す．25 日の夕方から降雪が続き，27 日未明までに 40cmの降雪があった．風は 25 日の午後から北西系に変わり，26 日の午前は平均風速で 10m/s を超える強風となった．気温は 25 日の午前までプラス 5℃を超えて高かったものの，午後から急激に下がり，26 日から 28 日は氷点下の真冬日となった．特に 26 日は降雪を伴う強い北西風にマイナス 5℃を下回る気温となり，吹雪による雪庇が形成しやすい条件となった．27 日から 28 日にかけては気温が低く，北西の風がやや強かったものの，晴天で降雪はなかった．

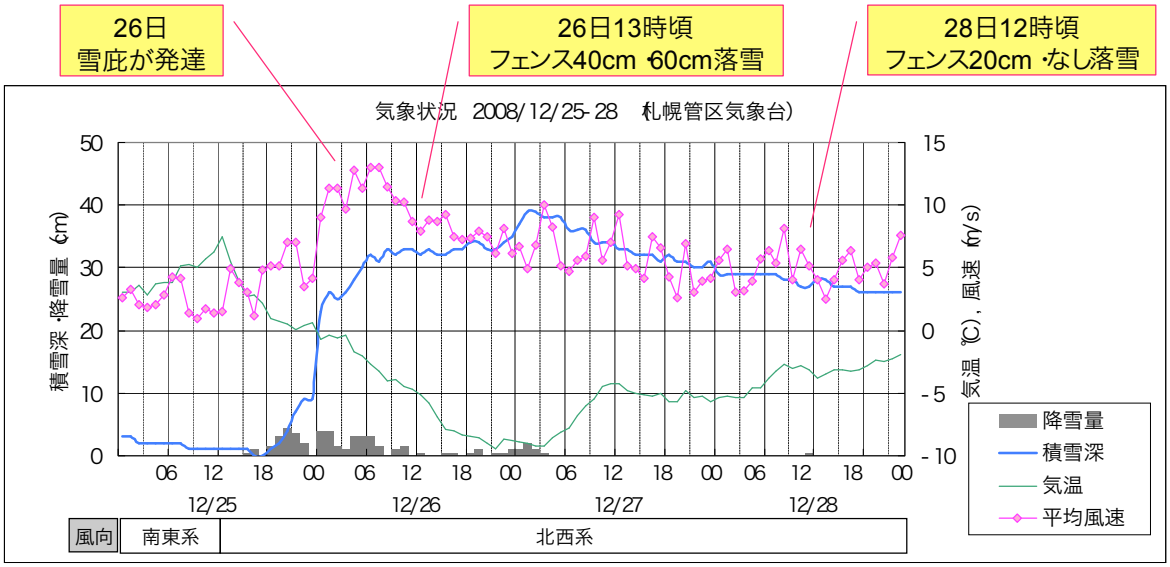


図６　12 月 25 日から 28 日の降雪量，積雪深，平均風速，気温の経過と雪庇の状況

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

（2）雪庇形成状況

図 6 に 12 月 26 日 8 時から 15 時の雪庇形成状況を示す．26 日 8 時の時点で，格子フェンス未設置区間では水平方向に張り出す雪庇がみられたが，格子フェンス設置区間では庇に冠雪があるものの雪庇はみられなかった．時間が経過するとともに，格子フェンス未設置区間の雪庇は水平方向に発達したが，格子フェンスを設置した高さ 40cm及び 60cmの区間では雪庇の発達はみられず，同日 13 時頃に庇部の積雪（冠雪）がバラバラになって駐車場に停車中の車両に落下した．落下した際は若干の衝撃音があった程度で振動等は感じなかった．

図 6　屋根の雪庇形成状況（12 月 26 日）

12 月 26 日 16 時頃の屋上の雪庇形成状況を図 7 に示す．屋上の積雪は 21cm であった．格子フェンスを設置した高さ 40cm及び 60cmの区間では庇部に小さな吹きだまりがみられるのに対し，高さ 20cmの区間及び未設置区間では大きな雪庇が庇部を越えて水平方向に張り出している．このことから，格子フェンスは水平方向に形成する雪庇を防止していることがわかる．

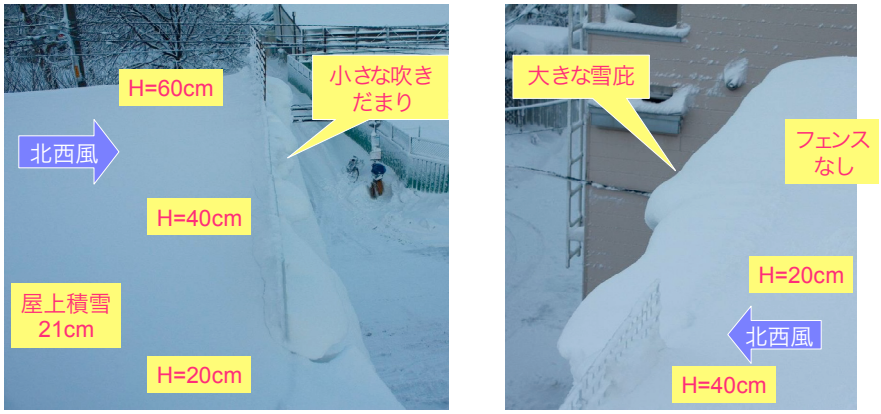


図 7　屋上の雪庇形成状況（12 月 26 日 16 時頃）

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

12 月 27 日から 28 日の雪庇形成状況を図 9 に示す．27 日 7 時は前日の吹雪による雪庇形成が明瞭にわかる．雪庇は格子フェンス未設置区間で最も大きく，格子フェンスの高さ 20cmの区間ではフェンスの高さを超えた積雪上部で雪庇を形成していた．一方，格子フェンスの高さ 40cm及び 60cmの区間では庇部に冠雪がある程度で雪庇の発達はみられない．27 日の 15 時になると日中の日射の影響で屋根の積雪が沈降するとともに雪庇は庇に垂れ下がり，格子フェンス設置区間（高さ 40cm及び 60cm）の冠雪は消失した．28 日にかけても積雪の沈降が進み，雪庇がさらに垂れ下がって庇に張り付いた状態となり，同日 12 時に屋根の積雪と雪庇が破断して落下した．雪庇が落下した際，比較的大きな衝撃音と振動があったことから，26 日日中に落下した格子フェンス設置区間の冠雪に比べて規模が大きく密度の大きいものであったと考えられる．

図 9　屋根の雪庇形成状況（12 月 27 日～28 日）

5．まとめ

橋梁の落雪防止用に開発された格子フェンス工法は，住宅の屋根の雪庇防止にも効果があり，積雪のクリープにより水平方向に張り出す雪庇を防止するだけでなく，強風による雪庇形成を防止する効果があることがわかった．また，格子フェンスは高いほど雪庇防止の効果があることも確認できた．今後は 2 冬期の観測結果をもとに格子フェンスが屋根の雪庇形成を防止するメカニズムについて考察したいと考えている．

参考文献

1）竹内政夫，2005：雪庇を防止する格子フェンス．寒地技術論文・報告集 Vol.21，692-696
2）川村文芳・竹内政夫，2008：橋梁の落雪防止用に開発された格子フェンスの住宅への適用．寒地技術論文・報告集 Vol.24，II-013(4)

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

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

武知洋太，松澤 勝，中村 浩（(独)土木研究所 寒地土木研究所）

1. はじめに

北海道内の冬期道路では，吹雪による視程障害に起因した通行止め，多重衝突事故が多く発生しており，吹雪時における道路上の視程を正確に把握することは道路交通管理や視程障害対策上重要である．

現在，道路では視程計を用い大気中の光の透過率[1]，散乱光量[2)3)]から気象学上定義された視程である視角0.5°以上5°以下の黒っぽい目標を認められる最大距離[4]に一致するとされる気象光学距離（MOR）[4]を計測している．しかし，既往研究において人間が吹雪映像から評価した気象学上の視程はMORより短い結果が得られており，吹雪時に人間が感じる気象学上の視程とMORには差異があることが考えられる．

そこで本研究では，道路交通により適した視程の計測・評価方法の確立に向け，石狩吹雪実験場で吹雪時に視程板を被験者に視認させ，人間が感じる視程と視程計で計測される視程との差異や吹雪計で計測される雪粒子の通過量との関係について調査を行った．本報では，その結果を報告する．

2. 調査方法

著者らは，北海道石狩市に位置する石狩吹雪実験場で被験者を集め，視程の評価に関する調査を行った（図 1）．調査日時は，吹雪の発生した2008年2月13日，28日と2009年2月15日，17日，21日，3月11日の日中及び薄暮とした．なお，各調査日の被験者数は10名とし，調査には20～60代の男性ドライバー33名，女性ドライバー27名の計60名の被験者が参加した．以下では，2008年，2009年に実施した調査をそれぞれH19，H20と示す．

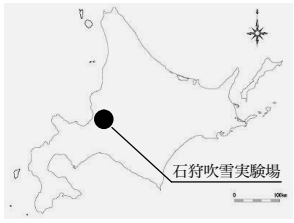


図 1 調査箇所図

図 2 視程板の設置状況

調査では，前方10-255mに設置した気象学上定義された視程の目標物[4]に該当する視角0.5°以上 5°以内の黒色の視程板 9 枚（図 2）を用い，被験者 5 人 1 組にプレハブ小屋より 10 秒間視認させ視認できる枚数を回答させた．なお，調査は各組 20 回～40回行った．

調査後，被験者 5 人が各々視認できた視程板の枚数から 5 人の視認距離を平均し，調査毎の視程板の視認距離（以下，視程板視認距離(Vb)）を把握した．

さらに，視程板の風上では地上高 1.5 m，2.1 m，3.0 mで透過

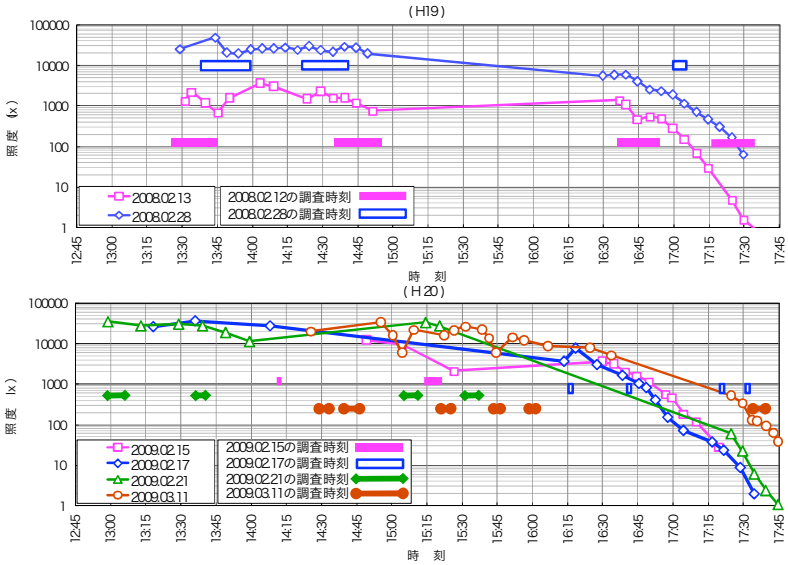


図 3 調査時の照度 ※日中（6時 10分以前），薄暮（6時 10分以降）

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

型視程計[1]（明星電気製 TZE-2T），地上高 1.5 mで後方散乱型視程計[2]（明星電気製 TZE-4）及び前方散乱型視程計[3]（明星電気製 TZF-4），地上高 2.1 mで飛雪粒子計数装置（新潟電機製 SPC-S7）を用い，視程（以下，視程計測値(Vm)），飛雪流量(以下，Mf)を計測した．なお，Mf とは単位断面を単位時間に通過した飛雪粒子の質量（g/m²/s）である．解析においては 16 時 10 分を境に時間帯を日中と薄暮に区分し Vb が 255m未満と評価された結果について集計した．

調査時には，周囲の明るさを把握するため照度計（コニカミノルタ製 T10）を用い照度の計測を行った．図 3 は，調査時の照度を示したグラフである．このグラフより，日中の調査時には照度が 50,000～1,000 lx，薄暮時には 10000～1 lx であったことがわかる．

3.　調査結果

3.1.　人間が感じる視程と透過型視程計による計測値

図 4 には，透過型視程計で計測した視程計測値(Vm)と日中及び薄暮時の視程板視認距離（Vb）の関係を調査年度別に示した．なお，視程板の中心高が地上から概ね 2 m前後であったため，Vm には地上高 2.1 m で計測したデータを用いることが妥当と考えられる．しかし，計測データに異常が見られたことから，H19 の薄暮には地上高 3.0 m，H20 の日中・薄暮には地上高 1.5 mで計測した Vmを用いた．

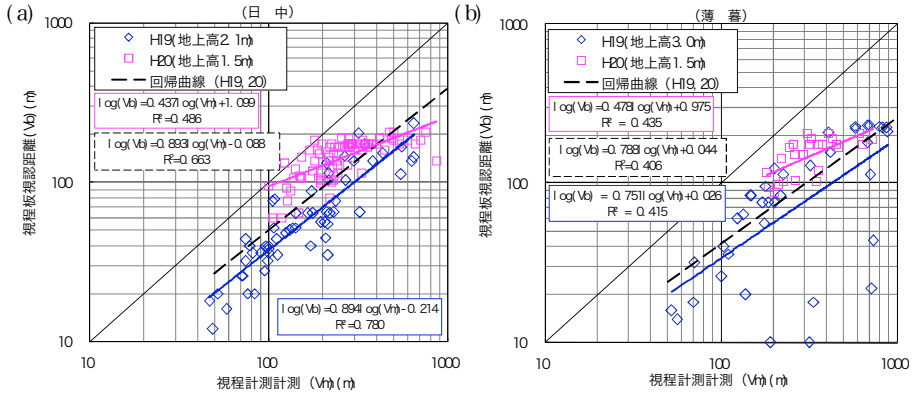


図 4 透過型視程計の視程計測値と視程板視認距離

図 4 より，時間帯の違いに関わらず Vb は Vmより短い傾向が見られた．日中では，Vmが 200 mの場合，Vb が H19 に概ね 70 m，H20 に概ね 130 mと評価されており，透過型視程計で計測された視程は人間が感じる視程よりも長く評価されることが明らかとなった．さらに薄暮時でも，Vmが 200 mの場合，Vb が H19 には概ね 60 m，H20 には概ね 120mと評価されており，同様の結果が得られた．

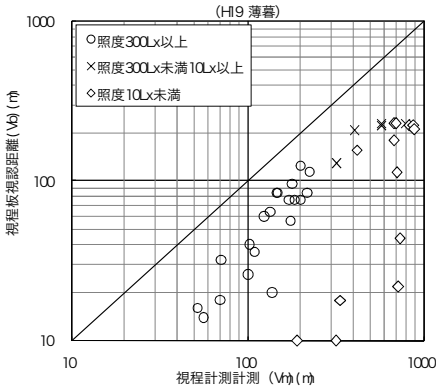


図 5 透過型視程計の視程計測値と視程板視認距離(照度別)

ただし，薄暮では H19 の一部の結果において Vmに比べ Vb が非常に短く評価された事例が見られた．この原因には，調査時における周囲の明るさの違いによる影響が考えられる．そこで，H19 の薄暮における調査結果を調査時の照度を基に 300 lx 以上，300 lx 未満 10 lx 以上，10 lx 未満の 3 段階で分類し，Vmと Vb の関係を照度別に示した（図 5）．

図 5 より，照度が 10 lx 以上の場合，Vb は図 4(a)の日中の結果と概ね一致する傾向がみられた．一方，10 lx 未満の場合，同程度の Vmでも Vb が大きく異なる結果が見られ Vmと Vb の関係にはバラツキが見られた．このことから，周囲の照度が概ね 10 lx 以上の場合には，Vb の評価に与える周囲の明るさの影響は小さいことが考えられる．

3.2.　人間が感じる視程と後方・前方散乱型視程計による計測値

図 6(a)(b)には，後方散乱型及び前方散乱型視程計で計測した日中の視程計測値（Vm）と視程

Copyright © 2009 （社）　日本雪氷学会

板視認距離（Vb）の関係を示した．図 6(a) より，Vb は後方散乱型及び前方散乱型視程計で計測した Vm より短い傾向が見られ，この傾向は透過型視程計の場合と同様である．ただし，日中の透過型視程計で計測した Vm と Vb の関係(図 4(a)) と比較すると後方散乱型及び前方散乱型視程計で計測した Vmは透過型視程計で計測した Vmよりも長く評価される結果が多くみられた．

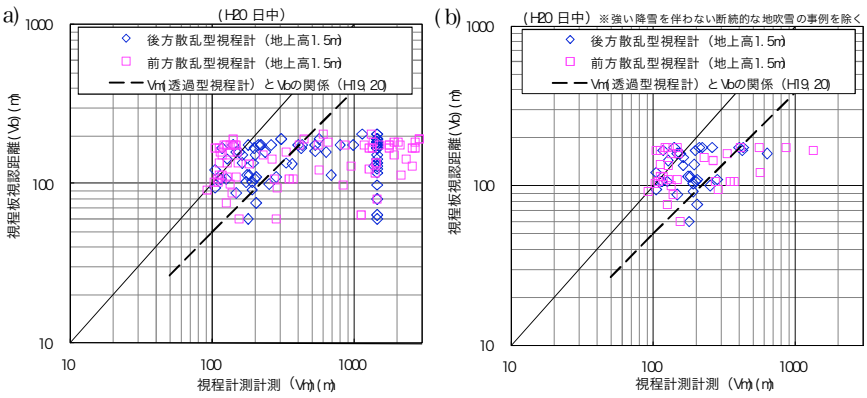


図 6 後方・前方散乱型視程計の視程計測値と視程板視認距離

吹雪時における飛雪粒子の空間濃度や移動量は時間や空間の違いによって大きく異なる．また，人間の感じる視程は観測する方向の広い範囲（奥行き）に存在する飛雪粒子の空間濃度や移動量に依存すると考えられる．一方，後方散乱型及び前方散乱型視程計の計測範囲は透過型視程計に比べ狭い．これらのことから，後方散乱型及び前方散乱型視程計の Vmが透過型視程計の Vm より長く Vb との差が大きい調査結果が多数見られた原因には，透過型視程計と後方散乱型及び前方散乱型視程計との計測範囲の違いよる影響が考えられる．

そこで，H20 の調査には強い降雪を伴わない断続的な地吹雪で空間的な変動の大きい視程障害の事例を多く含んでいたことから，調査時に撮影した映像を基にそれらの調査事例を除き，Vm と Vb の関係を図 6(b) に示した．その結果，Vmが 1000 m以上と評価される事例がほぼ見られなくなった．このことから，視程計の計測範囲が狭い程，Vm はバラツキが大きくなり人間の感じる視程との差異も大きくなると考えられ，視程を評価する上では視程計の計測範囲の違いによる計測値の差異に配慮することが必要である．

3.3. 人間が感じる視程と飛雪流量

視程は，飛雪流量（Mf）と相関が高いことがこれまでに明らかとされている[5)6)]．Mf と視程の関係については，Mellor[7)]が無風の降雪時，齋藤[8)]が季節風下での降雪時，Budd et al[9)]が南極の吹雪時，竹内他[10)]が北海道での降雪を伴う吹雪時に観測しており，竹内・福沢[5)]はこれらの観測事例を基に式(1)を導いている．また，松沢・竹内[6)]は視程 3000m以下の同様の観測事例に着目し式(2)を導いている．

$$V = \frac{68.3}{(Mf + 0.125)} + 2.6 \qquad \cdots\cdots(1)$$

$$\log(V) = -0.773 \cdot \log(Mf) + 2.845 \qquad \cdots\cdots(2)$$

V　：視程(m)
M_f　：飛雪流量(g/m²/s)

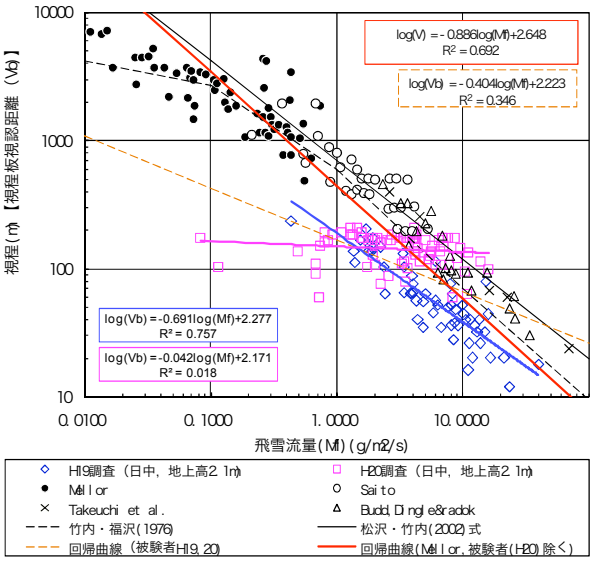


図 7 飛雪流量と視程板視認距離

そこで，図 7 には，本調査で日中に取得した調査年度別の Mf と Vbの関係を既往の Mf と視程の観測事例と併せて示した．

図 7 より，H19, 20の調査結果共に Mf が大きい程，Vb は低下する傾向が見られ，特に既往の Mf と視程の関係式(1)，(2)で推定される視

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

程よりも短い傾向が見られた. そこで, 道路交通上重要と考えられる視程 1000 m未満のデータを対象に, Mf と視程の関係式を新たに整理した. ただし, Mf の計測に用いた飛雪粒子計数装置は計測領域が 2×25×0.5 mmと狭いため, 3.2 節で述べた理由により H20 の調査データを解析対象から除いた. その結果, 次の関係式が得られた.

$$\log(V) = -0.886 \log(Mf) + 2.648 \qquad \cdots\cdots\cdots\cdots (3)$$

Mf が同じ場合, この回帰式から得られる視程は, 式(1), (2)で推定される視程より短い結果となった(図 7).

3.4. 人間が感じる視程と雪粒子の投影面積フラックス

降雪や飛雪の雪粒子の大きさは大部分が 40μmより大きく [12], 可視光は大気に浮遊する粒子の直径が 40μm以上では屈折反射の幾何光学で取り扱われる [13]. このため, 人間が感じる吹雪時の視程は, 飛雪流量よりも通過した雪粒子の投影面積の積分値による影響の方が大きいことが推測される. そこで, 任意の単位断面を単位時間に通過する雪粒子の投影面積の累計値を雪粒子の投影面積フラックス(以下, Af)と定義し Vb との関係について整理した(図 8).

図 8 より, Af が大きいほど Vb は短い傾向がみられ, H19 の結果では Af と Vb の相関係数が 0.872 と高かった.

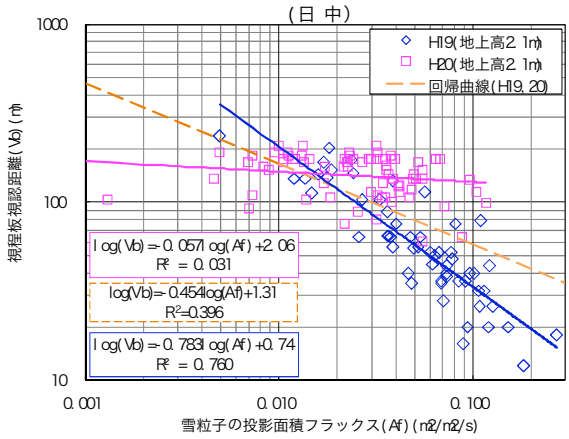


図 8 雪粒子の投影面積フラックスと視程板視認距離

4. まとめ

本調査より, 以下の結果が得られた.

- 透過型, 後方散乱型, 前方散乱型に関わらず視程計で計測した視程計測値（Vm）は視程板視認距離（Vb）に比べ長く評価されている傾向が見られた. ただし, 後方散乱型及び前方散乱型視程計で計測された Vmは Vb が同程度と評価された場合でも調査事例によって値に大きなバラツキが見られた.
- Vb が概ね 200m未満の厳しい吹雪時に得た飛雪流量（Mf）と Vb の関係から推定される視程は, 同じ Mf の場合には既往の Mf と視程の関係式 [5)6)] で推定される視程に比べ短い傾向が見られた.
- 飛雪流量（Mf）, 雪粒子の投影面積フラックス（Af）が大きい程, 視程板視認距離は低下する傾向がみられ, H19 の調査結果では相関係数が Mf で 0.870, Af で 0.872 と高かった.

参考資料

1) 竹内政夫,福沢義文,1980.8：吹雪時の視程に関する研究,土木試験所報告,No.74
2) 福沢義文,竹内政夫,石本敬志,1987：反射式吹雪計による視程測定,北海道の雪氷, 第 6 号, 7
3) 福沢義文,竹内政夫, 1992.1：車載型視程計の開発について, 開発土木研究所月報, No.464, 12-18
4) 気象庁,2002：地上気象観測指針, （財）気象業務支援センター, 123-127
5) 武知洋太,伊東靖彦,松澤勝,加治屋安彦,2008：吹雪映像を用いた吹雪時の視程評価,平成 19 年度論文報告集,第 64 号(CD-ROM)
6) 竹内政夫, 福沢義文, 1976.12: 吹雪時における光の減衰と視程, 日本雪氷学会誌 雪氷, 第 38 巻 4 号, 9-14
7) 松澤勝, 竹内政夫, 2002.1：気象条件から視程を推定する手法の研究, 日本雪氷学会誌 雪氷, 第 66 巻 1 号, 77-85
8) Mellor,M.,1966:Light scattering and particle aggregation in snowstorms.,J.Glaciol.,6,No44,237-248
9) 斉藤博英, 1971: 降雪の強さと視程, 国立防災科学技術センター研究報告,5,33-40
10) Budd,W.F.,R.Dingle and U.Radok.1966:The byrd snow drift project : Outline and Basic result, American geophysical Union. Antarct,Res.Ser.,9,71-134.
11) 竹内政夫, 野原他喜男, 福沢義文, 1973: 吹雪による視程障害について, 土木試験所月報, 245,9-15
12) Budd,W.f.,1966:The drifting of nonuniform snow partisles,A.G.UAntarct.Res.Ser.,9,59-70
13) Brillouin,L.,1949:The scattering cross section of spheres for electromagnetic waves, J.Appl Phys.,20,1111-1125

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

寒さの害の一形態としての針葉樹類の幹の日焼け・樹皮剥がれについて

斎藤新一郎（北海道開発技術センター）

はじめに

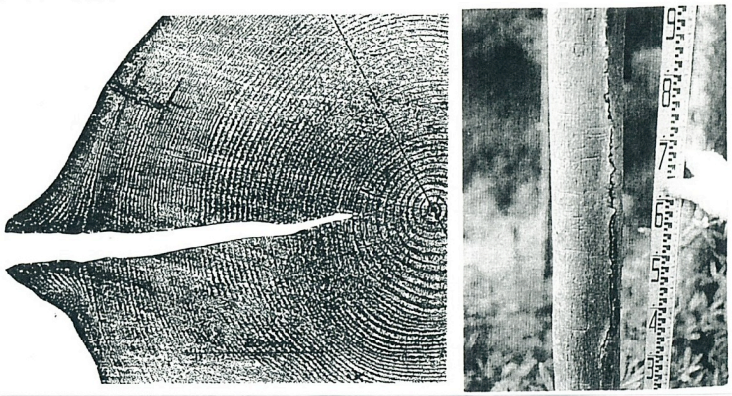
針葉樹類の幹には，南～南西側の林縁木において，下枝が高く枯れ上がった場合に，あるいは，高くまで枝打ちされた場合に，「凍裂」とは異なる寒さの害として，日焼けに由来する「樹皮剥がれ」が，かなり多く見出される．これは，造林地に限らず，耕地防風林，屋敷林においても，見出される現象である．樹皮が剥がれると，内部の木部を保護する器官が失われ，穿孔虫類や病害菌類が侵入して，材の腐朽が始まり，やがて，幹折れに到ることになる．また，光合成された有機栄養分の地下への下降が止まり，根系が衰弱し，地上部も衰弱する．

生きた構造物としての道路防雪林（living fence）を造成し，多様な環境保全機能――防雪，視線誘導，防風，防音，二酸化炭素の吸収，大気の浄化，生態系の復元，景観づくり，他――を発現させる緑化推進事業にとって，道路が南側にあり，雪害回避のための裾枝打ちが不可欠であることから，幹の日焼け・樹皮剥がれの問題を避けて通れないことになる．

この現象は，以前から，「寒さの害」として，おおまかには知られていた．改良ポプラの造林地が壊滅した理由も，今から思えば，寒さの害の一形態としての，この「日焼け・樹皮剥がれ」なのであった．

寒さの害について――凍裂と樹皮剥がれの違い

樹木にとっての寒さの害には，雪害を除いても，いくつかある．芽吹き時の晩霜害，凍上（霜柱）による根抜け，寒乾風による脱水枯死（寒乾害），超低温による細胞の壊死，凍裂，ほかが知られてきた．これらの被害のうち，幹の被害としては，凍裂がよく知られている．



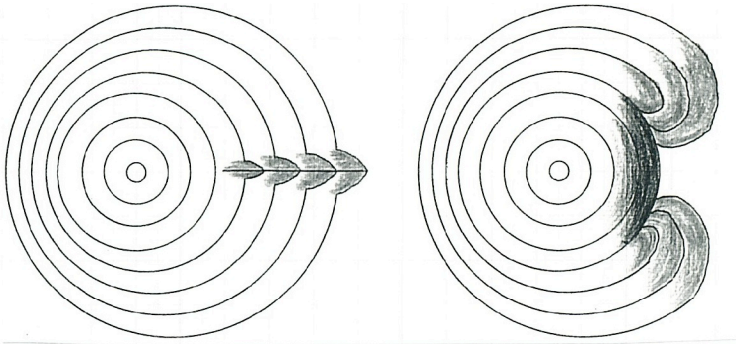
写真－1　トドモミの凍裂（枯死・樹皮剥がれ木）
幹の横断面と外観：凍裂部は縦長で，クチバシ状の突起が生じ，材に腐朽が無い

「凍裂」は，厳寒期において，強い冷気湖が生じる盆地地形において，幹のほぼ南西側に，昼下がり～夕暮れ間の，短時間内の，急激な温度変化（＞＋5℃――→＜－30℃）に由来して，樹皮と木部に縦割れが生じる現象である．この縦割れは，成長期には傷口を癒合するカルス的な材形成＋樹皮の巻き込み作用によって，ほぼ塞がれるが，次の厳寒期に，再び，割れが生じる傾向にある．その結果，縦に長く隆起した材形成が生じる――横断面では，割れた部分に，クチバシ状の突起が生じる．しかも，凍裂では，木部にまで割れが入るのにもかかわらず，材の腐朽がほとんど進まない傾向にある．凍裂は，樹皮が薄めのトドモミ（*Abies sachalinensis*）に，特に知られている（写真－1）．

他方，「日焼け・樹皮剥がれ」では，それほど強い低温が生じない平野部においても生じるのである．こちらは，必ず南西側の樹皮が，ある幅をもって，縦に長く剥がれるのみで，材には

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

割れが生じない．その代わりに，材の変色・腐朽が始まる．また，日焼けして――かなり急激な温度変化を受けて：＞＋5℃――→＜－20℃――，樹皮と木部の境界部分（篩部＋形成層）が壊死しても，樹皮剥がれが直ちに生じないで，数年後に生じる（剥離する）から，その発生が被害直後には，きわめて判り難い．つまり，断幹して，巻き込み年数を数えてはじめて，その発生年が明らかになる．



図－1　凍裂（左）と日焼け・樹皮剥がれ（右）の違い（樹皮無し）
樹皮剥がれはハート型に凹み，材の腐朽が進む

以上のように，凍裂と日焼け・樹皮剥がれの違いを模式化すると，おおよそ，図－1のようになる．

幹の日焼け・樹皮剥がれの諸事例と成因について

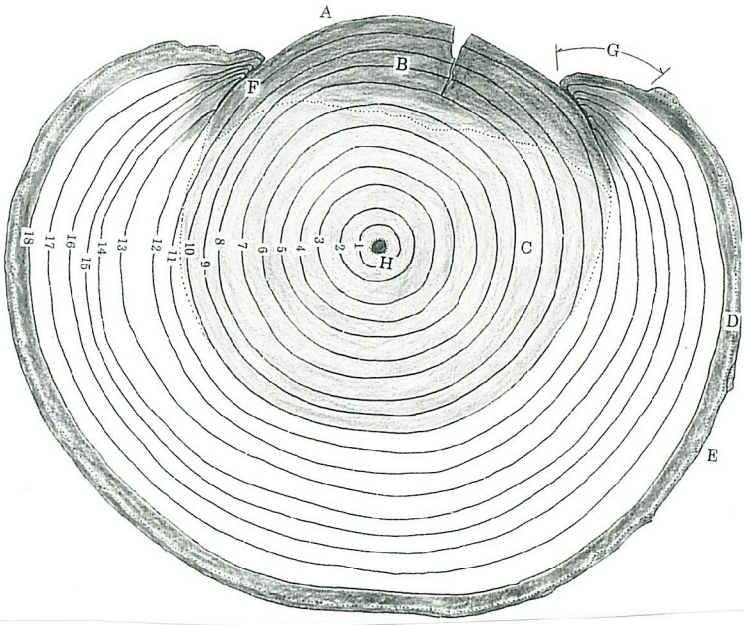
幹の樹皮剥がれの原因には，次のようなものがある．
①除雪時の機械擦れ（樹皮削り）による，②雪害（枝抜け，幹裂け，飛氷雪＋滑り止め砕礫）による，③動物の樹皮食い，穿孔，爪跡，角研ぎなどによる，④日焼けによる．①と②では，道路の方位が関係する，③では，方位不定である．④のみが必ず南西側に生じる．それゆえ，南西側にのみ生じているならば，しかも，枝下高まで生じていれば，その樹皮剥がれは，日焼けが要因である，と言いうる．

そして，日焼けによる樹皮剥がれは，トドモミに限らず，防雪林の主要樹種である，樹皮が厚めのヨーロッパトウヒ（*Picea abies*）にも生じていた．同じトウヒ属種のアカエゾトウヒ（*Picea glehnii*）にも生じている可能性がある．そして，マツ属のうち，ゴヨウマツ亜属のストローブゴヨウ（*Pinus strobus*）にも，樹皮剥がれが観られた．以上の事例が，写真－2に示される．

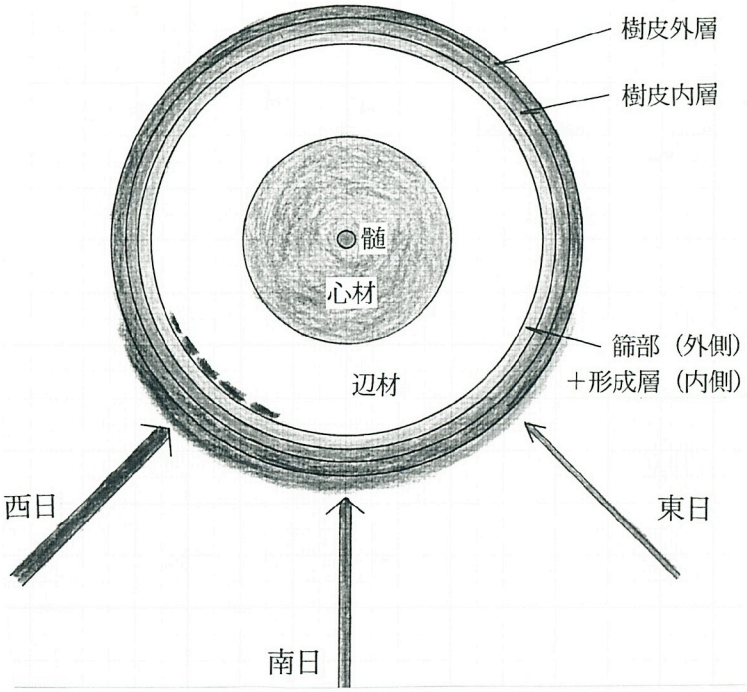
写真－2　幹の日焼け・樹皮剥がれの2例
南西側の樹皮が，ある幅をもってで剥離した
右：トドモミ
左：ヨーロッパトウヒ

被害木の幹の横断面を観ると，トドモミの事例であるが，樹皮剥がれ後の状況は，剥き出しになった材の変色・腐朽が進んでいた．風害（幹折れ）の危険があり，道路樹であれば，交通事故の恐れもある．巻き込みの年数を観たら，6年前に日焼け・形成層の壊死があったことになる．つまり，樹皮が剥がれ落ちる6年前に，既に被害が生じていた．そして，傷口の癒合・巻き込みの速さ＜材の腐朽の速さ，なのであって，傷口が癒合する前に材が腐朽してしまう．この点において，道路樹としては，日焼け・樹皮剥がれの方が，凍裂よりも危険である，と言える（図－2）．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会



図－2　トドモミ幹の樹皮剥がれ部の横断面トレース図
A：樹皮が剥がれた部分，B：材の腐朽，C：材の変色，D：樹皮（内層と外層），E：ヤニ袋，F：入り皮，G：巻き込み（傷口を癒合させる作用），H：髄
地上高 1.80m で 18 年生
巻き込み開始からみて，日焼け被害は，6 年前に生じた
巻き込む速さ＜腐朽の進む速さ



図－3　幹の横断面と陽光・日焼けの関係（模式図）
昼下がりの直射光→樹皮温度の上昇→細胞液の活性化→夕暮れの急冷→形成層の損傷→樹皮剥がれ
註）篩部＋形成層は，きわめて薄い

こうした樹皮剥がれの成因については，次のように考えられる．

厳寒期において，晴天の午後には，陽光が強く射し，気温が氷点下であっても，いわゆる昼下がりの頃に，樹皮の温度が＋5℃以上に上昇することがある．その時，太陽の位置は，幹の南側～南西側である．

そして，植物は，＋5℃を越えると，光合成をし，呼吸をするために，休眠状態から成長状態に対応しようとする――樹液（細胞液）が，固体から液体に変わろうとする．

夕暮れが近づくと，気温は急激に低下し，－20℃以下に達することがある．つまり，僅か 3~4 時間内に，気温較差が 25℃以上にも達する．そうすると，細胞液が凍結し，細胞が破壊される可能性が生じる．それで，樹皮の内部の篩部＋形成層が損傷を受けて，成長期における肥大成長が止まってしまい，樹皮と木部が剥離し，数年後に，樹皮が樹幹から剥離・落下することになる．

凍裂の場合には，夕暮れの急冷が－30℃以下にも達し，直接に，樹皮と木部が割れる．

日焼け・樹皮剥がれ被害への対策

上述のように，樹皮に直射光（西日）が当たることに原因があるから，こうした被害を防ぐ

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

には，次のような対策が望まれる，

①枝が枯れ上がることに起因するので，根切りが強度になる**成木移植を止める**．根鉢を大事にするために，苗木植えから，あるいは，ドラム缶育成半成木の移植から始める．成木移植であれば，凍土方式を採用する．

②防雪林造成，林業生産，ほかの目的であっても，南西側の木々については，裾枝打ち・枝打ちを急がない．林縁木については，丸太生産であっても，裾枝打ちで止める．

③狭い林帯の場合には，被害を受けやすいモミ属種，トウヒ属種から，枝の枯れ上がらないニオイヒバのような樹種に転換し，刈り込みして，幹の剥き出しを避ける．

④裾抑え低木類を植栽して，防雪林樹種の幹への西日を遮断する．

⑤枝無し樹幹部（枝下部）を常緑性木本性つる類（特に，ツルマサキ）で包み込み，西日を遮断する．

⑦枝無し部の幹に石灰を塗布し，西日を反射させ，樹皮温度の上昇を抑制する．この手法は，中国の寒冷地方（おもに東北部）で実施されていて，並木・街路樹の凍裂防止，病虫害の防除，夜間の視線誘導，などを兼ねている．

まとめ

厳寒期に起因する，針葉樹類の幹の枝無し部位における「日焼け・樹皮剥がれ」は，一昔前から，寒さの害として知られていた．そして，今，防雪林にも，この被害が顕著になってきたので，筆者は，諸事例を報告し，成因を考察し，対策を提案して，向後の道路緑化事業の参考に供することにした．

なお，本稿は，日焼け・樹皮剥がれに関して，初の公式な研究発表である．

参考文献

阿部正明・岸梅有祐・斎藤新一郎，2009．一般国道12号岩見沢市岡山地区における道路防雪林の植栽経過，現況および向後の対策について．北海道の雪氷，no.28:　～　．（投稿中）

石田茂雄，1986．トドマツの凍裂．110pp.，北方林業会，札幌．

斎藤新一郎・林　敏雄，1993．雪圧防止杭と裾枝打ちの組み合わせによる排雪にともなう防雪林の雪害の軽減について．北海道の雪氷，no.12: 37~40.

――――・対馬俊之，1993．上士幌町三国峠の緑深橋ふきんのアカエゾトウヒ・トドモミ天然生林の現況について．上士幌町ひがし大雪博物館研報，no.16: 43~51.

――――・福地　稔・平河　進，1994．地域樹林整備促進調査報告書．280pp.，北海道（北海道開発局委託）．

――――，2006．庭木として植えられたトドモミの成長経過，幹の「日焼け」，およびその他の観察．46pp.，環境林づくり研究所，美唄．

――――，2009．道路防雪林におけるトドモミ・ヨーロッパトウヒの幹の日焼け・樹皮剥がれの被害について（速報）．13pp.，北海道開発技術センター／環境林づくり研究所（岩見沢道路事務所へのコメント）．

――――・孫田　敏・阿部正明・小松佳幸，2009．道路緑化樹の保育方法――北国における道路緑化の手引き．158pp.，北海道開発技術センター，札幌．

酒井　昭，1972．わが国に自生する常緑および落葉性広葉樹の耐凍性．日林誌，vol.54: 333~339.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

一般国道 12 号岩見沢市岡山地区における道路防雪林の植栽経過、現況および向後の対策について

阿部正明（北海道開発技術センター），岸梅有祐（札幌開発建設部岩見沢道路事務所），
斎藤新一郎（北海道開発技術センター）

はじめに

一般国道１２号岩見沢市岡山地区の道路防雪林（以下，岡山地区防雪林と称す．）は，昭和 52 年（1977）に造成され，30 年以上を経過している．その間に数回補植されているが，その詳細については不明である．また，造成後の樹木の生育状況に関する報告が極めて少ない．

本論では，岡山地区防雪林の現況把握から，生育上の問題点の抽出及びその原因分析を行い，今後の保育管理および更新手法について提案するものである．

１．岡山地区防雪林の概要

岡山地区防雪林の概要は，おおよそ以下のとおりである．

・昭和 52 年度（1977）及び 53 年度（1978）に植栽
・道路側にトドモミ，風上側にヨーロッパトウヒ植栽
・成木移植方式（樹高；3.6m程度）
・昭和 52 年度（1977）に 3 列植え 50m，4 列植え 50m
・昭和 53 年度（1978）に 3 列植え 420m
・樹間 1mの三角植え
・石本等の研究により，吹雪発生防止，吹雪空間密度の減少，視程の短時間変動の緩和効果が確認されている
・造成後に数回補植（詳細不明）

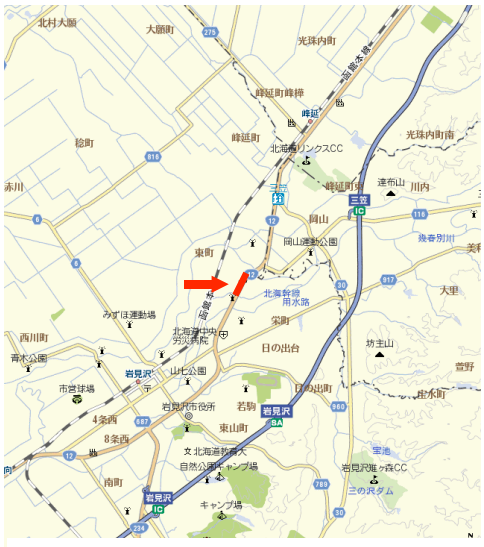


図. 1 調査位置図

２．現地調査

2. 1 調査日

調査は，2009 年 5 月 22 日（金）及び 2009 年 6 月 4 日（木）に実施した．

2. 2 調査内容

現地調査として，樹木の目視観察，幹の横断面観察，土壌硬度計測を実施した．また，既往調査結果から根系状況の把握を行った．

2. 3 調査結果

(1). 目視観察

現状では，列間 2.0m，樹間 2.0mの三角植え（千鳥植え）で，道路側にドトモミ，風上側にヨーロッパトウヒが植栽されていた．樹高は，トドモミが約 9m，ヨーロッパトウヒが約 8mであった．胸高直径は，トドモミが約 17.5cm，ヨーロッパトウヒが約 16.0cmであった．植栽樹木の直上に送電線（送電線の地上高：約 7.5m、高圧電線の地上高：約 16.0m）を有し，ヨーロッパトウヒから約 6mの西側一帯が玉葱畑である．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

トドモミ，ヨーロッパトウヒともに，下枝が 3.0 m程度まで全て枯れ上がっていた．風上側のヨーロッパトウヒの大部分，道路側のトドモミの約半数における幹に樹皮剥がれが確認された．幹の樹皮剥がれは，全て下枝が枯れ上がっている南西側の 1.0～2.5mの範囲に集中していた（写真.1）．他方，補植された樹木は，樹高が低く，下枝が枯れ上がっていないため，幹の樹皮剥がれの被害が確認されなかった．

写真.1 ヨーロッパトウヒの樹皮剥がれ被害の状況

(2) . 幹の断面観察

幹の樹皮剥がれ部を断幹し，断面観察を行った（写真.2）．樹皮剥がれ部の樹皮が内側に巻き込まれ，肥大成長に伴い癒合することが期待できない状況が確認された．また，樹皮剥がれ部の辺材が露出され，変色および腐朽が進行していた．時間の経過に伴い，材の腐朽が更に進行し，将来的に枯死に至る可能性が高いと考えられる．

また，本症状は凍裂と類似するが，以下のような相違点がみられる．凍裂は強い冷気湖が生じる盆地地形において，急激な温度変化により，ほぼ南西側に樹皮と材に縦割れが生じるもので，横断面では，割れた部分にクチバシ状の突起が生じる．一方，本症状は，道内では比較的温暖な平野部である岩見沢市において，全て南西側の樹皮が内側に巻き込み，材に割れが生じず，材の変色・腐朽が始まっている．

写真.2 ヨーロッパトウヒの樹皮剥がれ部の横断面

(3) . 土壌硬度計測

樹木近傍の 3 箇所において，5～35cmの表層部の土壌硬度を計測した．計器は山中式土壌硬度計を用い，地上から 5cm毎の各層 3 地点を計測した．計測の結果，地上から 5cmの層において 4.0mmという不安定な土壌がみられたが，既存樹木の成長をみると樹木の支持基盤としての影響は無いと考えられる．また，各層毎 3 箇所の平均では 10～17mm程度の範囲であり，樹木の根系伸長に影響を及ぼす状態ではなかった．

(3) . 根系状況

植栽１２年後に斎藤等が調査した結果をみると，トドモミ、ヨーロッパトウヒともに強度に断根されていたとされている．トドモミは植栽後の経過年数から十分な発根が認められていない．また、ヨーロッパトウヒは，トドモミよりもヒゲ根の回復が良いものの生育不良木の発根は貧弱とされていた．

３．樹皮剥がれの要因分析

現地調査等の結果から，以下のことが判明した．

・成木移植方式で移植され，植栽木は根系が小さく，根系の発達が不良であった

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

・被害木の樹皮剥がれ部分は，全て南西側であった
・被害は枝の損失部分（1.0～2.5mの範囲）に集中していた
・凍裂とは異なる症状である
したがって，本調査地における樹皮剥がれの被害は，樹木の上部に比べて下部（根系）が小さいアンバランスな成木を移植したため，下枝の葉に含有する栄養分が梢端の新葉へ送られて，下枝に十分な栄養分が行き届かず，下枝が幹の高位まで枯れ上がり，幹の下部が露出された．これに冬期間における午後の西日と日没後の低温の急激な温度変化が，長期間に渡り繰り返されことにより，樹皮が剥がれたものと推定される．

４．樹皮剥がれを低減するための対応策の提案

今後の対応策として，被害が軽微で，今後の成長が見込まれる樹木については，適切な保育管理が必要である．また，このまま放置しておくと枯死に至る可能性が高い樹木については，倒木の恐れがあるため，更新が必要と考える．

以下に，保育管理および更新の具体的方法について述べる．

4.1 保育管理手法

(1).木本生ツル類による樹皮の被覆

高位まで下枝が枯れ上がった幹の樹皮を保護することを目的として，木本性ツル類による樹皮の被覆を提案したい．適用樹種としては，気根性タイプであるツルマサキ，ツルアジサイ，イワガラミ，ツタが考えられるが、冬期間の西日の被害を考慮すると，常緑性のツルマサキの採用が望ましい．巻きひげで登るブドウ類や茎で登るツルウメモドキ，サルナシ，マタタビ，チョウセンゴミシ等は，樹木を害するため，使用しないよう留意する必要がある．

(2).樹木の西側に前生林植栽

枯れ上がった幹の部分に対する西日による放射熱を軽減することを目的として，西側に低木の広葉樹を植栽する方法が考えられる．適用樹種は耐寒性，耐雪性，耐風性に優れ，市場性があり，樹高 3m程度までの樹種が望ましい．具体的には，ノリウツギ，ニシキギ，タニウツギ，エゾヤマハギ，イボタノキ等が考えられる．この前生林植栽により，高く枯れ上がった下枝部の地吹雪を捕捉する防雪効果も期待できる．

4.2 更新手法

新たに防雪林を更新する場合には，苗木植栽により十分な活着と適切な保育管理による成長を期待する．成木移植方式を採用する場合には，強度な断根をしていない健全な品質のものを使用する．また，植栽は晩秋から初春までの休眠期に実施する．生育基盤整備を適切に行う等に留意する必要がある．このような基本的な造成手法については「道路吹雪対策マニュアル第２編防雪林編」を参照されたい．本論では，本調査地の条件に応じた更新手法について詳述する．

(1).農地に対する日陰の影響

先に示したとおり，岡山防雪林の西側には玉葱畑を有している．そのため，防雪林の植栽により日陰が形成され，農作物へ影響を与えることを回避する必要がある．本地域の玉葱は，３月に種蒔きを行い，４月下旬～５月上旬に苗を畑に移植する．そして９月に収穫となる．したがって，日陰による影響期間は４月下～９月上までの期間となる．この影響期間では，春分（３月２０日頃）および秋分（９月２３日頃）よりも影の最大長が短くなる．岩見沢市岡山地区における春分・秋分の 12:00 の太陽高度は，46° 37′ と計算された．したがって，玉葱畑に対する影響期間の影の最大長は，

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

概ね樹高×1.0 であり，西側のヨーロッパトウヒから畑までの距離が約 6mであることから，樹高を 6mに抑える必要がある．また、本地点は、送電線が地上高約 7.5mに位置しているため，樹高 6mは送電線への影響の範囲外となり適当である．つまり，岡山地区防雪林の風上側（西側）の樹木は剪定に強い樹種を採用することが条件となる．

(2) . 樹種選定

風上側（西側）の樹種としては，①トドモミ、ヨーロッパトウヒに比べ剪定に強い，②下枝が枯れ上がらない（西日の影響を受けにくい），③耐寒、耐雪、耐風性に優れ，活着しやすい，④枝葉量が多く，狭帯林として防雪効果が期待できるといった要件を踏まえ，ニオイヒバの採用を提案する．道路側の樹種としては，①耐寒・耐雪・耐風性に優れる，②道路緑化樹として導入実績豊富である，③視線誘導効果が期待できるといった要件を考慮し，アカエゾトウヒまたはトドモミの採用を提案したい．

(3) . 植栽配置（案）

植栽配置（案）を図.2 に示す．風上側（西側）のニオイヒバは樹高 6mに剪定し，農地に対する日陰の影響及び送電線への影響を回避しつつ，狭林帯としての防雪効果を期待する．樹間は「道路吹雪対策マニュアル第２編防雪林編」の狭林帯の植栽モデルに倣い 2.0mとする．道路側のアカエゾトウヒ及びトドモミは視線誘導効果として樹間 10.0mに配植し，樹高は走電線に影響を与えない 7.5mで芯止めしたい．

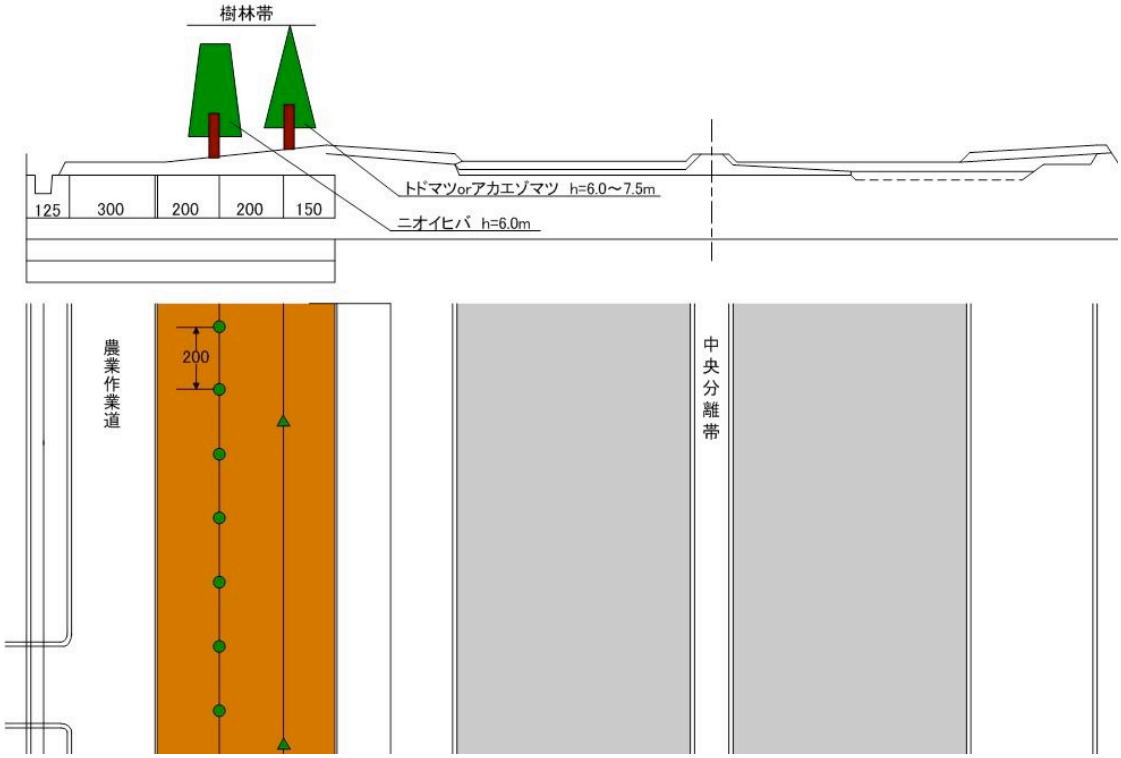


図. 2 植栽配置（案）

参考文献

石本敬志・竹内政夫・福沢義文・野原他喜男，1980：道路防雪林による吹雪時の視程障害緩和効果．土木試験所月報，No.320，7-18.

斎藤新一郎・孫田敏・阿部正明・小松佳幸，2009：道路緑化樹の保育手法．（社）北海道開発技術センター，158pp.

寒地土木研究所，2003：吹雪対策マニュアル第２編防雪林編，北海道開発局監修．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩（スラフ）

竹内政夫（NPO 法人雪氷ネットワーク）

１．はじめに

雪崩予防柵をすり抜けて道路に達する雪崩を道路関係ではすり抜け雪崩と呼んでいる．急斜面に短時間で大量の乾雪が積もった時に発生する面発生乾雪表層（および全層）雪崩である．平成 10 年に初めて報告されたが，最近は発生事例が多い．雪が積もることのなかった急斜面にも，最近は大量に雪が積もるようになったのも一因と考えられている．スラフは降雪が積もる間もなく発生する小さな点発生表層雪崩で，安息角を超える斜面に発生するとされ，急斜面に雪が積もらなくするのですり抜け雪崩の発生を防ぐ雪崩の安全弁の働きをする．また，同じ面発生乾雪表層雪崩でも弱層起因の雪崩は雪崩柵で防ぐことができる．ここでは二つの面発生乾雪表層雪崩を比較し，規模の大きな雪崩を防ぐ安全弁として注目されるスラフについての特徴を述べる．

２．二つの面発生乾雪表層雪崩

日本雪氷学会の雪崩分類では区別されないが，面発生乾雪表層雪崩には起因が新雪と弱層の場合の二つがあり，すり抜け雪崩（写真 1）になるのは新雪の場合である．全層雪崩の場合もあり，以下ここでは便宜上全層，表層を区別せず新雪雪崩と呼ぶことにする．

写真１　すり抜け雪崩
破断面は雪崩柵の上から斜めに横切って走っているのが分かる

１）新雪雪崩

国際分類では新雪のソフトスラブ雪崩に相当する．新雪が細かく壊れて樹林や柵の支持面を抜けて流れることもある．デブリを構成する雪も小さく脆いのが特徴である．破断面は鮮明ではないことが多い（秋田谷ほか，2000）とされているが，道路法面で発生する雪崩は写真１のように明瞭な破断面が観察されることが多い．この種の雪崩は雪崩柵の対象として想定していなかったように思われる．これまでの道路での発生事例から以下のような特徴が知られている．

新雪雪崩の特徴

- 降雪中（降雪直後）に急斜面（勾配＞３５度）に発生し，表層だけでなく全層雪崩もある
- 短時間の多量の降積雪(多くは 40cm 以上)

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

・発生危険度は新雪の安定度（SI）で表わされる（遠藤・秋田谷ほか，2000）
・吹雪時の稜線風下斜面の雪崩柵の間の新しい吹きだまりの崩落
・すり抜け雪崩：密度の高い樹林や雪崩柵をすり抜けることがある
・すべり面は明瞭であるが弱層はみられない（新雪層全体が弱層と考えられる）
・破断面：斜面に直角，圧縮より引っ張りに弱い，道路では破断面もデブリも鮮明
・デブリ：雪粒子の結合は小さくデブリの雪塊は小さく軟らかい
・国際分類：ソフトスラブ（soft slab）雪崩

(a)　　(b)

写真２　新雪表層雪崩(a)と新雪全層雪崩(b)とデブリ，デブリの雪塊は小さく軟らかい

２）弱層起因の雪崩

弱層起因の雪崩は山岳雪崩として発生することが多いが，道路に被害をもたらす道路雪崩では意外に事例は少ない．北海道での発生報告事例は 42 件中で写真 2 の 1 件があるだけである．狭く比較的規模の小さく樹林で覆われる道路法面は放射冷却に晒されないためシモザラメ雪のような弱層を形成し難いこともあると考えられる．弱層の上の日時を経た雪は，ハードスラブと呼ばれるように結合が強く，デブリの雪塊も写真 3 のように大きく硬い特徴がある．国際分類ではハードスラブと呼ばれるように雪の結合は強く雪崩柵を抜けることはない．雪崩柵の対象としている表層雪崩である．

写真３　弱層起因の雪崩，デブリ雪塊は大きく硬い

特徴

・弱層起因の雪崩：山岳雪崩に多い，道路法面での発生事例は非常に少なく唯一の発生事例は広大な山岳自然斜面
・破断面：斜面に直角，圧縮より引っ張りに弱い
・デブリ：デブリの雪塊は大きく硬い

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

・雪崩柵で防ぐことができる雪崩である
・国際分類：ハードスラブ（hard slab）雪崩

３．点発生乾雪表層雪崩（スラフ）

点発生乾雪表層雪崩は(以下，スラフとする)は低温の降雪時に急斜面で発生することが多いとされる(成田, 1990). 数 cm 以下の薄い層からなる雪崩のため小規模であり，道路などで被害を与えたという事例報告はない．雪が積もる間もなく発生する無数のスラフ（写真４）は，雪崩柵をもすり抜ける（写真 5）．スラフは斜面に雪を積もらせないため，大量の雪が積もって発生する新雪雪崩を防ぐ安全弁の働きをすると考えられる．最近，雪崩柵をすり抜ける新雪雪崩の発生事例が多くなっているのは，降る雪の性質がスラフの発生し難い安息角の大きいものに変わってきたという可能性もある．

写真４　急斜面で発生する無数のスラフ

写真５　雪崩柵を抜けるスラフ

殆ど雪が積もらない急な斜面もあるように，そこではスラフあるいはスラフ以外にも降雪粒子の一つ一つが安息角より急なため斜面を転がり落ちていることも考えられる．スラフも雪の安息角を超える斜面で発生するといわれているので，ここでは転がり落ちる雪粒子も極小のスラフとみなすことにする．すり抜け雪崩防止のために，

写真６ メッシュを張った雪崩柵に止められた雪，年間を通すとスラフの量は無視できない

雪崩柵にエキスパンドメタルのようなメッシュを張る対策工法が行われている．しかし，メッシュの張っていない柵は柵の上下で雪の深さに違いはないが，スラフを通さないメッシュ張の柵は写真６のように，柵一杯に雪を止めている例が見られる．写真 6 でメッシュ柵の頂部に雪庇の張り出しがみられないことは，満杯になったメッシュ張の柵上をスラフがオーバーフローして流れていることを示唆している．いずれにしても雪の積もらない急斜面では降雪の大半はスラフとなるなど，一冬を通したスラフの総量は少なくな

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

いことが予想される．

今でも，急斜面では小規模のスラフが発生することで大規模な新雪雪崩を防いでいることが多いと考えられる．しかし，時にはスラフが発生せず，大量の雪が積もり新雪雪崩となって雪崩柵をすり抜けるなど道路に被害を与えている．雪崩の安全弁としてのスラフは意外に新雪雪崩対策や予測のためのヒントになるものが隠されているように思われる．

４．あとがき

道路に被害を与える道路雪崩は，スノーシェッドや雪崩柵などの対策効果によって少なくなってきた．特に全層雪崩やハードスラブ雪崩がそうであるが，最近はそれらに代わって新雪雪崩が発生し，従来の雪崩柵をすり抜ける雪崩となるなど道路に被害を与えている．また，北海道では 2008 年に吹きだまりによる 3 事例の雪崩の発生も報告されている．稜線風下にできた脆い吹きだまりによるソフトスラブ雪崩である．面発生乾雪表層および全層雪崩（新雪雪崩）と点発生乾雪表層雪崩(スラフ)とは裏腹の関係であるが，紙一重で被害を及ぼす新雪雪崩とスラフを分けているのは雪質特に安息角ではないかと考えている．

５．文献

遠藤八十一，秋田谷英次ほか，2000：雪崩と吹雪，古今書院，236pp
成田英器,1990：点発生乾雪表層雪崩，雪氷辞典，日本雪氷学会

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

すり抜け雪崩と点発生乾雪表層雪崩を分ける安息角

成田英器，竹内政夫（NPO法人雪氷ネットワーク）

１．　はじめに

安息角より急な斜面では降雪は堆積する間もなくスラフ（点発生乾雪表層雪崩）と呼ばれる小雪崩となる（秋田谷，1900）．このため急斜面からの雪崩は少ないとされていた．しかし，急斜面に雪が積もり面発生乾雪表層（＆全層）雪崩となって道路に被害を与える事例が多くなっている．新雪時に発生することからここでは便宜上，表層，全層を含めて以下新雪雪崩と呼ぶことにする．新雪雪崩は雪崩柵のある箇所では柵をすり抜けて道路に被害をもたらすことがあり，すり抜け雪崩とも呼ばれている．すり抜け雪崩の最初に報告されたのは 1998 年であるが，雪崩柵が効かない対応の難しい雪崩として知られるようになってきた．安息角とスラフの関係について実測に基づいた議論は無かったようである．また，新雪雪崩は降雪の安息角が大きくなりスラフが機能しなくなって急斜面に雪が大量に積もるようになったという考えから，ここでは新雪の安息角の測定結果について述べる．

２．　積雪の安息角

積雪の安息角は Kuroiwa　et　al.(1966) によって円板上に雪粒を落下させ円錐状に堆積した時の円錐と水平との角度で求められた．雪粒子の摩擦と付着力によって決まる摩擦角であるが，積雪の場合は形の複雑度（外縁長/投影面積相当の円周長）と付着力に影響する温度が効いている．落下点の高さや円板の大きさによっても異なるが，落下高 7cm円盤の直径 10cmでは温度によって 47(-3.5℃) ～55 (-12℃) 度が得られている．温度をパラメターに自然の六華の結晶についても測定しているが，-34℃で 63 度であるが温度が高くなると中心が尖塔状態になり安息角は 90 度になるのがみられた．

３．　新雪の安息角

新雪の安息角の測定は自然の状態でも少なからず試行されているが，測定に時間がかかりその間に沈降し水平方向に膨張するため思うように測定できないことが多いようである．ここでは新雪を集めて成田（未発表）が行った安息角の測定結果の概要を紹介する．

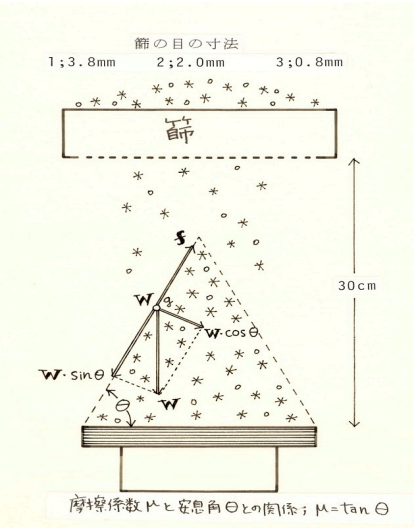


図１　安息角測定方法

新雪を篩に載せて振動させ図１のように，高さ 30cm からアルミ缶の上に落下させる．篩の目は大きいものから 3.8，　2.0，　0.8mmの 3 種類を用い粒径の違いによるサイズ効果を調べた．結晶形と大きさを顕微鏡写真で，温度は －7～-13.5℃の範囲で行った．一例ではあるが安

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

息角の測定時にスラフの発生が記録されている．

１）　実験要素

主に測定したのは以下の３要素である．

複雑度：結晶形で代表，顕微鏡写真による．

粒子サイズ：篩によって３種類に分けるとともに顕微鏡撮影によって調べた．

温度：－7～-13.5℃

２）測定データ

測定データは６種の結晶形を粒径別に３種，合わせて以下の 18 個である．

結晶形：(1) 樹枝状六華　(-12.5℃)

(2) 吹きだまり（雪庇下に堆積）　(-13.5℃)

(3) 雲粒付き（広幅六華）　(-10.0 ℃)

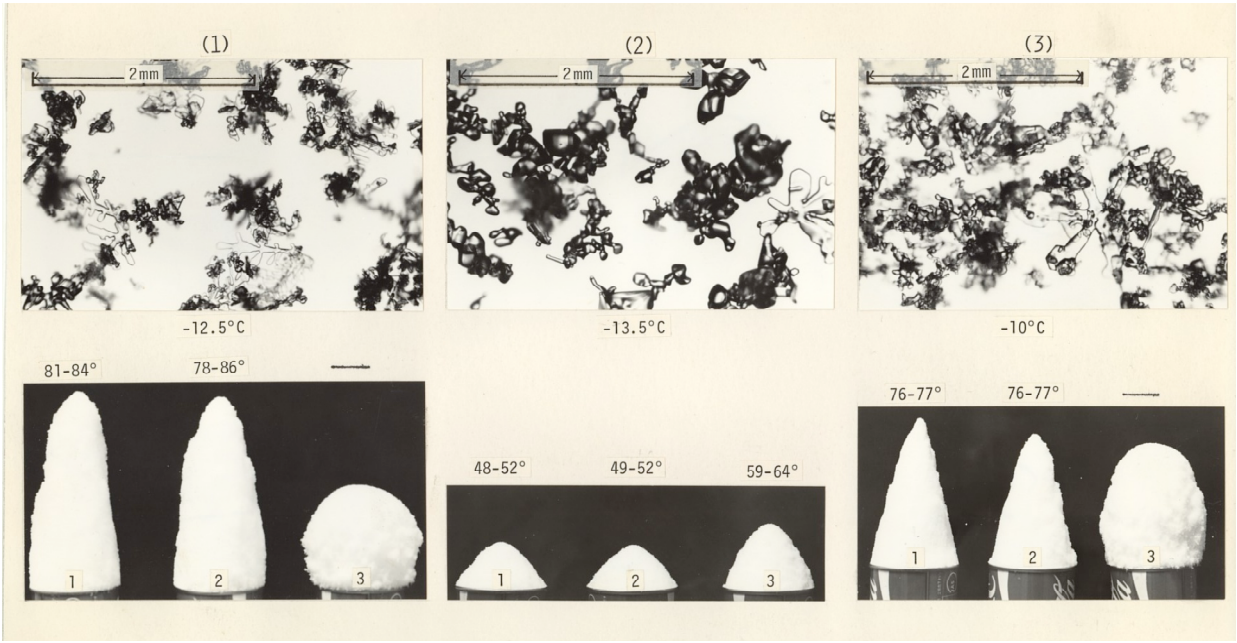
(4) 樹枝状六華　（降雪 24 時間後）　(-11.0℃)

(5) 広幅六華　(-7.0℃)

(6) 角板・扇状　(-8.0℃)

粒径：　0.83，2.0，3.8（ｍｍ）

温度範囲：　－7～－13.5　℃，

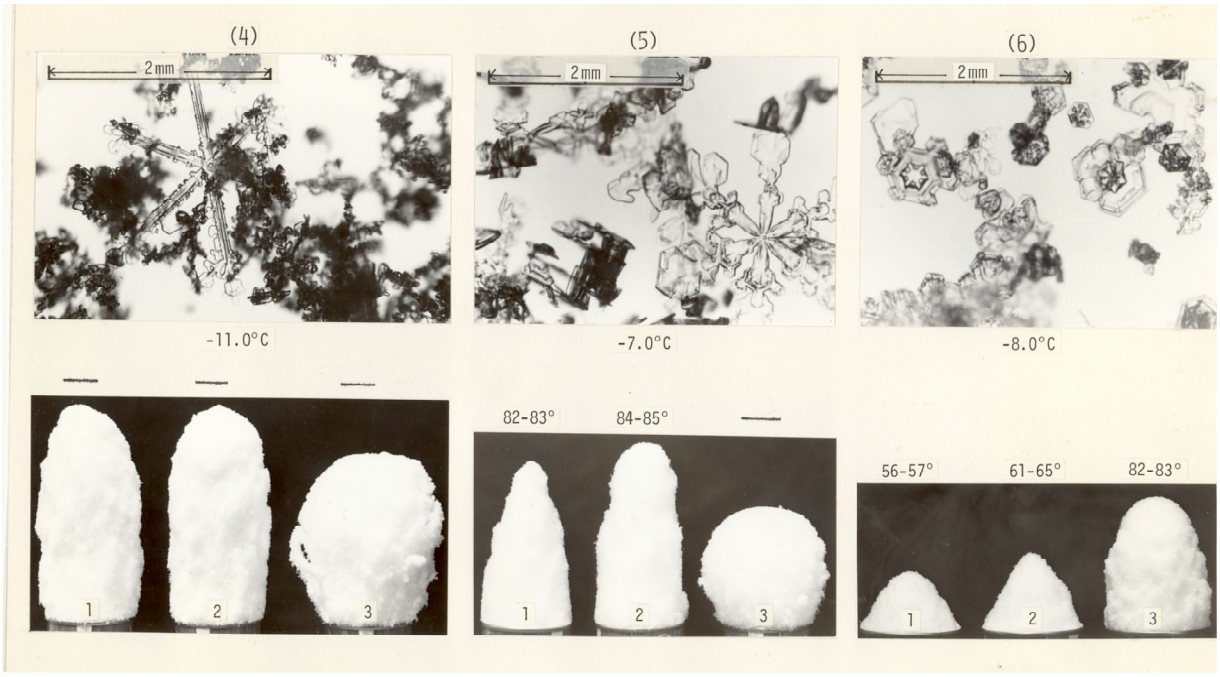


樹枝状６華（降雪 24 時間後）　　吹きだまり　　雲粒付（広幅六華）

写真１　上：顕微鏡写真，下：安息角，粒径は左から順に 0.83，2.0，3.8（ｍｍ）

写真１と２から，一見して粒径が大きいほど安息角が大きくなり，結晶形によっても大きな違いがあることが分かる．特に樹枝状６華の安息角は全ての粒径で 90 度以上となっており，形の複雑度が効いていることになる．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会



樹枝状６華　　広幅六華　　角板・扇状

写真２　上：顕微鏡写真，下：安息角，粒形は左から順に 0.83，2.0，3.8（ｍｍ）

４．　結晶形・粒形と安息角

測定されたすべてのデータを安息角の大きい順に結晶形，粒径別に以下に整理した．安息角が 90 度を超えるのは，樹枝状六華は全ての粒径で，広幅六華，雲粒付き（広幅六華）では 3.8ｍｍであった．

①	樹枝状六華：	全ての粒径（ｍｍ),	θ ＞90
②	広幅六華：	粒径 3.8,	θ ＞90
③	樹枝状六華（降雪後２４ｈ）：	粒径 3.8,	θ ＞90
④	雲粒付き（広幅六華）　：	粒径 3.8,	θ ＞90
⑤	広幅六華：	粒径 2.0,	85＞ θ ＞84
⑥	樹枝状六華（降雪２４ｈ）：	粒径 2.0,	86＞ θ ＞78
⑦	樹枝状六華（降雪２４ｈ）：	粒径 0.83,	84＞ θ ＞81
⑧	角板・扇状：	粒径 3.8,	83＞ θ ＞82
⑨	広幅六華：	粒径 0.83,	83＞θ ＞82
⑩	雲粒付き（広幅六華）：	粒径 2.0,	77＞ θ ＞76
⑪	雲粒付き（広幅六華）：	粒径 0.83,	77＞ θ ＞76
⑫	角板・扇状：	粒径　2.0,	65＞ θ ＞61
⑬	吹きだまり：	粒径　3.8,	64＞ θ ＞59
⑭	角板・扇状：	粒径 0.83,	57＞ θ ＞56
⑮	吹きだまり：	粒径　0.83＆2.0	52＞ θ ＞48

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

この中でスラフが観測されたのは⑫の角板・扇状でこれ以下の安息角ではスラフの可能性があるといえそうである．また，スラフにも約50cm新雪が積もっても新雪雪崩にもならなかった時の安息角が写真３である．

写真３　デリネエーターの冠雪から求めた安息角，約 80 度でスラフや新雪雪崩の発生はみられなかった

５．結晶形による安息角の大きさの比較

結晶形によって安息角の大きい順番を示すと；

樹枝状六華（新雪）＞樹枝状六華（24h後）＞広幅六華 ＞広幅六華混じり・雲粒付き＞角板・扇状＞吹きだまり，である．

雪粒子が丸みを帯びるにしたがって安息角は小さくなっており，感覚的にも分かりやすい．

５．　あとがき

スラフの発生機構は安息角で議論されるが，必ずしも実測データは十分では無いようである．例えば雪粒子の転がり落ちる角度が安息角であるとすれば，何cmか積もって滑るスラフの発生機構は安息角に関係するが安息角そのものとは違うように思われる．今後は，雪質を考慮したスラフや新雪雪崩の発生機構についての研究が望まれる．また大雪になってもそれが，スラフになるか大規模な新雪雪崩になるかを予測することは雪崩管理に重要である． 予測実現のためには，スラフが発生した時の斜面勾配と安息角（雪結晶）の実測データの蓄積が必要であろう．

６．文献

秋田谷英次，1990：安息角(雪の)，雪氷辞典，日本雪氷学会．

Kuroiwa, D., Mizuno, Y and Masao Takeuchi, 1966: Micromeritical properties of snow, Physics of snowandice, International Conference on lowtemperature science , Institute of low temperature science Hokkaido University.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

2009年3月羊蹄山雪崩積雪調査について

～積雪観測結果と気象条件からの考察～

中村一樹，中林宏典（(財) 日本気象協会北海道支社），
秋田谷英次（NPO法人雪氷ネットワーク・北の生活館）

1. はじめに

近年，従来からの冬山登山者のほかに，冬山でバックカントリースキーやスノーボードを楽しむ人が増えている．ただ，自然の山岳地域での活動であるため雪崩発生のリスクが生じ，残念なことに，毎年雪崩事故が起きている．

仮に，雪崩発生の危険性を予め気象データから予想することが可能ならば，登山者，スキーヤー，スノーボーダー，山岳での作業者のほか，道路管理等にも有益な情報となる．

このような観点で，事前に得られる気象データから雪崩のリスクを予想し，冬期の山岳地域での行動に対する安全性を高めることを目的に研究を継続している（中村・秋田谷，2008a, 2008b）．

2. 調査と目的

2009年3月2日に発生した羊蹄山の雪崩により，4名の登山者が遭難し，3月3日に全員無事救助されたものの，1名が雪崩に巻き込まれて右足を骨折する事故となった．

2009年3月6日に，日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームとして，積雪断面調査を行った．羊蹄山雪崩発生地点と調査地点を図1に示す．

羊蹄山の標高が高い地域は危険と判断されたため，雪崩発生地点までは行かずに，雪崩発生地点隣接地点として，京極地点（京極町羊蹄山登山口）で積雪断面調査を行った．また，積雪層の広域の広がりとアメダス気象データとの付け合せを実施する地点として，倶知安地点（倶知安町）でも積雪断面調査を行った．

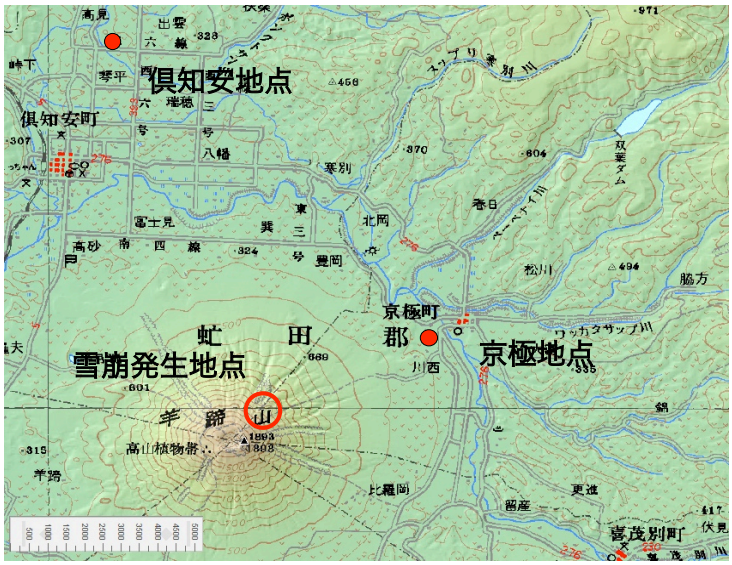


図1 羊蹄山雪崩発生地点と調査地点．

※国土地理院発行数値地図200000（地図画像）使用．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

積雪断面調査の結果，図２に示すように，京極地点の積雪表面から 31cmの深さ（弱層ハンドテスト肘１回）のしまり雪層中に雲粒なし新雪結晶による弱層が存在することを確認した．倶知安地点でも積雪表面から 25cmの深さ（弱層ハンドテスト肘２回）に同様の弱層を確認した．

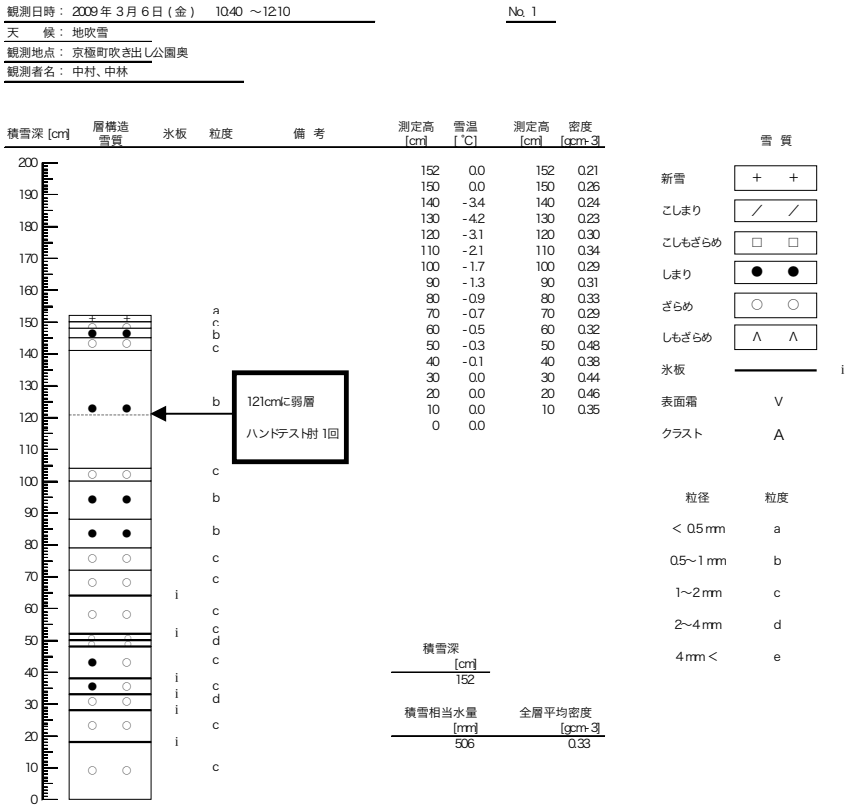


図２ 京極地点積雪断面観測結果.

両地点とも積雪表面から 50cmまでに，この層以外の顕著な弱層は確認できなかった．雪崩発生地点の積雪断面調査をしていないため，３月２日発生の羊蹄山の雪崩が，この弱層に起因するかどうか断定はできないが，羊蹄山周辺に雲粒なし新雪結晶による弱層が存在していたことは確認できた．

面発生表層雪崩で弱層を伴う現象の場合，表１に示すように，「雲粒なし新雪」，「表面霜」，「しもざらめ（こしもざらめ）」，「あられ」，「濡れざらめ」のいずれかが弱層となる場合が多い．

表１ 面発生表層雪崩における弱層形成の５種類の雪と特徴.

種類	結晶形	降雪に関係	積雪に関係	既存研究による気象からの推定
雲粒なし新雪	大きな幅広六花は、顕著な弱層 雲粒が無ければ小さな結晶でも弱層	○		弱風または無風の時の降雪 気圧配置からの言及なし
表面霜	幅広六花の一部に似た形状から、シダ状のものまで		○	夜間の放射冷却と弱風、高湿度で顕著に発達
霜ざらめ	骸晶状やコップ状、角柱や平板上		○	表面に新雪、昼間の強い日射と夜間の放射冷却で表層中に発達
あられ	凍結水滴（霰粒）の集合体、 球形または円錐形、直径数ミリ	○		雪結晶が雲の中を落下中に雲粒を捕捉し凍結、冬型、寒冷前線、低気圧中心部など
濡れざらめ	大きな球形の氷粒、結合弱い		○	強い日射で結晶のボンドが融ける凍結せずに積雪内に埋没で弱層

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

このうち，降雪結晶が直接弱層の原因となるのは，「雲粒なし新雪」と「あられ」であり，他の雪は堆積後の変態により形成される．雲粒なし新雪やあられは，これらが降った直後に上載積雪となる多量の雪が積もると，積雪内で弱層となる．

ただ，雲粒なし雪結晶やあられの降雪が弱層の原因となったこれまでの表層雪崩研究事例において，気圧配置や気象データからの考察は少ない．

2008-2009 年冬期の北海道地方は，低気圧の通過が多く，冬型の気圧配置が長続きしなかった．このような気象の状態で，岩見沢市北村や札幌なでは，雲粒が付着していない雪結晶による降雪が多く観測された．その中のいくつかの事例では，この雲粒なし雪結晶が，積雪内に弱層を形成していたことを確認した．

そこで，本研究では，雲粒なし雪結晶の降雪が弱層の原因となった事例について，2008-2009 年冬期の降雪結晶観測結果と，3 月 6 日に実施した積雪断面調査結果を含む 2008-2009 年冬期の積雪断面調査結果を用いて，気象の面から考察した．

3. 考察に用いたデータ

3.1 定点降雪・積雪観測データ

2009 年 1 月～2 月の顕著な降雪時に，岩見沢市北村で観測した降雪結晶及び積雪断面観測データを用いた．

3.2 広域降雪・積雪観測データ

2009 年 1 月～3 月に札幌市北区，札幌市中央区，札幌市南区定山渓，喜茂別町中山峠，京極町（図 1 参照），倶知安町（図 1 参照）で観測した降雪結晶データあるいは積雪断面観測データ等を用いた．

3.3 気象データ

気象庁アメダスデータ，高層気象データ，天気図，解析雨量データ，気象衛星画像等を用いた．

4. 考察

岩見沢市北村の降雪結晶観測結果から，図 3 に示すような雲粒なし降雪結晶が観測された日を抽出し，地上天気図と岩見沢の地上気温，札幌の高層 850hPa 気温を対応付けた．

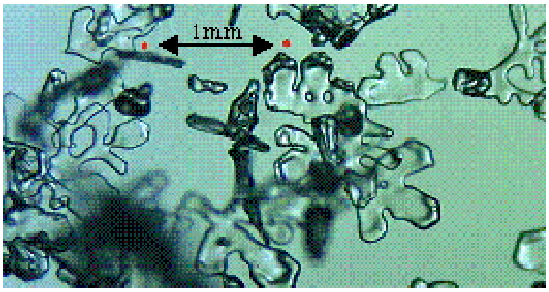


図 3 雲粒なし降雪結晶．

その結果，岩見沢市北村では，2009 年 1 月 26 日，2 月 3 日，2 月 5 日，2 月 11 日，2 月 20 日に雲粒なし結晶が降雪として観測され，いずれも低気圧前面の降雪によることが確認できた．

地上及び高層の気温が高かった 1 月 19 日のほか数日は，同様に低気圧前面の降水があったが，雨またはみぞれであった．

2 月下旬及び 3 月上旬の積雪断面調査結果や気象データから，図 4 の 2 月 20 日 9 時の地上天

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

気図に示す日本海の発達した低気圧の前面で，広域に雲粒なし結晶が降り，この低気圧通過直後の冬型の気圧配置時に上載積雪となる降雪があり，雲粒なし降雪結晶が弱層として積雪内に保存されたと推察される．

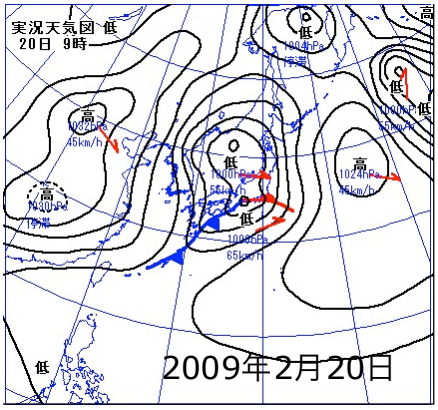


図 4 2009 年 2 月 20 日 9 時地上天気図.

5. まとめ

本研究では，2009 年 1 月～3 月の降雪結晶，積雪断面調査結果を基に，気象データから考察した．

その結果，雲粒なし結晶が雪崩の弱層となる条件として，次の 2 項が挙げられる．

(1) 気温が低く，低気圧前面における層状の雲からの降水が，雨やみぞれではなく，降雪の形態をとる．

(2) 雲粒なし結晶が降った後，すぐに多量の降雪で覆われる．つまり，積雪表層での変態が進行しないまま，積雪中に埋没する．

これらの条件を満たす気圧配置として，「発達した低気圧が通過し，すぐに冬型の気圧配置となる場合」が想定された．

以下，今後の課題，展望を列記する．

・雲粒なし結晶が積雪内で弱層となる期間の定量化
・気象データからの層状雲，対流雲の判別
・既存の積雪安定度算定モデル再現精度向上のためのパラメータとしての可能性検討
・山岳での上昇気流による弱い降雪との区別
・過去の雪崩発生時における積雪観測データと気象データの検証
・気候変動に伴う降雪結晶変化に対応する雪崩リスク変化の予測

謝辞

本研究を進めるにあたり，(社) 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームの皆様には，有益なコメントをいただいた．また，北海道大学低温科学研究所の的場澄人氏には，中山峠での積雪断面観測データを提供いただいた．ここに感謝申し上げる．

参考文献

中村一樹，秋田谷英次，2008：気象データを用いた雪崩発生分析，北海道の雪氷，27，83－86.
中村一樹，秋田谷英次，2008：一般気象情報を用いた表層雪崩発生危険度予測の試み，雪氷研究大会（2008･東京）講演要旨集，pp. 154.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

2009年2月にニトヌプリで発生した雪崩の調査報告

山野井克己（森林総合研究所北海道支所），杉山 慎（北海道大学低温科学研究所），
大西人史，高橋学察（雪崩事故防止研究会），中村一樹（日本気象協会北海道支社）

1. はじめに

（社）日本雪氷学会北海道支部では雪氷災害に対する迅速な調査を行うために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に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，災害発生の原因やメカニズムを解明するうえで有効であり，災害の予知，防止，被害の軽減に寄与することになる．2007 年 11 月に上ホロカメットク山で連続して発生した雪崩については，尾関ら(2008)が調査を行い報告している．本報告では，2009 年 2 月 8 日にニトヌプリ南西斜面で発生した雪崩の調査結果を報告する．雪氷災害調査チームとしては 3 回目，2008/2009 冬期では初めての派遣である．

2. 雪崩の発生状況

2 月 8 日午前 9 時 55 分ごろ，蘭越町のニトヌプリ（1080m）の南西斜面で雪崩が発生し（図 1），スキーツアーで登高中の 10 人の内，客 3 人とガイド 1 人が雪崩に巻き込まれた。4 人はすぐにほかのツアーメンバーに救助されたが，客 2 名が重軽傷を負った．グループは図 1 の道々の除雪最終地点 P に駐車して，ニトヌプリ方面へ向かっていた．雪崩に遭遇したグループの他にも，数グループが同様のルートで入山していた．

発生現場を含むニセコ地域は低気圧の接近で前日の夕方に降雪が始まり，低気圧が通過した夜半から冬型が強まった．発生時の天候は吹雪で，現場付近は北よりの強風が吹いていた．

3. 調査の概要

現地調査は雪崩発生から 2 日後の 2 月 10 日に行った．調査時には，雪崩の痕跡はその後の降雪によりほとんど埋まっていた．雪崩に遭遇したガイドからの聞き取りをもとに現地踏査を行い，雪崩の範囲と被災および埋没地点を特定した．また，破断面で積雪断面調査（層構造，雪質，密度，硬度，雪温，せん断強度，上載荷重）を行った．さらに，気象観測データの収集（小樽土木現業所湯の里テレメータ，防災科学技術研究所アンヌプリ観測点，アメダス）を行った．

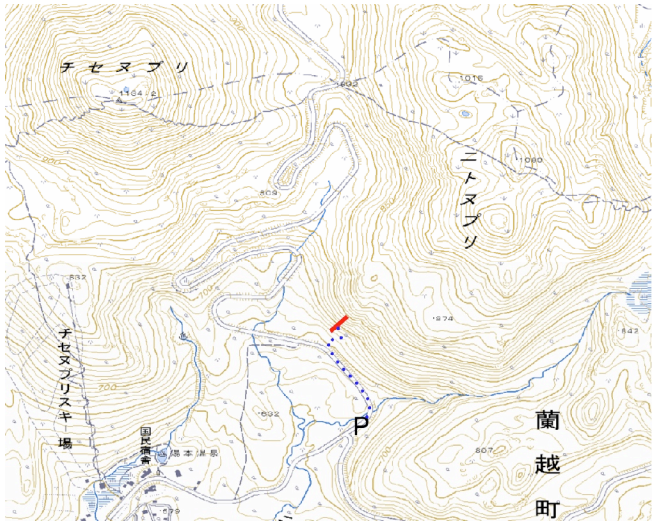


図 1　雪崩の発生場所
P：駐車場所　　‥‥：登坂コース

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

4. 結果と考察

4.1 雪崩の規模

GPS を用いて測定した雪崩の範囲と被災および埋没地点を図 2 に示す．調査時に雪崩の痕跡はわずかしか確認できなかったが，ガイドから得られた情報をもとに図 2 を作成した．ニトヌプリの南西斜面はダケカンバの疎林であるが，発生区の上下は無立木の斜面となっていた．走路及び堆積区も立木密度の少ない場所となっていた．雪崩の遭遇地点（図 2△）は雪崩範囲の中央付近で，被災者らの証言から自らが誘因となって雪崩が発生したとは考えづらいが，他のスキーヤー等が誘因となった可能性も否定できない．

表 1 に雪崩の規模を示す。発生区の傾斜は 40° で，流下距離は 148mであった．デブリ末端からの見通し角は 31° で，堆積区付近の傾斜は 25° であった．

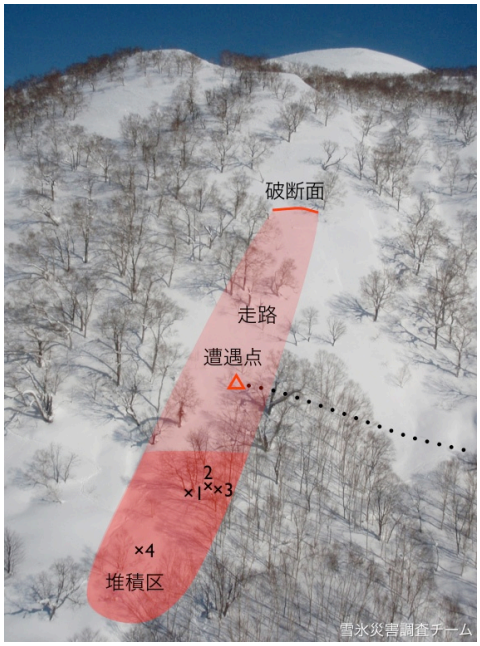


図 2　雪崩の範囲と被災および埋没地点
‥‥：登高コース，1ー4 は埋没地点
（写真は NOASC 提供）

表 1　雪崩の規模

発生地点	ニトヌプリ　南西斜面　標高742m付近　傾斜 40°
破断面	標高742m付近　幅約13m　破断面高さ60～70ｃｍ
デブリ末端	標高661m付近　幅約12m
デブリ規模	標高差：約18m　水平距離：約43m　斜距離：約46m　幅：約12m～26m
走路規模	標高差：約59m　水平距離：約83m　斜距離：約102m　幅：約13～26m
雪崩の破断面からデブリ末端まで	標高差：約77m　水平距離：約126m　斜距離：約148m　見通し角：31°

4.2 破断面での積雪断面調査

図 2 の破断面付近で，破断面を含む断面を掘り出し断面観測を行った．調査地点は標高 742mで斜面傾斜は 40° ，破断面の高さは 75cm(積雪層の厚さは 57cm) であった．図 3 に破断面を含む積雪断面，図 4 に断面観測の結果を示す．破断面のほとんどは埋雪しており確認することができなかった．

調査は積雪深 420- 250cmの範囲で行った．積雪断面観測の結果から，強度の弱い層は，362- 360cm の新雪・こしまり雪（指 2 本），349- 345cm のこしもざらめ雪（指 4 本），329- 326cmのこしもざらめ雪（指 1 本）の 3 層が確認された．現地での破断面の観察と断面観測の結果などから，349- 345cmのこしもざらめの層が破壊して面発生乾雪表層雪崩が発生したと推測された．弱層上の層のうち 362- 398cmの積雪層は粒径の細かい一様なこしまり雪であっ

図 3　破断面を含む積雪断面

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

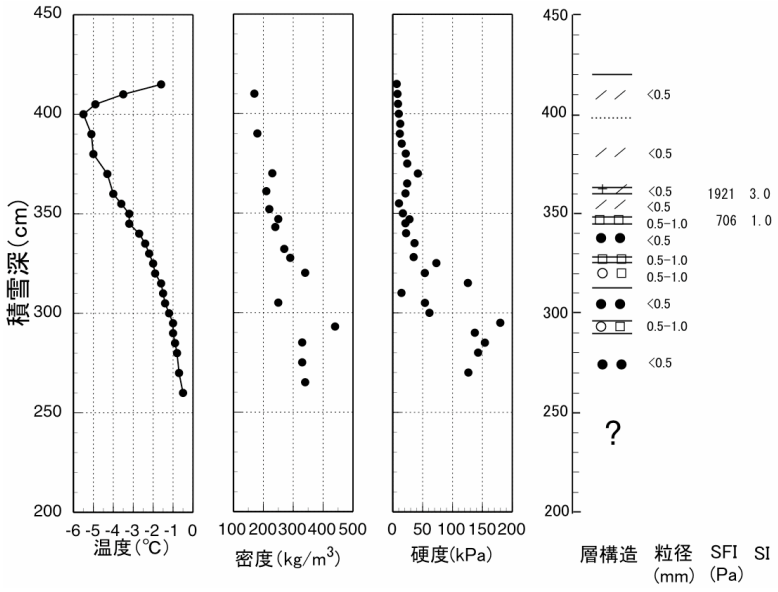


図 4　積雪断面観測結果

た．300cm付近の積雪の硬度は小さく，強度が弱いことが示唆される．また，温度勾配の不連続な部分が見られ，何らかの熱的な影響を受けた痕跡だと思われる．シアーフレームによりせん断強度を測定した結果，349-345cmの積雪安定度（SI）は 1.0 となった．

図 5　雪崩発生後の破断面
（写真は NOASC 提供）

図 5 に発生後に堆積区付近から撮影した破断面の写真を示す．破断面下方の走路内にはいくつかの雪塊が確認される．破断面は右側ほど高くなっている．雪崩発生前は写真左側より強風が吹いていた．これらから，降雪に加えていったん積もった雪が風によって運ばれることにより，風下の弱層の上に多量の雪が堆積して上載荷重が増加した事が雪崩発生の原因となったと考えられる．

4.3 雪崩発生までの気象条件

雪崩の原因となった 349-345cmにあるこしもざらめ雪の弱層の形成と上載積雪の堆積について，雪崩発生前の気象データから考察する．図 6 に雪崩発生現場周辺で観測されていた気象データをまとめたものを示す．使用した観測地点は，湯の里テレメータ(標高 690m，南南西 1.7km)，アンヌプリ観測点(標高 800m，東南東 4.7km)，倶知安アメダス(標高 175m，東 12.4km)である．

この弱層の下のしまり雪は，5 日の低気圧の通過に伴う降雪により形成された．この層は 2 月では気温と湿度の高い条件で形成された．6 日には冬型となり気温が次第に低下した．6 日深夜にかけて降雪があるが，7 日明け方の放射冷却で積雪表面付近の温度勾配が大きくなりこしもざらめ雪の弱層が形成されたと考えられる．

7 日夕方からは弱い南東風による低気圧前面降雪が始まり，349-360cmのこしまり雪および 360-362cmの新雪・こしまり雪が形成された．低気圧の通過後の 8 日になると冬型が強まり，北ー北西の強風を伴った降雪により上載積雪が急速に増加したと考え

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

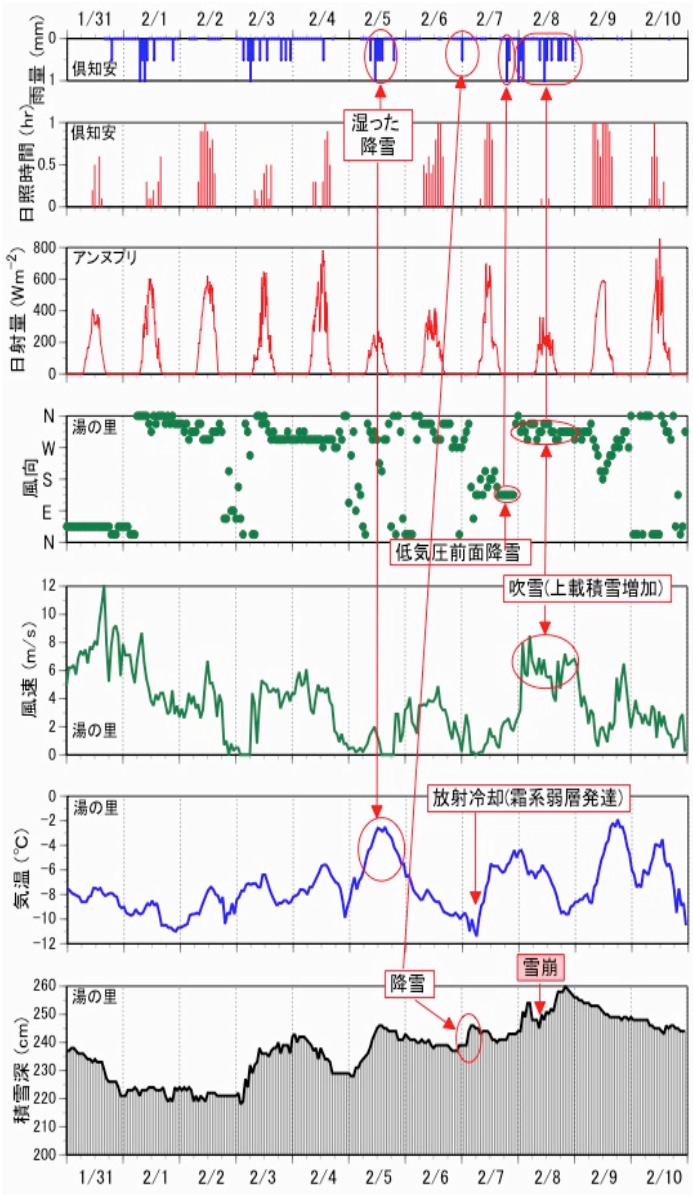


図 6　周辺気象の時系列データ(2009 年 1 月 31 日ー2 月 10 日)

られる．雪崩発生斜面は小さな尾根と浅い谷の中間に位置しており，雪崩発生時の風向は等高線に沿って尾根側から谷側へ強風が吹き抜ける方向である．強風により斜面の谷側ほど積雪が急速に増加したものと思われる．これは図 5 に示す破断面の高さの変化と一致している．

謝辞

現地の調査では，NOASC と北海道雪崩研究会の皆様にご協力いただいた．北海道後志支庁小樽土木現業所からは湯の里テレメータ，防災科学技術研究所からはアンヌプリ観測点の気象データをご提供いただいた．ここに記して感謝申し上げる．

参考文献

尾関俊浩・八久保晶弘・岩花剛・中村一樹・樋口和生・大西人史・佐々木大輔・秋田谷英次（2008）：2007 年 11 月に北海道上ホロカメットク山で連続発生した雪崩，雪氷，70(6), 571-580.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

樹冠による降雪遮断量の評価

久野友靖（北海道大学大学院環境科学院），
兒玉裕二，中井太郎，石川信敬（北海道大学低温科学研究所）

1．はじめに

降雪遮断は降雪が葉・枝・幹・茎など植生に遮られ付着もしくは堆積する現象を指す.特に冬期に氷点下が続くような寒冷積雪地域では森林樹冠に遮られた降雪の一部がその森林樹冠に堆積する期間が数日から1ヵ月と長く, その間に樹冠上の積雪は昇華蒸発したり落雪したりする. 落雪する場合は林床の積雪となるが, 昇華蒸発する場合は積雪水資源の損失に当たる. 様々な気候条件や森林構造における降雪遮断量, またそこからの昇華蒸発量（降雪遮断蒸発量）を的確に評価することは積雪森林流域の水循環を把握し流域管理を行う上で重要である. 本研究では針広混交林・ダケカンバ林の2つの森林サイトにおいて積雪期初期～融雪期初期に林内外積雪水量の多点観測を行い, 森林内における積雪水量の空間的ばらつきを森林タイプや開空率と合わせて議論し, 降雪遮断量と森林構造との関係を明らかにする. また, 降雪遮断蒸発量の定量的評価に向けて, 昇華蒸発量と気象要素との関係ついて明らかにする. 以上を本研究の目的とした.

2．観測地概要

観測は2007年11月～2008年3月の積雪期から融雪期にかけて, 北海道雨竜郡幌加内町母子里(北緯44度21分44秒、東経142度15分54秒)にある, 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター雨龍研究林内の針広混交林・ダケカンバ林にて行った(図1). この場所は山々に囲まれた盆地地形で, 冬期の最低気温は－30℃以下まで低下し, 積雪深は2 m以上になる. 針広混交林は群落高24 m, 主な樹種はアカエゾマツ・トドマツ・ミズナラ・カンバ類・ハルニレ・シナ・ヤチダモ等である. ダケカンバ林は群落高12 m, 樹種は主に落葉広葉樹のダケカンバである.

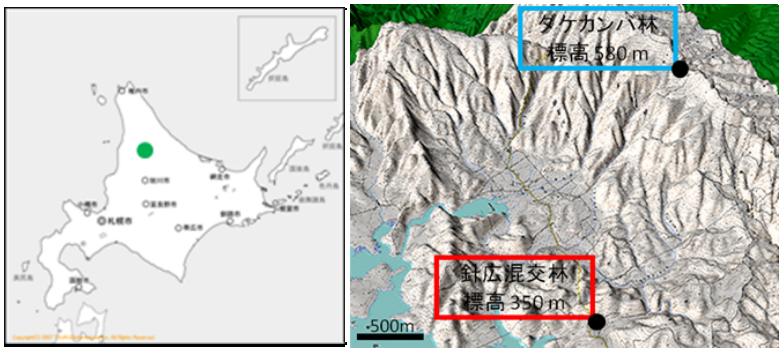


図1：母子里観測サイト　針広混交林・ダケカンバ林地図

3．降雪遮断量の定義

本研究では，樹冠による降雪遮断量を林内外の積雪水量差として定義した(Lundberg et al., 2004）. すなわち,

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

$$I = S_O - S_F \tag{1}$$

I：降雪遮断量, So：林外の平均積雪水量, S_F：林内の各観測地点の積雪水量を表す. また, 林内外の積雪水量は, それぞれ次式で表される.

$$S_F = P_F - (I_{CF} + M_{SF} + M_{BF} + E_{SF} + S_{RF} + \Delta C_F) \tag{2}$$

$$S_O = P_O - (I_{CO} + M_{SO} + M_{BO} + E_{SO} + S_{RO} + \Delta C_O) \tag{3}$$

ここで, 各項の末尾についている F は森林内, O は森林外を表し, Pは降雪量, I_Cは降雪遮断蒸発量, M_Sは積雪表面融雪量, M_Bは積雪底面融雪量, E_Sは積雪表面蒸発量, S_Rは積雪の再移動量, ΔCは樹冠上着雪の変化量を表す. 各項はすべて降雪開始時からの積算値であり, 単位は mm である.

林外では樹冠が無いため, $I_{co} = \Delta C_o = 0$ である. また, 本研究観測地点の母子里は盆地地形のため風が弱いと考え, 降雪量の空間的なばらつき, 地吹雪などの積雪の再移動がほぼないものとすると, $P_o - P_F = 0$ 及び $S_{RF} - S_{RO} = 0$ となる. さらに, Nakai(1996)は $M_{SF} - M_{SO}$・$M_{BF} - M_{BO}$・$E_{SF} - E_{SO}$の合計は－15(mm)～－45(mm)であると試算しており, Iは I_{CF}よりも 15 ～ 45 mm 小さいことに留意すれば, これらの項の計算を省略できるとしている. このことが本研究の観測地点である母子里にも適用されると仮定すると, Iは以下のように表される.

$$I = I_{CF} + \Delta C_F \tag{4}$$

$\Delta C_F \neq 0$ の場合, Iは遮断量となる. 樹冠上に着雪が見られない（$\Delta C_F = 0$）場合, (4)は $I = I_{CF}$となり, 森林内外の積雪水量差 $S_O - S_F$から遮断蒸発量 I_{CF}が算出される. さらに, 降雪量に対する林内外積雪水量の差の割合を表した降雪遮断(蒸発)率 I_Rは, 本研究では降雪量と林外積雪水量が等しいと仮定したため次式で表される.

$$I_R = \frac{S_O - S_F}{S_O} \tag{5}$$

4．観測方法

針広混交林・ダケカンバ林における積雪水量, 降雪遮断率を算出するために, 森林内外それぞれにおいて定期的に多点観測による積雪水量調査を実施した. 2007 年 11 月中旬から 2008 年 3 月末の期間, 月 2 回という頻度で調査を行った. 森林内外の積雪水量の代表的なデータを得るために, 針広混交林内では林内に 105 m の直線を 2 本, 10 m 離して設け, その直線に沿って 5 m 間隔に計 42 地点で積雪深を 2 回ずつ測定した. 林外では直線 50 m を設け, 1 m 間隔に計 50 地点の積雪深を測定した. ダケカンバ林では, 林内外ともに直線 50 m を設け, 1 m 間隔に計 50 地点の積雪深を測定した. なお全層平均密度は, それぞれの積雪深を測定した場所においてランダムに 10 回測定し, その平均値を林内外の全層平均密度とした. その全層平均密度を用いてそれぞれの積雪深から積雪水量を求めた.

森林構造の指標として開空率を測定した. 開空率算出方法は, NikonCOOLPIX4500 と魚眼レンズを用いて全天空写真を撮影し, 撮影された画像を開空率解析ソフト

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

LIA32 を用いて植生と空を二値化した. 樹冠上の着雪の影響などにより開空率に季節変化が生じると考え, 積雪水量調査毎に計 10 回の撮影を行った.

その他に, 森林樹冠内の高度別昇華蒸発量の観測を, 厳冬期から融雪期前までの期間, 針広混交林にて行った. 混交林内に設置されている CREST 観測タワー（高さ約 30 m）の 28 m, 19 m, 10 m, 2 m, の 4 地点に半径 10 cm 厚さ 5 cm の円盤形に整形した氷を 1～2 日間, 長い時では 1 週間から 3 週間にわたって曝露試験を行い, その間の氷の重量変化は電子上皿天秤を用いて測定した.

5. 針広混交林・ダケカンバ林の林内外積雪水量・降雪遮断率の時系列変化

図 2 は混交林・カンバ林内外の積雪水量の平均値と標準偏差, 降雪遮断率の平均値の時系列変化を示している. 混交林外及びカンバ林の林内外では積雪水量の標準偏差は期間中小さいのに対し, 混交林内積雪水量の標準偏差は他の場所に比べ非常に大きく, 混交林内積雪水量分布が空間的に大きくばらついていることが分かった. その空間的なばらつきは積雪期初期から融雪期前にかけて増加している. 混交林の林内外積雪水量差はカンバ林に比べて大きく, 遮断率をみると, 混交林では 4.3～19.0 %で推移し, 平均値は 12.3 %, カンバ林では 2.5～16.3 %で推移し, 平均値は 8.1 %であり, 混交林とカンバ林の遮断率は約 1.5 倍異なることが分かった.

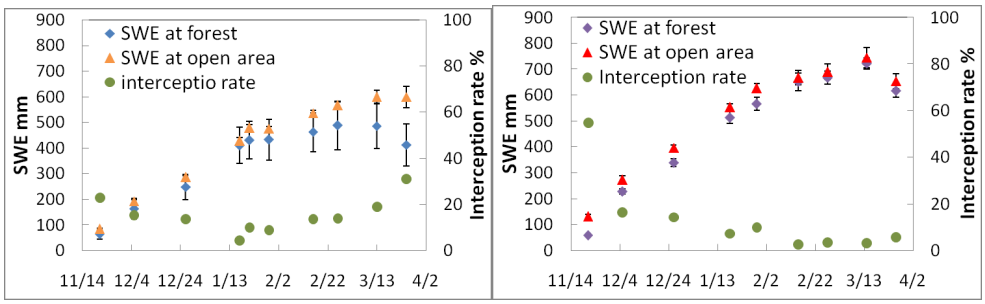


図 2：林内外積雪水量と降雪遮断率の時系列変化, 針広混交林(左), ダケカンバ林(右)

6. 針広混交林内積雪水量と開空率の関係

次に, 混交林内積雪水量と森林構造の指標である開空率との関係について調べてみた.混交林内観測点 42 点における観測毎の林内積雪水量と開空率の関係を図 3 に示す. 林内積雪水量と開空率の関係には明らかな正の相関がみられた. つまり, 遮断量は樹冠密度と大きく関係していることが示唆された. しかし, 両者の相関関係は時間とともに悪くなった. これは, 本研究では落雪や地形による影響は無視できると仮定しているが, 場所によっては落雪や地形の影響により積雪水量が変化したと考えられる.

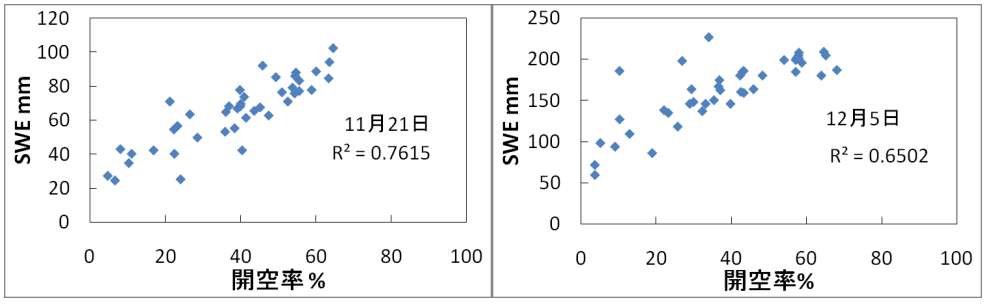


図 3：針広混交林内積雪水量と開空率の関係, 11 月 21 日(左), 12 月 5 日(右)

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

7．針広混交林内昇華蒸発量の高度依存性

図 4 は氷の昇華蒸発量の高度分布について示したものである．短期間の測定結果では，昇華蒸発量の高度依存性は確認されなかった．これは，短期間では氷の重量変化が小さく，測定誤差が顕著に表れたことによると考えられる．長期間による測定結果では，昇華蒸発量の明らかな高度依存性が示された．次に，林内昇華蒸発量の高度依存性の要因について調べるため気象データとの比較を行った．前節で示した蒸発量は測定期間の長短で大きく異なるため，潜熱フラックスに換算した．この結果，潜熱フラックスは風速・飽差の積と非常に良い正の相関を示した(図 5)．

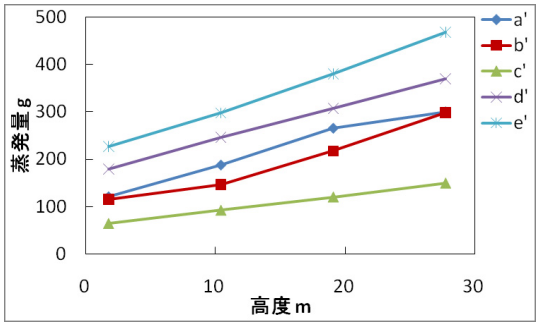


図 4：昇華蒸発量の高度依存性

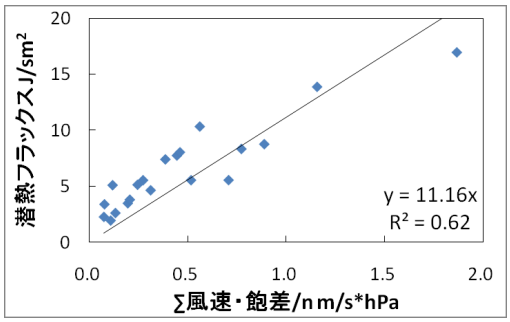


図 5：潜熱フラックスと風速・飽差の積の関係

8．まとめ

本研究では降雪遮断量の評価を目的として，積雪期初期～融雪期初期にかけて針広混交林及びダケカンバ林の 2 つの森林サイトにおいて観測を行った．

11 月上旬から 3 月下旬にかけて定期的に積雪水量調査を実施し，針広混交林内及びダケカンバ林内における積雪水量，降雪遮断率の空間分布，時系列変化を検討した．混交林内積雪水量分布は大きくばらついていたが，混交林外，カンバ林内外では空間的なばらつきは小さかった．カンバ林に比べ混交林は全期間に渡り林内外の積雪水量差が大きく，融雪期前までの遮断率は，混交林では 4.3～19.0 %(平均値は 12.3 %)，カンバ林では 2.5～16.3 %(平均値は 8.1 %)，森林タイプにより約 1.5 倍異なることを示した．さらに，混交林内においては，開空率の増加とともに林内積雪水量が増加しており，降雪遮断量は樹冠密度に強く依存していることが分かった．

樹冠層内の高度別昇華蒸発量を調べるために，観測タワーの 4 高度において円盤型に整形した氷塊の重量変化を観測した結果，森林樹冠層内において昇華蒸発量が高度に依存することが示唆された．さらに，昇華蒸発量は風速・飽差の積と良い関係を示すことが分かった．

参考文献

Hedstorm N.R, Pomeroy J.W., 1998 : Measurements and modeling of snow interception in the boreal forest, Hydrological processes, 12, 1611-1625

Lundberg A, Nakai Y, Thunehed H, Halldin S., 2004 : Snow accumulation in forests from ground and remote-sensing data, Hydrological Processes, 18, 1941-1955

中井 裕一郎, 1996： 森林における降雪の樹冠遮断蒸発量に関する実証的研究, 京都大学大学院農学研究科博士論文

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

地中レーダー(GPR)による知床峠の積雪観測(2009年)

木下陽介，高橋修平（北見工業大学），浜名裕司(石川島建材工業)

1. はじめに

積雪の堆積状態を知ることは，吹雪による積雪の再分配機構や山岳地帯での水資源となる積雪を推定する上で重要なものである．実際に雪を掘る積雪の断面観測による方法では多くの時間と労力を必要とし，また広範囲の積雪を見る際には均一性などの問題から誤差が生じる欠点がある．地中レーダー(GPR)は広範囲を迅速に非破壊で観測できる利点があるため，上記の問題を解決することが出来る．しかし，GPR観測にも問題点があり具体例としては，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がある．そのため，GPR観測手法や取得データの解析などを改善する必要がある．

今回2009年3月15日に知床峠横断道路の未除雪区間をGPRにより観測した．また，今冬の知床峠の積雪深経過をインターバルカメラによって4地点(知床峠頂上付近のカメラは紛失中)で観測した(2008年11月～2009年5月)．このインターバルカメラによるウトロ側2地点の積雪観測結果について報告する．新たな観測手法として，システムノイズと地面信号を見分ける手法についても紹介する．

2. 知床峠のインターバルカメラによるウトロ側積雪観測結果

図1にインターバルカメラの設置地点を示す．更に図2が知床峠横断道路のウトロ側第3地点(標高675m)と第4地点(標高435m)のカメラ映像を示している．積雪深観測結果を図3に示す．これにより2008年10月～2009年3月15日GPR観測日までの知床峠ウトロ側の積雪開始日，最大積雪深を知ることが出来た．

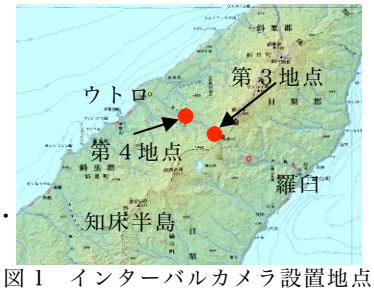


図1　インターバルカメラ設置地点

図2　インターバルカメラ画像
左:第3地点右:第4地点

第3地点:積雪開始日2008年10月27日，最大積雪深163cm(2009年3月15日)第4地点:積雪開始日2008年10月30日，最大積雪深138cm(2009年3月2日)

3. GPR観測装置，観測原理

(1) GPR観測装置

本研究ではMala Geoscience社製のGPR(写真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，他にパソコン，コントロールユニットを必要とする．電磁波の往復時間は99nsまで取得した．

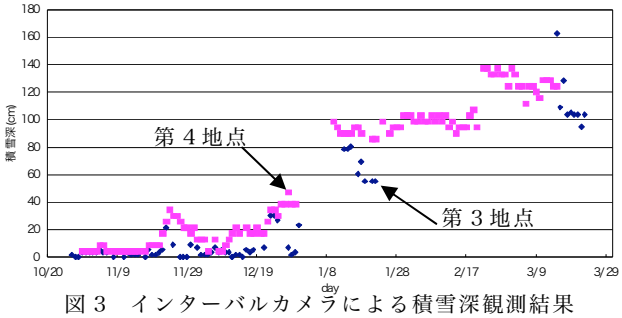


図3　インターバルカメラによる積雪深観測結果
第3地点:1/1～1/12吹雪による欠測,1/23～3/14カメラ傾きによる欠測
第4地点:　1/1～1/12吹雪による欠測

(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波の強度が得られる．GPR観測はこの反射波受信の時間と強度から積雪の深さや内部構造を調べることが出来る機器になっている．積雪中では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

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

速度を予測する必要がある．

電磁波速度はまず真空中では次式で表される．

$C=1/\sqrt{(\varepsilon_0\mu_0)}$ (C: 真空中の電磁波速度，ε_0: 真空中の誘電率，μ_0: 真空中の透磁率)

ここで，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，誘電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次式のようになる．

$V=C\sqrt{(\varepsilon_0/\varepsilon)}$　(V：物質中の電磁波速度，ε：物質の誘電率)

ここで比誘電率というものを次式のように定義する．

$$\varepsilon_r=\varepsilon/\varepsilon_0 \quad (\varepsilon_r：比誘電率)$$

写真 1　Mala Geoscience 社製 GPR

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)．

$$\varepsilon_r=1+1.7\rho+0.7\rho^2 \quad (\varepsilon_r：比誘電率，\rho：積雪の密度)$$

また，真空中の電磁波速度は 300m/μs なので積雪中の電磁波速度は次式で表される．

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

この式から積雪中の電磁波速度は密度に依存することがわかる．今回の観測で積雪の断面観測により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している．

このように GPR 観測は電磁波を利用し高速かつ非破壊で観測を行える機器であるが，いくつか問題点があり，生の観測データには GPR 内部のシステムノイズというものを含んでしまうことが挙げられる．つまり元の GPR 観測データにはシステムノイズと積雪からの信号が混ざっている．そのためシステムノイズと積雪からの信号を判別するため，画像処理解析を行う必要がある．

写真 2　雪上車による GPR 搭載ソリ牽引風景

4. 知床峠 GPR 観測

(1) 観測地点

2009 年 3 月 15 日に知床峠横断道路のウトロ側(22.5km)～知床峠頂上(17km)まで 5.5kmの距離を，GPR 搭載ソリを主に雪上車により牽引して観測した(写真 2)．GPR 搭載ソリは 22.5km～18.5km付近までは雪上車により牽引し，18.5km～18km付近の雪上車が転倒の危険のある区間を人力で牽引し，18km～17km 区間はスノーモービルによる牽引を行った．観測コースと標高のグラフを図 4 に示す．出発地点では積雪の断面観測と空中信号を取得する観測も行った．

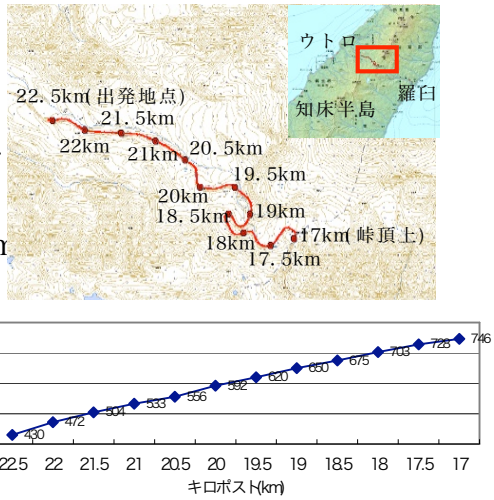


図 4　観測コース(上図)と標高(下図)(kmは羅臼からの直線距離)

(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 であり，データ取得インターバルは 1 秒になっており，更に位置データを GPS で取得しながら走行した．また，500m 毎に走行を停止し，実測の積雪深をゾンデ棒により観測した．GPR 観測用ソリは，GPR に必要な機材がすべて搭載できる．アンテナ底面と雪面が触れない構造になっており，そのため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．

この観測により得られる GPR 観測データの予想電磁波速度は，観測コース 500m毎の実測積雪深と GPR 観測により得られる電磁波往復時間から求めたものを，前後 200mの

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

区間において使用した．測深棒の届かない 19km地点の前後 200m区間に関しては，出発地点で積雪断面観測により予測した電磁波速度を用いた．

(3) 空中信号を取得する観測

新しい手法として，アンテナを手で持ち，空中信号を取得する観測を行った．受信周波数が 800MHz のアンテナを使用し，データ取得インターバルは 0.01 秒と設定した．観測順序は，アンテナを空中に向け，空中での信号(空中信号)を取得する．次に，アンテナを雪面に近づけて行きぴったりと雪面に接地したら再度，空中信号を取得する．

5. 画像解析

(1) 移動平均減算

解析例を図 5 に示す．GPR 搭載ソリ牽引観測には移動平均減算という画像解析を行う．移動平均減算はアンテナが移動し，変化する信号を抽出することが出来る処理法であり，対象となるデータの前後 90 データを平均した．積雪表層付近の特に強力なシステムノイズが除去され，進行と共に変化する雪面信号，地面信号を読み取ることが可能になった．完全に停止した地点の信号は完全に除去されてしまうが，停止直後の信号により停止地点の信号も読み取ることが可能である．

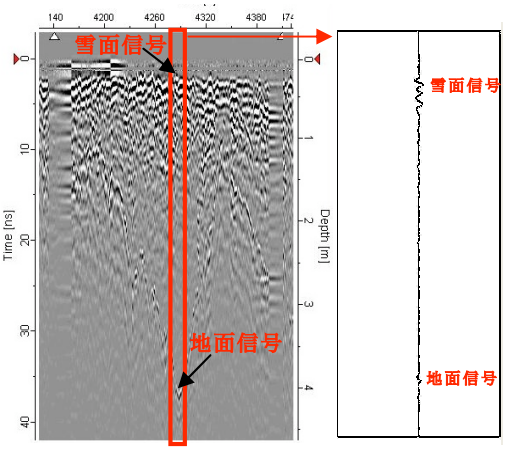


図 5　移動平均減算解析(20.5km～20km)

(2) 空中信号減算

解析例を図 6 に示す．空中信号取得観測にはこの解析を行う．空中信号 110 データ(12.40 秒～13.50 秒の観測データ)を平均し元データと同じ幅(13.92 秒)に直した減算用データを作成する．システムノイズを含んだ元のデータから，減算用データにより減算を行った．この解析により，システムノイズが除去され地面信号の判別が容易になり，更にシステムノイズに埋もれていた積雪内部からの信号を得ることが出来た．

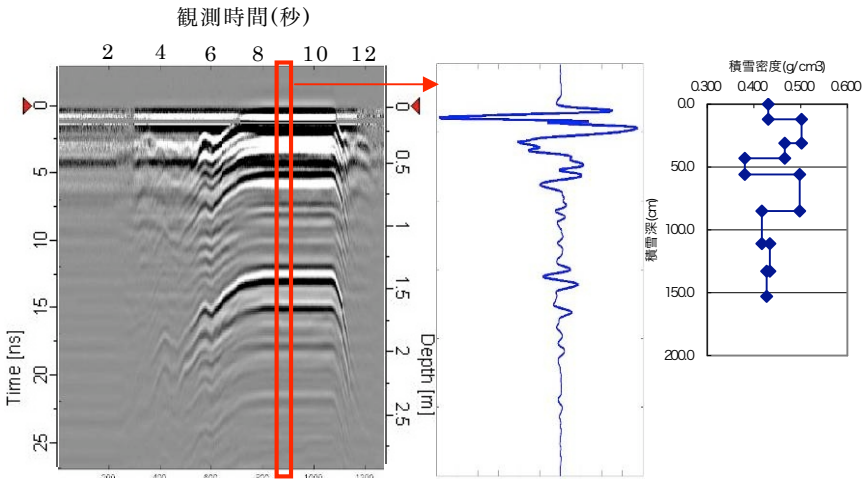


図 6　左図: 空中信号減算解析　右図: 積雪密度データ

6. 観測結果

(1) GPR 搭載ソリ牽引観測結果

観測結果を図 7 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は増し，特に 19km地点では測深棒が届かない最大の積雪があり，GPR により 489cmと

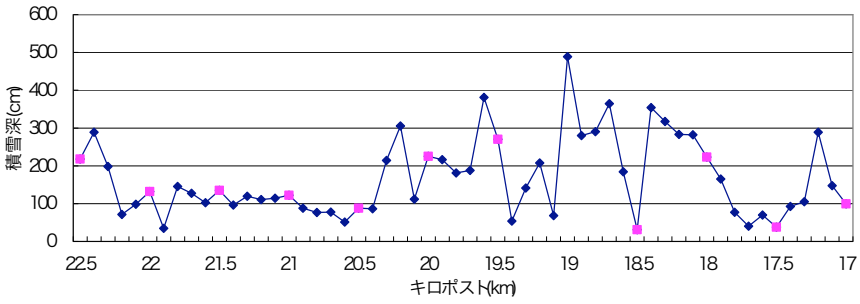


図 7　GPR 搭載ソリ牽引観測結果

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

予測することが出来た．最小の積雪深は 18.5km地点であった．

(2) 空中信号取得観測結果

空中信号減算による解析の結果，地面信号以外に積雪内部からの信号が得られた．断面観測の密度変化 0.118g/cm³を捉えたが，ほとんど密度変化の無い層からも強い信号を捉えた．これは今回断面観測において含水の影響を考慮していないため，含水層が得られている可能性が考えられる．

7. 考察

(1) 知床横断道路未除雪区間観測結果

19km地点と 18.5km地点において最大積雪深と最小積雪深が観測された．これは知床半島に南東風と降雪が影響したことが考えられる．気象庁のウトロ地点でのアメダスデータによると，3月7日と3月14日に強い南東風と共に降雪があったことがわかる．この影響が 19km地点においては南東方向のすぐ傍の標高差のある斜面からの積雪が多く堆積し，18.5km地点においては付近に標高差があまり無い地点のため雪が吹き払われたと考えられる．

(2) 知床峠積雪観測年度比較

2005年～2009年に行った知床峠横断道路上の実測積雪深観測結果を図8に示す．更に同地点数の結果が得られた 22.5km～20km地点での平均積雪深を比較したものを図9に示す．今年度の積雪深は 153cmであり，2006年から比較すると 2008年が 81cmであり最も積雪が少ない年であった．

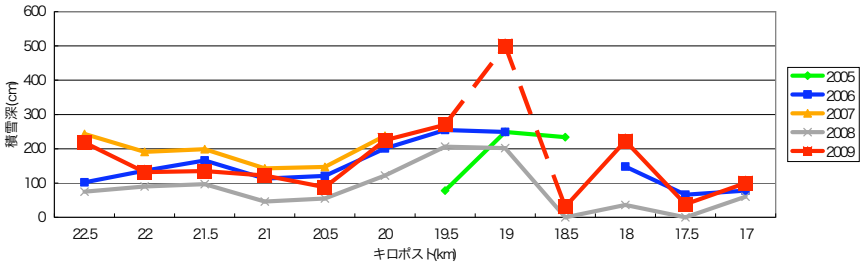


図 8　知床横断道路実測積雪深観測結果

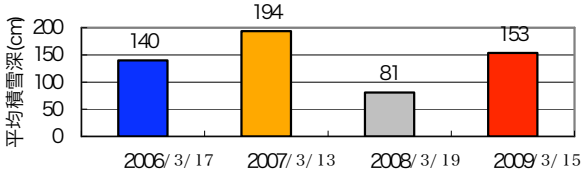


図 9　知床横断道路の平均積雪深(20～22.5km)年度比較

8. まとめ

(1) 知床横断道路未除雪区間積雪観測

・GPR観測により 100m毎の連続した積雪深を得た．それにより地点ごとの積雪傾向を知ることが出来た．

・測深棒では測定不可能な深い積雪深(400cm以上)を予想することが出来た．

・実測積雪深を 2005年～2009年で比較すると 2008年が 100cm以下で最も積雪が少ない年であった

(2) 空中信号取得観測

・画像解析を行うと積雪内部の密度変化(0.118g/cm³)の信号を得ることが出来た．

参考文献

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.

松岡健一(2005)：16.4 地中探査レーダ，雪と氷の事典，674-678

Tiuri, M.E., Sihvola, A.H, Nyfors, E.B., and Hallikaiken, M.T., (1984) : The Complex Dielectric Constant of Snowat Microwave Frequencies. IEEE Journal of Oceanic Engineering Vol OE-9, No5, 377-381.

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

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

久保雅弘，藤井敬太郎（北海道電力㈱），高橋忠大（㈱ジェイ・パワーシステムズ）

１．はじめに

送電線に取り付ける雪害対策品（難着雪リング，捻れ防止ダンパー，相間スペーサ）の難着雪効果を確認するためには，定量的な電線着雪量の評価が極めて重要である．しかしながら，これまで，捻れ防止ダンパーなどの電線着雪対策品の難着雪効果や，相間スペーサを取り付けた送電線の着雪量を定量的に評価した研究は少ない．

このため，その前段として，自然条件下における電線着雪（中でも電線を捻りながら発達する着雪）の状況やその発達過程を確認する目的から，2007年度より，様々な架線条件の捻れ剛性（捻れにくさ）を模擬した電線サンプルの着雪状況および着雪時の気象を観測している．[1]

本稿では，2007年度および2008年度の冬季間（11月から翌年3月までの期間）の観測結果とその考察について報告する．

２．観測設備概要

（１）着雪特性観測システム

着雪特性観測システムとは，短尺電線（電線サンプル）と架空送電線の捻れ剛性（捻れにくさ）を模擬する器具により様々な送電線径間の一部を模擬した設備と，それら電線サンプルの着雪状況や気象を観測する機器類を合わせた観測設備である．

本システムは，図１に示した江別市の北海道電力敷地内に設置した．設備の設置に要した敷地面積は，夜間の照明設備を除き，300㎡（縦幅：約 16m，横幅：約 18m）程度である（図2）．

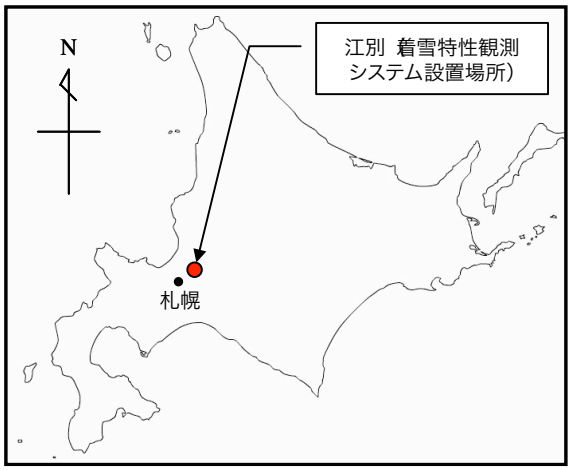


図１　着雪特性観測システム設置場所
Fig. 1. Location of snow accretion observation system

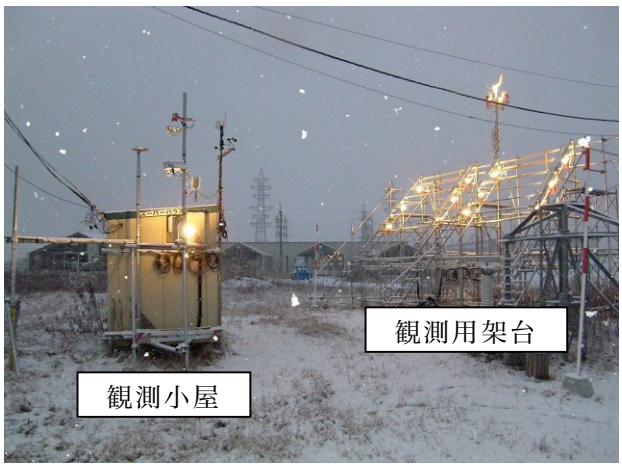


図２　着雪特性観測システム
Fig. 2. Snow accretion observation system

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

（2）設備構成

着雪特性観測システムを構成する機器の概要を表 1 に示す.

表 1　着雪特性観測システムの構成機器概要

Table 1.　Outline of composition equipment of snow accretion observation system

構成機器	概要
電線サンプル	・長さは 2250mm程度である. ・端部に，電線の捻れ剛性を模擬する器具を取り付けている. ・電線サンプルは，軸に対して直角方向を冬季主風向である西向きに設置している.
観測用架台	・模擬架線条件を与えた電線サンプルを設置している（12種類）. ・電線サンプル毎に着雪重量を測定するロードセル，回転角度を測定するポテンショメータ※を設置している.
画像収録装置	電線サンプルの状況を任意のサンプリング間隔で常時記録する.
気象データ観測装置類	①風向・風速計　②温湿度計　③積雪計 ④雨量計（転倒マス方式）　⑤降雨計　⑥日射計

※2008 年度から設置している.

（3）電線サンプルの模擬架線条件

着雪特性観測システムに設置している電線サンプルの模擬架線条件は，表 2 の通りである．相間スペーサ取り付け時の模擬は，径間中に 3 本の相間スペーサを設置している場合におけるサブスパン径間中央部の電線の捻れ剛性に設定した．また，捻れ防止ダンパー取り付け時の模擬は，径間中の 2 箇所に捻れ防止ダンパーを取り付けた場合における径間中央部の電線の捻れ剛性に設定した.

表 2　電線サンプルの模擬架線条件一覧

Table 2.　Simulated condition of the test conductors

模擬条件	電線サンプルの模擬架線条件				
	電線種類	模擬径間・模擬箇所	難着雪リング	捻れ防止ダンパー	相間スペーサ
A	ACSR160mm²	300m･径間中央部	－	－	－
B	ACSR160mm²	300m･径間中央部	○	－	－
C	ACSR160mm²	300m･径間中央部	○	○	－
D	ACSR160mm²	300m･径間中央部※2	○	－	○
E	ACSR160mm²	400m･径間中央部	○	－	－
F	ACSR160mm²	400m･径間中央部	○	○	－
G	ES-ACSR※1 160mm²	300m･径間中央部	－	－	－
H	ACSR610mm²	300m･径間中央部※2	○	－	○
I	ACSR610mm²	300m･径間中央部	－	－	－
J	ACSR610mm²	300m･径間中央部	○	○	－
K	ACSR610mm²	300m･径間中央部	○	－	－
L	ES-ACSR※1 610mm²	300m･径間中央部	－	－	－

○：有，－：無し　※1：捻回楕円電線　※2：サブスパンの径間中央部を示している.

（4）電線サンプルの設置方法と捻れ剛性の模擬方法

各電線サンプルの観測用架台への設置方法の模式図を図 3 に示す．電線サンプルは，電線の捻れ剛性を模擬する器具を取り付け，観測用架台に取り付けたロードセルで吊るように設置する.

電線の捻れ剛性の模擬には，図 4 に示すように，各模擬条件の電線の捻れ剛性と同等の性能となるバネを用いた.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

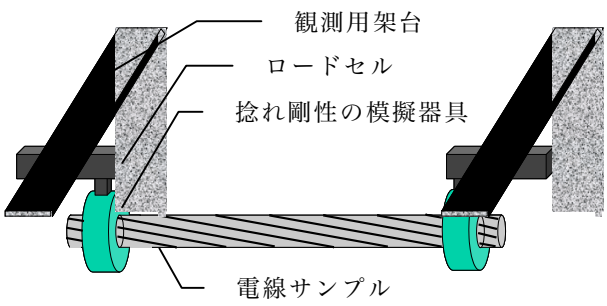


図３　電線サンプルの設置図
Fig. 3.　Installation diagrams of the test conductors

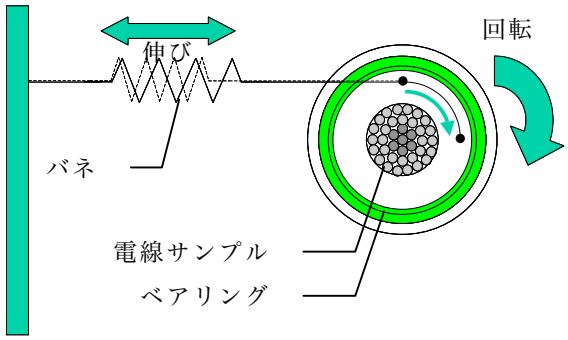


図４　捻れ剛性の模擬器具の概念図
Fig. 4. Conceptual diagramof apparatus that installs torsional rigidity

３．観測結果

2007 年度および 2008 年度の冬季間（11 月から翌年 3 月までの期間）に観測した中で，比較的有意な電線着雪の発達を確認した期間は 9 ケースあった．これら 9 ケースの着雪期間の中でも着雪が増加している期間における観測結果を表 3 にまとめた．

これら 9 ケースのうちいずれのケースにおいても電線着雪の状態は図 5 に示すような「冠雪（雪が電線に上載している着雪）」であり，最終的には「筒雪（雪が電線を覆う着雪）」にならずに落雪していた．

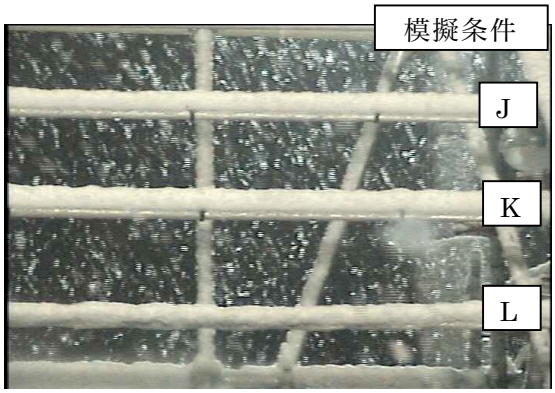


図５　着雪状況（2008/11/23 2:20）
Fig. 5. Condition of snowaccretion

各ケースにおける着雪増加量については，電線径が大きいほど，着雪増加量も概ね大きい傾向であった．

また，3 ケース（ケース⑤，⑦，⑨）において，着雪に伴い 5° 以上の電線サンプルの回転を確認した．その回転角度の変化量は最大 30° 程度であった．

表３　電線着雪が増加していた期間内の観測結果
Table 3. Observational result of snowaccretion developed period on the test conductors

ケースNo. （発生年/月/日）	電線着雪観測結果			気象観測結果※			
	模擬架線条件	最大着雪増加量 (kg/m)	回転角度変化	風速 (m/s)	気温 (℃)	相対湿度 (%)	日射量 (kW/m²)
①（2007/12/13）	K	0.6	－	0.6	-0.5	99.4	0.00
②（2007/12/29）	I	0.3	－	2.1	-0.3	98.2	0.01
③（2008/01/30）	J	0.2	－	0.4	-6.4	95.4	0.00
④（2008/02/27）	I	0.3	－	0.6	-8.1	93.7	0.00
⑤（2008/11/22）	J	0.4	○	1.5	+0.0	94.7	0.01
⑥（2008/12/31）	H	0.2	×	4.7	-1.0	96.2	0.05
⑦（2009/01/10）	J	0.2	○	1.5	-1.6	94.5	0.00
⑧（2009/01/14）	H	0.2	×	3.9	0.5	91.7	0.00
⑨（2009/01/20）	J	0.2	○	0.3	-1.9	92.1	0.02

※各値は，着雪が増加していた期間内の平均である．　○：有，×：無し（5° 未満），－：測定無し

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

４．考察

（１）着雪（冠雪）発達の要因について

表３より，着雪発達時の気象には，以下の共通点があった．

- 相対湿度が 90%以上であった．
- 日射量がほとんど無かった．（0.05kW/m²以下）
- 風速が 5m/s 以下であった．

特に風速については，風が弱い場合，風による落雪が起きづらくなるとともに，雪が電線上面へ付着しやすくなることから，冠雪状態で着雪が発達した大きな要因と考える．

（２）小サイズ電線の顕著な着雪の発達過程について

ケース毎に，小サイズ電線（模擬条件 A～F）の最大着雪増加量の平均と，大サイズ電線（模擬条件 H～K）の最大着雪増加量の平均を算出し，その比を着雪増加比とおいて，風速および気温とともに，図６に示す．

図６より，小サイズ電線（ACSR160mm²）は，大サイズ電線（ACSR610mm²）よりも最大着雪増加量は小さく，着雪増加比の平均は 50%程度であった．これは電線の投影面積の違いによるところが大きいと考える．しかし，ケース⑨は，他のケースとは異なり着雪増加比 80%を超えていた．

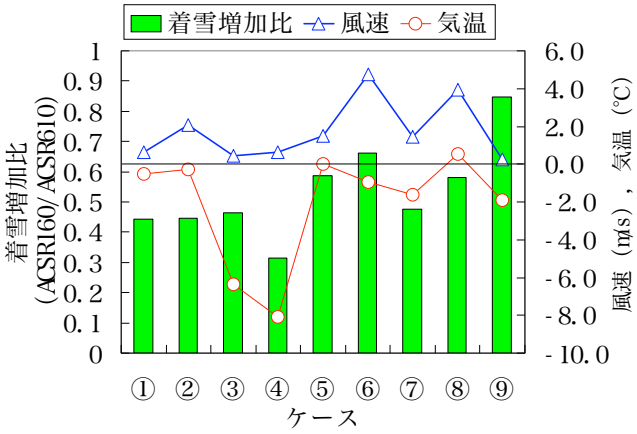


図６　着雪増加比

Fig. 6. Ratio of snowaccretion increase

この原因は，ケース⑨の着雪状況の映像などから確認できた着雪発達時の「着雪のクリープ（変形）」と「電線サンプルの回転」にあると考える．すなわち，着雪（冠雪）がクリープによって電線上から雪庇のように張り出し，その自重により電線サンプルを回転させたことにより，上方から見た場合の着雪を含む電線の投影面積が大きくなったため，大サイズ電線に近い最大着雪増加量に発達したと推測する．

５．おわりに

これまで，観測主対象である電線の捻れによる筒雪発達事象はまだ発生していないが，着雪時の気象を含む電線着雪状況の観測データが得られたことは有益であった．また，着雪（冠雪）発達時の要因などについて整理することができた．

今後も引き続き観測を継続し，定量的な送電線着雪量の評価につなげていきたい．

参考文献

[1] 藤井･高橋，2008: 屋外試験電線による着雪観測．2008 年電力・エネルギー部門大会，№338

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

大雪山「雪壁雪渓」の年々変化

高橋修平，亀田貴雄，榎本浩之（北見工業大学）

１．はじめに

「雪壁雪渓の観測を今でもしている」というと驚かれることが多い．大雪山の「雪壁雪渓」では，1960 年代から 1970 年代にかけて北海道大学低温科学研究所（以後，低温研と呼ぶ）の雪渓研究グループにより活発な観測が行われ，多くの雪氷学的研究が行われた（図 1）．調査観測は，野外調査のいい訓練の場ともなり，この経験をもとに南極観測やヒマラヤ調査など，各地の海外観測に携わった研究者も数多い．

低温研を主体にした観測は 1979 年の観測を最後に終わったが，その後 10 年の中断の後，北見工業大学（北見工大）雪氷研究グループが方法は変えつつ，観測を継続している．その観測経過について報告する．

図 1 大雪山 雪壁雪渓」(2005 年 10 月 5 日)．手前の逆三角型雪渓が 雪壁雪渓」．後方に白雲岳．

２．低温研観測時代

1962 年および 1963 年に長野県立山剣沢の「はまぐり雪」雪渓の調査（吉田他，1964）が行われたことがきっかけとなり，長期にわたる雪渓観測の必要性から北海道中央部・大雪山系高根ヶ原の東斜面に位置する雪渓を観測することになった．この斜面にはいくつも雪渓が存在し「雪壁」と呼ばれていたが，その内でも観測のしやすさから比較的小さな規模の雪渓が選定され，「雪壁雪渓」と名付けられた（木下他，1965）．

本格的調査は 1964 年に始まり，雪渓規模調査，ボーリング調査，密度観測，氷粒径観測，氷薄片観察等が行われ，1979 年にかけての 16 年間，様々な調査・研究が行われてきた（木下他，1966; 若濱他 1968 など）（図 2，図 3）．

井上・松田(1973)は，雪壁雪渓の毎年の縦断面形状を推定した上で，融解量は気温に依存するが，冬期間の涵養量については，降水量，風速から求めた高根ヶ原を吹走する地吹雪量とよ

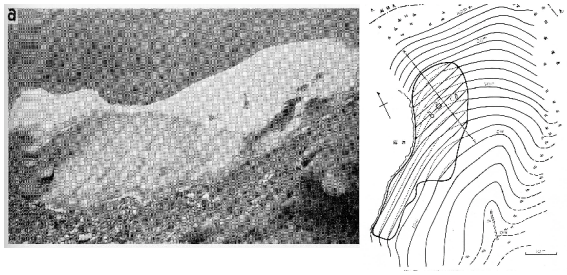


図 2 1964 年雪壁雪渓(1964 年 8 月 27 日)．木下他(1965)より．

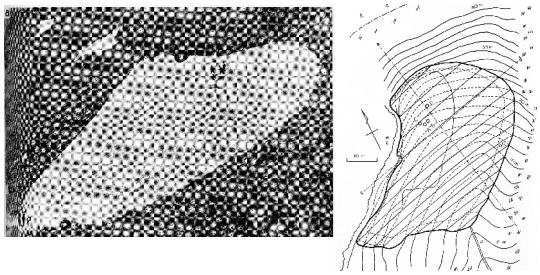


図 3 1965 年雪壁雪渓 (木下他(1966)より)．右図の太実線は 9 月 3 日，細点線は 9 月 23 日，細実線は前年 8 月 23 日の雪渓周縁を示す．

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

い相関をもつことを見出した．

成瀬他(1972)は，大雪山全域の雪渓調査を行い，28 個の大規模な多年性雪渓について面積，傾斜，斜面方位の測定を行い，斜面方位については 95%が北東から南南東の間にある，つまり季節風である西風の風下にあることを確かめた．その中で雪壁雪渓の面積は 20 番目であった．

1960 年代から 1970 年代にかけて，日本各地で雪渓観測が多く行われ，樋口（1969）は多年性雪渓の地球科学的意味として，「雪氷変態過程」，「氷河遷移態」，「気候変動指標」，「水収支系」等の意義を示し，地球科学の諸分野と関連して雪渓を総合的に理解する必要があると説明した．

1976～1977 年には文部省科学研究費補助金総合研究(A)「日本における山岳積雪の変動とその地域特性に関する研究」（代表者：樋口敬二）が 10 大学の研究者によって組織され，ウエンシリ岳，大雪山，岩木山，月山，立山，穂高岳，白山など 12 ヶ所の雪渓観測を行った．その結果の一部は雪氷 41 巻(1979)に特集号として収録されている（樋口,1979）．

佐藤他(1981)は，長さ 12m のゴムホースに 120 本の光ファイバーを 10cm 間隔で埋め込み，先端部で明暗を 8mm カメラでインターバル記録することにより融解を測定する長期融雪深計を作成し，雪壁雪渓のボーリング孔に埋め込んで 7 月から 10 月にかけての融解過程を観測した（図 5）．

この融雪観測に基づき，高橋他(1981)は雪壁雪渓融解過程の熱収支を解析した．熱収支各要素と気温の関係から融雪量と積算気温を比較しよい相関を得た．ただし，日射量やアルベードは気温と関係ないことから，融雪係数は日射吸収量をパラメータとして表した．この研究は融雪係数の熱収支特性研究のさきがけとなった（図 6）．

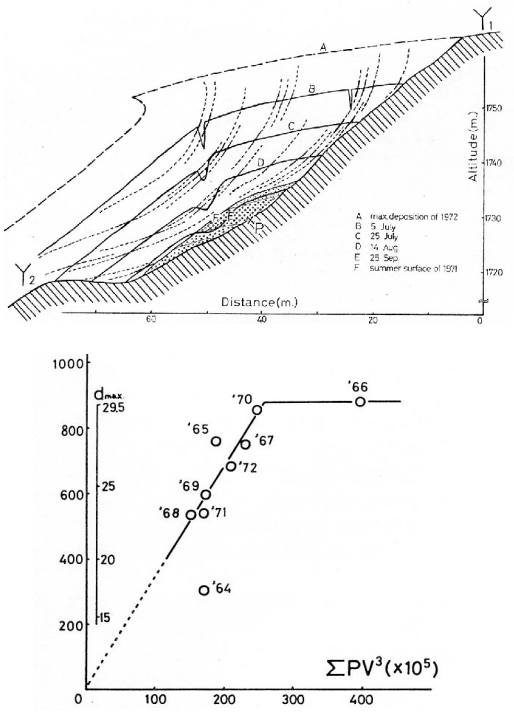


図 4 1972 年雪壁雪渓縦断面(上)および冬期最大涵養量と地吹雪量の関係（下） (井上・松田, 1973)．

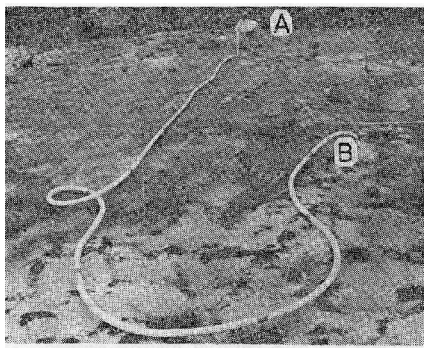


図 5 雪壁雪渓での長期自記融雪深計．1978 年 7 月 4 日設置後，9 月 2 日の時点で約 9m の融雪．佐藤他(1981)より．

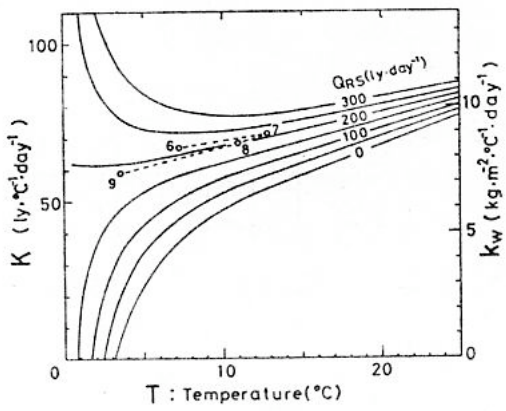


図 6 雪壁雪渓の表面熱収支を考慮した融雪係数の変化．高橋他(1981)より．

3．北見工大観測時代

低温研による観測は，雪渓観測に携わっていた研究者が各機関に移動したり，南極観測や海外調査に携わって不在になったこと等が重なり，

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

1979年の観測を最後に中止していたが，1989年から北見工大・雪氷研究グループにより雪壁雪渓観測は再開された．北見からは早朝出発すれば日帰り調査が可能であり，9月下旬の消耗期に雪渓測量をすることとした．

低温研時代調査ルートは高原温泉から三笠新道経由で往復 4 時間と時間が短かったが，その後，三笠新道は熊出没危険のため不通となり銀線台から白雲小屋経由の長いルートに変更し，往復 10 時間と不便になった．

1989～1992 年の観測では，1991 年に雪壁雪渓はほとんど消失状態まで縮小した．これは 1988 年 12 月～1989 年 3 月に十勝岳噴火による火山灰の降灰があり，アルベード低下による日射吸収量増大の影響があったと思われる（高橋等，1993）（図 7）．

図 8 に雪壁雪渓の毎年の消耗期末期の様子を示す．悪天等で必ずしも毎年の写真はない．1991 年および 2000 年に非常に小さく，1992 年，1997 年，2005 年に大きいのが目を引く．

悪天や積雪などのため現地 測量調査は必ずしも毎年実施できず，1999 年から空撮も行うようにした．空撮に用いた飛行機は北見農道空港を拠点にスカイスポーツ活動を行っている加藤隆士氏所有の複座モーターグライダーである．

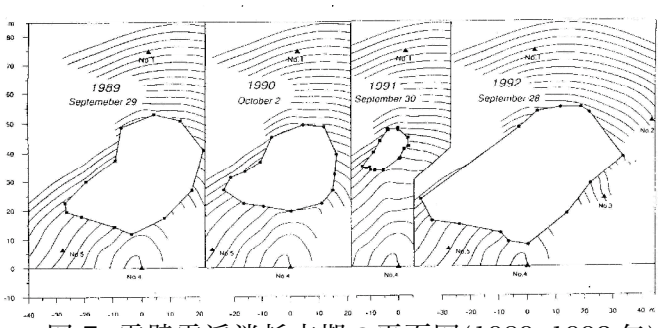


図 7　雪壁雪渓消耗末期の平面図(1989- 1992 年)．1991 年は消失に近かった（高橋他，1993）

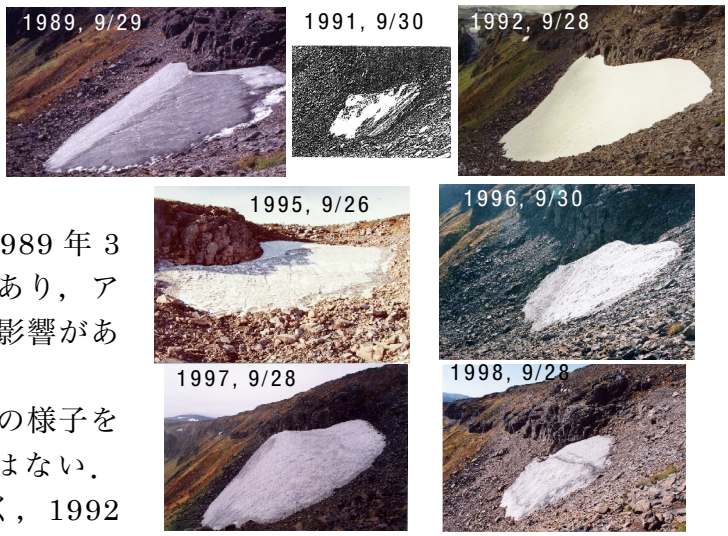


図 8　消耗末期の雪壁雪渓現地写真(1989～2005 年)．

図 9　雪壁雪渓の空撮写真

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

図 9 に空撮された写真を示す．写真は斜め写真であり，面積推定はかなりの誤差を伴うが雪渓規模の大小は判別できる．2000 年に小さく，2005 年に大きいことがわかる．

4．雪壁雪渓の年々変動

図 11 に「雪壁雪渓」の面積変動を示す．面積は大きく変動し，その傾向は気候変化に直接は対応しないように見えるが，面積が比較的大きい拡大期と縮小期に分けて考えると，そのトレンドはある変化を示しているように見える．

雪渓面積が拡大期と縮小期にスイッチして変化するフリップフロップ型変化の原因を考察する．一つのヒントは 1962 年と 1989 年に十勝岳が噴火した後，2〜3 年後に雪渓が極小になっていることである．つまり表面の火山灰層がアルベドを下げ，日射吸収増加により融解が進行したと思われる．

同様に雪渓内部の古い表面層のダストが現れたとき，融解が促進される．何層もの層が現れればますます融解が行われる．一旦，極小となり，再び大きくなるときは内部に過去の表面層は含まず，しばらくは大きいままでいられる（図 11）．同じことが氷河消耗域でも起こり，多年生汚れ層が融解を促進している可能性がある．

汚れ層が余りに厚いときはヒマラヤの氷河のように融雪を抑制することもある．このように汚れ層は雪渓や氷河の融解の大きな要素となっている．

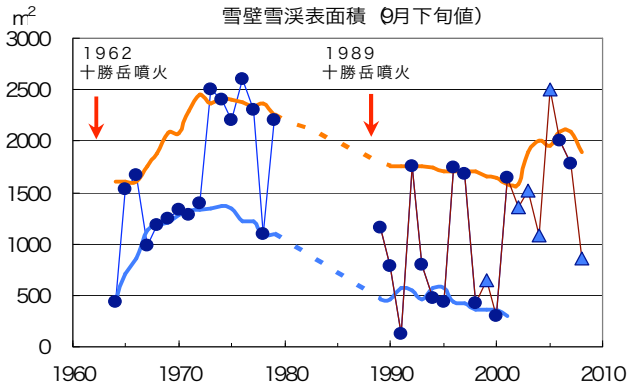


図 10　雪壁雪渓の消耗来面積変化．
●は測量値，▲は空撮写真による推定値．

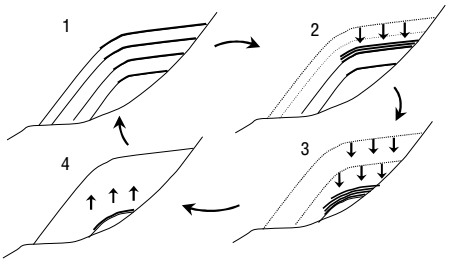


図 11 多年性汚れ層による融雪促進の概念図

5．おわりに

データを単に並べて見ると，一見ランダムに見える雪渓面積の挙動も気候学的・雪氷学的には意味を持っているようである．それも長いデータの積み重ねがあってわかることであり，まさに「継続は力なり」である．長年に渡り，「雪壁雪渓」に携わった多くの人たちに感謝します．

参考文献

井上雅之，松田益義 (1973) 大雪山雪壁雪渓における質量収支の研究．雪氷，35，180-191.
木下誠一他(1965):大雪山の雪渓調査(第 1 年度).低温科学,物理編,23,121-127.
佐藤篤司他(1981):大雪山 雪壁雪渓」の長期消耗過程.雪氷,43,97-100.
高橋修平他(1981):大雪山 雪壁雪渓」の融雪に関する熱収支特性.雪氷,43,147-154.
成瀬廉二，石本敬志，坂本雄三，高橋修平(1972):大雪山における多年性雪渓の分布，および雪壁雪渓の消長について.低温科学,物理編,30,115-128.
樋口敬二(1969) :多年性雪渓の地球科学的意味．雪氷，31，63-68.
樋口敬二(1979) :日本における雪渓の地域的特性 (I) まえがき－雪渓観測と国際氷河観測との関連．雪氷，41，1-7.
若濱五郎他(1968):大雪山の雪渓調査(第 3 年度).低温科学,物理編,26,215-229.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

ガスハイドレート生成時のゲストガス同位体分別
～バイカル湖の天然ガスハイドレートの例～

八久保晶弘，小関貴弘，中畑良紹，坂上寛敏，南　尚嗣，庄子　仁(北見工業大学)，
O. Khlystov (Limnological Institute, SB RAS)

１．はじめに

ガスハイドレートは，水分子が作るカゴ状のフレーム内部にゲストガス分子を包接した，低温・高圧環境下で安定な物質である．海底・湖底堆積物中や永久凍土中などに存在する天然ガスハイドレートが新しいエネルギー資源として注目される一方，地球環境における振る舞いや役割の解明が期待されている．例えば，海底下の温度・圧力条件が何らかの原因で変化すれば，ガスハイドレート鉱床の解離・崩壊が海底地滑りの原因となるだけでなく，温室効果ガスであるメタンの大量放出が地球規模の気候変動を引き起こす可能性がある．本研究は水底下における天然ガスハイドレートの生成・維持・解離プロセスの解明を目指して，主としてゲストガスの組成・同位体比から上記プロセスの理解につながる情報を得ようとするものである．

天然ガスはメタンを主成分とする炭化水素ガスである．すなわち，天然ガスハイドレートは水分子と炭化水素分子をそれぞれ構成する酸素 (^{16}O, ^{17}O, ^{18}O)，水素 (H, D)，炭素 (^{12}C, ^{13}C) の組み合わせからなる水分子と炭化水素分子でできている．クラスレートハイドレートのホスト分子である水分子の同位体分別については，氷生成時のそれとほぼ同様であることが知られており（Maekawa, 2004），割合としてはごく僅かであるが，ハイドレート相は $H_2{}^{18}O$ や HDO に富む傾向がある．しかしながら，ゲスト分子である炭化水素の同位体分別については，ごく最近まで知られていなかった．Hachikubo *et al.*（2007）は純粋なメタンおよびエタンハイドレートを耐圧容器中で人工的に生成し，ハイドレート相とガス相の炭素・水素同位体比をそれぞれ調べた結果，炭素同位体比については違いが見られないが，ハイドレート相はガス相に対し，僅かながら水素同位体比（δD）の小さいメタンを包接することを示した．

ガスハイドレート生成時にともなう安定同位体分別が定量的に分かれば，結晶相に固定された分子の安定同位体比から，生成時における流体相（水，ガスあるいは水中溶存ガス）の分子の安定同位体比を推定できることになる．現状ではまだ多くの解決すべき問題点があるが，本稿ではバイカル湖の天然ガスハイドレートを例にとり，ハイドレート相に固定されたメタンおよびエタンと間隙水溶存ガスのそれらとの間にどれほどの安定同位体比の差があるかについて調べ，生成時期推定の可能性について検討を行なった．

２．調査の概要

世界で最も深い湖として知られるバイカル湖では 2000 年以降，湖底表層堆積物中に天然ガスハイドレートが相次いで発見されている．北見工業大学未利用エネルギー研究センターは，ロシア科学アカデミーシベリア支部陸水学研究所との共同研究を実施，2002 年より表層型ガスハイドレートの調査が継続されている．2008 年までに計 7 地点（Malenky, Bolshoy, Malyutka, Peschanka, Goloustnoye Flare, Kukuy K-0, Kukuy

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

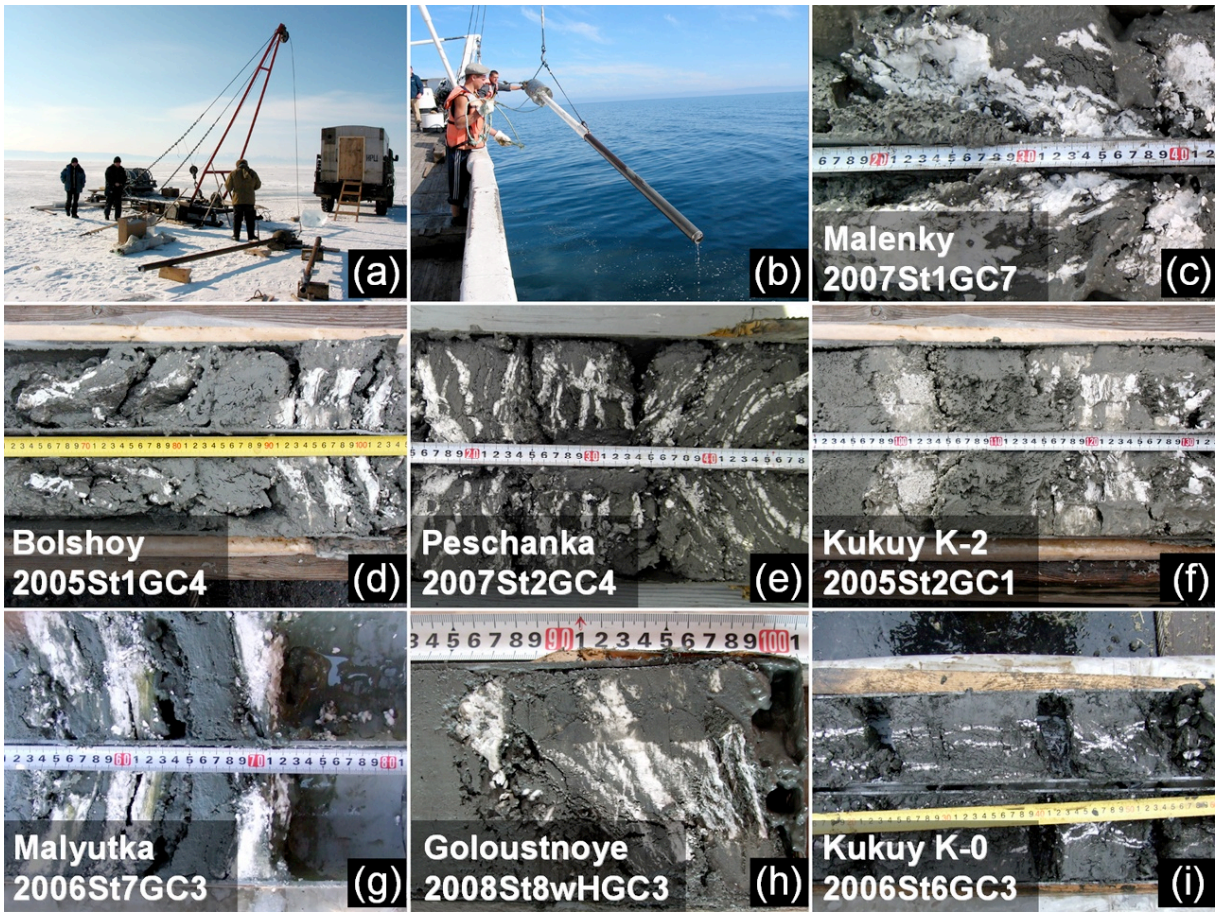


図１　バイカル湖の表層型ガスハイドレート．(a-b) gravity corer を用いた湖氷上および船上での湖底表層堆積物採取の様子．(c-i) 各地点で採取された天然ガスハイドレート．

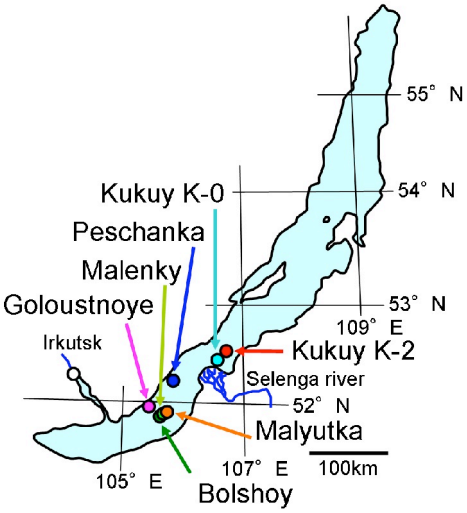


図２　表層型ガスハイドレートの採取地点．

K-2）で天然ガスハイドレートが採取され（図１・図２），船上あるいは湖氷上での解離ガス採取，およびヘッドスペース法を用いた間隙水溶存ガスの採取が行なわれた．ハイドレート解離ガスについては数個／コア程度，間隙水溶存ガスについては深さ方向に 10cm おきに採取された．それぞれの容器には 5mL バイアル瓶が用いられ，ガスを変質させる可能性のあるハイドレート解離水や堆積物の混入を防ぐ工夫がなされている．

３．測定方法

現地から持ち帰ったガスサンプルについては，まずガスクロマトグラフ（Shimadzu GC-14B・Sunpak-S）を用いて成分毎に分離・定量を行なった．その後，安定同位体質量分析計（Finnigan DELTA Plus XP・Carboxen-1006PLOT）を用いてメタン・エタンそれぞれの炭素・水素同位体比を求めた．両同位体はそれぞれ PDB・VSMOW スケールに換算され，$\delta^{13}C$・δD で表記した．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

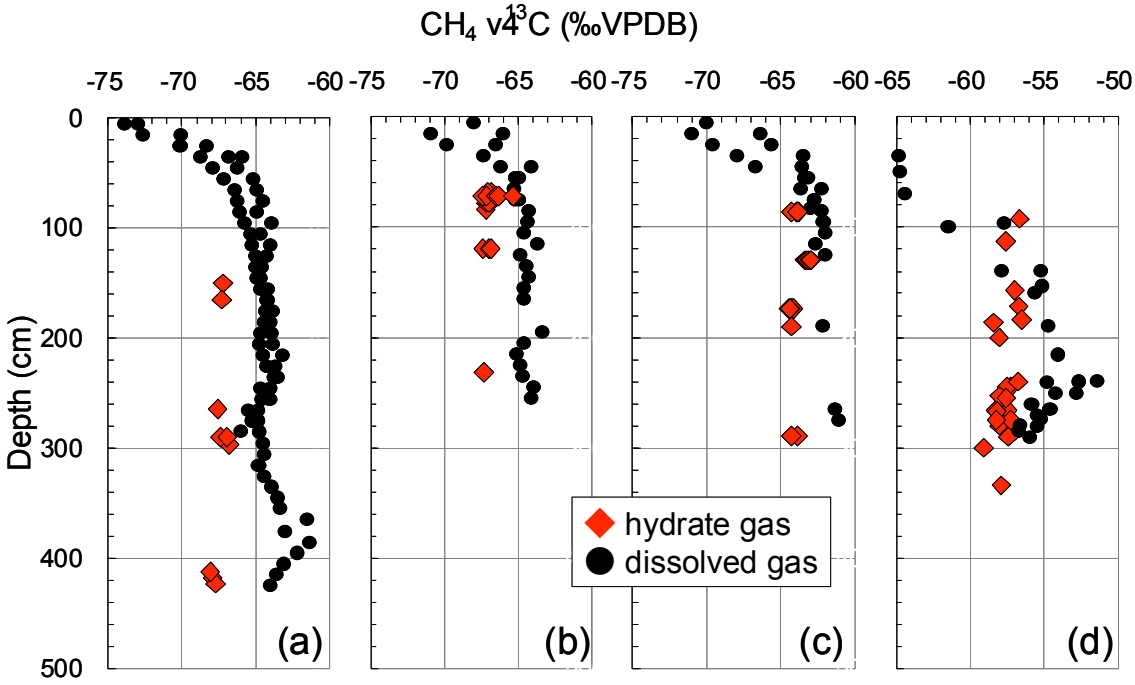


図３　ハイドレート解離ガス・間隙水溶存ガス中のメタン δ^{13}C の深さ分布．
(a) Peschanka，(b) Malenky，(c) Goloustnoye，(d) Kukuy K-2．

４．測定結果および考察

メタンの δ^{13}C に関して，計４ヶ所でそれぞれ採取された複数コア分のハイドレート解離ガスおよび間隙水溶存ガスを深さ方向にプロットした（図３）．まず，ハイドレート解離ガスに注目すると，南湖盆の Peschanka および Malenky では δ^{13}C が-67‰程度，同じく南湖盆の Goloustnoye では-64‰程度，そして中央湖盆の Kukuy K-2 では-58～-56‰となっている．深さ方向については特に傾向は見られず，数 m 深までは δ^{13}C はほぼ一様であると言える．これらに対し，間隙水溶存ガスは湖底付近数 10cm深以上でいずれも δ^{13}C が小さくなる傾向が見られるが，ハイドレートの存在深度ではおおむね一定とみられる．特徴的であるのは，いずれの地点においてもハイドレート解離ガスの δ^{13}C は間隙水溶存ガスの δ^{13}C より数‰程度小さめなことである．

同様の傾向はエタンに関しても見られる．図４はハイドレート解離ガスおよび間隙水溶存ガスのエタン δ^{13}C を深さ方向にプロットしたグラフである．解離ガス中のエタン濃度については，Goloustnoye では約 1%前後，Kukuy K-2 では約 3-15%ほどもあり，特に後者については通常の結晶構造 I 型に加え，あるメタン・エタン組成で出現する結晶構造 II 型が混じっていることが判明している（Kida *et al.*，2006）．Kukuy K-2 のハイドレート解離ガス中のエタン δ^{13}C は-30～-25‰とばらつきがあるものの，間隙水溶存ガスのそれよりも明らかに小さい．

このことから，Hachikubo *et al.*（2007）が得た，ハイドレート生成時に炭素同位体分別はみられないという結果をふまえて以下のように解釈した．すなわち，図３～図４で示した各地点ではハイドレート生成時には間隙水溶存ガス中のメタン・エタンとも δ^{13}C が現在より数‰小さく，生成後に泥火山活動など何らかの原因で間隙水溶存ガスの δ^{13}C が増加し，現在に至ったと考えられる．一方，Kukuy K-2 では現在も間隙水溶存ガス中のエタンがハイドレート相に部分的に取り込まれている可能性がある．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

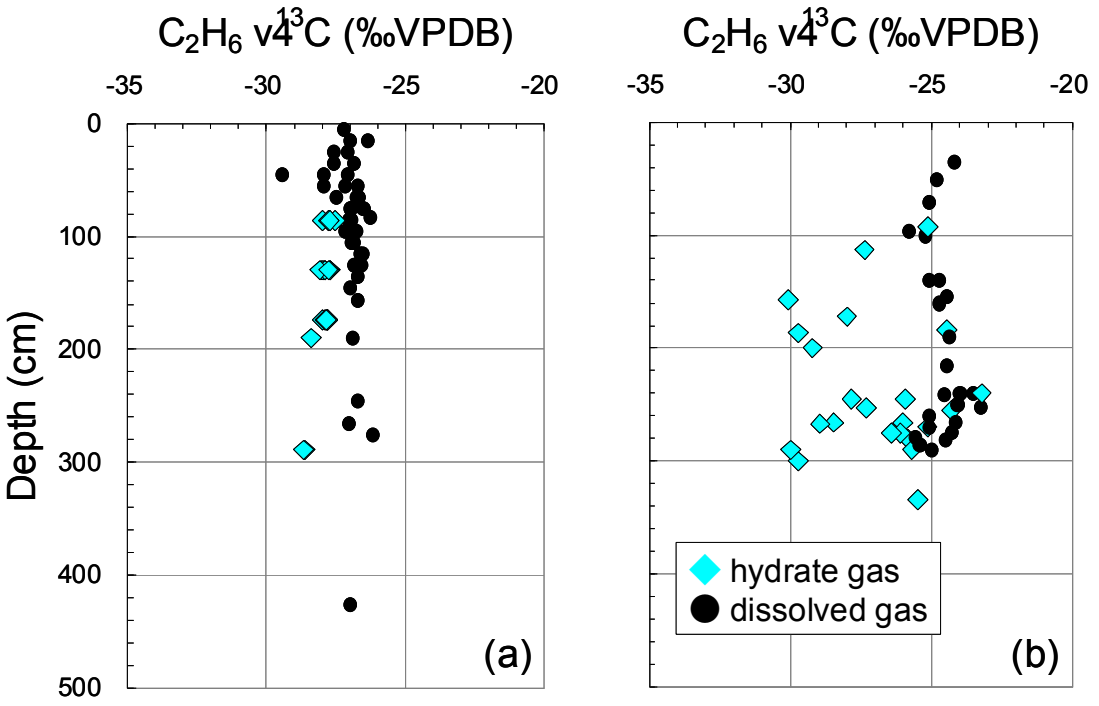


図４　ハイドレート解離ガス・間隙水溶存ガス中のエタン δ^{13}C の深さ分布．
(a) Goloustnoye，(b) Kukuy K-2.

５．まとめと今後の課題

ガスハイドレート生成時のゲストガス同位体分別（Hachikubo *et al.*，2007）を用いて，天然ガスハイドレートに関する δ^{13}C プロファイルの解釈を試みた．しかしながら，ハイドレート相に固定されたガス分子が結晶外の分子と交換する可能性，同位体分別の結晶成長速度依存性，ガス気泡（湖底からのガスプルームの存在が音響探査で判明している）と溶存ガスとの間の同位体分別の検証，同位体分別の温度圧力依存性ならびに堆積物粒子による影響評価，また間隙水溶存ガス採取法の改良など，現時点では多くの課題が残されている．

参考文献

Hachikubo, A., Kosaka, T., Kida, M, Krylov, A., Sakagami, H, Minami, H, Takahashi, N and Shoji, H, 2007: Isotopic fractionation of methane and ethane hydrates between gas and hydrate phases, Geophys. Res. Lett., **34**, L21502, doi:10.1029/2007GL030557

Kida, M, Khlystov, O., Zemskaya, T., Takahashi, N, Minami, H, Sakagami, H, Krylov, A., Hachikubo, A., Yamashita, S., Shoji, H, Poort, J. and Naudts, L., 2006: Coexistence of structure I and II gas hydrates in Lake Baikal suggesting gas sources frommicrobial and thermogenic origin. Geophys. Res. Lett., **33**, L24603, doi:10.1029/2006GL028296.

Maekawa, T., 2004: Experimental study on isotopic fractionation in water during gas hydrate formation, Geochem J., **38**, 129-138.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

冬季の公園における雪上活動の呼吸循環応答

須田　力（北方圏体育・スポーツ研究会），愛甲哲也（北海道大学大学院農学研究院）
中村佳子（公園ねっとわーく），大友雅子（札幌市環境局みどりの推進部）

1.　研究の目的

糖尿病予備軍 1200 万に象徴される運動不足,体力低下による生活習慣病の脅威が大きな問題となっている.厚生労働省による「健康づくりのための運動指針 2006（エクササイズガイド 2006)」により,メタボリックシンドロームを予防し死亡のリスクを低減させるために必要な運動量,運動強度,性別・年齢代別最大酸素摂取量の基準値が公表されている（下光,2006）.北海道の住民は,子どもの体力が全国最下位レベル,成人の肥満傾向など健康・体力で深刻な課題を抱えている.この原因として冬季の身体活動量の減少が指摘されている.

冬季の生活では,圧雪路面の歩行の運動強度が無雪路面よりも 1MET 高くなり,ショベル除雪の運動強度が,普通歩行の 2 倍近いなど,酸素摂取能力の維持の効果が期待される身体活動もあるが多くの公園が雪に閉ざされ子どもたちの姿が見かけない.

雪捨て場と化した冬の公園を遊び場空間として確保するためには,財政事情の厳しい自治体に機械による除雪や圧雪を依存できない．住民自身がつぼ足,かんじき,歩くスキーなどで深雪を踏み固める地道な努力が必要である.イグルーや雪像制作のための雪のブロックづくりもまず深雪の踏み固めから始まる.深雪の中の身体活動について,人間工学では雪中の歩行の負担度は足の埋没深さが増すにつれて負担度が急増することが報告されている（Heinonen et al, 1959: Pandolf et al, 1976: Smolander et al,1989）.

本研究は,負担度の高い運動は酸素摂取能力を高めるトレーニングとしてポジティブに評価できるという視点から歩行や深雪の踏み固めを含む雪中身体活動の運動強度を子どもと成人について測定した.

2.　研究の方法

（１） 被験者

被験者は，児童が 3 名,成人が 7 名で，男子小学生 3 名は,年齢 8～11,平均 9.7 歳,身長は 132～147,平均 142cm,体重は 24～38,平均 32kg であった.成人は男性が 5 名で,19～65,平均 46 歳,身長が 164～175,平均 170cm,体重が 70～85,平均 76kg であった.女性は 2 名で,年齢は 41～64,平均 53 歳,身長が 155～162,平均 158cm,体重が 58～65,平均 61kg であった.

（２） 実験条件

① 環境条件：実験は,2008 年 1 月から 3 月にかけて札幌市東区ひのまる公園および同東区モエレ沼公園で行なわれた.実験時の気象条件を表 1 に示す.

表１　実験時の環境条件

年　月　日	場　　所	天候	気温(℃)
008 年 1 月 2 日	東区ひのまる公園	晴	−1.0
08 年 1 月 26 日	東区モエレ沼公園	曇	−4.0
08 年 1 月 27 日	東区モエレ沼公園	曇	−3.3
008 年 3 月 8 日	東区ひのまる公園	晴	＋3.0

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

表２　成人の雪上活動の測定者数と深雪における足の埋没深さ

圧雪路面歩行: N=7
深　雪　歩　行: N=2, 15～20cm,
深雪踏み固め: N=5,　15～26cm,
かんじき歩行 ： N=3, 25～30cm
深雪歩くスキー: N=2, 15～25cm,

②深雪の身体活動における靴の埋没深さ：　男子児童２名の深雪歩行時の靴の埋没深さは25cmであった．成人においては，表２に示す通り，実施日により足の埋没深さは差があった．移動速度を各自のペースとしたため，埋没深さが浅い条件では速度が高まり，運動強度は必ずしも埋没深さと比例しなかった．

②測定指標

運動強度の指標は，主観的作業強度（RPE，ボルグスケール），心拍数および酸素摂取量などの呼吸代謝指標である．心拍数はPolar社製S610iにより記録した．呼吸代謝指標は，携帯用呼吸代謝測定装置（S&ME社製 VO2000）を用いた．

写真 1.　男子小学生への心拍数計の装着（左）と携帯式呼吸代謝による深雪歩行時の酸素摂取量測定（右）．

③測定した雪中身体活動

男子児童においては，心拍数はイグルー制作，圧雪路面歩行，深雪歩行およびそり遊び，酸素摂取量は，圧雪路面歩行および深雪歩行の２種類を２名について測定した．成人においては，圧雪路面歩行，深雪踏み固め，深雪歩行，深雪歩くスキー，かんじき歩行，それぞれについて心拍数および酸素摂取量を２～7例測定した．

3.　結果と考察

（１）児童の雪中活動の呼吸循環応答

表３　男子児童の雪中活動時の心拍数．

	イグルー制作	圧雪歩行	そり遊び	深雪歩行
N	3	2	2	2
時　間（分）	58～74	10	24～26	10
心拍数（拍/分）	118.0	132.2	154.0	174.7
%MHR	56.0	62.3	72.8	82.6

(注)%MHRとは最大心拍数推定値（220-年齢）に対する割合．

表３に３名の男子児童の雪中活動中の心拍数の平均値を示す．イグルー制作時は118拍/分，最大心拍数の56%，圧雪歩行はそれぞれ132拍/分，62%，そり遊びでは154拍/分，73%となった．深雪歩行ではさらに増加し，175 拍/分，83%となった．酸素摂取量は圧雪歩行の15.2ml/kg/分（4.4METs）に対し，深雪歩行では30.2ml/kg/分（8.6METs）と歩行の約２倍の強度に達した．アメリカスポーツ医学会の「運動処方の指針第７版」(2008年)では，一般人では77～90%MHR の運動をきちんとした時間と頻度で行えば，心肺機能は向上するとされている．Willmoreたち（1976，1982）は，８歳から15歳までの男子において最大酸素摂取量が42ml/kg/

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

分(12METｓ)以下を冠動脈心疾患の危険因子の一つにあげている．本研究において，圧雪路面の歩行はこの値の 36%に相当し，運動強度としては不十分であるのに対し，深雪歩行は 72%に相当し，心肺機能の発達に有効な強度とであった．

（２）成人の雪中活動の呼吸循環応答

①主観的作業強度（RPE）

運動強度を評価する指標として心拍数や酸素摂取量などの客観化された指標とともに，運動実施者の主観的感覚から評価する「主観的作業強度」(RPE, ボルグスケール) が用いられいる．図１は，成人の５種類の雪上活動時の PRE である．

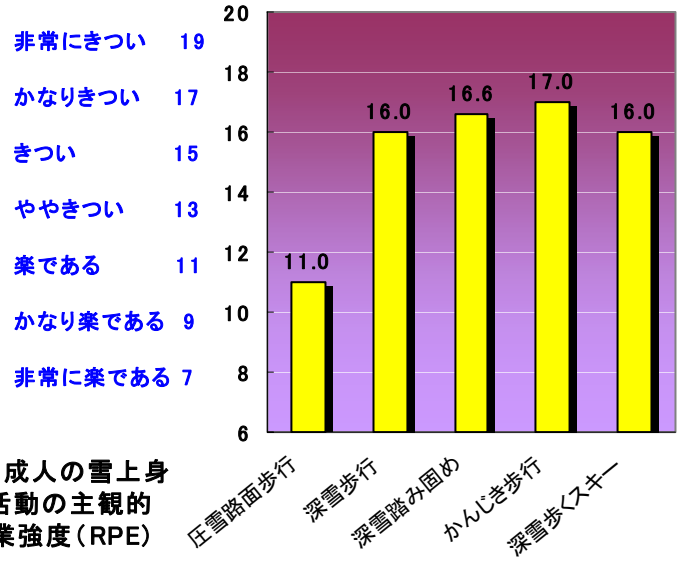


図1　成人の雪上身体活動の主観的作業強度（RPE）

圧雪路面歩行はいずれも 11（楽である）であったが，深雪中の身体活動はいずれも 15（「きつい」を越えた．前述のアメリカスポーツ医学会の一般成人の運動処方では，心肺機能の効果的な運動強度は RPE では，12～16 とされ，深雪中の身体活動はいずれも十分な運動強度と評価される．

（２）心拍数

心拍数は図２に示すとおり，圧雪路面歩行は 115 拍／分であった．深雪中の身体活動ではいずれも 120 拍/分を越え最大心拍数の 79%以上の高強度となった．アメリカスポーツ医学会の一般人のための心肺機能の向上に効果的な心拍数は，体力の劣る人で最大心拍数の 55%以上，一般人では 60%から 90%とされている．本研究では，圧雪路面の歩行でも 67%に達し，７名中５名がトレーニングとして有効な最低限の強度である目標心拍数下限を越えていた．

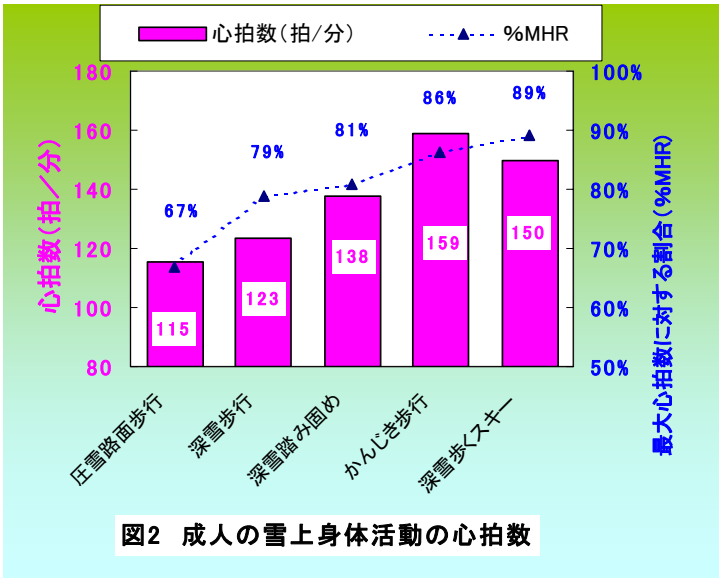


図2　成人の雪上身体活動の心拍数

深雪中の身体活動は，すべての値が目標心拍数下限を越え，運動時間が必要条件を充足されれば循環機能向上の効果が期待できる運動強度であった．

(3) 酸素摂取量

酸素摂取量は通常，体格差の影響を消去するため測定値を体重で割った値で評価される．安静時は体重 1kg 当たり毎分 3.5ml とされ，無雪期の 80m/分の歩行は 11.5ml/kg/分で安静時の 3.3 倍（3.3METs）となる．圧雪路面では 16.4ml/kg/分（4.7METs）と運動不足の人でも無理なく実施でき，健康づくりに必要な酸素摂取能力を維持するために適度な強度と評価する．

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

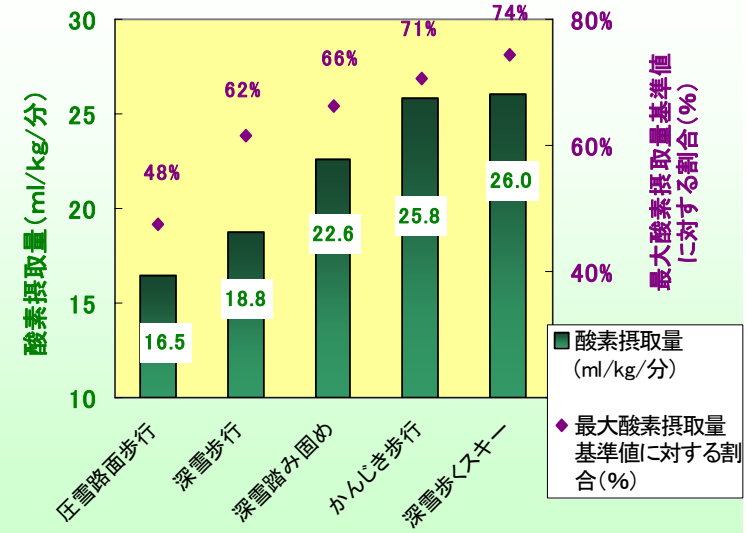


図3　成人の雪上身体活動の酸素摂取量および最大酸素摂取量基準値に対する割合(%)

深雪中の身体活動は，深雪歩行が 18.8ml/kg/分（5.4METs），深雪踏み固めが 22.6 ml/kg/分（6.5METs）と無雪路面の普通歩行の約 2 倍となった．かんじき歩行は 25.8ml/kg/分（7.4METs），深雪歩くスキーは 26.0ml/kg/分（7.4METs）とテニス（一般のラリー）やバドミントン（正式なゲーム）の 7.0METs に匹敵する強度となった．メタボリックシンドロームを予防し，死亡のリスクを低減させるために必要な最大酸素摂取量の基準値が提案されている．例えば 40 歳台の男性の場合 37ml/kg/分（10.6METs）の基準値を維持･向上させるためには，最大酸素摂取量の 50%（18.5ml/kg/分）以上の強度が必要である．今回測定した深雪中の身体活動の平均値はいずれもこの水準に達していた．

4. 結 論

雪中活動，とりわけ深雪中の身体活動は，子ども，大人の呼吸循環機能の向上に必要な運動強度を充足し，生活習慣病予防の効果が期待できる．イグルーつくりや雪中運動会前の深雪の踏み固めのように楽しむための準備の作業でも健康づくりの運動となる．

5. 参考・引用文献

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：運動処方の指針原著第 7 版，南江堂．

Heinonen, A. O. et al, 1959: The Energy Expenditure of Walking on Snow at Various Depths. Ergonomics. Vol.2: 389-393.

Pandolf, K. B. et al., 1976: Metabolic Energy Expenditure and terrain Coefficients for Walking on Snow. Ergonomics. Vol.19, No.6: 683-690.

下光輝一,2006：健康づくりのための運動指針 2006：生活習慣病予防のために～エクササイズガイド 2006～．体育の科学,Vol.56, No.8: 615-620.

Smolander J. et al., 1989: Cardiorespiratory strain during walking in snow with boots of differing weights. Ergonomics. Vol.31, No.1: 3-13.

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.

Wilmore, J. H. et al., 1982: Prevalence of coronary heart disease risk factors in 13 to 15-year-old boys. Journal of Cardiac Rehabilitation. Vol.2: 223-233.

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

2008年アラスカ・オーロラピークにおける
氷河流動測定・氷厚探査

福田武博(北海道大学環境科学院)，杉山 慎(北海道大学低温科学研究所)，
白岩孝行(総合地球環境学研究所)，的場澄人(北海道大学低温科学研究所)

1. はじめに

我々は北太平洋北部の物質輸送および北米大陸西岸の古環境復元を目的とし，ローガン山(カナダ)・ランゲル山(アラスカ)での氷コア掘削を行っている(Shiraiwa *et al.*, 2003; Shiraiwa *et al.*, 2004)．より長い時間スケールの古環境情報を取得するため，降水量の少ないと考えられる内陸に位置するアラスカ山脈が注目された．2008年5月から6月にかけてこの地域で調査が行われ，全長180mに及ぶ氷コア試料を採取することに成功した．本報は，この掘削地域の氷河流動環境を理解するために行った氷河表面流動速度観測および氷厚探査の結果である．

2. 調査地域

調査を行った地域は，アラスカ山脈中央部，ヘイズ山の南東約15kmに位置するオーロラピーク(63.52°N, 146.54°W, 3068m a.s.l.)北麓の平坦な場所である(図1，図2)．この地点は東西と北に流出する3つの氷河の分氷嶺になっている場所である．

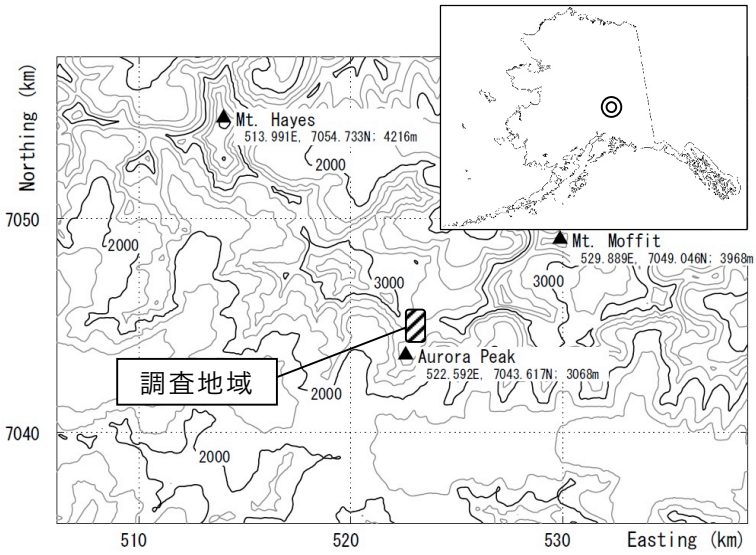


図1　調査を行ったオーロラピーク周辺の地形図

図2　南側から見下ろした観測地域の様子
○は掘削地点およびベースキャンプを設営した地点を示す．

Copyright © 2009 (社) 日本雪氷学会

掘削地点を中心として北に 200m，南に 500m，東西各 200mの範囲において GPS (System1200, Leica Geosystem Ltd.)により表面高度を測定した．２台の GPS を干渉させて高精度かつ短時間での測定が可能なキネマティック法を用い，各点約 30 秒間の測定により座標を取得した(測定点は図３を参照)．GPS の測定精度に雪面の不均一性などを加味すると，測定誤差は 0.1m以下と考えられる．図３は，測定された表面高度分布を，掘削地点近傍に設置した GPS 基準局(2822m a.s.l.)からの高度差(m)によって示したものである．観測地域は，東西方向に対称な緩やかな鞍上の地形をしており，また掘削地点は鞍上地形の頂点付近に位置していることがわかった．

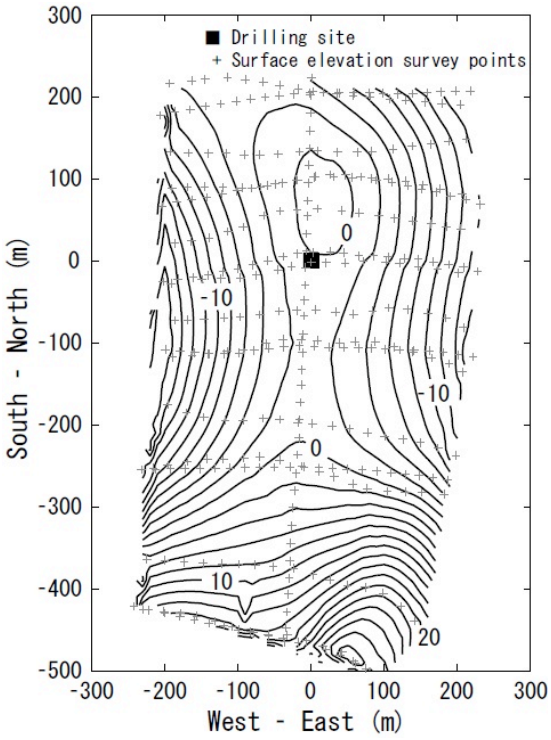


図３　掘削地点周辺の表面地形

3. 観測方法と結果

3.1. 表面流動速度

2008 年 5 月 20 日から 6 月 9 日にかけて，氷河表面の流動速度観測を行った．表面高度を測定した範囲に 18 本の測量用ポールを約 100m間隔で設置した．測量用ポールは雪面より 0.5m以上垂直に差込み，風や雪の影響で傾かないようにした(図４)．観測用ポールの上端に自作のアタッチメントを取り付け，GPS アンテナを取り付けられるようにしている．２台の GPS を干渉させて高精度の測定が可能なスタティック法を用い，各点約 1 時間の測定により座標を取得した．測定精度は水平方向に 2-3mm，垂直方向に 5mm程度である．およそ２週間後，再び全ての観測点で同じ測定を行い，座標を取得した．２回の観測で得られた座標の差より流動速度を求めた．

図４　流動速度測定に用いた測量ポールと GPS アンテナ

図５に各観測点(○)の流動速度を示す．水平方向の流動速度をベクトルで，鉛直方向の流動速度を下部の数字で示す．約 20km はなれた GPS 固定局を使って氷河上に設置した基準局の絶対的な動きを求め，各観測点の流動速度を補正している．流動方向は最大傾斜方向にほぼ等しく，掘削地点から東西に 200mはなれた傾斜部では年間 10m程度の流動速度であった．掘削地点では，鉛直方向の流動速度が-8.0 m a^{-1}，水平方向は測定限界以下であった．

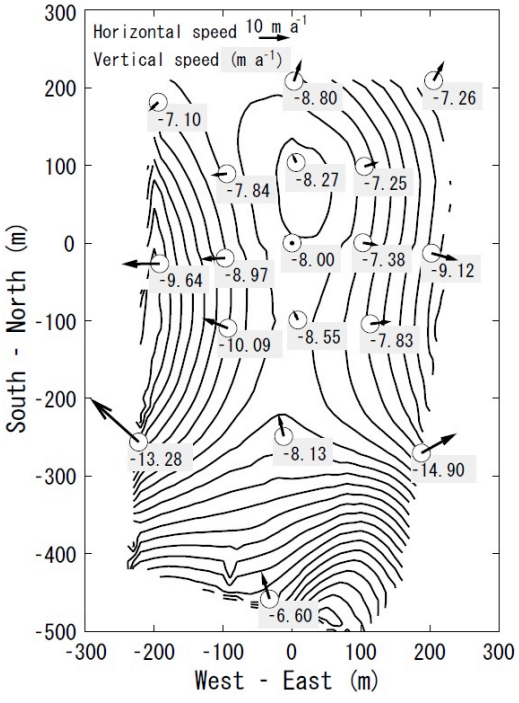


図５　掘削地点周辺の表面流動速度

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

3.2. 氷厚探査

表面高度を測定した範囲で Ohio 州立大学製作のアイスレーダーを用いて氷厚探査を行った．このアイスレーダーは送信機と受信機からなり，送信機で中心周波数 5MHz の高電圧短パルスを発生させ，氷を伝播し岩盤で反射したパルスを受信機で受信するものである．本観測では受信機－送信機間距離は 20 mと設定した．受信したパルスの波形は，デジタルオシロスコープ(THS720 std, Tektronix Japan, Ltd.)と PC を用いて保存した．南北に通る尾根に沿った測線（図７参照）上で得られた受信パルスの波形を図６に示す．往復伝播時間約 1.5-2.5 μs に岩盤からの反射シグナルが確認された．同様な探査を東西方向にも６箇所行い，岩盤からの反射波が到達する時間を測定した．

次に，氷河中の電波伝播速度を測定した．同一の地点で受信機と送信機の水平距離を変化させ，岩盤反射波の到達時間の変化から，氷河中の電波伝播速度を 184.9 mus^{-1} と求めた．

各地点における岩盤反射波到達時間と上記の電波伝播速度を用いて氷厚分布を求めた（図７）．観測地域の表面地形は東西に対称な鞍状地形をしていたが，氷厚は複雑な分布を示し，西側から東側にむけて氷厚が増加している．また，掘削地点の氷厚は 250m である．

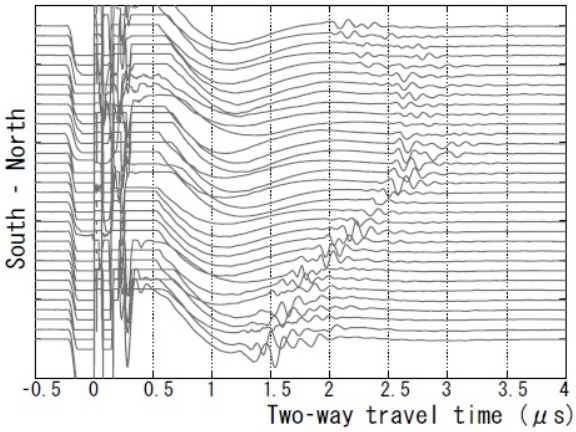


図６　掘削点を南北に縦断する測線（図７参照）において観測された受信パルスの波形
縦軸は反射波の強度を示す．

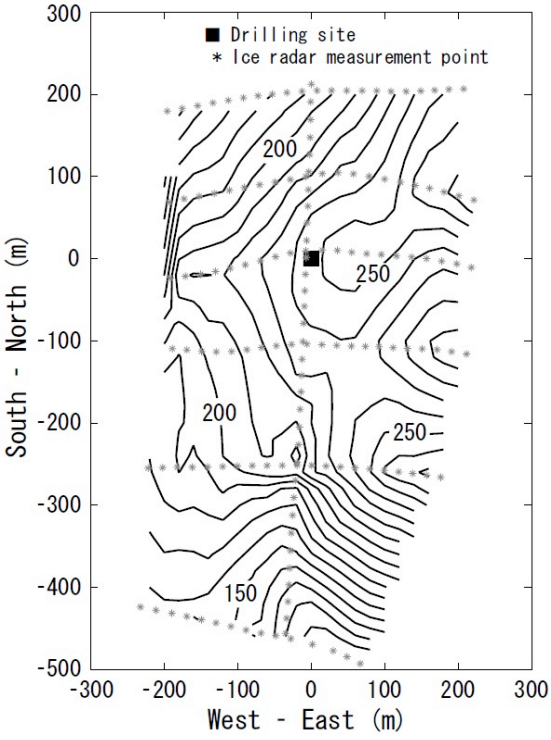


図７　本観測によって測定された掘削地点周辺の氷厚分布．

4. 議論

図８は観測地域の表面および岩盤地形を示す．表面地形は緩やかな鞍状地形を呈しているが，岩盤地形は東側に谷を持つ地形であることがわかった．岩盤地形と表面地形が異なる氷河が形成された原因として，東西での降雪量の違い，フィルン層の流動特性，観測範囲外の地形の影響などが考えられる．今後は氷河流動モデルを使った数値実験によって，この氷河の形成メカニズムを明らかにする予定である．

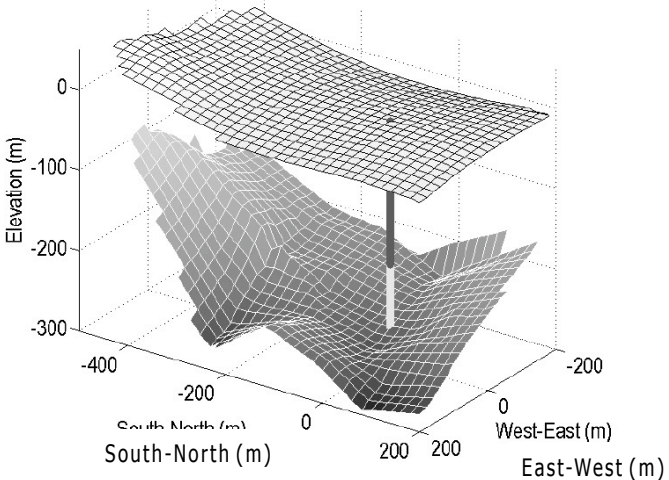


図８　調査地域の表面地形と岩盤地形
直線は掘削孔(濃灰が掘削成功箇所)を示す．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

5. まとめ

アラスカ・オーロラピークの氷コア掘削点において表面測量，流動測定および氷厚探査を行い，以下の点が明らかになった．

・調査地域は南北方向に尾根を持つ鞍状地形であった．

・氷河表面流動は掘削点付近を中心とした発散場を示し，東西に 200 m離れた地点での水平流動速度は約 10 ma^{-1}であった．

・氷厚は複雑な分布を示し，表面地形と岩盤地形は一致していない

・掘削地点は鞍状地形の頂点付近に位置し，流動速度は鉛直方向に 8 ma^{-1}，水平方向には測定限界以下であった．

・掘削地点の氷厚はおよそ 250 m

謝辞

本研究は科研費・基盤研究 B 19340137 の助成を受けた．現地では吉川謙二氏（アラスカ大学フェアバンクス校）および観測メンバー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

Shiraiwa, T., Goto-Azuma, K., Matoba, S., Yamasaki, T., Segawa, T., Kanamori, S., Matsuoka, K. and Fujii, Y. (2003): Ice core drilling at King Col, Mount Logan 2002. *Bull. Glaciol. Res.*, 20, 57-63.

Shiraiwa, T., Kanamori, S., Benson, C.S., Solie, D. and Muravyev, Y.D. (2004): Shallow ice-core drilling at Mount Wrangell, Alaska. *Bull. Glaciol. Res.*, 21, 71-77.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

マッコール氷河における降雪及び融解・再凍結の考察

日下 稜，高橋修平（北見工業大学）

１．はじめに

アラスカ，ブルックス山脈にあるマッコール氷河は近年 50 年で末端部がおよそ 1km 後退している．そのため気候変動の指標として注目されている(Gessaman 1972; Rabus and Echelmeyer 1998)．しかし，氷河の進退だけでは温暖化の指標としての評価には不十分である．そこで，氷河の質量収支を知るために涵養量の評価が重要である．

マッコール氷河の涵養は，降水（降雪）によるによるものの他，夏期，融解水が氷河内部に入り込み再凍結することにより起こる(若浜ほか 1974)．本研究では雪面レベル変化の観測及び融解水の再凍結についての実験，検討をおこなった．

２．研究概要

高橋らは 2003 年および 2004 年にアラスカ・ブルックス山脈 McCall 氷河（69°N, 143°W）において各種雪氷調査を行なった（高橋ら 2003, 2004a,2004b; Takahashi and others 2005; Segawa and others 2004; Satow and others 2005; 植竹ら 2004）．その観測の内，積雪観測および温度分布観測を解析する．涵養域 3 つにあるカールのうち最も高い Upper cirque 中心部に雪尺を設置し，その雪尺に高さ 100cm～-10cm は 10cm おきに，及び-50cm の位置に温度計(T&D 製おんどとり Jr. TR-52)を取り付けた(図 1)．そしてこの雪尺をインターバルカメラ（コーナシステム（現ノースワン）製 KADEC-EYE）により 3 時間インターバルで撮影し雪面レベルの変化を観測した（写真 1)．また，温度計では 1 時間毎の温度を測定した．観測期間は 2003 年 8 月 9 日から 1 年間である．

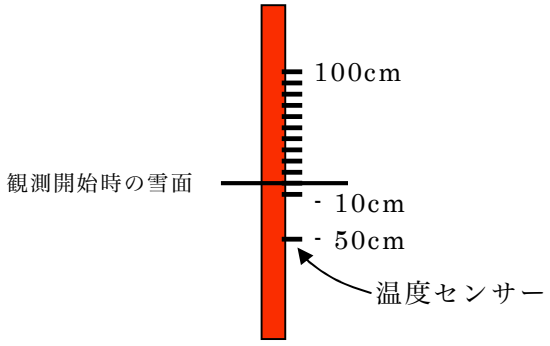


図 1　温度計設置概念図

写真 1　雪尺とカメラ

融解水が氷河内部に入り込むと，マイナスであった温度計の値が雪面近くにあるものから徐々に 0℃以上に上昇する．この温度変化から融解水の浸入を判定した．再凍結の判断は逆に温度が 0℃以下に下がったことにより行った．

温度センサーが雪面より下に存在したか，空中に露出していたかの判断はインターバルカメラ（KADEK-EYE）により撮影した写真から行った．また，カメラへの着雪等で雪尺が見えなかった場合は単位時間当たりの温度変化量により雪面レベルを求め

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

ることにより判定を行った．

雪面レベルは観測開始時を 0（cm）とし，降雪・融解等により雪面が上がった場合＋で，下がった場合－で表すこととする．

3．結果

図 2 は 7 月 26 日までの雪面レベルの変化を示したものである．雪面レベルのピークは 2004 年 5 月 29 日の 98cm であり，この日を境に一気に融解が進んでいる．7 月に一度だけ雪面レベルが 20cm ほど上がっているが，このときの気温は-5℃ほどまで低下していた．

また観測場所は McCall 氷河の Upper cirque で涵養域とされているにもかかわらず雪面レベルは 2003 年 8 月から 2004 年 8 月までの 1 年間で 32cm 低くなった．1 年のうち 10 ヶ月間が積雪期で 2 ヶ月間が融雪期となっていて最後のわずか 2 ヶ月間で 10 ヶ月間の積雪量以上の融解が進んだことが分かる．この現象が 2003 年から 2004 年シーズンに特有の現象なのかは今後検証する必要がある．この観測装置と同様の物が現在もほぼ同じ地点に設置してあるので回収次第，比較検討する予定である．

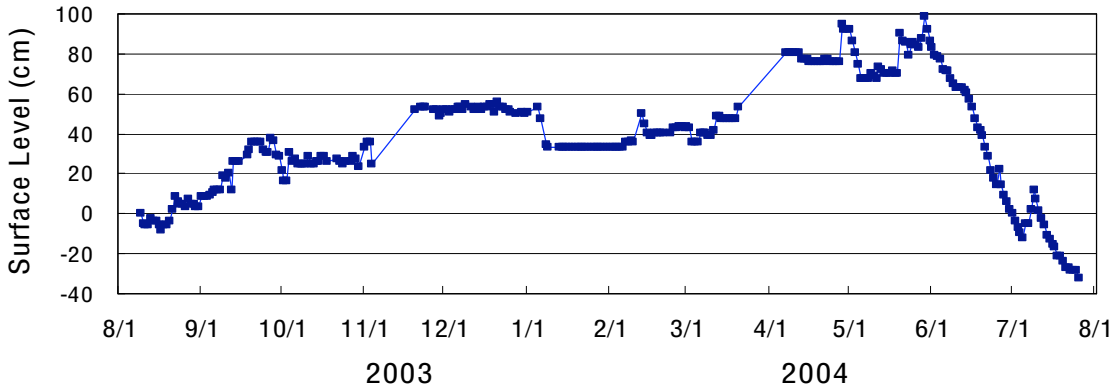


図 2　雪面レベルの年変化

図 3 は 2003 年 10 月，凍結が始まった時期の垂直温度分布の時間変化を等温線で示したものである．黒線は雪面レベルの変化を表しているので黒線の下が氷河内部の温度変化を示している．等温線の変化から，温度計の設置されている-50cm 地点まではほぼ一定の速度で氷河が冷却されていることが分かる．図中の-5℃及び-10℃等温線から求められる冷熱の浸透速度は 1 日に 3K, 10cm 程である．よって温度勾配は 30K/m になる．その後冷熱の浸透速度は遅くなり-10℃線が-50cm 地点に到達するのは 11 月 28 日である．10 月 14 日に-5℃線が-50cm に到達しているので 45 日間要したことになる．

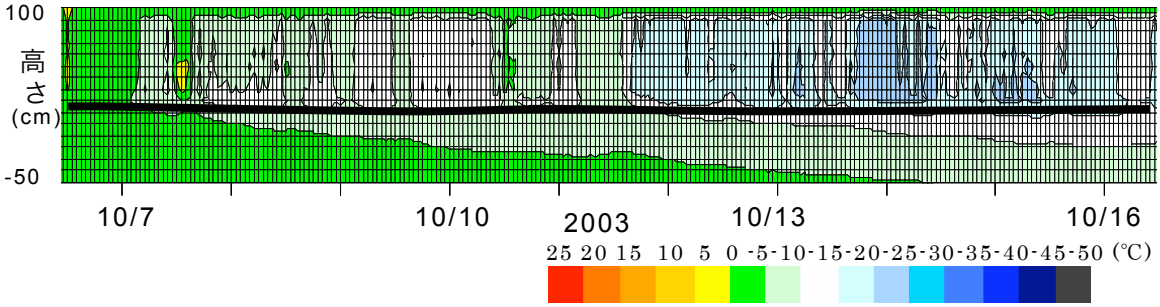


図 3　凍結初期の積雪内垂直温度分布変化．実線は雪面レベルを表す．それより上は気温を示し，下が積雪内温度を示す．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

よってこの間の浸透速度は 0.11K/day ほどである．さらに冷却が進み，-50cm 地点の温度が最も低くなったのは 3 月 12 日で-18.0℃であった．-50cm 地点が-5℃から最低温度の-18.0℃を記録するまでおよそ 5 ヶ月かかっているが，逆に-5℃まで上昇したのは 2 ヶ月半後の 5 月 30 日である．

次に 2004 年 6 月，融解期の温度分布を図 4 に示す．黄色と黄緑色の境界が 0℃の等温線である．融解期には融解と氷河の持つ冷熱による再凍結が繰り返されながら融解が進むことが分かる．

そして 1 日分, 1 サイクルの融解, 再凍結による温度変化は徐々に小さくなって行き，温度変化が一度ほとんど無くなった後，一気に融解が進行している．これは融解・再凍結を繰り返したことにより周辺の氷の持つ冷熱量が減少していたところに，融解水が一度に入り込んだことが理由と思われる．

また，再凍結量は徐々に小さくなるものの再凍結が最も進行するのは正午頃でありほとんど変化がなかった．このことは時期が遅くなるほど再凍結のピークは早くなるであろうという予測に反していた．

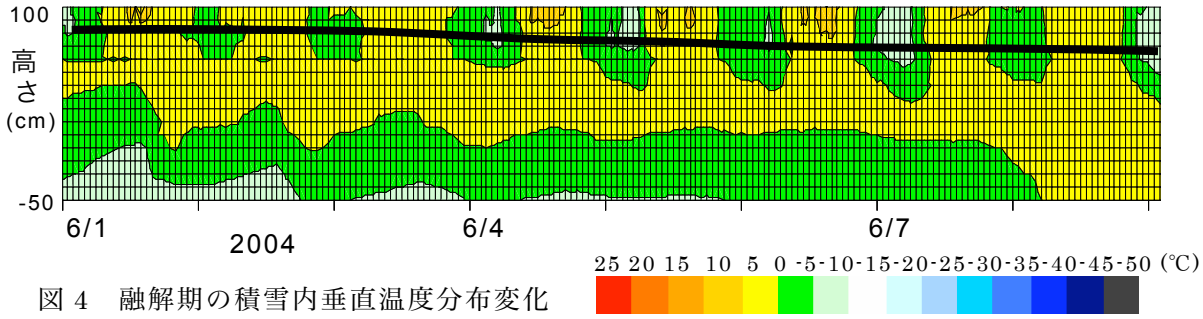


図 4　融解期の積雪内垂直温度分布変化

図 5 は毎月 15 日の氷河内部の垂直温度分布を示している．温度勾配が最も大きくなるのは 1 月であった．2 月のなると温度勾配が小さくなるが、氷河内部の温度は低下し続け－50cm 地点の最低温度はこのグラフには現れていないが 3 月 12 日，13:30-16:30 にかけて記録した-18.0℃である．その後温度は各地点において上昇を続け 4 月～5 月で温度勾配が逆転して表面付近の温度が内部に比べて高くなる．また，温度勾配が逆転する 5 月 10 日前後には表面付近と下部が高く中間地点の 20cm-30cm 付近が低いという温度分布が存在した．また，6 月の温度分布が 0℃付近でほぼ一定であるのは融解水が浸入したためと考えられる．

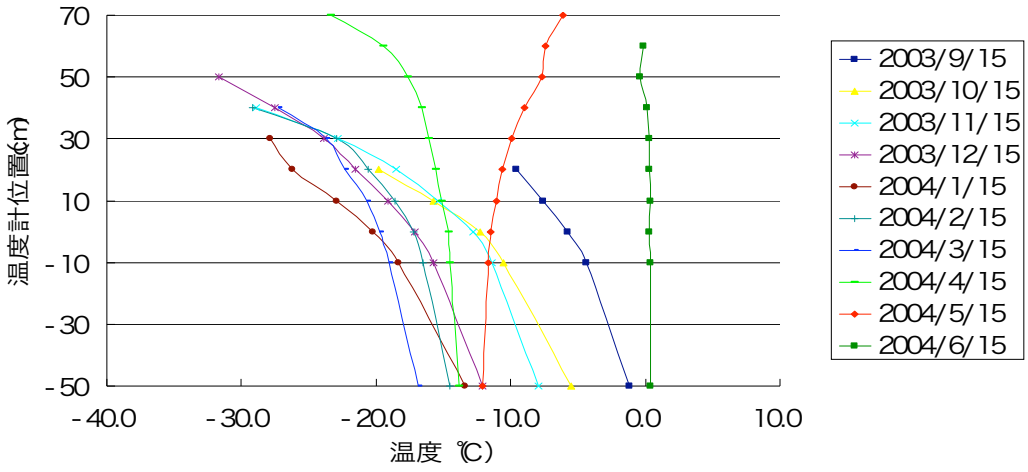


図 5　氷河内部の垂直温度分布

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

４．まとめ

今回の結果をまとめると次のようになる．

観測で雪尺を設置した地点は涵養域とされている場所ではあるが 2003 年 8 月 9 日～2004 年 7 月 26 日までの約 1 年間で雪面レベルは 32cm 低下した．これが温暖化によるものか，この年特有のものであるかは現在同地点に設置してある同様の装置による観測結果から検証する予定である．

雪尺に取り付けられた温度計データから雪面レベルを推定することが可能で，その精度は±10cm 程度であった．これは今回設置した温度センサーの間隔が 10cm だった為であるが，雪尺周辺に吹き溜まりが存在したり，融解期には雪尺伝いに融解し穴があいたりすることを考えるとこの±10cm という精度が温度変化から推定できる限界であると思われる．

凍結開始期の表面付近の氷河内温度勾配は約 30K/m であった．

融解期には一度融解した水が，氷河の持つ冷熱により再凍結した．その再凍結が最も進行するのは気温が最も低くなる時刻よりさらに 8-10 時間ほど遅い正午頃であった．また，この時刻は暖かくなり，氷河の冷熱による再凍結量が減少しても変化することはなかった．

積雪内部の温度勾配が最も大きいのは 1 月であり，表面付近の温度が上昇し温度勾配が逆転するのは 5 月の上旬であった．

参考文献

Rabus, B. T. and K. A. Echelmeyer，1998：The mass balance of McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, U.S.A.; its regional relevance and implications for climate change in the Arctic. Journal of Glaciology, Vol. 44，No. 147，333-351.

Gessaman，James A. 1972：Bioenergetics of the snowy owl (Nyctea Scandiaca). Arctic and Alpine Research，Vol. 4，No. 3，223-238.

Satow, K., Uetake, J., Takahashi, S., Sato, K., Yamazaki, T., Takahashi, A., Nolan, M., Igarashi, M., and Fujii, Y. (2005): Stratigraphical studies in accumulation area of McCall glacier, Alaska, 2003 – 2004. Abstract for Third International Symposium on the Antarctic Research (Tokyo).

Segawa, T., Kohshima, S., Igarashi, M., Takahashi, S., Nolan, M. and Fujii, Y. (2004): Ice-core dating with snow algae and pollens in McCall Glacier, Brooks Range, Alaska. Abstract for International Symposium on Arctic Glaciology.

高橋修平，五十嵐誠，瀬川高広，Frank Pattyn， Matt Nolan，藤井理行(2003): 2003 年アラスカ・マッコール氷河雪氷調査報告(1)． 第 26 回極域気水圏シンポジウム講演要旨, p3.

高橋修平，佐藤研吾，佐藤和秀，植竹淳，山崎哲秀，高橋昭好，Matt Nolan，五十嵐誠，藤井理行(2004): 2004 年アラスカ・マッコール氷河雪氷調査報告． 第 27 回極域気水圏シンポジウム講演要旨, p3.

高橋修平，佐藤研吾，佐藤和秀，植竹淳，山崎哲秀，高橋昭好，Matt Nolan，五十嵐誠，藤井理行(2004): 2004 年マッコール氷河表層の GPR 観測． 第 27 回極域気水圏シンポジウム講演要旨, p31.

Takahashi, S., Sato ,K., Satow, K., Uetake, J., Yamazaki, T., Takahashi, A., Nolan, M., Igarashi, M., and Fujii, Y. (2005): Glaciological observations on McCall glacier, Alaska, in 2004. Abstract for Third International Symposium on the Antarctic Research (Tokyo).

植竹淳，瀬川高広，幸島司郎，佐藤和秀，高橋修平，Matt Nolan，五十嵐誠，藤井理行 (2004):アラスカ、マッコール氷河、アイスコア中の雪氷微生物と花粉分析．第 27 回極域気水圏シンポジウム講演要旨, p29-30.

若浜五郎・黒岩大助・Carl S. Benson，1974：アラスカ州マッコール氷河源流域における積雪の氷河氷への転化．低温科学　物理編，第 32 集，143-159.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

知床半島ウトロを中心とした
オホーツク海南西部の海氷勢力と沿岸の気象条件

小杉知史，高橋修平，堀　彰（北見工業大学）

１．はじめに

知床半島は北半球で最南端の海氷接岸地域である．これは 2005 年 7 月にユネスコ世界自然遺産に登録されるにあたり大きな理由であったわけであるが，近年の地球温暖化によってオホーツク海に浮かぶ海氷の量は減少し，これらの知床半島への接岸時期も遅れる傾向が出ているため，知床の自然環境の変化が懸念されている．

知床半島は海氷をせき止めていると言われている．オホーツク海北西部で生成された海氷は東樺太海流によって南方へ流され，知床半島の西岸に接岸する．ここで海氷は溜められるため，温暖化による影響は大きいものと考えられる．そのため，本研究ではオホーツク海南西部における海氷データを海上保安庁により作成されている海氷速報図から作成し，まずはこの海氷データを用いて 1995-2009 年の年平均の海氷勢力を比較した．そして北海道沿岸の 4 地点（枝幸，紋別，網走及びウトロ）による海氷勢力の比較及び気温との関係，海氷が消失する際の気象条件について，知床半島ウトロを中心に報告する．

２．海氷データ

海上保安庁で作成されている海氷速報図から海氷勢力を求め，海氷の基礎データとして使用した．海氷速報図はオホーツク海南西部における海氷密接度を 0-10 で示し，海上保安庁のデータだけでなく気象庁や JAXA などのデータを集積した図となっており，北海道沿岸部の海氷密接度を得ることが出来る．

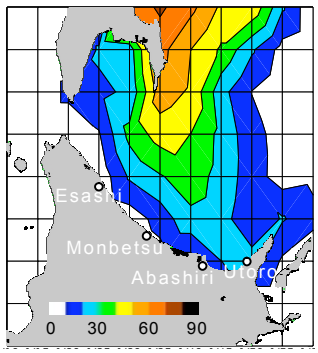


図1. 2009年の海氷勢力図．
海氷密接度が1であった日数を示している．

この海氷速報図から北緯 43-47 度，東経 141-146 度内に 60 点のポイントを取り，各点における海氷密接度を日々積算することによって 1995-2009 年の 1-3 月における海氷勢力を求めた．図 1 は求められた海氷勢力を図示したものであり，例として 2009 年のものを示した．この図の海氷密接度は 0-1 で示しており，密接度が 1 であった日数をカラーで示している．海氷は，樺太の東に沿って流れ南下し，その後方向を南東に変えて知床半島に向かう様に流れていくことがわかる．そのため海氷は知床半島沿岸に溜められ，接岸日数が多くなる．

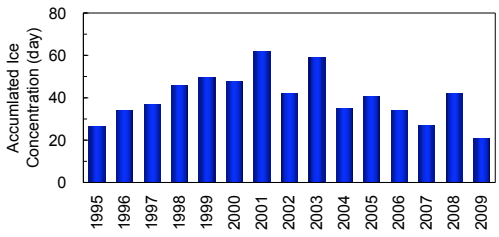


図2. 1995-2009年のオホーツク海南西部における海氷勢力の平均値．

図 2 に求められた各年の海氷勢力を年毎の平均値をまとめた．オホーツク海南西部に流れる海氷勢力を平均すると，1995-2001 年にかけては増加傾向にあるが 2003-2009 年は反対に減少傾向にあることがわかる．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

３．海氷勢力の地域分布と気温

海氷勢力をオホーツク海北海道沿岸部の 4 地点(北から枝幸，紋別，網走及びウトロ)で比較する．図 3 に，それぞれの地点における沿岸地点，半径 40km 内及び半径 80km 内の 3 種類の海氷勢力を示す．沿岸地点の海氷勢力は，各地点の 1 点の海氷密接度を積算したものであり，半径 40km 内の海氷勢力は，各地点から沖合い 40km までの海氷密接度の平均である．半径 80km 内の海氷勢力も同様とした．

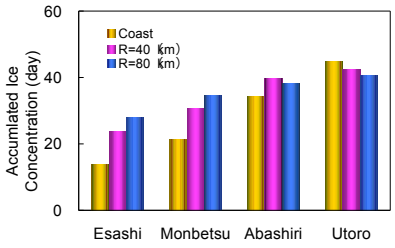


図3．1995-2009年の海氷勢力の地域分布．各地点の海氷勢力は，左から沿岸地点，半径40km内，半径80km内．

3 種類の海氷勢力全てにおいて，枝幸から紋別，網走，ウトロとオホーツク海沿岸を北から南へ向かうに従って大きくなっており，枝幸，紋別及び網走においては沖合いを含めると大きくなるが，ウトロにおいては反対に沿岸地点だけの海氷勢力が沖合いを含めたものより大きくなっている．これらから，知床半島では海氷をせき止めていることがいえる．

図 4 は各沿岸地点の海氷勢力と 1-3 月の平均気温を年毎にプロットして出来た相関図である．各地点の相関係数はウトロ：-0.88，網走：-0.89，紋別：-0.81，枝幸：-0.75 とどの地点も有意な相関関係にあり，平均気温の上昇と海氷勢力の減少の関係が認められる．網走，紋別及び枝幸の平均気温と海氷勢力は青田他（1993）が良い相関が取れたことを示しているが，海氷がせき止められるウトロに関しても同様の結果が得られた．

図 4 のウトロにおける近似線を延長すると，海氷勢力が 0 となるとする年の 1-3 月平均気温は -0.8℃となる（網走では-1.4℃，紋別では-2.0℃，枝幸では-2.6℃となる）．平年の 1-3 月平均気温が -4.9℃であることから 4.1℃気温が上昇した場合は海氷が接岸しなくなることが予測出来る．また 2009 年の 1-3 月平均気温が-3.1℃であることから，今年の気温から 2.3℃上昇した場合である．

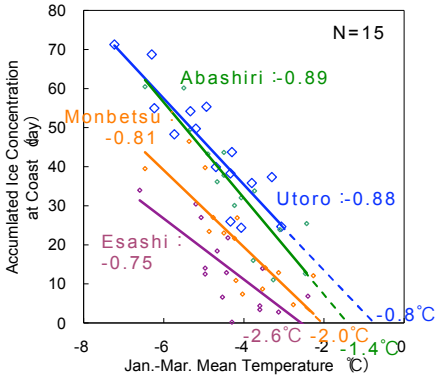


図4．1995-2009年のオホーツク海沿岸の４地点（枝幸，紋別，網走及びウトロ）の沿岸地点における海氷勢力と各地点における1-3月平均気温の相関図．
地点名の横に示す数値は相関係数を示し，それぞれ近似線を引いた．

青田（2002）は網走，紋別及び枝幸の 3 地点年間平均気温が 1930-2000 年平均から 4℃上昇すると沿岸の海水は結氷しないと予測した．また，北海道オホーツク海沿岸の海氷の面積が大きいと 2 月 3 月の旬平均気温は低下すること（青田・植松，1989），さらに 1988 年に関し，オホーツク海沿岸に海氷が接岸すると沿岸地域の気温が最大 5℃低下したこと（中村，1996）から海氷が接岸すると気温が低下するといえるため，海氷接岸と気温の関係は相互に影響しているのは明確である．しかしこれらは小さなスケールでの影響である．スケールを大きくするとオホーツク海の海氷面積は前年秋の北西部の熱収支に依存する（Ohshima *et al.*,2006）．

本研究ではウトロで 4.1℃気温が上昇した場合に海氷が接岸しなくなると説明した（網走で 3.1℃，紋別で 2.5℃，枝幸で 2.1℃）．これは青田（2002）の結果に近いデータが得られたといえるだろう．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

４．海氷の消失と気象条件

海氷が接岸する条件はほとんどの年で北西からの卓越した風によるものである．そのため，本章では海氷が消失する条件について述べる．

表 1 に 1995-2009 年ウトロにおける海氷が消失した際の気象条件及びそれらをパターン分けした結果をまとめた．本研究では気温の上昇が影響して消失した場合を融解型とし，気温の上昇がなく南東または南西の卓越した風が影響して消失した場合を風型とし，風が吹いていた場合にも気温の上昇が起こっていれば融解型とした．

表1. ウトロにおける海氷の消失条件と消失パターン.

年	消失条件	消失パターン
1995	High Temp + SE wind	融解型
1996	SE wind + SW wind	風型
1997	SW wind	風型
1998	High Temp + SW wind	融解型
1999	High Temp + SE wind	融解型
2000	High Temp + SE wind + SW wind	融解型
2001	High Temp	融解型
2002	High Temp + SW wind	融解型
2003	High Temp + SW wind	融解型
2004	SW wind	風型
2005	High Temp	融解型
2006	SE wind	風型
2007	SW wind	風型
2008	High Temp	融解型
2009	SE wind + SW wind	風型

これら融解型もしくは風型を年毎に当てはめていくと，1998-2003 年は融解型であり，それ以降は風型の年が多い傾向にある．この傾向は近年の海氷の減少によるものだと考え，図 5 に，1995-2009 年の各年のウトロにおいて海氷が消失した日とオホーツク海南西部における海氷勢力との関係を示した．さらにこの図にウトロにおける海氷の消失が風型であるのか融解型であるのかを示す．

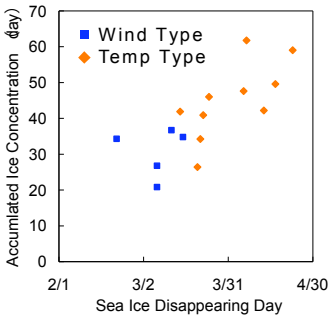


図5. 1995-2009年のウトロにおける海氷消失日とオホーツク海南西部における海氷勢力．
四角は風型，菱は融解型．

風型の年は海氷が比較的早くなくなる年であり，オホーツク海南西部の海氷勢力自体が小さい年である．海氷が密接していないため風によって流されやすいのではないかと予測する．

また融解型の年は海氷が長い間接岸しており，海氷勢力が大きい．そのため風だけ流されず気温の上昇による融解が伴った海氷消失になる傾向にある．よってオホーツク海南西部における海氷勢力が 40day 以下である年は，気温が上昇していなくても風の強い日に海氷が消失してしまう可能性があると予測出来る（風型）．また反対に海氷勢力が 40day 以上である年は，気温が上昇するまで海氷が消失しない（融解型）．

この融解型について，海氷面の熱収支計算を行った．顕熱に関しては成瀬他(1970)，潜熱に関しては小島(1969)，長波放射熱に関しては Kondo(1967)による経験式を用いた．これらの式に与えた数値は，海氷の表面温度は 273.15K，表面の水蒸気圧は 6.11hPa，海氷面のアルベドを変数として α=0.3(水の溜まっている状態)から 0.65(積雪の無い状態)を入れ，その他はウトロにおけるアメダスデータを用いた．但し日射量及び雲量に関しては網走におけるそれらと日照時間の関係から導かれる近似式から求め，水蒸気圧に関しては網走における気温及び相対湿度の関係から導かれる近似式から，網走における相対湿度とウトロにおける気温を用いて求めたデータを使用した．

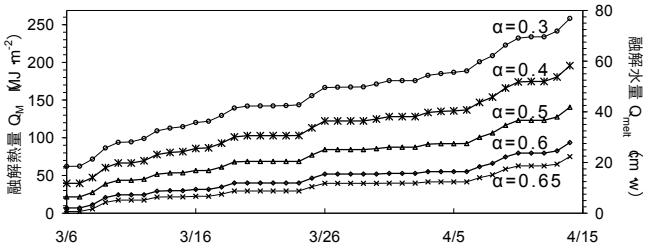


図6. 2008年のウトロにおける融解熱量及び融解水量．
左に融解熱量Q_M (MJ・m^{-2})，右に融解水量Q_{melt} (m・w)．

また，海氷の融解は表面だけではなく底面及び側面についても考えられるが，季節や海氷面積縮小による海水温の変化及び流速の変化は微小であるため，コンスタン

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

トに影響していると仮定した．図 6 の融解熱量 Q_M は，顕熱，潜熱，長波放射熱及び短波放射熱の和であり，それらを 80kcal・kg^{-1} で除算することにより融解水量 Q_{melt} を求めた．図 6 は 2008 年ウトロにおける融解水量を積算した図である．オホーツク海の平均海氷厚は 40-50cm であるので，海氷の側面及び底面の融解を考慮すると α=0.5 の場合に現場でおおむね融解されたと説明出来る．

５．まとめ

①海氷勢力はオホーツク海北海道沿岸を南下するに従って大きくなり，知床半島ウトロで最も大きい．

②ウトロでの海氷勢力は半径 40km 内や半径 80km 内よりも沿岸地点で大きい．これらより，知床半島が海氷をせき止め，ウトロ沿岸の海氷接岸日数が多いと言える．

③ウトロの 1-3 月平均気温が平年より 4.1℃上昇した場合は，ウトロに海氷が接岸しなくなる年である可能性がある．

④海氷消失パターンには次の２通りがある．

「風型」：海氷の少ない年であり，気温が上昇する前の比較的早い段階で風に流されて消失する．

「融解型」：海氷が多い年であり，海氷が長い間接岸し，気温が上昇すると融解し消失する．熱収支計算によって現場で融解することが説明出来たと考える．

参考文献

青田昌秋・植松恵理子，1989：氷海の研究とオホーツク海，地学雑誌，98，600-612．

青田昌秋・石川正雄・村井克詞・平田稔雄，1993：オホーツク海・北海道沿海の海氷密接度の長期変動．海の研究，2，4，251-260．

青田昌秋，2002：オホーツク海・北海道沿岸域における流氷勢力の減少傾向(1892-2000 年)．月間海洋，30，18-24．

Ohshima, K.I., S.Nihashi, E.Hashiya, and T.Watanabe, 2006：Interannual Variability of Sea Ice Area in the Sea of Okhotsk：Importance of Surface Heat Flux in Fall. Journal of the Meteorological Society of Japan. 84, 5, 907-919.

小島賢治, 1969:融雪期における積雪表面の蒸発係数について. 低温科学, 物理篇, 27, 399-403

小杉知史・高橋修平・堀彰，2008：知床半島における気象と海氷の関係．北海道の雪氷，27，49-52．

小杉知史・高橋修平・堀彰，2008：知床半島における海氷勢力と気象条件の関係．寒地技術論文・報告集，24，258-262．

Kosugi, T., S.Takahashi, and A.Hori, 2009：Relation between Sea Ice Period and Meteorological Conditions from Sea Ice Data of Japan Coast Guard in Shiretoko Peninsula. PRODEEDINGS OF THE 24th INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON OKHOTSK SEA & SEA ICE., 3-8.

Kondo, J., 1967：Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan. The Science Report of the Tohoku University 5th Series Geophysics, 18, 3, 91-124

中村圭三，1996：北海道オホーツク海沿岸における海氷による気温低下の定量的把握．天気，43，6，383-390．

成瀬廉二・大浦浩文・小島賢治, 1970：気温融雪の野外研究. 低温科学, 物理篇, 31, 191-207.

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

ベーンの回転速度と剪断強度および プッシュゲージの直径と硬度との関係

横山博之，松澤 勝，松下拓樹，布施浩司，坂瀬 修，吾田洋一
（(独）土木研究所　寒地土木研究所）

１．はじめに

道路のり面で雪崩が発生し，通行止めとなった場合，積雪の剪断強度を把握することは，通行止め解除の判断に際して重要である．しかしながら，シアーフレーム試験は測定に手間と時間がかかるため，現在は現場技術者や有識者の経験に基づいて通行止め解除の判断を行っている．そこで，著者らは道路維持管理現場での利用を想定し，明確な弱層が存在しない場合はポータブルベーン試験器，弱層が存在する場合にはプッシュゲージによる積雪剪断強度把握の可能性について，研究を進めている．

本研究の前半では，ポータブルベーン試験器の回転速度と剪断強度の関係を述べる．栗山らの研究[1)2)]ではベーン回転速度が 0.25 rad/s を超えると積雪剪断強度の変化は小さいとされているが，これについての検証である．

後半では，プッシュゲージアタッチメントの直径と積雪硬度との関係について述べる．竹内ら[3)]は直径 8 mm以上では計測値がほぼ一定になるとしている．これに対し，佐藤ら[4)]は直径 8 mm以上でも計測値は減少傾向にあるとしているので，これらに関する検証である．

２．ベーンの回転速度と積雪の剪断強度との関係について

２．１　試験器具

使用したポータブルベーン試験器（写真１）は，図１のようなアタッチメント(板材質 SUS304，丸棒φ４）をデジタルトルクドライバーに装着したものである．

写真１　ポータブルベーン試験器

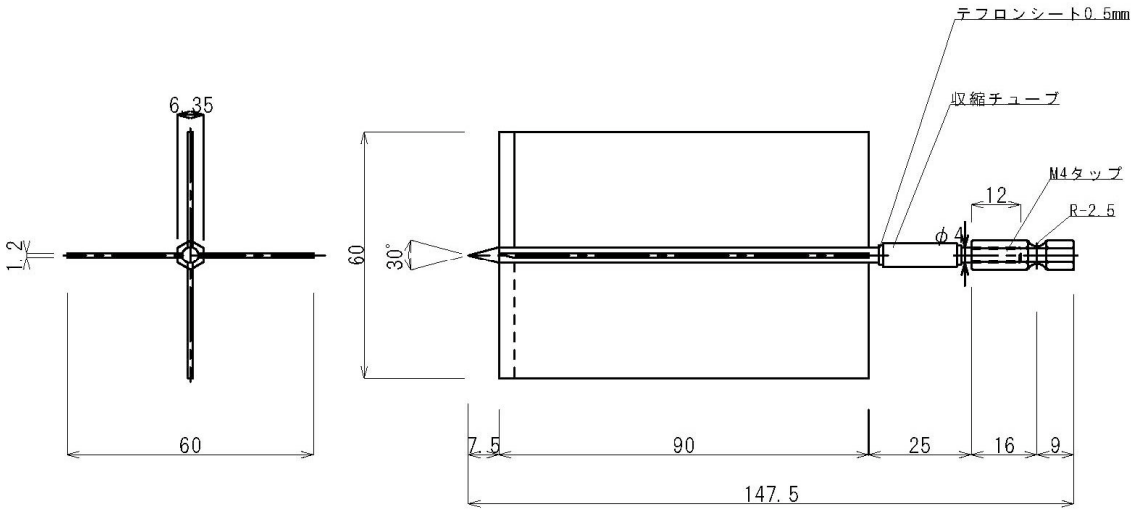


図１　アタッチメント

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

２．２　試験方法

試験は，平成 21 年２月２日に札幌市近郊の中山峠で行った．測定は積雪表面からの深さが 10, 20, 30 cmの位置で，鉛直に切り出した積雪断面に対し，ベーン試験器を水平に貫入し，回転時間を約 1, 2, 4, 6, 8 秒の５パターンで，概ね１ラジアン（約 60 度）回転させた．回転速度に換算するとそれぞれ 1.00，0.50，0.25，0.17，0.13 rad/s となる．１パターンにつき５回計測を行い，それぞれ平均した値を測定値とした．同時に雪質の観察と雪温および雪密度の測定を行い（表１），同時にシアーフレーム試験も行った．

本論文ではベーン試験による積雪の剪断強度(Pa)を SVI（Shear Vane Index）と定義し，以下の式で与えられるものとする[1) 2)]．

$$SVI = T \Big/ \pi \left(\frac{D^2 H}{2} + \frac{D^3}{6} - \frac{d^3}{12} \right) \quad \cdots（1）$$

ここで，Tはトルク値(N･m)，Dはベーン幅(m)，Hはベーン高さ(m)，dはベーン直径(m)である．図１から D=0.06 m，H=0.09 m，d=0.004 mとなる．

深さ (cm)	雪質	雪温 (℃)	密度 (kg/m³)
10	こしまり	-6.4	103
20	こしまり	-8.0	128
30	しまり	-7.4	225

表１　測定対象の積雪状態

２．３　試験結果

図２に，雪密度毎のベーン回転速度とベーン剪断強度の関係を示す．栗山[1) 2)]と異なり，回転速度が 0.25 rad/s を超えても，回転速度の増加に伴い，ベーン剪断強度は小さくなっている．

図３は回転速度の違いによるベーン剪断強度とシアーフレーム剪断強度の比である．ベーン回転速度が増すほど，ベーン剪断強度はシアーフレーム剪断強度に近づいている．

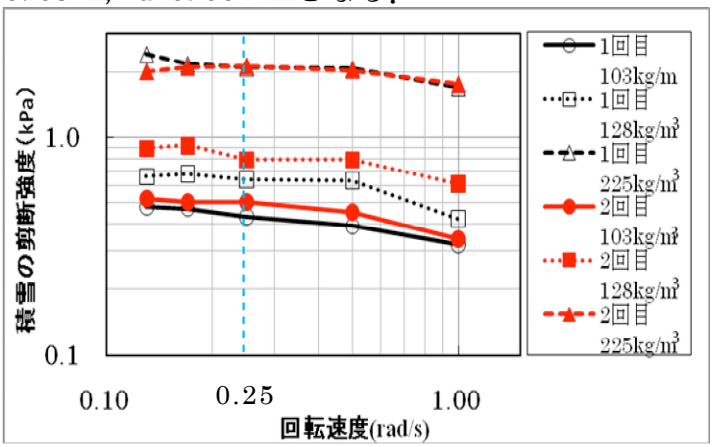


図２　ベーン回転速度とベーン剪断強度

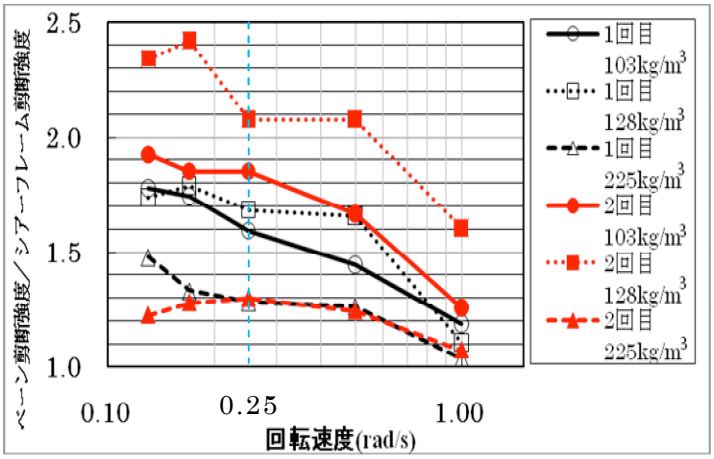


図３　回転速度の違いによるベーン剪断強度とシアーフレーム剪断強度の比

２．４　考察

ベーン回転速度が小さくなるほど，ベーン剪断強度は大きくなる．これは，回転速度が小さいとき，ベーン外周部にクラックが入ることが観察されており，このことが影響していると考えられる．

今回の試験では，ベーンを早く回転させるほどベーン剪断強度は小さくなり，かつベーン剪断強度がシアーフレーム剪断強度に近づいている．これらより，ベーン剪断強度を計測する場合には，１ rad/s 以上の回転速度域が適していると考えられる．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

３．プッシュゲージのアタッチメント直径と硬度との関係について

３．１　試験器具

今回の試験で使用した器具は，直径 8, 14, 20, 40, 60 mmのアタッチメントとプッシュゲージである（写真２）．直径８mmのアタッチメントは真鍮製，その他の径はアルミ製である．

写真２　プッシュゲージとアタッチメント

３．２　試験方法

試験は鉛直に切り出した積雪断面に対してプッシュゲージを水平方向に貫入させた．アタッチメントの貫入深は約１cm，貫入時間は約１秒以内とし，貫入中の最大反抗力の計測を行った．最大反抗力をアタッチメントの断面積で除して積雪硬度とした．なお，雪質の影響を抑えるため各アタッチメントの測定箇所は可能な限り集中させた．測定場所と積雪条件を表２に示す．

表２　測定場所と積雪条件

測定場所	測定月日	雪　質	雪密度 (kg/m^3)	雪温度 (℃)
札幌市豊平区	1月22日	こしまり雪	106	-3.9
		こしまり雪	196	-2.5
		しまり雪	316	-2.0
	2月9日	こしまり雪	143	-2.0
		こしまり雪	150	-1.6
		こしまり雪	156	-1.3
	2月19日	こしまり雪	160	-3.5
喜茂別町中山峠	2月24日	こしまり雪	154	-1.7
		しまり雪	149	-7.9
		しまり雪	191	-7.9
		しまり雪	219	-7.4
東川町旭岳	3月13日	しまり雪	211	-7.4

３．３　試験結果

図４に，こしまり雪としまり雪別のアタッチメント直径と積雪硬度の関係を示す．どちらの雪質でも，アタッチメントの直径が大きくなるにつれて積雪硬度は減少している．直径 8～20 mmでの積雪硬度減少は顕著であり，直径 20～60 mmの減少傾向は比較的緩やかである．

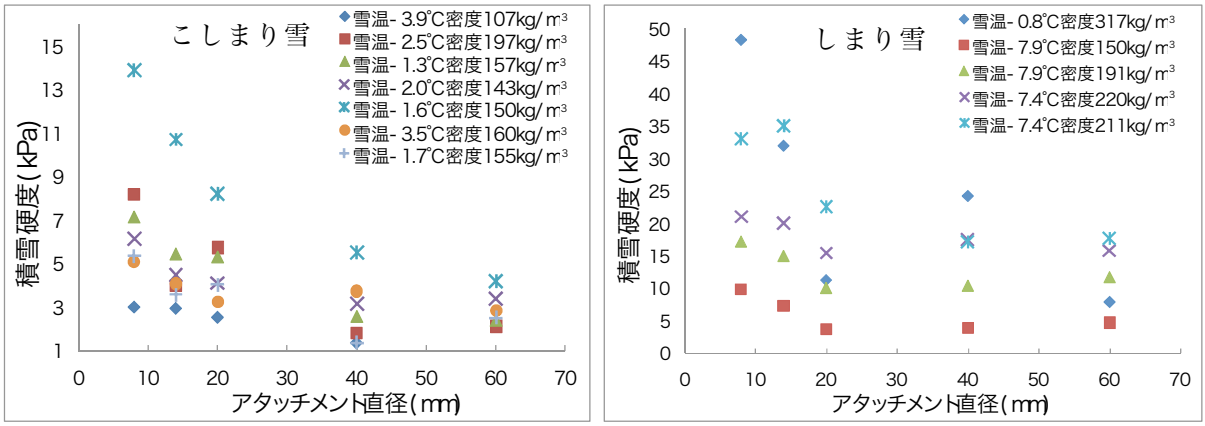


図４　アタッチメント直径と積雪硬度の関係

図５に，アタッチメント直径による積雪硬度のばらつき状況を示す．これは，表２のデータを使って，各アタッチメント直径の違いによる積雪硬度から，その平均値と標準偏差（σ）を算出し，±１σの範囲を示したものである．こしまり雪，しまり雪とも，アタッチメント直径が大きくなるに従いデータのばらつきが小さくなる傾向がある．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

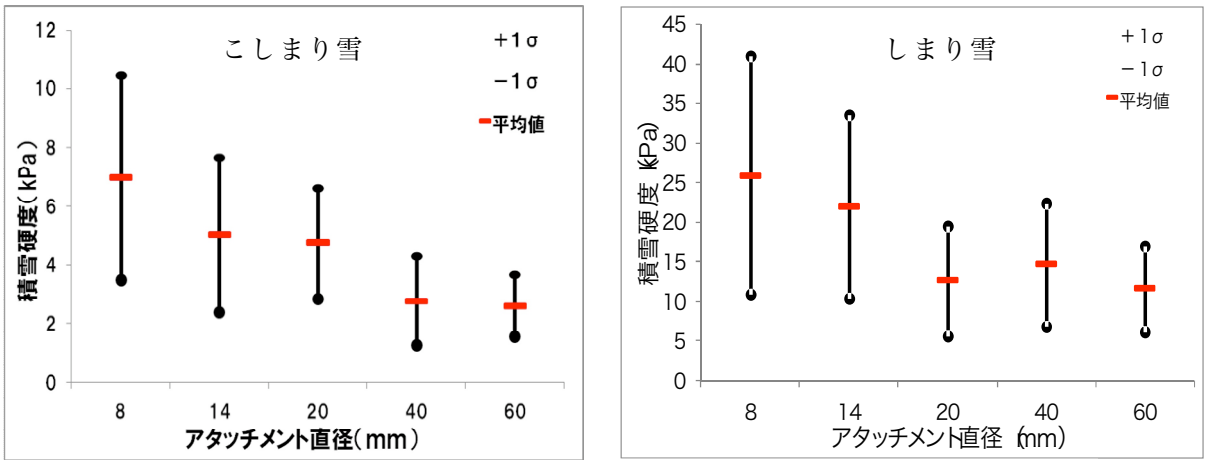


図５　アタッチメント直径による積雪硬度のばらつき状況

３．４　考察

本研究は，アタッチメント直径 8～60 mmで行ったが，直径 8～14 ㎜による計測ではデータのばらつきがやや大きい傾向があり，直径 20～60 ㎜では比較的安定した．これは，雪は一様に見えるが自然積雪では，数ミリ単位で疎な部分と密な部分がある．このため，アタッチメントの直径が小さいと積雪の疎密の影響を大きく受け，硬度のばらつきが大きくなったと考えられる．一方，アタッチメントの直径が大きいと積雪の疎密が平均化され，積雪硬度のばらつきが小さくなったと考えられる．

一方，滑り面となる弱層の厚さは一般に数㎜～数㎝である．したがって弱層の厚さ以下の径のアタッチメントを使う必要がある．しかしながら，アタッチメントの直径を変えると計測値に相違が出てくるので，佐藤ら[4)]のように補正が必要と考えられる．

４．おわりに

本研究で，ベーン試験についてはベーンの回転速度が早いほどベーン剪断強度は小さくなり，シアーフレーム剪断強度に近づくことが検証出来た．また，プッシュゲージによる積雪の硬度測定では，アタッチメント直径が 8 mmを超えても積雪硬度は減少する傾向があることが検証出来た．

しかしながら，今回の計測は限られた雪質での試験であるため，今後は様々な雪質で試験を行い，ポータブルベーン試験器およびプッシュゲージによる積雪剪断強度把握の可能性について，さらに研究を進めて行きたいと考えている．

参考文献

１）栗山弘(1984)：雪のベーン剪断強度(1)，雪氷，46，pp101-108.
２）栗山弘，伊藤広(1986)：雪のベーン剪断強度(2)，雪氷，48，pp133-140.
３）竹内ほか(2001)：雪氷，63 巻 5 号，pp441-449.
４）佐藤ほか(2002)：雪氷，64 巻 1 号，pp87-95.
５）前野紀一ほか(2002)：基礎雪氷学講座第Ⅲ巻　雪崩と吹雪，P23.

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

あられを含む積雪の剪断強度の時間変化について

松下拓樹，松澤 勝（(独)土木研究所 寒地土木研究所）

１．はじめに

雪崩発生の危険度を把握する場合，斜面積雪の剪断強度と剪断応力の比を指標とすることが多い．積雪の剪断強度は，積雪粒子間の焼結と圧密の進行とともに大きくなり，その時間変化は雪質によって異なることが知られている．例えば，しもざらめ雪や表面霜，あられの場合，剪断強度の増加は降雪結晶よりゆっくり進行するため(海原，1999)，長い期間弱層として振る舞う(遠藤・秋田谷，2000)．その他，温度環境や垂直荷重，降雪強度等の堆雪条件などにより剪断強度の時間変化特性が異なる(山野井，2005; Brown and Jamieson，2006; 松下ら，2008)．このように積雪剪断強度の時間変化に関する定性的な傾向は示されているものの，雪質や温度，垂直荷重などとの定量的な関係までは明らかになっていない．

そこで本論文では，あられを含む積雪の剪断強度の時間変化に関する測定結果を示す．ここで弱層となるあられは，遠藤・秋田谷(2000)によるとあられ粒子が主体となった積雪層のことであるが，今回測定対象とした積雪はあられと降雪結晶が混在している状態(図１)であり，本論文ではあられを含む積雪と呼ぶ．

２．測定の概要

積雪剪断強度の時間変化に関する測定は，札幌市内の寒地土木研究所敷地内にて行った．表１に測定日時を示す．測定は，2009 年２月 17 日の未明から積もった厚さ 16cm のあられを含む積雪層(以下，G層)と，その３日後の２月 20 日に積もった厚さ 7cmの新雪層(以下，N層)を対象に行った．G層の測定は降雪後 14 日経過した３月３日までに８回，N層の測定は降雪後 11 日までの期間に５回実施した．

G層における測定は，２月 17 日時点の層厚 16cmに対して G層の底面から 7cmと 12cm の位置で行い，これらを G１と G２とする．また N層は 20 日時点の層厚 7cmに対して

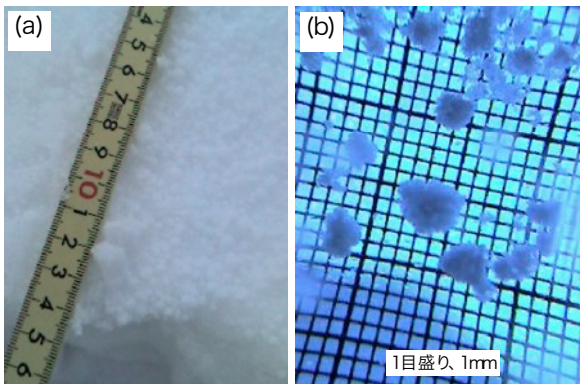


図１　G２の測定面(a)とあられ(b)
2009 年２月 17 日撮影

表１　測定日時

回	測定日時	経過日数（G層）	経過日数（N層）
1	２月１７日 14:50～16:00	（初回）	
2	２月１８日 14:00～15:30	１日後	
3	２月１９日 15:10～16:20	２日後	
4	２月２０日 18:10～20:00	３日後	（初回）
5	２月２３日 15:30～17:30	６日後	３日後
6	２月２５日 14:10～15:30	８日後	５日後
7	２月２７日 16:10～17:20	１０日後	７日後
8	３月　３日 16:30～17:40	１４日後	１１日後

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

N層の底面から 2cmの位置(N-1) とした．G層と N層の層厚変化を把握するため，これらの積雪層の上面と底面には水で薄めたインクを散布しており，2 回目以降の G-1, G-2, N-1 の測定位置は，インクによってマークされた層厚から相対的に求めた．

測定項目は，雪温，密度(100cc 箱型サンプラー使用)，剪断強度(断面積 250cm²のシアーフレームを用いた値，SFI)，上載積雪重量(直径 8cmの円筒サンプラー使用)，雪質の観察である．雪温は測定開始前と後の 2 回の平均値，密度と剪断強度及び上載積雪重量は 3 回の平均値を測定値とした．

3．結果

雪質観察によると，G-1 と G-2 のあられの粒径は，17 日において G-1 で 1～4mm，G-2 で 1～5mmである(図 1)．N-1 は雲粒付きの降雪結晶が主体であるが，20 日の積雪表面付近には広幅六花結晶が若干みられた．

図 2 は，各測定位置における積雪密度の時系列変化である．横軸は，最初の測定時刻からの経過時間である．図 2 より，密度の変化は 3 つの測定箇所でほぼ同じ傾向を示し，時間の経過とともに増加して密度が 300kg m^{-3} に近づくとその増加割合が小さくなった．一方，図 3 の剪断強度の時間変化は G層と N層で異なった．N層の場合，剪断強度は時間の経過とともにほぼ一定の割合で増加するのに対し，G 層の剪断強度は 70 時間を経過してから剪断強度の増加割合が大きくなる傾向を示した．図中に示す剪断強度と経過時間の回帰直線によると，N-1 の直線の傾きは 0.025 kN m^{-2}h^{-1} である．一方，G-1 と G-2 の直線の傾きは，経過時間が約 70 時間まではそれぞれ 0.011 kNm^{-2}h^{-1}，0.009 kN m^{-2} h^{-1} であり，N層の約半分の増加速度である．しかし，約 70 時間以降の

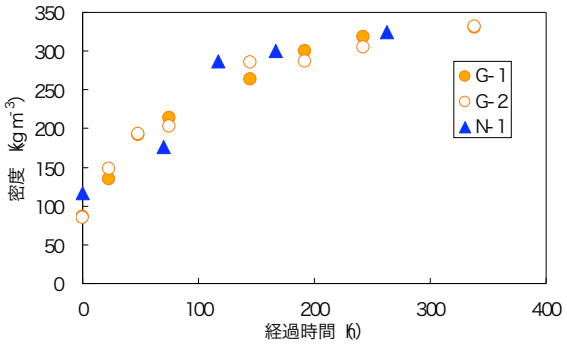


図 2　密度の測定結果

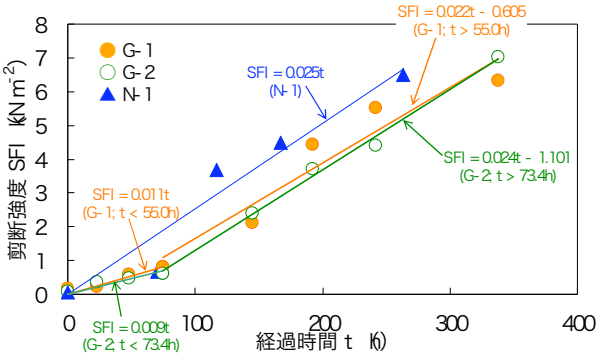


図 3　剪断強度の測定結果

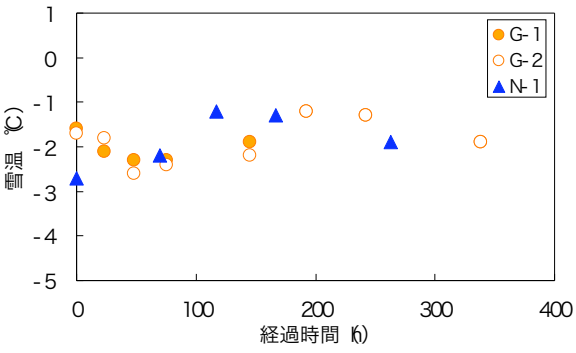


図 4　雪温の時系列変化

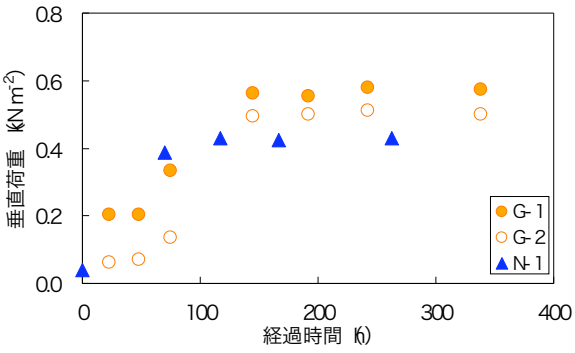


図 5　垂直荷重の時系列変化

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

直線の傾きは G-1 と G-2 でそれぞれ 0.022，0.024 kN m^{2}h^{-1} となり，N層と同程度の増加速度となった．G層の雪質は，75 時間(2 月 20 日)まではこしまり雪であったが，それ以降はしまり雪に変化した．また，75 時間までの剪断強度の測定では，G層内のあられの粒構造が明瞭でシアーフレームを引いた剪断面にあられ粒による筋状の跡が観察されたが，それ以降の測定ではあられの粒構造が不明瞭となりシアーフレーム剪断面は平坦であった．

すなわち，剪断強度の増加速度の変化は，積雪粒子の焼結や圧密過程を通じた雪の変態に伴って起きたと考えられる．これに関連する要素として図 4 に雪温の測定値と，図 5 に上載積雪重量の測定値から求めた垂直荷重を示す．図 4 の雪温は各測定箇所とも-1～-3℃であり，G層と N層に大きな差はない．一方，図 5 に示す G層の垂直荷重をみると，約 70 時間を境に 0.1 kN m^{2} から 0.5 kN m^{2} へ増加した．そこで，垂直荷重と剪断強度との関係について調べたが，今回の測定結果から明確な関係を得ることはできなかった(図は省略)．

4．考察

剪断強度の時間変化に関して，本論文で示した測定結果と既往の調査結果を比較した(図 6)．海原(1999)と山野井(2005)はあられが主体の積雪，Abe(2004)は本論文と同じあられと降雪結晶が混在した積雪の測定結果である．ここで山野井(2005)と海原(1999)の測定値と関係直線は，これらの文献の図から値を読み取った．

図 6 によると，経過時間 70 時間付近までは，本論文の測定値は海原(1999)や山野井(2005)の関係直線の傾きに近い増加速度で変化した．しかし，70 時間以降は今回の測定値の増加速度が大きくなりこれらの関係直線から離れていく．一方，Abe(2004)の測定値は，本論文の 70 時間以降の測定値に近い増加速度で変化している．

既往の調査におけるあられ粒径と雪温を比較すると，山野井(2005)が測定したあられの粒径の多くは 5mm以上で 10mm以上のものもあり，今回の測定より大きなあられであった．一方，Abe(2004)は粒径 0.5～6mmで本論文とほぼ同じであるが，雪温 0.0～

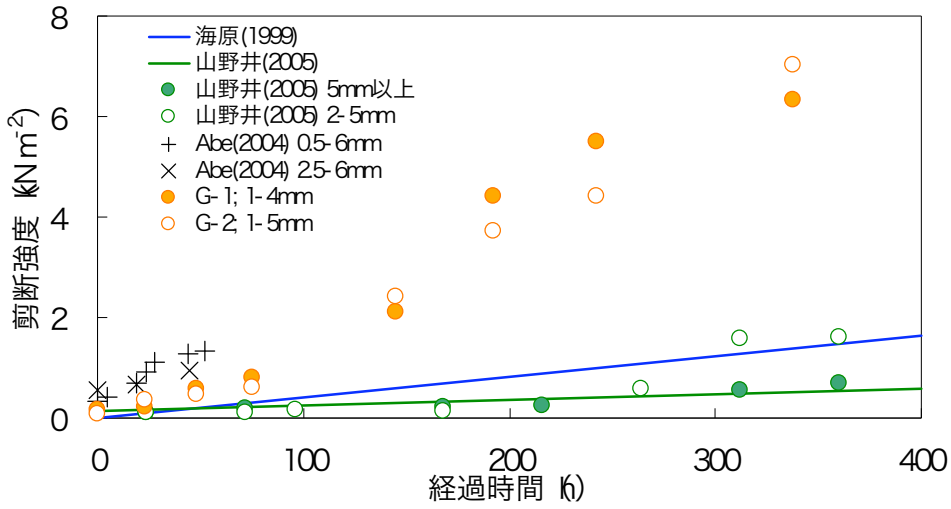


図 6　剪断強度と経過時間の関係．海原(1999)，山野井(2005)，Abe(2004)と本論文の測定値の比較．図中の凡例の数値(mm)は，あられの粒径．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

-0.5℃とやや高い温度条件での測定であった．

遠藤・秋田谷(2000)によると，弱層となるあられは大粒で大きさの揃った場合である．この場合，積み重なったあられの間に大きな空隙が残り，時間が経過しても圧密が進行せず長時間弱層として維持される．海原(1999)と山野井(2005)の調査結果は，弱層となる粒径の大きなあられ層を対象としたものである．一方，トレンパー(2004)によると，あられは堆積後１～２日で安定化するとある．これは本論文や Abe(2004)のように，あられと降雪結晶が混在する積雪を対象とした場合と考えられる．遠藤・秋田谷(2000)によると，あられを含む積雪層は厳密には弱層ではない．しかし，本論文で示した測定結果より，雪温が-2℃程度であれば降雪後数日間は弱層として振る舞う可能性が考えられる．弱層となる大粒のあられが降る機会は一冬でもそれほど多くはないが，あられ混じりの降雪は一冬にしばしば発生する．あられの降雪後は，斜面積雪の安定化に関して降雪結晶主体の積雪よりも少し長い期間注意が必要であると考えられる．

５．おわりに

積雪剪断強度の時間変化に関して，今回はわずか１事例の測定結果であるが，今後はこの結果に基づいて解析を進めて斜面積雪の安定化への影響について評価していくつもりである．また将来的には剪断強度の時間変化と，密度，雪温，上載積雪荷重との関係を雪質ごとに定量的に明らかにしていきたいと考えている．

参考文献

Abe, O., 2004: Shear strength and angle of repose of snow layers including graupel. Annals of Glaciology, 38, 305-308.

Brown, C., and B. Jamieson, 2006: Evolving shear strength, stability and snowpack properties in storm snow. Proceedings of the International Snow Science Workshop, Telluride, U.S.A., 15-21.

遠藤八十一, 秋田谷英次, 2000: 雪崩の分類と発生機構. 雪崩と吹雪, 古今書院, 13-81.

海原拓哉, 1999: しもざらめ雪弱層の強度変化及び圧縮に関する研究. 平成 10 年度北海道大学大学院地球環境科学研究科修士論文（北海道雪崩事故防止研究会編, 2002: 決定版 雪崩学. 山と渓谷社, 51p）

松下拓樹, 松澤勝, 伊東靖彦, 加治屋安彦, 2008: 新雪剪断強度の時間変化について. 北海道の雪氷, 27, 91-94.

ブルース・トレンパー, 日本雪崩ネットワーク訳, 2004: 第５章 積雪. 雪崩リスクマネジメント, 山と渓谷社, 107-142.

山野井克己, 2005: あられ層のせん断強度と寿命. 2005 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 83.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

光学センサーを用いた路面凍結検知計開発の研究

Nuerasimuguli Alimasi，高橋修平（北見工業大学）

１．研究目的

北海道・東北・北陸地方の積雪地域においては冬期間交通路の路面凍結の危険性は大きな問題である．スタッドレスタイヤが全面普及した今，圧雪が非常に滑りやすくなる「つるつる路面」が発生する頻度が高く，降雪直後や長い峠越え道路では対策が間に合わず，「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．この凍結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．すべり試験抵抗値測定による測定（舟橋他,2008）は直接的ではあるが装置が大きく効果であるため，本研究はその路面凍結状況をより簡便に光学的に検知する「車載型路面凍結検知器」の開発を目指す．

２．測定原理

2.1 凍結路面の光学的検知： 運転者の「つるつる路面」の視認は，道路が「光っている」ことから判断しており，むしろ夜間の対向車ヘッドライト反射光のときが認識しやすい．その原理は図１に示すように，新雪は光をほぼ等方に散乱するが，「つるつる路面」は鏡面反射の要素が大きい反射をするためであり，この原理を利用して「つるつる度」を測定する．また反射光の偏光特性も判断材料の一つとする．

2.2 明度： 斜め４５度から路面に入射した光源に対し，直上反射光（散乱光）を測定し，白色板で規格化した明るさを「明度」として定義し，明るさから積雪の有無，ブラックアイスバーン等の区別をする．

2.3 鏡面反射度： 光源入射角と同じ反射角で測定した反射光強度を測定し，理想鏡面で規格化した「鏡面反射度」として定義し，明度と併せて路面凍結状態を分類する．これまでの路面凍結計は反射率だけを用いることが多く，鏡面反射的要素は測定していなかったが，この測定系で「つるつる路面」の検出を目指す（図２）．

2.4 外部光源ノイズ除去： 外界の変化する日射，街路灯などによるノイズを消去するために，光源を点滅型とし，信号の交流成分により本来の反射信号を抽出する．

2.5 路面温度： 湿潤状態と鏡面型凍結状態の分類判断が難しい場合があり，要素の一つ放射温度計による路面表面温度測定を行う．０℃以上は湿潤か乾燥路面，０℃以下が凍結路面ということになる．

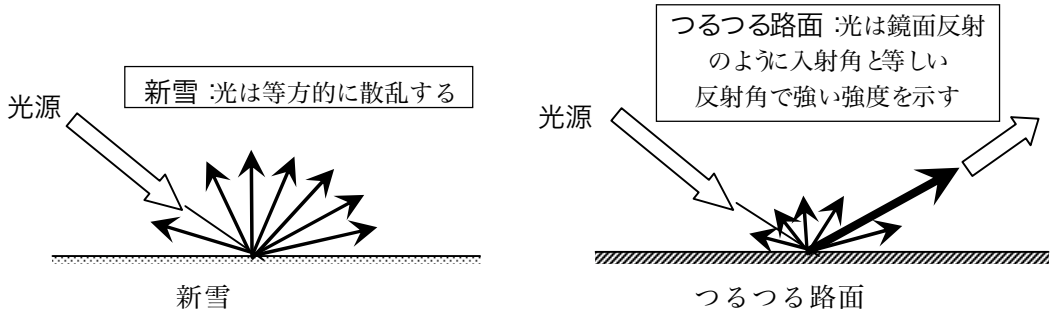


図１．新雪と「つるつる路面」の光学特性概念

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

３．凍結路面分類概念

放射温度計による路面温度も併用し，鏡面反射率および散乱光強度から「つるつる圧雪」，ブラックアイスバーンの滑りやすい路面，圧雪路面，新雪など１０種類程度の分類を行う（図２）．これは現在国道路面分類で使われている５種分類より多くなる．

４．観測装置

装置の概略図を図３に示す．測定路面に 45 度入射角で光を当てた時，フォトダイオードにより天頂角（0 度）および 45 度反射角の信号を測定し，明度および鏡面反射度を求める．光源は周期 0.4 秒点滅の LED ライトを用いた．

図４に，車両に取り付けた凍結検知計の様子を示す．２つの反射光信号および放射温度は 0.1 または 0.2 秒間隔でデータロガ- に取り込まれた．

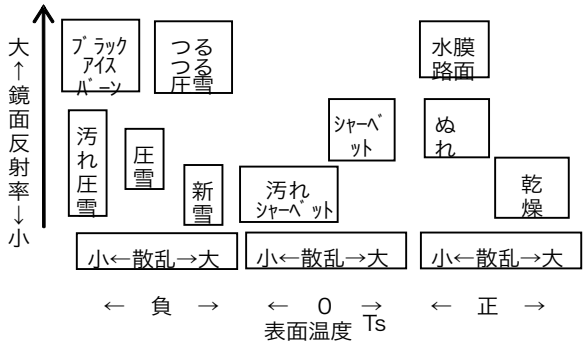


図２．反射特性と路面分類概念

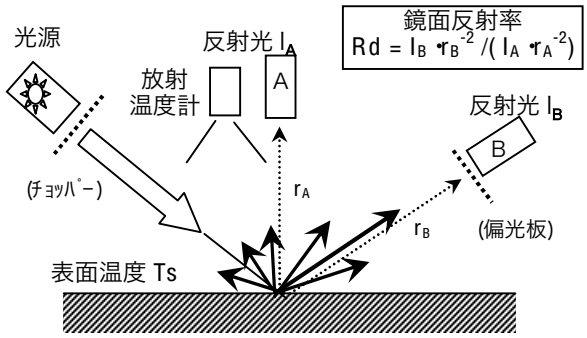


図３凍結路面の反射特性測定概念

図４凍結検知計．左 :車両後部に取り付けられた検知計，右 :検知計を下側からみた様子．

５．模擬実験

室内実験において，模擬路面として白紙，灰色紙，黒紙を用意し，さらに「つるつる路面」を模した OHP シートを重ね，天頂（0°）反射強度，45°反射強度と明度を測定した結果を図５，図６に示す．各色とも OHP シートを重ねると 45°反射強度が一様に増加し，鏡面反射度が上がったことがわかる．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

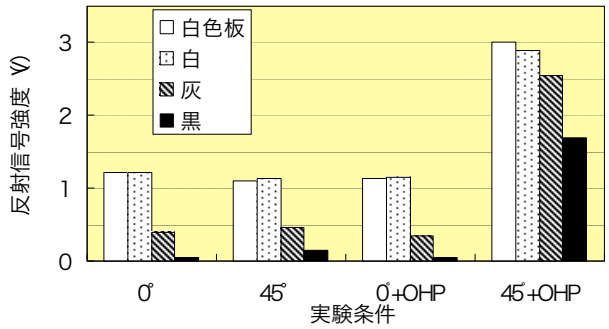


図５　路面の模擬実験．白色，灰色紙，黒紙に OHP シートを重ねたときの反射強度

	0°信号（V）	明度
白色板	1.22	1
白紙	1.215	0.996
灰紙	0.40	0.38
黒紙	0.05	0.04

図６　各状態の明度結果

６．走行観測試験

装置を車載型に改良し，走行観測においては路面検知計のほか，放射温度計による路面温度観測等を行い，ビデオ撮影による路面状態と比較して凍結検知器との対応を調べた．図７に北見市内移動観測から判定した各路面状態での明度を示す．積雪や圧雪は 0.2 以上と高かった．湿潤とシャーベットは 0.07 前後と同じような低い値を示したが，路面放射温度に荷より区別できた．

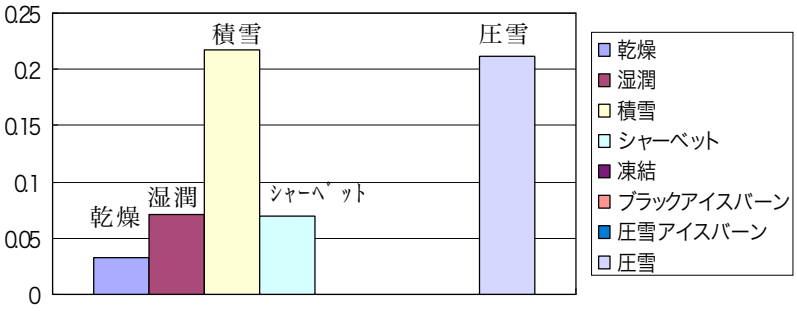


図７　2009 年 2 月 14 日北見市内移動観測各路面状態での明度観測結果

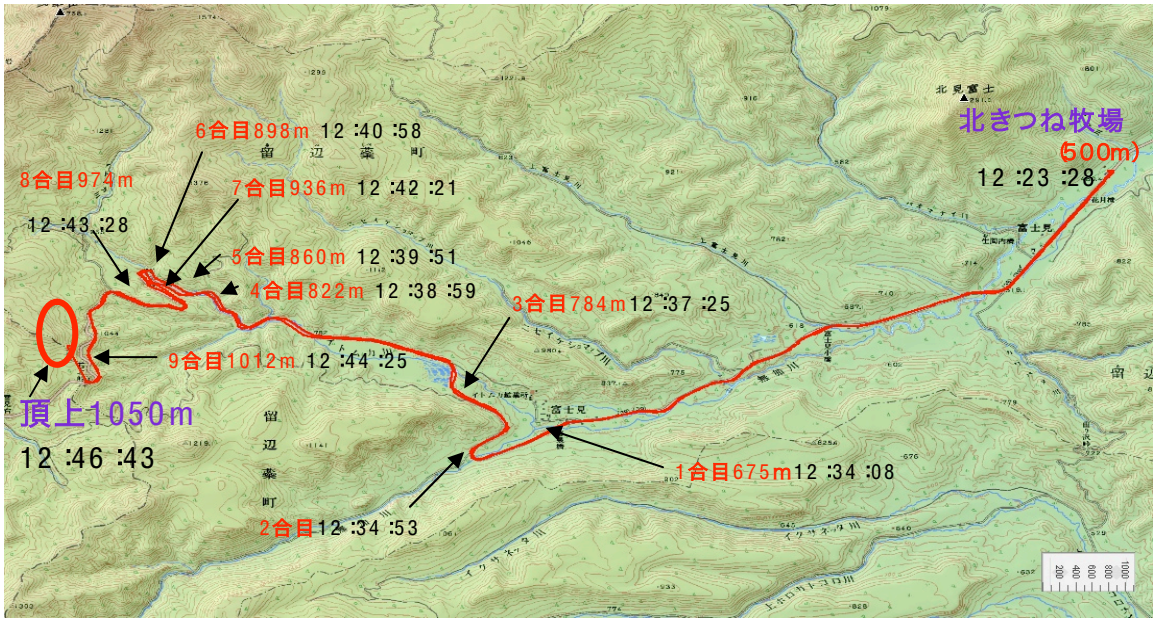


図８　国道 39 号石北峠付近での走行観測経路

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

図８に 2009 年３月７日に国道３９号石北峠付近で行った走行観測の経路を示す．標高 500mの富士見（北キツネ牧場）から標高 1050mの石北峠まで 23 分で走行した．

図９に観測データを示す．路面放射温度は標高 600m以下では 0℃以上でｼｬｰﾍﾞｯﾄが見られたが，それ以降は圧雪が主となった．明度は圧雪状態では高く，ブラックアイスバーンでは小さく，よい対応を示した．鏡面反射信号は信号強度が弱く，典型的な対応は得られなかった．

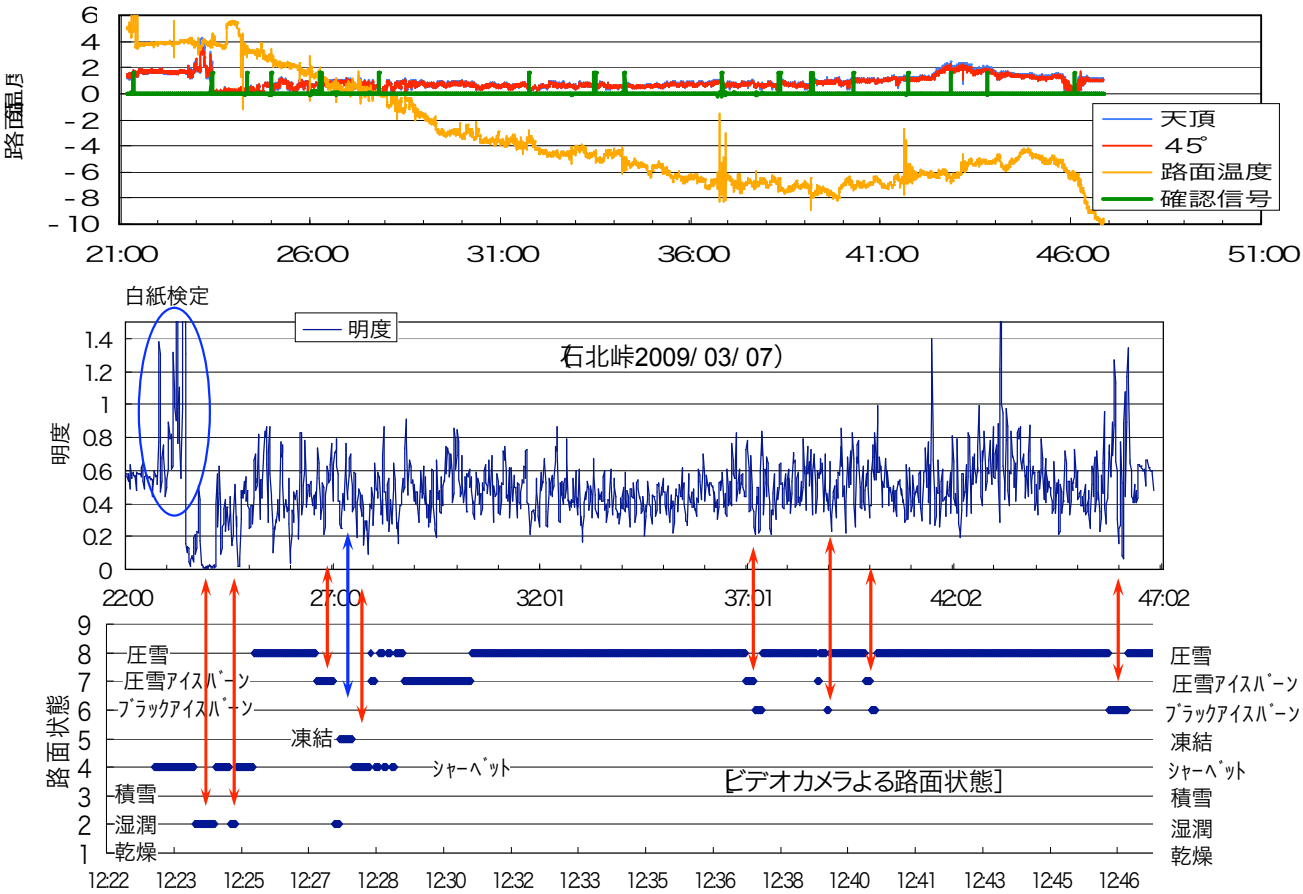


図９ 国道 39 号石北峠付近での走行観測例．2009 年 3 月 7 日 12:23 に富士見(500m)を出発し，12:46 に石北峠頂上(1050m)に到着した．上図は路面放射温度と反射信号生データ．中図は明度信号電圧，下図はビデオ目視による路面状態分類．

まとめ

凍結路面光学測定用として点滅ライトの使用により，外部ノイズ光を除いた反射信号を取得できた．天頂センサーおよび 45° 光学センサーにより，路面の明度，鏡面反射度測定の可能性を確立した．北見市内で路面凍結移動観測を行い，圧雪や湿潤路面の区別を行うことができた．国道 39 号石北峠付近で路面凍結移動観測を行った．明度測定により，圧雪や湿潤など明度の違う路面は容易に区別できた．鏡面反射度によるアイスバーン区別はデータの不一致が見られ，装置精度や判定式の検討が必要である．

参考文献

高橋修平，榎本浩之，百武欣二，安積修一，大島俊之本， 1966: 冬期山間部における路面凍結特性．寒地技術論本報告集 Vol. 12,168- 173.

舟橋誠，徳永ロベルト，高橋尚人，葛西聡，2008: 冬期路面のすべり抵抗値計測試験について．北海道の雪氷，27，57- 60.

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

精糖残渣（ライムケーキ）を活用した凍結路面対策に関する研究

高橋尚人，徳永ロベルト（寒地土木研究所），舟橋 誠（国土交通省北海道開発局），
河端淳一（NPO 法人北海道産業技術支援協会）

１．はじめに

積雪寒冷な地域では，凍結路面対策として凍結防止剤と防滑材の散布を行っている．なかでも，凍結防止剤の散布効果が現れにくい低温地域・多雪地域では，防滑材の散布が多く行われている．北海道循環資源利用促進協議会では，北海道の主要農作物である甜菜から砂糖を製造する過程で発生する精糖残渣（ライムケーキ）を固形化し，防滑材として利用することを検討している．

筆者らは，検討の一環として，試験道路及び実道でライムケーキ防滑材の散布試験を実施しており，本稿では，散布試験の結果について報告する．

２．検討の背景・概要

（１）凍結防止剤・防滑材の散布状況

凍結防止剤・防滑材の散布が頻繁に行われるようになったのは，1990 年代初頭のスパイクタイヤの使用規制以降である（図１）．

凍結防止剤は，凝固点降下によって路面上の水分の凍結を防止するが，低温地域・多雪地域では散布効果が現れにくい．このため，北海道内でも低温・多雪な旭川，稚内，網走などでは，凍結路面対策として主に防滑材を散布している（図２）．

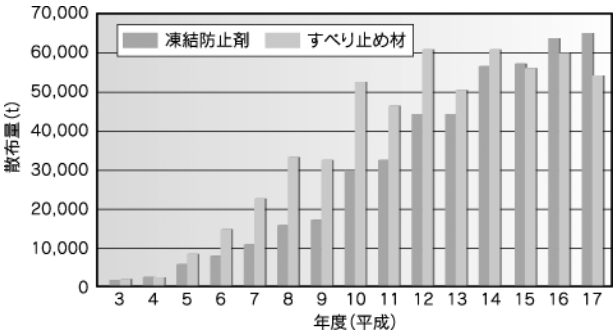


図１　北海道の国道における凍結防止剤・防滑材の散布量の推移

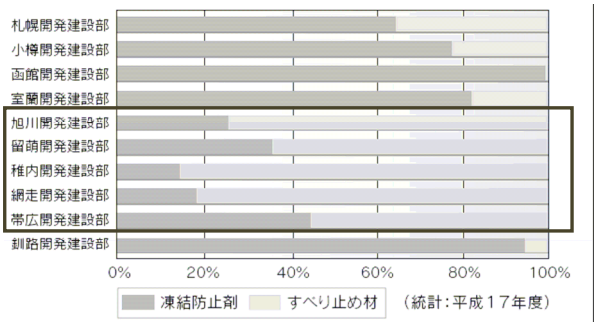


図２　凍結防止剤と防滑材の使用比率

（２）ライムケーキの防滑材としての活用可能性の検討

ライムケーキとは，甜菜（ビート）から砂糖を製造する過程で，甜菜より抽出した糖汁から不純物を取り除くため，糖汁に消石灰と炭酸ガスを投入し，濾過によって糖汁を取り出したあとに残った残渣である（図３，図４）．ライムケーキは，平成 19 年度は約 21 万 6 千トン発生し，約 8 割は農地還元等に再利用されているが，約 4 万 7 千トンは再利用されずに廃棄物として処分されている．

北海道循環資源利用促進協議会では，未利用資源であるライムケーキを有効活用する方策として，ライムケーキを固形化し，防滑材として利用することを検討している．ライムケーキを防滑材として利用することができれば，リサイクルの促進，また，ライムケーキ防滑材は散布後に破砕し，路外に流出することで春先の路面清掃の負担が軽減されることが期待される．また，北海道内の製糖工場は，上川支庁，十勝支庁，

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

網走支庁管内など防滑材の散布が多い地域に所在しており，各工場でライムケーキ防滑材を製造できるようになれば，輸送コストの削減によるコスト縮減も期待される．

検討は，平成 17 年度より，同協議会に設置された「路面維持資材へのライムケーキの利用検討 WG」において成分・性状等の分析，造粒方法の検討，散布効果の試験等を行ってきた．

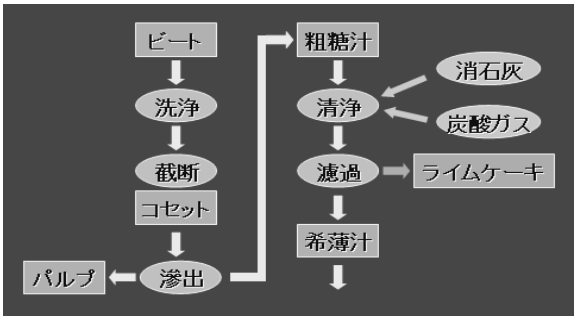


図３　ライムケーキの発生工程

図４　ライムケーキ

〔出典：北海道循環資源利用促進協議会無機性循環資源部会路面維持資材への利用検討ＷＧ〕

３．試験道路での散布試験

（１）試験の方法

当研究所所有の苫小牧寒地試験道路にて，散布試験を実施した．以下に，平成 20 年度に実施した散布試験の方法について記す．

・試験日：平成 21 年 1 月 16 日，2 月 3，5，10 日
・試験材料：ライムケーキ防滑材，砕石
・散布量　ライムケーキ防滑材：50g/㎡
　　砕石：50，100 及び 150g/㎡
・試験手順：
　①コースに散水して，凍結路面を作成
　②凍結路面上に試験材料を散布（図５）
　③散布前後の路面のすべりを計測

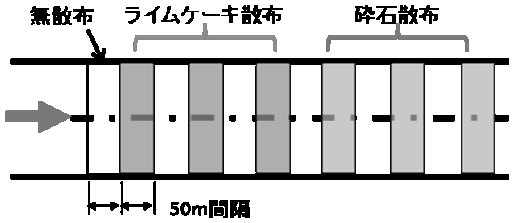


図５　散布試験のレイアウト

また，一般の道路交通を再現するため，試験材料散布後に車両を走行させ，一定台数通過毎に路面のすべりを計測した．

路面のすべりの計測には，連続路面すべり抵抗値測定装置（図６）と路面すべり測定車（図７）を用いた．連続面すべり抵抗値測定装置は，試験輪に進行方向に対して１度程度の角度を与え，試験輪にかかる横力からすべり抵抗値（HFN）を算出し，路面すべり測定車は，走行しながら試験輪を制動し，試験輪にかかる抵抗力と荷重の比からすべり摩擦係数（μ）を算出する．

図６　連続路面すべり抵抗値測定装置

図７　路面すべり測定車

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

苫小牧寒地試験道路での散布試験には，3 種類のライムケーキ防滑材（以下，ﾗｲﾑ A，ﾗｲﾑ B 及びﾗｲﾑ C）を用いた．ﾗｲﾑ A は，過年度に実施した試験で効果の高かったもので，硬度は 4.7(kgf)，三角柱形状である．三角柱形状としたのは，路面上での転がりを防止し，定着性を高めるためである．ﾗｲﾑ B は，製造後一年経過したﾗｲﾑ A で，硬度は 5.7(kgf)，三角柱形状である．ﾗｲﾑ C は，硬度は 4.1(kgf)で，転がりにくさを考慮して不定形球状で製造されたものである．

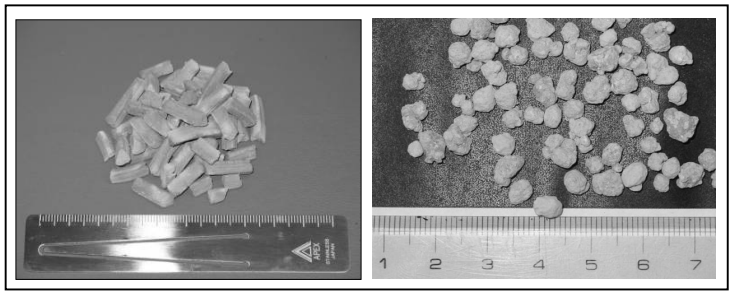


図８ ライムケーキ防滑材（左：三角柱，右：不定形球状）

（２）試験道路での散布試験結果

本稿では，平成 21 年 1 月 16 日に実施した試験の結果を報告する．

①連続路面すべり抵抗値測定装置を用いた測定結果

連続路面すべり抵抗値測定装置を用いた測定結果を図 9 に示す．なお，判読の都合上，砕石については 150g/㎡の結果のみを示す．散水前のすべり抵抗値（HFN）は約 90 であり，良好な路面状態であった．散水後，HFN は約 60 に低下し，無散布区間では，試験終了時まで HFN は安定した値を示した．

ライムケーキ防滑材散布区間では，散布後に HFN が約 40 に低下したが，その後，HFN が上昇し，散布効果の高かったﾗｲﾑ A は，試験終了まで HFN 約 80 を保った．ライムケーキは，車両走行に伴って破砕し，路面上に広がることですべり抵抗を向上させたと考えられる．

砕石は，散布後に HFN が若干上昇したが，試験終了時まで無散布区間より若干低い HFN のまま推移した．

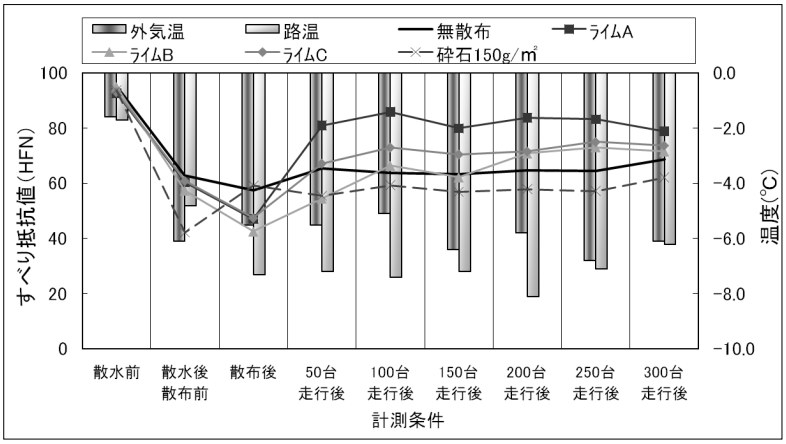


図９　すべり抵抗値の測定結果（平成 21 年 1 月 16 日）

②路面すべり測定車を用いた測定結果

路面すべり測定車を用いた測定結果を図 10 に示す．散水前のすべり摩擦係数（μ）は約 0.8 で，散水後は 0.2 程度に低下し，散布区間・無散布区間ともに，試験終了まで，そのまま推移した．

散布区間でμの変化が見られなかったのは，路面すべり測定車が試験輪を制動させながら走行することで，防滑材を拭き取ってしまったためと考えられる．

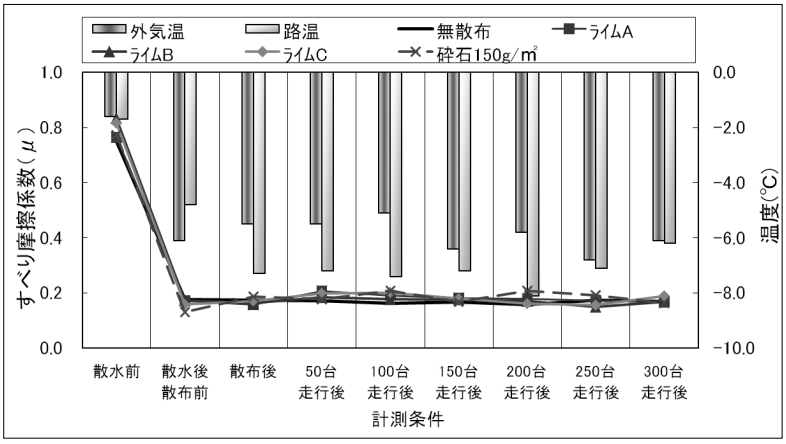


図 10 すべり摩擦係数の測定結果（平成 21 年 1 月 16 日）

４．実道での散布試験

（１）試験の方法

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

道路管理者の協力を得て，実道での散布試験を行った．以下に，試験の方法について記す．

・試験日：平成 21 年 1 月 20 日
・場所：一般国道 274 号　鹿追町瓜幕西　(L=2.0km)
・試験材料：ﾗｲﾑ A
・散布量：75g/㎡
・試験時の路面状態：氷膜
・試験方法：連続路面すべり抵抗値測定装置で散布前後の HFN を計測

（２）実道での散布試験の結果

実道での HFN 計測結果を図 12 に示す．箱は，上から 75%タイル値，中央値，25%タイル値を示し，ひげは，箱の 1.5 倍の長さである．

試験道路での散布試験と同様に，ライムケーキ防滑材散布直後には HFN が低下した．本試験では砕石との比較を行うことができなかったが，時間経過とともに HFN の緩やかな上昇を確認することができた．

また，春先に路肩残留物の状況確認と成分検査を行ったが，砕石散布区間と比較し，明確な違いは確認できなかった．

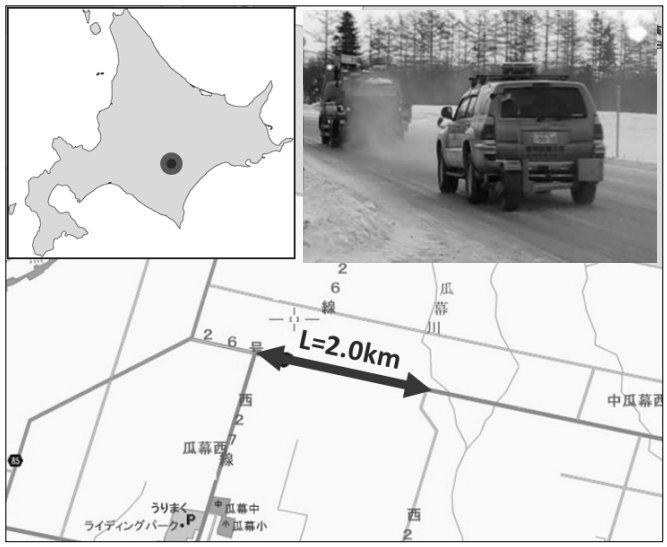


図 11　試験位置図及び試験状況

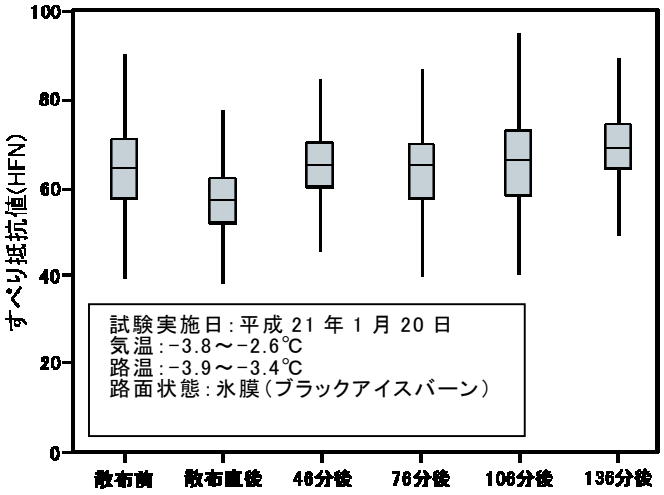


図 12　実道でのすべり抵抗値測定結果況

５．まとめと今後の課題

試験道路及び実道での散布試験の結果，ライムケーキ防滑材，特にﾗｲﾑ A のすべり抵抗値の向上を確認することができた．しかし，散布直後にはすべり抵抗値が一時的に低下する傾向があるため，防滑材を液体で湿らせて散布する湿式散布を行うなど，散布方法には検討の余地があり，今後の検討課題としたい．また，試験輪を制動させながら測定する路面すべり測定車では散布効果を確認できなかったことから，車両が発進・停止する交差点が多い市街地ではなく，郊外部などの単路区間での適用が望ましいと考えられる．

本研究では，実道での試験回数が限られていたことから，今後，実道での試験散布の回数や規模を拡大し，散布を行いながら散布効果を検証することが必要であり，リサイクル促進等の観点から道路管理者がライムケーキ防滑材に着目し，試験的に使用する場合には，路面のすべり計測の面から散布効果の検証に協力していきたい．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

路面のすべり抵抗値を用いた冬期道路の性能評価手法の開発について

徳永ロベルト，高橋尚人，浅野基樹（(独)土木研究所 寒地土木研究所）

1　はじめに

北海道のような積雪寒冷地では，冬期においても安全かつ快適な道路交通を確保することが重要な課題である．そのため，道路管理者は道路の除排雪や凍結防止剤等の散布を恒常的に実施しているが，予算制約のある中，より効果的かつ効率的な冬期道路管理の実施が求められている．冬期道路管理の一環である冬期路面管理を効果的・効率的に行うためには，冬期道路の性能を把握する必要がある．そのためには，冬期路面状態と冬期交通特性の関係把握が必要であり，これらの関係把握において車両の運動性能に直接的な影響を及ぼす路面のすべり抵抗値は重要な要素である．

写真 1 連続路面すべり抵抗値測定装置(CFT)

本研究では，冬期道路の性能評価に基づいた効果的・効率的な冬期路面管理手法の構築・提案に向け，路面のすべり抵抗値を連続的に計測することが可能な測定装置（写真 1）を導入し，札幌圏内国道における冬期路面のすべり抵抗値と冬期交通特性の関係把握を行い，冬期道路の性能評価への活用可能性について検討している．本報では，これまでの取り組み状況と今後の展望について述べる．

2　冬期路面状態の把握

2.1　連続路面すべり抵抗値測定装置の導入

これまで，冬期道路の性能評価において埋設型トラフィックカウンターやプローブカーによる車両速度データを用いて冬期交通特性の把握が行われてきているが，車両の運動性能に直接的な影響を及ぼす路面のすべりやすさは指標として殆ど活用されていなかった．これは，時間的及び空間的に変化する路面のすべりやすさを計測できる実用的な技術がなかったためであるが，近年，路面のすべりやすさを連続的に計測することが可能な装置の開発が進んでいる．本研究では，それらの装置の一つである「連続路面すべり抵抗値測定装置（CFT：Continuous Friction Tester)」[1)] を導入し，路面のすべりやすさの連続的なモニタリング手法の検討とそのシステム化に取り組んでいる．CFT は，フレームに保持された測定輪を牽引する構造で，牽引車の進行方向に対して測定輪に一定のトー角が与えられており，発生する横力から路面のすべり抵抗値を算出する．CFT から出力されるすべり抵抗値（HFN：Halliday Friction Number）は，この装置の開発者が独自に設定した値である．この値は，横力無負荷状態の時に HFN0,

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

舗装路面が乾燥状態（路面温度 0℃）の時に HFN100 とし，その間を 100 等分している．すなわち，測定輪にかかる横力が低いほど路面がすべりやすく，横力が高いほど路面がすべりにくいことを意味する．なお，当該装置から出力される HFN については国内の標準機器であるフルロック式路面すべり測定車のすべり摩擦係数（μ）との相関が良好であることが確認されている [2)]．CFT は，牽引車または測定輪を制動させる必要がないため，走行しながら周辺車両の交通に支障を及ぼすことなく路面のすべり抵抗値を連続的に測定することができる．また，測定したすべり抵抗値は，走行中に車内でリアルタイムに確認できる．更に，時刻，測位，速度データ等とともに外部記録装置（GPS ロガー・パソコン等）に記録することも可能である．

2.2　現道における冬期路面のモニタリング

すべり抵抗値による冬期路面状態の定量的評価と冬期路面管理への活用可能性を検討するため，2006 年度から冬期間において札幌圏の一般国道 5 号，12 号，230 号，231 号，274 号等の冬期路面すべり抵抗モニタリング試験を実施している．

2.3　冬期路面すべり抵抗モニタリングシステムの構築

当研究所は，CFT で計測した上記路線の HFN データを用いて，デジタル道路地図の道路区間とリンク付けしたデータベースを構築し，モニタリングの結果を GIS の地図上に表示する他，蓄積したデータを用いた種々の分析が可能な「冬期路面すべり抵抗モニタリングシステム」を構築した．図-1 は，当該システムの概略図を示す．

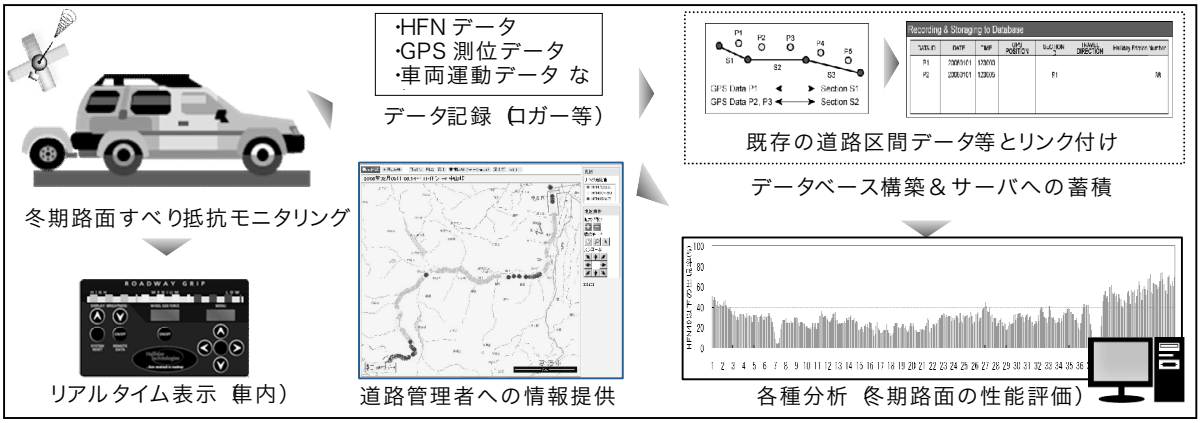


図 1　冬期路面すべり抵抗モニタリングシステムの概略図

3　冬期路面のすべり抵抗値を用いた冬期道路の性能評価

著者らは，路面のすべり抵抗値を用いた冬期道路の性能評価を試みるため，上記モニタリングシステムに蓄積している HFN データ，気象データ，道路維持管理データ等を用いて分析を行った．

3.1　冬期路面状態の特徴把握

図 2 は，2008・2009 年冬期（1・2 月）に計測した一般国道 230 号（KP1.0～45.0 区間）の HFN データを HFN：～49（黒色・雪氷路面），HFN：50～69（濃灰色・断続的な路面），HFN：70～（薄灰色・露出路面）の 3 水準に路面状態を分類して表現したものである．路面状態の出現率は，100m 単位で集計しているため，道路を構成する構造物区間と若干ずれが生じているが，山間部方向に断続的な路面及び雪氷路面の出現率が上昇していることが分かる．特に，KP38 付近のトンネル坑口から中山峠の区間において断続的な路面及び雪氷路面の出現率が最も高い．これは，山の斜面等によって日

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

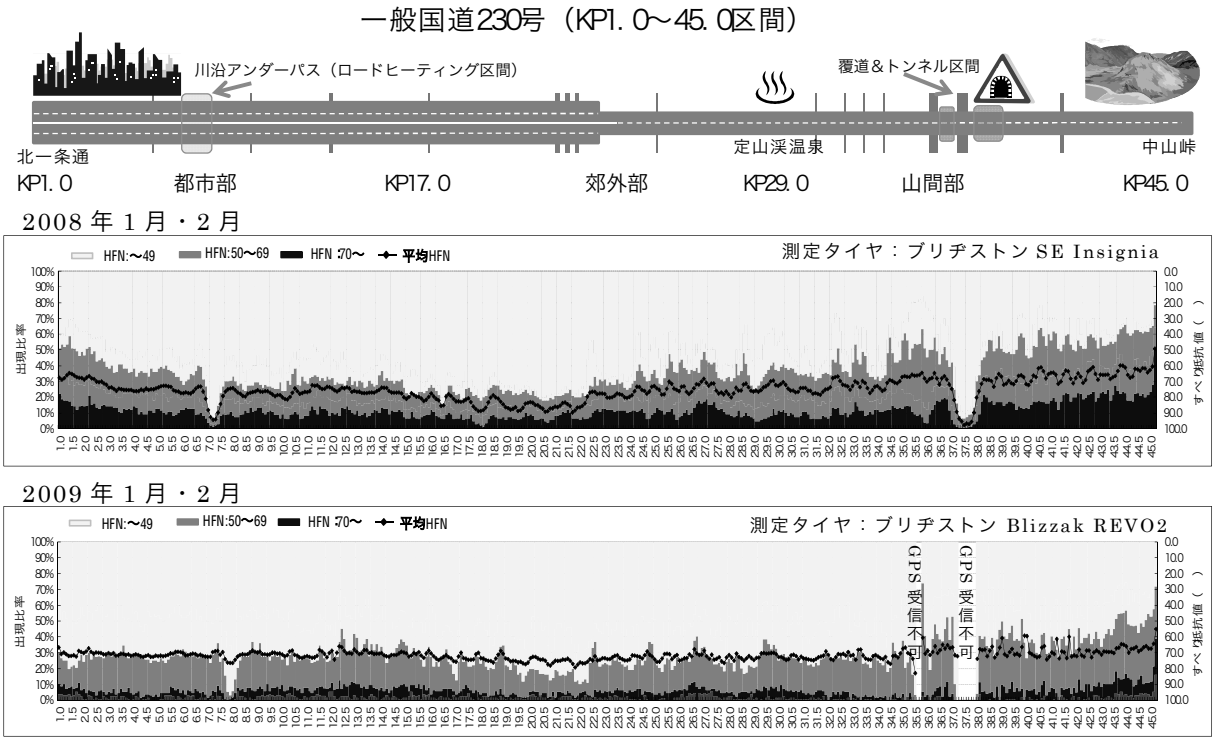


図2　一般国道230号における冬期路面状態の出現率（%）

射が遮られ，日中でも路面が雪氷化し易いためと考えられる．更に，アンダーパスやトンネル坑口付近において路面状態が急変する場合が多いことも確認できた．このような計測データは，冬期路面管理を行う上で，過剰作業の予防や注意を要する区間の抽出に有用である．

次に，2008・2009年における2冬期間の計測結果を比較すると，各々の冬期路面状態の出現率が異なることが分かる．これは，其々の期間のすべり抵抗モニタリング試験において使用した測定タイヤが異なったことも要因として考えられるが，2009年1・2月の平均気温が例年に比べて高くかつ日平均気温が0℃を上回った日が数日間あったこと，また，当年1月の日降雪量が前年の同月に比べて少なかったことが影響し，路面状態の出現率に違いが表れたものと考えられる（図3）．

3.2　降雪による路面状態の変化と交通特性の関係

図4は，2008年1・2月の一般国道

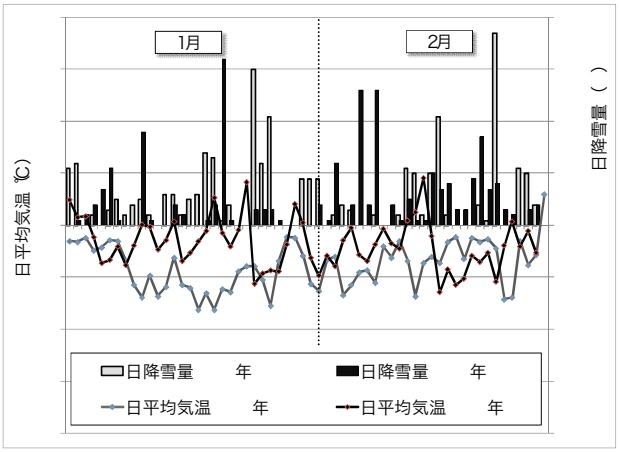


図3　札幌市内の日平均気温・日降雪量

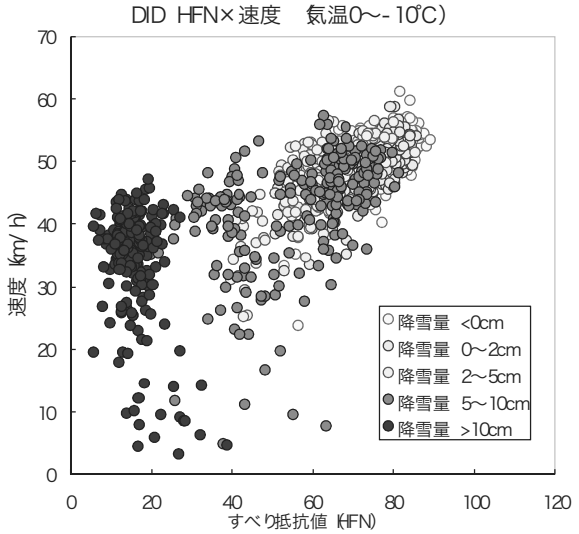


図4　降雪量によるHFN走行速度への影響

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

230 号都市部 10km 区間における平均 HFN と CFT 牽引車の走行速度（最大）を降雪量別に表している．降雪量が多くなるに従って HFN が低下し，走行速度も低下する他，後者のばらつきが大きくなっていることが分かる．これは，降雪による路面状態の悪化によって当該区間における走行速度が低下するとともに旅行時間の定時性が損なわれていることを示している．

3.3　冬期路面管理の効果

図 5 は，2008 年 2 月 6 日午前の一般国道 274 号の 2.6km 区間における凍結防止剤散布前後の HFN の推移を表している．なお，すべり抵抗モニタリング時の天候は，曇り後晴れであった．また，当該区間に散布された凍結防止剤は塩化ナトリウム混合物（$NaCl \cdot MgCl_2$，8：2）で，散布量は $30g/m^2$ の設定で行われた．当日は終日気温が 0℃以下であったが，時間の経過とともに HFN が約 50 から約 80 に向上しており，凍結防止剤散布による路面状態の改善が確認できる．以上の結果は，凍結防止剤散布の必要性、散布による路面状態の改善効果を裏付ける客観的な評価指標として活用可能であることを示している。

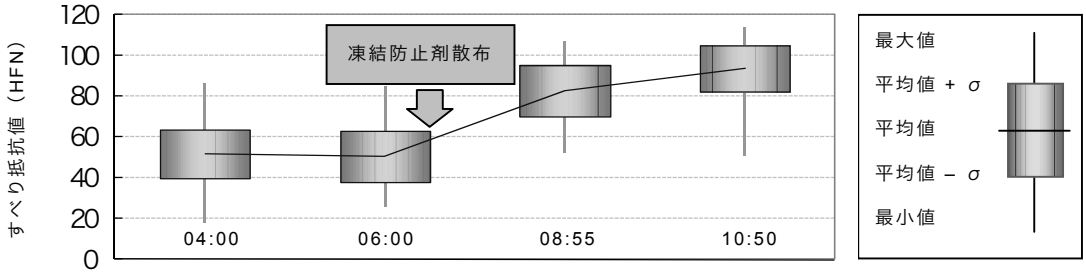


図 5　一般国道 274 号凍結防止剤散布効果把握の結果

4　まとめと今後の展望

本研究では，冬期道路の性能評価による効果的・効率的な冬期路面管理手法の構築・提案に向け，冬期路面のすべり抵抗値の活用可能性について検討し，その有用性を確認した．具体的には，著者らが構築した冬期路面すべり抵抗モニタリングシステムの各種蓄積データ（HFN データ，走行速度データ，維持管理記録，気象データ等）を用いて，道路構造，気象条件，路面対策等を踏まえた冬期道路の性能評価が可能であることを示した．しかしながら，路面のすべり抵抗値の連続モニタリング技術は導入されて間もない．そのため，今後も HFN データの蓄積を継続し，気象条件による路面状態の変化，冬期路面管理と交通特性の関係等について更なる分析を行い，冬期道路の性能評価のための指標としての妥当性・再現性を検討する予定である．また，実務への導入を前提とした冬期道路に関する迅速な情報発信や冬期道路の性能評価への活用が可能な技術の開発にも取り組む所存である．

参考文献

1）Halliday Technologies Inc.（2007）：From Racetrack to Roadway – Get a Grip. URL: http://www.hallidaytech.com/

2）舟橋誠，徳永ロベルト，高橋尚人，葛西聡（2008）：冬期路面のすべり抵抗値計測試験について．北海道の雪氷№27，57-60

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

凍結防止剤の事前散布効果に関する基礎的考察

宮本修司，熊谷卓士，徳永ロベルト，高橋尚人（(独）土木研究所　寒地土木研究所）

１．はじめに

冬期路面管理のための薬剤散布には，路面上の水分凍結防止を目的に凍結防止剤として事前散布する方法と，雪氷融解を目的として事後散布する方法がある．これら二つの手法を比較すると，事前散布の方が必要な散布量が少なく，より効果的な散布方法と言える[1)]．事前散布を行った場合，時間経過に伴う残留量や温度の変化などにより凍結状態に推移していくことがある．そこで宮本らは，凍結防止剤の事前散布効果を凍結防止剤の種類，濃度及び温度により検証した[2)]．しかし，近年凍結防止剤として使用されるようになった塩化物の混合物を対象とした検証例はない．本稿では，塩化物の混合物を含めた凍結防止剤の水溶液と水道水の低温下における状態の変化を目視により観測・評価した結果を報告する．

２．凍結防止剤の事前散布による効果[2) 3)]

凍結防止剤を事前散布する効果は，路面上にある水分の凝固点（凍結温度）を降下させ，路温が低下しても，路面上の水分が凍結しない様にすることにある．この現象について，化学的側面から解説を加える．

２．１　水分が凍結しない状態

溶液の凍結温度は，一定量の純溶媒（水）に含まれる溶質（凍結防止剤）のモル数に比例し，溶質の種類に関係しない．溶媒が水の場合には，水 1kg（1000cc）に，1モルの溶質が溶けているときの氷点降下度は 1.86℃なので，水溶液の凍結温度は以下の式で表すことができる．

$$\Delta t\ (℃) = -1.86\ (℃/mol) \times 重量モル濃度\ (mol) \qquad (1)$$

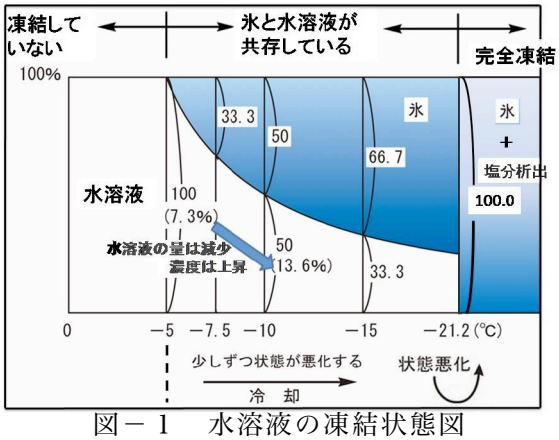
表－１に，各凍結防止剤の１モル当たりの重量を示す．この表より，同一の凍結温度となる水溶液を作成するために必要な凍結防止剤の量は，塩化ナトリウムが最も少なく,理論上，路面水分を凍結させないためには，塩化ナトリウムが最も効果的であると言える．

表－１　各凍結防止剤の１モル当たりの重量

	化学式	1モルの重量	電離価）	水溶液中の1モルの重量	備　考
塩化ナトリウム	NaCl	58.4g	2	29.2g	
塩化カルシウム	$CaCl_2$	147.0g	3	49.0g	2水塩
塩化マグネシウム	$MgCl_2$	201.3g	3	67.1g	6水塩

２．２　氷と水分が共存する状態

水は 0℃になると全て凍結して氷となるが，水溶液は凍結すると，全てが凍結するのではなく，一部が凍結して氷の部分と液体の部分が混在する．そのため，路面上ではシャーベット状態となる（図－１）．



図－１　水溶液の凍結状態図

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

２．３　完全に凍結する状態

さらに温度が低下し，飽和水溶液の凍結温度（共融点）より低くなると，水溶液は完全に凍結し，溶けている塩分が固体となって析出する．しかし，その温度は，塩化ナトリウムが約-21℃，塩化カルシウムが約-55℃と，非常に低い温度である．したがって，我が国の気象条件では，凍結防止剤散布後に路面が完全に凍結する現象が発生する場合は，塩分濃度の低下や降雪等による水分の供給，温度低下等が原因となっていることがほとんどであると考えられる．

３．凍結防止剤の室内凍結試験

３．１　試験概要

表－２に試験条件を示す．試験は，所定のモル濃度と重量濃度の凍結防止剤水溶液を作成し，比較用の水道水 25cc をガラス製シャーレに入れ，所定の試験温度下で一定時間が経過した後の凍結状態を目視によって観察した．なお，シャーレには，試験中の水分蒸発を防止するためガラス製の蓋をした．

水溶液のモル濃度は式(1)を用いて，凍結温度がそれぞれ-2.5℃，-3.75℃，-5.0℃，-10.0℃になる濃度とした．表－３に各モル濃度別の水１kg に対する凍結防止剤の配合と，水溶液を重量濃度に換算したものを示す．

表－２　室内試験の試験条件

試験対象凍結防止剤※1	試験温度	水溶液の濃度※2	経過時間
塩化ナトリウム（NaCl）	-5℃	モル濃度（mol/kg）	30分
塩化カルシウム（$CaCl_2$）	-10℃	1.34、2.02、2.69	60分
塩化マグネシウム（$MgCl_2$）	-20℃	5.38（4条件）	120分
混合物1（NaCl:$MgCl_2$=8:2）重量濃度のみ試験）		重量濃度	180分
		3%、5%、10%、15%	24時間
混合物2（NaCl:$CaCl_2$=8:2）重量濃度のみ試験）		（4条件）	
（5種類）	（3条件）	合計8条件）	（5条件）

※1 $CaCl_2$は2水塩、$MgCl_2$は6水塩

※2 モル濃度後欄の（）内は、水溶液の凍結温度
混合物１と混合物２の試験は、重量濃度のみを実施

表－３　各凍結防止剤の配合

凍結防止剤＼モル濃度		1.34（mol/kg）	2.02（mol/kg）	2.69（mol/kg）	5.38（mol/kg）
	凍結温度	-2.5℃	-3.75℃	-5.0℃	-10.0℃
塩化ナトリウム（NaCl）	薬剤量	39.3g	58.9g	78.5g	157.1g
	重量濃度	3.8%	5.6%	7.3%	13.6%
塩化カルシウム（$CaCl_2$）	薬剤量	65.9g	98.8g	131.7g	263.5g
	重量濃度	6.2%	9.0%	11.6%	20.9%
塩化マグネシウム（$MgCl_2$）	薬剤量	90.2g	135.3g	180.4g	360.8g
	重量濃度	8.3%	11.9%	15.3%	26.5%

薬剤量は、水 1kgに対する値

表－４　水と水溶液の凍結試験結果

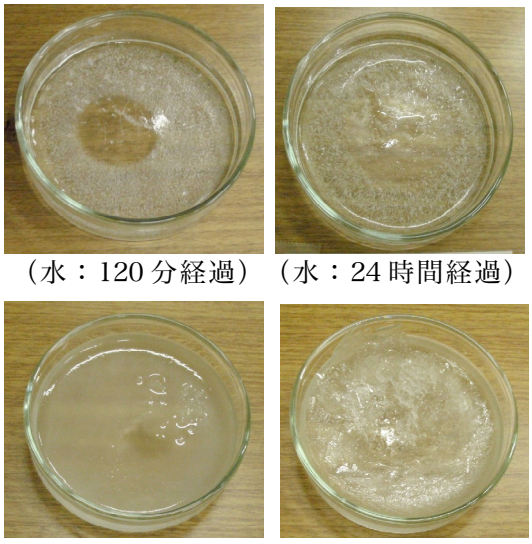
試験時間＼試験温度	－5℃		-10℃		-20℃	
	水	水溶液	水	水溶液	水	水溶液
30分	□	○	○	○	△	△
60分	□	○	○	△	▲	△
120分	□	○	△	△	×	▲
180分	□	○	▲	△	×	▲
24時間	×	○	×	△	×	▲

○・未凍結　□・一部凍結　△柔らかいシャーベット
▲・硬いシャーベット　×・完全凍結

３．３　試験結果

３．３．１　水と時間経過と凍結状態

水及び水溶液（塩化ナトリウム：凍結温度-3.75℃）の凍結試験結果を表－４に，状況写真の一例を，写真－１に示す．このように，水の場合には，十分な時間が経過すると全て完全凍結となったが，水溶液の場合には，全体が柔らかいシャーベット状態になった後，徐々に硬いシャーベット状態へと変化した．また，試験温度-5℃のときには，水の 30 分経過時と 60 分経過時にシャーレの中に氷が見られ，一部凍結となったが，-10℃のときには逆に全く凍結していなかった．この理由については，過冷却現象の発生が可能性として考えられる．



（水：120 分経過）　（水：24 時間経過）

（水溶液：120 分経過）　（水溶液：24 時間経過）

写真－１　水と水溶液の凍結状態の例
（試験温度-10℃）

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

３．３．２　凍結防止剤の種類と凍結状態

表－５と表－６に重量濃度を一定にした条件，表－７と表－８にモル濃度にした条件での試験結果のうち，試験温度-5℃と-20℃のときの試験結果を示す．尚，表－７と表－８の上段は水溶液の凍結温度，下段の（　）は，凍結時の氷の割合（重量比率）を示す．

表－５と表－６の結果より，塩化物の混合物凍結防止効果は混合物１，混合物２の双方とも塩化ナトリウムとほぼ同等の凍結防止効果があることが明らかとなった．

次に表－７と表－８に示したモル濃度を一定にした水溶液の凍結試験の結果，モル濃度が一定であれば凍結防止剤の種類とは無関係に，凍結状態も一定であることが確認できた．

表－５　凍結試験結果
（重量濃度，試験温度－５℃）

凍結防止剤	凍結温度 / 試験時間	3%	5%	10%	15%
塩化ナトリウム	30分	○	○	○	○
	60分	△	○	○	○
	120分	△	○	○	○
	180分	△	○	○	○
	24時間	△	△	○	○
混合物１（NaCl：MgCl）	30分	○	○	○	○
	60分	○	○	○	○
	120分	○	○	○	○
	180分	○	○	○	○
	24時間	△	△	○	○
混合物２（NaCl：CaCl）	30分	○	○	○	○
	60分	○	○	○	○
	120分	○	○	○	○
	180分	△	△	○	○
	24時間	△	△	○	○

○・未凍結　□・一部凍結　△柔らかいシャーベット
▲・硬いシャーベット　×・完全凍結

表－６　凍結試験結果
（重量濃度，試験温度－20℃）

凍結防止剤	凍結温度 / 試験時間	3%	5%	10%	15%
塩化ナトリウム	30分	△	△	△	○
	60分	△	△	△	△
	120分	▲	△	△	△
	180分	×	×	△	△
	24時間	×	×	△	△
混合物１（NaCl：MgCl）	30分	△	△	△	○
	60分	△	△	△	△
	120分	▲	△	△	△
	180分	×	▲	△	△
	24時間	×	▲	△	△
混合物２（NaCl：CaCl）	30分	△	△	△	○
	60分	△	△	△	△
	120分	▲	△	△	△
	180分	×	▲	△	△
	24時間	×	▲	△	△

○・未凍結　□・一部凍結　△柔らかいシャーベット
▲・硬いシャーベット　×・完全凍結

表－７　凍結試験結果
（モル濃度，試験温度－５℃）

上段は水溶液の凍結温度、下段の（）は、凍結時の氷の割合

凍結防止剤	凍結温度 / 試験時間	-2.5℃（50%）	-3.75℃（25%）	-5℃（0%）	-10℃（0%）
塩化ナトリウム	30分	○	○	○	○
	60分	○	○	○	○
	120分	○	○	○	○
	180分	○	○	○	○
	24時間	△	○	○	○
塩化カルシウム	30分	○	○	○	○
	60分	○	○	○	○
	120分	○	○	○	○
	180分	○	○	○	○
	24時間	△	○	○	○
塩化マグネシウム	30分	○	○	○	○
	60分	○	○	○	○
	120分	○	○	○	○
	180分	○	○	○	○
	24時間	△	○	○	○

○・未凍結　□・一部凍結　△柔らかいシャーベット
▲・硬いシャーベット　×・完全凍結

表－８　凍結試験結果
（モル濃度，試験温度－20℃）

上段は水溶液の凍結温度、下段の（）は、凍結時の氷の割合

凍結防止剤	凍結温度 / 試験時間	-2.5℃（88%）	-3.75℃（81%）	-5℃（75%）	-10℃（50%）
塩化ナトリウム	30分	△	△	△	○
	60分	△	△	△	△
	120分	▲	▲	△	△
	180分	×	▲	△	△
	24時間	×	▲	△	△
塩化カルシウム	30分	△	△	△	○
	60分	△	△	△	△
	120分	▲	▲	△	△
	180分	▲	▲	△	△
	24時間	▲	▲	△	△
塩化マグネシウム	30分	△	△	△	○
	60分	△	△	△	△
	120分	△	△	△	△
	180分	△	△	△	△
	24時間	▲	▲	△	△

○・未凍結　□・一部凍結　△柔らかいシャーベット
▲・硬いシャーベット　×・完全凍結

４．まとめと考察

今回の試験により混合物の凍結防止効果は，塩化ナトリウムとほぼ同等であることが明らかとなった．この理由として，混合物の配合は，約８割を塩化ナトリムが占めているため，主成分である塩化ナトリムの凍結防止効果に近い結果となったと考えられる．また，モル濃度による試験を行った３種類の凍結防止剤を比較すると，同じ凍結温度を作成するために必要な薬剤量は，塩化ナトリウムが最も少ない．このことから，塩化ナトリウムと同等の凍結防止効果を有する塩化物の混合物についても，塩化カルシウムや塩化マグネシウムよりも散布効果が高いと言える．以上のことから混合物の散布は，塩化ナトリウムに準じた散布量，散布方法で良いと考えられる．

５．今後の展望

今回の試験は，室内の低温施設内における凍結状態を目視によって評価した．今後は，実際の道路に近い条件下で，目視の他、路面のすべり摩擦係数や残留塩分濃度の計測を行い各種凍結防止剤の化学的・物理的作用に関する知見を更に充実させていくことが望ましいと考える。

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

６．あとがき

凍結防止剤の事前散布は，冬期路面対策の効率化に有効な手法であり，さらに効果的・効率的な凍結防止剤の散布を行うため，気象予測手法の確立[4]，路面状態の定量的把握[5]，残留塩分量の把握[6][7]，散布効果の定量的把握[5]に関する調査研究が各所で行われている．これらの研究成果をより有効に活用するためには，水溶液の濃度と凍結状態との関係を明らかにすることが重要である．

低温で凍結状態が多く発生する北海道においては，塩分濃度を冬期路面管理の指標に加えることは難しいが，凍結防止剤の作用を正しく理解することは，北海道の道路管理にとっても有意義であり，今回行ったような基礎的データの蓄積に努めて参りたい．

参考文献

１）Gudrun Öberg，Kent Gustafson，Lennart Axelson：より少ない塩による効果的な路面対策，(財)道路管理技術センター
２）宮本修司，高木秀貴，大沼秀次：北海道における凍結防止剤による冬期路面管理について，北海道開発土木研究所月報　No．487　1993年12月
３）日本化学学会編：化学便覧　基礎編
４）高橋尚人，徳永ロベルト，浅野基樹，石川伸敬：冬期路面管理支援システムの構築と運用，寒地土木研究所月報　No．652　2007年9月
５）徳永ロベルト，舟橋誠，高橋尚人，浅野基樹，中野雅充：連続路面すべり抵抗値による冬期路面管理の高度化に関する研究，寒地土木研究所月報　No．661　2008年6月
６）東拓生，沼田実，伊藤康徳：塩分減衰性を応用した凍結予測支援システム開発　－監視用路面センサーによるフィールド試験－：日本雪工学会誌　Vol．24　No．4　2008年10月
７）村國誠：車載式センサーによる塩分濃度と路面温度の測定　－問題提起と改善提案－：日本雪工学会誌　Vol．24　No．4　2008年10月

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

気候変動と冬期道路管理

石本敬志，松岡直基（(財）日本気象協会　北海道支社）

１：はじめに

2009 年７月上旬，気象庁はエルニーニョ現象がこのまま続くと，北日本を中心に，低温，多雨，寡照傾向になると発表し，7 月 22 日現在，雨が多く寒い夏が継続し，市民生活や農作物に影響を及ぼし始めている．エルニーニョ現象では北日本の冬期降水量は少ない割合が多いとされている．

今年の冬がどうなるか，もう少し様子を見たいが，世界的にも日本国内の気象データでも，降水量など気候の変動幅が大きくなっていることは確かで，北海道でも数十年間の観測結果から、短時間に局地的な大雨や大雪頻度が増えている[1)]。ここでは，冬に北海道近海で急激に発達する低気圧と冬期道路管理の関連を考えたい。

２：冬，急激に発達する低気圧の特徴

冬，北海道近海で急激に発達する低気圧は北海道に近づく台風よりも中心示度が低いことが珍しくなく，大雪や吹雪により北海道の陸・海・空の交通網を麻痺させ，冬でも円滑な交通を前提にしている社会システムに大きな影響を与えている．冬に現れるこのような温帯低気圧は，北海道を含む北日本だけでなく，北米東岸でも見られ，いずれも暖かな海流が関与しているとの報告がある[2)]．

確かに，日本近海では太平洋の日本列島沿いに黒潮とも呼ばれる日本海流が，一部は対馬海流となって日本海に抜けるが，大部分は太平洋を日本列島沿いに北上し低気圧の墓場とも呼ばれる北太平洋に至る．北米東岸では，メキシコ湾流が大西洋を北上しスカンジナビア半島西岸にまで至り，北米大陸東岸の大雪や吹雪，凍雨の原因にもなっている．

一方，北海道近海では，寒流で親潮とも呼ばれる千島海流の影響が大きく暖流の影響が大きくなさそうなオホーツク海でも低気圧が発達することがあるが，寒流といえども，寒気団から見れば暖かく高温多湿で，低気圧が発達すると解釈できる．

北海道周辺で急に発達する低気圧の発達度合いや経路により，影響を受ける程度や地域が違い，同じ地域でも風向で影響を受ける路線や地域が違うことになる．道路管理との関連では，どの程度の低気圧でどの地域が，どの程度影響を受けるかをあらかじめ知っておくことが，気象情報活用の前提になる．

３：冬，急激に発達する低気圧による雪や風の予測精度

2004 年１月中旬，日本列島を挟む低気圧が北海道南岸で一つになり，低気圧の中心示度も，964 ヘクトパスカル(hPa)と，一日で猛烈な台風並に発達した．この低気圧の東側には優勢な高気圧が停滞し，低気圧の進路を阻んだため，道東の風や降雪が長く続き，この地域の交通網に大きな影響を与えた．この間の，北見市の降雪と強風の実測と 12 時間毎 24 時間先までの予測結果を図１，２に示した．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

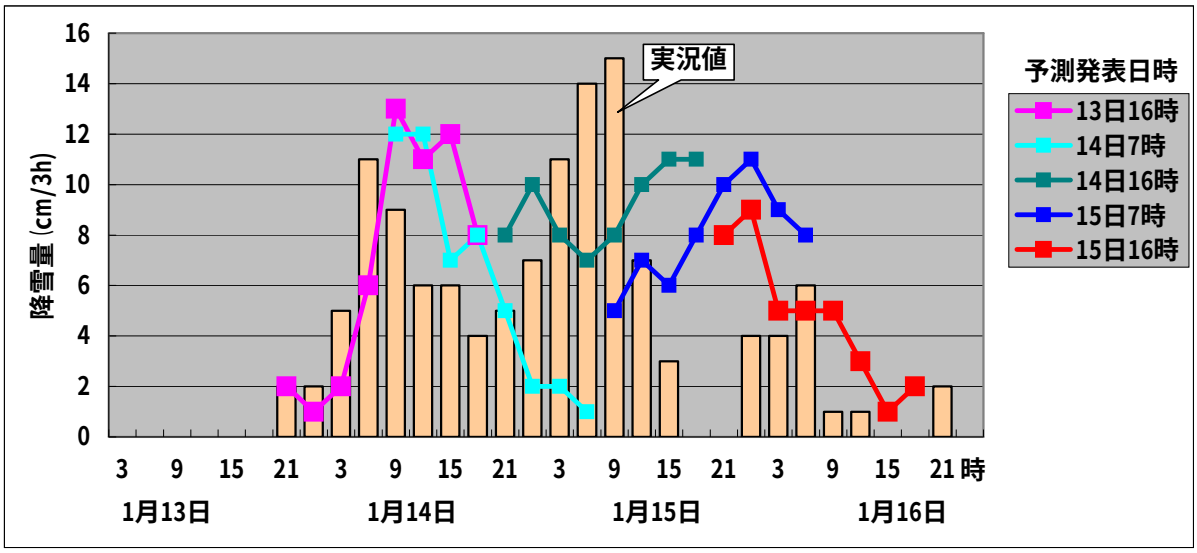


図 1．北見の降雪量，実測と 12 時間毎 24 時間予測値の推移

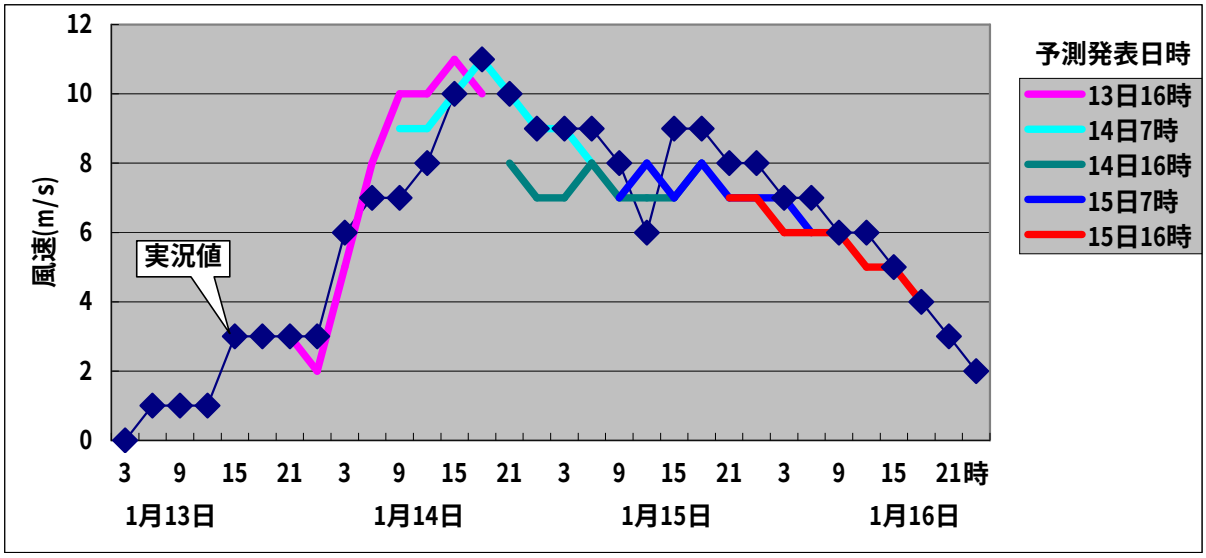


図２．北見の風速，実測と 12 時間毎 24 時間予測値の推移

まず，降雪について実測では 1 月 14 日と 15 日の朝にかけ大雪の二つの極大値を観測している．予測結果では最初の極大値の出現が 3 時間遅れてはいるが，降雪量は実測へ 2㎝ 差にまで迫っているものの，二つめの極大値の出現は，12 時間遅れにずれが大きくなり，実測と予測された降雪量の差も数 ㎝ へと大きくなっている．

一方，風を比較した図２を見ると，風の実測結果は，12 時間毎 24 時間先までの予測結果と良く一致していることが分かる．また，1 月 15 日にかけては気温が下がったこともあり，大雪，気温，強風と猛吹雪発生に要する三要素が揃い，長時間にわたり道東地方の陸・海・空，すべての交通網を麻痺させた．

図３には，この間の実況天気図と 24 時間先の予測天気図を示したが，急速に発達した低気圧の中心示度を 3 桁まで予測できていて，これから先，予測情報活用へ明るい展望を与えてくれる．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

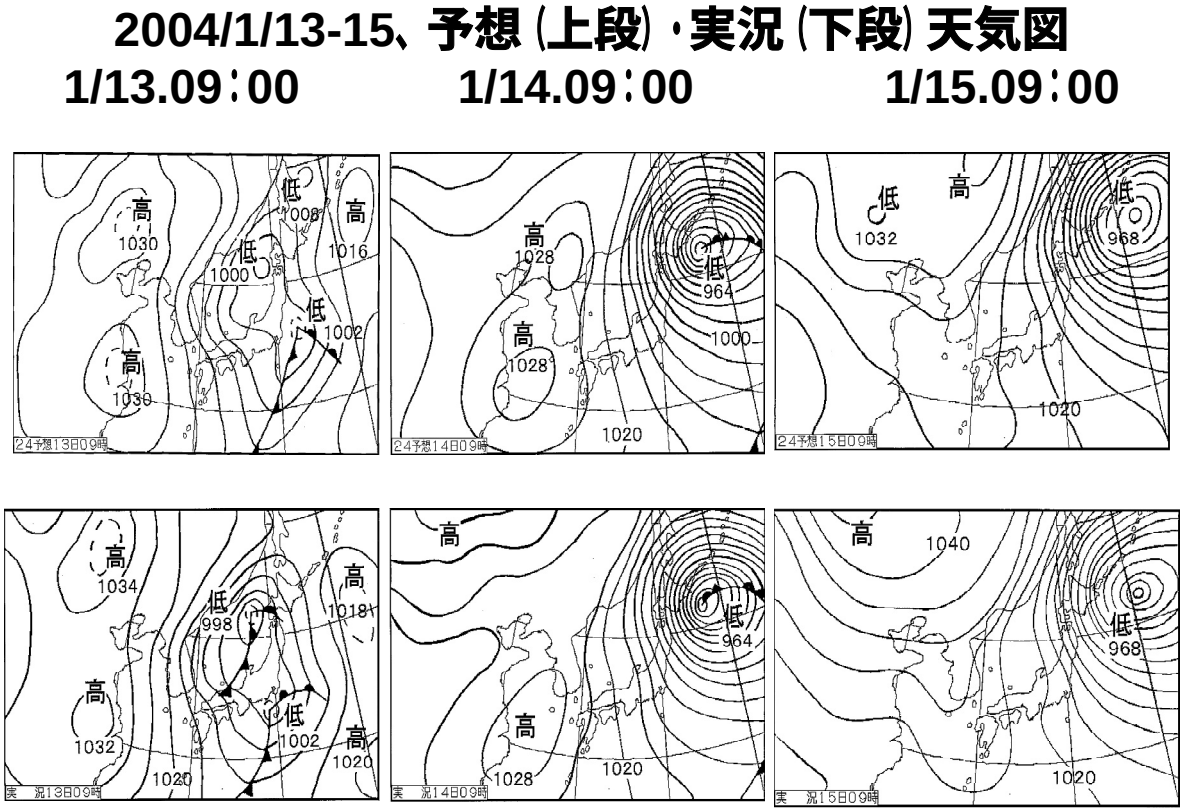


図３．2004 年 1 月 13 日から 15 日にかけての天気図

強風の予測精度は，道路の吹雪危険度評価に大きな影響を与えるため，吹雪頻度の多い国道 231 号八幡の道路気象テレメータデータを使い，2008 年から 2009 年の冬場の 10 分平均で 15m/s 以上の強風実測値と予測結果を図 4 に示した．

最初の，12 月 25 日からの事例は，風速の値も時間変化傾向も一致した例であり，　冬型の気圧配置をほぼ予測できたので実測と予測結果が一致したとみられる．

図４，上から二つめの 2 月 15 日からの事例では，低気圧がオホーツク海で猛烈に発達するタイミングと、その後ろに別な低気圧が発生する予測が合致しなかったことが原因で，実測値と風向，風速とも大きく外れた．最後の 3 月 5 日からの事例は強風出現が六時間早かったものの，二つの極大値を小さめではあるが予測している．発達した二つの低気圧の通過のタイミングを予測しきれなかったことが，予測が実測と違った原因だと考えられる．

４：今後に向けて

強風では検証の元になる降雪量観測の精度が著しく落ちる．現場をしっかり見ながら，各気象要素の予測精度がどのような条件でどの程度の精度になるかを調べ，より安全な冬期道路管理の意志決定にどこまで使えるのかを見極めたい．なお，強風の評価は，筆者が北海道開発局道路防災有識者として検討した結果を含んでいる．

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

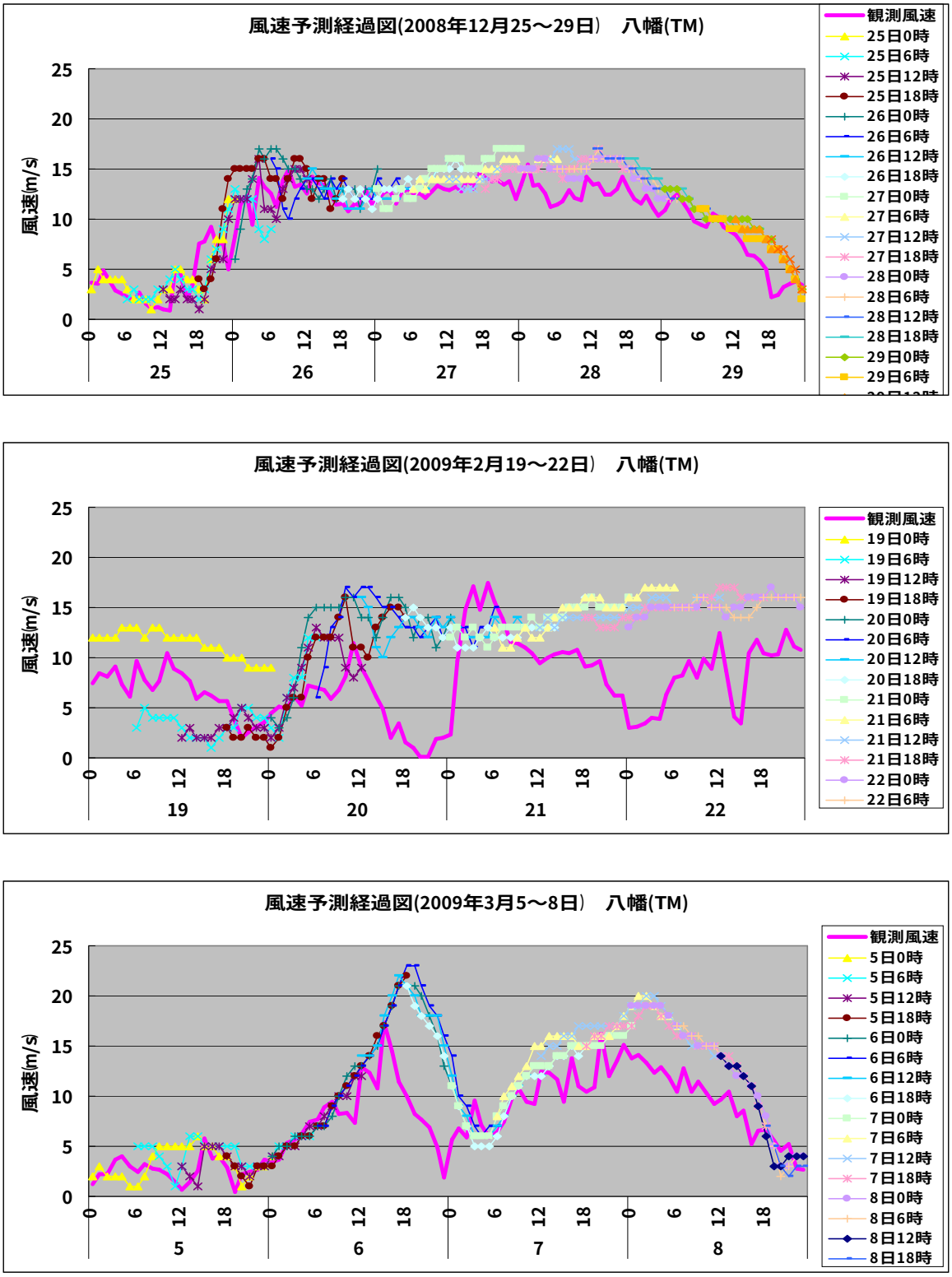


図４．冬，強風時の風速を予測できる場合とできない場合

参考文献

1) **谷口恭，斉藤正美，須藤哲寛，中村一樹，中津川誠，2005：北海道の冬期における大雨・大雪事例出現頻度の経年変化について，北海道の雪氷，24.82-86.**

2) Frederic Sanders and John R.Gyakum,1980: Synoptic-dynamic climatology of the “Bomb”,American Meteorological Society, Montly Review, October,1589-1606.

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

道路法面の小段が持つ全層雪崩抑止効果の評価モデル

松澤 勝，横山博之，松下拓樹，坂瀬 修（(独）土木研究所 寒地土木研究所）

１．はじめに

切土高 5～10m 以上の道路の切土法面には小段が設置されることが多い．この切土小段は，表面水の流速の低下や，表面水を法面の外へ排水するなどの目的で設けられるが，全層雪崩対策での階段工と同様に，全層雪崩抑止効果も有すると考えられている．階段工の設計では，積雪深に応じて，階段間隔，階段敷幅が決定される．しかし，切土小段に関しては，全層雪崩に対して小段幅や間隔が十分に有効であるかどうかを判断する基準がない．そこで，本研究では，切欠き型階段工の設計に用いられているモデルを参考に，切土小段の全層雪崩抑止効果の有無を判断するモデルを考案したので報告する．

２．階段工の設計理論 [1)]

階段工は，斜面に階段状の切り込みを入れる全層雪崩対策である．斜面積雪がグライドを起こすと，階段上の雪が圧縮されてせん断強度が大きくなり，斜面積雪を安定させる機能を持つ．階段工には，切欠き型階段工を始め，４つの形状がある．このうち，広く施工されている切欠き型の階段工は，各々の階段部分が，その直上の階段までの斜面にある積雪を支えると考えて設計が行われる．図 1 のような，傾斜角 θ(°)，設計積雪深 H_s(m)の斜面を想定し，階段の部分の直線 AB における雪のせん断抗力が，上部の斜面積雪を支えると考える．このとき，階段間隔 L(m)と階段の幅 b(m)はそれぞれ(1)式，(2)式で与えられる．

$$L = \frac{0.5 \sec\theta \cdot b \cdot S_R}{\rho_S g H_s (\sin\theta - 0.2)} \qquad \cdots (1)$$

$$b = 0.8 \cdot H_s \qquad \cdots (2)$$

ここで，

S_R:直線 AB 上の積雪のせん断強度(Pa)

ρ_s:積雪の密度(kg/m^3)

g:重力加速度(=9.8 m/s)

である．

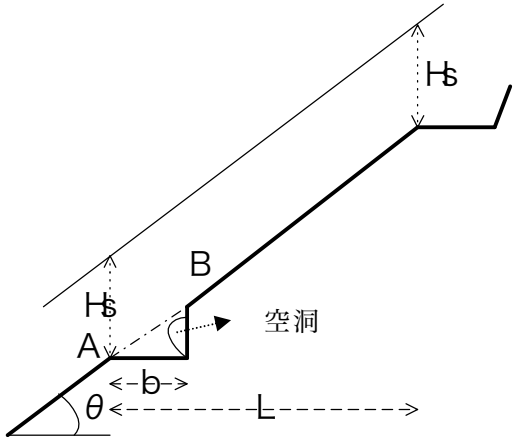


図 1　切欠き型階段工のモデル．モデルのため，積雪表面の凹凸は無視している．

なお，切欠き型階段工では，グライドで押し出された積雪は階段の所で空洞を作る(図 1)．このため直線 AB の全長が積雪を支えることとはならない．(1)式の分子の 0.5 はこの空洞を考慮した有効せん断面の減少係数である．また，(1)式の分母の 0.2 は，本来 $\mu\cos\theta$(μ は積雪と地面との間の静止摩擦係数）とすべき所であるが，実際に扱う斜面が 40°付近であることを考慮して，定数で与えられている．

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

３．切土小段の全層雪崩抑止モデル

北海道開発局の道路設計要領 [2)]では，切土高 5～10 m に 1 箇所小段を設置することになっており，標準では切土高 7 m 毎に 1.5 m 幅の小段を設置することとしている（図 2）．これは，斜面での土の安定の側面から決められたもので，斜面積雪を考慮したものではない．

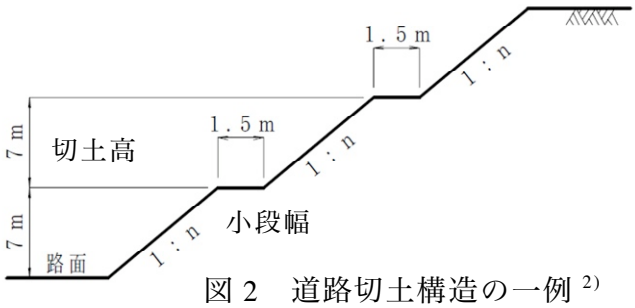


図 2　道路切土構造の一例 [2)]

ここで，図 3 の様に図の奥行き方向に単位幅を持つ斜面積雪を考える．幅 b の小段上の直線 AB が成す平面（せん断面とする）の積雪のせん断抗力 R(N)と，この面に平行な斜面下向きの積雪の駆動力 F(N)を式(3)，式(4)で与える．F は，断面 BCC’B’の積雪による直線 AB に平行な斜面下向きの力の合力から，直線 BC における摩擦抵抗を減じたものである．

$$R = \frac{b\tan\theta\sqrt{1+\tan^2\theta}}{\tan\theta-\tan\alpha}\cdot S_R \qquad \cdots(3)$$

$$F = W_A(\sin\theta - 0.2)\cdot\cos(\theta-\alpha) + W_B\sin\alpha \qquad \cdots(4)$$

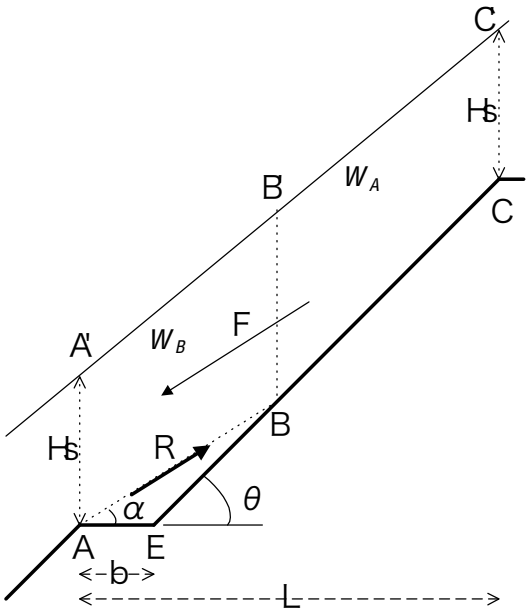


図 3 道路小段の積雪モデル．モデルのため，表面の凹凸は無視している．

ここで，

θ:のり面の傾斜角(°)

α:直線 AB が小段 AE となす角(°)

W_A:断面 BCC'B' の積雪の単位荷重 (N)

W_B:断面 ABB'A'の積雪の単位荷重 (N)

S_R:直線 AB が成す平面における積雪のせん断強度(Pa)　であり，W_A と W_B は，次式で与えられる．

$$W_A = \frac{\rho\cdot g}{2}\left(2H_S + \frac{(L-b)D\tan\theta}{L} - D\tan\alpha\right)\cdot(L-D) \qquad \cdots(5)$$

$$W_B = \frac{\rho\cdot g}{2}\left(2H_S + \frac{(L-b)D\tan\theta}{L} - D\tan\alpha\right)\cdot D \qquad \cdots(6)$$

なお，

$$D = \frac{b\tan\theta}{\tan\theta-\tan\alpha} \qquad \cdots(7)$$

である．

切欠き型小段と同様に空洞を考慮して，切土小段の積雪の安全率 η を考えると

$$\eta = \frac{0.5\cdot R}{F} \qquad \cdots(8)$$

となる．η>1.0 のとき，安全と判断できる．なお，切欠き型小段と異なり，法面小段では空洞ができない可能性があるが，安全側の余裕を考慮して 0.5 を乗じることとする．

４．試算結果

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

３章で述べた方法によって，安全率ηの試算を行った．

図 4 は，せん断面の角度 α=13°，小段間の直高 7 m，積雪密度 ρ_s=350 kg/m^3，せん断強度 S_R=30 kPa の条件で，傾斜角 θ=39.8°（上図）と θ=45°（下図）の場合で，それぞれ，積雪深が 1～4 m での安全率ηの試算結果である．斜面の傾斜角にかかわらず，小段幅 1.5 m の場合は，積雪深 2.0 m 以下でη>1.0 となり概ね安全，また，小段幅 3.0 m の場合は，積雪深 4.0 m 以下で概ね安全と判断できる．

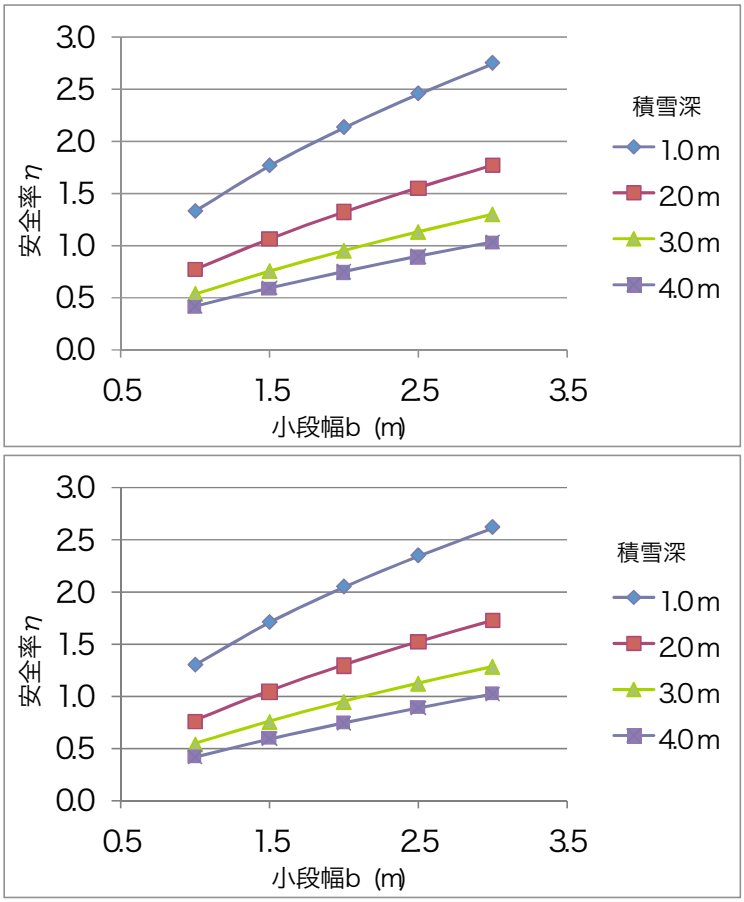


図 4　切土小段の幅と安全率との関係．せん断面の角度 α=13°，小段間の直高 7 m，積雪密度 ρ=350 kg/m^3，せん断強度 S_R=30kPa の条件で，傾斜角 θ=39.8°（上）と θ=45°（下）の場合．

図 5 は，θ =39.8°，小段の幅 1.5 m，小段間の高さ 7 m，積雪密度 ρ_s=350 kg/m^3，せん断強度 S_R=30 kPa の条件で，せん断面の角度 α による安全率の違いである．α が小さくなるに従い，安全率が小さくなる事が分かる．また，積雪深が 1.75m 以下であれば，α に依らず，常に安全率は 1 を超える．

5．検討

図 6 は，4 分の 1 スケールの道路法面の模型に雪を積もらせて，約 2 日経過させた後の状態である．斜面の表面にはグライドを起こしやすくするため，ビニールシートを張り付けた．積雪内部でのせん断破壊は発生せず，積雪底面と斜面の間で滑りが生じた．

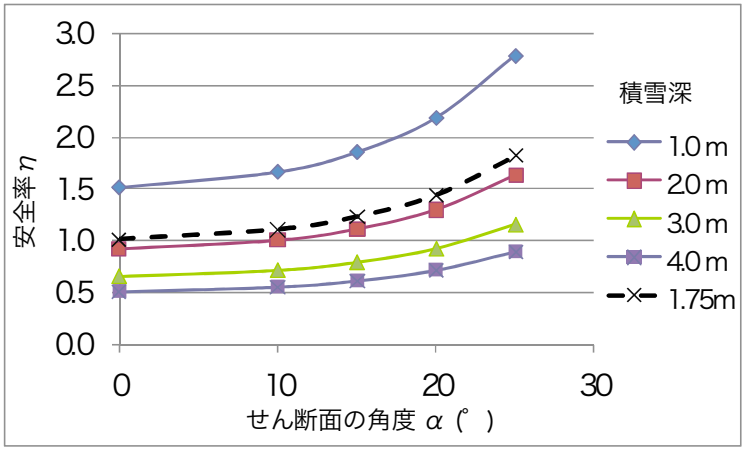


図 5　せん断面の角度 α と安全率との関係．小段の幅 1.5 m，小段間の直高 7 m，積雪密度 ρ=350kg/m^3，せん断強度 S_R=30 kPa の条件で，傾斜角 θ=39.8°の場合．

階段工では，グライドによる滑動力よりも土砂面の抵抗力が大きいので，階段工の土砂面との滑りについてのチェックは省略する場合が多い[1)]．しかし，道路小段には張り芝を施す場合が多いので，以下では，小段上の積雪底面での抵抗力と滑動力との釣り合いについて検討を行うこととする．ここでは，(3)式のせん断抗力 R の代わりに，積雪底面での摩擦力のみを考慮

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

した小段上での抵抗力 R について次式で与えるものとする．

$$R'=\mu\cdot\left(F\sin\theta+W_B\right) \quad \cdots(9)$$

ここで，μ は，小段と積雪底面の間の静止摩擦係数である．また，安全率 η' は次式とする．

$$\eta'=\frac{R'}{F} \quad \cdots(10)$$

図 7 は，小段間の直高 7 m，積雪密度 ρ_s=350 kg/m^3,傾斜角 θ=39.8°の場合での，小段幅と安全率 η' との関係である．μ は，積雪と地面との静止摩擦係数と見なすことができるが，張り芝上の μ について測定事例はない．そこで，ここでは，遠藤・秋田谷[3]が笹地斜面で測定した値を参考に，μ=0.5 と 0.6 の 2 通りで計算することとした．図 7 より，μ=0.5 の場合，小段幅が 3 m でも，安全率 η' は 1 を下回る．

また，計算された安全率 η' は積雪深には依存しなかった．つまり，積雪が少なくても斜面積雪は滑り落ちることを意味しており実態に合わない．これは，抵抗力 R について摩擦力だけを考慮したが，実際は摩擦力以外の抵抗力も無視できないことを意味するものと考えられる．

図 6　4 分の 1 スケールの道路小段模型上での積雪の移動状況．小段上で積雪を支持しきれず，滑動が発生した．

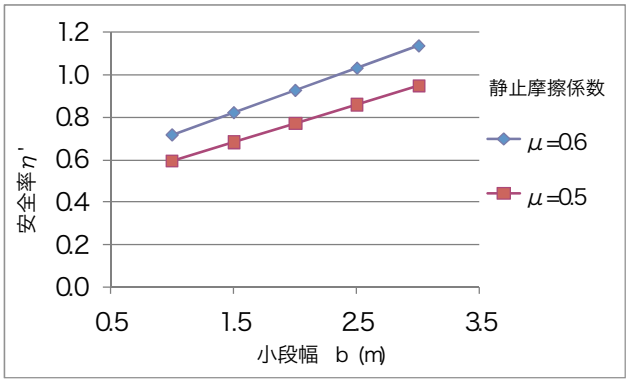


図 7　切土小段上での積雪底面の摩擦力で斜面積雪を支えるモデルでの，小段幅と安全率との関係．小段間の直高 7 m，積雪密度 ρ_s=350 kg/m^3，傾斜角 θ=39.8°の場合．

6．おわりに

今回，切土小段が持つ全層雪崩抑止効果のモデルを考案し，いくつかの仮定をおいて安全率 η' を試算した．今後，試算の上で未解明であった，せん断面の角度 α，小段上の積雪のせん断強度 S_n，また，切土小段上での積雪底面の抵抗力 R，実際の道路法面での観測が必要と考えられる．

さらに，今回は，全層雪崩に対する安全率 η' を検討したが，将来的には，表層雪崩についても安全度評価方法を検討していきたいと考えている．

参考文献

1) 日本建設機械化協会・雪センター(2005)：除雪・防雪ハンドブック（防雪編），417pp
2) 北海道開発局(2009)：平成 21 年度北海道開発局道路設計要領 第 1 集道路 第 3 章道路土工, http://www.hkd.mlit.go.jp/zigyoka/z_doro/download/pdf/01/1-3-2.pdf
3) 遠藤八十一・秋田谷英次(1974)：斜面積雪の滑動実験（除報），低温科学物理編，32，267-272.

Copyright © 2009　(社)　日本雪氷学会

（社）日本雪氷学会北海道支部　2008 年度事業報告

1．春の講演会の開催

日　時　：　2008 年 4 月 10 日（木）13 時 30 分～15 時 30 分
場　所　：　北海道大学　百年記念会館　大会議室
参加者　：　60 名
講　演　：
1.「寒冷地の気象資源，雪氷冷熱の利用－アイスシェルター技術の実際と今後の展望－」
浦野　慎一　氏　　北海道大学大学院農学研究院教授・NPO 北海道自然エネルギー研究会会長
2.「北海道の低温を利用した寒締めホウレンソウ栽培」
濱嵜　孝弘　氏　　北海道農業研究センター主任研究員

2．支部総会の開催

日　時　：　2008 年 4 月 10 日（木）15 時 40 分～16 時 10 分
場　所　：　北海道大学　百年記念会館　大会議室
主要議題：　(1) 2007 年度事業報告・収支決算報告
(2) 2008 年度支部役員について
(3) 2008 年度事業計画案と収支予算案検討
(4) 北海道支部創立 50 周年記念事業委員会について

3．理事会・幹事会等会議の開催

3-1　第 1 回理事会

日　時　：　2008 年 4 月 10 日（木）16 時 15 分～16 時 40 分
場　所　：　北海道大学　百年記念会館　大会議室
議　事　：　(1) 日本雪氷学会北海道支部創立 50 周年記念事業について
(2) 2009 年度全国大会（札幌）に向けて
(3) 2008 年度地域講演会について
(4) 2007/08 冬期吹雪災害に関する調査チームの立ち上げ

3-2　第 2 回理事会（文書審議理事会）

日　程　：　2008 年 7 月 2 日（水）～7 月 14 日（月）
議　事　：　(1) 雪氷学会北海道支部規約の一部改定案について
(2) 札幌で開催される平成 21(2009)年度全国大会の実行委員会委員長を北海道支部として雪氷学会理事会に推薦する件について
(3) 北海道支部から推薦する平成 21 年度実行委員会委員長について

3-3　第 3 回理事会

日　時　：　2008 年 11 月 12 日（水）16 時 00 分～18 時 00 分
場　所　：　北海道道路管理技術センター会議室
議　事　：　(1) 支部の基金使用計画の検討
(2) 現在までの活動報告と今後の活動計画
(3) 支部規約の改正案検討
(4) 2008 年度 3 回本部理事会の報告
(5) 学会費未払い者の取扱いについて
(6) 50 周年記念事業の進捗状況報告
(7) 吹雪調査チームの活動報告・活動予定
(8) 平成 21 年度雪氷研究大会（2009・札幌）の進捗状況報告

3-4　第 4 回理事会（文書審議理事会）

日　程　：　2008 年 12 月 10 日（水）～12 月 19 日（金）
議　案　：　支部推薦の理事候補について

3-5　第 5 回理事会

日　時　：　2009 年 4 月 13 日（月）16 時 00 分～18 時 00 分
場　所　：　北海道道路管理技術センター会議室

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

議　事　：　(1) 2008 年度事業報告・収支決算
(2) 2009 年度事業計画案・収支予算案
(3) 理事幹事体制の見直し
(4) 支部規約の改定
(5) 2009 年度支部役員
報　告　：　(1) 北海道支部設立 50 周年記念行事及び出版の進捗状況
(2) 2009 年度全国大会の準備状況

3-6　第 1 回幹事会

日　時　：　2008 年 4 月 10 日（木）16 時 40 分～17 時 00 分
場　所　：　北海道大学　百年記念会館　大会議室
議　事　：　会務の執行体制の確認

4．研究発表会の開催

日　時　：　2008 年 6 月 10 日（火）10 時 00 分～18 時 00 分
場　所　：　北海道大学　百年記念会館　大会議室
発表件数：　28 件
参加人数：　121 名

5．機関誌「北海道の雪氷」27 号の刊行

昨年度と同様，冊子体希望者には有料で配布するとともに，電子体を支部ホームページ上から誰でも無料でダウンロードできるようにした．また，従来からの寄贈団体（特別・賛助・講読会員の中の配布希望者）には冊子体の無料配布を継続した．

6．地域講演会の開催

「雪と氷の遊学会　～雪と氷のふしぎ発見～」
開催日：　平成 20 年 12 月 6 日（土）　13:15～16:00
場　所：　釧路市こども遊学館　（釧路市幸町 10 丁目 2 番地）
講　演：　第１部：サイエンストーク「雪と氷の不思議を知ろう」
・「雪と氷の不思議をお話しします」前野紀一氏（北海道大学名誉教授）
・「ちょっと変わった釧路の天気のはなし」中村一樹氏（日本気象協会）
・「土と氷の世界」矢作裕氏（北海道教育大学名誉教授）
第２部：テーブルサイエンス「雪と氷の不思議を体験しよう」
・「雪と氷のふしぎ実験」上記講演者と中山雅茂氏（北翔大学）
主　催：　（社）日本雪氷学会北海道支部
共　催：　釧路市こども遊学館，（社）土木学会北海道支部
後　援：　釧路市，釧路市教育委員会，ＮＨＫ釧路放送局，北海道新聞釧路支社
釧路新聞社，日本気象協会北海道支社
参加者：　のべ約 200 名（第 1 部：40 名，第 2 部：約 160 名）

7．社会貢献事業

7-1　雪氷災害調査チーム（吹雪）の活動

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」
開催日：　平成 20 年 11 月 27 日（木）　18:00～19:30
場　所：　紀伊國屋書店札幌本店　1 階　インナーガーデン
（札幌市中央区北５西５　sapporo55 ビル）
プログラム：　司会　木下真梨子　お天気キャスター（日本気象協会北海道支社）
萩原亨 准教授（北海道大学工学部）
第１部：国道 274 号長沼吹雪災害での経験談（18:00～18:30）
・吹雪に巻き込まれたドライバー 永田泰浩氏
・南空知消防組合 長沼支署 大塚貴久氏
・北海道開発局札幌開発建設部 千歳道路事務所前所長 澤田順一氏
第２部：道路上での吹雪現象の解説（18:30～19:00）
・日本気象協会北海道支社 賀久正則氏

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

・土木研究所寒地土木研究所 松澤勝氏
第３部：吹雪災害に巻き込まれないためのノウハウを考える（19:00～19:30）
・司会，講演者によるディスカッション
参加者：　189 名（配布資料数による概数）　※参加費：無料
主　催：　（社）日本雪氷学会北海道支部
共　催：　（独）土木研究所寒地土木研究所，（財）北海道道路管理技術センター，
（社）北海道開発技術センター，（財）日本気象協会北海道支社，
雪氷ネットワーク，（社）土木学会北海道支部
後　援：　北海道開発局，北海道，北海道新聞社，HBC 北海道放送，NHK 札幌放送局
STV 札幌テレビ放送，Tvh テレビ北海道

7-2　雪氷災害調査チーム（雪崩）の活動

(1) 雪崩災害調査「ニトヌプリ南西斜面雪崩調査」

2009 年 2 月 8 日　ニセコ山系ニトヌプリ南西斜面雪崩発生
4 名が巻き込まれ 2 名が重軽傷を負う
2009 年 2 月 10 日　調査チーム派遣
山野井克己(L)，大西人史(SL)，杉山慎，高橋学察，他 3 名
2009 年 2 月 24 日　調査報告書　公開（2 月 25 日・記載ミス修正）

(2) 雪崩災害調査「羊蹄山京極コース雪崩調査」

2009 年 3 月 2 日　羊蹄山京極コース千枚石の沢で雪崩発生
スキー登山者 4 名のうち 1 名が巻き込まれ開放骨折
2009 年 3 月 6 日　調査チーム派遣
中村一樹(L)，中林宏典(SL)

8．北海道支部設立 50 周年記念行事及び出版

8-1　第 1 回記念事業委員会

日　時　：　2008 年 10 月 16 日（木）15 時 00 分～18 時 00 分
場　所　：　北海道大学 低温科学研究所 新棟 N213 室
議　事　：　(1) これまでの経過および準備状況説明
(2) 各担当からの事業案，予算案の説明
a. 50 周年記念雪氷薄片制作
b. 記念講演会
c. 記念式典と祝賀会
d. 50 周年記念誌
e. サイエンス･カフェー

8-2　第 2 回記念事業委員会

日　時　：　2009 年 3 月 6 日（金）12 時 00 分～15 時 00 分
場　所　：　北海道道路管理技術センター 会議室
議　事　：　(1) 各事業についての現在の進捗状況の報告
(2) 記念事業の予算について
(3) 記念式典の開催時期の決定
(4) 雪氷研究札幌大会との連絡・調整について
(5) 会計について

9．ニューズレターの刊行

メーリングリストを活用して，各種行事案内や連絡事項などをニューズレターとして発行する．なお，メーリングリスト未登録会員へは従来通り郵送する．

No.30：北海道支部 2008 年度研究発表会のお知らせ／北海道支部 2008 年度役員／日本雪氷学会全国大会のお知らせ　＜平成 20 年 5 月 30 日発送＞
No.31：「土木の日」記念講演会／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」／平成 20 年度（社）日本雪氷学会 北海道支部 地域講演会＜平成 20 年 11 月 14 日発送＞
No.32：2009 年度日本雪氷学会北海道支部総会のお知らせ／北海道支部創立 50 周年記念行

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

事のお知らせ／2009 年度日本雪氷学会北海道支部 研究発表会のお知らせ／ 日 本雪氷学会全国大会のお知らせ　＜平成 21 年 4 月 3 日発送＞

10．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
- コラムやエッセイ等の充実
- 質問コーナーの開設

2009 年度には，北海道支部創立 50 周年事業，9 月の全国大会，2010 年 6 月の IGS（国際雪氷学会）札幌シンポジウムと，多くの支部関連の行事や事業が展開される．それらの本格化にさきがけて，広報機能の効率化と充実を図るため，2008 年 12 月 1 日に支部ホームページを刷新した．

11．雪氷関連行事の共催・後援

11-1　理科ふれあいフェスティバル 2008＜共催＞

日　時：　2008 年 11 月 3 日（月・祝日）
場　所：　とかちプラザ 1 階アトリウム広場（帯広市西 4 条南 13 丁目）
主　催：　帯広畜産大学（高大連携事業）
内　容：　１．科学者からのメッセージ
「凍る海から地球環境を探る　～北極と南極のいま～」
舘山一孝先生（北見工業大学）
２．プレゼンテーション
帯広柏葉高校，帯広三条高校，帯広南商業高校，帯広農業高校
「十勝産食材を用いた食品の開発と販路拡大」
３．体験と展示
小学生を対象に，地元の生産品を使った「ピザの調理体験」，理科実検，骨の模本･ポスター展示，しおりづくり，畜大牛乳の試飲，帯農高で栽培した野菜やジャム，トマトジュースなどの加工品の販売など

11-2　「土木の日」記念講演＜共催＞

日　時：2009 年 11 月 18 日（火）
場　所：ホテルポールスター札幌２階｢セレナード｣（札幌市中央区北 4 条西 6 丁目）
主　催：社団法人土木学会北海道支部
テーマ：～情報技術を活用した冬期路面・観光情報提供～
「IT&ITS 実証実験型開発の取組み SKY プロジェクト」 ～ Eco & Safety ～
日産自動車株式会社 IT&ITS 開発部主担　藤倉利之 氏
「北海道発！ロハスなライフスタイルの創造」
インターリンクジャパン 代表取締役　 阿部さおり 氏

11-3　科学探検広場 2009＜後援＞

日　時：　2009 年 1 月 10 日（土）～11 日（日）
場　所：　旭川市科学館サイパル（旭川市宮前通東）
主　催：　旭川市科学館
内　容：　サイエンスボランティア旭川の会員や市内の理科教諭・高校生・大学生たちが様々なブースを出店．いろいろな実験・工作を楽しみながら体験

11-4　土木学会北海道支部講演会～南極の気象と生活～＜共催＞

日　時：　平成 21 年 3 月 3 日（火）14：00～16：20
場　所：　ホテルモントレ札幌２階「ビクトリア」（札幌市中央区北 4 条東 1 丁目）
プログラム：
「南極ドーム基地の１年－知られざるマイナス７０℃の雪と氷の世界』
北見工業大学 社会環境工学科 准教授　亀田貴雄氏
「南極・昭和越冬生活」
室蘭工業大学情報メディア教育センター 技術職員　佐藤之紀氏

Copyright © 2009 （社） 日本雪氷学会

（社）日本雪氷学会北海道支部　2009 年度事業計画（案）

1．支部総会の開催

日　時：2009 年 5 月 12 日（木）13 時 30 分～14 時 30 分
場　所：北海道大学　学術交流会館　小講堂
主要議題：(1) 2008 年度事業報告・収支決算
(2) 2009 年度事業計画案・収支予算案
(3) 支部規約の改定について
(4) 2009 年度支部役員について
(5) 北海道支部設立 50 周年記念行事及び出版について

2．春の講演会の開催

支部設立 50 周年記念講演会に振り替え
（9．北海道支部設立 50 周年記念行事および記念誌発行　参照）

3．研究発表会の開催

期　日：2009 年 6 月 23 日（火）10 時～18 時（時間は予定）
会　場：北海道大学 学術交流会館 第 1 会議室

4．機関誌「北海道の雪氷」28 号の刊行

昨年度と同様に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．賛助会員（特別・賛助）と購読会員，従来からの寄贈団体には配布希望を確認の上，無料配布を継続する．

5．ニューズレターの刊行（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ニューズレターとして発行する．なお，メーリングリスト未登録会員については，従来通り郵送する．

6．地域講演会の開催

日　時：11～12 月頃
場　所：帯広市
題　名：雪と氷のサイエンス―積雪・凍土・流氷が語る北海道の気候変動―（仮題）
概　要：雪氷を含む気象現象は，われわれの日常生活に大きな影響を与える．しかし，この現象を長期間の気候変動とみると，新たな視点で様々な分野に影響を与えることが予想される．科学的な雪氷観測が始まって以来数 10 年．諸先輩たちが積み上げてきた積雪・凍土・流氷観測から北海道を取り巻く気象現象がどのように変化してきたのか．それぞれ独自に行われた観測結果をすり合わせることにより，浮かび上がる気候変動の実像に迫る．なお，市民大学講座として一般参加者が理解できる内容とする．
講演者：中村一樹氏・青田昌秋氏・武田一夫氏

7．理事会の開催

必要に応じて 2～3 回開催する．

7-1　第 1 回理事会

日　時：2009 年 5 月 12 日（火）14 時 30 分～15 時 00 分
場　所：北海道大学　学術交流会館　小講堂

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

Copyright © 2009　(社)日本雪氷学会

・　コラムやエッセイ等の充実
・　質問コーナーの開設

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）を使って全会員にその旨通知するサービスを継続する．

9．北海道支部設立 50 周年記念行事および記念誌発行

9-1　記念式典

期　日：2009 年 5 月 12 日（火）15 時 15 分～15 時 45 分
会　場：北海道大学 学術交流会館 小講堂

9-2　記念講演会

期　日：2009 年 5 月 12 日（火）16 時 00 分～18 時 00 分
会　場：北海道大学 学術交流会館 小講堂
講　演：1.「宇宙で作る氷の結晶　－ISS「きぼう」での無重力実験－」
古川 義純 氏（北海道大学低温科学研究所 教授）
2.「剥き出しの地球　－南極大陸－」
阿部 幹雄 氏（第 49 次・50 次南極地域観測隊員／写真家）

9-3　祝賀会

期　日：2009 年 5 月 12 日（火）18 時 30 分～20 時 30 分
会　場：北海道大学 ファカルティハウス「エンレイソウ」

9-4　記念誌発行

2009 年度雪氷研究大会（9 月 30 日～10 月 3 日：札幌）に合わせて出版予定．

9-5　サイエンスカフェーの開催

一般市民が関心を持つ話題を提供し，雪氷学の啓蒙普及をおこなう．2009 年度雪氷研究大会（9 月 30 日～10 月 3 日：札幌）の少し前に開催予定．

9-6　各種薄片写真の整備

積雪や海氷・つららなどの氷，南極氷床，樹氷，着氷など様々な雪氷現象を薄片と言う形で捕え，雪氷学会会員の利用に供すると共に，広く一般市民に対する雪氷現象の啓蒙に供する目的でおこなう．電子化して記念誌に含める．

10．社会貢献事業

10-1　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．

11．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をする．

Copyright © 2009　(社)日本雪氷学会

（社）日本雪氷学会北海道支部 2008 年度収支報告

（2008 年 4 月 1 日～2009 年 3 月 31 日）

収入の部　　（単位 円）

科目	予算額	決算額	差額　△：増収	備考
1.会費収入	0	0	0	
支部会員費	0	0	0	
2.事業収入	200,000	151,500	48500	
研修会等収入	50,000	0	50000	
広告収入	0	0	0	
出版収入	150,000	151,500	△ 1500	「北海道の雪氷」
3.内部移管金収入	260,000	760,000	△ 500000	
交付金支部収入	260,000	260,000	0	本部より
調査活動寄付金	0	500,000	△ 500000	本部経由で内部移管
助成金	0	0	0	
事業収支差額収入	0	0	0	
広告支部受取金	0	0	0	
4.資産勘定からの繰入	0	150,000	△ 150000	
5.雑収入(預金利子)	100	348	△ 248	
預金利子	100	348	△ 248	
当期収入合計	460,100	1,061,848	△ 601748	
前期繰り越し収支差額	278,008	278,008	0	
収入合計	738,108	1,339,856	△ 601748	

支出の部　　（単位 円）

科目	予算額	決算額	差額	執行率	備考
1.事業支出	500,000	932,725	△ 432725	187%	
研修・見学会支出	100,000	30,800	69200	31%	研究発表会
講演・談話会支出	200,000	214,059	△ 14059	107%	春の講演会・地域講演会・（学習会・50周年）
雪氷災害調査活動支出	50,000	550,121	△ 500121	1100%	雪氷災害調査
支部機関誌発行費	150,000	137,745	12255	92%	北海道の雪氷・ニュースレター
2.管理費	100,000	36,139	63861	36%	
事務費	20,000	17,139	2861	86%	文房具費など
旅費・交通費	30,000	0	30000	0%	
会議費	50,000	19,000	31000	38%	旅費・会場費など
雑費	0	0	0		
3.内部移管収入勘定	0	0	0		
4.資産勘定への繰入	0	200,000	△ 200000		次年度雪氷災害調査
5.予備費	0	0	0		
当期支出合計	600,000	1,168,864	△ 568864	195%	
当期収支差額	-139,900	-107,016	△ 32884		
次期繰越し収支差額	138,108	170,992	△ 32884		差額：繰り越し増額
支出合計	738,108	1,339,856	△ 601,748		

Copyright © 2009　(社)日本雪氷学会

（社）日本雪氷学会北海道支部 2009 年度予算（案）

（2009 年 4 月 1 日～2010 年 3 月 31 日）

収入の部　　（単位 円）

科　　目	予算額（2月）	現在の見込み	備　考
1.会費収入	0	0	
支部会員費	0	0	
2.事業収入	1,150,000	1,150,000	
研修会等収入	50,000	50,000	
広告収入	400,000	400,000	50周年出版40万
出版収入	700,000	700,000	北海道の雪氷15万・50周年出版55万
3.内部移管金収入	260,100	260,100	
交付金支部収入	260,100	260,100	本部より
調査活動寄付金	0	0	
助成金	0	0	
事業収支差額収入	0	0	
広告支部受取金	0	0	
4.資産勘定からの繰入	690,000	1,540,000	雪氷災害調査20万・50周年出版34万 本部からの借入金100万
5.雑収入(預金利子)	100	100	
預金利子	100	100	
当　期　収　入　合　計	2,100,200	2,950,200	
前期繰り越し収支差額	170,992	170,992	
収　　入　　合　　計	2,271,192	3,121,192	

支出の部　　（単位 円）

科　　目	予算額（2月）	現在の見込み	備　考
1.事業支出	1,990,000	1,840,000	
研修・見学会支出	50,000	50,000	研究発表会
講演・談話会支出	200,000	200,000	地域講演会15万・50周年5万
雪氷災害調査活動支出	200,000	200,000	雪氷災害調査
支部機関誌発行費	1,540,000	1,390,000	北海道の雪氷15万・50周年出版124万
2.管理費	100,000	100,000	
事務費	20,000	20,000	文房具費など
旅費・交通費	30,000	30,000	
会議費	50,000	50,000	旅費・会場費など
雑費	0	0	
3.内部移管収入勘定	0	0	
4.資産勘定への繰入	0	1,000,000	本部への借入金返済
5.予備費	0	0	
当　期　支　出　合　計	2,090,000	2,940,000	
当　期　収　支　差　額	10200	10200	
次期繰越し収支差額	181192	181192	差額：繰り越し増額
支　　出　　合　　計	2271192	3121192	

Copyright © 2009　(社)日本雪氷学会

2009 年度　（社）日本雪氷学会北海道支部役員

（2009 年 8 月 19 日現在）

職名	氏　名	所　属
理事（支部長）	山田　知充	NPO 法人 雪氷ネットワーク
理事（事務局）	石井　吉之	北海道大学低温科学研究所
理事（事務局）	松澤　勝	(独)土木研究所 寒地土木研究所寒地道路研究グループ
理事（事務局）	荒川　逸人	野外科学(株)
理事（事務局）	杉山　慎	北海道大学低温科学研究所
理事（事務局）	飯塚　芳徳	北海道大学低温科学研究所
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）	外塚　信	(株)ネクスコ・エンジニアリング北海道
理事（事業）	榎本　浩之	北見工業大学社会環境工学科
理事（事業）	久保　雅弘	北海道電力株式会社　総合研究所
理事（事業）	武田　一夫	帯広畜産大学地域環境学研究部門
理事（事業）	苫米地　司	北海道工業大学空間創造学部建築学科
理事（事業）	深見　浩司	北海道立地質研究所
理事（事業）	古川　義純	北海道大学低温科学研究所
理事（社会貢献）	尾関　俊浩	北海道教育大学札幌校
理事（社会貢献）	山田　高嗣	札幌第一高等学校
監事	松岡　直基	(財)日本気象協会北海道支社
監事	竹内　政夫	NPO 法人 雪氷ネットワーク
評議員	青田　昌秋	北海道立オホーツク流氷科学センター
評議員	石本　敬志	(財)日本気象協会北海道支社
評議員	伊東　敏幸	北海道工業大学空間創造学部建築学科
評議員	金田　安弘	(社)北海道開発技術センター
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	上垣内　修	札幌管区気象台技術部
評議員	須田　力	北方圏体育・スポーツ研究会
評議員	桜田　昌之	北海道開発局開発監理部開発調整課
評議員	高橋　修平	北見工業大学社会環境工学科
評議員	東海林明雄	北海道教育大学名誉教授
評議員	幅口　堅二	北海道旅客鉄道(株)工務部
評議員	平松　和彦	北海道旭川東高等学校
評議員	星　博之	北海道総合政策部地域づくり支援局
評議員	三日市宏展	札幌市建設局雪対策室
評議員	見延　勲英	(財)北海道道路管理技術センター
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	山野井克己	(独)森林総合研究所北海道支所寒地環境保全研究グループ
顧問	秋田谷英次	北の生活館館長
顧問	小島　賢治	北海道大学名誉教授
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

Copyright © 2009　(社)日本雪氷学会

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　本支部につぎの役員を置く。
支部理事　　２０名以内（うち、支部長１名、本部理事２名）
支部監事　　２名
（役員の選出）
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　本支部会員である本部理事は、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。

Copyright © 2009　(社)日本雪氷学会

（役員の任期）
第１２条　役員の任期は２年とする。会務の継続性など特に必要な場合は、任期を延長することができ、延長期間は１年単位で２年間までとする。その他は雪氷学会定款第１６条の定めるところによる。
（顧問、評議員）
第１３条　本支部に顧問および評議員を置くことができる。
　２　顧問および評議員は、支部理事会の議決を経て支部長が委嘱する。
　３　顧問および評議員は、本支部の発展に寄与するため、支部長の諮問に応じて意見を具申する他、随時建設的提案や提言を行うことができる。
　４　評議員の任期は２年とし、再任を妨げない。
（総会）
第１４条　本支部は、毎年１回、通常総会を開くほか、必要に応じ臨時総会を開く。
　２　議長は出席者の互選とする。
　３　総会においては、下記の事項の承認を受けなければならない。
　　１．　支部役員
　　２．　事業計画および収支予算
　　３．　事業報告および収支決算
　　４．　財産目録および貸借対照表
　　５．　重要なる財産の処分
　　６．　支部規程の変更
　　７．　その他支部理事会において必要と認めた事項
　４　議事録は本規程の第１６条に定めるところによる。
（資産および会計）
第１５条　本支部の財産は次のとおりとし、支部長がこれを管理する。
　　１．　本部からの交付金
　　２．　寄付金
　　３．　その他
　２　本支部の会計年度は、毎年４月１日より翌年３月31日までとする。
（議事録）
第１６条　支部総会及び支部理事会の議事録は議長が作成し、支部事務所に備えておかなくてはならない。
　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。

Copyright © 2009　(社)日本雪氷学会

北海道の雪氷　　No.28

ISSN－1340－7368

2009年8月31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