

日本気象学会

北海道支部だより

第 21 号

—目 次—

I 解 説

天気予報雑感 -----札幌管区气象台-----浅野 芳

II 昭和50年度第1回支部研究発表会要旨（合本）

III 昭和50年度第2回支部研究発表会要旨

IV 昭和50年度支部事業報告，役員会報告，会計報告

V 日本気象学会北海道支部第10期役員選挙告示

VI 日本気象学会北海道支部通常会員名簿

VII 会員動静

昭和 51 年 4 月

日本気象学会 北海道支部

I 解 説

天 気 予 報 雑 感

札幌管区气象台 浅 野 芳

はじめに

明治9年9月1日、札幌農学校（現北海道大学）教授のホイラーが札幌市東創成通りの教師館内で気象観測をはじめてから今年でちょうど100年になる。そしてその日が札幌で正式に気象観測が始まった日となっている。ホイラーが農業教育の一環として始めた気象観測を当時の開拓使が官営の事業としたからであるが、それはそれとして、当然のことながら北海道で地方天気予報が始まったのはずっとあとのことであり、明治25年からである。100年とまではいなくても北海道の天気予報の歴史もかなく古くなったものである。そこで解説とまではいかないが天気予報について思いついたことを書くことにする。

1. 戦争と天気予報

あまりうれしいことではないが、天気予報と戦争との因縁は深い。1858年に始まったクリミア戦争で、フランスはセヴァストポリの攻略の際、トラの子の戦艦を暴風雨で失ってしまった。これがきっかけとなって1855年に暴風警報が行われるようになったのが近代科学としての天気予報の第一歩だとされている。

戦争と天気予報で忘れられないのが昭和16年12月の太平洋戦争開戦と同時にじまった天気予報の暗黒時代である。あとき私は神田神保町の路上で開戦のニュースをラジオで聞いたが、気象界に足を入れた最初の年であったせいか、空襲でやられるかなという心配はあっても、ラジオの天気予報が聞かれなくなるということには気が廻らなかった。しかし、実際に天気予報が聞かれなくなってかなり不便を感じた人も多かろうと思っている。それだけに昭和20年8月21日、気象管制が解除になって再び天気予報を耳にすることができたときは、おおかたの人は平和が戻ってきたことを実感として味わったのではあるまいか。私自身は敗戦によって中国に足止めをくっていたし、それまでは陸軍の気象業務に従事していたので、いわば気象管制の内側の人間ということで残念ながらそういう体験はできなかった。

2. 暴風警報も先進国主導型

日本で暴風警報業務の必要性を言いだしたのは日本人ではなくてアメリカ人アンチセルである。日本の気象観測は、函館はイギリス人ブラキストン、東京はイギリス人ジョイネル、札幌はアメリカ人ホイラーなど、すべて外人が口火を切ったことを考えれば当然のことであろう。文明開化は先進国のお手伝いなしにはできなかったのである。

アンチセルは自分が東京で行なった気象観測とアメリカ人医師ヘボンの横浜での気象観測を用いて「気候説」という論文を開拓使次官の黒田清隆に提出している。この中で彼は暴風警報のために気象観測所を設置し、気象電報を実施すべきことを進言している。2番目に暴風警報の必要性を提唱したのは北海道開拓使関係のアメリカ人技師ライマンであった。アンチセルは台風のために、ライマンは

ニシン漁にやってくるヤン衆達を乗せた船が発達した低気圧のために遭難することをおもってのこと
で、いずれも暴風警報の必要性は船舶気象のためであったのである。しかも兩人とも開拓使が招へい
したアメリカ人ということで北海道との縁は深い。

8番目に提唱したのは東京気象台主任ジョイネルであったから、当時の開拓使顧問団のアメリカ人
達の見識は相当なものであったと評価できよう。

8. 日本の予報官第1号はクニッビングか？

明治16年2月16日に気象電報が開始されてから90日目の5月26日に日本で最初の暴風警報
が発せられた。このときクニッビングの書いた警報文は次の通りであるが、それを助手の日本人がほ
ん訳して発表した。

The barometer has fallen much in last 8 hours, most over Sikoku and the Inland
sea, and area of low lying between Kochi and Miyazaki, with light to fresh cyclonic
winds in the SW. The rain area has moved E, Kochi reporting 102 mm for last 24
hours. The weather is generally cloudy except Hokkaido, warmer in Central Japan
and Tsugaru Strait.

Warned the whole coast.

すなわち全国一区として東京気象台が暴風警報を担当しているが現在の全般海上警報に該当するも
のではなくて、内容的には現在日本近海を12ブロックに分けて行なっている地方海上警報に相当し
ている。それはともかくさしずめクニッビングは日本の予報官第1号というところであろう。

4. 天気予報の適中率は？

明治17年2月、官報で暴風警報の当否調査報告があったが、札幌での調査結果は次の通りである。

種目 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
警 報 数	5	7	8	13	4	1	1	3	4	4	9	12	71
適 中 率 %	80	79	87	81	87	0	0	33	62	62	50	62	68
警報なしで 強風以上にな った日数	11	10	8	8	7	1	1	5	3	8	9	10	81

(明治22年度)

この調査での平均適中率68%は当時の技術レベルからみて悪くないと思うかも知れない。だが警報
を出さなくて強風以上になった日数のほうが警報を出した回数よりも多いということは今だったら大
問題である。この適中率は出した警報の当り外れだけを問題にしているのだから、今だったらナンセ
ンスというところだが当時はこれでよかったのかも知れない。羨ましい限りである。

はじめにふれたように札幌で地方天気予報を正式に発表したのは明治25年8月1日からであるが、
明治26年の成績は次の通りであった。

適中率 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
天 気 %	88	80	79	72	76	77	79	70	78	77	82	71	76.9
風 向 %	66	68	73	73	71	70	76	85	88	85	80	85	76.7

これは、東京気象台が札幌方面（当時は第7区）に出した同じ年の天気予報にくらべて天気で約5%、風向で約10%よいが、地元のほうがよく当るのは当然といえば当然といえよう。これを見て、いまの天気予報だってこの程度の適中率ではないかと反論してくる人がいることだろう。たしかに適中率（基準のとり方も問題だが）はそうであろう、だが天気予報の内容はいまのほうがずっと詳しくなっているのを忘れないでほしい。

最近では天気予報の適中率を調べているところはほとんどないと思う。昭和80年代ころには気象庁予報課でも個人別の予報成績を調べていたが、利口な予報官がいて、採点に強くなるような予報、つまり端的に言えばどっちに転んでもいいような予報を出す傾向がでてきたのでやめてしまったといういきさつがある。もしも予報の採点をやってそれを監視し、個人の勤務成績を云々するならば、それに伴って予報官の待遇を医者並みとまではいなくても一般よりよくすることも考えなくては片手落ちというものである。だが私自身は天気予報の客観的評価は必要だと思っている。よい採点基準と上手な運用の方法が見当らないというのが現状のようである。

5. 防災気象情報はラジオの普及から

天気の悪化を知らせるためにとられた最初の手段は暴風信号標識であり、日本では明治18年2月27日に開拓使札幌本庁地理課通達をもって暴風警報信号柱設立を公示して、8月初旬に実施したのが一番早い。だがこの方法は今では時代ずれしていて、北海道で現在も行なっているのは一ヶ所あるかないかである。その後明治42年になって気象通知電報規則ができて利用者に気象情報が直達されるようになり、現在もこの方式は形を変えて残ってはいるがやはり斜陽の身になりつつある。

天気予報が国民に広く伝達されるようになったのはなんといっても大正14年8月に東京放送局からラジオで放送されるようになってからである。これによって防災気象情報を国民に伝達する道が開かれたのである。防災気象情報が内容的に充実しはじめるのは昭和9年の室戸台風が契機となっているが、予報業務の近代化はそれよりもずっと後で、敗戦後の技術革新と情報化社会の波に乗ってからのことである。太平洋戦争中に一般の人達の相当数が軍の気象隊で働いた経験を持っていて、そういう人のなかにはいまでも俺は気象のことなら気象台の人よりも知っているくらいに鼻柱の強い人がいるが、そのような人に気象台を見学させてあげても細かく説明しなければなにがなんだかわからないほど近代化は進んでいる。ところが、天気予報というのは素人にもとっつきやすく、いきおい簡単に考えがちだが、これでは気象台が軽く見られて損である。気象台のPRが下手なのではあるまいか。

6. 世に天気予報の名人は多い。

世の中には天気予報の名人が実に多い。それはさきにふれたように天気予報が素人にもとっつきやすいからである。しかもラジオ・テレビで聞く予報よりそんな人達の予報のほうが当ることがあるから余計にやっかいである。私は昭和40年代のはじめに気象庁の天気相談所勤務を一ヶ年やったことがあるが、そのときの体験では長期予報の名人が多いように思った。北海道の名人もやはり長期予報

が得意のようである。つい先日もある新聞が北見市在住の一名人を報道していたが、マスコミがこういう連中を興味半分に報道するから余計いけないのだと思う。そもそも長期予報の出発点が冷夏の予測であったのだから北海道で長期予報の素人名人が多くても不思議でもなんでもない。だがそんな名人が気象台側にもできることがあるから、官庁組織の中では不可解である。気象人の悪い癖はそういう人にも実に寛大であることだ。これがもしも長期予報に対する自信のなさからでたことだとすれば、長期予報を正規業務に取り上げたのが早すぎたのではないか？という一部の批判もさもありなんという気がしてくる。

7. 天気予報は役に立つか？

天気予報は役に立たないという人はいないと思う。それが証拠にはなんとかかんとか言いながらもみんな天気予報を聞いているからである。札幌気象台では昭和45年にアンケート調査をしたことがあったが、天気予報の利用度の調査で、まったく利用しないのはせいぜい5%どまりであった。

ところでどれだけ役に立つか数量的に表現することはなかなかむずかしい。一例として気象庁の明戸氏の利用法を紹介する。

天気によって左右される商品で、晴れのときは1個、曇りならm個、雨ならばn個売れるとする。いま自分が利用している天気予報の過去の実績を調べて表のように予報と実況の対応表をつくっておく。調べる期間は商品の販売対称となる月を選べばよい。一般に季節商品ほど天気に影響される度合いが大きいはずである。

商品の売値をA円、原価をB円とする。

予報と実況の対応表

予報も実況も晴れの確率は $X_1 / (X_1 + Y_1 + Z_1)$

だから、これを P_1 とすれば

$P_1 > B/A$ ならば1個つくり

$P_1 < B/A$ ならばm個つくる。

予報が曇りで実況が雨にならない確率は

$X_2 + Y_2 / (X_2 + Y_2 + Z_2)$ であるからこれを P_2 とすれば

$P_2 > B/A$ ならばm個つくり

$P_2 < B/A$ ならばn個つくる。

一般に $P_2 > P_1$ であるから、天気予報が曇りのときは売値と原価の差が余程小さくない限りm個つくってもよい。表の晴、曇、雨を適当な温度で区切るか、暑い、並み、寒いと置き換えれば、暖房器具、防寒衣料、冷房器具などの季節商品の生産と販売の関係にも使える。ただし、売れて売れて笑いが止まらない「たい焼」などはこんな面倒な計算をする必要はない。

8. 天気予報は気象庁の専売特許か？

気象庁の仕事は地震や火山、海洋にまで多方面にわたっているが、こと気象だけに限定しても一般気象のほかには航空気象、海上気象、鉄道気象、電力気象、火災気象、漁業気象などいろいろである。それらのなかで一般にもっともよく知られているのは毎日の天気予報である。それどころか人によっては気象庁は天気予報だけしかださないぐらいにしか思っていない連中もいる。

航空気象とか海上気象のような国際的な気象業務はともかく、国内気象業務で一番重要なのは気象警報や気象注意報であると私は思っている。なぜならばそれは直接的に国民を災害から守る大事な情

報だからである。それだからこそ特に気象警報は気象業務法で気象庁だけではなくに電々公社、NHK、地方自治体等にも国民へ伝達したり周知したりする義務を負わせているのである。

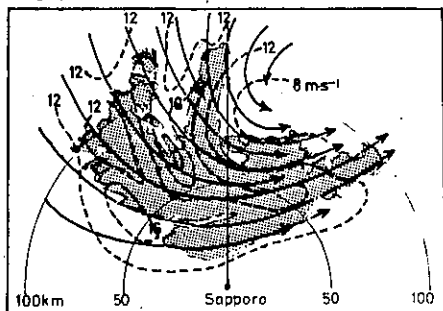
わが国は世界でも有数の台風来襲国である。したがって台風災害のトップに立っている。このほか集中豪雨災害、雪害などによる公共施設の被害総額は年平均5000億円くらいにはなろう。このうちで短期間の防御措置によって気象現象の破壊力から防ぐことのできない損害額を $\frac{1}{2}$ とみれば、残りの $\frac{1}{2}$ は気象警報、気象注意報などの防災気象情報の利用で軽減の対象となる額である。実際にこの10%が防災気象情報の利用で軽減されたとすれば、それは250億円になる。この10%という値は正確ではないが経験的にみて妥当なものと云われている。この金額は気象庁の年予算の $\frac{2}{8}$ くらいになるが、気象庁の予算からさきにふれた諸々の業務に要する費用を差し引けば防災気象情報の純粋のコストは100億円くらいのものであろうから、十分採算が合うはずである。防災気象情報の寄与率10%という値は防災気象情報の精度をもっとあげたり、情報伝達網を整備することによってもっと高くすることができる数字であるから、気象庁はこの方面へもっと力を注ぎ込んでいかなければならない。

いっぽう、毎日の天気予報に対する世間の要望もできるだけ量的に、時間的に、場所的にキメの細かい予報が要求されてくる方向にある。それはそれで正しい要求と思うが、気象庁という国家的機関が果してどこまで応じられるか問題である。私は遠からずして一般天気予報を民間天気予報会社へ移す話がでてくるのではないかと思っている。いまの気象庁は一般天気予報へかなりの労力をつかっている。この労力を防災気象情報の精度向上のために使ってみてはどうだろうか。気象庁は防災気象情報をしっかりやれば十分に存在価値があるのだから、一般天気予報を専売特許にしないでよいのではあるまいか。

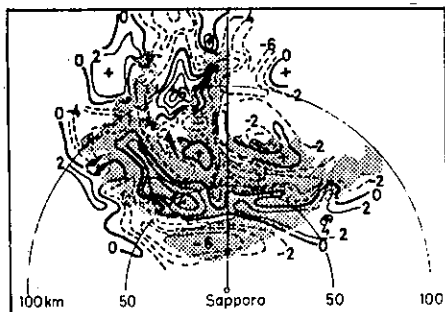
日本気象学会北海道支部研究発表会目次

- | | | |
|-------------------------------|------------|-------------|
| 1. 冬の線状エコーの合流について | 七沢 謙 | (札管気・観測) |
| 2. 衛星写真から見た石狩湾小低気圧型大雪 | 村松 照男 | (札管気・予報) |
| ○ 3. 寒気吹出し時の列状雲の微細構造 | 穂積 邦彦 | (北大・理) |
| | 孫野 長治 | (北大・理) |
| | 速藤 辰雄 | (北大・理) |
| ○ 4. 南極みずほ高原におけるカタバ風の観測 | 小林 俊一 | (北大・低温研) |
| ○ 5. 煙の蛇行と風の乱れ | 石崎 健二 | (北大・工) |
| ○ 6. 積雪期における盆地冷却の観測 | 石川 信敬 | (北大・低温研) |
| 7. 収束エックマン層の生成と不安定性について | 守田 治 | (札管気・観測) |
| 8. オホーツク海高気圧の下層における形成特性 | 大川 隆 | (札管気・調査) |
| ○ 9. AMTEX'75期間中に観測されたたつ巻について | 播磨屋敏生 | (北大・理) |
| | 足立 俊三 | (北大・理) |
| ○ 10. 積雲の回転運動 | 孫野 長治 | (北大・理) |
| | 穂積 邦彦 | (北大・理) |
| ○ 11. 夏季の南極点における氷晶の観測 | 菊地 勝弘 | (北大・理) |
| | A.W. Hogan | (ニューヨーク州立大) |
| ○ 12. 過冷却霧粒及び融解した氷晶の凍結温度 | 桜井 兼市 | (北教大・旭川) |
| ○ 13. 札幌市上空のエアロゾルの垂直分布観測 | 孫野 長治 | (北大・理) |
| | 板坂 昌幸 | (北大・理) |
| ○ 14. 吹雪時の視程と光の減衰 | 竹内 政夫 | (開発局・土木試) |

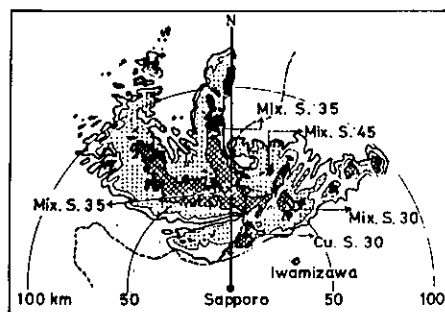
二つの線状エコーの合流が行われた場合、その合流域を中心として集中豪雨(雪)が発生することがこれまでも注目されてきた。合流の観測場については数多くの報告があるが、合流を中規模あるいは積雲対流の現象としてとらえた解析はわりと少ない。これは地上及び高層の気象観測網の粗さからくるものであろう。この報告は低気圧の後面の流れが石狩湾で収束し、これに伴って積丹から南東にのびる線状エコーと、北海道の西海上を南にのびる線状エコーとが石狩海岸で合流し、岩見沢に侵入した1971年2月24日の事例解析である。



オ1図 セルの動きから求めた流線(実線)と速度分布(破線)
1971年2月24日 0830~0840



オ2図 セルの10分間の動きから求めた収束量分布 ($\times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$)

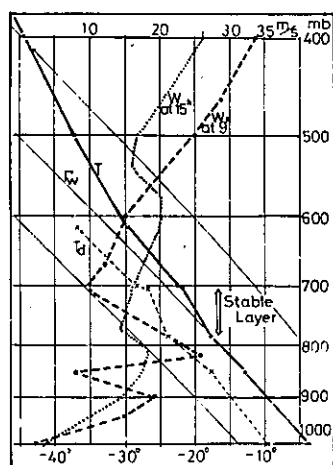


オ3図 エコー強度分布とエコー頂高の高さ (■: 強 4 mm 以上, ▨: 並 $1 \sim 4 \text{ mm}$)

オ1図はセルの移動を示すもので、系全体の動き (SE 4.5 ms^{-1}) も含んだ見掛けの動きである。この図で注目されるのは、系全体の動きが 4.5 ms^{-1} であるのに対し、セルの動きは速いところで 8 ms^{-1} 速いところでは 16 ms^{-1} になっていること、セルの動きの速い部分は線の走向に沿った部分にあり、これらが札幌の北 50 km で一本にまとまり、さらに東に伸びていることである。

オ2図は上の図に基いてセルの収束量分布を求めたもので、計算は一边 10 km の三角網についてベラミーの方法で行った。セルの動きが 16 ms^{-1} 以上の領域と、 $-2 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ の収束域とがよく対応しているが、収束域の方が若干北にずれている。いずれにしても、北西から線状エコーと北からの線状エコーとが札幌の北 $50 \sim 60 \text{ km}$ で合流し東に伸びている様子が収束量分布からもうかがわれる。また、NWからのエコー系の南縁に沿ってSEに伸び、札幌の北 25 km を東西にのびるエコー系と合流してもう一つ強い収束域があることもこの図から明らかである。

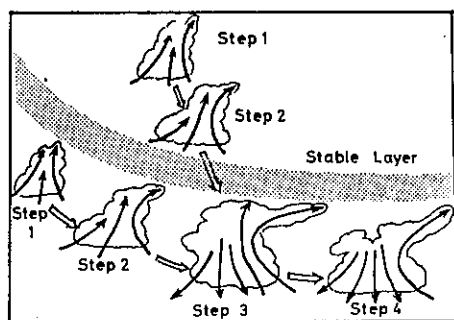
札幌レーダーのビーム巾が 1.5° なので、収束域における個々の対流セルの併合過程は明らかでないが、高さや強さの分布からある程度推測することができる。オ3図はレーダーで測定したエコー域内の強度分布と、特に高いセルのエコー頂高である。収束域に沿ってエコー強度も強くなっているが、合流によって収束量が大きくなっている札幌の北 $50 \sim 60 \text{ km}$ を带状に東に伸びた部分では、所々で強いエコーが散在しているだけで、大半は弱～並の強さのエコーとになっている。また札幌の北 25 km の合流域では殆んど並程度の強さである。エコー頂高の分布の様子は観測が乏しいので明らかでないが、所々で測定した高さから推定して、NWからのエコー系もNからのエコー系も $3000 \sim 3500 \text{ m}$ とみて良い。一方、合流域でのエコー頂高は一部で 4500 m と観測されているものもあるが、大半は 3000 m あるいはそれ以下である。もし合流前後の降水粒子



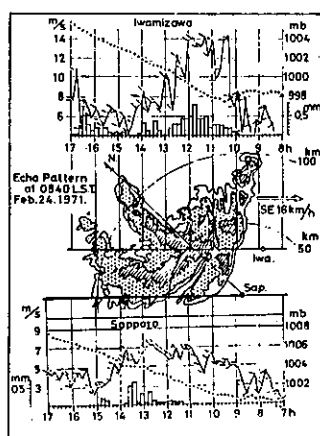
オ4図 札幌のエマグラム
1971年2月24日9時

の量に変化が無いとすれば、セルの併合によって強度が強まるとか、横に広がるとか、上層まで不安定な場合はエコー頂高度が高くなるという事である。観測の結果ではこれに反し、強さも高さも減かしている。このことはセルを構成している降水粒子の減少を意味している。

オ4図はこれらエコー系が札幌に侵入する直前の高層の状態である。790~700 mb 間に安定層があり、これより下層で条件付不安定、上層で安定となっている。一方、風速の鉛直プロファイルでは、1000 mb から900 mb にかけて2 m/s から19 m/s とほぼ直線的に風が強くなっており、この二層間のリチャードソン数は1/2で、不安定な大気状態を示している。このときの石狩湾の水蒸気は岩見沢の観測によると5°Cぐらいで、1000 mb の気温が-2°Cぐらいなので1000 mb の湿度を65%、風速を2 m/s としマコブの式から蒸発量、顕熱、潜熱を計算すると、 4.5 mm/day 、 75 kJ/day 、 90 kJ/day となる。この値は海上上風を弱くみているので、000~900 mb の平均風(10 m/s)をとればこれらの



オ5図 対流セルの南長のモデル



オ6図 エコー合流と気象変化
実線：風速
長線：気圧
棒グラフ：降水量(10分間)

種雲対流は安定層で妨げられ、セル内の上昇流が下降流に変わって急速に弱まることを考えられる。藤田(1968)は対流セル内の上昇流の変化をモデル的に示したが、このモデルを借用して、これまでに述べた考えを模図的に示したのがオ5図である。ステップ1は積雲対流の発達期、2は対流活動が安定層に達した段階、3はセルの併合が行われ一部下向きの流れに変わった段階、4は積雲崩壊の段階である。

オ6図はこのエコー系通過に際しての岩見沢及び札幌の気象変化を示したものである。岩見沢を合流域が通過した時、降水量、風速にもっとも強くなっている。降水量の多くなったことは降水粒子が急速に減少することであり、風が強くなったことは下降流により位置エネルギーが運動エネルギーに転換されたことを意味しているようである。

エコー系の伝播速度は4.5 m/s であることは既に述べた。これは、8~16 m/s の速度をもつ個々のセルが系の前方に達しては次々と崩壊しながら系の速度を保たせるためと考えられる。

まとめ、 有 路

2 衛星写真から見た石狩湾小低気圧型大雪

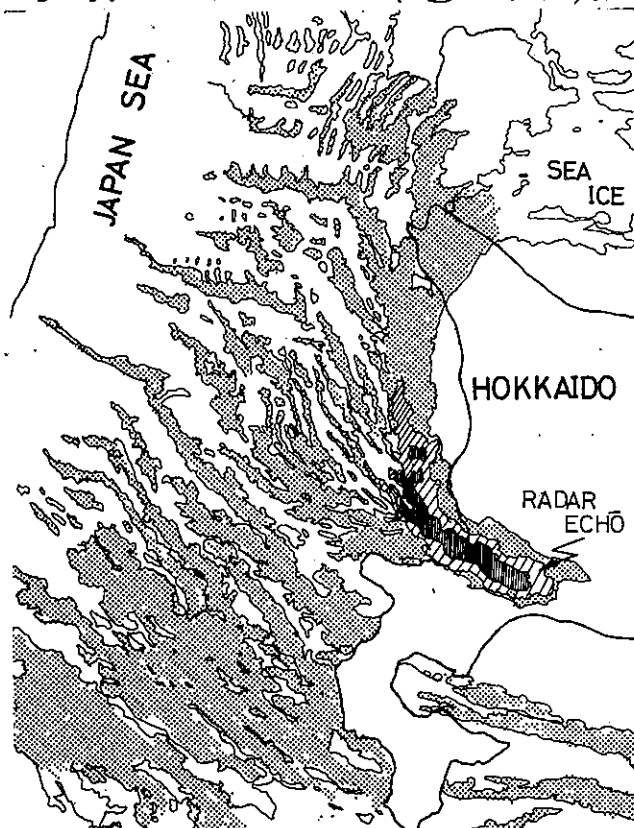
札幌 手嶋 杉松 隆男

北海道西海岸地方では、ひと冬に何度かは局地的に帯状大雪が降るが、このような場合北海道西海岸から石狩湾を臨む内陸部に延びる形状のレーダーエコーがしばしば観測される。西海岸から海上に低気圧や小低気圧が存在していることから、この大雪を石狩湾小低気圧型大雪又は西海岸小低気圧型大雪と呼んでいる。今回、この種の形状エコーを観測したときのNOAA気象衛星の解像度により写真が得られたので解析し、海水温度分布、帯状エコーの成長過程などを検討した。

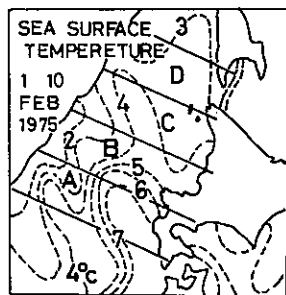
従来から言われているように、この形状エコーは東側、北海道陸地側に暗域、日本海側には季節風型の線状エコー群として観測される雲域との境界に存在し、普通エコー幅3km、幅20~40km、長さ100~200kmに達している。

本図は1975年1月30日9時24分撮影の気象衛星NOAAの撮写真のスケッチ及びほぼ同時刻の札幌レーダーエコーとの合成図である。札幌レーダーエコーで見れば、石狩湾から東に約40km、長さ約200kmの形状エコーが石狩平野に伸びており、平野部では帯状に雲が降っている。パターンとしては典型的な小低気圧型大雪である。今回の場合、帯状エコーの発達期間が短く移動してしまっているため大雪とはならなかった。本図で明らかなように、形状エコーに就いては総合地帯が幅40~50kmの形状のシアー状雲の帯があり、陸地側は暗域北海道の輪郭が明確であり、日本海上は雲がほとんど見えない。このように注目の点は、上述した形状の雲と、日本海中部の季節風型の筋状雲、これにともなう狭域のシアー状雲、尾向の雲、エコー間隔が小さいエコー群が互いと言う、三種の雲の分布をいえることである。この狭域のシアー状雲のエコー群は、形状エコーと平行して限られた範囲にあり、季節風型の筋状雲に偏り、南側にあり、尾向の形状エコーと斜交している。

杉松らが(1975)に岩手丸のレーダ写真の解析で指摘したように、形状エコーは西側の雲域からエコー(降水粒子)の多い雲気とその流れ込みによって構成され観測される。このことは形状エコーの成長、エコーの維持とカニズメに似て、重要な事実である。



本図1. 気象衛星NOAAの撮写真(1975年1月30日9時24分)と札幌レーダーエコーとの合成図。



本図2. 日本海、東海海水温分布及びA~D領域の雲量分布の概観

次に、この雲分布写真から雲量の分布と海面温度とを比較してみよう。その図は海水温分布であり、A～Dの領域に分け、機軸と大陸沿岸からの距離にして雲量分布を描いたのがこの図である。大陸沿岸は日本海上で寒暖温帯化し、沿岸域は平均して100km付近から発生し、北に成長して行く特徴がある。

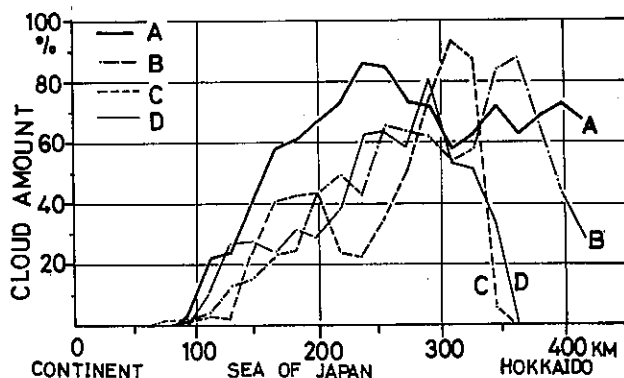


図3. 日本海上の雲量分布。距離は大陸沿岸からの距離。A～D領域は、図2の如く分けられている。

また、図2はA領域では150km付近まで60%の雲量と減少しており、海水温が高い所に分布している。雲量は北海道に近づくに従って増加し、機軸エー(雲)のところで90%の極大となっている。北陸豪雪の例では北陸沿岸に近づくに従って100%となる。これは、暖気距離が長く、海水温が高いことが多くしていることがわかる。また、図3のCの領域で見える雲量の急激な減少は、機軸エー(雲)のところで急激に減少し、200kmを越えると、逆に雲量は再び20%近くになる。そして機軸エー(雲)のところで再び90%に増加する。機軸エー(雲)のところで、約20kmの範囲では、渦巻雲の形成が抑制されることと関係がある。雲量やBowen比等の量的見解は今後の検討課題。

次に、この典型的な低気圧型が出現し、低気圧も発達している。筆者らは先に指摘したように、この機軸エー(雲)の発生は、図4で見られるように850MB面と等圧面がオホーツク海南部に伸びる寒気軸と、沿海州南部から秋田方面へ伸びる2300m等圧面の存在が関係している。図は省略したが、機軸エー(雲)の発生は、図5の等圧面図と関係している。この等圧面の南下及びレベルヤが沿海州南部へ南下すると寒気が解析され、上記の温度場形成に反映しているものと推定される。

また700MB面を見れば、この機軸エー(雲)の発生が確認できる。1月20日9時の等圧面図を見ると、図5のようになり、トラフが機軸エー(雲)の発生と関係している。同時に、-30～-34℃の寒気軸が移動している。700MB面は平均して2.8～2.9kmの高さで、この付近に逆転層があり、エー(雲)の発生しているの、寒気軸の移動は、大気の大気層の厚さの目安として重要なポイントとなる。北海道上空に達した際、この機軸エー(雲)が発生しており、一つの条件となっていることがわかる。また機軸エー(雲)のレーンズ及び東経140度線の南北断面図で従来のように、700MB面寒気ドームの存在が確認されている。この低気圧の形成とそれらの中気候形成は関係していると考えられる。

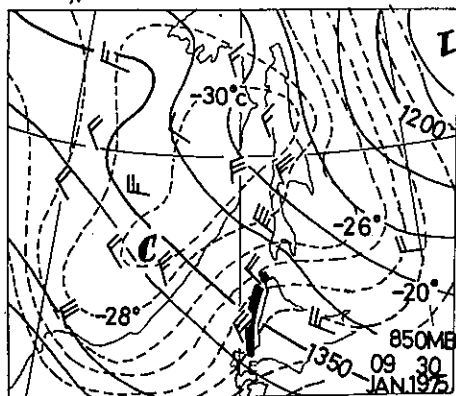


図4. 1995年1月30日9時、850MB天気図。太線で機軸エー(雲)の発生を示す。

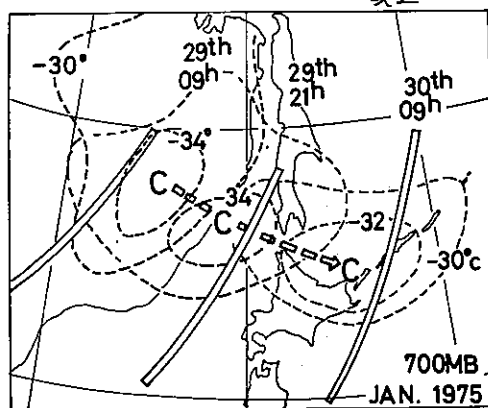


図5. 700MB面のトラフ及び寒気軸の移動(29日9時～30日9時、1995年1月)

穂積邦彦(北大理)

孫野長治()

遠藤辰雄()

1975年2月のAMTEX観測期間中、北大グループは地上ステレオ写真・航空写真等による雲の観測を行なった。

航空写真は、東京⇌マニラ間の日本航空の定期便DC-8に、35ミリモータードライヴカメラをセットして、AMTEX AREAを含む領域を1コマ/30秒のタイムラプス撮影によって写真観測を行なった。そのうちの2月16日に(マニラ→東京)寒気吹出し時の列状雲も横切る格好で写真観測が行なわれたので、その列状雲の微細構造について調べてみた。着目した列状雲は九州南東海上のもので、それは航空機がその列状雲をほぼ直角に横切っていること、衛星写真との時間的一致が良いことの原因からである。

図-1は、気象庁から入手した気象衛星NOAAからの雲の写真で、その一部を拡大したもので、典型的な列状雲が見られる。これも良く見ると、列状雲は必ずしも一本の連続したバンドではなく、小さな積雲に分かれているのがわかるし、又連続したバンドのように見える太い列状雲でもバンド内部に筋の入っているのが見られる。さらに小さく分かれ

た雲はバンドの走向に直角に並んでいるのが見られる。図-1中のA、B、Cから撮影された航空写真も図-2～図-4に示しており、これらからもバンドが小さな雲に分かれていること、その小さな雲がバンドの走向に直角な方向に配列しているのがわかる。図-4では、太いバンドとバンドの間に小さな雲が存在してこの領域にも上昇流のある事も示している。ここではまたglaciationも見られる。

図-5は航空写真から求めた雲の水平分布図、図-1に引いたX-Yに沿う断面図である。水平分布図からは今まで述べてきた様子がはっきりとわかる。X-Y断面図をみると、バンド



図-1 衛星写真 (NOAAによる)



図-2 A地点における航空写真



図-3 B地点における航空写真

状の雲の片は 富士山のようなもの、平板状のものがある。

以上述べた雲の形、バンドが小さな雲に分かれていること、バンドとバンドの間に上昇流が存在することなどから、バンド中央で上昇した空気は全て両サイドに下降していると考えよりむしろ、かなりの部分そのバンド内部で下降し、その結果バンドが小さな雲に分かれているものと考えられる。

次に列状雲と九州の地形、気温分布などとの関係も調べてみた。

図-6は2月16日の鹿児島における高層のデータで、注目される事は、逆転の高度が1700mで九州山地のピークの高度と一致していること、風が下層、上層ともに北西風であること、福岡の気温が鹿児島よりも2〜3℃低いことである。

図-7のスフリーントーンの部分で雲で、他に地形(斜線部分)気温、海水温(ワフ村の数値)を示してある。2本の列状雲を比べてみると、1本は高千穂峡、1本は人吉盆地からの峡谷にたどりつく。気温分布から北九州の方が南九州より2〜3℃低いことがわかる。

以上の温度差、バンドの元が峡谷であること、逆転高度が1700mであること、風が北西風であることから、2本の太い列状雲は、冷たい空気が九州山地で堰止められ、それが峡谷から暖か

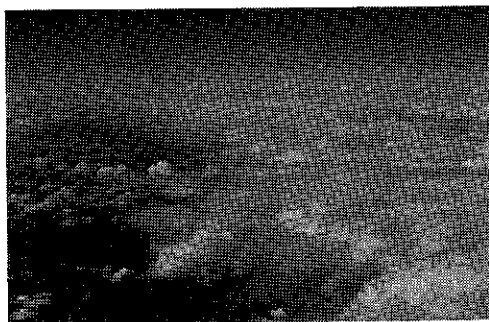


図-4 C地点における航空写真

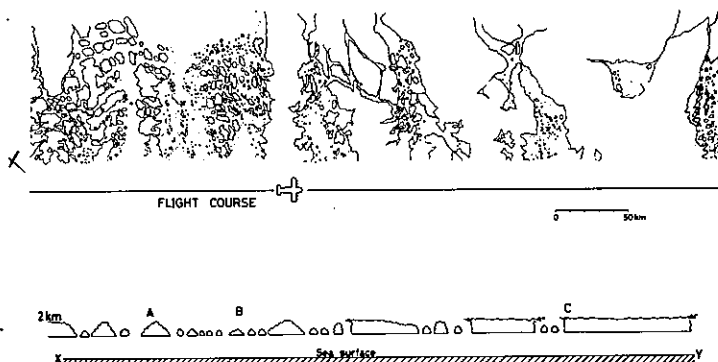


図-5 航空写真による雲の水平分布図及びX-Y断面図

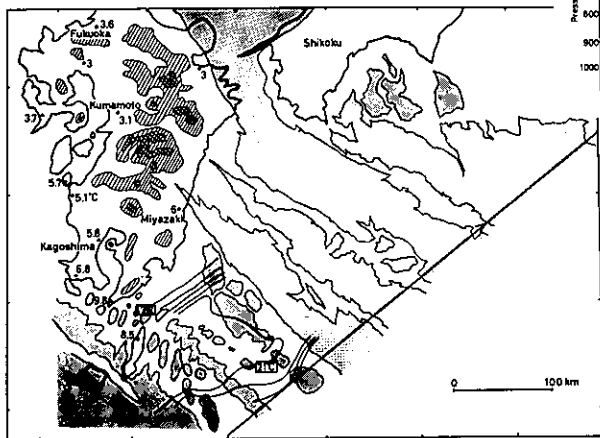


図-7 九州の地形・気温分布、海水温度及び雲の分布図

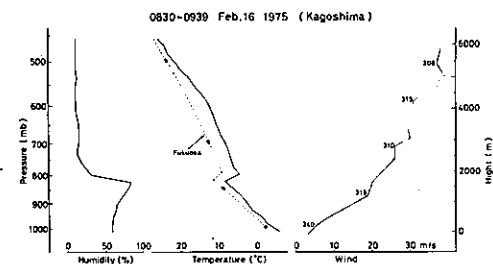


図-6 鹿児島の高層データ

い空気の中へあふれ出して形成されたものであると推定される。

海水温の分布からは、黒潮の位置が推定され、その黒潮の部分から列状雲がやや太くなっている。この付近から細い列状雲が明白になってきていることから、これらにはある程度黒潮の影響が効いているものと考えられる。

4 南極みずほ高原におけるカタバ風の観測 小林俊一(北大低温研)

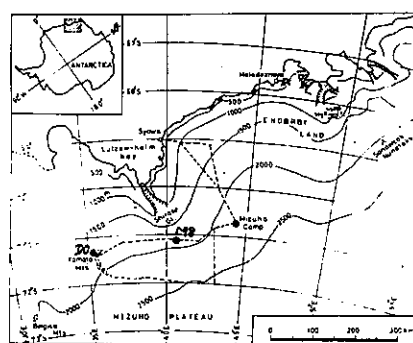
(序)第14次南極地域観測の気象研究部門に参加した際、その主要研究テーマである「南極高気圧の生成と構造の研究」に関連して、みずほ高原において斜面下降風(Katabatic Wind)についての観測をラジオゾンデを飛ばさせて行った。南極氷床で最も特徴的な気象現象は、南極氷床表面での放射冷却の卓越によってつくられる冷い安定した接地逆転層(Surface Inversion layer)の存在である。みずほ高原は大陸斜面のため(1図)この接地逆転層は重力の作用によってたえず斜面に沿って大陸の内部から周辺部の南極海へと定常的なカタバ風となって流出している。従って南極氷床の周辺部での地上の風系は、南極海へ冷気を流出(発散)しているため、カタバ風そのものが直観的に「南極高気圧(極高気圧)」に深く関係しているように思われる。特にカタバ風の上オでは、カタバ風の補償流(Compensate current)が低緯度から高緯度に向う風系という大気循環のイメージで、カタバ風と連結して「南極高気圧」の構造の問題を考える際に重要である。

(観測結果). みずほ高原にある「みずほキャンプ」は、昭和基地から250Km程内陸部に入った標高約2200mの観測基地である。1表で示した如く、ここでの年平均気温は -33°C で、これまでに観測された最低気温は、 -57°C (1970年7月29日)である。年平均風速はほぼ 10 m/s 、風向は東～東南東でほぼ一定方向である(これは雪面上に見られるSastrugiの模様の配向と一致する)。この附近の斜面の勾配は 4×10^{-3} ($4\text{ m}/1\text{ km}$)と平坦に近い。→

(1表) みずほキャンプの年平均の気象要素

年平均温度	
気温	-33°C
10m深雪温	-33°C
最低気温	-57°C
最高気温	-4°C
年平均風速	10 m/s
年平均風向	E~ESE (true)
年平均気圧	735 mb
年平均堆雪量(Cm of water)	4.5
年平均大気冷却値(Ko°)	2100
($\text{Kcal}/\text{m}^2/\text{hr}$)	
高度(m)	2209 m
接地逆転層	
厚さ(m)	250~600 m
強度(温度差)	$5 \sim 25^{\circ}\text{C}$

* $\text{Ko} = (V \times 100 + 10.45 - V^2) \times (33 - T_a) / (5 \times 10^3)$ (Gille-Passelの式)
但し T_a : 大気気温, V : 風速(m/s)

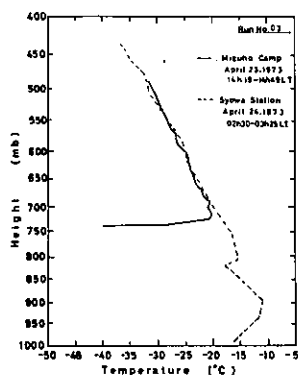


(1図) 南極みずほ高原. 実線は調査旅行のルート. ●印はバルーン飛揚点(M.C., C98, D0)

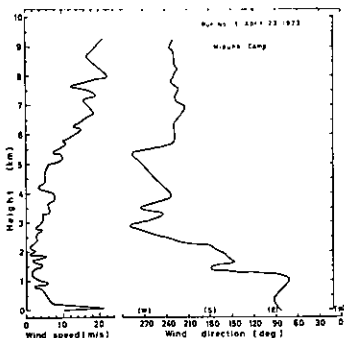
→南極みずほ高原でのラジオゾンデの飛揚は、調査旅行中に行われた(1図)。得られた結果の代表的な例を2図から5図に示した。

一般に接地逆転層の厚さは夏(250m)より冬(600m)に厚く、接地逆転層の強度(温度差 ΔT)は夏($\Delta T \approx 5^{\circ}\text{C}$)より冬($\Delta T \approx 15 \sim 25^{\circ}\text{C}$)に強い。又状態曲線の図の中で昭和基地のゾンデの結果を実線で示してある。これと比較すると、冬には接地逆転層より上方の温度の状態曲線は、みずほ高原と昭和基地のものとはほとんどの場合に一致しており、夏にはみずほ高原の状態曲線が昭和基地のものより $3 \sim 5^{\circ}\text{C}$ 高い傾向がみられた。この事と対応して、風速・風向分布の図をみると、冬にはみずほ高原では、低緯度と高緯度間の大気循環が強まり、例えば地上では東風向のカタバ風が強くなり、その上オでは西風の補償流が吹く事が多い。そして昭和基地とみずほ高原では上方の大気の流束に変化が無く総観場的に余り差がない事を示している。これは夏になると、低緯度と高緯度の間の循環がゆるんで、みずほ高原ではカタバ風の上オは逆流になる事が少くカタバ風の方角と同じになる事が多い。それでも、カタバ風と上

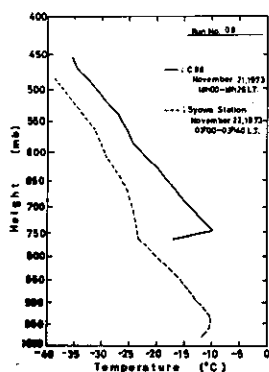
方の風は風速分布の形から明らかに区別できる。この事からみずほ高原の夏には、この附近の上方の風は下降流又は南極海へと発散する、いわゆる背の高い高気圧の影響下にあると考えられ、この下降による温度上昇の分だけ昭和基地より高いのではなかろうか。即ち南極高気圧のモデルとして大陸周辺部に慢性的に存在するカタバ風による背の低い高気圧と大陸中心部に大気循環の結果としてあらわれる下降性の気流による背の高い高気圧の連絡モデルが考えられる(6図)。→



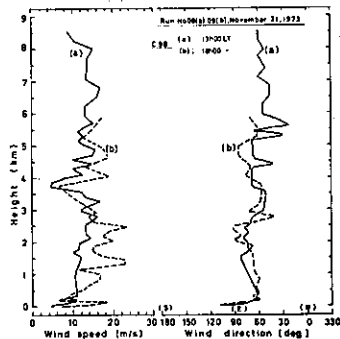
(2図) 接地逆転層が強くなった時(秋)の状態図(みずほキャンプ)



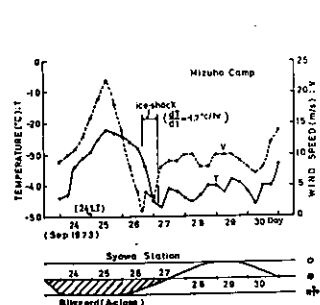
(3図) 秋(4月)の風速・風向分布(みずほキャンプ)



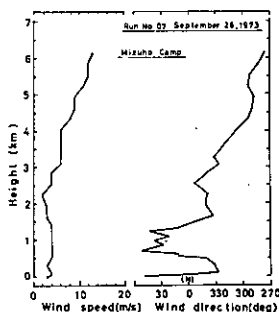
(4図) 夏の状態図(みずほ高原C98地点)



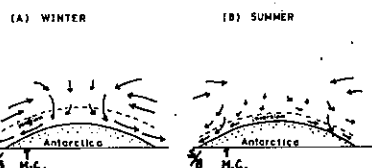
(5図) 夏の風速・風向分布。カタバ風に日変化がみられる(みずほ高原、C98地点)



(7図) 低気圧の影響がみずほキャンプに及んだ時の気温・風速の変化(みずほキャンプ)



(8図) 低気圧によってカタバ風が破壊された例(みずほキャンプ)



(6図) 南極氷床上的大気循環のモデル

→次にカタバ風の追加すべき特徴を述べる。

まずオーニに、カタバ風は南極海上で発生した低気圧が大陸周辺部に接近する際に影響を受ける。例えば、低気圧の接近によってカタバ風は総観測場の影響を受けて強制され強風となる(7図)。この強風による大きい乱流によって接地逆転層は一時的に破かいされ、低気圧通過後はカタバ風は完全に休止する(8図)。しかし、ほぼ15時間後には定常的なカタバ風に復帰する(7図)。

オーニに、夏期間には気温と風速の周期的な日変化があらわれる。例えば、15時に気温が最高になりやや遅れて風速が最低となる。03時に気温は最低となりやや遅れて風速が最大となる。この夜間の強風は「定期便」と呼ばれて、沿岸部ではこの風がハイドロリック・ジャンプ(hydraulic jump)となって昭和基地にまで及ぶ事がある。冬期間には総観測的な場と重なって、夏のようにはっきりとした日変化を示さない。夏の場合、5図に示されるように13時の弱いカタバ風は5時間後の18時にはかなり強いカタバ風になった。

(参考文献)

小林俊一、1975: 第14次南極地域観測に参加して。天気, 22, 37.
川口豊男, 1975: GARP/POLEX 小委員会報告(逆転層)。天気, 22, 464.

石崎 健二 (北大 工学部)

1. はじめに 煙突から出た煙のある瞬間における一筋の形は、一般には流線 stream line でも流跡線 particle path でもなく、「色つき流線 streak line」でもよいべきものである(今井四)。そこで、一筋の煙の形と大気の乱れとの関連を調べてみた。ただし、一地点からの写真観測であること、風の乱れをはじめ気象要素の直接測定がないこと、などから、蛇行運動のうちの垂直成分にのみ注目し、風との関連は煙の運動を自身から推定にとどめた。

2. 観測. 昭和50年4月2日 10時40分から11時まで、札幌市厚別清掃工場厚別発電所の煙突(高さ100m)から出る煙を、江別市大麻(3.3kmはなれていゝ)から写真撮影した(図1)。カメラはアサヒペンタックスS2(135mmレンズ付)で、大麻駅横の横断歩道から5秒おきに写した。36枚(3分間)で一つの観測となり、これを5回繰り返した。

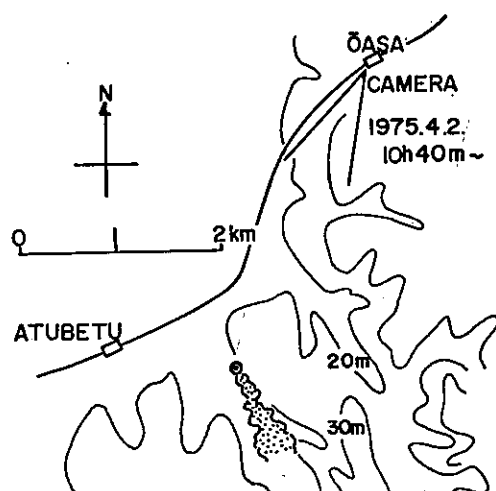


図1. 煙突と観測点の位置

煙の流れの方向は、大麻へむかう途中および帰りの汽車の中から煙をながめて推定した。天気は曇り、風速は煙が流れている高さで約13m/sと推定された。

3. 結果.

(3-1) 図2の实線は煙の形、煙輪を示し、この曲がりかたが煙の蛇行である。

一筋の煙を見たとき、煙はいくつかの塊(パフ)に分かれていゝことが多い。蛇行のX-Y座標を調べるためにパフの運動に注目してみた。

図2のA, B, C, など大文字で示した6個のパフについて、煙突からそこに到るまでの道

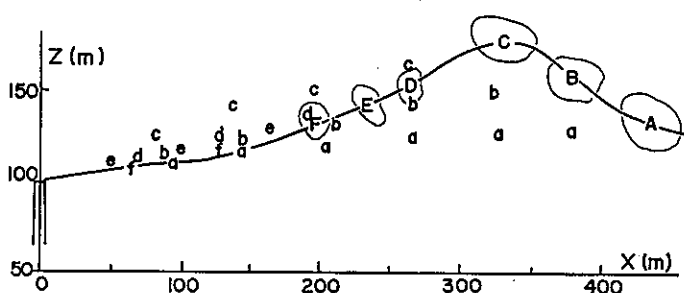


図2. 煙の蛇行とパフの変位の関係

筋(流跡線)を同じ文字の小文字で示してある。小文字のa, b, c, d, e, fは、それぞれ5秒間の変位である。一つのパフを追跡してみると、上下方向の変動は蛇行の大きさにくらべて非常に小さいことがわかる。したがって、パフ(煙の各部分)はほぼ直線的に流れていくとみなしても、蛇行の形の概略は説明することができよう。

(3-2) このような説明がどの程度まで可能かを調べるために、たくさんパフについてその運動を追って見たのが図3である。縦軸はパフの平均高度(3分間平均、X-Y面散)からの変差である。

水平距離で300mぐらい、浮遊時間20秒ぐらいまでは、パフの動きは単純である。全体としては浮遊時間が増えるにしたがって次第に平均流(パフの)の方向に向きを変え、中には垂直運動の方向が逆転しているものも見られる。このようなことから、一筋の煙をランジェの追蹤してみると、次のような傾向を見出すことになる。煙の蛇行は、はじめは煙突からはなれるのに比例して増幅されていくが、次第に増幅度が小さくなり、蛇行の成長がとまるとしてしまふ。そして、途中から蛇行が減少されていく場合もあり得る。

したがって、(3-1)で述べたようなことは、煙突からあまり遠くない所での蛇行に限って有効ということになる。

(3-3) ここで蛇行と風の乱れとの関係を論じる前に、乱れがパフの運動にどのような反映されているのかを探討しておかねばならない。

パフという一定の空間的なかりもった物体があって、その各部分が大気と一体の運動をおこなっているとするれば、パフの速度はパフの占める空間で平均された風速に等しい。この場合は、パフの運動はパフの大きさに応じて乱れの高周波成分を除かれた風速のみを示すわけである。

それでは、パフの運動はどれだけ大気の運動にたいしてどのようなものであるか。パフが存在する空間の風を同時に測定しないのでは何とも云えないが、三分間平均流に相対的なパフの運動を調べたところ図4の結果を得た。 u' , v' は、それぞれ水平風下方向および垂直方向のパフの平均速度(浮遊時間20秒間平均)の、パフの平均速度(3分間平均)からの偏差である。

パフの大部分が横 u' , v' 成分となっており、乱れの相関が負になることは shear flow の統計的性質であり、パフが加わり風になじみつつ、ゆきゆきには浮力による上昇をしている可能性を示している。

(3-4) パフがはく風になじんでいいるとすれば、煙の蛇行の形から風の乱れの空間的構造もつかうことができる。

図5の細い実線は煙の平均高度(3分間平均)を示している。それを基準に煙軸(太い

実線)を見れば、蛇行の凹凸分布は、乱れの垂直成分の負正の空間分布に対応し、凹凸の大きさを乱れの垂直成分の大きさに直すことも可能である。

4. おわりに 煙の蛇行と風の乱れ(とその構造)の関係は、煙の上昇、パフの大きさ、変化にもとづくパフの運動の変化、平均流の平均塔向、などとのかわりでは述べられねばならないと考えますが、これらについては今後研究をすすめていくつもりである。

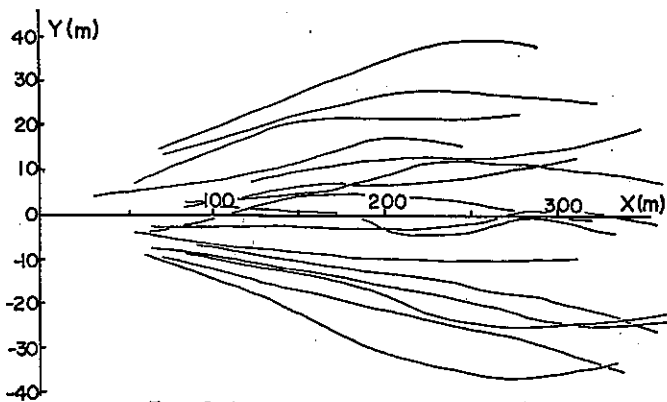


図3. 平均高度に相対的なパフの流跡線

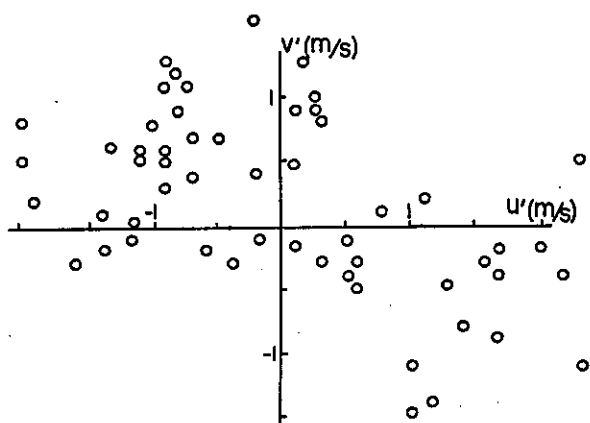


図4. パフの平均流に相対的なパフの垂直および流下方向の速度の間の関係

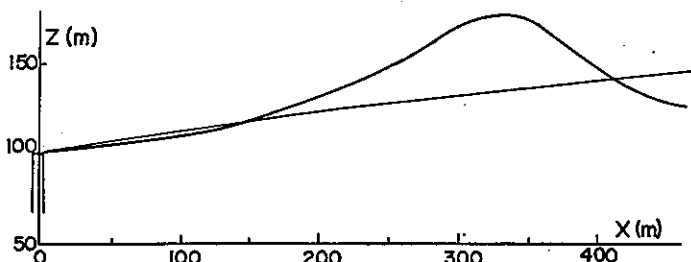


図5. 煙軸と煙の平均高度の関係

〔緒言〕

この数年にわたって地表面が積雪で被われている時の盆地冷却の観測を行ってきたが、これまでの観測は山頂と麓の両地点で主に行われ、観測点がその地域での特異点であった恐れがある。そこで今回は冬期と融雪期に盆地の中や周りの山腹、山頂で気象観測を行い、盆地内の気温の水平分布、垂直分布を観測した。さらに盆地の麓において熱収支を求め季節による特徴を比較した。

〔観測方法〕

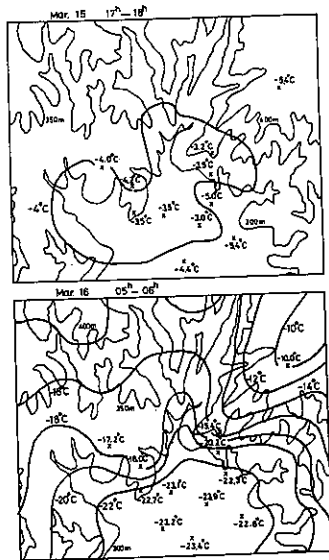
観測は昭和50年3月7日～17日と4月16日～24日に北海道雨竜郡幌加内町分子里の北大雨竜地方演習林と、1月20日～28日北大苫小牧地方演習林で行った。分子里の地形的特徴は標高差約250mの山で周りを囲まれた底が平坦な直径約3kmの盆地で、麓の海拔高度は280mである。苫小牧は低地部分がほとんど平坦で中が約200m、両側は標高差約40m、斜面の角度約10度の丘にはさまれた沢状の地形である。

平地と山頂にはそれぞれ1点ずつ固定の気象観測所を設けた。平地では、通風式抵抗温度計で気温、エアロベーンで風向と風速、Funk型の示差放射計で正味放射量、GARP型ネオ放射計で大気放射量と雪面からの上向き地面放射量、コルチンスキー日射計で日射量と反射量、赤外線放射温度計で積雪表面温度、サーミスター温度計で雪温を測定した。さらに蒸気圧は抵抗温度計の感部を湿球として得た。その他3杯光電風速計で風速分布を測定し、融雪期にはその他に含水率や融雪量、クラストの成長量を測定した。

一方山頂においては気温をバイメタル式目記温度計で、風速を3杯ロビンソン風速計、湿度は毛髪湿度計、放射量は示差放射計を用いて測定した。その他盆地の中や山腹に沿ってサーミスター風速、温度計(アネモマスター)を用いて、風速と気温を移動測定した。なお移動観測による値は定点観測の値と常に比較を行った。

〔観測結果〕

オ/図に分子里の3月15日～16日の気温の水平分布を示す。等高線は50mの間隔である。3月15日の夕方17時～18時には、麓から山頂にかけて約-4℃のほぼ一樣な気温分布をもっているが、翌16日の早朝05時～06時には山頂と麓で大約気温の逆転がある。この時、最低温度は麓において、表面温度-29.7℃、1m気温は-25.5℃であり、山頂では気温-7.7℃、山腹の380m地点で-15.4℃であった。麓と山頂で約15度の気温の逆転があったことになる。なお盆地内は-23℃の一樣な温度分布を示している。一方同じ場所で融雪期においては、気温分布の変化は冬期と同じく夕方一様で、早朝に山頂と麓で大きな温度差があるが、逆転の大きさは最高で約8.5度で冬期より約1/2であった。山頂においては、気温は日没前後に下がるが、夜半にはほとんど変化をせず比較的高い値をとる。麓においては気温は夜半も下がり続けて日の出直前に最低値をとる。逆転の大きさは3月で約20度、4月で約10度であった。風は一般に弱い。ほとんどの場合山頂の方が麓より強い。冬期も融雪期も正味放射量の測定結果は表面から見ていく量が日没直後に最大値を示し次第に減少していくことを示している。なおこの正味放射量は2杯のGARP型ネオ放射計で測定したが通常使われているFunk型示差放射計での測定値と比較すると日没から数時間は両者の値は一致しているが、その後差を生じた。これは示差放射計のポリドームに霜がついて放射計の感度が悪くなったためと思われる。GARP型にはほとんど霜がつかない。今後、長波長放射に関しではGARP型の値を使用することにする。



オ/図 分子里 3月15日～16日の
気温分布図 等高線は50
m毎。等温線は2.2℃毎

オの図 山頂と麓の気温の関係
○:冬期, ×:融雪期

オ々図 積雪表面での熱収支(物理)
R: 正味放射量 S: 顕熱
E: 潜熱 M: 凍結による潜熱

守田 治 (札幌管区)

§1. 序言

エックマン境界層は、コリオリ力・摩擦力・気圧傾度力の均衡により生じ、地衡流が沁み込むことにより（あるいは地衡流を生ずる気圧傾度により）維持されている。此の様にエネルギーを非粘性流体層に依存すると同時に、その収束効果により擾乱の維持及び変質過程に於いて重要な役割を果たすことは既によく知られている。エックマン流はまた、それ自体二つの興味ある問題を提示して来た。一つは「Spin-up」の問題であり、もう一つは不安定性に関する問題である。非発散エックマン層の不安定性については、これまでに既に詳細な研究があり、二つの異なる種類の不安定波が存在することが明らかになった。一つは粘性型の不安定でA種の波と呼ばれ、もう一つはRayleigh型の変曲点不安定（B種の波）である。表1.にこれらの不安定波の特徴をまとめる。ここではAnnulus型回転水槽を用いて収束（あるいは発散）エックマン層をつくり、その不安定性を調べた。また平行して行った数値実験の結果より、エックマン層の生成過程、基本流速場、不安定波について論ずる。

§2. 室内実験

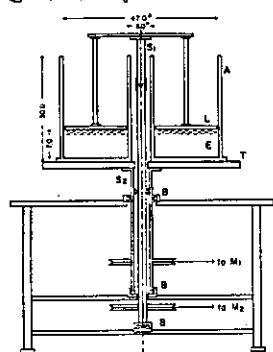


図1. 実験装置

図1.に実験装置を示す。主要部はアクリル樹脂製の回転水槽Aと剛体蓋しで、これらは各々独立に回転する。作業流体は水で、トレーサーとしては墨及び過マンガン酸カリウム結晶を用いた。流れは回転台Tと、静止像を得ることのできるロトスコープに取付けたカメラにより撮映し解析した。実験結果は次に示す無次元パラメーターを用いてまとめた。

$$E = \Delta\Omega / \Omega; \text{ロスビー数}, R_E = \delta V_0 / \nu = \epsilon r / 2\delta; \text{レイノルズ数}, E = \delta^2 / H^2; \text{エックマン数}.$$

ここで、 Ω, Ω' ; A, Lの回転角速度, ν 動粘性係数, $\delta = \sqrt{\nu / \Omega}$; エックマン層の深さ, V_0 地衡流, H 流体層の深さ, α ; 地衡流と不安定波のロールの軸のなす角, C 不安定波の位相速度。

§§2.1 基本流

長さ、速度、時間の尺度を $[\delta, \epsilon \Omega \delta, (\epsilon \Omega)^{-1}]$ として、系を記述する方程式系を無次元化する。軸対称、 $E \ll 1$ の仮定の下に得られる方程式系は、

$$-2U = -\frac{\partial P}{\partial r} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} + \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rU) \right), \quad 2V = \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rU) \right), \quad 0 = -\frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial W}{\partial r} \right), \quad \frac{\partial}{\partial r} (rU) + \frac{\partial}{\partial z} (rW) = 0 \quad (2.1)$$

境界条件として、 $z=0$ で、 $U=V=W=0$, $z=1/E$ で、 $U=V/2, V=W=0$ 。 $E \ll 1$ の条件の下に得られる解は、

$$U = 1/2(1 - e^{-2\Omega z}), \quad V = -1/2 e^{-\Omega z} \sin \Omega z, \quad W = 1/2(1 - e^{-\Omega z}(\cos \Omega z + \tan \Omega z)) \quad (2.2)$$

トレーサーが半径 r_B から r_A へ到達する最大流速を (2.2) 式より求めると、

$$\bar{U}_{\max} = 0.16 E \Omega (r_B - r_A) / \ln(r_B / r_A)$$

となる。図2に観測値 $\bar{U}_{\text{obs}}$ の $(r_B - r_A) / \ln(r_B / r_A)$ 依存性を示す。勾配は略 $0.16 E \Omega$ で (2.2) 式が基本流の良い近似を与えていることが分る。更に図3に数値実験の一例を示すが ($\Omega = 0.505$, $E = 0.1$, $t = 30.5$ で定常状態となる)、この結果も上述の結論を支持する。

§§2.2 不安定波

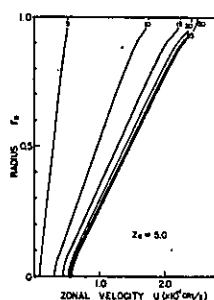


図3. u の分布

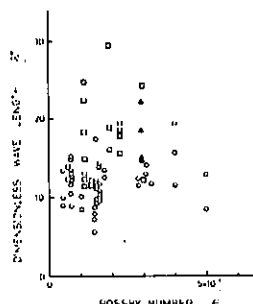


図4. 不安定波の無次元波長 λ/δ の ϵ, Re に対する依存性

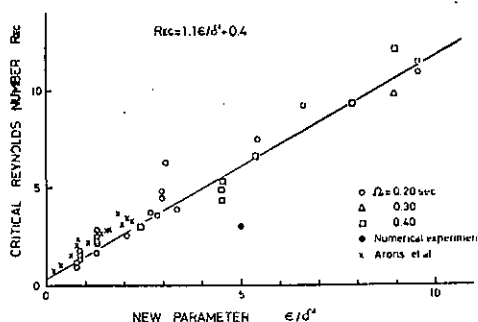
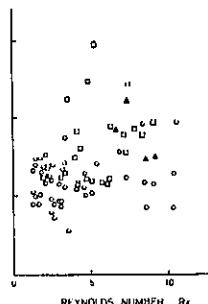


図5. 臨界レイノルズ数と ϵ/δ^2 の関係

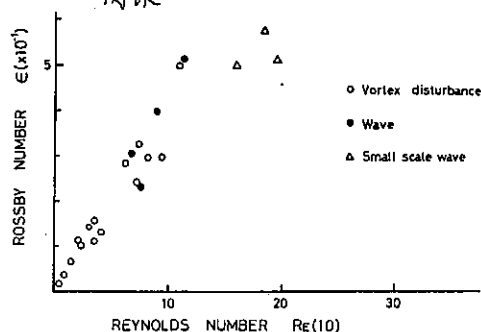


図6. 場のシアーに対応した Taylor column の形状

3. 数値実験

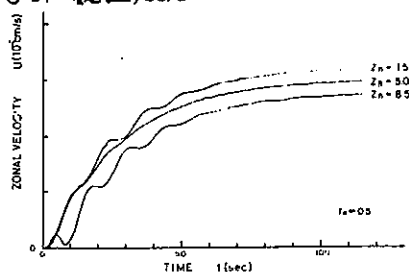


図7. u の時間変化

観測された不安定波は二次元ロール状構造を持つ。図4.からは不安定波の波長のロスビー数、レイノルズ数に対する有意な依存性は見出せない。なお卓越波長は約13.5δである。一方 α は $-70^\circ \sim 5^\circ$ の広い範囲に亘る。図5.より、不安定波は極めて低いレイノルズ数 (~ 1) で起こることが知られる。これは、収束エックマン層に生じた不安定波が粘性型のものであることを示しており、 α, Ω の特性と総合すると、この不安定波は非発散エックマン層に於けるA型波が収束の効果により変形を受けたものであることが分る。生じた不安定波は基本流の準二次元性 ($w \sim O(1)$) を反映して、Taylor column をなす。これは、形状から渦状、波状、短波長の波状に分離でき、図6.に見られる如く、場のシアーの強さに対応している。発散エックマン層についても同様の実験を行ったが、この場合広いレイノルズ数の範囲 ($29 \sim 93$) に亘って安定であった。実験装置の制約の為にレイノルズ数を100以上にすることができず、B種の波について安定か否か調べる方法がなかった。但し発散エックマン層に因ってはこれまでに二・三の実験例があり、現われたのはB種の波で、かつ臨界レイノルズ数は435~555という高い値であった。収束は不安定化効果、発散は安定化効果を持つことが明らかになったが、これは次の様に解釈される。A種の波は鉛直シアーとコリオリ力の相互作用で引き起こされる。即ち不安定波は、鉛直混合による運動エネルギーの剰余によって成長するのだが、収束のある場合には、更に回転流体の腕の縮みによる角運動量束の流入があり、これが擾乱のエネルギーに転化する。あるいは水平シアーによる不安定化効果であると表現しても良いだろう。

数値計算は簡略化した二次元モデルで行った。即ち側壁は滑りせ、上蓋の速度は $t=0$ で速度・加速度が0となる様 $u_T = \epsilon \Omega r (1 - \cos t/2\omega)$ で与えた。図6.の例 ($\Omega = 0.105$, $\epsilon = 0.1$, $t_0 = 2.05$) の様に $t \ll \pi/\Omega$ の時には周期 $\pi/2\Omega$ の慣性振動が励起される。流れは立ち上がり時間 $T_{up} = (H^2/\nu)^{1/2} = 100S$ で略定常になる。慣性振動が減衰するのはそれから更に後で、粘性拡散時間 $T_{vis} = H^2/\nu = 10^3S$ のオーダーである。その他の結果については紙面の関係上スライドに譲る。

1. まえがき

梅雨期、オホーツク海高気圧が樺太沖に南下して来ると、宗谷海峡から日本海北部に張り出す高気圧分枝が形成される(図1参照)。この傾向は、高気圧中心が本島南部に南下してもなお顕著に持続する。このため、網走管内では、斜網・北見地区は南系の風で晴天、西紋地区は引き続き東系の風で曇天低温、海岸地帯は霧模様の日が続く。

この現象は、図2にみるように、暖候期の積算気温にも明瞭に現われている。西紋地区は北見地区より200℃以上少なく、この高気圧分枝による東風に起因するものである。

2. 高気圧分枝形成の原因の考察

この分枝形成に寄与すると考えられる因子としては次のものがあげられる。

- (1). 大陸、北海道の陸地と日本海の加熱差
- (2). 大雪山・日高山系や、シホタ山脈による lee wave 効果、迂迴効果
- (3). 海面と陸地の表面粗度、滑動粘性の相違による流出空気量の差による効果
- (4). 梅雨前線上の発達南岸低気圧による三陸沿岸の下戸寒冷空気の日本海への流入による気圧上昇

(2)についてみると、大雪山系による迂迴効果で西紋地区への東風が卓越することは分かっている。lee wave 効果については Queney の理論から推定すると1m前後とみられるが、詳細な見積りは次回にゆづりたい。

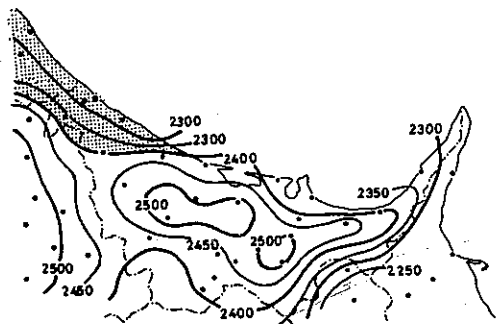


図2. 5月~9月積算気温
(1958~67の10年平均)

大川 隆 (網走地方気象台)
(現、札幌調査課)

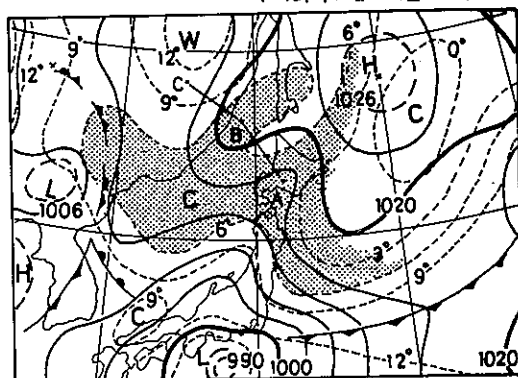


図1. 1966年6月9日21時 地上天気図 ×
850mb等温線(A~B間の気圧差約6mb, B~C間7~8mbに注目)

3. 日本海の下層寒気による気圧上昇

図1の850mb等温線にみるように、日本海北部に下層寒気出現する。これは前節の(1)と(4)両方の効果と考えられる。この時期の日本海北部の表面海水温は約10℃である。

いま、北海道から沿海州にかけての下層大気の気温分布を図1の例から表1のように仮定し、日本海北部と陸地の気圧差を見積もってみる。地上、850、700mbの3点のΔPを高度zの2次式で表わすと(1)式となり、これを(2)式に代入、積分し、陸地に対する日本海北部の気圧増分Δpを求めたところ4.8mbの値を得た。ここで、表1の値は強調してとっておくので、このΔpは大きくて4mb程度とみてよいであろう。

表1. 下層寒気の見積り

気圧 mb	高度 m	気温、℃		密度差(Δρ)
		陸上	日本海北部	
1015	0	17	8	0.0389×10^{-3}
850	1480	10	6	0.015×10^{-3}
700	3050	—	—	0

$$\Delta P = 2.152 \times 10^{-6} z^2 - 1.731 \times 10^{-10} z + 0.0389 \times 10^{-3} \quad (1)$$

z: cm

$$\Delta p = \frac{g}{1000} \int_0^{3050 \times 10^2} \Delta \rho dz = 4.8 \text{ mb}$$

4. 表面粗度、渦動粘性の相違からエクマン層内空気流出差による気圧下降量差
大気下層の表面粗度が大きいと渦動粘性係数も大きくなり、風の地衡風偏角も増大する。高気圧でみれば、空気の流出量が多く、気圧も下降する。海上より陸上の方が気圧下降著しいはずである。

いま、G. I. Taylor に従って左手系直角座標の運動方程式を用いる。運動が、水、定常、一様とし、気圧は(3)式で与えられると仮定すると、(4)式が得られる。

$$p = \text{const} - g \rho z + G y \quad (3)$$

$$\left. \begin{aligned} 0 &= -2\omega v \sin \phi + \frac{\mu}{\rho} \frac{d^2 u}{dz^2} \\ 0 &= 2\omega u \sin \phi - \frac{G}{\rho} + \frac{\mu}{\rho} \frac{d^2 v}{dz^2} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

(4)式の解は

$$u = A_2 e^{-Bz} \cos Bz - A_1 e^{-Bz} \sin Bz + U_g \quad (5)$$

$$v = A_2 e^{-Bz} \sin Bz + A_1 e^{-Bz} \cos Bz \quad (6)$$

となる。ここで

$$B = \sqrt{\frac{\omega \sin \phi}{K}}, \quad K = \frac{\mu}{\rho} : \text{渦動粘性係数}$$

$$U_g = \frac{G}{2\mu B^2} : \text{地衡風速}$$

である。表面での滑りを仮定し、地(海)表面での地衡風偏角を α とすると、 A_2 、 A_1 は次のようになる。

$$\tan \alpha = -\left[\frac{v}{u}\right]_{z=0} = \frac{A_1}{A_2 + U_g} \quad (7)$$

$$\left. \begin{aligned} A_2 &= \frac{-\tan \alpha (1 + \tan \alpha)}{1 + \tan^2 \alpha} U_g \\ A_1 &= \frac{-\tan \alpha (1 - \tan \alpha)}{1 + \tan^2 \alpha} U_g \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

計算のため、北海道、日本海北部、沿海州を図3の H、S、C の各域とみなし、各域内の空気流出量を計算した。図中、黒矢印は海上風、白矢印は陸上風である。 α 、 K の値は、前の調査や文献などより、海上で 17.5° 、 $5.5 \times 10^3 \text{ CGS}$ 、陸上で 22.5° 、 $5.0 \times 10^4 \text{ CGS}$ とした。 U_g は内側で 5 m/s 、外側で 6 m/s とし、等圧線方向の流れに対しては 5.5 m/s とした。

いま、H域についての単位時間の空気増加量を計算すると(9)式となる。ここで(1)を付いたものは域内からの流出部分のものであり、SはH域の面積である。 $\bar{p}$ は平均気圧で、エクマン層内の平均値として 980 mb 、 $T_v = 7^\circ \text{C}$ で計算し
 $\bar{p} = 1.218 \times 10^3 \text{ g/cm}^3$ とした。

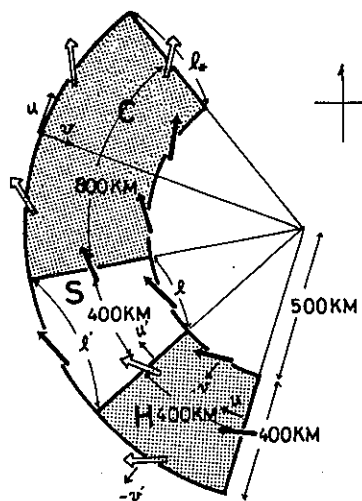


図3. 表面粗度、渦動粘性係数の相違による気圧下降量算定の様図

$$Q_H = \frac{\bar{p}}{S} \left[\int_0^\infty (-v) dz - \int_0^\infty (-v) dz \right] + \frac{\bar{p} L_H}{S} \left[\int_0^\infty u dz - \int_0^\infty u dz \right] \quad (9)$$

(9)式に(5)、(6)式を代入すると、

$$Q_H = \frac{\bar{p}}{2B^2} \left\{ \frac{(A_1' + A_1) L'}{B'} - \frac{(A_2 + A_2) L}{B} \right\} - \frac{\bar{p} L_H}{2S} \left\{ \frac{A_2 - A_1}{B} - \frac{A_1' - A_1'}{B'} \right\} \quad (10)$$

となり、これより12時間の気圧変化量 ΔP_H は
 $\Delta P_H = \frac{g}{1000} Q_H \times 60 \times 60 \times 12 = -7.07 \text{ mb/12 hour}$
となる。同様にして

$$\Delta P_S = -4.29 \text{ mb/12 hour}, \quad \Delta P_C = -8.38 \text{ mb/12 hour}$$

と計算された。しかし、求めるものはS域に対するH域、C域の差である。差を比べると、日本海北部より、北海道は 2.8 mb 、沿海州は 4.1 mb 低圧となる。ここで12時間量で論じたのは、オホーツク海高気圧の南下速度からみて定常性を考慮した。

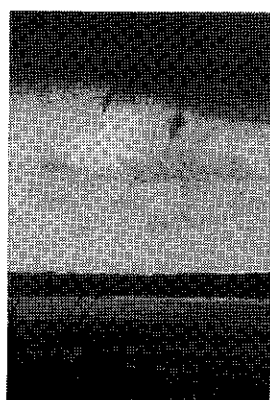
5. まとめ

梅雨期オホーツク海高気圧の日本海北部への高気圧分枝の成因は、 lee wave効果と列にすると、60%は海陸の加熱差を含めた下層寒気の流入、40%は地表面粗度、エクマン層内の渦動粘性係数の差違により形成されるものとみられる。

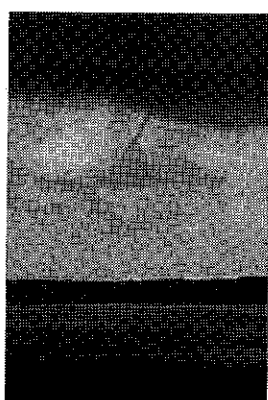
播磨屋敏生 (北大理)
足立俊三 (北大理)

AMTEX'75 期間中、気田の変質に対応する電分布を得る目的で宮古島東海岸の与那浜跡でステレオ写真観測、全天写真観測、16mm タイムラプス写真観測を行った際、2月26日に発生したたつ巻を観測したので報告する。

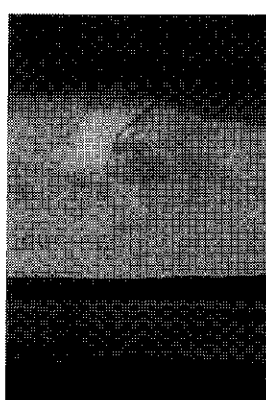
当日午前中は、高層雲、高積雲などの中層雲でおおわれていたが、昼頃から積雲系の雲が発生し、観測地点では14時40分頃から雨が降り出した。14時45分に又々のたつ巻を視認したが、雨のためステレオ写真観測を中止していたので、最初には手持カメラで撮影した。その後ステレオ写真観測の準備が出来、14時58分、59分、15時00分、15時01分と撮影したが、1つは15時00分に他の1つは15時01分に消滅した。第1図に各時刻のたつ巻の写真を示す。解析された各時刻の位置を第2図に示す。写真上で右側のたつ巻をA、左側をBと



14時58分

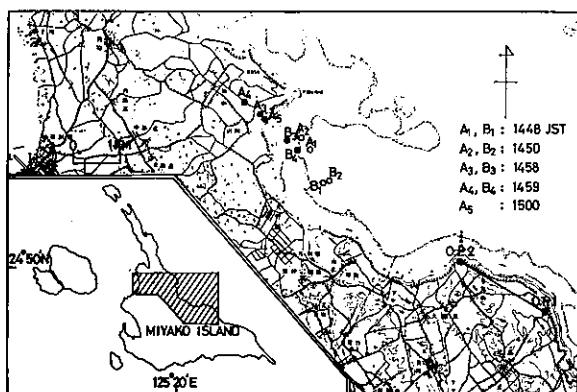


14時59分



15時00分

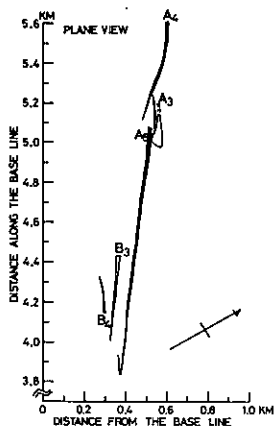
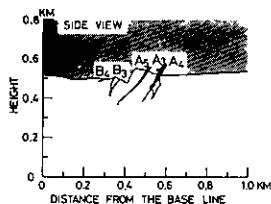
第1図 各時刻のたつ巻の写真



第2図 各時刻のたつ巻の位置

している。
対応する時刻は図上に示してある。
黒丸はステレオ解析で求めたものであり、白丸は一点観測のため本来は位置が求まらないが、たつ巻の電底元の付け根の高度が時刻とともに変わらない(ステレオ解析出来た3例

ではほとんど変わっていない)と仮定して求めたものである。たつ巻Aは、 A_1, A_2, A_3, A_4 と北西方向に動き、その後 A_5 で南東方向に動いた。またBは B_1 から B_2 で東北東方向、 B_2 から B_3 で北西方向、 B_3 から B_4 で南東方向へと動いた。当日宮古島の15時の観測は、たつ巻のあった高度500m以下は、北から東の風、風速は1m/sであった。このようにたつ巻の移動はその層の一般風と関係なく独自の動きを示している。第3図にステレオ解析出来た時刻の側面図と平面図を示す。最大の太さは A_4 では50m

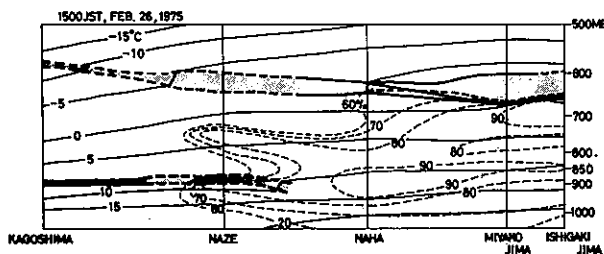


第3図 たつ巻の側面図と平面図

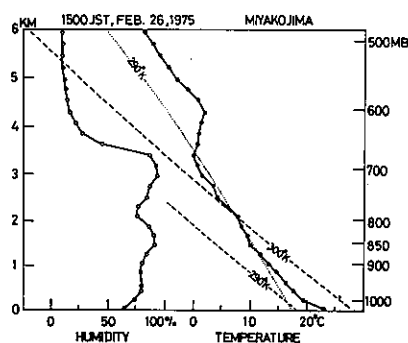
、 A_4 では20m、 A_5 では15mと時間とともに細くなり、その後消滅した。傾きについては、 A_3 は平面図上では折れ曲っていたが、 A_4 では折れ曲りがなくなり、 A_5 では前よりいっそうのびた。側面図上では傾きが時間とともに大きくなった。たつ巻の回転方向についてはこの観測からは求める事が出来なかった。

発生時の気象状況としては、15時の地上天気図によると、南西諸島付近には大きな気象擾乱はなく、また南西諸島付近の風向は東成分のところが多く、北西の季節風ではなくマクロな状況としては暖気の侵入時であった。15時の石垣島レーダによると、石垣島近辺に5ヶ所ほど孤立した対流性エコーがあり、宮古島上空には、対流性エコー、強度が強い、雲頂高度2.7kmのエコーが観測された。たつ巻はこの対流雲に伴って発生したと考えられる。第4図に15時の鹿児島、名瀬、那覇、宮古島、石垣島に沿った断面図を示す。750～600mb付近に逆転層があり、その下層で名瀬より南側では湿った気塊があった。気温については南の方が暖かった。第5図に15時の宮古島の気温、湿度の垂直分布を示す。黒丸は気温、白丸は湿度で、点線は湿潤断熱減率、破線は乾燥断熱減率を示す。図からわかるように、220m以下では絶対不安定、220～1500mで条件付不安定、1500～2100mで絶対安定、2100～2500mで条件付不安定、その上は絶対安定で逆転層に続く。以上のように宮古島

周辺には大きな気象擾乱はなく、下層に不安定で湿った気層が存在していた。この層がたつ巻の発生に遇していたと考えられる。



第4図 断面図



第5図 宮古島の気温、湿度の垂直分布

孫野長治(北大理)
徳積邦彦()

1969, 70年夏に、五島列島において、AMTEXの予備観測で、北大グループはその観測の一部として16mm駒振りカメラで雲の観測も行なった。その映画の中で、積雲は上昇してその進向方向前に下降するような回転運動が捉えられた。この事は、一般に風は上層ほど強いから、その風速の鉛直シヤーの影響によるものと考えてきた。すなわち、この場合は図-1の上の図で示すようなPositive shearによって、積雲は風上で上昇し、風下で下降するPositive rotationを持つと考えた。この考えを展開して行くと、Negative shearがある場合には風下で上昇、風上で下降するようなNegative rotationがシヤーのない場合にはConvection onlyがそれぞれ期待される事になる。(図-1の中間、下図)。

1975年AMTEX観測期間中、我々は宮古島で16mm駒振りカメラで雲の観測を行なった。その映画は、1コマ/5秒又は1コマ/2秒で、2月14~28日のうち13日間にわたって撮影された。そのうち6日間、回転運動がはっきり識別できる積雲が観測された。幸いに図-1に示した3つの場合の全てが見られ、6例のうちPositive rotationは1例、Negative rotationは3例、Convection onlyは2例であった。

図-2は、Negative rotationの起った日の宮古島の高層データ(2月15日14時30分)で、図中の雲の雲頂、雲底高度は、映画と並行して行なわれた中型カメラによるステレオ観測によって求められた値を用いており、その雲頂高度はSounding curveから推定されるものとい一致を示している。雲の高度付近の風はNegative

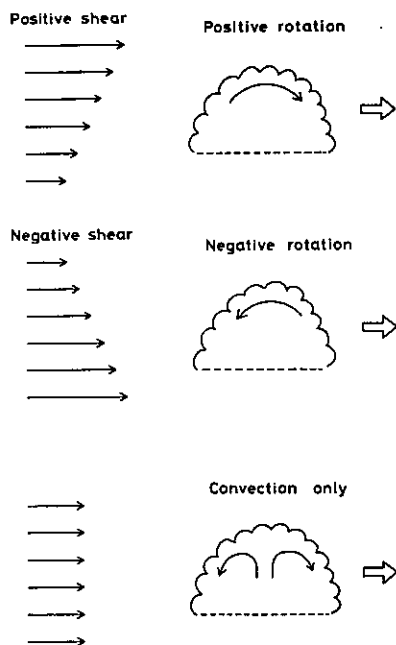


図-1 風速の鉛直シヤーと積雲の回転運動

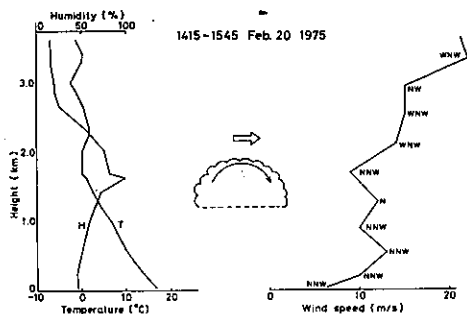


図-3 Positive rotationが観測された日の宮古島の高層データ

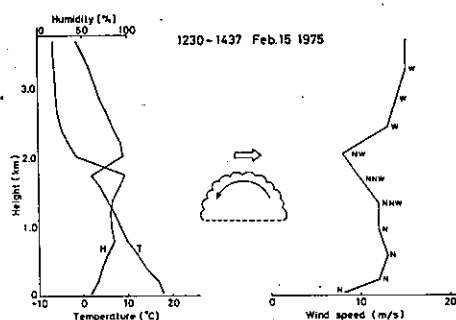


図-2 Negative rotationが観測された日の宮古島の高層データ

shear で 他の Negative rotation の観測され
た日も同様であった。

図-3 は、五島列島で観測されたものと同
じパターンであるところの Positive rotation の
起った日の高層データ (2月20日14時30分)
である。雲の高度付近のシヤーは Positive
shear であるのがわかる。

図-4 は Convection only の日の高層デー
タ (2月26日16時30分) で シヤーは弱いも
のである。

次に風向の鉛直シヤーについて考えてみた。
風向の鉛直シヤーと積雲の回転運動との関係
が図-5 に示してある。この図から明らかな
ように、風向の鉛直シヤーがあれば、積雲の回
転運動が引き起こされるが 風速のシヤーがな
ければその回転運動は雲の進行方向へのコン
ポーネントは持たず、風速のシヤーがあれば
進行方向への回転運動は図-1 で示したよう
になる。

映画を見ていると、回転をもつに雲に混じ
て、回転運動を持たずに流れて行く active で
ない雲も見られる。

以上述べたことから、積雲の回転エネルギー
は Convection によるものと考えられ、その
回転運動のエネルギーを持つ、active な積
雲の回転運動のパターンは、雲の高度付近の
風のシヤーによるものである、と結論される。

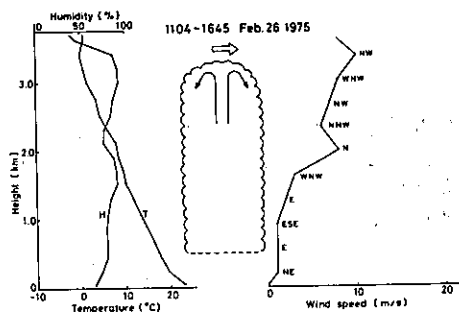


図-4 Convection only が観測された
日の宮古島の高層データ

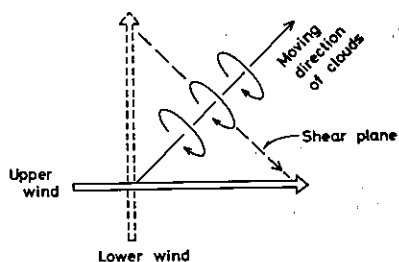
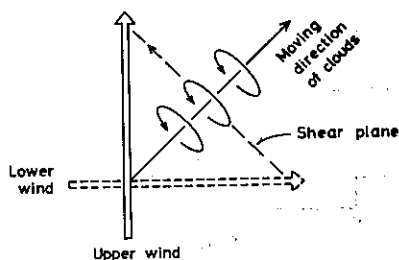


図-5 風向の鉛直シヤーと
積雲の回転運動

術 地 勝 弘 (北大理学部)
Austin W. Hogan (ニューヨーク州立大)

1975年1月上旬から2月上旬にかけての約4週間、アメリカの南極観測基地の1つであるアムンゼン・スコット南極点基地で氷晶の観測をする機会を得たのでその結果の一部を紹介する。

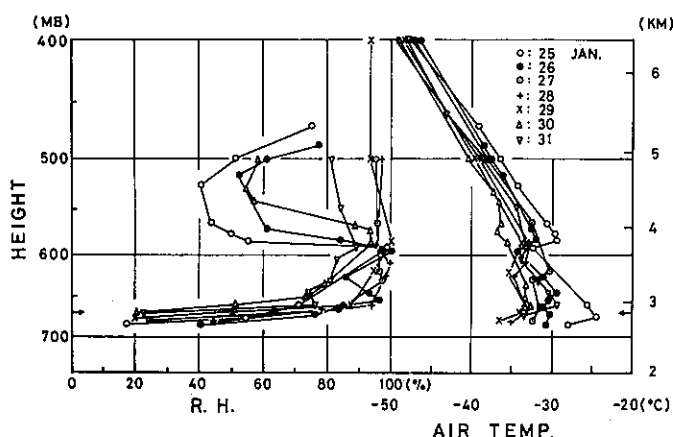
アムンゼン・スコット南極点基地は海拔2804m, 1日の平均気温は約 -30°C であるので夏季とはいえ十分Spontaneous

Nucleationの生ずる可能性があり、また最近話題になっている低湿形(時形)の雪結晶の観測も可能であった。

氷晶の観測は偏光顕微鏡とレプリカ法(0.5%)によって行われ、また高層のデータは12地方時に氷晶の観測場所から飛揚されるゾンデの結果を使用することができた。第1図に1月下旬の氷晶や雪結晶の観測された日のゾンデの結果を示した。湿度に関しては接気逆転と600mb(雪面上約800m)付近に逆転層が認められ、湿度に関しては2の逆転層に対応して650~600mb間に氷飽和に近い層が存在しており、降水のほとんどがこの層内で発生、成長したものと考えられた。この層の存在を確認するためには係留気球を用いてDry IceによるSeedingを行ったところ、間違いなく氷晶のTrailがSeedingの途中認められ、また係留索にIcingが確認された。一方降水のなかった日のゾンデの結果は第2図を示したが、湿度に関しては接気逆転のみで600mb付近の逆転層はなく、湿度は下層で精々70~80%とまりで上層では氷飽和にも達していないかった。

既に報告された低湿形(時形)の雪結晶の大部分が観測されたが、偏光顕微鏡による観測から、結晶主軸の方

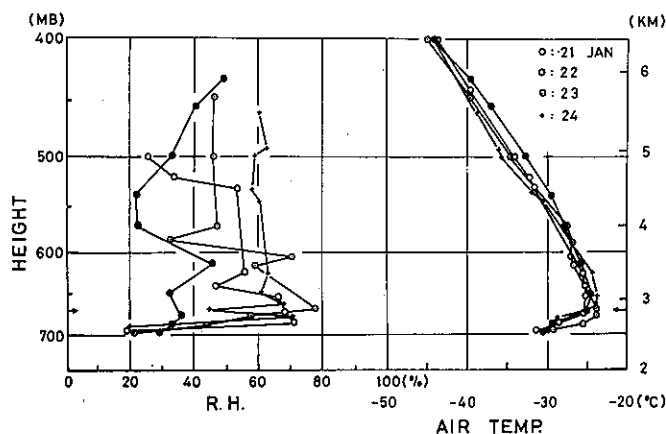
AMUNDSEN-SCOTT SOUTH POLE STATION (1975)



第 1 図

1975年1月25~31日の氷晶の観測された時の Sounding Curves.

AMUNDSEN-SCOTT SOUTH POLE STATION (1975)

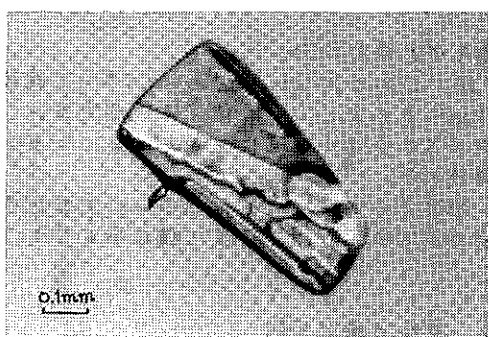
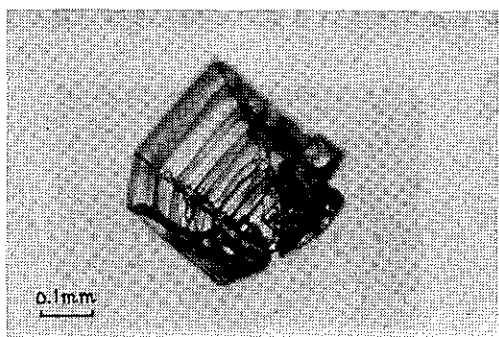
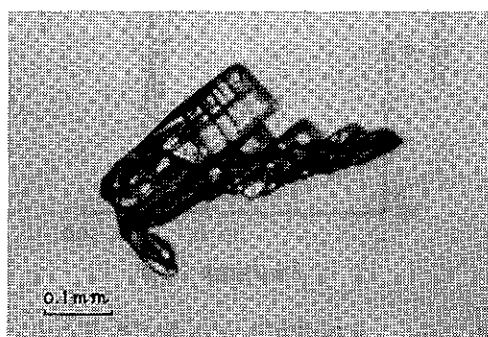
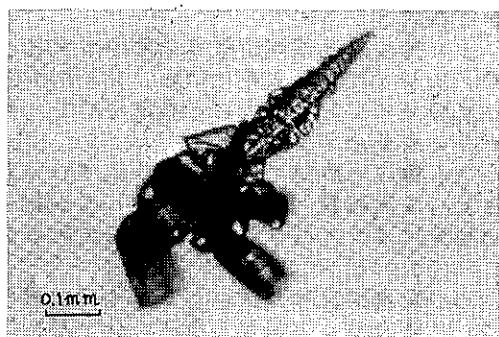
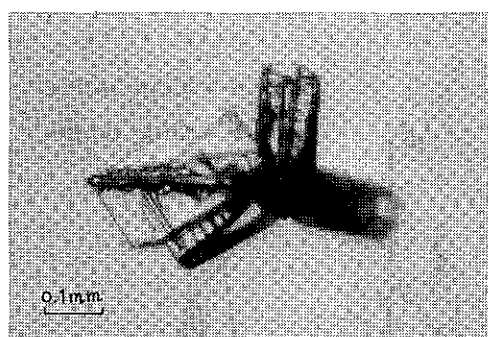
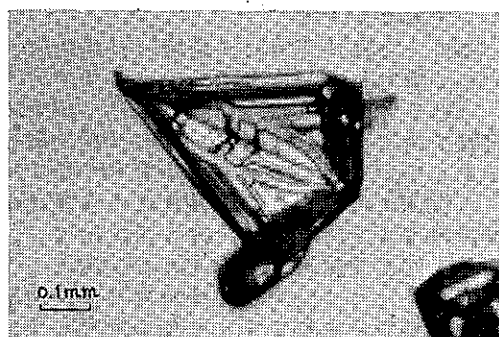


第 2 図

1975年1月21~24日の氷晶の観測された時の Sounding Curves.

相は必ずしも外形から推定できないものもいくつかあった。

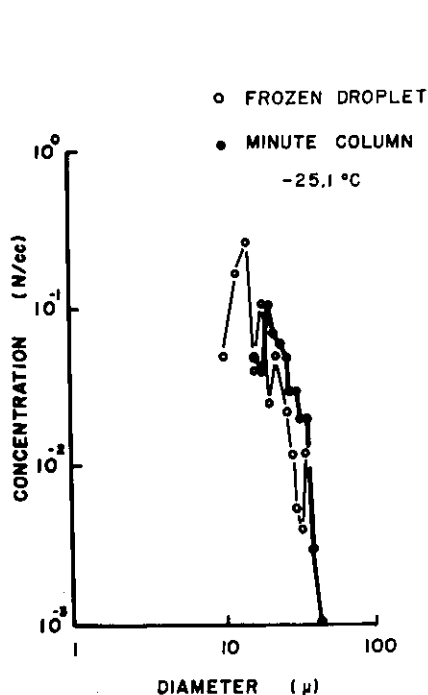
特に角柱、Scrollで多結晶になる成長機構等には新しい同様に発見された。観察された低圧形電磁晶の事例を次の図に示した。



第 3 図

アムゼン・スコット南極点基地で観察された
低圧形電磁晶の偏光顕微鏡写真

梶井 薫 市 (北教大旭川)



オ1図 凍結霧粒及び氷晶の粒度分布

るものと思われる。

2)はいわゆる *contact nucleation* で霧粒中大きいものが主として凍結する観測実事は、大気中のエアロゾルを捕捉しやすい事によるものと思われる。

旭川での氷霧の場合、どちらが主要な過程であるかは今の段階では未だ確な事は云えない。

2 霧粒の凍結実験

1で述べた霧粒の凍結を更に確かめるために霧粒を採取し、その凍結温度を測定した。測定装置はオ3図に示した。

大きな低温槽の中に偏光顕微鏡を入れステージ上に置かれた過冷却霧粒が凍結したかどうかを確認した。この低温槽は約-25 °Cまで冷却可能である。これ以上の冷却はステージ上にドライアイス置いて行つた。

1 氷霧中の氷晶

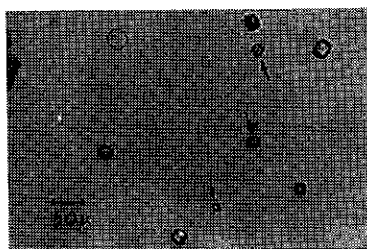
旭川での過冷却霧から氷霧への相変化は主として霧粒の凍結に起因している事が分つた。即ち、霧粒の粒度分布の変化(相変化の前後での)から-20 °C以下の気温で直径約20 μ以上の霧粒が凍結する事が予想された。観測から得られた凍結霧粒の粒度分布と顕微鏡写真をオ1図及びオ2図に示す。

オ1図は凍結霧粒及びそれから成長した角柱($c/a \approx 1$)の粒度分布である。凍結霧粒の平均粒径は約20 μで先の推定が正しい事を示している。霧粒の凍結はオ2図矢印で示す如く "spike" を持ったものとして容易に確認出来る。

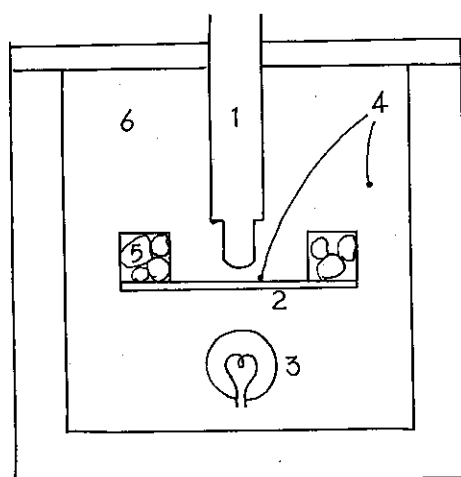
この様な凍結霧粒が過冷却霧中で成長し c/a が1に近い角柱になる。オ1図中の太い黒線で示したのが角柱の粒度分布で、霧粒からの成長が分る。

この霧粒の凍結は 1)霧粒中にすでに含まれている氷晶核 2)霧粒と付着した氷晶核、の働きによって引き起こされたと考えられる。

1)の過程は梶井がアラスカの氷霧の形成について述べている気温の低下に伴う凝結核→氷晶核への変化に対処するであろう。しかし旭川ではアラスカ程低温とはならなくとも凍結が始まっている事から核の性質に違いがあ



オ2図 氷晶の顕微鏡写真



- 1 偏光顕微鏡
- 2 ステージ
- 3 光源
- 4 熱電対
- 5 ドライアイス
- 6 低温槽

写真図 凍結実験の測定装置

i) 氷晶を融した微水滴の凍結温度

大気中で作られた氷晶をシリコン油中に採取し、それを融し、微水滴を作った。この微水滴の凍結は約 -25°C で100%（数の上で）になった。この事は氷晶中に -25°C 以上で欠く氷晶核が含まれていた事を示している。

ii) 過冷却霧粒の凍結温度

自由落下する霧粒を前者と同様にシリコン油中に採取した。従って比較的大きい霧粒が凍結の対象となった。霧粒の凍結の始まりは -23°C で、 -25°C までの冷却で凍結した霧粒は数%であった。

孫 野 長 治 (北大理)
板 坂 昌 幸 ()

これまで札幌市で降雪によるエアロゾルの除去作用を観測し、その作用をエアロゾルの垂直拡散との関連で解析してきた。しかし垂直拡散の推定が困難なので、今回晴天時のエアロゾルの垂直分布の時間変化を直接に観測して拡散係数を求めようと試みた。晴天時をえらんだのは航空機使用上の制限のためである。

1975年3月に3回の観測をおこなった。セスナ機の客席換気孔(翼前端)から外気を管で導入し、ガードナー式カウンターでエアロゾル濃度の時間変化を記録した。

Fig.1に示すように午前9時頃に北大を中心として半径2 kmの螺旋上昇を1000 mまでおこなってから300 mまで下降し、約10分後にもう一度同様な観測をおこなった。このような観測飛行を3月6、10および12日の3回に亘っておこない、計12ケの垂直分布が得られた。3月6日の例を以下に示す。当日の天気はFig.2に見られるように小低気圧の周辺に当り降雪開始直前であった。

Fig.3の黒丸実線は1回目の上昇時のエアロゾル濃度の垂直分布を示し、白丸破線は下降時のものを示す。300 m高度以下では $10^4 \cdot \text{cm}^{-3}$ 桁の高濃度であるが、それから上はほぼ一様に 10^3 の桁であった。Fig.4は第2回目に測った分布であるが、1回目と殆んど変わらない分布を示している。300 m以下で1回目と比べて減少しているが、飛行場までの往復の経路の相異によるものであろう。この時の札幌管区気象台で測定された気温・湿度および風の垂直分布をFig.5に示す。1000 m高度までには気温の逆転層は認められないが、風向については500 m以下が東で、その上空は南風であり、500 mを境にして気塊の異なっていたことを示している。

上述および他の資料から判断して次のように結論された。札幌市ではこの時刻に約300 m高度を境にして二つの異った気塊があり、下方は予期されたようにエアロゾルの濃度は高いが、その上の気塊ではエアロゾル濃度は $300 \sim 1000 \text{ cm}^{-3}$ で予想以上に大気が清浄である。また上層の気塊では無直的な変化は認められず、また10分程度の間隔では有角な時間変化は認められず、この面からの垂直拡散係数の決定は困難である。

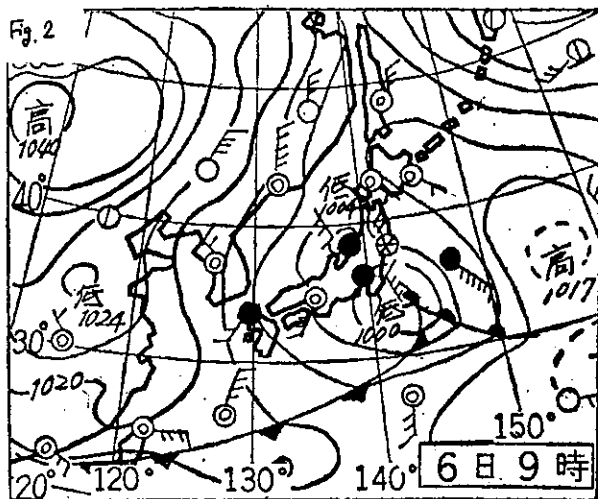
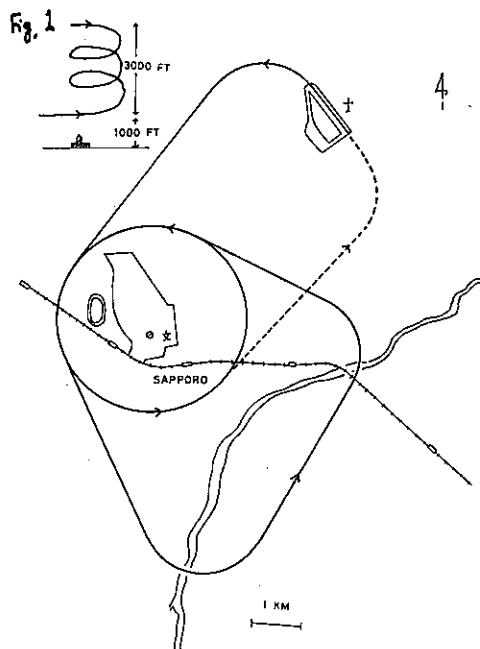


Fig. 3

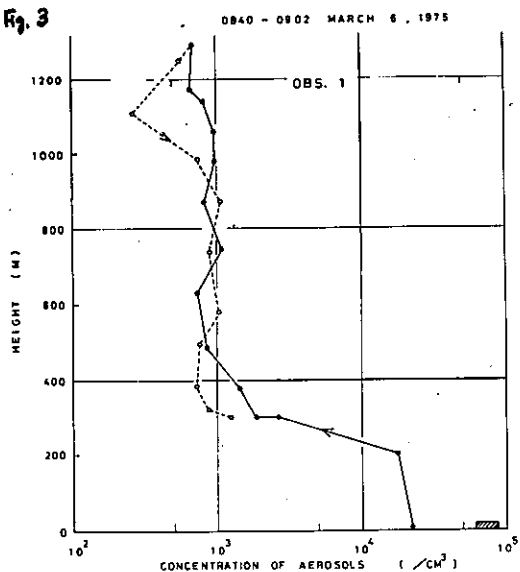


Fig. 4

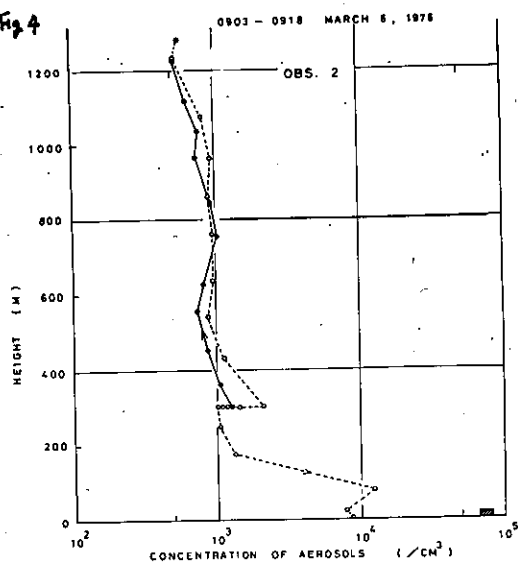
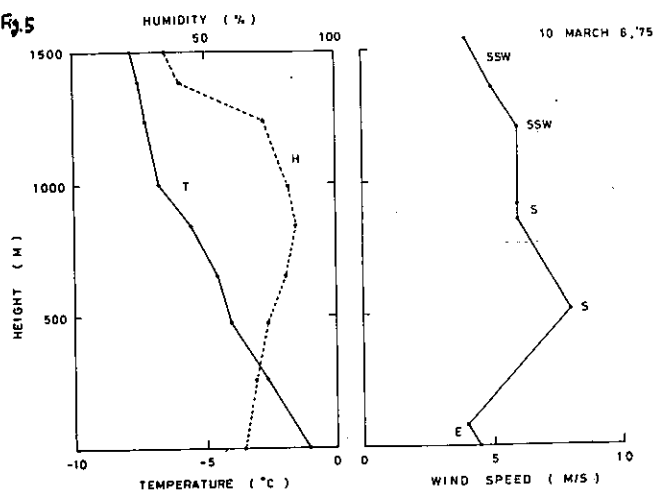


Fig. 5



1. まえがき

吹雪による交通災害には吹溜りによるものと視程障害によるものとがある。視程障害は最悪の場合、一寸先もわからないホワイトアウトの状態になり交通はストップする。われわれは石狩川河口近くの河川敷において吹雪時の視程観測を行って来た。

2. 観測方法

気象観測法に基づいた大きさの黒い視程板を、10mから150mの間に7枚設置し目視観測を行った。光の減衰量の測定には透過率計を3m間隔に設置した。同時に柳雪袋によって飛雪量の測定を行った。また飛雪空間濃度を求めるため風速計を設置した。

3. 雪による光の減衰

ある距離はなれて物体が見えなくなるのは、物体からの光が、大気中に含まれる物質や空間浮遊物によって減衰され、人間の目に刺激出来なくなる場合と、周囲の明るさと識別出来なくなる場合とがある。光の減衰は主として、空間浮遊物によって、光が散乱、反射、吸収されることによる。

空間浮遊物が雪の場合、光の波長と比べて十分小さく、光の減衰は反射によって光が逃げられることによると考えられる。したがって光の消散係数は次式で与えられる。

$$\sigma = \sum_{i=1}^N N_i R_i \pi r_i^2 \quad \dots (1)$$

N : 雪粒の個数 R : 雪の反射率 πr^2 : 雪の断面積

R は散乱の場合の散乱面積係数に相当するもので(散乱では波長より小さくなると2に近づく)、雪の場合光の一部は雪片を通り抜けると考えられ $R < 1$ になる。また R は結晶形等によって異なるものと考えられる。

O'Brien(1970)は降雪をレゾリカで観測し、粒子の個数と断面積から計算し、 R の値として0.352(dry dendrite), 0.166(powder snow & aggregates of plate and columns)を得ている。このように R が1より小さいことから、光は反射によって減衰されることがわかる。

4. 光による飛雪の観測

明るさ B の平行光線が、距離 DL を通過した時、光の減衰量 dB は B に比例する。

(Bouguer-Lambertの法則)

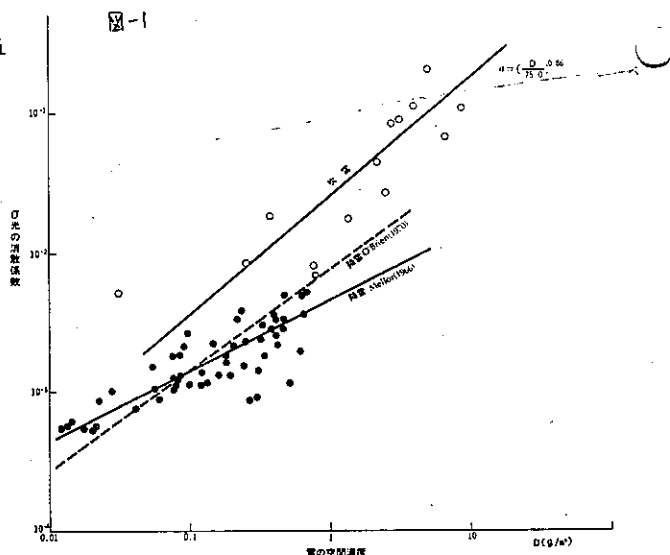
$$dB = -\sigma B dL \quad B = B_0 e^{-\sigma L}$$

$$\frac{B}{B_0} = T \quad (\text{光の透過率})$$

$$\sigma = \frac{1}{L} \log \frac{1}{T} \quad \dots (2)$$

光の消散係数 σ と飛雪空間濃度 D との測定結果を図1に示す。図1で降雪の場合と比べて見ると、同じ空間濃度では、吹雪の場合の方が σ の値が大きい。

これは吹雪の場合、飛雪は結晶形が破壊されたり、まろめられたりして粒が小さく、同じ空間濃度では降雪に比

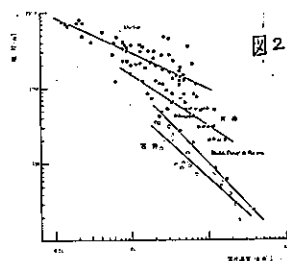


べて、雪片の個数が多く、したがって光をさえぎる断面積は降雪と比べて大きいものと考えられる。

5. 吹雪と視程

(1) 視程と雪の空間濃度

吹雪時の視程は、光が雪によって遮へいされることから考えて、雪の空間濃度に関係すると考えられる。図2に視程と雪の空間濃度との関係を示す。ここで Mellor は風の強いときの降雪、斎藤は長岡での季節風下での降雪、Budd は南極の吹雪、石野とはわかれの観測した吹雪についての値を示す。このように視程と雪の空間濃度との関係は、値のばらつき幅はあるが、大まかには観測した現象だけについて見ると、視程は空間濃度と逆比例した形になっている。しかし同じ空間濃度で比較すると、Mellor の場合視程1000m ほど、われわれの観測ではおおよそ2倍である。この2倍以上の違いは、吹雪時の光の減衰量が降雪と比べて、たかだか5倍程度であることを見ても入き通さる。



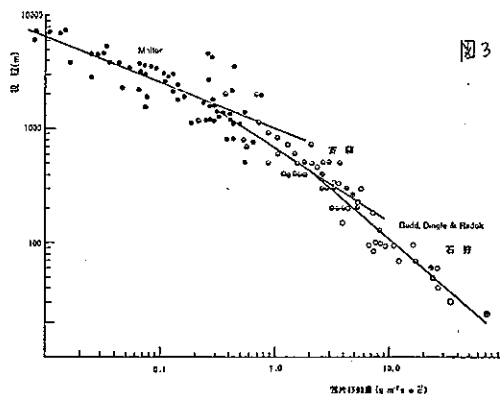
(2) 視程と降雪移動量

われわれは吹雪時の視程と光の消散係数との関係が、視程が悪くなると Koschmieder の式から予想される視程よりも、観測値が悪くなることを見出した。このことは吹雪や降雪のように空間浮遊物が有限で、目の近傍で一個一個識別出来る場合には、Koschmieder の考えたように、視程は光の一般消散としてだけではおさまらず、目の近くの雪は遠いところの雪に比べて視程をより悪くしているものと考えられる。このことは夜のドライアイでライトをつけると、近いところの雪に光が反射されて出来る光幕のため前方が全く見通せなくなるのに、消灯すると非常に遠くまで見えることがあるが、これも点灯時には目の近傍の雪の影響が拡大されるのに対して、消灯時には雪が一個一個識別出来なくなり一般減衰に近い状態になるためと考えられる。また目の近傍では残像のために雪は点としてではなく線状に見える。われわれは、吹雪時の視程観測から、視程は雪の空間濃度よりも残像の影響を含有雪片輸送量とかわしたほうがよりよく反応することを見出した。また斎藤(1971)は理論的に残像の影響の可能性を議論した。

このことからわれわれは雪の落下と風速とから雪片の単位時間当りの移動量を求めて視程との関係を見た。その結果図3の関係は図2に示されるようになり、現象により違いはなくなりほぼ一本の曲線で表わすことが出来る。

このように雪片などのように、大きい空間浮遊物の場合、視程は単に空間濃度による光の減衰だけでなく、残像など人間の生理的、心理的要素もさいてくる。

われわれは図3を利用し、吹雪時の視程計、また光の減衰を利用した視程計について実験を行っている。



Ⅲ 昭和50年度第2回支部研究発表会要旨

日時：昭和51年3月15日（10時00分～15時00分）

会場：北海道大学理学部 3号館（地球物理）401号室

1. 寒気の流出時のcloud patternと総観場について
足立俊三・孫野長治（北大 理学部）
2. AMTEX '75の寒気の流出とcloud pattern
足立俊三・孫野長治・播磨屋敏生（北大 理学部）
3. 積雲の回転運動（Ⅱ）
穂積邦彦・孫野長治（北大 理学部）
4. 煙のゆらぎを風のスペクトルで表現するための簡単な仮定について
石崎健二（北大 工学部）
5. 1974年サロマ湖流氷災害時の気象について
山本 晃（札幌管区気象台）
6. 電線着雪と低気圧ルートについて
斎藤邦彦（北電技研）
7. 凍結水滴の結晶主軸の方向性について
（単結晶水で凍結させた場合）
上田 博・菊地勝弘（北大 理学部）
8. 降雪に伴う大気中のion, aerosolの挙動（第2報）
織笠桂太郎・太田圭一・水越貴俊（室蘭工大）
9. 融点水の三叉粒界における水の流動
東海林明雄（北教育大釧路）
10. 大気オゾンの長期変動
関口理郎（札幌管区気象台）
11. 気象雑音と天気の関係について
浅利英吉（東海大 工学部）
12. 沿海州の地形の影響で発生する雲列による大雪
元木敏博・村松照男（札幌管区気象台）

1. 寒気の流出時の cloud pattern と総観場について

足立俊三・孫野長治（北大理学部）

シベリア寒気団が日本海上に吹出した時の特徴的な cloud pattern については、Tsuchiy, Fujita (1967) が調べの中で cloud pattern を決定する要素として、風の鉛直シャーとの関係を示し、また岡林(1972)は西高東低の標準的な冬型気圧配置で近傍に優勢な低気圧や前線がない場合の標準的な cloud pattern のモデルを示した。

気象衛星の冬季に写した雲写真を見れば寒気が吹出した時の特徴的な cloud pattern が、日本列島を境界として、日本海にだけにそれが見られる場合（以下、これを J. S. type と呼ぶ）と、それが太平洋上にまで及んでいる場合（これを、P. O. type と呼ぶ）とに大別する事ができる。

この両者の比較を主に総観場について行なった結果と、高層データを使い、風の鉛直シャーと cloud pattern の関係についての結果を報告する。

解析した期間は1978年の11、12月であり、その内でESSA8号の写真を取ったのは30日分であった。30日の内でJ. S. type は6例、P. O. type は14例であった。それぞれの典型的な例を図1と図2に示す。

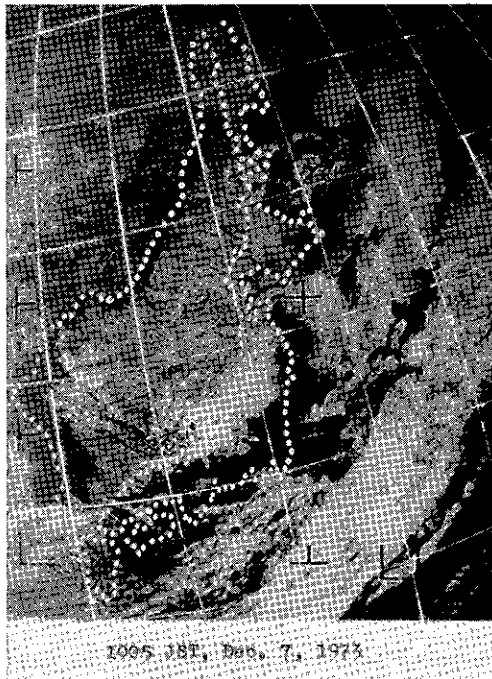


図 1

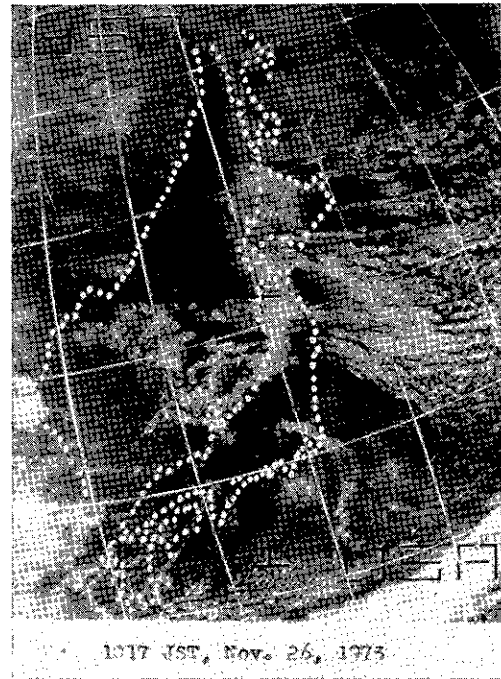


図 2

図3はそれぞれの type の pattern を示した時の09時における低気圧の中心の位置をEP天より求めたものである。J. S. type の時は比較的北海道近海に低気圧があり、それに伴う前線が太平洋沿岸に伸びている場合が多く、P. O. type の時は低気圧が更に東方海上に抜けている場合が多かった。

図4は各高層観測点で求めた風の鉛直シャーに対して、第1には band 状の雲に対しては雲頂の風

向と雲写真から見た雲の走向との角度の差で示し、第2には cell 状の雲、第3には、写真から band か cell かが区別できないという3種類の cloud pattern に別けた時の例数を示したものである。cell 状、及び longitudinal mode に対するシャーの値は Tsuchiya らの結果に一致していると思われる。他方、角度の差が45度以上のものをも transversal mode としても、前の二者の様に一致している例は少ない。これは、この transversal mode の pattern については他の要素、例えば地形の様な boundary effect を考えなければならぬと思われる。

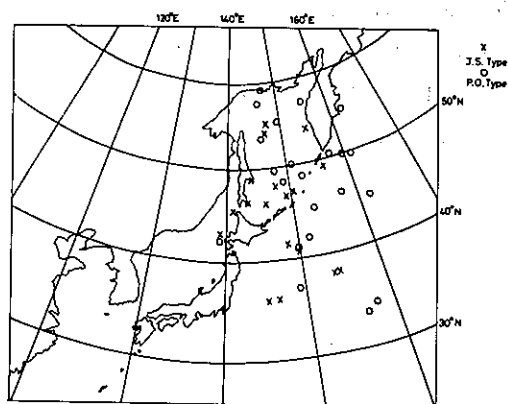


図 3

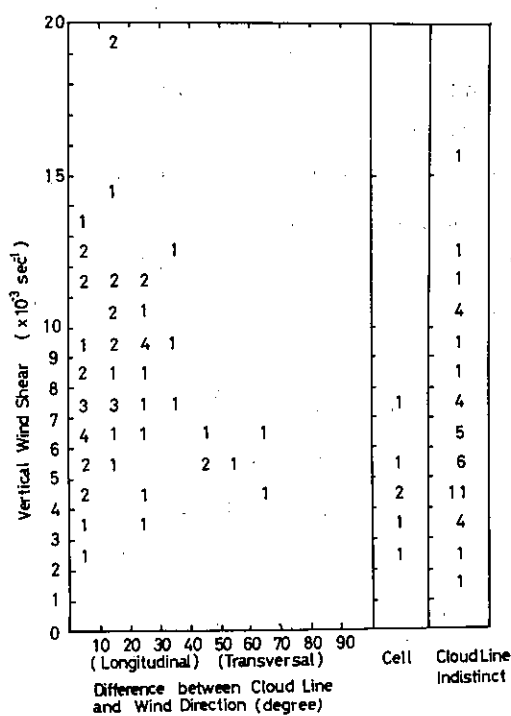


図 4

2. AMTEX '75 の寒気の流出と cloud pattern

足立俊三・孫野長治・播磨屋敏生 (北大理学部)

AMTEX '75 の観測期間中において東シナ海一帯の large scale な場における cloud pattern の様相を主に大陸から寒気が流出した時について、NOAA の雲写真に基づいて解析を行なった。今

年度は23日を境界として、前半がcold period、後半がwarm periodであったので、特徴的な寒気吹出し型のcloud patternも23日以前に見出された。そしてこのpatternに二つのtypeがあり、1つは16日に見られるtype(図1)で、他の1つは22日に見られるもの(図2)である。今回はこの二つのtypeの特徴を把握し、加えて逆転層の分布に対する海の影響についての考察を報告する。



図 1

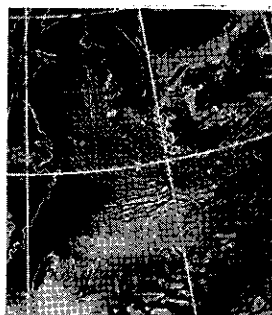


図 2

16日は東シナ海一帯は東西方向に配列したbandが揚子江から五島列島付近をスタートラインとして最南端25°Nまでの間に見られる。またbandの走向は各地の風向とほぼ一致している。

22日は寒気の吹出が強く、前日よりこの様なpatternになっていた。全体の構成は黄海上に見られるband、東シナ海上に見られるband、この二つにはさまれた部分といったものになっている。特に東シナ海域のpatternについては図3に示す様にモンゴルから華中に南下し21日から22日にかけてこのあたりに滞留した高気圧の存在が、寄与しているものと思われる。

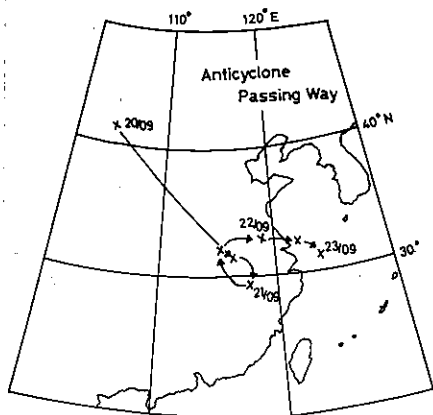
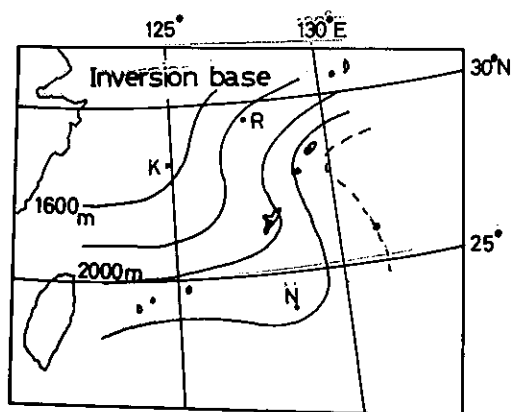


図 3



00Z Feb. 16

図 4

図4は16日の逆転層の高さの分布を示したものである。雲写真から想像される分布は南に行くにつれて(一樣に)高くなるというものであるが、図のそれは沖縄本島あたりでずれが生じている。図5は観測期間中の海水温の分布であるが、よく言われている様に黒潮の本流は沖縄本島から美大島に抜けている。即ち美大島あたりで持ち上げられた逆転層はこの黒潮の影響を反映しているものと思われる。

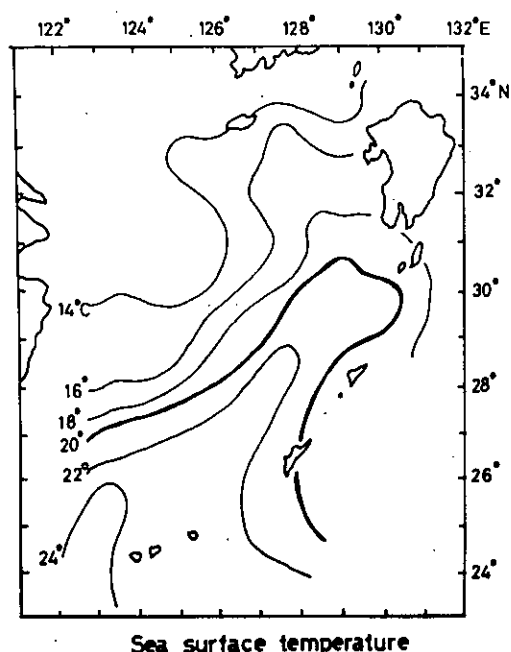


図 5

3. 積雲の回転運動 (II)

穂積邦彦・孫野長治 (北大理学部)

前回の発表において、積雲の回転パターンと雲付近の風の鉛直シャーとの間には、次のような関係のあることを示した。

- (1) 正の回転の時……………正の鉛直シャー
- (2) 負の回転の時……………負の鉛直シャー
- (3) 回転の無い時……………弱い鉛直シャー

つまり、対流運動が風の鉛直シャーによってmodifyされて、図1に示したような回転運動を起こすと考えられるのであるが、今回はこのことを確かめるために、第一次近似として、対流モデルに風の鉛直シャーを与えて、対流と風とのベクトル和として対流のパターンがどのように変わるかを調べてみた。

図2が積雲対流のモデルである。ハッチした部分が雲で、その厚さ H 、上昇速度 W は図のように中心で最大となるような分布を考える。座標系は雲と伴に移動するものを取り、風は雲底で風速が0となる分布を与える。この対流と風のベクトル和は、雲の厚さ H 、上昇速度 W 、風の鉛直シャー S を与えれば計算できる。 H 、 S は雲のステレオ解析と高層データからすぐに求まる。一方 W は、ステレオ解析の値が使えない日について、16mm映画の一点観測で求めた。その時、雲底高度は雲によらず一定

とし、雲頂の成長速度を上昇速度に等しいとして、発生したばかりの雲について求めた。その作業の一例を図8に示すが、雲の移動速度は一般風の方
向にそれよりやや遅いという周・今・孫野(1978)
の観測結果と一致し、逆に、この一点観測の有効
さを示すものである。このようにして求めたH、
S、Wの値を表-1に示す。CATEGORYのC
はConvection only、NRはNegative Rotation
、PRはPositive Rotationを意味しており、
回転を示さない時のシャーは回転運動している時
のそれより1オーダー小さいことがわかる。

これらの値をふまえて計算した一例を表-2に
示す。この表で、 R_0 が正の場合、雲は回転運動
を示し、 R_0 が負の場合、多かれ少なかれ con-
vection only となる。また、上昇速度が大きくな
るにつれて、シャーが大きくならなければ回転運
動が起きないことが示される。

この計算結果を図で表わしたものが図4、図5
であり各々1975年2月16日と15日午前の
条件(16日 $H=400\text{ m}$ 、 $S=0.0075\text{ s}^{-1}$ 、
 $W=2.4\text{ m/s}$ 、15日 $H=620\text{ m}$ 、
 $S=0.0008\text{ s}^{-1}$ 、 $W=0.9\text{ m/s}$)に対応する
ものであり計算された回転パターンは各々 rota-
tionとconvectionで、これらは観測されたもの

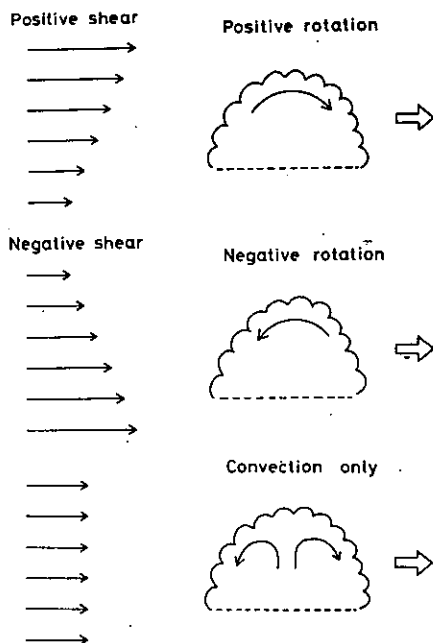


図 1

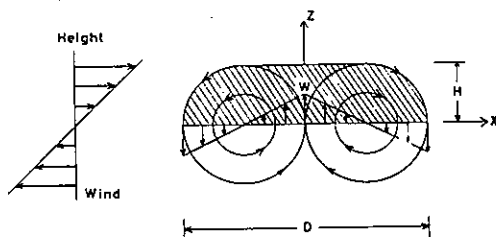


図 2

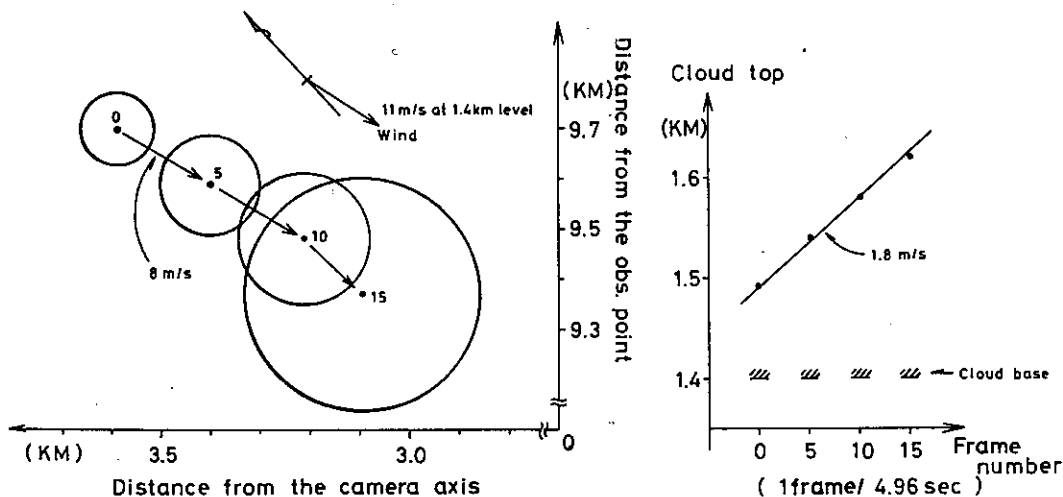


図 3

DATE	H (m)	S (m/s/m)	W (m/s)	CATEGORY
15	620	+0.0003		C
	600	-0.0067	0.9	NR
16	400	-0.0075	2.4	NR
20	(300)	+0.0100		PR
	400	(+0.0125)	1.8	PR
23	(900)	-0.0056		NR
25	(1200)	+0.0008		C

表 1

Diagram showing a coordinate system with x and z axes. A curve starts at R_0 on the x -axis, goes up and then down to R_1 on the x -axis. A box labeled $H=400m$ is shown above the curve. Below the diagram is a table of values for S and W .

	S s ⁻¹	0.0005	0.0010	0.004	0.005	0.006	0.007	0.008					
W m/s	0.5	-0.45	1.12	-0.16	1.44	1.76	2.40	4.00	3.04	4.64	3.68	5.28	4.32
	1.0	-0.64	0.96	-0.48	1.12	0.48	2.08	0.80	1.12	2.72	1.44	3.04	1.76
	1.5	-0.69	0.91	-0.59	1.01	0.05	1.65	0.27	0.48	2.08	0.69	2.29	0.91
	2.0	-0.72	0.88	-0.64	0.96	-0.16	1.44	0	0.16	1.76	0.32	1.92	0.48
	2.5	-0.74	0.85	-0.67	0.93	-0.29	1.31	-0.16	1.44	1.57	0.10	1.70	0.22
	3.0	-0.75	0.85	-0.68	0.91	-0.37	1.23	-0.27	1.33	-0.16	1.44	1.55	0

表 2

H=400 m S=0.007 s⁻¹ W=2.5 m/s | H=600 m S=0.0005 s⁻¹ W=1.0 m/s

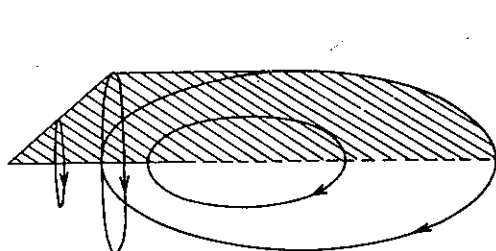


図 4

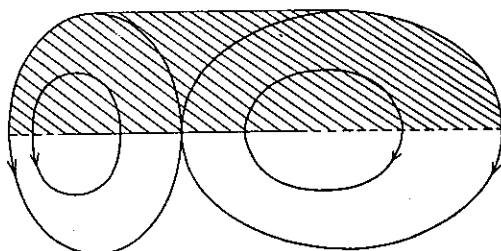


図 5

と一致する。他の計算値がある日も同様の事がいえた。

以上の事から積雲の回転運動は雲付近に上昇流に見合うシャーがある場合、convection をエネルギーとして起こり、正のシャーで正の回転、負のシャーで負の回転を示す。一方、シャーが弱い場合には回転は起こらず convection only となる。

4. 煙のゆらぎを風のスペクトルで表現するための簡単な仮定について

石崎健二 (北大工学部)

(1) はじめに：孤立した煙突から出た煙の拡散を、振動するブリュームのある時間平均されたもの、と考えるときには、平均時間 T_x に対する煙の平均濃度は、パフ（煙塊）の濃度分布と、パフの中心の T_x に応じた空間分布によって表わすことができる。ここでは、後者、パフの中心の空間分布の分散に注目する。

(2) 考えかた：煙突から風下方向に x 軸をとり、煙突の出口から鉛直方向に y 軸をとる。煙の高さを y とすると、 y は x と時間 t の関数である。平均時間 T_x をきめれば、任意の x において T_x の間での y の時間変化に応じた y の分散 $\overline{y^2}$ が得られる。 $\overline{y^2}$ のアンサンブル平均 $\langle \overline{y^2} \rangle$ を風のスペクトルで表わしてみようというのが、ここでの課題である。

前回の支部発表会¹⁾で述べたように、煙突から出たパフは、上下方向にはしばらくの間かなりなめらかな運動をする。このことから、煙突の出口における風の鉛直方向の乱れ $v(z)$ と、パフの鉛直

方向の速度 $u(\tau)$ の間に、次のような簡単な関係を仮定してみた。

t_1 と $t_1 + T_*$ の間の $v(t)$ を次のようにフーリエ級数で表わしたとき、

$$v(t) = \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos 2\pi f_n t + b_n \sin 2\pi f_n t) \quad (1)$$

但し、 $f_n = 1/T_*$

$t = t_0$ に煙突を出たバフの速度 $u(t_0, t_0 + \tau) = u(t_0, \tau)$ は、次のように表わすことができるのである。

$$u(t_0, \tau) = \sum_{n=1}^{k(\tau)} (a_n \cos 2\pi f_n t_0 + b_n \sin 2\pi f_n t_0) \quad (2)$$

(3) $\langle \bar{y}^2 \rangle$ を風のスペクトルで表わす：

Taylor²⁾ の拡散理論をバフの運動について考えると、次のようになる。

$$\frac{d\langle \bar{y}^2 \rangle}{d\tau} = 2 \int_0^\tau \langle u(\tau) u(\tau - \xi) \rangle d\xi \quad (3)$$

相関関数 $\langle u(\tau) u(\tau - \xi) \rangle$ は、(2) 式により

$$\begin{aligned} \langle u(\tau) u(\tau - \xi) \rangle &= \langle u(t_0, \tau) u(t_0, \tau - \xi) \rangle \\ &= \left\langle \sum_{n=1}^{k(\tau)} (a_n \cos 2\pi f_n t_0 + b_n \sin 2\pi f_n t_0) \right. \\ &\quad \left. \times \sum_{m=1}^{j(\tau - \xi)} (a_m \cos 2\pi f_m t_0 + b_m \sin 2\pi f_m t_0) \right\rangle \quad (4) \end{aligned}$$

(4) 式の右边を展開したとき、クロス・タームは 0、 $k \leq j$ であるから

$$\begin{aligned} \langle u(\tau) u(\tau - \xi) \rangle &= \left\langle \sum_{n=1}^{k(\tau)} (a_n \cos 2\pi f_n t_0 + b_n \sin 2\pi f_n t_0) \right\rangle^2 \\ &= \langle u^2(\tau) \rangle \quad (5) \end{aligned}$$

となる。

$$\langle a_n \rangle = 0, \langle b_n \rangle = 0, \langle a_n b_m \rangle = 0,$$

$$\langle a_n a_m \rangle = \langle b_n b_m \rangle = V_n^2 \delta_{nm},$$

$$\langle (a_n \cos 2\pi f_n t_0 + b_n \sin 2\pi f_n t_0)^2 \rangle = V_n^2 \quad (6)$$

により、

$$\langle u(\tau) u(\tau - \xi) \rangle = \sum_{n=1}^{k(\tau)} V_n^2 \quad (7)$$

となる。 $1/T_* = f_*$ として (7) 式を風の鉛直方向の乱れのエネルギー・スペクトル $G(f)$ で表わすと、

$$\langle u(\tau) u(\tau - \xi) \rangle = \int_{f_*}^{k(\tau)} G(f) df \quad (8)$$

したがって

$$\frac{d\langle \bar{y}^2 \rangle}{d\tau} = 2 \int_0^\tau \left[\int_{f_*}^{k(\tau)} G(f) df \right] d\xi = 2 \tau \int_{f_*}^{k(\tau)} G(f) df \quad (9)$$

となる。

結局

$$\langle \bar{y}^2 \rangle = 2 \int_0^\tau \tau \left[\int_{f_*}^{k(\tau)} G(f) df \right] d\tau \quad (10)$$

を得る。

(4) $G(f) = \alpha f^n$, $k(\tau) = \beta \tau^m$ の場合

$k(\tau)$ の形は①バフの拡散法則、②バフの大きさ l とそれに対応する消滅波数 k 、とから求めることとなる。 $G(f)$ 、 $k(\tau)$ のそれぞれにべき法則が仮定できるときには、

$$\frac{\langle \bar{y}^2 \rangle}{\tau^2} = \frac{2\alpha\beta^{n+1}}{(n+1)[2+m(n+1)]} \tau^{m(n+1)} - \frac{\alpha}{n+1} f_*^{n+1} \quad (11)$$

となる。

さらに特別の場合として、 $G(f)$ に $-5/3$ 乗則、バフの拡散に拡散係数の $4/3$ 乗則、 $l \sim k^{-1}$ を仮定すると ($n = -5/3$, $m = -3/2$)、(11) 式は次のように簡単になる。

$$\frac{\langle \bar{y}^2 \rangle}{\tau^2} = -\alpha\beta^{-2/3} \tau + \frac{8}{2} \alpha f_*^{-2/3} \quad (12)$$

図-1は、 $T_* = 8$ 分間、アンサンブル (観測くり返し数) が4の場合の観測例である。負の勾配をもった直線の傾向という点では (12) 式と共通性をもつが、風の観測をしていないので仮定の適合性については、何ともいえない。

なお、観測資料は前回報告した観測によるものである。

引用文献

- 1) 石崎健二：日本気象学会北海道支部研究発表会予稿集 (1975.11), P. 9
- 2) G. I. Taylor : Proc. Roy. Soc. A. 151 (1935) P. 421.

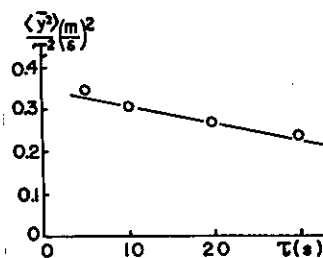


図 1

5. 1974年サロマ湖流水災害時の気象について

山 本 晃 (札幌管区気象台)

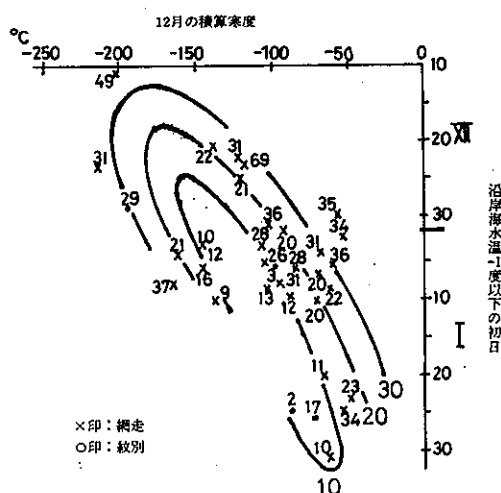
1974年1月10日、樺太から南下してきたオホーツク海の流水は、北海道沿岸に達すると間もなくサロマ湖に流入し、春まで湖内に居坐った。4月上旬、結合の解けた流水は湖内をあちこちと動きまわり、ホタテ等の養殖施設に多大の被害をあたえて湖外に流出した。貝類の養殖を始めて十余年、サロマ湖に多くの流水が入りこんだのは初めてのことといわれ、なぜこのようになったのか気象的見地から調査をおこなった。

例年オホーツク海の流水がサロマ湖付近に接岸する時には、すでに湖面は結氷して流水の入り込む

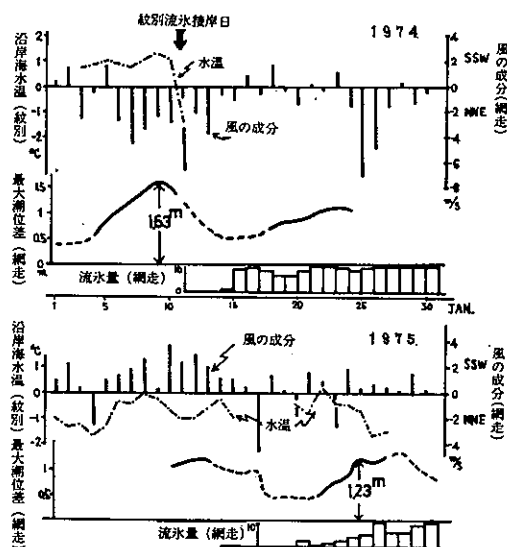
余地のないのが常態とされている。ところが、この年はなぜか沿岸水温の高いうちに流水が接岸し、沿岸一帯を一夜のうちに氷原化し、勢をえた流水は不凍のサロマ湖内に乱入した。これは結果的にみると、流水の流入に必要な、湖面の未凍・強い向岸風・大きな潮位差の3条件が完全に整ったためであり、ごくまれな現象であった。

そこでまず、湖面凍結の問題を検討する。サロマ湖の結氷の記録が全くないため、沿岸結氷のはじまる頃には海水よりも塩分濃度の低い湖水はかなり凍結が進んでいると仮定し、沿岸海水温により湖面凍結の一つの目安を定めた。沿岸結氷初日の海水温度は、 $-1.1 \sim -1.5^{\circ}\text{C}$ になっているので、これから推定すると、湖面は海水温度が -1.0°C 以下に達する頃には流水を阻止できる程度に結氷しているとみなすことにした。第1図は網走の12月の積算寒度（日平均気温が零度以下の日の積算値）と沿岸水温が初めて -1°C になった日との関係を表わし、図中に沿岸水温が -1°C になった日から流水接岸日までの日数を付記した。これによると、沿岸水温が -1°C になってから流水の接岸までにはかなりの余裕期間があり、また、12月が極端に暖かい、逆に寒すぎると流水接岸がおくれ、1月末から2月以降になるようであり、少なくともサロマ湖凍結に十分な期間がとれることを物語っているが、1974年には、沿岸水温が零度以上のうちに流水が接岸し、この図中に点をとることができない特異な年であった。

1975年の1月は、1974年に較べて対照的な年であった。この年、12月22日にはすでに沿岸水温は -1°C に達し、12月末には湖面の結氷が完了したという情報もあった。1月上旬には、前年にも増した大きな流氷野が沖合一帯を埋めつくしていた。しかし第2図の風の成分でわかるとおり、1月中頃まで離岸風が卓越して、一度近づいた流氷野をはるか沖合に遠ざけてしまった。1月下旬から再び近づいた流氷も、向岸風がよわ



第1図 12月の積算寒度と沿岸海水温 -1°C 以下になった日及び接岸日までの日数の関係（網走）



第2図 1月の日別各要素の比較(1974.1975)
紋別: 沿岸海水温
網走: 風の成分、最大潮位差(潮→満潮)、流量
(潮位差: 実線 1日1回潮・破線 1日2回潮)

いため流氷野と沿岸の間々発生した氷泥を押しつけて近づくことなく、氷泥がそのまま氷板となっていつしか一面の氷原と化した。このように75年は風・潮位・水温がバラバラに作用した静かな流氷の接近であり、74年1月10日頃の記象に現われているように、8条件が同時に作用した例と全く対照的であった。

4月上旬、日平均気温が零度前後になる頃から湖内の流氷はゆるみ、風のまにまに湖内を動き回った。つよい南風と河川の融雪水が多く湖内に流入した4月中旬末に、一回潮の大きい潮位差も手伝って流氷は湖外に去った。

6. 電線着雪と低気圧ルートについて

斎藤 邦彦（北電技研）

北海道の電線着雪による送配雪線の被害は良く知られるところであるが、北海道型電線着雪と呼ばれ、これを発生させる低気圧は台湾坊主がその代表的なもので、送配電線に多大な被害を及ぼすものは殆んど之によるが47年12月に道北地方を襲った低気圧の様に全く別のものもある。これ等低気圧のルートと被害地域について調べて見ると可成りの相関性が見られる。

過去の被害記録によれば、道東地方は他の地方に比べて非常に被害線路数が多く、函館地方は被害件数は多いが被害線路数は少ない傾向がある。これは台湾坊主のルートによるもので、道東地方に被害をもたらす低気圧は太平洋を、函館地方に被害をもたらすものは日本海を通過して来たものが殆んどである為と考えられる。低気圧は日本海低気圧、二つ玉低気圧、太平洋低気圧等に分けられてそのいづれにも依って全道に亘って被害が発生するとされているが、これ等の低気圧ルートを些細に調査するとそうとはいえない。第1図、第2図は道東地方と函館地方に被害をもたらした低気圧のルート図に事故発生8時間前から事故発生時刻迄を太線で示したものである。これによれば、函館地方の被

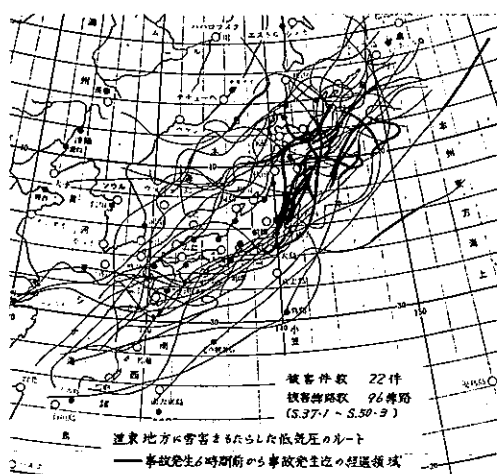


図 1

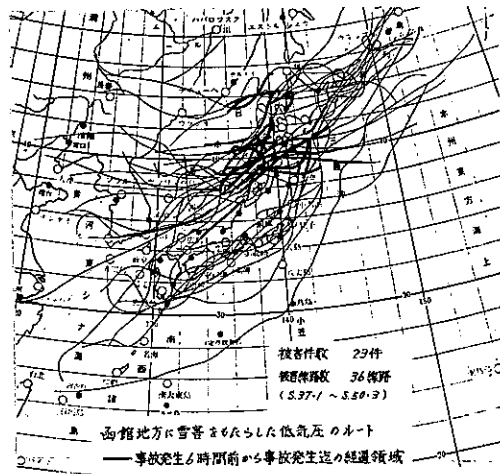


図 2

害は低気圧が太平洋にある時発生しているものが見られるが、そのルートをとってみれば日本海低気圧が太平洋に出てからか、優勢な太平洋低気圧に吸収された後で事故が発生したもので単独の太平洋低気圧によって函館地方に事故が発生した例はない。道東地方に被害をもたらした低気圧はその殆んどが太平洋を通過した低気圧によるが、22回の事故発生件数中4件は日本海を通過したものが太平洋に出てから道東地方に事故を発生せしめている。又、図を見ると事故発生6時間前から事故発生迄の間の低気圧位置も特定の範囲の中にその殆んどが納っており、これ等は電線着雪による事故の予知に大いに参考になるものと考えらる。

更に、昭和37年以降冬期間に北海道附付を通過した低気圧中、その示度が1000 mbを下廻る様なものの中から道東地方に被害をもたらす範囲を通過するもの58例を取り出して、釧路、帯広の気象データから事故の有無と気象の関係を見たが、その中から顕著なものを拾い出すと、事故が発生する場合、その6時間前には必ず雪・雨・といった降水があり道東地方に於いては6時間前に降水がないのに被害を生じたということは無い。従来から言われていることであるが、気温・降水量と被害の関係も顕著で、気温は -0.5°C から 2°C 特に $0^{\circ}\text{C}\sim 1^{\circ}\text{C}$ が殆んどである。降水量はこの気温の範囲内で8時間降水量で10 mmを越える様な・雪が続く場合が殆んどであるが、稀れにはそれを下廻る様な場合もある。しかし、逆にこの様な気象条件でも事故が発生しなかったというのは雨であった場合を除けば僅かに1件である。

電線着雪の予知に当って送配電線の保守を担当している現場の者が得られる少ない情報での予知の為のデータを集収整理したものであるが、以上は最も被害の多い道東地方についての調査結果で、更に全道的に調査しこれ等を確める必要がある。

7. 凍結水滴の結晶主軸の方向性について (単結晶氷で凍結させた場合)

上田 博・菊地勝弘 (北大理学部)

〔序〕 最近、多結晶の雪結晶の成因について様々な議論がなされるようになってきた。Lee (1972) らによって立体的な雪の結晶のC軸間のなす角度は 70° 付近が多いことが知られている。多結晶の雪の成因の一つとして凍結水滴が考えられるが、著者は凍結水滴の薄片上にみられる相接する結晶相互のC軸のなす角度を測定して、 20° 及び 70° 付近にピークがあるという結果を得た (Fig. 1)。そのときの凍結温度は $-17\sim -23^{\circ}\text{C}$ であり、とくに温度依存性については議論しなかったが、今回は温度依存性をみるために色々な温度においてC軸の方向のわかった霜を過冷却水滴に付着させて凍結水滴をつくり、相接するC軸のなす角度を測定した。また -15°C 以上で単結晶になった場合には、凍結水滴からのびる突起の方向

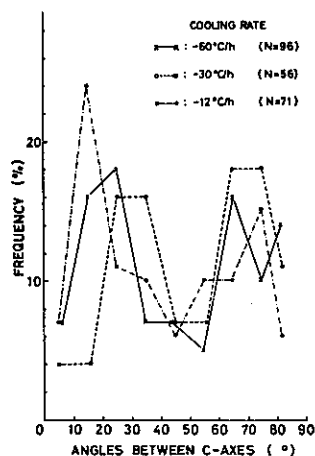


Fig. 1

と割目の方向に注目した。

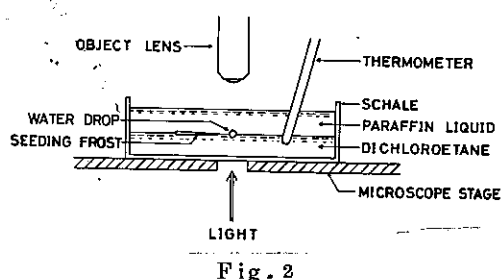
〔方法〕 Fig. 2 のようにフラットシャーレの中で二塩化エチレンと流動パラフィンの間に直径約 1mm の水滴をはさみ、それを $-10 \sim -15^{\circ}\text{C}$ 、 $-15 \sim -20^{\circ}\text{C}$ 、 $-20 \sim -25^{\circ}\text{C}$ の各温度範囲に冷却し、針状の霜を付着し凍結させた。 $-10 \sim -15^{\circ}\text{C}$ で凍結したものについては偏光顕微鏡下で消光位から単結晶であり霜と C 軸方向が一致することを確認、 -15°C 以下で多結晶に凍結したものは薄片をつくり、偏光顕微鏡下でユニバーサルステージを用い、相接する結晶相互の C 軸のなす角度を測定した。

〔結果と考察〕 $-10 \sim -15^{\circ}\text{C}$ で凍結させた場合には、Fig. 3 に示したように針状の霜の先端を水滴に付着させた場合、針状の霜の側面を付着させた場合のいずれも、C 軸の方向に突起がのび、basal 面で割れるのが多かった。さらに低い温度で単結晶になる場合にも、霜と水滴がすぐ離れてしまうために明瞭ではないが、C 軸方向に突起が出るような傾向があった。このことは藤田、孫野 (1975 年度春季気象学会予稿集) が手弾形水晶は C 軸方向に突起が出て、それからできるのではないかとっていることを支持するものと思われる。

$-15 \sim -20^{\circ}\text{C}$ で凍結した水滴の多くは多結晶になり、これらの凍結水滴の薄片を作って測定した相接する結晶相互の C 軸のなす角度は Fig. 4 に示したように 20° 付近が多く 50° 以上のものはみられなかった。

-20°C 以下で凍結させた水滴はほとんど多結晶になり、相接する結晶相互の C 軸のなす角度は Fig. 5 に示したように 20° 付近のピークも認められたが 70° 付近に大きなピークが現われた。

比較的高温で小さな角度、低温で大きな角度が支配的となっていることは、Magons and Aburakawa (1972) の実験で、母結晶と枝のなす角度が -10°C で 40° 、 -20°C と -28°C で 80° 付近にピークがあるということと、角度は一致しないが傾向としてはあうように思われる。



FREEZING TYPE NUCLEATION	FREEZING TYPE			NO CRACK	UNCLASSIFIED
c (N:36)	27	0	3	2	4
c (N:37)	28	6	2	0	1

FREEZING TEMP. $-10 \sim -15^{\circ}\text{C}$
DROP DIAMETER $\sim 1\text{mm}$

Fig. 3

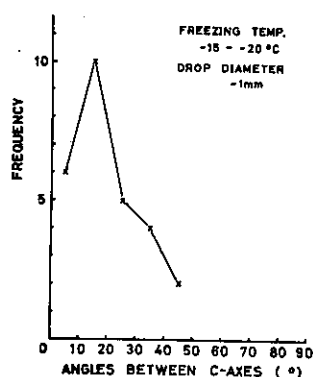


Fig. 4

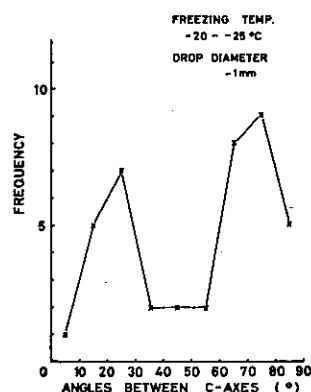


Fig. 5

8. 降雪に伴う大気中の ion, aerosol の挙動 (第2報)

織笠桂太郎・太田圭一・水越貴俊 (室蘭工大)

前回の報告と同様にガードナカウンタによる30分毎の aerosol 濃度の記録とイオンカウンタによる大 ($K_c=0.005$, $K_d=0.0083$)、中 ($K_c=0.049$, $K_d=0.088$)、小 ($K_c=0.517$, $K_d=0.845$)、

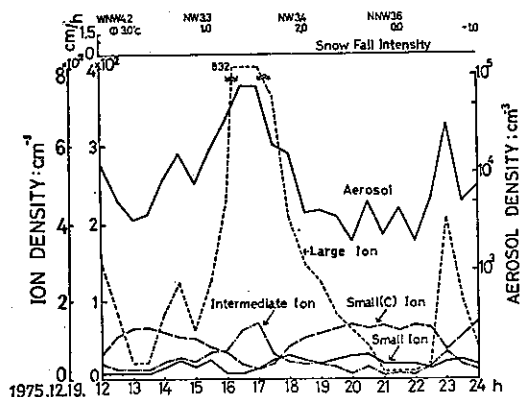


図-1

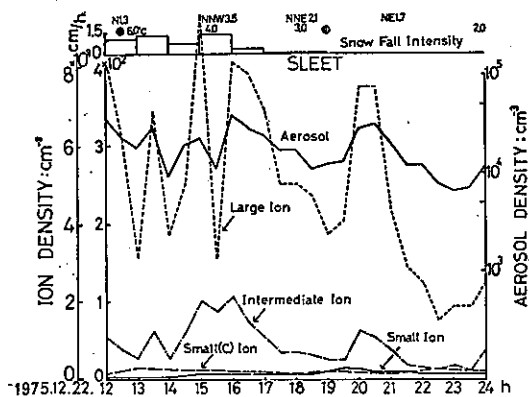


図-2

極小 ($K_c > 3.67$) の各イオン濃度の連続記録、一時間毎の平均降雪量、気温、風向風速などの同時記録から注目すべき現象を拾ってみた。又前回の報告は負イオンのみの連続記録であったのに対し、今回は正イオンのみの記録であることを付記しておく。

室蘭工業大学における観測結果 図-1は晴れた日の記録であるが、大イオンが最も著しく観測されている点が前回と異なる点である。図-2は降雪時(湿雪)の例であるが、この場合も大イオンが最も著しく発生し、中小イオンの順にこれに次いでいる。しかし aerosol 濃度の増減のピーク時と大中イオンの増減のピーク時がほぼ一致しており、又降雪時であるにもかかわらず aerosol 濃度は比較的高い値を示している。これは気温が高くみぞれ状の降雪の場合の特徴である。

ニセコにおける観測結果 図-3は完全な晴れではないが降雪はちらちら程度でその影響はあまりない、晴れの日と見て室工大の例と対比すると、aerosol 濃度は最大 $5 \times 10^2 / \text{cm}^3$ 前後で室工

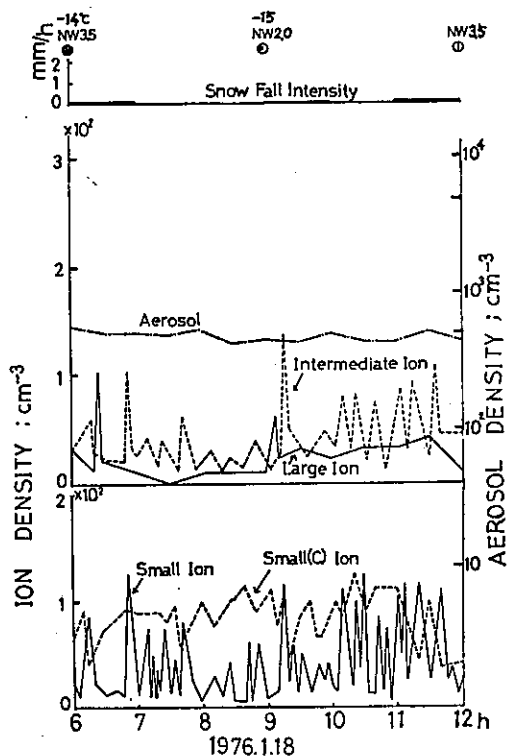


図-3

大の最大値 $5 \times 10^4 / \text{cm}^3$ に比べて非常に少ない。その反面極小イオンは室工大の $20 \sim 30 / \text{cm}^3$ に比べてはるかに多く $100 / \text{cm}^3$ に達している。図-4 は非常に気温が低い状態の降雪で、aerosol 濃度は減少し $800 / \text{cm}^3$ 程度で大中小イオンの著しい発生は見られない。図-5 は気温 -2°C 前後の状態での粉雪状の降雪によるもので (powdery snow と印した) 時刻が 1 時前後の降雪強度の最も強いところで大 ($1500 / \text{cm}^3$)、中 ($1040 / \text{cm}^3$) イオンが著しく発生し、同時に aerosol 濃度も異常に増加し、大中両イオン濃度を加えた値にほぼ等しくなっている点が注目される。しかもこのような大量のイオンの発生があるにもかかわらず風速はわずか $0.2 \sim 1.0 \text{ m/sec}$ 程度であった。図-6 は比較的気温が低く且つ風速は $0 \sim 1.0 \text{ m/sec}$ 程度であるが、雪片にアラレが混合して降った例で、大 ($1040 / \text{cm}^3$)、中 ($1000 / \text{cm}^3$) イオンが著しく発生している。図-7 は気温 $-3^\circ\text{C} \sim -5^\circ\text{C}$ の範囲で、風速 $1.0 \sim 2.5 \text{ m/sec}$ であるが図-5 と同様に粉雪状の細い雪が糸を引くような感じで落下してするときの例で、aerosol 濃度は異常に高く、 $5000 / \text{cm}^3$ に達し、大 ($3000 / \text{cm}^3$)、中 ($2700 / \text{cm}^3$) イオンも著しく発生し、これも両者合計すると aerosol 濃度とほぼ一致している。図-8 は前後に弱い降雪ではさまれた短時間の強い降雪による大気イオンの発生状況で図-5 の 0 時 30 分のピークの部分をとったものである。図-9 は観測所から 30 m 程度離れた道路を snow rotary が通過して人工地吹雪を発生したときの大気イオンの発生状況を記録したものであるが、両者共イオンの発生量は大中小極小イオンの順序で、図-5 を参照すれば寿命の長さもほぼこれに順ずる傾向が見られ、特に極小イオンの挙動は全く同じで雪が降り始めると一旦減少したのち急に増加し、ただちに消滅する傾向がみられる。これは snow rotary による地吹雪の例でははじめの減り方は少いが全く同じ傾向を示している。以

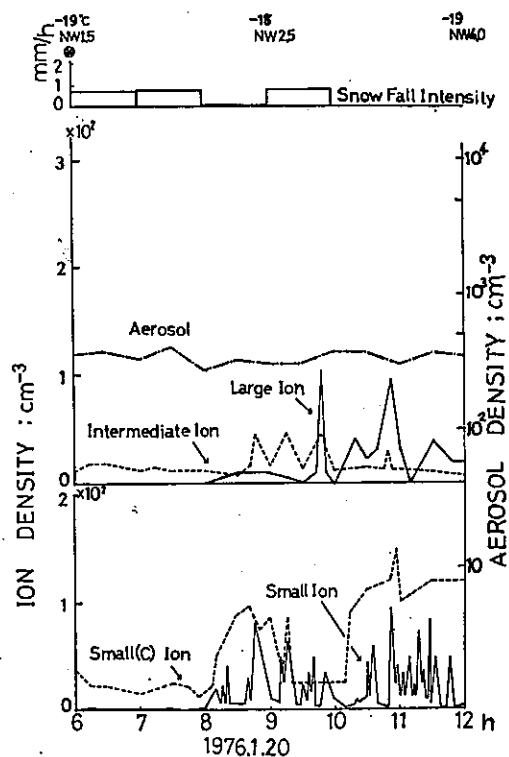


図-4

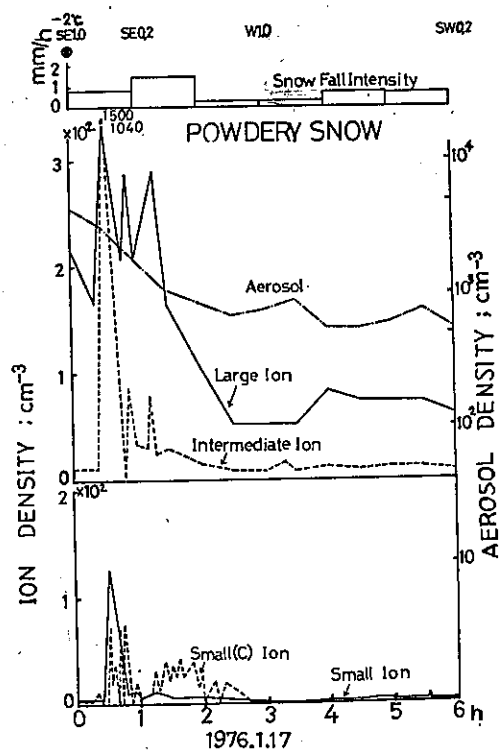


図-5

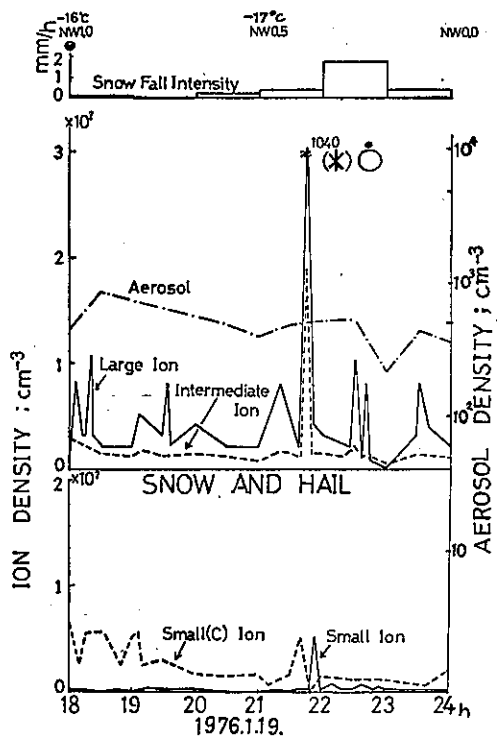


図-6

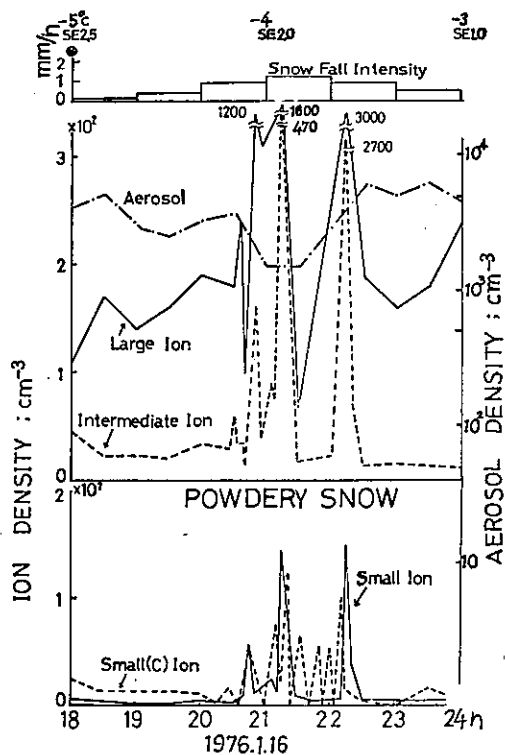


図-7

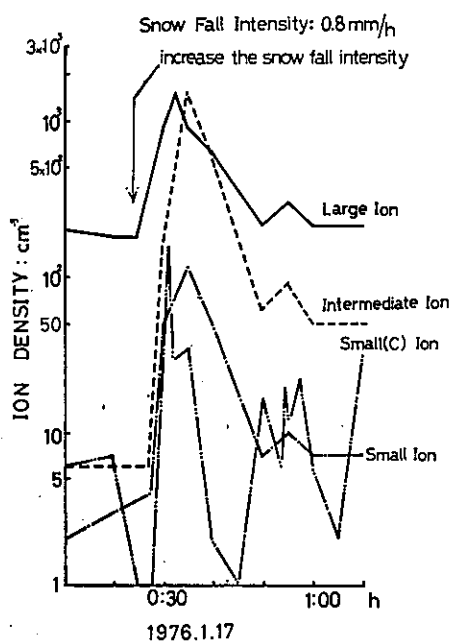


図-8

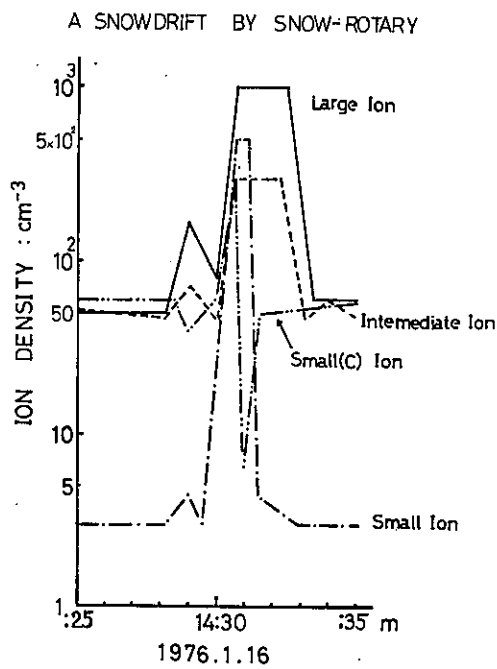


図-9

上の結果と前回の報告を合せ考えれば降雪の帯電と地吹雪の帯電機構はイオンの観測からみればほぼ同じものと推測される。

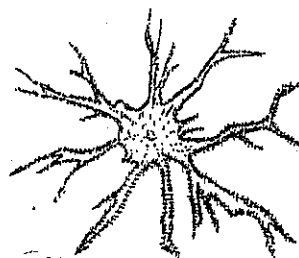
9. 融点氷の三叉粒界における水の流動

東海林 明 雄 (北教育大釧路)

氷を融点に保つと、結晶粒界の三叉交線に沿って水脈が出来る。この水脈は途切れることなく、氷の中で続いている。従って、融点にある氷河内での水の移動に関与するであろう。そこで、氷河表面の水は、水脈を通して氷河底部に達すると考えられる。また、マントル対流の機構として、マントル物質の粒界の三叉交線に沿って、融液脈があり、融液が浮力によって上昇すると考えられている。水を含む氷の研究においては、透明な氷をとおして氷の中の水の存在を直接観測しうる利点がある。そこで、部分融解しているマントル物質の研究にも寄与することができるであろう。水脈を通過する水の流動の実証が肝要と思われる。

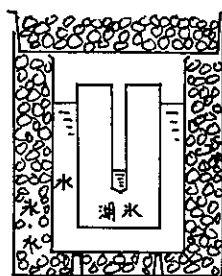
今回は、表題に関する予備的な実験を行ったので、その結果を、冬期結氷した湖面で見られる氷紋の生成と関連せしめて報告することにした。

第1図は、氷紋の一例である。これは、結氷面に降雪があったあと、氷にできた穴から水が噴出して、雪を融して、放射状に流れた水路として形成される。このことは、人工製作によって実証された。ところで、水が噴出する穴がなぜできるかが問題である。氷紋が無数に点在する湖面での観察において、氷紋の噴出口が氷の亀裂ラインにある場合、並びに湖底からのガスの噴出口にある場合と、そうでない場合とが明確に識別できる時がある。亀裂や、ガスの噴出による氷板の融解以外の、噴出口生成の原因の一つとして、三叉粒界が融点に保たれるときにできる。水脈の生成とその発達があげられる。このことを確かめるために、次の実験を行なった。



第1図

春採湖の水を、高さ80cm、直径17cmの円柱とし、次に、この円柱の中心線に沿って、直径8cmの錐で上から約22cmまで穿孔した。これを第2図のように水につけて、長期間融点に保った。3日後には、生成した水脈を通過して穴に水が溜るのを観察出来た。溜った水は時々汲出した。10日後には、毎分9ccの割合で穴に水が溜った。ここで、この氷塊を装置から取り出して、今度は、中心の凹みにインク水をそそいでみた。三叉粒界に出来た数本の水脈を通過して、インク水が流出するのが観察できた。この氷をさらに10日間融点で放置したところ、それぞれの水脈の太さはほぼ一様で、約2mmになっていた。第3図は、天然氷紋の噴出口に石を流して採取した、噴出口の標本である。厚さ15cmの氷板を写真のような、ほぼ一様な太さの穴が貫通したわけで、この点では上記の実験結果と一致するといえよう。



第2図

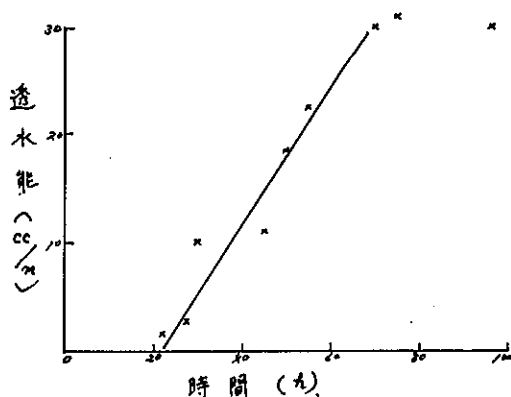
次に、市販氷(1本135Kg)の中心部(80cm×80×27cm角)のみを用いて、上とほぼ同じ実験を行なった。中心部のみを用いたのは、三叉粒界が平行に分布する部分のみを使いたかったからである。第4図に浸出強度の時間的变化を示す。これは結果の一例であっ



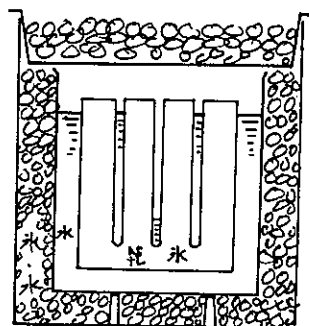
第3図

て、同じ条件にセットしても、サンプルが異なる毎に、浸出強度は大きく異なった。これは、粒界に出来る水脈の発達の場合が各水脈毎に異なるためと考えられる。そこで、120時間後にサンプルを装置から取り出して、水脈の様子を観察したところ、どの場合も、数本の特に発達した、太さが、1.5~2mmの水脈が出来ていた。すなわち、浸出強度を支配したのは、浸出に関与した数百本の水脈ではなく、特に発達した数本の水脈であったのである。この事実是不純物氷の水脈のサイズは一

定しないという既知の事実と符号する。そして、多数の三叉粒界の中から、特定の三叉粒界の水脈のみが発達して、氷紋の噴出口となるという事実にも符号する。以上によって、氷紋の噴出口が、ガスの浮上による融氷や亀裂以外の原因で生成しうることが裏付けられた。今後は、純水を用いて、第5図に示す方法で、水脈一本毎の透水能を測定すべく、現在準備中である。



第4図



第5図

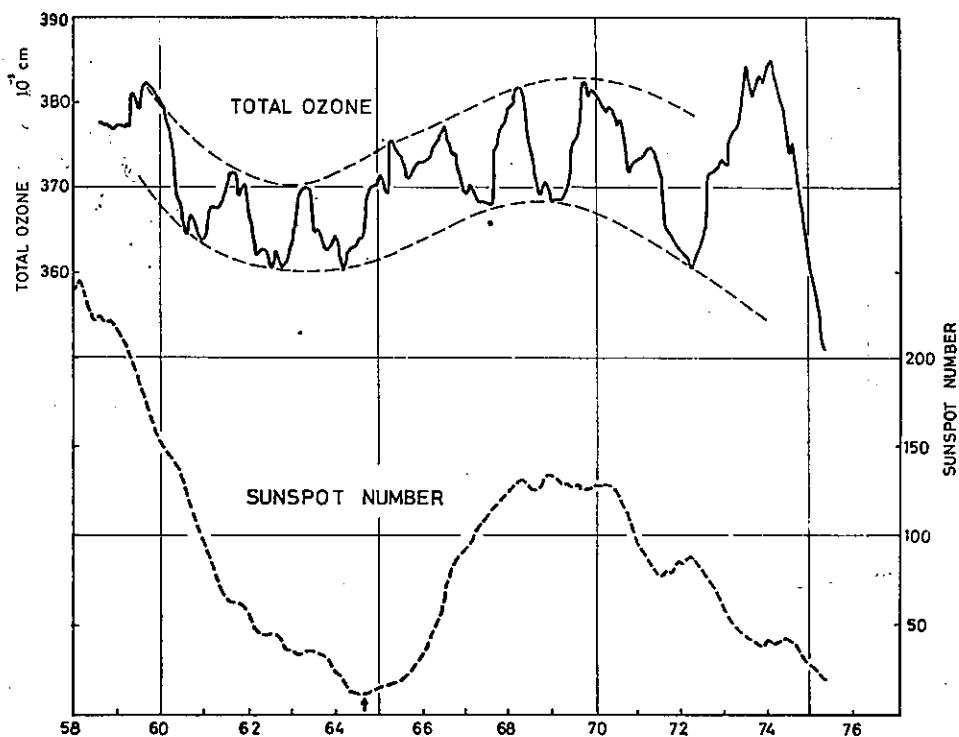
10. 大気オゾンの長期変動

関 口 理 郎 (札幌管区気象台)

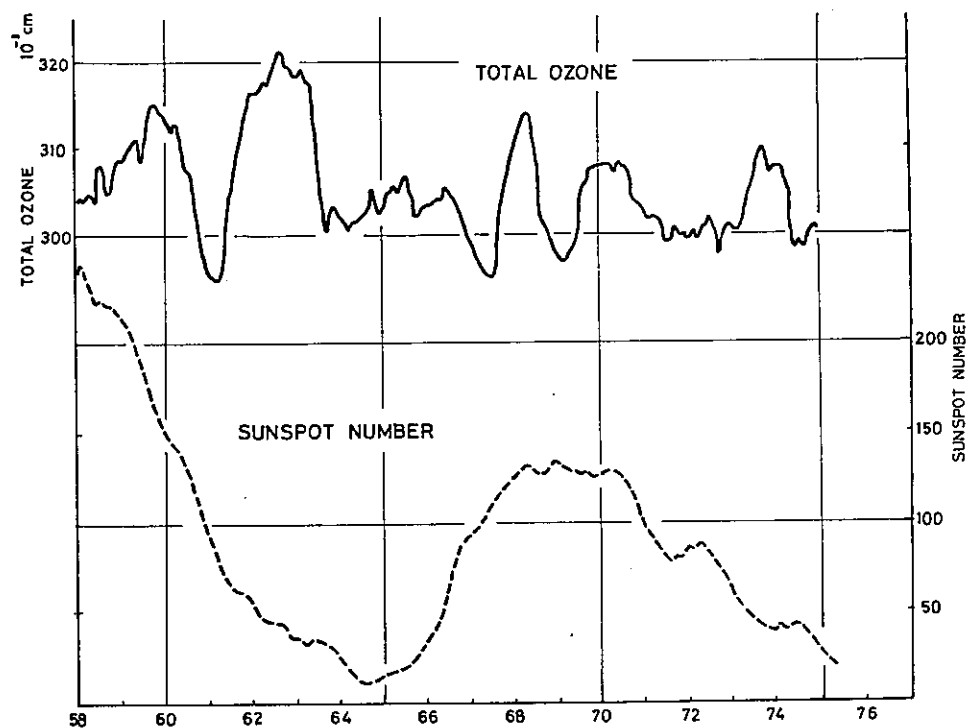
オゾン全量の観測は1933年頃から、ヨーロッパを中心に行われていたが、IGYの頃から、世界的規模の観測が充実してきた。Willett(1962, 1965)やChristie(1973)は、これらのデータを用い、その長期変動が黒点の長期変動と逆相関にあるという解析結果を得ている。これに対し、オゾン観測が、時間的に季節的に空間的に不揃いであり、結論を疑問視する批判が少なくない。

第1図は、札幌のオゾン量と太陽黒点の12か月移動平均を示したものであり、短周期(2~3年)変動を平滑化してみると、Willettらの結論とは逆の関係がみられる。第2図は、館野のオゾン量について第1図と同じような関係を調べたものであるが、太陽黒点との間には、特に関係はないように見える。これらの結果は、予備的解析にすぎないが、今後の調査方針を含め、下記のような推論を行った。

- ① Willettらの解析は、標本を増加させると相関が低下することから、オゾン量の変動と太陽活動度の関連には地域性が存在する可能性がある。
- ② 札幌における関係がWillettらの結論と逆になっていることは、彼の解析がヨーロッパの資料を



第1図 太陽黒点と札幌のTotal Ozoneの12カ月移動平均

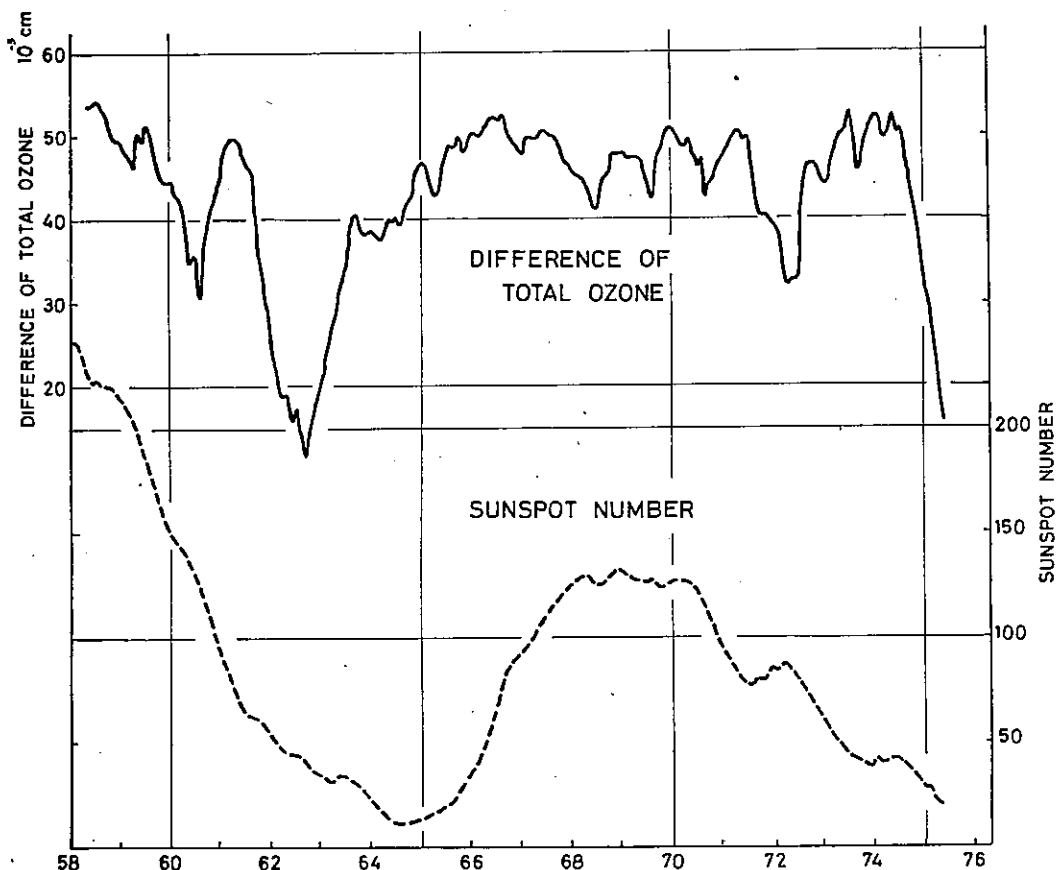


第2図 太陽黒点と館野のTotal Ozoneの12カ月移動平均

主体としていることを考慮して、①の可能性を裏づけるものとする。

③ 館野の結果では、太陽活動との関係が不明確な事実、高緯度地方に太陽活動の影響が強いことを示している。これは、他の気象要素などについての調査と定性的に一致している。

④ 上記の推論が正しいならば、オゾン量の変動に対する太陽活動の影響は大気循環を通じて作用すると判断される。第3図は札幌と館野のオゾン量の差(12か月移動平均)を太陽黒点と比較し



第3図 太陽黒点とTotal Ozoneの札幌—館野差の12か月移動平均

たものである。オゾン量の差は下部成層圏のオゾン量の差であり、成層圏循環の目安とみることができる。その長期変動には、太陽黒点との平行性がみられることから、上記結論の妥当性が想像される。

⑤ 今後は、ヨーロッパ、アジア、アメリカの中高緯度のオゾン資料を用い、スペクトル解析の手法などを用いて上記の結論を確かめるとともに、大気循環との関係を追いたい。

11. 気象雑音と天気の関係について

浅 利 英 吉 (東海大工学部)

あらゆる天気現象は副次効果として大気圏に電磁エネルギーの蓄積と消費をもたらし、それが雑音電波の源泉となる。これを気象(大気)雑音と呼ぶが、その発生原因から、次の8種にわけることができる。

(1) 雷放電雑音(空電): 強い上昇・下降気流により生ずる雷雲において、雲間・雲中・雲と大地間に形成される電場によっておこる火花放電がもたらす雑音である。

(2) 降水時雑音: 大気運動に伴って荷電した降水粒子が接近・衝突・分裂するときの局所的な電場の急変によって生ずる雑音波の全降水区間にわたる集成である。

(3) 各種放電雑音: 自然・人工を問わず導電性構造物からの放電や、大気乱流に起因すると考えられる放電による様々な形態の雑音波である。

雑音理論によると、これらは“衝撃性”、“連続性”、“周期性”その他特有の性状を示すものに識別される。年間を通じて常時認め得るものとして表1の分類を得た。天気に対応してこれら雑音が

気象雑音の分類 (2-30MHz) (受信機オーディオ出力) E. ASARI: TMS 22, 1975, 7, KYOTO.

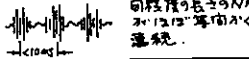
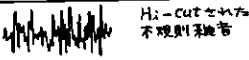
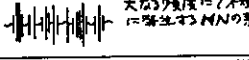
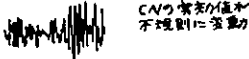
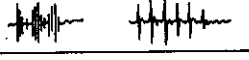
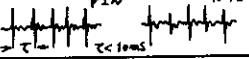
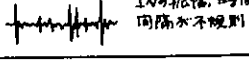
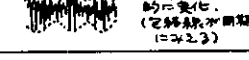
雑音種別	波 形 例, 特 徴	発 生 時	雑音種別	波 形 例, 特 徴	発 生 時
RN (R-RN) ザー。(ツツツ)	 RN R-RN	伝導域受信機周りで生ずる不規則放電雑音	PMN ザー。ザー	 同程度の長さのRNがほぼ等間かくで連続。	降水時、およびその前後に発生。
CN ザー	 Hi-cutされた不規則雑音	(伝導域放電雑音はこのスペクトルによる。) 降雨時に入電(3)とあり。	RMN ガツガツ。ガツガツ	 大きな強度にて不規則に発生するPMNの系列	"
R-CN ザツザツ	 CNの実際の値が不規則に変動。	外気背景雑音として普通に見え、降雨時時は大なる。	PNC シー。シー。シー	 PND	"
CNS ツツ。ツツ。ツツ。ツツ	 瞬間的、孤立的なCN項 T<50ms	20-30MHzで入電、強い大気乱流による、気象変動時に発生すると推定される。	PNS ツツ。ツツ	 PNSが連続することもある。	限りの強い非降水時にしばしば発生される。
IN MN	 IN MN	IN: 主に非降水時 MN: 主に降水時	MNS ガツ。ガツ。ガツ。ガツ		降水時、およびその前後に発生。(空電波の1種)
PIN R-PIN R-PIN	 PIN R-PIN T<10ms	非降水時に連続的に発生。	SP ガツ。ガツ。ガツ。ガツ	 SPS (強) SPL (弱)	雷放電に伴って、短・長各種の波が連続して発生。
RIN ガツガツ。ガツガツ	 INの振幅、時間間隔が不規則	気象状態により様々な様子を呈するが、降雨前後に大なる。	P-CN シー。シー。シー		CNの実際の値が不規則に変化。(記録機が周期的に2-3)

表 1

どんな組成パターンをなすかの例を図1、図2に示す。

次に、降雨について集積した、降雨始めに先立つ時間別の雑音組成と強度の測定データを表2に示す。

天気は、通常、西から東へ移行する性質があるので、たとえば“前線”を放射源として伝搬して来る雑音波を受信出来れば、それを先行指標として降水を予知できる。このとき降水源の型、cell の数、可降水量、受信点との距離、衰弱しつつあるか成長しつつあるかで、何時間前に降水とその規模・様相を予測できるかがきまる。試みとして、天気図と照合して得た分類結果を表3に示す。雑音組成の識別には音感とオシロ観測を用いているが、計器のみによる定量も必要を技術で、それには雑音出



種別		降雨前										(時間)						降雨中
種別	強度	30	28	26	24	22	20	18	16	14	12	10	8	6	4	2		
雷空電 SPS SPL	<2mV					1									2			
	2~4											2	1	1	1	1	3	
	4~6	1								1	2	1		2	1		2	
	6~8				1		1			1			1	2	1	3	4	
降水時雑音 -I MIN. PMN. CN RMN. R-CN 太々々 2の組4台	<1mV						1											
	1~2										1	1	1	1	2	2	5	
	2~3	1			1	2	1			1		2	3	2	3	4	13	
	3~4								1	1	2	1	1	1	2	4	14	
	4~6	1			3		2		1	1	1	2	5	5	2	7	15	
降水時雑音 -II RMN. MN 太々々 2の組4台	<1mV											1			1			
	1~2	1			1	1	1			2	1	3	1	4	3	3	12	
	2~3				2					1			4	4	3	4	10	
	3~4						1				1	3	1	1	1	2	12	
	4~6					1					1				1		6	
降雨時の PN. RMN. REN 太々々 MNS	<1mV						1								1		2	
	1~2					1	1				1	1		1	4	1	6	
	2~4								1		1			1	2	5	7	

表 2

子測象	降雨開始時間			利用せし 4角報	予知 差違	非降水時分					
	<8時前	8-18	18-30			非降水時 分5	非降水時 分5	非降水時 分5	5地中	4地中	3地中
全降水種別事例数	40(83%)	16(33%)	12(25%)	全事例 48	平均	2.44	1.64	1.82	1.75	2.44	2.50
意防より移動の修復区	6(13%)	11(23%)	9(19%)	空砲3発 随水時報告	標準標 偏差	0.23	0.18	0.19	0.15	0.14	0.21
成堤 " "	24(71%)	5(10%)	3(6%)	主に 降下時報告							

表 3

表 4

- 58 -

ところで、社会調査によると、天気と関係の深い層において、“自前かつ即時”の、簡易な局地気象予測方法に対する引合いがあり、それはまた、天気予報放送で情報を入手することを要求している。雑音解析のようを電波工学的方法はこのような要望にこたえ得るものである。気象業務に利用する場合、ごく安価な設備で、レーダ観測の限度を超える遠隔地の気象を知ることが出来、距離をとった数個の観測点で得る情報から、雑音源の進行状況を把握することが可能と考えられる。どのような観測方法にも長所・短所があり、レーダや気象衛星にくらべると、テレビとラジオほどの違いといえるが、ひとあじ異なる特徴を持つ手段を提供する。出力が時系列電気信号であることから、A-D変換により電子計算機によるリアルタイム情報処理システムに直結することも容易である。

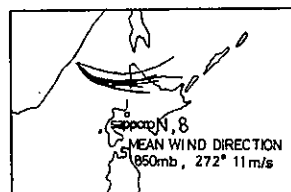
気象雑音の存在は古くから知られていたが、近年の電子技術の進歩により、そのデテイルが判るようになったことから、これを通じて、かなり遠方空域における気象の動向を推測するなど、気象観測に対して支援的な役割を期待できるものと予見される。

12. 沿海州の地形の影響で発生する雲列による大雪

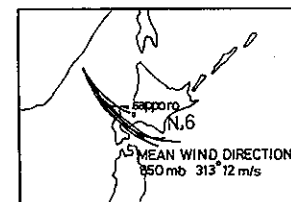
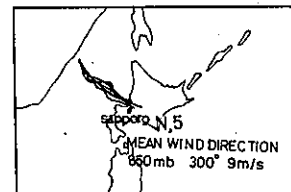
元木敏博・村松照男（札幌管区気象台）

北海道西海岸の季節風による降雪分布が、沿海州の地形の影響（北緯46°付近の山岳部）の結果、発生する雲列に依存する事を、気象衛星、レーダー等の資料を用いて、明らかにする。

1. 下層の風系が北西になると北緯46°線上付近にある沿海州の山岳部の後面から、明瞭な雲列が発生する。気象衛星の資料と沿海州の地形を重ねて検討、雲列は、山岳部の後面から発生する事が確認された。発生の原因としては、障害物の後流内の乱流領域で乱流拡散による上下混合の結果、積雲が、よく早く発生すると推論している。



2. 気象衛星の資料で、1975年12月～1976年2月にかけて、明瞭な雲列が、西海岸に侵入している例を、札幌850mbの風向に関連させて、④⑤⑥に分類する。850mbの風向が、西よりになると、雲列は留萌以上に入る。しかし、雲列の侵入した地域での日降水量は、多くない。風向が、積丹半島の走向にほぼ平行になると、空知地方に雲列は、侵入し、沿海州で-20℃以下の寒気が観測され、かつ雲列が停滞すると局地的な大雪になる。同様に風向が、北西になると後志地方に侵入し、局地的な大雪となる事がある。札幌レーダーでは、後志地方が、ビームカットのため探知できないが、札幌の850mb風向で、ある程度予報出来る可能性がある。

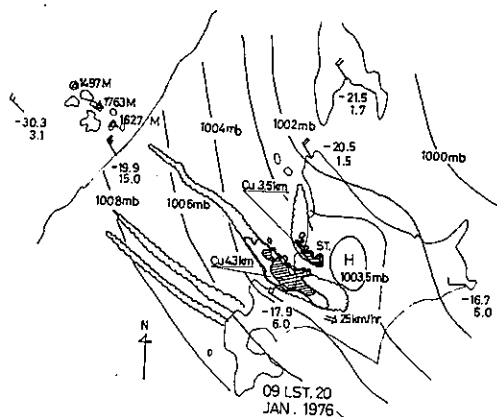


第1図 a、b、c

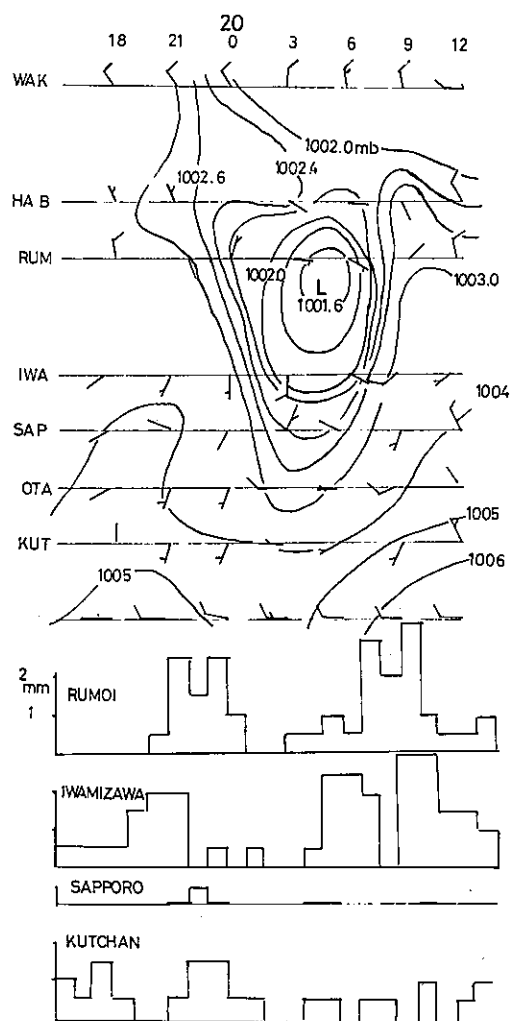
雲列の走向と札幌
850mbの平均風向

象衛星とレーダーエコーを合成するといずれも一致しており、又、雲列の移動は、札幌850mbの風向の変化に一致していた。又、雲列の侵入した地域で、日降水量の増加があった。

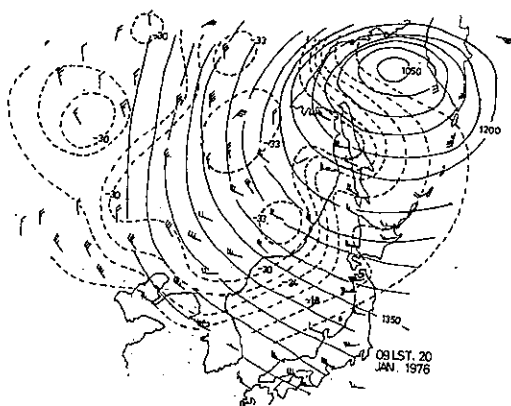
18日、19日の夜には、西海岸で中規模じょう乱が発生し、特に19日の例では、じょう乱に伴う北から伸びてくる雲列と、沿海州から伸びてくる雲列の合流域で大雪となっていた。このことから、小低気圧型の大雪でも、沿海州から伸びてくる雲列が、一定の役割を果たす事が期待される。



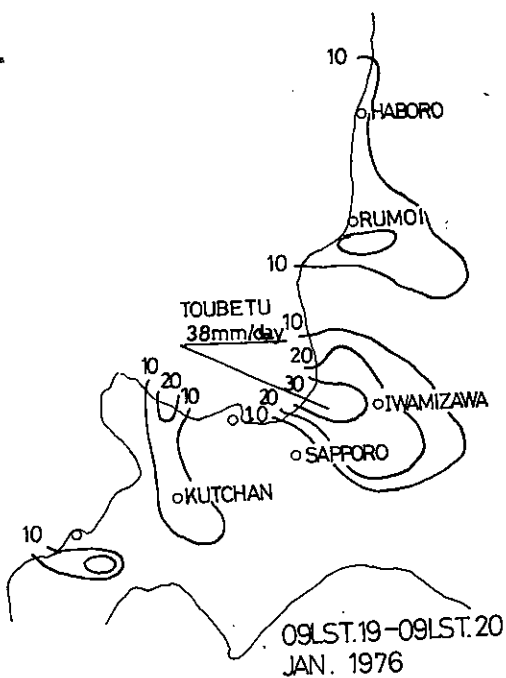
第2図 気象衛星写真とレーダー合成図



第3図 西海岸観測所の気圧、降水量、時間変化図



第4図 850mb 天気図



第5図 日降水量分布図

Ⅳ 昭和50年度支部事業報告、役員会報告、会計報告

支部事業報告

1. 講演会 50年5月16日札幌管区气象台において実施。出席者約50名。
講演者 Prof. M. Brook (ニューメキシコ鉱工大学)
演題 Lightning in Volcanic Clouds
2. 支部だより(㍻20)50年6月発行。
3. 第1回支部研究発表会 50年11月12日札幌管区气象台において実施。論文14篇、特別講演 和田英夫氏(函館海洋气象台)「長期予報」。出席者約70名。
4. 第2回支部研究発表会 51年8月15日北大理学部において実施。論文12篇、出席者約40名。

役員会報告

1. 第1回理事会 50.5.12 於 北大理学部
(1) 出席者 孫野・増沢・石田・関口・浅野・播磨屋・遠藤・下田・村松
(2) 議事
ア 49年度事業経過を播磨屋幹事長より報告され承認された。
イ 49年度会計報告を下田幹事によって行なわれ承認された。
ウ 49年度会計監査の結果を石田理事が報告した。
エ 50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月下旬 札幌管区气象台、8月中旬 北大理学部
② 講演会
Brook教授(ニューメキシコ鉱工大学)、5月16日、札幌管区气象台
③ 支部だより ㍻20 5月発行予定
2. 第2回理事会 50.9.28 於 札幌管区气象台
(1) 出席者 孫野・増沢・石田・関口・浅野・播磨屋・遠藤・下田・村松
(2) 議事
ア 事業経過報告(Brook教授講演会、「冬の低気圧シンポジウム」の別刷発送、「支部だより」㍻20の発行、気象学会奨励金受領候補者の推薦)
イ 支部研究発表会について
○日時 11月12日 9時30分より
○場所 札幌管区气象台
○特別講演は和田函館海洋気象台長に依頼する。
○予稿集 1人2ページ、300部発行(100部当日用、200部支部だより合本用)
ウ 会計中間報告が下田幹事よりなされた。
3. 第3回理事会 51.3.15 於 北大クラーク会館

(1) 出席者 孫野・増沢・石田・関口・浅野・播磨屋・遠藤・下田・村松・大川

(2) 議 事

ア 下田幹事が転任されるので大川新幹事が支部長より指名、紹介された。

イ 北海道支部第10期役員選挙の事務日程が決定された。

ウ 会計中間報告が下田幹事よりなされた。

エ 支部だより第21の発行について

内容 第1、2回支部研究発表会要旨、50年度事業報告、役員会報告、会計報告、支部第10期役員選挙告示、支部通常会員名簿、会員動静、解説(浅野氏)

会計報告

○収入の部

前年度繰越金	116,777円
支部交付金	185,450円
入会金	3,000円
利息	2,425円
計	257,652円

○支出の部

支部だより印刷代	80,000円
講演会	20,000円
研究発表会予稿集	48,000円
研究発表会経費	3,845円
理事会費	5,486円
通信費	8,085円
事務費	1,000円
翌年度繰越金	92,186円
計	257,652円

V 日本気象学会北海道支部第10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51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51年4月8日（金）

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51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51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51年5月27日（木）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51年5月28日（金）

ロ. 開票結果は当日発表し、かつ「天気」（ただし当選者のみ）および「支部だより422」に公示します。

昭和51年4月15日

日本気象学会北海道支部選挙管理委員会

Ⅵ 日本気象学会北海道支部通常会員名簿

(昭和51年4月1日現在) 186名

あいうえお順

(札幌管区气象台) 86名

個人情報保護のため公開しておりません

(気象協会北海道本部) 10名

個人情報保護のため公開しておりません

(稚内地方气象台) 6名

個人情報保護のため公開しておりません

(地磁気女満別出張所) 1名

(岩見沢測候所) 1名

(留萌測候所) 1名

(旭川地方气象台) 5名

個人情報保護のため公開しておりません

個人情報保護のため公開しておりません

(網走地方气象台) 6名

個人情報保護のため公開しておりません

(根室測候所) 1名

個人情報保護のため公開しておりません

(釧路地方气象台) 6名

個人情報保護のため公開しておりません

(帯広測候所) 3名

個人情報保護のため公開しておりません

(帯広空港出張所) 1名

個人情報保護のため公開しておりません

(浦河測候所) 3名

個人情報保護のため公開しておりません

(室蘭地方气象台) 8名

個人情報保護のため公開しておりません

(苫小牧測候所) 1名

個人情報保護のため公開しておりません

(倶知安測候所) 2名

個人情報保護のため公開しておりません

(江差測候所)	1名	個人情報保護のため公開しておりません
(千歳航空測候所)	4名	個人情報保護のため公開しておりません
(函館海洋気象台)	28名	個人情報保護のため公開しておりません
(北海道大学)	32名	個人情報保護のため公開しておりません
(北大水産学部)	7名	個人情報保護のため公開しておりません
(開発局土木試験所)	2名	個人情報保護のため公開しておりません
(北海道農業試験場)	1名	個人情報保護のため公開しておりません
(東海大学)	1名	
(北海学園大学)	1名	
(北海道生活環境部)	1名	
(北海道立衛生研究所)	1名	
(札幌市役所)	2名	
(北海道電力送電幹線建設所)	1名	個人情報保護のため公開しておりません
(札幌市内)	1名	
(小樽海員学校)	1名	
(小樽市内)	1名	
(道教育大学岩見沢分校)	1名	
(岩見沢市内)	1名	
(道教育大学旭川分校)	2名	
(帯広市内)	1名	個人情報保護のため公開しておりません

(室蘭工業大学) 2 名

個人情報保護のため公開しておりません

(道教育大学釧路分校) 2 名

個人情報保護のため公開しておりません

(釧路市内) 1 名

個人情報保護のため公開しておりません

(苫小牧市役所) 1 名

VII 会 員 動 静

(5 0 . 4 . 2 ~ 5 1 . 4 . 1)

○ 新 入 会 員

2.67 (1)

個人情報保護のため公開しておりません

○ 転 入 会 員

個人情報保護のため公開しておりません

42/15 ○ 北海道支部内の移動

個人情報保護のため公開しておりません

○ 他支部へ転出

個人情報保護のため公開しておりません

○ 退 会 者

個人情報保護のため公開しておりません

北海道支部だより No. 21

昭和51年4月10日印刷
昭和51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

印刷所 北大生協プリント部
