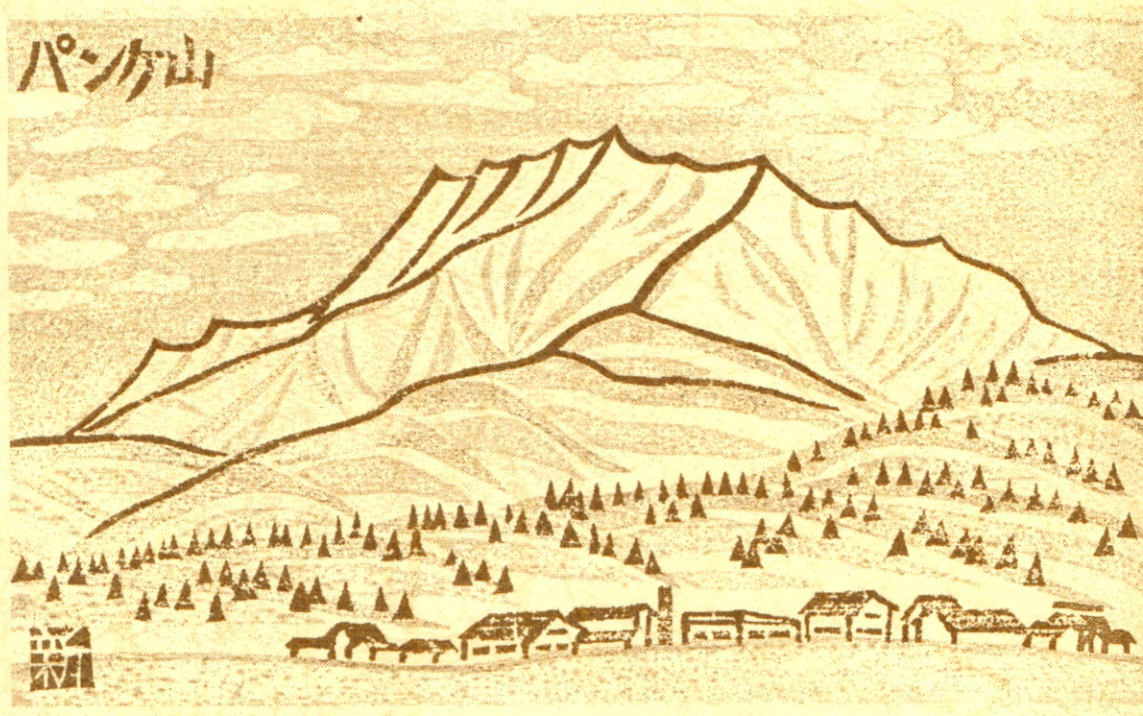


(社)日本雪氷学会北海道支部機関誌

I S S N - 1340 - 7368

北海道の雪氷

第20号



2001年 8 月

発行 (社)日本雪氷学会北海道支部

目次

巻頭言	1
2001年度研究発表会発表論文	2
2000年度事業報告	93
2000年度会計報告	97
2001年度事業計画	98
2001年度会計計画	100
2001年度北海道支部役員名簿	101
日本雪氷学会と道内関係機関のホームページ	102
社団法人日本雪氷学会北海道支部規約	103

(表紙 画：斉藤新一郎、題字：福沢卓也)

巻 頭 言

支部幹事長 成田英器（北大低温科学研究所）

「北海道の雪氷」も昭和 57 年の創刊以来、第 20 号を発行するまでになりました。この機会に本誌に掲載されてきた研究発表（支部会発表）を顧みると、前半期は雪・氷の基礎的研究、降雪気象現象解析とふぶき、なだれ、着氷雪、屋根雪などの雪氷現象、そして凍上、海水研究など幅広い分野からの発表がなされてきました。一方、後半期は交通・道路にまつわる雪氷、なだれ、ふぶき、そして、屋根雪など「暮らし」に密着した課題が多くなった傾向が見られます。この傾向はその分野の積極性があったためかもしれませんが、社会の要求を反映した結果なのでしょう。私達が雪・氷を取り扱っている以上、人間の暮らし・環境に深く関わってくるのは当然の成り行きで重要です。雪氷学会で発表される仕事は雪・氷をキーワードとした複合科学で、これまである意味では学際的に成し遂げられてきたと思います。しかし、現在、学際性を問われる中でも自然科学間だけではなく、「文理融合」までその学際性が拡張しつつあります。このような動向の中で、私たちの分野が他分野と付き合っていくためにも、また、支部が担う北海道の「暮らし」に貢献する雪氷研究を発展させるにも、時代に即した基礎的研究の遂行とそのための環境維持が疎かにされない一つの要因ではないでしょうか。

今年の支部研究発表件数は 25 件と例年よりも増え、急きょ時間延長をして 1 日と致しました。誠にうれしいことですが、その反面、聴衆者が少なかったのです。研究発表会は支部の主要行事の一つです。今後、この発表会の充実（雪氷の基本的研究を含めた幅広い研究の発表）と上記のことを含め、北海道支部の活性化のために様々な問題があります。この解決のための一つの手段は、会員相互の情報交換と社会への発信を試みることを考えます。いま、北海道支部のホームページを開設する計画を模索中です。支部会員の皆様には、このような場を使って情報交換が有効に行われるならば、一層の支部のみならず学会の発展に通ずると期待する次第です。

(社)日本雪氷学会北海道支部2001年度研究発表会発表論文 目次

1. 総合学習サポートページ「雪たんけん館」の開設	-4-
○高橋庸哉(北教大附属教育実践総合センター)、新保元康(北教大附属札幌小)、並川寛司(北教大札幌校)、土田幹憲(札幌市立美しが丘緑小)、割石隆浩(札幌市立あいの里東小)、佐藤裕三(札幌市立屯田南小)、坂田一則(札幌市立屯田西小)、小笠原啓之(札幌市立八軒北小)、渡部友子(札幌新川高)、太田真・遠山寛人・福田大年(ピコグラフ)、北海道「雪」プロジェクト	
2. 一都合により発表取りやめ	
3. 多雪山地流域における融雪期の水及び化学物質収支	-6-
○山崎学・石井吉之・小林大二(北大低温研)、柴田英昭(北大演習林)	
4. カラマツ林の融雪量に対する樹幹周り融雪凹みの貢献度測定例	-9-
○小島賢治(北大名誉教授)	
5. オホーツク海の氷厚データセットの開発	-13-
○館山一孝(オホーツク流水科学研究所)、榎本浩之(北見工大)	
6. 2001年のオホーツク海の氷況	-17-
○館山一孝(オホーツク流水科学研究所)、青田昌秋(北大低温研附属流水研究施設)	
7. 積雪による海水の諸特性の変化	-21-
○小嶋真輔、榎本浩之(北見工大)	
8. 衛星センサー(SSM/I, AVHRR, SAR)および流水レーダーによるオホーツク海南部の海水移動観測	-24-
○榎本浩之(北見工大/観測フロンティア)、木村詞明(NASDA/EORC)、羽二生博之・長谷川智一(北見工大)、館山一孝(オホーツク流水科学研究所)、白澤邦男(北大低温研)、浦塚清峰(通総研)	
9. オホーツク海南部の海水の酸素安定同位体比の特徴	-28-
○豊田威信・河村俊行・中塚武・若土正暁(北大低温研)	
10. 屈斜路湖の結氷期後半における御神渡りの成長について	-32-
○東海林明雄・石原由香・浅野暢・亀田浩司・苗加大輔・愛沢さとみ・岩田幸基・吉田陽才・梅田諭(北教大)、石黒直子(お茶の水大)、ペロニー・マルバル(リュモージュ大)	
11. 春採湖の結氷下における溶存酸素飽和度の上昇について	-36-
○梅田諭・東海林明雄(北教大)	
12. 普通電線の着雪特性に関する実験的検討	-40-
○大浦久到・守護雅富・岡本誠(北海道電力)	
13. 平成12年度冬期の異常低温による道路の凍上被害対策	-44-
○久保宏・金澤雅博・毛馬内学(北海学園大学工学部)	
14. 車両走行が雪氷路面に与える影響について	-47-
○宮本修司・浅野基樹(北海道開発土木研)	
15. 積雪を考慮した避難計画に関する研究	-51-
○内藤恵・細川和彦・苔米地司(北海道工業大)	
16. 表面積雪粒子の飛び出し風速の観測	-55-
○佐藤研吾・谷藤崇・高橋修平(北見工大)	
17. しもぞらめ雪の形成および雪面の昇華蒸発に伴う安定同位体組成の変化	-59-
○八久保晶弘(北見工大)、鎌田慈(産総研)、佐藤篤司(防災科研)、橋本重将(名大)、中尾正義(地球研)	
18. 積雪層構造モデル: Crocusの検証実験	-63-
○八久保晶弘(北見工大)、青木輝夫(気象研)、榎本浩之(北見工大)	
19. 支笏湖畔の同時多発雪崩	-67-
○山田高嗣・山田知充(北大低温研)、大槻政哉・竹内政夫(日本気象協会)、川島由載・池田保夫(ドーコン)	
20. 衛星マイクロ波による積雪観測の問題点と改良	-71-
○伊賀久晃・榎本浩之(北見工大)	
21. 暗視野照明による雪結晶の顕微鏡写真撮影法	-75-
油川英明・○尾関俊浩(北教大岩見沢校)	
22. CO2ハイドレートの形成実験	-77-
○八久保晶弘・本池真生男・小林正敏・加地善則・百武欣二・阿部清・庄子仁(北見工大)	

23. 落葉広葉樹林における積雪期のCO₂放出量 -81-
○鈴木覚・中井裕一郎・北村兼三(森林総研北海道支所)
24. ヨーロッパトウヒ防雪林の幹曲がり・幹割れと塩害との関係について -85-
○斎藤新一郎(専大北海道短大)、山寄勝志・佐々木正博(日本道路公団岩見沢管理事務所)
25. 間伐木を用いた仮設防雪林の諸機能について(2) -89-
○斎藤新一郎(専大北海道短大)、佐々木正博(日本道路公団岩見沢管理事務所)、鳥田宏行(道立林試道東支場)

総合学習サポートページ「雪たんけん館」の開設

高橋庸哉（北教大附属教育実践総合センター）・新保元康（北教大附属札幌小）・並川寛司（北教大札幌校）・土田幹憲（札幌市立美しが丘緑小）・割石隆浩（札幌市立あいの里東小）・佐藤裕三（札幌市立屯田南小）・坂田一則（札幌市立屯田西小）・小笠原啓之（札幌市立八軒北小）・渡部友子（札幌新川高）・太田真・遠山寛人・福田大年（ピコグラフ）・北海道「雪」プロジェクト

1. はじめに

学習指導要領が改訂され、2002年度より小・中学校で「総合的な学習の時間」が全面実施される。自ら学び自ら考え、問題を解決する力など「生きる力」の育成を狙いとして、総合的な学習の時間は各教科などで身につけた知識や技能を相互に関連づけ、総合的に活用できるようにすることを目指している。国際理解、情報、環境などの横断的・総合的な課題や児童の興味・関心に基づく課題、地域や学校の特色に応じた課題などが例示されているが、具体的な学習活動の計画は各学校に委ねられている。

雪氷は理科や社会といった教科を越えた総合的な問題を提起し、子どもたちの興味・関心をそそり、地域の特色を活かした課題となり得る。

しかし、北海道の学校で取り上げるべき素材であるが、ほとんど取り上げられてこなかったのが実情である。これまでの学校教育が全国的に画一化された教育内容であったため、若濱先生は「偏南」ないし「偏央」と書かれている（『雪と氷の世界』，東海大学出版会）。「総合的な学習の時間」は雪氷を学校教育で取り上げる絶好の機会である。

そこで、北海道教育大学附属教育実践センターと附属札幌小学校では、雪を核とした総合学習「あいの里探検隊」を2000年冬に共同で実践した。その時の経験から子どもたちと先生、あるいは子どもと学ぶ父母をサポートする雪氷に関するホームページの必要性を痛感し、総合学習サポートページ『雪たんけん館』の制作を始めた。第一期分の作業を終了し、公開したので、その内容について紹介する。

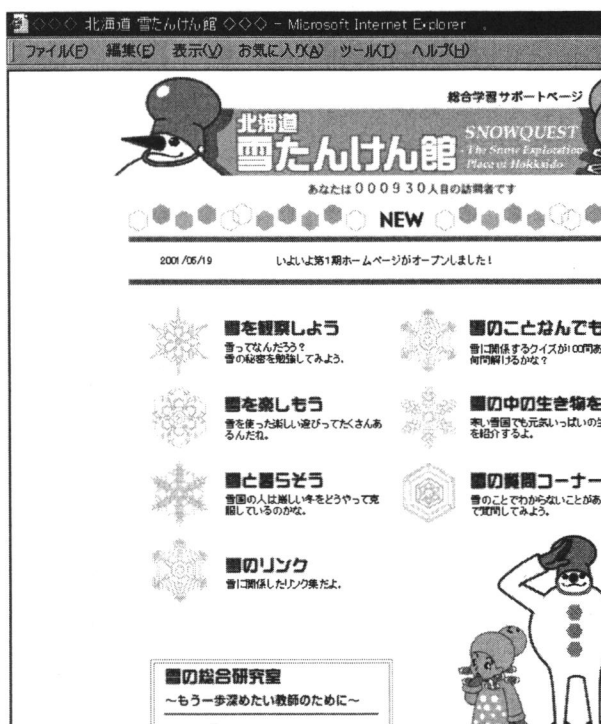


図1 『雪たんけん館』のトップページ
(<http://yukipro.sap.hokkyodai.ac.jp>)

2. 『雪たんけん館』の概要

教育現場で実際に利用され、役立つものでなければならないのが大前提である。そのためには、教育現場と大学、専門機関が一体となって、教材研究に関する専門性・実践力と雪に関する専門性を融合させる必要がある。そこで、道内教育現場や本学教員、雪の研究者約 30 名からなる研究会「北海道<雪>プロジェクト」を立ち上げ、制作するホームページの基本的な性格付けと企画を行った。

ホームページの目的は雪を多様な側面から総合的に探究する子どもたちとそれを手助けする先生をサポートすることである。内容面では、子どもたちが雪を総合的に学び、自然の偉大さやすばらしさに改めて気づくとともに、雪の困難を克服し、身近な自然を積極的に利用する人間の知恵に目を見開くことをめざしている。自然現象としての降雪の科学や社会事象としての雪と人間の関係など‘親雪’、‘克雪’、‘利雪’といった様々な側面から情報を総合的に提供する。

現在公開しているのは、

- a. 「雪を観察しよう」
- b. 「雪を楽しもう」
- c. 「雪と暮らそう」
- d. 「雪の中の生き物をさぐろう」
- e. 「雪のことなんでもクイズ」
- f. 「雪の質問コーナー」

この他に教師が教材研究するための「雪の研究室」がある。図 1 と図 2 にページ例を示す。

プロジェクトは始まったばかりであり、教育現場のニーズに併せて、さらに内容の拡充を図っていききたい。

謝辞： 本プロジェクトの経費は北海道教育大学学内教育改善推進費による。尚、本ホームページのデザインは北海道教育大学卒業生が起こしたベンチャー企業 Picograph による。

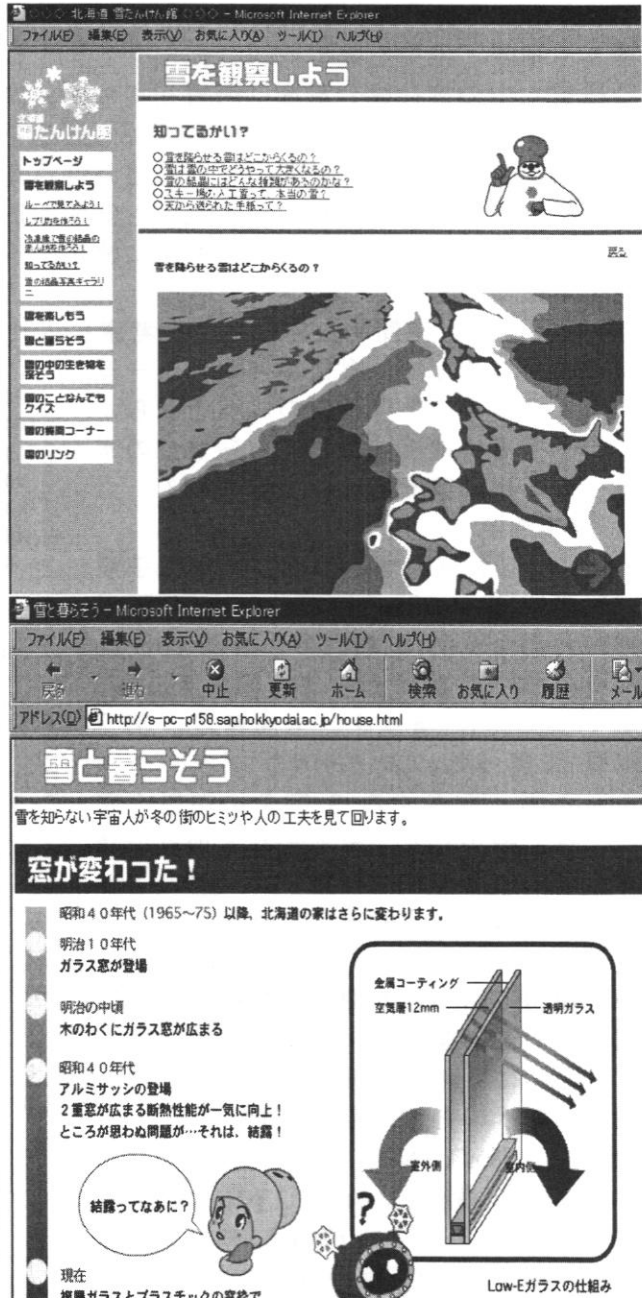


図2 『雪たんけん館』のページ例

多雪山地流域における融雪期の水及び化学物質収支

山崎学・石井吉之・小林大二（北大低温研）
柴田英昭（北大演習林）

1. はじめに

寒冷積雪地域では、冬期間に蓄積した積雪が融雪期に融雪水として地表に達し、地表・地中を経て河川に流出する。これまでに、積雪下面から流出する融雪水中の溶存成分濃度は融雪初期に高濃度になり、その後低下していくこと、また、この変化が河川の水質にも影響を与えていることが知られている。しかし、山地流域においては融雪の進み具合が空間的に一様ではなく、このため積雪からの溶存成分の流出も空間的に一様でないと考えられる。また、融雪水が地表に達してから河川に流出するまでの過程に関する研究はなお不十分である。

本研究では、空間的な非一様性を考慮に入れた流域平均の積雪下面融雪水を見積もることで、融雪期における一週間ごとの水及び化学物質の収支を明らかにし、多雪山地流域における融雪期の水及び化学物質循環について考察する。

2. 観測概要

観測は北海道大学雨龍演習林内母子里試験流域(約 1.3km^2)にて、2000 年融雪期におこなった。流域内の代表点 10~15ヶ所において 3/29 から 1 週間おきに 5/3 まで積雪調査(積雪深、全層密度、積雪水量)を行った。スノーサンプラーで採取した同一地点での 3 回分の積雪全層を一緒に融かして、それぞれの地点の積雪全層水として採水した。山頂(標高 535 m)と観測露場(285m)に設置された大型積雪ライシメータ($3.6\text{m} \times 3.6\text{m}$)を用いて積雪下面からの融雪水を、また、流域末端の量水堰で河川水をそれぞれ採水すると共に、各々の流出量を測定した。採水した水の分析項目は Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} の各イオン濃度($\mu\text{eq/L}$)、pH、電導度(EC)である。また、pH4.8 アルカリ度を求め HCO_3^- の溶存濃度とした。

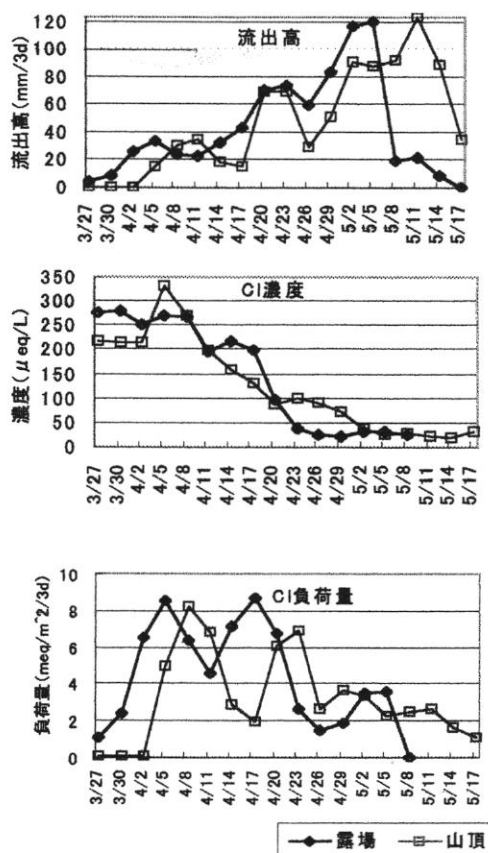


図1. 上段: 露場積雪ライシメータ、山頂積雪ライシメータの流出高、中段: Cl 濃度($\mu\text{eq/L}$)、下段: Cl 負荷量($\text{meq/m}^2/3\text{d}$)

3. 結果と考察

山頂と露場の積雪ライシメータを用いて観測した積雪下面融雪水の流出高(上段), Cl 濃度(中段), Cl 負荷量(水量×イオン濃度)(下段)を図1に示す。濃度は3日間の加重平均値である。融雪に伴う流出高の増加は露場で3/29、山頂で4/5から始まった。消雪日は露場5/8、山頂5/18であった。露場と山頂の流出高は通常、露場の方が多いが、4/5、4/8のように逆転することもある。濃度変化に関しても図1中段に見られるように4/14から4/29まで明らかな違いが見られる。これらの違いはそのまま負荷量変化の違いに大きく現れた。このように山地流域内での融雪は流出高だけでなく負荷量も一様に起こらず、積雪ライシメータのような点での観測結果がそのまま山地流域の面的な積雪下面融雪水を表さない。

そこで、露場と山頂積雪ライシメータの観測から融雪期間中の総流出高と総 Cl 負荷量を100%とした時の融雪開始から任意の時点までの積算流出高と積算 Cl 負荷量の割合(%)を求めた(図2)。結果、露場・山頂ともに同じような変化を示した。つまり、図1下段で見られた露場・山頂積雪ライシメータにおける Cl 負荷量の違いは、流出高の時間的なずれにのみ依存していることを表している。よって、ある地点における融雪の進み具合がわかれば図2よりそれまでに積雪下面から流出した積算負荷量の割合を求めることができる。本流域では図3に示すように積雪水量と標高の関係を標高400mを境に2本の近似直線で表すことができるので、流域内の融雪の進み具合は積雪調査を行った一週間ごとに求めることができる。

上記の結果を用いることで一週間ごとの標高帯別積雪下面流出高・Cl 負荷量が求められ、同時に流域平均の積雪下面流出高と Cl 負荷量を見積もることができる。

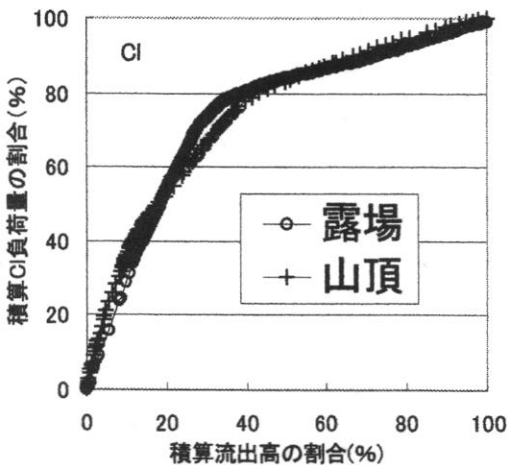


図2. 露場・山頂積雪ライシメータによる積雪下面融雪水の流出高と Cl 負荷量の関係

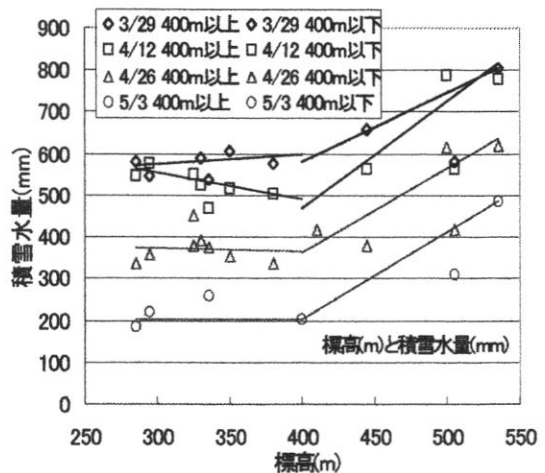


図3. 標高に対する積雪水量

流域平均の積雪下面融雪水をインプット、河川流出をアウトプットとして水・Cl 収支を融雪開始から一週間おきに求めることができた(図 4)。また、水及び Cl の流出割合(=アウトプット/インプット)を図 5、河川水及び積雪下面融雪水の平均濃度(=負荷量/流出高)を図 6 に示す。融雪開始 1 週目の水及び Cl の流出割合は 1 以下であった。その後、水の流出割合は 0.9 前後を推移してほぼ釣り合うのに対し、Cl の流出割合は融雪最盛期に急激に上昇し、4 前後の値を示した。濃度変化を見ると、融雪初期における河川水の濃度は積雪下面融雪水の濃度に近いが、融雪最盛期における河川水の濃度低下は積雪下面融雪水の濃度低下ほど極端ではなかった。

Cl は岩石・土壌からの溶出がそれほど多くないとされているが、Cl の流出割合は融雪全期間で 1.64 倍になった。この原因として、Cl 濃度の高い地下水が融雪水と混ざったり押し出されたりすることで地下水起源の Cl が河川に流出していることが考えられる。

今後の課題、年間の Cl 収支を調べると共に、土壌下の水の流動、水質変化を直接観測していく必要がある。

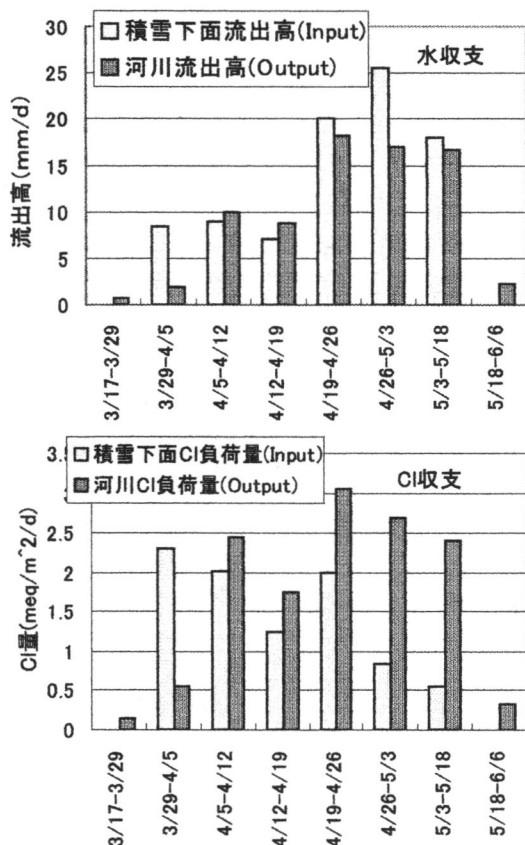


図 4. 水収支(上段)、Cl 収支(下段)

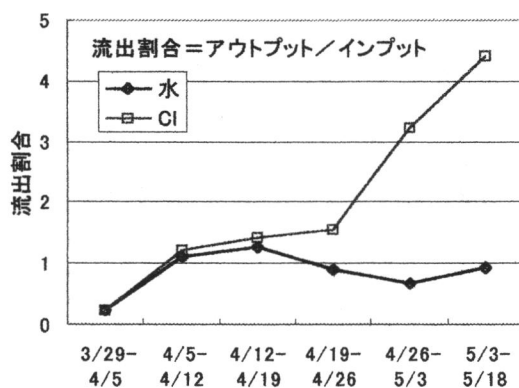


図 5. 水及び Cl の流出割合

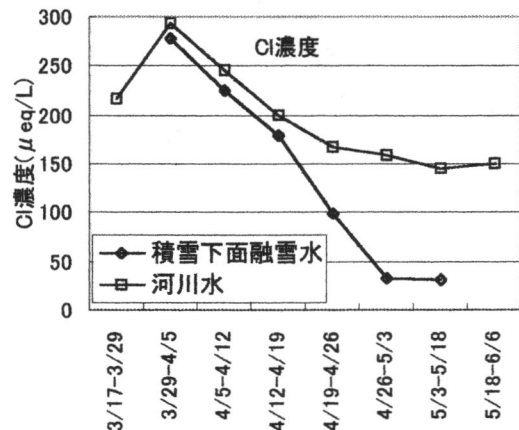


図 6. 河川水及び積雪下面融雪水の Cl 濃度

カラマツ林の融雪量に対する樹幹周り融雪凹みの貢献度測定例

小 島 賢 治 北海道大学名誉教授

1. まえおき

融雪が起こる条件下では、樹木などの近くで特に融雪量が多くなるということのためにできる雪の凹みを「融雪凹み」ということにする。落葉樹林の融雪量全体に対して、各樹幹の周りの融雪凹みがどれほどの融雪量増大効果を持つか、定量的に検討するための測定を行った。林の樹種には、木の近くの雪面での熱収支の計算に便利な「背の高い円柱」になるべく近い形ということで、カラマツ林を選んだ。

2. 測定場所と測定方法

札幌市の円山公園から南西方向へ盤溪峠を越えて盤溪川の谷へ降りる途中の右上方に北星学園スクールハウスがある。その背後の斜面におよそ 2.5×10^4 m² のカラマツの人工林がある。その南東縁辺に近い緩斜面の部分（写真1）を測定場所とした。雪面（地面）の傾きは南東へ約11°、樹幹は山側へ平均 5° ほど傾いていることがこの写真からわかる。地面から 2 ~ 2.5 m ほどの高さでのカラマツの直径は 0.18 ~ 0.38 m、樹高は 20 ± 3 m、木の配置はかなり不規則であるが、間隔はおおよそ 4 m 前後が多く、白樺のような他の樹種が混じっている所もある。

2000年3月18日（融雪凹みの出来始め）、4月2日～3日および4月9日の3回、まず林内の積雪の深さを測り、太さの異なる木の3～4本それぞれの周りの融雪凹みの形と大きさ（主に南北方向の深さの分布）を測定した。4月2日から9日の間、一本のカラマツの樹幹の南面と北面にサーミスタ温度センサをはりつけて樹温を、また別のセンサで雪面上およそ 1 m の気温を測定記録した。積雪深は1回毎に数カ所の平均を求めると共に、固定雪尺による時間変化（融雪による現象）を測った。積雪の密度も4月2日に測ったが、不充分であった。これらの測定作業の場所（A）に隣接して、林の一部10×10mのテスト区域（B）を設定し、その中の木の太さと本数を測定した。次の節で述べるように、場所（A）での測定結果による木の太さと凹みの関係曲線を利用して、3月18日～4月2日～4月9日の間の区域（B）における融雪凹みの体積の総量の増加（ ΔV ）_{MH}を推定し、区域（B）の融雪による積雪体積の減少（ ΔV ）_{sc} に対する割合（ ΔV ）_{MH} / （ ΔV ）_{sc} が何%であるかを算出して、貢献度とした。なお、初回の3月18日における融雪凹みは相対的にはきわめて小さく、その体積をゼロとして、その後の凹みの貢献度を計算した。



写真1 融雪測定に用いたカラマツ林（カメラ水平に固定）

3. 測定結果

写真2は場所(A)でNa3と番号をつけたカラマツの4月2日の融雪凹みを示す。右が南寄りの方向である。図1はこのカラマツ(Na3)の周りの3月18日、4月2日、および4月9日における積雪表面(記号SS)の位置と融雪凹みの南北断面形状を示したものである。南側と北側とでは凹みの形も大きさもそれらの変化の様子も異なる。南北それぞれの断面を半周してできる凹みの体積の和をもって全体積と仮定した。融雪末期には北側の方が逆に大きくなる。同じ日には、太い木ほど凹みの体積は大きい。4月9日、4月2日および3月18日におけるカラマツの樹幹の直径と融雪凹みの体積との関係を3本の曲線で表したのが図2である。これらの曲線によって、4月

2日と4月9日における10×10mテスト区域(B)内のカラマツ10本と小低木7本の融雪凹みの体積の合計を算出した。はじめの3月18日の融雪凹みの体積はゼロとみなして、4月2日までの2週間、および4月2日から4月9日までの1週間ならびに全期間(3週間)の、テスト区域内の融雪凹み体積増加量、区域の面積 100㎡から17本の木が占める面積(0.64㎡)を一応差し引いた部分の「融雪による雪の体積の減少(積雪深減少高×積雪面積)」、ならびにこれらの比(貢献度)

を表1に示した。融雪凹みの貢献度は、融雪初期には小さく、融雪期の終りに近づくほど大きくなる。それでもこの例では、4月9日までの1週間で2.9%であった。3月18日からの3週間では、2.5%であった。融雪凹みの分を無視してよいか否かは、林内一般の融雪量の2~3%をどのように考えるかによる。ただし、真の融雪末期に凹みの底に土が現れてからは、一層貢献度が増すという測定結果を、別の年、別の場所で得たことがある(例えば4~5%程度)。なお、林の(木の本数の)密度が増せば貢献度も

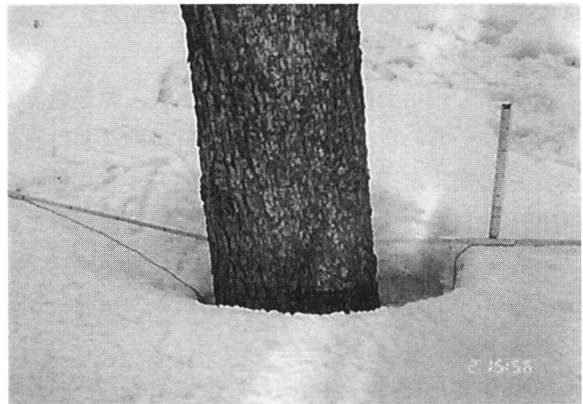


写真2 カラマツの幹の周りの融雪凹み(2000年4月2日、札幌、ばんけい)。凹みの断面の形は図1参照

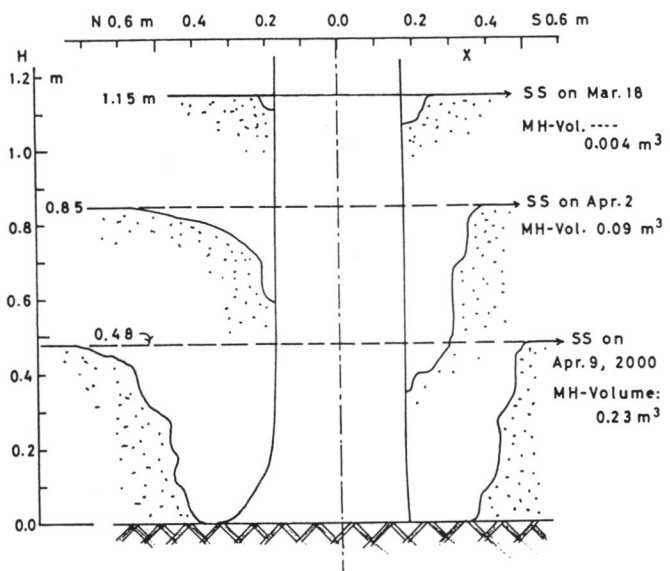


図1 同じカラマツの融雪凹みの形(南北断面)の変化。
上から2000年3月18日、4月2日、4月9日。
SSと書いた水平直線は雪面を表す。実際の雪面は南下がり

変わるかも知れない。しかし密度が2倍になっても貢献度が2倍になるとは限らない。

観測地点は札幌市街地の低地より 0.3m近く積雪が深く、気温は 1 ～2 ℃低かった。図 3 に2000年 3月10日から1か月間の札幌の積雪深と日平均気温の変化を示した。カラマツ林での測定値は数が少なかったり、期間が短かったりであるが、低地との差異の一端がうかがえる。また、この年の融雪は3月28日頃から本格的になったことを示している。なお、観測地点は札幌市内ではあるが、地形は山間の地であり、通常の市街地よりも 200 m以上標高が高い。

図 4 には 4 月 3 日～9 日の樹幹南面および北面温度ならびに気温（いずれも雪面上およそ 1m）の 1 時間平均値の変化を示した。気温はほとんど10℃以下であったが、樹幹南面温度は晴天日の昼間の最高は20℃を越え、北面との差も10℃以上になった。

おわりに、観測場所として学校用地の使用を許可された北星学園女子中学高等学校に感謝したい。

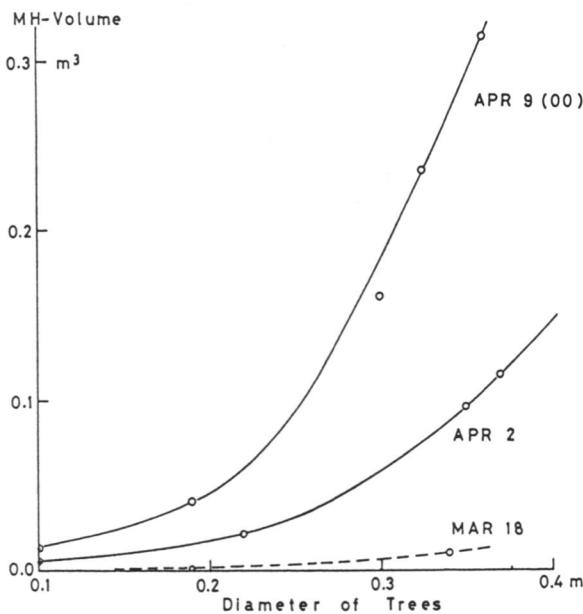


図 2 カラマツの直径（地面上 2m 前後）と融雪凹みの体積との関係。
ばんけいカラマツ林、2000 年 3 月 18 日、4 月 2 日、4 月 9 日

表 1 10×10m特定区域内、樹幹周り融雪凹みの区域全融雪量への貢献度

(1)	(2)	(3)	(4)
期 間 (2000年)	融雪凹み体積増 (立木17本分)	10x10m 区域 積雪体積減	割合：(2)／(3) (凹み貢献度)
3/18 ～ 4/ 2	0.52 m³	27.8 m³	1.9 %
4/ 2 ～ 4/ 9	1.02	34.8	2.9
3/18 ～ 4/ 9	1.54	62.6	2.5

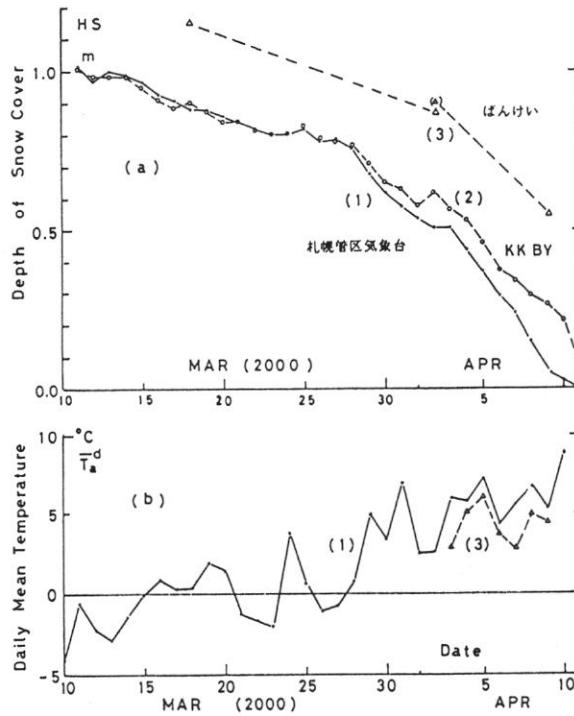


図3 積雪深 HS と日平均気温（日最高と日最低の平均）の
2000年3月10日～4月10日の変化。(1)札幌管区気象台、
(3)ばんけいカラマツ林、(2)筆者宅裏庭

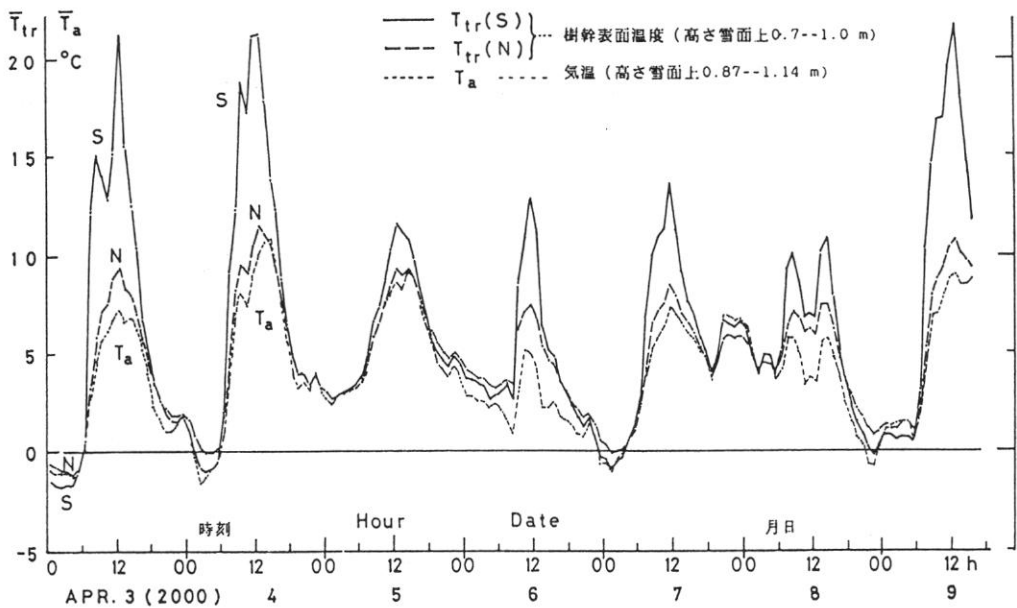


図4 カラマツ樹幹表面温度（南面と北面）と林内の気温それぞれの
毎正時間平均値の変動（2000年4月3日～9日）

オホーツク海の氷厚データセットの開発

館山 一孝 (㈱オホーツク流水科学研究所)

榎本 浩之 (北見工業大学土木開発工学科, 地球観測フロンティア)

1. はじめに

近年, 地球温暖化傾向が社会的に問題になり, 北極海の海水の薄氷化が注目され始めている (Rothrock et al., 1999). 大気-海洋相互作用において, 海水は熱・物質交換を制限する重要な役割を持っており, 海水の薄氷化が地球環境に与える影響は多大である. こうした背景で, 我が国は身近に凍る海であるオホーツク海を抱え, 海水を研究する場に恵まれてきたが, オホーツク海全域の氷厚変動は明らかになっていない. 本研究は, 唯一過去にさかのぼって現在の氷厚と比較することの出来る衛星データ, 特に昼夜・天候を問わず毎日のデータが存在するマイクロ波放射計データに着目し, 船舶の実測データと比較することで, 海水の厚さ情報の抽出とデータセットの開発を試みた.

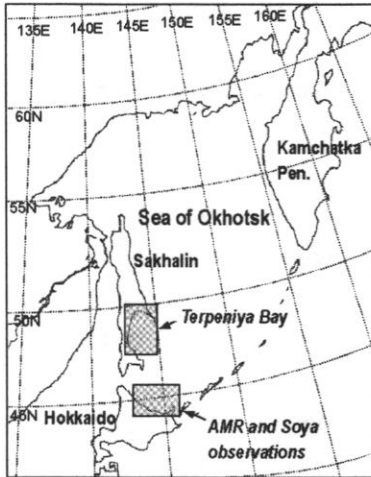


図1. オホーツク海における本研究の観測エリア. 灰色の四角で示されたエリアは船舶と衛星による氷厚実測ポイントを表す.

2. 使用したデータ

(1) マイクロ波データ

マイクロ波データは, 航空機搭載型マイクロ波放射計 AMR によるサロマ湖・オホーツク海南部の観測データと, 米国の軍事気象衛星 DMSP の7チャンネルマイクロ波放射計 SSM/I のデータを使用した. それぞれのセンサーのチャンネルを表1に示す.

表1. AMR と SSM/I のチャンネルと空間分解能

	AMR	SSM/I
周波数 (GHz)	6, 10, 18, 23, 37, 89	19, 22, 37, 85
偏波	V, H	V, H (22GHz は V のみ)
空間分解能	(0.16x0.44)~ (0.09x0.3)km ²	(25) ² ~(12.5) ² km ²

(2) 氷厚実測データ

氷厚実測データは, 1996 年から 1998 年の2月に行われた海上保安庁の砕氷船「そうや」による観測データを使用した. このデータは海上技術安全研究所と北海道大学低温科学研究所が図1に示すオホーツク海南部北海道沿岸域において, 航行中海氷の破断面をビデオカメラで連続撮影し, その後手作業によって氷厚を読取ったもの (Shimoda et al., 1997; Uto et al., 1999; Toyota et al., 1999) を提供して頂いた.

そうやの実測データからは 10cm 以下の薄い氷のサンプルデータが得られなかったため, 10cm 以下の薄い氷のデータは ADEOS 衛星の高性能可視近赤外放射計 AVNIR (Advanced Visible and Near Infrared Radiometer) を用いた. オホーツク海で典型的な薄い氷であるダークニラスが十分な広さを持って長期間観測でき

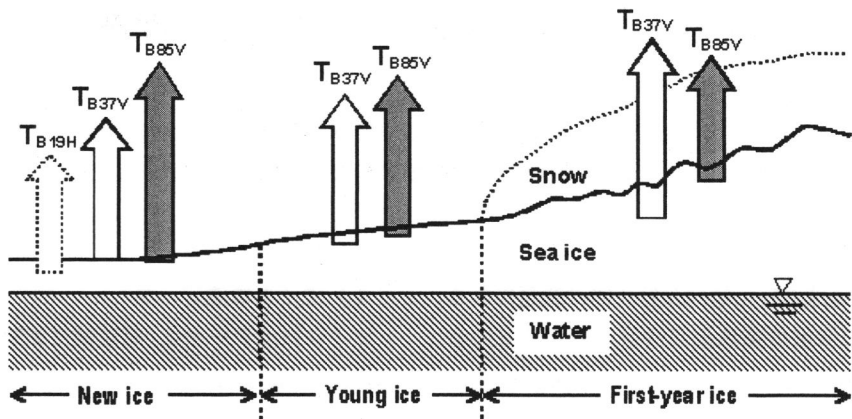


図 2. 海水のマイクロ波放射モデル. T_{B19H} は SSM/I の 19GHz の水平偏波, T_{B37V} は 37GHz の垂直偏波, T_{B85V} は 85GHz の垂直偏波の観測輝度温度をそれぞれ表している.

るのは、サハリン中部のテルペニヤ湾に限定される(図 1)。このテルペニヤ湾で観測されたダークニラスの厚さを 7cm に固定し、SSM/I の放射輝度温度データと比較を行った。

表 2 に本研究で使用したマイクロ波データと実測氷厚データの概要を示す。

表 2. 本研究で使用した観測データのまとめ

Data	1996		1997	1998
Microwave Radiometer	AMR	SSM/I	SSM/I	SSM/I
Ground truth	Drilling	Ship	Ship AVNIR	Ship

3. 氷厚推定

氷厚推定にあたって、Cavalieri (1994) によって開発された一年氷より若い氷の種類を判別するパラメータ PR (Polarization Ratio) の氷厚識別性能を検討した。PR は次式で表され、海水表面の凹凸を反映した値である。

$$PR = [TB19V - TB19H] / [TB19V + TB19H]$$

⋯ (1)

図 3 から、実証氷厚データと PR の相関は高

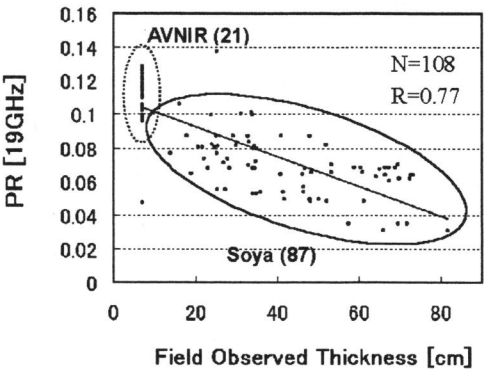


図 3. PR と実測氷厚の関係

く(R=0.77), PR は高い氷厚識別能力を持つことがわかった。しかしながら, PR は一年氷(氷厚 35cm 以上)と新生氷(氷厚 10cm 以下)の間で分散が大きい。このことから, 少なくとも例えば厚さ 60cm の海水を 10cm の厚さと混同しないようにするため, PR を補足するような新たなパラメータを開発し氷厚推定式を作ることが必要である。

上記の必要性から, サロマ湖上での AMR および地上検証のデータを用いて新たな氷厚識別パラメータの開発が行なわれた(Tateyama et al., 2000; Tateyama and Enomoto, 2001)。図 4 に示すように湖氷上ではマイクロ波放射計チャンネルの周波数が高くなるにつれて湖氷の厚さや積雪の有無といった表面状態の違いに対

する観測される輝度温度の変動が大きくなっていく傾向が見られた。

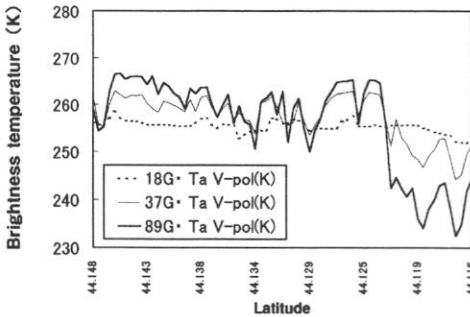


図4. 1996年2月17日に行われたAMRのサロマ湖観測結果。

サロマ湖のAMR観測結果から、次式で示される氷厚識別パラメータ $R_{37V/89V}$ が定義された。

$$R_{37V/89V} = T_{B37V} / T_{B89V} \quad \dots(2)$$

$R_{37V/89V}$ は 37GHz の垂直偏波 (T_{B37V}) と 89GHz の垂直偏波 (T_{B89V}) における輝度温度の放射特性の違いを反映し、89GHz の垂直偏波の変動が意味することを考慮すると、密接度が 100% の海水域では海水の厚さの違いを反映していることが予想される。つまり、 T_{B37V} は T_{B89V} に比べてほとんど一定とみなせるため、 $R_{37V/89V}$ の値が大きいときは T_{B89V} が低く、これは表面温度が低い、つまり氷厚が厚いことを意味し、逆に $R_{37V/89V}$ の値が小さいとき T_{B89V} は大きくなっており、表面温度が高い、つまり氷厚が薄いことを意味する。また、 T_{B89V} では開水面の判別が困難であるが、開水面を容易に判別できる T_{B37V} との比をとっているため $R_{37V/89V}$ での判別が可能になっている。このとき T_{B37V} は低くなり、 T_{B89V} はほとんど変化しないので $R_{37V/89V}$ は海水の値よりかなり低い値を示す。

SSM/I データへの適用の際、 $R_{37V/85V}$ が 0.92 以上 0.97 以下かつ $R_{19H/85V}$ が 0.70 以上 0.83 のとき次式で表される経験式を用いて新生氷を

識別する性能を強化した。

$$R_{37V/85V} = 0.3 \cdot (R_{37V/85V} - R_{19H/85V}) + 0.6 \cdot R_{37V/85V} + 0.29 \dots(3)$$

ここで、 $R_{19H/85V}$ は T_{B19V} と T_{B85V} の比を表す。図2に示したように T_{B19V} は他のチャンネルに比べて薄い海水でも浸透深さが比較的深いため、 T_{B85V} とのコントラストが得られて新生氷を識別することができる。

図5に示すように、 $R_{37V/85V}$ を用いることで薄い氷と厚い氷を明確に区別できることがわかった。

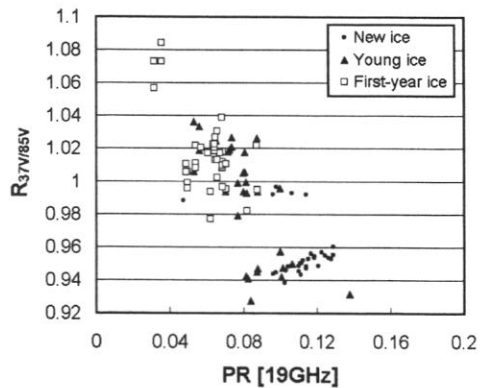


図5. PR と $R_{37V/85V}$ による海水分類. New Ice は実測氷厚が 10cm 以下, Young Ice は 10cm 以上 35cm 未満, First-year ice は 35cm 以上の海水をそれぞれ表す。

重回帰解析から、PR と $R_{37V/85V}$ の2つパラメータを用いた以下の氷厚推定式が求められた。

$$H = -537.33 \cdot PR + 83.88 \cdot R_{37V/85V} - 6.91 \quad \dots(4)$$

ここで $H(\text{cm})$ は推定氷厚を表す。

(4)式で得られた推定氷厚と実測氷厚の関係は図6に示され、相関係数は有意水準 95% で 0.81、標準偏差は 14cm という高い値が得られた。PR と $R_{37V/85V}$ を組み合わせて精度の高い氷厚推定式を得られた理由として、PR が全体的

に氷厚識別能力が高いことと、 $R_{37V/85V}$ ではニラスといった新生氷と厚い氷の間でコントラストが大きいなどの両者の利点の相乗効果で精度が向上したと考えられる。

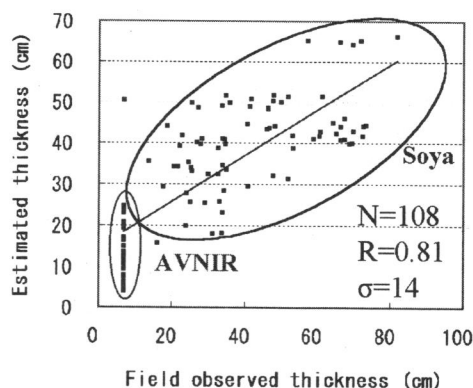


図6. PR と $R_{37V/85V}$ から(4)式によって求めた推定氷厚と実測氷厚の関係。

4. 氷厚データセット

本研究の成果から、今後も引き続きアルゴリズムの改良が必要とされているものの、初めてオホーツク海の氷厚を面的な時系列データとして得ることができた。現在処理が終わっている1991年12月から2001年4月に関してはCD-ROMにデータを保存して試験的に配布を行っているので興味のある方は連絡を頂きたい。CD-ROMに掲載されているデータは、毎日の氷厚分布及び密度度分布、オホーツク全体の海水面積、体積、平均厚さ、平均密度度、欠測点数の時系列である。近い将来、北見工業大学のWebサーバを通じて準リアルタイム(3日前)の氷厚分布データを配信する予定である。

この氷厚データセットから、気候モデルの精度向上やブライン排出量を計算して明らかにされることが期待される。

謝辞

AMRのデータ及びAVNIRの画像はNASDAから提供されたものを使用した。SSM/IのデータはNSIDC(National Snow and Ice Data Center)

からCD-ROMで供給されたものを使用した。そうやの氷厚データは海上技術安全研究所と北海道大学低温科学研究所が取得し処理したものを提供して頂いた。

本研究は宇宙開発事業団「IARC-NASDA 情報システム及び衛星データを利用する北極圏研究」(代表:榎本)の一貫として行われた。また、ホクサイテック財団の平成12年度若手研究者研究奨励補助金(申請名「人工衛星リモートセンシングによる海水の厚さ・体積情報抽出法の確立」)を受けて行われた。

参考文献

- Cavalieri, D. J. (1994): A microwave technique for mapping thin ice, *J. Geophys. Res.*, 99(C6), 12,561-12,572.
- Rothrock D. A., Y. Yu, and S. A. Maykut (1999): Thinning of the Arctic sea-ice cover, *Geophysical Research Letters*, 26(23), 3469-3472.
- Shimoda, H., T. Endo, K. Muramoto, N. Ono, T. Takizawa, S. Ushio, T. Kawamura, and K. Oshima (1997): Observations of sea-ice conditions in the Antarctic coastal region using ship-board video cameras, *Antarctic record*, 41, 355-365.
- Tateyama, K., H. Enomoto, S. Takahashi, K. Shirasaki, K. Hyakutake, and F. Nishio (2000): New passive microwave remote sensing technique for sea ice in the Sea of Okhotsk using 85-GHz channel of DMSP SSM/I, *Bulletin of Glaciological Research*, 17, 23-30.
- Tateyama K. and H. Enomoto (2001): Observation of sea ice thickness fluctuation in the seasonal ice covered area during 1992-1999 winters, *Annals of Glaciology*, in press.
- Toyota, T., J. Ukita, K. I. Ohshima, M. Wakatsuchi, and K. Muramoto (1999): A measurement of sea ice albedo over the southwestern Okhotsk Sea, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 77(1), 117-133.
- Uto, S., H. Shimoda, and S. Oka (1999): Preliminary study on sea ice observation using a ship-born laser altimeter, The fourteenth international symposium on Okhotsk Sea & sea ice and international workshop on rational evaluation of ice forces on structures abstracts, Mombetsu, 31 January - 4 February, 72-77.

2001 年のオホーツク海の氷況

館山 一孝 (株オホーツク流水科学研究所)

青田 昌秋 (北海道大学低温科学研究所附属流水研究施設)

1. はじめに

1990 年代からオホーツク海の海水面積の急激な減少傾向が報告されるなか、2001 年は海水が非常に多く、1971 年気象庁の観測史上 2 番目の面積を記録した。オホーツク海の面積は 157.13 万 km^2 (田畑, 1978) で、気象庁によると過去最大面積は 1978 年 2 月 28 日に 152.25 万 km^2 を示し、これはオホーツク海全体の 96.9% に相当する。2001 年は 3 月 5 日に最大面積を示し、 151.67 万 km^2 で 96.5% であった。つまり第 1 位と第 2 位の差が 0.4% しかないことから、2001 年は過去 30 年間で最大級の面積と言える。

本研究は、2001 年の氷況 (海水面積、厚さ、時期) を速報として説明する。また、過去の氷況と比較し、北海道沿岸の気温・水温データから 2001 年に海水が多かった原因を検討する。

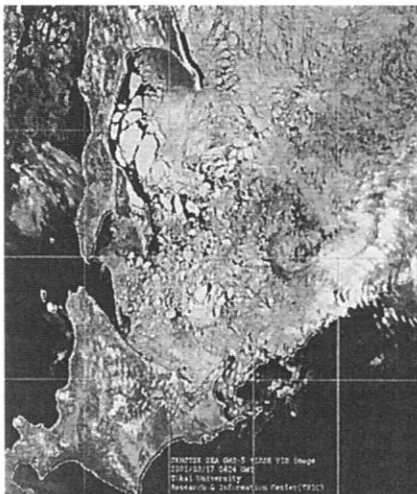


図 1 2001 年 3 月 17 日 GMS-5 可視画像。
東海大学情報技術センター提供。

2. 使用したデータ

使用したデータを表 1 に示す。衛星搭載マイクロ波放射計データから海水の厚さを求めた手法については、本書の「オホーツク海の氷厚データセットの開発」を参照されたい。北海道沿岸の気象・水温データに関しては、紋別市の沖合い 1km に位置する氷海観測施設「オホーツクタワー」のデータを用いた。気温と水温は、平均潮位よりそれぞれ 43m、-2m の位置で観測されている。

表 1. 使用したデータの概要

データ	観測機関/センサー	期 間
海水面積	気象庁 (GMS 等による)	1971~1999年 5 日おき
氷厚	衛星搭載マイクロ 波放射計 SSM/I	1991~2001年 毎日
北海道沿岸 気温・水温	オホーツクタワー	1996 年~ 毎日

3. 結果

(1) 過去 31 年間の面積変動

図 2 は、12 月から 4 月までの 5 ヶ月間の海水面積を積算したもので、1971 年から

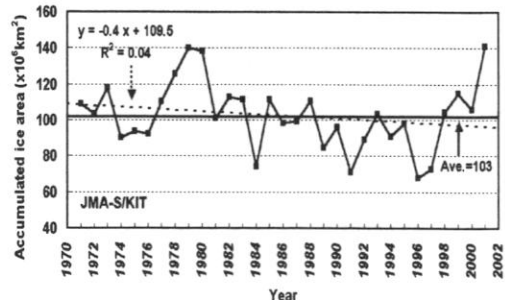


図 2 1971 年~2001 年 (31 年間) の積算

海水面積の時系列.

1999 年の気象庁のデータと 1991 年から 2001 年までの SSM/I のデータを接続して過去 31 年間にわたるオホーツク海の海水面積の時系列を示したものである。

1971~1997 年では積算海水面積に顕著な減少傾向が見られたが、1998 年以降は急激な回復を示し、減少傾向が弱まっていることがわかった。

(2) 過去 10 年間の体積・氷厚の変動

図 3 はマイクロ波放射計 SSM/I による積算海水面積（実線）と最大面積日に海水がオホーツク海を占めた割合（点線）の変動を示している。SSM/I は 1987 年に打ち上げられたものの、センサーが不調だったため、本研究は 1991 年 12 月からのデータを使用している。

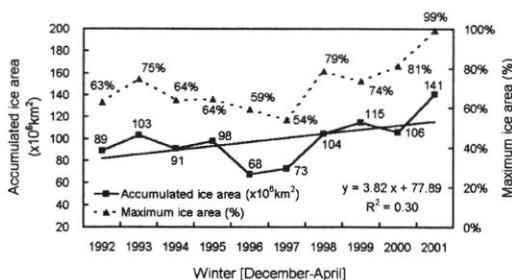


図 3. マイクロ波放射計によって求められた積算海水面積の変動 [1991/92-2000/01]

積算面積で比較すると、少氷年（1996 年； $68 \times 10^6 \text{ km}^2$ ）と多氷年（2001 年； $141 \times 10^6 \text{ km}^2$ ）の差は約 2 倍になっていた。本研究では、オホーツク海の海水の他に日本海・太平洋流出分を含めた海水面積を計算しているのため、2001 年のオホーツク海の最大海水面積は 99%と計算された。

図 4 は図 3 と同様に SSM/I のデータから求めた積算海水体積の変動を示している。

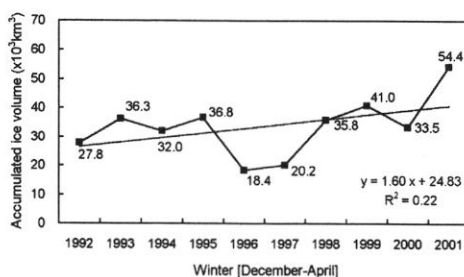


図 4. マイクロ波放射計による氷の厚さの積算海水体積の変動 [1991/92-2000/01]

体積で比較すると、少氷年（1996 年； $18.4 \times 10^3 \text{ km}^3$ ）と多氷年（2001 年； $54.4 \times 10^3 \text{ km}^3$ ）の差は 3 倍にも強調されていた。これは図 5 に示すように、氷厚の違いの効果が大きく、1996 年と 2001 年の間では平均氷厚に 16cm もの差があったことが主因であると思われる。また、最大氷厚を示した日は最大面積日より 3~20 日遅く、1996 年の最少氷年を境にオホーツク海全体の氷厚が増加していることがわかった。

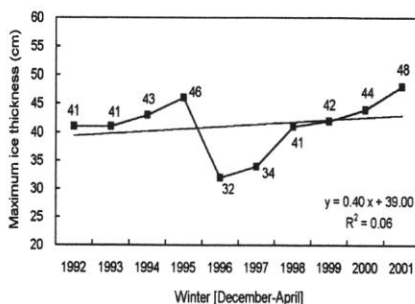


図 5. マイクロ波放射計によって求められたオホーツク海全体の平均氷厚の変動 [1991/92-2000/01]

(2) 過去5年間の沿岸気温・水温の変動

図6はオホーツクタワーで観測された1996年2月から2001年4月までの北海道沿岸域の気温・水温を示している。2001年は少氷年の1997年に比べて夏期の気温が高かったが、冬期の平均気温は過去5年間で最も低かった。そのため秋から冬にかけて水温の冷却が発達しており、水温の冷却度は5年間で最大であった。

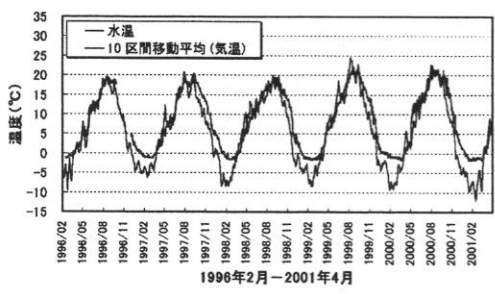


図6. マイクロ波放射計による観測結果
[1992-2001]

図7は北大低温研の流水レーダによる沿岸流量の変動を示したものである。丸印で示されている年は平年よりも早くレーダによる流水初日を迎えた年を表している。平年値よりも早く流水初日を迎えることは、流水とともに冷水のフロントが平年よりも早く南下することを示していると考えられる。一方で平年よりも早く流水が来る年は多氷年とほぼ一致している。つまり、北海道沿岸の冬期水温からオホーツク海全体の平均水温を推定することできないが、水温の変動を把握することで北海道へ南下してくる流量を予測することができると考えられる。

表2はオホーツクタワーで観測された水温データから、前年の夏期に水温と気温が逆転した日付(水温降下開始日)と0℃、-1℃に達した日付を示したものである。表

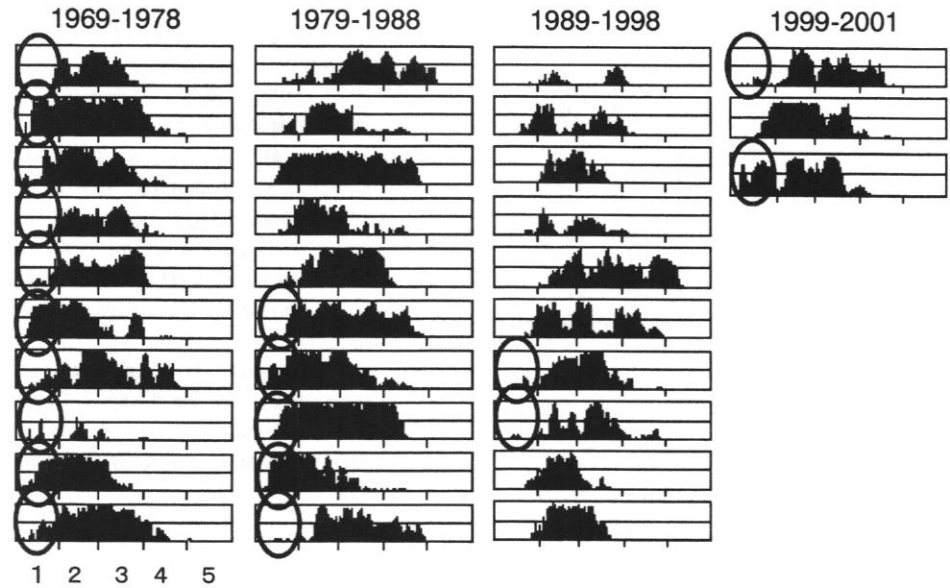


図7. 北大流水研の流水レーダによる沿岸流量(枝幸～紋別～網走)の変動。
丸印は平年値(1月14日)よりも早く流水初日を迎えた年に付けられている。

表2. オホーツクタワーにおける水温変化

年	水温下降開始 ¹	0℃	-1℃
1997	9月20日	1月16日	2月2日
1998	9月10日	1月15日	1月30日
1999	9月22日	1月2日	1月10日
2000	9月14日	1月3日	1月20日
2001	9月3日	1月1日	1月9日

注1: 前年の夏期に水温と気温が逆転した日付

2を見ると、2001年は水温降下開始、0℃、-1℃いずれも過去5年間で最も早かったことがわかった。これはオホーツク海の密度躍層が約50mと浅いため (Aota and Matsuyama, 1983)、水温・海水量は気温変動に対して敏感であることから、2000年の秋から冬にかけての低温の影響を大きく受けたためと考えられる。

4. まとめ

過去31年の長期変動を見ると、1971～1997年は顕著な減少傾向を示していたが、1998年以降は急激な増加傾向を示していることがわかった。

2001年の氷況は1971年以降、1978年に次いで2番目に多い面積であった。マイクロ波放射計による観測から、2001年の最大海水面積は日本海・太平洋流出分を含めると、オホーツク海の99%相当に達していたことがわかった。最大氷厚 (空間平均) は過去10年間で最大であった。

気温・水温に着目すると、2001年は北海道沿岸域の気温が低く、秋から冬にかけて水温の冷却が発達していた。その結果、過去5年間で最も早く-1℃に達していた。これはオホーツク海の密度躍層が約50mと浅いため、2000年の秋から冬にかけての低温の影響を大きく受けたためと考えられる。

謝辞

気象庁の1971年から1999年までの海水存在域データは、気象庁気候・海洋気象部海上気象課海水班より提供して頂いた。GMS-5の可視画像は東海大学情報技術センターより提供して頂いた。

本研究は宇宙開発事業団「IARC-NASDA情報システム及び衛星データを利用する北極圏研究」(代表: 榎本)の一貫として行われた。また、ホクサイテック財団の平成12年度若手研究者研究奨励補助金(申請名「人工衛星リモートセンシングによる海水の厚さ・体積情報抽出法の確立」)を受けて行われた。

参考文献

- Aota M. and M. Matsuyama (1987): Tidal Current Fluctuations in the Soya Current, 43(5), *Journal of Oceanographical Society of Japan*, 276-282.
- 青田昌秋, 石川正雄, 村井克詞, 平田稔雄 (1993): オホーツク海・北海道沿海の海水密接度の長期変動, *海の研究*, 2(4), 251-260.
- 田畑 忠司 (1978): 流水, *北海道の自然*, 第7巻, 北海道新聞社
- Tateyama, K., H. Enomoto, S. Takahashi, K. Shirasaki, K. Hyakutake, and F. Nishio (2000): New passive microwave remote sensing technique for sea ice in the Sea of Okhotsk using 85-GHz channel of DMSP SSM/I, *Bulletin of Glaciological Research*, 17, 23-30.
- Tateyama K. and H. Enomoto (2001): Observation of sea ice thickness fluctuation in the seasonal ice covered area during 1992-1999 winters, *Annals of Glaciology*, in press.

積雪による海水の諸特性の変化

小嶋 真輔、榎本 浩之（北見工業大学）

1.はじめに

オホーツク海沿岸に見られるような薄氷域では、絶えず海氷生成が行われており、周囲の海水変動に大きな影響を与えている。また、同沿岸部のような多雪域においては、薄氷上に雪が積もる。しかし、薄氷上の積雪が海氷成長に与える影響や、積雪自体の変質については未だ不明な点が多い。よって、本研究では水槽を用いた低温室における室内実験により人工的に海氷を生成し、その上に雪をのせて、薄い海氷において積雪が海氷成長に与える影響や、積雪自体の変質過程を観察した。河村（2000）による室内実験は積雪が氷化する際、海水の浸透による過程と融雪による過程の両方を考慮しているが、本研究では海水の浸透による過程のみを考慮した。

2.実験装置

本研究で使用した装置を図-1に示す。この装置の特徴は、水槽底部にエアの排出口を設けることにより、水中に対流を生じさせた点である。これによって、海氷生成初期には水面にフラジライスおよびグリースアイスが形成され、ある程度成長した海氷の構造は、天然の海氷の構造とほぼ等しくすることができた。

水面および氷表面の温度は、水面から14cm上方に取り付けた赤外放射温度計により測定し、水中および氷内部の温度は白金温度計センサーによって測定した。

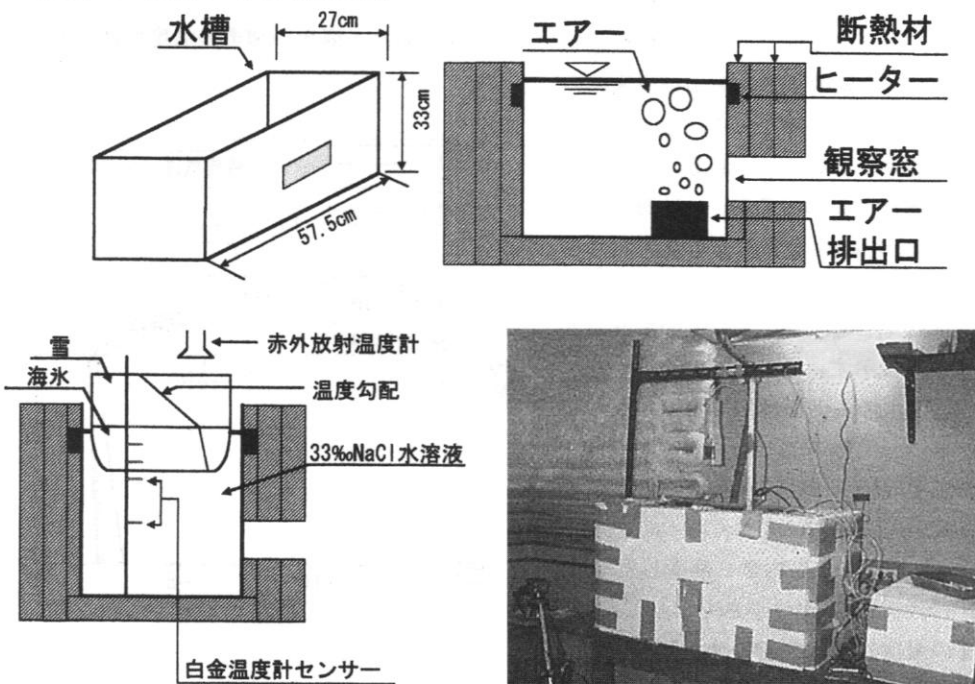


図-1 実験装置の概要

3.実験方法

本研究では2種類の実験を行った。これをそれぞれ条件1、条件2とする。双方とも氷厚が5cmに成長した時点で、海氷上に6cmの雪をのせた。ここで、双方の違いは海氷上にのせた雪の密度である。条件1では密度 $0.17(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$ の雪をのせ、条件2では密度 $0.40(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$ の雪を海氷上にのせて実験を行った。

海氷上に雪をのせたとき、その重みで喫水線が上昇するが、本研究はこの現象は生じない設定で行った。よって、積雪に海水がかぶるようなことは起こっていない。

4.実験結果および考察

条件1(積雪密度 $0.17(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$)についての、海水・海氷・積雪の温度の時間変化を図-2に示す。雪をのせた直後で、赤外放射温度計によって測定している雪面温度が大きく下降している。これは使用した雪が低温室の気温(-20°C)に十分なじんできていたためである。一方、白金温度計センサーにて測定している、積雪と海氷の境界面および海氷の内部では、温度の上昇が起きている。これは積雪の断熱効果によるものである。ここで、時刻 t_1 は海氷に雪をのせる前、 t_2 は海氷に雪をのせた直後、 t_3 は t_2 から約2日後の時刻を示している。

次に、時刻 t_1 、 t_2 、 t_3 における鉛直温度分布を図-3に示す。雪をのせた直後(t_2)において、海氷の表面温度が約 1.5°C 上昇している。また、雪をのせる前(t_1)よりも海氷内部の温度勾配が小さくなっており、積雪内部の温度勾配は非常に大きくなっている。しかし、雪をのせてから約2日経過した t_3 では、積雪内部の温度勾配は小さくなっており、海氷内部の温度勾配は雪をのせた直後(t_2)よりも大きくなっている。またこれは、無積雪時における海氷内部の温度勾配に近づいたとも言える。これより、海氷上に雪をのせて

から約2日後では、積雪が変質して断熱効果が減少したものと考えられる。断熱効果の減少は、積雪の熱伝導率の変化にあらわれ、積雪直後(t_2)での雪の熱伝導率は $0.30(\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$ であるのに対し、2日後(t_3)では $0.73(\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$ に増加している。

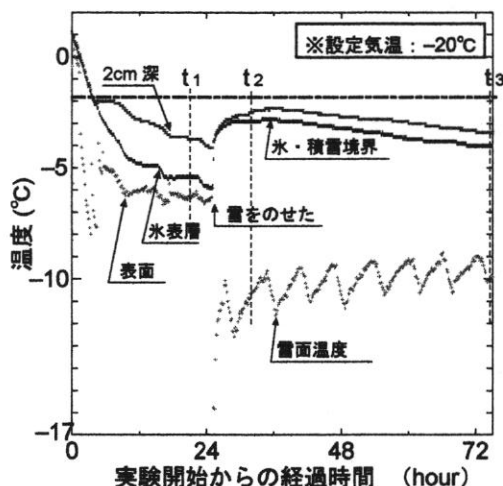


図-2 海水・海氷・積雪の温度の時間変化

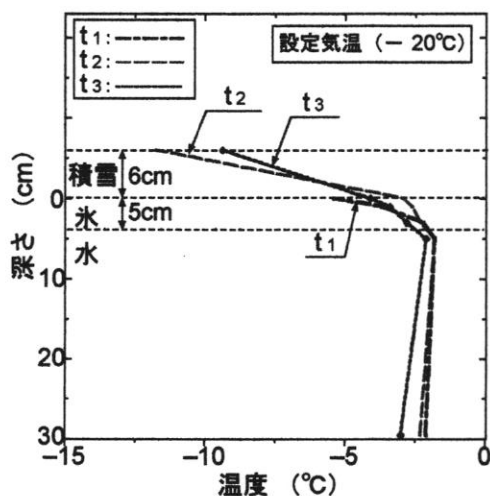


図-3 鉛直温度分布

次に、積雪の有無による成長速度の違いと密度の変化を図-4に示す。積雪があるとき、海氷の成長は遅れることがわかる。海氷上に密度 $0.17 \text{ (g} \cdot \text{cm}^{-3})$ の雪を 6cm のせた場合、結氷開始から約 3 日後で氷厚は 8.0cm となっている。しかし、積雪が 3.0cm 氷化していた。この時、積雪の氷化部も海水であると見なした場合、合計で 11cm となり、無積雪時の氷厚成長とほぼ等しくなる。故に、海氷上の積雪は断熱効果によって海氷成長を遅らせるだけではなく、自らが氷化することで氷厚の増加を補う効果があると考えられる。

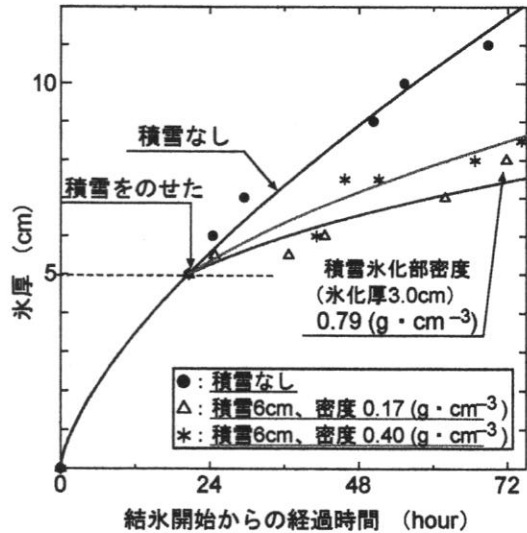


図-4 積雪の有無による成長速度の違いと密度の変化

5.まとめと今後の展望

海氷上に積雪をのせた直後では、雪の断熱効果により海氷内部の温度勾配が大きくなる。また、薄い海氷上の積雪は海水の浸透により氷化する。氷化した積雪は熱伝導率が上昇するため、積雪内部の温度勾配は小さくなる。そしてこのときの海氷内部の温度勾配は大きくなり、無積雪時のそれに近づく。このように、海氷上の積雪は断熱効果によって海氷の成長を遅らせる作用をするが、その一方で自らが氷化することにより氷厚の増加を補うという作用もする。

今後は水槽内の対流や塩水の塩分濃度など、条件を変えた実験を行っていく予定である。また、実験から得たデータをモデル計算や人工衛星による観測へ利用できないか、検討していく予定である。

6.参考文献

- 1)小野 延雄・石川 信敬・新井 正・若土 正暁・青田 昌秋, (1994) 雪氷水文現象 基礎雪氷学講座 IV 古今書院, 196p
- 2)河村 俊行, (2000) 多雪海氷域での特異な海氷成長過程の解明とその普遍性の検証 平成9年度～平成11年度科学研究費補助金(基盤研究(C)(2))研究成果報告書
- 3)滝沢 隆俊, (1983) 海氷上の積雪の特性とゆき氷の形成, 低温科学, 物理篇, 第42輯, p157-162
- 4)長谷美 達雄, (1974) 薄い一冬氷の成長について, 低温科学, 物理篇, 第32輯, p207-219

衛星センサー(SSM/I, AVHRR, SAR)および流氷レーダーによる オホーツク海南部の海氷移動観測

榎本浩之^{1, 2}、木村詞明³、羽二生博之¹、長谷川智一¹、舘山一孝⁴、白澤邦男⁵、浦塚清峰⁶

¹北見工業大学、²観測フロンティア、³NASDA/EORC、⁴オホーツク流氷科学研究所、⁵北大低温研、⁶通信総合研究所

1. はじめに

海氷移動の観測は、海氷密度、海氷厚さと組み合わせることにより、海氷のmass fluxの検討を可能し、海氷域の気候研究にとって重要である。また海氷域での防災のための情報としても重要である。近年、衛星観測による海氷移動解析が行なわれるようになってきたが(NSIDC, http://nsidc.org/NASA/GUIDE/SSM/I/SSM/I_tech_note.pdf)、これは全天候性のマイクロ波センサーが利用できるようになり、比較する画像ペアが得られやすくなったためである。マイクロ波データとしては、北大低温科学研究所の流氷レーダーのような陸上設置型の沿岸レーダーの利用(石田、1975 大井、1993、大井ほか 1997)、衛星搭載型の合成開口レーダーやマイクロ波散乱計、マイクロ波放射計などがある。また、可視や赤外の観測データは、好天時のみの観測となるが、観測の空間分解能、時間分解能が優れているため詳細な観測が可能となる。この研究では現在利用できるデータより作成された海氷移動の観測結果を比較し、空間・時間分解能、観測域の広さの違いの有効性を検討した。

2. 使用したデータおよび解析方法

この研究ではRADARSAT 衛星の合成開口レーダー(SAR)、NOAA衛星のAVHRR、DMSP衛星のマイクロ波放射計 SSM/I らの衛星センサーによる観測および北大低温研流氷レーダーによる観測を比較した。観測日は1998年2月24-25日である。この期間、上記のセンサーの組み合わせによる観測が可能であった。1998年2月24-25日はRADARSAT SARの12時間観測モードによる観測が実施され、また同時期の2月24日にはAVHRRについては3時間のインターバルをおいた観測ペアがあり、SSM/I データは1日1回の観測が早朝に行なわれていた。また、流氷レーダー観測データは3時間毎の連続観測データがあるので、より詳細な海氷動態の観測が可能であった。

表1にこの研究で使用した各データの観測範囲、空間分解能および観測時間を示す。

表1 使用したデータ

センサー	観測範囲	空間分解能	ウィンドウ	観測間隔
SSM/I	オホーツク海全域	12.5km	75km	1日(連続)
AVHRR	オホーツク海南部	1.1km	13km	3時間
SAR	紋別沖(100x100km)	20m	5km	12時間
流氷レーダー	北海道沿岸	数十m~	数km	3時間(連続)

補足1. 観測間隔は、「連続」とあるものはこの時間間隔で定常的に観測が続けられているもの、その他は観測軌道、天候などの条件によって影響される。2. RADARSAT/SARはdawn/duskモードという日の出/日没時の1日2回の観測モードを使用した。3. NOAA/AVHRR観測可能日の割合:雲量50%以下で、地表面が観測可能な日はオホーツク海北部(北緯50度以北)で冬期間(12月~3月)の約4割程度、南部(北緯50度以南)では約2.5割。(12月、1月:北部約1.5割、南部約0.5割。2月、3月:北部約6.5割、南部約4.5割)(1999年の場合)。

海氷移動ベクトルの算出は、面相関法を用いて行なった。SSM/Iは12.5kmのデータを6x6のウィンドウで、AVHRRについては12x12kmのウィンドウで相関のある場所を探している。SARは9x9、流氷レーダーはいったんGIFフォーマットの画像に収録し、各ピクセルを約100mグリッドに再分したものを、5x5のウィンドウで計算している。計算後のベクトルについては、周辺のベクトルとの相関を検討して、異常な計算結果を取り除く操作をしている。

3. 結果

SSM/I SSM/Iによる海氷動態観測は近年、盛んに開発/改良、利用されてきた(Kimura and Wakatsuchi, 2000)。SSM/Iにより、半球スケールの広域において、毎日~3日毎の定常的な海氷移動観測が可能である。図1にSSM/Iより得られた北半球およびオホーツク海の観測結果を示す。細実線は地上気圧の等値線であり、海氷の移動は地衡風と良い相関があることがKimura and

Wakatsuchi (2000) によって調べられている。図1では75km間隔でベクトルが表示されているが、100km以上のスケールをもつ移動の観測が可能である。

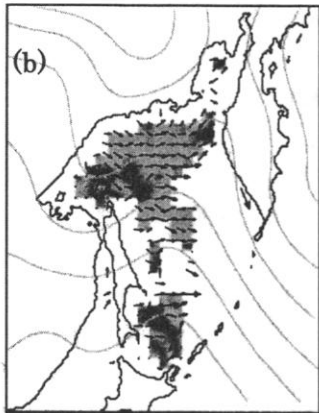
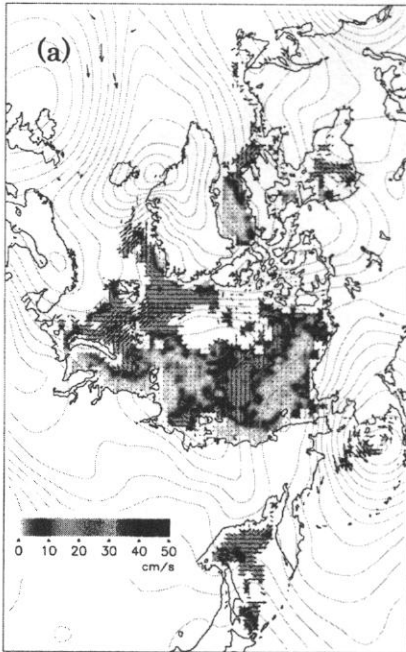


図1 SSM/Iより得られた(a)北半球及び(b)オホーツク海の観測結果(観測間隔:1日、1998/02/24-25)。

AVHRR 次に、NOAA/AVHRRの観測結果を図2に示す。NOAAによる海水移動の観測は、これまで行なわれていたが、悪天時の観測ができないため、連続データを得ることは難しかった。しかし、

一辺数百キロの観測範囲において、1.1kmの分解能による観測から得られる海水移動データは有効であり、図1では海洋の渦が、海水をトレーサーとして観測されている。このように数10kmのサイズを持つ沿岸部の海水渦の観測にはAVHRRが有効である。またAVHRRの可視画像と組み合わせて使用することもできて、海水状況を表すのに利用できる。さらにマイクロ波放射計などの海水分布・移動解析の検証データとしても有効である。AVHRRによる観測は天候に影響されるが、観測可能な場合は沿岸付近まで観測が可能になる。SSM/Iでは沿岸付近、約100km以内の観測は、現在の解析精度では難しい。



図2 NOAA/AVHRRによる海水移動解析。
(観測間隔:3時間)

SAR SARの解析からは詳細な海水運動の様子が観察された(図3)。この解析結果は2月24日17時より2月25日5時の12時間の観測インターバルでの解析結果である。海水域の回転、発散や変形なども詳細に観測が可能である。

流氷レーダー 次に流氷レーダーによる観測データの結果の例を図4に示す。流氷レーダーの3時間毎に記録されているデータからは、海水の動きが時間とともに変化し、15-18時では北西に向かっていった海水が、やがて北向きに、さらに東向きになったことがわかった。SARの解析結果は、これらの変化の最初と最後の比較から抽出されたものである。紋別オホーツクタワーの気象データは、原因と考えられる風向の変化を示していた。



図3 RADARSAT SAR(1998/02/24 17:25-25 05:36)による海氷移動解析。

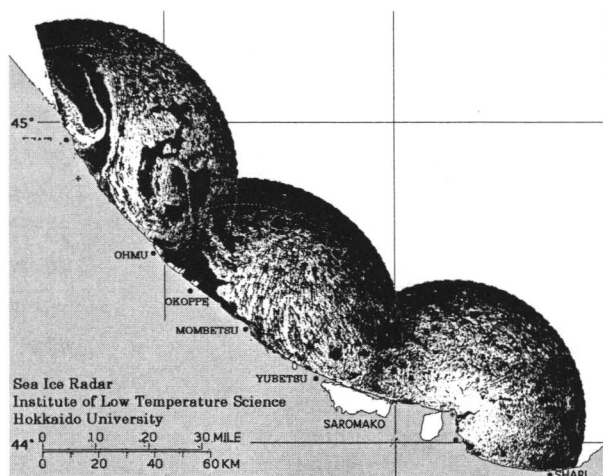


図4 北大流水レーダーのヘア画像により得られた海水の動き (1998/02/24 18:00-21:00 観測間隔3時間)。

4. 沿岸防災の観点から

- 観測の問題点と改良について-

a) 観測頻度

各センサーの解析結果の比較から、SSM/I による広域の観測及び毎日の定常観測の有効性が、AVHRR からは100km程度半径の海氷の回転など詳細な観測が可能であり、SAR からはさらに詳細な観測、流氷レーダーでは詳細かつ短いインターバルの観測で複雑な動態が観測できることがわかった。海氷変動のモニターや防災の観点からは、連続した観測が必要であり、それを可能にしているのは現在のところSSM/Iと流氷レーダーである。

また、同空間分解能であっても観測インターバルが長くなると、SARと流氷レーダーの比較から見られたように、詳細な動態観測が難しくなってくる。SSM/Iのようなマイクロ波放射計の観測インターバルの向上は、Ascending、Descendingの両モードを使うことにより2倍になる。さらに2つの衛星に搭載されることが予定されており、1日4回の観測が可能になる。観測インターバルの増加は観測空間分解の向上を伴っていなければ、有効な解析ができないが、AMSRでは空間分解能が約2倍向上するため将来の利用が期待される。

b) 沿岸部の観測

SSM/Iは広域観測では利点があるものの、沿岸

部の海氷移動の観測に限界がある。

北海道の防災上の観点からは、沿岸部で海氷の動きが重要であるため、現在のところ有効な連続観測方法は流氷レーダーのみである。マイクロ波放射計も空間分解能も2倍になるがそれでも、現在の面相関解析手法では沿岸域50km内の観測や100km以下の渦の観測は依然難しい。沿岸部では、面相関法のウィンドウサイズにより解析が制限されているので手法の改良が必要である。

c) 海氷の移動の不確定さと渦の影響

サハリンにそって南下する流氷が、どこに流れてくるかという問題は、サハリン沿岸での油流出事故などの対策上重要な問題である。サハリンから南下したブイデータ (Mochizuki et al., 1995) からは、サハリン沿岸では単調だった移動がサハリン通過後に海氷縁辺部付近で経路が複雑になったことが示されている。複雑な海洋の渦のどこに乗るか、どこで海氷縁に近づくかによってその後の進路に大きな差があることが示唆される。このような渦の観測にはAVHRR程度の観測分解能が必要である。

d) 分解能の改良(100km以下の渦の観測)

将来は、AMSRなどのセンサーによる観測が期待される。今のところ、SSM/I 85GHzの輝度分布そのものの連続表示による海氷の渦構造の観測

が有効である。面相関法では表示・追跡にくい海氷動態が、連続画像の観察からは推定される。図5に画像のサンプルと観測例を示す。



図5 フィルター処理後のSSM/I 85GHzの連続画像表示によって観察されたオホーツク海南部の海氷渦の例。

面相関法では観測空間分解能が悪くなるので、AVHRR並みの詳細な観測に追いつくには、粒子追跡のような手法など、本来の分解能をなるべく維持したままでの特徴的な構造を追跡できるような手法の検討が必要であろう。また、大井ほか(1997)のような微小単位での特徴抽出による追跡方法の衛星への利用も今後の課題である。

5. まとめ

測定インターバルや空間分解能、観測範囲の異なる多種類のセンサーによる海氷移動の観測の比較から、広域の海氷移動、中規模の渦の影響、沿岸部の複雑な海氷の動きの観測に対し、以下のような結果が得られた。

1. SSM/I による観測は全天候性で、毎日の観測も可能であり、広域の海氷運動の観測に有効である。ただし、沿岸部の解析、直径200km程度以下の渦の観測などは難しい。

2. AVHRRは沿岸付近まで観測が可能になる。数10kmのサイズを持つ渦や、沿岸部の海氷観測にも有効。ただし、天候に左右される。オホーツク海南部での利用は難しいことがあるが(1999年の例)、北部では観測頻度は良好である。
3. SARでは数km程度のスケールで、詳細な海氷運動が観察可能。データの連続入手が課題。
4. 流氷レーダーは、観測範囲は狭いものの、SSM/I のカバーできない沿岸部をカバーする。また衛星観測のインターバル時間内での、短時間の複雑な運動の観察が可能である。

謝辞 使用したSSM/I データはNSIDCより、SARデータはRADARSATより提供された。本研究は宇宙開発事業団「国際北極圏研究センター(IARC)-NASDA 情報システム及び衛星データを利用する北極圏研究」(代表:榎本)の一環として行われた。また学術振興会科学研究費「衛星ミリ波画像を用いたオホーツク海の流氷流動解析における流体工学的計測技術の応用」(代表:羽二生)の補助を受けた。

参考文献

- 石田 完(1975)レーダ情報の数値解析による流氷の流動、低温科学物理編、33、173-176。
- Kimura, N. and M, Wakatsuchi (2000) Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere, Geophys. Res. Lett., 27, 3735-3738.
- Mochizuki, S., Aota, M., Takatsuka, T. and Truskov, P. (1995) Tracing of ice flow in Sea of Okhotsk by satellite-tracked drifters, Proc. 10th Intern. Symp. Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan 192-197. (in Japanese with English abstract).
- 大井正行(1993)残差推定法によるレーダ画像間の移動ベクトルの算出、第7回札幌国際コンピュータグラフィックスシンポジウム、Nov.29-30,札幌
- 大井正行、石川正雄、田内康、横山悦郎、野村厚志、三池秀敏(1997)オプティカルフローによるレーダ動画像の速度ベクトル場の算出、第2回インタメディアシンポジウム、Mar.11-12,札幌。

オホーツク海南部の海水の酸素安定同位体比の特徴

豊田 威信、河村 俊行、中塚 武、若土 正暁 (北大低温研)

1. はじめに

オホーツク海南部は冬期降雪が顕著であり、現場海水域を見ても多くの海水は数 cm~数十 cm の積雪に覆われている。このため、海水上の積雪が海水の成長に何らかの影響を及ぼしていると予想される。

積雪の熱伝導率は海水に比べて大きいため、一般には海水上の積雪は海水の下面結氷量を抑制する働きをする。しかし、積雪量が十分多く積雪-海水境界面が海面近くまで下がるような状況では、境界面を通して積雪に海水がしみ上がって氷化することにより snow ice が形成され、海水の成長を助長する役割を果たすことが知られている。海水の成長履歴の一過程として、後者の特徴を定量的に見積もることは重要と思われる。しかしながら、通常の結晶構造解析や塩分解析からは snow ice の識別が困難なことが多く、オホーツク海南部の海水の snow ice の特徴はよく分かっていない。

その点、酸素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) は積雪と海水で値が大きく異なるため snow ice の識別に有用であり、近年、南極域の海水の snow ice の比率の見積もりにも用いられてきた (e.g. Lange et al., 1990; Jeffries et al., 1994; Jeffries et al., 1997)。本研究所では 2 年程前から質量分析計が設置され、 $\delta^{18}\text{O}$ の測定が可能になった。そこで、オホーツク海南部における snow ice の特徴を知ることを目的として、1996~2000 年の 5 年間にわたって現場で採取した海水サンプルのデータの解析を行なった。このように、snow ice の見積もりという観点から海水の $\delta^{18}\text{O}$ の特徴を記述することが本論文の目的である。これまで南極域を対象に見積もられた結果によれば、積雪の多い海域では snow ice の割合が 24% に達しているという報告もある (Jeffries et al., 1997)。オホーツク海の状況との比較も興味深いと思われる。

2. 観測、測定方法

観測はいずれの年も海上保安庁巡視船「そうや」を用いて 2 月の結氷期に行なわれ、オホーツク海南部比較的広範囲な海域 (Fig.1 参照) で 100 個近くの様々な海水サンプルを採取した。得られた海水サンプルから底面 5~7cm 四方のコラムを切り出し、更に鉛直方向に 2cm 間隔で刻んで直方体の section 試料を作成した。個々の試料は体積、質量を計測して密度を算出した後、常温で融解し、塩分および $\delta^{18}\text{O}$ を測定した。ここでは特に Young ice ($10 \leq H_i \leq 30\text{cm}$, 31 個) と First-year ice ($H_i \geq 30\text{cm}$, 16 個) を解析の対象とする。

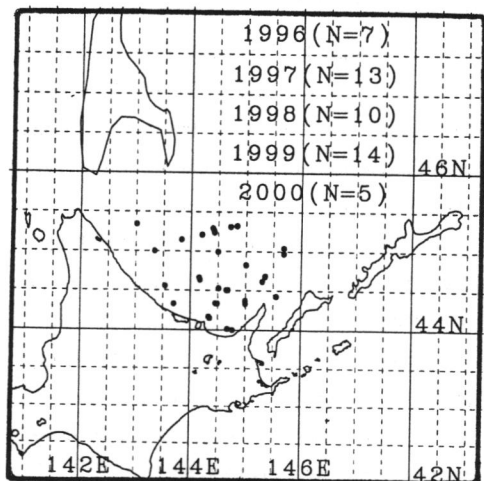


Fig.1 海水サンプリング位置

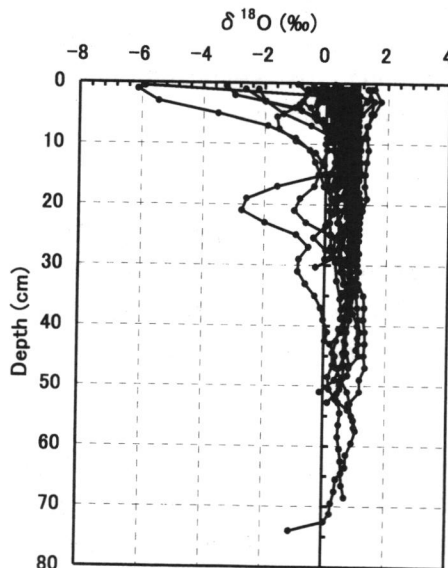


Fig.2 全サンプルの同位体比分布

3. 結果

3.1 特徴的なサンプルについて

$\delta^{18}O$ の測定値と結晶構造を比べた結果、columnar ice(海水起源のみ)と granular ice(雪起源+海水起源)の両方で頻度分布のピーク値に差がないこと、columnar iceの $\delta^{18}O$ はほぼ正值をとることを考慮し、ここでは1)granular iceであること、2) $\delta^{18}O$ が負であることを snow iceの条件として識別した。ちなみに、この識別方法は過去の Lange et al.(1990)や Jeffries et al. (1997)等と同一の手法である。

その結果、snow iceは表面付近に留まらず海水内部にも見られることなどが分かった (Fig.2 参照)。中には海水内部 30cm 付近や底面付近に見られるサンプルもあり、海水が発達する過程で rafting 等の力学的過程により互いに重なり合う過程が重要であることを示唆している。また、Young ice と First-year ice を併せた total の snow ice の密度、塩分の中央値 [第 1 四分位数, 第 3 四分位数] は各々 815 kg/m^3 [719, 856], 3.34psu [2.80, 3.80] であり、他海水起源の海水 (861 kg/m^3 [811, 888], 3.61psu [2.89, 4.20]) に比べてともに若干低い値を示した (Fig.3 参照)。これは、snow ice は通常の海水に比べて気泡を含みやすいこと、また雪の影響で塩分が若干少なめになることを裏付ける結果と考えられる。

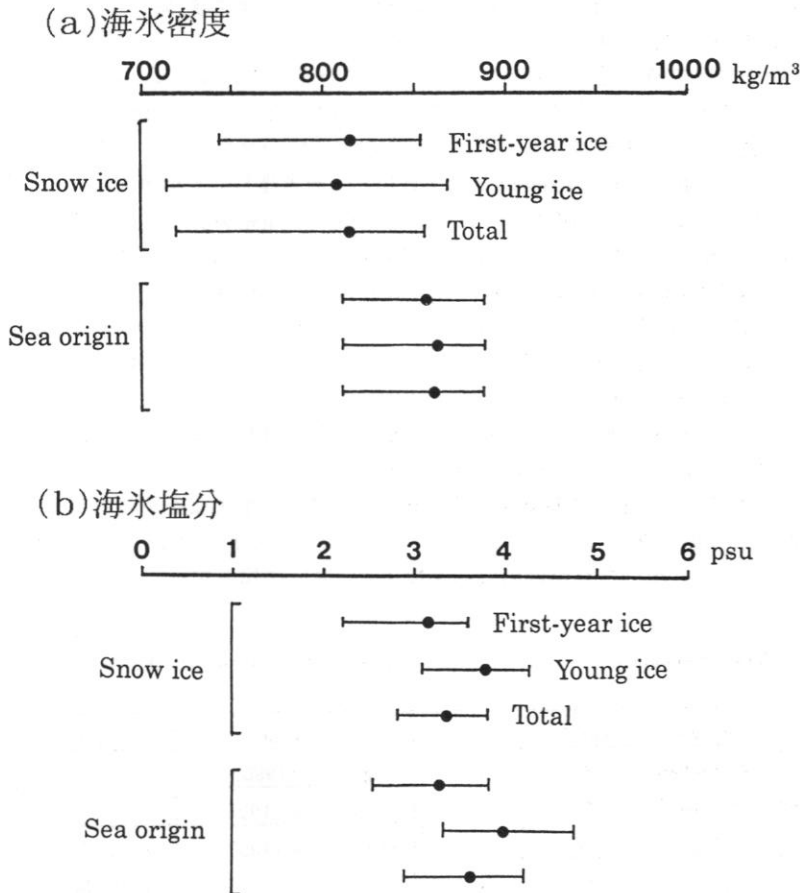


Fig.3 snow iceの特徴

図中、●は中央値(median)を表し、値のばらつきは第1四分位数と第3四分位数で表わす。

3.2 積雪の寄与の見積もり

次に、積雪がどの程度寄与しているかについての定量的な見積もりを行なう。一般に積雪の寄与と言った場合、(1) 海水全体に対して snow ice が占める割合、(2) snow ice の中で積雪が占める割合、(3) 海水全体に対して積雪が占める割合、の3通りが考えられる。

(1) については、本解析の識別方法で snow ice と特定された section の個数が全 section 個数に占める割合として見積もった。その結果、First-year ice は 363 個のうち 44 個 (12.1%)、Young ice は 359 個のうち 30 個 (8.4%)、両者併せて 10.2% と見積もられた (Table.1 参照)。snow ice を含む海水サンプルの個数という観点では、First-year ice は 16 サンプル中 10 個 (62.5%)、Young ice は 31 サンプル中 7 個 (22.6%)、両者併せて 47 サンプル中 17 個 (36.2%) であった。どちらの見積もりにおいても First-year ice の方が占める割合が若干大きいのは、成長期間が Young ice に比べて長く、雪の影響を受ける確率がそれだけ大きいと考えれば納得される。

(2) については、測定された海水の $\delta^{18}O$ は雪起源の氷と海水起源の氷の和であると仮定し、 $(1 - f_s) * (\delta_w + f) + f_s * \delta_s = \delta_i$ の式をもとに snow ice 中の積雪の寄与 (f_s) を定量的に見積もった。計算で必要となる積雪の $\delta^{18}O$ (δ_s) は観測期間中に海水上や甲板上の積雪をいくつか採取して測定した結果をもとに、 $-15 \pm 5\text{‰}$ の値を用いた。また、海水の $\delta^{18}O$ (δ_w) は 2000 年 2 月の観測航海でオホーツク海南部の 18 点で採取した表面海水の平均値 ($-0.910 \pm 0.227\text{‰}$) を用いた。オホーツク海表面海水の $\delta^{18}O$ はアムール川からの淡水供給を受けて値が低く、変動も大きいことが予想されるが、低い $\delta^{18}O$ ($-5 \sim -10\text{‰}$) が分布する海域は北西部の河口付近に比較的限られており (山本美千代、私信, 2000)、オホーツク海南部における δ_w は積雪に比べて十分大きく、本研究の見積もりに支障をきたさないと考えられる。代表的な snow ice の δ_i 値は、 $\delta^{18}O$ の頻度分布の skewness が大きいことを考慮して平均値ではなく、中央値を採用した。海水の生成に伴う見かけの分別係数 (f) については確かな知見がまだ確立されていない状況を踏まえ、本研究では統計分布から推測した。すなわち、表面海水の δ_w 、海水起源の海水の δ_i は各々正規分布 $N(-0.910, 0.227^2)$ 、 $N(0.85, 0.30^2)$ に従うと仮定し、両分布の差に相当する正規分布 $N(1.76, 0.20^2)$ を f の分布と推定した。以上の値を与えて計算した結果、 f_s は First-year ice で 8.4%、Young ice で 9.0%、両者併せて 8.7% と見積もられた (Table.1 参照)。各パラメータのばらつきから推定される f_s の上限値は 16.0%、下限は 4.6% であった (Table.1)。

(3) については、(1) と (2) の見積もりの積として推定される。計算の結果は Table.1 に示されているように中央値で 0.9%、上限で 1.6%、下限で 0.5% と見積もられる。すなわち、積雪が海水全体に占める割合は約 1% と推定される。この値は南極域で従来見積もられた値のおおよそ下限となっている (Table.2 参照)。同じくオホーツク海南部について見積もった Ukita et al. (2000) の値に比べてもかなり少ないが、これは次に述べるように用いた見かけの分別係数 f 値の違いに起因する。

Table.1 Snow contribution

	First-year	Young ice	Total
Snow fraction	8.4 (median)	9.0	8.7
of snow ice	4.5 (lower)	4.9	4.6
	15.7 (upper)	16.4	16.0
Snow ice fraction	12.1	8.4	10.2
Snow fraction	1.0 (median)	0.8	0.9
to total thickness	0.5 (lower)	0.4	0.5
	1.9 (upper)	1.4	1.6

(unit: %)

Table.2 Comparison with the Antarctic ice

Author	fs to total	snow ice
Lange et al.(1990)	3	7.1
Jeffries et al.(1994)	7.5	18
Jeffries et al.(1997)	2~4 (冬)	12
	4~5 (夏)	24
Ukita et al. (2000)*	8.5	16
This study*	1~2	10.2

*: Okhotsk Sea

(unit: %)

4. 議論

最後に、各パラメータが我々の見積もり結果に及ぼす感度について議論をしたい。前節(2)の snow ice 中の積雪の寄与の割合の見積もりに対して、 f , δ_s , δ_w のばらつきがどの程度影響を及ぼすかを調べてみた。このうち、 f については確かな知見がないため、観測値のばらつきではなく、純水の分別係数 2.91‰ (Lehmann and Siegenthaler, 1991) を考慮して 0 ~ 3‰ の範囲で調べた。その結果、 δ_s や δ_w のばらつきが与える影響は高々 3 ~ 4% 程度であり、本解析の見積もり値に本質的な影響は少ないと考えられる。それよりも感度が高いのは f であり、 f_s は 0 ~ 15% まで増減する。同じ海域でありながら Ukita et al. (2000) とかなり異なる値となった主因は彼らが $f=2.7‰$ と若干高めの値を採用したためである。本研究では統計的に合理的と思われる方法で推定された $f=1.76‰$ を採用したが、正確な見積もりを行なうにはこの値を今後きちんと調べてゆく必要があると思われる。

5. まとめ

オホーツク海南部で 1996 ~ 2000 年にかけて採取した海水サンプルの $\delta^{18}O$ の測定を行ない、積雪の影響を調べた結果、以下のことが分かった。

- 雪の影響は海水表面だけでなく、内部にも検出されること。
- この海域の海水結氷時の見かけの分別係数は統計的には 1.76 ± 0.20 と推定される。
- snow ice は全体の約 10% を占め、密度・塩分は海水起源の海水に比べて各々 50 kg/m^3 , 0.3 psu 程度低い値を示した。また、snow ice 中の積雪の寄与は 8.7% と見積もられた。
- 従って海水全体に対する積雪の寄与は 1 ~ 2% と見積もられ、南極域における見積もりの下限に近い値を示した。

なお、snow fraction の見積もりに対して分別係数の感度が最も大きい。より正確な見積もりには分別係数の知見が不可欠と考えられる。

謝辞

海水サンプリングにあたっては海上保安庁巡視船「そうや」の乗組員の方々と北大低温研の方々にお世話になりました。また、オホーツク海の表面水の $\delta^{18}O$ のデータは山本美千代さん(北大地球環境)の測定データを参照しました。

〈参考文献〉

- Jeffries, M.O., R.A. Shaw, K. Morris, A.L. Veazey, and H.R. Krouse,
Crystal structure, stable isotopes ($\delta^{18}O$), and development of sea ice in the Ross,
Amundsen, and Bellingshausen seas, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, **99**, 985-995, 1994.
- Jeffries, M.O., A.P. Worby, K. Morris, W.F. Weeks, Seasonal variations in the properties
and structural composition of sea ice and snow cover in the Bellingshausen
and Amundsen Seas, Antarctica, *J. Glaciol.*, **43**, 138-151, 1997.
- Lange, M.A., P. Schlosser, S.F. Ackley, P. Wadhams, and G.S. Dieckman,
 ^{18}O concentrations in sea ice of the Weddell Sea, Antarctica, *J. Glaciol.*, **36**, 315-323, 1990.
- Lehmann, M. and U. Siegenthaler, Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation
between ice and water, *J. Glaciol.*, **37**, 23-26, 1991.
- Ukita, J., T. Kawamura, N. Tanaka, T. Toyota, and M. Wakatsuchi, Physical and
stable isotopic properties and growth processes of sea ice collected in the southern
Sea of Okhotsk, *J. Geophys. Res.*, **105**, 22,083-22,093, 2000.

屈斜路湖の結氷期後半における御神渡りの成長について

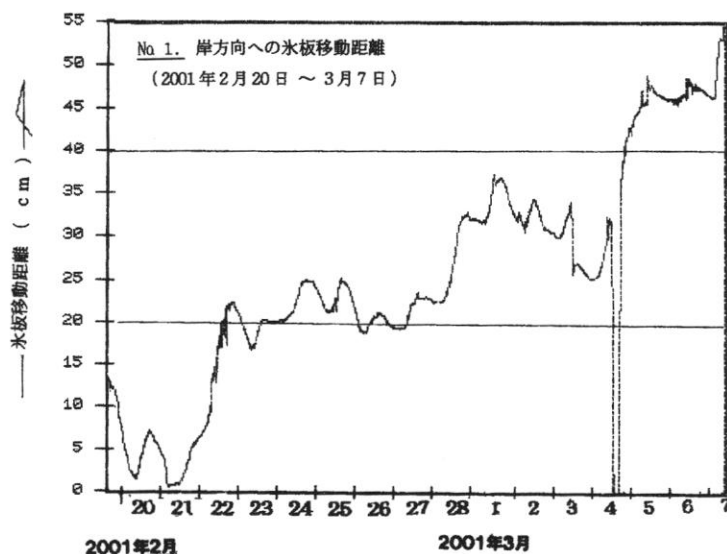
東海林明雄・石原有香・浅野暢・亀田浩司・苗加大輔・愛沢さとみ・
岩田幸基・吉田陽才・梅田諭（北教大）・石黒直子（お茶の水大）・
ペロニーク、マルバル（リュモージュ大）

1. はじめに

御神渡り現象に関するこれまでの研究で、氷厚が 30 cm 程度の厚さになるまでの結氷初期については、氷盤の破壊とその御神渡り隆起についての予測が可能になった。しかし、結氷期後半になると氷盤は、厚さを増すと共にその強度を増し且つ重くなる、また、岸辺付近では、湖底や岸辺の岩石との摩擦も大きくなり、動きにくくなる。そのため、御神渡り隆起を予測するためのパラメーターが多くなり、予測は難しくなる。また、これまでは観測データも殆ど無い状態であった。今冬、屈斜路湖に於いて、岸方向への氷板の移動を捉えることで、屈斜路湖の結氷期後半における御神渡りの形成と成長について考察するのに必要な、有効なデータを得ることができた。

2. 観測の方法

観測は、湖岸の立ち木を利用して固定したステンレス滑車付のポール A と、湖水上に垂直に立てたポール B の間隔を、potentiometer 法によって出力させた電位差を interval 10 分で電位差記録システムに収録する方法で行った。ステンレス滑車は potentiometer



図・1. 屈斜路湖東岸の砂湯から 0.75 km 北方の湖岸 (No.1) で、interval 10 分で測定した、氷盤の前進と後退。小さな日変化と三寒四温の状態に追従する形式での、氷盤の大きな移動とがよく現われている。

法における、習動子の役割を担う。収録したデータの解析結果から、この装置により、岸方向への氷盤の移動がプラスマイナス 1 mm の精度で記録されていることが分かった。岸辺に平行する方向への氷盤の移動の、日変化と長期的変化を三角測量で求めたが、その量は、少ないことが解った。また、対岸の調査を行い、対岸の岸方向への氷板の移動が無いことを確認した。ポール B は岸から 20 メートル以上離れた氷盤上に設置した。十分な距離はなすことで、氷盤の岸辺への迫り上げの時に起こる複雑な影響を除くこと

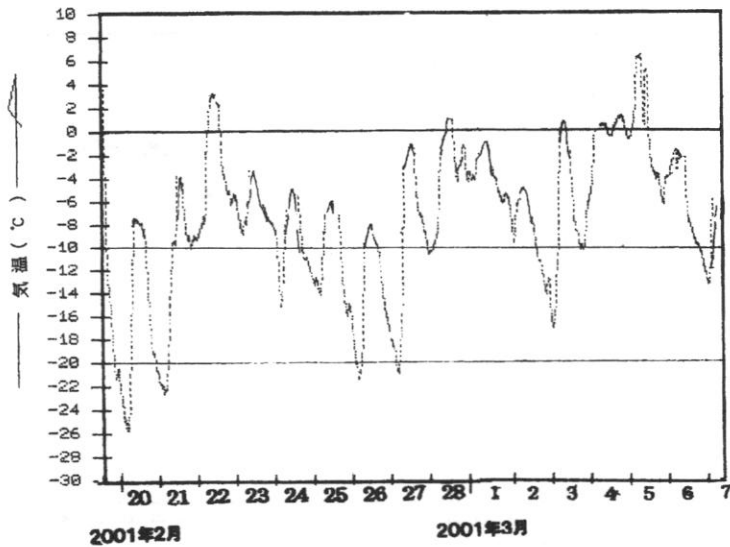


図 2. 気温の記録。図 1 の氷盤の前進と後退、つまり、小さな日変化と三寒四温の状態に追従する形式での、氷盤の大きな移動とを非常によく説明できる。

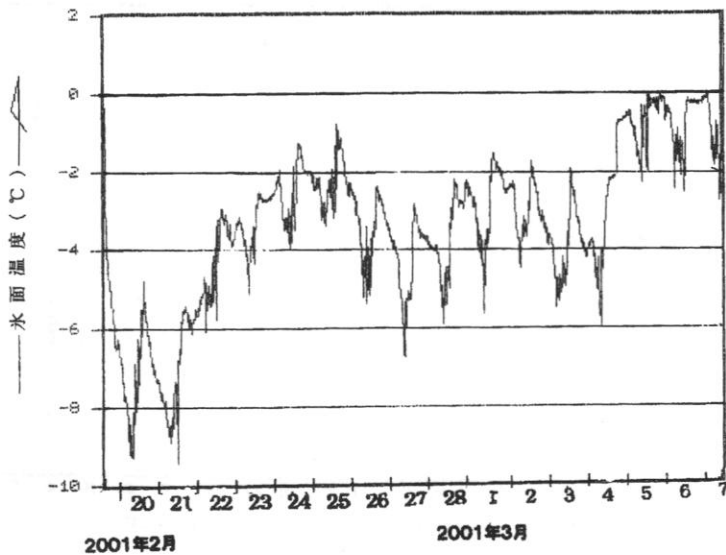


図 3. ポール B の付近の氷面に熱電対を埋設し、水温データを収録した。観測期間中、氷の表面は 4 cm から 7 cm の積雪で覆われていた。

ができた。また、ボールBの付近の氷面に熱電対を埋設し、氷温データを収録した。観測期間中、氷の表面は4 cmから7 cmの積雪で覆われていた。

この装置を、屈斜路湖東岸の砂湯から0.75 km北方の湖岸 (Na 1) と、このNa 1の位置から1.6 km北東方向の湖岸 (Na 2) の二箇所に設置して同時に記録を取り、比較出来るようにした。2001年2月19日から2001年4月4日迄の間 interval 10分、ほぼ連続したデータを得ることが出来た。この期間の氷厚は42 cmから65 cmであった。

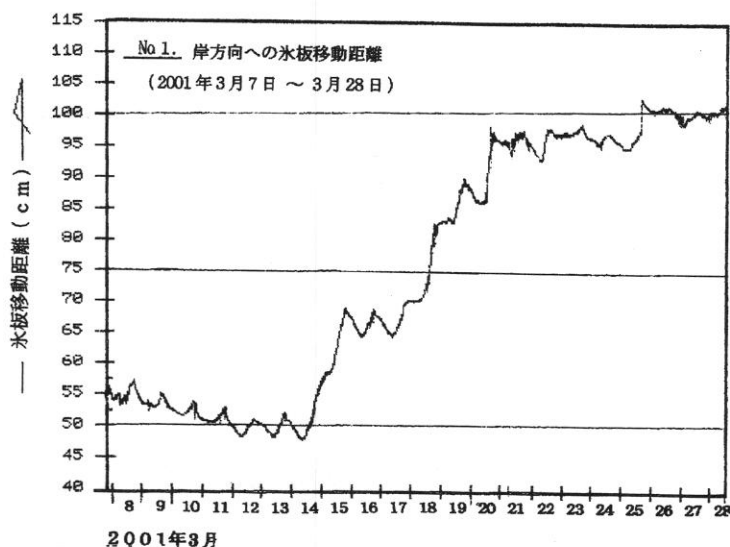


図4. 図1に続く氷盤移動の記録。2001年3月7日から2001年3月28日迄。

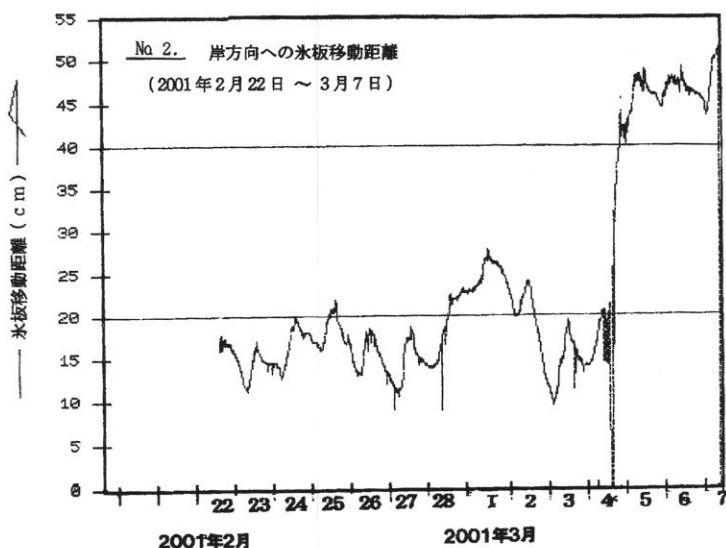


図5. 図1のNa 1の観測地点から1.6 km北東方向の湖岸 (Na 2) における氷盤移動の記録。図5と図1を重ねると、全く同じ変動パターンを示していることが解り、この場合における、観測地点による差が無いことを示している。

3. 観測の主な成果

御神渡り現象に関するこれまでの研究で、氷厚が 30 cm になる以前、つまり結氷初期については、氷盤の破壊とその御神渡り隆起現象が気温の日変化に追従する状態で日変化として繰り返されるので、その予測が可能になっている。しかし、今回行った、氷厚が 42 cm～65 cm の、結氷期後半に行った観測データによると、気温の日変化による氷盤の動きは少なく、むしろ三寒四温の状態に追従する形式で、氷盤の移動が起こるという結果が得られた。そして、氷厚の増加と共に氷盤移動の周期は長くなると共に、気温がプラスになり岸辺の岩石などとの凍着が解除され、摩擦が少なくなった時に、大きな移動が起こることが解った。これは、御神渡り形成メカニズムの解明に大きく寄与する知見である。



写真 観測期間中に発生した亀裂(左)と御神渡り(右)

関連する文献

- 1) 東海林明雄 「湖水」講談社 96-103 (1977)
- 2) 東海林明雄 「日本最大の御神渡り」 サイエンス、Vol.10, No.12, 46-48 (1980)
- 3) 東海林明雄 「屈斜路湖・日本最大の御神渡り」 科学朝日、Vol.49, No.3, (1989)
- 4) Akio TOUKAIRIN・Humihiko NISHIO・Motoki SAKAI. Similarity between Thermal Ice Ridge and Plate Tectonics. The Eighth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, Proceedings, Vol. 8, pp.481-492, (1993)
- 5) Akio TOUKAIRIN・Fumihiko NISHIO. Application of Thermal Ice Ridge (OMIWATARI) Studies to the Earth and other Planets, The Ninth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, Proceedings, Vol.9. pp.295-300. (1994)
- 6) Akio TOUKAIRIN. Instantaneous Movement Speed and Continuous Movement Speed in the Formation of Thermal Ice Ridges. The Ninth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, Proceedings, Vol.9. pp.289-294. (1994)
- 7) Akio TOUKAIRIN. Thermal Ice Ridge Growth Process Indicated by a Striped Pattern of Upheaved Ice Plates. The Ninth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, Proceedings, Vol.9. pp. 283-288. (1994)
- 8) Akio TOUKAIRIN. Characteristics of Thermal Ice Ridges (OMIWATARI) in Lake Kussharo in 1994., The Tenth International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice and Peoples, Proceedings, Vol.10. pp. 342-348 (1995)
- 9) Akio TOUKAIRIN. Characteristics of the Formation of the Thermal Ice Ridges (OMIWATARI) in Lake Kussharo in 1995. The Eleventh International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, Proceedings, Vol.11. pp.297-302 (1996)
- 10) 中村和樹・戸山陽子・西尾文彦・東海林明雄. 衛星画像による屈斜路湖の御神渡りの研究. 北海道の雪氷, Vol.17, pp. 54-57, (1998)
- 11) 東海林明雄 「湖水物理学の発展に係わっての創造性について」(わが人生論) 文教図書出版、653-659 (1999)
- 12) 東海林明雄 「氷の世界」(第34版) あかね書房、(2001)

春採湖の結氷下における溶存酸素飽和度の上昇について

梅田 諭・東海林 明雄 (北教大)

はじめに

結氷下に於ける溶存酸素飽和度の上昇について、平成8年2月17日に水深1メートルにおいて227%を記録した。これは、「信じられないほどの高濃度」と陸水学者に表現される高い値である。その後、平成8年12月29日に268%の測定値を得た。

今冬はさらに、春採湖のチャランケチャシ側の中央部の水深70 cmで、316.7%の測定値を得た(平成13年1月19日)。また、最深部の水深95 cmで320%の測定値を得た(平成13年4月5日)。そこで、どのような条件でこのような水層が形成されるかについて考察する手始めとして、春採湖でこれ迄に得られているデータに基づいて、特に、結氷の“氷質”の違いによる、溶存酸素の増減に着目して検討することにした。

このように、結氷下の溶存酸素飽和度が顕著に上昇する現象は、春採湖の結氷特性が、水質に影響を与えることでもたらされる、春採湖に特有の現象と考えられる。なおこの測定は、一昨年新しく開発された、溶存酸素計によって可能になったものである。

昭和60年度冬期のデータ

この年、12月26日、1月9日そして1月19日の合計3回、結氷下の各水深毎の測定が行われた。12月26日に水深1mで10.4%の溶存酸素濃度が最大値で、あとは全て3%以下であり、計測の限界値以下であった。この冬は、このように全体として低い値に推移していた。これは、塩分躍層の位置が、水深1m(12月26日)~0.8m(1月19日)であった事と対応しており理解される。しかし、海水流入の影響の少ないチャランケチャシ側の水深0.5mでは、計測指示範囲を超える、20mg/l以上、つまり、飽和度143%以上の値が得られた。これは、結氷上への降雪の少なさと対応している。しかし、この後塩分躍層の上昇と、12月30日以後は、湖氷上への多量の降雪があり、結氷下は暗黒の世界となり、湖の何れの場所においても溶存酸素の高濃度値は観測されなくなった。

(溶存酸素等の測定：岩瀬政吉、塩分躍層等の測定：東海林明雄)

昭和61年度冬期のデータ

この年、塩分躍層は水深1.4m(12月29日)~1.0m(3月11日)で昭和60年度同期より低かった。また、第1回目の測定時の12月26日は、湖面に積雪がなく、透明なクリアーアイスの表面が直接露出している状態であった。そのため、水深1mで溶存酸素濃度値129%が得られた。また、同日最深部の水深0.5mにおいて148%、チャランケチャシ側で149%の高濃度値が得られている。しかし、その後は、12月31日~1月8日迄の9日間に、合計46cmの降雪があり、結氷下は暗黒の世界となり、植物プランクトンによる光合成は行われず、酸素の消費のみが行われることとなったため、無酸素状態になったと考えられる。(溶存酸素等の測定：岩瀬政吉、塩分躍層等の測定：東海林明雄)

平成6年度冬期のデータ

この年は、沼尻川の堰が稼働しており、塩分躍層は水深2.6m(12月8日)～1.8m(2月14日)に押さえられた。従って、水深1mでは、下層水の影響は少なかったと考えられる。水深1mの溶存酸素は、結氷直後12月8日の第1回目の測定では73%で通常値であった。その後、12月中旬から1月中旬の間では、12月27日に10cmの降雪があったのみで、降雪の影響が少なく経過した、そのため結氷下では溶存酸素の蓄積が進んでいたと考えられる。これが、1月31日の溶存酸素濃度122%を実現したと考えられる。しかし、この後、1月中旬から下旬にかけての64cmに及ぶ大量の降雪は、結氷下を暗黒の世界とし、溶存酸素の生産は行はれず、消費のみとなったため、蓄積していた溶存酸素は次第に減少していた。(溶存酸素・塩分躍層等の測定：釧路市、)

平成7年度冬期のデータ

平成7年度冬期は、塩分躍層は比較的高く経過したが、1.4m以上になることは無かった。12月24日には32cmに及ぶ大量の降雪があり、スノーアイスが発達する環境になり、結氷下に日光の届かない氷質になったため、図1に示すように、飽和値以下で経過する

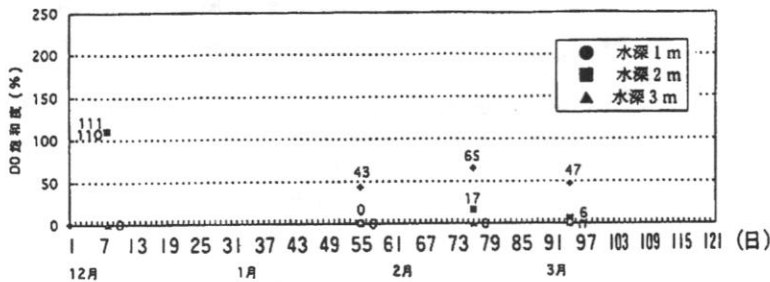


図1 平成7年度DO (12月1日～3月31日)

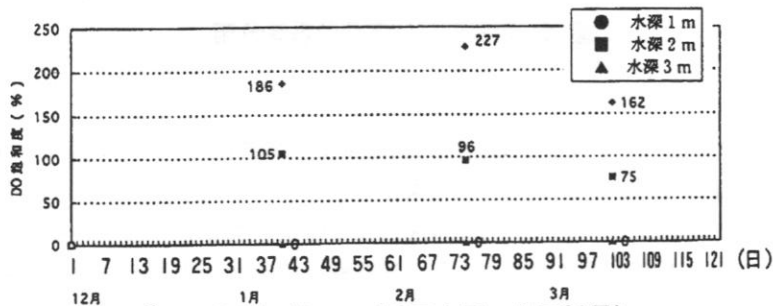


図2 平成8年度DO (12月1日～3月31日)

ことになったと考えられる。(溶存酸素・塩分躍層等の測定：釧路市)

平成8年度冬期のデータ

平成8年度冬期は、塩分躍層は水深2.6m～2.8m間で略一定に維持され、また、氷質と溶存酸素との関係が顕著に示される事となった年であった。結氷後2ヵ月間、主だった降雪はなく、また、少々の降雪があっても強風で吹き払われていた。氷質はクリアーアイスの状態が続き、このような条件が、溶存酸素の生産と蓄積をもたらした、図2に示す

ように、最高値の227%の濃度値を達成させたと考えられる。

しかし、2月15日～21日にかけての1週間の間の40cmの降雪は、結氷下を暗黒の世界とし、その後は溶存酸素の消費が進み、3月11日には、水深1mで162%、2mで75%に低下したと考えられる。(溶存酸素・塩分躍層等の測定：釧路市)

平成9年度冬期のデータ

平成9年度の冬は、結氷初期において晴天の日が続き、結氷後も降雪が少なかったため、溶存酸素層の発達には適した環境であった。DO、水温、日照量の垂直分布、氷厚、積雪深、透明度等を測定したところ、結氷直後から続いた透明氷の期間に、図3に示すように、氷板直下の水層で溶存酸素飽和度268%の高濃度層が確認された。これは、昨

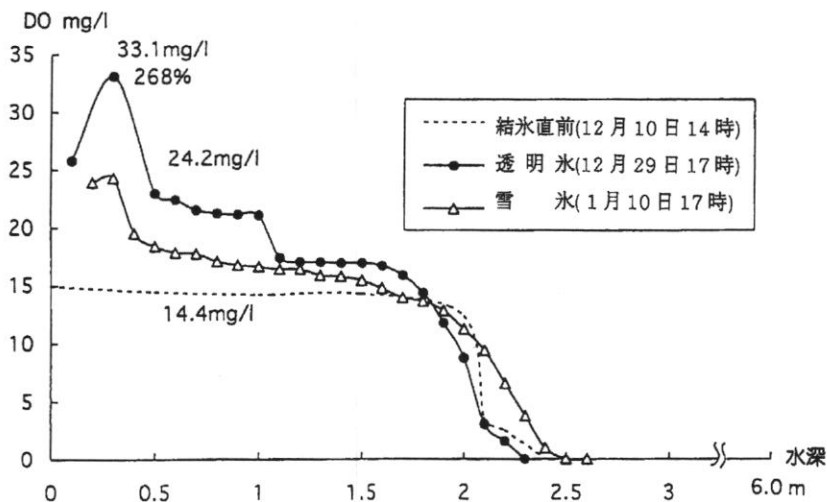


図3 春採湖結氷下DO垂直分布

年の最高値をさらに41ポイントも上回る値である。降雪後(1月10日)には溶存酸素量は全体的に減少していた。これらの結果から、春採湖の結氷期間中も氷層を透過した日光を利用した植物プランクトンの光合成による酸素生成が行われていること、特に透明氷の期間は活発な酸素生成により、溶存酸素飽和度の上昇が速やかに進むものであることが解った。

平成12年度冬期のデータ

今冬はさらに、春採湖のチャランケチャシ側の中央部の水深70cmで、316.7%の測定値を得た(平成13年1月19日)。また、図4に示すように、最深部の水深95cmで320%の測定値を得た(平成13年4月5日)。

春採湖中心部 01.4.5. 14:00

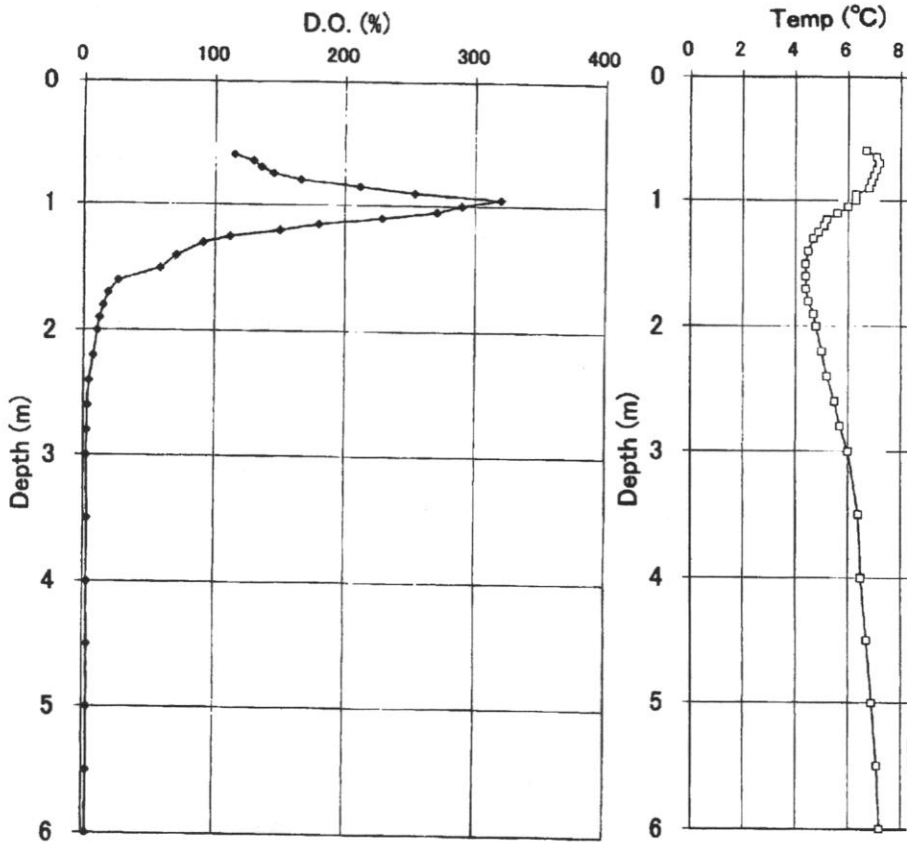


図 4 春採湖結水下DO垂直分布

むすび

以上、7冬期における溶存酸素のデータを検討して来たが、細かくは、塩分躍層の位置を初め、さまざまな要素の影響を複雑に受けながら変化するものであると考えられる。しかし、大局的には、クリアーアイスの状態では、その生産と蓄積が進み、スノーアイスが厚く発達する状態では、その消費が進むことを明らかにできたものと思う。

これまで、湖沼の結水下の水質の研究は、あまり進んでいなかったが、諏訪湖では結氷した年にワカサギの発生量が増すことやオホーツク海や南極海の結水下ではアイスアルジによる基礎生産の高さが報告されており、結水下での水環境の研究の必要性が高まっていると考えられる。

普通電線の着雪特性に関する実験的検討

大浦 久到 ・ 守護 雅富 ・ 岡本 誠 (北海道電力)

1. まえがき

北海道電力は、昭和40年代に発生した電線着雪による鉄塔倒壊以降、鉄塔の設計条件に5 kg/m を基本とした着雪条件を付加し、「難着雪リング+捻れ防止ダンパー」等の対策を併用しながら、電線着雪による鉄塔重大事故を防止してきた。

しかしながら、5 kg/m を基本とする着雪条件は、電線サイズに関わらない一定の値であること、設備規模の増大とともに、電線サイズ仕様もさまざまなものが使われていることから、電線サイズ間での着雪量の違いの有無、および着雪設計条件の最適化の可能性について確認しておく必要がある。今回、最悪時を想定した筒雪を再現するため、把持部を回転自由とさせた場合の人工着雪実験を行った。その結果について報告する。

2. 目的

本研究の目的は、普通電線における着雪重量の電線サイズの影響を評価することであり、今年度は、筒雪条件下で電線サイズによる着雪重量を比較評価する。

3. 人工着雪実験方法

着雪実験は、総合研究所内恒温恒湿実験室において実施した。

(1)実験装置の基本配置

図1に実験装置の基本配置を示す。降雪装置は紙面前後に連続的にスライドするふりいで、上部から地上に積もった雪を載せ、水噴霧スプレーで水分を与え、人工的に湿雪を作ることができる。また、電線サンプルの端部は回転自由とするためベアリングを用いている。

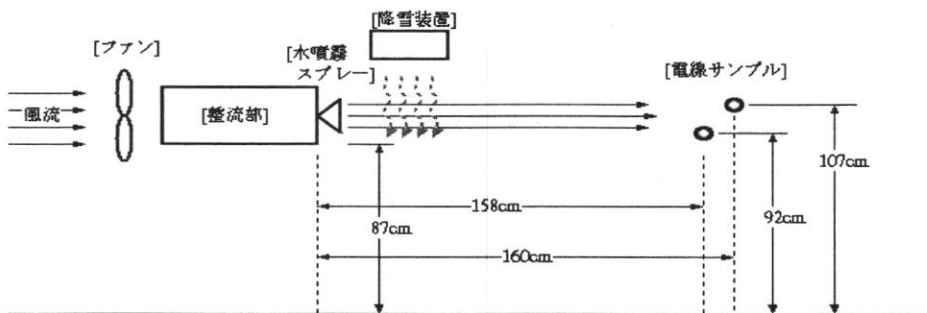


図1 実験装置の基本配置

(2)供試電線

今回の着雪実験に供試した電線サンプルは、610mm²(以下610SQと記す)および160mm²(以下160SQと記す)ACSR電線である。

(3)実験条件

実験条件は、室温0～2℃、風速は使用雪が電線サンプルに適切に付着する風速に調整しおよそ5m/s。(サンプル後方の降雪は、着雪密度0.25g/cm³前後、含水率は最大20%程度)

(4)実験要領

610SQおよび160SQのACSR電線の組合せについて、以下の手順で実験を行った。

- ・人工着雪実験開始後、着雪外径が10cm程度になった時点で実験を終了する。
- ・測定項目は、着雪密度(降雪捕捉ケース:体積5cm×5cm×4cm=100cm³)、含水率(円心分離器)、最大・最小着雪厚さ(ノギス値)、着雪重量(小型ロードセル)、断面形

状(写真撮影)、捻回角度、室内温度である。なお、降雪強度は測定していないが、電線サンプル後方での積雪量から試算すれば 60mm/h 程度となる。

・ 1 ケースが終了後、サンプル配置を入れ替え、繰り返す。

4. 実験結果と考察

(1) 610SQ 普通電線と 160SQ 普通電線の着雪重量推移

この組合せは配置入れ替えを含み合計 8 ケース実験を行ったが、その内 2 ケースにおける着雪重量推移を図 2 ～ 図 3 に示す。また、筒雪発達状況を図 4 に示す。

図 2 と図 3 はそれぞれサンプル電線を前後入れ替えたケースであるが、前方に配置した電線の方が着雪重量が高くなる。これは、降雪量、風速条件が前後の配置で異なることが原因である。

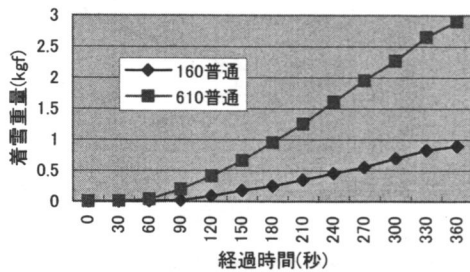


図 2 着雪重量の推移(ケース1)

このため、サンプル電線の前後の入れ替えによる“平均化”を行うことが必要となる。今回、着雪重量の推移勾配が大きい、前方に配置したサンプル電線の着雪重量がある一定値に達した時の後方のサンプル電線の着雪量を比較することで、二つの着雪重量を評価することとした。

表 1 にこの評価手法による着雪重量検討結果を示す。平均で 610SQ は 160SQ に比べ 1.5 倍の着雪重量となる (参考：外径比は 1.88 倍)

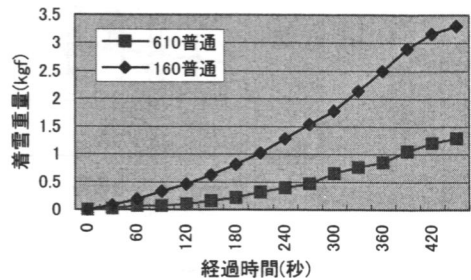


図 3 着雪重量の推移(ケース2)

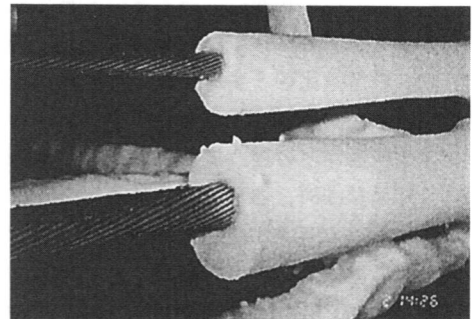


図 4 筒雪発達状況(上:160SQ、下:610SQ)

表 1 610SQ と 160SQ の着雪重量比較検討

実験ケース	前方電線： 着雪重量	後方電線： 着雪重量	(b)/(a)	平均
1 (図 2)	610 : 2kgf	160 : 0.6kgf(a)	1.25	1.50
2 (図 3)	160 : 2kgf	610 : 0.75kgf(b)		
3	160 : 2kgf	610 : 0.8kgf(b)	1.14	
4	610 : 2kgf	160 : 0.7kgf(a)		
5	610 : 1kgf	160 : 0.5kgf(a)	1.6	
6	160 : 1kgf	610 : 0.8kgf(b)		
7	610 : 1.4kgf	160 : 0.65kgf(a)	2.0	
8	160 : 1.4kgf	610 : 1.3kgf(b)		

* 610 : 610SQ 普通電線(b) 160 : 160SQ 普通電線(a)

(2) 着雪外径と捻回角度からみた電線サイズ間の着雪重量比較

電線把持部を回転自由とした場合、610SQ と 160SQ の組合せの実験結果から、着雪重量は太い電線ほど多くなる傾向を確認できた。このことは降雪が吹き付ける電線の投影面積が大きいほど着雪は成長することを示している。

しかし、実際の電線は電線把持部はクランプで固定されていることに加え、電線径間部は電線捻れの度合いが電線サイズ毎に異なることから、単純に太サイズになれば電線着雪量は増大するとは言えない。このため、今回の着雪実験で得られた着雪外径と捻回角度の関係から、実際の想定着雪量の検討を行なった。図5、図6に610SQ と 160SQ の着雪外径と捻回角度の相関特性図を示す。

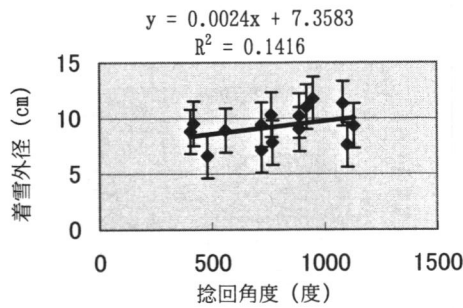


図5 610SQ の着雪外径と捻回角度

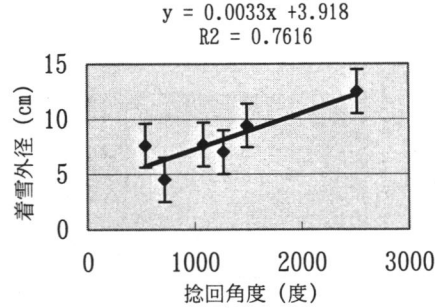


図6 160SQ の着雪外径と捻回角度

図5に示す 610SQ の着雪外径と捻回角度の相関関係は良いとは言えないが、正の傾きのため実際の現象範囲にはあるものと考えられる。上記の結果は電線サンプルの把持部を自由(ベアリング使用)にしており、電線サイズ間で捻回モーメントも異なり、重量の単純比較はできない。着雪量比較をするために一種の“正規化”が必要となる。

そこで、電線の捻れ剛性値(回転のしやすさ)から、610SQ の任意の捻回角度時に 160SQ の捻回角がどの程度になるか推定し、今回の実験で得られた着雪外径と捻回角の相関式から着雪外径を求め、さらに着雪密度から着雪重量を算出し比較評価する。

文献2に示された捻れ剛性の式 ($GIP = 0.34 \cdot d^{3.8}$ 、但し GIP : 捻れ剛性 [$\text{kg} \cdot \text{m}^2 / \text{Rad}$]、 d : 電線外径 [cm]) から、610SQ と 160SQ の捻れ剛性を $GIP(610)$ 、 $GIP(160)$ とし、その比を求めると、 $GIP(610) / GIP(160) = 36.37 / 3.3$ となる。この GIP は 1 ラジアン当たりの捻回モーメントに等価であることから、この逆数は任意の捻回力を加えた場合の捻回角を意味する。610SQ と 160SQ の GIP の逆数、 $\text{Rad}(610)$ と $\text{Rad}(160)$ の比を求めると、 $\text{Rad}(610) / \text{Rad}(160) = 0.03 / 0.3 = 1 / 10$ となる。つまり、610SQ と 160SQ に同じ捻回力を与えた場合、160SQ は 610SQ の電線よりも 10 倍捻回することを示す。

しかし、実際には任意経過時間での着雪量は電線投影面積、捕捉率などの要素で決まることから、二つの電線の捻回力は同一条件下では同一量とならない。

仮定として、610SQ と 160SQ の捻回力比が電線外径比の 2 乗に比例する(着雪量を考慮)として、先に算定した捻回角の比率を補正する。この仮定の根拠を図7に示すが、610SQ 電線と 160SQ 電線の捻回モーメントの比は、 $(R1/R2)^2$ となる。

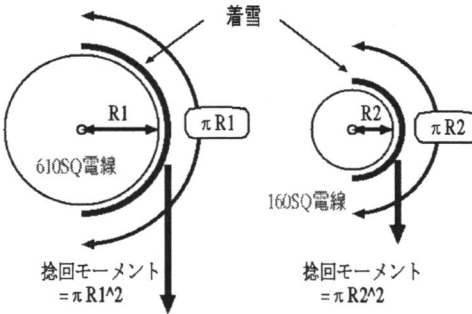


図7 捻回モーメントを過程した根拠

これを求めると、 $(610SQ \text{ 電線の半径} / 160SQ \text{ 電線の半径})^2 = (3.42\text{cm} / 1.82\text{cm})^2 = 3.53$ と

なる。ゆえに、二つの電線の捻回角比は、 $\text{Rad}(610)/\text{Rad}(160)=0.03 \times 3.53/0.3=1/3$ となる。つまり、同じ着雪条件下では、160SQ は 610SQ の電線よりも約 3 倍捻回することになることを示す。

ここで、160SQ の着雪外径と捻回角の相関式で、5 回転(1800 度)した場合の着雪外径 y_1 を求めると、 $y_1=0.0033 \times 1800+3.918 \div 9.86$ [cm]

この時、610SQ の捻回角は、1800 度/(0.3/0.11)=660 度であり、610SQ の着雪外径と捻回角の相関式で、着雪外径 y_2 を求めると、 $y_2=0.0024 \times 660+7.3583 \div 8.94$ [cm]

着雪外径 y_1 、 y_2 から着雪厚さ d_1 、 d_2 を求めると

$$d_1=(9.86-1.82)/2=4.02 \text{ [cm]}, \quad d_2=(8.94-3.42)/2=2.76 \text{ [cm]}$$

また着雪外径 y_1 、 y_2 から、任意の着雪密度における着雪重量を求めることができる。

今、着雪密度を $0.25[\text{g}/\text{cm}^3]$ とした場合の 160SQ と 610SQ の各着雪重量 w_1 、 w_2 を求めると、

$$w_1=(\pi/4) \cdot (9.86^2 - 1.82^2) \times 100[\text{cm}] \times 0.25[\text{g}/\text{cm}^3] = 1844[\text{g}/\text{m}] = 1.84[\text{kg}/\text{m}]$$

$$w_2=(\pi/4) \cdot (8.94^2 - 3.42^2) \times 100[\text{cm}] \times 0.25[\text{g}/\text{cm}^3] = 1340[\text{g}/\text{m}] = 1.34[\text{kg}/\text{m}]$$

以上のように“正規化”した場合の着雪重量比較では、160SQ は 610SQ の $1.37(1.84/1.34)$ 倍の電線着雪となる。この事は、例えば 160SQ の使用送電線で $5\text{kg}/\text{m}$ の着雪条件とした場合、同一地域で 610SQ を使用する場合の着雪重量は、 $5[\text{kg}/\text{m}]/1.37=3.65 \div 4.0[\text{kg}/\text{m}]$ となり、現行の着雪条件 $5\text{kg}/\text{m}$ と有意な差はなく、現設計の妥当性を示す結果が得られた。

5. まとめ

以上の結果をまとめると次のとおりである。

- ・電線把持部の回転を自由にさせた場合、610SQ 電線の着雪量は 160SQ 電線よりも多くなる。
- ・実験で得られた着雪外径～捻回角度の相関式と実送電線の電線捻れ剛性を考慮して、着雪重量を計算すれば、610SQ 電線の着雪重量は 160SQ 電線と同等レベルになる。

6. あとがき

人工着雪実験は、定量的に測定したとしても、降雪装置、自然雪の性状変化等の影響のため、その再現した着雪は自然の電線着雪と完全に同じとは言えないが、定性的に着雪量比較を行う場合は有用と考えられる。

電線サイズ毎の着雪量の検討は、電線着雪の原点に近い課題であるが、このような検証事例は少なく、今回、実験により一部結果を得たことは意味があると考えている。

電線捻れ剛性を加味した電線サイズ毎の着雪特性については、仮定条件を一部含むことから、今後、電線把持部を実際の捻れ剛性値に近くなるような治具を取り付け、今回評価した結果を確認することを予定している。

なお、今回の検討にあたり、有益なご助言を賜った北海道大学名誉教授の若濱五郎氏に深く謝意を表します。

【参考文献】

- 1) 大浦, 守護, 岡本, 菅原: 捻回楕円電線およびスパイラルロッド巻き付け電線の着氷雪特性, 北海道の雪氷第 19 号, 2000 年 8 月
- 2) 前沢, 五藤, 山岡: 送配電線の難着雪化技術の問題点とその解決方法について, 北海道電力(株)総合研究所研究報告第 245 号, 昭和 52 年 8 月

平成 12 年度冬期の異常低温による道路の凍上被害対策

久保 宏、金澤雅博、毛馬内 学（北海学園大学工学部大学院）

1. はじめに

平成 12 年度の冬期において、その異常低温によって北海道などの積雪寒冷地では道路等に大きな凍上被害が発生した。その対策工法として一般的な工法は、凍上性の土を必要な深さまで掘削して砂利、碎石等の凍上を起こしにくい材料で置換える置換工法である。この置換え深さは設計期間を n 年（一般に 10 年）に一度生じると推定した凍結深さの 70% の値、実測値や経験的にわかっている値あるいは気象観測データから得られる凍結指数などをもとに総合的に決められる。現在の北海道における舗装道路は、北海道開発局による昭和 47 年度制定の道路工事設計基準をもとに定められており北海道内の開発建設部管内ごとに示されている¹⁾。一方、近年地球環境の変化に伴い積雪寒冷地でも冬の温暖化と異常低温が進行し、北海道においてもその傾向が見られる。特に 1988 年以降、現在に至るまではその影響が顕著に示されている。本研究では北海道内各地の気象データから最近 30 年間の気象傾向を踏まえたうえで、最大凍結深さの推定に用いられる凍結指数を算定した。さらに、道路築造の設計基準として現在適用されている置換え深さを再検討し、安全性と合理性を兼ね添えた新しい提案を行った。

2. 北海道における凍結指数

図-1 は、最近 30 年間（1970 年～1999 年）の北海道各地（15 市町）における凍結指数を平均値で示したものである。ここでは、1970 年代及び 1980 年代中頃に凍結指数が 500 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{days}$) を超える寒い冬が続いていたことがわかる。一方、1988 年以降凍結指数が急激に低くなっており、300 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{days}$) より小さくなる年が数年続いていることから確実に温暖化の影響が関係していると思われる。しかし、1988 年から現在に至るまで少しずつではあるが、平年並みの傾向に戻りつつある。

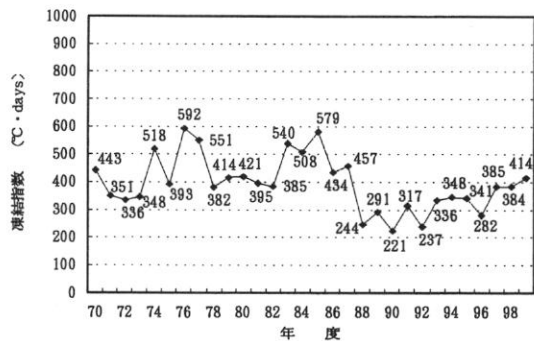


図-1 北海道各地の凍結指数の平均推移

3. n 年確率凍結指数

本研究では、アスファルト舗装要綱（以下アス要綱という）をもとに北海道内の AMeDAS データ全観測地点を 10 年確率と同様に 20 年、30 年についても 20 年確率及び 30 年確率として算出した。また、この他に 30 年間の 10 年、20 年、30 年それぞれ最も

大きいもの（最大）、n 年の大きい方から（n/10）個の平均（最大平均）を求めた。これは「n 年確率」の手法以外に様々な手法が用いられてきたのでそれらと比較検討するためである。これらをまとめたものが図-2 である。本研究では、実験計画法により北海道各地の主に支庁が所在する 15 市町において 10 年、20 年、30 年を確率、最大、最大平均について検定し、10 年と 20 年、10 年と 30 年のデータ間には有意差があることを確認し、20 年と 30 年の間には有意差がないことを確認した。また、過去 30 年間の AMeDAS データが不足しており揃っていないことやアス要綱では、「確率論」の考え方をを用いていることを考慮し、道路の凍上対策上の設計には 20 年確率を用いるのが現時点では望ましい。

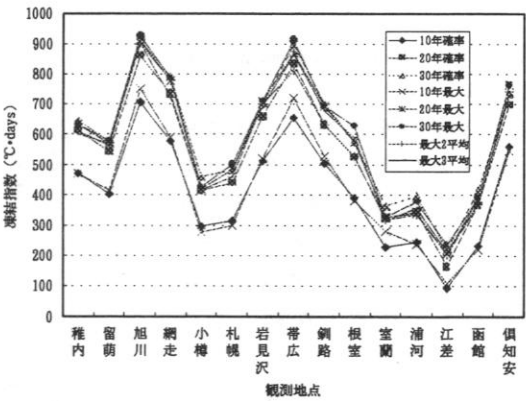


図-2 北海道各地における手法別の凍結指数

4. 北海道各地における道路の置換え深さ

北海道における舗装道路は、北海道開発局による昭和 47 年度道路工事設計基準をもとに定められており、北海道内の開発建設部管内ごとに示されている²⁾。現在、アス要綱では、道路の凍結深さを推定する方法として凍結指数から求める簡易式として修正 Berggren の式①が示されており、寒冷地における舗装の凍結深さを推定する場合に用いられている。本研究では、この修正 Berggren の式を用いて気象観測データによって求めた 20 年確率凍結指数及び凍結日数から、北海道各地の凍結深さを推定することにする。

$$(Lw/K)_{eff} = \frac{2}{X^2} \left\{ L_1 d_1 \left(\frac{d_1}{2K_1} \right) + L_2 d_2 \left(\frac{d_1}{K_1} + \frac{d_2}{2K_2} \right) + L_3 d_3 \left(\frac{d_1}{K_1} + \frac{d_2}{K_2} + \frac{d_3}{2K_3} \right) + \dots + L_n d_n \left(\frac{d_1}{K_1} + \frac{d_2}{K_2} + \dots + \frac{d_n}{2K_n} \right) \right\}$$
$$Z = \alpha \sqrt{48 F / (Lw / K)_{eff}} \dots\dots ①$$

- ここに、Z：推定凍結深さ（cm）
- X = d₁ + d₂ + …… + d_n：予想凍結深さ（cm）
- d_n：予想凍結深さ内の各層の厚さ
- で、d₁は最上層の深さ（cm）
- K_n：各層の熱伝導率（cal/cm/s/℃）
- L_n：各層の融解潜熱（cal/cm³/℃）
- α = f（μ・τ）：補正係数

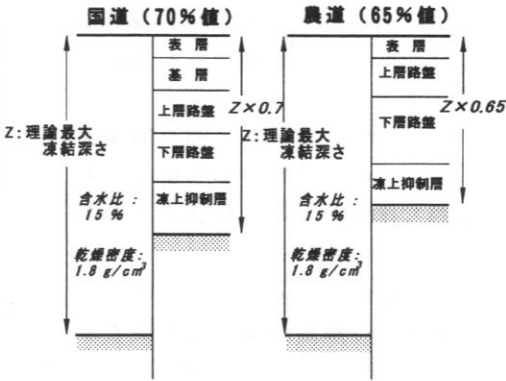


図-3 理論最大凍結深さと舗装構造の模式図

F : 凍結指数 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{days}$)

図-3は、寒冷地道路舗装の必要な置換え深さのもとになっている理論最大凍結深さと舗装構造との関係を模式的に表したものである。この模式図は、北海道で算出される道路用材料について、現地での平均的な含水比と乾燥密度をもとに凍上を起こしにくい様な地盤として考える。本研究では、道路の置換え深さについて国道は理論最大凍結深さの

約 70%値、農道は簡易舗装要綱でも示されるように国道に比べ交通量が少なく、雪に覆われ断熱効果が期待できることから約 65%値と提案する。図-4は北海道各地の置換え深さの基準値と提案値を示し、図-5はその提案値を地図上でまとめたものである。

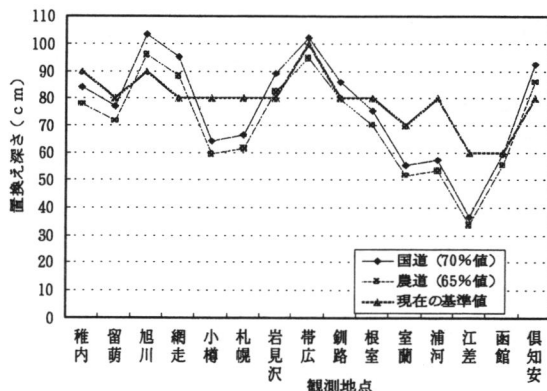


図-4 北海道各地の道路の置換え深さ (提案)

5. 結論

北海道全域における 20 年確率凍結指数についての検討結果とその周辺道路の置換え深さに関してまとめると次のようになる。

- 1) 過去 30 年間の AMeDAS 全観測地点のデータ不足と確率論の考え方を採用していることから、現時点では 20 年確率凍結指数を用いるのが望ましい。
- 2) 札幌、小樽、室蘭など都市部及び沿岸部では、国道の基準値よりも置換え深さを 10cm 程度小さくすることができる。
- 3) 旭川、網走、岩見沢など内陸部では、国道の基準値よりも置換え深さを 10cm~15cm 程度大きくする必要がある。

参考文献

- 1) 土質工学会編：土の凍結－その理論と実際－、pp.186~192、1989 年 7 月
- 2) 北海道開発局：道路工事設計基準（昭和 47 年度~49 年度）、pp.1~12、1972 年
- 3) 毛馬内・久保・上田：最大凍結指数と道路の凍結深さに関する研究、第 36 回地盤工学研究発表会、2001 年 6 月

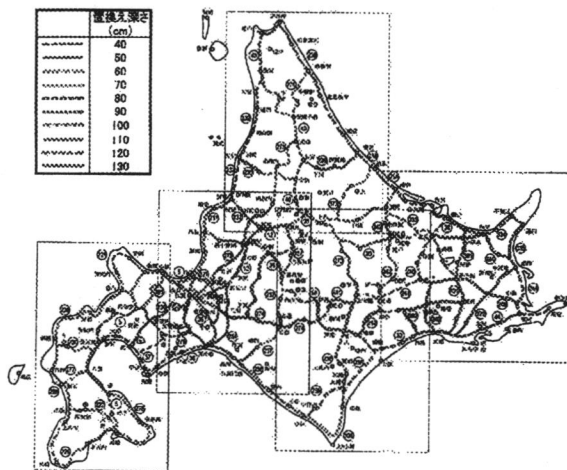


図-5 北海道各地の道路の置換え深さ (提案)

車両走行が雪氷路面に与える影響について

○北海道開発土木研究所交通研究室 宮本修司

北海道開発土木研究所交通研究室 浅野基樹

1. まえがき

「スパイクタイヤ粉じんの発生の防止に関する法律」が1990年6月に公布・施行されて以後、スパイクタイヤによる粉じんによる大気汚染等の環境問題は改善されたが、スパイクタイヤを装着した車両がほとんどなくなった1992年度の冬期から、「つるつる路面」とよばれる非常に滑りやすい路面が頻繁に発生し大きな社会問題となった。そのため道路管理者は、凍結防止剤やすべり止め材の散布などによる路面管理の充実を図ったが、スリップ事故等の冬型事故の増加や都市内交通特性の悪化をもたらしている。一方、罰金規則が適用される前の1991年度の冬には、スパイクタイヤ装着率は約20%であったが、大気汚染に関する環境基準は既にクリアしており、なおかつ「つるつる路面」は発生していなかった。このようにスパイクタイヤに代わって冬用タイヤの中心となったスタッドレスタイヤには、路面上の雪氷を磨くことによって路面を非常に滑りやすい状態に変化させる性質がある。これまで交通研究室では、凍結路面室内走行試験機を用いてスタッドレスタイヤやスパイクタイヤの走行が路面状況に与える影響を調査したことはあるが¹⁾、実際の路面で路面性状の変化と車両通過台数との関係を調査したことはない。そこで開発土木研究所所有の苫小牧寒地試験道路において、制動時に車両走行が路面状態に与える影響について調査を行った。

2. 自動車走行の雪氷路面への影響に関する実験

2. 1 実験の概要

本実験は平成13年2月7日（スタッドレスタイヤとスパイクタイヤ走行による路面変化実験）と平成13年2月15日（スタッドレスタイヤと非金属タイヤチェーンによる路面変化実験）の2回実施した。苫小牧は、気温は低い降雪量が少ない地域であるため、人工降雪機を用いて圧雪路面を作成して走行実験を行った。試験は乗用車タイプの車を10台用意し、それらを5台ともスタッドレスタイヤを装着した班と5台の内1台（20%）にスパイクタイヤ（2月7日）及び、ネット型非金属タイヤチェーン（2月15日）を装着した班に分け、並行して走行させ、ABSを効かせたフルブレーキ時の路面状態を出現させて観測を行った。ブレーキ直前速度は約40km/hである。試験は日射の影響を受けない日没後に行い、気温はマイナス10℃～20℃であった。図-1に実験概要を示す。なお路面状態の評価は一定台数通過後の路面状態を目視とポータブルスキッドテストで行った。

2. 2 実験結果

2. 2. 1 スパイクタイヤ20%混入時

まず、スタッドレスタイヤ装着時とスパイク

路面変化調査の概要

調査実施日：スパイク混入による路面変化：2001.2.7
ネットチェーン混入による路面変化：2001.2.15

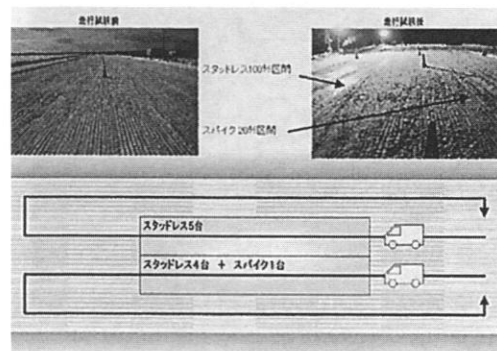


図-1 実験概要図

タイヤ混入時の路面状態の違いについてポータブルスキッドテストで評価すると表-1のように、試験時の気温が-10℃以下で推移しているにも係わらず、スタッドレスタイヤ100%装着時にはスキッドナンバーが車両の走行によって大きく低下し、約60（すべり摩擦係数で0.6に相当）から約20（同、0.2に相当）に大幅に低下している。

次に、スパイクタイヤが20%混入した際のスキッドナンバーを見ると、200台目には約20まで低下したが、50台目の時点では40以上のスキッドナンバーを維持した。

目視による路面状態の変化については、写真-1～写真6に車両走行100台までの路面状況写真を示す。このように、目視でもスタッドレスタイヤ100%の場合と、スパイクタイヤが20%混入した場合で明らかな違いが見られる。即ち、スタッドレスタイヤ100%の場合には、50台目から路面光沢を持つようになり、「つるつる路面」が発生している様子が写真からも見て

表-1 路面状況（スキッドナンバーと雪の硬度）の変化

スタッドレスタイヤ100%とスパイクタイヤ20%混入

雪質		圧雪路面のフルブレーキ (人工雪)							
		スパイクタイヤ なし				スパイクタイヤ あり			
走行条件									
走行回数		0	50	100	200	0	50	100	200
外気温		-10.8	-15.7	-16.9	-19.8	-10.8	-15.7	-16.9	-19.8
路面温度		-13.1	-14.3	-17.2	-16.3	-13.1	-14.3	-17.2	-16.3
滑り抵抗値	1	61.0	25.0	22.0	22.0	60.0	42.8	30.0	23.0
	2	61.0	19.0	19.0	19.0	62.0	43.0	25.0	20.0
	3	57.0	20.0	19.0	19.0	57.0	42.0	24.8	20.0
	平均	59.7	21.3	20.0	20.0	59.7	42.6	26.6	21.0
硬質	1	248.9	242.1	266.4	248.9	248.9	242.1	239.5	237.2
	2	248.9	248.9	259.1	248.9	242.1	248.9	242.1	242.1
	3	248.9	242.1	242.1	239.5	242.1	242.1	247.3	242.1
	平均	248.9	244.3	255.8	245.7	244.3	244.3	242.9	240.5

※滑り抵抗値：BPN値



写真-1 試験前の路面
(スタッドレスタイヤ100%)



写真-2 試験前の路面
(スパイクタイヤ20%混入)



写真-3 延べ50台走行後の路面
(スタッドレスタイヤ100%)



写真-4 延べ50台走行後の路面
(スパイクタイヤ20%混入)



写真-5 延べ100台走行後の路面
(スタッドレスタイヤ100%)



写真-6 延べ100台走行後の路面
(スパイクタイヤ20%混入)

とれるが、スパイクタイヤが20%混入した場合には、そのような状態にはなっていない。

これらの事から、わずか50台のスタッドレスタイヤ装着車両によって、路面が磨かれ「つるつる路面」が発生するが、20%のスパイクタイヤによって、その発生を防止する事が可能であることが明らかとなった。しかしながら目視では明らかな違いがある走行100台目以降のスキッドナンバーが、スタッドレスタイヤ100%とスパイクタイヤ20%混入時では目視での評価ほどには違いが見られなかった。

但し、実際の道路では路面正整を行った後に残る雪氷の厚さは、かなり薄い場合が多いと思われる、そのような条件下でスパイクタイヤ装着車両が走行した場合には、路面のアスファルトが露出するので短い時間ですべりにくい路面状態になると思われる。

2. 2. 2 非金属タイヤチェーン装着20%混入時

同様に5台中1台が非金属タイヤチェーンを装着した場合についてポータブルスキッドテストで評価すると（表-2）、やはり気温が低い条件下にあるにも係わらず、スタッドレスタイヤ100%の場合には、車両の走行と共にスキッドナンバーが低下しているが、ゴムネットチェーン装着20%混入時には、500台の車両通過時にもスキッドナンバーで46.0となっており、ほとんどスキッドナンバーの低下は見られない。同様に、目視による観察についてもスタッドレスタイヤ100%装着の路面では、路面が光沢を持つ「つるつる路面」の発生が確認出来たが、ゴムネットチェーン装着時20%混入時には、全く発生していない。

これらの事から、非金属タイヤチェーンが20%以上混入した交通条件では、「つるつる路面」の発生する確率が非常に低くなる事が明らかとなった。

表-2 路面状況（スキッドナンバーと雪の硬度）の変化

（スタッドレスタイヤ 100 %とゴムネットチェーン 20 %混入）

雪質		圧雪路面のフルブレーキ (人工雪)							
		ゴムネット なし				ゴムネット あり			
走行条件		0	100	300	500	0	100	300	500
走行回数		0	100	300	500	0	100	300	500
外気温		-6.3	-6.8	-15.0	-18.0	-6.3	-6.8	-15.0	-18.0
路面温度		-7.8	-8.3	-12.2	-17.1	-7.8	-8.3	-12.2	-17.1
滑り抵抗値	1	60.7	24.0	30.0	18.0	61.2	51.0	46.0	47.0
	2	61.2	27.0	31.0	19.0	60.6	49.0	47.0	45.0
	3	60.9	25.0	27.0	18.5	60.8	56.0	47.0	46.0
	平均	60.9	25.3	29.3	18.5	60.9	52.0	46.7	46.0
硬質	1	250.4	248.9	253.4	248.9	237.5	228.5	235.3	248.9
	2	253.8	259.1	253.4	248.9	238.6	228.5	245.2	242.1
	3	248.1	253.4	242.1	248.9	239.2	226.6	242.1	248.9
	平均	250.8	253.8	249.6	248.9	238.4	227.9	240.8	246.6

※滑り抵抗値：BPN値

あとがき

スタッドレスタイヤの性能は、スパイクタイヤ使用規制が始まった当時と比較して、格段に向上していると言えるが、スタッドレスタイヤ装着率 100 %の時に発生する「つるつる路面」の対策は、容易なものではない。しかしながら今回の調査によって、スタッドレスタイヤ 100 %の時には、マイナス 10℃以下にもかかわらず、制動時にはわずか数百台程度の車両走行で、「つるつる路面」が発生してしまう事がフィールドでも確認出来た。

他方、一定割合のスパイクタイヤや非金属タイヤチェーンの混入によって、「つるつる路面」発生を予防でき、この事は現在「つるつる路面」対策として行われている凍結防止剤やすべり止め材の散布等の外に、非金属タイヤチェーン等の使用拡大等の方策も考えられる事を示している。

今後は、制動時以外での路面変化状況の試験や 0℃に近い温度での試験の他、脱スパイクタイヤ時代の路面管理手法について、一定条件下での非金属タイヤチェーンの使用等も含め、最も効率の良い方法に関して更なる調査が必要と考える。

参考文献

- 1) 及川秀一他：冬用タイヤ走行が雪氷路面性状に与える影響について：開発土木研究所月報 No.553：1999 年 6 月
- 2) 浅野基樹他：自動車走行が雪氷路面に与える影響について：第 56 回土木学会年次学術講演会：2001 年 9 月

積雪を考慮した避難計画に関する研究

内藤 恵 (北海道工業大学)

細川 和彦 (北海道工業大学)

苫米地 司 (北海道工業大学)

1. はじめに

筆者らの研究から、北海道をはじめ積雪地域における避難施設の管理状況は極めて不十分な状況にあることが明らかである¹⁾。避難施設に関する法的基準は、建築基準法をはじめ消防関係法および建築防災計画指針²⁾等により定められているが、これらの基準は夏期中心で全国一律に立案されているため、積雪等の影響は考慮されていない。従って、冬期には積雪、寒さ、吹雪等の影響により避難口が使用困難になる。ここで札幌市火災予防条例を例にみると、「避難口及び屋外の避難経路は、凍結または積雪により避難の支障とならないように維持すること」と示されているが、維持管理の現状は前述の通り不十分であり、積雪地域の地域特性に応じた維持管理方法を検討する必要がある。特に、高齢者や身体障害者など災害弱者を伴う施設においては十分な管理方法の検討が必要である。このようなことから本研究では、災害弱者の集合体ともいえる福祉施設を対象に避難計画の問題点について検討した。

2. 研究方法

札幌市内の福祉施設(養護老人ホーム・特別養護老人ホーム)全37箇所を対象に、夏期および冬期間における避難施設の管理状況および防火管理者に対するヒアリング調査を実施した。さらに、避難施設の維持管理指導の現状を把握するため、札幌市防災協会に対しヒアリング調査を実施した。また、福祉施設の避難訓練に参加し、訓練の現状を調査した。

次に、積雪状況が避難時間に及ぼす影響を具体的に検討するため、無雪期および積

雪期における歩行速度の実測を行い、札幌市内の老人保健施設をモデルに、シミュレーション手法の一つであるシステムダイナミックスを用いて避難時間の推定を行った。

3. 研究結果

3.1 福祉施設における避難施設の現状

避難施設の管理状況に関する現地調査を行った札幌市内の福祉施設全37カ所における避難施設の設置状況は、屋外に露出した避難専用階段等を設置している場合が最も多く、全体の約8割を占めている。

これらの夏期および冬期における避難施設の管理状況の一例を写真1に示す。写真に示すように、冬期間は管理が不十分で避難施設の機能を果たさない状況となっている。このような状況は屋外露出型の避難施設を採用している施設全てに見られ、雪の進入を防ぐ措置を施すなど積雪を考慮した避難施設は見られなかった。さらにこれらの福祉施設の防火管理者に対するヒアリング調査の結果、冬期間における屋外避難施設の管理状況は、間口除雪を行う程度に留まっていることが明らかとなった。

避難方法の現状は、火や煙に巻かれる可能性の少ないバルコニーへ一時的に避難させ、その場で救援を待つ、またはバルコニーから通じる屋外避難施設を使用し避難する経路と、廊下から屋内避難階段を使用し避難する経路によるものとなっている。このような避難計画は近年建設された福祉施設で多く採用されている。屋内避難階段は、冬期でも支障なく利用できるのに対し、屋外に露出しているバルコニーや階段等は写真1に示すような凍結や吹き込みにより使用できない状況である。防火管理者に対す

るヒアリング結果では、「避難経路となるバルコニーは特に対策は行っておらず、すべり台等の地上周辺の管理も、常に行っているわけではない。」とのことであった。このように、積雪期の避難施設は常に安全に管理された状態とはなっておらず、避難時の安全性を考えると問題が多い。

前述のような避難計画の問題に対処した施設の一例を写真2に示す。写真に示すように、同施設では垂直方向の避難に屋内スロープを用い、避難口も積雪による機能低下に対し有効なシャッターが採用されていた。調査対象とした施設のうちこのような避難計画は他に例が無く、防火管理者に対するヒアリング結果からも積雪などの問題点、及び施設利用者の性質に対応した建築計画を行ったことが明らかとなった。

積雪期における避難行動の問題点を検討するため入居者の歩行速度及び歩行状況を調査した。入居者の歩行状況は主に、車椅子・歩行器・杖及び自立での歩行に大別された。また、歩行速度の計測結果は、歩行状況の違いに関わらずおおむね0.54m/secであった。これは、同年代における一般的な歩行速度のおよそ4割程度の速度である。さらに、圧雪状態での一般的な歩行速度は乾燥路面における速度からおよそ1割減少することが明らかであるが、上述の入所者の歩行状況をみるとさらに減少することが考えられる。これらは、積雪期における避難行動に大きく影響を及ぼすものとする。これらの避難行動における問題点に対し、前述の屋内スロープを設置した施設では写真3に示す避難器具を用いている。これは、病院・老人ホーム・介護施設での避難用に開発され、高齢者を乗せ、廊下・階段を引きずることができ、雪や氷の上でも使用できる器具である。このような避難器具は、積雪期における避難施設の使用を補助する効果が期待できる。

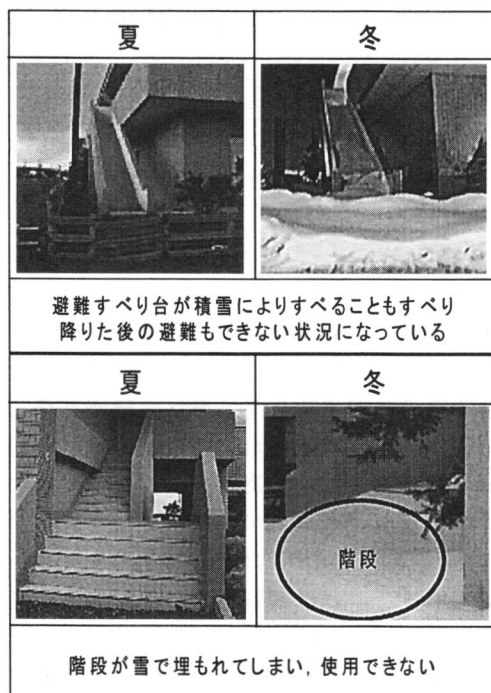


写真1 冬期間の対策の違いによる避難施設状況

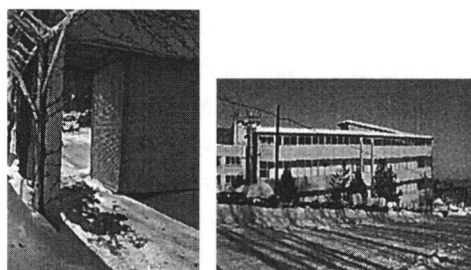


写真2 積雪を考慮した避難施設の例

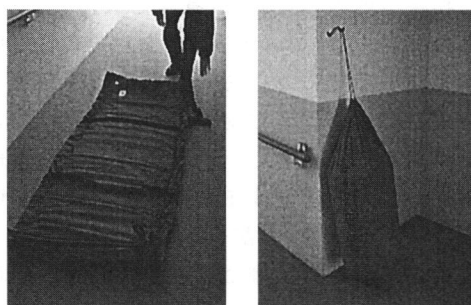


写真3 医療施設用避難器具

3.2 システムダイナミックスを用いた避難時間の推定

現地調査を行った福祉施設を対象に、積雪期および無雪期における避難時間の推定を建築物の各階の連続性を考慮して行った。積雪期および無雪期の避難経路をそれぞれ現状に基づいて設定し、他の条件は、図1に示すとおりとする。2階の廊下における最大人口密度は車椅子および歩行器の大きさを考慮し1.2人/㎡とした。また、対象とする建築物は、地上3階建(傾斜地に建設されているため一部2階部分からの避難となる)、通常の避難口が3ヶ所で、図中のB避難口が主出入口となっている。避難時間の推定では、平面計画をA、BおよびCブロックに分割し、避難対象となる居室を歩行距離が最短となるように図に示す各避難口へ避難させる方法とした。積雪期の避難方向は、現地調査の結果から屋外避難階段が使用できないことを考慮し屋内の避難階

段へ変更した。図1に避難口周辺の積雪状況を示す。さらに、C避難口では屋外の積雪状況および避難経路の確保状況をもとに条件を与えた。また、介助にあたる職員を各居室に1人配置するものとした。避難時間の推定結果は、B避難口およびC避難口における避難開始から避難完了までの避難完了者割合を見ると図2となる。さらに、図中には(1)式から得られる2階および3の階許容避難時間を示した。

$$T_e = 8\sqrt{A} \cdots \cdots (1)$$

T_e : 指針による階許容避難時間(秒)

A: その階の居室および廊下面積の合計(㎡)

図2のように、積雪期と無雪期を比較するとB避難口の場合、最初の避難者については同時刻に避難が完了し、最終避難者が完了する時刻は積雪期では35秒遅くなる。これは、Aブロック3階の避難者が積雪期に避難経路を変更するためである。さらに、C避難口の場合、積雪期の最終避難者が25

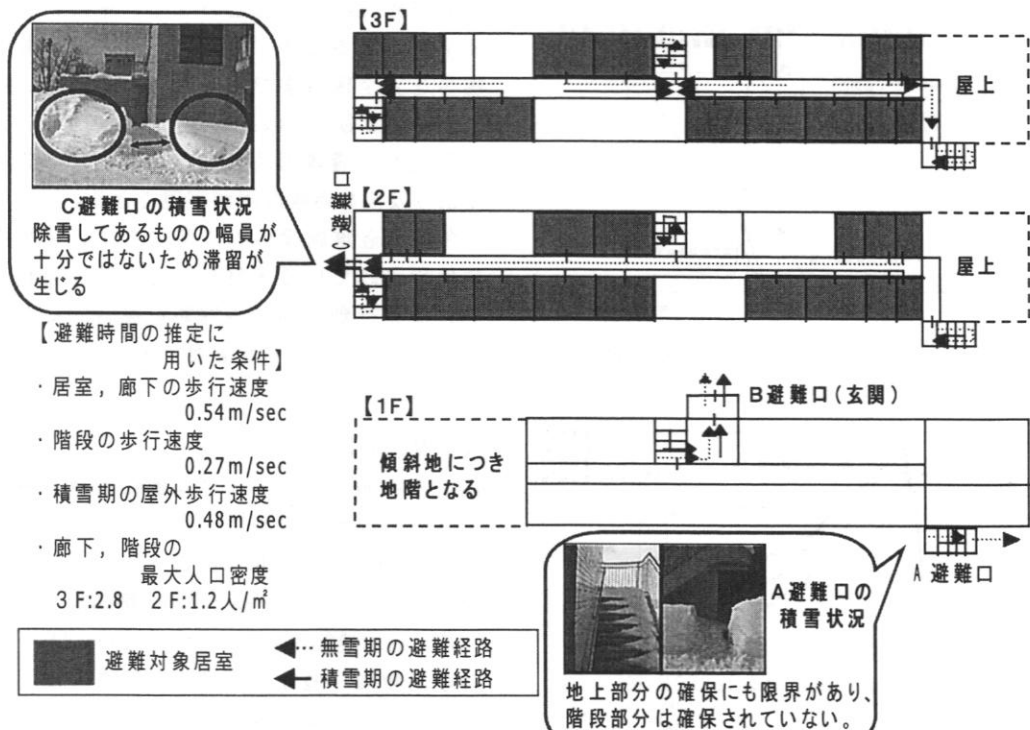


図1 対象建築物と避難経路および避難施設周辺の積雪状況

秒遅くなる。これは、C避難口外部の積雪により避難者の流出が制限されるためである。各階の階許容避難時間についてみると、両者共に許容避難時間を超えてはいないものの2階については積雪期の場合は許容避難時間との差はわずか5秒となった。次に、2階および3階の廊下における滞留者数を見ると図3となる。さらに図中には(2)式から得られる廊下許容避難時間を示した。

$$T_e = 4\sqrt{A} \dots (2)$$

T_e : 指針による階許容避難時間(秒)
 A : その階の居室および廊下面積の合計(m²)

図のように、各階共に上述の階避難時間と同様の要因から積雪期の避難時間に遅れが生じている。特に、2階における滞留の状況は、本来三方向ある避難経路を一方向に集約したために大幅に遅れが生じている。さらに、積雪期においては屋外歩行の影響により内部の滞留が増加する結果となった。

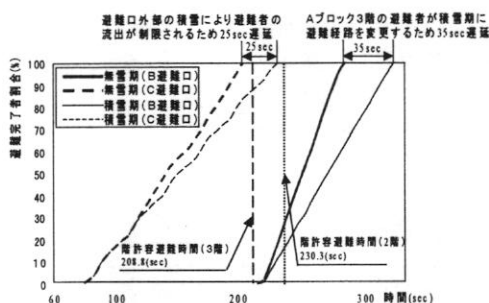


図2 シミュレーションによる避難時間

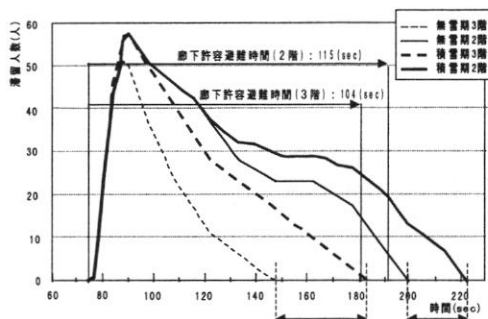


図3 各階廊下における滞留者数

4. まとめと今後の課題

避難施設の維持管理は避難時の歩行状況などを考慮し、常に避難施設としての機能を発揮できる状態にしなければならない。しかし、積雪時の維持管理と、災害弱者を対象とした避難施設の選択に対する指導が行われていない事が明らかとなった。また、積雪を考慮した避難施設がないために、維持管理がより困難になっていることも否定できない。このことから、積雪等の自然環境を考慮した避難施設の開発が急務である。

積雪時には避難施設の定義が変化し、拡大するため、設計段階から計画的配慮することが重要である。特にその建築物や利用者の性質を考慮する必要がある。調査の対象とした福祉施設のように夜間も多数の入所者がいるにもかかわらず、昼夜の職員数に格差がある場合は特に詳細な検討が必要である。また、積雪時には避難施設から安全区域までの経路確保が重要であり、経路も避難施設の一部とみなし、維持管理する必要があるため、常に除排雪される駐車場等を安全区域までの経路として捉え、計画することも一つの考え方である。さらに、避難施設と避難用医療器具を併用することにより安全な避難計画が実現できる。

今後は避難施設のみに留まらず、建築物に使用されている床材料などの特性を調査し、避難行動における問題を複合的にとらえた検討を行うことが必要である。

【参考文献】

- 1) 山形敏明 他1名: 冬期間における避難施設の現状と対策について, 日本雪工学会誌, pp. 123-130, 1996
- 2) 日本建築センター編: 新・建築防災計画指針, 日本建築センター発行, 1996.11
- 3) 細川和彦 他2名: 積雪条件を考慮した避難施設に関する基礎的研究, 日本建築学会技術報告集第7号, pp.135-138, 1999

表面積雪粒子の飛び出し風速の観測

佐藤研吾 谷藤崇 高橋修平 (北見工大)

1) はじめに

積雪表面の粒子の変態に伴う吹雪発生条件の変化を明らかにするために、ミニ風洞(図1)で表面積雪粒子の飛び出し風速の測定および積雪表面変化の観測を行った。また雪粒子間の結合力を調べるために、積雪表面における引張り実験、安息角の実験を行い、野外における地吹雪の計測により自然地吹雪との対応を調べた。なお上記した実験、観測は低温室を使わず、すべて北見工業大学グラウンド露場にて行った。

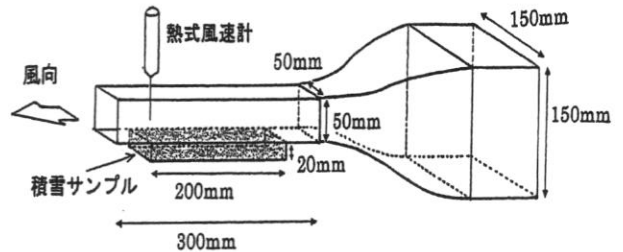


図1 北見工業大学ミニ風洞

2) 雪粒子飛び出し風速 V_T の測定

北見工業大学グラウンドにおいて、ミニ風洞(図1: 測定部 $5\text{cm} \times 5\text{cm} \times 20\text{cm}$) 下部に積雪表面より採取した自然雪面ブロック($2\text{cm} \times 5\text{cm} \times 20\text{cm}$)を設置し、風速を徐々に上げていき、雪粒子の飛び出した時の風速 V_T を測定した。図2に観測期間中の気象条件を示す。図3は1月16日から2月15日までの雪粒子の飛び出し開始風速 V_T と関連気象条件を示している。観測期間中はほぼ毎日降雪が見られたが、1cm以上の降雪があった時 V_T が小さくなった。前日に1~3cmの降雪があった1月19,26,30日は、飛び出し開始風速 V_T はおよそ 5m/s に小さくなった。しかし降雪後1~3日経過すると V_T は 10m/s 前後と大きくなった。1月10日は前日に7.6cmの降雪があったが、その後気温がプラスになり、表面融解が起こったためその後4日間はミニ風洞の風速測定限界の 15m/s でも雪粒子は飛び出さなかった。

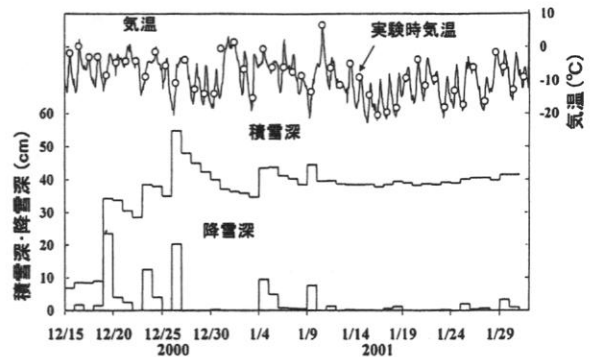


図2 気象条件

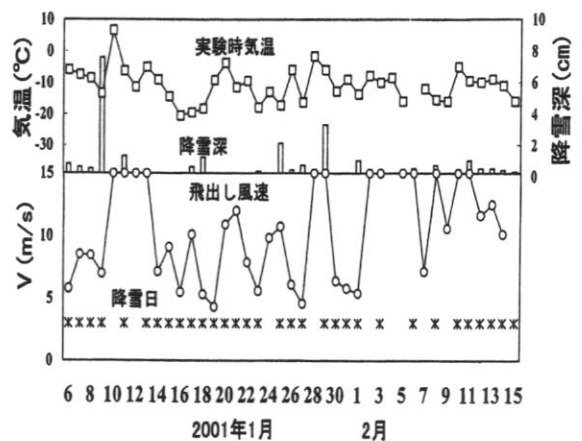


図3 飛び出し開始風速 V_T と気象条件

3) 雪粒子にかかる力の釣り合いについて

図4に示すように雪面からの抗力 F_f と空気抗力 F_v とすると、 $V_0=V_T$ で粒子が飛び出すとき、 $F_f=F_v$ より

$$C \rho_0 S V^2 = \mu mg + F_b \cdots \textcircled{1}$$

(μ : 摩擦係数 F_b : 結合力 ρ_0 : 空気密度、 S : 断面積 V_0 : 初速度 C : 抵抗係数)

静止空気中での終端落下速度を W とすると、 $F_w=mg$ より

$$C \rho_0 S W^2 = mg \cdots \textcircled{2}$$

①、②より

$$V_T = K \sqrt{\mu + F_b/mg} W \cdots \textcircled{3}$$

$$V_T = K \sqrt{\mu} W \cdots \textcircled{4}$$

(Z は風速の高さ補正の係数

$$K = \ln(Z_1/Z_0) / \ln(Z_2/Z_0)$$

となり、飛び出し開始風速 V_T と終端落下速度

W は $\sqrt{\mu}$ で比例関係にあることが考えられる

ので、 V_T と W の相関を調べると相関係数 $R=0.9$ の正の相関が得られた。(図5)

4) 粒子における表面摩擦力の測定

表面雪粒子の結合度合を測定するために18cm×18cm フェルト布地を雪面上に置き、引っ張ることにより最大表面摩擦力 F_f を測定した(図6)。図7に F_f と飛び出し開始風速 V_T を示す。新雪が降ったとき、 V_T が小さくなると共に、 F_f は小さくなる傾向を示した。そこで図8において F_f より求めた摩擦係数 μ と V_T との関係を示す。黒丸は新雪、白丸は旧雪を示す。先ほどの関係式

$$V_T = K \sqrt{\mu} W \cdots \textcircled{4}$$

という粒子間結合力を考慮しない理論式上に新雪がプロットされ、また理論式上にプロットされていない旧雪は

$$V_T = K \sqrt{\mu + F_b/mg} W \cdots \textcircled{3}$$

という式で表され、 F_b のために V_T が大きくなると考えられる。

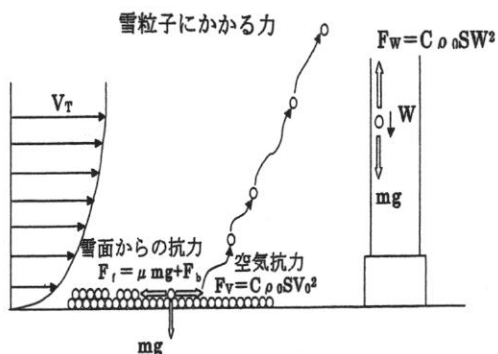


図4 雪粒子にかかる力

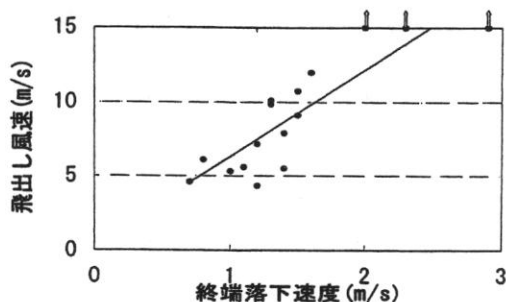


図5 飛び出し風速 V_T と終端落下速度の関係
フェルト生地

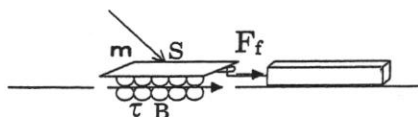


図6 表面摩擦力実験模式図

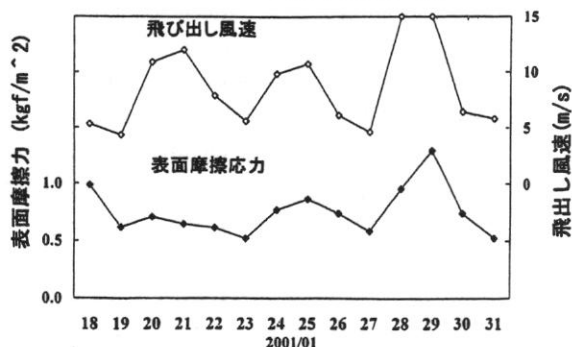


図7 飛び出し風速 V_T と表面摩擦応力の関係

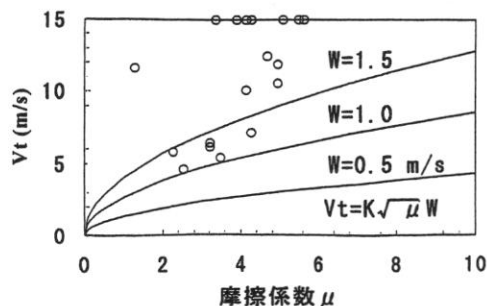


図8 V_T と摩擦係数 μ の関係

5) 安息角について

雪粒子間の摩擦係数を測定するために別な実験として安息角の測定を行った。正面をアクリル板にした箱(図 9(a):60cm×37.5cm×30cm)の内部(図 9(b))に直径3cm の円盤を高さ15cm に設置し、上部の漏斗から雪を落として形成させた円錐型雪形状から安息角で求めた。図 10(a)、図 10(b)に示すように新雪時と降雪後2日経過した雪とでは、角度、高さともに著しく変化しているのがわかる。安息角は旧雪が 75° 以下新雪は 75° 以上で分けることができる。安息角より求めた摩擦係数 μ と V_T との関係を示した(図 11)。図中の黒丸は新雪、白丸は旧雪を示している。新雪は理論式(4式)に一致するような傾向を示し、旧雪は粒子間結合力の存在により V_T が大きくなっていると考えられる。図 12 に Fb/mg を求めた計算例を示す。 V_T が 15 m/s の旧雪のときはおよそ結合力 Fb が自重の15～20 倍であることがわかる。

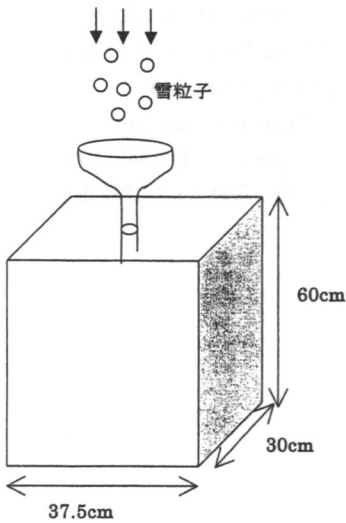


図 9(a) 安息角実験装置(外側)

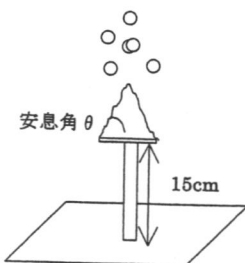


図 9(b) 安息角実験装置(内側)

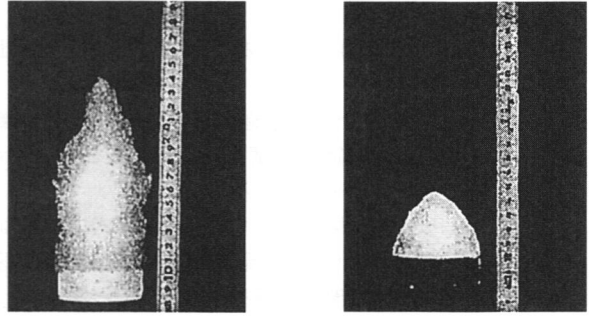


図 10(a) 新雪時の安息角 図 10(b) 降雪二日後の安息角

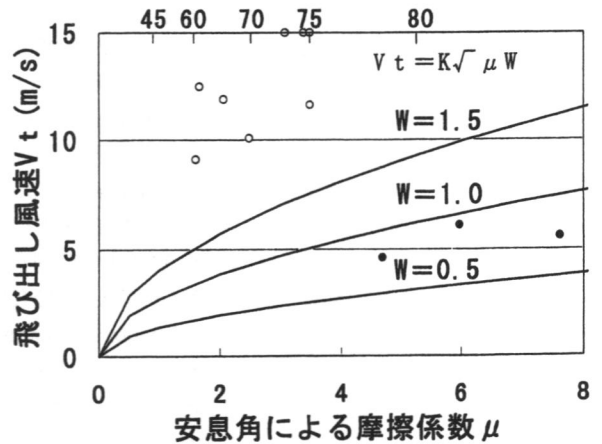


図 11 V_T と安息角による摩擦係数 μ の関係

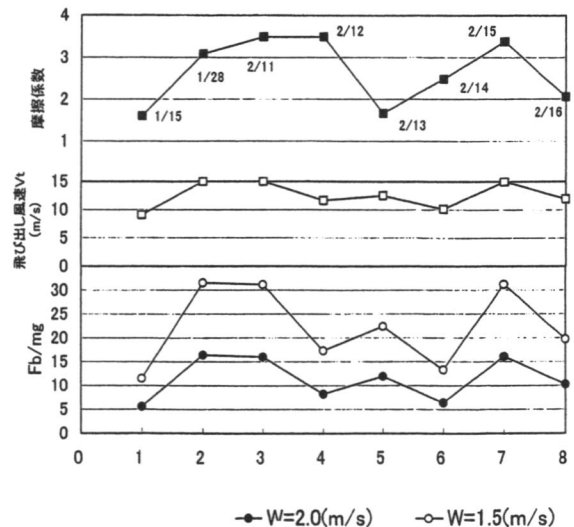


図 12 V_T と μ による Fb/mg の概算

6) まとめ

- (1) ミニ風洞内における降雪直後の雪粒子飛び出し開始風速 V_T は降雪深 1cm 以上の時、5m/s であった。
- (2) 降雪後 1~3 日経過後では V_T は 10m/s 前後と大きくなった。
- (3) V_T と終端落下速度 W はよい対応を示し($R=0.9$)、これは雪粒子の変態に伴う空気抵抗係数の変化によるものである
- (4) 安息角は新雪時に 75° 以上となり、旧雪は 75° 以下となった。
- (5) 安息角より求めた摩擦係数 μ と飛び出し風速 V_T の関係から 1 月の雪の場合の粒子間結合力 F_b を自重で割った値を概算することができた。

参考文献

- Bagnold.R.A.F.R.S. (1941) : The Physics of Blown and Desert Dunes.
Chapman AND Hall ,265p
- Budd.W.F. Dingle W.R.J. Radok .U (1966) : The Byrd Snow Drift Project Outline
and Basic Results(Part II ; S5.S6),Antectic Res. Ser.,9, 71—134
- Radok.U (1977) : Snow Drift. Journal of Glaciology , 19 ,No81 , 1977,123—138
- Chepil.W.S (1965) : Transport by Wind Chapter7 Transport of Soil and Snow by
Wind. Meteorological Mmonographs,July1965, 6, No28,124—130
- GILLERTTE.Dale A. (1974) : ON THE PRODUCTION OF SOIL WIND EROSION
AEROSOLS HAVING THE POTENTIAL FOR LONG RANGE TRANSPORT.
JOURNAL DE RECHERCHES ATMOSPHERIQUES 8、735—744
- Nishimura .K, Sugiura .K ,Nemoto .M ,Maeno.N (1998) : Measurements and
Lsimulations of snow-particle saltation. Annals of Glaciology, 26, 184—190
- 前野紀一・遠藤八十一・秋田谷英次・小林俊一・竹内政夫(2000) : 基礎雪氷学講座Ⅲ雪
崩と吹雪 . 古今書院、232 p
- 進藤章二朗(1992) : 低速風洞実験法. コロナ社、152p

しもざらめ雪の形成および雪面の昇華蒸発に伴う 安定同位体組成の変化

八久保晶弘¹・鎌田慈²・佐藤篤司³・橋本重将⁴・中尾正義⁵

(1:北見工業大学 2:産業技術総合研究所 3:防災科学技術研究所

4:名古屋大学大学院理学研究科 5:総合地球環境学研究所)

1.はじめに

積雪はそれ自身が広大な面積の氷表面を持ち、氷と水蒸気との間で莫大な量の水分子を交換し合っている。すなわち、気象学で用いられる積雪のマクロな昇華量は、ミクロな視点から見れば氷表面における莫大な昇華蒸発量と昇華凝結量との間の僅かな差に過ぎない。またその際、水素・酸素の安定同位体で構成される HD^{16}O や H_2^{18}O などの「重たい水」の存在比（それぞれ δD および $\delta^{18}\text{O}$ ）が、相変化に伴う分別によって僅かに変化する。降雪の安定同位体比は水蒸気の凝結温度や水蒸気輸送過程などに依存しているため、積雪は安定同位体比について層構造を形成しているが、雪面や積雪中での活発な昇華によってこの安定同位体比のプロファイルがどのように変化していくのか、が本研究の興味の対象である。

雪面を含む積雪表層近傍では大きな温度勾配がかかりやすく、マクロな水蒸気移動が見られるので、安定同位体比プロファイルは容易に変化する。例えば、Satow and Watanabe (1985)は氷板入りの積雪試料に温度勾配をかけた実験を行ない、氷板の有無によって酸素同位体比プロファイルがどのように変化するかを考察した。また、Sommerfeld (1991)は同様の実験から $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ の変化を求め、積雪内の水蒸気輸送距離は少なくとも粒子サイズ以上であると結論づけた。加えて、Sommerfeld (1991)は積雪試料の上方をオープンにして雪面における昇華の影響を調べる実験も行っており、表層の δD および $\delta^{18}\text{O}$ が1ヶ月でそれぞれ 50‰、12‰ほど増加するという結果を得ている。

一方、Hachikubo *et al.* (1997)は野外において

放射冷却した雪面への水蒸気輸送の集中について調べ、積雪表層の $\delta^{18}\text{O}$ の変動を求めた結果、雪面が昇華蒸発すると $\delta^{18}\text{O}$ が数‰増加し、昇華凝結すると逆に減少する傾向が得られた。また、Hachikubo *et al.* (2000)は低温室でしもざらめ雪を人工的に作成し、 $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ プロファイルが温度勾配方向に定量的にどの程度変化するかを調べた。その結果、積雪試料の δ 値は高温側で増加・低温側で減少したこと、そして積雪内の対流の効果や動的な同位体効果による安定同位体分別の昇華速度依存性の存在が示唆された。これらの成果については、八久保ほか(2000)によってさらに解析された結果が報告されている。

本研究では、以上の成果についてさらに精密な環境コントロールを行ない、安定同位体分別の温度・積雪密度依存性を明らかにすることを目的としている。すでに鎌田ほか(1999)は、精密な温度コントロールが可能でかつ大きな温度勾配をかけられる実験装置を用いて、しもざらめ雪結晶の粒度解析から求めた成長速度と温度・温度勾配・水蒸気フラックスを求めている。今回、この実験装置を改良したものを用いて以下の実験が行なわれた。

2.実験装置および実験方法

防災科学技術研究所新庄雪氷防災研究支所の低温室にて、積雪に大きな温度勾配をかけてしもざらめ雪を短時間で作成する実験 1、および積雪試料の上面を昇華蒸発させる実験 2 の2種類が行なわれた。

2.1 実験 1

実験装置の概要図を図1に示す。まず、約

-10℃の低温室内に木製の恒温箱(0.6m×0.7m×1.2m)を設置し、ヒータとファンから構成される温度調節装置によって恒温箱内の温度を-10±1℃に保った。恒温箱内に設置された実験装置本体は、Cold plate(上下に1個ずつ、外部の循環型恒温槽に接続)・断熱壁・10個のパンで構成される。パンは図のような内径0.25m×0.25m×0.02mの木枠にポリエステル製ネット(製品名:プランクトンネット)が張られたもので、水蒸気を透過させることができる。これにこしまり雪をふるい入れ、重箱状に重ねた後に断熱壁で囲んで2個のCold plateで挟んだ。なお、こしまり雪には新庄雪氷防災研究支所の雪氷防災実験棟で人工的に作られた新雪を保管して作られたものを、ふるいでよくほぐして用いた。したがって、本研究では初期状態の積雪試料の安定同位体組成は一樣であると仮定して解析を行なう。

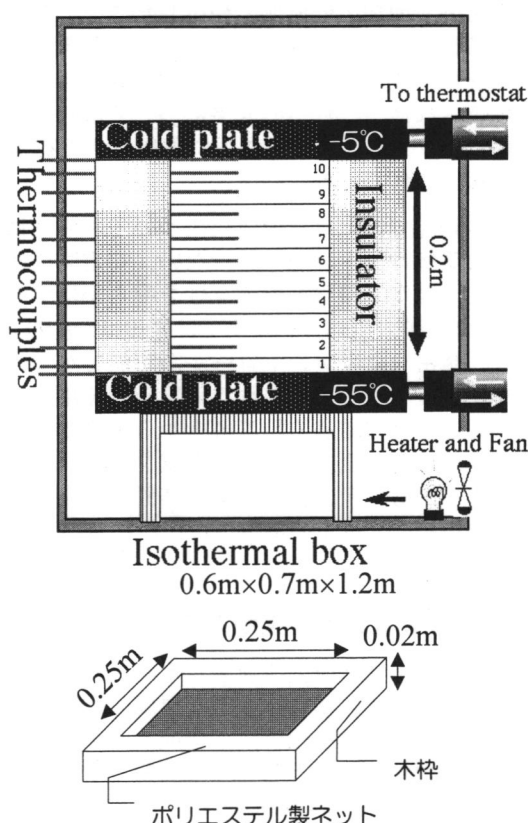


図1 実験装置の概略図(実験1)。

各パンの積雪試料の密度はふるいによって 418 ± 2 (kg m^{-3})に設定された。Cold plateの設定温度については、A:上側-5℃・下側-55℃、B:上側-55℃・下側-5℃の2種類の実験が行なわれ、温度勾配は約 2.5°C m^{-1} だった。いずれも実験時間は88時間(4日弱)である。実験終了後、重ねたパンを注意深く切り離し、実験前後の各パンの重量を測定した。また、実験中の試料内の温度分布を確認するために、各パンの中央の温度を熱電対で測定した。安定同位体測定用の試料については、各パンの中央部で約100g分がそれぞれ採取された。これに加えて、各パンの位置における積雪粒子の成長速度をもとめるために、積雪粒子の接写写真撮影も合わせて行なわれた。なお、この積雪粒子の粒径・平均成長速度および $\delta^{18}\text{O}$ については現在解析中である。

2.2 実験2

内径が縦207mm(底部分は190mm)、横300mm(底部分は280mm)、高さ48mmのプラスチック製バットを複数用いた。これらのバットに実験1と同様のこしまり雪をふるい入れ、3種類の環境温度(-4℃、-10℃、-18℃)、風の有無、2種類の実験時間(96時間、191時間)で環境条件を変えて行なわれた。積雪密度は 447 ± 11 (kg m^{-3})に設定された。ただし、温度条件については特別な恒温システムを用いなかったため、環境温度のばらつきは比較的大きい。実験終了後は、雪面から5mm~10mmおきにスライスし、安定同位体測定用の試料を採取した。

3.実験結果および考察

3.1 実験1

10個のパンによって区切られた積雪試料各層の δD プロファイルを図2に示す。試料作成時の δD は、試料下側を冷却した実験A、試料上側を冷却した実験B共にそれぞれ $-28.5 \pm 0.4\text{‰}$ である。図2より、明らかに有意な δD プロファイルの変化が認められる。特徴的なのは、6~8cm程度の周期で「重たい」層と「軽い」層が現われている点である。この周期現象については後述する。

また、実験 B の最下層は温度が最も高い(約 -5°C) 部分であり、昇華蒸発が卓越してかなり重くなっている一方、温度が最も低い(約 -55°C) 最上層では昇華凝結が卓越して若干ではあるが軽くなっていることが分かる。この傾向は Hachikubo *et al.* (2000) および八久保ほか(2000)で報告されているが、実験 A の結果についてはこのような傾向は認められない。その理由については推測の域を出ないが、対流が起きると考えられる実験 B に対して、実験 A では水蒸気輸送量が自己拡散のみで小さくなるため、上述の傾向は誤差の範囲にとどまったと考えるのが妥当であろう。

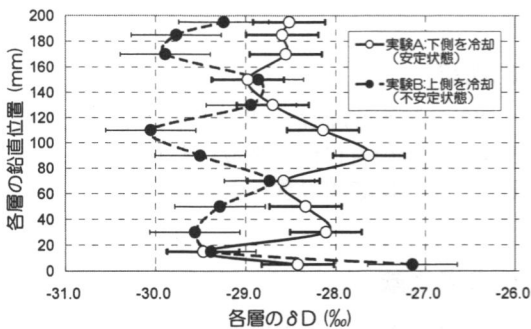


図2 実験1終了後の各層の δD プロファイル。

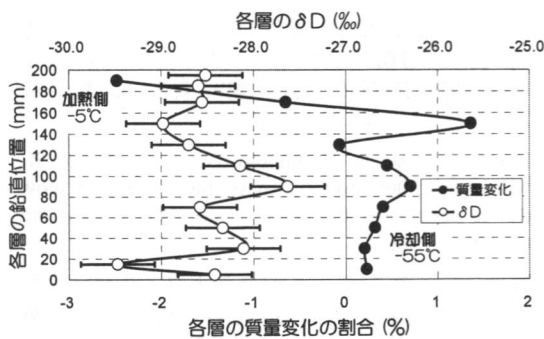


図3 実験1終了後の各層の質量変化と δD (実験 A)。

次に、実験 A に関する各層の質量変化と δD プロファイルを図3に表わした。質量変化についても同様の周期模様がみられ、中間層でも明らかな重量の増減が認められる。このことは、ただ単純に高温側で昇華蒸発して重量

が軽くなり、低温側で昇華凝結して重くなるだけではないことを示している。また、重量の増加したある中間層が昇華凝結の卓越した部分であるとすれば、その層の δD は軽い水蒸気の集中によって相対的に減少すると考えられるが、図3では必ずしもそのように対応していない。

なお、実験 B の各層の質量変化については、各層間の癒着が強力で切り離しが困難だったため、今回は残念ながら信頼できるデータが求められなかった。

3.2 実験2

表1 実験2の実験条件。

試料番号	温度($^{\circ}\text{C}$)	風	実験時間(h)	昇華潜熱(W m^{-2})	雪面低下量(mm)
1	-9.5 ± 1.3	なし	96	-2.5	0.7
2	-9.5 ± 1.3	なし	191	-3.2	1.8
3	-9.6 ± 1.9	あり	96	-13.3	3.7
4	-9.6 ± 1.9	あり	191	-11.4	6.3
5	-17.6 ± 1.2	あり	96	-6.6	1.7
6	-4.0 ± 1.8	なし	96	-5.5	1.5

実験2で使用した積雪試料6つに関する実験条件などを表1にまとめた。いずれも温度変化の標準偏差は 2°C 以内であった。また、表中の風については低温室の冷凍機の送風口の前に設置したものとそうでないものとの差であり、風速の測定は行なわれていない。昇華潜熱は $3 \sim 13 \text{ W m}^{-2}$ の範囲内にあり、実験終了までの雪面低下量は最大で 6mm 近くに達したため、雪面のごく表層部分は完全に昇華蒸発して失われたものと考えられる。

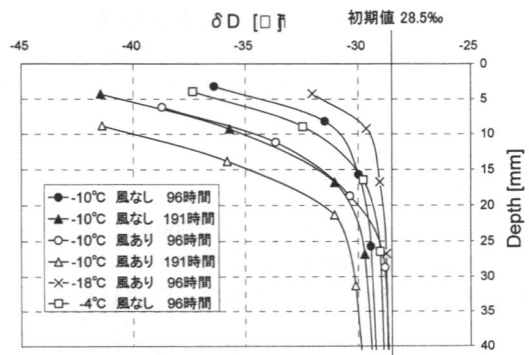


図4 実験2終了後の δD プロファイル。

図4は実験2終了後の積雪試料6つに関する δD の鉛直方向プロファイルである。ただし、図中の縦軸は初期状態の雪面からの深さを表わしている。図4から、 δD プロファイルの変化量はどの試料も深さ方向に指数関数的に減少しており、雪面から少なくとも2-3cm程度の深さまでは安定同位体プロファイルが十分変化していることが分かる。また、同じ温度条件では風のある方もしくは実験時間の長い方が δD プロファイルの変化量は大きく、より深くまで影響が見られる。実験時間が同じで風のない状態では温度の高い方が若干、 δD プロファイルの変化量が大きい。

実験2の結果で注目すべき点は、雪面から以上のような昇華蒸発があったにも関わらず、雪面近傍の δD が減少していることである。氷表面が昇華蒸発するとき、軽い水分子から選択的に飛び出していくとすれば、残された氷表面には相対的に重い水分子が多く取り残されるだろう。例えば、Hachikubo *et al.* (1997)は、野外において雪面が昇華蒸発する際に $\delta^{18}O$ が数‰増加したと報告しており、一見するとこの説明は正しいように見える。

しかしながら、冒頭でも述べたように、氷表面と周囲の水蒸気との間では水分子のやりとりが活発に行なわれている。つまり、この水蒸気の安定同位体組成が不明なままでは、氷表面の安定同位体組成を記述することは本来不可能である。本実験の場合は、低温室内の水蒸気の δD が極めて小さい値であったと推定される。そして、雪面付近で莫大な量の水分子のやりとりをするうちに、重い水分子も昇華蒸発して出ていき、氷表面を構成する水分子が次第に軽い水分子に置き換わった結果、 δD が減少したと考えられる。

4.まとめと今後の展望

Sokratov and Maeno (1998, 2000)は、温度勾配をかけた積雪試料の温度分布・密度分布が波状構造を持つことを精密な室内実験によって明らかにし、これを準定常状態であると説明した。本実験ではこの積雪密度の波状分布を追試・確認したことになる。もし、試料内の質量分布がこのように不均一になるとすれ

ば、安定同位体プロファイルも同様に波状分布になると予想される。しかしながら、 δD に関して同様の周期模様が確認されたにもかかわらず、質量変化との対応は見られなかった。この理由については不明であるが、いずれにしても、実験1に関しては試料2個分しか実験が行なわれておらず、データ不足の感は否めない。さらに温度・温度勾配・積雪密度などを変化させた実験を行なう必要がある。

一方、実験2についてもさらに不明な点が多い。特に、昇華によってバルクの試料の安定同位体組成を変化させるほどの水分子の交換が固相～気相間でいかにして行なわれるのか、これは今後の重要な研究課題であろう。

5.謝辞

積雪試料の δD 測定の際には、東工大総合理工学研究科の吉田尚弘教授にお世話になりました。ここに感謝の意を表します。

6.参考文献

- Hachikubo, A., H. Motoyama, K. Suzuki and E. Akitaya (1997) Fluctuation of $\delta^{18}O$ of surface snow with surface hoar and depth hoar formation. *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, No. 11, 94-102.
- 八久保 晶弘・橋本 重将・中尾 正義・本山 秀明・鈴木 啓助・西村 浩一 (2000) 霜結晶による積雪表層の安定同位体分別過程, 雪氷, 62巻, 3号, 265-277.
- Hachikubo, A., S. Hashimoto, M. Nakawo and K. Nishimura (2000) Isotopic mass fractionation of snow due to depth hoar formation. *Polar Meteorology and Glaciology*, 14, 1-7.
- 鎌田 慈・セルゲイ A.ソクラトフ・佐藤 篤司 (1999) 極低温下におけるしもざらめ雪の成長. 第15回寒地技術シンポジウム講演論文集, 7-12.
- Sokratov, S.A. and N. Maeno (1998) Wavy temperature and density distributions formed in snow. *Annals of Glaciology*, Vol.26, 73-76.
- Sokratov, S.A. and N. Maeno (2000) Effective water vapor diffusion coefficient of snow under a temperature gradient. *Water Resources Research*, Vol.36, No.5, 1269-1276.

積雪層構造モデル：Crocusの検証実験

八久保晶弘¹・青木輝夫²・榎本浩之¹

(1:北見工業大学 2:気象研究所)

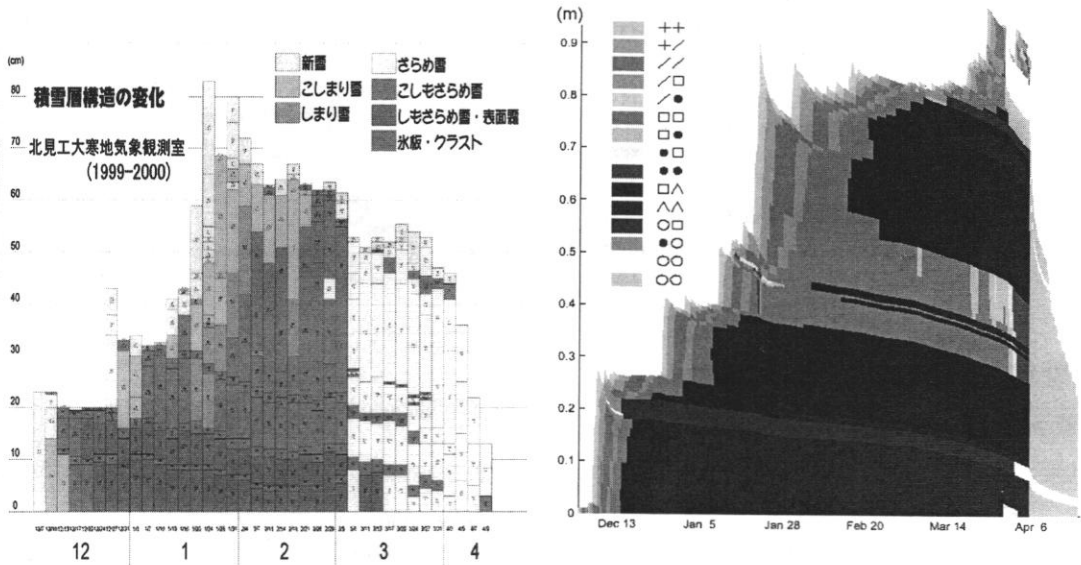


図1 1999-2000 シーズンの積雪断面の時系列変化。左：野外観測結果、右：Crocus による計算結果。

1.はじめに

表層雪崩の予測や GCM 中の積雪表現過程の改良などを目的として、気象データから層構造を推定する積雪層構造モデルが世界各国で開発されている。筆者らは、フランス気象庁で開発された積雪層構造モデル、Crocus (Brun *et al.*, 1989, 1992) の検証、および雪面アルベドの粒径・不純物依存性のパラメータ化を主目的として、フラックス解析に必要な気象要素と積雪断面構造の両データセットを得るために野外観測を行なっている。

筆者らは昨年、1999-2000 年に北見で行なわれた気象観測と積雪断面観測の概要について報告し、観測から得られた雪面アルベドの特性、特に可視域・近赤外域における波長依存性について考察を行なった (八久保ほか、2000)。今回は 2000-01 年の最新データも合わせて、Crocus による積雪層構造の再現を試み、計算結果と実測とを比較検討した結果を報告する。

2.観測内容

気象観測は、北見工大寒地気象観測室の露場にて、1999 年 11 月下旬～2000 年 4 月中旬、2000 年 12 月中旬～2001 年 4 月上旬に行なわれた。観測項目は、気温・湿度・風速・全天日射量・反射日射量・赤外放射量 (上向き・下向き)・散乱日射量・エアロゾル濃度・積雪下面における地熱流量などである。日射量については波長 695nm のカットオフフィルタを使用して、可視域と近赤外域に分けて測定されている。なお、本報告では上述の観測データのうち、Crocus 運用に必要なものだけを用いる。

一方、隣接した場所で週に 2 回、積雪断面観測が行なわれた。観測項目は、層構造 (雪質・粒径)・雪温・密度・含水率の各鉛直プロファイル、および不純物濃度分析用の積雪サンプリングと粒径測定用の積雪粒子の接写撮影・レプリカ作成である。ただし、後者の 2 項目については現在解析中である。

3. Crocus の概要

Crocus は実用的な雪崩予報のために開発され、各国の積雪研究者の手によって検証や改良が行なわれている。Crocus の入力パラメータは、気温・風速・湿度・降水量・雨雪判別・大気放射量・直達日射量・散乱日射量・雲量の 9 つの気象要素である。一方、積雪深や積雪水量、積雪層構造（雪質・粒径や雪温・密度・含水率の各鉛直プロファイル）、雪面における熱収支成分の時系列データなどが計算結果として出力される。

今回の Crocus を用いた計算結果では、特に断わらない限り、各種パラメータは default 値のままで計算されている。

4. 観測結果とモデル結果との対比

積雪層構造

1999-2000 シーズンの断面観測結果を図 1 左に示した。12 月中旬の積雪の少ない時期に形成されたしもざらめ雪の層は、2 ヶ月以上にわたって積雪底部に保存されている。また、12 月下旬からの度重なる降雪は、新雪からこしまり雪、しまり雪を経てこしもざらめ雪に変化している。これらの層はその後、3 月上旬の気温上昇によって全層が 0℃に達し、ざらめ雪となった。積雪中に顕著に見られる氷板やクラストはそれぞれ、降雨や気温上昇による表層の融解・再凍結によって形成されたものである。

次に、Crocus による同シーズンの積雪層構造の時系列変化の再現結果を図 1 右に示した。12 月に形成された顕著なレインクラスト（ざらめ雪で表現）や、その下部のしもざらめ雪がよく再現されている。また、レインクラスト上の降雪は新雪からこしまり雪を経て、最終的にはほとんどの層がこしもざらめ雪に変化している。しかしながら、全体的に積雪深を過大評価する傾向が見られる。特に 2 月頃からその差が大きくなりはじめ、計算終了日の 4/20 になってもなお積雪が残っている（実際の消雪日は 4/11）。また、3 月上旬の融解イベントの影響は表層付近にとどまり、全層が融解しはじめるのは 4 月からである。

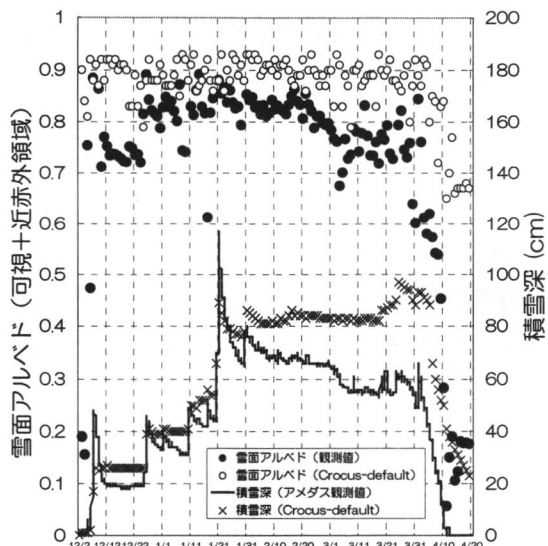


図 2 1999-2000 シーズンの雪面アルベドと積雪深。

雪面アルベド

1999-2000 シーズンの雪面アルベドと積雪深の時系列変化を図 2 に示した。雪面アルベドに注目してみると、Crocus はこれをかなり過大評価している。その理由として、Crocus では表面積雪の光学的粒径だけで雪面アルベドを決定しているために、積雪が少ないときの地面の影響や、光学的粒径の異なる多層構造の効果を Crocus は表現できないことが第一に挙げられる。加えて、不溶性不純物による可視域のアルベド低下を Crocus は考慮しておらず、冬期間に降下した汚れが積雪表層に蓄積されてくる融雪期には、なおいっそう過大評価することになる。

Crocus が雪面熱収支をよく再現しているかどうかは、雪面温度の計算結果で判断できる。図 3 は冬期 2 シーズン分の雪面温度の観測値と計算値との関係である。平均すると 2℃程度の過小評価傾向が見られる。このことは、雪面熱収支の各成分のうち、雪面への入力成分が系統的に過小評価されていることを示唆している。

図 4 は 2000-2001 シーズンの雪面アルベドと積雪深の時系列変化を表わしている。ここでは Crocus のアルベドパラメータが default

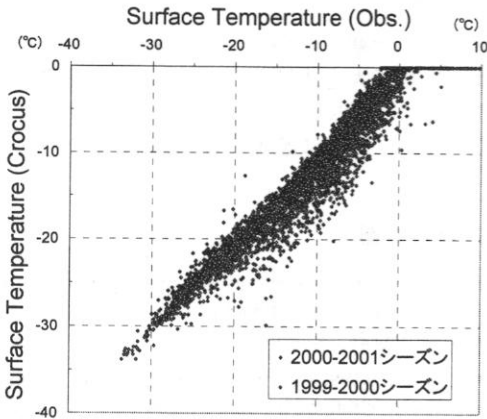


図3 雪面温度の観測値とCrocus計算値との比較。

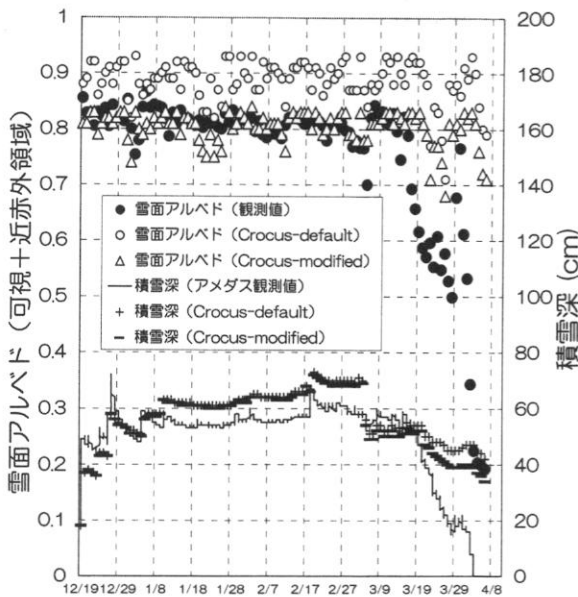


図4 2000-2001シーズンの雪面アルベドと積雪深。

値のまま(図中:Crocus-default)、および雪面アルベドの最大値が観測値と同程度になるようチューニングしたもの(図中:Crocus-modified)の2種類の実験を行なった。まず雪面アルベドの時系列変化に着目すると、実際の融雪期(3月後半~)に至る前の雪面アルベドの変化は観測値と概ね一致しているが、融雪期以降には依然として大きなギャップが

見られる。また注目すべきことは、雪面アルベドを1割程度低下させることによって日射の吸収量が増加したにもかかわらず、積雪深がほとんど変化していないことである。そこで、全期間の平均の熱フラックスを計算した結果を表1に示した。

表1 Crocusによる2000-2001シーズンの平均熱フラックス(雪面入射方向が正)。

[W m ⁻²]	Crocus-default	Crocus-modified
短波収支	6.6	11.1
長波収支	-28.1	-30.0
顕熱	16.2	14.6
潜熱	0.8	0.2
雨・雪熱	-0.2	-0.2
伝導・融解熱	5.7	5.3

雪面アルベドを減少させたことによって、短波放射量の収支は約7割増加している。しかし、この増加分は積雪下層からの伝導熱の減少あるいは融解熱の増加にほとんど結びついていない。雪面温度の上昇によって、雪面からの長波放射量が増加し、雪面に向かう潜熱・顕熱が僅かではあるが減少することによって、短波放射量の増加分が相殺されていることが表1から判断できる。

4.まとめと今後の展望

北見において気象観測・積雪観測を同時に行ない、積雪層構造モデル:Crocusの検証に必要な気象要素と積雪断面構造の良質なデータセットが2シーズンにわたって得られた。これらをもとに、Crocusによる積雪層構造の再現を行ない、計算結果と実測との比較検討によってモデルの問題点の解明を試みた。

まず、Crocusは積雪深を過大評価している。これは積雪の圧縮粘性係数が実際より大きめに設定されているものと思われる。また、雪面アルベドも1割程度の過大評価傾向にあり、0.8以下に下がることが減多にない。すなわち、積雪粒子の粒径パラメータを用いたアルベド計算過程にも何らかの問題があると考えられ

るが、雪面熱収支がうまく再現されていないことから、この傾向は複合的原因による可能性も否めない。

Crocusのdefaultパラメータには標高の高いフランスアルプスで経験的に求められた値が使用されているため、モデルでは考慮されていない「積雪表層の汚れ」がアルベド低下を促す重要なファクターと考えられる。また、この「汚れ」は環境のエアロゾル濃度と関連がある可能性があり、2000-2001シーズンにパーティクルカウンタを導入して露場付近のエアロゾル濃度データを得ている。今後はサンプリングされた積雪層の不純物濃度分析を行ない、積雪粒子の粒度解析やエアロゾル濃度データと合わせて定量的な議論を進めていくと同時に、乱流輸送係数や積雪の圧縮粘性係数などの積雪に関する基本的なパラメータについて、一つ一つ検証していく必要があると思われる。

5.謝辞

北見工大寒地気象観測室の露場使用の際には、北見工大土木開発工学科環境水理研究室の佐渡公明教授、中尾隆志助手にお世話になりました。ここに感謝の意を表します。

6.参考文献

Brun *et al.*, (1989) An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **35**(121), 333-342.

Brun *et al.*, (1992) A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **38**(128), 13-22.

八久保 晶弘・青木 輝夫・榎本 浩之 (2000) 北見における気象・積雪断面観測(1999-2000)の概要. 「北海道の雪氷」(日本雪氷学会北海道支部機関誌), 第19号, 14-17.

支笏湖畔の同時多発雪崩

○山田高嗣, 山田知充 (北大低温研), 大槻政哉, 竹内政夫 (日本気象協会)

川島由載, 池田保夫 (ドーコン)

1. はじめに

2001年2月1日午後4時半ごろ, 国道453号支笏湖畔の約4km区間(図1)において, 多数の斜面からほぼ同時に雪崩が発生した。雪崩は道路および湖まで到達し, バスと乗用車が立ち往生する被害が出た。その後, 雪崩発生危険性があるため, 昼間の監視や夜間通行止めなど, 3月下旬まで通行規制が行われた。支笏湖畔では, 表1に示すように1991年2月16日以来雪崩の発生記録がない上, 今回のように同時に多発した事例は雪崩の記録としても珍しい。雪崩発生予知に役立つ貴重なデータとなると考えられるので, ただちに現地調査を実施した。さらに, 過去の気象データを用いて雪崩発生と気象条件の関係について考察したので, ここにその結果を報告する。

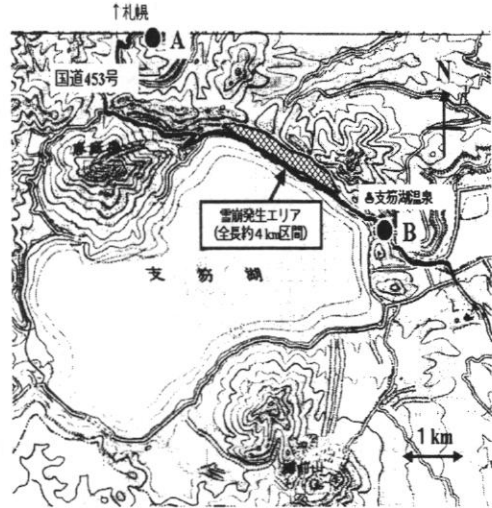


図1. 支笏湖周辺地図

●: 気象観測点 (A:北奥漁, B:支笏湖畔)

2. 雪崩の概要

雪崩が発生した翌日(2月2日)に現地調査を行った結果, 道路沿いの斜面計16箇所において表層雪崩の跡が確認され, 沢状斜面以外に樹木密度の大きい斜面からも発生していた。雪崩には, 大きなもので標高650m付近から発生し標高約250mの湖まで到達したものがあり, 各雪崩斜面における発生区の勾配は $35\sim40^\circ$, 斜面方位はすべて南西向きであった。また, 3月2日にも1箇所ではあるが, 2月1日に発生した時と同じ斜面において全層雪崩が発生した。

表1. 支笏湖周辺の過去の雪崩履歴

3. 発生後の現地調査

比較的規模の大きかった第6覆道上の沢で発生した雪崩斜面を選び, 発生の翌日に積雪調査を行った。デブリ域の堆積の様子を図2(a)に, 積雪観測結果を図2(b)に示す。デブリ域では, 硬くしまった雪が堆積し, その上に比較的軟らかい雪塊が散らばっており, 覆道上をほぼすべて埋め尽くしていた。覆道上のデブリ堆積量は約 4000m^3 と推定された。デブリ内部には厚さ15cmの氷板が確認された。これは, 雪崩が停止する時の摩擦熱による融解・再凍結で形成されたと考えられる。また, 扇状の堆積域には,

※和泉・他(1996)より

発生日	場所	備考
1965年2月15日	支笏湖畔丸山～美笛間林道(3ヶ所)	不通
1970年2月9日	支笏湖周辺道路	不通
1970年3月16日	支笏湖畔道道砥石山付近	救助隊, 1名死亡
1970年3月16日14:30	支笏湖畔道道砥石山付近	通行人
1991年2月16日	道道札幌支笏湖線(8ヶ所)	通行止め
2001年2月1日16:30	国道453号支笏湖畔(16ヶ所)	車立ち往生

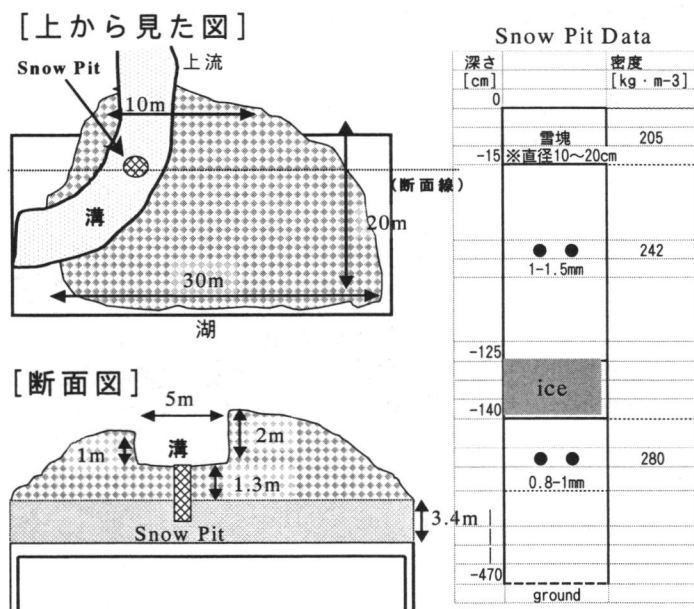


図2. (a)デブリ付近の様子(模式図)

(b)積雪断面観測結果

深さ [cm]	粒径 [mm]	密度 [kg・m ⁻³]
99		
90	+ / (風成)	0.5-1 150
70	/ /	0.8-1 167
68	□ □	1-1.5 450 ← 弱層
64	□ □	1-1.5 333
57	□ ○	1-2 192
56	▽ ▽	
48	○ ○ □	1-2 275
34	○ ○	3< 250
20	○ ○	2-3 210
10	● ○	1-1.5 257
笹と混在		

図3. 積雪断面観測の結果
(層構造・密度分布)

深さ1~2m, 幅約5mの開水路状の溝があった。この溝は、非常に硬く滑らかな壁面を表し、後続の雪崩が先行の雪崩を削剥したものと考えられる。

一方、斜面上部では、風により再堆積した新雪で覆われていたため破断面をはっきりと確認できなかった。そこで、発生区と思われる標高約500m地点で自然積雪の断面観測を行った。その結果(図3), 下層はザラメ、こしもざらめ、氷板の層からなっていた。深さ68cm~70cmの位置にこしもざらめ雪の弱層があり、その上に厚さ約30cmの新雪とこしまり雪からなる層が確認された。弱層のせん断強度は88kgf・m⁻²であり、積雪荷重(46.9kg・m⁻²)と斜面傾斜 θ (35度と仮定)から積雪安定度(SI=(せん断強度指標 shear frame index)÷(積雪荷重・sin θ cos θ))を計算すると3.99となった。この結果は、積雪が比較的安定していたことを示している。

図4に、雪崩発生箇所から約2km離れた北奥漁(道路テレメーター、標高約600m)と約1km離れた支笏湖畔(AMeDAS、標高約250m地点)の気象データを示す。雪崩が発生した2

月1日に気温の上昇(0℃付近まで昇温)と共に多量の降雪(24時間で59cm)が認められた。密度の大きい新雪層が短時間に多量に堆積し、自重が新雪の破壊強度を超えて雪崩に至ったと推定された。そこで、この様な事例を過去に遡って検討してみる。

4. 気象データの解析

表1に示した支笏湖周辺における過去の雪崩履歴の中で、気象観測データがある1991年2月16日の雪崩事例を取りあげ、当時の気象条件との関係を考察した。雪崩発生前の気象データによると、雪崩発生前日(2月15日)から積雪深が1日に36cmも増加し、気温も0℃付近まで上昇しており、今回の雪崩と同様の特徴が認められた。

そこで、同じような気象条件がどの程度の頻度で発生しているかを、支笏湖畔(AMeDAS、標高約250m地点)における過去24冬季分の気象データを用いて調べてみた。表2に、日最高気温が0度を上回る日と0度以下の日に分け、日降雪深(午前9時から翌日午前9時までの積雪深増加量)の階級別日数を示す。今回の2001

年 2 月 1 日は、日最高気温が 0.7°C 、日降雪深が 25cm であった。過去に降雪深が 40cm 以上あった日があるのだが、いずれも（記録に残る）雪崩は発生していない。

支笏湖畔（AMeDAS）で観測している午前 9 時から翌日午前 9 時までの日降雪深では、短時間に多量の降雪があってもその後の積雪の圧密により日降雪深は小さな値になってしまうと考えられる。そこで、北奥漁（道路テレメーター）

において毎時観測している積雪深データを用いることにした。降雪が終わるまでの任意の 24 時間あたりの降雪深が 30cm 以上の日は 1996 年 2 月 18 日以降 10 日あり、日最高気温との関係調べたところ（図 5）、雪崩が発生した 2 月 1 日は他の日に比べ降雪深と日最高気温の値は共に大きく、この時の気象状況は気温が高く降雪量が多いという点に大きな特徴があった。

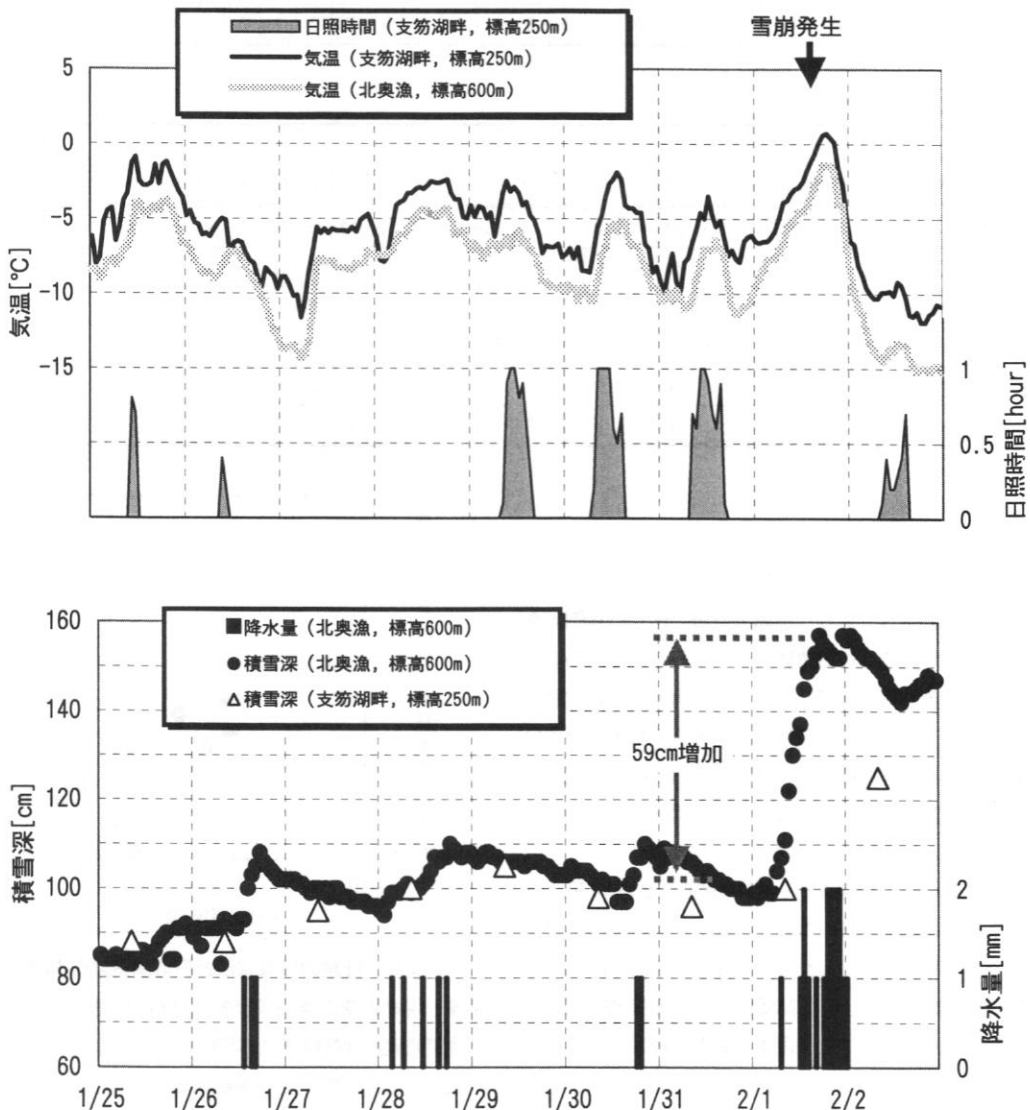


図 4. 雪崩発生前の気象データ（2001 年 2 月 1 日 16:30 頃雪崩発生）

表 2. 日降雪深の階級別日数（支笏湖畔 AMeDAS データ，白抜きが雪崩発生日）

日最高気温>0℃の場合

日降雪深	年																				
	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98
1～9cm	1	6	10	8	13	4	8	4	8	13	6	13	9	13	7	9	11	7	9	5	10
10～19cm	0	5	6	2	5	1	0	3	3	3	2	5	3	0	2	2	4	2	5	3	0
20～29cm	1	2	0	1	2	0	1	1	1	1	0	0	0	2	0	0	2	0	1	0	0
30～39cm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0
40～49cm	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50cm～	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0

日最高気温≤0℃の場合

日降雪深	年																				
	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98
1～9cm	9	13	18	15	9	17	24	17	16	14	16	13	6	25	12	12	15	15	9	14	21
10～19cm	2	5	2	2	6	6	9	4	6	5	4	2	4	1	3	5	7	3	4	2	1
20～29cm	0	1	2	3	1	1	2	2	0	0	0	0	1	4	1	0	2	0	4	2	0
30～39cm	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	2
40～49cm	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
50cm～	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1

5. まとめ

今回調査対象となった 2001 年 2 月 1 日に発生した雪崩は、計 16 箇所という多数の斜面においてほぼ同じ時間に発生しており、雪崩の記録上珍しい事例であった。現地調査及び気象観測データから、気温の上昇と共に多量な降雪が認められ、密度の大きい新雪層が崩れ落ちて表層雪崩が発生したと考えられる。過去の気象データの解析により、降雪深と日最高気温の関係から、雪崩が発生した日の気象状況は気温が高く降雪量が多いという点で特徴的であった。

毎時観測した積雪深データは 1996 年 2 月 18 日以降のものしかなく、データ数が少ないため統計的処理まではできなかった。しかし、今後の気象観測の継続と雪崩履歴の記録により、降雪深と日最高気温の関係から雪崩発生を簡易的に予測する基準を模索できると期待される。

引用文献 和泉・他. 1996. 北海道の雪崩災害資料（1902～1996 年）. 低温科学, 物理編, 52, 27-45.

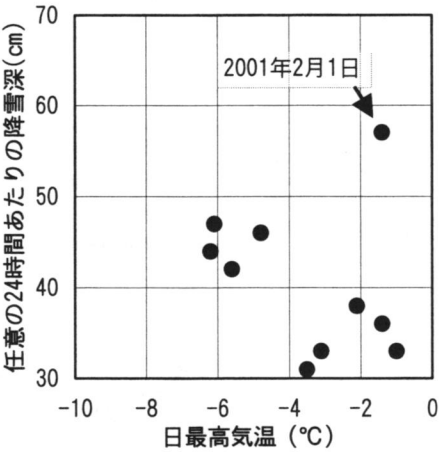


図 5. 任意の日降雪深と日最高気温の関係

謝辞 現地調査の実施及び各種資料の収集にあたり、札幌開発建設部札幌道路事務所には多大な協力をしていただいた。また、現地調査の際には、北海道大学低温科学研究所の Jim McElwaine 氏並びに北海道大学ワンダーフォーゲル部には現地調査のサポートをしていただいた。ここに記し、深く感謝の意を表する。

衛星マイクロ波による積雪観測の問題点と改良

伊賀久晃 榎本浩之 (北見工業大学)

はじめに

衛星に搭載されているマイクロ波放射計を用いた積雪観測の有効性は、観測した 1,2 日後には地球全球の積雪情報を得られることが出来る即時性と、マイクロ波放射計を用いた観測の歴史は古く過去 20 年以上の蓄積データが存在するつまり長期の解析が可能な二つがある。しかし、このマイクロ波放射計を用いた積雪観測を行う場合、積雪初期(雪の降り始めの時期)を正確には推定する事は難しい。また、NOAA の観測データより求めた積雪面積と SSM/I の観測データより求めた積雪面積に大きな違いが生じている。今回はこの 2 つの問題について検討を試みた。

衛星マイクロ波放射計を用いた積雪観測の概要

長所 全球を観測、大気の影響を受けにくい、日射が無くても観測可能、観測周期が短い(1日1~2回観測)

短所 観測解像度が非常に粗い(解像度=25×25Km²)

積雪初期について

これまで用いられてきたマイクロ波を用いた積雪観測の原理はマイクロ波域である 19GHz、37GHz の垂直偏波の差をとり、その差が 5K 以上なら積雪有りと判断する方法(Chang et al., 1987)である。この判別方法はどのような地域でも積雪の有無を判断する閾値は同じとなっている。たとえばシベリア地方のツンドラの広い地域と、北海道のような山や谷、町などが入組んだ複雑な地域を同じ閾値を用い積雪の有無を判断している。このような複雑な地形では積雪の少ない積雪初期では積雪有りと判断されないこともある(図1)ので、この研究では地域後の詳細な扱いを検討した。北海道岩見沢を対象とした結果を例とします。

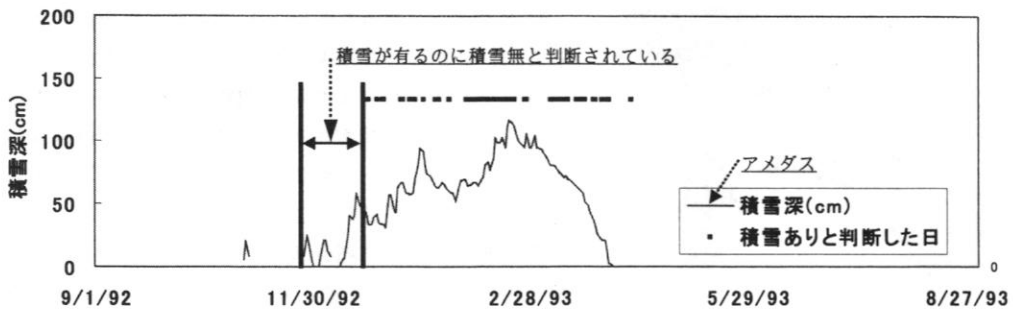


図1 マイクロ波による従来の判断方法を用いた積雪観測例 '92-'93 (岩見沢)

積雪開始の検出のずれをなくするために地域毎に閾値を求める事により積雪初期の精度向上を試みる。積雪期以前のマイクロ波は積雪の影響を受けていない。そこで、積雪が始まる前の 19GHz と 37GHz の差を求めて積雪判断基準値とした。積雪期の始まりは 19GHz と 37GHz の差が大きくなることから判断できる。

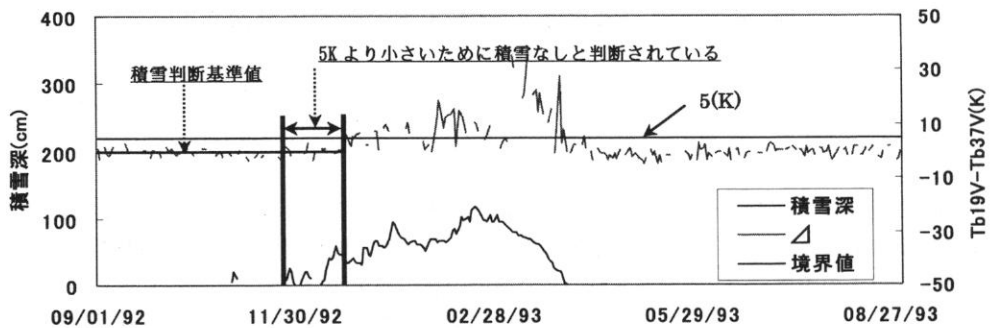


図2 19GHz-37GH と積雪深 '92-'93 (岩見沢)

19GHz と 37GHz の差と積雪深の関係を示したのが図2である。従来の方法では閾値が 5K と固定されているために、積雪があるにもかかわらず 19GHz と 37GHz の差が 5K より小さいために積雪ありと判断されてない。この研究では積雪期以前の 19GHz と 37GHz の差をもとに積雪判断基準値を求めた。

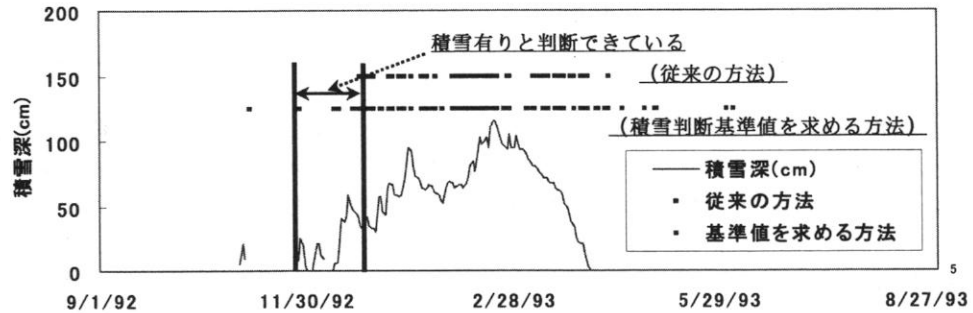


図3 従来の方法と積雪判断基準値を用いた積雪判断の結果

従来の方法との比較

従来の方法（閾値を 5K として積雪の有無を判断する方法）と積雪判断基準値をピクセル毎に求め、積雪の有無を判断した結果を示す（図3）。従来の方法では積雪初期の期間は積雪があるにもかかわらず積雪なしと判断されている。今回の方法では積雪初期では積雪ありと判断でき精度が向上している。

積雪判断基準値の広域分布

積雪期以前の 19GHz と 37GHz の差を元に積雪判断基準値を求めた結果を図4に示す。対象地域はオホーツク海である。薄い色は積雪判断基準値が大きな地域、沿岸部は海の影響を受けているために積雪の有無を判断する事が難しい地域、沿岸部の内陸は 19GHz-37GHz の値が負の地域である。海の影響とは観測ピクセル内に海を含むために、誤差が大きくなって積雪の情報を得ることが出来ないことである。



図4 オホーツク海付近の積雪判断基準値

積雪面積のずれについて

Vinnkov et al. (2000) は気候モデルより求めた積雪面積の検証データとして人工衛星を用いた結果、気候モデル、SSM/I(DMSP)より求めた積雪面積は互いに近い値を示すが、AVHRR(NOAA)より求めた積雪面積は先の 2 つとは異なる値を示す事報を告している(図 5)。このことより、AVHRR を用いた積雪面積に問題があるのではとのべられている。しかし、SSM/I に測定の問題があるように思われる。そこで、SSM/I を用いた積雪面積の求め方を調べる事により、AVHRR より求めた積雪面積との誤差の原因を考える。

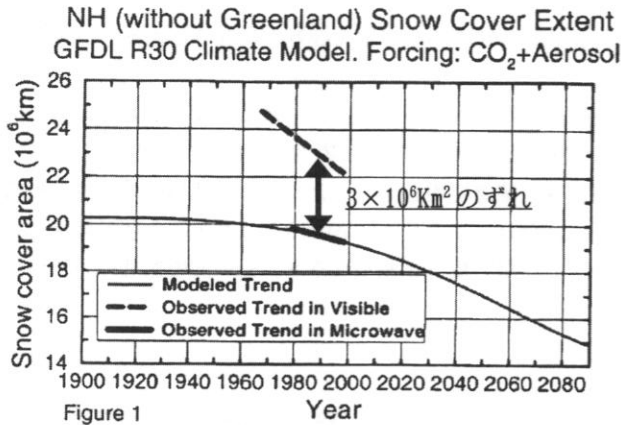


図5 北半球の積雪面積の衛星観測データとモデル計算の比較 (Vinnkov et al,2000) 破線が AVHRR、実線が気候モデル、太実線が SSM/I より求めた積雪面積である。AVHRR より求めた積雪面積は他に比べ約 $3 \times 10^6 \text{Km}^2$ ずれている。

SSM/I の特徴

SSM/I を用いた積雪情報は NSIDC より毎日更新されている。図 6 ('00/12/01 北半球) はその例で積雪深、海水の密接度を示している。

このように SSM/I を用いた積雪情報は毎日 WWW を通じ、誰でも自由に得ることが出来る(即時性)。また、図 5 に示すように過去 20 年分の観測データが存在するために長期の解析ができる(長期の解析が可能)。

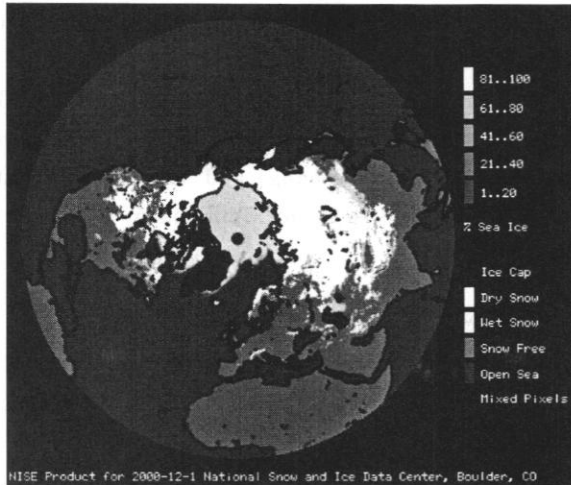


図6 NSIDC より公開されている積雪情報

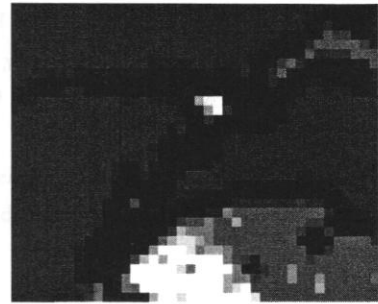


図7 北海道の拡大図

図 6 の北海道付近を拡大したのが図 7 になる。北海道の大部分が黒色で塗りつぶされているのがわかる。これは図 3 でも述べたように観測対象内に海が含まれる場合、積雪情報を得ることが難し

い。このために、黒く塗りつぶされている。このような積雪情報を得ることができないピクセルをカウントしたところ約 $3.4 \sim 5 \times 10^6 \text{Km}^2$ 存在する。これは図5で示される面積のずれ約 $3 \times 10^6 \text{Km}^2$ と近い値を示している。このことより、AVHRR と SSM/I より求めた積雪面積のずれの原因として SSM/I を用いた積雪面積の求め方にも原因があるのではと考える事が出来る。以上より沿岸部の解析方法の向上が望まれる。AVHRR と SSM/I の差も少なくなるかもしれない。現在のデータを使った沿岸部の長期変動の検討にも注意が必要。

まとめ

衛星に搭載されているマイクロ波放射計 SSM/I を用いて積雪観測を行なうにあたり以下のことが示された。

- ・従来の積雪の有無を求める方法は閾値が固定されているために、積雪初期における精度に問題があった。観測地域毎に積雪判断基準値(閾値)を求める事により積雪初期の精度向上が見られた。

- ・SSM/I を用いた積雪面積には沿岸部等の積雪情報をえることの難しい地域は、実際に積雪があるにもかかわらず積雪面積に加えられていない。このために AVHRR より求めた積雪面積に比べ小さな値を示した。このことより、SSM/I を用い積雪観測を行うさい沿岸部の処理の方法が重要になると思われる。

今後の方針

SSM/I には観測チャンネルが 19,22,37,85GHz の垂直、水平偏波 (22GHz のみ垂直偏波) の計 7 チャンネルある。19,22,37GHz の空間分解能は一辺約 25Km であるが、85GHz の空間分解能は一辺約 12.5Km である。面積にして約 4 倍の空間分解能を有していることになる。周波数が大きくなると大気、つまり水蒸気の影響を受けやすくなるといわれており 85GHz を用いた積雪観測は行なわれていないが、冬季の高周波成分では水蒸気の影響がすくないので、今後は 85GHz を用いることにより積雪観測の空間的精度向上を試みる。

参考文献

- ・ Chang, A.T.C., Foster, J.L. and Hall, D.K. 1987. Nimbus-7 SSMR derived global snow cover parameters. *Annals of Glaciology*, 9, 30-44.
- ・ Vinnikov, K.Y., A. Robock, D.A. Robinson, R.J. Stouffer, T.L. Delworth, A.J. Broccoli, K.W. Dixon, Model Assessment of Observed Contemporary Trends in Arctic Climate. Extended abstract. Second Wadati Conference on Global Change and The Polar Climate March 7-9, 2001, Epochal Tsukuba, International Congress Center, Tsukuba, 5

暗視野照明による雪結晶の顕微鏡写真撮影法

油川英明・尾関俊浩（北海道教育大学・岩見沢校）

1 はじめに

雪結晶の顕微鏡写真については、これまで幾つかの方法が提示されてきている。中谷は通常の写真撮影のほかに、反射光による暗視野撮影などを試みているが、雪結晶の特徴的な形態を示すことができるものとして斜光の透過照明による撮影法をあげている。ただ、この場合は透過光をそのまま用いているので、基本的には通例の顕微鏡写真の撮影と変わりがないことになる。これに対して、吉田は顕微鏡の照明を2分し、ひとつは色フィルターを通して光軸に垂直な背景色用とし、他方は斜めの白色光として結晶を照射するという方法で撮影しているようである。この撮影法では結晶本体と背景の色を違えて撮影することができるので、雪結晶を際立たせて撮ることができる。ただ、この場合は結晶を照射する光が光軸に対してある方向に偏っていることから、通常の斜光照明のように、撮影された結晶には明暗部が生じている。これは結晶全体を等しく観察・撮影することに関しては少し障害となり、この方法による暗視野撮影においては、結晶の一部が写らないかあるいは極端に暗い映像となることが予想される。一方、小林の二色光源法は、原理的には吉田の方法と同じもののようで、斜光照明がさらに著しく施されるために明暗の差が大きくなり、また、樹枝状結晶などの複雑な形の部分は光が強く散乱され、やや鮮明さに欠けるような場合も見受けられる。

このようなことから、今回、顕微鏡の照明は透過光とし、それを少し工夫して雪結晶全体が均一に照射された状態での暗視野写真あるいはカラー写真の撮影を試みた。以下にその方法と結果について述べる。

2 暗視野照明の方法

今回試みた撮影法を図1に示す。通常の顕微鏡照明用の凹面鏡の中心部に背景色となる覆いを、その凹面鏡よりも少し小さな径にして貼りつけることにより、光源からの光が凹面鏡の縁の露出部分のみから反射され、それが環状の斜光照明として試料を照射するようにしたものである。このことにより、暗視野照明による撮影は勿論、任意の背景色によるカラー写真の撮影も可能となる。つまり、凹面鏡により反射された光の角度（顕微鏡の光軸に対する）が対物レンズの開口角よりも大きいものであれば、顕微鏡の視野全体は凹面鏡中心部の覆いの色となるわけである。例えばその覆いを黒色にした場合には一般的な暗視野照明と同じものとなり、他の色を用いればその色に応じた視野となるわけである。

ところで、対物レンズの開口角は、今回用いたものの開口数が0.1であることから、その角度は5.7度ほどに見積もられ、他方、凹面鏡の縁からの照射は光軸に対する最小の角度が10度程度に求められるので、この方法で十分な暗視野照明が得られることになる。

この状態で顕微鏡の載物台に雪結晶を載せたとき、結晶に入射した光がその輪郭及び文様により反射・屈折されられて開口角よりも小さくなれば、それによって映像が得られることになる。また、凹面鏡の中心部に貼りつけた覆いを適当な色に変えれば、その背景色のもとに雪結晶だけが白く輝いて見えることになり、そのようなカラー写真を撮影することができる。

3 結果とまとめ

図 2 に本装置で撮影された雪結晶の顕微鏡写真の例を示す。これらは全体が暗い背景で雪結晶だけが白く写し出されている。そして、各々の結晶は輪郭が全体として均一な明るさであり、従来の方に見られるような明暗の差異は見られない。

カラー写真の撮影は、凹面鏡の中心部にある覆いを適当な色のものに貼り替えることにより撮影ができる。この場合、覆いはなるべく濃い色を使用した方が雪結晶の白さを強調でき、適切な写真を撮ることができる。普通には青色あるいは紫色が用いられるが、これらに限られることはない。ただ、雪の物質観を損なわないような背景色が選択されるべきであると考えられる。

ところで、暗視野写真としてはベントレーの写真が知られている。これは、雪結晶の全体が白く写し出されているわけであるが、この写真は、実際には通常の透過光で撮影された写真乾板であり、その結晶本体以外をカッターで削ぎ落としてプリントがなされたもので、写真そのものに人為的な所作が加えられている。これに対して、今回の撮影法による写真はそのようなことが一切施されていない。それ故、ベントレーの写真とは異なり、本撮影装置による写真は雪結晶内の文様の無い部分は背景色と同じ色として抜けるように写し出されるわけであるが、それは、ベントレーの写真に比して雪結晶の透明感が表現されているものと見なすことができるであろう。

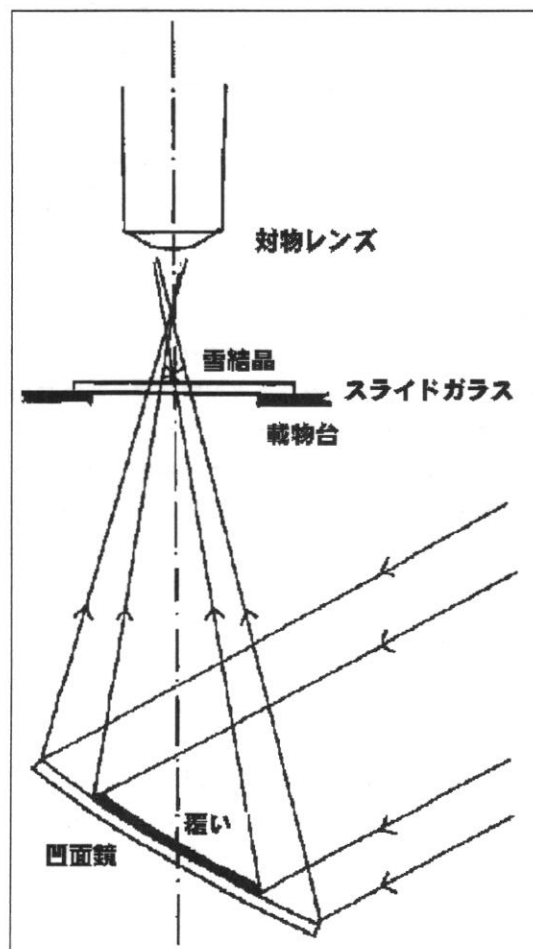


図 1 暗視野照明の概略

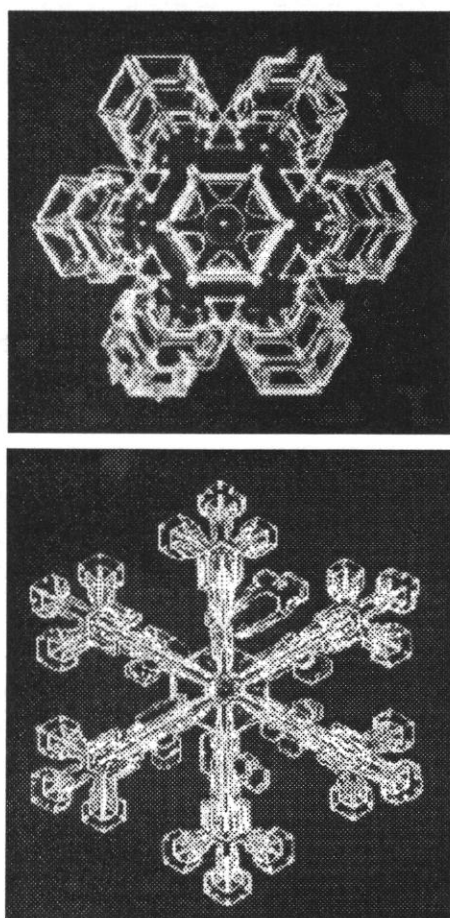


図 2 暗視野照明による雪結晶の写真

CO₂ハイドレートの形成実験

八久保晶弘¹・本池真生男²・小林正敏²・加地善則²・百武欣二²・阿部清¹・庄子仁¹

(1: 北見工業大学未利用エネルギー研究センター 2: 北見工業大学土木開発工学科)

1.はじめに

ガスハイドレートは、水分子が作る籠状のフレームの内部にゲスト分子を包有した物質である。これは低温・高圧環境下に安定に存在するため、自然界では永久凍土層深部や大陸棚斜面の海底堆積物内部・氷床コア中などにみられる。

近年、従来型の化石燃料の2倍の埋蔵量があると推定されているメタンハイドレートのエネルギー利用が注目されており、海底下のメタンハイドレート鉱床の探査・掘削が行なわれるようになった。工学的見地からすれば、天然メタンハイドレートからメタンガスを分離して利用できるようになれば、これがエネルギー枯渇問題に対する有力な解決策となる可能性がある。

一方、ガスハイドレートの相変化に付随する大きな潜熱を利用して、寒剤やエネルギー貯蔵・輸送媒体として用いる方法も検討されている。このためには、ガスハイドレートの生成・分解過程の解明が不可欠である。

北見工業大学土木開発工学科では近年、ゲストガスに主としてCO₂を用いたハイドレートの生成実験を行ってきた。長束(1998)は、小型の高圧容器に蒸留水とドライアイス投入する方法でCO₂ハイドレートを作成し、蒸留水が凍ってできた多結晶氷中にCO₂ハイドレートが網目状に広がる構造を確認した。本池(1999)は、同様の実験装置で冷却・攪拌方法を工夫することによってCO₂ハイドレートの高濃度試料の作成を試みた。さらに、CO₂ハイドレートを含む氷試料の一軸圧縮試験を行ない、通常の氷と比較すると一軸圧縮強度が大きいと結論づけた。小林(2000)は、CO₂ハイドレートに砂を混入させることによって不純物の影響を調べ、またメタンハイドレートについても同様の実験を行なっている。加地(2001)は、海水中でのハイドレート形成を想定

して、NaClがCO₂ハイドレートの生成に及ぼす影響について実験を行ない、試料中のNaCl濃度が増加するにつれてハイドレート生成量が減少するという傾向を得た。

本稿では、これらの一連のCO₂ハイドレート研究に共通している「どのような作り方でどのようなハイドレートができるのか」についてレビューしたい。

2.実験装置および実験方法

2.1 実験装置

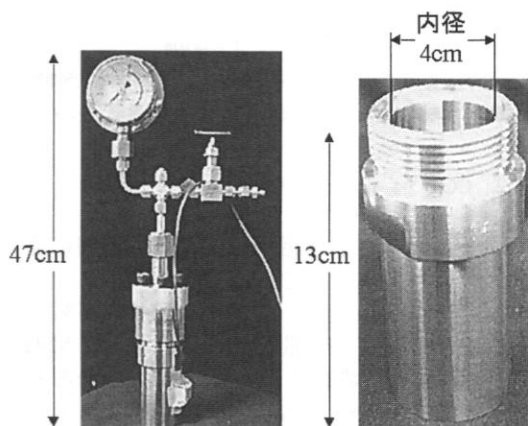


図1 実験に使用された小型高圧容器。

CO₂ハイドレート試料の作成には、ステンレス製の小型高圧容器(TAIATSUTECHNO-SUS316)を使用した(図1)。容器の内径は40mmで底部分が半球状になっており、容量120ml、耐圧20MPaである。また、容器上部には圧力計と圧力調整弁が取り付けられている。CO₂ハイドレート生成時の温度制御には恒温槽を用いて、+1.0℃に保たれるよう設定した。

2.2 実験方法

実験方法の概要を図 2 に示した。図中上部は $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ 系の相図であり、これをもとに CO_2 ハイドレートを以下の手順で作成した。

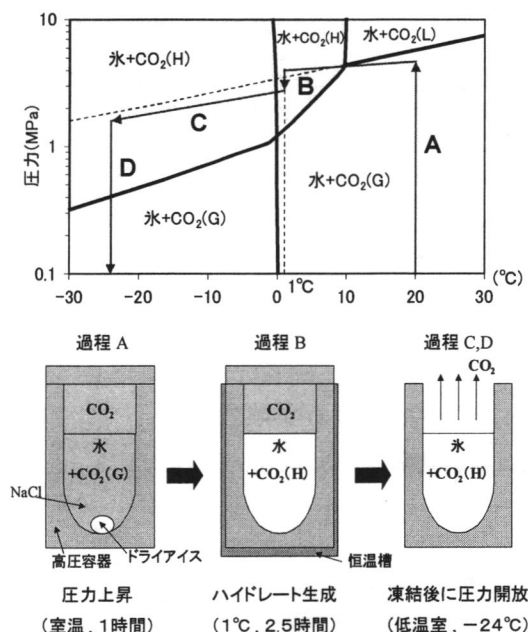


図 2 CO_2 ハイドレートの相図と実験手順。

過程 A： まず、常温下にて高压容器内に蒸留水を適量入れ、さらにドライアスを投入し密閉する。すると、ドライアスが気化することによって内部圧力が上昇し、数 MPa 程度に達する。場合によっては CO_2 が一部液化している可能性もある。ドライアスが完全に気化するまで、常温で約 1 時間静置する。

過程 B： +1.0°C に設定された恒温槽に高压容器を移し、 CO_2 ハイドレートを生成させる。環境温度が +1.0°C であれば、水と CO_2 ハイドレートの安定な領域であることが相図から分かる。また、温度低下や CO_2 の水への溶解 + CO_2 ハイドレートの生成に伴って、容器内の圧力がわずかながら減少する。ここでは約 2.5 時間静置する。

過程 C： -24°C に設定された低温室に高压容器を移し、ハイドレート生成に使用されなかった余剰水を凍結させる。その際、過程 B で

既に生成された CO_2 ハイドレートは多結晶氷の中に閉じこめられた形となる。

過程 D： 余剰水の凍結後に圧力調整弁から余剰ガスを追い出し、-24°C の常圧下で CO_2 ハイドレート試料を高压容器から取り出す。

以上の手順で作られた CO_2 ハイドレートは氷に閉じこめられているために、常圧下でも解離が抑制されるので試料としての取り扱いが容易である。ただし、 CO_2 ハイドレート結晶だけを取り出すことは困難であり、本実験では氷に閉じこめられたままの観察・解析しか行なわれていない。

3. 実験結果

3.1 CO_2 ハイドレートの薄片観察

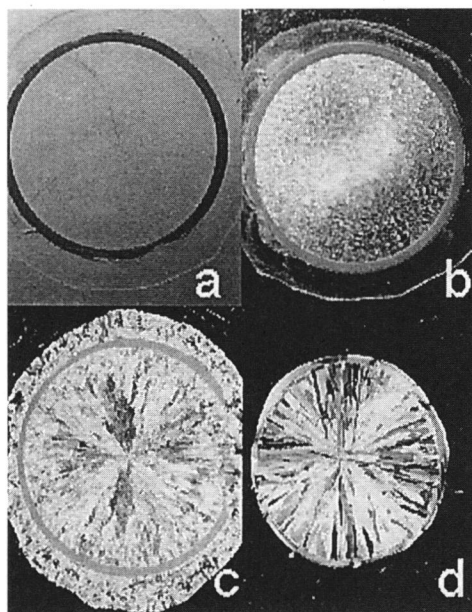


図 3 CO_2 ハイドレート試料(a-c)と通常氷の薄片(d)。

a: 平行透過照明法。b: 偏射照明法。

c: 偏光法。d: 偏光法 (通常の氷)。

CO_2 ハイドレート試料を輪切りにして作成された薄片の写真を図 3 に示した。図 3-a は薄片に平行光線を透過させて観察したものであり、試料全体がほぼ透明に見える。そこで、屈折率が僅かに異なる氷とハイドレートのコントラストを強めるために、暗視野で斜め下

から小さく絞り込んだ光線をあてる偏射照明法を用いて撮影したのが図 3-b である。すると、 CO_2 ハイドレート結晶の集合体である菱状の模様が無数に存在することが分かる。一方、同一の薄片を偏光板に挟んで観察すると、ハイドレートではなく氷の構造をみることができる (図 3-c)。粒径の小さな CO_2 ハイドレート結晶に照明光が散乱されて全体的に明るめになっているが、試料の周辺部から中央部に向かって複数の単結晶が成長していった様子が分かる。これは、同一の高圧容器に蒸留水だけを入れて凍結させた氷試料の薄片 (図 3-d) の様子とほとんど同じである。

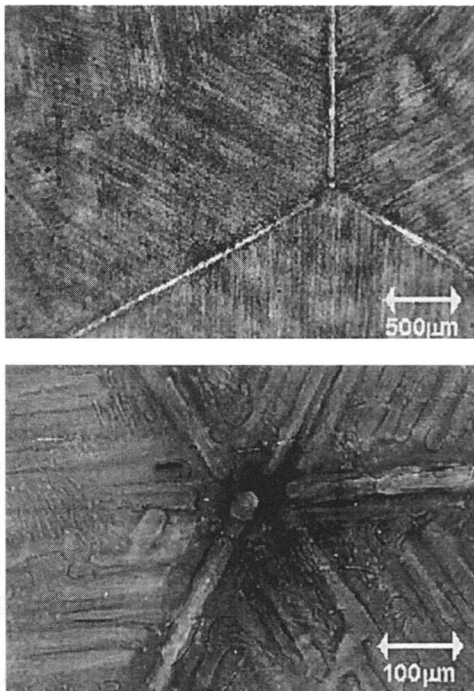


図 4 CO_2 ハイドレート試料の針束状構造と網目状構造 (水平断面)。

次に、図 3-b でみられた菱状の模様をさらに拡大した写真を図 4、図 5 に示した。菱の模様を作っていたものは、太さ $8\sim 50\mu\text{m}$ 程度、間隔 $12\sim 80\mu\text{m}$ 程度で規則正しく平行に配列した針束状の CO_2 ハイドレート結晶である。これらは 120° の角度をなしている。また、図 4 下の写真左側には、針束状構造の間に縫うように網目状構造がみられる。

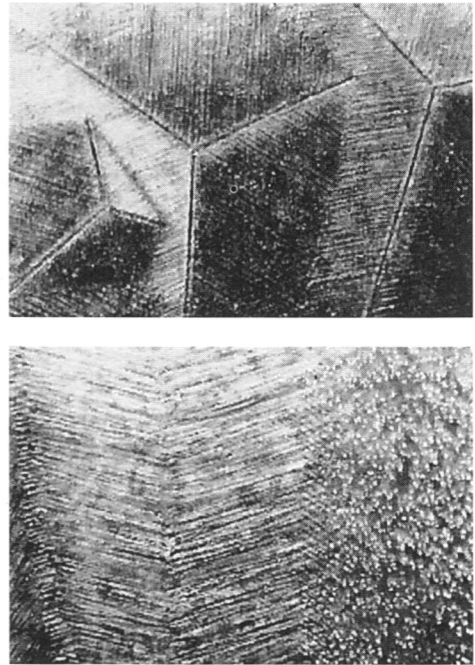


図 5 CO_2 ハイドレート試料の針束状構造。
上：水平断面。 下：鉛直断面。

図 5 上の写真では、 CO_2 ハイドレート結晶の束が隣の束と接触して擬似的な結晶粒界を形成しており、このことは菱の中心から外側に向かって成長していったことを示している。また、図 5 下の写真では針束状構造の断面が読みとれる。これらの 1 本 1 本の断面を拡大すると、ほぼ正六角形であった。

3.2 CO_2 ハイドレート形成に対する NaCl の影響

図 2 にあるように、蒸留水に NaCl を溶かすことによって、 CO_2 ハイドレート形成量に対する NaCl の影響を調べた。 NaCl と H_2O との共晶点は -21.3°C であるため、 -24°C の低温室内で試料作成などの作業を行なえば、ブラインなどの影響を避けることができる。なお、生成した試料の特徴としては、 NaCl の重量濃度が 0.5% 以下の場合、 CO_2 ハイドレート試料の内部は半透明であるが、濃度が高い場合には白濁していた。

CO_2 ハイドレート重量濃度に対する NaCl 濃度の関係を図 6 に示した。海水塩分濃度であ

る3~4%より低いNaCl濃度ではCO₂ハイドレート重量濃度にばらつきがあり、傾向ははっきりしない。その理由は現段階では不明である。しかし、NaCl濃度を最大25%近くまで上げて試料作成を行なったところ、NaCl濃度の増加に伴ってCO₂ハイドレート重量濃度が減少する傾向がみられた。

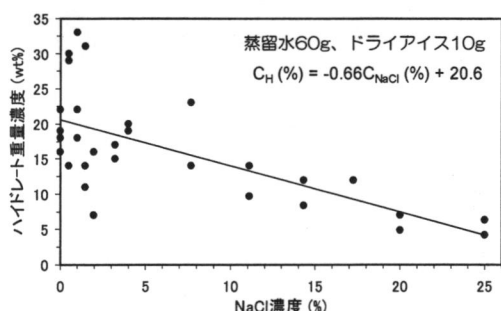


図6 CO₂ハイドレート重量濃度とNaCl濃度との関係。

以上の結果はこのように説明される。Larson (1955)によれば、重量濃度5.8%のNaCl水溶液中ではCO₂ハイドレートの安定領域が低温側に数℃移動する。今回の実験ではCO₂ハイドレート生成温度を+1℃に固定したため、CO₂ハイドレート結晶の核生成に必要な過冷却度が相対的に減少することになり、約2.5時間の静置ではCO₂ハイドレート結晶が十分に発達できなかったと考えられる。

4. まとめ

本稿では紙面が限られるため、実験結果については一部のみの紹介となったが、ハイドレート生成時に高压容器を全体からではなく下面から冷却したり、容器内で攪拌を行なう（攪拌法）ことによってハイドレート生成率が飛躍的に上昇したこと（重量濃度で70%以上）、またこうした傾向は最初に投入する蒸留水とドライアイスの重量比に依存すること、などの結果が得られている。その他、氷中でCO₂ハイドレートがとる構造についても、針

束状構造・網目状構造だけでなく、粒子状の構造が攪拌法によって観察されている。

冒頭に述べたように、ガスハイドレートは低温・高压下で安定な物質であるため、これを人工的に作成する場合は、温度制御された耐压容器に高压ガスを注入するような大がかりな実験システムを構築する必要がある。しかし、本研究では試料作成の簡便化と装置の小型化を考慮して、ドライアイスを用いることによって高压容器内の加圧とCO₂の供給を同時に行なった。すなわち、この方法ではガス圧入装置が不要であり、高压容器と恒温槽、低温室のみでガスハイドレート作成が可能である点が最大の特徴である。

また、ガスハイドレート試料を常圧下で取り扱うために、ハイドレート形成後の余剰水を凍結させてハイドレート結晶を氷結晶で閉じこめることによって、氷によるシールド効果を利用した。ハイドレート結晶だけを取り出すことができないという欠点はあるが、一方で、ハイドレートを含む氷試料を薄片にして観察し、生成方法の違いによる結晶構造の様子などを容易に知ることができた。

6. 参考文献

- 加地 善則 (2001) CO₂ハイドレート生成に対するNaClの影響, 平成12年度北見工業大学土木開発工学科卒業論文, 70pp.
- 小林 正敏 (2000) 砂を混入した水溶液からのCO₂ハイドレート生成に関する研究, 平成11年度北見工業大学土木開発工学科卒業論文, 99pp.
- Larson, S. D. (1955) Phase studies of the two-component carbon dioxide-water system, involving the carbon dioxide hydrate, Univ. Illinois.
- 本池 真生男 (1999) 水溶液から成長したCO₂ハイドレートの生成特性に関する研究, 平成10年度北見工業大学土木開発工学科修士論文, 52pp.
- 長束 亮平 (1998) 炭酸ガスハイドレートの生成に関する研究, 平成9年度北見工業大学土木開発工学科卒業論文, 63pp.

落葉広葉樹林における積雪期の CO₂ 放出量

鈴木 寛・中井裕一郎・北村兼三（森林総合研究所北海道支所）

1. はじめに

北海道支所では 1999 年から乱流変動法による森林上の CO₂ フラックスならびに NEE(純生態系 CO₂ 交換量)の測定を行っている。森林生態系における正味炭素収支の年間の推移は春から秋にかけて正味に炭素を吸収し、冬季は成長期に固定された炭素の一部が土壌の分解として大気へ拡散して正味の放出となる。積雪地域では冬季の CO₂ 放出は気温や地温が低いためにごくわずかであるとされ、重要視されてこなかった。しかし、冬季の長い北海道や高緯度地域は積雪期間を含めた冬季の CO₂ 放出量の見積もりが森林生態系の年間の炭素収支見積もりに対して大きな誤差要因となっている。そこで、積雪期の CO₂ 放出量の測定精度を向上させることを目的に、地表面(積雪下)の CO₂ 濃度を連続的に観測して濃度変動要因を解明するとともに、濃度拡散による雪面からの CO₂ 放出量を推定し、NEE 観測値と比較した。

2. 方法

森林総合研究所北海道支所内の羊ヶ丘実験林で観測を行った。樹種はシラカンバ、ミズナラ、ハリギリを主要な樹種とする落葉広葉樹林である。

地表面における CO₂ 濃度の測定

地表面(積雪層の下)に CO₂ 濃度計(GMT222, Vaisala)を設置し、積雪期間における CO₂ 濃度変動を連続的に観測した。測定は 10 秒間隔に行い、10 分間の平均値を記録した。測定値は同時に測定した大気圧と地温(・2cm)で補正した。また、積雪深を連続的に観測するとともに週に 2 ないし 3 回の割合で積雪層の平均密度を測定した。

積雪中の CO₂ の移動が鉛直 1 次元の濃度拡散のみで行われるものと仮定し、Fick の法則に従って計算した。計算式は次式で示される。

$$F_{CO_2} = D_0 \left(\frac{\Delta c}{\Delta z} \right) \left(\frac{T}{273} \right)^n \left(\frac{1013}{P} \right) \theta \cdot \lambda$$

ここで、 D_0 は 0°C 1 気圧における静止大気中の CO₂ の拡散係数。T、P はそれぞれ温度、気圧である。 $\Delta c / \Delta z$ は積雪層を挟んだ CO₂ 濃度勾配である。ここで、積雪表面の CO₂ 濃度を測定していないため、地表面から 2.7m の高さにおける CO₂ 濃度測定値で代用した。ことき高度 11m における CO₂ 濃度との差が 2ppm 以内の場合を大気の混合が十分に 2.7m と積雪面の CO₂ 濃度が近似できるものと考えた。また、気相率(θ)は積雪層の平均密度から計算した。屈曲係数(λ)と温度項の乗数(n)はそれぞれ 0.6 および 1.83 に仮定した。

樹冠上における CO₂ フラックスおよび NEE の測定

対象森林内に建設されている高さ 40m の観測塔を利用し、高度 28m で CO₂ フラックスの測定を行った。超音波風速計(DAT600, Kaijo)を使用し、CO₂ 濃度の測定は吸引した空気を 5Hz で測定した(Li6262, Li-Cor)。このとき、フラックスは次式のように鉛直風速および CO₂ 濃度の偏差(w' 、 c')の積の時間平均で計算される。

$$F_{CO_2} = \overline{w'c'}$$

データ解析はトレンド除去と座標軸変換を行った。観測塔の 5 高度における CO₂ 濃度時間変化量から群落内 CO₂ 貯留変化量を求めた。CO₂ フラックスと群落内 CO₂ 貯留変化量の和として NEE を計算した。

3. 結果と考察

一般に土壌呼吸量は地温と土壌の水分状態で変化するが、土壌の体積含水比は融雪期を除いた積雪期間における変動が少なかった(Fig.1c)。また、積雪期における地温の変動も小さく、融雪期を除いて 4℃から 0.5℃まで徐々に減少していた。このような積雪期間を通した 3.5℃の地温の低下は、温度係数 Q_{10} を 2.0 とした場合に土壌呼吸速度は約 18%減少すると考えられる。しかし、地表面における CO₂ 濃度の変動は、積雪開始初期の 800ppm から最大で 2300ppm まで時間経過に従って大きくなっていった。また、日平均気温が 0℃以上になったとき(Fig.1 中の矢印で示した日)は地温や土壌含水比に変化がないにも関わらず地表面の CO₂ 濃度が大きく減少していた。以上のことから、地表面における CO₂ 濃度の変動は、土壌からの CO₂ 発生量の変化よりも積雪層の CO₂ 拡散層としての性質の変化が大きく関わっていることが推察される。

積雪深の増加に対して CO₂ 濃度が単調に増加していた(Fig.2)。融雪期以外の積雪密度変化が小さいため気相率変動が小さく(Fig.1b)、積雪期間を通した大きな CO₂ 濃度変動は積雪深の変化によって引き起こされるものと考えられる。

次に、一時的な融雪のない 1 月 12 日から 2 月 20 日までの期間を抜き出して、気温、大気圧、風速との相関を調べた。季節を通した大きな濃度変動は積雪深によって決まることを前述した。そこで、積雪深変化に伴う CO₂ 濃度変動を差し引くために以下の操作を行った。すなわち、解析期間における積雪深と CO₂ 濃度の関係式を導いて、積雪深から予測される CO₂ 濃度を計算し、実測値と予測値の差を求めた。こうして求めた差と気温、大気圧、風速との相関を検討したところ、気温との間に弱い負の相関が見られた(Fig.3)。気温変化に伴う積雪表層の温度変化が拡散係数を変化させること、あるいは雪の構造を変化させることなどが考えられるが、CO₂ 移動に影響を及ぼすメカニズムの特定はできなかった。

Fick の法則による雪面からの CO₂ 放出速度推定値と NEE 測定値の推移を示す(Fig.4)。積雪期全体で NEE は Fick の法則による推定値よりも 4 割程度大きかった(Table1)。このような差が生じた原因は、濃度拡散以外の CO₂ 発生過程すなわち、地表面乱流、大気圧変動、地表面の起伏によって生じる地表風の圧力変動によるポンピングなどの影響(Massman ら 1997)が考慮されていないこと、並びに NEE には地表面以外からの放出が含まれている可能性があること、また、NEE は観測地点を中心としたある程度の広がりを持った領域の平均値であるのに対し、地表面の CO₂ 濃度は 1 地点で測定したものであり、観測値の代表性による相違も考えられた。

4. まとめ

- 1) 地表面の CO₂ 濃度の積雪期間を通した変動は積雪深と強い相関が見られた。
- 2) 積雪深変化の影響を差し引いた場合の濃度変動は気温と相関が見られた。
- 3) NEE は拡散過程のみを考えた推定値よりも 4 割程度大きかった。

引用文献

Massman, W.J., Sommerfeld, R.A., Mosier, A.R., Zeller, K.F., Hehn, T.J., Rochelle, S.G. 1997: A model investigation of turbulence-driven pressure-pumping effects on the rate of diffusion of CO₂, N₂O, and CH₄ through layered snowpacks. J. Geophys. Res. 102. 18851-18863.

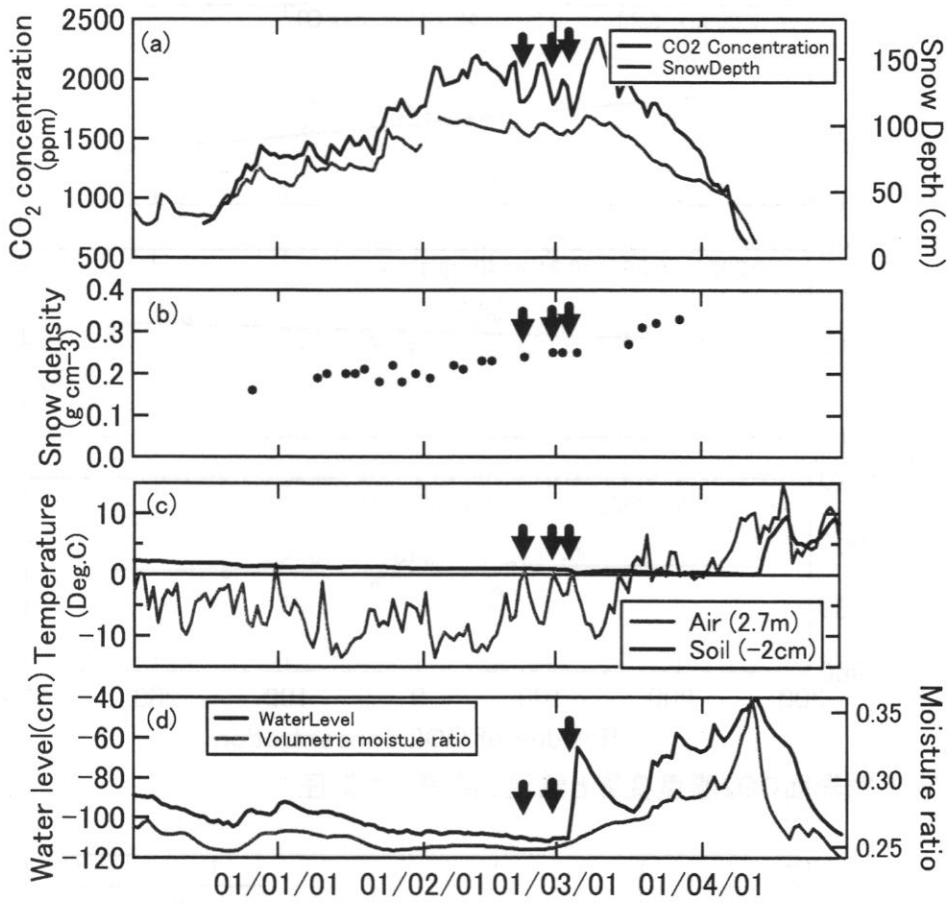


Fig.1 地表面CO₂濃度と気象データの推移

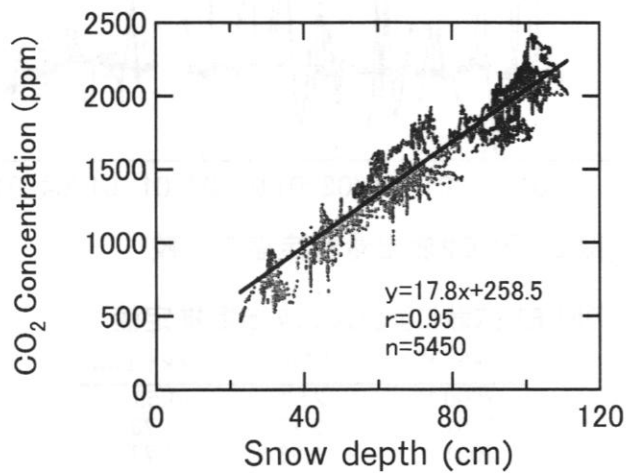


Fig.2 地表面CO₂濃度と積雪深

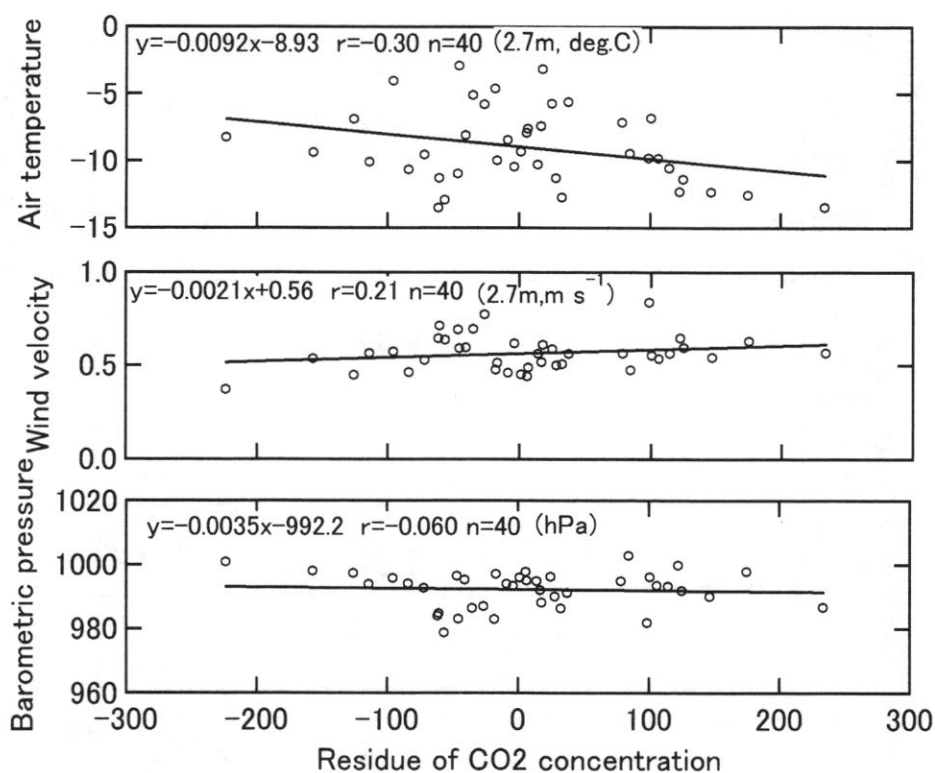


Fig.3 地表面CO₂濃度変動と気温、風速、大気圧

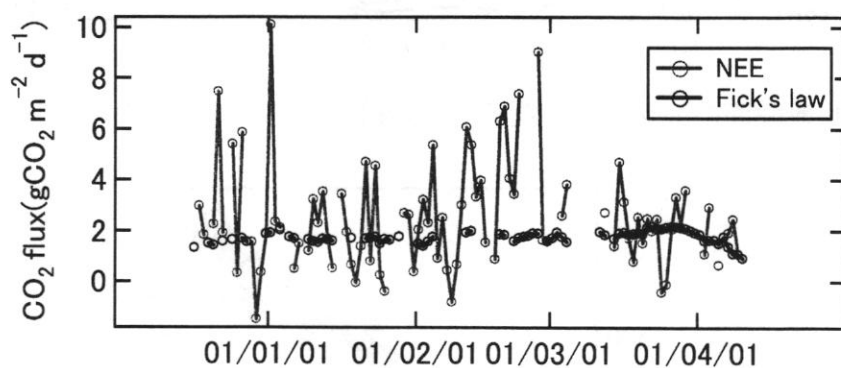


Fig.4 NEEと拡散によるCO₂放出量推定値の比較

Table1 月ごとのNEEと拡散によるCO₂放出量推定値

Month	NEE	Fick's Law
2000.12	2.53	1.58
2001.1	2.17	1.73
2001.2	3.38	1.77
2001.3	2.23	1.96
2001.4	1.69	1.53
(Average)	2.38	1.71

(gCO₂ m⁻² d⁻¹)

ヨーロッパトウヒ防雪林の幹曲がり・幹割れと塩害との関係について

斎藤新一郎（専修大学北海道短期大学）

山崎勝志・佐々木正博（日本道路公団岩見沢管理事務所）

まえがき

冬季の交通安全対策として、路面の積雪を融解し、凍結を防ぐために、融雪剤が大量に撒布される。そして、融雪剤の主成分は、塩であり、排雪にともなって、塩分が路傍の防雪林に飛散し、ヨーロッパトウヒの枝葉に塩害が生じている。葉の赤変は、枝の枯れを意味し、樹冠全体が赤変すれば、その個体が枯死する。林木の枯死は、防風・防雪機能の低減に直結する。このため、塩害に対して、植栽樹種を、より耐性が高いトドモミ（トドマツ）に置換しようとする考えもある。

けれども、トドモミが、防雪林を構成する樹種として、ヨーロッパトウヒより優れているわけではない。トドモミは、耐雪性、柔軟性、初期成長量、枝張りの大きさ、枝葉の密生度、ほかにおいて、ヨーロッパトウヒより劣る。そして、耐塩性も、相対的なものであり、絶対的ではない。

それゆえ、塩害とヨーロッパトウヒの健全度との関連を調査し、検討することになった。

調査地の概要

調査地は、①道央自動車道の栗沢バス停留所付近および②三笠IC付近である。①は、植栽後17年生であり、排雪による雪害（幹の根元曲がり、幹折れ、幹割れ）がいちじるしく、塩害が明らかである場所である（写真-1）。

他方、②は、植栽後14年生であり、早期からの裾枝打ちが徹底され、排雪にともなうグライドによる雪害が比較的軽度で、幹の根元がほぼ直立し、塩害による葉の赤変もあまり目立たない場所である。

調査結果

①栗沢バス停留所付近

本線からの排雪により、植栽木には雪害がいちじるしい——幹の根元曲がり、幹折れ、幹割れ、枯死。

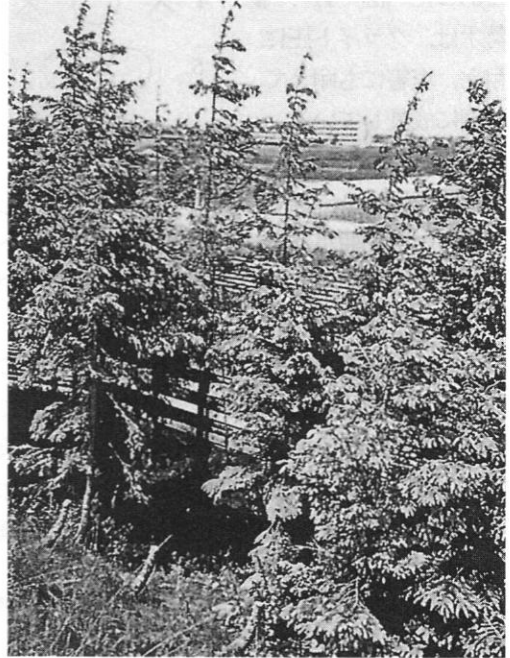


写真-1 本線側の第1~2列の個体は、枯死が多く、その幹の基部がグライド防止杭のように並ぶ（栗山バス停留所付近）



写真-2 幹の根元曲がり（同上）

植栽位置を確認し、そこに生育する個体の樹高を測定したら、優勢木は8mを越えていたが、劣勢木は5m以下であった(図-1)。優勢木は、グライド圧に耐え、塩害にも耐えて、順調に成長している。しかし、劣勢木は、グライド圧により、いちじるしい根元曲がりを余儀なくされていて(写真-2)、幹割れが明

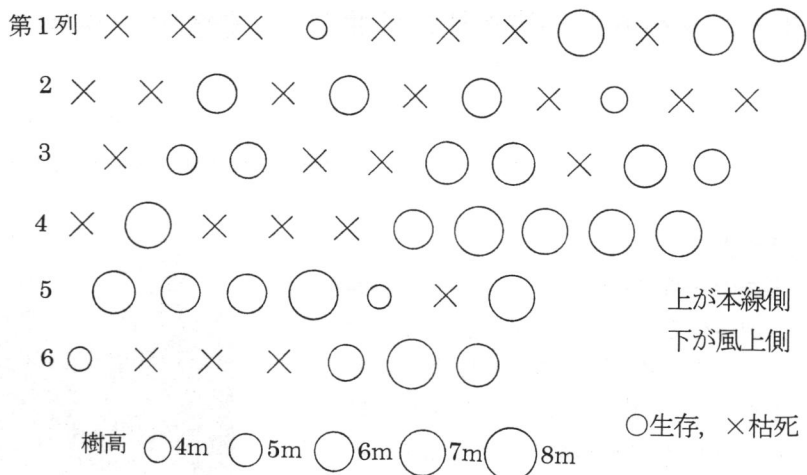


図-1 防雪林の林木の配置、枯死および成長量(栗沢バス停付近)

かで、上長成長量が小さく、枝抜けおよび葉の赤変が目立った。

また、幹折れないし野ネズミの食害によって、主幹が失われ、輪生枝が立ち上がったケースにおいても、成長量が小さいので、隣接木に競り負けて、劣勢木化を余儀なくされていた。しかも、積雪の沈降圧が、こうした複梢木(二股木、三股木)を引き裂いてしまい、それによる材の腐朽から、劣勢木化ないし枯死がもたらされていた(写真-3)。

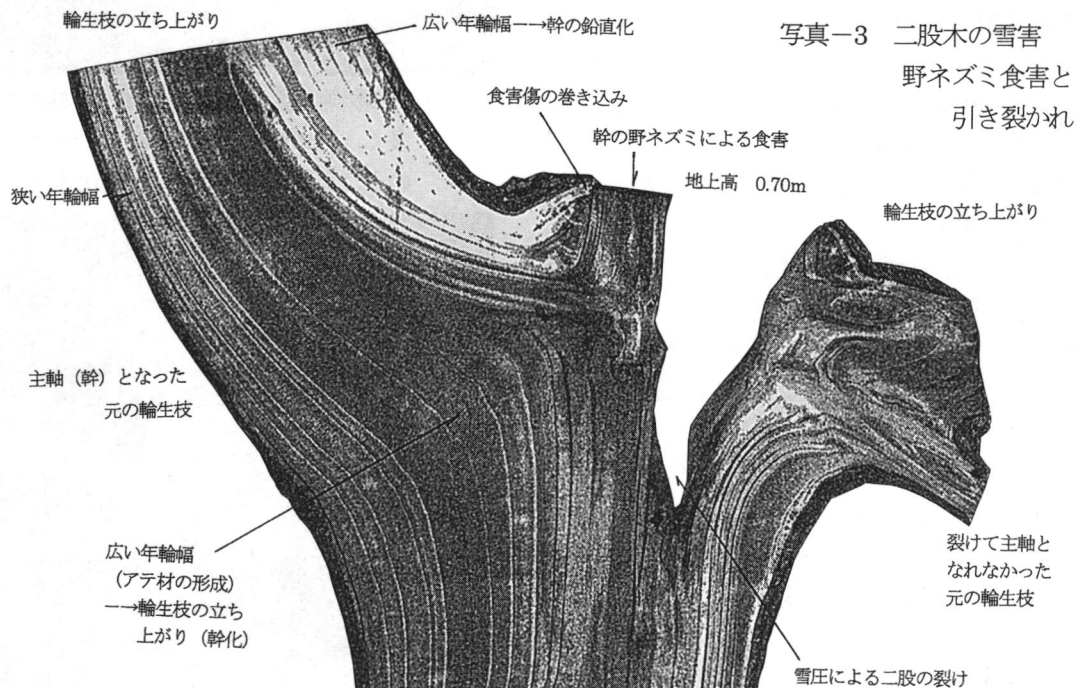


写真-3 二股木の雪害
野ネズミ食害と
引き裂かれ

②三笠IC付近

本線からの排雪によるグライド圧は、グライド防止杭および徹底した裾枝打ちにより、いちじるしく軽減されて、本線側の第1列においても、枯死が少なく、幹の根元曲がりが軽度である(図-

ある。葉の赤変も、僅かな、劣勢の個体に見出されたにすぎない。

樹高（上長）成長においても、枝階を測定した結果では、優勢木および中勢木は、年々の伸長量が0.50～0.80mにも達しており、あと3年も経てば、周囲から高速道路を見ると、大型バスさえ視界から遮断されるにちがいない（写真－4 参照）。

上述のように、被害の内容を検討すると、劣勢木に塩害が目立つのであり、それらは本線側の1~2列において明らかであって、雪害がいちじるしい個体なのである。塩害により、葉が赤変し、脱落すると、その春に芽吹いた葉だけでは、光合成量が不足し、劣勢木化ないし枯死を余儀なくされる。

塩害は、排雪高に関係しているので、劣勢木では、梢端部にまで被害が出る。しかし、優勢木では、下枝にのみ被害が生じるのであり、その高さより上位に5枝階以上があれば、成長には影響が少ない。見た目が悪ければ、その部分の枝を剪定すればよい。

また、枝抜けは、排雪のため、本線側（山側）の枝では、高さ 3m まで生じている。その被害跡には、穿孔虫（ガの幼虫）が入りやすく、ヤニ塊（傷を塞ぐヤニ＋糞）が排出され、幹の健全度が

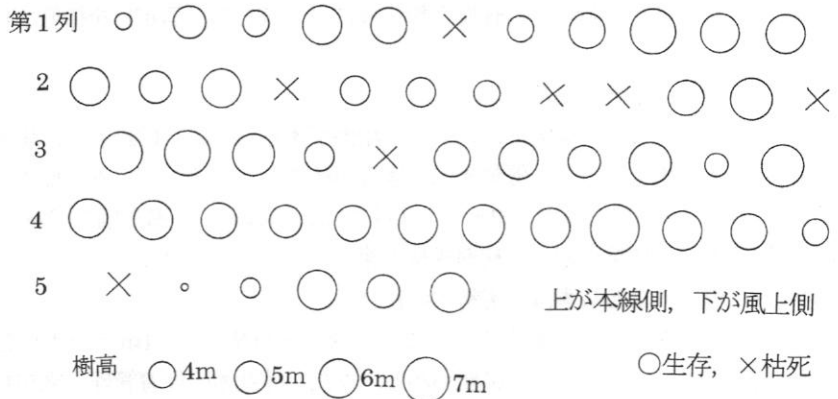


図-2 防雪林の林木の配置, 枯死および成長量 (三笠 IC 付近)

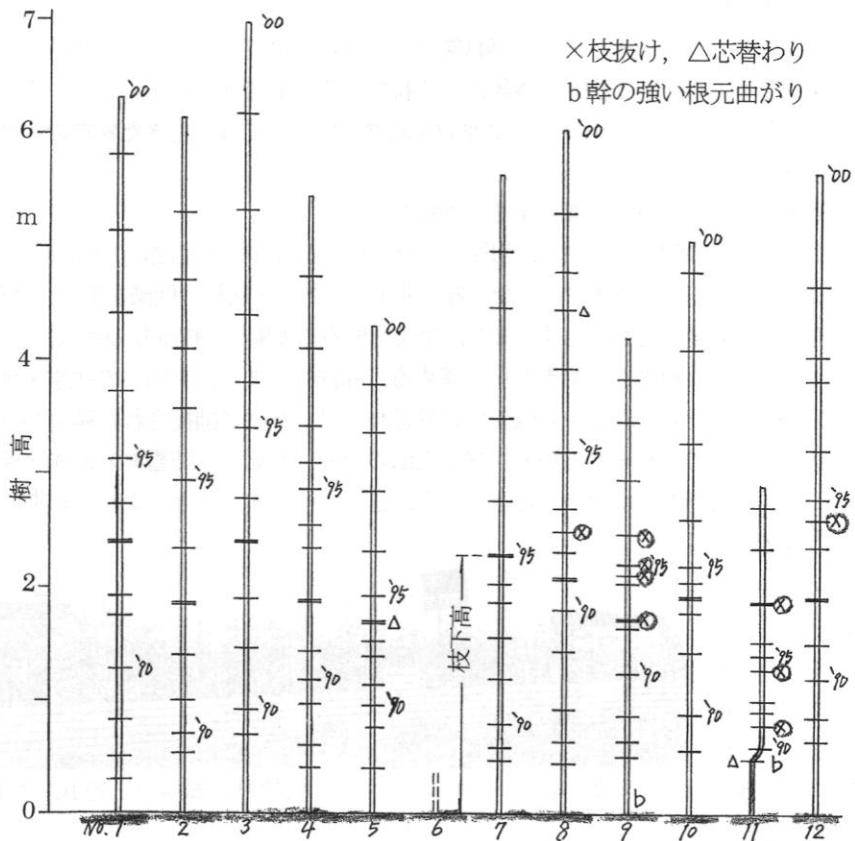


図-3 早い段階で、裾枝打ちが実施された、本線側から第1列の、
ヨーロッパトウヒの年々の樹高成長量（三笠IC付近）

低下する。それゆえ、特に、本線側の輪生枝には、枝打ち（剪定）を徹底する必要がある。

結 論

①樹種の置換は、不要であろう。

ヨーロッパトウヒは、塩害にはいくらか耐性が劣るらしい。けれども、塩害が明かな個体は劣勢木であり、雪害木であって、優勢木には塩害が稀である。そして、本線側の排雪害に対しても、耐雪性からみて、トドモミより、ヨーロッパトウヒが望ましい。風上側の防風・防雪機能に関しても、枝張りの大きい、枝葉の密な、初期成長の速いヨーロッパトウヒが望ましい。

②融雪剤（塩）による被害は、劣勢木に目立つ。

それゆえ、植栽方法の改善する。つまり、狭い三角植え（1.4mピッチ）を、広い列植え（列間3.5m、苗間2.0m）に変更する必要がある。また、植栽木の保育管理（裾枝打ち、除伐）を、早い段階から徹底して実施し、優勢木を仕立てることにより、塩害を軽減できる。

③排雪害を軽減する。

基礎工として、半永久的な、鋼鉄製パイプないし鉄筋コンクリート製杭を、グライド防止杭として採用する（ハード工法）。本線からの排雪が不可避である以上、グライド圧が生じることは当然であるから、グライド圧という物理的な破壊力に対しては、生きた材料の耐性に頼るよりも、無機的な材料で対抗する必要がある。

④優勢木の仕立て方は、保育手法に帰結する。

生きた材料の耐性（生命力、回復力）を利用する（ソフト工法）。そのためには、早い段階から、裾枝打ちを徹底し、枝抜けの防止、幹の曲がり・折れ・割れの低減を図り、個体の健全化を通じて、林帯全体の健全化をもたらす。また、除伐を早めに実施し、枝張りの増大、根系の発達を促進して、耐性（耐雪性、耐塩性、耐風性）を高める。除伐は、また、林内への吹雪・地吹雪の捕捉を促進することになる。ちなみに、除伐のない鉄道林では、林内に捕捉された積雪がほとんどない。

以上のように、ハード工法とソフト工法の組み合わせが、防雪林の造成と保育の原則であり、塩害に対しても例外ではない、と言えよう。また、そうすることにより、早期に、機能の高い、生きた防雪施設を

造成しうる、
といえよう。

写真-4の林
帯は、3年後
には、バスを
隠す筈である。

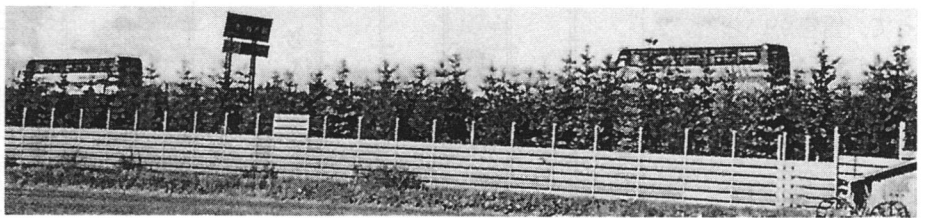


写真-4 ヨーロッパトウヒの防雪林の概観（三笠 IC 付近，2001.5.26）

参考文献

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.

斎藤新一郎・井上惇夫・竹内撰雄，1997. 樹冠の成長からみた道路防雪林の除伐の適期，除伐方法および今後の植栽方法について。北海道の雪氷，no.16: 44~47.

斎藤新一郎，1998. 林木の雪害の1形態としての枝抜けについて。1998年度雪氷大会講予稿集: 103.

斎藤新一郎・平泉 清，2000. 高速道路の防雪林の成長経過および今後の保育対策について。北海道の雪氷，no.19: 37~40.

間伐木を用いた仮設防雪林の諸機能について (2)

斎藤新一郎 (専修大学北海道短期大学)

佐々木正博 (日本道路公団岩見沢管理事務所)

鳥田宏行 (北海道立林業試験場道東支場)

まえがき

道路防雪林の保育において、健全木を育成するためには、除伐 (間引き、密度調整伐) が行われなければならない。すると、必然的に、除伐木が、年々、大量に発生する。こうした除伐木は、環境緑化において、有効に活用されるべきである。ちなみに、林業において、除伐木は、経済効果を生まず、経費的にマイナスになるので、現地で伐り捨てられる。

筆者たちは、磯部ほか (1990) に触発され、除伐木を用いて、まず、視線誘導樹を開発した。25m間隔で、路側に、視線樹を立てることで、吹雪時における視界が良好に保てることが判明した (斎藤・林 1993)。次に、大量に発生する除伐木を、より積極的に用いて、除伐木杭縛り方式の仮設防雪林を造り、実物大の模型として、林帯による吹雪・地吹雪のの捕捉を検討してきた (斎藤 1999, 斎藤・ほか 2000)。この方法は、廣瀬ほか (2000) によっても試みられ、仮設林の機能が確認されている。

調査地の概要

試験地は、滝川ICに近く、切り通し (切り土法面) と高架橋との間に設定された、排雪用の平坦な盛り土面である (写真-1)。ここには、切り通し部分における除雪と高架橋部分における除雪とが、この区間における路面除雪とともに、投



写真-1 無雪期の試験地 (排雪用盛り土面) の状況



写真-2 仮設防雪林の晩冬の状態 (2001.3.2)

棄されるため、積雪深が大きくなる。ここに、列間 3.5m で、樹間 1.0m および 2.0m の、2 列の仮設防雪林が設置された。ただし、設置が 1 月中旬であったため、既に排雪量が多く、仮設木を半ば埋めて設置となり、しかも、トドモミ (トドマツ) のため、枝葉が疎であった (写真-2)。

調査結果

3 月上旬に、積雪深および捕雪量が測定された (図-1)。けれども、設置の遅れ、排雪の多さ、

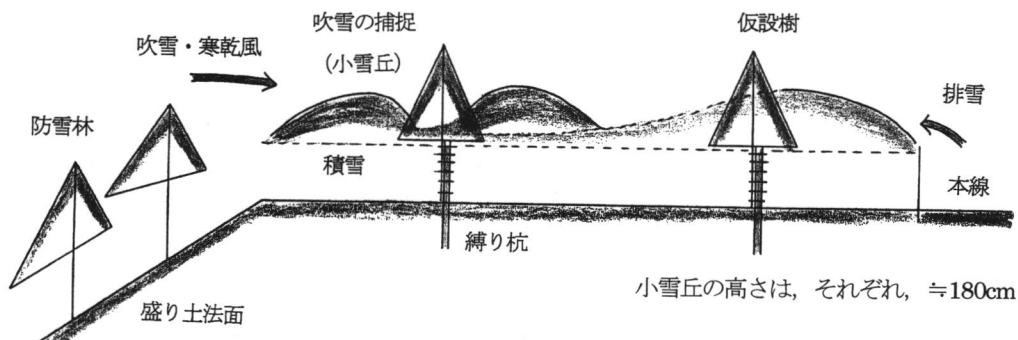


図-1 仮設防雪林における、仮設木の列と吹雪の捕捉および排雪の堆積 (模式図)

その他の要因から、正確な捕雪量を算定することが、困難であった。

まず、道路側の列では、道路側からの排雪が多くて、仮設木の幹折れが目立った。排雪圧および投雪による衝撃が、幹折れの原因である。また、厳寒期の施工であったので、柔軟性が乏しく、設置の時点でも、梢端折れが生じていた。それでも、風上側には、吹雪の捕捉も観られた(写真-3)。

次に、風上側の列では、風上側に小雪丘が生じて、吹雪の捕捉が確認された。その高さは、約 180 cm であった(写真-4)。飛来する吹雪・地吹雪は、小雪丘の方位から、仮設林に対して、ほぼ 45° の角度であった。それゆえ、狭い林帯では、路線に平行な列でなく、吹雪の方位に合わせて、それに垂直な方向に樹列を設定する必要がある、と言える。

さらに、積雪断面を調べてみる

と、大きい枝々が雪に埋もれていて(写真-5)、防風・防雪機能が低下していた。風上側および風下側の小雪丘は、吹雪の捕捉の結果であるが、風下側には、本線からの排雪も混じっていた。

列間には、吹雪の捕捉および排雪が入り混じり、積雪深が約 150cm であった。より高い仮設木であれば、列間により多くの捕雪があるにちがいない。

なお、法面に植栽されたヨーロッパトウヒは、その位置および樹高から、吹雪の捕捉量が未だ少なく、今回の試験への影響はごく少ない、とみなされた。



写真-3 本線側の積雪断面 (高さ≒180cm)



写真-4 風上側に吹雪が捕捉され、小雪丘が形成された

今回の試験では、樹間が1.0mの場合に、2.0mの場合よりも、捕雪効果が大きかった。

仮設防雪林の適用について

仮設防雪林は、次のような役割を有していて、適用範囲が広く、さらに広がるにちがいない。

①捕雪量の推測が可能である。

除伐され、杭縛りされた仮設木(10年生以上、樹高が3m以上)と、本来の防雪木(苗木植え後10年以上)とは、機能において、大きな差がない、と考えられる。

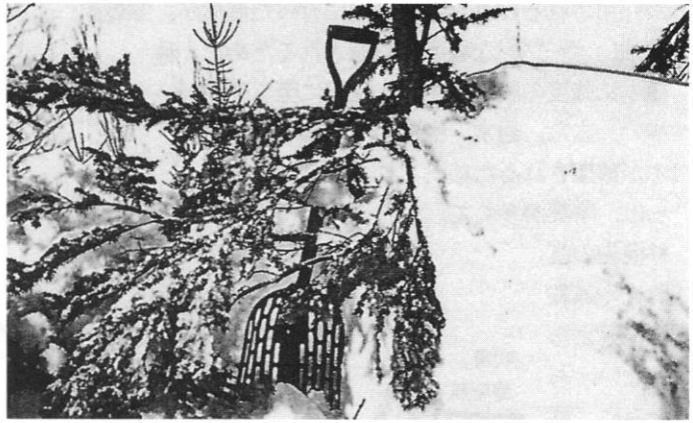


写真-5 風上側のトドモミの仮設木(半ばが埋雪された)

そうすると、杭の配置を変えることにより、植栽密度(列間・苗間の距離)、列数(捕雪量と堆雪の場)、吹雪の方位(植栽配置)、ほかを推測することができる。また、鉄道林の三角植え(千鳥植え、 $\approx 5,100$ 本/ha)よりも、広い列間の列植え(列間3.5m、苗間2.0m、 $\approx 1,400$ 本/ha)の方が、堆雪の場があるだけに、捕雪に関しては機能がずっと大きい。

②排雪の影響を推測することが可能である。

仮設防雪林のグライド圧による被害の測定は、本線側からの排雪量について診断できるし、第1列に仮設林を設置することにより、本来の林帯の雪害・塩害を軽減する、生きた杭および基礎工としての杭の効果が期待できる。ただし、当然のことながら、仮設林そのものが、排雪で被害を受け、枝抜け・幹折れによって、防雪機能が低下する。

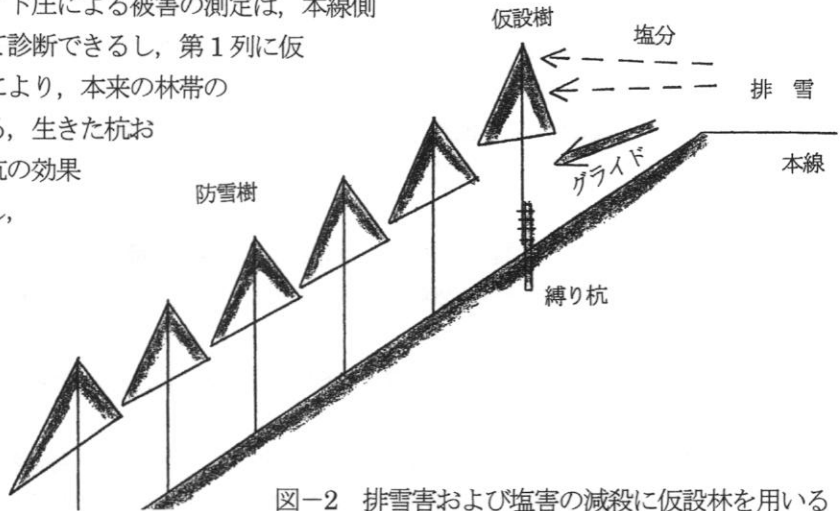


図-2 排雪害および塩害の減殺に仮設林を用いる

③その他の機能は、次のようである。

- ・視線誘導：常緑針葉樹は、吹雪時にも、そのマス(黒い塊)により、視線誘導機能が大きい。
- ・林帯造成が困難な場所(盛り土・切り土の境界部、ボックスカルバート、高架橋、橋梁、狭い法面、急傾斜の法面、コンクリート固定法面、ほか)において、そこに杭を打つことで、仮設防雪林を設置でき、吹雪防止ないし視線誘導機能を得ることができる。
- ・苗木植栽地において、防雪柵に替わって、保護樹の役割をもつ。仮設木は、寒乾風や雪害から苗木を保護し、成長を促進する。また、保護樹と同時に、防雪柵として、防雪機能を代替する。さらに、これらは、本線からの排雪や塩分から、苗木を保護する(図-3)。
- ・仮設林は、成木移植における寒乾風に対する防護壁の役割を果たす。成木の移植では、凍土方式

が採用されるけれども、林内に育った個体が、寒乾風の強いオープンな場所に移植されるために、移植木に強度の脱水が生じ、枯死に至りやすい。また、通常、劣勢木～中勢木が移植されるため、これらは、陰葉が多くて、移植先の直射光や寒乾風に耐えられない。ちなみに、林縁木は、苗木段階から、寒乾風を受けて成長し、全体に陽葉を着けている

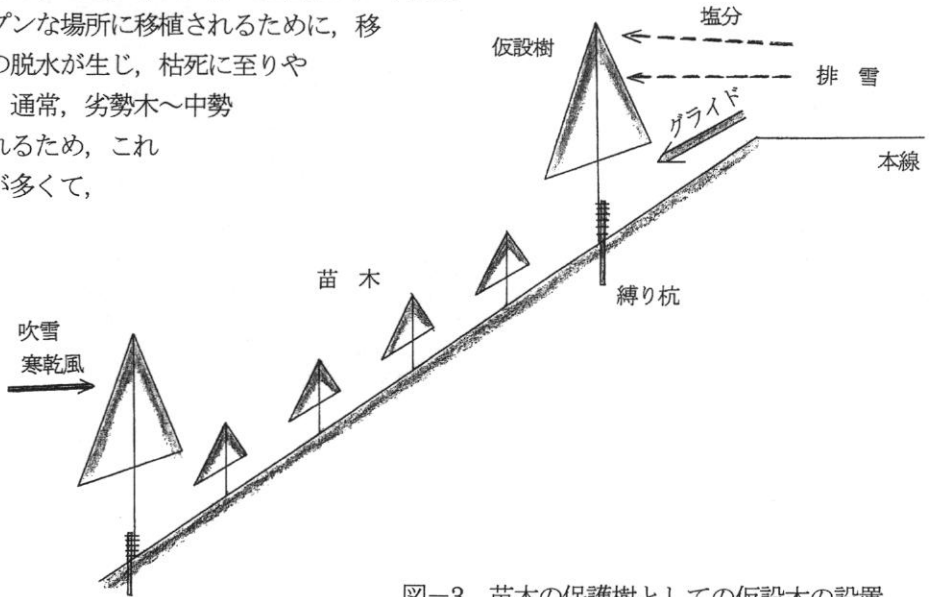


図-3 苗木の保護樹としての仮設木の設置

るので、移植に耐えやすい。それで、風上側を主体に、本線側にも、場合によれば、広い列間にも、仮設木を設置すれば、樹陰がつくられ、寒乾風が減殺され、グライド圧が緩和され、塩分が遮断され、土壤凍結も捕雪によって軽減され、徐々に、毎春ごとに、陰葉が陽葉に変わってゆくことになる。

以上のほかにも、仮設木ないし仮設防雪林が、冬季の交通安全を目的とする施設の改善において、活用される場が見出されるにちがいない。

参考文献

- 道路緑化保全協会, 2001. 吹雪防止林の早期成林技術に関する検討報告書. 39pp.+資料 88pp.
- 廣瀬哲司・福澤義文・加治屋安彦, 2000. 道路防雪林の防雪機能に関する検討(第1報). 北海道の雪氷, no.19: 33~36.
- 磯部圭吾・竹内政夫・石本敬志・福沢義文, 1990. 吹雪時における常緑樹の視認性について. 雪氷大会講予稿集, 平2: 163.
- 斎藤新一郎, 1999. 間伐木による仮設防雪林造りの提案. 雪氷北支研究発表会(講演のみ).
- 斎藤新一郎・林 敏雄, 1993. 高速道路における除伐木を用いた視線誘導樹の試み. 北海道の雪氷, no.12: 33~36.
- 斎藤新一郎・田口和幸, 1995. 凍土方式による大きな木の厳寒期における移植について. 北海道の雪氷, no.14: 3~6.
- 斎藤新一郎・平泉 清・鳥田宏行, 2000. 間伐木を用いた仮設防雪林の諸機能について. 北海道の雪氷, no.19: 41~44.

(社)日本雪氷学会北海道支部 2000年度事業報告

■講演会（春の講演会）の開催

日 時 : 2000年4月26日(水) 13:30~15:10

場 所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

出席者 : 49名

講 演 :

「カムチャッカ半島の雪氷環境」

白岩孝行（北海道大学低温科学研究所）

「グリーンランドの氷は語る」

庄子 仁（北見工業大学）

■総会の開催

日 時 : 2000年4月26日(水) 15:10~15:40

場 所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

- 議 題 : (1) 1999年度事業報告・収支決算
(2) 2000年度支部役員選出
(3) 2000年度事業計画案・収支予算案
(4) その他

■役員会議（第1回理事・幹事会）の開催

日 時 : 2000年4月26日(水) 15:50~17:00

場 所 : 北海道大学 百年記念会館 大会議室

- 議 題 : (1) 2000年度公開シンポジウム
(2) 2001年度全国大会
(3) 支部の運営について
(4) その他

■研究発表会の開催

日 時 : 2000年6月13日(火) 13:00~18:00

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 第1会議室

出席者 : 61名

プログラム

座長：伊東敏幸（北海道工業大学）、金田安弘（北海道開発技術センター）、藤井雅晴（札幌総合情報センター）

1：捻回構円電線およびスパイラルロッド巻き付け電線の着氷雪特性

大浦久到・守護雅富・岡本 誠（北海道電力）、菅原宣義（北見工大）

2：廃タイヤパウダー混合土の熱伝導特性について

金 學三・福田正己（北大低温研）

3：様々な森林における積雪調査

西川大輔・山田知充（北大低温研）

4：北見における気象・積雪断面観測（1999－2000）の概要

八久保晶弘（北見工大）、青木輝夫（気象研究所）、榎本浩之（北見工大）

5：MRI による積雪 3 次元構造の可視化

尾関俊浩（船舶技術研究所）、八久保晶弘（北見工大）

巨瀬勝美（筑波大・物理工学系）、中坪俊一・西村浩一（北大低温研）

6：融雪水の水質変動の長期観測

山崎 学・石井吉之・小林大二（北大低温研）、柴田英昭・小澤 恵（北大演習林）

7：氷・氷摩擦係数の垂直応力依存性

水上直己・前野紀一（北大低温研）

8：冬の春志内トンネルにおける路面状況と摩擦係数

永田泰浩・竹内政夫・丹治和博（日本気象協会北海道本部）、萩原 亨（北大工）

9：道路防雪林の防雪機能に関する検討（第 1 報）

広瀬哲司・福沢義文・加治屋安彦（北海道開発局開発土木研究所）

丹治和博・斎藤勝也（日本気象協会北海道本部）

10：高速道路の防雪林の成長経過および今後の保育対策について ―三笠市萱野地区の 1 事例―

斎藤新一郎（専修大学北海道短大）、平泉 清（日本道路公団岩見沢管理事務所）

11：間伐木を用いた仮設防雪林の諸機能について

斎藤新一郎（専修大学北海道短大）、平泉 清（日本道路公団岩見沢管理事務所）

鳥田宏行（北海道立林業試験場）

12：十勝地方における豪雪による農業施設の被害状況

細川和彦・苫米地司（道工大）

13：道道鹿追糠平線で発生した雪崩（2000.3.5、4.6）調査報告

山田高嗣・小椋崇広・今西伸行・Jim McElwaine・山田知充（北大低温研）、永崎智晴（新潟大災害研）

14：国道における雪崩災害と気象

大槻政哉・竹内政夫（日本気象協会北海道本部）

15：冬期マイカー通勤者モニター実験

中村直久・加治屋安彦・松澤 勝（北海道開発局開発土木研究所）

金田安弘・伊藤信之（北海道開発技術センター）

16：水雲内での雪結晶成長に関する実験的研究 ―取り巻く雲粒による成長の促進―

高橋庸哉（北教大・教育実践総合センター）、遠藤辰雄（北大低温研）

17：盆地冷却層解消の季節特性

岩倉 徹・兒玉裕二（北大低温研）、田中夕美子（北大演習林）、岡田啓嗣（北大農）、石川信敬（北大低温研）

■機関誌「北海道の雪氷」 19号の発行

発行日： 2000年8月7日

発行部数： 350部

■雪氷公開シンポジウムの開催（日本雪氷学会との共催）

テーマ： 北国の環境と生活を科学する

日時： 2000年11月25日（土） 13：00～17：00

場所： 旭川市大雪クリスタルホール

主催： （社）日本雪氷学会・同北海道支部

共催： 旭川市教育委員会

後援： 北海道新聞社・旭川気象台・NHK旭川放送局

出席者： 180名

プログラム：

主催者挨拶：小野 延雄（（社）日本雪氷学会会長）

総合司会：原文宏（（社）北海道開発技術センター）

第I部 講演会

「高山に咲く花の知恵と謎」

梅沢 俊（植物写真家）

「氷と光のマジック―ダイヤモンドダストとサンピラー」

櫻井 兼市（北海道教育大学旭川校）

「道路雪氷対策の科学と知恵」

石本 敬志（北海道開発技術センター）

「地球温暖化は日本の冬をどう変えるか」

安成 哲三（筑波大学）

第II部 パネルディスカッション

■第1回幹事会の開催

日 時 : 平成 12 年 12 月 6 日 (水) 16:00~19:00
場 所 : 北海道大学 北ユーラシア研究センター 会議室
議 題 : (1)2001 年度雪氷学会全国大会について
(2)その他

■第2回幹事会の開催

日 時 : 2001 年 3 月 6 日 (火) 13:30~15:00
場 所 : 北海道大学 低温科学研究所 会議室
札幌市北区北 19 条西 8 丁目
議 題 : 1. 2000 年度事業報告・収支決算 (見込み)
2. 2001 年度事業計画案・収支予算案
3. 2001 年度全国大会 (北海道支部担当) について
4. その他

■第2回理事・幹事会の開催

日 時 : 2001 年 3 月 6 日 (火) 15:00~17:00
場 所 : 北海道大学 低温科学研究所 会議室
札幌市北区北 19 条西 8 丁目
議 題 : 1. 2000 年度事業報告・収支決算 (見込み)
2. 2001 年度事業計画案・収支予算案
3. 2001 年度全国大会 (北海道支部担当) について
4. 2001 年度役員について
5. その他

会計報告

2000年4月1日から2001年3月31日まで

(北海道支部)
(単位 円)

収入の部

科 目	予算額	決算額	差 額	備 考
1.会費収入	0	0	0	
支部会員費	0	0	0	
2.事業収入	10,000	3,500	6,500	
研修会等収入	0	0	0	
広告収入	0	0	0	
出版収入	10,000	3,500	6,500	
3.内部移管勘定	295,000	365,000	▲ 70,000	
交付金支部収入	295,000	295,000	0	50%カット(財務査定)
事業収支差額収入	0	50,000	▲ 50,000	公開シンボ本部負担金
広告支部受取金	0	20,000	▲ 20,000	雪氷62巻掲載分
4.雑収入(預金利子)	1,000	1,050	▲ 50	
当 期 収 入 合 計	306,000	369,550	▲ 63,550	
前期繰越し収支差額	2,252,000	2,215,966	36,034	
収 入 合 計	2,558,000	2,585,516	▲ 27,516	

差額＝予算額－決算額

支出の部

(単位 円)

科 目	予算額	決算額	差 額	備 考
1.事業支出	510,000	481,602	28,398	
研修・見学会支出	40,000	39,690	310	
講演・談話会支出	40,000	47,422	▲ 7,422	
支部機関誌発行費	430,000	394,490	35,510	
2.管理費	210,000	252,589	▲ 42,589	
事務費	160,000	190,072	▲ 30,072	
会議費	50,000	62,517	▲ 12,517	
3.内部移管勘定	50,000	241,916	▲ 191,916	公開シンボ支部負担金
4.予備費	0	0	0	
当 期 支 出 合 計	770,000	976,107	▲ 206,107	
当 期 収 支 差 額	▲ 464,000	▲ 606,557	142,557	
次期繰越し収支差額	1,788,000	1,609,409	178,591	

差額＝予算額－決算額

(社)日本雪氷学会北海道支部 2001年度事業計画案

1. 春の講演会の開催

日 時 : 2001年4月25日 13:30~15:00

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

講 演 : ① 火山噴火と融雪泥流

岡田 弘 (北海道大学有珠火山観測所)

② 札幌市の雪対策について(仮題)

長利 秀則 (札幌市建設局雪対策室)

2. 支部総会

日 時 : 2001年4月25日 15:10~15:40 (春の講演会に引き続き開催)

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

議 題 : (1) 2000年度事業報告・収支決算

(2) 2001年度支部役員選出

(3) 2001年度事業計画案・収支予算案

(4) その他

3. 役員会議

日 時 : 2001年4月25日 15:40~17:00 (総会に引き続き開催)

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

議 題 : (1) 2001年度地域講演会

(2) 2001年度全国大会

(3) 支部の運営について

(4) その他

4. 研究発表会の開催

日 時 : 2001年6月20日(水) 13:00~18:00

場 所 : 北海道大学 学術交流会館 小講堂

5. 機関誌「北海道の雪氷」20号の発行

刊行予定: 2001年7月

6. 地域講演会の開催

日 時 : 未定 (冬季)

場 所 : 未定

7. 理事・幹事会議

日 時 : 2002 年 3 月頃

8. 幹事会

年度内に 1～2 回開催

9. ニュースレターの発行 (3回 No.12～14)

会計計画

2001年4月1日から2002年3月31日まで

収入の部

(単位 円)

科 目	前年度予算額	予算額	備 考
1.会費収入	0	0	
支部会費	0	0	
2.事業収入	10,000	10,000	
研修会等収入	0	0	
広告収入	0	0	
出版収入	10,000	10,000	
3.内部移管勘定	295,000	295,000	
交付金支部収入	295,000	275,000	
事業収支差額収入	0	0	
広告支部受取金	0	20,000	
4.雑収入(預金利子)	1,000	1,000	
当期収入合計	306,000	306,000	
前期繰り越し収支差額	2,252,000	1,675,000	
収入合計	2,558,000	1,981,000	

支出の部

(単位 円)

科 目	前年度予算額	予算額	備 考
1.事業支出	510,000	670,000	
研修・見学会支出	40,000	40,000	研究発表会
講演・談話会支出	40,000	200,000	
支部機関誌発行費	430,000	430,000	
2.管理費	210,000	210,000	
事務費	160,000	160,000	
会議費	50,000	50,000	
3.内部移管勘定	50,000	0	
4.予備費	0	0	
当期支出合計	770,000	880,000	
当期収支差額	▲ 464,000	▲ 574,000	
次期繰越し収支差額	1,788,000	1,101,000	

(社)日本雪氷学会 2001 年度北海道支部役員 (下線：新任)

役 職	氏 名	所 属	電 話
支 部 長	福田 正己	北海道大学低温科学研究所	011-706-5492
副支部長	竹内 政夫	(財)日本気象協会北海道支社	011-622-2230
理 事	石本 敬志	(社)北海道開発技術センター	011-271-3028
	榎本 浩之	北見工業大学土木開発工学科	0157-26-9499
	加治屋安彦	独立行政法人北海道開発土木研究所	011-841-5553
	工藤 公健	鹿島建設(株)札幌支店	011-231-7521
	斉藤新一郎	専修大学北海道短期大学	01266-3-0228
	佐伯 浩	北海道大学工学部	011-706-6183
	高橋 修平	北見工業大学土木開発工学科	0157-26-9494
	武市 靖	北海学園大学工学部	011-841-1161
	土谷富士夫	帯広畜産大学畜産環境科学科	0155-49-5511
	苔米地 司	北海道工業大学建築工学科	011-681-2161-443
	原 文宏	(社)北海道開発技術センター	011-271-3028
	前野 紀一	北海道大学低温科学研究所	011-706-5474
	矢作 裕	北海道教育大学釧路校	0154-42-1735
監 事	油川 英明	北海道教育大学岩見沢校	0126-32-0335
	植松 孝彦	(財)日本気象協会北海道支社	011-622-2239
評 議 員	秋田谷英次	北星学園大学・北の生活館	011-771-7398
	池田 保夫	(株)ドーコン	011-851-9221
	一條 昌幸	北海道旅客鉄道(株)工務部	011-700-5788
	加藤 建郎	交通安全施設研究会	011-261-1855
	小林 仁	北海道電力(株)土木部	011-251-4619
	小山 芳一	(財)河川情報センター札幌センター	011-757-0511
	鈴木 英一	北海道開発局開発管理部開発調整課	011-709-2311
	高橋 淳	(株)地崎工業北海道本店	011-551-8114
	高橋 徹男	札幌市建設局管理部雪対策室	011-211-2640
	松尾 昭房	北海道総合企画部	011-231-4111
	東海林明雄	北海道教育大学釧路校	0154-44-3325
	中野 誠一	北海道電力(株)総合研究所	011-251-4299
	林 勝朗	北海道立寒地住宅都市研究所	011-621-4211
	藤野 和夫	北海道大学名誉教授	011-811-6572
	村松 照男	札幌管区气象台	011-611-6121-400
顧 問	木下 誠一	北海道大学名誉教授	011-731-8645
	小島 賢治	北海道大学名誉教授	011-561-6082
	清水 弘	元北海道大学低温科学研究所教授	011-531-5836
	中村 龍一	(株)北海道二十一世紀総合研究所	011-231-3053
	若濱 五郎	北海道大学名誉教授	0123-36-4016
幹 事 長	成田 英器	北海道大学低温科学研究所	011-706-5475
庶務幹事	松沢 勝	独立行政法人北海道開発土木研究所	011-841-1746
会計幹事	豊田 威信	北海道大学低温科学研究所	011-706-7431
幹 事	阿部 正明	(社)北海道開発技術センター	011-271-3028
	池田 元基	北海道旅客鉄道(株)工務部	011-700-5794
	石井 吉之	北海道大学低温科学研究所	011-706-5583
	伊東 敏幸	北海道工業大学建築工学科	011-681-2161-344
	海老沼孝郎	独立行政法人産業技術総合研究所	011-857-8950
	大浦 久到	北海道電力(株)総合研究所	011-385-6553
	亀田 貴雄	北見工業大学土木開発工学科	0157-26-9506
	川島 由蔵	(株)ドーコン	011-801-1576
	高橋 庸哉	北海道教育大学附属教育実践研究指導センター	011-778-0293
	中林 宏典	(財)日本気象協会北海道支社	011-622-2239
	平松 和彦	北海道立旭川西高等学校	0166-52-1215
	深見 浩司	北海道立地質研究所環境地質部	011-747-2211-431
	藤井 雅晴	札幌総合情報センター(株)	011-232-4848
	村崎 慎一	日本道路公団北海道支社	011-896-5895
	山田 知充	北海道大学低温科学研究所	011-706-5485

日本雪氷学会と道内関係機関のホームページについて

日本雪氷学会のホームページ (<http://www.soc.nii.ac.jp/jssi/>) には、「雪氷学関連の情報(リンク)」のページが開設されています。このページへ掲載を希望される場合は、学会事務局 (TEL 03-3262-1943) へご連絡下さい。この他に、学会ホームページでは、雪氷メーリングリストへの加入方法、全国大会の最新情報などを入手できます。

雪氷学会ホームページには、雪氷関連の行事を紹介する学会カレンダーのページも開設されています。カレンダーに関連行事の開催案内を掲載するためには、登録してパスワードを取得する必要があります。登録方法については以下のサイトを参照して下さい。(<http://www.soc.nii.ac.jp/jssi/act/cal/calendar-manual.html>)

道内関係機関のホームページ

組織名称	URL
1. 日本雪氷学会	
日本雪氷学会本部ホームページ	http://www.soc.nii.ac.jp/jssi/
2. 官公庁・公益法人	
気象庁	http://www.kishou.go.jp/
海上保安庁水路部流水情報センター	http://www.jhd.go.jp/cue/KAN1/1center.html
北海道立オホーツク流水科学センター	http://www.ohotoku26.or.jp/organization/center/index.htm
(社)北海道開発技術センター	http://www.decnet.or.jp/
(財)日本気象協会	http://www.jwa.or.jp/index-j.html
3. 大学等	
北海道大学	http://www.hokudai.ac.jp/
北海道大学低温科学研究所	http://www.lowtem.hokudai.ac.jp/
北海道大学低温科学研究所流水研究施設	http://www.hokudai.ac.jp/lowtemp/sirl/sirl.html
北海学園大学	http://www.hokkai-s-u.ac.jp/
北海道東海大学	http://www.htokai.ac.jp/
北海道工業大学	http://www.hit.ac.jp/
北海道教育大学	http://www.hokkyodai.ac.jp/
室蘭工業大学	http://www.muroran-it.ac.jp/
帯広畜産大学	http://www.obihiro.ac.jp/
北見工業大学	http://www.kitami-it.ac.jp/
4. 研究機関等	
独立行政法人北海道開発土木研究所 (旧北海道開発局開発土木研究所)	http://www.ceri.go.jp/
開発土木研究所国内外の関連サイト	http://www2.ceri.go.jp/link.htm
独立行政法人 農業技術研究機構 北海道農業研究センター (旧農林水産省北海道農業試験場)	http://www.cryo.affrc.go.jp/
農業低温科学研究会	http://ss.cryo.affrc.go.jp/jacrys/
独立行政法人産業技術総合研究所 北海道センター (旧通商産業省北海道工業技術研究所他)	http://unit.aist.go.jp/hokkaido/index.htm
北海道立寒地住宅都市研究所	http://www.hri.pref.hokkaido.jp/
北海道立工業試験場	http://www.hokkaido-iri.go.jp/
北海道立中央農業試験場	http://www.agri.pref.hokkaido.jp/chuo/
北海道立地質研究所	http://www.gsh.pref.hokkaido.jp/
北海道立林業試験場	http://www.hfri.bibai.hokkaido.jp/
5. その他	
国際雪氷学会(IGS)	http://www.spri.cam.ac.uk/igs/home.htm
雪たんけん館	http://yukipro.sap.hokkyodai.ac.jp/

より充実したものにするために、道内関係機関のアドレスを下記までご連絡下さい。

連絡先: 北海道支部庶務幹事 松沢 勝

TEL 011-841-1746、FAX 011-841-9747

E-mail: masaru@ceri.go.jp

社団法人 日本雪氷学会北海道支部規約

(名称)

第1条 本支部は、社団法人日本雪氷学会北海道支部と称する。ただし略称を北海道支部とする。

(目的)

第2条 本支部は、社団法人日本雪氷学会定款第4条の目的を達成するため、下記の事業を行う。

1. 雪氷および寒冷に関する学術調査・研究その他関連事項
2. 雪氷および寒冷に関する研究会、講演会、座談会、見学会等の開催
3. 会員相互の連絡
4. 本部理事会が委嘱又は承認した事項
5. その他必要な事業

(会員)

第3条 本支部の会員は、北海道に在住する社団法人日本雪氷学会の会員とする。また、他支部に所属する会員であっても、本支部に所属することを希望する場合は、重複所属することを妨げない。

(役員)

第4条 本支部につきの役員を置く。

- | | |
|------|--------------------------|
| 支部理事 | 20名以内（うち、支部長1名、副支部長 若干名） |
| 支部監事 | 2名 |
| 支部幹事 | 20名以内 |

(役員の選出)

第5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。

(支部長および副支部長の選出)

第6条 支部長および副支部長は、支部理事の互選とする。

(幹事および幹事長の選出)

第7条 幹事および幹事長は、支部会員の中から支部長が委嘱する。

(理事の職務)

第8条 支部長は、本支部を代表し、その会務を総理する。

- 2 副支部長は、支部長に事故あるとき、または欠けたとき、あらかじめ支部長が指名した順序でその職務を代行する。
- 3 支部理事は、支部理事会を組織し重要な事項を決議する。

(監事の職務)

第9条 支部監事は、支部の事業、会計を監査する。

(幹事の職務)

第10条 支部幹事は、支部の会務を処理する。

(理事会)

第11条 支部理事会は、支部理事で構成され、重要な事項を議決する。

- 2 支部理事会の議長は支部長とする。
- 3 支部理事会は、支部理事の2分の1以上の出席がなければ開会することができない。

(幹事会)

第12条 支部幹事会は、支部幹事で構成され、支部長の命を受けて支部事業の企画および会計なら

びにその他の会務を処理する。

(役員の任期)

第13条 役員の任期は2年とする。再任を妨げない。

(顧問、評議員)

第14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、随時建設的提案を行う。

4 第13条は、顧問、評議員について準用する。

(総会)

第15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 総会においては、下記の事項の承認を受けなければならない。

1. 支部役員

2. 事業計画および収支予算

3. 事業報告および収支決算

4. 財産目録および貸借対照表

5. 重要な財産の処分

6. 支部規約の変更

7. その他支部理事会において必要と認めた事項

(資産および会計)

第16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。

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。

北海道の雪氷 No.20

ISSN-1340-7368

2001 年 8 月 10 日発行

発行 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