

復刊 印刷終了後送付

日本気象学会

北海道支部だより

第 16 号

目 次

I 解 説

- 大気圏の水収支から蒸発量の測定 札幌管区气象台 丸山 栄三
- 気象レーダーによる降水量の観測 札幌管区气象台 由田 建勝
- 氷の電気担体について 北海道教育大学岩見沢分校 志尾 弥
- 「ベーリング海に関する国際シンポジウム」について 札幌管区气象台 大川 隆

II 昭和46年度第2回支部研究発表会要旨

(於 札幌北大地球物理学教室)

III 通 信 欄

- 地ふぶきの飛雪の写真 北大低温研 小林 大二

IV 昭和46年度役員会報告

V 日本気象学会北海道支部第8期役員選挙告示

VI 北海道支部通常会員名簿

昭和 47 年 4 月

日本気象学会 北海道支部

I 解 説

大気圏の水収支から蒸発量の測定

札幌管区気象台 丸 山 栄 三

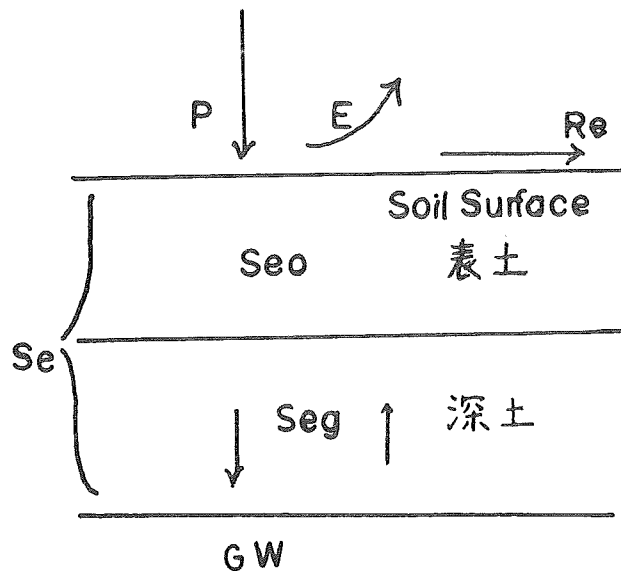
1 まえがき

蒸発散位（蒸発能）を求めて蒸発散を計算する方法も蒸発散位の求め方にいろいろあり、気象関係者は蒸発散を熱収支法、傾度法などの気象資料から求めることがよく行なわれ、一方農業水利関係者はBlaney—Griddleの式を使う傾向がある。どちらが良いかは比較の規準になるものがないので何とも言えない。しかし、どちらの方法も点と面の問題が残されているようだ。

その点最近Palmen(1967:WMO/IHD)によつて実施された水収支の測定を、大気圏の水分フラックスを高層気象観測網の資料から求める方法は、大地域の複雑な地形に対しても最も有効に適応できる方法と考えられている。次にその概要について説明する。

2 大気圏の水収支

地面の水収支は一般に $P - E = R_e + S_e$ (1) で表わされる。



第1図 地面の水収支

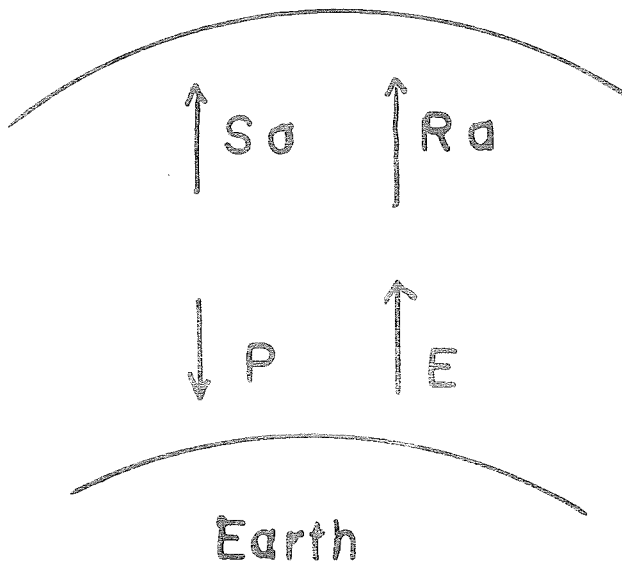
P : 降水量 E : 蒸発 GW : 地下水
Re : 流亡水 Se : 土壌中の蓄積量の変化

P : 降水量、E : 蒸発散量、R_e : 流亡水、(含む流入量)、S_e : 土壌中の蓄積水(地下との水交換も含む)の変化。

(1)式を使つて水収支を計算する場合、第1図に示されているように、S_{e g}(地下水との水交換)が大きい場合には、その変化を正確に見積ることは大変むずかしい。完全な水収支を考えるのには、深土の蓄積水の変化ばかりでなく、周囲の水の変化もS_{e o}に含まれて表現されねばならぬ。

大気圏の水収支の概念については、次式が提出される。

$$E - P = R_a + R_s \text{-----} (2)$$



第2図 大気圏の水収支

R_a : 水分流出量

S_a 大気圏内の水分含量の変化

ただし、R_a : 液相および固相の形で大気圏からの水分流出量、S_a : 大気圏内の水分含量の変化で、この値は大気圏では地理的にも季節によつてもいくらか変化するが、長期間の水分含量の変化を考えた場合、(1)式で示した地面のS_eにくらべてはるかに小さく、無視できる。したがつて(2)式は大気圏の水分フラックスを如何にして測定するかにかゝっている。

3 大気圏の水収支に対する理論的取り扱い方

単位容積の空気中に含まれる水蒸気の凝結の割合は、比湿qの減少に相当する。空気から直接分

離するものを凝結水と考えると、この仮定は必ずしも正しくはないが、単位容積中の水蒸気の凝結の割合を P_i で表わすと、

$$P_i = -\frac{d q}{d t} \text{-----} (3)$$

(3) 式を連続の式を使つて展開すると、

$$p_i = -\frac{\partial q}{\partial t} - W \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} \text{-----} (4)$$

ここで W : 風の水平ベクトル、 ω : 気圧場の風の垂直成分 ($\omega = \frac{d p}{d t}$)

(4) 式を地面 $P=P_0$ から大気の上限 $P=0$ まで積分すると、最後の項は積分によつて消えるから、

$$E - p = \frac{1}{g} \int_0^{P_0} \frac{\partial q}{\partial t} d p + \frac{1}{g} \int_0^{P_0} \nabla q \cdot \vec{W} d p \text{-----} (5)$$

(5) 式の第1項は、単位面積、単位時間の水蒸気含量の変化で、第2項は水平方向の水蒸気の発散を表わす。

$$w = \frac{1}{g} \int_0^P q d p \quad \vec{Q} = \frac{1}{g} \int_0^P q \vec{W} d p \text{-----} (6)$$

ここで、 w : 単位面積上の気柱の水蒸気含量を示し、可降水量とも呼ばれる。

比湿 q 、水蒸気を含んだ空気の密度 ρ 、単位面積上の気層の厚さを Δh とすると、比湿の定義によつて $\Delta W = q \rho \Delta h$ 、 Δh の気層の上、下限の気圧差を Δp とすれば、 $\Delta p = \rho g \Delta h$

$$\text{よつて } \Delta W = \frac{q}{g} \Delta p \text{-----} (7)$$

(7) 式から第1項が求められる。

\vec{Q} は水蒸気フラックスを示す。

したがつて (5) 式は次のように書き直すことができる。

$$E - P = \frac{\partial W}{\partial t} + \vec{W} \cdot \vec{Q} = R a \text{-----} (8)$$

(8) 式の第1項は日に1~2回の観測値しかないときには、求められないが、十分長期に対する時間平均を示すならば非常に小さくなる。窪田ガガンジス河流域 (30°N-80°E) で5月の計算値は最大 $18.3 \text{ mm Cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ にすぎなく、9月では最低 $-16.2 \text{ mm} \cdot \text{Cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ であり、長期の問題として取り扱う限り無視できる。

したがつて (8) 式は

$$E - P = \vec{W} \cdot \vec{Q} \text{-----} (9)$$

でかなりの精度で表わすことができる。したがつて、もし水蒸気輸送ベクトル \vec{Q} がわかれば、この式から $\overline{E - P}$ の分布を知ることができる。ただし、バー (—) は十分長期に対する平均値。 \vec{Q} を正確に知るためには、現在の高層気象観測網では不十分であるが、地域平均で満足するならば次の方法でまにあふ。

$$\{ \overline{E} \} - \{ \overline{P} \} = \frac{1}{g} \{ \nabla \cdot \vec{Q} \} \text{-----} (10)$$

$$\text{又は } \{ \overline{E} \} - \{ \overline{P} \} = \frac{L}{A g} \frac{\Delta Q_h}{Q_h} \text{-----} (11)$$

ここでAは考えている地域の面積、L：Aの周囲の長さ、 \wedge ：地域の周辺を通過して外側に向う水蒸気のフラックスの平均値、 Q_n ：は境界のある点における水蒸気のフラックスの積算値の時間平均。

水蒸気輸送の発散は格子点における水蒸気輸送値からも計算される。緯度と経度によつて格子点が決まり、東西子午線の輸送値を Q_λ 、 Q_φ であらわすと、発散は $\nabla \cdot \vec{Q} = \frac{1}{a \cos \varphi} \left[\frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (Q_\lambda \cdot \cos \varphi) \right]$ ----- (12)

ここで、a：地球の半径

また高層気象の観測所が、コーナーになるように面積Aの多角形の境界を決めると都合がよい。それは実測の資料を使うことができるし、多角形の各辺の両端の観測所の水蒸気輸送値の平均が計算されるならば、垂直のフラックスは両者の平均から求められる。

実際の風は局地的なじょう乱が起こってくるから、代表的な風としては使えないことが多いため、地衡風がよく使われる。特に特殊な地域、たとえば山岳などで風が強く影響を受ける地域は地衡風の方が有効となる。しかし低気圧や台風のような場合は、降水量は下層に流入する水分を含んだ風から求められるわけだから、地上の風を使わねばならない。

地衡風の流れにのつた広大な地域からの水蒸気の正味の流出量は次式であらわされる。

$$\frac{1}{g} \int_0^{P_0} \oint q \vec{v}_n \cdot dL \cdot dP = \int_0^P \oint_L \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial L} \cdot dL \cdot dP \text{ ----- (13)}$$

f：コレオリのパラメーター Z：等圧面高度

$$\begin{aligned} [E] - [P] &= \frac{L}{A g} \int_0^{P_0} \oint q \vec{v}_n \cdot dP \\ &= \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n \int_0^{P_0} \frac{(Z_i - Z_{i+1})(q_i + q_{i+1})}{f_i + f_{i+1}} dP \text{ ----- (14)} \end{aligned}$$

これは多角形の辺 L_i を表わす。

(14)式と同じ記号を使った地衡風に対しては

$$[\bar{E}] - [\bar{P}] = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n \frac{(Z_i - Z_{i+1})(q_i + q_{i+1})}{f_i + f_{i+1}} \text{ ----- (15)}$$

実際の風に対しては

$$[\bar{E}] - [\bar{P}] = \frac{1}{2Ag} \sum_{i=1}^n L_i (\vec{Q}_{ni} + \vec{Q}_{ni+1}) \text{ ----- (16)}$$

この場合垂直方向のqの減少は急激だから、大気の上限まで積分する必要はない。せいぜい400~500mbの高度までで十分である。

したがって(15)、(16)の両式から、地衡風または実際の風を使って大気圏の水分フラックス $[E] - [P]$ が決定できることになる。(1)、(2)の両式と、 s_a が s_e よりはるかに小さいことから、

$$[E] - [P] = s_a = -(R_e + S_e) \text{ ----- (17)}$$

となり、もしなんらかの方法で(たとえば Thornthwaite の水収支法) 土壌中の水分変化量

(Se) が見積れば、大地域の複雑な地形の流出量を見積ることができる。

4 あとがき

水文学のため大気圏の水分輸送を計算したのはBentonらが1954)最初である。その後いろいろの人々が計算を試みているが、複雑な地形を含んだ広大な地域の水収支を見積る上において従来の点の観測値にくらべてきわめて有効な方法であるといえよう。

参 考 文 献

1. E・Palmen, 1967:Evaluation Of Atmospheric Moisture
TransPort for Hydrological purposes,
(WMO/IHD Report)
2. M・Yoshino, 1970:Water Balance of Monsoon Asia, Univ.
Tokyo press・

気象レーダーによる降水量の観測

札幌管区气象台 由 田 建 勝

はじめに

1954年に始めてわが国で気象レーダーが完成して以来機器の改良をすすめながら、年ごとに各地の気象台でレーダーが新設されてきた。現在では全国17か所におよび、探知範囲はほぼ日本列島をカバーしている。レーダーは降水域を迅速にかつ立体的にとらえることができ、集中豪雨雪や台風観測などに大きな役割をはたしている。レーダー観測によつてさまざまな現象を把握できるが特に重要な観測要素として降水量の定量測定がある。以下、気象レーダーではどのように降水量の観測がおこなわれているか概略を述べてみた。

1 気象レーダーの方式

気象レーダーで使われる電波の型はペンシルビームとよばれる指向性の強いもので一定の方向に強い電界強度を有する。このペンシル型の電波を継続的に発信し、これが目標物より反射してくるのを受信することにより目標物の大きさや距離を知ることができる。気象レーダーは降水域を探知することをおもな目標としている。降水は雨滴や雪片粒子の集合体であるため、個々の粒子からの反射電波はベクトル合成されてレーダーに受信される。電波の送信受信にはパラボラアンテナを使用する。レーダーエコーの映像の分解能をよくするためには電波のビームがせまく鋭い方がよい。尖锐なビームを得るためには電波の波長を短くするか開口面積の大きなアンテナを使用しなければならない。目標物の探知にはその大きさと同じ程度の波長の電波が効果的であるが、あまり波長を短くしてしまうとエネルギーの減衰が大きくなり探知範囲がせばまつてしまう。これらの条件を考慮して気象用レーダーの波長としては3cm~10cm程度のマイクロ波が使用されている。札幌のレーダーは波長5.7cm(5300MHz)、パラボラアンテナの直径は3mである。

アンテナで受信された反射電波は送受切換器や増巾回路などをへて最終的には指示装置のブラウン管面に目標物の映像として写し出される。映像表示の方法には、アンテナを水平に連続回転させて降水域の水平分布を調べるPPI方式とアンテナを上下に振らせて雨雪などの垂直断面をえがき出すRHI方式がある。また目標物からの反射電波の強さとその距離を測定するためにAスコープ(シンクロスコープ)が備えられている。さらに気象レーダー特有の装置として等エコー装置(等雨量線装置)があり、これによつて降水強度の等直線をえがくことができる。しかしレーダーによつて降水強度を推定するためには受信電力と降水強度の関係をあらかじめ調べておく必要がある。

2 レーダー反射係数と降水強度の関係(Z-R関係)

目標物からの反射電波のレーダー受信電力 P_r は次式であらわされる。

$$P_r = C \frac{1}{r^2} |K|^2 \Sigma D^6 \quad \text{----- (1)}$$

C は使用電波の出力や特質および空中線装置などによつて決まる定数、 r は目標までの距離、 K は降水粒子の複素誘電率 ϵ に関係した定数で、 $K = \epsilon - 1 / \epsilon + 2$ 、 D は降水粒子の直径をしめす。ここでは粒子の形は球形と仮定する。この式は降水粒子に対するレーダー方程式として理論的に導かれたものである。

降水粒子が雨の場合、 ϵ は水の複素誘電率で $K = Kw$ 、 D は雨滴の直径である。

$Z = \Sigma D^6$ はレーダー反射係数とよばれ、単位空間あたりの雨滴の粒径分布によつてきまる。このレーダー反射係数 Z と降水強度 R との関係は一般に次の式であらわされる。

$$Z = BR^\beta \quad \text{----- (2)}$$

上の式は $Z-R$ 関係式とよばれている。 B 、 β は係数で、実験的に決定される。 B 、 β を決めるためには実際の降水に対して雨滴粒子の粒径分布と落下速度の測定をおこなわねばならない。

(2)式を(1)式に代入すると受信電力 P_r と降水強度 R および距離 r の関係式が得られる。

$$P_r = C \frac{1}{r^2} |Kw|^2 BR^\beta \quad \text{----- (3)}$$

すなわちレーダー観測によつて雨雲より反射してくる受信電力 P_r と距離 r が測定されるので $Z-R$ 関係があらかじめ求められてあれば(3)式により降水強度 R が決定される。

また雪雲を対象とするレーダー方程式は、 K_s を雪片の誘電率に関する係数、 D_s を雪片の直径として(1)式と同じく

$$P_r = C \frac{1}{r^2} |K_s|^2 \Sigma D_s^6 \quad \text{----- (4)}$$

であらわされる。雪片の形はさまざまだが、雪片粒子の集合体として平均的にみれば球形と考えてよい。雪片を解かして水滴にした時の直径を D とし、雪片の密度を ρ_s とすると

$$D_s^6 = \frac{1}{\rho_s^2} D^6 \quad \text{----- (5)}$$

となる。雪片は氷と空気の混合物であるから混合理論により近似的に

$$\frac{|K_s|}{\rho_s} \approx \frac{|K_i|}{\rho_i} \quad \text{----- (6)}$$

の関係がある。ただし K_i は氷の誘電率に関した定数 ρ_i は氷の密度をしめす。(5)、(6)式を(4)式に代入すると次のごとく雪に関するレーダー方程式が得られる。

$$P_r = C \frac{1}{r^2} \frac{|K_i|^2}{\rho_i^2} \Sigma D^6 \quad \text{----- (7)}$$

雪片粒子を融かして得た水滴の直径を基にして、 $Z = \Sigma D^6$ を求め、これを雪に関するレーダー反射係数とする。雪についての $Z-R$ 関係 $Z = BR^\beta$ を実験的に求めることによつて受信電力 P_r 、雪雲までの距離 r および降雪強度 R の関係が求まる。

3, 降水粒子の空間分布測定 (Z-R関係を求めるため)

レーダーの受信電力から、降水強度を求めるためには野外の雨滴観測によりZ-R関係を求めておかなければならない。雨滴観測の方法としては一般に濾紙法が使われる。Water blueの粉末をガソリンに溶かし、これを濾紙にぬつて乾燥させる。Water blueは水にふれると青色に着色するので、この濾紙の上に落下してくる雨滴をうけてやると雨滴の質量に比例した大きさの痕跡ができる。この円形の痕跡をもとにして雨滴の質量や粒径分布を調べる。雪片の場合はこれを一度ピロードの布などに受け、熱を加えて水滴にしたのも濾紙で吸収する。濾紙の痕跡より水滴の直径Dを求めるためにはあらかじめ濾紙の検定をしておかなければならない。

濾紙面にとらえられた直径Dの単位面積、単位時間あたりの雨滴の数をN、その落下速度をVとするとレーダー反射係数Zは次の式で求められる。

$$Z = \sum \frac{N}{V} D^6 \text{ ----- (8)}$$

降水粒子の合計質量は水滴の密度を1として

$$m = \frac{4}{3} \pi \sum N \left(\frac{D}{2}\right)^3 \text{ である。}$$

これを時間降水量R (mm/hr) に換算する。反射係数Zの単位はmm⁶/m³とする。以上の方法で測定されたZとRをもとに実験的にZ=BR^βの係数を求める。降水粒子の落下速度Vは濾紙でとらえた粒子について直接測定すべきであるが粒径分布と落下速度の測定を同時におこなうことは困難である。従つてVについては別に測定をおこなう。

降水粒子の終末落下速度は一般に次式であらわされる。

$$V = A D^\alpha \text{ ----- (9)}$$

落下速度の測定は過去に多くの人々によつておこなわれ、係数A、αの直が求められているが降水の種類によつて異なつた値をとる。たとえば大型の雨滴に対してV=1400D^{1/2}; Gunn and Kinger、樹枝状結晶集合型の雪片に対してはV=207D^{1/3}; Langleben 等である (VおよびDの単位はそれぞれCm/sec、Cm)。

(表) 雨についてのZ-R関係の例

Z-R関係	研究者	測定地点	降水の性質
Z=750R ^{2.0}	服部	名古屋	対流性
Z=300R ^{1.9}	服部	名古屋	対流性
Z=200R ^{1.5}	深津、服部	伊良湖	層状
Z=180R ^{1.3}	深津、平野	伊良湖	対流性、層状の混合
Z=240R ^{1.6}	今井、藤原他	東京	層状
Z=120R ^{1.6}	今井、藤原他	東京	対流性
Z=200R ^{1.6}	Marshall and palmer	各地にて	層状

雪についての Z-R 関係の例

Z-R 関係	研究者	測定地点	降水の性質
$Z=2400P^{1.8}$	今井、藤原他	東京	樹枝型集合
$Z=1500R^{1.8}$	今井、藤原他	東京	樹枝型集合
$Z=600R^{1.8}$	今井、藤原他	東京	樹枝型集合
$Z=1050R^{1.56}$	藤原他	北陸地方	あられ
$Z=2300R^{1.65}$	藤原他	北陸地方	雲粒付
$Z=2900R^{1.70}$	藤原他	北陸地方	集合雪片
$Z=2000R^{2.0}$	Gunn and Marshall	モントリオール	集合雪片

別表には過去に求められた Z-R 関係式を列記した。降水の種類によつて Z-R 関係にかなりの相違がみられる。

4 気象台におけるレーダー雨量観測の現状とこれからの展望

降水域からはわかってくる受信電力 P_r と距離 r の測定には A スコープが使われる。 P_r と r が測定されれば (3) または (7) 式によつてただちに降水強度 R が計算される。しかし Z-R 関係の B 、 β は別表に示すごとく降水の型のちがひによつてかなり広い範囲の値をとる。レーダーによる雨量観測を正確なものにするためには降水の型に合致した Z-R 関係式を適用しなければならないが、実際のレーダー現業観測では降水が対流性か層状かのおおよその判別ができるにすぎない。そこで気象台の現業ではほぼ平均的な関係式として $Z=200R^{1.6}$

(marshall and Palmer) を全国的に使用している。札幌および釧路のレーダーでは冬の雪雲に対しては $Z=2000R^{2.0}$ (Gunn and Marshall) を適用している。降水現象は変化が激しいため、実際の降水強度とレーダーによる降水強度がかなり異なる場合もある。

多くの気象台レーダーは等エコー装置を備えており、等降水強度分布を調べることができる。しかしこれはあくまでも降水強度の瞬間値であつて一定地域の総降水量は求められない。総降水量を求めるための面積雨量の積算装置としては受信電力を電気的にアナログ計算機で積算する方法や、ブラウン管の雨域映像を写真フィルム上に焼きつけて積算する方法などがあるが今のところ現業化されておらず今後の課題である。また降水量測定の精度をあげるためには降水の型を正確にとらえてその降水に適合した Z-R 関係式を使用しなければならない。このためには速報性のある雨量強度計や雨滴計を野外に設置してレーダー反射係数や降水強度を降水ごとにチェックすればよいであろう。

またドップラーレーダーが現業化されるなら上空の降水粒子の粒径分布も求められる。

将来、降水現象の解明が進み、観測装置の改良強化がおこなわれるに従い、レーダーによる雨量観測も進歩してゆくであろう。

北海道教育大学岩見沢分校物理研究室

志 尾 弥

1 要 旨

天熱の水粒(雪、霰)の帯電現象の解明は、雷雲の発生機構を理解するために重要である。水粒の帯電のひとつの原因として水粒同士の摩擦が考えられる。室内実験として(1) 2本の氷棒を摩擦すると、摩擦時間の経過と共に帯電符号の逆転が見られる。(2) 氷棒の結晶面の相違により帯電符号が変わる。

これら一連の実験結果を理解するためには、帯電現象の根底をなしている氷の電気担体を知る必要がある。

2 氷はどんな半導体か

氷の電気伝導度は $10^{-9} \sim 10^{-11} \text{ Ohm cm}^{-1}$ の範囲にはいり、電気伝導度の点からだけでは氷は半導体といえる。しかし氷の場合、電子についての禁制帯エネルギー間げきは 7.4 eV もあり、絶縁体としての炭素のそれが $6 \sim 7 \text{ eV}$ であるから当然炭素と同様電子核からの影響からのがれて結晶格子中を自由に運動するということは考えられない。半導体の Si が 1.1 eV 、Ge が 0.7 eV であるから約 10 倍大きいわけである。このことから氷の電子が自由電子として電荷担体の役目をしているとは考えにくい。そこで、電子以外の別なものが電荷担体の役目を果たしているとは仮定しなければ氷の電気伝導度の説明はできない。

氷格子中には点欠陥が存在して、電荷を持っている。そして比較的小さなエネルギーで生成されたり移動したりして居る。たとえば、 H_3O^+ 欠陥 (H^+ と記入するのは誤りである。氷は結晶体であり、また、結晶格子からはずれた陽子 (H^+) は存在せず、先ず酸素原子と結ばれている)、及び OH^- 欠陥の生成エネルギーは 1.2 eV であり、D-欠陥、L-欠陥の生成エネルギーは 0.68 eV である。また、拡散のエネルギーについては H_3O^+ 欠陥、及び OH^- 欠陥はトンネル効果により陽子が運動する(水素結合上を)ことにより拡散するので、零に近く、D-欠陥、及びL-欠陥のそれは 0.235 eV である。これらの値は半導体の Si 類の電子が自由電子として電気伝導にあずかるのに必要なエネルギーとほぼ同じ値である。したがって、平行コンデンサーに氷をはさみ直流電気伝導度を測定すると先にのべた半導体領域の値を示すことが上の結果から説明される。

以上の理由により Ge や Si を電子半導体と呼ぶに対して、氷を陽子半導体といい Ge や Si と区別している。また、イオン欠陥の1個あたりの有効電荷量は $2.64 \times 10^{-10} \text{ e}$ 、s、uであり、配向欠陥の有効電荷量は $2.16 \times 10^{-10} \text{ e}$ 、s、uである。したがって氷晶1個あたりの電荷量が 10^{-5} e 、s、uであるとすると、約 10^5 個の H_3O^+ 欠陥か、または D-欠陥を1

個の氷晶が含んでいることになる。これらの点欠陥は式

$$n = n_0 \exp\left(-\frac{E}{RT}\right) \text{----- (1)}$$

n -----点欠陥濃度

n_0 -----解離定数

E -----生成に関する活生エネルギー

T -----絶対温度

R -----ボルツマン定数

にしたがつて、水中に生成される。又、同一の点欠陥では活性エネルギーは同じであるから氷棒に温度勾配が有ると、点欠陥の濃度勾配ができる。そこで、点欠陥の濃度勾配を解消しようとして点欠陥の拡散が生じる。

ところが点欠陥は電荷をもっているので、氷の中で点欠陥が拡散するということは、氷の中に電流が流れることを意味する。この電流 (i) は、拡散電流 (i_1) と伝導電流 (i_2) の和である。

$$i = i_1 + i_2 \text{----- (2)}$$

2. 拡散電流 (i_1) は、

$$i_1 = e \cdot D \cdot \frac{dn}{dx} \text{----- (3)}$$

伝導電流 (i_2) は

$$i_2 = e \cdot n \cdot \mu \cdot \frac{dv}{dx} \text{----- (4)}$$

ここで、 e -----1個の点欠陥の雪荷量

D -----点欠陥の拡散係数

μ -----点欠陥の移動度

$\frac{dv}{dx}$ -----水中の電場 (点欠陥の拡散の結果生ずる)、

である。

平衡状態に達すると、電流の流れはなくなり、(2)式は、

$$n \cdot \mu \cdot e \frac{dv}{dx} + b \cdot e \cdot \frac{dn}{dx} \text{----- (5)}$$

となり、アインシュタインの関係式を満足するから

$$\mu / D = \frac{e}{RT} \text{----- (6)}$$

(5) (6) より

$$\frac{dv}{dx} = -\frac{E}{2eT} \cdot \frac{dT}{dx} \text{----- (7)}$$

を満足する拡散電位が境界面に生ずることになる。Mason and Latham は、氷の電荷担体をイオン欠陥のみと考え、(7)式にそれらの値を代入したのが有名な下記の式をみちびいた。

$$\Delta v = 1.86 \Delta T m v \quad \text{----- (8)}$$

しかし、これは荷電粒子としての配向欠陥 (L-欠陥、D-欠陥) の存在を無視している。しかも Mason 一派は、いくつかの異なつた実験が、その理論式 (8) を満足したと報告した。しかし孫野、高橋らによつて (8) 式が成り立たない実験値を多数示されるにいたり、その理論式に問題を提出した。そして、高橋は、高温領域では、電荷担体はむしろ、配向欠陥であるとした。そのころ、Jaccard はイオン欠陥、配向欠陥、両者を共に電荷担体として、(7)式をもちいて、

$$\begin{aligned} * \frac{dv}{dx} = \frac{-RT}{e} G \left[2.7 \frac{d}{dx} \frac{(D_n^+ - D_n^-)}{L_n^+ + D_n^-} + \right. \\ \left. 3.2 \frac{(D_n^D - D_n^L)}{D_n^D + D_n^L} \right] \quad \text{----- (9)} \end{aligned}$$

ただし

$$\frac{1}{G} = 2.7 \frac{e^{\pm}}{e} + \frac{e^{DL}}{e}$$

* (小字、+、-、D、L、は H_3O^+ 、 OH^- 、D-欠陥、L-欠陥の意味) を理論的に求めた。Mason 一派は (9) 式にそれぞれの値を代入すると、純氷については (9) 式は

$$\Delta v = -\frac{2.7}{e T} \cdot G \cdot E \cdot \Delta T \quad \text{----- (10)}$$

となり (8) 式と非常に似ていると主張した。したがつて、孫野、志尾の実験結果としての単結晶氷の結晶面の相違による帯電現象の変化は、Jaccard の理論からも説明ができない。しかしこの実験結果はまったく統計的のものではなく、また、氷以外の物質についても同じ傾向が有り (W. R. Harper: 1955)、これらの実験結果は、むしろ Jaccard の理論がまだ不完全であることを示しているといつても過言ではない。

3 あとがき

氷の熱電能に関する解説ものがまったく書かれていないので、浅学をかえりみず一筆した。御批評を多いにいただければ、幸いである。

「ベーリング海に関する国際シンポジウム」について

札幌管区気象台 大川 隆

標記の会議が去る1月31日から2月4日までの5日間にわたって、函館市市民会館で開催され、筆者も気象部門について出席し、かつ話題提供を行なったので、その概要を報告します。

この会議は北大水産学部とアラスカ大学海洋研究所の共催で行なわれた。御承知のように、ベーリング海は水産、海洋資源の宝庫と云われていながら、その自然条件の厳しさのため科学的には殆んど解明されていない。そこで、『関連各国で学術面で共同開発をしようではないか、それには、各国で行なっているベーリング海関連の研究を紹介し合うためのシンポジウムを行ない、そのあとで共同開発プランを考えよう』ということで開催されたものである。

このシンポジウムで扱われた分野は、海洋物理、海洋化学、水産(資源、その他)、海水、気象、地質、観測技術(海洋、気象、海水などのための)の地球科学の大半にわたっており、出席パティシパントは米国、カナダ、ソ連、日本からの総勢52名でこのほかにオブザーバー15名ほどが参加した。なお、会議公用語は全部英語で行なわれた。以下気象部門についてのみ報告します。

気象部門の発表論文は下記の4編で、気象庁長期予報管理官和田英夫氏がコンビーナー(会の演出や、世話、とりまとめの役)、E・P・マツクレイン博士が司会して進められた。

- (1) 齊藤 充 (日本水産KK) : 東ベーリング海における氷と天候条件の関係
- (2) 大川 隆 (札幌管区気象台) : 寒冷海面によるオホーツク海高気圧の強化
- (3) 朝倉 正 (気象庁長期予報管理官室) : 日本における長期予報の観点からみたベーリング海の役割の重要性
- (4) A・A・ギルス(南極・北極研究所教授、ソ連レニングラード) : 大気大循環の多年変化とベーリング海における水理学的、気象学的変化の長期傾向について

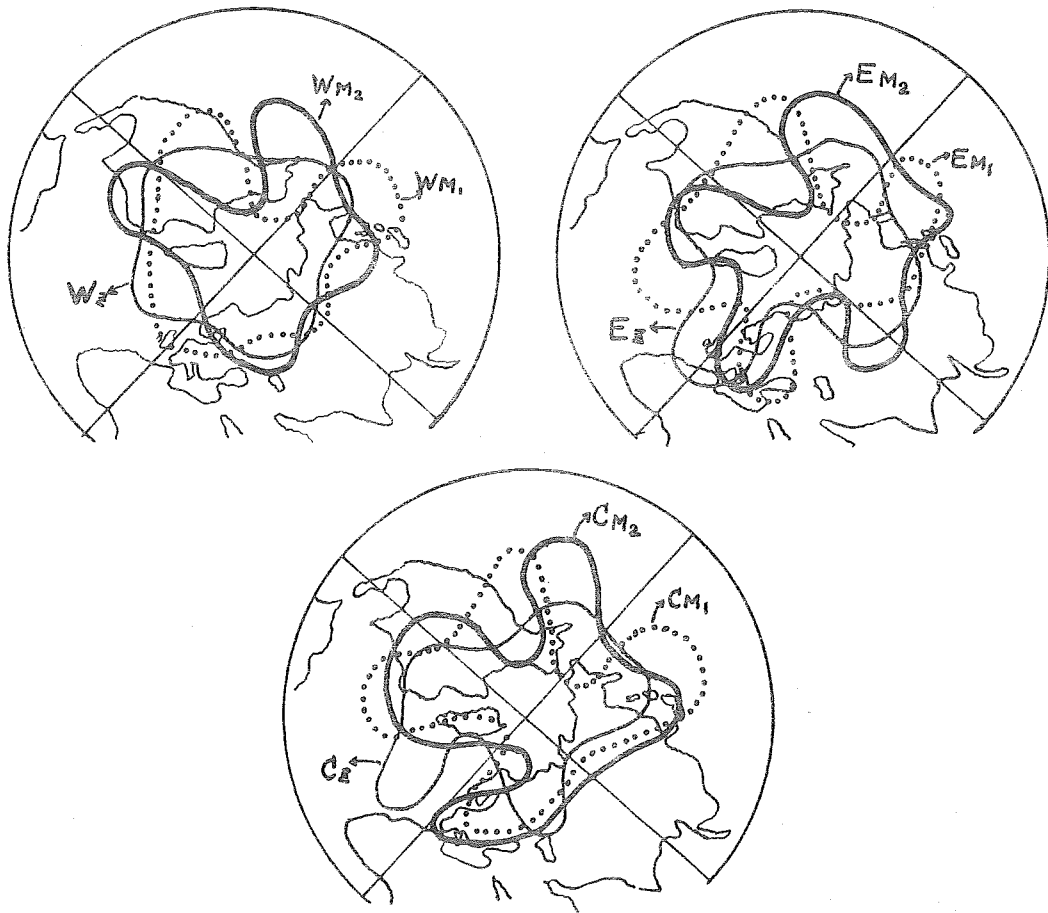
上記の論文のうち、(2)の筆者のものは、昨秋の気象学会(於札幌市)に発表したものを少し手を加えたもので、予稿集に大意が載っているので省略する。(3)の朝倉氏のものは、同氏の今までの論文(例えば気研ノート第105号)の中からベーリング海が関与しているものを取りまとめたものと、J、ビヤクネスの「赤道海水温と北太平洋循環の関係」や、片山氏の数値実験「7月のベーリング海定常トラフの形成」などを関連させて紹介したもので、天気にも紹介されているので詳述は省略する。

(1)の齊藤氏の講演は、毎年夏期日本水産の母船に乗組んでの東ベーリング海の気象予報、観測からの資料をまとめて述べたものである。日水の母船では、1970年以来、APT受像機をそなえ人工衛星写真を傍受している。71年5~6月、東ベーリング海上の海水分布を見ることができ、気象との関連を知り得た。

アリューシャンの南(開水面)からベーリング海に北上する低気圧は流氷野の近くに来ると進行

は止まつてしまい、消散してゆく。反対に、北方から南下する低気圧やこれに付随している前線は、海水南端の暖水域上に来るとその活動が強まる。結局、海水南端域上には停滞性の前線帯が常時見られる。また、海水南辺線上を閉塞低気圧が時々西進していることより、海水はプロツキング現象の一つの効果を持つているように見える。海水の動静についてみると、気圧パターンによつて北または南のどちらの風系が卓越するかによつて海水の南偏位置や消滅時期は年によつて著しく異なり5月や6月の月平均海水温は数°C以上も異なることを述べた。

ギルス教授の今までの研究は、長期予報関係者にとつてはなじみ深いもので、半球大気循環型の長期傾向を扱つたものであるが、最近彼は大気環流型と水圏の長期変動の関連を調べている。先づ大気環流型の定義から述べよう。彼は、大西洋～ヨーロッパ地区の流れをW、E、Cの、太平洋～アメリカ地区をZ、M₁、M₂のそれぞれ3つづつに分類し、これらの組合せで第1図に示すように9個のパターンを定義した。WとZはゾーナル型で、その他はメリディオナル型である。



第 1 図

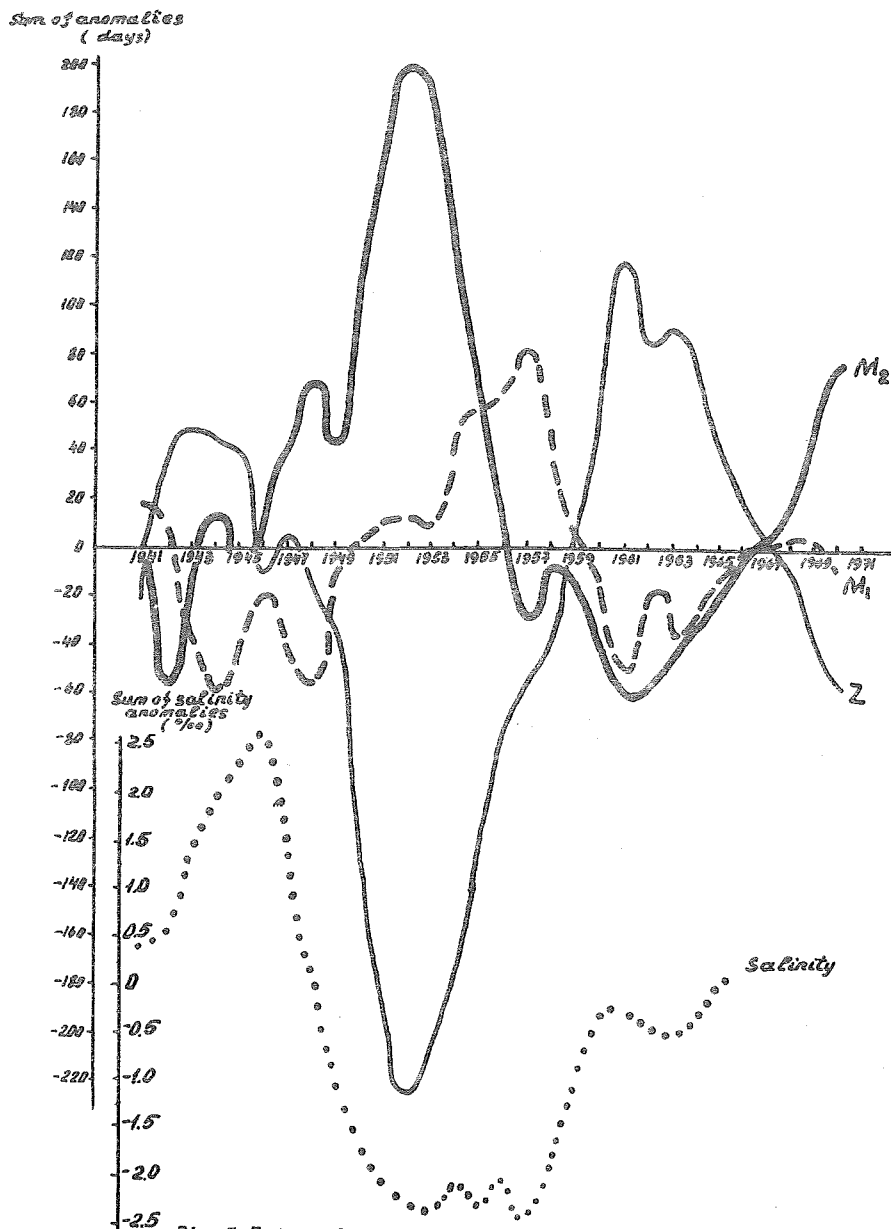


Fig.5 Integral curves of the anomalies of the annual frequency of the Z, M₁, M₂ types and water salinity in the Bering Strait (Cape Peyek - Cape Prince Wales profile)

この9個のパターンの各々についての気圧、気温、降水量などの平年偏差のスタンダード図が作成されており、これらによつて上層天気図の無い時代の環流型の見積りも行なつた。このようにして、1900年までさかのぼつて毎年各月の9個の型の出現日数を数えて、その各出現日数の平年偏差を求めた。この各平年偏差を1900年以后逐次加算して、上昇、下降の曲線を描き、彼はこれを各型のインテグラル・カーブと呼んでいる。第2図には太平洋—アメリカ地区の環流型の年出現頻度とベーリング海峡での年平均海水塩分濃度の各々についての平年偏差のインテグラル・カーブを示したものである。

さて、ギルス教授は大気環流の長期変動の解析、予測の研究を北半水圏の長期変動に応用発展させている。たとえば、E型の卓越期（E型のカーブの上昇期、10～20年のオーダー）にはカスピ海の水位低下、バイカル湖水位の上昇、バレンツ海水野の縮小、北大西洋水温の上昇などが起つており、W型の卓越期には反対の現象が起つている。M₂型の卓越期には、アリューシャン域でトラフが深まつて北氷洋からの寒冷海水の流入で水温低下とサリニティ（塩分濃度）の低下を来たし、（第2図参照）M₁期にはベーリング海に南西風系が卓越し、M₂期と逆の現象が起こる。また彼は1929～1939年の10年間をE M₂型の卓越期と定義しているが、この期間は北海道でも昭和初期の凶冷群の年代で、第1種型冷夏が頻発している。彼のE M₂型環流は、筆者が1946年以后の500mb天気図で調査した第1種型冷夏のパターンと著しく一致していることを申し述べておきたい。

さて、彼の述べている環流型と上に述べた水圏の変動は、トラフ、リツチの位置の関連からみて当然のことであるが、今後水圏の変動予測ができれば、その人類への奇与たるや著しいものがある。工業用水や農耕の計画にとどまらず北洋の船舶航行、水産増殖の有効的計画など数え上げるまでもない。殊に、サケ、マスのように内陸深い淡水で産卵する魚や淡水魚の発生増殖は水圏の変動や、気象の長期変化に著しく関係しているとのことである。（一水産学者の言葉による）。

では、今後どの型の環流が卓越するかの予測が問題である。彼は各環流型が10年から30年ぐらゐの持続で転換する原因を太陽活動、極の章動、地球の回転速度の変化、世界規模の潮汐運動などの重畳された結果起るものと考えており、これらの見積りから従来の環流を次のように予測している。すなわち、『現在続いているE+O型の環流は明らかに1973～1974年頃まで続く。その後はW型で太平洋側ではM₁とZの2つの型の混合型となり、ベーリング海のサリニティは増大するであろう』と云つている。

ギルス教授との別れに際し、筆者が「北海道はシベリヤに近いこともあつて、道内の気象技術者や研究者はソ連の気象に深い関心をもつているので、コメントを1つ」とテープレコーダーを向けたところ、下記のコメントをロシア語で述べていただきました。帰札後、管区予報課の吉久金義技官にほん訳の労をゆずらわした点、同氏に謝意を表します。

『気象は科学であり、我々の地球を取り巻く大気は間断なく動いており、どんな境界があるか未だ解明されていない。我々にわかっているのは、今のところ大気の運動法則などで若し仮りに研究

しようとしても、北半球くらいしか可能でない。それで、現在の気象観測体制を全世界的なものにすることが最も重要だと思います。未だ確かではないが、ジュネーブでは、この問題について独創的な世界センターへの作業が進められている。近い将来、全人類に適切な予報を出せる世界的なセンターができて、この気象組織が友情と世界平和のためになるなら私は喜んでお手伝いするつもりです。またこのセンターができれば、我が国はもちろん、日本の役割は重くなると考えます。』

この稿を終るに際し、このシンポジウムの計画から準備万端を取り行ない、僅かな予算(約200万円とか)で最大の実のある国際会議を開催された北大水産学部竹内能忠教授を始め、西沢先生や教室の方々に敬意を表します。

Ⅱ 昭和46年度第2回支部研究発表会要旨

福江島における雲の観測

(G A R P , 1 6 ミリ映画)

孫野長治、太田常雄、菊地勝弘 (北大、理)

昭和44.4.5年の7月にGARPの一環として長崎県五島列島の一つ福江島で南方海洋上に発生する雲の観測を行った。

このフィルムはダブルセオドライトによる雲の観測や富江におけるパイロットバルーン、ラジオゾンテ観測の状況や、観測期間中に見られた絹雲、積雲、積乱雲や福江の海上に発生した霧の駒撮り記録を紹介するとともに、このあとに発表される講演番号3.4のイントロダクションを兼ねている。

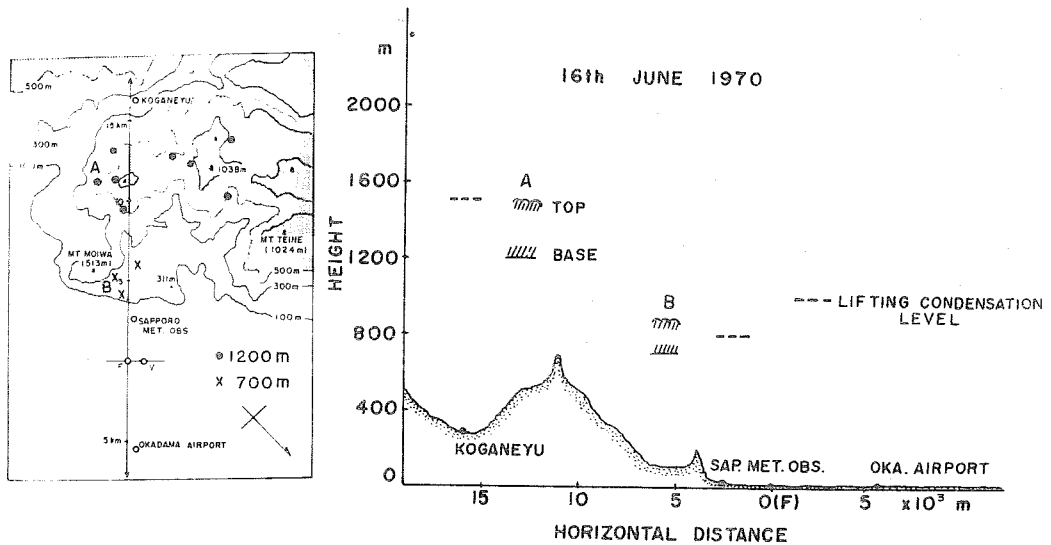
晴天積雲の研究 (その2)

孫野長治、周徳、今久 (北大理)

1969年から1971年の夏期にステレオ写真の方法で札幌の近くの山岳地域と札幌と石狩平野の上空に発生した晴天積雲の雲底高度が測定された。

観測と解析の方法は(その1)と同じである。

山岳地域の代表として海拔高度270mの黄金湯の地表の気象資料を用い、平地の代表として札幌と丘珠の資料を用いた。



第 1 図

第1図は観測の一例で、図の左側に雲A、Bの水平位置が示されている。F、Vは2つの観測点であり、矢印の方向が光軸の向きを示している。右の図は光軸に沿う垂直断面図であり雲A、Bの雲底高度が示されている。明らかに山岳地域の上にある雲Aが雲Bより高いことがわかる。点線は持ち上げ凝結高度で雲底とほぼ一致している。この例の他に16例が解析され、その結果が表1に示してある。点線で、同じ日に山岳地域と平地の上で雲が観測された例を示しているが、いずれも山岳地域の上でできた雲の雲底が高いことがわかる。さらに黄金湯で得られた資料から求められた凝結高度は山岳地域の雲底高度に、札幌のは平地のそれにほぼ一致している。従つて以下の講論では凝結高度を用い、資料の量を増した。

凝結高度を比較するに当つて黄金湯の高さは札幌と異なるので温位と混合比が用いられた。

DATE	COND. LEVEL AT KOGANEYU (m)	CLOUD BASE OVER Mts. (m)	COND. LEVEL AT SAPPORO (m)	CLOUD BASE OVER PLAIN (m)
(1970)				
16 JUNE	1 500	1 200	800	700
24	1 400	—	800	900
27	1 100	—	700	600
29	—	—	800	900
2 JULY	1 200	1 200	700	800
7 SEPT.	—	—	1 500	1 700
11	1 900	1 800	1 400	1 500
13	1 400	1 500	900	900
14	1 600	—	1 200	1 300
19	1 500	1 500	1 200	—
20	1 700	1 700	1 700	—
24	1 500	1 400	1 100	—
27	2 100	1 900	1 400	—
11 OCT.	—	—	1 400	1 300
(1971)				
28 AUG.	1 000	—	700	600
6 SEPT.	1 400	1 500	700	—
15	—	—	1 200	1 400

表 1

PLACE	Cu HUMILIS CLOUDS				STRATIFORM CLOUDS			
	COND. LEVEL (m)	POTENTIAL TEMP. (°k)	MIXING RATIO (g/kg)	DEW POINT (°k)	COND. LEVEL (m)	POTENTIAL TEMP. (°k)	MIXING RATIO (g/kg)	DEW POINT (°k)
KOGANEYU	1 200	2 9 3.1	8.3	2 8 4.0*	5 90	2 9 2.9	10.8	2 8 6.2*
SAPPORO	7 40	2 9 1.7	9.1	2 8 5.9	3 40	2 9 1.2	10.9	2 8 8.6
DIFFERENCE	4 60	1.4	-0.8	-1.9	2 50	1.7	-0.1	-0.4
CONTRIBUTION TO COND. LEVEL	4 20m	1 80m		2 40m	2 60m	2 10m		50m

* DEW POINT AT KOGANEYU IS CONVERTED TO 1000mb LEVEL

表 2

表 2 には黄金湯と札幌の平均の凝結高度などが示されており、凝結高度の差は 4 60 m である。このちがいは札幌と黄金湯の温位、露点のちがいによつて説明される。すなわちそれらのちがいによつて生ずる凝結高度の変化量は 1 80 m、2 40 m と求まる。比較のため図の右には層雲に関する値が書かれており、凝結高度の差は晴天積雲に比べて小さく、それは露点の差の小ささに原因している。逆に山岳地域と平地の上でできる晴天積雲の凝結高度のちがいは露点の大きな差によることがわかる。

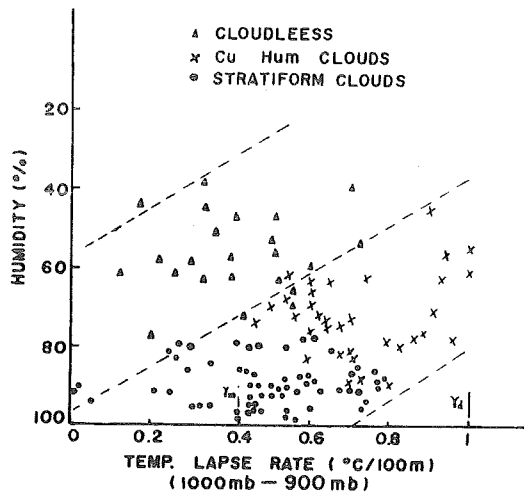
表 3 には札幌上空の混合比が示されている。() 内は黄金湯の値で、札幌上空 3 0 0 m の値に一致している。

CLOUD TYPE	MEAN MIXING RATIO OVER SAPPORO. (g/kg)		
	SURFACE	300 m	500 m
Cu HUMILIS CLOUDS	9.1	8.4 (8.3)	8.0
STRATIFORM CLOUDS	10.8	10.5 (10.8)	10.2

(): MEAN MIXING RATIO AT KOGANEYU.

表 3

ということは晴天積雲の発生する日には上空が乾燥していることを示している。
次に晴天積雲の発生する条件について考えてみた。



第 2 図

図2は地表面から900mまでの温度減率と相対湿度である。図から層状の雲は減率が0から0.8、湿度が80から100で発生する。いかえると地表面が湿っている必要がある。それに対し、晴天積雲は0.6から1と、60から80で発生し両方とも高い値を要求し、さらに前に述べた様に上層300m付近に乾燥した層が要求される。

シャーと積雲の傾きとの関係について

播磨屋 敏生、孫野 長治、太田 常雄
梶川 正弘、坂本 洋和 (北大理)

1. はじめに

対流雲内での微物理学的過程を研究する場合、雲のモデルとして単一对流雲が考えられるが、その時エントレメントは重要な要素である。エントレメントの量は雲の内外の温度と湿度分布、または温度と雲水量分布などから見積る事ができるが、雲の傾きと雲外の風速分布からも求める事ができる。1970年7月五島列島福江に於けるGARFの観測期間中に、ステレオ写真撮影で観測された傾いた積雲からエントレメントの量を見積つてみた。

2. 理論

Momentum-flux equation

$$d(Mu_c) = U_E dM_i - U_c dM_o + f dz$$

$$\frac{dU_c}{dz} = (U_E - U_c) \frac{1}{M} \frac{dM_i}{dz} + \frac{f}{M}$$

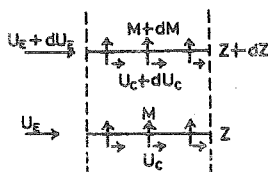
$$\frac{1}{M} \frac{dM_i}{dz} = p = \text{const.}$$

$$f = \frac{C_D \rho (U_E - U_c)^2 d}{2}$$

$$\frac{f}{M} = \frac{2C_D (U_E - U_c)^2}{\pi d W}$$

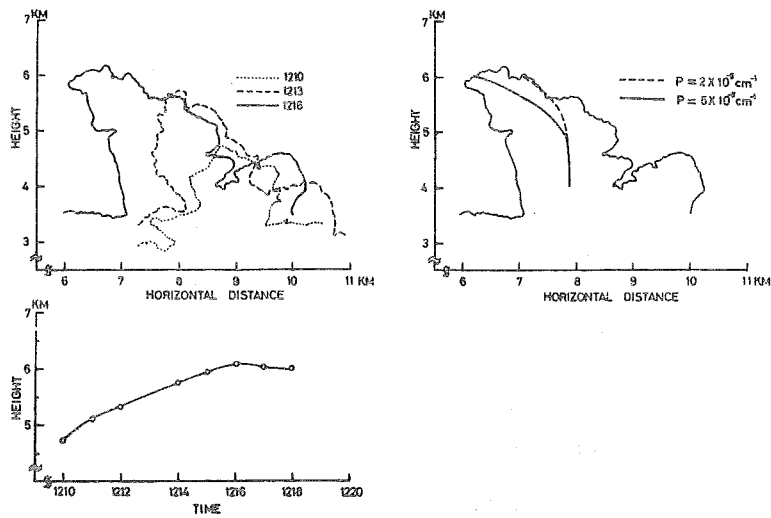
$$\frac{dU_c}{dz} = p(U_E - U_c) + \frac{2C_D}{\pi d W} (U_E - U_c)^2$$

第 1 図



雲内に第1図のような垂直断面を考え、雲内では定常状態の上昇流があり、水平、垂直方向に一樣でまわりから不連続であるとする。ZとZ+dz間の運動量フラックスに関する方程式は次のようになる。 $d(Mu_c) = U_E dM_i - U_c dM_o + f dz$ (1) (dM_i : entrainment, dM_o : detrainment, f : form drag force/unit height) ここで entrainmentの量を $1/M dM_i/dz = p = \text{const}$ と仮定する。form dragは $f = C_D \rho (u_E - u_c)^2 d / 2$ (C_D : 抵抗係数, ρ : 空気密度, d : 雲の直径) とあらわされるので、 $f/M = 2C_D (u_E - u_c)^2 / \pi d W$ (W : 上昇速度) となる。それで(1)式は $du_c/dz = p(u_E - u_c) + 2C_D / \pi d W (u_E - u_c)^2$ (2) となる。

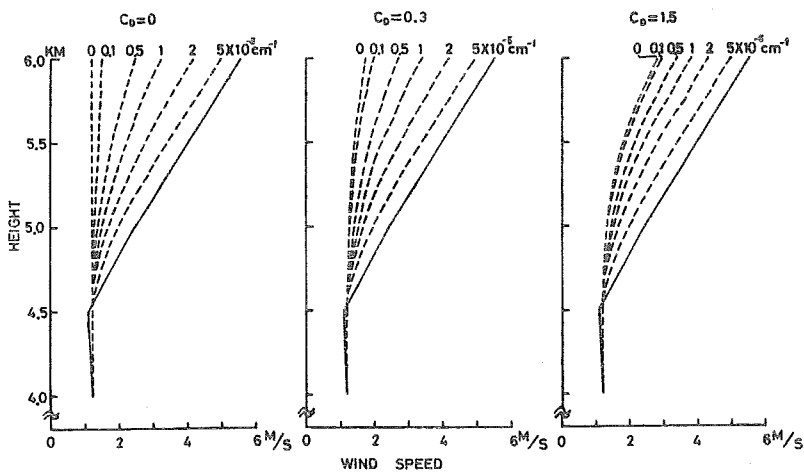
従つて雲内の風速分布は、雲外の風速分布と entrainmentの量と form drag が知れば求まる。



第 2 図

第 2 図は、実線で示されるような雲外の風速分布が与えられた時、抵抗係数 $C_D = 0, 0.3, 1.5$ の場合について、エントレーメントの量が 0 から $5 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ までいろいろと変わった場合の雲内の風速分布を示す。

3. 観 測



第 3 図

第 3 図の左上の図は、1970年7月26日12時頃観測された積雲の基線方向（ステレオ写真撮影点を結ぶ直線）の断面図である。成長するに従って傾いていくことがわかる。

左下の図は雲頂の時間変化で、12時16分まで成長しその後は衰弱していつている。右上の図は、エントレーメントの量が $2 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ と $5 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ の場合の雲の傾きが描かれている。この図からわかるように、解析された積雲のエントレーメントの量は $5 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ である。

4. ま と め

著者達が求めた値と、現在までに求められた値とを比較したのが第4図である。

Liquid water	Temperature	Slant of cloud	Horizontal divergence
B. Ackerman (1959) $0.83 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$	H. Stommel (1947) $0.80 \sim 3.03 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ H. Stommel (1951) $0.68 \sim 2.28 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ J. S. Malkus (1952) $2.3 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ J. S. Malkus (1954) $3.7 \sim 4.55 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ P. W. Sloss (1967) $0.06 \sim 0.37 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ J. Simpson et. al. (1965) $0.12 \sim 0.19 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$	J. S. Malkus (1952) $2.0 \sim 2.5 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ Present authors $5.0 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$	H. R. Byers and R. B. Braham (1949) $0.18 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$

第 4 図

雲の大きさによつて値は多少違うが、著者達の値は少々大きめである。高層風観測の風向の決め方に不確かな点があつたのでそのせいではないかと思われる。

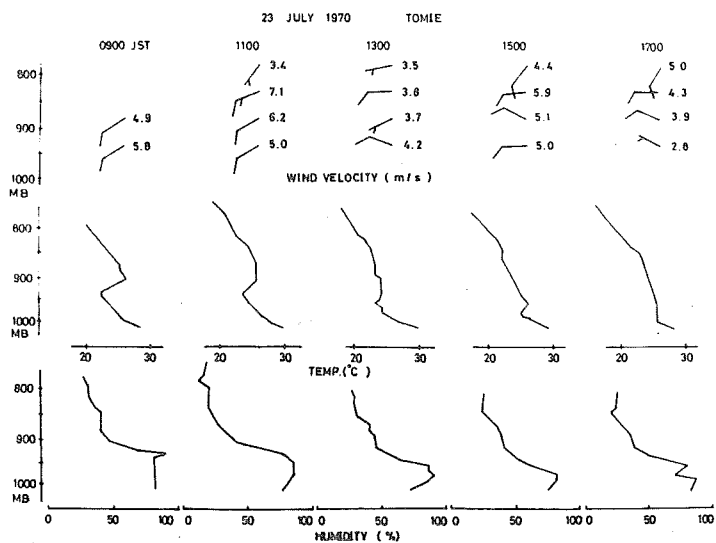
その他、エントレーメントを測定した雲のグループで、大気の状態と積雲の成長、衰弱との関係を示す興味ある現象があつたので、あわせて報告する。

島の上で発生した雲の観測

今 久、播磨屋 敏生、周 徳
(北大理)

1970年7月GARP-集中豪雨特別観測の一環としての雲の観測を五島列島福江において行なつた。10日、23日、24日に観測地点の南に位置する島の上で雲が発生するのがみられたのでそのうち23日の島の風下に周期的に発生した雲の例を詳しく解析した。その結果を以下に報告する。

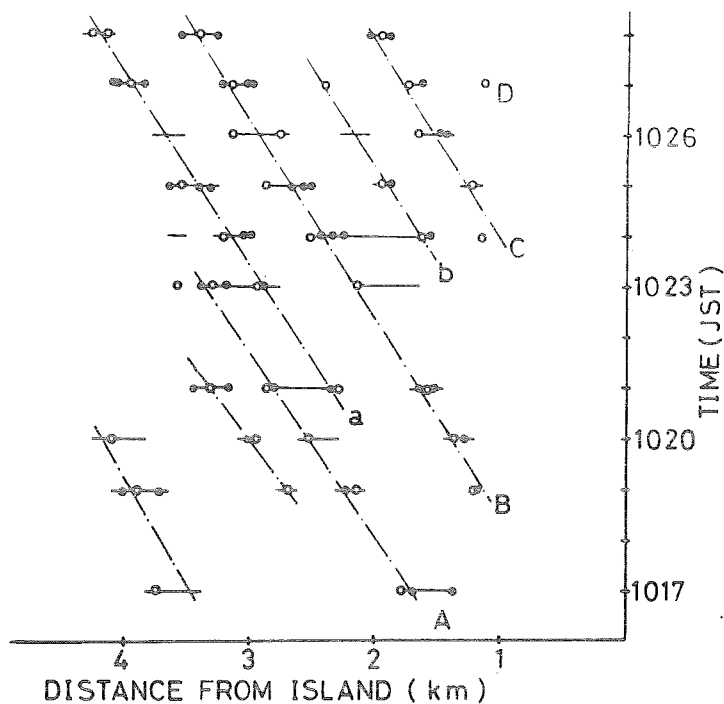
23日は高気圧におおわれ0900(JST以下同様)には900mの高さに $1.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ という強い逆転が存在していた(第1図)。



第 1 図

その様な状態の下で黒島、黄島の風下に風向に沿つて一定の間隔を持ちながら移動している雲例が観測された。

第2図に1017から1028まで1分毎に各々の雲の位置が実線で表わされている。・印は測定された雲の一点で、白円は雲の最も発達した位置を示している。A、B、C、Dは島の風下側1km近くから新しく発生し、時間と共に島から離れていくことを示している。従つて斜めに走る一点鎖線の勾配は移動速度を表わし、それは風速に等しかつた。a、bはそれぞれ雲A、Bが発達しながら移動する過程でもとの雲A、Bから分かれた雲あるいは勢力を奪つた雲を表わしている。



第 2 図

雲A、B、C、Dの発生周期は約4分で、発生後再配列された雲の間隔は、風速を使つて周期に直すと約2分であつた。

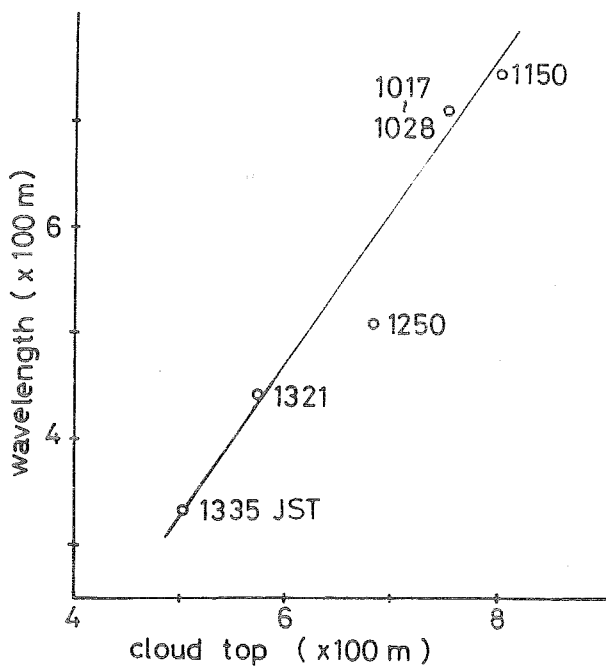
第1図には成層状態の変化が2時間おきに示されている。図から下層で風向、風速の高度及び時間変化はないとみてよいと思う。一方温度逆転はだんだん下降しそれに伴つて高湿度層も下降している。その様な成層の変化に伴う最大雲頂高度の変化が第4図に示されている。

すなわち安定層が下降するに従つて雲も小さくなつている。また、それに伴う雲と雲の間隔の変化が第3図に示され、雲頂高度が下るにつれて雲と雲の間隔がせばまつているのがわかる。

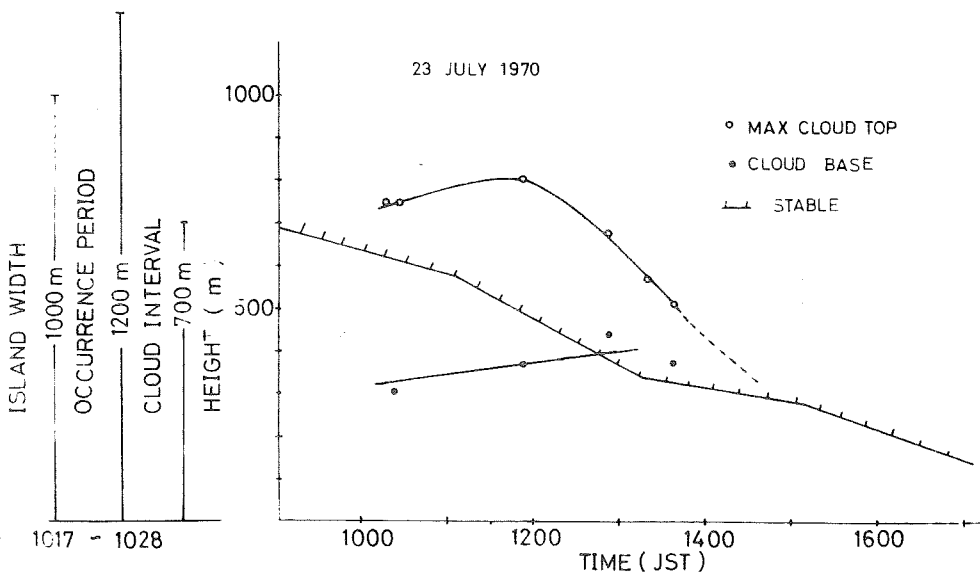
第4図の左側に1017から1028までの発生周期から風速を使つて波長に直した長さ、雲の間隔、そして島の大きさと右図に安定層までの厚さが示されているが、それによると発生周期は島の大きさにほぼ等しく、雲と雲の間隔は不安定層の厚さに対応している。

この結果第2図でみたような雲間隔の再配列が起きたものと思われる。

この様な現象はしばらく続いたが、第4図でわかるように凝結高度(雲底)が安定層に入つてしまふ1500頃には消滅している。



第 3 图



第 4 图

日本海の沿岸海上でのエアロゾル測定

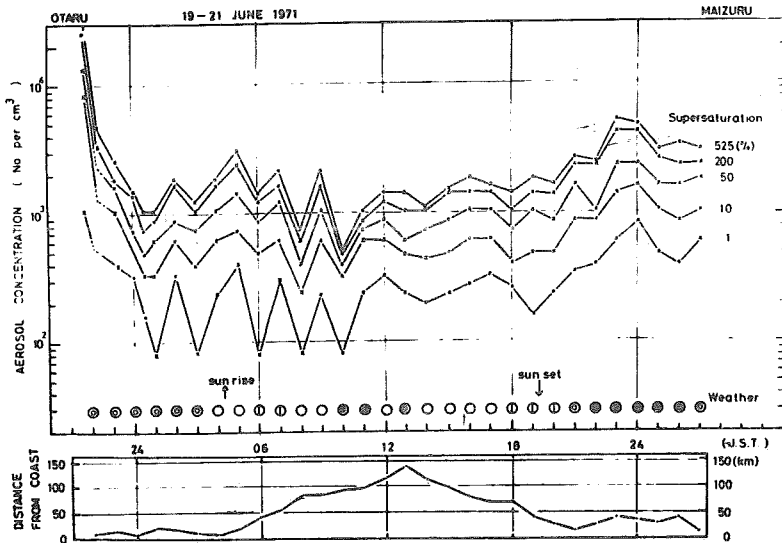
遠藤辰雄、孫野長治

(北大・理)

陸上のエアロゾルの濃度は海上のそのバックグラウンドの上に立っているのに特に海に近い都市において自浄を見積るとき沿岸海上の濃度を知る必要がある。またこれは全地球的な大気汚染の進みを示すと考えられるので日本海においても出来るだけ早くから着手されるべきと考えた。

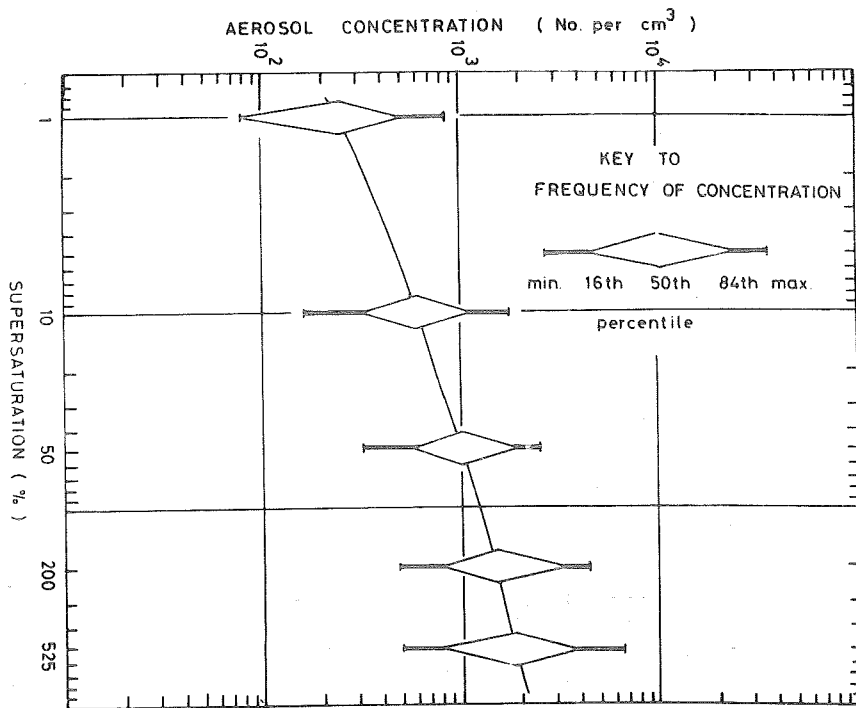
観測は小樽から舞鶴まで運航されているカーフェリーの上で1971年6月19日から21日まで及び29日から30日までと2回行った。用いた測器はCN型Small Particle detectorである。

1時間毎(海上距離40Km毎)に1、10、50、200、525%の夫々の過飽和度に相当する膨張比で測定した。また測器はポータブルなので風向に応じ測点を船上で運び変え自船の影響をさけることができました。



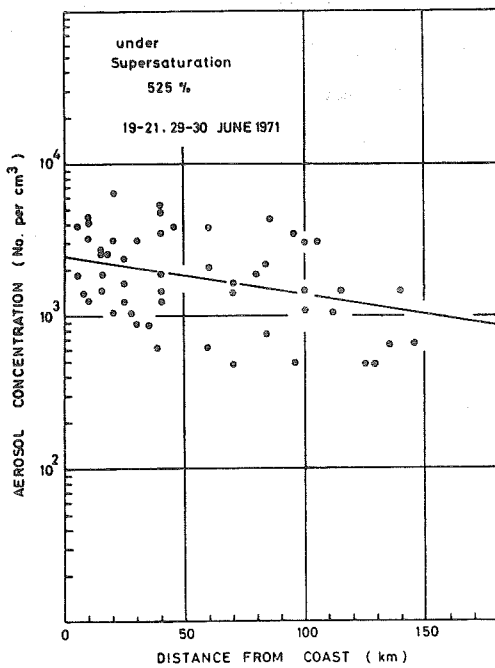
第 1 図

第1図は6月19日から21日までの小樽から舞鶴までの測定結果である。図のタテ軸は1～525%の五段階の過飽和度に対するエアロゾル濃度を示す。またヨコ軸は測定時刻であり、またこれは小樽から舞鶴までの間の水平位置にも対応する。○印内はその時の天気を示す。下端は海岸からの距離を示す、この時は日本海は高気圧下にあり、ほとんど風はなく途中海霧に入った時以外は晴れであり、最後に梅雨の下に入った。また帰りの時は航路に対して陸から及び沖からの風向が判別出来た。



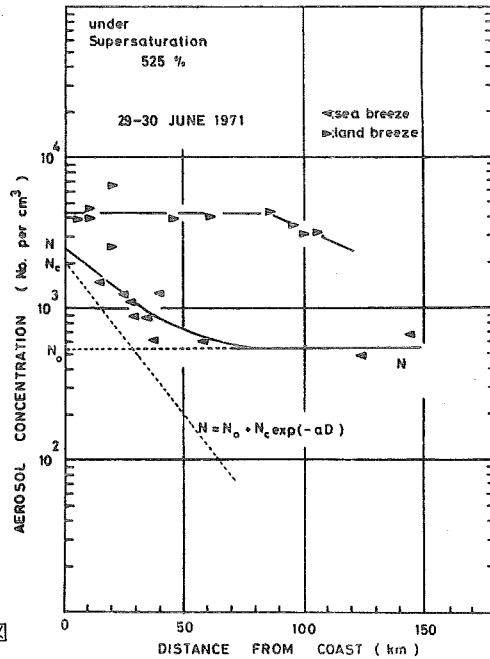
第 2 図

第2図はこれら全例について過飽和度に対する濃度を百分位で示した。実線はその中位置を連ねたものである。



第 3 図

第3図は525%の過飽和度でのエアロゾル濃度の海岸からの距離に対する値を全例について示した。その回帰直線からRelaxation Distance は160Kmである。このうち海陸風の区別のつく例のみをとり出したのが第4図である。



第 4 図

海風の場合にはこの範囲の沿岸海上でもバックグラウンド値 N_0 がみられこれにより岸では陸からの距離 D により減衰する値 $N_0 \exp(-\alpha D)$ が重ねられた形となっている。陸風のときは海岸での値 N_0 がそのまま海上100Kmまで保持されているのがみられる。1%の過飽和に対するものは陸風のときのはり出しは60Kmほどであった。

また入道岬沖で海霧に会った時の値はその前後に比べ濃度が小さいことに加えて10%から525%までの濃度の増加率が小さいことが注目される。大田^{*}(1950)による礼文島での測定と比較するため40Kmより陸に近い値は除き第2図での過飽和度300%の分布を内挿した値を次表に示すと

					最小値	代表値	最大値
太田	1948年5月	6日間115回	礼文島	高気圧下	480	1040	2200
著者	1971年6月	5日間52回	小樽一舞鶴	高気圧下	480	1700	4800

となり20余年間での汚染の進みがうかがえる。

* 太田正次(1950) 気象集誌28 357-366

地吹雪における乱れのエネルギー消散率の測定

西尾文彦、石田完

(北大低温研)

§ 1. 序

地ふぶきは雪面に降り積つた雪粒が風によつて吹飛ばされる現象であり、従来地ふぶきにおける風速分布、Drag force、地ふぶき量等の知識が得られているが、地ふぶき発生のメカニズムについては未だに明らかでない。筆者は大気の流れと雪面との相互作用に着目し、乱れのエネルギーの消散率、及び地ふぶきが風の乱れの時間的スケールとどの領域で強く相互作用をしているかを調べた。

§ 2. 観測及び解析方法

観測は紋別市の近く、コムケ沼の氷上で、1971年2月27日～3月3日まで行ない、風向は西ないし北西の風で、積雪は約20cmであつた。エネルギー消散率は三杯風速計で風速分布から、エネルギー・スペクトルは超音波風速計から求めた。スペクトル解析は第1図に示した手続きによる。

§ 3. 結果

地ふぶき時、大気の成層状態は中立に近く(第2図参照)、エネルギー消散率(単位質量単位時間)は次式で表わされる。

$$E = u_*^3 / R Z \quad (1)$$

u_* は摩擦速度、 $R (= 0.4)$ はカルマン定数、 Z は高さを表わす。これは粘性によつて逸散されるエネルギーは平均流から乱れの運動エネルギーに移される割合に等しいことを示している。

一方、乱流理論によると乱れが等方的であるとき、乱れのエネルギー・スペクトルは次式で表わされる。

$$F(K) = C E^{2/3} K^{-5/3} \quad (2)$$

C は絶対定数で約0.48、 E はエネルギー消散率、 K は波数($= 2\pi f / U$)である。これは乱れが等方的である領域では、より小さな空間的スケールの乱れへとエネルギーが伝達されるのみで、それが粘性によつて消散されるエネルギー量に等しいことを表わしている。さて地ふぶきのときはないときに比して雪粒が運動するための運動エネルギー及び渦動粘性の変化に伴う粘性消散率の違いが表われるであろう。(1)式より求めたエネルギー消散率(E)を第3図に示してあるが、高さ10cmで、風速5m/s付近から地ふぶきの E が大きくなる。第4図には、地ふぶきのあるとき、ないときの水平成分のエネルギー・スペクトルを示してあるが、約1～2CPS以上で等方性乱流であることがわかる。この図で注目しなければならないのが地ふぶきのあるとき約5～10CPSから等方性乱流のスペクトル形である $-5/3$ 乗則からのずれが見られることである。

さらにこれを見やすくするために、風速変動のパワーと周波数を縦軸、横軸にとつて表わした図（第5図）を見ると、地ふぶきのときはないときに比して約5~100CPS付近より著しい減少をしている。これは乱れの運動エネルギーが雪粒の運動エネルギーに消費された結果と考えることができよう。この観測では風の乱れと雪粒の相互作用は約50CPS付近から起こっている。このことは風洞で風を発生させても雪粒は飛ばなくて、風に乱れを生じさせないと雪粒の跳躍運動が起こらないことから考えて妥当なことと思われる。

表-Iには、地ふぶきのあるときないときにおける測定で、平均風速、摩擦速度、(1)式によるE、(2)式から求めたE、等方性乱流の成り立っている下限周波数(n_e)、上限周波数(n_h)100CPSでの風速変動のパワーの値を示した。エネルギー消散率、Eを三杯風速計と超音波風速計によつて比較測定できたわけだが、表-Iのように高さが160cm付近でよく一致するが、40、65cmでは約1/2になつている。これは超音波風速計の利得特性によると思われるが、今後解決せねばならない問題である。

§ 4. ま と め

地ふぶきにおける風速変動は地ふぶき発生メカニズムを解く一つのカギであると思われるが、今回は風と雪粒が100CPS付近から相互作用を起こすこと、エネルギーの消散率は地ふぶきのあるときはないときに比して大きくなり、この違いは雪粒の運動エネルギーへの消散より、風の乱れの構造が大きく変化し、渦動粘性の寄与による粘性消散率が非常に大きいことがわかつた。

RUN №	(1)	(1)	(3)	(3)	(14)
日 時	2.28 1207~17	"	2.28 1604~17	"	3.1 1412~22
高 さ	65cm	165cm	40cm	160cm	40cm
地吹雪状態	なし	なし	地吹雪	地吹雪	地吹雪時々なし
平均風速	8.95m/S	9.95	6.65	8.10	5.85
U_*	44cm/S	"	43	"	31
$E(=U_*^3/RZ)$	3344cm ³ /S ³	1317	4832	1208	1917
$E(F=C E^{2/3} K^{-5/3})$	1525	1491	2335	1443	1102
n_e	3.0CPS	2.0	2.0	1.0	1.5
n_h			5.0	8.0	20.0
$n_F(n) \binom{10}{CPS}$	59cm ² /S ²	63	13	11	22

表 1

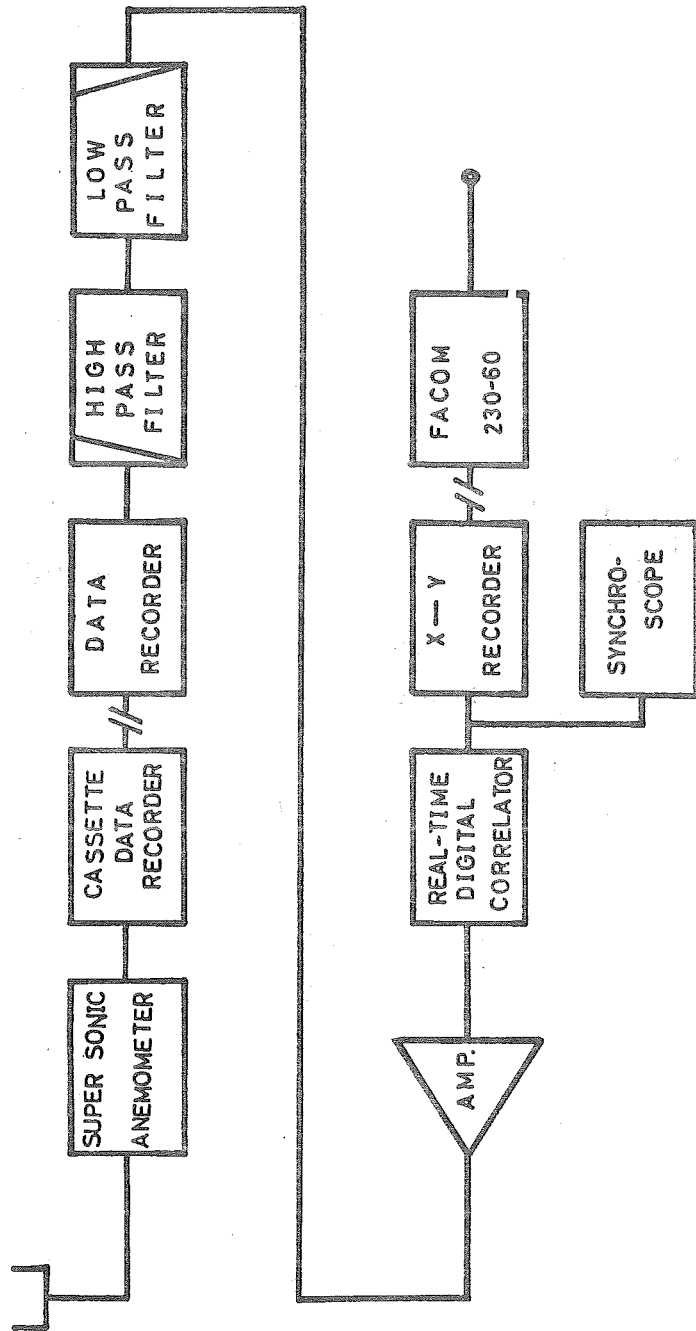


Fig. 1 The Block Diagram of Data Processing System

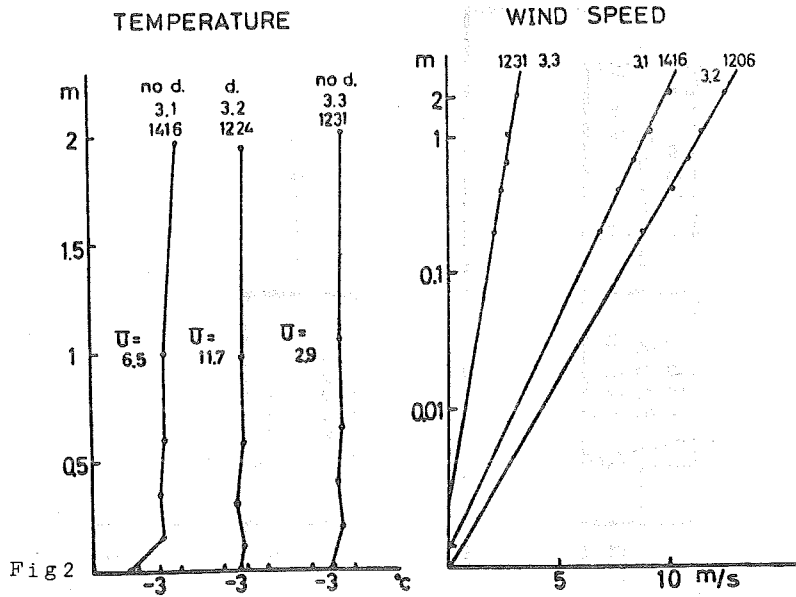


Fig 2

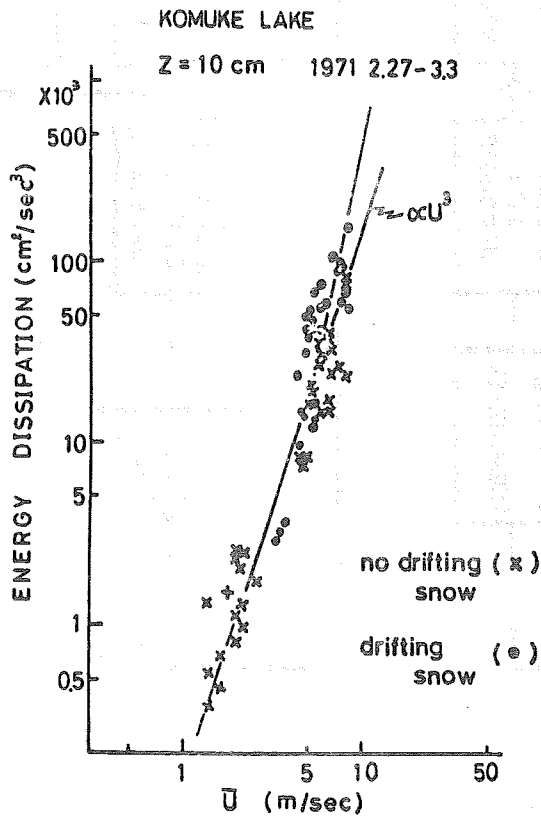


Fig 3

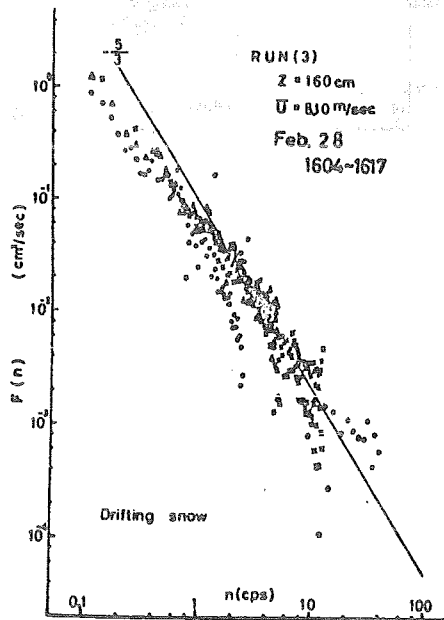
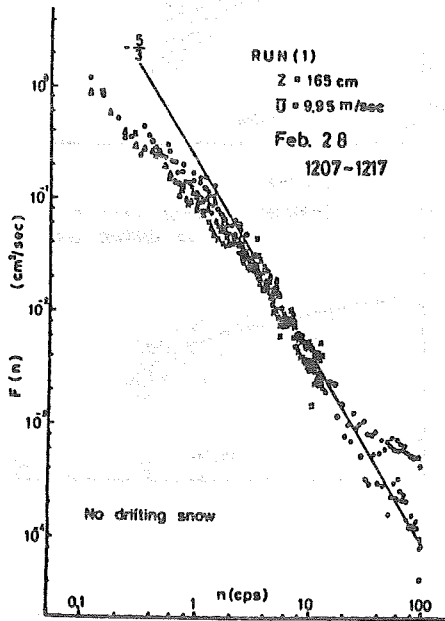
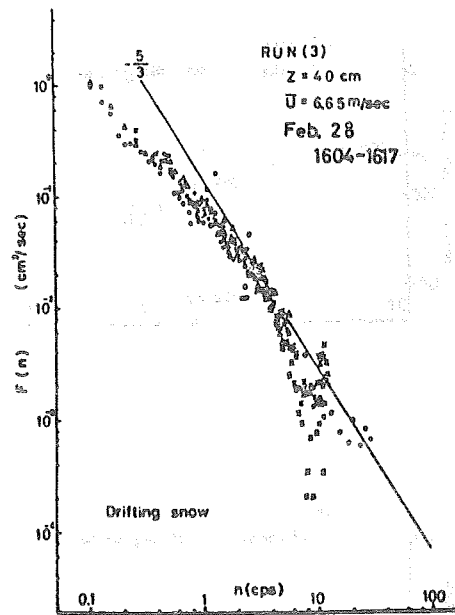
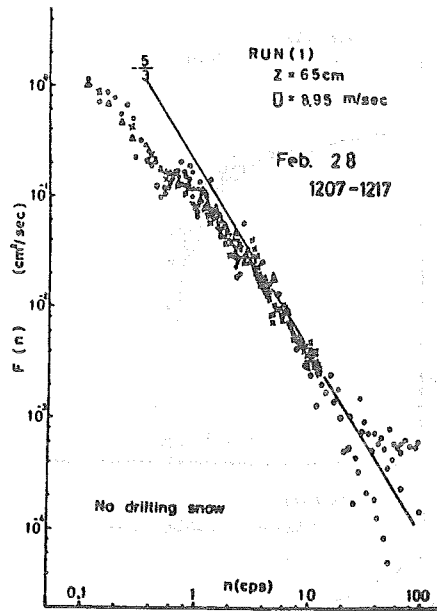


Fig 4

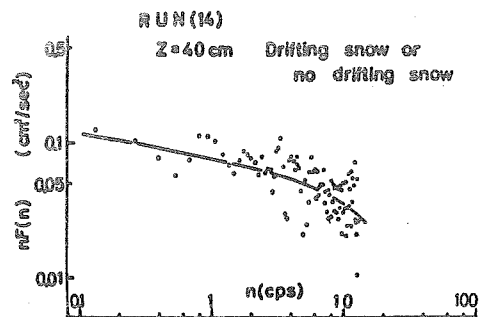
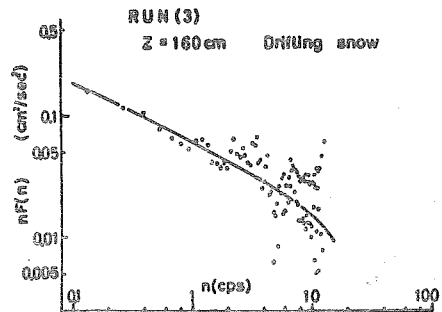
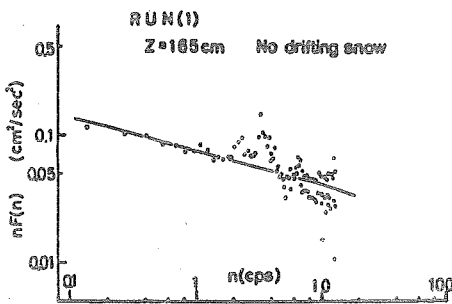
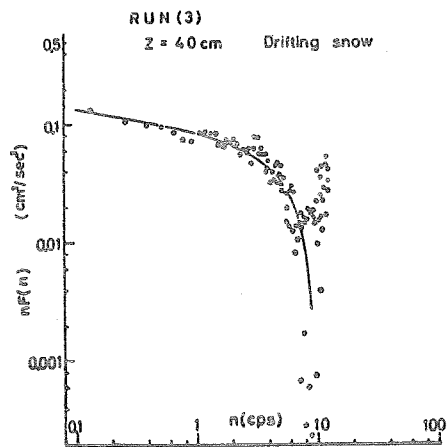
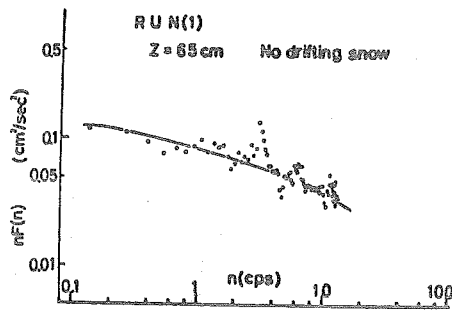


Fig 5

冬期及び融雪期における輻射冷却の観測

石川 信 敬 (北大低温研)

(緒言)

北海道で1月～4月に観測される自由大気中での気温逆転は、逆転層の厚さが200～300mに達しても10℃を越えることはないが、しかし高度250m程の山に囲まれた盆地になると10℃以上の逆転が山頂と麓との間でしばしば観測される。昭和46年の2月上旬と4月中旬に、北海道北部にある盆地の中と、盆地を囲む山の頂において気象観測を行ない、いかなる条件のもとで気温逆転が起るかを調べた。山頂の気温より麓の気温が低くなつた状態を気温の逆転とした。その結果大きな逆転は厳冬期に観測され、融雪にはそれ程大きな気温逆転は発生しなかつた。

(観測方法)

厳冬期の観測は2月1日から2月11日まで北海道天塩郡問寒別で行なつた。海拔10mの麓と海拔235mの山頂で、気温、風速、正味輻射量をそれぞれ測定し、又海拔35m、135mの2点で気温の測定を行なつた。融雪期の観測は4月15日から4月22日まで北海道雨竜郡母子里で行なつた。測定点は海拔300mの麓と、海拔550mの山頂に設置し、それぞれで気温、風速、正味輻射量、湿度を測定した。観測は厳冬期、及び融雪期いずれの場合も午後6時から午前6時までの夜間行なつた。

(観測結果)

厳冬期の問寒別における気温、風速、正味輻射量の値を示す(第1図)。横軸は2月1日から2月11日に至る毎日の18時から6時までの時間である。気温は麓と山頂以外に、中間点の値も示した。2月6日を境に2つの型に分れ、前半は気温の逆転は生じてなく、風は比較的強く、正味輻射量はゼロに近い。後半顕著な逆転が生じ、最大20℃にもなつた。

第2図に融雪期の母子里の値を示す。座標のとおり方は第1図と同じである。逆転を生じてはいるが最大で約10℃であり、厳冬期に比べてその規模は小さい。厳冬期の問寒別での気温と風速の関係をみてみると、山頂の気温は風が弱くてもそれ程(−13℃以下に)下らないが、麓では−30℃以下にもなつた(第3図)。

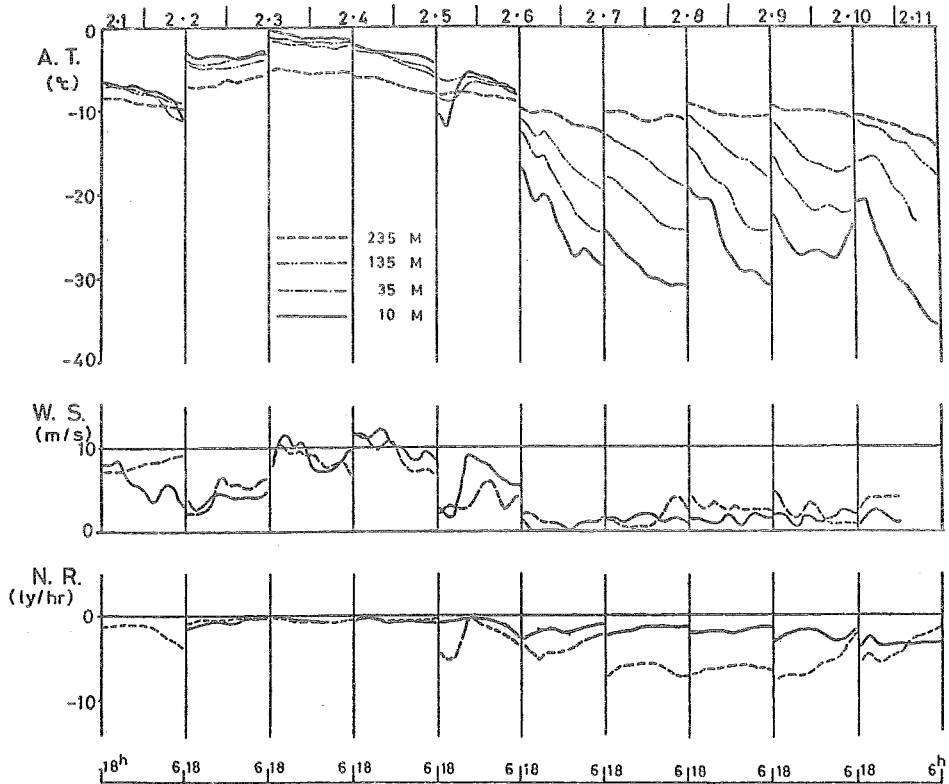
過去のデータをも、晴天で穏やかな夜間に山頂の気温が−15℃以下になつたことはほとんどない。厳冬期における北海道上空の圏界面の高度を平均8km、そこでの平均気温を−55～−65℃とすれば、地上附近の気温は、標準大気気温減率 $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ として約−3～−13℃となる。山頂附近の気温がこれを示し、それ以下の極めて低い麓の気温は地上附近の冷却によつてつくられたと思われる。

第4図に麓の気温 T_B と逆転の大きさ $\Delta T = T_B - T_A$ を示す。 T_A は山頂の気温である。厳冬期、融雪期のいずれの場合も麓の気温と逆転の大きさはほぼ直線関係にあり、麓の気温が低い程大きな逆転が起きている。第5図に麓の風速 V_B と ΔT の関係を示した。 V_B が小さい程 ΔT が大

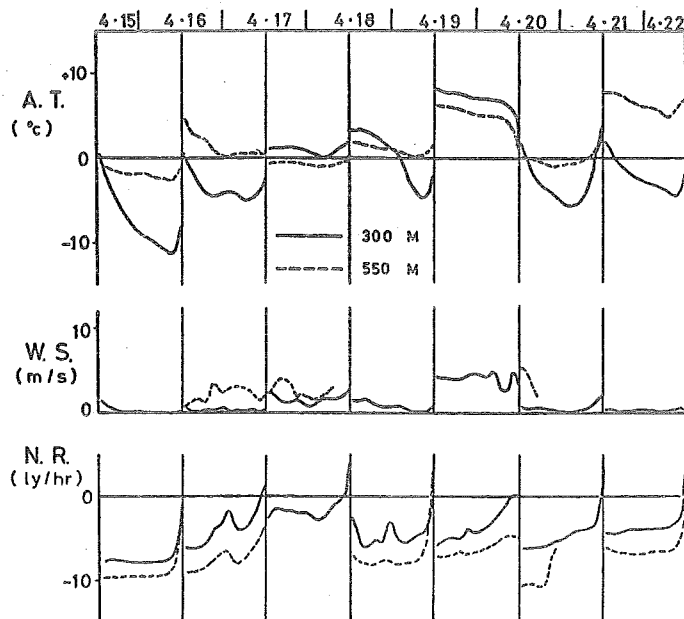
きくなることが判る。たゞ融雪期においては、厳冬期に比べて風速値が同じでも逆転の大きさは小さい。厳冬期においては V_B が $2 \sim 3 \text{ m/s}$ 以下において 10°C を越える逆転が起きている。

第6図に問寒別における過去3年間の1、2月の山頂、麓の風速と ΔT の関係を示した。色々な気象状況のもとでの測定値をのせているのでバラついているが、第5図と同じ傾向があらわれ、今回の観測で得られた結果が決して特異な現象を示したのではないことが判る。しかし山頂の風速をとると、 5 m/s 以上でも 10°C を越える逆転があらわれている。逆転の大きさに関係するのは麓の風速と思われる。

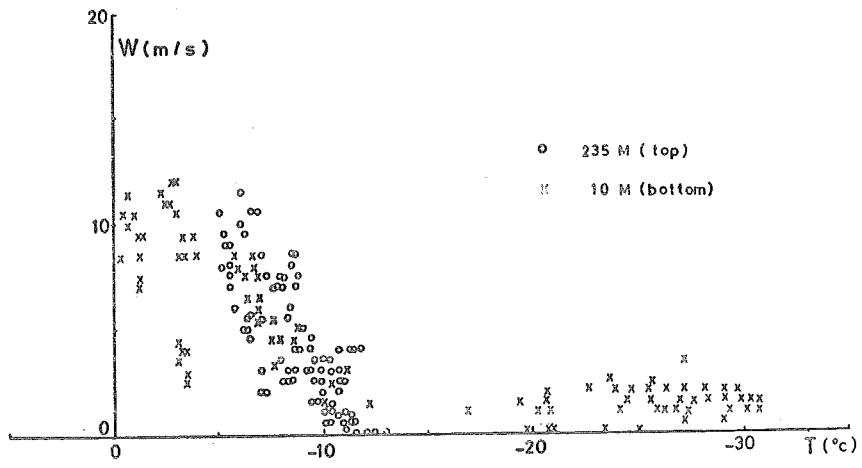
盆地状地形での大きな逆転、さらには厳冬期と融雪期の逆転の大きさの違いは、山頂、麓での熱収支に及ぼす各項（輻射量、乱流熱伝達量、凝結潜熱量、等）を比較することによつて判る。



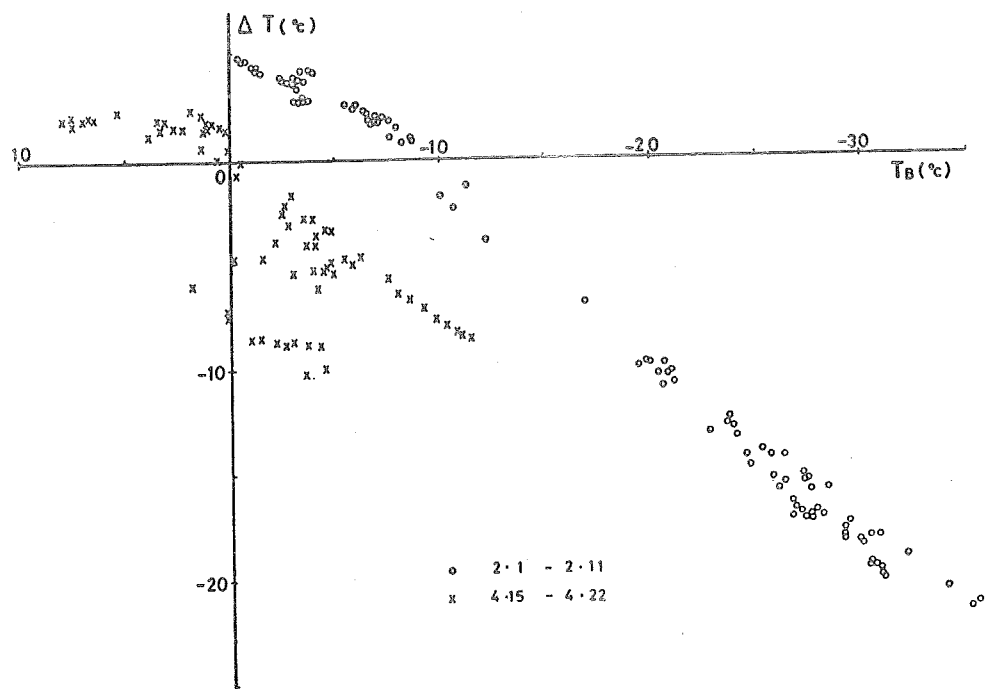
第1図 厳冬期のデータ



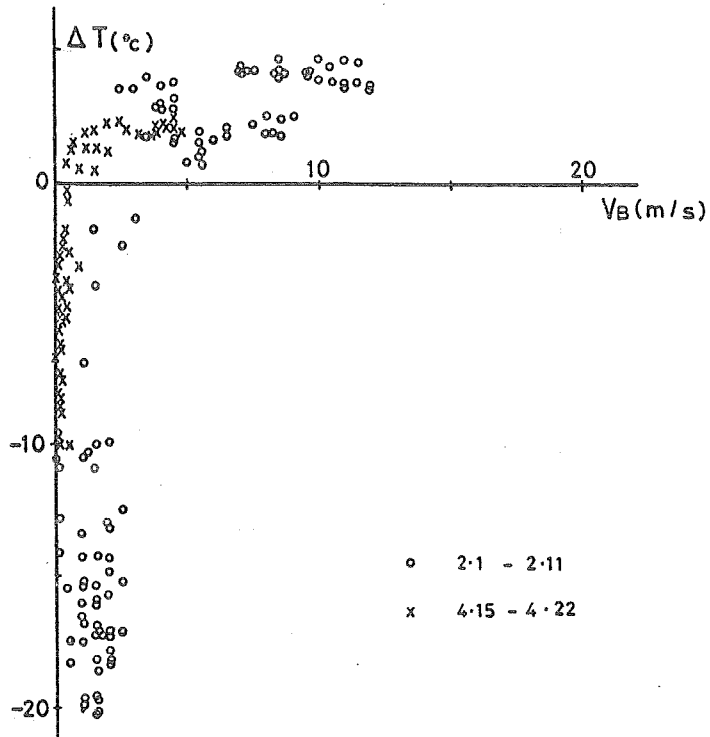
第2図 融雪期のデータ



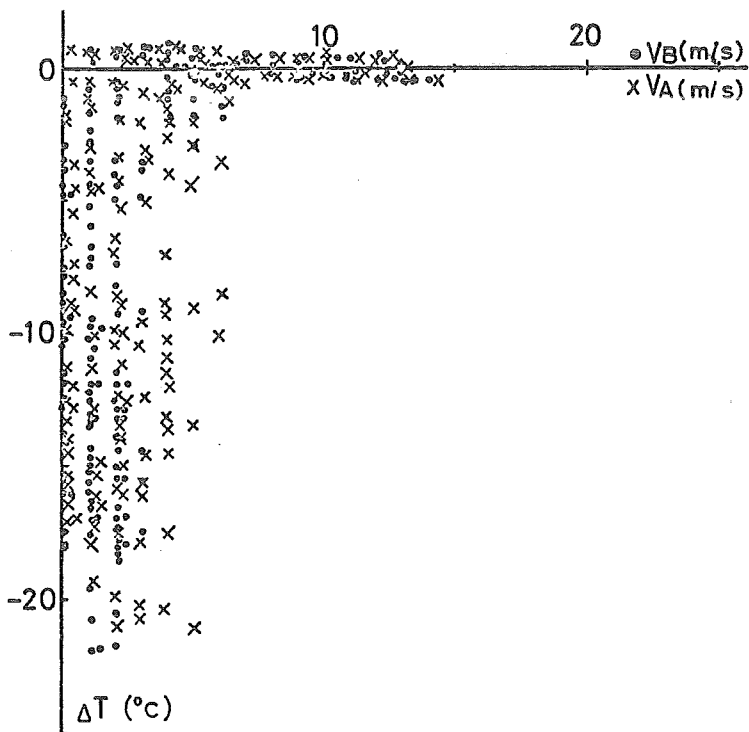
第3図 厳冬期の山頂、麓の気温と風速



第4図 麓の気温と逆転の大きさの関係



第5図 籠の風速と逆転の大きさの関係



第6図 問寒別 V_B 、 V_A と ΔT の関係 (44.45.46年のデータ)

冬期日本海上のメソ不連続線のじょう乱について

山口 勝 輔、孫 野 長 治(北大理)

はじめに

冬期、日本海上にメソ不連続線が発生し、その擾乱が日本海沿岸特に北陸地方と石狩湾の局地豪雪に関連していると考えられる。

1970年気象学会春季大会において岡林、里見等は収束帯状雲の発生しやすいパターンとして3つあげている。その中で、しばしば北海道西部と北陸西部で低気圧が発生し、その東側の内陸部では小高気圧が発生している。そしてこの小低気圧はマイクロな意味で低気圧家族前線構造をもつと報告している。そこでその様なパターンであると思われる1968年2月9日の北陸地方と1970年1月4日の石狩湾に発生した不連続線上の小擾乱について、レーダーエコーから解析し、上層風のデータからV・Bjerkness等の古典的なバロトロピックモデルによる波長の計算を試みた。

1. 総観場の特徴とエコーパターン

1970年1月4日の例では9時の上層850mb面では停滞気味の弱いCold troughが北海道西岸にあり、これに伴うCold domeが観測され、対流不安定な状態であつた。

その時の気象衛星の写真によると北海道西岸に南西方向に伸びた収束線が存在し、地表面天気図の流線解析によりシベリヤからの北西の季節風と北海道内陸の地形性高気圧の吹き出しの収束線であつた。レーダーで11時25分ごろからその収束線付近に低圧性のスパイラルバンドを持つた小擾乱を認め始めた。その小擾乱は南々西～南西方向へ約40Kmで移動し、13時51分のレーダー写真でもう一つの低気圧性のスパイラルバンドエコーを持つた小擾乱を認めた。(図2)それ等の小擾乱は積丹半島に上陸し消滅している。そしてその時の小擾乱の中心の間隔は50Kmでそれを波長と考えた。もう一つの例として1968年2月9日4時53分の福井のレーダーで観測された連続した低気圧小擾乱がある。(図3)この時の波長は約200Kmと100Kmであつた。

2. この小擾乱の波長の見積り

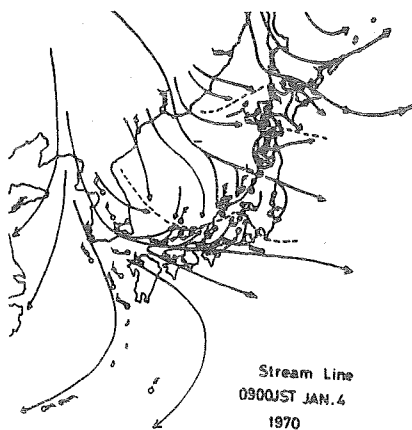
バロトロピック大気を仮定したV・Bjerkness(1927)の不連続線上の不安定臨界波長は次式である。

$$L = \frac{2\pi(V - V')}{f\sqrt{1 + \frac{T}{R}(1 - n)\left(\frac{V - V'}{T - T'}\right)^2}}$$

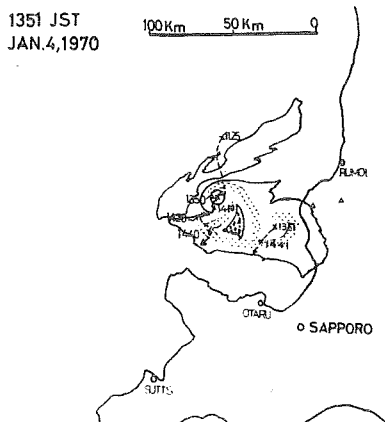
ここでV、V'は風速の東西成分、T、T'は絶対温度、fはコリオリパラメーター、Rは気体定数、nは多方定数の逆数である。

1968年2月9日の北陸の場合、よりバロトロピックに近い状態のものとして上層の700mb、800mb、900mb、の各々のレベルについて検討し170Km、340Km、270Kmの波長を

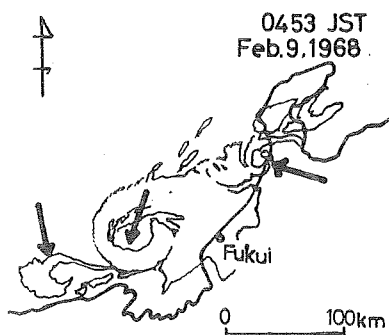
計算し、又1970年1月4日の石狩湾の場合には、逆転層が850mbまで伸びていたので900mbの上層の風のデータを使い計算したところ90kmになった。この場合仮定して擾乱内部は等温大気、外部は標準大気を用いて計算した。以上のことから、V. Bjerkness のモデルの波長の見積りは臨界波長のため不安定波の卓越を議論できないが、オーダーにおいて合うことがわかった。



第 1 図



第 2 図



第 3 図

札幌市の大気汚染の気候学的解析（第一報）

油本幸夫、成田 脩、中村 晃（北大工）

札幌市の冬の大気汚染と風の関係についてこれまでも種々の解析がされて来たが、メゾスケールでの風との関係は未知であつた。今回冬期の朝の大気汚染と地上風との関係について多少の知見を得たので報告する。

札幌市は石狩平野の西に位置し、手稲山系、当別山地の影響により風系は複雑になつている。札幌の大気汚染は都市型に属し、朝夕に極大を持つ「二つ山」型の様相を示す。このうち朝の炊出しによる高濃度と地上風との関連を見るために、札幌気象台を始めとする各機関の実施している風向風速の観測（7～9ヶ所）から、朝6、8、9時の地上流線図を作成した。8時の流線図には札幌鉄管内各駅の地上風向風力観測の結果も参考とした。

I) 地上流線パターンと気圧配置

冬期には「西高東低」の冬型気圧配置が持続して北西風が吹き、その後この気圧配置がくずれて西から東へ気圧の谷が通過していく。SあるいはEの成分を持つ風は主としてその後の低気圧や前線の通過の前後に現われ持続時間は少ない。このような経過に従つて札幌地区の気流パターンをN—W—S、Eに変化すると考えられる。6～9時に持続してN又はS成分の風が吹く場合のほかに、札幌地区に特有の流線パターンが現われる。おもなものは、

1) 収束、石狩不連続型

冬型の気圧配置がゆるみ始めたころから生じると考えられる。これらの場合850mb高度ではWNW～WSWの風が多く、この風が手稲山塊に当り、その後流としてこれらの型が生ずると考えられるが明かでない。

2) 南北型

石狩平野西部の南風と、石狩平野東北部からの北東風による不連続線である。大陸高気圧の北偏又は北海道東方の移動性高気圧の圏内にある場合に見られるようである。

3) 対向流型

大陸高気圧が本州北部に張り出すが、移動性高気圧の通過の後に弱い南風が吹き、札幌西部にこれと反対方向の風が吹く場合である。

反対方向への風が果して補償流であるか、手稲山塊からの下降流であるか不明である。逆に、弱い西北西風の場合にも南東風の生ずることもある。

4) E型

移動性高気圧が本州東方または日本海に低気圧があつて「東高西低」の状態。東よりの風が西部の山塊に当り、南北に分岐する。西部に滞留域の生ずることがある。

II) 気流型と悪視程との関係

流線図が6時～9時にわたつてほぼ同じ型のもの（N、S型）と、不規則型、不連続型に分け、気

象台での視程（9 km以下）と降水の状況を見ると次の表のようになる。

これで見ると、煙霧又は煙の観測される割合は、S型で1/3、静穏型、対向流型、E型では1/2以上となつていて、このような場合、大気汚染の生ずる危険の大きいことがわかる。

Ⅱ) 視程と亜硫酸ガス濃度との関係

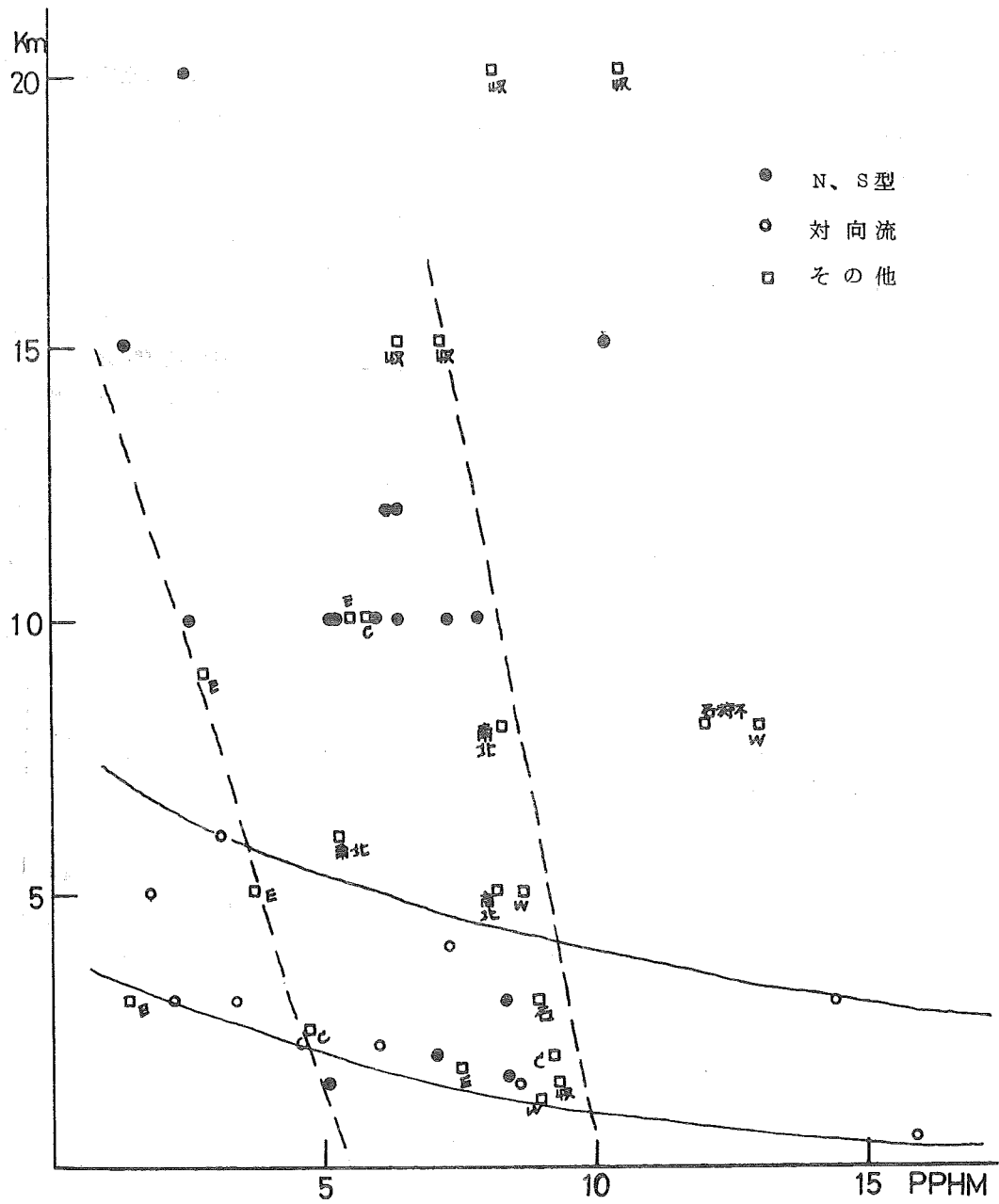
これまで、視程と担対湿度又は浮遊粉じん濃度との間により対応が見られているが、SO₂濃度とは相関が認められていない。観測値を与える要素自体の性質の違いのほか、それぞれの観測点の空間距離と平均化時間、汚染機構の違いが原因と考えられる。

同じ期間の北一条駐車場での9、10時のSO₂濃度の平均値と9時の視程（降水時を除く）との関係を見ると、流線型によつて担違が見られる。これは悪視程とSO₂高濃度発生機構に担違があるためと思われ、これは気流型に起因していると考えられる。対向流型の場合には良い対応が見られている。

最後に、資料を拝借させて頂いた気象台はじめ関係機関に御礼申し上げる。

流線型		(A) 日数	%	(B) m, ∞	%	(C) 米 ●	%	$\frac{B+C}{A}$
N		24	26	2	8	15	63	70
S		18	20	6	33	2	11	44
静 収 対	穏 東 向	7	8	4	60 33 90	3	43 11 0	100 44 90
		9	10	3				
		10	11	9				
不 連 統	E 南 北 石 狩	7	8	5	71 50 40	1	14 50 60	86 100 100
		6	7	3				
		10	11	4				
その他		1	1					
計		92	100	36	—	31	—	—

気流型と気象台9時の煙、降水観測との関係



9時視程 VS 北一条 9、10時平均SO₂

Ⅲ 通 信 欄

地ふぶきの飛雪の写真

北大低温研 小 林 大 二

北大の低温研の気象学部門で地ふぶきの研究をはじめてから、そろそろ8年になります。

最初に仕事をはじめたのは1964—65年の冬でした。地ふぶきというのは、この言葉からも連想されますが実にいやなものでした。今夜はふぶくから早目に家に帰ると他人がいうときに、外に出て仕事をするのはかなりの気合が要つたものです。もつともこの気合がかかるようになるまでに3年近くの時間を要しました。といいますのは、この仕事を始めた頃は、地ふぶきの何をどのようにして調べていいのか皆目見当がつかず気合のかかりようもなかつたからです。それでも地ふぶきのたびに外に出て、何とかその姿をみたいものと思いました。携帯用の風速計と、カメラをもつて外に出て、地ふぶきの飛雪の写真を一生命撮りはじめました。集団としての地ふぶきは確かに目にみえるのですが、いくら写真を撮ってもほとんど何も写りません。煙の写真のようなものばかりです。飛雪と積雪は白い同じ物体ですから雪原の白鶴よりみえにくいのはあたりまえでしょうが、写真の背景に黒い物体をおいても、飛雪は部分的にしかもぼんやりとしか写りませんでした。それでも何とか、それらしい写真を得たいものと2冬期間、地ふぶき毎に何らかの新しい撮影の工夫を重ねましたが、結果はあまりわかりませんでした。3冬目がはじまるときさすがに考えこみました。いささかの情けない気持、いまさら一枚の飛雪の写真も得られないまま引きさがるわけにはいかないという気持などに、時間の空費に対するあせりなども入りまじつて何とも落つけない毎日でした。地ふぶきの中に呆然と立ちつくす夢なども何回かみました。そんなときのある雪降りの夜、水銀燈の光の中を実にきらびやかに舞い降りる雪片をみて、地ふぶきの撮影もやはり夜、人工照明のもとでやる他はないと覚悟をきめました。覚悟というと大げさに聞こえますが、その頃は昼間地ふぶきの雪原に出るのは慣れてきていましたが、夜の仕事は非常におつくだつたわけです。ようやくふんざりをつけて夜の地ふぶきを待機すること何回目かにして、1967年1月19日の夜10時近くに、はじめて飛雪の飛跡のほぼ完全な写真を撮ることができました。撮影に成功してみると実にあつけない当然の結果でした。しかしはじめて人工照明のもとでみる地ふぶきの飛雪の動きの美しさは、今までの地ふぶきに対するいやな印象を一変させました。それと同時に、写らない写真を撮しつづけながらの2冬半の地ふぶきの観察から得られた地ふぶきのイメージも急速に具体性を帯びてきました。地ふぶきのときに何をなすべきか少しずつ判かつてきたのです。風速が10m/s以下位のときは地ふぶきの大部分の飛雪は雪面ごく近くを跳躍運動しながら移動する。これが、低い地ふぶきを考えるときのすべての基本になるという確信が得られたわけです。この考え方をもとにして、地ふぶきの飛雪の移動量の測定、地ふぶきの発達を観測、飛雪の跳躍距離の測定など行つてみました。そしてようやく、地ふぶきのときの吹きだまりの研究、雪庇の研究などの糸口をつかんだ思い

です。地ふぶきの姿がおぼろげながらみえてきたところです。そしていまは地ふぶきの中で仕事をするのが、実に楽しく、何とか地ふぶきにもつと美しい名前をつけてやりたいものと思っております。

Ⅳ 昭和46年度役員会報告

(㍻15の続きのみ)

- 1 昭和46年度第5回理事会 47. 1. 18 於 北大気象学教室
 - (1) 出席者 毛利、孫野、杉本、井上、石田、菊地、千島、播磨屋、中岡
 - (2) 議事
 - ア 秋季大会の決算書について中岡幹事が報告し、承認された。
 - イ 第2回支部研究発表会についての要領案を菊地幹事長が説明し、承認された。
 - ウ 支部だより㍻16について播磨屋幹事が説明し、内容は「やさしい解説」や第8期支部理事選挙告示などを掲載することが決まった。

- 2 昭和46年度第6回理事会 47. 3. 15 於 気象台
 - (1) 出席者 毛利、孫野、杉本、井上、菊地、千島、播磨屋、中岡、小島
 - (2) 議事
 - ア 千島幹事の転出に伴い後任として札幌管区気象台の小島修氏が支部長から紹介された。
 - イ 昭和46年度会計中間報告を中岡幹事が説明し、承認された。
 - ウ 昭和47年度総会提出議案に関する支部意見を本部から求められ、支部としては止むを得ないと考える旨回答したことを報告した。
 - エ 全国理事候補者の推薦については、支部理事会代表者が北海道地区の候補者として毛利・孫野現両理事を引き続き推薦することになった。
 - オ 第8期支部役員選挙について打ち合わせを行ない、支部有志代表に理事候補者を推薦して貰うことになった。なお、選挙告示・事務日程について中岡幹事が説明し、告示文が若干修正されたほかはほぼ原案どおり承認された。
 - カ 支部だよりについて播磨屋幹事が説明し、内容は解説・研究発表会要旨・役員会報告・選挙告示・会員名簿等を掲載することが決まった。
 - キ 新年度の5月4日に外人講師の講演会を開催する予定であるが、題目等詳細は未定。

V 日本気象学会北海道支部第8期役員選挙告示

現在の役員はこのたび2年の任期が満了となりますので、支部規約に従い次の要領で役員選挙を行います。

1. 選出する役員

日本気象学会北海道支部 理事 7名

2. 被選挙者の資格

昭和⁴⁹47年4月1日現在の支部所属通常会員

3. 立候補および候補者を推薦する場合の届出

イ. 自ら立候補する者は氏名・年令・所属を記入捺印のうえ届出ること、推薦する者(または機関の場合は代表者)は候補者の上記事項を記入のうえ、候補者の承認をえて、推薦状を届出ること。

ロ. 届出締切日 昭和⁴⁹47年4月²⁷25日(土)

ハ. 届出先 060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台調査課内

日本気象学会北海道支部 選挙管理委員会

4. 投票

イ. 有権者資格 昭和⁴⁹47年4月1日現在の支部所属通常会員

ロ. 候補者名簿および投票用紙 昭和⁴⁹47年5月上旬にこれらを有権者に送付します。

ハ. 投票締切日 昭和⁴⁹47年5月²⁵20日(土)までに選挙管理委員会へ到着のこと。

ニ. 投票方法 理事 7名(または以内)の連記

5. 開票および結果の告示

イ. 開票期日 昭和⁴⁹47年5月²⁷22日(月)

ロ. 開票結果は当日発表し、かつ「天気」(たぞし当選者のみ)および「支部だより²⁰第~~17~~」に公示します。

⁴⁹昭和47年4月10日

日本気象学会北海道支部選挙管理委員会

北海道支部だより 16. 16

昭和47年4月10日印刷

昭和47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
札幌管区气象台内

印刷所 東陽プリント株式会社
札幌市中央区大通西15丁目
