

— 日本気象学会 —

# 北海道支部だより

— 第 26 号 —

## — 目 次 —

I 解 説 雪の気候学.....	播磨屋 敏生.....	1
	(北大理学部)	
II 北海道内の気象学及びその関連分野の研究紹介 .....		10
III 昭和55年度第1回支部研究発表要旨 .....		15
IV 昭和55年度第2回支部研究発表要旨 .....		35
V 昭和55年度支部事業報告・役員会報告・会計報告 .....		52
VI 第12期支部役員選挙結果報告 .....		54
VII 会員動静.....		55

昭和56年4月

日本気象学会 北海道支部

# 社団法人 日本気象学会 北海道支部規約

(32. 7. 11 制定)  
40. 8. 7 一部改正  
45. 6. 24 一部改正  
53. 5. 30 一部改正

- 第一条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第二条 本支部は事務所を札幌市中央区北2条西18丁目札幌管区気象台内におく。
- 第三条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第四条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第五条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第六条 本支部の事業年度は毎年4月1日にはじまり翌年3月31日に終る。
- 第七条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第八条 本支部に次の役員をおく。  
理事 7名(内支部長1名、常任理事3名)  
幹事 4名
- 第九条 理事は支部会員の互選によって定める。
- 第十条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第十一条 幹事は支部長の指名による。
- 第十二条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第十三条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。
- 第十四条 役員任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第十五条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

## 北海道支部役員選挙規則

- 第一条 理事選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第二条 支部長は投票締切日の20日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第三条 投票は無記名、文書投票とし理事定数内の連記とする。
- 第四条 有効投票により得票の多い順に理事を決定する。得票数が同じものが2名以上出た場合は年長順とする。
- 第五条 理事に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第六条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第七条 開票の結果は理事会に報告し、「支部だより」または「天気」に掲載する。

# I 解 説

## 雪 の 気 候 学

播磨屋 敏 生 (北海道大学理学部)

### 1. まえがき

今年の冬は雪が多く、いわゆる三八豪雪(昭和38年)以来の大雪ということで、一部マスコミには五六豪雪(昭和56年)なる言葉が登場し、一般の方々をも雪に目を向けさせた。北海道、東北、北陸地方に住む人ならだれもが、冬に雪が降り、時には交通機関をマヒさせるほど積もることもあることを知っている。しかし、沖縄では、大部分の方々<sup>○</sup>が雪を見たことがないと言う。このように、南北に細長い日本では、たくさん雪の降る地方とぜんぜん降らない地方があるわけだが、それでは、雪国に降る雪の方は、地方によって違うだろうか。

北海道に降る雪は、乾いたサラサラした雪で、スキー場の宣伝文句に良く使われるアスピリンスノーの北海道へ等は、この雪の状態を良く言い表わしている。他方、冬景色の写真として良く見られる金沢市の兼六公園の松の木に積もった綿帽子のような雪は、北海道の雪と違うことが一目瞭然である。さらに話を続けよう。ひと昔前の札幌では、雪が降っても傘をさして歩く人はいなかった。雪の中を歩いてオーバーに雪が積もっても、玄関先で払いさえすればそれですんだ。これ等は、乾いたサラサラした雪の特徴である。近頃では、札幌などでも雪の日に傘をさす姿がめっきり多くなったと、新聞が特集を組んで解説していた。それによると、一番の原因は、湿った雪が降る本州の習慣を、転勤者が札幌に持ち込んだためだと言う。北海道のサラサラ乾いた雪、北陸地方の湿ったボタン雪は、生活実感として一般の方々にも認識されている。

自然の良き観察者である俳人の目にはどう映っているであろうか。北海道では、非常に寒い日、路上で車が通り過ぎる時、砂塵のように非常に小さい雪粒(雪塵)が舞い上がることが良くある。この現象は、季語になっていて、俳句仲間では雪砂ということである(武田みさ子、1977)。解説によると、「雪砂とは、雪を砂に擬した辞語で、地上の雪が時日を経て、砂状に変じ、しかしてバサバサ状態を呈した場合の現象を指して呼ぶ名称である。雪が砂の如くであるので、雪の砂と表象した季題季語である。」。暖い雪国である北陸地方では、この季語を使うだろうか。北陸地方の学芸分野に明るい金沢市の北国新聞社学芸部と新潟日報社学芸部に調査を依頼したところ、「当地の俳句関係者に聞いてみましたが、雪質の違いからでしょうか、雪砂という季語はないとのこと<sup>\*</sup>」という返事を頂いた。このように俳句の季語においても、両地方の雪質の違いが反映されている。

乾いた雪、湿った雪は、言葉を換えて言えば、冷たい雪、暖い雪でもある。この雪の性質をうまく利用した除雪方法がある。冷たい雪の除雪法として傑作なのは、札幌のササラ電車であろう。これは、電車の前に備え付けた竹製のブラシを回転させながら軌道を除雪する方法である。暖かい、湿った雪の降る地方では、ああはうまくいかないだろう。これに対して、暖かい雪に眼をつけた方法に、道路上の雪

\*私信、北国新聞社学芸部(1980)、新潟日報社学芸部(1980)。

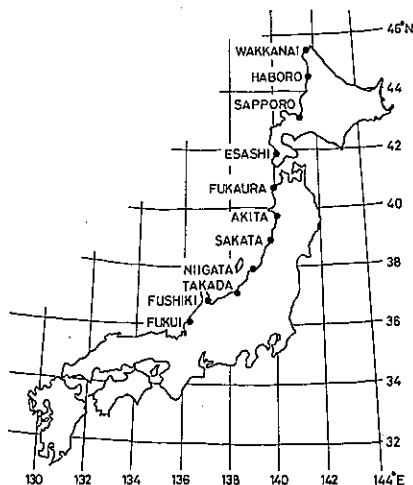
をとかず消雪パイプがある。これは地下水をくみあげ、そのまま熱を加えずに道路上に噴出させて雪をとかず装置である。北海道でも一部実験的に家のまわりの雪をとかしている例もあるが、寒い地方では一般的になり得ないであろう。

雪の降り方、積もった雪の性質について、地方地方で大分違うらしいことは、雪国に住む人達の生活実感としてある。次にもっと詳しくみてみよう。

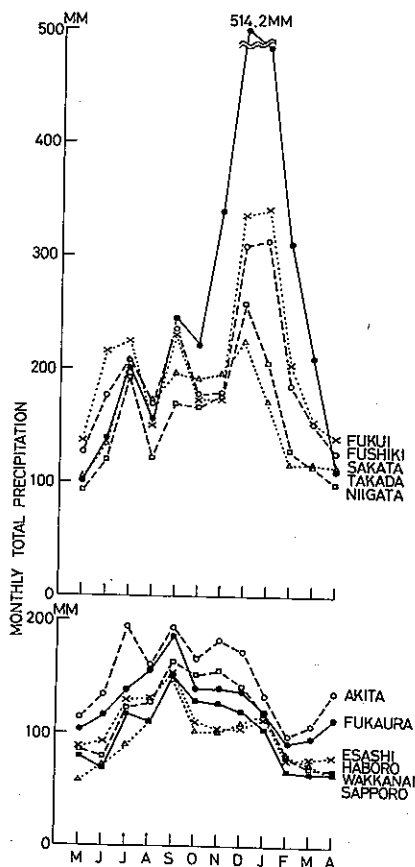
## 2. 雪の地域特性

雪には、降る雪、すなわち降雪と、積もった雪、すなわち積雪とがある。以下に兩者について述べる。説明のための気象資料は、北から南まで適当な間隔にあること、2次的な山岳の影響を受けないこと等を考慮して第1図に示してあるように、日本海側の海岸線に近い稚内(45°25'N)、羽幌(44°22'N)、札幌(43°03'N)、江差(41°52'N)、深浦(40°39'N)、秋田(39°43'N)、酒田(38°54'N)、新潟(37°55'N)、高田(37°06'N)、伏木(36°47'N)、福井(36°03'N)の11ヶ所の気象官署のものを使用した。

北海道も北陸地方も雪が多いと言うが、その内訳はどうなっているだろうか。まずはじめに、冬の降水量は他の季節より多いかどうかを調べてみる。雪、雨の区別をなくした降水量の毎月の平年値を第2図に示す。横軸は、冬の降水量の値を見やすくするために、5月から始まって4月に終るように目盛ってある。新潟、高田、伏木、福井の南グループでは、冬期間の降水量が、圧倒的に多く、他の季節の降水量を凌駕する。他方、稚内、羽幌、札幌、江差、深浦、秋田の北グループでは、夏から秋にかけての季節に降水量が多く、冬期間はむしろ少ない。中間の酒田では、12月の降水量が一番多いが、1、2月の降水量は、秋より少ないという具合に、南北両グループの中間的性質を示している。



第1図 気象官署の位置

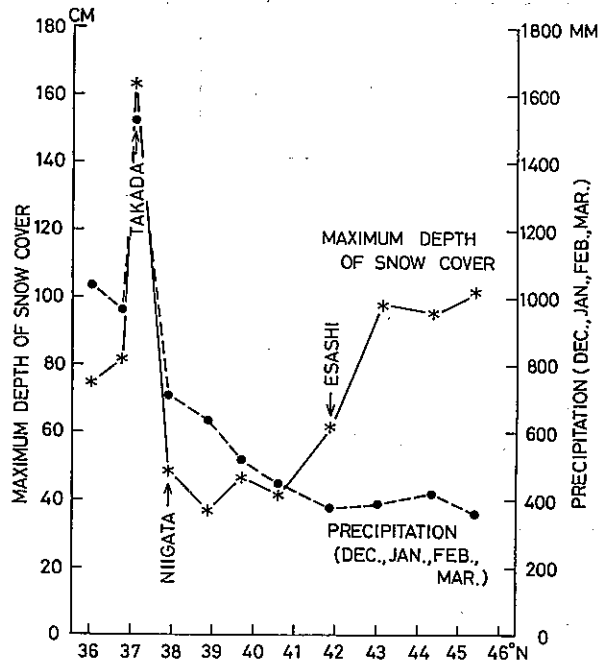


第2図 月降水量の平年値。横軸は、5月から始まり、4月に終るようになってある。

このように南グループでは、冬期間の降水量が他の季節より多い。北グループの降水量は200mmを越える月がないが、南グループでは200mmを越える月が数ヶ月ある。言い換えると、北グループより南グループの方が、年間の降水量が多い。

次に、冬期間の降水現象に的を絞ってしてみる。12月、1月、2月、3月の4ヶ月間降水量(●印)

と最深積雪深(＊印)の  
 平年値を第3図に示す。横  
 軸に緯度を目盛っているが、  
 各々の観測点は、第1図の  
 地図の気象官署に対応して  
 いる。冬期間の4ヶ月間降  
 降水量は、北が少なく南ほど  
 多くなっているが、最深積  
 雪深は、稚内、羽幌、札幌、  
 江差の北海道と高田、伏木、  
 福井の北陸地方で多くなっ  
 ている。他方、深浦、秋田、  
 酒田の東北地方では少なく、  
 新潟が東北地方を少々うわ  
 まわる。これらの事実は、  
 積雪の多い少ないは、冬期  
 間の降水量だけでは決まら  
 ない事を示している。確かに  
 暖かければ雨として、寒



第3図 最深積雪深と4ヶ月間降水量の平年値。横軸は緯度になっているが、観測地点は、第1図における気象官署である。

ければ雪として降るだろうし、せっかく積もっても気温がプラスではすぐに融けてしまうだろう。第3図に示した範囲では、北から南に向かうに従って、降水量は増加するが、積雪量が二山型になるのは、積雪量が降水量と気温との組合せによって決まるためだろう。同じ雪国でも、北海道は寒冷型雪国、北陸地方は温暖型雪国と言われるゆえんである。

同じように雪の多い北海道と北陸地方ではあるが、雪の積もり方にそれぞれ特徴がある。北海道では、積雪深の年々の変動はそれほど大きくないが、北陸では非常に大きい。その例を、福井の資料で見よう。第1表は、福井での多雪年であった1962~1963年の冬と少雪年であった1913~1914年の冬の各月の降水量と最深積雪深を示す。多雪年は、少雪年の約1.5倍も多く雪が積もった。しかし、冬期間4ヶ月間降水量を見るかぎり、福井の冬期間4ヶ月間降水量の平年値は1037.2mmであるので、多雪年では、17%の増加であり、少雪年では、17%の減少である。つまり少雪の原因は、降水量が少なかったのではなく、暖かったためである。ここにも積雪の多少に気温が影響を与える様子が出ている。

今まで、積雪量についての地域特性を示したが、続いて広い意味での降雪現象である霰について述べる。霰は、雲の中で雪結晶よりはやく成長するので、降雪機構を考える場合、重要な粒子である。霰のもとになる embryo (芽) は、雪結晶と凍結水滴であることが知られている (例えば、Harimaya,

第1表 積雪深の年々変動

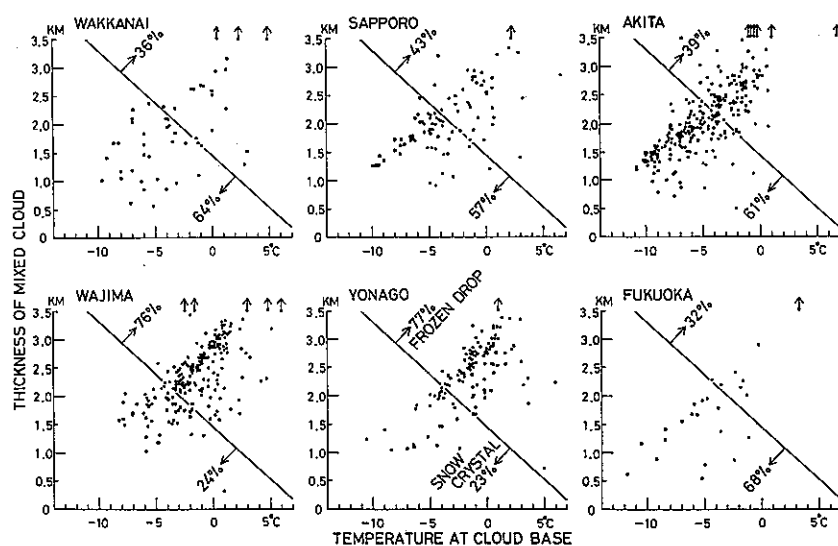
多 雪 年

年	月	降 水 量	最深積雪深
1962	12	274.4 mm	6 cm
1963	1	634.6	213
	2	150.9	199
	3	153.6	99
	計	1213.5	

少 雪 年

年	月	降 水 量	最深積雪深
1913	12	383.3 mm	9 cm
1914	1	201.3	14
	2	87.2	14
	3	185.3	—
	計	857.1	

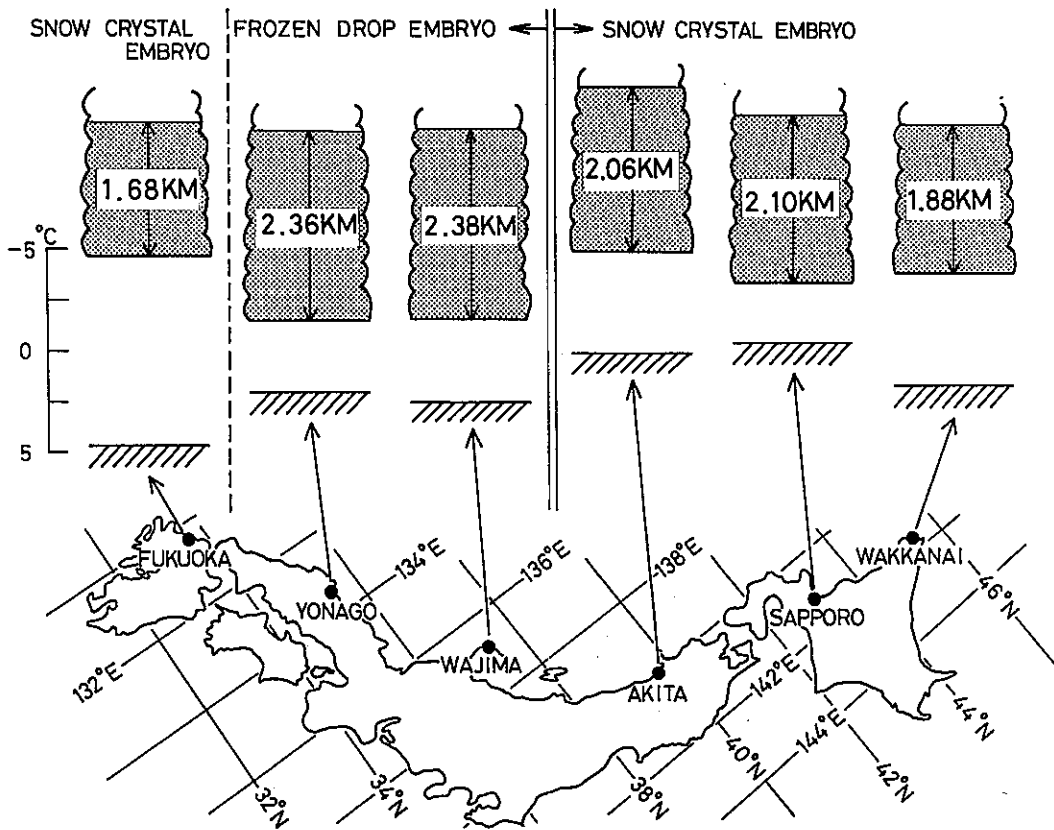
1976)。その後、たくさんの霰の embryo を観測した播磨屋(1980)によれば、雪結晶と凍結水滴のどちらの粒子が霰の embryo になるかは、雪雲の雲底温度と雪雲の過冷却した雲粒が存在する混合雲の厚さによって決まる。次にその分類規準を使って、日本各地の卓越 embryo を推定する事を試みた。雲底温度と混合雲の厚さを算定するためには高層データが必要である。また冬季季節風時の降雪現象を見るため、日本海側の北から稚内、札幌、秋田、輪島、米子、福岡の6地点が選ばれた。各観測地の気象官署の地上観測日原簿の1967/68~1976/77年の10ヶ年分の資料から、9時と21時の高層観測時刻をはさむ前後1時間以内に霰が降った日時を選び出し、その時の雲底温度と混合雲の厚さを求めプロットしたのが第4図である。各地における右下がりの直線は、霰 embryo の種類を分ける規準で、この直線より上方に位置する場合は、凍結水滴であり、下方に位置する場合は、雪結晶である。図に見られるように稚内、札幌、秋田の北グループでは、霰 embryo として雪結晶が卓越していて、輪島、米子の南グループでは、凍結水滴が卓越している。福岡は一番南でありながら、雪結晶が卓越しているが、これは融解現象でうまく説明出来る。しかし、ここではこれ以上立入らない。以上の



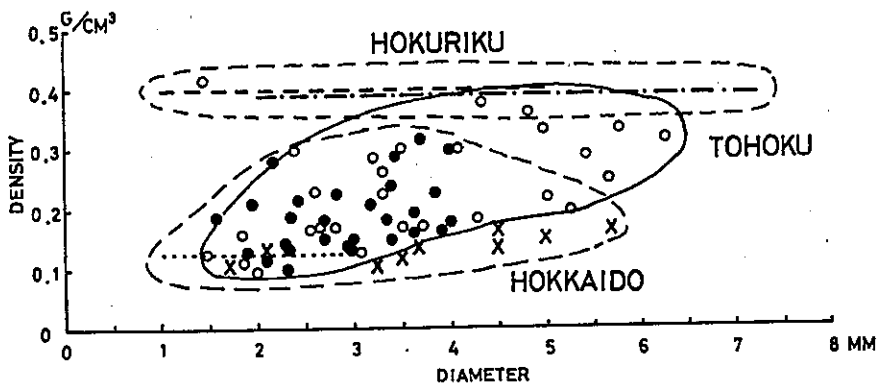
第4図 各地における卓越 embryo。各図における右下がりの直線の上方は、凍結水滴 embryo、下方は雪結晶 embryo の範囲である。

結果をまとめたのが第5図である。上段には、雲の垂直断面と地面を描いてあり、それぞれの温度は左端の目盛りで続むようになっている。また混合雲の厚さは、雲の内部に数字で示してある。雪結晶が霰の embryo として卓越する地域と、凍結水滴が霰 embryo として卓越する地域がきれいに分かれる事が、この図から見てとれる。

霰のもう一つの重要な性質である密度について、過去数人の人達によって日本各地で測定されている。

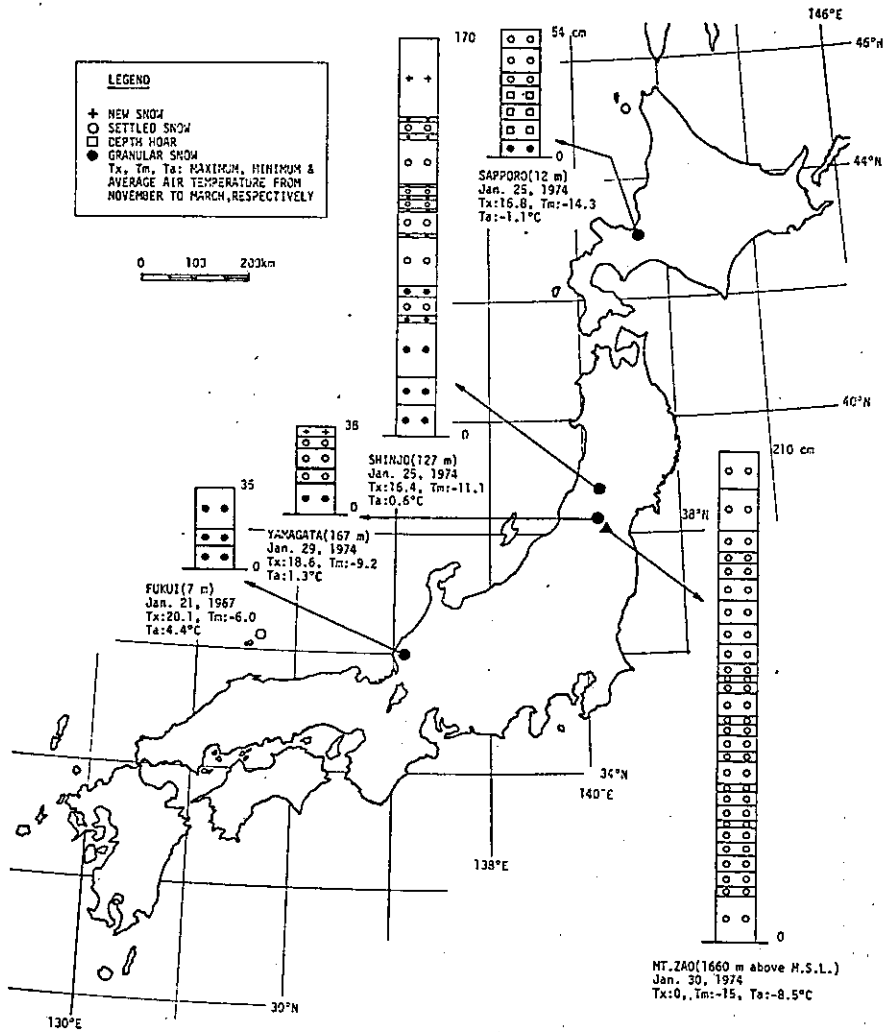


第5図 各地における卓越 embryo とそれに対応する雲に関する物理量



第6図 霰の密度の地域性

それらの測定値をまとめたものが第6図である。北海道での測定値は、Nakaya and Terade (1935)、Magono (1954)、Harimaya (1980)、東北での測定値は、梶川 (1976)、北陸での測定値は、今井 (1954)、Maruyama (1968) によるものである。この図において見られるように、北海道、東北地方、北陸地方の順番で霰の密度が大きくなっている。この意味を考える時、Macklin (1962) の低温風洞における着氷の室内実験が参考になる。彼の実験によると、出来た着氷の密度は、着氷の表面温度、雲粒の半径、雲粒との衝突速度によって決まり、暖かいほど着氷の密度は大きくなるのである。他の条件が同じであるならば、霰の密度は、気温が高いところで出来たほど大きくなるはずである。それで、霰の密度における北海道、東北地方、北陸地方と大きくなる順番は、気温によると考えるべきだろう。



第7図 日本各地の積雪の違い (中村、1979年による)

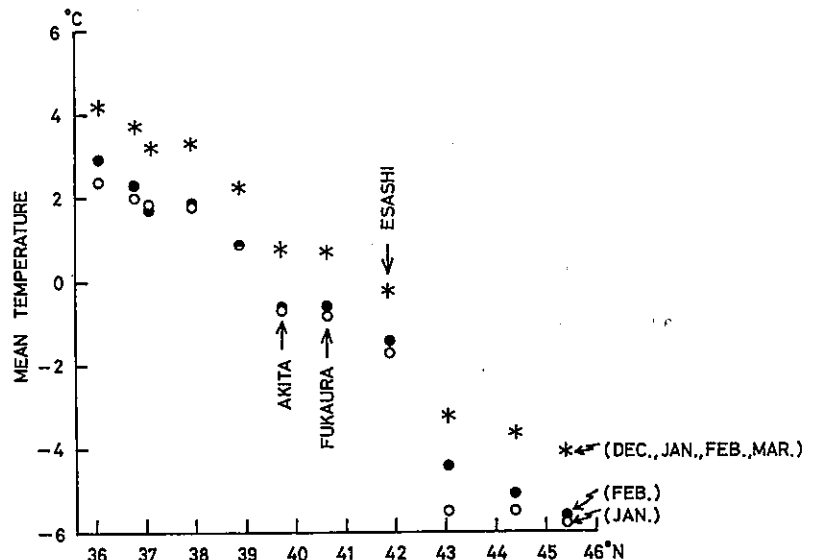


積雪は、積雪量の他に雪質の面からも見るべきだろう。日本各地の雪質の違いを中村(1979)が1枚の図面にまとめたものを第7図に示す。中村の説明を以下に記す。「図から分かるように、寒冷地である北海道の積雪層は、大半がしまり雪としもざらめ雪とから構成されており、ざらめ雪は積雪底部にのみごくわずかに見いだされるにすぎない。他方、温暖地の福井では、ざらめ雪層しか観察されていない。両者の中間に位置する新庄、山形両市においては、しまり雪とざらめ雪との双方が観察されている。蔵王山では、この時期にはざらめ雪は全く見いだされず、全層しまり雪である。」。このように、北海道と北陸地方では、雪質に顕著な差が見られる。

### 3. まとめ

前節では、雪の地域特性について述べてきた。降水量の月別変化で見ると、北陸地方は冬に降水量が多く、北海道は夏から秋にかけて多く、むしろ冬が少ない。東北地方北部は北海道型に近く、両者の中間状態は酒田である。降水量の資料に積雪量の資料を追加してみると、降水量が少ないにもかかわらず積雪量が多い北海道型と、降水量が多くかつ積雪量も多い北陸型に分けられる。東北地方は積雪量が少なく、新潟は東北地方に似た傾向を示す。霰 embryo については、降水量の場合ほど観測点が密ではないが、北海道型と北陸型にわかれ、東北地方の秋田は北海道型に属する。また霰密度について見れば、北海道型と北陸型に分かれ、東北地方はその中間にくる。雪質についても同様に北海道型と北陸型に明瞭に分かれ、東北地方はその中間の性質を示す。雪の地域特性は当然気候の反映である。ここで述べた特徴は、気温によってコントロールされている面が一番強い。それでは、北海道と北陸地方では、気温に関してどれほどの違いがあるだろうか。

平均気温に注目して作った図面が第8図である。冬期間4ヶ月間の平均気温は、当然ながら北ほど寒いのであるが、北海道ではマイナスで、津軽海峡を越えるとプラスに変わる。このことは、4ヶ月間降水量が少ないにもかかわらず積雪量が多い北海道型を説明出来るだろう。すなわち、北海道では、この期間に降った降水量をほとんどすべて雪として受けとる事が出来るからである。1、2月だけに



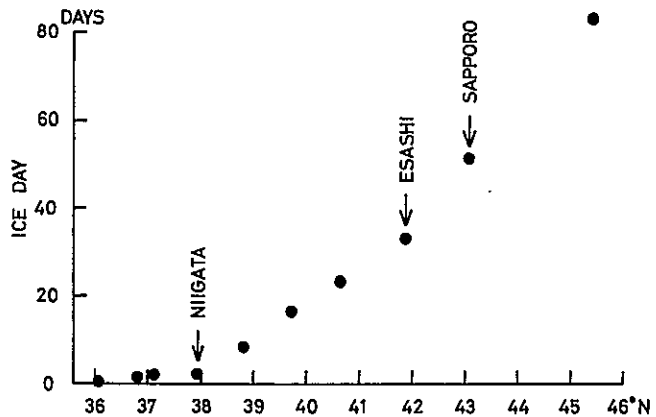
第8図 平均気温の平年値。\*印は、冬期間4ヶ月間、○印は1月、●印は2月のそれぞれの平均気温を示す。横軸は緯度になっているが、観測地点は、第1図における気象官署である。

限れば、平均気温 0℃の線は、秋田の南まで南下するのであるが、その恩恵を受ける深浦、秋田ではその月の降水量が非常に少ないので、北海道型にはなれない。

雪が融解するかしないかは、気温のプラス、マイナスによって分けられる。一日中気温がマイナスであれば雪は融けないであろう。それで気温がプラスにならない日、すなわち真冬日の年間日数を第9図に示す。北海道では、南部の江差でも30日以上あり、札幌では50日以上もある。他方、新潟以南の北陸地方では、多くても2日程度である。北陸地方の福井では、融解凍結をくりかえす過程を経て形成されるざらめ雪が全層を占めていたのに、札幌では積雪底部にのみごくわずかに見いだされた程度であったことは、これからうなずける。

これまで述べてきたような雪に関する知識の取得は、日本海側が世界的な多雪地帯であり、冬期間の平均気温の0℃線がその中間を通過していて、なおかつ調査のしやすい平地であることに非常に負っている。

浅学非才を顧みず、専門外の事にも言及し、なおかつ短期間でまとめたため、誤まった内容になったのではないかと危惧しております。皆様の忌憚のない御批判、御叱責を頂ければ幸いです。



第9図 各地の真冬日。横軸は緯度になっているが、観測地点は、第1図における気象官署である。

謝辞 俳句の季語の調査に対して、直ちに御回答をおよせ下さった北国新聞社学芸部、新潟日報社学芸部の皆様に心からお礼申し上げます。

#### 参 考 文 献

- Harimaya, T., 1976: The embryo and formation of graupel. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 42-51.
- 播磨屋敏生, 1980: 霰形成機構の地域性(その2). 日本気象学会1980年秋季大会講演予稿集, 203.
- Harimaya, T., 1981: The growth of graupel. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VI*, **7**, 121-134.
- 今井一郎, 1954: 季節風による降雪の研究. *気象集誌*, **32**, 192-214.
- 梶川正弘, 1976: 霰の密度の観測. *天気*, **23**, 685-695.
- Nacklin, W.C., 1962: The density and structure of ice formed by accretion. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **88**, 30-50.

Magono, C., 1954: on the falling velocity of solid precipitation elements. Sic. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. 1, No. 3, 33-40.

Maruyama, H., 1968: on conical graupel and its density. Pap. Met. Geophys., 19, 101-108.

中村勉, 1979: 日本各地の積雪の違いの1例. 雪氷, 41, 147-148.

Nakaya, U. and T. Terada, Jr., 1935: Simultaneous observations of the mass, falling velocity and form of individual snow crystals. J. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. II, 1, 191-200.

武田みさ子, 1977: 雪の歳時記. 83-84.

## II 北海道内の気象学及びその関連分野 の研究紹介 (受付順)

### 1. 電力施設の塩害事故について

河野和夫 (北海道電力技術研究所)

電力事業においていったん塩害事故が発生すると、広範囲の供給支障を伴い、復旧までに長時間の労力、費用を要し、社会的にも大きな問題になることが多い。

現在では定常的汚損による事故は、過絶縁方式の採用や定期的清掃などにより防除しているが、台風、低気圧、季節風などの異常気象による大型塩害事故は、昭和29年の洞爺丸台風以来33件発生している。

気象原因別では台風が8件、低気圧が16件、季節風が9件であり、地域別では函館、室蘭、苫小牧、日高地方が台風による事故が多く、宗谷から檜山地方にかけての日本海岸が低気圧、季節風による塩害事故の多発地帯であり、上川北部、空知中・北部の内陸部(時には海岸から50~80kmの距離にも達する)でもそれぞれ2~3件発生しており、釧路地方も3件の事故実績がある。

台風の場合は、その中心が本道の西岸沿いに北上するものが原因となっており、この経路の台風はほとんどが風台風で雨洗効果がなく、南よりの強風により海塩粒子が運びこまれるため太平洋沿岸が被災地帯になる。しかし日本海を北上する強い台風の場合は、その通過の後面で西よりの強風が吹きこむため、日本海沿岸でも同様の事故が発生することがある。

低気圧、季節風による塩害事故は10~5月に発生し、12月、1月の2カ月で約50%を占めているが、この場合の天候はほとんどが吹雪で、海水飛沫を含んだ塩害が原因となる。

事故に至る経過は、海岸あるいは海面で強風により海水が吹きちぎられ、これが風によって陸地に運搬されて碇子などの絶縁物に付着し、そこに適当な水分が供給され表面抵抗の低下を招き事故が発生するものである。

事故発生を時間的にみると「直接的塩害」と「後続塩害」とがあり、台風などにより波しぶきが直接吹きつけられるような場合が前者の最も顕著な例であり、海塩粒子が付着した後適当な水分(小雨、霧、露など)が供給されるまでの時間間隔の長い場合(2~3日後のことがある)が後者である。従って水分の供給される型によって「悪天小雨型」(小雨、降雪など)と「晴天高湿型」(無風快晴・気温低下による結露、付着塩雪の晴天・日射による融雪など)に区分され、長時間強風が吹続した後「直接的塩害」が発生しなくても油断はできない。

### 2. 研究紹介

泊 功・藤原 忠・石黒 忠之  
(農林水産省北海道農業試験場農業気象研究室)

#### 1. 研究課題

(1) 寒地気候資源の実態解明と効率的利用技術

- ア 北海道における直達・散乱放射の季節的・地理的变化
- イ 北海道における太陽放射の波長組成
- ウ 低風速地帯風車の開発利用
- エ 農業気象改善に関する諸資材の利用

(2) 冷害気象対応技術

異常気象対応技術の研究が55年度で完了した。この研究では多くの課題で成果を得たがとくに「防風施設による冷害気象改善効果」の研究では防風効果の解析が行われ、冷害対策の一方法として防風施設が挙げられ、現在普及中である。

(3) 農業水利施設系に関する水管理のシステム化

- ア 貯水池および送水過程における水温変化機構の解明
- イ 現地実証研究(現地水田)

2. 研究内容

前項のうち「1-(1)-ウ低風速地帯風車の開発利用」のみ簡単にふれる。農林水産省のグリーンエネルギー計画の一環で着手した課題で、風力を直接熱に変換して(油の分子摩擦熱を利用)、生産場への熱エネルギー供給のシステムを確立しようとする。プロペラの直径4mの風車を、高さ2.5mの鉄塔上に設置し、56年1月から北農試構内で実験を開始している。昭和56年度には、さらに現地で、プロペラ直径8mの大型の風車を建設し、出力アップをはかる計画である。昭和59年度末までに次のような研究開発を行う予定である。①風力に対する発熱効率、②エネルギー変換段階での効率、③熱移動に伴う損失、④作物の生産施設、畜産施設への利用技術等

3. 煙突から出た煙の運動の写真観測

石 崎 健 二 (北海道大学工学部)

地上100~200mの煙突から出た煙を地上二点写真法(簡易写真測量)によって観測する。煙突出口から200~600mぐらい煙の追跡が可能である。煙の拡散における振動ブルームモデルに従って、煙塊それ自体の拡散(相対拡散)と、煙軸の振動に注目する。写真観測は、煙の位置を測定するだけなので、煙塊の拡散を論ずるには、やや不利であるが、煙軸に関しては、それを煙流の可視部の中央付近と考えれば、結構役に立つ。

煙流を煙塊が一列につらなったものと見れば、煙塊を一つの粒子と考えることによってTaylorの拡散理論が使える。すなわち、煙塊のラグランジュ速度相関関数がわかればよいわけである。これの手がかりが写真観測から得られないものかというのが当面の課題の一つである。ただし、煙塊は粒子とちがって次第に大きくなっていくからそれなりの配慮が必要であろう。

煙の浮力効果の評価のしかた、煙の運動と大気の運動との関係のとらえかた(煙突の力学的効果)、大気の成層状態のチェック等、残されている課題も多い。煙の運動の写真観測だけからどんなことがどの程度までわかるのか見当をつけようとしている、というのが現状である。

#### 4. 研究紹介

木 下 誠 一 (北海道大学低温科学研究所 所長  
凍上学部門主任教授)

昭和25年低温科学研究所助手となって以来、霧、積雪、凍上の研究に従事している。昭和39年凍上学部門の新設に伴い、主任教授となり、以後凍上の研究に専一する。

現在まで行って来た主な研究題目は、次である。

- 霧粒の観測、霧の変動と風の変動との相関
- 飽和水蒸気中の吸湿性粒子の成長
- 積雪の粘弾性と破壊、積雪の硬度、積雪の薄片製作、塑性圧縮による積雪の氷への転化、道路上の雪氷の性質
- 凍上力、凍上の際の土中水分移動、凍土の圧縮強度、凍土のレオロジー
- 永久凍土地帯の表層土の物理的性質

海外学術調査として、昭和47年のシベリア学術調査、昭和49、52、55年の永久凍土圏学術調査において研究代表者をつとめた。これは物理、生物の両分野にまたがる総合調査である。昭和49～50年日米科学協力事業(土の凍結融解にともなう水分の移動)において日本側研究代表者をつとめた。アメリカ側は、アラスカ大から後にカリフォルニア大に移ったガイマン教授である。

凍上に関する研究には野外現場の観測が大事である。凍上学部門では昭和47年12月、北大の苫小牧地方演習林内に81m<sup>2</sup>の凍上観測室を設け、その周りで野外観測を行っている。

永久凍土に関する一般解説書として、古今書院から「永久凍土」を出版した。(昭和55年6月)。

#### 5. 気象環境と家畜の施設利用

干 場 信 司・堂 腰 純 (北大農学部・農業物理)

冬期間の気象条件が非常に厳しい北海道においても、衛生的な見地から、また、経済性を考慮して、簡易な屋外施設によって家畜を飼育しようとする試みが行われている。北海道で飼われている牛は、一般に寒さに対して強く、冬期間でも屋外で生活するだけの能力をある程度有している。しかし、牛の体感温度には風の影響大なることが予想されており、また、防雨・防雪のためにも何らかの施設が必要となる。そこで、このような簡易屋外施設によって、気象条件がどのように緩和されているか、また、牛が気象条件との関係で如何に施設を利用しているかを肉用牛およびホルスタイン子牛について調査・検討した。

##### 1. 越冬飼養施設における気象環境と肉用牛の施設利用

前面開放片流れ屋根シェルターと、雪の吹き溜り防止のための草架(飼槽)兼用パッフルから成る越冬施設について、その防雪・防風・保温効果を調査し、有効性を確認した。また、肉用牛(ヘレフォード種)は、気象条件の厳しい時(気温と風速から算出される酷寒指数が大の時)にこの施設を

よく利用することが明らかになった。

## 2. カーフハッチ(子牛用哺育箱)における気象環境と子牛の施設利用

カーフハッチとは、子牛を呼吸器系疾患等の疾病から守るために屋外の新鮮な空気のもとで飼うための箱であり、最近、その必要性が認められつつある。カーフハッチは、犬小屋のように、前面のみが開放となっているが、この施設の防風効果を調べたところ、非常に防風効果が高く、冬期間に子牛を体感的な寒さから守っていることが確かめられた。また、子牛が実際にカーフハッチを利用する割合は、外気温の影響よりも屋外風速の影響を強く受けていることが明らかになった。

## 6. 雷の電荷分離に関する研究

織 笠 桂太郎 (室蘭工大)

雷の電荷分離現象はその発生条件が複雑なことで、雷雲の中に突入して観測できないことなどから、不十分な観測、実験データから適当なモデルを考え、それから推論される電荷分離の値が放電現象の観測から推測される値とほぼ一致すれば有力な電荷分離機構として提案されるので over な表現ではあるが研究者の数種の理論があるといわれる。これは現段階ではまだ雷の電荷分離のモデルを考えるための十分な現象の把握がなされていないことを示しており、少しでも多く降水に伴う電気現象を観測しその中の特徴ある現象を見出して積重ね、これらの現象に矛盾しない電荷分離機構を考えることが筆者の研究方針であった。

1956年～1961年に亘り地表における電場、降水の電荷、降水の種類、降水強度などの測定を北大理学部とそこから北西方向に約1.2Km離れた農場の2地点での同時観測、手稲山頂とその直下の高度差約500mの地点での2点観測などから数多くの特徴ある現象を見出し、当時もてはやされた電場と降水電荷の符号の鏡像関係に関するWilsonの誘導説は適当でないことを指摘したが(織笠1962)、それ以来18年後の1980年8月イギリスのマンチェスター大学で開催された国際大気電気会議で、誘導説に関連するものはすべて理論的(Illingworth, UMI ST)にも又新たな観測事実(R. Reiter, Fraunhofer Inst. Garmisch)からも不適當であることが確認された。又上述の観測期間中に手稲山頂での地吹雪に伴う $+1200\text{V/m}$ 、札幌市内での風塵に伴う $-2000\text{V/m}$ の強い電場の発生に着目し固体粒子相互の衝突による電荷分離の極性はその物質の電気的性質に支配されることに気づき、1969年～1978年にかけて室工大とニセコ山麓で行われた人工的な風塵と地吹雪の実験解析の結果、電荷分離の極性は物質の電荷担体の符号と一致した。又粒子相互の衝突によって正負多量のイオンが発生し電荷担体の符号と一致する方が多量に発生することを確認した。以上の結果は砂塵嵐の雷、火山噴火の雷、雲の雷などの外、工場その他で起る粉塵爆発まで統一的に作用する電荷分離機構の存在の可能性を暗示している。又この結果は偶然乍ら上述のReiterの観測結果を裏付けるだけでなく、これまで明らかにされなかった、降雪の電荷は負が優勢であること(1961、織笠)が明確に説明でき、更に降雪に伴って著しいイオンの発生を伴うことを必然的に暗示していた。1950年～1978年に亘って室工大ニセコ大気電気研究施設にて降雪時の大、中、小イオン濃度の挙動を調べ、著しいイオンの発生のみならず、地表電場の変化のパターンと大イオン濃度の変化のパターンが非常に良い相関を示すことを見出し

た。以上のことから、地表観測で得られた降雪に伴う電気現象の説明には地吹雪の電荷分離現象がまだ不十分な点はあるが良く適合しているように思われる。以上筆者の1956年から現在までの降雪現象に伴う電荷分離に関する研究の流れを紹介した。

## 7. 研究概要

足立俊三（日本気象協会北海道本部・技術部）

石狩川流域における降雨特性をつかみ、流域全体を細分化した小流域におけるレーダによる短時間雨量予測手法を開発する。

すなわち、石狩川流域およびその近傍の気象現象をメソ解析し、この地域における降雨の地域的、および量的なバラツキを明らかにする。一方、レーダエコーと雨域（降雨セル）とを対比し、その地域的な特徴を明らかにする。

そのため、調査対象域の気象観測網における諸気象要素を時間・空間について解析を行い、降雨現象を特徴付ける要因を解明する。また、毎時降雨分布図を作成し雨域とその中に出現する降雨セルの動きや消長をつかむ。さらに、幾枚かの連続したエコースケッチ図を有効に利用するための客観的解析手法を検討し、エコーの実体を把握する。

これら諸気象要素とレーダエコー、および雨域の三者の関連を定性的につかみ、さらにはこれらから北海道における降雨機構を明らかにする。また、定量的な現象把握を行って最終的には短時間内のいつ、どこに、どれだけの雨が降るのかという予測手法を確立する。

## 8. 調査内容紹介

石田恭市（日本気象協会北海道本部調査部）

取り扱っている仕事は、大気環境関係が主であるが、いわゆる民間であるため、業務内容としては外部からの委託によって行っているものが大部分である。したがって一定の項目について連続して調査するといった機会が少ない。ここではその中の“蒸気霧”の調査について一部紹介する。冬季北海道沿岸で発生する蒸気霧の調査は、環境評価の立場で、昭和48年頃から道内数地点で行っている。蒸気霧は、他の霧と同様に大部分が視程障害→交通障害の問題として環境評価上取り上げられるが、現象が他の霧よりも局地的で短時間であるため霧の実体そのものを如何に評価するかで頭を痛めている。現在では一応霧の濃さ、高さ、広がり、発生時間等についてランク分けを行い、定量化への試みを行っている。また発生中に陸上のみでなく、海上での気温、湿度、風の鉛直分布を測定して、蒸気霧の発生と海面から大気中への熱の移動の状況などをつかもうとしているが解明への道はまだ遠い。その他、現在大気環境観測に主に使用している低層ゾンデとラジオゾンデによる観測値との比較、隔測温度計の記録値と通風との問題、放射収支計の経年変化についてなど現場の仕事の中から出て来る技術的な問題点について地味ではあるが取り組んでいる。



### Ⅲ 昭和55年度 第1回研究発表会プログラム

日 時 昭和55年11月27日(木)～28日(金) 09時30分～17時00分  
場 所 札幌管区気象台会議室

- |                                 |                           |   |
|---------------------------------|---------------------------|---|
| 1. 室蘭地域に出現するエアロゾルについて           | 室 工 大                     | ○望 月 定… 16<br>丹 治 辰 男<br>沖 野 典 夫<br>織 笠 桂太郎 |
| 2. 室蘭地域に発生する大粒子の特性について          | 室 工 大                     | ○丹 治 辰 男… 18<br>望 月 定<br>沖 野 典 夫<br>織 笠 桂太郎 |
| 3. 雪庇の発生                        | 北大 低温研                    | ○内 藤 明 男… 20<br>小 林 大 二                     |
| 4. 自記積雪深計による天塩山地および石狩平地の積雪調査    | 北大 低温研                    | ○油 川 英 明… 22<br>深 見 浩 司<br>内 藤 明 男          |
| 5. 長期融雪量の算出における熱収支的考察           | 北見 工 大<br>北大 低温研          | ○高 橋 修 平… 24<br>佐 藤 篤 司<br>成 瀬 廉 二          |
| 6. 苫小牧・高丘(北大演習林)の台地と谷すじの放射冷却の比較 | 北大 農<br>" 低温研<br>" 農      | ○田 中 夕美子… 26<br>小 林 大 二<br>藤 原 滉一郎          |
| 7. 盆地冷却のメカニズムに関する観測             | 北大 理<br>" "<br>" 環 境      | ○中 村 力… 28<br>孫 野 長 治<br>吉 田 裕 一            |
| 8. 短波・超短波における特殊な大気雑音の検知について     | 東海大・札幌校舎                  | 浅 利 英 吉… 30                                 |
| 9. 日本海収束帯の垂直構造とその移動に伴う降雪パターンの移動 | 北大 理<br>" "<br>" "<br>" " | ○穂 積 邦 彦… 32<br>遠 藤 辰 雄<br>谷 口 恭<br>孫 野 長 治 |

○印 発表者

望月 定、丹治辰男、沖野典夫、織笠桂太郎、室住正世、  
向井田健一、松村信男 (室蘭工業大学)

## 1. はじめに

人間活動に伴って発生し、その進行が憂慮されている大気の微粒子汚染に関し、我が国有数の重工業都市でありながら、室蘭地域における大気汚染微粒子についての詳細な学術的調査研究は皆無に等しい現状である。

海洋に近接し、人工起源による微粒子発生源（大規模工場群・市街地）と自然の発生源（市周辺の台地）とが明確に区分されている室蘭地域という特殊な都市環境における汚染微粒子の動態を知ることは、室蘭地域においてはもちろん、市街地域、自然域が混在する中都市の大気環境評価のための基礎として重要なことである。

本研究は、室蘭工業大学教員有志によって組織された研究班により、室蘭地域の大気中に浮遊する多種多様な微粒子状物質（エアロゾル；粒径  $10^{-6} \sim 10^{-3}$  cm）の動態を大気電気学的手法、光学的手法、分析化学的手法と大気中に存在する自然放射性物質をトレーサとして用いる方法を併用して究明しようとするものである。

今回はその (1) として、観測実施項目の紹介と、昭和 55 年 9 月 19 日から 9 月 26 日まで実施した秋季第 1 回観測のうち、現在までにデータ解析の終わった大気電気伝導率の移動観測結果について報告する。

## 2. 測定項目と使用測器

測定項目およびその使用測定器は下記の様である。

- A. エイトケン粒子濃度：ガードナ・カウンタ、ボラック・カウンタ
- B. ミー粒子濃度と同粒径分布：光散乱方式パーテクル・カウンタ
- C. 大気電気伝導率：ゲルデン型伝導率計
- D. ラドン濃度：フィルタ法によるベータ線測定
- E. エアロゾル物質組成分析：アンダーセン・エアサンブラで捕集、X線光電子分光装置で分析
- F. 気象要素、風系解析

上記のうち、A. B. C. D. と E のエアロゾル捕集は、望月、丹治、沖野、織笠が担当し、E の分析は向井田、室住が、F は松村が担当している。

## 3. 観測場所と測定項目

## A. 固定観測点

室蘭市市役所の市民生活部公害防災課で実施している市内の大気汚染測定点は図 1 のように配置されている。今回我々は、室蘭地域の地形、図 2 に示した風系図、図 1 の各測定点における浮遊粉じん濃度、 $SO_2$ 、 $NO_x$  濃度の日変化、月別変化、経年変化等を参考にして、固定測定点として 2 ヶ所、白鳥台と青少年の家を選定した。この 2 地点での測定項目は以下の 1、2 である。

1. 青少年の家：エイトケン粒子、ミー粒子、大気電気伝導率、ラドン
  2. 白鳥台：ミー粒子、大気電気伝導率
- B. 移動観測点  
前記の調査から、室蘭地域では各地点によって、それぞれ

## 大気汚染測定点配置図

- |             |            |            |
|-------------|------------|------------|
| 1. 祝津市役所    | 9. 鶴ヶ崎中学校  | 17. 南浜町    |
| 2. 北洋相互銀行   | 10. 新日鉄体育館 | 18. 港北郵便局  |
| 3. 公害監視センター | 11. 太田ビル   | 19. 本輪西本光寺 |
| 4. 日鋼アパート   | 12. 東野中央公園 | 20. 陣屋     |
| 5. 御前水公園    | 13. 太平橋    | 21. 真門小学校  |
| 6. 大沢町      | 14. 向蘭中学校  | 22. 白鳥台出張所 |
| 7. 輪西支所     | 15. 東明中学校  | 23. 白鳥台    |
| 8. 輪西児童館    | 16. 日西小学校  |            |

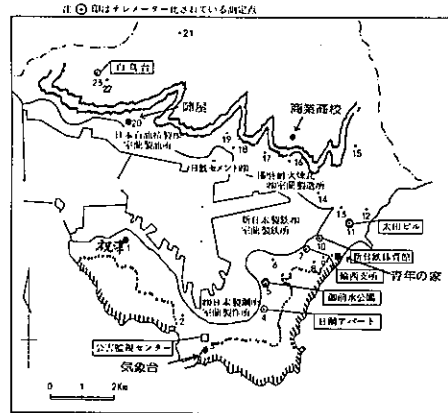


図 1

の濃度は相当激しく変動することが予想されたので、できるだけ広い地域を細かく調査するため、又測定器の絶対数が足りないため、各種測定器を積んだ自動車による移動観測を実施することにした。移動観測での測定点として、図 1 に示した測定点のうち、1. 陣屋 2. 商業高校、3. 太田ビル、4. 御前水公園、5. 気象台、6. 祝津出張所の 6 地点を選定した。測定項目は、エイトケン粒子、ミー粒子、大気電気伝導率、分析用試料捕集で、毎日定時刻に 30 分づつ測定した。

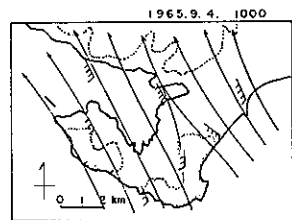
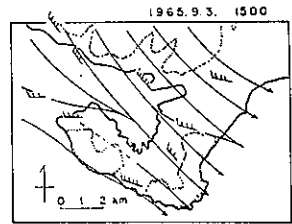


図 2

## 4. 考察

現在、データ解析が終了しているのは、移動観測データのうち、大気電気伝導率、ミー粒子と同粒径分布だけであり、他は進行中であるので、ここでは大気電気伝導率についてのみ報告する。

既に古くから研究され、報告されて明らかなように大気電気伝導率は大気中のサブミクロン・エアロゾル濃度と良い逆相関関係にあり、これの変動を観測することは、とりもなおさず、エアロゾル濃度の変動に関する情報を提供することになり、エアロゾル汚染の指標を与えるものである。

図3に9月21日から25日までの各地点における大気電気伝導率の変動の様子を示した。

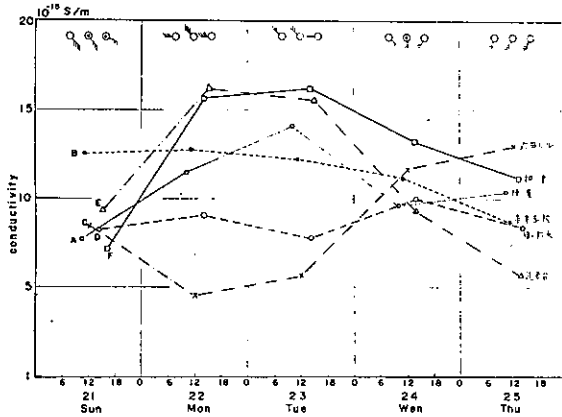


図 3

図中の風向、風速は室蘭地方気象台のデータを参照した。風向、風速の違いによって、各測定点で得られた値は、ほぼ似たような値を示したり、又大きな差を示したり特徴ある変化を示している。風向が南東の場合(21日)は山側の1地点(商業高校)、弱い南風の場合(24日)は西側の1地点(祝津)以外はほぼ似たような値を示し、北西あるいは西の場合(22日、23日)は風上に位置する場所の値が高く、風下の方で低くなっている。又やや強い南風の場合(25日)は気象台および御前水での値(多分、地形の関係で、小さな風の収束帯に入っていたのではないかとと思われる)は他の値に比較し、低い値を示しているが、海側の太田ビル、祝津での値は風下に位置する陣屋、商業高校での値より高くなっている。これらの現象と図1の測定点間の地理的關係を考慮すると、これは明らかに発生源が、各測定点を結んでできる円の内部に存在することを示唆していると考えられる。

図4に各測定点における風向、風速と大気電気伝導率との関係を示した。縦軸は大気電気伝導率である。図中、A:陣屋、B:商業高校、C:太田ビル、D:御前水、E:気象台、F:祝津出張所を示す。発生源が各測定点を結んだ円の中央部にあると見た場合、風向とは非常に良い相関がある。これだけで、結論づけるのは早計であり、各地点におけるエアロゾル組成分析と合わせ考えなければならないが、やはりこの地域では周辺部市街地での排出もさることながら、中央部の大工場群による排出が主たるエアロゾル発生源であると考えるのが妥当であろう。

図5には各測定点における正負大気電気伝導率の変動状態を示した。縦軸は大気電気伝導率、A、B、C、D、E、Fは図4と同じである。図中、特に、B:商業高校における結果について、風向の違いによって、正負の比率に大きな差が出現するという興味深い現象を示し、南南東あるいは南東の風向下における場合(21日)(24日)と南南西の場合(25日)では正負の比が大きく逆転している。この原因について、風向の違いによって、この地点に運搬される大気中に含まれるエアロゾルの質と量が異なるためではないかと考えられるが、しかし、

また他に多くの要素が寄与していると考えられるので、明確な原因追究のためには、さらにエアロゾル粒径分布との同時測定エアロゾル物質組成分析と合わせ観測を継続する必要がある。

### 5. 結語

室蘭地域に出現するエアロゾルの動態を総合的には握るため、その第一段階として、大気電気伝導率に替目し、他の測定項目と同時に、大工場群を取り巻く室蘭地域各地点での移動観測を実施した。

地域内6地点での大気電気伝導率測定より得られた結果では、  
1) この地域の主たるエアロゾル発生源は大工場群のある地域であるとうと推定できる。  
2) 各測定点では風向によって大気電気伝導率に大きな差が生じる。

すなわち、エアロゾルの濃度変動は、特に、風向、風速によって支配され、時々刻々に著しく変動している。  
3) 風向によって、大気電気伝導率の正負比率に有意な差が生じたり、比率の逆転が生じたりする興味ある現象が見出される特殊な地域がある。等がわかった。

ミー粒子については別報で報告している。

1回だけの観測で、エアロゾルの挙動特性全般にわたって明確な結論を引出すことは困難であるので、より詳細な状態は握るため、今後、さらに、サブミクロン・エアロゾル粒径分布測定器を導入して、前記測定項目と合わせ、四季折々に観測を継続していく予定である。

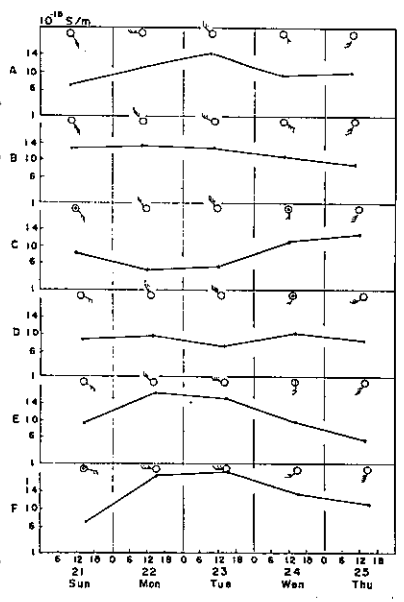


図 4

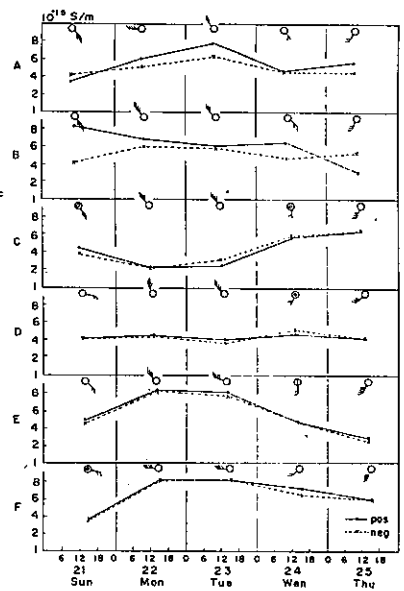


図 5

丹治辰男、望月 定、沖野典夫、織笠桂太郎、

室住正世、向井田健一、松村信男、(室蘭工業大学)

## 1. はじめに

北海道央南部に位置するわが国有数の重工業都市室蘭における大気微粒子汚染の現況をは握してこの地域の大気環境評価の基礎的知見を得るため、室蘭工業大学教員有志による研究グループが組織された。このグループ研究の意義と目的については、別報「室蘭地域に出現するエアロゾルについて I — 大気電気伝導率に現われた特性 —」(望月、他 1981, RLAE, Vol. 2) に詳述されているので参照されたい。

今回は、1980年9月19日から9月26日までの期間に行われた第1回観測のうち、自動車による地域内各観測地点で得られたミー粒子の動態について報告する。

## 2. 使用測器

グループ研究全体の測定項目と各使用測器については、前報に略述されているので、ここでは本報告に「しのみ」詳述する。ミー粒子の粒径別分布測定には、リオン社製光散乱方式パーティクルカウンタKC-01(70°側方散乱方式)を使用した。この測器は、粒径 $0.3 \times 10^{-4}$ cm以上の粒子数濃度を5段階に分級して計数するもので、データの記録には、同社製デジタルプリンタKP-01を用いた。

## 3. 観測地点

観測地点の選択理由と夫々における測定項目については、前述の別報に示されているとおりである。ミー粒子についての移動観測は、大気電気伝導率等と同時に、Fig.1に示したとおり大工場群をとりかこむ6地点で行なった。Fig.1は、室蘭市の大気汚染測定点配置図に若干加筆したもので、6観測地点

## ① 大気汚染測定点配置図

- |            |           |           |
|------------|-----------|-----------|
| 1 投資出張所    | 9 観ヶ崎中学校  | 17 南高平町   |
| 2 北洋相互銀行   | 10 新日鉄体育館 | 18 港北郵便局  |
| 3 公署監視センター | 11 太田ビル   | 19 本輪西本光寺 |
| 4 日鋼アパート   | 12 東町中央公園 | 20 陣屋     |
| 5 御前水公園    | 13 太平橋    | 21 新門前小学校 |
| 6 大沢町      | 14 南陽中学校  | 22 白鳥舎出張所 |
| 7 輪屋支所     | 15 東明中学校  | 23 白鳥舎    |
| 8 輪屋児童館    | 16 新小学校   |           |

注 ②はテレメーター化されている測定点

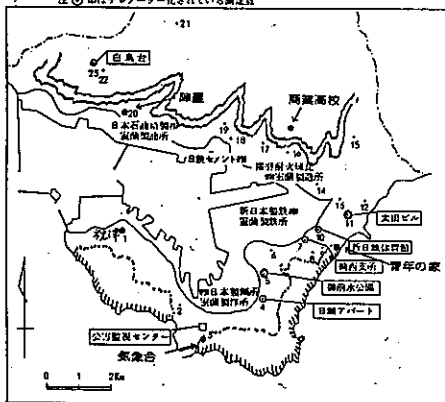


Fig.1 Situations of the measuring spots.

点の位置は図中の A:陣屋、B:商業高校、C:太田ビル、D:御前水(御前水公園)、E:気象台、F:祝津(祝津出張所)である。

## 4. 観測結果と考察

この観測でパーティクルカウンタは、350秒毎に $0.1 \text{ft}^3$ 当りのミー粒子数を5段階(0.3, 0.5, 1.0, 2.0,  $5.0 \times 10^{-4}$  cm以上)に分級して表示させる方法を用いた。

Fig.2に6地点における観測結果を夫々 $0.3 \sim 0.5 \times 10^{-4}$  cm,  $0.5 \sim 1.0 \times 10^{-4}$  cm,  $1.0 \sim 2.0 \times 10^{-4}$  cm,  $2.0 \sim 5.0 \times 10^{-4}$  cm,  $5.0 \times 10^{-4}$  cm以上の5段階に分級して示した。縦軸は粒子数/litreに換算してある(図で便宜上 $0.5 \times 10^{-4}$  cm以上の粒子については $5.0 \sim 10.0 \times 10^{-4}$  cmとして示した)。

移動観測は、1台の車に測器類を積み、各地点平均50分(観測時間30分、移動時間約20分)で順次巡回し、可能な限り毎日定刻となるようにした。したがってFig.2で明らかのように、6地点の観測は同時に行なったものではない。しかしFig.2に示した風向を比較すれば、9月24日を除いてどの日も、観測を行なった時間中の風系に大きな変化のなかったことがわかる。尚、9月20日の御前水は、都合により観測を行なわなかった。

Fig.2に示した結果から、

- 1) 直ちに明らかのように、どの観測地点においても、ミー粒子数濃度は各粒径ともわずか30分程度の間にも刻々大きく変化しており、しかもその変動状態は、風速が比較的小さかった24日をも含めて各粒径について一様でないという興味ある現象を示した。また、
- 2) 図から知れるように、各地点のミー粒子数濃度変化は、いずれの地点においても風向に大きく依存しているようであるが、一地点のデータだけを見るなら(例えば、Fig.2 point A)、風向・風速とは直ちには関係づけられない。しかし、
- 3) 同一観測日の各地点間のデータを比較してこれを風向とつけ合わせると、二、三の例外を除けば(例えば、20日の太田ビル、23日の陣屋と祝津、など)、観測地点が大工場群の風上側か風下側かでミー粒子数濃度に大きな差が生じている(例えば、9/21 風上側のB,C,D,E点に対し風下側のA,F点、9/22 風上側のA,B,E,F点に対し風下側のC,D点、というように)。このことは、大気電気伝導率測定により指摘された結果(前述別報)と同様に、室蘭地域においてミー粒子の主な発生源が室蘭市中央部に位置する大工場群であることを示すものと考えられる。

## 5. おわりに

秋期におけるただ1回の観測結果をもって室蘭地域に出現するミー粒子の動態について総合的結論は引き出せないが、前項1), 2), 3)に述べたような興味ある現象を見出すことができた。

今後さらに観測を重ね、同時に進行している他の測定項目(前述の別報)との比較検討により、さらに明確な動態は握が可能であると考えられる。又、ミー粒子自体の組成分析も含めるとともに粒径分布解析においてもさらに詳細に解析する方

法を採用しうる見通しを得ているので、次回には、以後の観測結果と合わせ、この点についても報告したい。

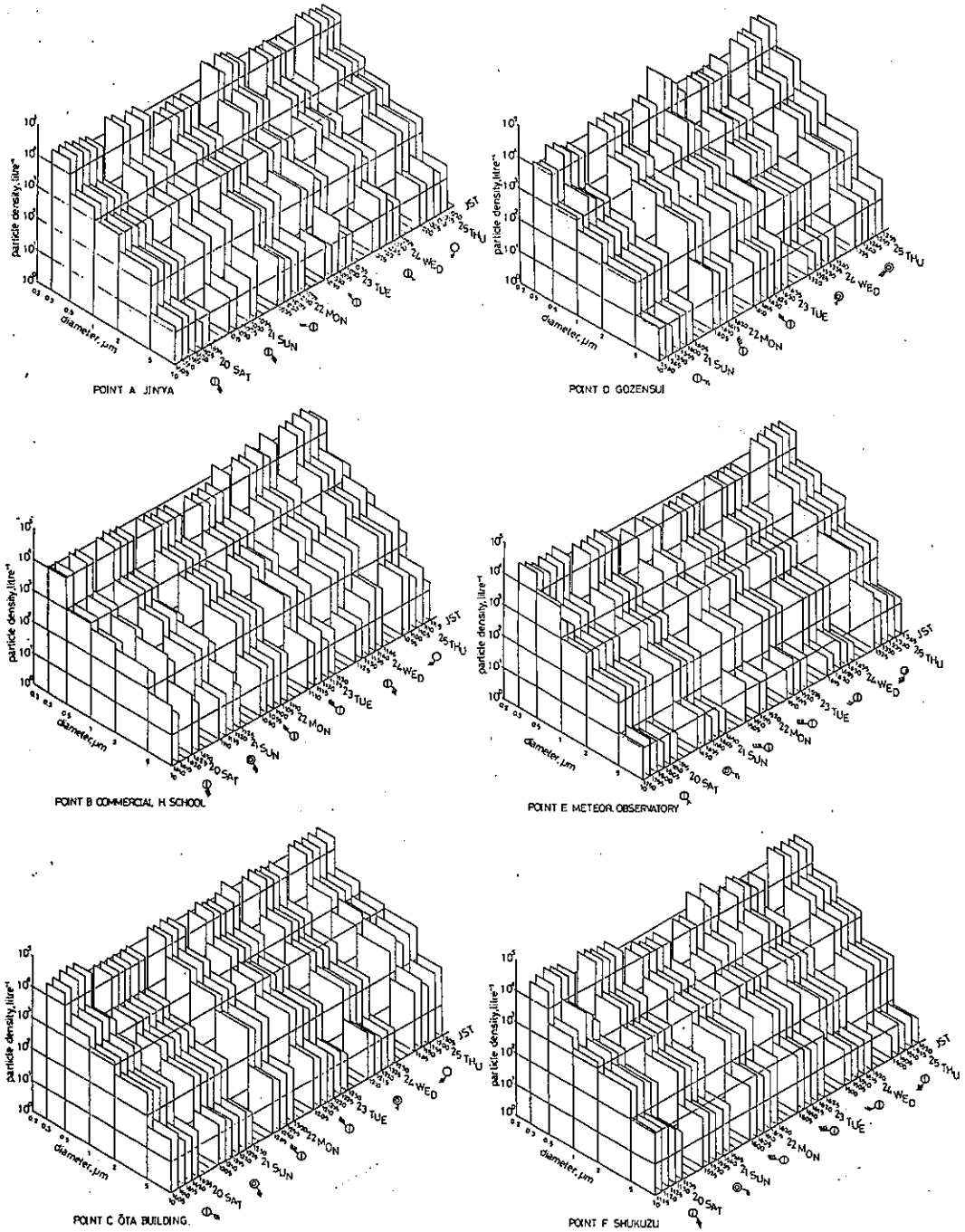


Fig.2 Number density distributions of Mie-particles obtained at each measuring spots.

内藤明男 (北大 低温研)  
小林大二 (北大 低温研)

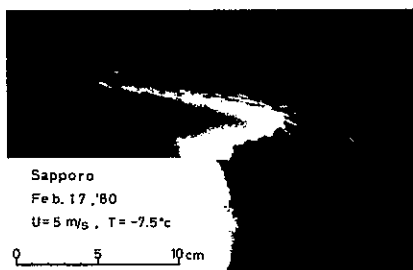


図1. 飛雪の赤線 (1/200 Sec露出)

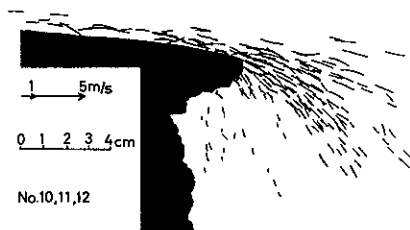


図2. コマを垂さねあわせた図

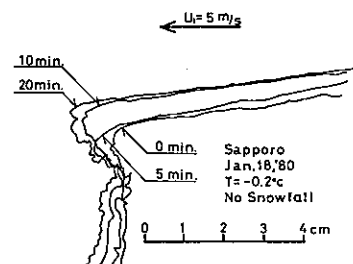


図3. コマ撮りの結果

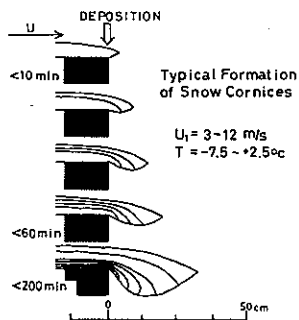


図4. 雪庄発生モデル

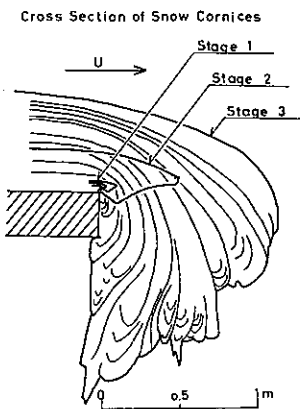


図5. 雪庄の断面図

1.はじめに

ふぶきの際、山稜や堤、屋根の風下には雪庄が出来る。しかし、観測条件の厳しい処に発生するため、今までに実際の模様を調べた報告は少ない。

また、なだれ防止や、道路障害防止の立場から雪庄の発生をくいとめた報告は、数多いけれども、やはり発生機構については言及していない。

したがって、今回はこの発生という立場から、観察、実験を行なったので、これについて報告する。

2.飛雪のふるまい

従来、雪庄の成長の際には、庄下部におこる気流の渦によって、運ばれてきた飛雪が庄下部に着雪して雪庄が出来るものと考えられてきた。しかし、著者が16mm映画を用いてとらえた図1、図2によれば、跳躍運動によって運ばれた飛雪は、庄の先端を通り越すとそのまま飛び去るのが判る。したがって、庄の直下で巻き上がり、庄下部に付着する現象は、おこっていない。

3.雪庄の伸長

図3は、コマ撮りでもとらえた雪庄の発生模様である。この図から、庄の付け根の平面が地ふぶきによって堆積し、厚みを増すにつれて庄も風下に向けて伸びていくのが判る。このような(付け根の堆積)は(雪庄の伸長)という関係は、数々の雪庄の断面観察を行なうと、各場合にその痕跡が認められる。

また、同様の関係は、風洞実験室において、採集後数日経過した雪を用いたふぶきの際にも観察された。

したがって、もしも定常的なふぶきが続くならば、雪庄の伸長は概ね図4のように、付け根の堆積と同時に進行すると言える。

ところが、実際のふぶきは定常的ではなく、降雪の有無、風速、気温等によって時間的に変化するもので、ひとくちに雪庄といっても、その形成に要した時間を用いて区別しなければならぬ。

これを示したのが図5である。今回は、便宜上、数十分(Stage1)、数時間(Stage2)、それ以上(Stage3)のように分類してみた。

#### 4. みぞによる雪庇観測

##### (i) 観測方法

ふぶきのまこりやすい平らな雪面に、図6のような、みぞを掘り、その風上の縁に出来た雪庇を観測した。雪庇の大きさは、長さ20cm未満、厚さ5cm未満であり、1個体の成長にかかる時間は、90分未満であった。したがって、これは概ね図5のStage1に相当する。また、同時にふぶき量(Q)、気温(T)、雪面上1m風速(U<sub>1</sub>)も測定した。積雪はすべて、降雪中あるいは降雪直後の新雪であった。

##### (ii) ふぶき量

ふぶき量(Q)は、風速(U<sub>1</sub>)に対して図7のような関係にあり、その最大は、U<sub>1</sub>の3乗に比例していた。

##### (iii) 風速に対する雪庇の成長速度

単位幅あたり、単位時間に成長する雪庇の質量を、雪庇の成長速度(G)として、U<sub>1</sub>に対して示したが図8である。U<sub>1</sub> = 6~7%を境にして最大をもつ分布が得られた。このような極大をもつ分布は、風速、ふぶき量、付け根の堆積、以上三者の関係から生じたと思われる。

##### (iv) 気温に対する雪庇の成長速度

今、図8のU<sub>1</sub> = 6~7%の部分に着目してみると、気温が低い程、成長速度は大きい。これは、図9をみれば、いさう明らかになる。

##### (v) 捕捉率

今、分子にG、分母にQをとる値を捕捉率(E<sub>c</sub>)とするならば、その値をU<sub>1</sub>に対して示すと、図10になる。

#### 5. まとめ

(i) 雪庇の発生には、庇の付け根の部分の堆積が必要である。

(ii) 雪庇の発生するときには、庇の成長速度は風速や、気温に依存している。

#### Observation Method

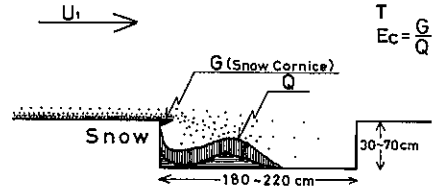


図6. 観測方法.

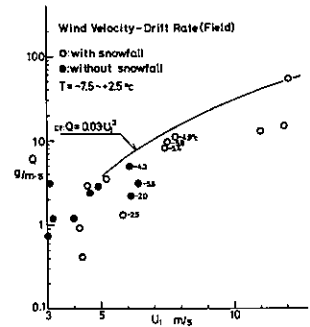


図7. 風速とふぶき量.

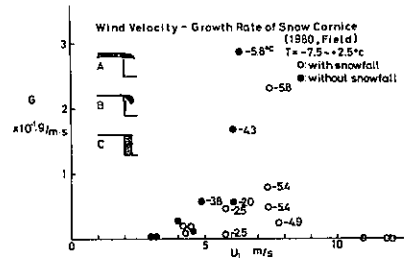


図8. 風速と雪庇の成長速度

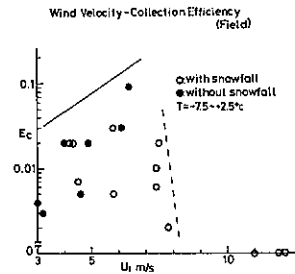


図10. 風速と捕捉率

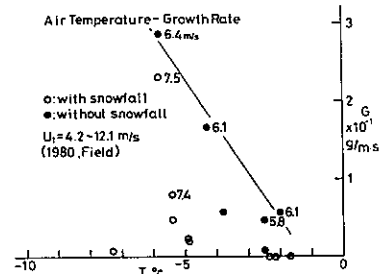
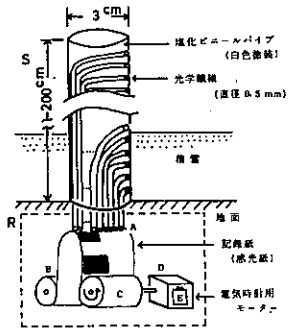


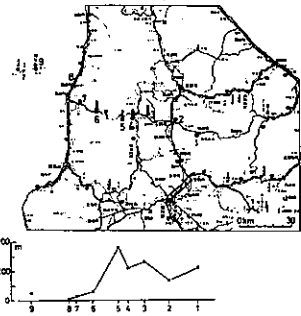
図9 気温と雪庇の成長速度

油川 英明 (北大 低温研)  
 深見 浩司 (北大 低温研)  
 内藤 明男 (北大 低温研)

天塩山地の苫前一土別崗と石狩一勇弘平地奥において全冬期間の積雪深調査を行なったのでその結果について報告をする。積雪深の測定は、光学繊維を利用した長期自記積雪深計を用いて行なった。この積雪深計の原理をオノ図に示す。感部は直径が3cmのパイプでその中に径0.5mmの光学繊維を1cm間隔(この間隔は測定精度との兼ね合いで任意に決める)に水平に埋め込み、200cmのパイプ(最大積雪深に合わせ任意に長さを決める)を通し、その光学繊維の他端は、パイプに埋め込んだ順序どおり一列に並べてある。この場合最大200cm深の積雪を $0.5 \times 200$ (mm)の長さで測定できることになる。記録の方法はこの10cm程の直線に並んだ光学繊維の端に直行するように、感光紙を移動させることにより、あるいはカメラで断続的に写真を撮ることにより行なわれる。感光紙の場合には積雪深の日変動(夜は記録されない)が連続的に得られる。この装置は乾電池1個で1年間作動するので冬期間の積雪深を連続して記録させることができる。また記録部は地中でも、あるいは雪面上であつても良く、手軽に運搬ができ設置も容易なので山地などの無電源地域での積雪深の測定に適している。



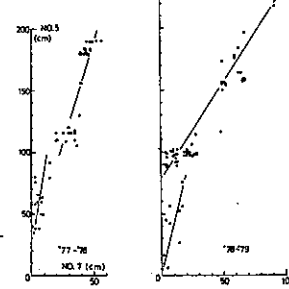
オノ図 積雪深計の原理図



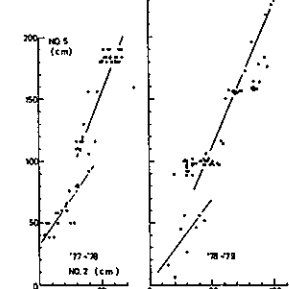
オニ図 積雪深計の設置点(印)とその高度

オニ図は1978~79年の冬に積雪深を調査した区域の図である。苫前一土別崗の直線距離で60kmの国道239号沿いに積雪深計4台を設置した。その地奥は土別峠(No.3)、季半内(No.4)、霧立峠(No.5)、霧立(No.6)で、他の地奥は気象測候所の資料を利用した地奥である。この積雪深測定ルートはほぼ東西方向に伸びており、またNo.5の地奥(海拔高度360m)を境に日本海側と内陸側に分けられる。またこの山嶺はほぼ南北に連なっており冬の季節風に対して比較的単純な地形となっている。

これらの調査結果の一部をオ三図、オニ図に示す。オ三図は日本海側の地奥のNo.7(古別町)と、峠のNo.5における11月末~2月にかけての毎日の積雪深を比較した図である。図の左側は77~78年の結果を示している。いずれも二本の直線で関係が示されている。積雪深の少ない側の直線は積雪初期の関係を示し他方の直線は積雪の最盛期(12月末~2月)を示していると考えられる。積雪初期では峠の積雪増がNo.7の地奥に比べて著しく大きいことがわかる。しかし最盛期に入ると直線の勾配が小さくなっているのが二冬ともみられる。



オ三図 積雪深の比較 (海側)



オ四図 積雪深の比較 (内陸側)

オニ図はNo.2(土別)と峠との関係であるが、オ三図と同様に二冬とも二本の直線で関係が示されている。しかし、積雪初期の積雪深の値はほぼ同等である。また最盛期には直線の勾配が、オ三図の場合とは反対に、大きくなっていることがわかる。二冬期ともこのような関係がみられることから、これは季節風の傾斜面と背斜面における積雪分布の時期的な特徴を示しているものと考えられる。

また、この両斜面における一降雪時の積雪増において特徴ある現象が観測され



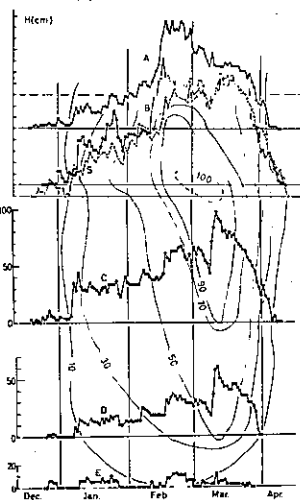
た。これらのごとを合わせて報告をする。

79-80年の冬期に石狩-勇払の平地奥において天塩山地における観測と同様に、5位の積雪深計を用いて積雪の調査を行なった。積雪深計の設置した場所は石狩(A点とする)新篠津(B)、島松(C)、美々(D)、沼の端(E)である。装置は12月中旬に設置し4月末に回収した。その結果を才5図に示す。それぞれの地点の横軸の位置は石狩湾の海岸線(図中破線で示している)からの距離を示している。またSは札幌における積雪深の目視による測定の結果である。この図から、最大積雪深を記録した時期がA、Bでは2月中旬であるが、C、Dでは3月中旬となっている。この様子は図の等積雪深線が右下に傾斜していることによつて示されている。また積雪深の最も大きい地域は、この図ではBからSにかけての区域にみられる。融雪期には等積雪深線がほぼ上下に平行であることから地域による融雪のちがいは余り著しくなく、積雪期においては時間の経過とともに地域的特徴が段々あらわれてきている。

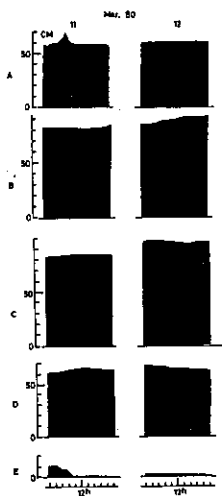
才6図は日積雪深変動を示した図である。3月11日と12日の日中の記録であるが、特に11日のA地点における雪面変動が激しいことがわかる。午前午後午前中に2時間程度で10cm以上の積雪増がみられ、それが1時間位で以前の雪面まで減少している。これは吹雪による堆積と削刻の現象を示している。B点においては夕方から積雪増がみられ、夜間は余り増加はせず、12日の日中に連続的に積雪が増加していることがわかる。またC点においては11日と12日の記録の間、つまり夜間に15cm程積雪深が増加しているし、D点では11日の日中から夜にかけて積雪が増加している。E点においては11日には積雪は減少し、その後増加の傾向はみられない。

このような場所的積雪のちがいは特に11日~12日の間に顕著にみられるので、その時の札幌における降雪のレーダーエコーについて検討を行なった。才7図は3月11日の18時、21時、12日の4時、6時のエコーを単純に重ね合わせた図である。エコーは全く一様に「弱」と観測されているが、積雪の増加は才6図においても場所的に著しいちがいはあるため、エコー強度よりもそのエコーの持続性に注目してわけである。特に大雪をもたらす時のエコーは停滞したりは動きが比較的遅いので、断続的なエコーの観測結果の重ね合わせにおいても、その分布は降雪時間の場所的差異に関連した情報を与えてくれるものと考へた。すなわち、才8図は才7図によつて描かれたエコーの重ね合わせの分布図で、数字は11日の18時と12日の4時の積雪深の差( $\Delta H$ )を示しているが、これらの分布がほぼ一致していることがわかる。このように、積雪が増加している間のレーダーエコーの重ね合わせは積雪の分布を知る上である程度有効な手がかりとなることわかった。

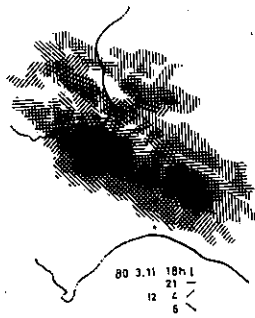
天塩山地の積雪調査では久保田裕士氏(現在カーターアート社勤務)石川信敬氏(北大低温研)の協力を得た。また開発局留萌開発建設部羽幌出張所の方には多くの便宜をばかっていた。札幌管区気象台からは有益な資料の提供をうけた。ここに感謝の意を表します。



才5図 石狩-勇払平地奥の積雪深の変化(79-80)



才6図 日積雪深変化



才7図 降雪エコーの重ね合せ



才8図 才7図によるエコーの分布と積雪増

高橋 修平 (北見工業大学)  
佐藤 篤司・成瀬 廉二 (北大・低温研)

1. はじめに

山岳地域の積雪は、水資源としての価値が再び見直されてきている。山地積雪の利用価値の一つは、長期間安定した流量の融雪水が供給されることであるが、その融雪水量は融雪速度が気温に比例するとして積算気温から見積る方法が従来からよく行なわれてきた。しかし融雪量と積算気温の相関がよくなるのは、如何なる気象条件の場合か、妥当な積算期間はいくらか、また比例係数などのような意味を持ち、季節に依らず一定なのかなど、詳しい議論はこれまでなされていない。本研究では、これらの問題点について、大雪山の雪渓における融雪観測をもとに熱収支的考察を行なった。

2. 現地観測

大雪山高根ヶ原東斜面の雪渓において1978年7月から10月にかけて、光学繊維を用いた長期自記融雪深計(図1)を用いて融雪深を観測し、ホーリングによって得られた積雪密度分布から融雪水量を求めた。また同地点でサーミスタ自記温度計によって気温を測定し、8mmカメラ撮影により天気および日照時間の記録を得た。

3. 融雪量と積算気温の比例係数

表1に融雪水量・融雪深・気温・天気・日照時間の各要素間の5日間毎の積算値による相関係数を示す。この結果によると融雪深および融雪水量に対して、気温は日照時間などよりも高い相関値を示し、融雪量を気温から見積るのは妥当と考える。

このように大雪山の雪渓についても、融雪量と気温の相関が高いことが確かめられ、**「長期的」**には成り立つとされる融雪量と積算気温の比例式

$$H = k_w \Sigma T \quad (H: \text{融雪深 (m)}, \Sigma T: \text{積算気温 (}^\circ\text{C} \cdot \text{day)}) \quad (1)$$

$$M_w = k_w \Sigma T \quad (M_w: \text{融雪水量 (kg/m}^2\text{)}) \quad (2)$$

(但し、 $k, k_w$  は比例係数)

において、「長期的」という時の積算期間は明確でなかった。そこで一連のデータを一定期間毎に区切り、各積算値を用いて、融雪量と積算気温の相関係数および比例係数の標準偏差を求め、積算期間の違いによる変化を調べた。図2に示す結果によれば、積算期間は少なくとも5日、できれば10日以上が望ましいと言える。

表2に示す観測期間中の比例係数の値はほぼ一定であるが、融雪最盛期には大きく、消費末期には小さい傾向がある。またこれら比例係数の値は、井上ら(1973)が同じ雪渓で得た  $k = 1.9 \times 10^{-2}$ 、樋口(1974)が日本の雪渓に対して与えた平均値  $k = 2.0 \times 10^{-2}$  より小さい。その理由として、融雪期全般にわたる後二者の場合、観測的計測によるとき

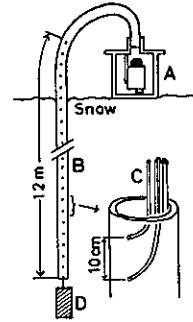


図1. 長期自記融雪深計

A: 記録部, B: 感部  
C: 光学繊維, D: おもり

表1. 各種要素間の相関係数

	MW	MD	T	W	S	
融雪水量	MW	1	.91	.86	.49	.77
融雪深	MD	.91	1	.91	.47	.75
気温	T	.86	.91	1	.48	.81
天気	W	.49	.47	.48	1	.91
日照時間	S	.77	.75	.81	.91	1

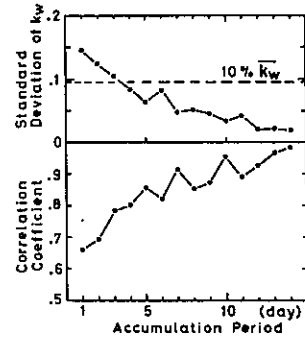


図2. 融雪水量と気温の相関係数および  $k_w$  の標準偏差

表2. 大雪山「雪壁雪渓」における比例係数  $k, k_w$

期 間	融雪深	融雪水量	平均気温	k	$k_w$
(1978年)	m	kg/m <sup>2</sup>	°C	$\frac{m}{^\circ\text{C} \cdot \text{day}}$	$\frac{\text{kg/m}^2}{^\circ\text{C} \cdot \text{day}}$
7月7日-7月31日	4.67	3.19	13.5	$1.38 \times 10^{-2}$	$0.95 \times 10^{-1}$
8月1日-8月31日	4.39	3.47	10.7	1.32	1.01
9月1日-9月30日	1.33	1.00	3.6	1.22	0.97
10月1日-10月5日	0.12	0.08	3.1	(0.78)	(0.50)
全 期 間	10.51	7.65	8.7	1.32	0.96

加算される圧縮沈降分，融雪初期における小さい表面密度などが挙げられる。

#### 4. 熱収支考察による融雪量と気温の関係

融雪熱量  $Q_M$  を，すでに導かれている経験式を用いて次式のように表わす。

$$Q_M = Q_A + Q_E + Q_{RL} + Q_{RS} + Q_P \quad (3)$$

$$\text{顕熱: } Q_A = \alpha V_i \cdot T_i \quad (\text{成瀬ら, 1968}) \quad (4)$$

$$\text{潜熱: } Q_E = \beta V_i (e_i - e_o) \quad (\text{小島ら, 1969}) \quad (5)$$

$$\text{長波放射: } Q_{RL} = Q_{RLd} - \sigma T_o^4 \quad (6)$$

$$\text{但し } Q_{RLd} = \sigma T^4 (1 - (0.99 - 0.066/e)C) \quad (\text{西藤, 1967})$$

$$\text{短波放射: } Q_{RS} = (1-R) I \quad (R: \text{7\%} \sim \text{15\%}, I: \text{全天日射}) \quad (7)$$

$$\text{降水による熱: } Q_P = \alpha_1 P T \quad (\text{但し, } Q_P \text{は量的に少ないので無視}) \quad (8)$$

これらの式は，本来，短期間についての式であるが，それぞれの変数が独立であると考えて（例えば，旭川7月～9月の風速と気温の相関係数は0.28と小さい），長期間についても適用できると考える。風速，相対湿度，雪量などが一定とすれば， $Q_A, Q_E, Q_{RL}$  は気温の関数として表わされ，大雪山の場合について求めた結果を図3に示す。融雪熱量  $Q_M$  は，これらの和に短波放射  $Q_{RS}$  を加えて求められ，気温  $T$  との関係は， $Q_{RS}$  をパラメータとして図4に表わす。図4において  $Q_M$  と  $T$  との比  $K$  を求め，気温  $T$  との関係を表わしたものが図5である。経験的に得たアルベド（久保田ほか，1978）などから求めた値を○印で示す。  $K$  は融雪水量と気温の比例係数  $k_w$  に換算できるが（図5右側の軸），大雪山の場合の熱収支考察による値（○印）と実測値（表2）は，ほぼよい一致を見られた。

$K$  の値は，気温が  $0^\circ\text{C}$  付近の時，極端に変動する（図5）。大雪山の雪災の場合，短波長放射  $Q_{RS}$  が適当なこと，および気温が高いことのために， $K$ （すなわち  $k_w$ ）が比較的一定であるので，融雪量と気温による比例関係が見られると説明できる。

図6には大雪山の場合の計算による熱収支構成を示す。放射熱が卓越する極地氷河の場合と違って，7, 8月には，顕熱・潜熱が卓越するのは主として気温が高いためである。

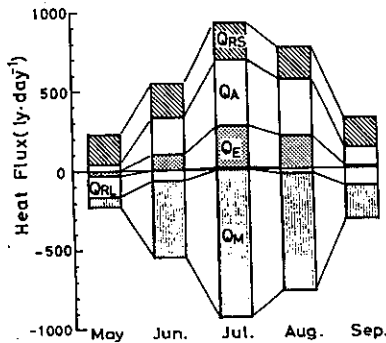


図6. 熱収支構成の季節変化

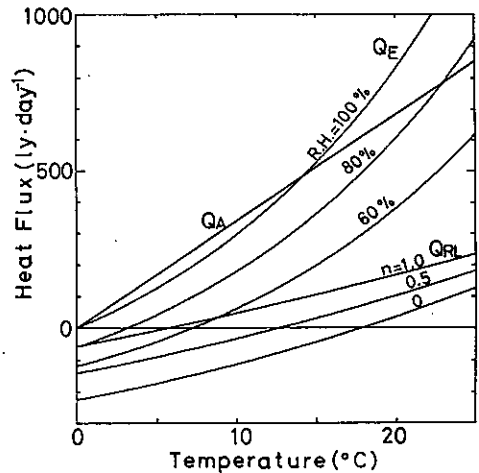


図3. 熱収支各項と気温の関係

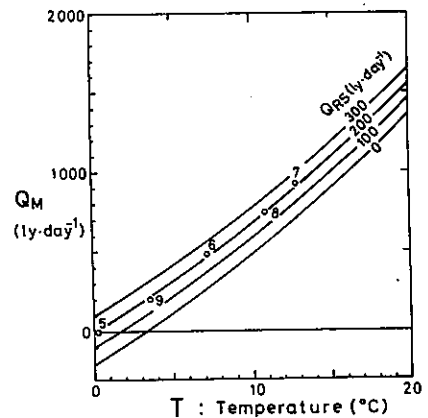


図4. 融雪熱量と気温

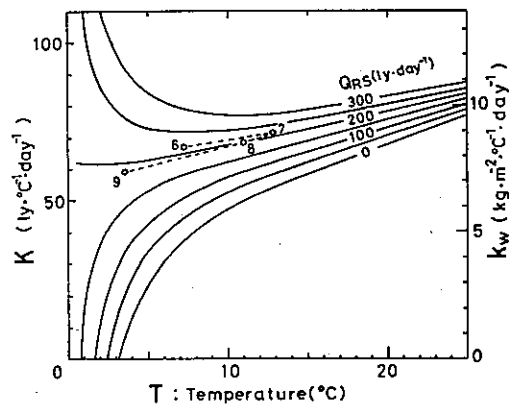


図5. 係数  $K (= Q_M/T)$  と気温の関係

田中夕美子（北大農学部）  
 石城 謙吉（北大農学部）  
 藤原晃一郎（北大農学部）  
 小林 大二（北大低温研）

北大百小牧演習林では、地形が沢状になっている所に著しい低温域があらわれ、これが晩霜害や幼令木の凍害の原因となっている。又、毎年厳冬期の晴れた日に演習林内の沢地の最低気温が市街地の百小牧測候所のそれよりも $8^{\circ}\text{C}$ ～ $10^{\circ}\text{C}$ で低くなることが観測されている。

この低温域について今田敬一（1952, 1954, 1955, 1958, 1962）が1939年から1956年にかけて林内各地で最低気温の観測を行ない、谷の底と谷に続く平らな台地に低い気温があらわれ、これに比較して、谷の斜面が温暖であることを報告している。

又、最近では石川信敬（1975）が同じ沢で放射冷却の観測を行なっている。

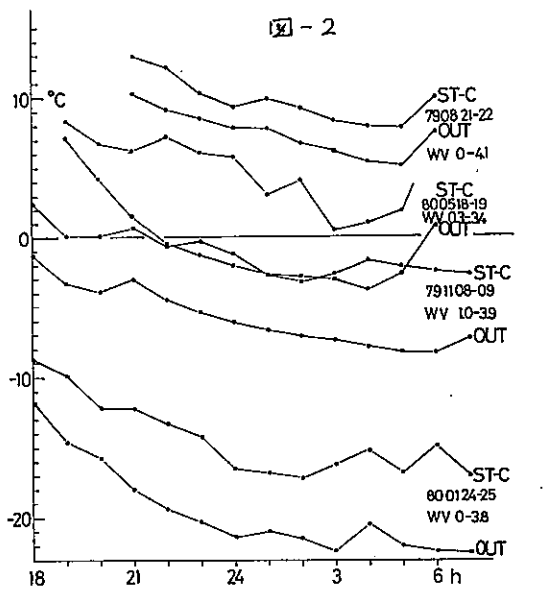
一方、演習林では、これらの低温域の一つである梺内沢に、高さ3/mの林冠観測塔を又か4箇のST-Cの附近に3本の塔を設置して、気象の連続観測を行なっている。

今回は、林冠観測塔のデータの中から、梺内沢の気温の垂直分布および、台地と谷の気温分布を報告し、又、移動観測によって、林内の別の沢状地形の低気温を実測したので合わせて報告する。

図-1に林冠観測塔の気温計の配置を示す。

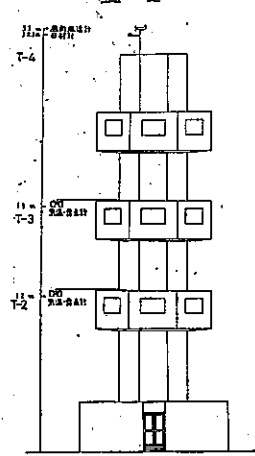
図-2は、梺内沢にある露場（OUT）の気温と、台地（ST-C）の気温について、各季節毎

図-2



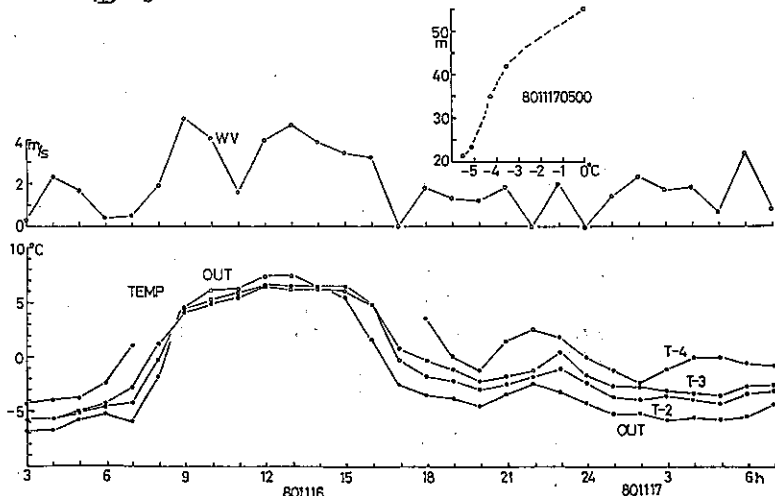
梺内沢 (OUT) と台地 (ST-C) の気温の季節別の比較

図-1



観測塔の測定器の配置

図-3



梺内沢・観測塔の気温垂直分布と風速の時間変化

に比較したものである。図によると、1月に最高7℃以上の差があり、8月でも2℃～3℃の差があらわれている。又、露場の低気温は年間を通じて観測されている。(場所はオ4図参照)

図-3に、林冠観測塔で得られた温度の垂直分布を示す図によると、この沢では高度差約35mで、温度差は5.5℃となつている。

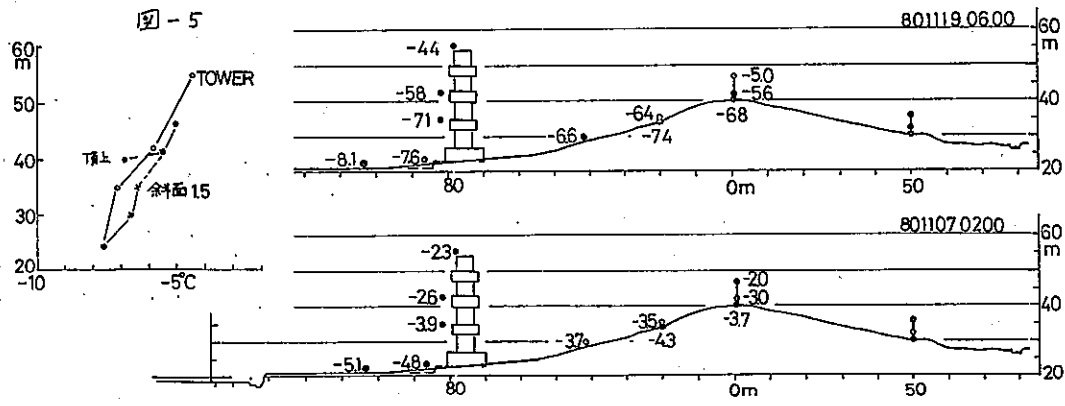
図-4は、1980年11月7日および11月19日に行なつた移動観測の実測値である。この結果によると、11月7日において、露場(OUT)の-5.4℃、-4.8℃および、同じ沢の-4.5℃、-3.7℃は台地(ST-C)の-2.9℃、-2.7℃に比較して低くなつている。又、隣接する苫小牧市街地より低く、苫小牧測候所の+0.7℃より5～6℃低くなつている。

この沢と平行に走っている別の沢(そばやの沢)の入口付近では更に低い-6.5℃が観測された。11月19日には、観内沢の-5.7℃、-6.2℃、-5.6℃に対して、そばやの沢において、入口で-6.4℃、更に奥で-6.2℃、-7.1℃が実測された。

図-5は、11月19日6時と11月7日2時の林冠観測塔と、塔に続く丘の斜面の温度分布である。図によると、谷の底で低気温となつている一方、斜面の1.5m高では、塔の同じ標高の温度より高くなつている。斜面の地表面の-7.4℃、-6.8℃、-4.3℃、-3.7℃は塔および斜面の同じ標高の温度より低い。又、以上の記録をとつた自記紙の上で、斜面の地表面の温度(1cm及び1.5m高)が周期的に変化している記録が得られた。

参考文献：今田敏一・晩霜季における林野の低気温、北大演報14-1 1949

石川信敬・積雪期における盆地冷却の観測、低温科学物理篇33 1975



中村 力, 孫野長治 (北大・理) 吉田裕一 (北大・環境)

§1 観測の概要

今年(昭和55年)1月下旬から2月中旬にかけて、北海道兩竜郡の母子里(北大演習林)において盆地冷却に関する観測を行なった。観測の内容は盆地内の12点に最高・最低温度計を設置した。又、海拔高度350m(A点), 400m(B点)の盆地の斜面上の2点に自記温度計を設置した(盆地底は海拔高度約290m)。更に夜間晴れは、風が強い時のいわゆる放射冷却が起っている時に、トロリーゴックによる気球観測を行ない、気温の垂直分布を測定した。他に母子里小中学林で観測している地上気圧のデータ、演習林事業所の気温、風速のデータより解析した結果を報告する。

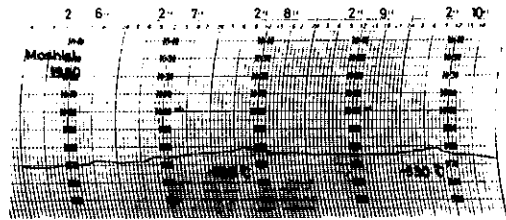


Fig. 1 地上気圧の時間変化

§2 観測期間の気象状況

1月下旬から2月上旬にかけて、北海道付近は強い冬の気圧配置となり、西風東晴の天気分布となった。しかし、2月4日の夜あたりから季節風の吹き出しもやや弱まり、晴れ間が多くなった。特に2月7~8日と2月9~10日にかけて一晩中快晴となり、観測には好都合の状態になった。

ここでは2月9~10日にかけての観測例を紹介する。

§3 解析の結果

母子里における地上気圧の時間変化をFig. 1に示す。9日の夕方から次第に気圧上昇し、10日午前9時頃ピークに達し、以後下降している。これは北海道の内陸にいわゆる地形性高気圧が定着したためと思われ、10日の最低気温は母子里演習林の事業所が $-33.0^{\circ}\text{C}$ で、小中学林では授業開始時刻を遅らせる程であった。同じ傾向が8日の場合にもみられ、この日の最低気温は10日と同じ程度の $-32.8^{\circ}\text{C}$ という強い冷え込みであった。8日、10日とも一晩において3~4mbの気圧の上昇であった。

10日に観測した最低気温の水平分布図をFig. 2に示す。盆地の中心ほど冷えている。周囲とは4~5℃程度の気温の違いがある。これは夜間、放射による地面に接する空気が冷え、冷えた空気は密度が大きいため、漸次低い所に向かって流れ、そこに蓄積して冷気湖が形成されるためであろう。

図3に9日夕方から10日の明け方までの観測期間おきに行なった気球観測の結果を示す。図に示されている最高気温分布は実際に気球で観測したものとなく、母子里事業所における9日の最高気温から、高度100mまで高さに依らずにほぼ一定として示したに過

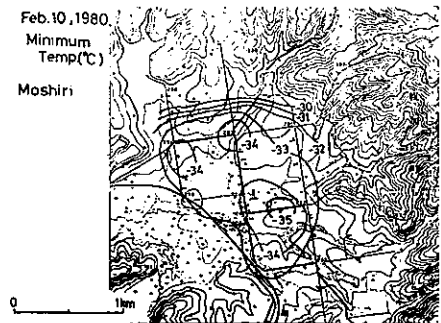


Fig. 2 最低気温の水平分布

が深い。実際の観測はシリーズ1~5に示されている時刻で行なった。観測は高度、60 mまで行なったが、時々刻々と地表面(雪面)からの冷却が上空にまで及び、非常に強い逆転層が形成された。5日目に10日、午前6時において、高度50 mで12℃ほどの気温の逆転があった。

さて高度60 m程度の冷却で地上気圧の上昇をどの程度、説明できるかを簡単に計算で求めた。地上気圧  $P_0$  の変化は

$$\frac{\partial P_0}{\partial t} = - \frac{\rho_0 g}{RT_0} \cdot \frac{dT_0}{dt}$$

で求められる\*。ここで  $\rho_0$  は冷却された気層高度、 $T_0$  は地上気温、 $g$ ,  $R$  はそれぞれ重力加速度、気体定数である。それぞれ代表的値を代入して求めると結果として約1 mb弱の地上気圧の上昇の説明がつく。

Fig. 4 は9日午後から10日午前にかけて地上(海拔高度290 m), A点(同350 m), B点(同400 m)の気温の時間変化を示している。又、図の上方に風速の状況や雲量の時間変化も示している。図に依ると、9日の15時頃まで高度差による気温の違いは無く、ほぼ-7~-8℃であった。しかし、日没後急に風が弱くなり、Calmになると、特に地上(盆地底)の気温の下降が顕著になる。

斜面上のA点、B点も気温が低下するが、盆地底ほどではない。一般に気温の時間変化は時刻とともに小さくなるが、夜間から明け方にかけて非常に強い逆転層が形成された。逆転層の崩壊による地上気圧の上昇、逆転層の崩壊時の地上気圧の急激な下降が対照的である。更に図には、盆地の中央部での気球観測による、海拔高度350 mに対応する気温のデータをプロットしている。これと同一高度の斜面上のA点の気温と比較することで、盆地冷却の時間的経過が理解できる。まず、日没時とは盆地の中央の方が斜面上よりも約4℃ほど高いが、時刻が進み、明け方頃ではそれらの差は小さくなる。この事が以下の事がイメージづけられる。

日没時では地表面付近から急に冷却し始め、盆地の断面図で等温線を描くならば地形に沿った形になるだろう。しかし時刻が進むと斜面の冷気が下へと流れ込み、等温線はほぼ水平になるために同一高度での中央と斜面上とで気温が等しくなるだろう。

ところで一晩中快晴で同時に気球観測を行なったのは一創に過ぎず、このイメージづけはあくまでスキームレーションに他ならない。これが原因たる事実かどうかは観測の回数を増やしていくと明らかにされるだろう。

\*局地高気圧の発生・発達の特生 野元世紀  
地理学評論 Vol 53, No.5, May, 1980

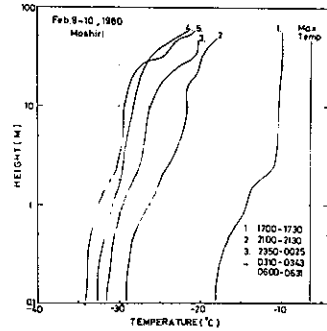


Fig. 3 気温の鉛直分布の時間変化

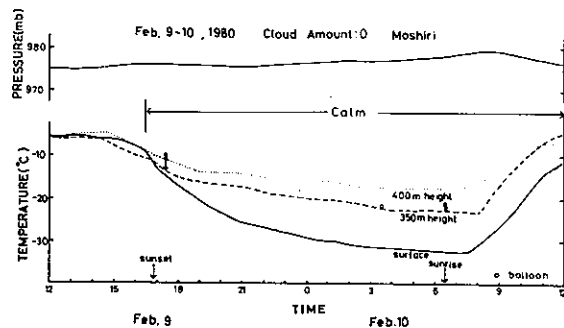


Fig. 4 2月9~10日の盆地底・A点(海拔350m) B点(同400m)の気温の時間変化

淡利 英吉 (東海大学札幌校舎)

**1. まえがき** 大気活動によって生じ、15~30MHzにて検知される特殊な大気雑音の発生状況について報告する。気象に関連して空中および地上で発生する電磁放射については、その性状から i) 持続時間約1秒以下の不規則なインパルス、ii) 連続波、のふたつに大別できる。同種の放射は両者の中間の性質を持つもので、近年の無線受信機等の性能の向上によって検知可能となった。現在、札幌市北郊外平地部(住宅地)と南郊外台地上で観測しているが、電界強度は1μV/m以下、図1に示すように数群にわかれて周波数領域を暴動しつつ生成消滅をくりかえす。この放射(以下"CNS"と略記する)は大気活動の何らかの変動に由来して生ずるとみられる点にその特徴がある。これが大気活動についての情報資料として役立つか、またそれ故に天気の変動の到来を告げうるものとなるか、2重の意味の対象となるものである。

**2. 大気雑音波受信システム**

石狩地方を対象として札幌市北郊外(研究者自宅)に図2のようなシステムの設備一式を設置、定点観測を行っている。

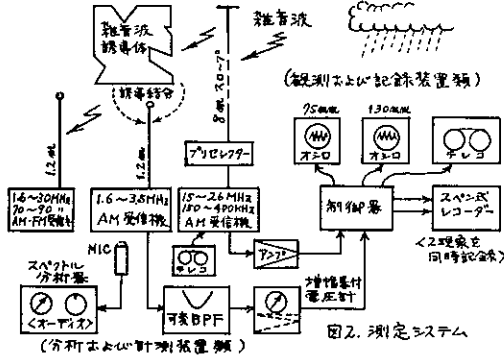


図2. 測定システム

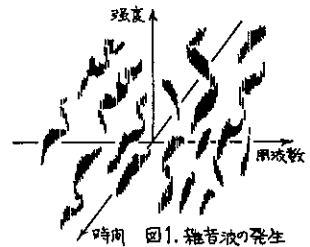


図1. 雑音波の発生

またより電磁環境に恵まれている札幌市南郊外台地上(東海大学札幌校舎)にも設備中であるが、CNSの受信状況はかなり良好である。詳細な比較については今後の実験研究にまつとして、理論的には北・南両観測点それぞれ一長一短が予想される。

そのうち前者では1.6~3.5MHzでの連続波の、また後者では15~30MHzおよびそれ以上の超短波帯での観測が有利であろうと推定される。

**3. CNS波の性状**

その発生と検知の状況は次のとおりである。

- (1) 季節: 年間通して観測されるが、高温多湿の時期よりも低温乾燥の時期にて、より活発である。他の型の気象雑音と同様、強度・頻度ともに低温年に比べてより大となる傾向が見受けられるが、この検証には今後観測密度をあげる必要がある。
- (2) 発生時間: 日出・日没と関係があり、概ね日出約2時間後から日没まで発生の機会がある。夜間ではごくまれにしか観測されていない。また発生時間中では起伏があり、十数分ないし数十分の不規則な波を持つ。
- (3) 天気との関係: 晴雨にかかわらず発生するが、その天気が持続する間は不活発である。何らかの形で天気に変化しつつあるときは強度・頻度ともに大となる傾向がある。

(4) 電波工学的な特徴: CNS波の受信のメカニズムとそのAM検波出力波形の例を図3に示す。図1に示したようにCNSは発生周波数領域(主に20MHz台)のどこかにあふわれ、100kHzほどの範囲で周波数と強度が変動しつつ生成しまた消滅する。これが検知用受信機の受信帯域とクロスする場合に雑音入力として感知され、オシロスコープに図3のような検波出力波形を描く。BFOを重ねるヒビート音を識別できることから人工波ではないかとの疑問を持たれるが、むしろたゞそれは莫大な電力で放射していることになり、現在の電気通信技術でそれを生成できるとは考えられない。なお、かなりきれいな短節的CW(単純波)を

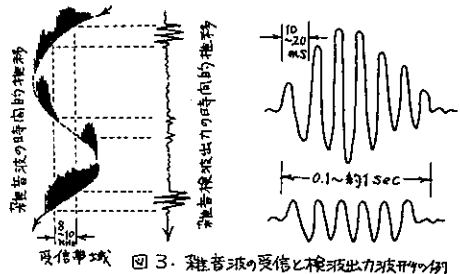


図3. 雑音波の受信と検波出力波形の例



非電子工学的な方法で発生するものは実験例もあり、自然のメカニズムの中にCNSの生成を支持するものがあるという見解にはそれ相応の根拠がある。図4は活発なCNSのレコーダー記録の例を示す。

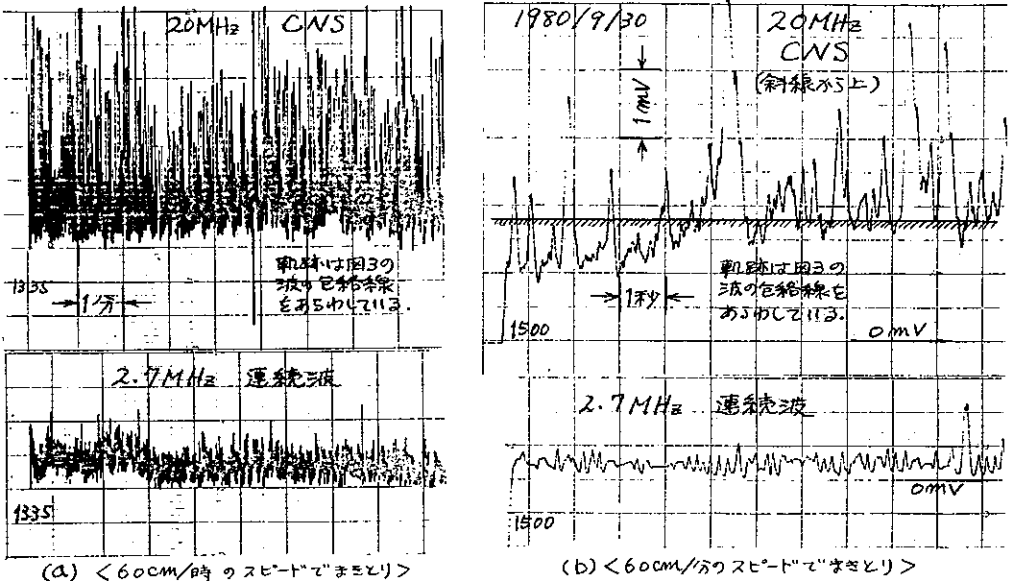
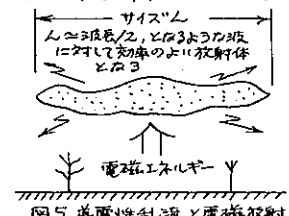


図4. 2.7MHz(連続波), 20MHz(CNS)におけるレコーダー記録。(受信機検波出力)

1980年9月30日, 1335~, および1500~, はれたりくもったり, 漸次積雲が西方から発達, 15時現在(キリ), 天気は下り坂にむかう。

この記録を得た当日は晴から曇, さらに次第にくずれる方にくずる天気, 速いピッチと大きな強度にて20MHz付近で顕著にCNSがある。CNSが集中する周波数領域は気象における何らかの特徴に応じて変化する形跡があり, 大きな気象変動の初期において, より低い領域に移行するかにみえる。これまでの観測例では, 時空西域にわたり相対温度差の大きなとき(積乱雲や乱層雲の生成・消滅・近接・隔離がみられる), CNSは低い周波数帯で活発となり, 現気象状況の持続期・安定期に至って22~24MHzで穏やかに推移するか, あるいは急減する。これらの現象に地域差があるか否かについては目下のところは不明である。

4. おまじ 4. おまじ CNS波があった理由については今のところ仮説の域を出ないが, 一応ここにはのべておく。空間には導電性のがなりより, 数m~数十mのサイズの乱流が生ずるといふ説がある。これが真なりとすれば, 空間には短波~超短波帯に共振するアンテナ(性能はよくないが)が形成されることになる。図5にその概要を示したが, 空中電気の起動により空中によるか地上によるかはよくとして一応の導電性乱流が一次あるいは二次放射体として, それによく共振する電波の伝搬の仲介をすることはありうる。ここで必要なのは電磁エネルギーの発生と供給と, 波長選択能力を持った導電体だが, 大気活動の大きるときはこれらの両者が提供される状態でもあろう。かくてわれわれはCNSの検知の形で間接的にそれを知ることになる。



なお, 理化学測定, 工業諸計測では, 被測定量が直接定量しかたない性質のものである場合, 何らかの方法で電気諸量にかえて計測することが行われている。気象観測において大気電気変位そのものをとらえるよりは, それによって生ずる電磁放射を検知する方が技術的に洗練され, かつ高感度化を期待できる。それ故に大気諸量観測は気象を知る上で有用なものと考えられる。

9 日本海収束帯の垂直構造とその移動に伴う降雪パターンの移動

穂積邦彦 遠藤辰雄 谷口恭 孫野長治  
(北大理学部)

1. 結言 北陸地方の豪雪に関して、日本海収束帯に発生する収束雲(以後、単に収束雲という)との関係は岡林(1969)によって指摘された。以前、我々も指摘したように、日降雪量の分布は収束雲の位置と密接に関連している。北陸地方の豪雪の機構を解明するには、この収束雲の機構を解明することが一つの重要な問題であり、これまでに我々は航空機観測から、その三次元的形状を調べモデルについて言及してきた。

しかしながら収束雲に着目して風の観測・解析は行われていないようである。そこで、我々は1980年1月23日から2月7日にかけて、新潟県長岡市で高層観測を行い、そのデータを気象庁の米子、輪島、秋田のデータと合わせて収束雲に着目して解析した。またこの観測期間中、収束雲の移動に伴っての降雪域の移動が見られた。以下これらについて述べる。

2. 収束雲の垂直構造 ラジオゾンデは1月31日、2月2, 6, 7日の計4回すべて08時30分に飛揚された。これらはいずれも収束雲が北陸付近に上陸している時に実施された。

図1に2月6日の衛星写真を示す。収束雲の南の境界は米子・輪島間に上陸しており、北の境界は長岡・秋田間に上陸している。この時に得られたデータを収束雲の走向に直交する鉛直断面に投影したものを図2aに示す。図には風の断面方向の成分、湿位、相対湿度85%以上の層逆転層そしてGMSからの雲頂高度も示してある。地表付近での温度は収束雲の北側で最も低く、次に南側、収束雲内が高くなっている。しかし気温について4例の解析に共通した顕著な特徴は得られなかった。風は上空ほど強くなっているのが認められる。この

風のデータから断面内のみでの水平発散を計算し、上昇流を求めたのが図2bである。ここで収束雲の走向に沿って風は変化しないとした。地表と400mbで上昇流が零であると仮定した。収束雲の南側を含む領域では下層で収束場( $-2 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )、上層で発散場( $1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )であり最大で $-14 \text{ mb} \cdot \text{hour}^{-1}$ の上昇流が計算された。一方収束雲の北側を含む領域では下層で発散場( $5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )、上層で収束場( $-5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ )であり最大で $36 \text{ mb} \cdot \text{hour}^{-1}$ の下降流が計算された。

同様に2月2日の断面内での発散と上昇流の場を図3に示す。この時収束雲は北側に位置しており、その南の境界が長岡・秋田間にあった。この長岡・秋田間では下層で収束場、上層で発散場であり、最大 $-33 \text{ mb} \cdot \text{hour}^{-1}$ の上昇流が計算された。また他の2例についても収束雲と相対的な位置における発散場、上昇流の場は、上記の2例と共通していた。

以上の結果を以前の航空写真観測によって得られた収束雲の形状と合わせると、図4に示すようなモデルが考えられる。収束雲の南の境界を含む領域では、下層で

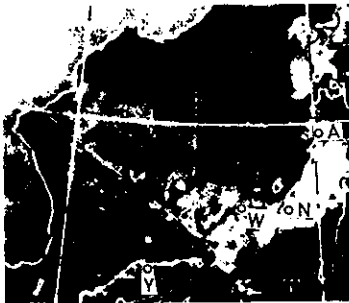


図1. GMS1. 1980年2月6日00Z

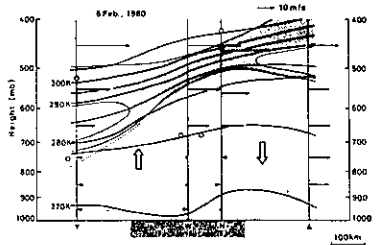


図2a. 鉛直断面図

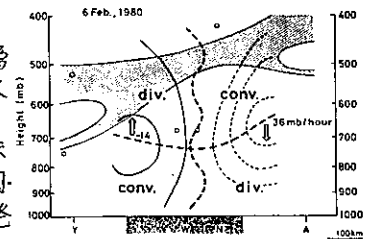


図2b. 水平発散と鉛直流

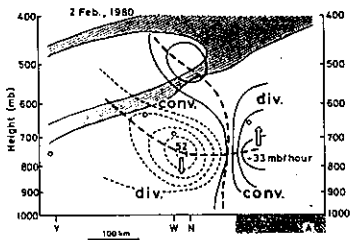


図3. 水平発散と鉛直流

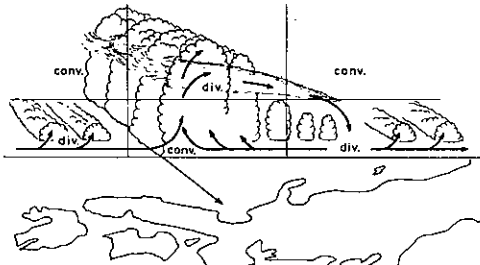


図4. 収束雲のモデル

収束場、上層で発散場となっており上昇流が存在する。その両側では下層で発散場、上層で収束場であり下降流が存在している。南の境界付近における上昇流の存在は、この領域でしばしば降雪量の多いこととうまく対応している。また、この上昇流によって発生した雲は、強い風のシアーによって収束雲の内側へ吹き寄せられると考えられること、および北の境界付近では下降流による雲の消散があると考えられることは、収束雲の境界がしばしば明瞭であることをうまく説明しているように思われる。

### 3. 収束雲の移動と降雪域の移動

観測期間中の AMeDAS の毎時降水量の時系列を図5に示す。各観測地点は北から南へと配列してある。大きく見ると降雪パターンは5-6日を境に大きく、しかも短時間のうちに変化している。5日までは降雪は中越地方以北のみにみられ、里雪型又は中間型であったものが、6日以降は上越に集中し、しかも山雪型になっていた。大雪は収束雲によってもたらされると考えられるので、この期間収束雲の位置は大きく変動したと予想される。この時の収束雲の移動とそれに伴う降雪域の移動を示したのが図6である。収束雲は5日18時発生地点付近の折れ曲がりをも前兆現象として、以後しだいに南下する一方、折れ曲がりの部分は直線的に日本へ向って進行しているのがわかる。この現象は豪雪域の移動を予報するのに重要な手がかりを与えると思われる。図7に朝鮮半島からと沿海州からの吹き出し量(風の海岸線に直交する成分)と収束雲の発生地点付近における走向の時間変化を示す。朝鮮半島からの吹き出しが強いときは東西の走向を持ち弱まれば南北に傾いた走向を持つている。上記の現象はそれまで東西にのびて山形県付近に達していた収束雲が、朝鮮半島からの吹き出しが弱まった結果むしろ南北の走向となり、上陸地点を福井県付近に変えたものであろうと考えられる。また、輪島上空の風の南北成分をみると(図8)この時期は、今まで南風であったものが北風になっている時期であり、総観的にはいわゆる面谷であったものが、東谷に変わったことに対応していたと考えられる。

### 4. 結論

高層データから収束雲に相対的な位置での発散場および上昇流の場が明らかにされた。収束雲の南の境界付近では、下層で収束、上層で発散場であり上昇流が存在した。その両側では逆になっていた。これは今までに得られている収束雲の形状や、それに対応する降雪分布にかなうものである。しかしながら、収束雲の走向方向に風は一定と仮定して計算したので、定量的な議論は今後の研究の課題である。

収束雲の移動に伴っての降雪域の移動が見られた。収束雲の走向は、朝鮮半島からと沿海州からの吹き出し量のかね合いで、即ち総観場によって支配されると思われる。

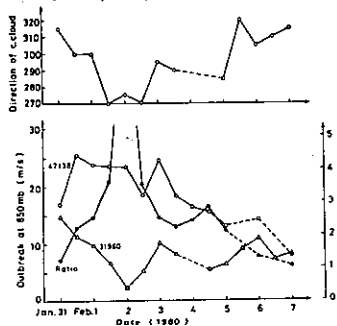


図7. 収束雲の走向の変化(上)と吹き出し量の変化(下)

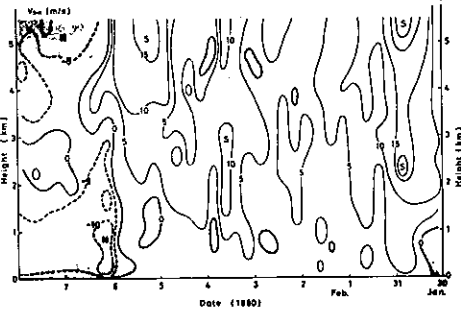


図8. 輪島上空の風の南北成分の時間変化

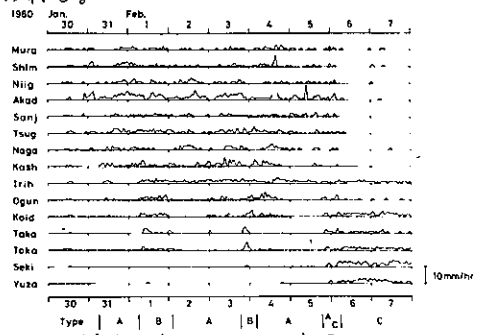


図5. 新潟県内 AMeDAS の毎時降水量の時系列

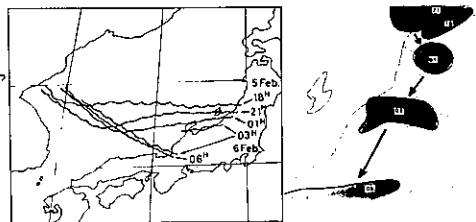


図6. 収束雲(南の境界)の移動と降雪域の移動

# Ⅳ 昭和55年度 第2回研究発表会プログラム 日本気象学会 北海道支部

日 時 昭和56年3月16日(月) 13時～  
会 場 北海道大学理学部3号館(地球物理)401講義室

あ い さ つ 支部長

## 研 究 発 表

- |   |       |              |
|---|-------|--------------|
| 1. 札幌周辺で観察された波状雲について                    | 札幌管区  | 金 戸 進… 36    |
| 2. 融雪による積雪の化学的性質の変化                     | 北大環境  | 鈴 木 啓 助… 38  |
| 3. 北海道各地の利用可能日射量の推定(1)                  | 東海大   | 斎 藤 博 英… 40  |
| 4. 降雨雪粒子によるマイクロ波の反射度と透過度の評価方法の研究        | 東海大   | 浅 利 英 吉… 42  |
| 5. 洞爺湖湖岸地域の気温特性                         | 北大環境  | ○板 垣 昭 彦… 44 |
|   | 北大環境  | 高 橋 英 紀      |
| 6. 冬期旭川での気温の水平・垂直分布(2)                  | 教大旭川  | ○桜 井 兼 市… 46 |
|   | 旭川公害課 | 藤 田 彰        |
| 7. 札幌市の大気環境(その3) -海陸風前線とヒートアイランドの関係について | 北大環境  | ○平 松 親… 48   |
|   | 北 大   | 孫 野 長 治      |
| 8. 札幌市上空のエロゾルの三次元的分布測定(その2)             | 北 大   | 孫 野 長 治… 50  |
|   | 北大理   | ○遠 藤 辰 雄     |
|   | 北大理   | 谷 口 恭        |
|   | 北大環境  | 村 上 正 隆      |
|   | 北大環境  | 吉 田 裕 一      |

○印は発表者

発表時間 15分 質疑応答 5分

札幌周辺で観察された波状雲について

金戸 進 (札幌管区気象台)

1. はじめに

札幌周辺で観察された波状雲の2つの例について報告する。それぞれ、時間的に連続した写真をとると、札幌管区気象台での高層観測資料を加えて、その巻長、位相速度などの推定を行なった。

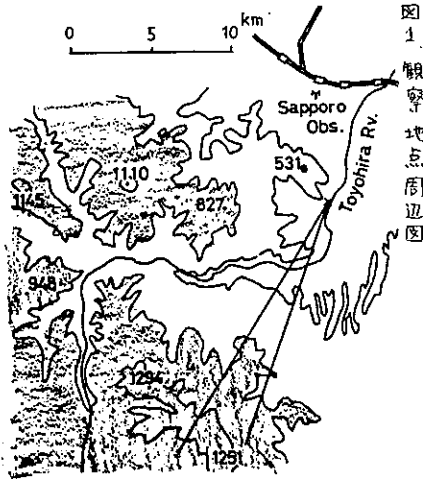


図1. 観察地点周辺図

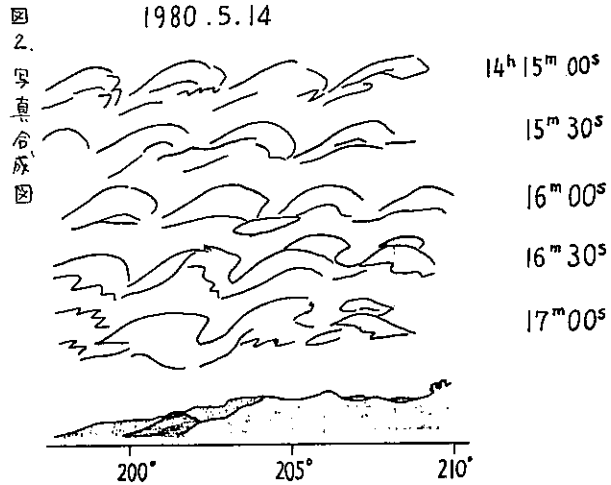


図2. 写真合成図

2. 1980年5月14日の例

観察場所は気象台の南約6kmの豊平川畔である(図1)。30秒おきに撮影した写真を合成したものを図2に示す。波状雲の方向は205°。雲極の高度角は9°である。雲はほぼ水平に東西方向に並んで見え、雲の高さが一律とすると、雲の走向は295°となる。また、その場所の風向も同様と考えられる。一方、雲の形状から、雲のある高さでの風速の鉛直シアーは、下層ほど西風が強い様に考えられる。

当日の札幌における高層気象観測結果とこれにもとづくRi数の鉛直分布を図3に示す。雲の発生時刻とほぼ一致する15hの風向速以上の推定に近い風が吹いている層は見られず、これは雲の発生場所が500mを越える山々に囲まれた谷の風下である事から、気象台付近と異なる風が吹いていたためと考えられる。9hと21hのRi数では1000m付近に小さい数値が見られるのでこれを雲底の高さと仮

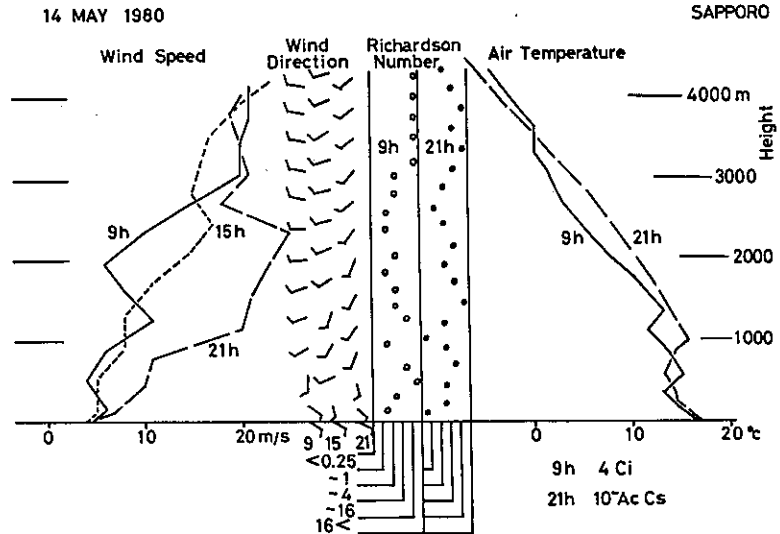


図3. 1980年5月14日の札幌における高層観測結果  
左から、風速・風向・Ri数・気温

定すると、雲までの距離は6km、波長は400m、位相速度は4m/sとなる。

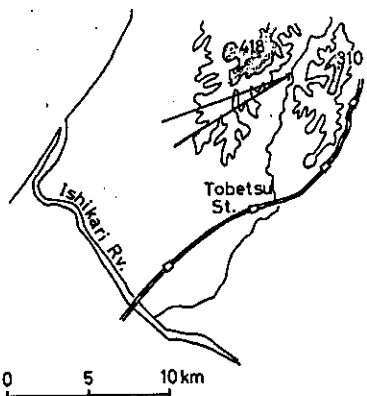


図4. 観測地点周辺図

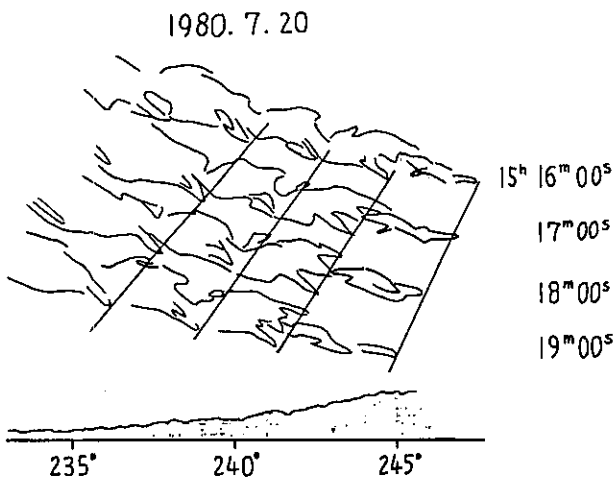


図5. 写真合成図

### 3. 1980年7月20日の例

観測場所は当別町の低い山地にはさまれた地点で気象台の北東約31kmである(図4)。1分おきに撮影した写真を合成したものが図5に示す。

波状雲の方向は240°と雲雀の高度角は画面の右側が7°左側が10°である。雲の高さが一樣とすると、左右の高度角差から、雲の走向は雲の高さに関係なく295°で風向も同様と考えられる。一方、その形状から風速シアーを推定することは出来ない。

当日の札幌における高層気象観測結果を図6に示す。15hの風向が295°となる層は1000m付近と、2200m・2800m付近にある。一方Ri数はとくに小さな値は見られず、2000m付近で1に近い数値が出ている(図中の+,+)。従って、雲雀の高さを2000mと仮定すると、雲までの距離は13km、波長は900m、位相速度は5m/sとなる。

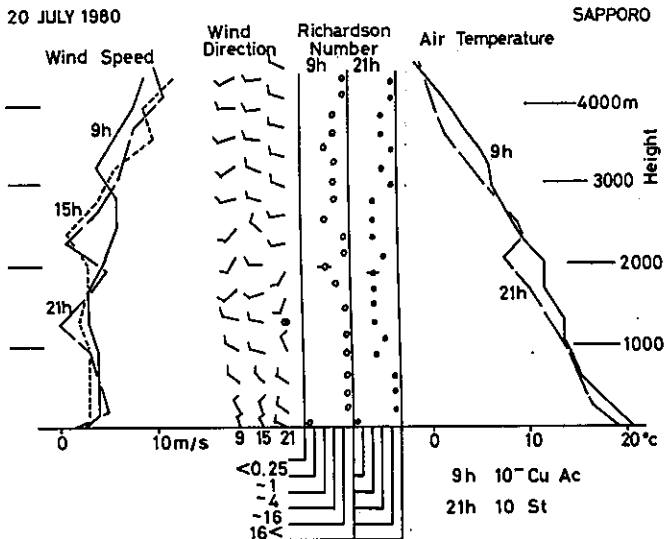


図6. 1980年7月20日の札幌における高層観測結果  
 15hの風向が295°となる層は1000m付近と、2200m・2800m付近にある。一方Ri数はとくに小さな値は見られず、2000m付近で1に近い数値が出ている(図中の+,+)。従って、雲雀の高さを2000mと仮定すると、雲までの距離は13km、波長は900m、位相速度は5m/sとなる。

### 4. まとめ

以上の推定を右表にまとめて示す。

5月の例は山岳波によるものと考えられ、7月の例は石狩川河口付近上空に発生したと推定され、特に山岳の影響は考えられない。

	5月14日	7月20日
雲雀の高さ	1000m	2000m
雲までの距離	6km	13km
雲の走向	295°	295°
波長	400m	900m
位相速度	4m/s	5m/s

1. はじめに

積雪地域では、融雪初期にpHが低く化学成分が多くなる。河川水や湖沼水が観測される。これは、融雪の化学的メカニズムに起因すると考えられるが、融雪の化学的側面についての研究は極めて少ない。そこで、積雪の化学的性質を連続的に観測し、融雪による化学成分の流去について検討した。

2. 調査方法

均一な成層状態の積雪が得られる北大・農場において、1980年1月7日から4月9日までの積雪期間中観測を行った。積雪中にトレス子を取り、各層毎に積雪水量を測定し、雪を採取した。また、プラスチック製の川筒(内径58mm)を雪面に鉛直に地面まで押し込め、積雪全層の採取を行った。この雪の重量と川筒の断面積から全積雪水量を求めた。実験室に持ち帰った雪は融解し、孔径1μmのメンブレン・フィルターを通し、濾液を化学分析に用いた。分析項目は電気伝導度、pH、Na、K、Mg、Ca、ClとSO<sub>4</sub>濃度である。

3. 結果

図1には積雪深、積雪内部沈降曲線および札幌管区气象台での日降水量、日最高・最低気温(日界は09時)を示した。積雪内部沈降曲線と雪温の連続測定により、本格的な融雪の前に一時的な融雪が3回認められた。これは、1月末、2月末および3月10日前後である。この際、積雪全体の化学成分濃度は減少し、pHは増加している(図2)。また3月下旬に始まった本格的な融雪の際にも化学成分濃度は減少し、pHは増加している。しかし、化学成分濃度は限りなく減少するわけではなく、主要成分濃度は約3mg/lの下限值を維持している。化学成分濃度と積雪水量の積によって求めた積雪中の化学成分負荷量を図3の最上段に示した。これから、化学物質は積雪期間中に蓄積され、融雪とともに流去することがわかる。本格的な融雪の際には積雪水量の減少に先んじて化学成分濃度の減少が始まっている。

次に、積雪内部での変化を見るために、積雪を図3に示すように7層に区分し、層毎に積雪水量(図4)、主要陽イオン濃度(図5)および主要陽イオン負荷量(図6)の変化を示した。最下層である1層の積雪水量は地面融雪により2月下旬から減少しているが、他の層ではその層が積雪表面に出るから減少が始まっている。しかし、2月下旬から3月初めにかけてこの1層や3月後半の6層では、上層からの融雪水を受けし積雪水量が増加している。主要陽イ

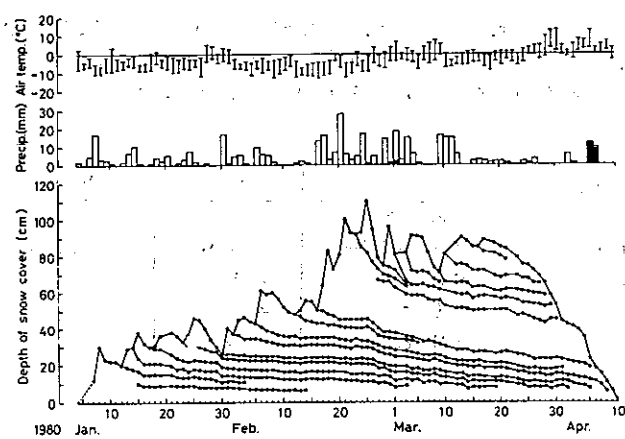


図1

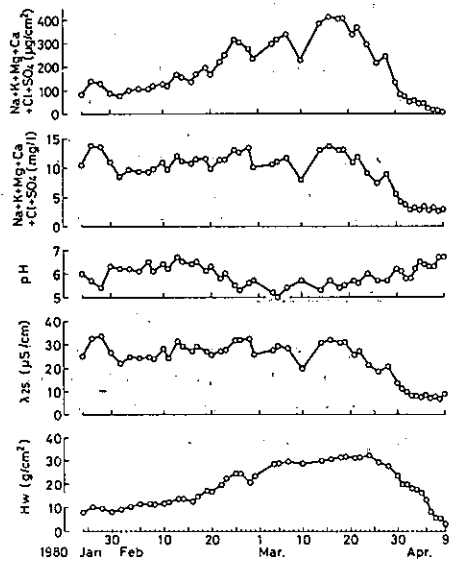


図2

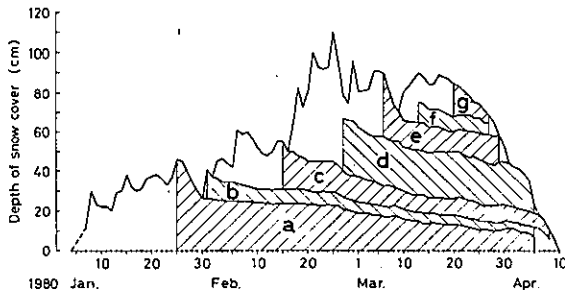


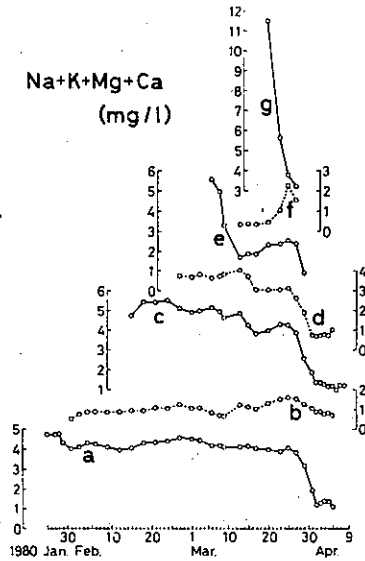
図3

イオン濃度は、一時的な融雪や本格的な融雪の初期には最上層を急激に減少している。一時的な融雪や本格的な融雪の初期には、積雪表面層でのみ積雪水量および化学成分濃度が減少しているのは、この時には融雪水の移動が木路流下によるためであると考えられる。融雪の進行によって全層がぬれだすため、融雪水が皮膜流下するようになると、積雪内部層でも主要陽イオン濃度が減少し始める。

積雪全体の積雪水量および化学成分負荷量の融雪時における減少量によって、融雪水の化学成分濃度とpHを見積もった。図7には3月19日からこの積雪水量、pHが求めたHイオン負荷量および化学成分負荷量の変化を示した。そのほか図中に示した之次回帰曲線によって近似させる。この回帰式により、1日に流下する水量、Hイオンおよび化学成分の量を求め、そのことによって求めた融雪水のpHと化学成分濃度を図8に示した。融雪初期には低pHの化学成分を多く含んだ融雪水が流出することからわかる。

融雪の積雪中の化学成分濃度が減少するのは、融雪の際に雪粒子が変態し巨大粒子化する過程で、不純物を析出することによる。

Na+K+Mg+Ca (mg/l)



Hw (g/cm<sup>2</sup>)

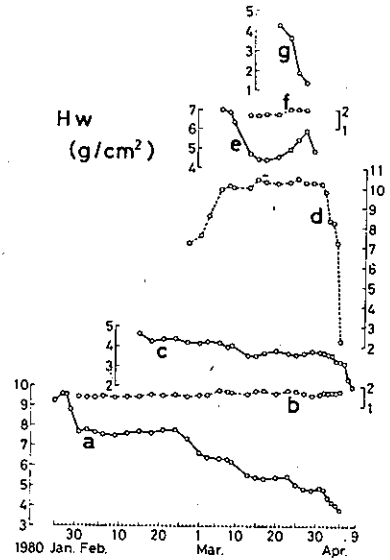


図4

Na+K+Mg+Ca (μg/cm<sup>2</sup>)

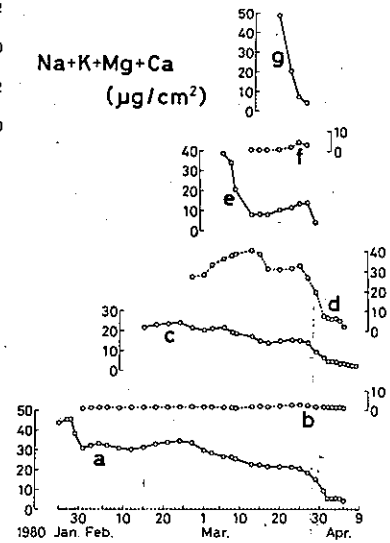


図6

図5

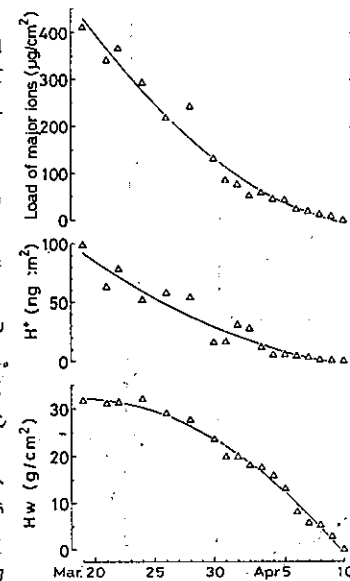


図7

Concentration of major ions (mg/l)

pH

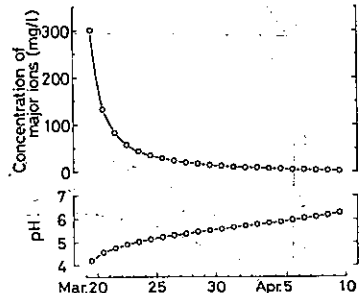


図8



斎藤博英(北海道東海大学)

1 はじめに

近頃、原油の価格上昇に関連して、日射、風、波浪などのエネルギーを生活や産業に利用しようとの考えが盛んになった。日射を利用した給湯施設などは、関東地方などでは既にかかり普及しているが、北海道ではこれからの問題である。

日射を利用しようと計画する場合、その場所でどれ程の日射量が期待できるか、を知る事が、特に道央や道北など、日射が冬期に少ない所では重要な問題である。いま気象官署で一般に観測している日照時間や水平面全天日射量は、この問いに答えてくれない。

給湯や暖房に利用する場合、最も効率よく日射を捉えるため、集熱装置の受光面は、南中時の太陽に直垂に面するように設置する。この場合には直達日射量を知らねば計画できない。こういう受光面は空の1/3を捨てることになるので、散乱光は減る。

道内の気象官署では、札幌で1978年から、根室で1981年から直達日射量の自動観測を開始した。これらの観測をもとにして、1月の平均の1日間の関係諸量を比較して示すと、下表のようである。参考のため、関東地方の代表として館野(高層気象台)の値も示した。なお比較しやすいように、札幌の値を1とした根室、館野の値の比をも示した。

この表によると、札幌と根室の比は、日照時間で1:1.6、全天日射量では1:1.3に過ぎないが、直達日射量では1:2.2と大きく差が出ている。

図-1には、a: 全天日射強度、b: 散乱日射強度、c: 集熱装置の受光面に対する直達日射強度について、1月の平均の1日の時間変を示してある。これを見ると、表の数値の意味が良く理解できる。

表-1

要素 地点	日照時間 時間 比	水平面に対する日射量				向太陽面		コレクター面		(統計年)	
		全天		散乱		直達		直達			
		cal/cm <sup>2</sup>	比	cal/cm <sup>2</sup>	比	cal/cm <sup>2</sup>	比	cal/cm <sup>2</sup>	比		
札幌	3.26	1.0	141	1.0	96	1.0	45	1.0	114	1.0	札幌:1978-'81年
根室	5.13	1.6	183	1.3	88	0.9	95	2.1	285	2.2	根室:1981年
館野	6.8	2.1	236	1.7	67	0.7	169	3.8	424	3.3	館野:1974-78年

cal/cm<sup>2</sup>min

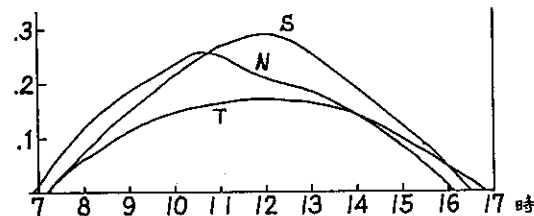
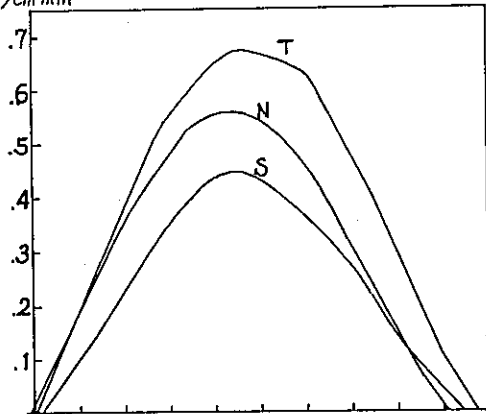
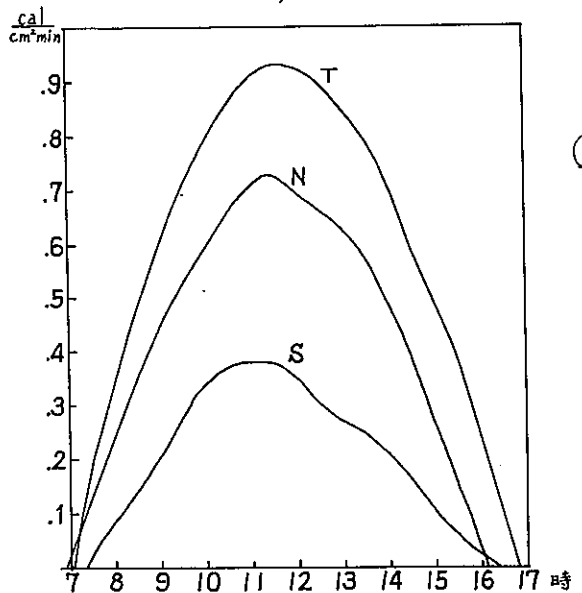


図-1 a: 全天, b: 散乱, c: 集熱面直達  
各日射強度. S: 札幌, N: 根室, T: 館野



2 直達日射量と日照時間および全天日射量との関係

直達日射量と日照時間とは比例しそうに感じられるが、天気の良い日は日射の強いことが多く、雲のある日は、モヤがあったり、薄い雲で日射が遮ぎられながらも日照時間に算えられる場合もある。このため、両者の関係は2次式になり、図-2、図-3のようになる。

1日の日照時間を $S$ 、同じ日の直達日射量を $I_d$ とすると、

札幌:  $I_d = 5(2+S)S$  (図-2)

根室:  $I_d = 5.5(2+S)S$  (図-3)

となる。根室は札幌に比べて空気が澄んでいるため、同じ日照時間に対して、約1割だけ日射量が多くなっている。この関係は誤差はかなりあるが、実用に耐える。

直達日射量と全天日射量との関係は複雑であり、図-4のようである。この場合、上旬と下旬では明らかに大きな差があるので、図の中で、上旬の値を $\times$ 、中旬の値を $\circ$ 、下旬の値を $\Delta$ で区別して記した。

日照時間と全天日射量との関係は図-5に示した。この場合も、 $\times$   $\circ$   $\Delta$ は前図と同様、それぞれ上、中、下旬の値を示している。

この2つの図で、全天日射量は、日照時間および直達日射量の同じ値に対応して、上旬より中旬、中旬より下旬と進むにしたがって、大きな値をとることがわかる。

図-2 日照時間と直達日射量、札幌1月(1978-'81年)

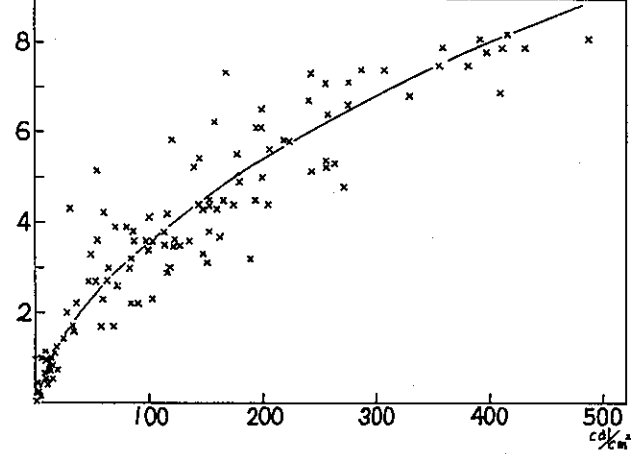


図-3 同上、根室1月(1981年のみ)

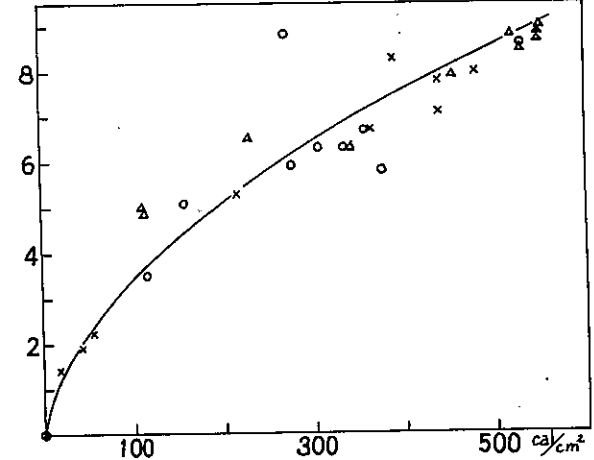


図-5 日照: 全天

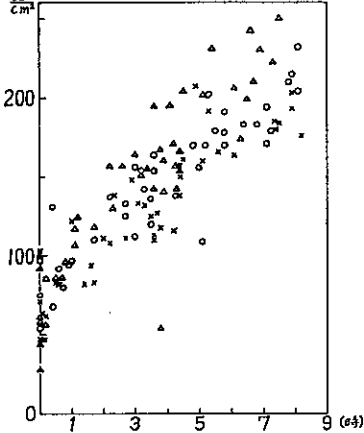
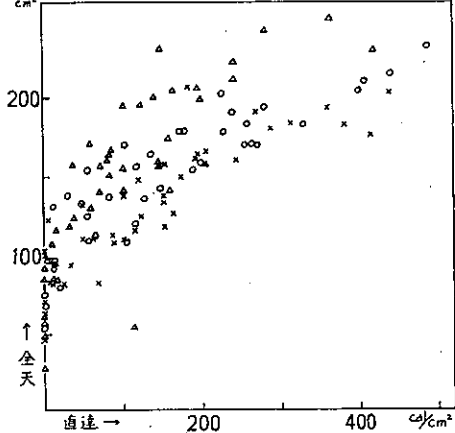


図-4 全天: 直達



1. まえがき マイクロ波が雨・雪など降水粒子で反射し、またそれら粒子が懸濁した空間を透過するときのふるまいについては、その実地に得られる事例の数と精度の増大にとまらぬ、従来の理論による予測との相違が指摘されるに至った。これは短波長のマイクロ波を仰角で降雨・雪層に貫通させる必要のある衛星通信回線の疎通の安定性を評価するのに問題となつてくる。この研究は特に透過にとまらぬ減衰の生成について、従来の理論の欠けたるところを補ひ、より実際と整合すべき理論体系を考察したものである。もちろんこれは降雨・雪のレーダ探査のような反射波利用の問題にも適用される。

2. 電波の散乱・吸収と反射 屈折率  $n_c = n'_c - i n''_c$  の媒質によって成る等価半径  $a$  の球とみなせる誘電物体が波長  $\lambda$  の電波に対して示す散乱(当該物体で起る目的外方向へのエネルギーの放射)と吸収(当該物体で起るエネルギーの熱への転換)を合せた場合  $Q_t = Q'_t - i Q''_t$  は次式で与えられる。なお、 $\rho = 2\pi a/\lambda$  なりとする。

$$Q'_t = -\frac{\lambda^2}{2\pi} \operatorname{Re} \sum_{m=1}^{\infty} (2m+1)(a_m + b_m) \quad (1) \quad Q''_t = -\frac{\lambda^2}{2\pi} \operatorname{Im} \sum_{m=1}^{\infty} (2m+1)(a_m + b_m) \quad (2)$$

$$a_m = -\frac{\dot{\rho} m(\rho) [n_c \rho \dot{\rho} m(n_c \rho)]' - \dot{\rho} m(n_c \rho) [\rho \dot{\rho} m(\rho)]'}{h_m^{(2)}(\rho) [n_c \rho \dot{\rho} m(n_c \rho)]' - \dot{\rho} m(n_c \rho) [\rho h_m^{(2)}(\rho)]'} \quad \langle \dot{\rho} m(\rho) \text{ は } m \text{ 次の球ベッセル関数, } h_m^{(2)}(\rho) \text{ は } m \text{ 次の球ハンケル関数, ' は 3 項の微分記号, 添字 } m \text{ は物体の励振モードに対応する次数である。} \rangle$$

$$b_m = -\frac{n_c \dot{\rho} m(n_c \rho) [\rho \dot{\rho} m(\rho)]' - \dot{\rho} m(\rho) [n_c \rho \dot{\rho} m(n_c \rho)]'}{n_c \dot{\rho} m(n_c \rho) [\rho h_m^{(2)}(\rho)]' - h_m^{(2)}(\rho) [n_c \rho \dot{\rho} m(n_c \rho)]'} \quad \dots \dots \dots \quad (3)$$

ここに  $Q'_t$  は誘電物体に入射する波の電力から実効電力損失が生成する比率、 $Q''_t$  は無効電力が生成する比率と定義される。物体の真後方向へ散乱される電力の生成比は、

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{m=1}^{\infty} (-1)^m (2m+1)(a_m - b_m) \right|^2 \quad \langle \text{反相反射電力生成比} \rangle \quad (4)$$

として与えられる。これは電波の送信点からみた“反射能”と解される。

3. 降水区間を透過する電波の減衰 電波送信点から距離  $R$  を進み、降水区間に  $D$  進入した位置にある粒子の反射波は、通常して区間  $2D$  を透過して送信点に後進するが、粒子の散乱・吸収により被むる減衰は、従来の理論では空間内の粒子散布に至るとは均一なりとして  $g = e^{-2NDQ'_t}$  で与えられるとしている。  $N$  は  $1/g/m^3$  当りの粒子数である。送信点からみた反射波受信電力比は受信アンテナ利得  $= 4\pi/\lambda^2$  (開口面積  $1m^2$ , 開口効率 100% とし) であるとして、 $G_n = \sigma N g / 4\pi \lambda^2 R^2$  となるとされている。問題は降水区間の透過に際する減衰率の評価にあり、これは粒子が実際に散布している様態が決して均一ではなく、不規則であることに対応して考察されねばならぬ。

3.1 粒子散布の確率的性質 幾何光学的見地からの位相モデルによれば、面積素子  $dS$  を断面とする光路を  $ray$  が通つて粒子に遭遇する否かは、 $dS$  および光路の単位長に依する確率  $\nu$  で実現するものとす。最大自然状態に即した不規則性の公準として、“(1) 考察する時間・空間内で  $\nu$  は一定、(2) 粒子は相互に独立に散布、(3)  $dS$  および単位長さで区切された単位区間に交叉する粒子数が 2 個以上となる確率は無視しうるほど小さい”を要請する。区間  $D$  の光路が  $M$  個 ( $M = 0, 1, 2, \dots$ ) の散乱体と交叉する確率と  $M$  の  $D$  についての微分を  $P_m(D)$ ,  $P'_m(D)$  とおくと、

$$P'_m(D) = -\nu P_m(D) + \nu P_{m-1}(D) \quad (5) \quad P'_0(D) + \nu P_0(D) = 0 \quad (6)$$

が得られる。式(6)の解が  $e^{-\nu D}$  となることを式(5)に入けてやりとせし、

$$P_m(D) = (\nu D)^m e^{-\nu D} / m! \quad \langle m! \text{ は } m \text{ についてのポアソン分布の式} \rangle \quad (7)$$

をうる。降雨・雪区間では  $\nu D \geq 5$  を期待できることとポアソン分布の性質から、 $M = \nu D \pm \chi \sqrt{\nu D}$  とあるわけと中心極限定理により次式に変換できる。

$$P_m(D) = f(\chi) = e^{-\chi^2/2} / \sqrt{2\pi} \quad \langle \text{標準正規分布 } N(0, 1) \text{ の式} \rangle \quad (8)$$

3.2 不規則散乱空間におけるマイクロ波の減衰の生成 受信点には  $M$  の様様な値に依する強度と位相を持つ波が入射するが、位相理論の帰結あるところによると  $S_0 = \nu dS$  本の光路を 1 束とした単位断面の位相路が 1 単位となつて受信電界の形成に寄与する。

一方、伝送理論によれば、伝送路における入力電力  $P_{in}$  に対する出力複素電力  $P_{out} = P_{out} - i P_{out}$  があり、粒子が伝送路に対して示す伝搬定数(強度と位相の変化度)  $k_s = k_s' - i k_s''$  であり、 $k_s' = \tan^{-1}(P_{out}/P_{in})$ 、 $k_s'' = \frac{1}{2} \log_e \{ (P_{out}/P_{in}) \sec k_s' \}$  が定義される。  $P_{out}/P_{in} = 1 - Q_t$ 、 $P_{out}/P_{in} = Q_t$  を適用、マインクワ波では雨・雪粒の  $Q_t$ 、 $Q_t \ll 1$  のため、 $k_s' \approx Q_t$ 、 $k_s'' \approx Q_t/2$  となる。  $\Sigma = \pi$  散乱体がない場合の受信電界強度を  $E_0$  とすると、受信電界は次式で与えられる。

$$E_R = E_0 \int_0^{\infty} f(X) e^{-i k_s S_0 m} dX \quad \langle m = \sqrt{D} \pm X \sqrt{D} \text{ とおす可} \rangle \quad (9)$$

$m$  によりその生起確率の等しい  $m^{(1)} = \sqrt{D} + X \sqrt{D}$ 、 $m^{(2)} = \sqrt{D} - X \sqrt{D}$  が共存するので、

$$E_R = \frac{E_0}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} e^{-X^2/2} e^{-i k_s S_0 \sqrt{D}} \{ e^{-i k_s S_0 X \sqrt{D}} + e^{+i k_s S_0 X \sqrt{D}} \} dX$$

$$= \frac{2 E_0}{\sqrt{2\pi}} e^{-i k_s S_0 \sqrt{D}} \int_0^{\infty} e^{-X^2/2} \cos(k_s S_0 X \sqrt{D}) dX = E_0 e^{-i k_s \bar{N}_0 D} e^{-S_0 \bar{N}_0 D k_s^2 / 2} \quad (10)$$

( $\bar{N}_0$  = 単位空間内平均散乱体含有数 =  $S_0 \sqrt{D}$ )

が得られる。 $k_s$  により前掲の定義を代入、dB を単位とする区間減衰量、

$$\Gamma(\alpha, \lambda, D) = -10 \log_{10} (E_R \bar{E}_R / E_0 \bar{E}_0) = -10 \log_{10} e^{-[Q_t + (Q_t)^2 S_0 - (Q_t)^2 S_0 / 4] \bar{N}_0 D}$$

$$= 4.343 [Q_t + (Q_t)^2 S_0 - (Q_t)^2 S_0 / 4] \bar{N}_0 D \quad [\text{dB}] \quad (11)$$

( $\bar{E}_R, \bar{E}_0$  は  $E_R, E_0$  の共役形、 $D$ : [km],  $\bar{N}_0$ : [個/m<sup>3</sup>])

が定義される。これは従来の均一散布条件の透過理論の式と異なるのは [ ] の方 2.3 項の存在で、実際の伝搬現象に於ける自由度が従来のゼロに対し少なくとせ 1 となり、また半実証的にせめてよい指数  $S_0$  を持つことにより複雑な現実の問題に即応しうる能力を持つている。降雨・雪粒子の実際の  $S_0$  値、mm 波における  $dS$  の標準として  $10^{-4} \text{ m}^2$ 、故に  $S_0 = 10^4$  とすると、実際の適合性の高い区間減衰量計算式が得られるので、これを両に適用した結果を表に示す。なお雪については 89 の機会にゆずりたし。

降雨時減衰量 [dB/km]、温度 18°C、粒径分布は Laws-Parsons の  $\gamma$ - $\mu$  による。上: 当理論、下: 従来の理論

降雨強度 mm/時	波 長 $\lambda$ [cm] < mm 波および短波長 CML 波 >								
	0.3	0.4	0.5	0.6	0.86	1.00	1.25	2.00	2.72
0.25	0.340	0.243	0.163	0.114	0.0525	0.0375	0.0223	0.00619	0.00273
	0.340	0.241	0.160	0.111	0.050	0.036	0.021	0.0061	0.0025
1.25	1.29	1.04	0.784	0.595	0.306	0.227	0.146	0.0492	0.0206
	1.29	1.04	0.777	0.584	0.294	0.217	0.136	0.044	0.018
2.5	2.18	1.83	1.47	1.16	0.627	0.473	0.306	0.112	0.0485
	2.19	1.84	1.46	1.14	0.608	0.454	0.292	0.101	0.041
12.5	7.21	6.55	5.79	5.01	3.25	2.58	1.79	0.777	0.387
	7.31	6.63	5.83	5.00	3.14	2.46	1.66	0.683	0.321
25	11.8	11.0	9.99	8.95	6.29	5.11	3.71	1.73	0.938
	12.0	11.2	10.1	9.00	6.15	4.95	3.44	1.51	0.775
50	18.8	17.9	16.8	15.5	11.9	10.1	7.57	3.79	2.20
	19.2	18.3	17.1	15.8	11.7	9.77	7.05	3.27	1.83
100	32.3	30.8	29.0	27.0	21.7	19.1	15.0	7.91	5.01
	33.2	31.7	29.8	27.6	21.7	18.7	14.1	6.75	4.09
150	45.2	42.9	40.2	37.5	30.9	27.6	22.3	12.1	7.84
	46.7	44.3	41.4	38.6	31.1	27.3	21.2	10.2	6.39
誘電率 [実部 虚部]	7.89	9.65	11.79	14.20	21.46	25.60	32.75	50.25	60.55
	13.24	17.20	20.90	24.10	30.80	33.45	36.30	37.10	33.55

4. おわりに 降雨・雪圏からの反射波に対しては、 $g = e^{-2NDQ_t}$  の代りに式(11)から  $e \times \{ -2[Q_t + (Q_t)^2 S_0 - (Q_t)^2 S_0 / 4] \bar{N}_0 D \}$  を採用することになる。上の表から従来の値と種々異なる結果を見られるが、長波長となるにしたがい差が大きくなる。V-D-1 検査の場合の反射能がどの程度寄与するかについては、式(10)のモデルと合せて考察しなければならぬが、99 頁検討のこととしたし。

板垣昭彦 (北大環境)  
高橋英紀 (北大環境)

はじめに

報告者らは、周辺地域の気温に及ぼす湖効果を定量的に把握することを目的として、1977年以来、洞爺湖を対象に研究を続けている。1978年には湖の北西岸において、春、夏、秋の各季節毎に10日間程の気温観測を行なった。その結果、5月に行なった観測期間中に、湖から風が吹く日中に、湖岸の気温が湖岸からわずか1600mの地点の気温に比べ、6℃以上も低くなるということが確認された。その様な大きな湖効果の程度と頻度について言及するには当地での長期的な気温、水温観測が必要であると考へ、1977年の6月以降は湖周辺に数ヶ所の長期観測点を設け、データを収集している。

### 観測法

図1に長期観測地点の位置を示す。各観測地点名及び、観測項目は以下の通り。

- ① 北大水産学部附属臨湖実験所 (以下、臨湖と呼ぶ)、湖岸観測点、気温、水温の観測。
- ② 曙、湖岸観測点、気温観測
- ③ 成香、内陸観測点、湖岸から約2.5km、湖岸との高度差186m、気温観測。
- ④ 中島、湖上観測点、湖面上1.7m、気温、水温の観測。

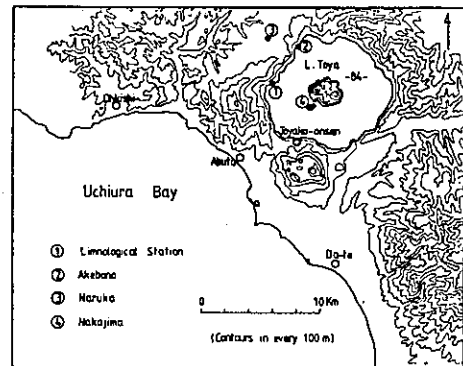


図1 長期観測地点の位置

各観測点には百葉箱を設置し、白金抵抗温度計をセンサーとして使用している。

### 結果及び解析

データの解析にあたっては各観測点の記録紙から読み取った毎正時の温度を使用した。また成香のデータについては湖岸との高度差を加味し、 $+0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の高度補正を施した。図2は、実際に湖の冷却効果が現われたと思われる日の、各観測点の温度変化である。臨湖の気温上昇が抑えられ、日中は、内陸に比べ10℃近くも低温であったことが分る。このような湖効果の大きさを見積るために、Cooling Degree Hours (C.D.H.)、Heating Degree Hours (H.D.H.) という2つの数値を導入した。C.D.H.、H.D.H.の定義は以下の通り。

$$\text{C.D.H.} = \sum (T_N - T_L) \quad , \quad \text{H.D.H.} = \sum (T_L - T_N)$$

但し、( ) > 0 の時のみ

$T_N$  : 成香の気温、 $T_L$  : 湖岸の気温

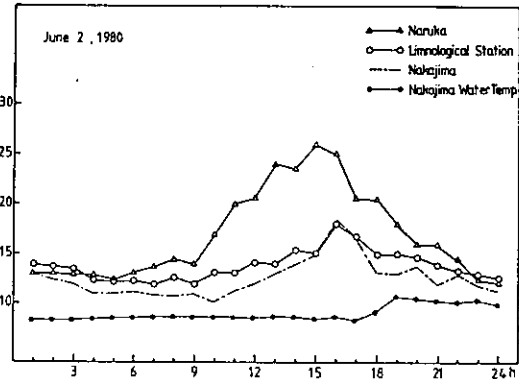


図2 各観測点の気温日変化

(1980年6月2日の例)

図3は、成香と臨湖のデータを用いて、C.D.H.、H.D.H.の月平均を1977年の6月中旬から1980年の8月下旬まで求めたものである。冬期間は、日中、夜間とも湖水温に比べて気温が低いために、湖効果は終日、湖岸の気温を内陸に比べ上昇させる方向に働くと考えられる。それに対し、5月から6月にかけては、日中のみ、湖の冷却効果が働くと考えられ、

湖効果の現われる時間数を加味すると、この期間の湖による冷却の強さはかなり大きいと言える。そこで、その様な大きな冷却効果の現われた1980年5月中旬から6月上旬にかけての1ヶ月間について1日単位でC.D.H.を求めたのが図4である。

これによれば、C.D.H.の値が $50^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}$ を越える日が1ヶ月の間に10日も現われていたことが分る。大きな冷却効果の現われる時間帯を日中の6時から18時までと仮定すれば、これは日中全般にわたって湖岸地域が $4^{\circ}\text{C}$ 近い冷却を受ける日が3日に1度の割合で現われていたことを意味する。また図4から、冷却効果の大きさは、内陸気温の高さと大体は対応しているが、一部では対応していない(例えば5月20日と5月22日)。これは日中の卓越風向によるものであろう。図の下段に大岸での風向頻度(6時~18時)を示しているが、大岸と臨湖付近の風向が一致するとすれば、風向(ENE-SE-S)は湖から風が吹くことを意味する。この風より冷却効果の大きさと風向もよい対応があることが明らかである。そこで、この期間について、風向別の冷却の大きさを見積るために、毎時の臨湖( $T_L$ )と成帯( $T_W$ )の温度差を大岸での風向別にプロットしたのが図5である。但し、風速が小さい場合には大岸と臨湖の風向が一致しない可能性があるため、この図では、 $3\text{m/s}$ 以上の風の場合についてのみプロットした。また図の上段にはそれぞれの風向別の温度差の平均値を示した。

現地での風向と大岸での風向が一致すると仮定すれば、湖から風が吹く場合の風向は、ENE~Sと考えられるので、一般風が湖から吹く場合、この期間中には平均して、 $2.5^{\circ}\text{C}$ 程の冷却効果が日中、見られたと結論できよう。

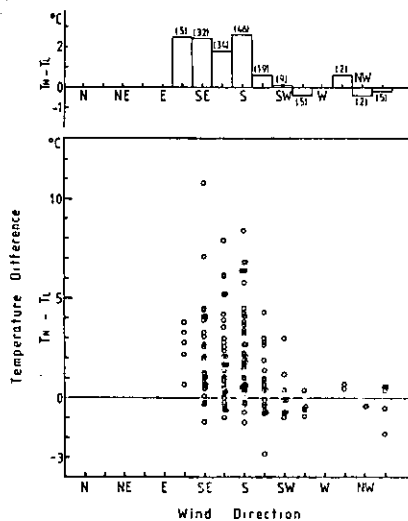


図5 風向別の冷却効果の大きさ及びその平均値。( )の中の数字は出現頻度を示す。

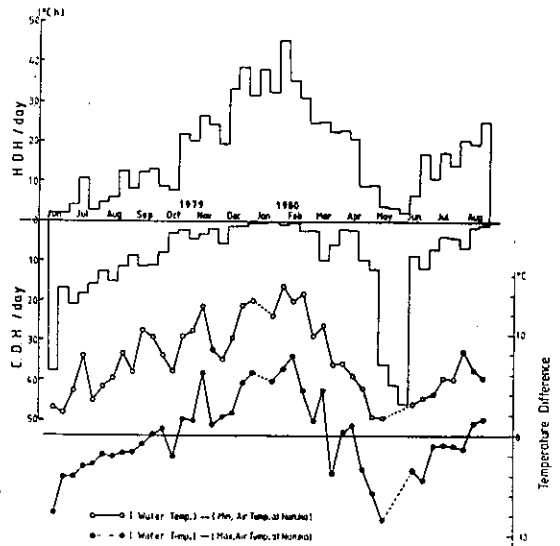


図3 内陸気温と水湿の差及び、湖効果の年変化

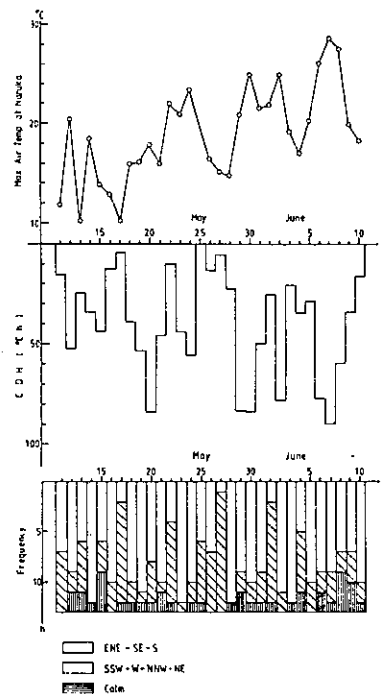


図4 湖の冷却効果と内陸気温及び風向の対応

桜井 兼市 (北教大旭川)  
藤田 彰 (市公啓課)

### 1 はじめに

寒冷期の上川盆地では冷気塊に覆われ、頻々 $-20^{\circ}\text{C}$ 以下の低温になる。この傾向は北海道内陸地域でも同様である。この様な地域にある都市では人間活動等の影響により都市域内の気温が周辺域の気温より高い、いわゆるヒートアイランドが形成する。旭川では昭和49年から気温の垂直分布の測定を行ってきた。今回は旭川市内の詳細な気温の水平分布の観測がなされたので垂直分布と合せて報告する。

### 2 気温の水平分布

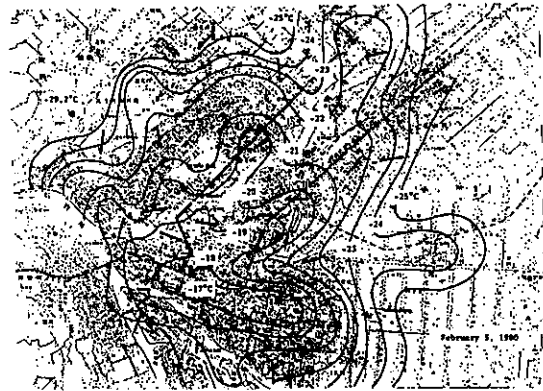
観測は昭和54年10月から55年3月までの冬期間に行われ、総観測日数は32日である。気温の測定は自動車にサーミスター温度計を取り付けヒートアイランドが明確に現われる早朝に行われた。所要時間は約2時間で、走行距離は約100kmであった。気温の時間変化は大学に設置した自記温度計を用いて補正した。

一例をオ1図に示す。これは昭和50年2月5日早朝に観測されたヒートアイランドである。この日の旭川の最低気温は $-24.4^{\circ}\text{C}$ であった。図から分るように都市域と周辺域との温度差は $6\sim 9^{\circ}\text{C}$ に達した。

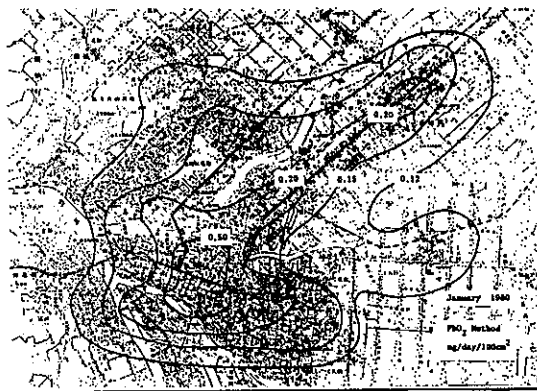
旭川のヒートアイランドの観測から次の事が分った。1)都市域と周辺域の境で温度勾配が大きい、2)低温域が河川に沿って都市域に入り込んでいる、3)国道に沿って高温域が周辺域に近づいている、4)郊外の集落でもヒートアイランドが形成している。この中で2)はヒートアイランドによる対流に重要な意味をもっている。即ち都市域で加熱され上昇した空気に対する補償流は河川に沿って都市域に流入している。同図中に示した矢印は樹霜の成長方向から見た夜間の風向である。地表付近では都市域への寒気の流入が良く示されている。オ2図は同年1月の $\text{SO}_x$ の水平分布である。測定は $\text{PbO}_2$ 法で単位は $\text{mg/day}/100\text{cm}^2$ である。 $\text{SO}_x$ の分布は先の気温の水平分布と良く一致しており明らかにヒートアイランドは人間活動によるものである。

### 3 気温の垂直分布

産教庁の年変化は観測が冬期に集中して行われたために見ることは出来ず、冬期

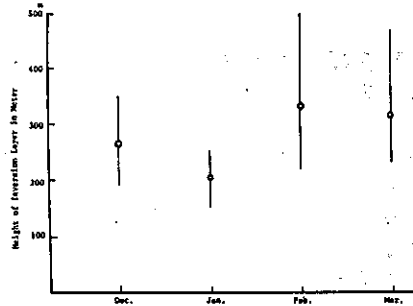


オ1図 気温の水平分布と風向の分布



オ2図  $\text{SO}_x$ の水平分布

(12月, 1月, 2月, 3月)の午前中の逆転層の月変化をオ3図に示した。用いたデータは昭和49年~55年までのもので午前9時と中心に観測されたものである。図中の棒印は逆転層の上限高度を、丸印はその平均値である。国から1月の逆転層が一番低いが月毎の变化に規則性はみられない。平均の上限高度は約300m位である。この事は旭川のヒートアイランドの高さがこの程度のものであることを示している。

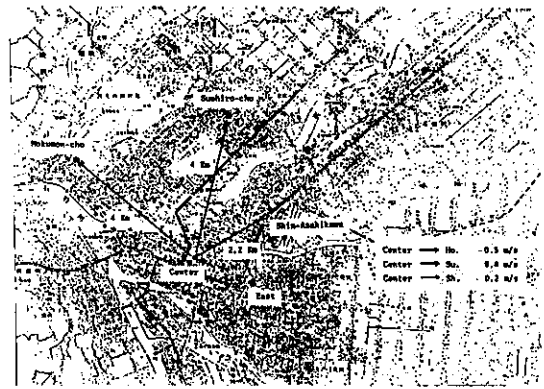


オ3図 逆転層の高さ

#### 4 上層の水平流

都市域と周辺域とに温度差があることはそれらの間で局地的な対流が存在することを意味している。地表付近に関しては1で述べたように周辺域→都市域の流れが観測されたが都市域→周辺域の流れは未だ観測されていない。そこで旭川市内に設置されている大気汚染観測局のSO<sub>x</sub>の時間変化から推定を試みる。

SO<sub>x</sub>は夜間にその濃度は減少し、朝人回活動の開始と共に増加し始める。その増加が現われる時刻は都市中心部が一番早く、周辺部に行くに従って遅れる。又その濃度も少なくなる。この事からSO<sub>x</sub>は都市上空の流れによって中心部から周辺域へ移動したと考えた。オ4図に観測局とそれらの距離を示した。



オ4図 大気汚染観測局の位置と距離

昭和55年1月, 2月の風の弱い日で Centerで高い濃度を示した日2日間の平均をとると図の右側に示すように Center→Hokumonで0.5 m/s, Center→Suehiroで0.4 m/s, Center→Shin-asahikawaで0.2 m/sの値が得られた。

Shin-asahikawaは高濃度地域に隣接し、又付近にはSO<sub>x</sub>の発生源も多くあると考えられるのでこの値は参考とはならないが、Hokumon, Suehiroに関しては付近にSO<sub>x</sub>の大きな発生源もない住宅街でその地域自身でのSO<sub>x</sub>の発生は極く小さいと考えられるので0.5~0.4 m/sの値が上層の速度と見てもらいたいであろう。



平松 親・\*孫野長治 (北大・環境研)

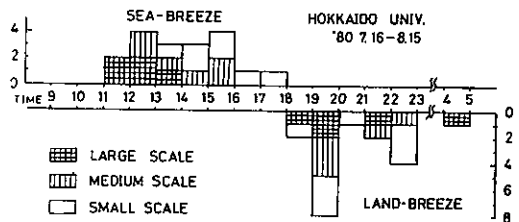
[序] 石狩平野の海陸風は、「大気汚染気象予報指針(1980年追録)」にまとめられているが、より細かい実体を知るため、1980年7月16日より8月15日の1ヵ月間、自記湿度計7台と自記風向速計2台を使って観測を行った。また、札幌市環境局や札幌管区気象台などから資料を拝借し、20km×40kmに30地点余のデータを使い、きめ細かな解析を試みた。

[方法] 姦観場に直接札幌に影響を及ぼすような擾乱がなかった日のうち、北大、海岸より14km内陸)まで海風の浸入があった18日分について、図2以下で示すような等正時の流線と温度分布、毎日の海陸風前線ダイヤグラムを作成するのに必要な値を、記録紙から読みとった。ここで、海陸風前線通過時刻とは、記録紙に顕著な不連続が見われた時刻で、具体的には、湿度の下降、湿度の急昇、風向は前線通過後一定に落ちつく、風速は瞬時ゼロとなる状況を利用し、可能な限り複数の気象要素により決定した。

[結果] 次の三種類に分類できた。

- ① 海風が発達、heat islandの効果小…5例
  - ② 海風の発達不十分、heat islandの効果大…6例
  - ③ 海風の発達不十分、heat islandの効果小…6例
- 以下順に代表例をあげて説明する。不明1例

図1 海陸風前線通過時間帯 頻度分布



① 図1より、北大での海陸風前線通過時刻は、通例より遅れるが、特に海風は大體である。この海風が内陸のどこまで到達するかを図2で表わした。たて軸に海岸からの距離(右の地図と対応、以下各図とも共通)横軸に頻度をとると、月寒小(2/km)まではほぼ回数であり、海風が浸入する場合少なくともここまで到達することがわかる。また、39km内陸まで入る例が5例あり、これら大規模例は、図1より早い時刻に北大へ到達している。そして、海風が浸入する以前の午前9時の高層資料をみると、必ずしも、地上から850mbないし800mbの厚い冷気が浸入しており、これらは、内陸での対流活動が活発で、海風が良く発達した例である。その代表例として、7月31日を選び、浸入状況を図3に海陸風前線ダイヤグラムとし

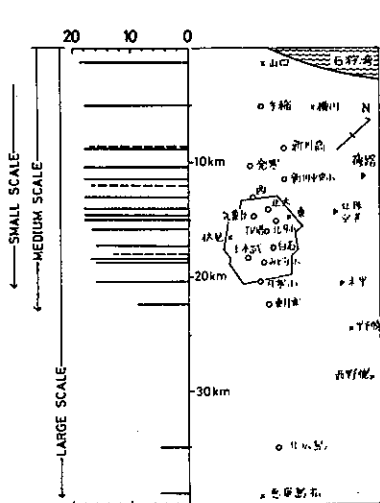


図2 海風浸入頻度

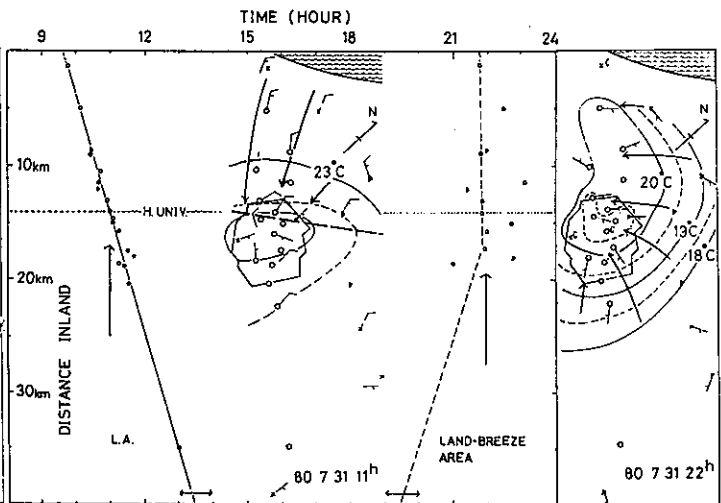


図3 海陸風前線ダイヤグラムと流線図

\*北海道大学 名誉教授

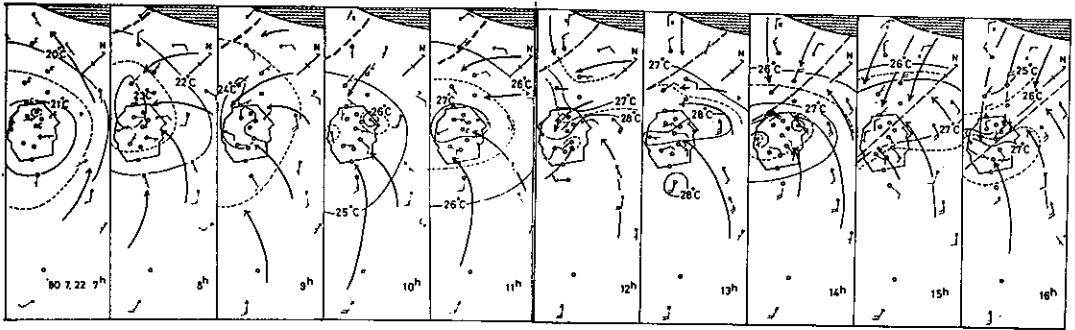


図5 海風前線とヒートアイランド

て表わした。各○、▶印は、1観測地点の前線通過時刻であり、それを経んだ線の傾きは、海陸風前線の速度(北西-南東方向)を表わす。7月31日の差運した海風前線は、時刻のばらつきが少なく等速(約10km/h)で進行した。ちやうど北大を通過した11時の流線及び温度分布を図4の中央に示す。heat islandがみられ、海風前線が海岸線に平行である。これは、ダイヤグラムの▶印が○印のラインから6km東よりあるにもかかわらず同一線上にあることからわかる。なお、この場合heat islandは、海風前線の進行に影響を及ぼしてはいないようである。

次に、陸風前線の様子は、内陸より始まるが、ばらつきが大変。陸風そのものが弱いことにもよるが、図3の右側の流線(陸風への交代時)にみられるようにheat islandに引き込まれる風が現われるためである。

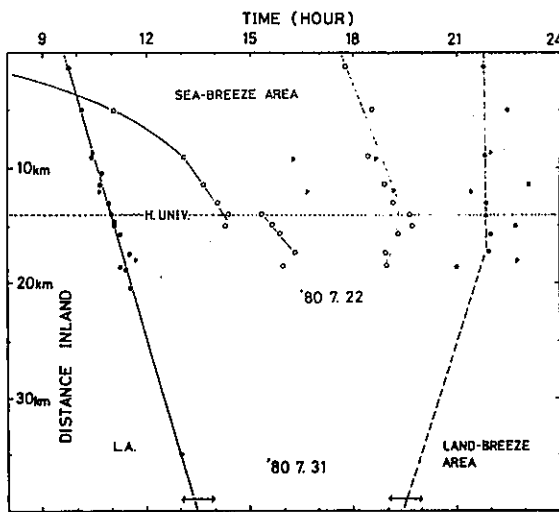


図4 海陸風前線ダイヤグラム(heat islandの有無)

図、てくださった各小学校、新川高校及び市教育委員会に深く感謝いたします。

②ヒートアイランドが、海風前線の進行に影響を及ぼした6例のうち、7月22日を代表例として紹介する。図4をみると、海風前線は、海岸部からゆっくりした速度で侵入し、次第に加速、海岸から10km付近から等速で都市付近に到達し、一時停止、その後再度動きだし18km付近まで到達する。この状況を流線と温度分布からみると図5のようになる。太い破線で示した海風前線(海風前線到達時刻より推定)は、海岸に近い山口を8時に通過、海岸線と角度を保った状態で内陸へ進入する。この間、都市部では、西部は東向き斜面をもつ山麓であることも手伝い、heat island及びその低気圧性風系が明瞭である。15時には、海風前線が都市部に到達し、heat islandの中核部がくずされ16時にかけて一時停滞または減速をする。

都市部への加速は、海風域と都市部との温度勾配が大きくなったため、または、heat island固有の風系が、海風前線の進行方向に働き加速。都市部で一時停止(または減速)したのは、都市部とより内陸との温度勾配が小さくなったため、または、heat island風系が、前後の進行方向に対して負に働き減速させたと考えられる。

②及び③ 図示できなかったが、heat islandが海風前線の進行速度に大きな影響を及ぼさないような場合でも、図5のように、海風前線が海岸線に対して角度をもって侵入することがみとめられ、heat islandの効果が一部に入っていると考えられる。

最後に快よく資料を提供していただいた、市環境局、管区気象台、土木試験場、道公署防土研、市実験農場、丘珠空港出張所、百葉箱等使用に便宜さ

札幌市上空のエロゾルの三次元的分布測定(その2)

遠藤辰雄 孫野長治\*\* 谷口 恭 村上正隆\*  
吉田裕一\* (北海道大学理学部)

(1. はじめに) Endoh and Magono(1971)は自動車とロプワイを用いて札幌市上空のエロゾルの地上の水平分布と1地点での垂直分布を求めた。さらに都市上空のエロゾルの分布の実態を三次元的に得るために軽飛行機を利用して、図1.のループ状のコースに沿って三層の水平分布を求めた。ここでは垂直的な分布の断面図を得ることを主目的として、図1.の十字クロスコースに沿って上空四層と地上の五層について測定した。

(2. 観測方法) 観測は1980年4月23日と24日の08<sup>h</sup>-11<sup>h</sup>までの二回行い、図1.の東西南北の十字コースに沿ってそれぞれ300m, 600m, 900m, 1200mの高度を水平に飛行して行った。測定器はガードナーカンパ高濃度用, 低濃度用の二台の他にサーミスタ温度計を用いた。同様の測定は地上でも自動車にて同時期に行った。下層の風の構造を調べるため、札幌管区気象台のルーチンゾンデを北大構内からも自動追尾し、双方の記録から三角測量によって風の垂直成分を求めた。

(3. 観測結果) 得られたエロゾルと気温の分布は図2.と図3.に示す。エロゾルは1, 2, 4, 8, 16, 32 × 10<sup>3</sup>個/cm<sup>3</sup>の等値線で示され、気温は同一高度の測定値の最小値がその超過分を $\theta$ で示してある。それらとみると市街地中心部の直ぐ上にはエロゾルの高濃度が常にみられる。さらに600m以下には、その

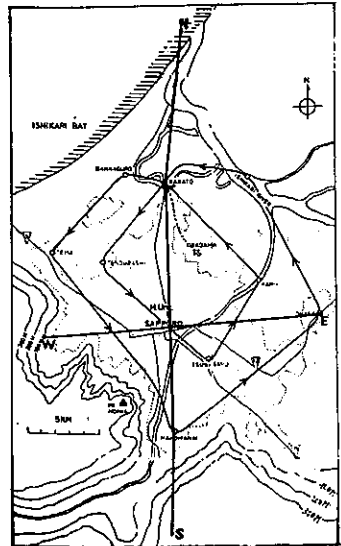


図1. 飛行コース。ループ状のコースは前回のもの。

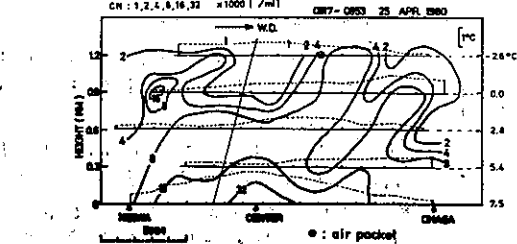
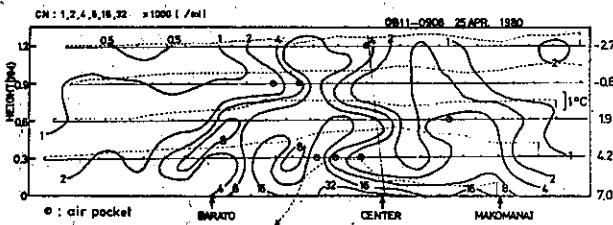


図3. 1980年5月25日 他は図2.と同じ

ある。これによると最大の上昇速度は4月23日の600mあたりでの3.5 m/sである。

(※ 解析と考察) 図2, 3. から内挿して温度求めた。これとエロゾルの分布の対比を図5, 6に示す。

\* (北海道大学環境科学研究科)

\*\* (北海道大学名誉教授)

位置に気温の高まりが対応しているのが常にみられる。図の◎印は飛行中にエアポケットとして感じた位置を示す。図4. はラジオゾンデの上昇速度を示す。破線は平均上昇速度で5m/sである。従って、その値からの超過又は不足がゾンデの周囲の気流の垂直成分で

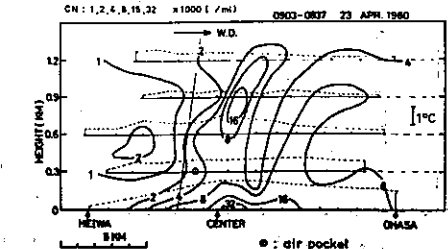
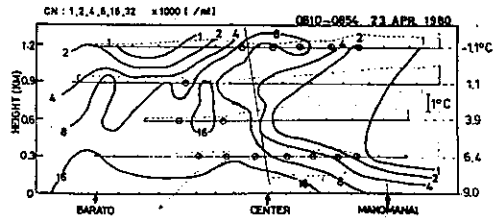


図2. エロゾル濃度と気温の分布の垂直断面図 上:南北 下:東西 1980年5月23日

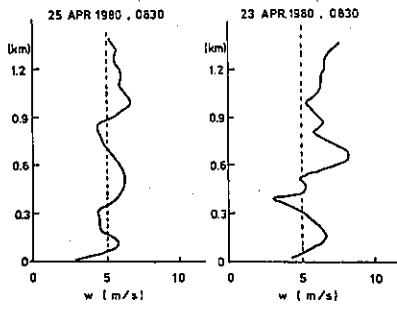


図4. ラジオゾンデの上昇速度。破線は平均上昇速度を示す。

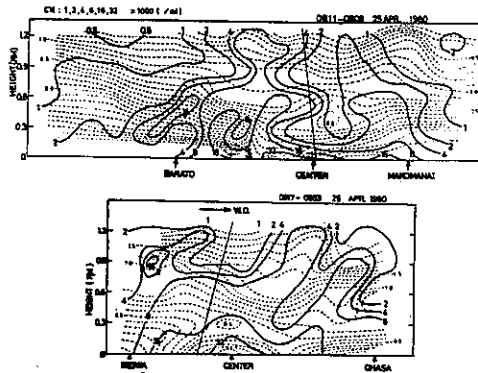


図6. 図5.と同様

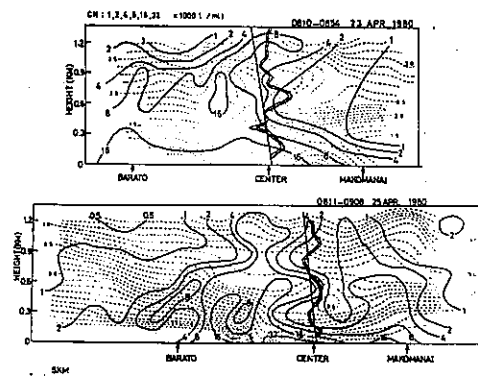


図7. エロゾルの分布とゾンデから求めた上下流の対比。

られる。図8.はコアの傾斜とゾンデからの傾斜から算出した上昇流速度であるが、ゾンデの値とほぼ一致している。

(5. 結語) 市街地中心の上空に汚染コアの上昇がみられ、この補償流が風下側の根元まで進入していた。またこれらのコアにはクロスオーバー効果が見られた。この時刻ではヒートアイランドは高さ600mまで及んでいとのがみられる。

(文献) Endoh & Magono (1971), J. Meteor. Soc. Japan, 49, 48-55.

等温位線は280Kからの超過分を、1K毎に示してある。線の粗さとほぼ逆変層で粗のところは中立に近いことを示す。地上と300mの間は温度差が大きく、図のように断熱熱的気層であり最も不安定であると秀えられろ。また図2は600m以下では市街中心部ほど等温位線が垂下しているが、これは全体がヒートアイランドが形成されている

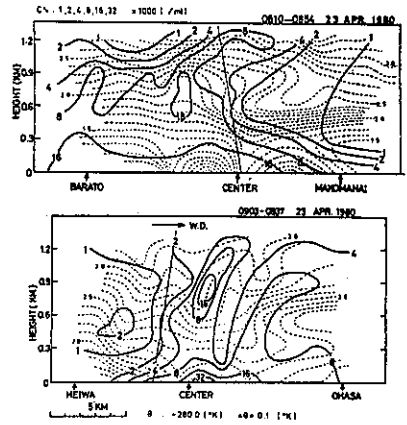


図8. コアの傾斜が求めた上昇流速度

ためとみられ上昇の推力が潜在的にあることを示す。また600m以上では汚染気塊のコアと高温位の対応がみられもみられない。しかしコアの下部では浮力があり上部では沈降力が働いていることが図9.に示したクロスオーバー効果から注目される。ゾンデの上昇速度から求めた上下流とエロゾルの分布を図7.のように比べると  $4 \times 10^3$  個/cm<sup>3</sup> の等値線を境として、それより汚染しているコアの内側では上昇流が、またそれより外側では下降流となることがわかる。このことから図2, 3.にみられる汚染コアの根元にもみられる低濃度の分布はコアの中心部の上昇流の補償流として上空から流れ込む空気が沈降しているものとみ

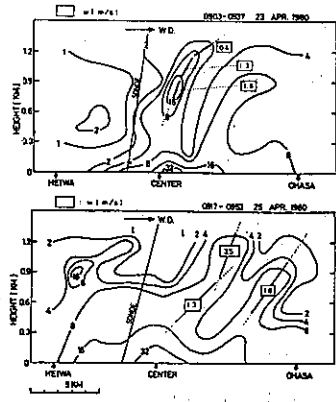


図9. コアの傾斜が求めた上昇流速度

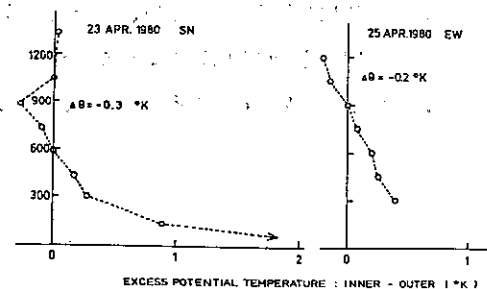


図9. コスオーバー 結果

## V 昭和55年度支部事業報告・役員会報告・会計報告

### 支部事業報告

1. 第1回支部研究発表会(北部管区気象研究会と共催) 55年11月27日・28日札幌管区気象台において実施。論文33編、特別講演:立平良三氏(気象庁予報部)「ガイダンスの予報への利用について」。出席者約80名
2. 第2回支部研究発表会 56年3月16日、北大理学部において実施。論文8編、出席者約40名。
3. 支部だより(№26) 56年3月発行。

### 役員会報告

1. 第1回理事会 55年6月25日、於札幌管区気象台
  - (1) 出席者 矢崎・孫野・岡村・杉山・井上・播磨屋・遠藤・上田・若原
  - (2) 議事
    - ア. 第12期支部理事選挙開票結果の報告。
    - イ. 新任の各理事の互選により、矢崎理事が新支部長に、また石田、岡村、杉山の各理事が常任理事に選出された。
    - ウ. 新理事、幹事の業務分担が次のように決定した。  
理事 講演:岡村理事、支部だより:杉山理事、会計監査:石田理事  
幹事 総括企画:播磨屋幹事長、支部だより:遠藤幹事、庶務会計:上田、若原幹事
    - エ. 54年度事業経過報告、会計報告が播磨屋、上田幹事の説明の後、承認された。
    - オ. 55年度事業計画と予算案が審議され次のことが決まった。
      - ① 支部研究発表会(例年・年2回) 11月札幌管区気象台、3月北大理学部
      - ② 支部だより №26 昭和56年3月発行
2. 第2回理事会 56年3月16日、於北大クラーク会館
  - (1) 出席者 矢崎・孫野・藤原・菊地・岡村・杉山・石田・播磨屋・遠藤・上田・若原
  - (2) 議事
    - ア. 全国理事に当選された藤原、菊地両会員の紹介がなされた。
    - イ. 会計中間報告が上田幹事よりなされた。
    - ウ. 支部だより№26の内容について、杉山理事より説明があった。

会計報告 (昭和56年3月31日現在)

○収入の部

単位：円

項 目	金 額	備 考
前 年 度 繰 越 金	41,282	
支 部 交 付 金	188,000	236名×500円/名+7万円
入 会 金	7,500	15名×500円/名
預 金 利 子	4,090	
合 計	240,872	

○支出の部

項 目	金 額	備 考
支 部 だ よ り 印 刷 代	92,400	No.26号
研 究 発 表 会	5,010	2回
理 事 会	1,930	1回
通 信 費	20,040	
事 務 費	7,270	
翌 年 度 繰 越 金	114,222	
合 計	240,872	

## Ⅵ 第12期支部理事選挙の開票結果報告

1. 5月30日 札幌管区气象台調査課資料室において開票

開票者 播磨屋、遠藤、上田、若原各幹事

立会人 杉山理事

2. 有権者総数 236名 投票者数180名 無効票1

投票率 76%

3. 開票結果(定員7名)

孫野長治 166票

井上力太 (北大工学部) 163票

石田完 (北大低温研) 160票

杉山昌司 (札幌管区气象台) 159票

藤原滋水 (函館海洋气象台) 158票

矢崎敬三 (札幌管区气象台) 157票

岡村存 (札幌管区气象台) 157票

次点

菊地勝弘 (北大理学部) 12票

## Ⅶ 会 員 動 静

( 昭 和 5 5 . 4 . 1 ~ 昭 和 5 6 . 4 . 1 )

### ○ 新 入 会 員

個人情報保護のため公開していません

### ○ 転 入 会 員 ( 道 外 から 道 内 へ )

個人情報保護のため公開していません

### ○ 転 出 会 員 ( 他 支 部 へ )

個人情報保護のため公開していません

### ○ 支 部 内 異 動

個人情報保護のため公開していません



個人情報保護のため公開していません

○退 会

個人情報保護のため公開していません

北海道支部だより No.26

昭和56年3月25日 印刷

昭和56年4月15日 発行

編集兼  
発行者 日本気象学会北海道支部

札幌市中央区北2条西18丁目  
札幌管区気象台調査課内  
TEL 611-6121 内線411

印刷所 札幌市中央区北3条東6丁目  
興 亜 堂

TEL 231-0380~1

(非売品)