

日本気象学会

# 北海道支部だより

第 17 号

## 目 次

### I 航空気象シンポジウム講演資料（於、千歳）

|                        |               |       |
|------------------------|---------------|-------|
| 1. FOG SEEDING .....   | 日本航空 .....    | 石井 秀夫 |
| 2. 晴天乱流とその探測 .....     | 日本航空 .....    | 井上 赳夫 |
| 3. 地形性乱気流について .....    | 気象研究所 .....   | 相馬 清二 |
| 4. 千歳飛行場の気象特性について..... | 千歳航空測候所 ..... | 萩谷 長男 |
| 5. 夏の霧の人工消散試験 .....    | 北大理学部 .....   | 孫野 長治 |

### II 通 信 欄

|                     |               |       |
|---------------------|---------------|-------|
| 航空気象シンポジウム .....    | 千歳航空測候所 ..... | 萩谷 長男 |
| 航空気象シンポジウムの感想 ..... | 千歳航空測候所 ..... | 石井 幸男 |

III 昭和 47 年度日本気象学会北海道支部研究発表会予稿

IV 北海道支部役員選挙と役員氏名のお知らせ

V 昭和 46 年度支部事業・会計報告

VI 昭和 47 年度役員会報告

VII 会 員 動 静

昭和 47 年 12 月

日本気象学会 北海道支部

## 目 次

|     |                          |       |
|-----|--------------------------|-------|
| I   | FOG SEEDING .....        | 1     |
|     | アンカレッジ空港所航務課長（昭和46年7月当時） |       |
|     | 日本航空株式会社 運航業務部主任教官（現在）   | 石井 秀夫 |
| II  | 晴天乱流とその探測 .....          | 6     |
|     | 日本航空株式会社 運送本部            |       |
|     | （電気通信大学 電波航法研究室）         | 井上 越夫 |
| III | 地形性乱気流について .....         | 11    |
|     | 気象研究所 物理気象研究部第1研究室長      | 相馬 清二 |
| IV  | 千歳飛行場の気象特性について .....     | 27    |
|     | 千歳航空測候所 所長               | 萩谷 長男 |
| V   | 夏の霧の人工消散試験 .....         | 48    |
|     | 北海道大学 理学部教授              | 孫野 長治 |

# Fog Seeding

アンカレッジ空港所航務課長(昭和46年7月当時)

石井 秀夫

## 1. Introduction

1964 全米定期運送航空事業会社の就航率達成は97.4%であつた。

- (1) WX Reasonに依る欠航1.3%、うちFogに依るCase TTL、1.0%。
- (2) Mech Others TTL 1.3%

対策決定 政府機関と企業はタイアップして研究努力する(政府出費3,500万ドル/年間)。

- (1) 電子着陸援助施設の開発によりZero - Zero Landig可能ならしめる。
- (2) Terminal WX FCST術の向上をはかる。
- (3) 大気の研究と気象の緩和を計る。

## 2. Background of Airport Fog Dispersal

1942

Thermal Methods were tried by under the Pressure of Military Urgency.  
Advection Coastal Fogs.  
Resulting in A Costly Failure.

Due

- (1) Mechanical Problem.
- (2) Peculiarities of the Local Fog Climate.

1946 ~ 47'

Langmuir, Schaefer, Vonnegut Published Their Finding on the Successful Dispersal of Supercooled Fogs and Clouds Using Dry Ice and Silver Iodide.

1950

各地に於いてPrivatelyに試みられたが正確な記録はない。

政府のSponsored ResearchはAir Linesの支持にもかかわらず、軍の反対により調整できず。

1960

After Failing Government Action on Super Cooled Fog Seeding Proposal in 1960, United Airlines Became A Full Scale of Sponsore (Medford, Salt Lake, etc). cf. ORY APT Tested Using by Propane.

1963 ~ 64'

成功率が上昇したため、Medford, Spokane, Pendleton, Boise, Salt Lake, Reno, Portland, Seattle 計8APTに拡大された。

(Government Back up 有り)

1964~65'

Payment by All Airlines 決定.

cf : Hanover, Lebanon, Green Land by Propane .

### 3. Alaska への導入

1966

Reeve Aleutian AirwaysによりANC, AKNでTestされ好結果がでた。

Airlines 代表によるFog Seeding Committee 設立。

(1) Fog Seedingの入札、決定、契約

1970~71' Alaska Air Svc INC.

使用材料 German Made -Dornier DO28B1

(2) Seederに対するAirlines 側の窓口決定

1970-71' Flying Tiger 社

(3) 支払方法の決定

cf : Elemendorfにおいても採用決定さる。

以後のData

1967~68' No Diversion .

1968~69' 48 Acfts Diversion .

TTL Fog 日数 69'

(12月23日 16 Hrs Continuous Fog 発生, 1日で20 Acfts Divert, Fog Seeding Acft 故障)。

1969~70' 7 Acfts Diversion (Fog 時ARR TTL 機146)。

### 4. Alaska の年間気象

Fogの原因

(1) 秋-初冬

降雨、降雪後は快晴で夜間になり地表面が冷却された場合、

(2) 冬期

内陸高気圧がANC, Cook Inletに流れ込むが、完全に氷結することのできない海面部分より発生するSteam Fog がある。

冷たい地表面に接すると霧の濃度は最高になる。

(3) 白樺原始林があるが、そのうちのよどんだ一定温度の空気と外気との温度差からも霧の発生

がある。

## 5. 如何にして Fog Dispersal はなされるのか

(1) Dry Iceの散布

(通常 3/8 Inch Dia - 粉末状)

(2) 急速に周囲との温度差を作りだす。

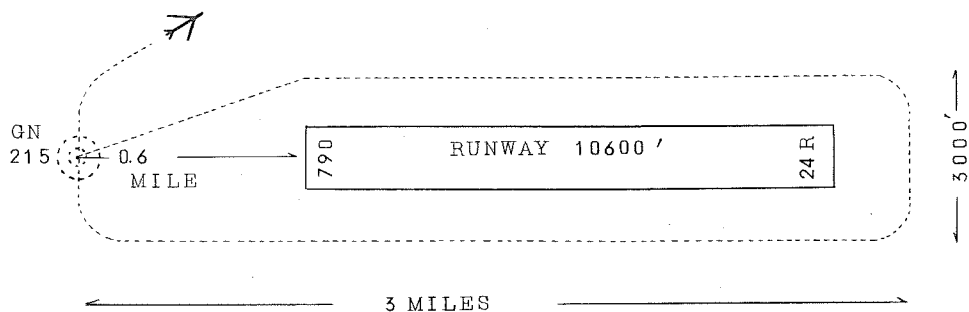
(3) 隣接した霧の粒子を急速に冷却し、Ice Crystal状態にする。

(4) Ice Crystal化した相互粒子との結合

(5) 成長し重さを増し雪片または比較的大きなIce

Crystalとして地上に落下する。

## 6. Diagram of Typical Fog Seeding Flight Pattern



① DRY ICE SPRAY RATE ABOUT 40LBS±2/3MILES

② TTL USAGE OF DRY ICE PER FLT IS 120LBS~200LBS

PMKS 散布は必要に応じ何回もやられる。

散布地帯は必要に応じ変化する。

効果

(1) OAT -5°C~-2.5°C

15分~30分

(2) OAT -2°C~-4°C

効果が減少し始め約30分後

(3) OAT -1°C~+1°C

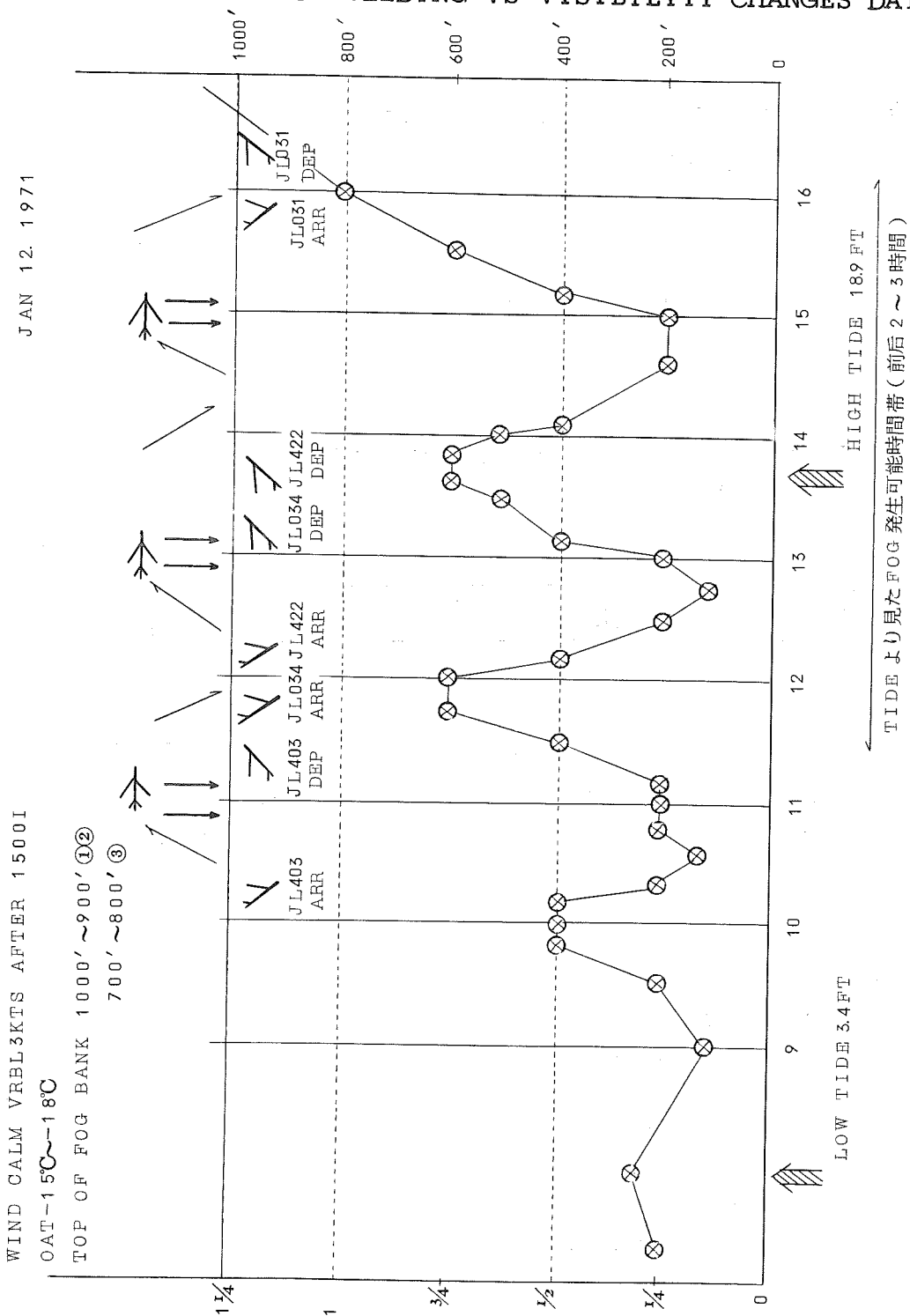
約1時間後、失敗確率大

(Dry IceのSizeの検討が必要)

(4) OAT +2°C以上

ほとんど期待できず。

# 7. ANC INT'L APO FOG SEEDING VS VISIBILITY CHANGES DATA



## 8. Fog Seeding 最適気象条件

(1) Wind Calm ~ 3KTS

(2) Temp

OAT + 1°C ~ -3°C

(-3°C以下になるとFogは結晶化する)

(3) Cold Fog Type of Fog.

cf: Fogの温度分類

Warm Fog - 温度0°C以上の霧

Cold Fog - 各々の霧の粒子が過冷却の液状で、-1°C ~ -3°Cくらいまでを言う。

(-2.5°C ~ -3.3°C、間はIce Crystal 状になる)。

Ice Fog - 温度-3.3°C以下で、結晶状態で宙に浮いた霧。

## 9. Fog Seeding 実績(経費) 1970 ~ 71'

Oct. 70' \$ 544.95

Nov. 70' \$ 548.10

Dec. 70' \$ 529.20

Jan. 71' \$ 459.90

Feb. 71' \$ 478.80

TTL \$2,560.95

この期間中Fog SeedingによりLandingしたJAL便。

Nov. 5 032/401/034/031/422/434/011.

422/434/011

Nov. 6 032/031

Nov. 25 433/032/421/034/031/404

Nov. 28 401/034/031

Dec. 20 031/402/011

Jan. 2 034/422/031

TTL 24 便

cf: Fairbanks Idiversion Cost About \$ 5,000.

## Ⅱ 晴天乱流とその探測

日本航空・運送本部 井上 勉 夫  
(電気通信大学電波航法研究室)

### 序

晴天乱流の発生について、ジェット気流に伴うもの、<sup>1)</sup> 山岳波<sup>2)</sup>によるものがあるとされ、ジェット気流のコアの近く、圏界面付近、コア下方ジェット前線付近、およびコア北側のウィンドシヤの強い部分に生じ、山岳の風下側でもつとも強力とされている。

これまで、ウィンドシヤとこれによる温度変化が探測の手段と考えられ、レーダ、<sup>3)</sup> 赤外線、<sup>4)</sup> レーザ、<sup>5)</sup> 電場、<sup>6)</sup> 紫外線<sup>7)</sup>による探測が試みられたが、あまり成功していない。

電気通信大学において、井上、清都は、光電製作所の山本・山田両氏の協力を得て、長波空電による金原淳博士の探測方法<sup>8)</sup>を応用し、長中波空電による晴天乱流の究明と探測実験を行なってきたが、探測に成果を得たので、ここにその報告をする。

### 1 晴天乱流について、これまでの研究と探測

晴天乱流の発生は、まず山岳波によるものが研究され、<sup>9)</sup> 真珠母雲(マザー・オブ・パール)の存在がその「しるし」とされ、警戒手段とされた。<sup>10)</sup>

ジェット気流にともなう空電について、名古屋大学空電研究所の金原淳博士が、10kヘルツ空電の方向探知<sup>8)</sup>をされ、荒川秀俊博士が、<sup>1)</sup><sup>8)</sup>ジェット気流の圏界面発生の空電を解明された。

ウィンドシヤについて現在では、相当の予報段階に達しており、多くの報告がある。<sup>10)</sup><sup>11)</sup> 各種の探測方法が上記のように、<sup>3)</sup><sup>4)</sup><sup>5)</sup><sup>6)</sup><sup>7)</sup><sup>10)</sup>試みられているが、実用に至っていない。

### 2 長中波空電による晴天乱流の探測

電気通信大学電波航法研究室において、井上、清都は、光電製作所製の方向探知機、3種、5台(試作2種、3台)によつて1970年12月より、富士山付近の地点で、1972年3月まで地上探測を実施した。

地上探測によつて、60～450kヘルツの周波数にわたり、長中波空電が、晴天乱流と上昇気流、下降気流から発生していることを実測することができた。

これらの気流から発生している持続性空電は、発振波と考えられる固有周波数を持ち、磁力線と類似した波動の磁波と推定される。

固有周波数は、気流のエネ르기、発振源の微粒核の性質によつて変化すると考えられる。(氷晶、水蒸気、微粒子)

とくに、人工の電波との相違は、高度の探測が可能であり、方向と高度の2元から、気流の位置推測が早くできることであつて、発振状態がほぼ推定されることにある。

中波帯の利点は150km—100kmの距離内の現象をとらえるために、遠距離の空電の混信のおそ



れが少なく、ジェット機の速度であつても、5～10分以前にその方位と高度およびエネルギーの強弱を知ることができる点にある。

#### 2-1 探測機の開発

光電製作所試作のブラウン管方式KS-372TSⅡ型機について、数回の実験の結果、水平ループアンテナによる高度の測定を可能とするよう改造し、高度、方位の探測に成功することができ、地上用探測方式の見込が得られた。

光電製作所と共同試作したKS555型改造2号機は、軽量小型の音響方式であるが、高度方位同時測定が可能となり、移動実験用として効果をあげたので、航空機上用としての開発の基礎が得られた。

指示方式、遠隔制御、2点探測の地上警戒探測システム設計をすすめようと計画中である。また航空機上用は小型軽量化への開発が必要とされるので、実用化への実験にすすむこととしている。

#### 2-2 探測実験の進展

晴天乱流の発生が主として冬季であり、偶発的であるため、実験の回数を多くするか、自動探測によつて多数のデータを求めなければならないので、継続的に探測を実施することにしており、晴天乱流発生機構を解明するよう努力したい。

これまでの結果により、富士山-伊豆半島の地域が、最適と思われるが、東北、南九州などにおける実験ができれば、発生機構の異同が求められるかもしれないので、実施したい。

晴天乱流以外の雲中乱流からの（台風中心など）発振波についても実験を重ねるならば、発生機構の異同のほか、それぞれの乱流の探測に役立つことと考える。

機上探測実験は、機上用機の開発を待つて、機会を得れば探測を試みたい。

#### 2-3 モデルシミュレーション実験の進展

晴天乱流のモデル気流からの発振波の測定によつて、発振機構のシミュレーションを求める実験を計画中であるが、発振波発生の電磁的機構については、すでに成果を得ているので、気流と発振核微粒子についての実験をすすめることとしているが、乱流発生風洞・垂直風洞などによつて解明したい。

これまでの電磁的機構実験では、継続的磁波の発生に近似しており、衝撃的空電ではなく、帯磁微粒子の高速流動によるものと考えられる。

#### 2-4 気流と発振波との関連

ジェット気流からの発振波は、エネルギーの高いと考えられる周波数が得られ、真珠母雲と一致するものもあつた。

富士山側火山火口からの垂直上昇気流からの発振波は、低エネルギーとみられる周波数であり、発振位置から、つぎつぎに上昇する雲が観測されたが、雲からの発振ではなかつた。（2000 m/分の上昇が観測された雲があつた）。

水平気流と思われる水平な雲の最尖端上昇気流からの発振波も観測されたが、水平な後部からの発振はなかつた。

台風、低気圧、不連続線からの発振波については、それぞれ特異の時間的変化を示すことは、す

でに観測してあつたが、高度の測定によつて、その位置を知ることのできた1例を得たので、今後より解明したい。

1例だけであるが1972年1月11日の伊豆列島を横切つた低気圧で、中心附近の発振波エネルギーが、列島線で拡大した。

### 3 晴天乱流の発生と地下構造

晴天乱流の発生を統計的に調査すると、ある地域に限られることがみられる。

富士山付近で発達する水平気流を観測すると、ほぼフォツサマグナ線上で拡大するように思われたので、この線上での探測を試みたのであるが、多数の発生が、この地域に探測された。

1例にすぎないが、伊豆列島線上での発振波の拡大とあわせて考え、これまでの台風、低気圧、不連続線からの発振波記録を検討すると、伊豆列島—フォツサマグナ線の地域に発生していることが認められた。

このことは、フォツサマグナ・伊豆列島の地下構造異常による重力、あるいは鉛直線偏倚による気流の上昇下降によるものではなからうか。

山岳波は山岳の形によると考えられてきているが、地下構造の異常がこれに加わつていると考える。

海洋上には山岳がないにもかかわらず、強い晴天乱流が観測される海域も限られているので、海図上にその位置を求めると、相当数が、海山の上空にあつていることをみいだした。

そこで太平洋上の晴天乱流四季平均図<sup>12)</sup>と海山を比べると、対応が図1のように眺められる。

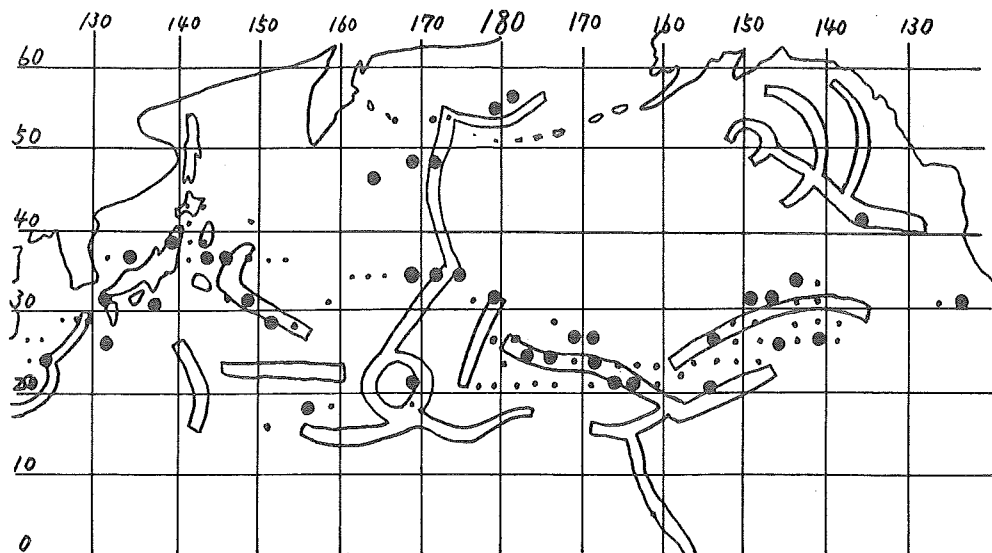


図1 ICAO太平洋晴天乱流四季平均図と海山

● ● 乱流ひん度  
 □ 海山群

さらに日本列島上の晴天乱流遭遇率<sup>13)</sup>と、ゼオイド等高線<sup>14)</sup>を比較すると図2のように、極めてよく類似している。

もしも、このような重力異常が乱流発生に関連するとすれば、あらかじめ予定航空路の海山をよける飛行計画が作られるであろうし、海山上空前で警戒処置がなされうるであろう。

台風、低気圧、不連続線が、海山、海溝などの地下構造に影響されることも同様であろう。

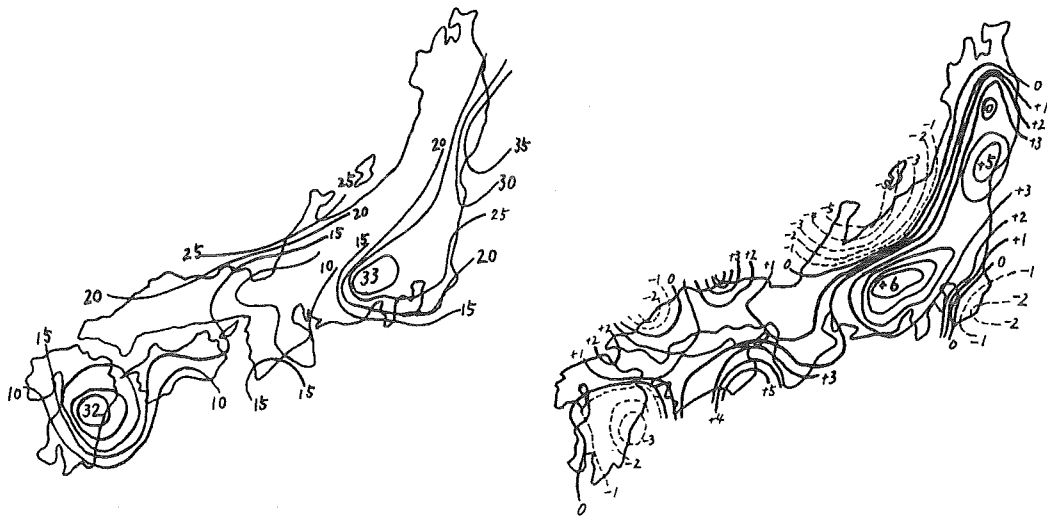


図2 乱流遭遇率(柴田宣氏による)とゼオイド等高線(寺田氏による)

#### 4 晴天乱流の発生時間

機上の晴天乱流遭遇経験からすると、ほとんど食事時間にあたっていたので発生時間を地方時で統計してみると、08.00~09.30、12.00~14.00、17.00~20.00の各食事時間に晴天乱流の報告されている例がおおい。

このことは、超高層の電離層の上昇下降時間に関連し、大気圏上層の上下流によるものと推定される。

食器の浮上、熱湯ボトルの転倒防止など、食事と乱気流発生にともなう安全処理が必要であるが、あらかじめ電離層の変化の強弱を知れば、発生の予測ができるかもしれないので、その相関関係を調査中である。

## 結

金原博士の業績の延長として開発してきた長中波による探測は実用化に近づこうとしているが、その基礎的発振機構の研究は緒についたばかりであり、総合性をもつて、異つた角度から、その解明に努力したい。

地上探測機は固定遠距離のものと、機動性ある移動探測車によるものの開発が必要とされる。

航空機用探測機の開発は、さらに実的なものを試作し、実験を重ねた上で完成に至ることとなるらう。

なお、台風、低気圧、不連続線の探測についても、多数の実験を経て、その予防警戒システム化をみることができると思われるので、海上における船舶実験が必要である。

晴天乱流の発生に関して、海山、火山など地下構造異常、発生時間と電離層変動について、さらに世界的解析がなされるならば、航空路の選定、時間的警戒に有力なよりどころとなるらう。

この研究開発に与えられた電気通信大学荒川教授の御支援と卒業研究生諸氏の探測努力、そして、報告の機会を与えられた北海道気象学会と日本航空株式会社に感謝する。

## 参考文献

- |                           |                                  |                            |
|---------------------------|----------------------------------|----------------------------|
| 1) クリヤー・エアー・ターブレンス気象研究ノート | 荒川秀俊                             | 1958                       |
| 2) リー・山岳波                 | Q. J. Royal Met Soc<br>V-75      | スコアラー 1949                 |
| 3) ドップラーレーダー・ドリフト         | Aviation Week<br>1961-N9         | N. W. 航空 1959              |
| 4) ウインド・シヤ温度傾斜            | Aviation Week<br>1961-N9         | E. 航空 1958                 |
| 5) レーザー反射                 | Aviation week<br>1961-N9         | ハネウエル、ミシガン大 1961           |
| 6) 静電電流                   | Aviation Week<br>1966-3-14       | N. W. 航空 1966              |
| 7) 紫外線                    | Japan Times<br>1971-3-29         | アマゾニア財団 1971               |
| 8) 長波10kヘルツ空電             | 名大・空電研究報告<br>N1-5, N3            | 金原 淳 1950<br>1954          |
| 9) 山岳波と飛行                 | WMO Technical<br>note 18         | Alaka M.A. 1958            |
| 10) 真珠母雲                  | Flying Safety<br>1954-1          | 米空軍 1954                   |
| 11) コロナ放電                 | Aviation Week<br>1961-N9         | スタレフオード大学 1961<br>U. A. L. |
| 12) 太平洋晴天乱流               | Aviation Weather<br>Service. JMA | 東京航空地方気象台 1967             |
| 13) 乱流遭遇率                 | 天気 15. N5                        | 柴田 宜 1968                  |
| 14) 日本のゼオイド等高線            | 地球物理学                            | 寺田・坪井 1933                 |

### Ⅲ 地形性乱気流について

気象研究所物理気象  
研究部第1研究室長

相馬清二

#### 1 はしがき

英国のHislop(1951)がJour, Roy, Aero, Soc.に晴天乱気流の総合報告をのせてから約20年になる。以後もこれに関する数多くの研究がなされているが、いまだにこの現象は航空機の安全航行をおびやかす大きな存在である。

乱気流によるこれまでの事故を調べて見ると、その要因はいろいろあるが、その中でも地形に原因した晴天乱気流はとりわけ激しい性状をもっているように見える。1964年1月米国コロラド州におけるB-52H機、1966年1月伊仏国境アルプスにおけるB-707機あるいは1966年3月5日富士山風下の御殿場上空におけるBOAC機などの遭難事故はいずれも山岳性突風すなわち地形性乱気流によつて生じたものと考えられている。

これらの例は比較的高い高度における地形性乱気流であるが、地上付近すなわち空港周辺の乱気流も軽視できない現象である。わが国では、国際級の空港は例外として、約50カ所あるローカル空港の中には、滑走路のすぐ手前が谷であつたり、山があるなど、周辺地形の複雑な空港がかなり多い。南紀白浜空港、青島空港、三宅島空港あるいは八丈島空港などがその例である。空港周辺の乱気流は離着陸、とくに着陸体勢の航空機による影響は大きいと考えられる。万一の事故をさけるためにも、これらの現象を十分に調査して運航管理に資することが必要であろう。このような趣旨で南紀白浜空港の滑走路周辺の乱気流観測が行われた。ここでは、この観測結果と当研究室でBOAC機の墜落原因となつた乱気流の一部を紹介したい。

#### 2 南紀白浜空港の地形の特徴

航空局の要請もあつてこの空港の乱気流の問題が取りあげられ、昭和45、46年の2カ年間(冬期間だけ)にわたつて観測が行われた。この空港は小さい半島を横断して造られた空港で、滑走路の長さは1,200mである。その両端には平坦部の余裕が全くなく、滑走路の両端は、かなり急な傾斜地形を経て直ちに海に接している。極端な表現をすれば、台形状の踏台のような地形上に造られた空港である。滑走路の海面高度は105m、その走向はほぼ南北である。航空機はいずれの方向から着陸するにしても、傾斜地形を越えて着陸しなければならない。パイロットからの報告によると、風の強い場合には、この傾斜地上空で航空機はしばしば強い動揺を感じるといわれている。

#### 3 空港周辺の乱気流観測

この空港周辺の乱気流は比較的強風が多く、かつ、風向の安定した冬期が観測期間に選ばれた。この期間は風向はN-NWで、その際は航空機は風に正対して南側から滑走路に向け進入することになる。当然のことながら観測の対象区域は滑走路の南側傾斜地ということになる。なお、地形の断面図を描いたところでは南側の傾斜角は北側よりやや大きい。

乱気流観測は次のごとき方法によつて行われた。

- (1) 航空機による加速度観測
- (2) 無浮力気球による気流観測
- (3) 発煙筒による気流観測
- (4) 風洞実験その他

風洞実験による気流調査はまだ継続実施中である。

(1) 航空機による加速度観測

航空機に加速度計を搭載して、ここで発生している乱気流が航空機の動揺(加速度)にどの程度の影響を与えているかを調べて見た。

観測の行なわれた場所は、南紀白浜空港の滑走路南側、航空機の着陸進入コースから滑走路にかけての約4,000mの範囲、高さは滑走面から100、200、300、400および500フィートの5層であつた。

使用航空機は、昭和45年に航空局所属のYS-11機、46年には防衛庁所属のLM機であり、両機あわせての観測回数は11回であつた。これらの中から特徴的な加速度記録の事例を一、二述べよう。

第1図に示された記録はYS-11機によつて得られたものであるが、明らかに地形性乱気流の影響と思われる。1.6G(ピークからピークまで)の大きな鉛直方向の加速度が観測されている。この値は、滑走路の着地点前方1,000mの地点で得られたものであり、また、その時の高度は滑走路面上約30mであつた。この位置は航空機の進入角度に換算すると約2度である。この1.6Gの値が得られた時の状況は、当時塔乗していた観測者の言によれば、機内の支柱にしがみついてやつと計器操作の可能な程度の大きな動揺であつたという。ちなみに、航空気象の教科書に記載されているところによると、乱気流と加速度との関係は次表の如くなつている。

第1表 乱気流階級と加速度

| 乱気流階級  | Light   | Moderate | Severe  |
|--------|---------|----------|---------|
| 加速度(G) | 0.1~0.3 | 0.6      | 0.9~1.2 |

(航空気象、P79、地人書館)

加速度観測は横成分および縦成分についても行なわれたが、第1図によると、横成分は鉛直成分に比べてはるかに小さく0.2Gであつた。また、航空機の進行方向の縦成分の加速度は横成分よりなお小さい値を示している。これらの記録が得られた当時の空港エプロン近くにある風速計は8~9m/Secの風速(風向はNNW)を示していた。この値に比べて得られた加速度は大き過ぎる感じがするが、白浜空港出張所の調査によれば、滑走路の南端では、エプロン付近より一般に1.5倍の大きな風速を与えることが示されている。これは白浜空港の特異な地形によるもので、風向によ

つてこの倍率は違ってくる。

一方、エプロンでの風速計が  $5\text{ m/sec}$  前後の比較的弱い風を示した場合の加速度観測記録によると、最大をとつても  $0.5\text{ G}$  の加速度であつた。この程度の風速の場合、加速度記録紙上で、一般気流じよう乱と地形の影響によるじよう乱との差は見られない。

以上の観測資料だけでは、航空機の運航中止の風速限界をどこにおくかはまだ決められない。このためには他の平坦な空港で、同じような観測を行ない、それと比較して見る必要がある。

## (2) 無浮力気球による気流観測

航空機による加速度観測と平行して無浮力气流による気球観測を行ない、N-NW風の場合における滑走路南側の気流性状を調べた。観測に用いられた気球は直径  $150\text{ cm}$  (第二年度には直径  $80\text{ cm}$ ) のほぼ完全な球型で、材質は伸縮の極めて少ないポリエステル膜(マイラー)であつた。無浮力气球はそれ自体上昇力も下降力も持たず気流の動きだけに追従するように調整されている。しかし、厳密には、飛ばし時の高度差があまり大きいと、やはり気球の浮力の影響が出て、完全に気流に追従し得ないことになる。今回の観測では、気球の動きが高度差約  $300\text{ m}$  の範囲であつたので、その影響は少なく、気球の動きをもつて空気小塊の動きと考えると差支えないように思われる。なお気球は高度の差異によつて容積変化がないように内圧を  $10$  数ミリバールに加圧している。また、気球の追跡は2台の経緯儀によつて立体的に行なわれた。観測の読取り間隔は  $10$  秒であつた。

まず、観測された気球の軌跡を全部一枚の図にプロットして見ると、(第2図)上昇するもの、下降するものあるいは変動するものいろいろあつて、この付近の気流性状は極めて複雑であることを示している。しかしこの図だけでは何の役にも立たないので、これまでの山越え気流の研究から得られた知識を基に、似たような軌跡の分類を行なつて見た。その中で比較的明確な型を示す気流系は

- (i) 山岳波型の気流系
  - (ii) 射流型(おろし型)気流系
- の2種であつた。

### (i) 山岳波型気流系

46年2月5日に得られた観測事例がこの類型にはいる。(第3図)。これによれば、滑走路の延長線上の沖合で、気流が山岳波状に大きくうねっているのがわかる。おおよその波長は約  $2500\text{ m}$  であるが、この数値から推定して、この気流系は半島を横断して生じた山岳波であると考えられる。この気流にのつた気球は最初滑走路面から  $62\text{ m}$  の高さまで上昇し、その後下降を続けて海面すれすれまでに達する。

気球は約  $200\text{ m}$  の高度範囲で上昇したり、下降したりしている。2月2日にも似たような気流系が観測された。

### (ii) 射流型気流系

第4図に掲げられた気流系は南端傾斜面を急激に下降し、海面に至つてはねかえつている。このような流れを水理学では射流、そしてはねかえつている流れを Hydraulic Jump と呼ん

でいる。このような流れは山脈の背後に生ずることは以前から知られていた。しかし、今回の観測資料ならびに成層風洞で気流実験を参照したところでは、このような射流現象は、台型地形の方が山脈風下よりも形成されやすいようである。同じこの気流系でも Hydraulic Jump がもつと着地点に近い傾斜地の中央部で生ずることもある（第5図）。この型の気流系では射流部分では乱れが少なく、むしろ Jump した気流に乱れが多いようである。前述の 1.6 G の加速度が記録されたのは南端から約 1,000 m 沖合であつたが、位置的に見て、この大きな加速度は Hydraulic Jump に関連しているのではないかと考えられる。いずれにしても、エンジンを絞つて着陸姿勢にある航空機にとつて、じょう乱の多い上昇気流のすぐあとに、下降気流が存在することは好ましからざるものであろう。

なお、気球観測の際に、南端から放出された気球が山の斜面で大きく回転している例が見られた。いうまでもなく、これは風下斜面上に逆流があることを示すものである。

#### 4 孤峰背後の乱気流

BOAC 機の事故調査に関連して富士山背後の乱気流観測を行なつていたが、これによると、孤峰の背後と台型地形とは、気流性状はかなり異なるようである。孤峰の背後でも山岳波型気流系もおおし型気流系も存在する。しかし、強風場で形成される気流系はこれらでなく、むしろ、はく離型気流系であるように思われる。

BOAC 機の事故が生じた当日は日本海にあつた大陸旋風が急速に発達して、中部地方一帯には強風が吹きつづつていた。このような強風場の中で、富士山の風下ではどのような気流系が存在するかは、当時あまりわかつていなかった。山越え気流について定説となつていものは山岳波型気流系くらいしかわかつていなかった。二次元的な山、すなわち山脈を越える気流に関する問題であつたが、英国の R. S. Scorer がこれを理論的に研究し、華麗な結果を出している。その基本となつている微分方程式は

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial Z^2} + \left( \frac{g \beta}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} - k^2 \right) \psi = 0$$

ここで

$U$  — 平均風速の主流方向の成分

$g$  — 重力の加速度

$\beta = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z}$ ,  $\theta = \text{Potential Temperature}$

$\psi$  — Stream Function

$k$  — 波数

$Z$  — 鉛直上方への高さ



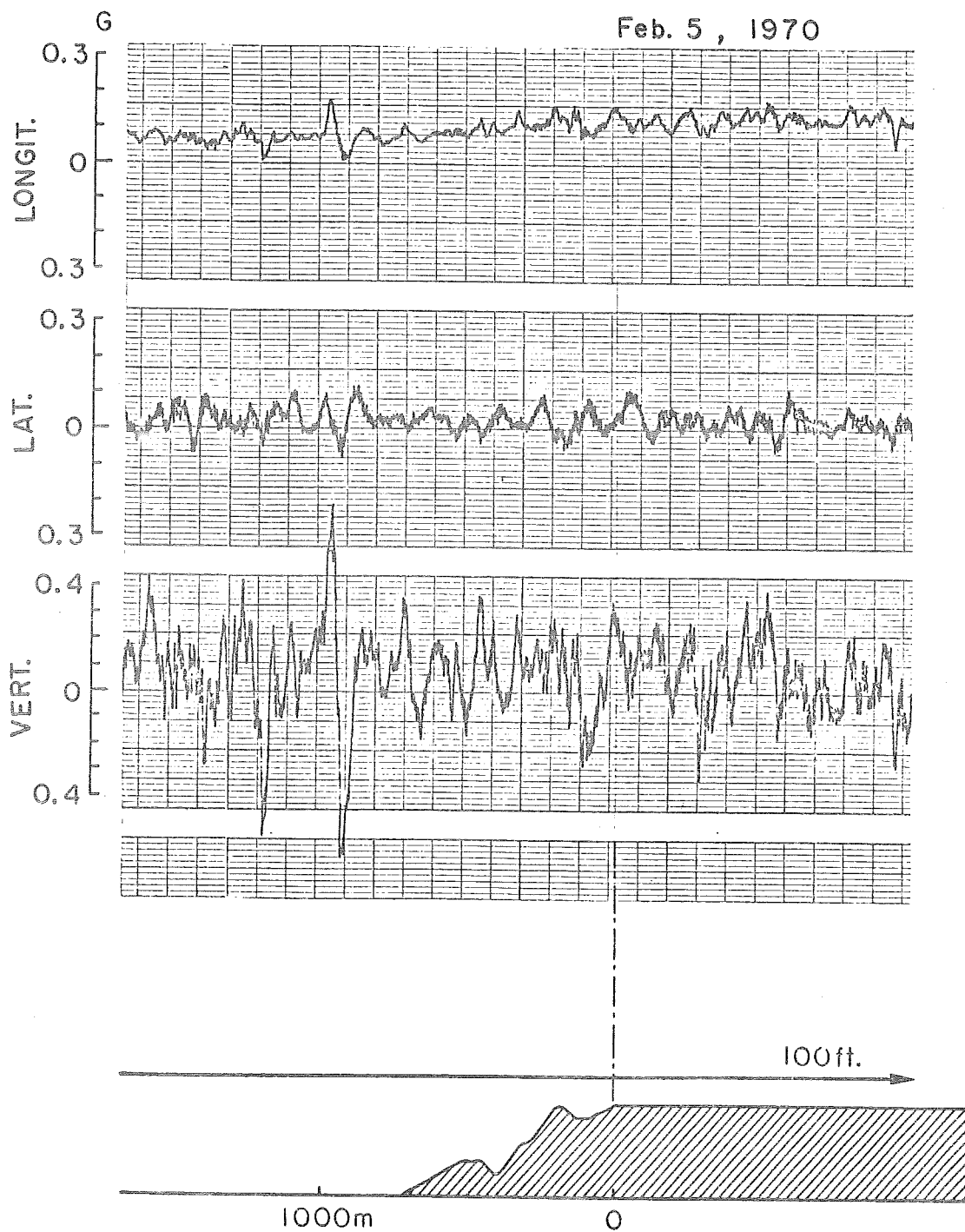
$$\frac{g\beta}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} (= \ell^2)$$
 は風速の鉛直方向のシヤーを考慮した大気成層の安定度を示す頃で、これがある程度大きくなければ波動現象は生じない。それがみたまされれば、第6図の如き、山岳波（二次元）が生ずる。この理論を三次元に拡大すれば孤峯の背後の山岳波型の気流が求まる。（第7図）。この際に“つばさ雲”が孤峯の背後に形成されることはよく知られている。

山岳波型気流が生ずるのは大気成層が安定な場合に限られる。強風の場合、大気の成層が中立に近ずいた場合にどのような気流系になるかが、BOAC機事故究明の重要な課題であつた。山頂から無浮力気球をとばし、それをトラッキングレーダーで追跡して気流の観測を行ない、また富士山風下の雲の動きを16ミリ撮影機によつて駒撮りを行なつて調べたところ、強風の場合には、山岳波型気流系が消滅し、これとは全く異なつた形態のはくり型気流系の形成されることがわかつた。

## 5 成層風洞

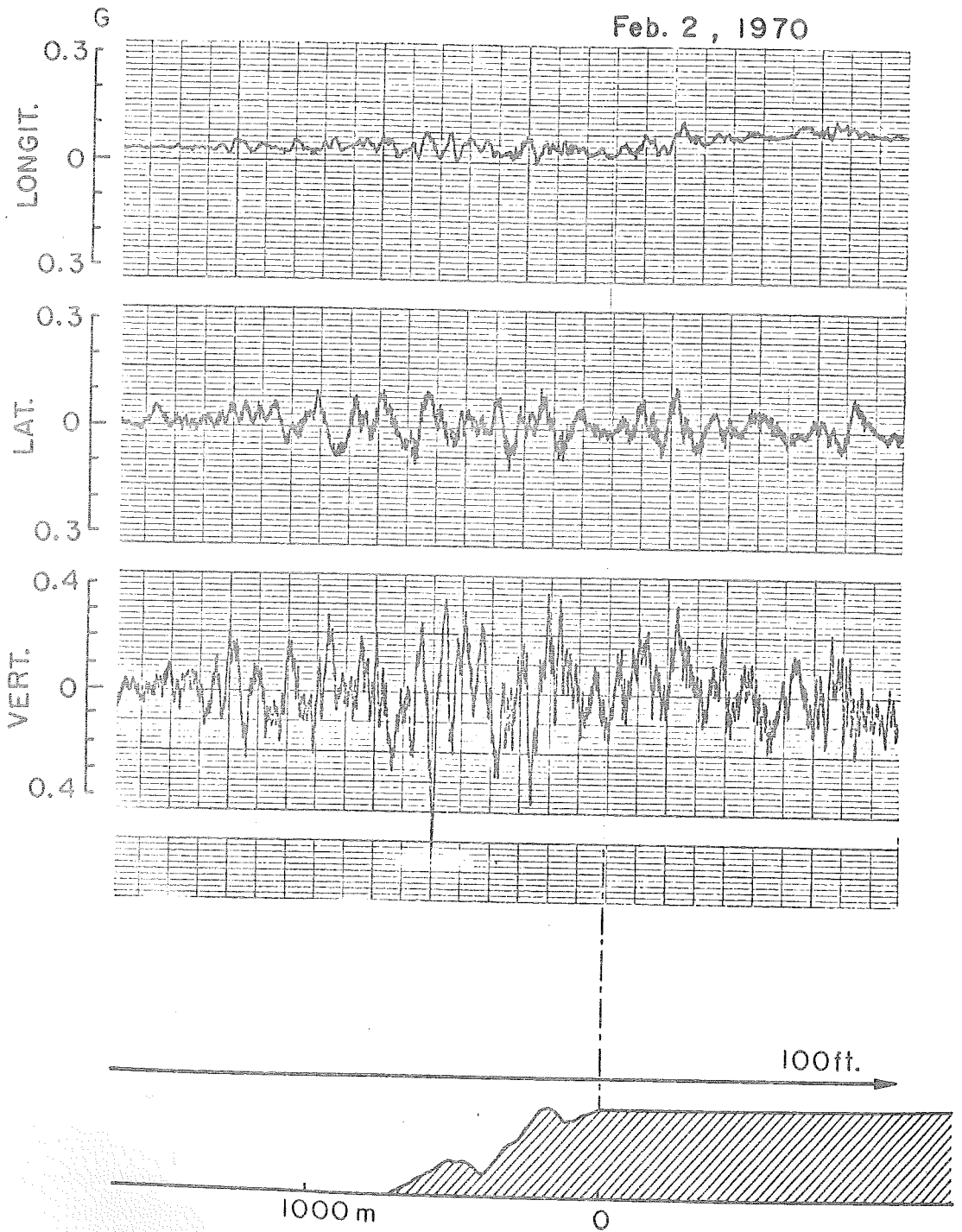
大気成層の安定度によつて山越え気流がどのように変化するかを自然風の場合における観測資料で実証づけることはむずかしい。対象とする山の周辺での高層観測資料はほとんどないからである。この問題を調べるために、比重が空気の4.7倍もあるフロンガスを利用し鉛直方向に密度傾度をもつような成層風洞を造つた。この風洞によつて実験したところによると、密度傾度が大きく大気の成層が安定な場合には富士山のごとき急しゆんな山岳でも、風下に定常的な山岳波が生ずる。しかし、風速をしだいに増して、成層条件を中立に近ずけると、山岳波は解消して気流系ははく離型となる。BOAC機の事故が発生した当時の富士山風下の気流系はこのようなものであつたと推定される。たまたま、富士山風下で観測網を張つていた際に、1966年3月5日とよく似た気象条件に遭遇した。大陸旋風が日本海において急速に発達しながら北東進し、富士山周辺の中部地方一帯は強風の場合となつた。富士山頂では平均風速30 m/secにも達した。その際の無浮力気球の飛しよう軌跡は第8図のごときのものであつた。これは明らかに山岳波型の気流系によるものではなく、はくり型の気流にとまなう軌跡である。

以上のほかに、富士山風下の雲の動き（16ミリ映画）を参照したところでも、強風の場合には、気流ははくり型となつている。これに伴う強力な乱気流は富士山頂から比較的せまい幅で風下にのびている。



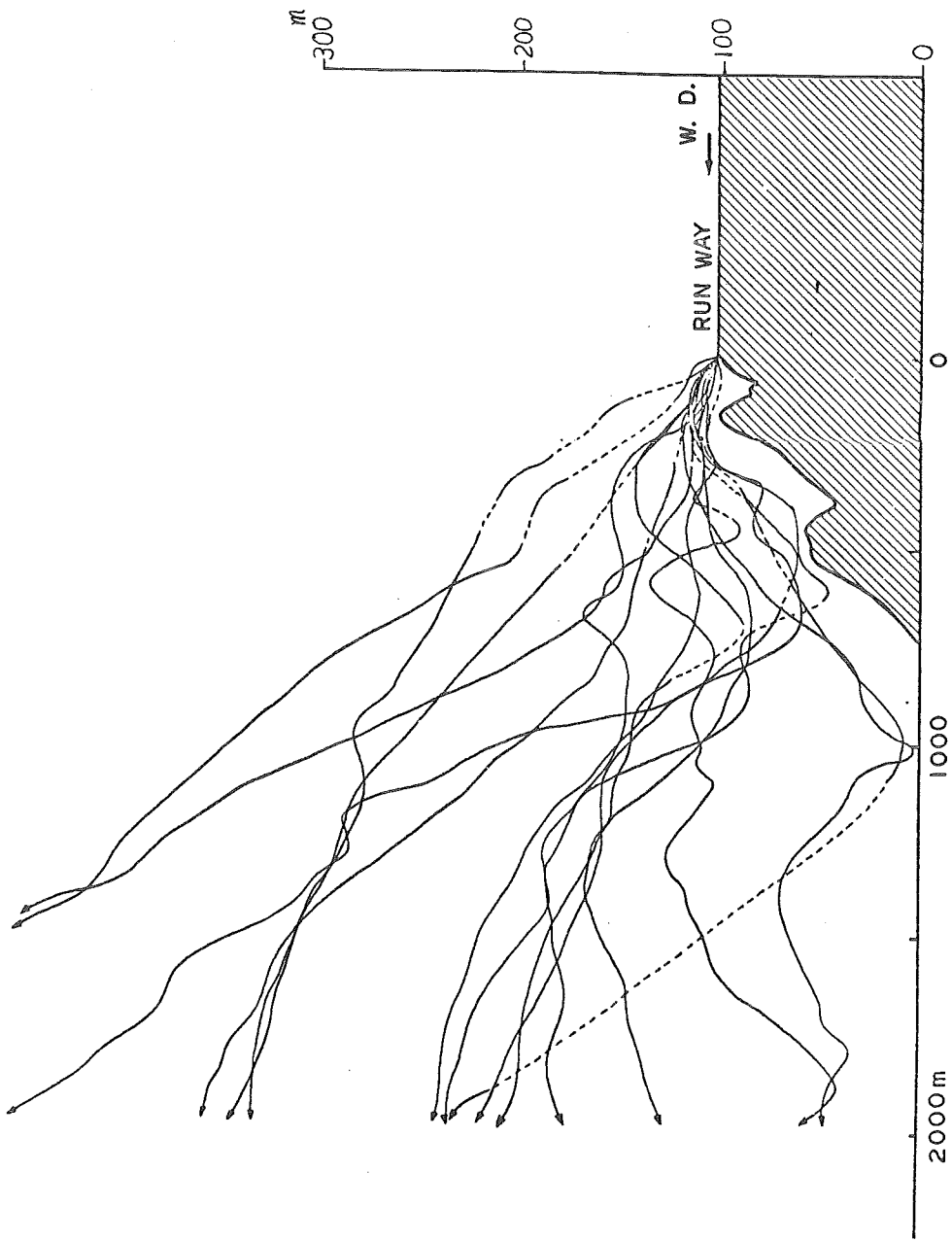
第1図の1

昭和45年2月5日、YS-11機で得られた加速度記録の例、航空機の高さは滑走路から100フィート。測定区域は南紀白浜空港滑走路の南側。



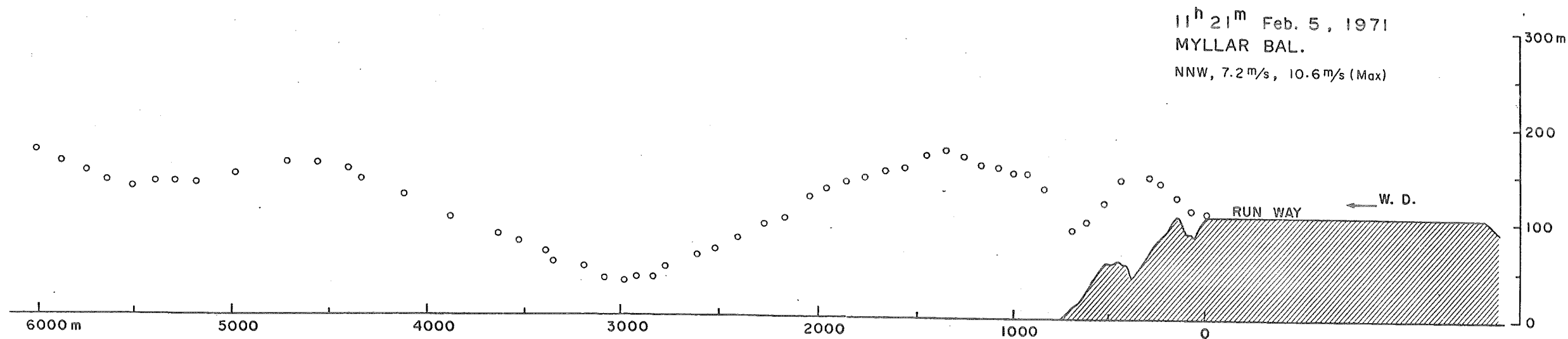
第1図の2

2月2日、YS-11機で得られた加速度記録の例、航空機の高さは滑走路から100フィート。南紀白浜空港滑走路の南側にて。



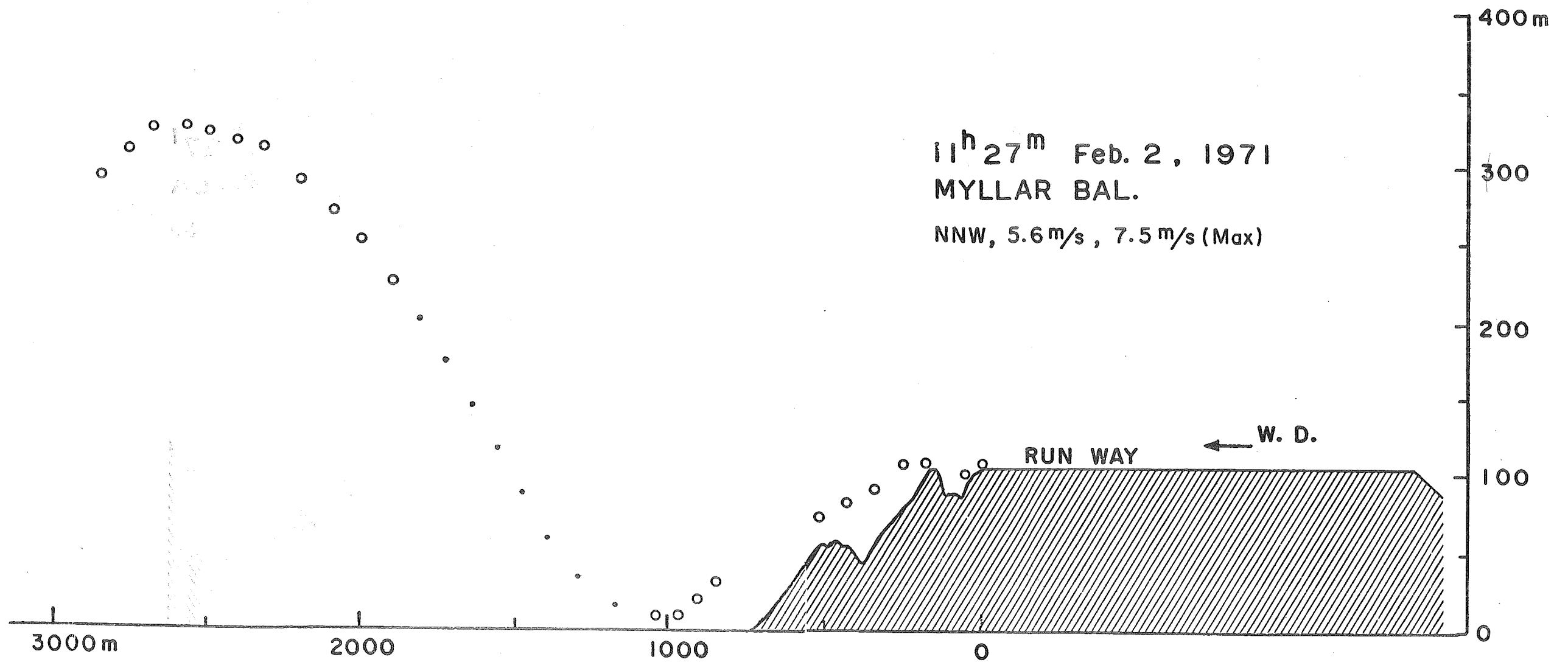
第2図

46年2月に観測された全気球の軌跡をプロットした図。極めて多様な軌跡のあることがうかがわれる。



第3図

山岳波型の気流系を示す無浮力気球の軌跡  
 気球は滑走路面上62 mの高さから137 m下降し、海面すれすれにまで達している。



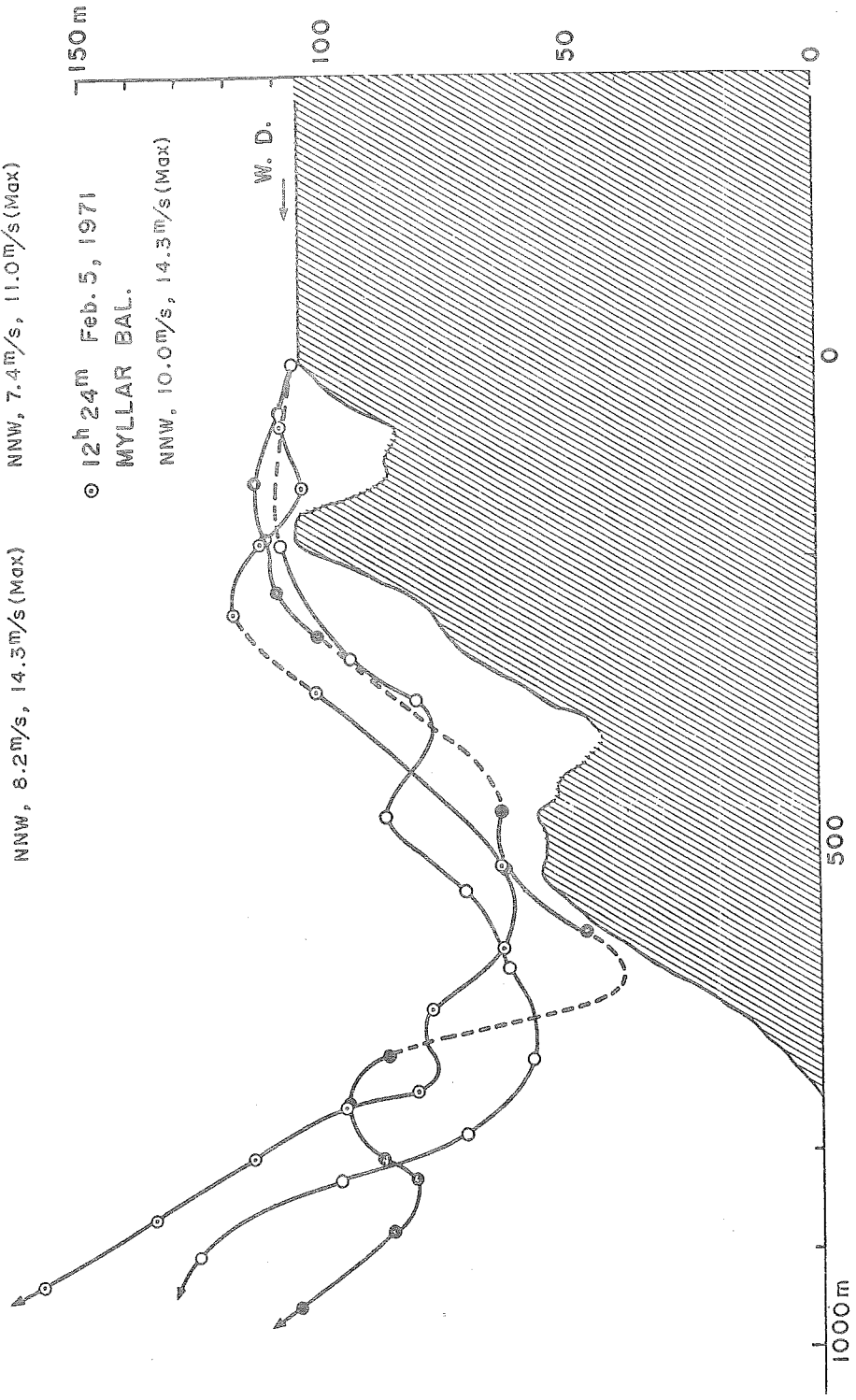
第4図

跳水現象をともなつた射流型気流系を示す無浮力気球の飛しよう軌跡。

● 14h 47m Feb. 4, 1971  
 GUM BAL.  
 NNW, 8.2m/s, 14.3m/s (Max)

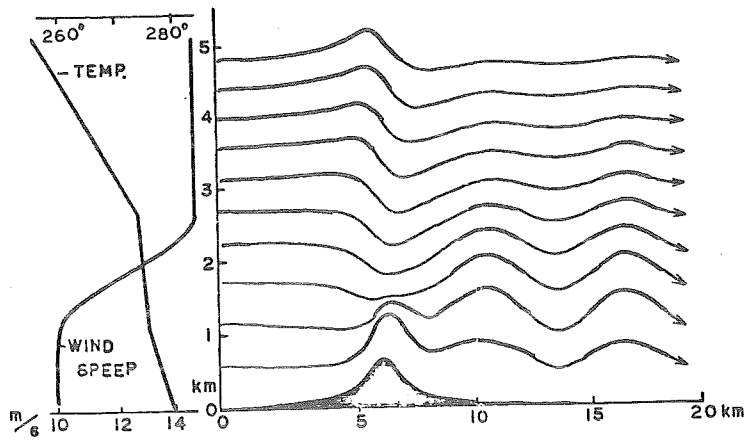
○ 15h 22m Feb. 1, 1971  
 GUM BAL.  
 NNW, 7.4m/s, 11.0m/s (Max)

○ 12h 24m Feb. 5, 1971  
 MYLLAR BAL.  
 NNW, 10.0m/s, 14.3m/s (Max)



第5図

跳水現象が南側斜面の中腹で生じている縦断例。



第6図

R. S. Scorer によつて理論的に得られた山岳波状気流（山脈を越えた気流）。

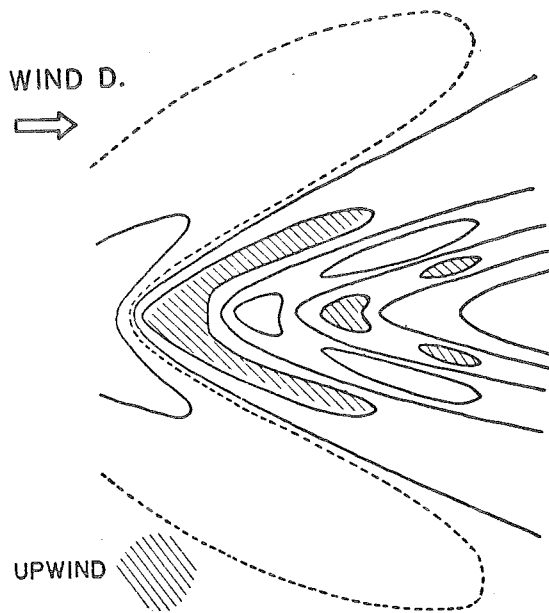
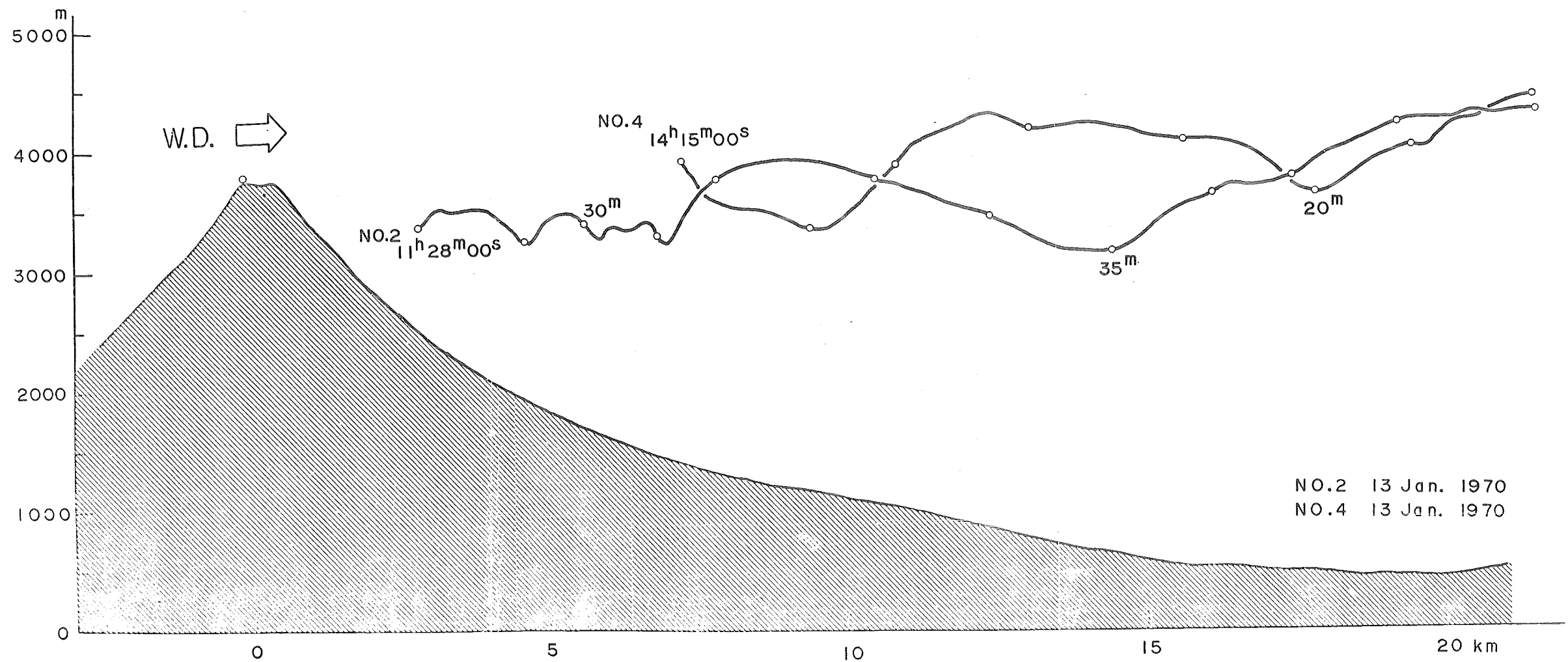


FIG. CRESCENT--UPWIND AREA  
BY WURTELE

第7図

G. Lyra によつて理論的に得られた孤峯背後の気流、"つばさ雲状"の上昇気流域が山のすぐ風下に形成される。





第8図

トラッキングレーダーによつて、得られた富士山風下での無浮力気球の飛  
しう軌跡。

## IV 千歳飛行場の気象特性について

千歳航空測候所 所長

萩谷 長男

### 1 緒

千歳飛行場は、航空自衛隊と民間航空の共用飛行場として使用され、千歳航空測候所は、二つの飛行場における公共の気象機関として、気象業務を実施している。すなわちそのおもなるものは、飛行場における気象を常時監視し、毎正時における定時航空気象観測と、必要なときは特別航空気象観測を行い、また3時間毎に飛行場予報を発表し、これらをテレタイプによつて通報しているほか、発着する民間航空機に対する気象情報の提供を任務としている。

航空機はすべて、空気を媒体として空中を飛行するので、いかに近代的な、科学の粋を集めた大型航空機といえども、大気中に発生する気象現象に無関係であるわけにはいかない。特に、離陸および着陸が最もむづかしく、少し誇張すると、「着陸は人為的な墜落」とさえ言われ、事故の発生もその多くが離発着のさいに起つている状況から見て、飛行場における気象観測と予報およびそれらの通報が、殊の外航空機の運航に重要であることは自明のことと思う。

私は、わが国の幹線航空路の北端に当る、千歳飛行場の気象の特性について、その概略を述べることにしたい。用いる資料は、かつて千歳航空測候所に勤務していた職員諸君が現業のあい間に調査し印刷発表された千歳飛行場予報指針；北日本航空気象資料空港編・札幌管区技術時報別冊・北海道内各空港の気象特性の千歳飛行場の項等のほか、千歳航空測候所所蔵の観測統計資料等によつたものである。

## 2 風

### 2・1 風向

航空機は風に正対して、離陸および着陸を行うのが、最も好都合である。従つて飛行場を作るときは、風の調査を行つて、年間を通じて最も風の吹きやすい風向、即ち主風の方向に先づ主滑走路を作り、次に多い風向の向きに、副滑走路を設けるのが普通である。

次に千歳飛行場の風配図を第2・1図を示す。これらによると、年を通じ、又月毎にもNNW~NとSSE~S風が非常に卓越しているのが見られる。

ちなみに千歳飛行場の滑走路は、18R/L、<sup>全年</sup>36R/Lである。

このように風向がほぼNとSに卓越しているのは、千歳の地形的な位置と、特定等圧線パターンが卓越するためであろう。

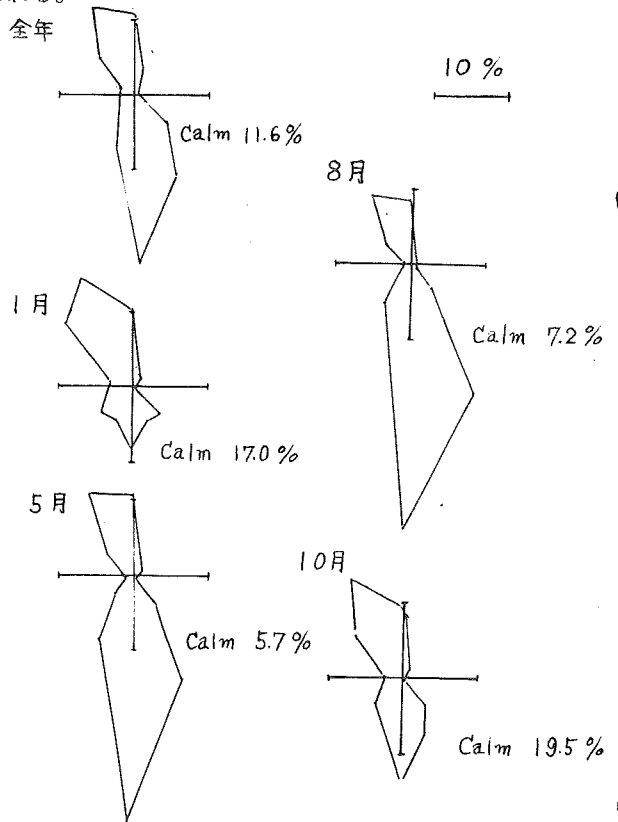
### 2・2 風速

月別平均風速、10分間平均最大風速、瞬間最大風速の極を第2・2・1表に示す。

すなわち平均風速で4~5月が、強く、10分間最大で12月に、瞬間最大では9月に極値が現われている。

次に季節別の強風とガストの継続時間を第2・2・2表に示す。出現回数は平均風速およびガスト共春に最も多く現われ、秋、冬、夏の順になつている。また春には継続時間6~9時間のものもかなりあるが、その他の季節は6時間以上継続するものは、ぐつと減つているのが目につく。

調査の結果から、最大風速は低気圧が日本海北部にあるとき最も多く現われ、全体の約60%、根室沖にあるときがこれに次ぎ15%、オホーツク海にあるときは約8%である。低気圧の中心位置までの距離が、千歳を中心として半径600Km以内では、日最大風速25ノット以上の出現率が大きく、半径900Kmの風が、日最大風速20ノットの境界となつているようである。



第2・1図 月別風配図(1965~1968)

第2・2・1表 月別平均風速および10分間・最大瞬間風速の極(1964~1968)

| 種別 \ 月       | 1         | 2          | 3         | 4                       | 5          | 6          | 7         | 8          | 9          | 10         | 11         | 12            | 年              |
|--------------|-----------|------------|-----------|-------------------------|------------|------------|-----------|------------|------------|------------|------------|---------------|----------------|
| 平均風速 m/S     | 3.3       | 3.2        | 4.2       | 4.9                     | 5.1        | 4.6        | 4.2       | 4.2        | 3.6        | 3.1        | 3.3        | 2.9           | 3.9            |
| 10分間最大風速 m/S | 1.73      | 1.90       | 1.95      | 1.90                    | 1.72       | 1.72       | 1.25      | 1.57       | 2.00       | 1.77       | 1.53       | 2.27          | 2.27           |
| 同上風向         | S         | NW         | NNW       | S<br>SE                 | SE         | N          | NNW       | SE         | SE         | SE         | WSW        | N             | N              |
| 同上期日         | 1965<br>4 | 1966<br>18 | 1966<br>5 | 1964<br>26<br>1967<br>4 | 1968<br>13 | 1966<br>29 | 1965<br>7 | 1968<br>24 | 1965<br>11 | 1966<br>28 | 1965<br>16 | 1965<br>12    | 1965<br>XII.12 |
| 最大瞬間風速 m/S   | 2.72      | 2.46       | 2.68      | 2.93                    | 2.33       | 2.80       | 1.76      | 2.12       | 3.11       | 2.54       | 2.11       | 2.96          | 3.11           |
| 同上風向         | SSW       | NW         | NNW       | SE                      | SE         | SE         | SE        | SE         | SSE        | SE         | SW         | N             | SSE            |
| 同上期日         | 1965<br>4 | 1966<br>18 | 1966<br>5 | 1964<br>26              | 1968<br>13 | 1964<br>4  | 1967<br>3 | 1968<br>24 | 1965<br>11 | 1966<br>28 | 1967<br>15 | 1965<br>12,13 | 1965<br>IX.11  |

第2・2・2表 季節別 強風(10.0m/S) ガスト(12.6m/S、25ノット以上)の継続時間

| 季節          | 年<br>種<br>合<br>計  | 継続時間       |     |                 |     |                 |     |                 |     |                  |     |                   |     |             |     |
|-------------|-------------------|------------|-----|-----------------|-----|-----------------|-----|-----------------|-----|------------------|-----|-------------------|-----|-------------|-----|
|             |                   | 1時間<br>未 満 |     | 1時間<br>~<br>3時間 |     | 3時間<br>~<br>6時間 |     | 6時間<br>~<br>9時間 |     | 9時間<br>~<br>12時間 |     | 12時間<br>~<br>24時間 |     | 24時間<br>以 上 |     |
|             |                   | 強風         | ガスト | 強風              | ガスト | 強風              | ガスト | 強風              | ガスト | 強風               | ガスト | 強風                | ガスト | 強風          | ガスト |
| 春<br>3月~5月  | 1963<br>~<br>1967 | 154        | 149 | 47              | 76  | 28              | 34  | 16              | 24  | 1                | 8   | 7                 | 4   | 1           | 3   |
| 夏<br>6月~8月  | 同 上               | 56         | 52  | 14              | 19  | 8               | 12  | 1               | 1   | 1                | 2   | 2                 | 3   | 1           | 1   |
| 秋<br>9月~11月 | 同 上               | 68         | 86  | 31              | 49  | 14              | 15  | 4               | 7   | 1                | 2   | 1                 | 2   | —           | —   |
| 冬<br>12月~2月 | 同 上               | 60         | 83  | 27              | 43  | 14              | 21  | 1               | 3   | 3                | 4   | 1                 | 2   | —           | —   |

### 3 視程

#### 3.1 IMC視程

IMC視程(5 Km未満)月別出現率を第3.1.1図に示す。霧による6~8月、霧による12~2月に多く出現し、4~5月、9~11月は特に少ない。

季節毎の時刻別出現率を第3.1.2図に示す。

年間を通じ5~6時と24時前後に出現することが多く、日中は少ない。特に濃霧期の夏はこれが明瞭である。

冬は日中でも15%前後となつていて他の季節の日中より多いのは、降雪のためである。

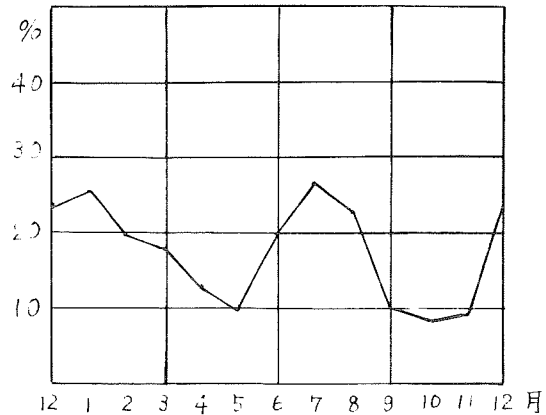
月別平均継続時間を第3.1.3図に示す。

霧期間の7~8月には平均継続時間が長く5時間以上にも達する。

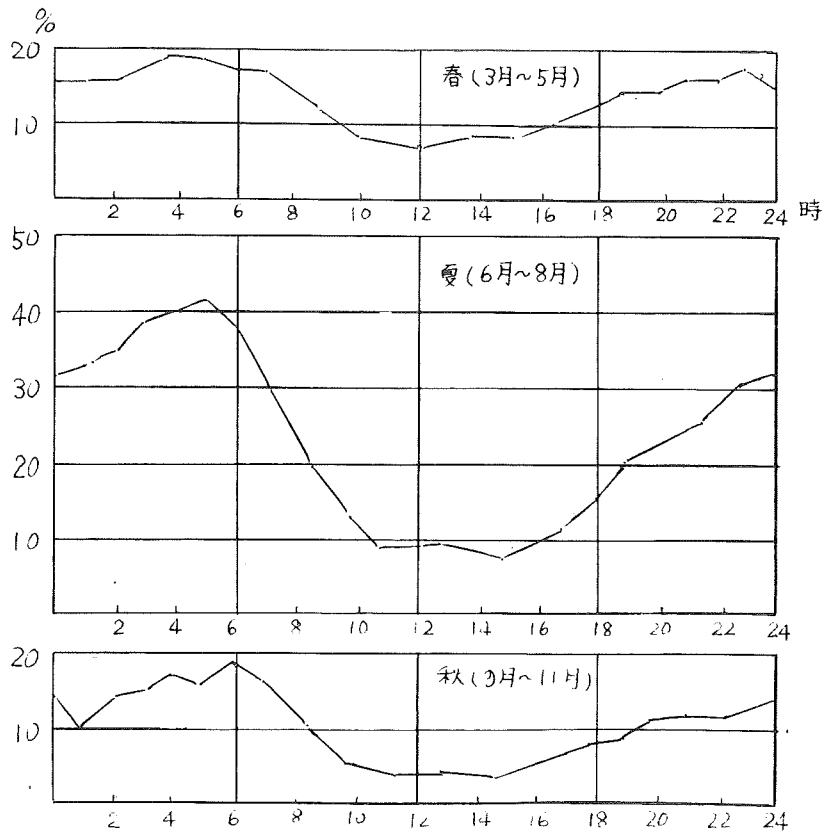
季節毎の発生時刻別継続時間を第3.1.4図に示す。

年を通じ16時~18時と夜半~2時に発生するものは継続時間が長い。

特に夏には夕方から発生して翌朝に及ぶものもある。また冬は夜半から発生するものは長くて翌朝に及ぶものが多く、これは雪によるものである。



第3.1.1図 IMC視程の月別出現率(1964~1967)



第3.1.2図 IMC視程の時刻別出現率(1964~1967)  
(冬は次頁)

季節毎の時刻別平均発生回数を第3・1・5図に示す。

夏霧により18時頃に発生するものが多く2～5時も発生回数が多い。秋の3～6時に多いのは、放射霧によるものと思う。

3・2 800m(½マイル)未満の視程

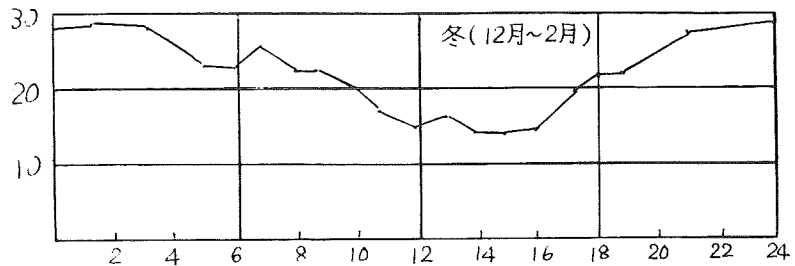
視程800m(½マイル)未満になると、航空機の着陸は困難となり、飛行場が閉鎖されることもある。

その月別出現率を第3・2・1図に、季節毎の時刻別出現率を第3・2・2図に示す。両者共IMC視程の出現率と同じ傾向を示す

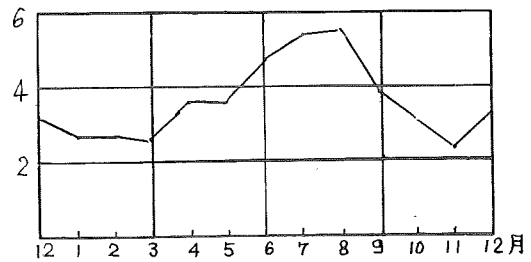
のは当然であるが、夏および秋には日中ほとんど零に等しく、夏は明け方および夜半に集中している。春および冬は、明け方と夜半に多いが、日中もかなりある。これらは夏は霧、冬と春は降雪や低気圧の通過、前線の影響等によるものと思う。

月別平均継続時間を第2・2・3図に、その季節毎の発生時刻別継続時間を第3・2・4図に示す。

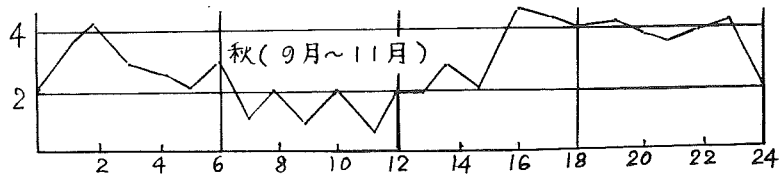
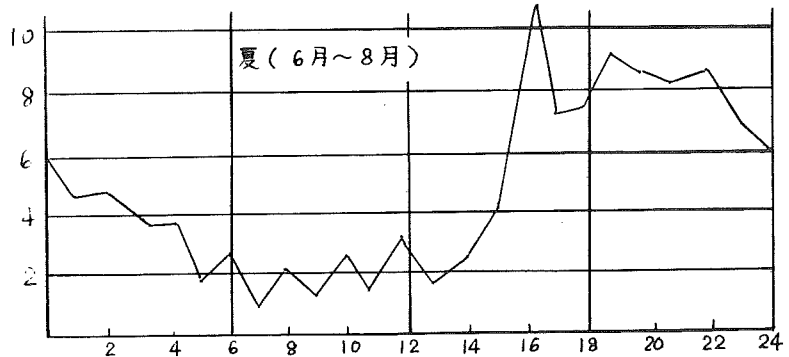
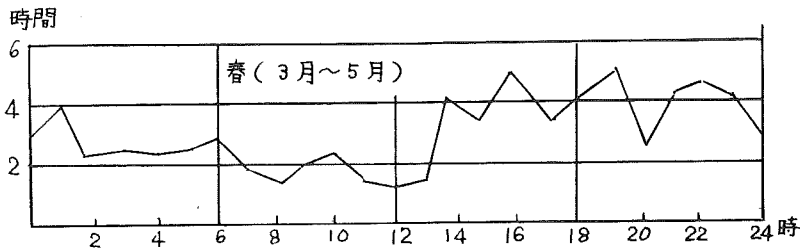
冬の降雪による平均継続時間は1時間未満で短かく、3月に増大



3・1・2 図 IMC視程の時刻別出現率 (1964~1967)



第3・1・3図 IMC視程の月別平均継続時間 (1964~1967)

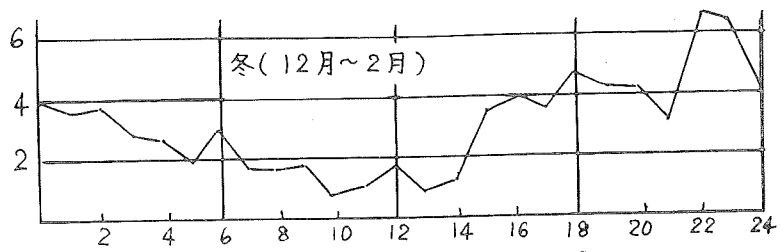


はじめ、霧期間の6～8月には2時間以上となる。9月から減少をはじめ、10～11月には1時間未満となる。

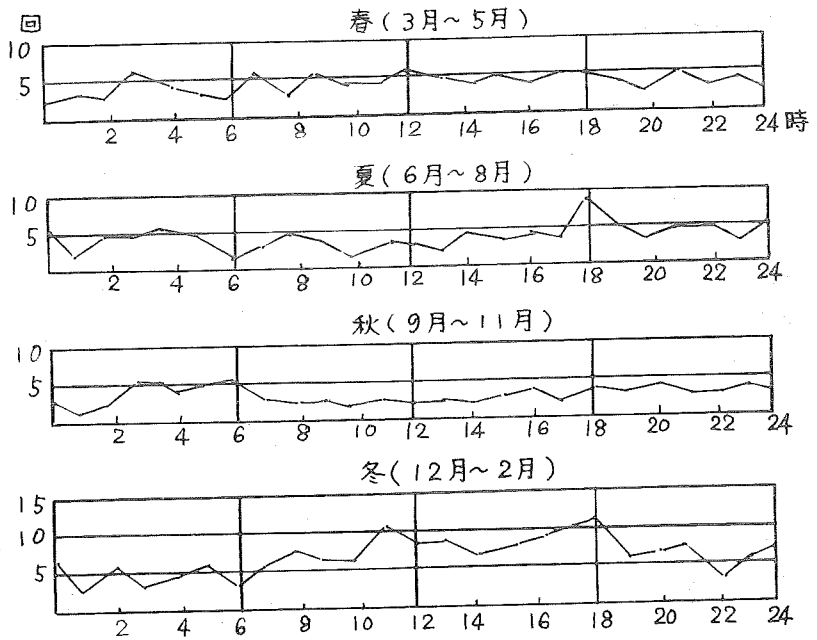
更にこれを季節毎の発生時刻別に見て見ると、冬、春、夏にかけては、夕方17～18時頃に発生するものが、継続時間が長く、夜半1時頃に発生するものがこれに次いでいる。夏の夕方18～20時に発生するものは、平均継続時間が4時間以上となっている。

次に時刻別平均発生回数を季節毎に見てみよう(第3・2・5図)。

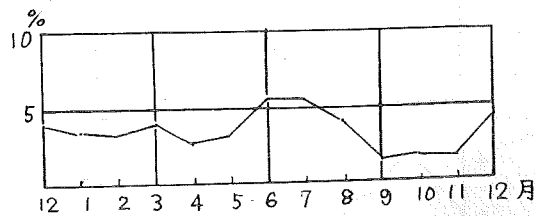
夏は夕方19時頃から増大し、明け方4時頃極大となる。これに対し冬は夜間も日中も余り差がない。これは降雪によるためと思う。春と秋は、夏、冬の間型の型を示していると思われ。



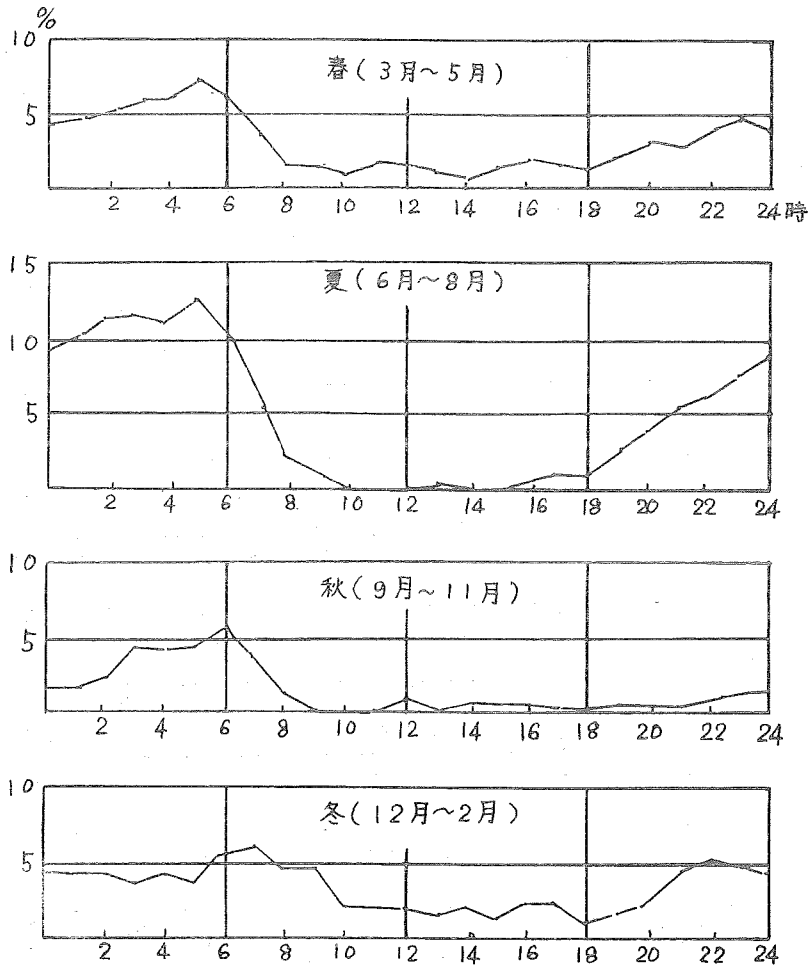
第3・1・4図 IMC視程の発生時刻別平均継続時間(1964~1967)



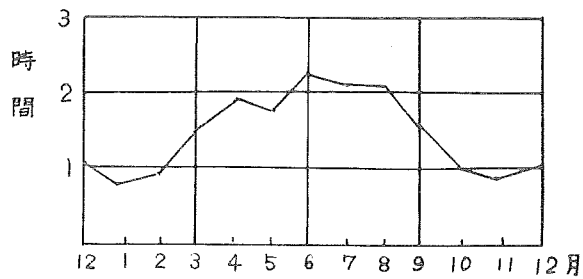
第3・1・5図 IMC視程の時刻別平均発生回数(1964~1967)



第3・2・1図 視程1/2マイル未満の月別出現率(1964~1968)

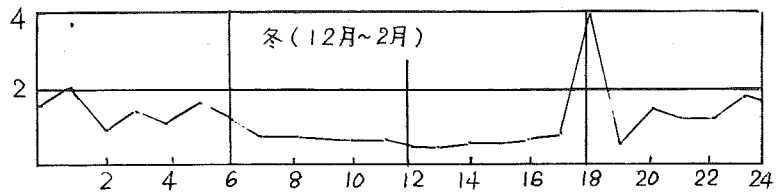
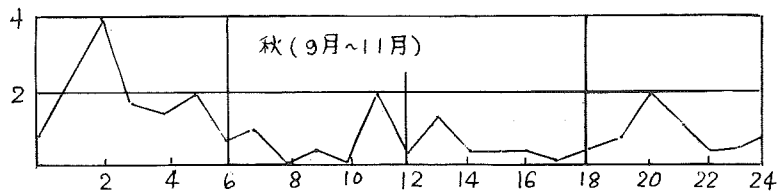
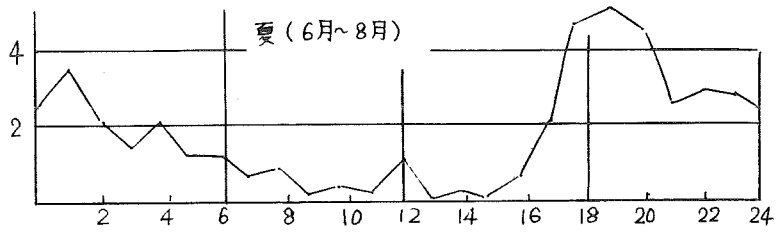
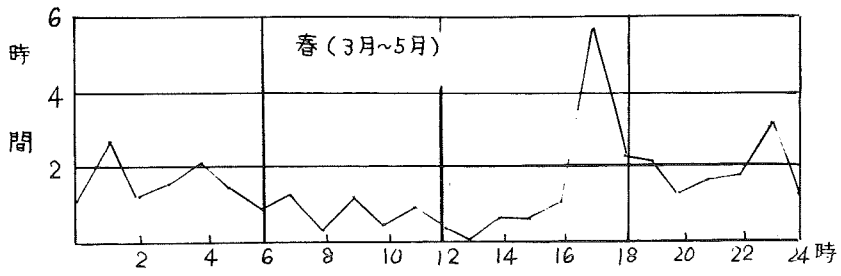


第3・2・2図 視程 $\frac{1}{2}$ マイル未満の時刻別出現率 (1964~1968)

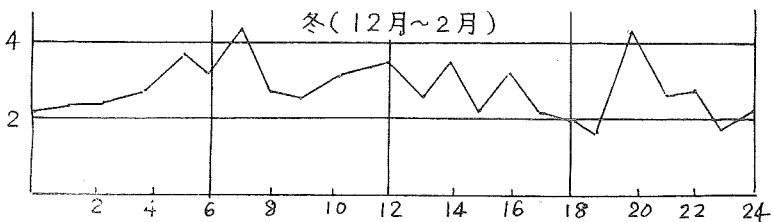
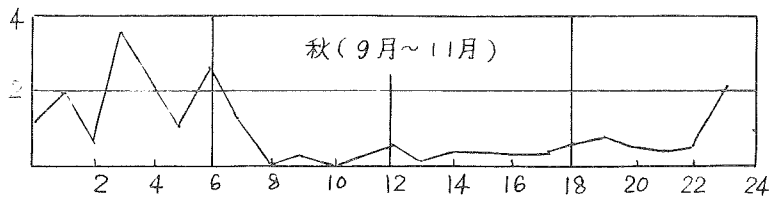
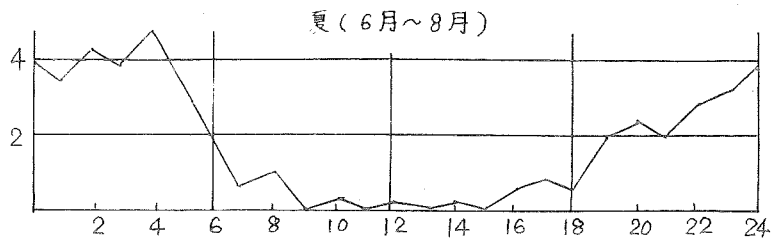
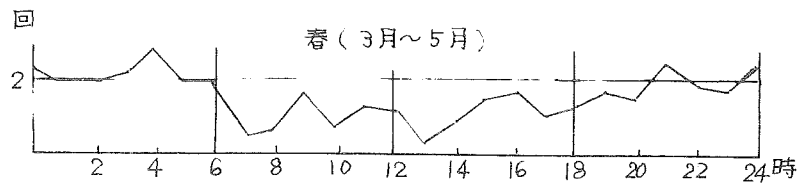


第3・2・3図 視程 $\frac{1}{2}$ マイル未満の月別平均継続時間 (1964~1968)





第3・2・4図 視程 $\frac{1}{2}$ マイル未満の発生時刻別平均継続時間(1964~1968)



第3・2・5図 視程 $\frac{1}{2}$ マイル未満の時刻別平均発生回数

#### 4 シーリング

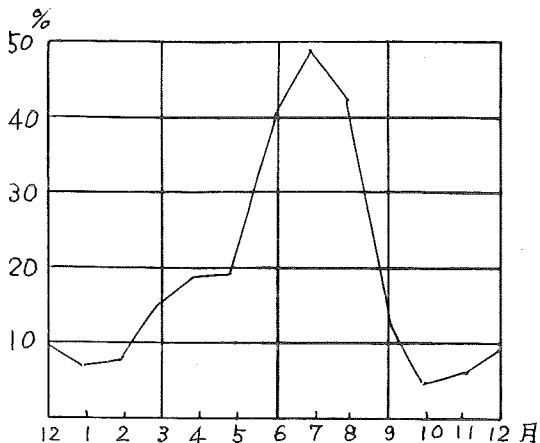
##### 4.1 IMCシーリング

IMCシーリング(1000 feet未満)の月別出現率は、3月から増大し霧期間の夏6~8月に極大を示し、10月~2月に少い(第4.1.1図)。

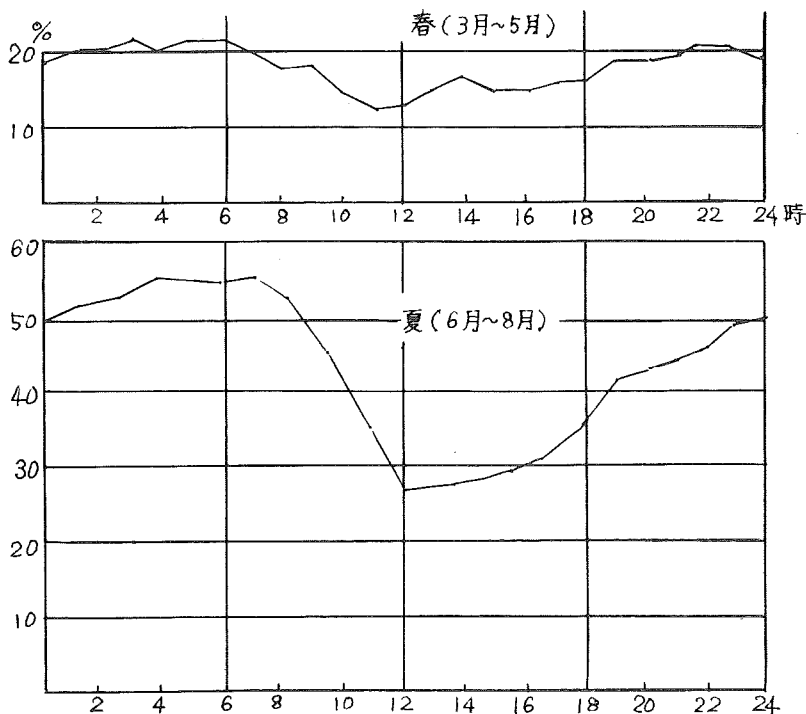
季節毎の時刻別出現率については、(第4.1.2図)朝4~7時に50%以上を示している夏は、特にその1日中の変化が明瞭であるが、秋、冬は全般に出現率が少く早朝と日中との出現率の変化はあまり明瞭でない。

月別平均継続時間を見ると、(第4.1.3図)霧期間の夏6~8月に極大を示し7時間以上にもなり、冬降雪期には1時間前後と短い。

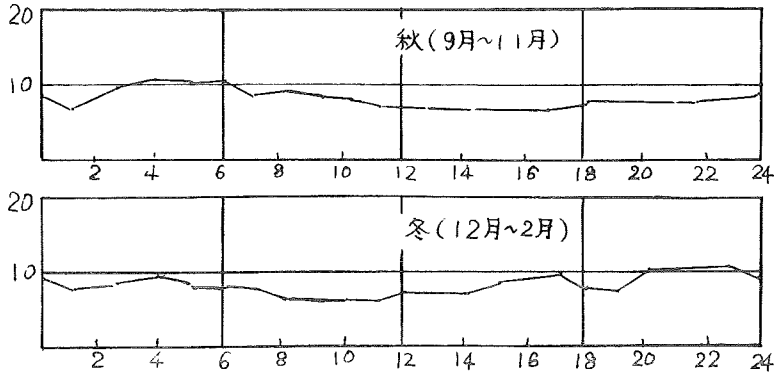
季節毎の発生時刻別平均継続時間および時刻別平均発生回数は、季節、時刻による変化の特長が明瞭でない。(図省略)



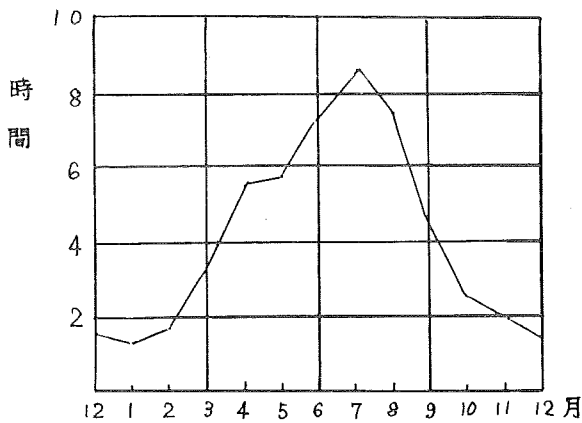
第4.1.1図 IMCシーリングの月別出現率(1964~1967)



第4.1.2図 IMCシーリングの時刻別出現率(1964~1967)  
秋・冬次頁



第4・1・2図 IMCシーリングの時刻別出現率(1964~1967)

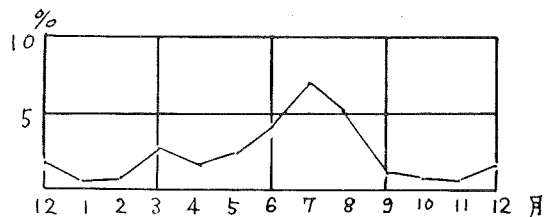


第4・1・3図 IMCシーリングの月別平均継続時間(1964~1967)

#### 4.2 200 feet 未満のシーリング

シーリング200 feetは最低気象条件に関係する、千歳飛行場としては重要な値である。

その月別出現率は6~8月に大きく、7月に極大を示しており、主役は層雲である。その他の季節は少ない(第4・2・1図)。



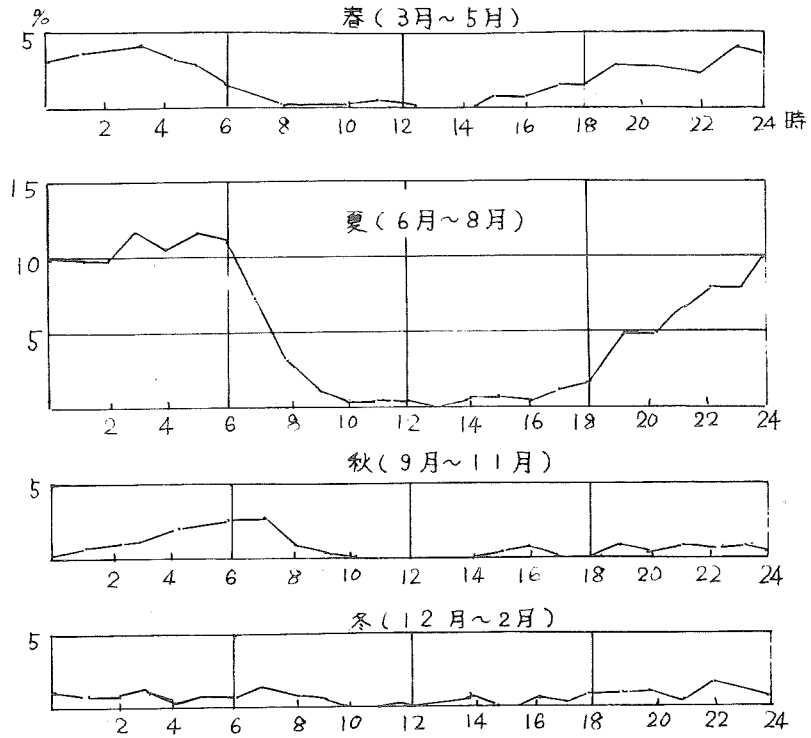
第4・2・1図シーリング200 feet未満の月別出現率(1964~1967)

次に季節毎の時刻別出現率を示すと(第4・2・2図)

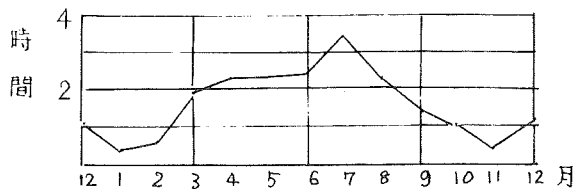
各季節とも早朝に大きく日中は少ない。特に夏はその傾向が顕著である。冬は一般に出現率が少ないが降雪のため、日中と早朝との差が小さく、また秋は早朝のみ出現しているが、これは放射霧のためであろう。

月別平均継続時間を第4・2・3図に、季節毎の時刻別平均継続時間を第4・2・4図に示す。

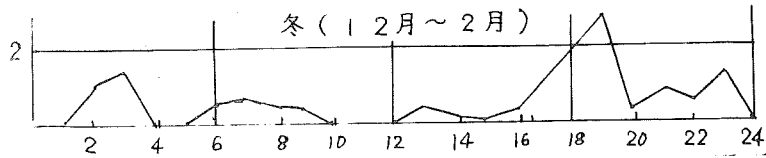
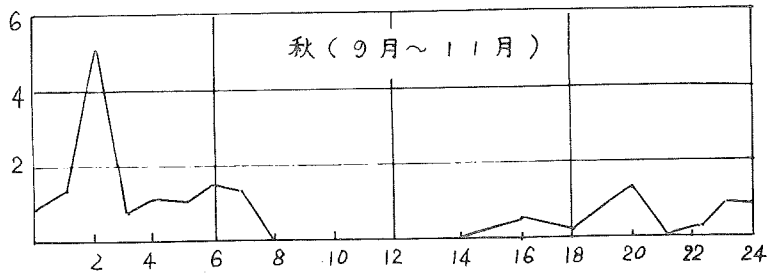
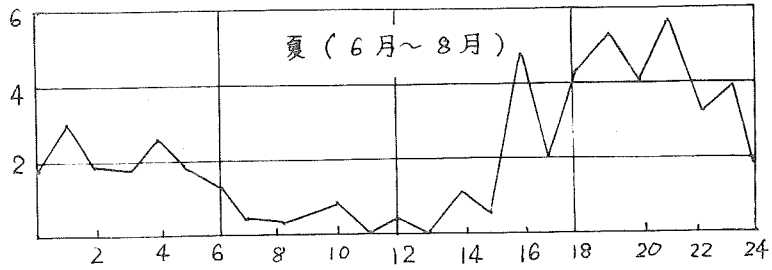
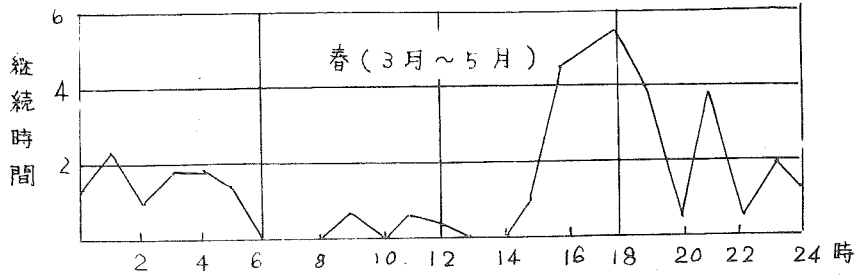
春から夏にかけて平均継続時間は長くなり、7月には極大で3時間以上に達する。春、夏の夕方16時～21時に発生するものが、継続時間が長く、秋は夜半2時に発生するものが継続時間が長い。日中に発生するものは一般に短い。



第4・2・2図 シーリング200feet未満の時刻別出現率(1964~1967)



第4・2・3図 シーリング200feet未満の月別平均継続時間(1964~1967)



第4・2・4図 シーリング200feet未満の発生時刻別平均継続時間  
(1964~1967)

## 5 その他の気象特性

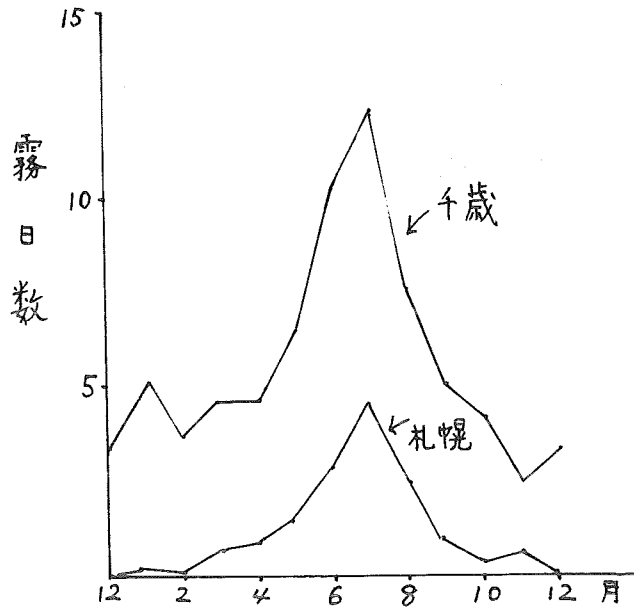
### 5・1 霧

千歳飛行場では、霧のため旅客機の運航が阻害されることがしばしばあり、霧は非常に関心のつよい気象要素であるが、視程を悪くするのは、霧と雪が主役であり、視程の項で間接的に霧についてかなり述べているわけであるから、簡単にすませることにしたい。

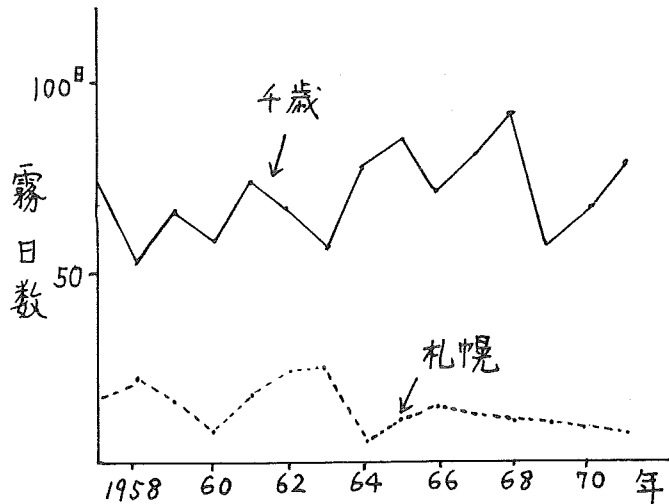
月別平均霧日数（視程1 Km 以下）を見ると（第5・1・1図）、7月に最も多く12日以上にも達している。参考のため札幌の値も記入しておいたが、半分にも達していない。経年変化を見るため、年間霧日数を第5・1・2図に示す。霧の発生は、年によつてかなりの変動があることがわかる。霧の発生時刻と継続時間別発生回数を示すと第5・1・1表となる。

1時間以内の継続時間のものが40%で圧倒的に多く、又旅客機の運航に大きく影響のある継続時間1時間以上の霧は、日中9～16時には発生していない。

綾氏外の調査によると、\*千歳の霧は、(1)苫小牧沖から南風によつて侵入してくる海霧即ち移流霧、(2)勇払原野に発生する放射霧、(3)前線通過前後に発生する前線霧および(4)放射霧と前線霧の混合型とし、その特徴等を第5・1・2表のように分類している。またそれらの発生時刻別頻度を示している（第5・1・3表）。



第5・1・1図 月別平均霧日数 (1957~70)



第5・1・2図 年間霧日数

千歳の霧のうち最も重要な海霧の予報精度をあげるためには、苫小牧沖の海水温度を常時観測して通報することが有効と思う。気象庁で開発したブイ・ロボット観測施設を設置するとか、現在不定期に実施されている海上保安庁の航空機による表面海水温度の観測を強化されると好都合と思う。

＊ 夏期における千歳の霧について（千歳予報メモ） 綾一ほか4氏

第5・1・1表霧の発生時刻と継続時間別発生回数（1964～1968）

継 続 時 間

| 時間<br>時 | 継 続 時 間 |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 計   |
|---------|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-------|-------|-------|-------|-----|
|         | 0～1     | 1～2 | 2～3 | 3～4 | 4～5 | 5～6 | 6～7 | 7～8 | 8～9 | 9～10 | 10～11 | 11～12 | 12～13 | 13～14 |     |
| 00      | 12      | 5   | 3   | 1   | 1   | 2   |     | 1   |     |      |       |       |       |       | 25  |
| 01      | 6       | 6   | 2   | 2   | 2   | 3   |     | 1   |     |      |       |       |       |       | 22  |
| 02      | 15      | 4   |     |     | 5   | 2   |     |     |     |      |       |       |       |       | 26  |
| 03      | 14      | 4   | 4   | 2   |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 24  |
| 04      | 8       | 9   | 8   | 6   | 1   |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 32  |
| 05      | 13      | 7   | 1   | 1   |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 22  |
| 06      | 7       | 2   | 1   |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 10  |
| 07      | 3       |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 3   |
| 08      | 4       | 1   |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 5   |
| 09      | 1       |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 1   |
| 10      |         |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 0   |
| 11      |         |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 0   |
| 12      | 2       |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 2   |
| 13      |         |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 0   |
| 14      | 1       |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 1   |
| 15      |         |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 0   |
| 16      | 2       |     |     |     |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 2   |
| 17      | 2       |     |     | 2   |     |     |     |     |     |      |       |       |       |       | 4   |
| 18      | 1       | 1   | 1   |     |     |     |     |     |     | 1    |       |       |       |       | 4   |
| 19      | 7       | 2   |     | 1   | 1   |     |     |     |     |      |       | 2     |       | 1     | 14  |
| 20      | 4       | 4   | 4   | 1   |     | 1   |     |     | 1   |      | 1     |       |       |       | 16  |
| 21      | 4       | 2   |     | 1   | 2   | 1   |     |     | 1   |      |       |       |       |       | 11  |
| 22      | 6       | 4   | 2   | 1   | 3   |     |     |     | 1   |      |       |       |       |       | 17  |
| 23      | 7       | 3   | 1   | 1   | 3   | 1   |     | 1   | 1   |      |       |       |       |       | 18  |
| 計       | 119     | 54  | 27  | 19  | 18  | 10  | 0   | 3   | 4   | 1    | 1     | 2     | 0     | 1     | 259 |



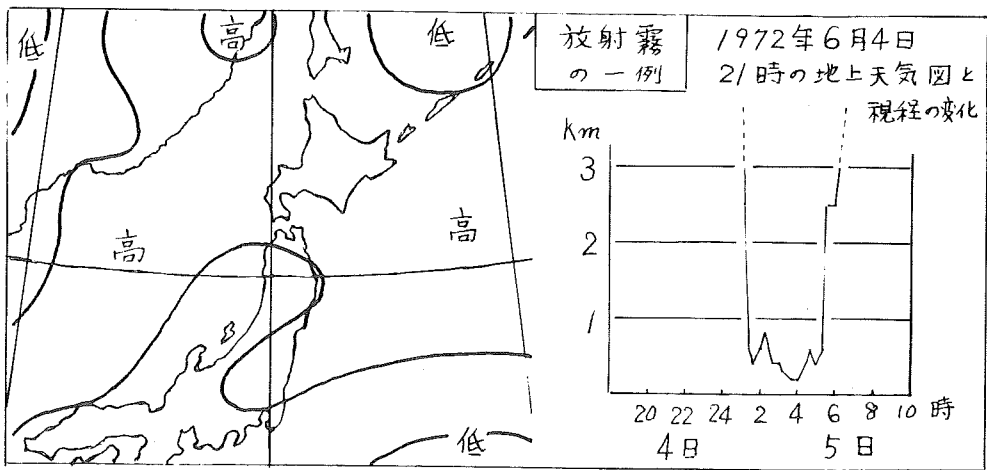
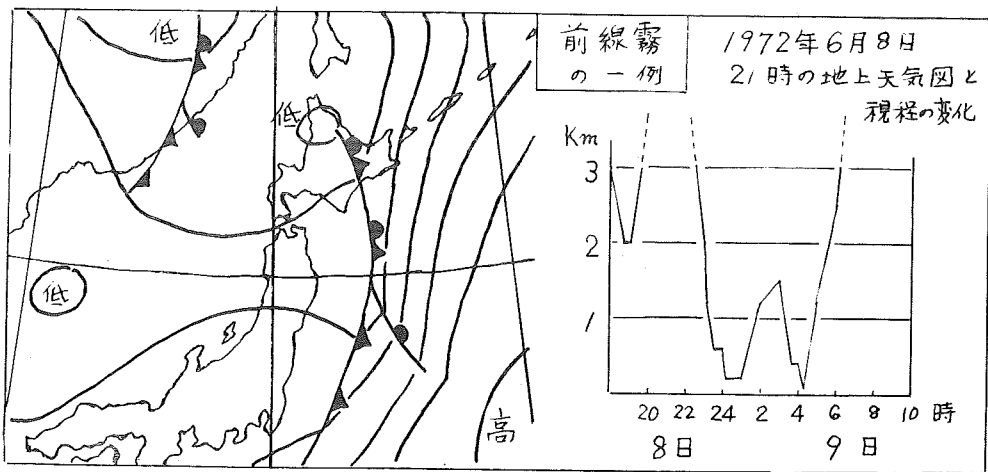
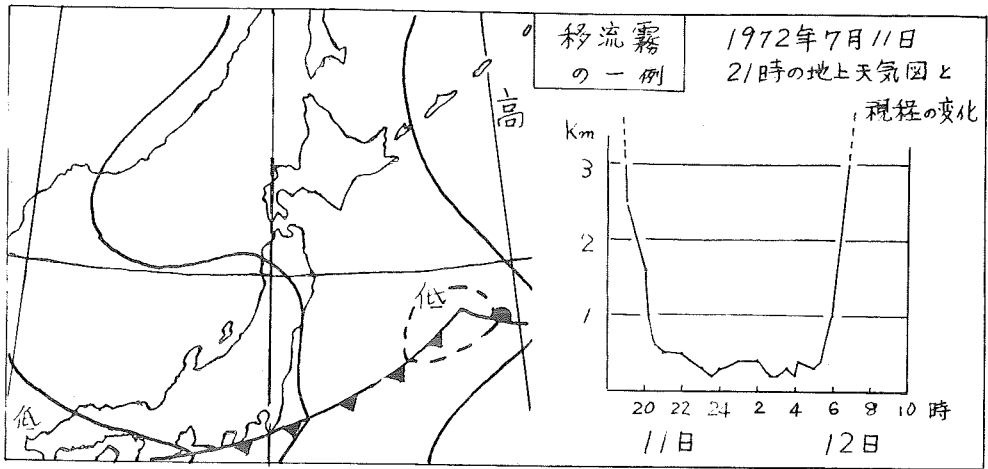
最後に今年の霧のうち、典型的なもの3例について、地上天気図、視程の時間的変化等を図示しておこう(第5・1・3図)。

第5・1・2表夏季の千歳の霧の分類(1965~1968)

|       | 特 徴                          | 例 数 |
|-------|------------------------------|-----|
| 海 霧   | 南風、露点温度 $\geq$ 海面温度          | 109 |
| 放 射 霧 | 風極く弱い、快晴時<br>最低気温発生時に近く出現    | 34  |
| 前 線 霧 | 前線通過時刻の前後に発生<br>(降水を伴うことが多い) | 15  |
| 移流放射霧 | 北 風                          | 34  |
| 合 計   |                              | 192 |

第5・1・3表 霧の発生頻度 (1965~1968)

| 時刻 | 分 類 | 海 霧 | 放 射 霧 | 移 流 霧 |
|----|-----|-----|-------|-------|
| 10 |     | 2   |       |       |
| 11 |     | 1   |       |       |
| 12 |     | 0   |       |       |
| 13 |     | 1   |       |       |
| 14 |     | 2   |       | 0     |
| 15 |     | 1   |       | ↓     |
| 16 |     | 1   | 0     | 1     |
| 17 |     | 6   |       | 0     |
| 18 |     | 15  |       | 1     |
| 19 |     | 10  |       | 1     |
| 20 |     | 14  | ↓     | 0     |
| 21 |     | 6   |       | 1     |
| 22 |     | 7   | 2     | 0     |
| 23 |     | 6   | 5     | 1     |
| 24 |     | 14  | 2     | 0     |
| 1  |     | 5   | 2     | 3     |
| 2  |     | 4   | 5     | 4     |
| 3  |     | 8   | 8     | 1     |
| 4  |     | 3   | 7     | 0     |
| 5  |     | 3   | 3     | 1     |
| 6  |     | 3   | 0     | 1     |
| 7  |     | 0   | 1     |       |
| 8  |     | 0   |       |       |



第5・1・3図 霧発生時の天気図

## 5・2 雪

雪は降っている間は視程を極度に悪くし、積つては滑走路の使用を妨げる等、航空気象の面からは、まことに厄介な気象要素である。

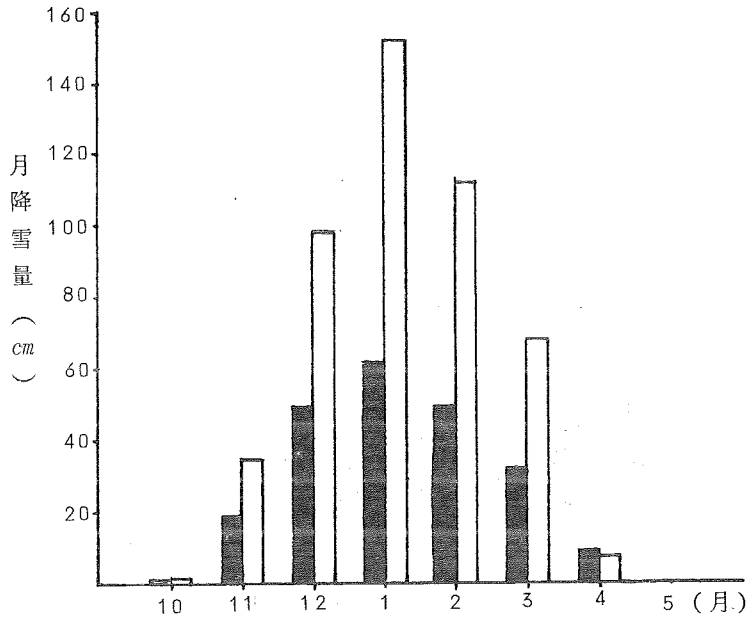
千歳の雪の統計を第5・2・1表に示す。

第5・2・1表 千歳の雪の統計

| 項目   |         | 月    |      |      |     |     |   |   |   |   |     |      |      | 全年    | 統計年数       |
|------|---------|------|------|------|-----|-----|---|---|---|---|-----|------|------|-------|------------|
|      |         | 1    | 2    | 3    | 4   | 5   | 6 | 7 | 8 | 9 | 10  | 11   | 12   |       |            |
| 雪日数  |         | 24.4 | 21.9 | 21.0 | 6.1 | 0.1 | - | - | - | - | 0.5 | 10.4 | 2.2  | 106.5 | 1957<br>70 |
| 積雪日数 | 10cm未満  | 6.1  | 1.3  | 10.4 | 4.1 | -   | - | - | - | - | 0.5 | 5.8  | 17.9 | 46.1  |            |
|      | 10cm以上  | 24.5 | 26.9 | 15.8 | 0.7 | -   | - | - | - | - | 0.1 | 2.0  | 8.4  | 78.4  |            |
|      | 20cm以上  | 16.2 | 19.6 | 9.4  | 0.2 | -   | - | - | - | - | -   | 0.5  | 1.6  | 47.5  |            |
|      | 50cm以上  | 3.2  | 5.4  | 1.8  | -   | -   | - | - | - | - | -   | -    | 0.1  | 10.5  |            |
|      | 100cm以上 | -    | 1.2  | 0.2  | -   | -   | - | - | - | - | -   | -    | -    | 1.4   |            |

|                   | 初日    | 終日    | 最早          | 最晩         |
|-------------------|-------|-------|-------------|------------|
| 降雪                | 11月1日 | 4月18日 | 1968年10月12日 | 1954年5月10日 |
| 長期積雪              | 12月5日 | 3月26日 | 1959年11月16日 | 1970年4月7日  |
| 統計年数 1953～1970寒候期 |       |       |             |            |

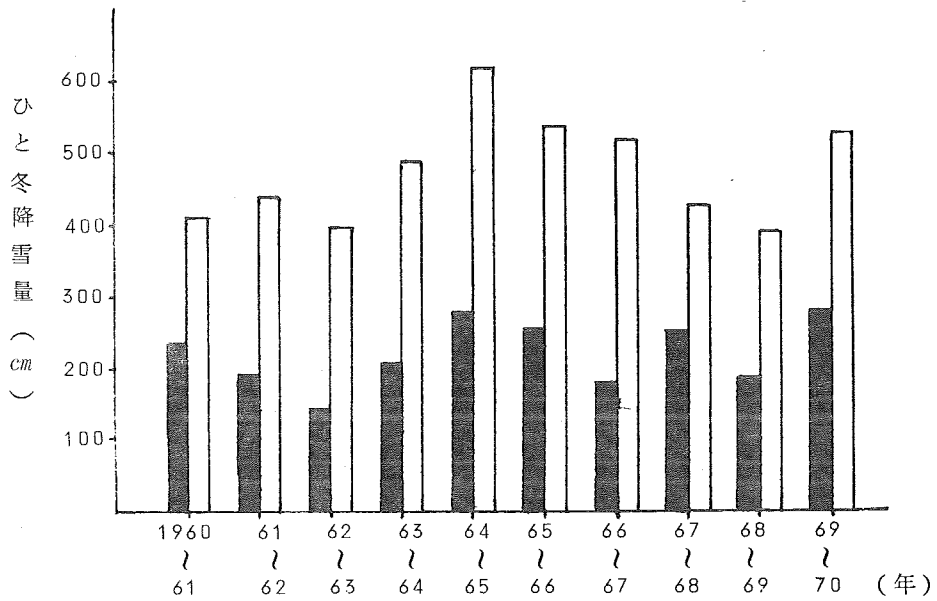
月降雪量、ひと冬の降雪量は第5・2・1図である。比較のため、札幌の値も記入しておいた。千歳は札幌の約50%と見ればよい。千歳の降雪の深さの極値も図示しておこう(第5・2・2図)。



新積雪の月合計値 (1960年~69年の10年平均)

黒色は千歳

白色は札幌 (管区气象台)

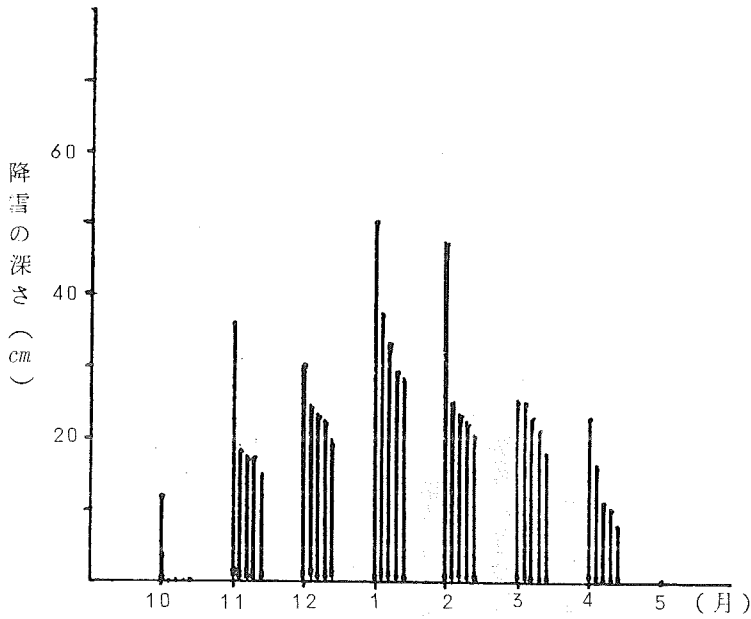


第5・2・1図

ひとと冬降雪量の経年変化

黒色は千歳

白色は札幌



第5・2・2図 降雪の深さの月別累年順位 (9h~9hの新積雪)  
昭和32~45年の14年間の極値 千歳  
(各月とも左から右へ1~5位まで)

月降雪量も、1日の降雪量も、1月が他の月より多い。

### 5・3 雷

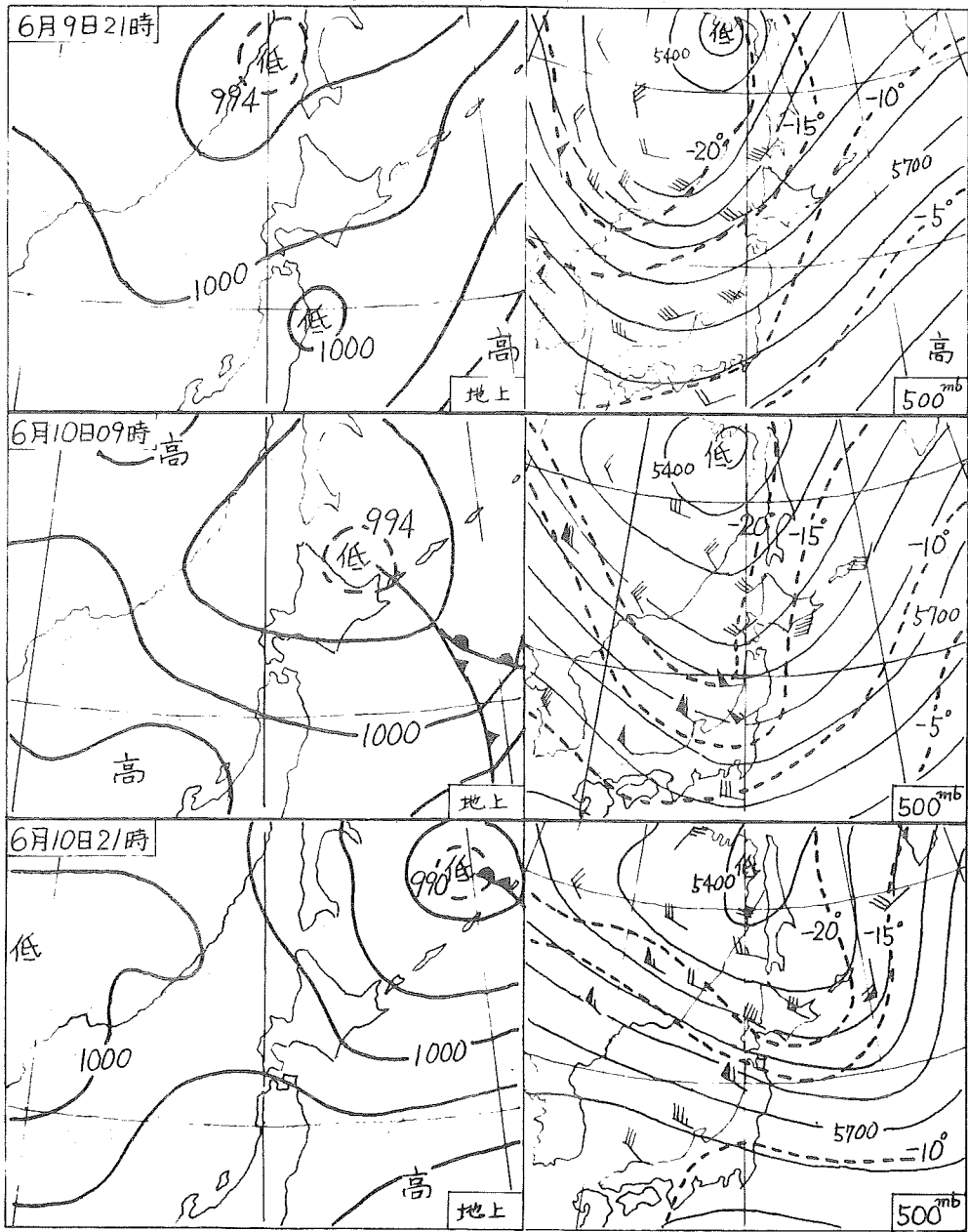
雷雲の中では、強い擾乱があり、雷雲の近くでは、航空機に落雷することもあり、又雹や強い雨も降る等雷は航空機にとっては、非常に恐ろしい気象現象である。

千歳の雷日数は、統計によれば年間平均約7回あり、月別に見ると9月が最も多く2回である。

今年6月10日に強い雷雨が、千歳飛行場附近を通過し、当所の測器に大きな被害を与えた。そのときの地上、および500mbの天気図を第6・2・1図に示す。この日は強い寒気が流入し、不安定度が大きかった。

### 雷 日 数

|     | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10  | 11  | 12  | 全年  | 統計<br>年数   |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------------|
| 雷日数 | 0.3 | 0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.3 | 1.1 | 1.0 | 1.3 | 2.0 | 0.8 | 0.2 | 0.2 | 7.4 | 1957<br>70 |



発雷時間

降雨時間

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 時

1972年6月10日

第6・2・1図

## V 夏の霧の人工消散試験

北海道大学理学部教授 孫野長治

### 1 まえがき

飛行場の夏の霧を人工的に消散させる試みは、20～30年前から内外においていろいろと行なわれてきた。しかし所望の時に実用的なスケールで確実に消散させるには、現在においても加熱法しか考えられない。

しかし加熱法が平時に実用化されないおもな原因は、ばく大な燃料および必要な装置を大量に設置することの困難によるものである。

霧日数や霧濃度が往時に比べて増大しているわけではないが、一定時間内に離着陸する航空機の数や旅客の数が飛躍的に増大しつつある現在、霧による被害は比例して増大しているはずである。

近時、プロパンガスが普及してきたので短時間に多量のガスを完全燃焼させることはさほど困難ではなく、燃料費も航空機の料金に比べてそれほど高価なものではないと予想されたので、プロパンガス加熱法による霧の人工消散試験を実施することにした。ただどの程度のスケールで試験を実施するかが問題である。小規模ならば必ず消せるが実用化のための資料にはならないからである。

そこで航空機の実際の離着陸に必要なスケールで実施するにこしたことはないが、経費の関係で実用の1/4のスケールで実施した。このスケールの試験結果ならば実用化のスケールに無理なく換算できるであろう。

### 2 場所と時期の選択

実用化の目標を、夏の霧の被害の多い千歳飛行場におき、なるべく同飛行場に地理的にも気象的にも近くて、しかも試験可能な場所として沼の端の旧陸軍飛行場跡をえらんだ。

旧滑走路は破壊されて起伏が多すぎるので、滑走路に平行な平坦地を試験域とした。試験を開始してから気付いたことであるが、滑走路は霧の時の主風向に必ずしも平行しておらず、試験中は斜に風をうけることがほとんどであり、このために試験効果も半減した。この点、今後の実用化試験の場合に留意する必要がある。

千歳の霧の障害は4、5…8月にわたって生じるが、最も頻繁なのは統計上、6月または7月であることを考慮して7月1日から30日までの1ヶ月間とした。

### 3 必要な熱量の計算

消散すべき空間を $100 \times 100 \times 1000 \text{ m}^3$ すなわち $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ とし、滑走路に平行に $5 \text{ m/s}$ の風速があるとした。

消散時間は5分間とした。

霧中の温度は $15^\circ\text{C}$ 、したがって水蒸気量 $12.8 \text{ g/m}^3$ で飽和し、さらに霧水量は $1 \text{ g/m}^3$ とし、こ

のように霧を含んだ空気を昇温させて霧粒を蒸発させてしかも相対湿度を90%にまで落とすためには空気1 m<sup>3</sup>あたり980 Calが必要になる。このためにプロパンガスを燃焼させると、そのために更に水蒸気が発生するので、その分も見込んで結局5分間に2.5トンのプロパンガス(カロリーにして $2.5 \times 10^{10}$ )を完全燃焼させる必要がある。

戦争中に飛行場の霧消散に必要なカロリーを、高橋は $6 \times 10^9$  Cal、吉田等は $6.8 \times 10^9$  Calと計算したが筆者の場合の1/4に相当する。英国のFIDO実験では $7.5 \times 10^{10}$  Calを重油で発生させた。

#### 4 ガスバーナーの開発と配置

北海酸素株式会社で7インチ高圧プロパンガスバーナーを開発した。1ケで毎分1 Kgの完全燃焼能力がある。これを100ケ用いた。したがって所要量の約1/4の能力があつた。

仮想滑走路(幅60 m)の両側に10 m間隔で50ケずつのバーナーを配置し、中心位置に500 Kgの貯溜タンク10ケを設置し、バーナーとの間は2インチ鉄管でつないだ。加熱域の長さは500 mである。

バーナーの点火は自動車のイグニッションコイル100ケを各バーナーにとりつけて同時着火させた。

#### 5 気象要素の測定

(1) 視程 滑走路中央に50 mおきに視程板をたてて水平視程を測つた。また繫溜気球の索の25 m高度に自動カメラをとりつけて斜視程も測つた。

(2) 滑走路の風下の端で気温、湿度、風向、風速などの地上気象の試験による変化を測定した。また霧粒分布の変化も測定した。この分布から霧水量の変化も計算できる。

(3) 繫溜気球を使つて高さ25 mおよび50 m高度の気温・湿度の変化を測定した。

#### 6 試験結果

試験効果は風向によつて著しく影響をうけたが、代表的な例をあげると、100ケのバーナーで毎分0.5トンの割合でプロパンガスを燃焼させると、地上で気温は0.5℃上昇し、湿度は4%減少し、霧水量は1/5に減少した。水平視程は約2倍に増大した。

全部の試験の視程に関する資料を下に示す。



| 試験番号 | 1               | 2               | 3                 | 4               | 5               | 6               | 7                   |
|------|-----------------|-----------------|-------------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------------|
| 日付   | 7/7             | 7/7             | 7/11              | 7/11            | 7/11            | 7/24            | 7/24                |
| 時刻   | 04:51<br>~05:06 | 06:17<br>~06:32 | 18:13<br>~18:28   | 18:54<br>~19:09 | 19:18<br>~19:33 | 04:32<br>~04:47 | 05:23<br>~05:38     |
| 点火前  | 120             | 250             | 350               | 100             | 100             | 400             | 500                 |
| 燃焼中  | 250             | 450             | 400               | 300             | 250             | 800             | 900                 |
| 消火後  | 120             | 350             | 300               | 150             | 100             | 400             | 800                 |
| 備考   | 前線性の<br>海霧      | 前線性の<br>海霧      | 前線性の<br>海霧<br>風向斜 | 前線性の<br>海霧      | 前線性の<br>海霧      | 幅射霧             | 幅射霧<br>燃焼中に<br>霧晴れる |

## 7 考 察

燃焼速度は毎分0.5トンの設計であつた。タンクの弁を開いた直後は淡青色の炎がバーナーから出て完全燃焼を示していたが、1~2分もすると黄色の炎に変わり噴出速度もおとろえた。これは、貯溜タンク内で急激に蒸発が起きるために液化プロパンガスの温度が下がり、そのために圧が低下するものと判明した。このために燃焼速度は設計の $\frac{1}{2}$ に減少した。

風速が1~2 m/sで風向がほぼ滑走路に平行している時は見た眼にも消散効果はつきりしていた。しかし風向が斜めの場合は消散域(加熱域)が測定域から風下にはみ出してしまい、視程板の測つた視程はあまり改良されなかつた。

上述のような不利な点はあつたけれども、燃焼試験によつて視程を2倍にまで改良することが出来た。視程が400mの時は800mに改良されたから、このままでも実用になる場合もある訳である。

また加熱面積の長さは500mであつたから、この間の霧を完全に消散しても視程は500m増大するにすぎない。この意味では1000mの長さで試験する必要がある。

また風向が斜めの場合を予期して風上側の側面の燃焼能力を2倍くらいにふやす必要がある。

上述の欠点を除き、燃焼能力を4倍にすれば、千歳附近に発生する霧はほとんどの場合、実用に供す程度に消散できると結論した。

## Ⅱ 通 信 欄

### 航空気象シンポジウム

千歳航空測候所 萩 谷 長 男

10月6日午後、日本気象学会北海道支部主催の航空気象シンポジウムは、千歳航空測候所が諸般のお世話をして開催され、滞りなく終了した。参加者の方々から、非常に盛会であつた、と喜んで頂いて、地元官署としても満足している。講演内容等については、石井幸男君が書いてくれたので、私はこのシンポジウムの開催迄の経過を簡単にたどつて見ることにしたい。

#### 1. 発 端

学会北海道支部の学会活動の一環として、例年開催しているシンポジウムは、今年はテーマを航空気象とし、それを千歳で開催してはと、役員会で話し合つたのだが、地元官署として開催に尽力して欲しい、と学会支部長の毛利管区気象台長から相談されたのは、47年度札幌管区内気象官署長会議の開かれた5月30日の昼休みの休けい中のことであつた。

あいにく5月30日は、紋別空港を出発した横浜航空のセスナ機(そよかぜ号)が遭難した日であつて、このときはまだ遭難機も発見されていなかつたので、私は千歳の予報課や丘珠空港出張所との連絡などであわただしくしていたため、然るべくやつて見ましよう、程度のことを返事して、台長とはほんの2~3分で別れて了つた。

今にして見るとこのシンポジウムが成功した一因は、内外に航空事故が多発し、航空への関心が非常に高まつていたタイミングを、うまくとらえた支部役員会の先見に負うところが大きいと言えよう。しかも開催について、始めて話しをうけたのが、航空機の遭難事故の発生した日というのも、思えば何かのめぐり合せかも知れぬ。

#### 2. 根 ま わ し

航空機の事故が一つおきると、気象との関連などについて、報道機関からの取材、行政監察局や警察などからの状況聴取、管区や本庁への報告等、航空測候所は非常にあわただしいことになるのが常で、このときもそんなわけでシンポジウムのことは気になつても、中々手をつける間がなく、職員には学会の行事と思わず、役所の行事と思つて協力すること、と定例の職員ミーティングの際に説明しただけで、6月下旬になつて了つた。そのうちに都合をつけて管区へ行き、学会支部事務局をあずかる中岡幹事に、従前のシンポジウムの状況をくわしくきき、45年の室蘭での大気汚染のシンポジウムのときの参加者の名簿や会計経理の資料迄見せて貰い、どの程度の規模に計画をつくり、進めればよいかと考えをまとめて行つた。

大体計画を作つたところで予報課長の三本木君、観測課長の榎波君、業務係長の篠原君に集まつて貰い、その意見も入れて一応の案を作つた。6月末までに、スポンサーになつて貰うつもり

の、千歳市・日航・全日空の千歳空港所・東亜国内航空・北海道空港LLの5機関を訪ね、夫々の長にあつて、シンポジウムの趣旨や計画を話し、援助を懇請し先づ根まわしを始めた。

### 3. 予算と助成金

支部は交附金を3万円千歳測候所へ与へ、印刷された講演資料のうち200部を支部便りとして学会支部会員に配布するため支部事務局へ渡す外は、一切千歳でシンポジウムを運営して欲しいというのが、支部から私に示された条件なので、講師は日航・全日空から旅費は自弁で出て貰う外、旅費の余りかからない学会会員に頼むことにしないと、経費がかさんでとてもやれそうもないので、そんな厚かましい計画で、経費の概算を見積り予算を作った。

7月17日午後理事会を開いて貰い私もそれに出席し、千歳側の考えを説明し了承をえた。その席では、旅費を会社もちで日航・全日空で講師を出してくれるだろうかなど疑問も出たが、あらかじめ両社はほぼ承してくれているので、私は涼しい顔をしていた。学会側も一層充実した講演をというなら、気研が本庁の方に、乱気流の講演をして貰つてはどうか、例えば気研の相馬さんなどよいではないか、と提案して見たが、旅費がかさむのでね……とどなたも浮かぬ体なので、地方指導ということで研究所長に依頼すれば承知してくれるだろう。電話をかけて見たら……ということで毛利台長はすぐダイヤルして研究所へ頼んだところ、確答は出来ぬが派遣出来るかも知れぬ、といった次第で講師は更に充実できることになったが、予算案は変更しなくてもよさそうである。

### 4. 講師と演題

7月17日の理事会では、演題の方向は現在の航空界で気象上最も関心のふかい乱気流と、千歳飛行場で最も手をやいている霧の問題、および地元千歳飛行場の気象特性などとするに於いて、理事会に出席していた孫野先生が霧の消散についての講演を引きうけて下さり、千歳の気象特性は私、乱気流について気研の相馬さん・日航・全日空は両社の航務課長と私とで話し合つて、決めるということになった。

その後日航は本社の石井秀夫氏が、冷たい霧の消散を扱つた Fog Seeding について、全日空は石崎機長が、航空機の運航と気象について講演して下さいることになり講師は揃い、講演時間の割りふり等もきめたのは7月の下旬であつた。

ところが日航から本社の井上氏を晴天乱気流の計測についての演題で、講師に追加して欲しいとの要望が出て、断り切れず承し、講師は6名ということになった。石井氏と孫野先生と私の持時間をさいて、井上氏の持時間とし、時間の割りふりを修正して、講演者に通知しなした。質疑の時間が多少窮くつになつたのはこんな事情のためであつた。

### 5. 会場と期日

会場は便利で、参加者を十分に収容出来るところということで、定員420名の千歳市民会館

ホール、懇親会は市民会館の中の集会場を使うことにし、期日は気候のよい10月6日(金)の午後と、17日の理事会の了承をえたので会場の借用申込みは7月18日に済まして了つた。

## 6. 講演会資料

シンポジウムをみのり多いものにするには、経費が果んでも講演資料を印刷し、参加者に配布することにしたので、講演者には1題につき原稿用紙400字詰め20枚以内、A切は8月末日と指定し、原稿の提出を7月下旬に依頼した。多少A切を過ぎた方もあつたが、原稿は夫々送られて来て、印刷になれている中岡君が編集の労をとつて下さり、印刷所へ手配して下さつた。発行部数は500部、うち200部を支部へ残し、300部を千歳で受けとつた。

この講演資料で残念だつたことは、全日空の石崎機長が多忙のため原稿が書けないということで、同氏の資料が印刷出来なかつたことである。石崎氏の講演の大半は、気象学会機関誌、天気、7月号(1972年)(P331-342)に掲載されているものであるが、この外の例についても講演されたので、これらがすべて講演資料に収めることが出来れば、一層充実したものになつたであらうし、惜しいことであつた。

## 7. PRと参加人員

全て催しは、PRをよくしないと盛大に行えない。このような特殊な集会はなおさらである。案内状は1,000枚程、中岡君に手配して貰つて印刷した。気象官署と札幌地区は管区で配つて貰い、航空関係と千歳および恵庭、苫小牧等の官公庁、高校等には千歳航測で配布した。先方の規模に応じて5~15枚位づつ発送した。又空港の記者クラブで説明し、9月30日~10月6日迄に紹会記事を書いてくれるよう各社の記者に頼み、朝日・毎日・道新・千歳民報等夫々協力して下さつた。市役所も広報誌「ちとせ」の10月1日号にこの紹介を載せてくれ、10月2日には千歳市内の全戸に配布してくれた。

会場は定員420名なので100名以下の参加者ではどうしても恰好がつかないだろうと心配していたが、180名以上参加者があつて、われわれもほつとした。

参加者が多いだけがよいというわけではないし、又千歳の一般市民に呼びかけたところで、人口6万の小都市ではそう期待は出来ないわけだが、出来るだけの手をうつておけば、まずくいつてもあきらめがつこうと考えてのことであつた。

最も遠方よりの参加者は、福岡航空測候所の草野所長で、日航・全日空・東亜国内航空からは東京の本社や東京空港支店の運航関係の方々が多数見えられた。

## 8. 懇親会

懇親会は約60名招待し、50名程出席の旨返信してきた。追加で出席して貰つた方もあり、結局約60名のパーティーとなつた。支部長のあいさつの後、千歳の米田市長のあいさつ、開宴の乾盃の音頭は千歳の大塚空港長とあらかじめ私から頼んでおいた。気象学会北海道支部の万歳で

終宴することにしこの後は北海道空港の秦専務にお引受け願った。いずれもこの種のことには場なれしている方々なので、一層宴を盛りあげて下さった。

.....

以上の経過でこの行事も終了したが、当日当所職員は当番者以外全員出て、夫々の担当を引うけてくれ、又それ迄も案内状の発送や会場の飾りつけ等々あわただしい日もあつた。又学会支部の中岡君には、色々と指導と援助をおねがいし、現地へも2回足を運んで貰い会場なども見て頂いた。千歳には女子職員がいないので、当日講師控室の食事やお茶の接待には、管区調査課の引田さんと渡辺さんに御手伝い願った。滞りなくこのシンポジウムが行えたのは、講師の各位、経費等の援助をして下さった5機関はもちろんのことであるが、上記の方々のおかげでもある。記して関係のあつたすべての方々に謝意を表したい。

● 14<sup>h</sup> 47<sup>m</sup> Feb. 4, 1971

GUM BAL.

NNW, 8.2 m/s, 14.3 m/s (Max)

○ 15<sup>h</sup> 22<sup>m</sup> Feb. 1, 1971

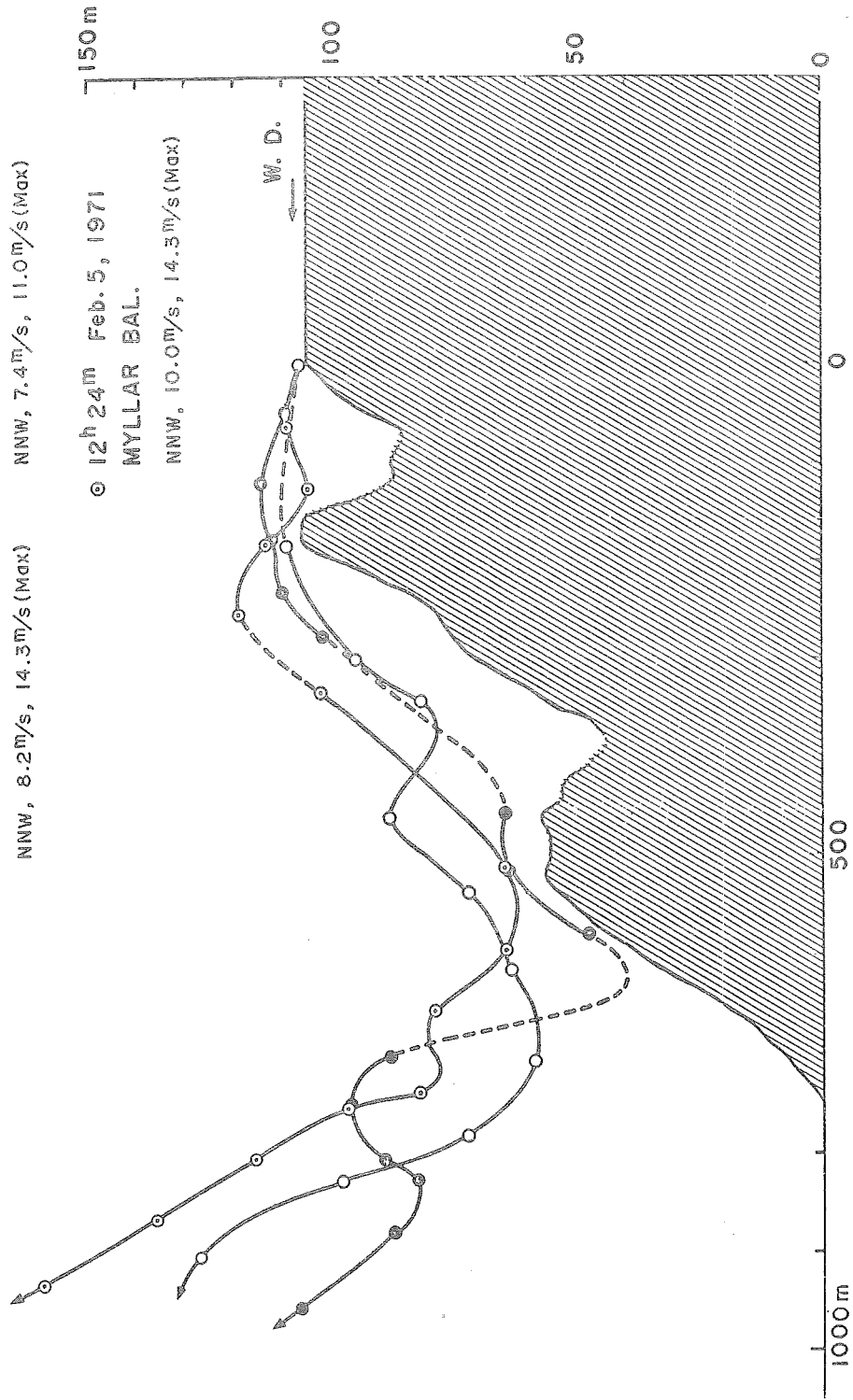
GUM BAL.

NNW, 7.4 m/s, 11.0 m/s (Max)

◎ 12<sup>h</sup> 24<sup>m</sup> Feb. 5, 1971

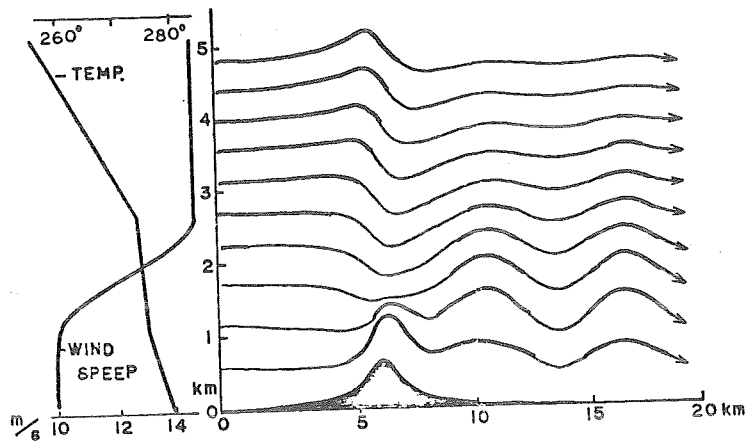
MYLLAR BAL.

NNW, 10.0 m/s, 14.3 m/s (Max)



第5図

跳水現象が両側斜面の中腹で生じている観測例。



第6図

R. S. Scorer によつて理論的に得られた山岳波状気流（山脈を越えた気流）。

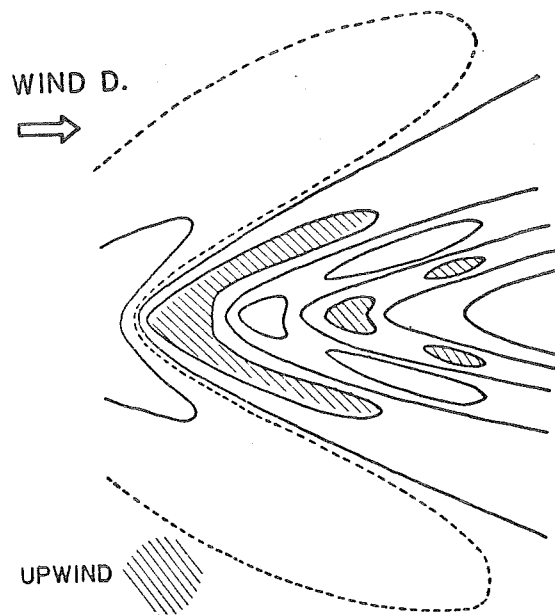


FIG. CRESCENT--UPWIND AREA  
BY WURTELE

第7図

G. Lyra によつて理論的に得られた孤峯背後の気流、"つばさ雲状"の上昇気流域が山のすぐ風下に形成される。

## 航空気象シンポジウムの感想

千歳航空測候所 石井幸男

道内には民間機の発着する10の空港があり、空の輸送がますます大型化する傾向にあるなかで、昨年7月と今年5月に大きな航空機事故が相次いで道内に発生した。事故は何れも悪天時に起つており、このような近況を背景にして、学会と地域社会との対話の場として意義のある支部主催のシンポジウムが、北海道の空の玄関といわれる千才市で開催されたのは、時宜を得たことであつた。そのため、航空関係者や市民の関心を集め、参加者が予想以上に多かつたのは当然と言えるが、それだけに、一切の世話を引き受けられた地元の千才航空測候所長はじめ所員のかたがたの舞台裏の御苦労は大変だつたことと思われる。

講演されたかたがたは、航空会社の運航責任者や機長など航空の第一線で活躍されているかたや、測候所長、研究所や大学の先生など分野が広く、それぞれに特色のある内容のお話をされ、楽しいシンポジウムであつた。講演は6題あり、大別すると、飛行場の霧の消散に関するもの(石井、孫野)、乱気流と飛行に関するもの(井上、相馬)、気象と運航全般に関するもの(石崎、萩谷)である。

何しろ午後の4時間に、6題の講演と何れも関心の深いかたがたの質問を終えるのだから、講師も大変なら、司会される座長の御苦労も大変だつたと思う。また、聴講する側にも、もう少し時間に余裕があつて、ゆつくりお話を聞き、遠慮せずに質問できたらと考えたかたがおられたと思う。その点で企画された側には、前述の三つのブロックに従う講演順序を考え、ブロックごとに質問や討論がまとめられるようにする配慮が必要だつたと思われる。

講演1の「Fog Seeding について」は、アラスカ、アンカレッジ空港で実際に行なわれ、効果が上がっている霧の人工消散の話で、冬期の過冷却した霧に、人工降雨と同じ原理でドライアイス散布して霧を消す方法である。一冬に20数便の日航機が、霧消散後に離着陸して、その全費用が2000~3000ドルになる。講演6の「夏の霧の人工消散試験」は、ばく大な量のプロパンガスを燃焼させ、加熱によつて霧を消散させる実験で、いわば正攻法的な霧の消散実験である。実用には、実験の燃焼能力(5分間にプロパンガス2.5トン完全燃焼)の4倍が必要とのことで、まともに立ち向つたときの自然の偉力を講演1の場合と対象して、興味深く拝聴した。

講演2の「晴天乱気流の計測について」は、運航に影響する乱気流を長中波空電によつて探測しようとする実験の話で、乱気流と空電の相互関係については、十分に理解できなかったが、話が乱気流域の地下構造による重力異常にまで発展して、面白く拝聴した。講演4の「地形性乱気流について」は、離着陸に問題の多い空港周辺や、山岳周辺の乱気流を模型実験で再現する話で、スライドや映画に現われた目で見る気象は圧巻であつた。

講演3の「航空機の運航に影響する気象数例」は、機長としての豊富な経験を、専門的な気象研究者の立場で綿密に整理された話で、航空気象関係者には非常に有意義な興味深い内容であつた。



同講師には今後も御教示をお願いしたい。講演5の「千才飛行場の気象特性について」は、千才航空測候所の観測資料を手際よくまとめられた話で、同空港関係者の強い関心が寄せられた。

(1972. 10. 29)

## 日本気象学会北海道支部研究発表会目次

|   |   |
|---|---|
| ○ 1. 電波の偏波面の傾きによる測角値の変動の有無の調査                     | 稚内気 鶴 田 晏   |
| 2. 降雪の大気清浄作用の研究 (第1報)                             | 北大理 孫 野 長 治<br>遠 藤 辰 雄<br>播磨屋 敏 生<br>窪 田 貞 子            |
| ※3. 降水洗浄 (第2報) (研究会誌107~108P参照)                   | 札幌気 今 井 俊 男   |
| 4. 旭川の氷晶と氷晶核の観測                                   | 北教大 桜 井 兼 市   |
| 5. 札幌におけるエアロゾル濃度と降水の電気伝導度の測定                      | 北大理 菊 地 勝 弘<br>遠 藤 辰 雄                                  |
| 6. アラレのembryoと内部構造について (その2)                      | 北大理 播磨屋 敏 生   |
| ○ 7. 花咲港の異常潮位について                                 | 根室測 乳 井 鉦 一   |
| 8. 北米航路上の船体着氷                                     | 函海気 沢 田 照 夫   |
| 9. 静力学安定度の垂直分布が傾圧不安定に及ぼす影響について                    | 札幌気 藤 範 晃 雄   |
| ※10. 2月14日の閉塞した低気圧によるリング状の雲について<br>(研究会誌68~69P参照) | 函海気 小 又 政 義   |
| 11. 北海道の水収支に関する研究 (研究会誌117~120P参照)                | 札幌気 丸 山 栄 三<br>菊 地 弘 明                                  |
| 12. 1970年12月~1971年5月の期間中のブロックキングについて              | 札幌気 田 中 康 夫   |
| 13. 小寒冷気塊の海上流出による変質の観測 (序報)                       | 北大理 孫 野 長 治<br>菊 地 勝 弘<br>播磨屋 敏 生<br>遠 藤 辰 雄<br>坂 本 洋 和 |
| 14. 石狩平野における積雪分布の観測 (その2)                         | 北大理 菊 地 勝 弘<br>播磨屋 敏 生<br>石 川 照 高<br>足 立 俊 三            |
| 15. 中部山岳の影響について                                   | 札幌気 村 松 照 男   |

注1: ○印は予稿なし。

注2: ※印は札幌管区気象台発行の昭和47年度「北部管区気象研究会誌」を参照して下さい。

注3: №12は1頁なのであき頁ができるため№15を繰上げて№13、№14の前にいれた。

2 降雪の 대기 清浄作用の研究(第1報)

孫野長治, 遠藤辰雄, 播磨屋敏生, 窪田貞子 (北大理)

降雪による大気の浄化作用を調べるために, エアロゾル濃度変化に着目して降雪強度及び結晶に付着した粒子の同時観測をおこなった。

降雪以外の影響が混入しないように深夜から早朝にかけて, しかも無風に近い時を選んで降雪前後の大気中のエアロゾル濃度の変化を測定した。また雪結晶の大きさ, 降雪強度及び1ケの雪結晶に付着した塵の数を測定した。1972年3月10日の例を下に示す。

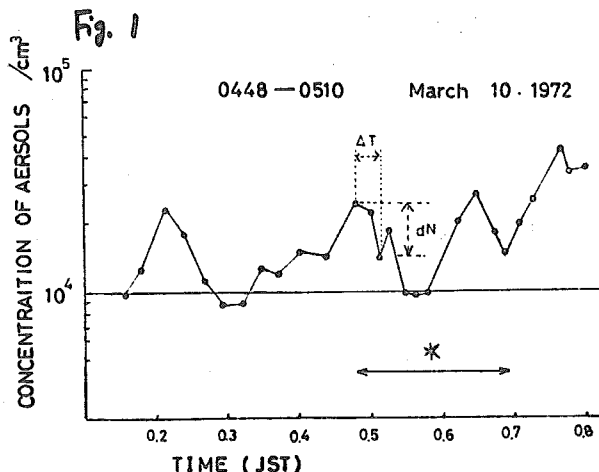
Fig. 1 に示すように0450から降雪が始まり, これに応じてエアロゾル濃度は22分間( $\Delta T$ )に  $2.6 \times 10^4$  から  $1.1 \times 10^4 \text{ cm}^{-3}$  に急減した。雪結晶の平均直径は  $1.6 \text{ mm}$ , 結晶の空間濃度は  $2.4 \times 10^4 \text{ cm}^{-3}$  であった。結晶の落下速度を  $1 \text{ m/s}$  と仮定して22分間に  $1.5 \times 10^4 \text{ cm}^{-3}$  の減少のあったことから, 結晶の捕捉率を計算すると約60%になり, エアロゾルの捕捉率としては流体力学的にみて少し大き過ぎるようである。

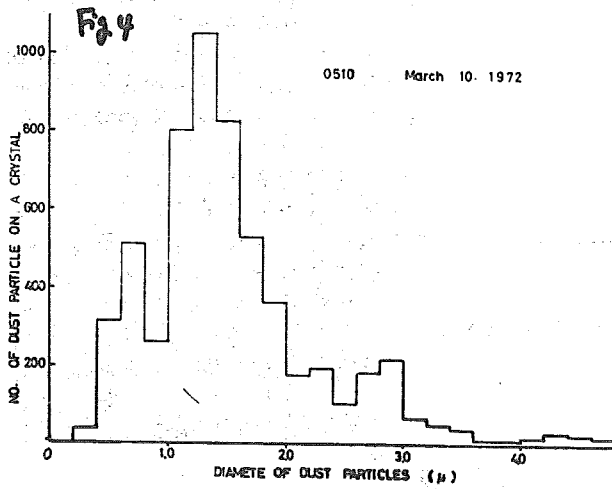
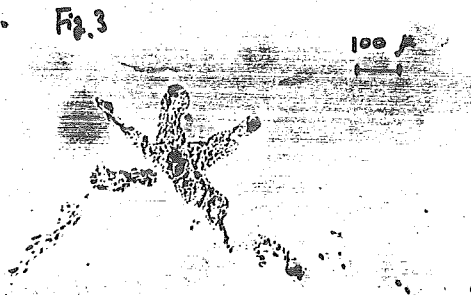
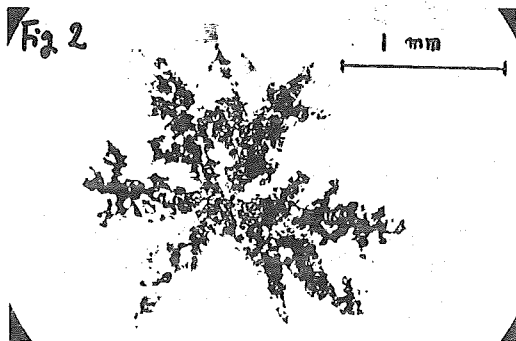
Fig. 2 に示す雪の結晶を静かに蒸発させて Fig. 3 のような痕跡を得た。倍率を高めてその塵の粒度分布を光学顕微鏡で測定した結果を Fig. 4 に示す。直径は  $0.2 \sim 4.8 \mu$  の間に分布し最多数は  $1.4 \mu$  であり, 総計6006ケの塵が測定された。直径  $2 \text{ mm}$  以下の雪結晶は直径  $1 \mu$  以上の塵を大体6000ケ程度さらってくるものと考えてよいであろう。上に得られた結果に対し次のように考察される。

流体力学的にみて雪結晶によるエアロゾルの捕捉率はたまたま数%と考えられるので予想よりは一桁以上多かった。エアロゾル捕捉の他の機構としては電気的な効果, ブラウン運動及びFacy効果(成長中の雪に向って水蒸気流が生じる)の三つが考えられる。観測期間中の電場は正常電場に近かったので電気効果は主因とは思えない。またエアロゾルは比較的下層で捕捉されたとする雪の結晶が成長中であったとも考えられない。残るところはブラウン運動だけである。

一方, Fig. 2 をみると雪の結晶は雲粒付なので, 雪結晶で捕捉された6000ケの微粒子は雲粒が各自持っていた凝結核かも知れない。そうすれば, エアロゾルは雲粒により捕捉され, その雲粒が改めて雪の結晶により捕捉されたとすれば, この観測で得られた60%という高い捕捉率も諒解される。

次のシーズンには電子顕微鏡を使って雪結晶に捕捉されたエアロゾルの数を測る予定である。

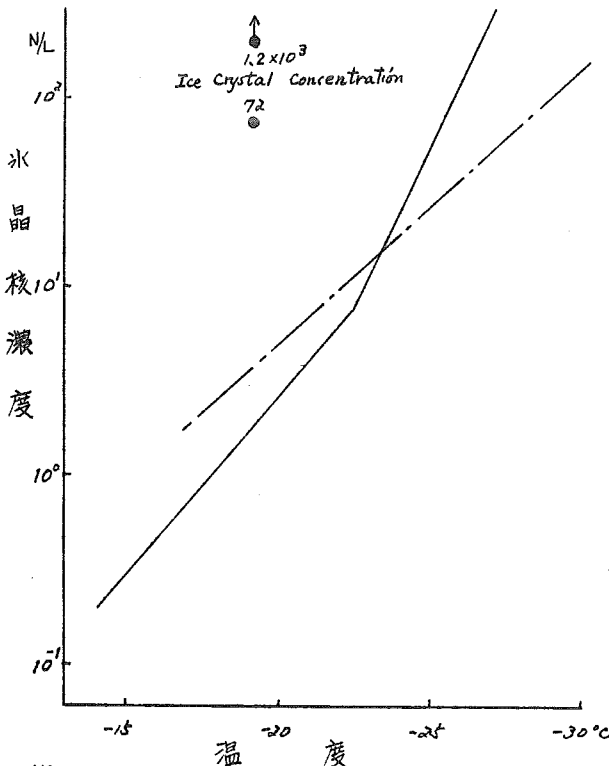




村井兼市 (北海道教育大学旭川分校)

冬霧の氷晶化が早朝に起り、その空間濃度が  $10^3$   $\gamma/l$  まで増加する場合がある。旭川での過冷却霧が大気汚染物質に依存していることは想像される。特に dust particle との間の関係が大きい。dust particle は良く知られて 113 ニッ山で午前中(09時頃)と夜半(21時頃)の極大が見られる。氷晶化に影響している氷晶核濃度は日中と夜半に増加がみられる。冬期間の毎時平均で日中の極大では約  $10^4 \gamma/l$  ( $-20^\circ C$  核)、夜半の極大では約  $7 \gamma/l$  であった。これらの事から旭川での過冷却霧の氷晶化には dust particle が加わっているものと考えられる。

氷晶核とその活性化温度の関係を第1図に示す。実際は冬期間、氷晶の出現していない時の静天日のものであり、破線は暖候期(暖房による浮遊塵の多い暗)のものである。



第1図 Cold box 内で活性化された氷晶核濃度と温度の関係  
 — 冬期  
 - - - 暖候期

ある。大きさを違えば旭川で氷霧の出現する  $-20^\circ C$  以下の温度では冬期では氷晶核濃度が暖候期に比べて大きい事、 $-20^\circ C$  以下の増加率(温度に対する)が大きい事であろう。この事は冬期の dust particle 中には氷晶化能力の大きい particle が含まれていることを示している。

旭川では早朝に非常に高濃度の氷晶が現われる。その1例を第1図中に●印で示す。観測された時の気温を予想される氷晶核濃度に比べて10倍から100倍位多い。したがって、この氷晶の濃度は氷晶核濃度からだけでは説明出来ない。

このような高濃度の氷晶が観測された時、氷晶の顕微鏡写真と解析するとその中に凍結した霧粒がみられた。この点を解析を行った。

凍結霧粒はその特徴として、スライ状の突起やわずかながらの結晶面と現わしている。又その両者が同時にみられる。今過冷却霧粒、凍結霧粒、の大きさ等を第1表に示した。更に微小角板、凍結霧粒と同時に観測された薄い角板、レプリカ中にみられる結晶の中心部の凍結霧粒及び厚板結晶の大きさを示す。

(i) 過冷却霧粒

高濃度の氷晶が観測された時の直前の過冷却霧粒である。この時点を氷晶は厚板で数  $\gamma/l$  であった。気温は  $-20^\circ C$  であった。これは氷晶核濃度と同程度である。

第1表 過冷却霧粒, 凍結霧粒, 氷晶の中心にみられる凍結霧粒  
微小氷晶, 薄い角板及び厚板結晶の大きさ ( $\mu$ )

|   |                    | 最大 | 最小 | 平均 |
|---|--------------------|----|----|----|
| イ | 過冷却霧粒              | 22 | 2  | 8  |
| ロ | 凍結霧粒               | 22 | 6  | 12 |
| ハ | 氷晶の中心にみ<br>られる凍結霧粒 | 32 | 5  | 14 |
| ニ | 微小氷晶               |    |    |    |
|   | A軸                 | 27 | 13 | 22 |
|   | C軸                 | 38 | 13 | 24 |
| ホ | 薄い角板               | 43 | 17 | 29 |
| ヘ | 厚板結晶               |    |    |    |
|   | A軸                 | 98 | 42 | 65 |
|   | C軸                 | 38 | 38 | 54 |

(ii) 凍結霧粒

高濃度の氷晶の中に見られる。氷晶は第1表(ニ)で示される  $c/a$  が1に近い微小氷晶であった。大きさ及び形から考へてこの凍結霧粒は過冷却霧粒と微小氷晶の間とあり 霧粒  $\rightarrow$  凍結霧粒  $\rightarrow$  微小氷晶の過程が考へられる。

(iii) 氷晶の中心にみられる凍結霧粒

凍結霧粒が存在すれば成長した氷晶の中心にその形状がみられるはずである。レプリカ中の氷晶でみられる球状の大きさが(イ)である。これは凍結霧粒と同程度の大きさである。

以上の解析から旭川で高濃度の氷晶は霧粒の凍結によるものと考へられる。

5 札幌におけるエアロゾル濃度と降水の電気伝導度の測定

術地 勝弘 (北大理学部)  
遠藤 辰雄 (北大理学部)

§ 1. ま え が き

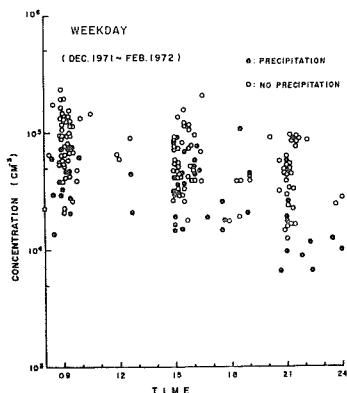
最近大気汚染の問題に関連してエアロゾル濃度についての情報が要求されるようになってきたが、比較的長期の観測はあまり多くなされていない。それで今回は都市汚染の影響が顕著に現われる札幌の冬期間のエアロゾル濃度の観測を行った。それと降水によるwashoutがどの程度行われているかというところが興味の対象になっているが、固体降水についてはほとんど為されていないのでその点にも注目した。また10数年前の大阪や東京での浮遊粉塵の濃度の天気現象別の時間変化では晴天より雨天の方が濃度が高くているので、それを午エックすると同時にwashoutがかなり行われているとすると降水の電気伝導度にも現われてくるのでその観測も併せて行った。

§ 2. 測定方法

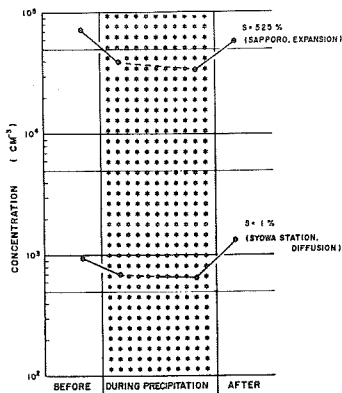
エアロゾル濃度の測定にはphoto-electric counter型式のGARDNER COUNTERを用い、原則として毎日09, 15, 21時の3回、また特異な気象現象の時は随時測定を行った。使用飽和度は525%である。一方降水の電気伝導度は東亜電機製のCM-2A型を用い、毎日09時に採水用ポリバケツ内のポリ袋に入った降雪を融解させて測定した。この計器の測定限界は $1.0 \mu\text{V} \cdot \text{cm}^{-1}$ である。その他北海道公害防止研究所が行っている浮遊粉塵、硫黄酸化物、窒素酸化物の毎時のデータも使用した。

§ 3. 測定結果

1971年12月から1972年2月一杯の厳冬期におけるエアロゾル濃度の測定結果を第1図に示した。図中●印は測定時に何らかの形の降水があった時の値も、○印は降水のなかった時の値を示している。



第 1 図



第 2 図

09時に高濃度が認められ、これは従来から知られている一般的都市活動の度合と地盤逆転によるものであろう。21時の減少は09時と裏返し現象と考えられる。また降水時の値がいずれも小さくでているのが顕著であった。降水前、中、後のエアロゾル濃度の平均値は第2図に示されるように降水中は40%以上の減少が認められた。

かつて著者の1人が南極昭和基地で過飽和度1%の雲核について行った結果も再録してあるがいずれも同じような傾向を示している。

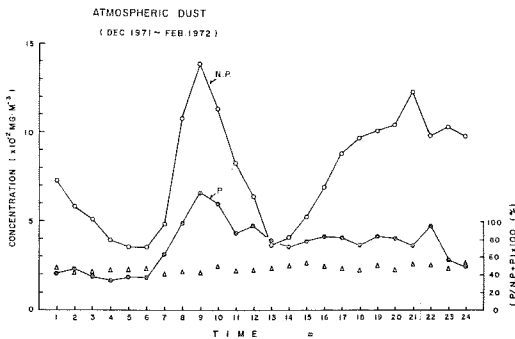
一方北海道公害防止研究所が行っている測定結果の内の浮遊粉塵について特に降水の影響をみるために各時間のデータを降水の有無でプロットした結果を第3図に示した。図から明らかのように降水の有無による濃度の差が非常に顕著であった。これらのことが

ら札幌での降雪粒子による rainout と washout による効果を次式により見積った。

$$M = M_c + (H/h)q_0(1 - e^{-\sigma t})$$

- ここで、  
 M : 降水の汚染物質濃度  
 M<sub>c</sub> : 雲中の汚染物質濃度  
 H : 雲底高度  
 h : 降水雲  
 q<sub>0</sub> : 降水のない場合の汚染物質濃度  
 σ : washout 係数  
 t : 平均降水継続時間

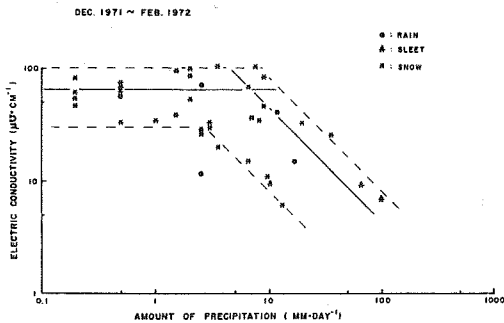
である。札幌付近での M<sub>c</sub> の値がないので、後に Petrenchuk and Selezneva (1970) の 6mg/l



第 3 図

第 1 表

| REGION  | H (M) | h (MM) | T (HR) | q <sub>0</sub> (μG-M <sup>3</sup> ) | M (MG-L <sup>-1</sup> ) | CLOUD (%) | SUBCLOUD LAYER (%) |
|---------|-------|--------|--------|-------------------------------------|-------------------------|-----------|--------------------|
| USSR 1  | 1000  | 3.4    | 5.6    | 20                                  | 10.9                    | 55        | 45                 |
|         | 2     | 4.4    | 4.4    | 60                                  | 16.9                    | 35        | 65                 |
|         | 3     | 4.5    | 3.0    | 145                                 | 27.0                    | 22        | 78                 |
|         | 4     | 3.4    | 3.4    | 100                                 | 26.3                    | 23        | 77                 |
| SAPPORO | 1000  | 4.3    | 8.6    | 90                                  | 26.0                    | 23        | 77                 |



第 4 図

を使用すると第 1 表下段に示すように rainout : washout = 23 : 77 となつてソ連の最も工業的汚染にさらされている地域とほぼ同じ結果になった。

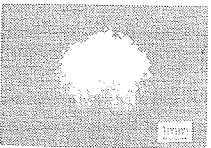
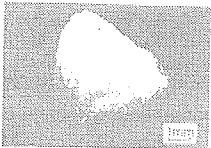
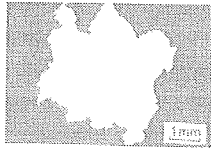
以上の結果から降雪粒子もかなり washout の効果のあることがわかった。従つてこれらのことから電気伝導度にも何らかの影響を及ぼすことが期待される。この観測期間中に得られた結果を第 4 図に示した。破線の範囲でデータをカバーしたとすると、その平均値は実線のようになり、10mm・day<sup>-1</sup> で明らかに差のあることが認められる。即ち電気伝導度に大きく影響を及ぼすのは 10mm・day<sup>-1</sup> までであつて、それ以上の降水量は汚染物質の稀釈の効果にまわっているように考えられる。一連の降水について例えば塩素イオン濃度や放射性物質の降水量が降水の初期において非常に高い値を示すというこれまでの観測結果を説明するものであろう。

#### § 4. 結 語

以上の観測結果から札幌の冬期のエアロソル濃度は  $7 \sim 8 \times 10^4 \text{ cm}^{-3}$  で降雪により半分位に減少する。降水の影響は浮遊粉塵や NO に顕著に現われるが、SO<sub>2</sub>, NO<sub>2</sub> に関しては前二者に比してそれ程減少しない。また札幌での rainout : washout = 23 : 77 でソ連の heavy polluted region と同程度であることが推定され、これらの値は電気伝導度にも現われ、降雪による washout は 10mm・day<sup>-1</sup> までが効果的であると考えられる。



播磨屋敏生 (北大理)



第1図

46年3月の支部研究発表会では、アラレをくずしながら観察した結果、巨大雪粒、雪結晶と初期結晶が見つかった場合があり、数値計算の結果、巨大雪粒はアラレの embryo となり得るが、初期結晶は可能性がないと報告した。その後雪粒付結晶やアラレの観測を行い、アラレの分類とその形成メカニズムについて考察した結果と、以前の数値計算の領域を広げ、それと天然での観測データとの比較を行ったのでその結果を報告する。

I. アラレの分類と形成メカニズム

中谷(1954)によると、アラレは六花アラレ、紡錘状アラレ、塊状アラレに分類される。アラレをくずした結果と状況証拠より、アラレの形状をさめる因子は、宙返りとか回転とかの力学的条件と embryo の形である。形状をさめる因子を考慮して分類整理したのが第2図である。宙返りなしの安定した姿勢で落下すると紡錘状アラレとなり、六花アラレは水平に落下した雪粒付板状結晶から紡錘状アラレになる中間過程と考えられる。右側上から3番目のような角柱状結晶からできたアラレは今のところ観測されていない。上から4番目のような放射型結晶からできたアラレに関しては、そのような形状のアラレは観測されているし、また雪物理学上推測されるが、中の embryo はまだ確認されていない。また宙返りしながら不安定な姿勢で落下するものは、塊状アラレとなる。上から1番目のように角柱状からできたものは今のところ観測されていない。放射型及び巨大雪粒からできたアラレに関しては、そのような形状のアラレは観測されているし、また雪物理学上推測されるが、中の embryo はまだ確認されていない。理由は、角柱は温度の高い領域すなわち雲の下部で出来るので、アラレになれるまでに雲内で成長できず地上には雪粒付の状態に到達すると考えられる。embryo の確認されていないものは今後の観測課題である。

|  | Rimed crystal                          |               | Hexagonal graupel | Coronoid graupel |
|--|--|---------------|-------------------|------------------|
|  | Without tumbling (rotation)            | Plane crystal |                   |                  |
| Columnar crystal                       |  |               |                   |                  |
| Radiating assemblage of plane branches |  |               |                   |                  |
| Large drop                             |  |               |                   |                  |
|  |  |               |                   |                  |
| With tumbling (rotation)               | Rimed crystal                          |               | Lump graupel      |                  |
|  | Columnar crystal                       |               |                   |                  |
|  | Radiating assemblage of plane branches |               |                   |                  |
|  | Large drop                             |               |                   |                  |

Reynolds number (List and Schmeissner 1971)  
 Stability number (Stringham, Simons and Guy (1969))  
 Surface roughness  
 Density distribution  
 Environmental turbulence  
 Collision with cloud droplets  
 Shape

(Knight and Knight (1970))

第2図

次のようになる。

$$dM_2/dt > dM_1/dt$$

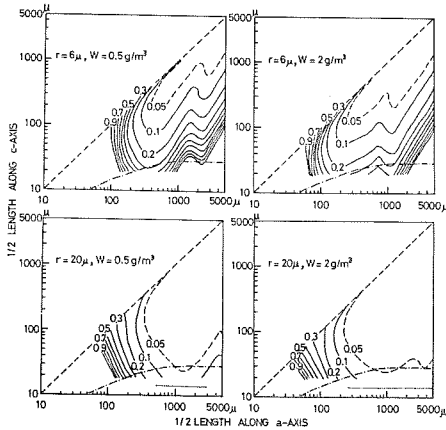
$$dM_1/dt = [4\pi C' r - J L_p L_c / K R_w T^2 \cdot dM_2/dt] / f(r)$$

$$dM_2/dt = \pi a^2 E V L$$

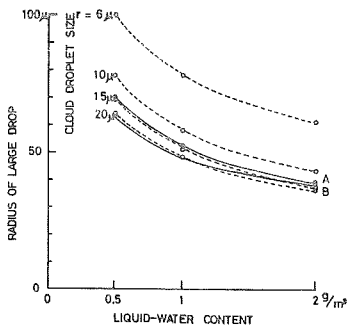
上式の各パラメータの値を変えた計算結果を第3図に示す。雪結晶または雪粒の大きさを示す座標上の密度より、実際の密度が大きいとそれは雪粒捕捉成長速度の才が大きいというを示す。rは捕えらる雪粒の半径で、wは雪水量である。同じような数値計算を4例行った結果をまとめたのが第4図、第5図である。第4図は embryo が凍結雪粒の場合

II. 雪粒捕捉過程が卓越する条件

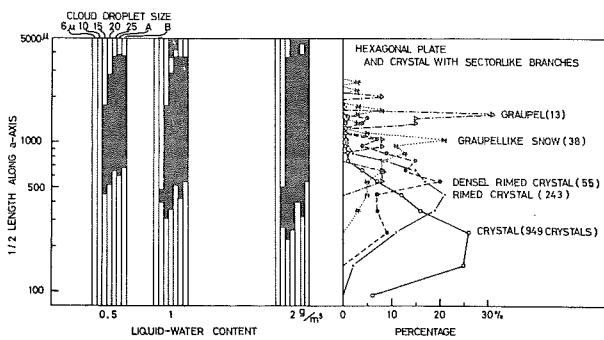
雪結晶または巨大雪粒が雪粒を捕捉して成長し、その後アラレになるかどうかを調べる一つの基準として、昇華成長速度より雪粒捕捉成長速度の才が大きいという条件が考えられる。式で表わすと



第 3 図



第 4 図



第 5 図

である。捕えられる雲粒の半径が同じ場合は、雲水量が多いほど初期半径が小さくてもよい。図には20μまでしか表示されていないが、25μと30μの場合は20μの場合より初期半径が大きくなければならないので、捕えられる雲粒の最適半径が20μから25μくらいのところにある。この程度の大きさの巨大雲粒は、雲内の飛行機観測において観測されている。第5図はembryoが雲結晶の場合である。図の左側の部分は、捕えられる雲粒の大きさの違ふごとくに(図の上部に表示)雲水量とともに初期の半径がどの程度で良いかを示している。黒くぬりつぶしているところがアラレのembryoとなりうる範囲である。凍結雲粒の場合と同じように雲水量が多くなるにつれて初期半径が小さくてもよい。また同じ雲水量の場合には、捕えられる雲粒の最適半径が15μ付近である。図の右側の部分は、北大の雲物理研究グループが過去数年にわたって観測した雲の結晶の顕微鏡写真のうち、角板と扇型の結晶形を選び、雲粒の付かないもの、雲粒付、濃密雲粒付、アラレ状雲、アラレと分類した頻度分布図である。雲粒の付かないものから雲粒付になる半径が約300μ付近で、左側の計算値でもembryoとなり得る最小半径がおよそ300μ付近なので、ここで行った数値計算の結果を天然の観測結果が支持する。ただこの数値計算には、雲内の上部と下部での雲粒分布の違いとか、いろいろな気温における雲粒の蒸発の容易さが入っていないので、それが今後の問題点である。

# 8 北米航路上の船体着氷とその予報

沢田照夫(函館海洋気象台)

近年北洋海域では船体着氷による澳船(おおむね $100t$ 以下)の遭難がいろいろ発生し、関係機関でも防止対策の研究と積極的に取り組み、着氷とその成果を上げている。この大圏コース上を往復する外航船については、従来船がわがらの報告がなのまま、航海に支障を生ずる程の着氷は起らないものとして見過ごされてきた。ところが最近北米航路の商船から詳細な着氷報告が「つぎつぎ」ともたらされ、大型船においても船体着氷による航行障害のかなり重大なことが明らかとなってきたので、ここでは着氷の実態を紹介するとともに、その予想法についても若干触れてみる。

## A. 照明丸(2,290t)の着氷状況

1967年1月2之日、北アメリカ西岸 Grays Harbour を抜錨した木枝運搬船「照明丸」(昭和海運)は、大圏コースを採って新潟に向けて航行中(本1回)、2月1日未明15%を起る右舷前方から強風と(-2°C)以下の寒気に見舞われ、船体前部および積荷の木材に着氷し始めた。夜に入ると気温は(-5°C)以下に下がって着氷はさらに激しくなり、2日朝には氷の重みで船体が7度右へ傾いた。そこで右舷側の各タンクから燃料・清水を急遽左舷タンクにシフトして船体のバランスをとり、一時傾斜は5度まで回復した。同夜気温は(-8°C)まで下がって物凄く着氷に襲われ、船首から5番船倉にかけての右舷側の甲板と木材は、総量200t以上と推定される厚さ40cmの氷でびっしりとおおわれ、2日朝には傾斜はついに10度に達し、転覆の危険が生じ始めた。このため一時は右舷の木材を海中投棄して船体の復原をはかる非常手段まで決意した。針路を南東に転じて半速力に落して着氷の成長を防止、兼組負総出で10時間以内なる決定的な除氷作業の結果ようやく傾斜を8度までに減らすことに成功し、加えて夜に入ってから気温の急昇(-0.5°C)により幸うして危地を脱し、4日-5日と除氷作業をこつこつと6日朝無事新潟港外に投錨した。

## B. 十条丸(17,294t)の着氷状況

1969年1月、北アメリカ西岸 Aberdeen 港からばら積みチップを満載して釧路へ向かった「十条丸」(日本郵船)は、アリューション列島アガッツ沖から十島列島シムシル島沖にかけての航程間(2日-6日)、2次にわたって強弱の船体着氷に見舞われた。この間気温:-1.5~-7.5°C、水温:-1~-2°C、24日の日中第1回目の除氷作業を実施した。以後は荒天のため除氷できず、27日朝には船首から5番船倉までの甲板上は厚さ最大20cmの氷でおおわれ、総着氷量は150t以上と推定された。27日の日中兼組負の全負で除氷作業を行なったが完全に除去できず、28日釧路入港後作業員60名の12時間以内の除氷をこつこつと29日朝からようやく荷役の開始された。

(別表)

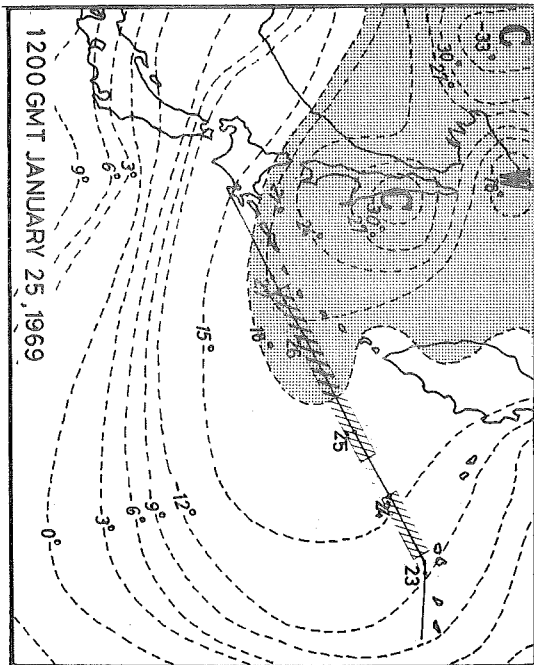
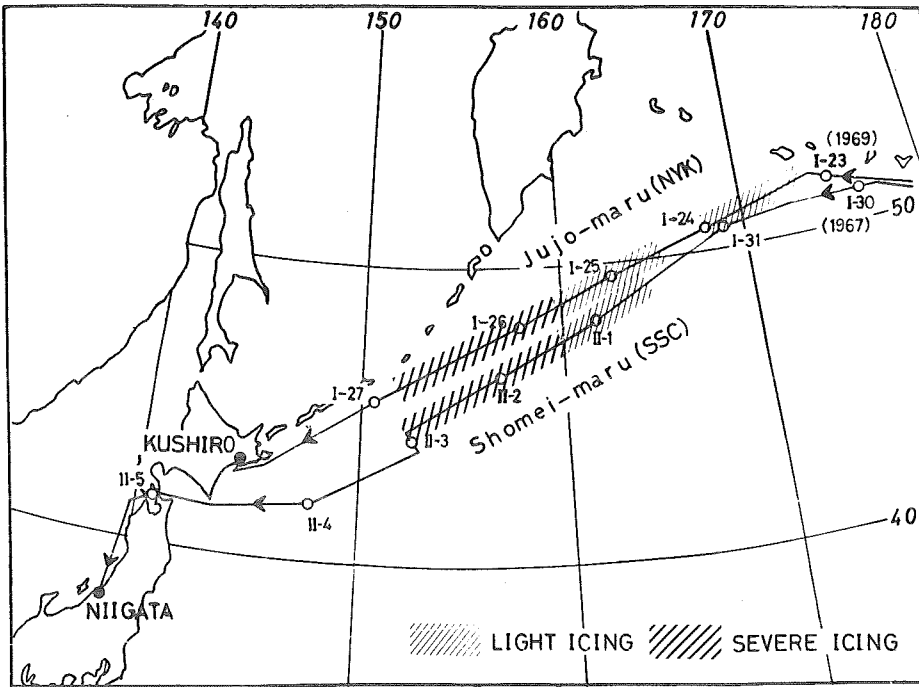
| 年 度  | 通 報 船 名               |
|------|-----------------------|
| 1967 | はりえつと丸(17,254t)ほり 7隻  |
| 1968 | きやすりん丸(20,686t)ほり 12隻 |
| 1969 | 伸 陽 丸(20,278t)ほり 16隻  |
| 1970 | 紀 見 丸(27,179t)ほり 8隻   |
| 1971 | 玉 子 丸 20,686t)ほり 9隻   |

お存みに最近の冬間の北米航路上の日本船からの着氷報告状況は別表のとおり。

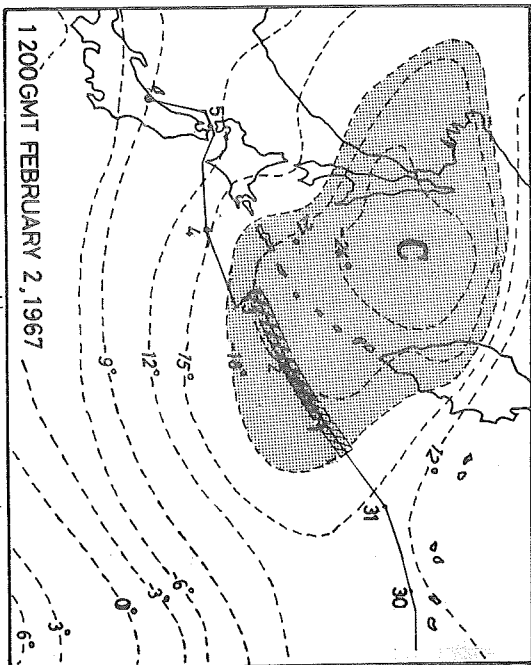
## 着氷の発生と850MB温度場

上記の船の着氷時の寒気の動きを850MB面の温度場から追ってみると、おおむね(-15°C)以下の寒気内で弱い着氷が起っている。とくに最盛期については、本2回のように、(-18°C)以下の強い寒気内への突入と激しい着氷との起時がよく一致し、着氷予報への有力な手掛りとなるものと思われる。なお着氷の発生に対する海面温度(水温)の影響も無視できないが、そのほど口述する。

第1図 北米航路船舶上での船体着氷、発生状況



第3図 十条丸の着氷最盛時の850MB温度場



第2図 昭明丸の着氷最盛時の850MB温度場

9 静的安定度の垂直分布が傾圧不安定に及ぼす影響

藤範晃雄 (札幌管区)

1 はじめに

梅雨期などによくあらわれる波長1000軒前後の小低気圧は中間規模の擾乱として扱われ、それが一般の傾圧不安定に属するものか、Richardson数の小ささ ( $R_i < 1$ ) 領域の異質の不安定に属するものかが問題になっている。一方向のような小低気圧のあらわれる梅雨期の解析では大気の下層は湿潤で安定度悪く、Richardson数は小さく、中層以上は乾燥しRichardson数は大きい。ここでは大気上半部では  $R_i \sim 100$ 、下半部では  $R_i \sim 10$  程度とし傾圧不安定の立場からどの程度、中間規模擾乱に Asses' できるかを論じようとした。

2 簡単な Scale Considerations (各項の)

低気圧が移動する時のうづ度方程式の Balance を地表付近につけて考えると  $\frac{\partial \xi}{\partial t} \sim C \frac{\partial \xi}{\partial s} \sim f \left( \frac{\partial w}{\partial p} \right)$  (Circular なうづ度分布のため地表付近では) (移流項は小さく)

この状態は小低気圧も同じで移動速度  $C \sim 10 \text{ m/sec}$  である  $\omega$  も変らないう。

$C \frac{\partial \xi}{\partial s} \sim f^2 (R_i^2)$ ,  $f \frac{\partial w}{\partial p} \sim f^2 \left( \frac{w}{R_i} \right)$  ( $R_i$ : Rossby 数,  $R_i$ : Froude 数)

従って  $R_i^2 R_i \sim 1$  (2.1) が成立する。

今大気下層で  $R_i \sim 10$  程度の運動も考え、(2.1) から  $R_i^2 \sim \frac{1}{10}$  となり、かなり波長の短かい擾乱であることが示唆される。しかしこのような scale の運動に対しても運動方程式を無次元化して  $R_i$  で展開した結果の第1次項までとれば収斂は遅いが準地衡風近似のうづ度方程式が成立する。

一方向熱力学方程式 (断熱) に対しては大気下層では (2.1) により、ふつうの synoptic scale と同じ取らざる。大気上半部に対しては  $R_i \sim 100$  程度と考え、 $R_i^2 R_i \sim 10$  となり大気下半部と同じ取らざるかどうか問題である。無次元化された断熱方程式は

$R_i \left( \frac{\partial w}{\partial x} + u^* \frac{\partial w}{\partial x} + v^* \frac{\partial w}{\partial y} \right) \left( \frac{\partial \theta^*}{\partial p} \right) + \frac{u^*}{p^2} [R_i R_i^2 + R_i] \left( \frac{\partial \theta^*}{\partial p} \right) - R_i \theta^* = 0$  (2.2) \* 無次元

$\omega^*$  は最大で | 程度というだけで大きさの判りないう量である。その他の量は | 程度であるから (2.2) の  $\frac{u^*}{p^2} R_i^2 R_i$  の項はもし  $\omega^* \sim 1$  程度であれば他の項と Balance する。  $\omega^* \sim \frac{1}{10}$  又はそれ以下の時のみ他の項と共存し得るしこの場合は  $R_i^2 R_i \sim 1$  の場合と方程式の取らは同じになる。従って大気上半部の垂直流が下半部に比して非常に小さい運動を考えるとすれば上下を通じて同じ熱力学方程式の取らざるより、この仮定は中間規模の擾乱に対して無意味なものでなくむしろ合理的である。

3. 基礎方程式とモデル

$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \nabla \cdot v (f + \xi) + f \frac{\partial w}{\partial p} = 0$  (3.1)

$\frac{\partial (\sigma \theta)}{\partial t} + \nabla \cdot v \left( \frac{\sigma \theta}{p} \right) + \sigma w = 0$  (3.2)

$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0$  (3.3)

$f v = \frac{\partial \theta}{\partial x}$ ,  $f u = -\frac{\partial \theta}{\partial y}$  (3.4)

$\sigma = -\frac{1}{p} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$

(記号はすべて慣用のもの)

大気を第1図のように3層に分ける。

Boundary Condition としては

$\left. \begin{matrix} p=0, & \omega=0 \\ p=1002, & \omega=0 \end{matrix} \right\}$  (3.5)

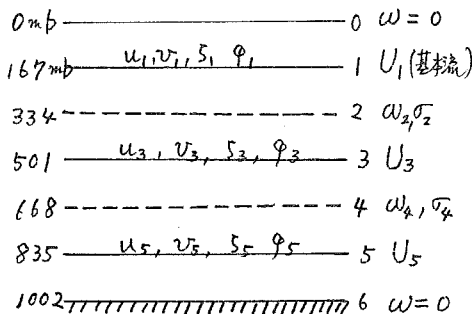
$u, v, \xi, \theta \propto e^{i k(x-ct)}$  とし (3.1) を

線型化した (3.5) を用い、  $-R^2 [U_1 - C - U_1] U_1 = \frac{f \omega_1}{\Delta p}$  (3.6)

$-R^2 [U_3 - C - U_3] U_3 = \frac{f (\omega_4 - \omega_2)}{\Delta p}$  (3.7)

$-R^2 [U_5 - C - U_5] U_5 = -\frac{f \omega_4}{\Delta p}$  (3.8)

こゝに  $U_6 = \frac{\beta}{R^2}$ ,  $\Delta p = 334 \text{ mb}$



第1図 3層モデル

Thermal eq. (1)

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_1 - \rho_3) + U_3 \frac{\partial \rho_1}{\partial x} - U_3 \frac{\partial \rho_3}{\partial x} - \Delta \rho \sigma_2 \omega_2 = 0 \quad (3.9) \quad (\text{大文字はすべて基本流に})$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_3 - \rho_5) + U_5 \frac{\partial \rho_3}{\partial x} - U_5 \frac{\partial \rho_5}{\partial x} - \Delta \rho \sigma_4 \omega_4 = 0 \quad (3.10) \quad (\text{関するものを示す。})$$

(3.9), (3.10) を用い  $\omega_2, \omega_4$  を消去するとこれへ次式を得る。

$$\rho_1 [U_1 - C - U_c + \lambda^2 (U_3 - C)] - \lambda^2 \rho_3 (U_3 - C) = 0 \quad (3.11) \quad \left( \lambda^2 = \frac{f^2}{(\Delta \rho)^2 \sigma_2^2} \right)$$

$$\rho_3^2 [U_5 - C] - \rho_5 [U_5 - C - U_c + g^2 (U_3 - C)] = 0 \quad (3.12) \quad \left( g^2 = \frac{f^2}{(\Delta \rho)^2 \sigma_4^2} \right)$$

(3.6), (3.7), (3.8) を加え (3.4) を用い  $\rho_3$  と

$$(U_1 - C - U_c) \rho_1 + (U_3 - C - U_c) \rho_3 + (U_5 - C - U_c) \rho_5 = 0 \quad (3.13)$$

#### 4. 固有値問題

(3.11) ~ (3.13) の  $\rho_1, \rho_3, \rho_5$  を消去すると  $C$  の固有値が得られる。係数の  $\Delta, \sigma_2, \Delta$  は

$$\Delta \equiv \begin{vmatrix} U_1 - C - U_c & U_3 - C - U_c & U_5 - C - U_c \\ U_1 - C - U_c + \lambda^2 (U_3 - C) & -\lambda^2 (U_3 - C) & 0 \\ 0 & g^2 (U_5 - C) & -(U_5 - C - U_c + g^2 (U_3 - C)) \end{vmatrix} = 0 \quad (4.1)$$

(4.1) より  $C$  を求めそれが実数か虚数かによって波の安定不安定が定まる。

$\beta$  項を省き ( $U_c = 0$ )  $U_1 - U_3 = U_3 - U_5 = \Delta U$  (shear 一定) としても問題の本質を損わない。  
 $M = U_3 - C$  とおき  $\Delta = 0$  を簡易化する

$$a_0 M^3 + a_1 M^2 + a_2 M + a_3 = 0 \quad (4.2)$$

$$\therefore a_0 = 3\lambda^2 g^2 + 2\lambda^2 + 2g^2 + 1, \quad a_1 = 0, \quad a_2 = (2\lambda^2 g^2 - \lambda^2 g^2 - 1) \Delta U^2, \quad a_3 = (g^2 - 1) \Delta U^3$$

この3次方程式の根の判別式は  $D \equiv -27a_0(4a_2^3 + a_0 a_3^2)$  (4.3)

$D \geq 0$  ... 3つの実根 ;  $D < 0$  : 1つの実根と2つの共軛複素根。

定義により  $a_0 > 0$ , 従って  $(4a_2^3 + a_0 a_3^2) > 0$  の時不安定波が存在する。

#### 5. 結果についての議論

判別式の括弧の中の前2項,  $a_0 a_3^2$  は常に正で"もつばら擾乱の不安定化の方向に寄与する。  
 $a_3$  は大気の上下の静的安定度の差 (或いはリチャードソン数の差) に起因する項で"その差が大きい程, 不安定化に寄与する。一方第1項の  $a_2$  は  $\lambda^2, g^2$  の値によっては正又は負となり  $a_2 = 0$  ならしめるような波長を critical point にして安定又は不安定に寄与する。  
 換言すれば  $a_2 = 0$  によって生まれる波長より長いものは不安定, 短かいものは安定波となるが  $a_0 a_3^2$  によりその臨界波長が短波長側にずらされることになる。

今  $\sigma_2 = 2 \times 10^{-2} \text{ (m}^2 \text{ mb}^{-2})$  を採用し種々の場合を数値計算する。

(I)  $\lambda^2 = g^2$  の時 (標準的な大気)

$$\lambda^2 \approx 1.36 \text{ が critical point, 臨界波長 } L_c \approx 3500 \text{ km,}$$

(II)  $10\lambda^2 = g^2$

$$a_2 = 0 \text{ ならしめる } \lambda \text{ の値は } \lambda^2 \approx 0.63$$

$$D = 0 \text{ " " " } \lambda^2 \approx 0.28 \quad L_c \approx 1500 \text{ km}$$

(III)  $g^2 = 20\lambda^2$

$$a_2 = 0 \text{ に対しては } \lambda^2 \approx 0.57$$

$$D = 0 \text{ " " } \lambda^2 \approx 0.21 \quad L_c \approx 1300 \text{ km}$$

(IV)  $g^2 = 40\lambda^2$

$$a_2 = 0 \text{ に対しては } \lambda^2 \approx 0.47$$

$$D = 0 \text{ " " } \lambda^2 \approx 0.18 \quad L_c \approx 1200 \text{ km}$$

(V)  $\sigma_2 = 10^{-3} \times 2$  で  $\lambda^2 = g^2$  の時 (大気全層が湿潤)

$$\lambda^2 \approx 1.36 \quad L_c \approx 1100 \text{ km}$$

当然のことながら上半部の安定層の存在が傾圧不安定を抑制している。  
 (の短波長への移行) 二これらの比較すると

田中康夫 (札幌管区气象台)

気象庁長期予報管理官室で計算している北半球各格子点(緯度は0°から85°Nまで5°毎、経度は10°毎)における下部対流圏の各種物理量の中から、1000~500mbの厚の南北輸送緯度平均値(下部対流圏の平均の熱輸送と考えてもよい)をとりあげ、ブロッキング時の特徴を調べた。調査期間は表題の6カ月86半旬である。

この調査でのブロッキングとは、5日平均500mb天気図で、50°、60°、70°Nに高気圧の中心を持ち、その中心高度年平均偏差値がオ1表の基準値より大きくかつ、この高気圧の南北両側に明瞭な東西流の分流が見られる場合と定義した。

ブロッキングが大気の南北温度傾度を解消するために最も有効な現象と考えるならば、有効位置エネルギー(APE)が極大に達した時に起るはずだが、必ずしもそうとは言えない(オ1図参照、図中最上部の×印はブロッキング発達時)。しかし、ブロッキング発達時と500mb運動エネルギー渦成分(KE)の極大とは大体良い一致を示しており、KEと温度輸送とは良い対応を見せている。

冬期平均の熱輸送のmaxは850mbおよび成層圏に現われ、特にブロッキング時には成層圏での超長波による北向きの熱輸送が増大しているが、大気全体を見た場合にブロッキング時の北向きの熱輸送の増加に対する考えに片山等は疑問を投げかけている。又、ブロッキング時の超長波の鉛直軸は、成層圏では時間平均した状態よりかなり垂直に近くなっており(形本)、バロトロピックな状態に近いように思われる。

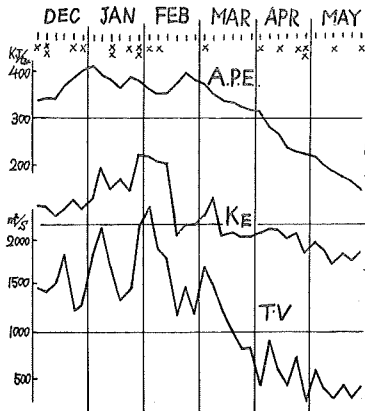
オ2図は温度輸送の月平均値のスペクトル分布を示しているが、12~3月は超長波の効果が大きく、4~5月には長波の領域に極大が見られる。全期間を通して波数2による輸送量(緯度平均値)を月別に、展型的なブロッキング発達時とブロッキングの無い両半旬について比較したのがオ3図である。これによるとブロッキング時の特徴は

高緯度で波数2による負の熱輸(又は極小)、即ち温度場の位相が高度場の位相より東側に進んでいる状態となっており、ブロッキングの無い場合とは明らかに違いが現れている。

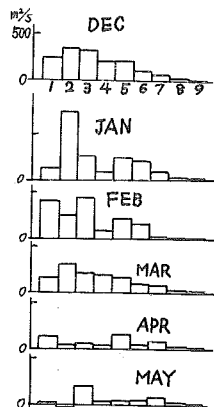
又、ブロッキングの発達位置によって波数2の効果が高緯度で変っている例もあるのでこの波は中緯度附近の現象にまで影響を及ぼしていると思われる。

| 緯度 | 12  | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   |
|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 70 | 150 | 150 | 150 | 150 | 150 | 100 |
| 60 | 150 | 150 | 150 | 150 | 150 | 100 |
| 50 | 100 | 150 | 150 | 100 | 100 | 100 |

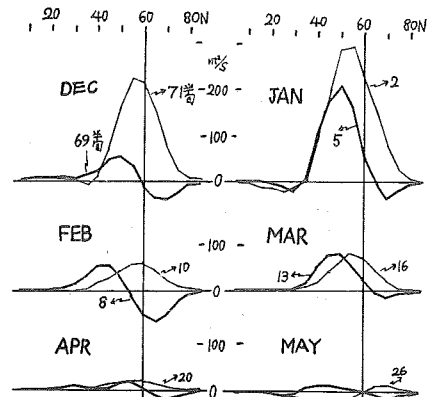
オ1表 高度偏差基準値



オ1図 エネルギー-時間変化



オ2図 月平均熱輸送量スペクトル



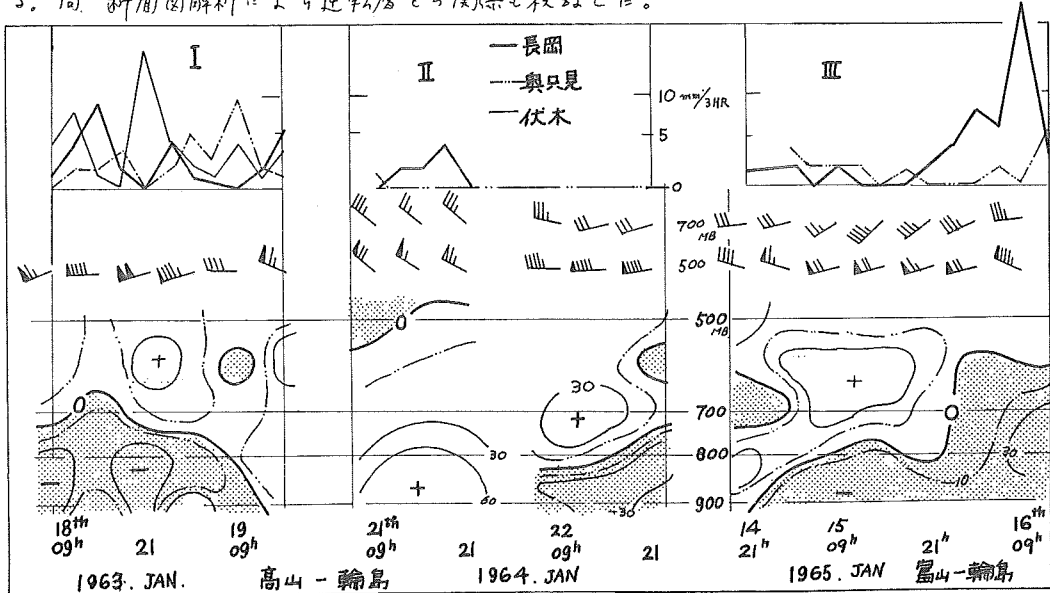
オ3図 ブロッキング時(太線):非ブロッキング時(細線)のN=2による熱輸送量

# 15 北陸豪雪における中部山岳の影響について

杉本照男(札幌管区予報)

従来、北陸豪雪の成因については、寒気ドーム下の不安定成層と里雪は、メソ擾乱による、又山雪は中部山岳の地形性強制上昇により解消するたのと言われている。中部山岳は3000m級の北アルプスが南北に走り、約200x150kmの地域で約1000mの標高を誇っている。里雪は影響を及ぼすことが多々ある。このため1963年-67年の北陸豪雪特別観測の主として高層データを用い検討してみた。1963、64年は、輪島、高山を、1965年67年は、輪島、富山について地上~500MBの各指定気圧面の風向の差をとり検討してみた。この場合、輪島は日本海に突き出た位置で山岳の影響は、この地域を代表するものとし、高山は内陸部、富山は沿岸部を代表させ、富山-輪島、高山-輪島の風向差と、500、700MBの輪島の風向及び長岡、伏木(里雪)、奥只見(山雪)、の降雪量と対応させ下図に示した。図では、1963年が豪雪年、1964年は少雪年、1965年は少雪(~15日15時)と里雪期間の両方を載せた。図で横軸部分は、風向差の域で、輪島より高山(富山)より南分を持つことを意味し、例えば1963年(I)の場合、700~800MB付近を境に符号が逆転しており、高山-輪島間は、風向だけ言えば下層収束、上層発散の場となっている。又、19日15時では、上層まで⊕域である、これは500MBの風向が北分を持つことに対応しており、平野部でも発散山雪型となっている。同様は1965年(Ⅲ)では、500~700MBの風向が西~西南西と南分を持つと800MBより下は⊕域の降圧が現れ(14日15時-16日09時)、14日21時は500MBの北分と⊕域が対応している。またⅠ、Ⅲとでは下層(700MB以下)で⊕域、上層⊖域の場合で上層寒気の降圧のことは里雪となっている。また1964年は、一般場として東谷傾向で地上~500MBでNW系の風向となり⊕域が全層にわたっている(21日09時-21時)、また22日09時-21時は北西から西風になり、下層850-700MBで南分⊖域が現われている。

Ⅰ、Ⅱ、Ⅲから西~南西の風向では、700MB(約3km)以下で中部山岳によりさらさらには曲りから日本海と山岳部の間で⊖域即ち下層収束をきたらし、また北西の場合は、同様は逆に曲りから⊕域、即ち発散域を作る。簡単にモデルとしては、寒気ドーム下で、西~西南西の風の場合平野部は収束域を作り里雪、オーダーは $1 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ とメソ擾乱によるフォックの傾向で大きくなり、又北西風では平野部で発散場で、降雪は山岳まで達し、地形性降雪、山雪となる。尚、新用図解析により逆転層との関係を検討した。





孫野長治, 菊地勝弘, 遠藤長雄, 播磨屋敏生, 足立俊三 (北大理)

GARPの一環として冬季の晴れた夜間から早朝にかけて石狩平野から流出する寒冷気塊の海上における下からの変質に関する観測結果のうち、昭和47年1月24日早朝のものを解析して報告する。

内陸から吹出した寒冷気塊の気温は $-11.5^{\circ}\text{C}$ 、湿度は60%、風速は $3\text{ m/s}$  (いづれも地表)、厚さは約300 m、海水温は $+2.5^{\circ}\text{C}$ であった。

この時海上に蒸気霧が発生したので、その高さをステレオ写真方式で決定した。この蒸気霧の高さから拡散係数は温度も湿度も同じと仮定して、海上における顕熱の垂直輸送量を見積った。

Fig. 1の横軸に気温をとり、縦に乾冷な内陸からの気塊(60%,  $-11.5^{\circ}\text{C}$ )に、温湿な海面からの気塊(100%,  $+2.5^{\circ}\text{C}$ )が混合した割合を示す。上の横軸には水蒸気圧、下の横軸には気温を示す。左下隅のAは海面の状態、右上隅のBは全く変質を受けない内陸気塊の状態を示す。途中の気温はA、Bを結ぶ直線で表わされる筈である。また上方の横軸に種々の割合で混合した空気の水蒸気圧 $e$ をとってあるが、A、Bを結ぶ直線で表示される筈である。また混合の割合によって気温が決まるので、これに必ずしも飽和水蒸気圧は鎖線 $e_s$ で表わされる。そうすると鎖線 $e_s$ が直線Cを上回る部分、すなわちFig. 1からわかるように温暖空気(気温にして $-4.2^{\circ}\text{C}$ )以上のところで蒸気霧が発生する筈である。

蒸気霧の高さはFig. 2に示すように汀から遠ざかるに従い高くなっており、汀から300 m (時間にして100 sec後)で9 mの高さであった。

この霧頂の高さとその気温を利用して顕熱の拡散係数を推定してみよう。

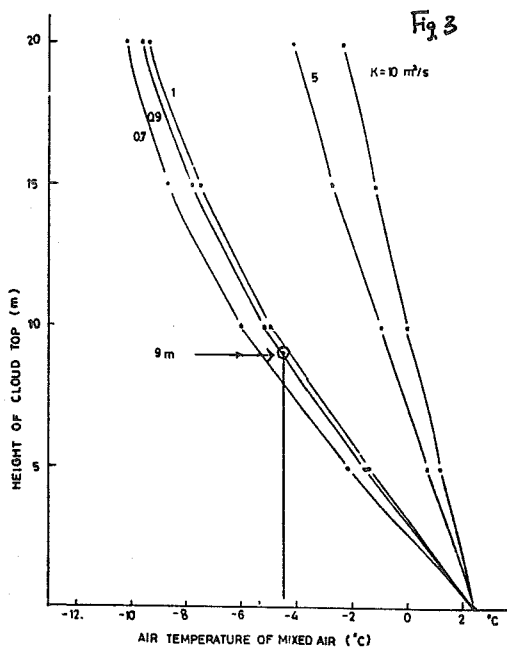
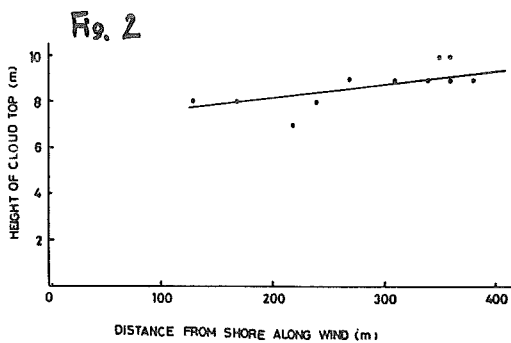
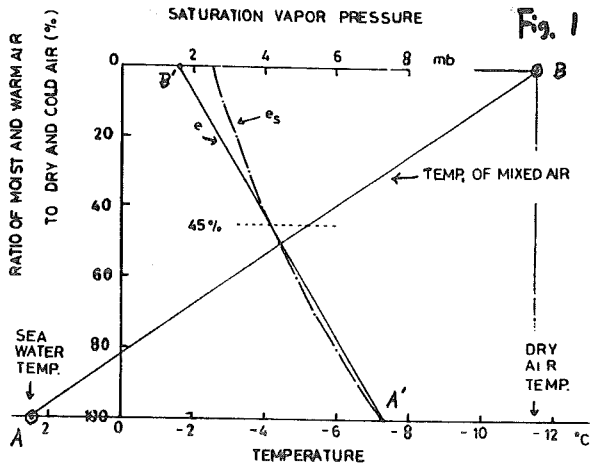
寒気塊が海上に流出した距離(風速 $3\text{ m/s}$ )を、温暖海面上に寒気塊があかれた時の時間変化と見做してもよいであろう。100秒後(汀から300 m)の気温の垂直分布は拡散係数をパラメーターとして、温気塊の気温が $+2.5^{\circ}\text{C}$ 、寒気塊の気温が $-11.5^{\circ}\text{C}$ の場合にFig. 3のように描かれる。因でみられるように高さ9 mで気温が $-4.2^{\circ}\text{C}$ であったことから拡散係数としては $0.9\text{ m}^2/\text{s}$ が適合していることが判る。もちろんここで言う拡散係数は海面から9 m高さまでの代表拡散係数を意味する。

このような方式でFig. 2を使えば拡散係数は何ヶでも計算でき、それらは $0.7\sim 1.2\text{ m}^2/\text{s}$ の範囲にあるので今後拡散係数を $1.0\text{ m}^2/\text{s}$ と見做して計算を進める。

拡散係数を $1.0\text{ m}^2/\text{s}$ として60秒及び100秒後の気温の垂直分布を描き、両者の差が40秒間に上方に輸送された顕熱と考へれば、1日に換算して $2200\text{ kg}$ となった。また海面と9 m高さの間の気温傾度を用いて計算すると $2600\text{ kg}$ となった。

上述の値は冬季の日本海における平均的な顕熱輸送に比べると2~4倍に相当する。

これは、われわれの観測は非常に不安定な局部的な海面からの輸送量に着目しているためと考へられた。



術地 勝 弘 (北大理学部)  
 播磨屋 敏 生 ( )  
 石川 照 高 ( )  
 足立 俊 三 ( )

§1. ま え が き

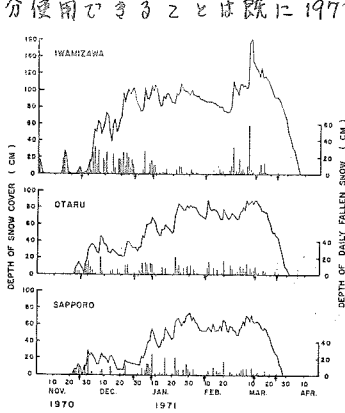
石狩平野は冬期季節風の単盛風向に幅約20km, 奥行き40kmの石狩, 空知地方にまたがる広い平野ですが, 大雪警報あるいは風雪注意報は石狩, 空知, 後志地方といった更に広い範囲にわたってなされるのが普通であり, しかし実際には降雪のあるのは多くはその平野内の極く一部に限られるのが現状であります。それで何時, 何処に, どれ位の予報が, できればもっと狭い範囲に限定されることが最近の交通網の発達に伴って要求されてまいりますが, どのような場のもとに, どの迎にどの位積るかのデータは目下のところほとんどありません。それで石狩平野内にできれば100ヶ所程度の観測点を設け, 今後の予報策に対する情報として, とりあえずこれまでより更に詳細な積雪分布を把握しようとするものである。

§2. 観測方法

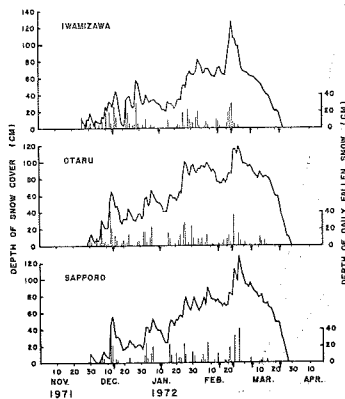
先に述べた情報を得るための一つの手段として幹線道路に沿う電柱が雪尺の代りとして十分使用できることは既に1971年春の気象学会および支部研究発表会において紹介したが, 今冬は初年度に雪尺として使用した電柱と積雪分布図や地形その他の条件も考慮して新たに観測点と電柱との電柱を置いたり, またその周辺部の道を電柱を覆えて観測を継続した。更に使用カメラのレンズを焦点距離80mm~200mmのズームを使用することにより一連の解析を幾分容易にすることができた。

§3. 観測結果

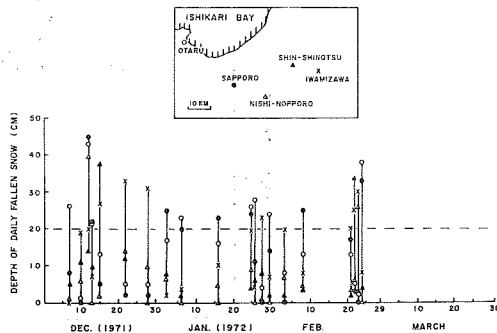
第1,2回に昨年および今年の札幌, 小樽, 岩見沢の積雪深および新積雪深の日変化を示した。図から明らかのように昨年の積雪傾向は札幌, 小樽ともほぼ同様で少なく経過したが, 岩見沢は両者に比してかなり多かった。一方今年の傾向は他々の降雪についてそれぞれ異なるが三地とも同じ様な傾向を示した。このことは石狩平野の積雪分布が北東域が多く南西域で少ない



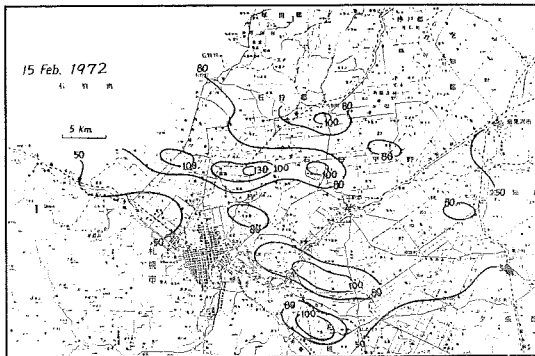
第 1 図



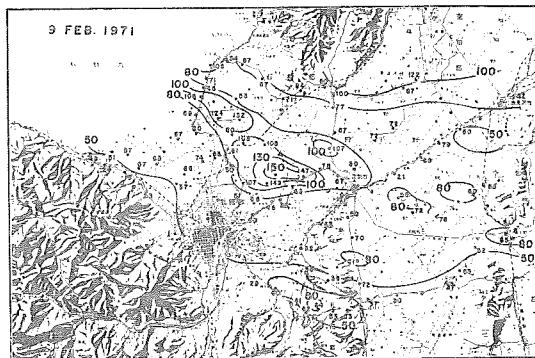
第 2 図



第 3 図

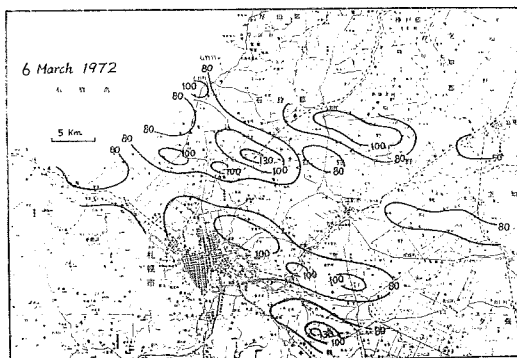


第 4 図

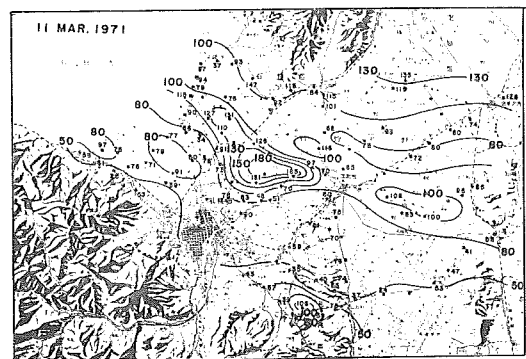


第 5 図

域のありのが特徴であった。また平野内一部が  $20 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}$  以上の積雪を多積雪とすると平野全域に亘ってそれと同程度の積雪のことはほとんどなく部分的に集中している。その他、数値の計算から2月下旬の降雪に対しては特に積雪域との対応は認め難かった。またレーダースケッチを8枚位あわせれば相対的にかなり積雪分布の差を示すものが得られることがわかった。



第 6 図



第 7 図

来の型と異なることを示している。第3図に札幌、小樽、岩見沢、西野幌、新滝津の各観測所のいずれかが  $20 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}$  以上の新積雪深を記録した日を一応多積雪の目安としてその他の観測所がどのような積雪量を記録したかを示した。明らかなほの平野全域に亘って多積雪を記録することはほとんどなく積雪域が狭い範囲に限られていることがこの図からも明らかとなった。第4,5図に1972年2月15日と比較のため1971年2月9日のそれぞれの積雪分布図を示した。いずれも平野部を南北西から東南東に横切る顕著な帯状の多積雪域が認められるが、今冬は昨年ほど顕著ではなかった。第6,7図に1972年3月6日と1971年3月11日の例を示したが、今冬は昨年の岩見沢方面への多積雪域がみられず、札幌市周辺部の多積雪域の存在が特徴であった。

#### 4. 結 語

月に1~2回の積雪分布図を作成するのであれば、観測点として用いる電柱の場所を注意を払えば十分雪尺の代りとして使用できる。特に今冬の積雪分布は前年と比較してかなり札幌市周辺の多積雪

## Ⅳ 北海道支部役員選挙と役員氏名のお知らせ

### 1. 北海道支部第8期理事選挙開票結果

5月22日開票、投票者数120、有権者数172、投票率70%、立会人、杉本常任理事・菊地幹事長、開票者中岡・小島幹事

定員7名

|     |        |           |      |
|-----|--------|-----------|------|
| 当選  | 杉本 豊   | (札幌管区气象台) | 103票 |
| "   | 孫野 長治  | (北大理学部)   | 102票 |
| "   | 毛利 圭太郎 | (札幌管区气象台) | 100票 |
| "   | 井上 力太  | (北大工学部)   | 95票  |
| "   | 丸山 栄三  | (札幌管区气象台) | 95票  |
| "   | 藤範 晃雄  | (札幌管区气象台) | 87票  |
| "   | 大野 義輝  | (函館海洋气象台) | 86票  |
| 次点1 | 石田 完   | (北大低温科研)  | 61票  |
| " 2 | 萩谷 長男  | (千歳航空測候所) | 50票  |

以上は候補者

菊地勝弘(6票) 斉藤博英(3票) 高信正弘(3票)

石井幸男(2票) 中岡裕之(2票) 山崎道夫(2票)

小林禎作(2票) 大川 隆(2票)

今野真悦・山田直勝・杉中誠一・前田紀彦・黒岩大助・鯨井孝一・遠藤辰雄・桜井兼市  
播磨屋敏生(各1票)

### 2. 支部第8期(47年6月~49年5月)役員氏名

|             |        |
|-------------|--------|
| 全国理事・北海道支部長 | 毛利 圭太郎 |
| 全国理事・支部常任理事 | 孫野 長治  |
| 支部常任理事      | 藤範 晃雄  |
| 支部常任理事      | 丸用 栄三  |
| 支部理事        | 杉本 豊   |
| 支部理事        | 井上 力太  |
| 支部理事        | 大野 義輝  |
| 支部幹事長       | 中岡 裕之  |
| 支部幹事        | 播磨屋 敏生 |
| 支部幹事        | 遠藤 辰雄  |
| 支部幹事        | 小島 修   |

## V 昭和46年度支部事業・会計報告

### 1. 行 事

#### (1) 日本気象学会秋季大会

46年10月5日～8日本部主催で北海道自治会館において実施。参加者延258名。懇親会参加者134名。

#### (2) 支部研究発表会(第1回)

46年12月2日気象台で管区と共催、特別講演2題、小島賢治氏(北大低温研)・菊地幸雄氏(気研)・論文11篇、終了後懇親会、出席者約100名。

#### (3) 支部新春放談会

46年11月8日、北大クラーク会館、「天気」47年1月号掲載のため本部依頼により実施、話題は“地方研究の苦しさ・本部への要望・その他”、出席者・石田・菊地・播磨屋・毛利・杉本・丸山・萩谷・由田・桜井(順不同)の計9人。

#### (4) 支部研究発表会(第2回)

47年3月22日北大理学部で実施、論文11篇、出席者約30名。

### 2. 支部だより

46年8月号14、46年12月号15発行。

### 3. 昭和46年度支部会計報告

#### ○ 収入の部

|         |          |
|---------|----------|
| 前年度繰越金  | 16,776円  |
| 支部交付金   | 7,800円   |
| 秋季大会受入金 | 2,247.5円 |
| 本部特別交付金 | 5,000円   |
| 貯金利子    | 3,542円   |
| 計       | 126,193円 |

#### ○ 支出の部

|         |          |
|---------|----------|
| 支部だより   | 3,550円   |
| 支部研究発表会 | 17,500円  |
| 役員会     | 8,190円   |
| 新春放談会   | 7,100円   |
| 通信費     | 3,179円   |
| 事務費     | 2,000円   |
| 翌年度繰越金  | 52,724円  |
| 計       | 126,193円 |

## VI 昭和47年度役員会報告

### 1. 昭和47年度第1回理事会 47. 5. 29 於 気象台

(1) 出席者 毛利、孫野、大野、藤範、杉本、丸山、菊地、中岡、遠藤、播磨屋、小島（井上理事は欠席）

#### (2) 議事

ア 第8期支部理事選挙開票結果を菊地幹事長が報告した。

イ 新支部長・常任理事3名の選出が行なわれ、

支部長：毛利 常任理事：孫野・藤範・丸山に決定した。

新支部長により新幹事長：中岡、幹事：遠藤・播磨屋・小島が指名された。

ウ 理事および幹事の業務分担が次のとおり決定した。

理事 講演：孫野、支部だより：丸山、会計監査：藤範

幹事 総括・企画：中岡、支部だより：遠藤・播磨屋、庶務・会計：中岡・小島

エ 46年度事業経過報告が菊地前幹事長により行なわれた。

オ 46年度会計報告が中岡新幹事長により行なわれ、承認された。

カ 47年度事業計画と予算審議が行なわれ決定した。また本年度のシンポジウムは、第1次案千歳（航空気象）第2次案釧路（海上気象）を進めることになった。本年度の研究発表会は気象台と共催で11月30日に行う。あと1回は未定。

### 2 昭和47年度第2回理事会 47. 7. 18 於 気象台

(1) 出席者 毛利、孫野、藤範、丸山、井上、中岡、遠藤、播磨屋、小島、（大野・杉本理事は欠席）

列席者 萩谷（千歳所長）

#### (2) 議事

ア 萩谷千歳所長から、千歳で開催される航空気象シンポジウムについての、日航・全日空・東亜国内航空・市役所・北海道空港ビル等との折衝経過説明がなされた。

イ 航空気象シンポジウムの講師と演題について討議され、講師数は5名とし、気研・千歳航測・日航・全日空・北大理学部から各1名を出して貰うよう依頼する。

ウ 会期は平日の10月5日又は6日の午後とし、会場は市民会館とする。

エ 講演資料を印刷するため、9月上旬迄に各講師に原稿を依頼する。

オ 予算はおおよそ15万円を見込んで寄付を依頼するが、支部交付金3万円を講演会へ支出する。なお本シンポジウムの会計経理一切は千歳へ依頼する。

カ 支部だよりはシンポジウム資料の別刷200部を貰い合本して、おおよそ12月に発行する。

キ 本部から支部への交付金5万円の増および『気象学の手引』の販売について報告があった。

### 3. 昭和47年度第3回理事会

47. 9. 27 於 気象台

(1) 出席者 孫野、藤範、杉本、丸山、中岡、遠藤、播磨屋、小島、(毛利支部長、井上、大野理事は欠席)

#### (2) 議事

ア 航空気象シンポジウムについて、千歳へ連絡に行つた結果の詳細な経過報告を中岡幹事長が行なつた。

イ 講師は日航から1名申込があり1名増えて計6名となつた。

ウ シンポジウムの会次第等の細部を決定し、座長は杉本理事にお願いする。

エ 支部研究発表会(管区と共催)は11月30日とし、今年は特別講演は1題とする。なお題目数は会員の申込状況をみた上で、気象台と北大理学部で調整する。

オ 事務局案の研究発表申込要領が承認され、『天気』へ投稿掲載を依頼するとともに、道内の会員にも周知する。

カ 支部だよりは発行12月で、内容は、シンポジウム資料と研究発表予稿集の合本、役員選挙結果と46年度の事業・会計報告、会員動静とし、解説はのせない。また千歳の職員にシンポジウムの感想を依頼してのせたい。

キ 気象学会北海道支部発行の資料(印刷物)を他からの依頼により発表する場合は、著者本人の了承をとることが必要である旨確認された。



北海道支部だより No. 17

---

昭和 47 年 12 月 5 日 印刷

昭和 47 年 12 月 10 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 1 8 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 1 5 丁目

---