

—日本気象学会—

# 北海道支部だより

第 25 号

## — 目 次 —

|      |                         |                                  |           |          |
|------|-------------------------|----------------------------------|-----------|----------|
| I    | 解 説                     | 日照の隔測                            | 矢 崎 敬 三   | 1        |
|      |                         |                                  | (札幌管区气象台) |          |
| II   | 新 企 画                   | 北海道内の気象学及びその関連分野の<br>研究者並びに団体の紹介 | — 後 編 —   | 10<br>10 |
| III  | 釧路の霧と氷の講演会予稿集           |                                  |           | 23       |
| IV   | 昭和54年度第1回支部研究発表要旨       |                                  |           | 33       |
| V    | 昭和54年度第2回支部研究発表要旨       |                                  |           | 52       |
| VI   | 昭和54年度支部事業報告・役員会報告・会計報告 |                                  |           | 78       |
| VII  | 第12期支部役員選挙告示            |                                  |           | 80       |
| VIII | 会員名簿(55年4月1日現在)         |                                  |           | 81       |
| IX   | 会員動静                    |                                  |           | 84       |

昭和55年4月

日本気象学会 北海道支部

# I 解 説

## 日 照 の 隔 測

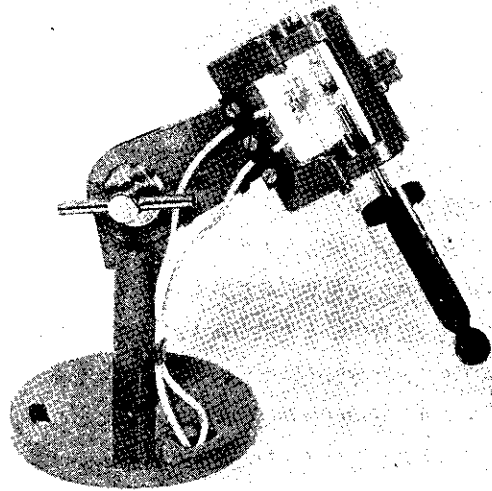
札幌管区气象台 矢 崎 敬 三

### 1. はじめに

日照はそれぞれの土地の気候特性を示す重要な因子で、われわれ人間の生活環境を形成するとともに、動植物の生成に強い影響を及ぼす。一方、日照時間は日射量を推定する指数として、日射観測を補間するのに用いられる。従来、日照計は日射計に比べて構造が簡単で、取り扱い易く、かつ価格が安いので、一般に日射計の代りに日照計を用いることが多い。しかし、これまで諸外国で用いられて来たカンベル・ストークス日照計にしても、わが国で広く用いられて来たジョルダン日照計にしても、容易に隔測記録式にできるものではない。気象観測の自動化、観測データの自動処理化が要求されるにつれて、隔測日照計の開発が新たに必要になった。隔測日照計として既にいくつかの方式が実用されているが、なお満足すべきものが完成されたと言うことはできない。ここでは、これまで採用され、あるいは開発された隔測日照計のいくつかを紹介し、なお今後に残されている問題点を明かにしたい。

### 2. マービン日照計<sup>(1)</sup>

わが国における日照の隔測化は気象庁が総合自記気候観測装置を開発した時に始まったと言って良からう。この観測装置は風、気温、湿度、雨、日照を長期にわたって自記記録するものであって、その後広く展開された農業気象観測装置の前身である。日照計には当時米国気象局で用いられていたマービン日照計が使用された。この日照計は既に19世紀末に創案されたが、後にC. F. Marvin が改良と加えて完成させたもので、第1図のように感部であるガラス製の柱状容器の両端は球部になっていて、一方は透明球、他方は黒色塗装が施されている。黒球とそれに続く柱状部には少量のアルコールと水銀が封入されている。太陽放射は透明球より黒球により多く吸収されるので、膨脹したアルコールが水銀柱を透明球の方に押し上げ、管路の途中に封入されている電気接点を短路すると信号が発生

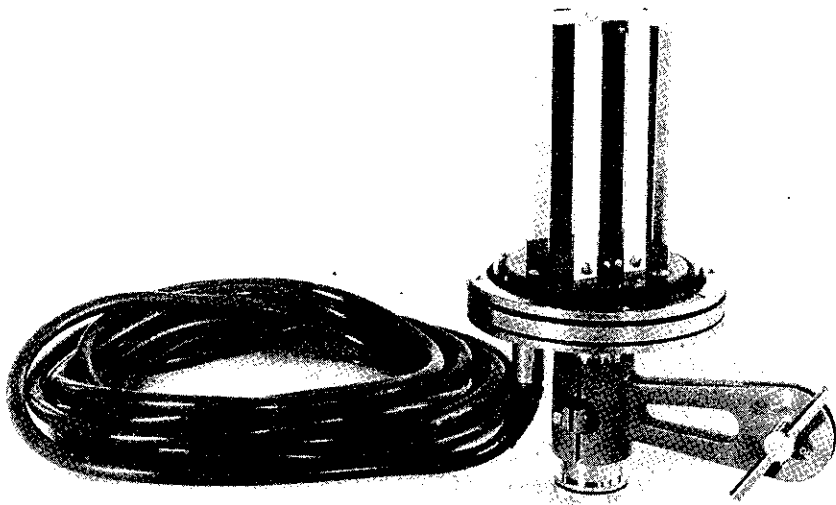


第1図

する。容易に日照の有無を隔測できるが、直達日射ばかりでなく散乱放射にも有感であること、調整に具体的基準がないので同じ日照計でも調整者が異なったり、同じ調整者によって調整されても複数の日照計では観測結果が相互に比較し難いこと、壊れ易いので取扱いが難しいこと、故障しやすいことなどの欠点があって、早速に代るべき隔測日照計が求められた。

### 3. バイメタル日照計<sup>(2)</sup>

マービン日照計に代るものとしてバイメタル日照計が開発され、1958年から総合自記気候観測装置に、ひきつづいて農業気象観測装置に採用された。この日照計は黒く塗ったバイメタル片と白く塗ったバイメタル片とが太陽放射を吸収して彎曲する曲り方の差を予め設定した電気接点間隔の変化に置き換え、日照に相当する太陽放射があった時に接点を閉じさせて信号を取り出す方式のものである。第2図のように白片と黒片とを同一平面内に組み合わせて1組にしてあるが、バイメタルは平板であり、南面させた1組だけでは日出、日没時前後には入射角が大きいため、受熱正射影面積は極めて小さくなるの



第2図

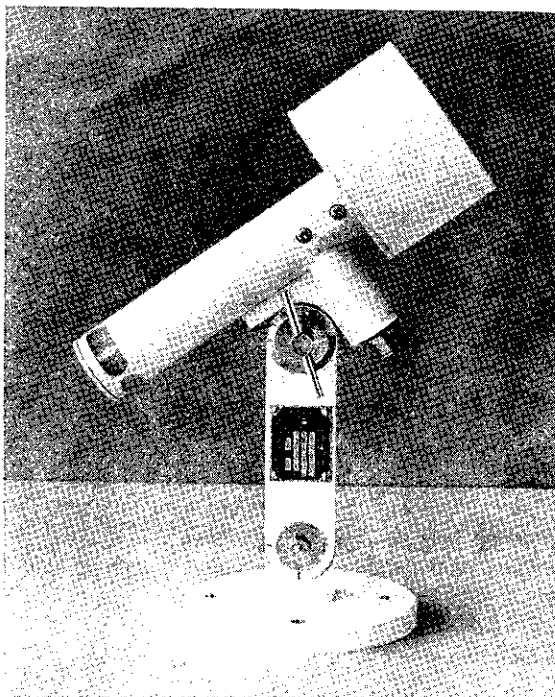
で、東面、西面するものと3組のバイメタルを用いている。気象官署の日照観測の正式測器であるジョルダン日照計と比較したところ、バイメタル式の方が長い日照時間を示すということが言われ、エプリー日射計を加えた長期比較試験も行われた。また、バイメタル式日照計による観測値の性質について仙台管区気象台管内のものについて広く調査が行われた。それらを総合すると、1) 晴天の日あるいは曇天の日には日照時間に差はないが、晴れたり曇ったり日照が断続する日には両日照計で差が大きいこと、2) エプリー日射計を用いて同時観測したところ、バイメタル日照計は $0.2 \text{ ly/cm}^2$ でも日照を記録する場合があること、3) 散乱放射の影響を受けること、4) 冬季積雪期には雪面からの反射放射も入力することなどがわかった。1)、2)などに関連するバイメタルの動特性も解明された。この日照計の場合、熱容量が大きいので応答が遅いこと、電気接点の開閉によって動作するリレー接点の保持時間を

もって日照継続時間とすると、リレーの動作電圧と復帰電圧に差があることなどが誤差の原因となる。

#### 4. フォスター日照計<sup>(3)</sup>

アメリカではさきに述べたマービン日照計が長く用いられたが、その後電子工学や光電池の発達を利用してフォスター日照計が開発された。この日照計は明るさに鋭感な1対の光電池を筒の両端に取付け、両端に設けた乳白色の窓からの入射光をそれぞれの光電池に導き、一方の窓には外側に遮蔽リングを設けて太陽光が入射しないで、散乱光のみをとり入れるように工夫している。第3図はフォスター日照計の1型式である。両光電池から生ずる起電力の差は太陽からの入射光の明るさによる出力となるから、この出力の有無を検討すれば良い。

しかし、検出信号として第4図のようにリレーのON、OFFを用いるから、リレーの最小動作電圧分の出力に相当する太陽光の明るさまでは記録されず、日出、日没時あるいは薄い雲のかかったような場合の日照の存在は検出できない。

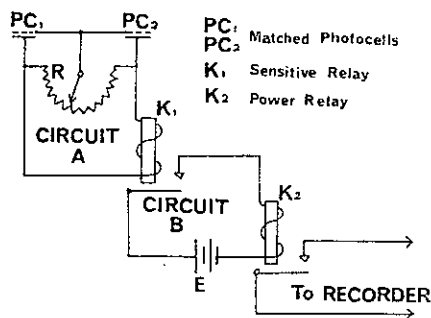


第3図

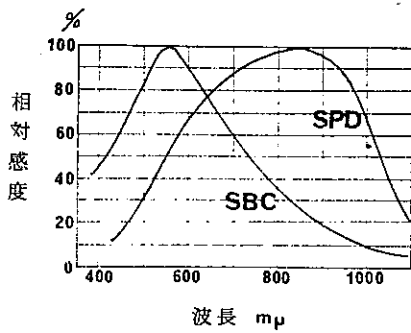
#### 5. 太陽電池式日照計<sup>(4)</sup>

区内観測所、気象通報所や農業気象観測所などにおける気象観測を自動化し、観測値の収集、処理及び伝送をオンライン化して、気象資料の利用に即時性を持たせることによって、注意報、警報発表をより迅速化し、兼ねて農業気象観測の機能も併せ持たせる目的で、地域気象観測網(A Me D A S)が昭和49年度から5か年計画で全国に展開された。この観測装置では日照計は日照時間の観測と同時に、天気の実況把握の役も併せ持っている。この日照計にはバイメタル式日照計の前述のような欠点を改善した新しいものが求められ、かねてから実用試験が行われていた太陽電池式日照計が採用された。

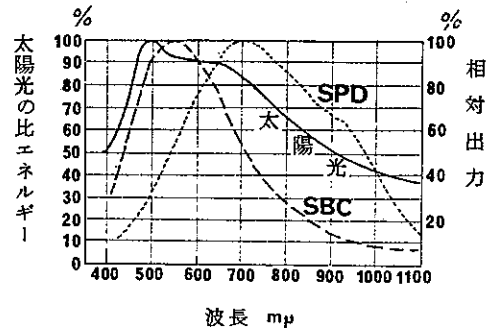
太陽電池素子そのものについては詳しく述べる必要はなからう。日照計の感部に用いる太陽電池素子を選ぶについては、素子の光の波長に



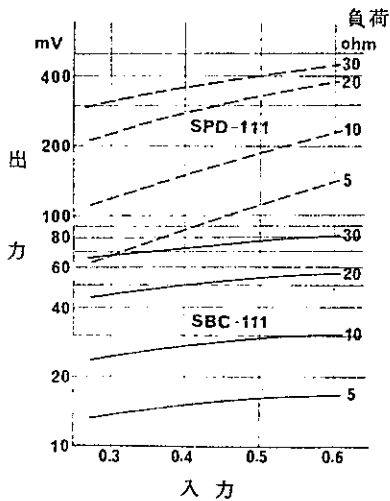
第4図 フォスター日照計測定回路



第5図 太陽電池の感度特性



第6図 太陽電池の相対出力

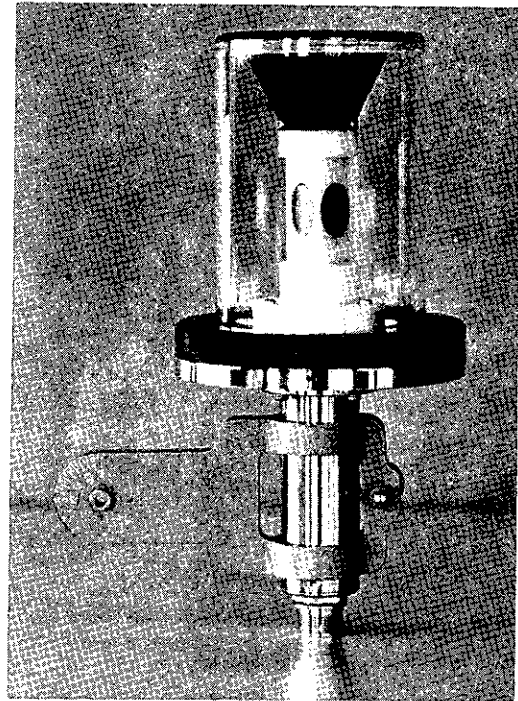


第7図 太陽電池の日射入力に対する出力。入力の単位は  $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$

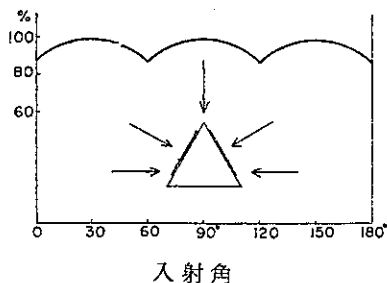
対する比感度特性が太陽光の波長別比エネルギーに適合するものが適当であり、また出力が大きく、かつ出力/入力比の大きいものが望ましい。

第5、6、7図はS社のSPD、SBC2種の太陽電池のそれらの特性を示している。第7図で明かなように、負荷抵抗を適当に選べば入出力の関係はほぼ線形になり、入力に比例する出力を得ることができる。日照計にはSPD型のものが用いられている。

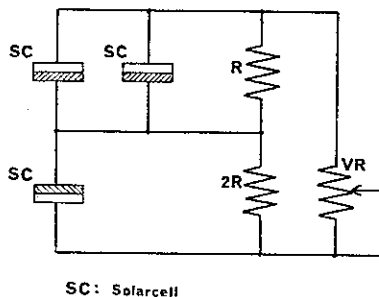
第8図はA Me D A S用太陽電池式日照計である。バイメタル式日照計では南面するバイメタルのほか東面、西面する2組のバイメタルを加えて、太陽光入射角の日変化を補っているが、A Me D A S用太陽電池式日照計では正三角柱の2柱面に太陽電池を埋め込み、太陽放射に対する受光正射影面積変化が第9図のように最小になるように補正している。また、太陽からの直達放射に重畳される散乱放射入力を除去するために、三角柱の頂面に同じ太陽電池を埋め込み、第10図に示すような回路接続で散乱放射は三角柱柱面の太陽電池への入射分を頂面の太陽電池への入射分で相殺し、出力は太陽直達放射に



第8図



第9図 太陽電池日照計の入射光に対する受光正射影面積変化



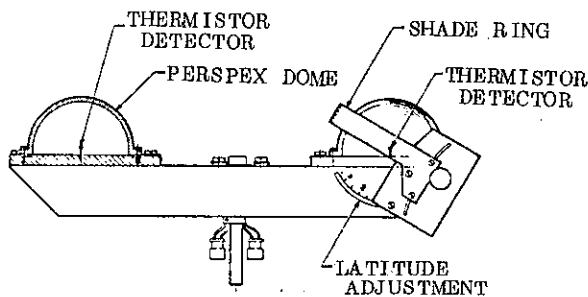
第10図 A Me D A S 日照計測定回路

相当するものだけにしている。この太陽電池式日照計は構造が比較的簡単であり、素子も寿命は半永久的で経年度変化も少ない。比較的廉価であるから、これまで用いられて来た日照計の中でも恐らく最も取扱い易く、最も廉価であろう。また、バイメタル日照計について指摘されていた欠点もかなり改善されている。

しかし、バイメタル日照計にしても、太陽電池式日照計にしても、その受光面は平面であるために、一日の軌道上の太陽の位置によって太陽光の受光面への入射角が変ること、四季に応じて子午面内の太陽の高度の変化によって、同様に入射角が変することは避けられない。太陽電池式日照計では日変化に対しては改善されているが、日照計を春分、秋分時の姿勢に固定して置くと、日変化と季節変化とを併せて、受光面積の変化は100~79.4%の範囲になる。これは日照計の構造から来る系統的な誤差となる。日照計の姿勢を季節に応じ、年4回変えたと変化量は約半分に減少する。

## 6. MOWOS—MK2用日照計<sup>(5)</sup>

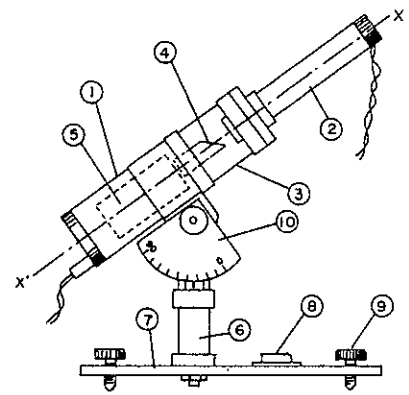
英国気象局の気象観測装置 (Meteorological Office Weather Observing System) 用に開発された隔測日照計を第11図に示す。1対の感部にはサーミスタをつや消し黒色塗装を施した直径5mmの磷青銅球中に埋め込んだものを用いている。球型感部を用いているのは太陽放射の入射に対し等方性を持たせるためである。この球は直径10cmの半球型の透明風防ガラスドームの中心に取付けられ、ドームには露点温度-20℃に相当する乾燥空気が封入される。1対のサーミスタ検出器の一方は直達放射と散乱放射の両方に曝露し、他方は遮蔽リングによって直達放射の入射を阻止し、散乱放射のみ曝露するように工夫されている。遮蔽リングの幅の作る立体角を決定することが難しいが、春分・秋分時に約5週間放置できるように設定されている。両検出器における温度差1℃をしきい値とした場合、カンベル・ストークス日照計と良く一致していると報告されているが、MOWOSではこの日照計を天気の様子を粗いインディケータとして取扱っている。



第11図 MOWOS 隔測日照計

## 7. 反照式隔測日照計<sup>(6)</sup>

これまで述べた隔測日照計の多くは全天放射から直達放射分のみを取り出して、その値から日照の有無を判別しようとするものであるが、この反照式隔測日照計は activ に天空を走査して、散乱放射入力と太陽放射を捕えた時に生ずるそれよりはるかに大きなパルス状の入力とを弁別して日照を検出しようとするものである。第12図に示すように、この反照式隔測日照計は回転する反射鏡主軸を子午線面内に設定し、主軸に鉛直な面が太陽軌道面に合致するように軸の傾きと設定すれば、軸端に軸と45°の角をなして取付けられた反射鏡は太陽軌道面を走査することになり、1回転中に必ず太陽の所在を捕え、直達放射入力を受感部に与える。受感部に光電変換素子を用いれば直達放射を捕えた時にはパルス状の大きな電気出力を生ずるので散乱放射と容易に識別し得る。試作された装置では1回転45secである。図で明かなように、受感部は極めて狭い視野からの入力しか受けないから、太陽高度の変化に応じて主軸の傾きを加減しなければならないので、その煩を避け、四季の太陽赤緯変化にも感度が左右されないように反射鏡面に視野を増す工夫をこらしている。

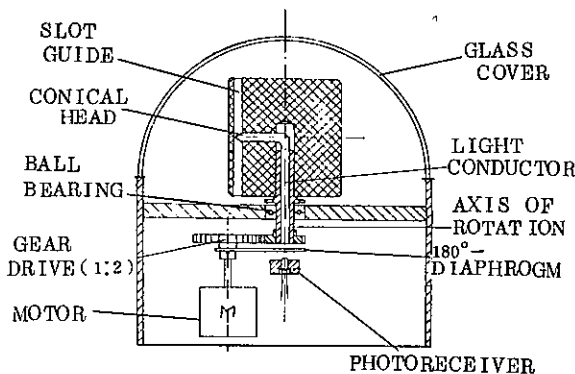


第12図 反照式隔測日照計

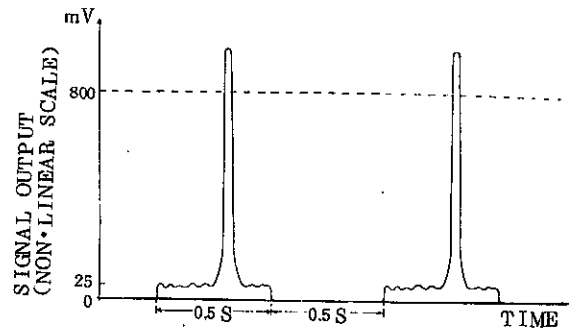
- XX' 反射鏡主軸
- ② 受感部格納筒
- ④ 反射鏡
- ⑤ 反射鏡回転モーター

## 8. 西独 I A H 型日照計<sup>(7)</sup>

西独気象庁測器局の C. U. Däke と P. Linder とが開発した I A H 型と称される日照計は第13図 a に示すようにガラス半球の中に納められた受光ユニットと受光ユニットを回転させる駆動機構とから成っている。極く限られた区画の天空からの放射が垂直なスロットガイドから入射し、入力はプレキシガラスでできていて光導体の円錐形のヘッドに捕えられ、プレキシガラス内を導かれて受光感部のフォト・トランジスタで検出される。受光ユニットは0.5 sec で1回転して天空を走査し、散乱放射ならびに直達放射はスロットガイドから受光ヘッドに入射する。受光ヘッドのプレキシガラスは円錐形なので、直達放射に対し太陽高度のいかんにかかわらず等感度を保持する。



第13図 a I A H 型日照計



第13図 b I A H 型日照計出力

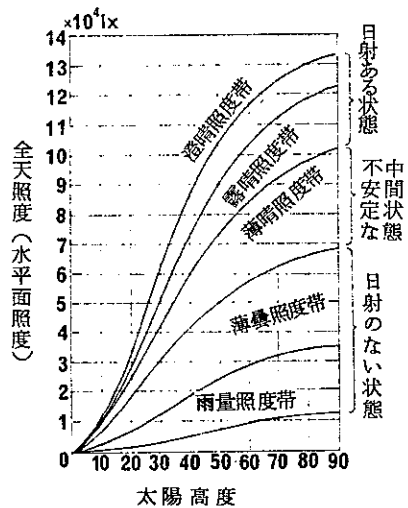
プレキシガラスと受光フォト・トランジスタの間に半円形の遮蔽板を設け、スロットガイドの2回転のうち1回転の間、放射のフォト・トランジスタへの入射を遮り、零設定によるチェックを可能にしている。スロットガイドから太陽放射が入る間はフォト・トランジスタから高いパルス形の出力が発生するが、走査のそのほかの時間の出力は低いレベルで、したがって出力は第13図bのようになる。フォト・トランジスタからの出力は増幅されてスイッチ機構に送られ、設定されたしきい値によってON、OFF信号に変えられる。このIAH型日照計は季節による太陽高度、1日の太陽位置いかにかわらず、等感度で太陽放射を検出できることで極めて優れた日照計である。

## 9. 日照のしきい値<sup>(8)</sup>

2～8項で種々の隔測日照計を紹介して来たが、隔測日照計の方式は大別して太陽光の明るさを感じるような方式か、太陽の放射熱を感じるような方式か2方式である。いずれの方式を採用するにしても、日照を物理量として捕え、その量のあるしきい値(Threshold)と比較して日照の有無を判別する。このしきい値は日照の定義から定められる値である。しかし、日照の定義は決して古くからはっきりしたものではない。

太陽の明るさを感じる方式では、日中雲によって太陽の像が不分明な場合でも、太陽は見えているが水平線に近い場合より明るさのレベルがはるかに高いし、また日中いかなる時刻でも日照のある場合より太陽が不分明な場合の方がより高い明るさのレベルを示すことがあるというように、日照ありとする最小のしきい値を明るさでは定め難い。太陽高度、天候と明るさを示す一つの資料を第14図に掲げる。明るさを感じる方式の日照計はあまり見られない。

したがって、太陽の放射熱を感じる方式の日照計が多く開発され、しきい値は主としてこの方式について多く論じられて来た。古くはカンベル・ストークス日照計の測器及び用紙の仕様を統一したものにするを提案したR. H. Curtisは“もしbright Sunshineを4in径のクラウンガラスの球レンズで青色の記録紙上に太陽光を集光した時、記録紙上に褐色の記録を残すような太陽放射の強さと定義すれば、動植物の生活に感知し得るような効果を与えるような温かさの日照は記録を免れることができるとは考えられない”という表現を用いている。そのほか日照の定義を太陽の像が薄く見える程度と言い、あるいは薄く物の影ができる程度といい、はなはだ量的につかみにくい。その上、その程度の日照が日照計に記録を残す時点において直達日射量を測定して、量的なしきい値としている。ヨーロッパではカンベル・ストークス日照計が広く用いられており、WMOのCIMO-IIIでは標準カンベル・ストークス日照計にフランス気象局の記録紙を標準記録紙として用いたものを暫定標準日照計(IRSR, Interim Reference Sunshine Recorder)として採用した。とくに英国では標準カンベル・ストークス日照計に標準の記録紙を用い、記録紙



第14図 昼光照度帯 (“照明計算”による)

上に焦痕を作るのに最小の直達日射量の観測を長期間行ってきたが、C I M O - VI 会議に最小直達日射量として  $13 \text{ mW/cm}^2$  を得たこと、最小値は  $10 \text{ mW/cm}^2$  から  $25 \text{ mW/cm}^2$  までの幅を持っていることを報告し、日照のしきい値として従来の W M O Guide の  $21 \text{ mW/cm}^2$  との平均値  $17 \text{ mW/cm}^2$  (約  $0.24 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ ) を採用することを提案した。さらに 1977 年の C I M O - VII では日照に関する討議事項において、日照の定義として、「水平な散乱白色面上に映る物体の影とその表面の間のコントラストが明らかであるような直達日射のある時を日照ありと定義し、その threshold を  $0.2 \text{ kW/m}^2$  ( $0.287 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ )  $\pm 10\%$  とする」と述べられている。従来の日照計においては、カンベル・ストークス日照計ではガラス球や記録紙の材質、記録紙の吸収している水分などによって、さきに掲げたような最小直達日射量の幅が生じ、ジョルダン日照計でも記録紙の感光薬の塗布方法、保存法によって感度に差が生ずること、測器の統一をはかるべき検定方法がないこと、記録の読み取りに個人誤差が生ずることなどの欠点があるが、隔測日照計ではしきい値が定められれば、その値に相当する熱量以上が入力した時に電気信号を生じさせるように出力回路を組むことは容易であり、感部に多少の不均一性があっても、あるいは仮りにしきい値の変更があっても、回路によって容易に調整が可能で、測器全体としての統一が得られるのが大きな利点である。

## 10. あとがき

隔測日照計の開発の経緯をたどり、いくつかの日照計を紹介し、いささか、それらの日照計に伴う問題を挙げて来た。それぞれの日照計自体の問題点もあるが、いくつかの日照計において共通する問題点は季節的な太陽高度変化である。感部が平面的な構造のもの場合には入射角の変化によって有効入力変る問題であり、太陽遮蔽器を用いる場合にあっては遮蔽器の幅や調節の問題である。第 8 項で紹介した西独の I A H 型日照計はこの問題を解決したと言えるのではなからうか。

最後に、わが国ではジョルダン日照計が長く使われており、この測器によって広く全国の日照時間の観測値ならびにその統計が得られている。そのため、新しい日照計の開発にあたっては、ジョルダン日照計との比較結果に意を用い過ぎる傾きがある。ジョルダン日照計についてはカンベル・ストークス日照計あるいは I R S R との比較、直達日射計との比較において、日照を記録する日射量に  $0.1 \sim 0.4 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$  ほどの幅のあることが指摘されており、むしろしきい値を判然と設定した隔測日照計からジョルダン日照計の記録する日照を論ずべきであろう。

## 参 考 文 献

- (1) Marvin, C. F. (1941): Instructions for the care and management of electrical sunshine recorders. Washington, U. S. Weather Bureau, Circular G. 11 pp
- (2) 下記報文に多く引用されている  
矢崎敬三: 日照計と日照のしきい値 (threshold) について、測候時報、第 43 巻 第 11 - 12 号, 282 - 300
- (3) Foster, N. B. and L. W. Foskett (1953): A photoelectric sunshine recorder. Bull. Amer. Met. Soc., 34, 212 - 215

- (4) 矢崎敬三, 神戸正雄(1966): 太陽電池式日照計 研究時報, 18, 30-38
- (5) Kirkpatrick, W. A. (1973): A sunshine sensor for automatic weather stations, CIMO-VI, scientific discussions, 22-27
- (6) 池田 弘(1979): 隔測日照計の一考案. 測候時報 第46巻, 第7-8号, 199-203  
(特許出願中)
- (7) Däke C. U. and P. Linder(1977): A New Device for measuring sunshine duration adjustable in accurately-known thresholds, CIMO-VII, scientific discussions
- (8) 前出(2)

## Ⅱ 新 企 画

### 北海道内の気象学及びその関連分野の 研究者並びに団体の紹介

—後 編—

支部だより編集委員

杉 山 昌 司  
遠 藤 辰 雄  
上 田 豊 治

前編（支部だより624）にひきつづき、今回もアンケートのはがきを1月10日に出し、2月29日までに回答いただいたものについてここに追加いたします。

アンケートにもとづき、前と同様に次の様にまとめました。

1. 個人として研究者名を全員挙げ、団体に属する方は→印で案内してあります。また団体にも属し個人的に研究している方は、双方に記述があります。
2. 団体は機関として形成しているものと、研究テーマによって機関をこえて集まっているものに分け、前者を機関団体、後者をグループ団体とし、それぞれ2A18-2A26及び2B08-2B10に分類し追加しました。
3. これらと前回のなかから特色あるものについて詳細な紹介を依頼しましたが、そのうち御寄稿いただいたものについて、研究紹介として3011~3021までとして載せました。
4. 前後両編を通して個人名簿一覧をまとめ完結といたします。36団体のべ120名になりました。ご協力下さいましたすべての方々に編集委員一同、心からの謝意を表します。

なお、新企画について、御意見がございましたら下記へ御連絡下さい。

連絡先 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事務局

電話 (011) 611-6121 内線 411

1. 研究者 (50音順)

研究者名 1, 所属 2, テーマ 3, 概要 4, 将来計画 5, 連絡先

[ア行]

石渡 輝 夫 → 2 B 1 0

市川 信 雄 → 2 A 2 1

遠藤 泰 造 → 2 A 2 3

奥山 信 孝 → 2 A 1 9

[カ行]

梶原 昌 弘 → 2 B 0 9

北原 曜 → 2 A 2 3

栗原 正 之

1. 北海道電力株式会社立地環境部
2. 0℃近辺のぬれ雪による諸着雪現象
3. 屋根からのきしめん状雪帯
4. 含水率の高い降雪による珍奇な現象
5. TEL (011) 251-1111 (2503)

(自宅) 061-01 札幌市白石区北郷3条14丁目 TEL (011) 861-4231

黒川 春 一 → 2 A 2 1

小林 雄 一 → 2 A 2 5

[サ行]

斉藤 孝 → 2 A 1 9

坂田 博 → 2 A 1 8

佐久間 敏 雄 → 2 B 1 0

鈴木 哲 也 → 2 A 2 5

[タ行]

田上 龍 一 → 2 B 0 9

[ナ行]

中尾 欣四郎 → 2 B 0 9

中川 健 吉 → 2 A 2 0

[ハ行]

長谷部 俊 雄 → 2 A 2 1

樋口 紀 雄 → 2 A 2 6

藤野 和 夫 → 2 B 0 9

[マ行]

牧野 成 雄 → 2 A 2 4

森田 康 志 → 2 A 2 4

[ヤ行]

矢 作 裕

1. 北海道教育大学釧路分校
2. 凍上に関する基礎的研究、測定装置の開発。
3. 土壌の凍結線附近の水分移動の実験室と野外における研究、雪氷関係の測定装置の開発。
4. 凍土内の水分移動のメカニズムの研究
5. 085 釧路市城山町 1-15-55 北海道教育大学 TEL (0154) 41-6161 内線 327, 330

柳 本 孝 治 → 2A24

矢 野 義 治 → 2B10

山 上 良 明 → 2A21

横 山 卓 雄 → 2B09

吉 田 保 → 2A25

[ラ行]

ラベリヤ, J → 2B09

## 2 研究団体

### 2A 研究機関(機関名50音順)

1. 研究代表者
2. 研究者
3. テーマ
4. 概要
5. 将来計画
6. 連絡先

#### 2A18 石狩川開発建設部 豊平峡ダム管理所

1. 坂 田 博

3-1. 降水量と流出量

3-2. 融雪出水について

4. 現在、気象関係の研究発表を学習している段階であり、特に融雪について指標が得られることを希望している。

6. TEL (011365)2621

#### 2A19 苫小牧市環境部環境保全課

1. 斉 藤 孝

2. 奥 山 信 孝

3. 苫小牧地域のPbO<sub>2</sub>測定網の統計解析

4. SO<sub>2</sub>(PbO<sub>2</sub>測定)の濃度変動を煙源の高さ、強度、気象因子を用いて統計的(主成分分析、重回帰分析)に説明する。

5. PbO<sub>2</sub>法のSO<sub>2</sub>濃度は1カ月平均濃度であるが、今後1時間平均濃度とも併行して統計解析してみたい。

6. 053 苫小牧市旭町4丁目5番地6号 苫小牧市環境部環境保全課 TEL (0144)33-2711

#### 2A20 室蘭市市民生活部公害防災課室蘭市公害監視センター

1. 中 川 健 吉

2. 大気汚染測定 SO<sub>2</sub>, dust, NO, ND<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub>, OX, WV・WDの測定

4. 公害防災課監視係の職員により管理されている。

6. 051 室蘭市幸町1の2 TEL(0143)22-1111

#### 2 A 2 1 北海道立中央農業試験場

1. 黒川 春 一

2. 長谷部 俊 雄 ・ 山上 良 明 ・ 市 川 信 雄

3. 可視被害の発現、症状の特徴、感受性被害発現の要因解析等の把握

5. NO<sub>2</sub> による低濃度接触影響

6. 069-13 夕張郡長沼町東6線北15号 北海道立中央農業試験場環境保全部 市 川 信 雄

#### 2 A 2 2 日本道路公団札幌建設局

1.

3. ふぶき防止に関する調査研究

4. 盛土部にふぶき対策として防雪林、柵を設置し、その効果を対比して調査するものである。

6. 060 札幌市中央区北4条西6丁目 毎日札幌会館 日本道路公団札幌建設局

#### 2 A 2 3 農林水産省林業試験場北海道支場治山研究室

1. 遠 藤 泰 造

2. 北 原 曜

3. 林床植生の水収支

4. 21個の平面ライシメータ(1.5×1.0m)を用いて、地床条件別の水収支の比較観測を行っている。地床条件の種類は裸地、落葉被覆、牧草、フキ、ヨモギ、クヌイササ、トドマツおよびシラカンバの幼樹である。観測開始後満3年を終了。

5. 観測期間は10年を予定して開始したが、今後は生育期間中の刈取りなども検討したい。

6. 062 札幌市豊平区羊ヶ丘1番地 農林水産省林業試験場北海道支場治山研究室

#### 2 A 2 4 北海道開発局土木試験所河川研究室

1. 森 田 康 志

2. 柳 本 孝 治 ・ 牧 野 成 雄

3. 北広島流出試験調査に関する研究(第6報)

4. 北広島道営団地を含む輪厚川、音江別川流域(約30km<sup>2</sup>)の都市化による河川への流出率の変化を長期的調査している。

5. 当面は、継続して観測、調査する予定。

#### 2 A 2 5 北海道開発局土木試験所地質研究室

1. 小 林 雄 一

2. 吉 田 保 ・ 鈴 木 哲 也

3. 地すべりに関する研究

4. 雪寒地域における本道の地すべりに関して融雪水の性状を明らかにすることは重要な課題である。このことから地形、地質、気象条件(積雪、雨量など)との関係を究明して地すべり予知、予報へのアプローチをはかることを目的としている。

5. 積雪重、雪質(特に密度)などと融雪との関係を検討する予定である。

6. 062 札幌市豊平区平岸1条3丁目

北海道開発局土木試験所地質研究室 TEL (011) 841-1111(代)

**2A26** 北海道電力株式会社技術研究所

1.2. 樋口紀雄

3. 弟子屈送電線着氷観測結果について

4. 66 kv 弟子屈送電線の48年11月から5か年間における観測結果をもとに着氷発生時の気象条件の特定ならびに着氷防止対策のフィールド効果を明らかにしている。

5. 観測をさらに継続する予定

6. 061-01 札幌市豊平区里塚461の6 北海道電力株式会社技術研究所

**2B** 研究グループ(代表者名50音順)

1. 共同研究者 2. 所属 3. テーマ 4. 概要 5. 将来計画 6. 連絡先

**2B09** 中尾欣四郎<sup>a</sup>

1. 藤野和夫<sup>b</sup>・横山卓雄<sup>c</sup>・田上龍一<sup>d</sup>・梶原昌弘<sup>e</sup>・ジャクリーンラペリア<sup>f</sup>

2. a北大理学部 b北大低温研 c同志社大工学部 d旭川工専 e北大水産学部 fアラスカ大水資源研究所

3. 極圏における気候変動の研究

4. 極気団消長の直接的影響下にある北米大陸アラスカにおいて、気温、降水量変動の歴史を閉寒湖の湖底堆積物コアおよび湖岸の1日汀線痕跡による古水位の水収支的評価を行い、最終氷期から現在までの気候要素の定量的編年を行う。

6. 060 札幌市北区北10条西8丁目 北海道大学理学部地球物理学教室

**2B10** 矢野義治

1. 石渡輝夫(当所、主任研究員)・佐久間敏雄<sup>\*</sup>

2. 北海道開発局土木試験所 \* 北大農学部

3. 農業気象と生産基盤の改良に関する研究、土壌の水熱収支に関する研究

4. 土壌型、作目別の熱収支を年2~3カ所測定している。

5. 佐久間先生との共同研究で昭和58年まで行う。

6. 062 札幌市豊平区平岸1条3丁目 北海道開発局土木試験所 TEL (011) 841-1111

### 3. 研究紹介 (第1著者50音順)

#### 3011 弟子屈送電線着氷観測結果について

浅井修一(北海道電力KK 技術研究所)

47年9月に再設された弟子屈送電線は、11月中旬より5月初旬にかけて、着氷が発達し、ギャロッピング(風による電線上下振動)、スリートジャンプ(落雪による電線跳躍)によると考えられる。電線短絡事故が発生した。このため48年11月より観測を始め、5カ年に亘り、着氷発生時の気象を観測し、事故防止対策を検討した。

弟子屈線の着氷発生気象は

- (1) 釧路湿原の北に位置する山岳地帯で、冬季間その背後(北西)を低気圧が通過すると、太平洋から湿潤な空気が吹き上げて、電線に着氷する。
- (2) 着氷には、樹氷・粗氷・雨氷と3種類あるが、ここでは粗氷が最も多く、3月以降はしばしば雨氷が発生する。
- (3) 着氷は概ね、海拔750mを越える地域で発生する。また、着氷量は地上高が高くなるに従って多くなるが、10m程度でほぼ飽和する。
- (4) 着氷の発達スピードは着雪に比較すると遅く、短時間で荷重が過大となり、事故に至ることはないが、長時間の付着で1週間で10kg/mにも達した。

これらの気象条件で電線着氷が起り、ギャロッピングなどで事故を起した。このため、事故防止対策として

- (1) 相間スペーサ(線間を固定する絶縁棒)を取付けた。非常に有効で、事故は発生していない。
  - (2) 線路の中間に融氷回線を構成した。着雪検知装置により、現地の状態を探知、回線を構成する。この効果は気温、風速の条件で有効な事が多い。
  - (3) テフロンテープを電線に巻付け、氷との付着力を軽減し、ダンパー(重錘)により電線の捻れ剛性を高め、片側にのびた着氷を自重で脱落させる様に、実施したが、粗氷については有効であった。
- 以上の対策を実施した52年3月以降、着氷による事故は起きていない。

#### 3012 平面ライシメータによる林床植生の水収支

遠藤泰造(林業試験場 北海道支場)

地被植生の変化に伴う水収支の動態の研究の1部として、1976年に、羊ヶ丘の林業試験場構内に平面ライシメータ施設がつけられた。

1個のライシメータの大きさは、縦×横×深さの内法が150×100×90cmで、ライシメータの総数は21個。ライシメータの構造は、最下部の深さ20cmは排水を良くするための礫層、その上部の深さ65cmは黒色土、地表部の深さ5cmは溢水を防ぐための空間。観測業務の種類は降水量、気温および浸透水量で、降水量は雨雪自記計、気温は週巻自記計が用いられている。浸透水量は各ライシメータの側面底部の排水孔から地中に埋められたパイプを通じて観測室内の量水槽に導流され、そこで水位の

自記観測が行われている。量水槽の容量は雨量換算にしておよそ250mmで、槽内の水位は自記計と定期実測との2段方式で観測されている。また、量水槽の排水は、浸透水量を確実に計量できるように、人手による排水パイプの上下によって行われている。

地床処理の種類は、北海道における森林の伐採直後に出現する地床状態を代表するものとして、次の5種類 裸地、落葉堆積、大型草本(フキとエゾヨモギ)、稚幼樹(トドマツとシラカンバ)、クマイササ が選定された。なを、79年にはオーチャード区がもうけられている。

観測を始めてから満3年を経過したが、この間に得られた資料によると、落葉被覆とか裸地区からの蒸発散量、稚幼樹とか大型草本区からの蒸発散量の概略値がわかり、地床別の比較もできるようになってきた。特に、夏期間の蒸発散量については日平均気温との関係を重視している。そして、気象(雨量と平均気温)―土壌(有効土壌水分量)―植生(有無と種類、被覆度)系を考慮した流域の水収支の動態の研究に、この施設の観測資料を利用している。

### 3013 北大工学部衛生工学科

大喜多 敏一 太田 幸雄

(北大工学部衛生工学科 大気汚染制御工学講座)

当講座は昭和52年2月に衛生工学科の第8番目の講座として創設された。これまで主に酸性降雨に関する研究を行ってきており、毎年6月末～7月初めにかけて行われてきた環境庁湿性大気汚染特別調査の一環として筑波山において大気中のガス・エアロゾル成分濃度の測定を行い、また雲水、雨水を採取してその成分分析を行ってきた。さらにヘリコプターやカイトーンを用いて大気中のガス・エアロゾル成分の高度分布の測定も行った。以上の観測結果から大気中の $\text{HNO}_3$ ガス濃度が0、濃度と非常に良い相関があること、及び関東地方上空(700m程度)に $\text{HNO}_3$ ガス濃度の高い層のある場合があること等が解った。また筑波山の観測においてpH 2.80という強酸性の雲水が測定された。この雲水の酸性化機構を説明するために $\text{HNO}_3$ 、 $\text{NH}_3$ 、 $\text{NO}_x$ の水への溶解度(ヘンリー定数)を室内実験を行って測定し、ガス・エアロゾルの雲水への溶解に関する数値モデルを作製して計算を行ったところ、観測された程度の濃度のガス・エアロゾルが雲水に溶け込むことによりpH 2.80以下の雲水が十分に生成され得ることが解った。

また以上の他に、札幌市における光化学オキシダントの生成機構を明らかにするためにデータ解析、野外調査及び数値モデルによる研究を行い、その結果札幌のような寒冷地における光化学オキシダントの生成機構が明らかになった。

今後は、生体に大きな影響を与え、また雲水の酸性化を左右する硫酸ミストの測定及びその生成、変質過程の研究、有機エアロゾルの測定及びその生成過程の研究、大気中の種々のガスとガスの反応機構の研究、ガスとエアロゾルの反応機構の研究等を行っていく予定である。

### 3014 $\text{SO}_2$ 濃度の統計解析

斉藤 孝・奥山 信孝(苫小牧市環境部)

大気汚染物質の測定データを利用して生源の分布と排出量の変動及び気象因子によって特徴付けられ

る領域を把握することが出来るならば環境管理のうえで非常に有効な情報となる。現在用いられている自動計測機の配置密度、面的な広がりでは十分これを把握することは難しい。適当な測定点の広がり  
と数があればこのデータに基づく統計解析をすることにより領域の把握が可能になるであろう。又、自動計測機の適正配置を再検討するうえにも貴重な情報となるであろう。以下解析法と結果について概略を記述する。

#### (1) 主成分分析

昭和51～53年度の苫小牧市域で測定されている32点のSO<sub>2</sub>濃度(PbO<sub>2</sub>法)に対して32成分、32組のデータとみなして主成分分析を試みたところ、第2主成分迄の累積寄与率が80%に達した。又この第1および第2主成分に対する因子負荷量を求め、散布図を描いたところ、第1主成分と強い相関のあるグループと第2主成分と強い相関のあるグループに大別された。

さらに実際の測定点を図面上で第1主成分属と第2主成分属に識別したところ、地域的にも2つの成分で区分されることが分かった。

#### (2) 重回帰分析

次にこの2つの特徴的な濃度変動が何に起因するかを推定するために説明因子としてSO<sub>2</sub>排出量、風向出現頻度及び大気安定度別出現頻度を選択して、重回帰式を作成したところ、各々の成分変動は低煙源のSO<sub>2</sub>排出量と南風系の出現頻度及び不安定側の大気安定度の出現頻度で表わされた。なお第1及び第2主成分の回帰式のいずれも重相関係数は0.8以上であった。

#### (3) 回帰残差の評価

残差の確率論的な独立性、不偏性および、正規性を評価したところほぼこの3つの仮定は成立していたが、等分散性については若干の問題が残された。今後等分散性の問題を含めて回帰式の精度を上げるためデータ数を増すこと及び新たな説明因子を選びさらにデータの数量化をも含めて再検討する考えである。

### 3015 冬の盆地内の気象について

桜井兼市(北海道教育大学旭川分校)

冬期間北海道の内陸では非常に低温になる事は良く知られている。1978年2月に母子里で-41.2℃が観測され、これが旭川の-41.0℃(1902年)の記録を破ったものであるかどうかで話題となった。この様な低温は上層の寒気の流入と晴天とが原因で夜間に冷却が進行して早朝に盆地や山間部で記録される事が多い。内陸都市はこの冷氣塊の中にあり上記の旭川の最低気温もこの特徴をもっていた。

都市の規模が大きくなるに従って消費するエネルギーも多くなり内陸都市の気温はその周辺部より高くなる傾向がある。今冬の観測でも郊外と中心部とでは約10℃の温度差が観測された。これは冷氣塊の中に出来た“ヒートアイランド”である。この水平の温度場と冷氣塊の中の特徴である逆転層とはヒートアイランド内の特有な風場を作り出す。従ってこの立体構造を解析することは都市内のエロゾルや水蒸気の輸送を考える上で重要な事であろう。

冷氣塊の中の都市内では種々の雲物理学の現象が発生する、過冷却霧、氷霧がそれであるが、更に“工場雪”も又その一つである。旭川での霧は静穏日の夜間に発生するがその水蒸気源は主として不凍の石

狩川である、霧の水平分布は先に述べた“ヒートアイランド”内の風に支配されている。気温が $-20^{\circ}\text{C}$ 以下になると霧粒内に含まれている核物質の働きで霧粒は凍結し氷晶に変化する。この物質は都市大気中に存在するエアロゾルである。今後この凍結に重要な役割をする核物質について、その大きさ、空間濃度及び化学組成等を調べることも1つの課題であろう。

### 3016 気象学関係研究グループ

高橋 英紀    浦野 慎一    板垣 昭彦  
加藤 央之    安斉 智和    谷     宏  
(北大環境科学研究科環境基礎学講座グループメンバー)

#### 1. グループの目的

自然環境の時間的・空間的構造とその変化について環境科学的見地から気候学・気象学・水文学的手法を用いて探求することを目的とする。

#### 2. 研究の分野と担当

- i) 酪農地域における水循環に関する水文気象学的研究。    担当：浦野・高橋
- ii) 湖沼周辺地域の温度環境に関する研究。    担当：板垣・高橋
- iii) 地表条件の変化が接地気層の温度構造に及ぼす影響に関する研究。    担当：板垣
- iv) 湖陸風循環系の構造とその発達に関する研究。    担当：加藤・高橋
- v) AMeDASデータの利用による地表風の動的解析。    担当：加藤
- vi) 地表構造の大規模改変が地表風系に及ぼす影響に関する研究 — 石狩湾新港を例として —。  
担当：安斉・高橋
- vii) 都市化地域内の風の構造に関する研究。    担当：谷・高橋
- viii) 都市化地域内の風と樹木の相互作用に関する研究。
  - (A) 風の乱れと樹木の振動について    担当：高橋
  - (B) 昭和54年台風第20号による札幌市内の街路樹被害の実態について。    担当：高橋・谷
- ix) 海岸砂丘地の風食に関する研究 — 稚内・天塩地域海岸を例として —。  
担当：高橋・加藤・板垣・谷・藤田弘志(北海道開発コンサルタント)
- x) 石狩低平地の気候 — AMDeDASおよび衛星データによる動的解析 —。  
担当：高橋(文部省災害科学特別研究「冷気の流れによる農林植物災害とその対策」に関連して)
- xi) 風力エネルギーの効果的利用に関する研究。    担当：宮本邦男(風力エネルギー協会)  
高橋英紀(北大環境研)

### 3017 熱伝導率測定プローブによる畑地の熱フラックスの推定

土 谷 富士夫(帯広畜大農業工学科)

畑地内の土壌中の水分と熱の移動を推定することが、カンガイ、排水、蒸発および凍結などの諸現象のメカニズムを説明する上で、重要な問題となる。水分と熱は互いに関連し合っており、土壌という多孔質内

を移動するから、そのメカニズムは非常に複雑なものとなる。

近年大型計算機を利用して、水分と熱輸送式を連成して、各々の時間的変化をシミュレートしようとする努力がなされている。輸送式中の重要な因子のひとつに、熱伝導率があり、この値を決定する理論的研究と実験的研究が重要になってきた。全体的に適合する理論式が完成されていないため、実験的方法に依存せざるを得ない。

直接、熱伝導率を測定する方法を使用し、複雑な土層断面を持つ畑地の地温の推定を試みた。土壌中の水分の移動を無視した場合の地温と実測地温との間の差は1℃以内であり、全体的な地温の深さと時間に対する変化の推定に成功したので、今回は、同じ畑地で、非定常法による熱伝導率測定プローブを製作し、地温の急変しない深さ20cmに埋設し、熱伝導率を実測した。また深さ1cmから30cmまでの間に埋設した6本の測温プローブから得た地温データより、Cubic Spline関数によって、温度勾配（深さと時間の両方に対して）を計算した。また1日1回の土壌サンプリングにより水分量を求め、土壌の熱容量を推定した。温度勾配法から、深さ20cmの熱フラックスは容易に求まるから、この深さから土壌面に向かって、熱量法によって各深さの熱フラックスが計算できる。その結果、フラックスプレートによって実測した値と非常に近い値を示すことから、この方法で実際の農地でのフラックスを推定できることが判明した。プレートによる測定法は、水分の移動を妨げるなどの欠点があるため、今後は地温の測定数などを増大させることによって、より精密な熱フラックスの推定方法となると思われる。

### 3018 研究内容

福 岡 二 郎（北海道大学水産学部北洋水産研究施設）

我々の研究室では生物現象（主としてプランクトン）と物理的海洋環境の関連についての研究を行っている。大きくいえば北太平洋北部のいわゆる北洋では生産性が高い海域を対象としている。この高生産性の要因解明が重要なテーマである。又小さくいえばプランクトン分布をみると場所により濃淡があり、（これはパッチといわれるが）この発生のメカニズムをはっきりさせることも大切である。前者の問題は一朝一夕には解明出来るとは思わないが、海洋大循環を考えるといわゆる北洋の深層にどうしても海水の栄養塩が他の海域よりも多くなることが判ってきた。それがいかに表層近くにもたらされるかの機構の解明に取り組んでいる。その例として北海道のオホーツク海沿岸での湧昇や北太平洋でみられる黒潮リングの研究に今後もっと力をつくさねばならないと思っている。一方プランクトンパッチの問題も最近では赤潮発生要因にかかわる問題として重要視されてきている。この問題も解明にはかなり難しい点があるが、生物現象にみられる変動に物理的な流れや光の及ぼすと思われる要因と生き物そのものの変動があるやいなやを内湾について連続観測を行って追っているのが現状である。今の所生物現象自体の変動として潮汐変動や、乱流拡散によるもの以外と思われる変動があり、その要因について研究を行っている。

### 3019

堀 口 郁 夫（北大農学部）

### 研究内容

1. 大都市と周辺農地の放射環境に関する研究：千葉大・大阪府大と協同で行っている研究で、大気汚染が農地にどのように影響しているかについて調査している。札幌における観測は、全天日射・散乱光・光合成有効日射について、北大構内・手稲山頂・篠路の3地点で測定し比較を行っている。55年度は大気放射についても測定を行う予定である。
2. 北海道・東北地方で発生する冷海霧の吹走に伴う、農林植物の冷害発生機構に関する研究：全国各大学と協同して行っている研究で、北海道では苫小牧から長沼方面にぬける冷たい気流について、その分布・発生時の気圧・植物の被害などについて研究を行っている。54年度から始めた研究で55年・56年と3年計画である。
3. ハウス内のモヤの発生とビニールフィルムの性質についての研究：ハウス内のモヤの発生はビニールフィルムによって異なるため、その原因・フィルムの熱線（長沼放射）の透過・フィルムの流通性との関連について研究を行っている。
4. 温室の熱の消費のメカニズムおよび温室内環境のコンピューター制御に関する研究：温室表面から失われる放射熱損失と対流熱損失の比を求め、熱損失の合理的な式を導き出すことを目的としている。さらに大規模温室団地のコンピューター制御についても55年度から研究をはじめめる。
5. 農業気象災害の研究：農業気象災害が起きた場合、その調査・資料の収集を行っている。

### 3020 土壌の凍結・凍上の基礎的研究について

矢 作 裕（北海道教育大学・釧路分校）

筆者の研究領域は、雪氷学のなかでも、土壌の凍結に関連した分野である。従って、気象、農業、土木といった多岐にわたる分野のそれぞれに境を接している。そのなかで、現在筆者が関心を寄せている研究内容は、大きくわけて2つの流れからなり、1つは土壌の凍結・融解過程に関係する野外用の測定装置の開発で、他の1つは凍上現象それ自体を対象とする、主として実験室的な研究である。それぞれについて、記すと次のようになる。

#### \* 測定装置の開発

すでに実用化され、あるいは進行中の測器は、1) 凍結深計（土壌凍結深の現地測定用）、2) 最大凍結深計（冬期間の現地観測を要しない）、3) 最大凍上計（凍上量の最大値を保持し、2)と併用可能）、4) 自記凍結速度計（凍結線の前進時、最大凍結深に到るまでの凍結速度を直接記録が可能）5) 凍結融解過程の自記計（土壌の凍結層、未凍結層（融解）を層別に判別記録し、季節凍結の全過程の記録が可能）、6) 積算温度計（積算寒度4,000 deg Day程度の記録が可能なもの、アラスカ・カナダ永久凍土地帯での使用と予定している一開発中）等である。

#### \* 凍上に関する実験の現況

凍上現象は、氷レンズと呼ばれる地中に発達する氷に起因するが、その生成機構は十分によく知られていない。特に未凍土中の水の挙動に不明の部分が多い。そこで、実験室内で氷レンズを制御した状態で発達させ、その発生の条件を知ろうとする試みを行っている。従来、地中に ice lens が発生したか否かは、凍上量を介して量的にもとらえ、いわば間接的に知見を得ていたが、筆者は、それを直接観察可能な装置を案出し、それによって氷レンズの挙動を8mm映画に収めることができるように

なった。このフィルムから、氷レンズ発生 の 要件を定量的に追跡し得るようになり、目下実験を続けているところである。

### 3021 調査研究概要

#### 日本道路公団札幌建設局工務課

##### 1. 盛土部における「ふきだまり」と「地ふぶき」について

日本道路公団で現在施工中の道央自動車道札幌～岩見沢間は、石狩平野を盛土構造で横断するので、盛土による大規模なふきだまりを生じる恐れがあるとともに、風による大規模な地ふぶきが発生し視程障害をもたらす恐れも考えられる。このような盛土によるふきだまり及び地ふぶきの実態を把握し、その対策方法等を検討する目的で、昭和53年度から軟弱地盤上の盛土の設計、施行指針を得る目的で施工し現在完成している岩見沢及び江別の実物大試験盛土等において調査をしている。昭和53年度の調査により次の事項が判明した。

- (1) 盛土によるふきだまりは道路建設用地内に生じ、他への大きな影響は出ない。
- (2) 気温、風向、風速、降雪量等の記録より推定した地ふぶき量と実測結果とは良い相関を示した。
- (3) ふぶき発生直後に撮影した立体空中写真からふぶきの強度は地域によりかなりの差がある事が判明した。
- (4) 路線におけるふぶき発生方向は、ほとんどが北西の風による事が判明した。

昭和54年度は、これらの事項を再確認するとともに、視程障害の程度及びこの対策工法としての岩見沢試験盛土にトド松による防雪林及び防雪柵を各々延長60m施工し、その効果調査を実施中である。本年度の調査に使用している測定機器は、自記風向風速計、多測点風程計数風速計、赤外線視程計、降雪強度計、地ふぶき計、温度計、発煙筒、立体空中写真等であり、これらにより得られたデータの解析に際しては北海道大学低温化学研究所や開発局、国鉄等の学識経験者の御指導をいただくつもりである。

#### 4. 個人名一覧

|      |         |         |         |         |
|------|---------|---------|---------|---------|
| 〔ア行〕 | 青田 昌 秋  | 赤川 正 臣  | 秋田谷 英 治 | 秋 葉 芳 雄 |
|      | 浅利 英 治  | 安部 信 行  | 油川 英 明  | 安 齊 智 和 |
|      | 石川 信 敬  | 石田 完    | 石崎 健 二  | 石 本 敬 志 |
|      | 石渡 輝 夫  | 板垣 昭 彦  | 市川 信 雄  | 伊 藤 延 男 |
|      | 井上 力 太  | 遠藤 明 久  | 遠藤 辰 雄  | 遠藤 泰 造  |
|      | 遠藤 八十一  | 大島 栄 司  | 大喜多 敏 一 | 太 田 幸 雄 |
|      | 大根田 襄   | 大原 利 真  | 奥山 信 孝  | 小 高 真 一 |
|      | 小野寺 三 朗 | 織 笠 桂太郎 |         |         |
| 〔カ行〕 | 梶原 昌 弘  | 加藤 央 之  | 菊 地 勝 弘 | 私 市 和 俊 |
|      | 北原 曜    | 木下 誠 一  | 倉田 隆 喜  | 栗 原 正 之 |
|      | 黒川 春 一  | 源 馬 琢 磨 | 向 後 鉄太郎 | 小 島 賢 治 |
|      | 小林 俊 一  | 小林 大 二  | 小林 禎 作  | 小 林 正 男 |

|      |           |         |           |           |
|------|-----------|---------|-----------|-----------|
|      | 小 林 雄 一   | 近 堂 祐 弘 | 近 藤 忠 裕   |           |
| 〔サ行〕 | 齐 藤 兼 市   | 齐 藤 博 英 | 坂 田 博     | 佐久間 敏 雄   |
|      | 椽 井 弥     | 佐 藤 英 夫 | 佐 竹 徹 夫   | 沢 山 福 一 郎 |
|      | 志 尾 弥 彦   | 柴 田 拓 二 | 嶋 田 徹 夫   | 品 川 高 儀   |
|      | 清 水 良 彦   | 城       | 鈴 木 幸 夫   | 鈴 木 哲 也   |
|      | 角 厚 志     |         |           |           |
| 〔夕行〕 | 高 橋 修 平   | 高 橋 英 紀 | 竹 内 政 夫   | 谷 宏       |
|      | 田 上 龍 一   | 田 畑 忠 司 | 田 渊 修 二   | 土 谷 富 士 夫 |
|      | 角 皆 静 男   | 堂 腰 純   | 東 海 林 明 雄 |           |
| 〔ナ行〕 | 中 尾 欣 四 郎 | 中 川 健 吉 | 中 村 晃 男   | 成 瀬 康 二   |
|      | 西 辻 昭     | 西 村 寛   | 西 山 岩 男   |           |
| 〔ハ行〕 | 長 谷 部 俊 雄 | 早 瀬 広 司 | 播 磨 屋 敏 生 | 半 沢 正 男   |
|      | 東 晃 治     | 樋 口 紀 雄 | 深 瀬 茂 将   | 福 岡 二 郎   |
|      | 福 田 明 治 雄 | 藤 野 和 夫 | 古 谷 武 夫   | 干 場 信 司   |
|      | 星 山 満 雄   | 堀 口 郁 夫 | 本 堂 武 夫   |           |
| 〔マ行〕 | 牧 野 成 雄   | 孫 野 長 治 | 水 津 重 雄   | 箕 田 嵩     |
|      | 三 宅 秀 男   | 室 住 正 世 | 元 木 敏 博   | 森 田 康 志   |
|      | 諸 橋 清 一   |         |           |           |
| 〔ヤ行〕 | 矢 作 裕     | 柳 本 孝 治 | 矢 野 義 治   | 山 上 良 明   |
|      | 山 田 知 充   | 横 山 卓 雄 | 吉 田 悟     | 吉 田 保     |
|      | 米 田 義 昭   |         |           |           |
| 〔ラ行〕 | ラペリヤ, J.  |         |           |           |
| 〔ワ行〕 | 若 浜 五 郎   | 若 松 伸 司 | 渡 辺 寛     |           |

—完—

Ⅲ 釧路の霧と氷の講演会  
予稿集

1. 釧路の霧と生活..... 24  
渡辺 栄 二 (釧路地方気象台)
2. 霧と氷による海難..... 26  
菅野 瑞 夫 (釧路海上保安部)
3. 海霧の話 ..... 28  
孫野 長 治 (北海道大学理学部)
4. 春採湖の氷について ..... 30  
東海林 明 雄 (北海道教育大学釧路分校)

昭和54年10月6日

主 催 日本気象学会北海道支部  
後 援 釧路市教育委員会

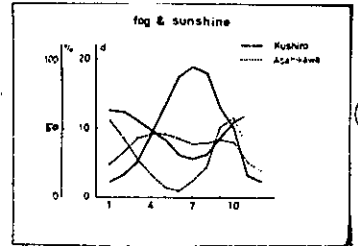
1. まえがき

釧路の霧日数の平年値(1941~1970年)は116.3日である。すなわち、一月の約半分は霧が降るといことになる。この霧日数は、釧路地方気象台(帯舞町3~14)で観測したものであるから、もつと海に近いところ、例えば桂志とでは大部違ってくる。また、釧路の霧は夏期に多いため、活動期における日照不足および低温により、釧路市民に大きな影響を与えているものと考えられる。そこで、今日はこの霧の現状、発生原因、生活への影響等を概観してみる。

2. 釧路の霧の現状

オノ表は各地の霧日数を示す。釧路は平地では豊岡に次ぎ、日本で3位である。

|     | 1    | 2   | 3   | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   | 年     |
|-----|------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| 釧路  | 23   | 23  | 31  | 32   | 132  | 176  | 129  | 121  | 120  | 141  | 82   | 24   | 116.3 |
| 旭川  | 11.2 | 8.7 | 5.4 | 3.3  | 1.5  | 1.9  | 2.4  | 4.3  | 14.2 | 11.6 | 7.2  | 2.6  | 76.3  |
| 軽井沢 | 8.0  | 7.2 | 9.3 | 10.1 | 14.9 | 14.7 | 16.3 | 14.5 | 14.7 | 12.9 | 14.8 | 7.8  | 141.0 |
| 人吉  | 2.3  | 7.0 | 8.5 | 2.9  | 8.1  | 5.8  | 8.4  | 11.7 | 14.5 | 13.1 | 12.6 | 14.6 | 124.4 |
| 豊岡  | 9.8  | 7.4 | 4.9 | 7.6  | 10.2 | 8.3  | 9.0  | 14.3 | 14.8 | 4.7  | 14.4 | 11.0 | 122.3 |



ただし、釧路以外

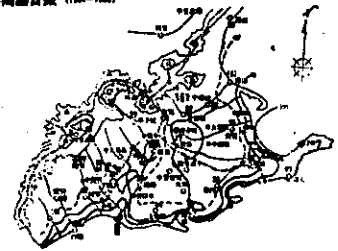
は、ほとんど放射霧である。その典型的な例として、旭川との比較をオノ図に示す。――は日照率である。旭川の霧は、秋、冬に多く、釧路とは逆位相をなしている。また霧日数と日照率とは逆位相である。

オノ表 各地の霧日数

オノ図

オノ2図は、釧路・根室支庁管内の霧日数の分布図である。これによれば、年間100日以上に達するのは海岸地帯だけであり、阿寒町本町などは釧路の霧、湖畔などは割合にも似た様子。すなわち、釧路では霧であつても阿寒湖畔では晴れの日が多い。

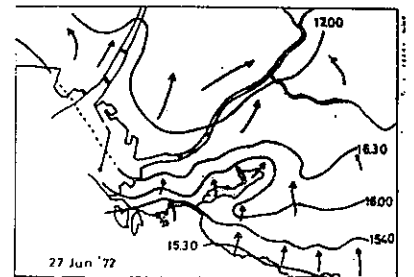
年間霧日数 (1961-1968)



オノ2図

霧とはごく小さな水滴が大気中に浮遊する現象で、視程が1km未満の場合をいう。1km以上の場合をよそという。霧には、「移流霧」「放射霧」「蒸気霧」「前線霧」等の種類があるが、釧路の夏霧は大部分、「移流霧」であるもの、他の生因による霧が加わることが多い。冬期、釧路川や釧路湾に発生する「けあらし」は、内陸寒気の流出による「蒸気霧」である。

オノ3図は、深石氏が調査された釧路付近の霧の侵入状況であるが、場所によってその時刻が異なる。特に新旧釧路川や春採湖付近では、他の地域より早くなっている。この地域は他より低いためであるけれども、時にこの地で霧を発生させて、移流霧と合流させることもある。また、岡氏によれば、霧の出現頻度は4~6時が最も多く、これは放射霧も加わっているためと考えられる。



オノ3図

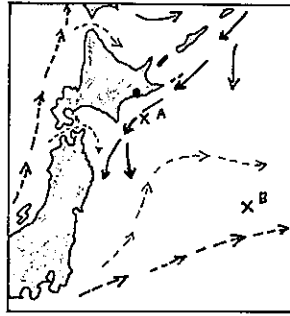
3. 霧の発生原因

霧が発生するためには、ア、多量の水蒸気、イ、接地気温逆転層、ウ、低温、エ、凝結核の存在等の条件が必要で、これら諸条件の強弱・変化によって、霧の種類、濃度、出現消散、移動などがまると考えられている。

釧路の地勢的環境は、向背地に広大な湿原があり、眼前の海には親潮寒流が流れ、北と西とは、山脈によって区切られている。オノ4図は賊寒流の動向を示す。なお、A、Bは

緯度 北緯 42 度・東経 141 度  
 38 度・146 度の地帯である。

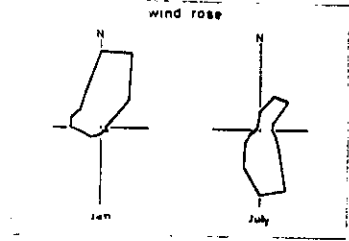
日本の季節風は北西風、夏は南東風であるが、釧路では才 5 図のように 1 月では北より、7 月では南よりの風が卓越している。従って、冬期は内陸からの風であるが、夏期は海からの風となる。才 4 図からわかるように、釧路の海は寒流であるので、その上を過ぎる南風は才 6 図のように冷される。



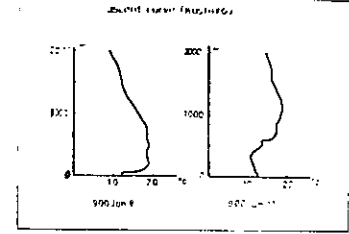
才 4 図

6 月 8 日は曇り、霧の多い日であるが、6 月 11 日の霧の多い日より、シヤークに曲つていり（逆転してり）。釧路に低温をもたらすのは、霧の多いことがわかる。しかし、霧は日照をさしきるので、高温にはならない。

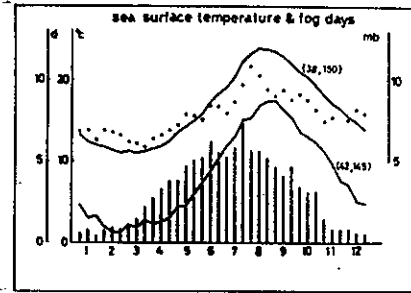
才 7 図は A・B 英の海面水温と釧路の霧日数を示している。图中的は A・B 英の温度による飽和水蒸気圧の差である。この水分の差が霧水量になるわけだが、霧日数は風向に左右されるので、水分に関係なく多少少ない。また、A・B 英の水温のピーク時が異なるので、そのため、水分が蒸発してりるが、その頃から霧が発生しにくくなるのである。



才 5 図



才 6 図



才 7 図

#### 4. 霧と生活

釧路市民にとって、霧は一斗の塩を占めるのであるから、あつちの分野にわたって影響があるはずであるが、ここでは 2~3 の事実を述べるとする。

##### 1). 航空機の運航と霧について

釧路空港の最低気象条件は、視程 1200 m、雲高 100 m である。古くから霧がひどくは高飛着できない。空港は海岸より 5 Km 奥にあるが、100 m の高台にあるので、霧日数は比較的少ないが、全便欠航するのは年に 2、3 日である。旅客の急増により欠航率の減少が望まれてりる。

|     | 4   | 5    | 6    | 7    | 8    | 9   | 10  | 11  | 年    |
|-----|-----|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|
| 欠航数 | 78  | 194  | 166  | 257  | 197  | 57  | 14  | 17  | 924  |
| 欠航率 | 5.0 | 11.6 | 10.0 | 14.7 | 20.3 | 3.4 | 0.8 | 1.2 | 4.9  |
| 霧日数 | 73  | 113  | 193  | 127  | 120  | 7.7 | 4.7 | 1.7 | 82.3 |

才 8 表 霧による欠航 (57~83)

##### 2). 園芸と霧

植物の生育期の 6~8 月に霧の多い釧路での園芸は、相当困難を伴う。しかしながら、野草は結構繁殖してりるので、適当な方法を講ずれば霧を克服できると考えられる。才 9 表に有藤氏が実験したたよしの園芸による防霧効果 (6 月) を示す。

|        | 気温   |      | 湿度 |    |      | 地表   |      |      |
|--------|------|------|----|----|------|------|------|------|
|        | 10   | 20   | 10 | 20 | 30   | 10   | 20   | 30   |
| 園      | 11   | 15   | 99 | 99 | 17.8 | 16.2 | 14.1 | 14.5 |
| 5 倍地長  | 14.6 | 18.7 | 96 | 96 | 18.7 | 16.7 | 14.7 | 14.5 |
| 10 倍地長 | 15.6 | 18.5 | 96 | 96 | 18.5 | 16.7 | 14.5 | 14.5 |

才 9 表 防霧効果 (よしの園)

##### 3). カビと霧

私の住んでりる公務員宿舎は、毎年に完成したばかりだが、青カビによる臭いに悩まされてりる。釧路市に多い現象と思われりるが、私の経験によれば、霧日数の比較的少ない 52 年 7 月 (14 日) から発生してりるので、霧による影響とよりりるよりも、高温・高湿度によるものと考えられる。今後の調査に期待してりる。

以上、釧路の霧について概観したが、まだ不明な点が多いので、今後、市民各位の御協力を切にお願いしてりる。

\* 深石一夫 「釧路における夏の霧」 地理学評論 46 巻 11 号  
 \*\* 有藤恒七 「防霧の気象に及ぼる影響」 恩及園 22 巻 3 号

霧

釧路に住んでいる人は、ぬさまい橋のブロンズ像が霧に覆む時に、遠く海の方から「ポー、ポー」というもの悲しい音を聞くことがあると思います。これは知人鼻の沖に設置されている灯標の霧笛の音です。知人鼻の沖に浅瀬があり危険なことを航行船舶に教えている音なのです。海上においては霧が発生した場合、船舶交通に非常に危険な影響をおよぼします。まわりが見えないために船舶同志の衝突、浅瀬への乗揚げが発生します。釧路海上保安部および根室海上保安部が取扱った昨年の海難では、衝突4件のうち6件、乗揚げ16件のうち8件が霧の中で発生しており、航行中のレーダー監視と含む見張りの不十分、船位の不確認、操船の不適切等のミスが原因となっております。

霧、雨、雪等によって視界が制限され、自船の前方はもとより自船の前半分が見えなくなることもあり、実際、操船者にとっては、これほど神経を使ういやなものはありません。

このような視界が制限される状態の中でも、船を安全に航行させるため、種々の計器があり、また、交通ルールが定められています。

海上衝突予防法等

海上において船舶交通の安全を確保するためには、やはり交通のルールが必要で、一般的なものとして「海上衝突予防法」、船舶交通のよくそうする海域(東京湾、伊勢湾、瀬戸内海の一部)における特別な交通ルールとして「海上交通安全法」、港については「港則法」があります。

海上衝突予防法の中には、視界制限状態における船舶の航法について特に規定を設けています。

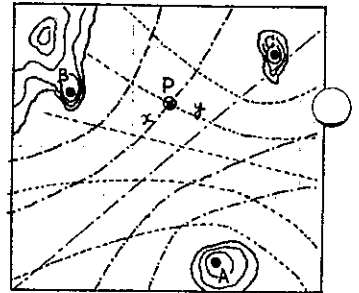
レーダー

レーダーは、船等から発射した電波が物体に当たって反射して来た方向と発射から受信までの時間によって、当該物体の存在、位置(方向、距離)、大きさを測定するもので、このため、特に夜間や霧等の視界制限状態において、陸岸、船舶等を把握するため最も有効なものです。現在ではレーダーなくしては、視界制限状態における安全航行は考えられないといえます。

ロラン等の位置測定装置

これは、陸岸より離れた海上で自船の位置を正確に測定する電波計器で、ロランのほかデッカ、オメガ、NAVSTA(衛星航法装置)があります。

この計器の原理は、簡単にいえば、異なる位置の局から発射した電波の到達する時間の差が同じ点をうらねると、双曲線になるといふもので、図一ノでいえば、A局とB局の電波を受信した場合の同じ時間差の双曲線と、A局とC局との電波を受信した時間差のよとの交点Pが自船の位置といふこととなります。これがないときには、昔から行われていた天測といって、太陽、星等の天体の高度を観測して計算により位置を求めますが、これでは霧、霧等で空が見えない場合には位置が測定できません。



図一

霧中信号

霧等で視界が制限される状態で、船同志が接近した場合には、レーダーがあるから安心という訳にはいきません。また、レーダーのない船もあり、このため、安全を図る方法として、音響を発し自船の存在、状態を知らせる音響信号があります。

例えば、航行中の動力船が対水速力を有する場合は「ポー」という長音を鳴らす、対水速力を有しない場合は「ポー、ポー」と長音を二回鳴らす、このほか他船を引いている場合、錨泊中の場合等種々の状態において夫々鳴らすなければならぬ音響信号が定

められています。

その他

陸上側の施設としては、前述の霧笛、船の入出港を援助するハーバーレーダー、コースピーコンがあり、最近、特に交通量が多く危険な海域である浦賀水道においては、レーダー等により船舶を把握し航行管制をする海上交通管制センターが設置されています。

このような交通ルールがあり、諸計器、施設が取りなげず衝突等の事故が多発するのでしょうか。その直接的、間接的要因について述べましょう。(この要因は一般の事故の要因とも異なりますが、特に霧等の場合には大きく影響します。)

イ 船はストップすることが困難

ロ 船は急に曲ることが困難

ハ 海に道路はない

ニ レーダーも万能ではない

レーダーには次のような使用上の注意が必要で

- 小さな船、反射しにくい材質のもの、レーダーに映らない場合があります。
- 波浪が大きい場合その反射波の中に船の反射波が埋没してしまふ、わかりにくくなる場合があります。
- 雨、雪、霧の場合、電波が空間でこれだけのために減衰し微弱になりため映りにくくなること。
- 普通のレーダーでは、相対的の動きしか影像に現れ、これだけで判断を誤り易いこと。(図-2のように、レーダー上での相手船の動きと実際の相手船の動きは異なっている。)

ホ 自動操舵装置等の機器への頼り過ぎ

ヘ 船員の能力

## 2. 流氷と着氷

### 流氷

オホーツク海北部や樺太東岸で発生した沿岸氷は、東樺太海流と強い北西風によって南下、1月中旬頃に北海道沿岸に達し、一面流氷原となります。この流氷の一部は、その後根室海峡、国後水道、ウルップ水道等をぬけて太平洋側に流れ出てきます。流氷は船舶の航行、漁船の操業と阻害し衝突、スクリュー損傷等の事故原因となっており、事故の発生は、やはり流氷の発達程度によって異なり、52年の冬から53年の春にかけては、北海道周辺で16件(うち8件が道東海域)も発生しましたが、翌年にはゼロとなっています。

流氷による海難としては、45年2月のエトロフ等の単冠湾に異常に発達した流氷群が押し寄せ、荒天のため緊急避難中の沖谷底引き漁船(100ト前後)8隻が遭難し、うち6隻が全損、乗組員30名が死亡、行方不明になるという悲惨な事故が発生しております。

### 着氷

着氷とは、冬期、荒天と低温のため、船上に打上げられた海水やしぶきが船体の上部構造物に凍り着いてしまうという現象で、放置しておけば次第に厚さを増し、複原性を著しく底下させ、一瞬のうちに船は転覆し、ほとんど全員が死亡、行方不明者となっている恐ろしいものです。

最近では、漁船の大型化もあって40年以來着氷による海難は発生していませんが、40年以降でも17隻が転覆、29人の命が失われています。

## 3. むすび

昔から船乗りには、「自然に逆うべからず」という教えがあります。50万トにもなる巨大な船舶も大しけの中での無理は危険であり、いかに最新装備の船舶でも自然の様々な現象の中での乗組員のちょっとした油断、判断の誤りによって事故が発生します。自然を十分に理解し、甘く見ることなく、常に細心の注意を払うことが肝要です。

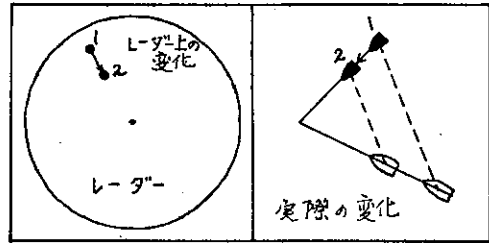


図-2

海霧とは冷い海面に触れて冷却した下層大気に発生した霧をさし、夏季に日本の沿岸地方で観測される霧の殆んどは海霧の上陸したものである。

北海道の太平洋沿岸は日本で最も海霧の多いところで、年間霧日数は釧路で91日、えりもで87日、根室で85日、ついで浦河が53日であり、本州では40日を越えるところがない。同じ北海道でも函館が10日、稚内が19日、網走が21日と少ないのは、後でもふれるが海流の影響である。

霧日数の年変化を調べてみると、四国を除き、全国的に夏季に多い。北方では4、5月頃から現れ始めて7月に最大に達し、8月に入ると急激に減少し、9月以降は殆んど現れない。これは海水温の年変化の位相が気温より1ヶ月近く遅れるので、8月には海水の方が大気よりもかえって暖かいためであろう。

海霧は高気圧の下で発生することが多いので北海道南岸では、海よりの風の時に霧が多いことは当然予想されることであるが、日中は日射で陸地が暖められるので、両者の力の釣り合ったところに見かけ上の霧前線が出来るが、空気そのものは常に陸上に進入してくる。このような理由で海霧は夕刻から上陸し始めて、時には内陸数十キロにまで進入し、日の出とともに霧の勢力が衰えて海上に後退するとえう日変化を示すことが多い。

8月の北海道の太平洋沿岸の海水温を同緯度の日本海と比べてみると、5~6度は低い。これは北海道の南岸を流れる親潮寒流の影響であろう。少し緯度の高いオーック海沿岸の網走で霧の少ないのは、対島暖流の末端が早谷海峡を経て網走沿岸を流すためと思倣された。

海霧は下層大気が海面に触れて冷却されて発生すると述べたが、統計によれば確かに地表気温に比べて海水温が低いほど海霧の発生回数が多い。まれに海水温の方が1~2度高いこともあるが、それは海霧はその場所で発生したものではなくて、はるか沖合で発生したものがおしよせて来たものであろう。

厚岸で測られた霧時の気温の垂直分布の例をFig. 1に示す。横軸が気温で縦軸が高さである。斜線部は霧層の存在範囲を示す。右端の図は快晴時の気温分布である。下層大気は海水で冷却されて強い逆転層があり、霧は逆転層内の冷氣塊に発生しているのが見られる。右端の図にみられるように、快晴時には下層に冷氣塊はあるが、地表付近では気温は傾斜している。これは霧がないために大気が地表で暖められたからであろう。霧時に比べてみると、100 m以下の気層では2℃ほど暖かい。この時期には気温が2℃だけ上昇すると霧の消えることを暗示している。

霧頂は400 m以下のことが多い。1000 m近くに達するものも観測されているが、これは前線霧と重なったものである。当然のことながら、霧の濃い時には相対湿度は100%である。しかし日中に霧前線付近で測ってみると、90%前後に乾いていることがある。これは日射によって消散しつつある霧の湿度を測ったためと思われる。霧粒の大きさは、発生時には直径20~30ミクロン付近に大きさが揃っているが、最盛時または末期には分布が広がってきて、100ミクロン以上になると霧雨となる。

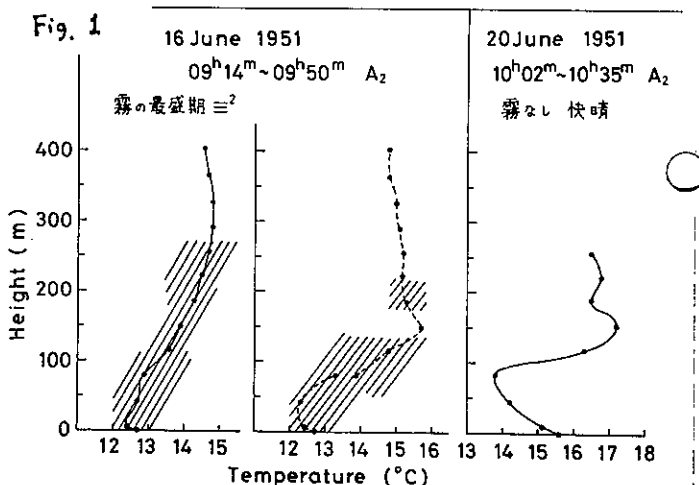


Fig. 2に昭和53年5月16日、気象衛星ひまわりの撮影した海霧の写真を示す。千島列島の南東側、北海道の太平洋側および三陸沖にくさび型に広がっているのが海霧である。

千島列島では島と島の間隙から海霧がオーック海に流出し、北海道では太平洋側の平野部に上陸し、また東北では北上川の河口から北に向けて進入しているのがよく見てとれる。海霧は冷気塊に発生するので空気の比重が大きく、上陸する場合には低地をえらんで上陸する訳である。

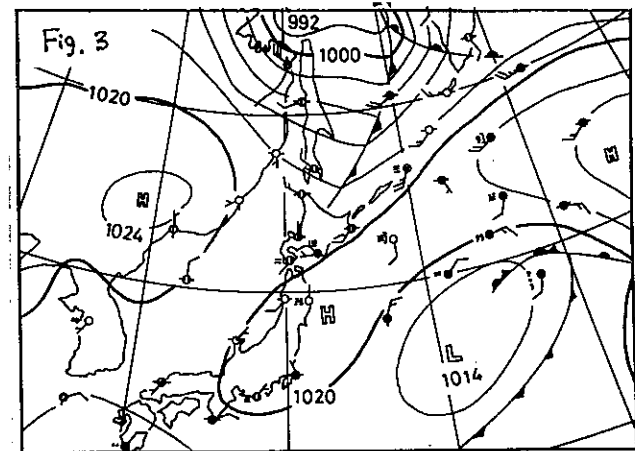
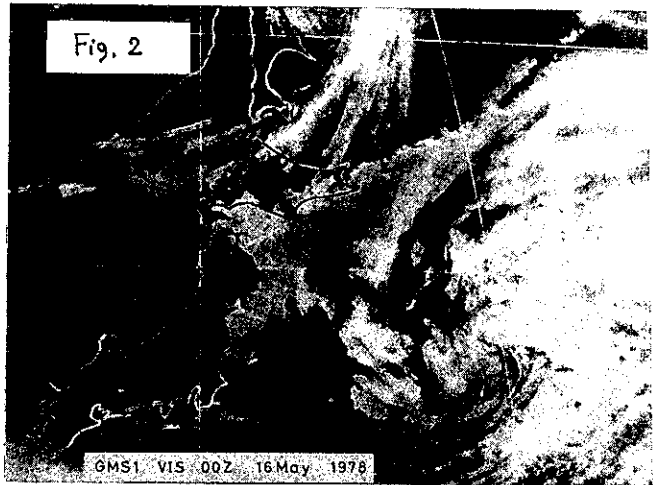
この時の地表天気図がFig. 3である。丁度海霧が分布している海域に帯状の高気圧があることがわかるであろう。この海霧の分布に親潮寒流の関係していることは勿論のことである。

農作物を冷い海霧から護るために道東に防霧林が発達している。道庁林務部、札幌管区気象台および北大低温科学研究所の共同調査によれば、防霧林の風下では確かに霧も少く気温も高い。風下では樹高の10~15倍の範囲に防霧林の効果があるようである。

昭和19年の夏に、根室で霧の人工消散の大きかりな戦時研究がおこなわれた。その結果、気温を1~2℃高めれば霧粒は蒸発し、そのために要する燃料は決して天文学的な量ではないことが判った。

しかし戦争末期の燃料事情から実地試験にまでは至らなかった。戦後、北大理学部によって沼端旧陸軍飛行場を利用して海霧の消散試験がおこなわれ、毎分1トンのプロパンガスを燃焼させることによって、プロペラ機の離着陸に必要な中60m、高さ100m、長さ800mの滑走路の霧の消えることが立証された。パリーの飛行場ではジェットエンジンの排気熱量で霧の人工消散の設備が既に設置されている。

未だ実用化されていないが、霧層の大気を霧のない上層の空気でおき代える方法も有望である。アメリカ空軍ではヘリコプターの下降流により、上層の乾いた空気を霧層にあし込んで霧を排除する方法の試験がおこなわれ、かなりの成果を収めた。



Surface, 00Z, 16 May, 1978

# 春探湖の氷

4

東海林明雄(北教育大釧路)

かつて、パイピングリングが普及する以前の釧路は、春探湖やヒョウタン池など、天然氷を利用して、我が国有数のスケート王国を形成していた。このことは、釧路の冬の気候的特徴を端的に物語っている。霧は釧路の夏の気候特性を示し、氷は冬の気候特性によっている。ところで、氷の張った湖といえば、雪が積った、白い平面がどこまでも続くといった、単調なイメージしかわかないのが普通であろう。結氷の実態はあまりよく知られていない。



写真1 屈斜湖の水の熱膨張による迫上げ。左側背景は和琴半島。

しかし、冬の春探湖では、南極や北極とは違った、さまざまな結氷現象が起っている。氷の表面は、気温の変動に応じて膨脹と収縮を繰返し、その過程で氷面に割れ目を生ずる。その割れ目には次第に広くなり、割れ目の数は冬中増し続ける。

また、氷の内部では、アイスフラワーカーの生成と消滅があり、その過程で六角形の真空の泡を生ずる。この泡は、冬中氷の中を動き続ける。結氷の表面に雪が積ると、その表面に氷紋が生成し、人々を幻想の世界に誘い込む。冬の春探湖で起る湖水現象を中心に摩周湖や屈斜湖など湖水の表面とその内部で起る現象を紹介する。

氷紋(写真2)……湖面が結氷し、その上に降雪があったとき、放射状の模様が出来るとこれを氷紋と呼ぶが、湖全面に曇くすをまき散らしたように何万個となく現れると、まことに壯観である。直径5センチほどの小さいものから、30メートルに達する巨大なものまで、いろいろある。氷紋は池や水たまりにも出来る。東海道新幹線で降雪地帯を通過するとき、線路近くの水たまりでよく見かけるし、寺田寅彦も東大構内の三四郎池で観察している。しかし、ごく最近まで、氷紋の生成機構は分かっていなかった。

私は初めて氷紋を人工的に作り、生成の機構を解明した。氷紋には放射状氷紋、同心円氷紋、懸濁氷紋の3種類があることが分かった。いずれも、氷板の上に雪が積っていると氷板に穴があき、氷板の下の水が氷板の上に噴出して生じる。噴出した水が雪を解かし、水路を作りながら氷板の上の雪の中を拡散するときに出るのが放射状氷紋である。噴出水の温度は0.5〜2℃。同心円氷紋は、放射状氷紋に同心円が付随したもので、この同心円は、積雪板が吸水したとき、その重みで陥没することによって生じる。陥没は同一間隔において夕重に起こることが実験的に確かめられた。懸濁氷紋は、噴出水が懸濁粒子を含んでいるときに出来る。懸濁粒子は氷紋の水路を放射状に流れてその先端に達する。そこで懸濁粒子が雪にこし取られて沈積するため、腕の先端が丸く見えるのが特徴である。

アイスフラワー(写真3)……天気のよい朝方、前夜に張った新しい氷の内部を注意深く観察すると、雪の結晶と同じ形をした模様がたくさん見られる。これを「アイスフラワー」という。日光が氷の中に差し込み、氷の結晶内部を解したために出来たものである。著名な物理学者J・チンゲルもその美しさに感動し、スケッチを残している。水たまりや用水おけで静かに成長した氷を割って手に取り、日光や電球の光にさらすと、氷の内部にアイスフラワーを咲かせることが出来る。無数に、一面に咲き散れ、肉眼でも見えるが、虫眼鏡を使えば詳しく観察できる。6枚の花びらを持っており、氷の結晶が大方晶系であることがわかる。

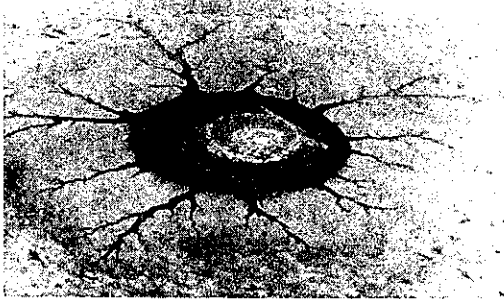


写真2 春探湖に出来た氷紋、左右の寸法は約2メートル、周囲に水鳥の足跡が点々している。

水は、液体あるいは気体から固体になるとき、雪の結晶のように美しい花状になるが、氷の中で固体が液体になるとき、つまり解けるときの、花状を呈するわけである。そこで、雪の結晶を「正の結晶」、アイスフラワーを「負の結晶」と呼ぶことがある。雪の結晶に2つとして同じ形のものがないように、アイスフラワーの形も無数である。

空像(写真4・5)……氷が解けて水になると、体積が10分の1だけ減少する。アイスフラワーは、氷の中で氷が解けて水になったものだが、解けた水だけで、解けた空間を完全には満たせない。そこで、体積の減少分が真空のつづきとなる。アイスフラワーの中心部で丸く光っているのが真空のつづきである。アイスフラワー像を作り、それを再凍結させると、たいてい真空のつづきが「空像」となって残る。不均整な凍結が空像の成因である。

太陽が沈むころ、湖の氷も冷えてくる。すると、日中アイスフラワーになっていた部分も再び凍りはじめ、そこに空像ができる。

初め円形または不定形であるが、間もなく結晶面が現われて六角板や六角柱の形を取る。これが六角形として観察されるわけである。直径は数ミリで、まれに1センチに達する。空像の内部では、その天井は床より温度が低いので、床から昇華蒸発した水蒸気は天井に昇華凝結する。つまり、空像は氷板の中を下に向かって沈下することになる。沈下速度は氷の厚さと氷の上面の温度によって決まるが、1日/ミリ以下である。沈下しても空像の体積は変わらないが、面積は広がり、厚さが薄くなる。そして、限界の厚さに達したとき、細かい空像のかげらとなって分裂する。また、特殊な現象としては、流星星が星くずをまき散らしながら落下するときのように、微細な空像のかげらをまき散らしながら沈下するものもある。また、六角の辺にそってだけ、かげらを残して沈下し、六角形のコップ状の跡を残すものもある。これら、空像の結晶内での挙動については、いまだ解明されていない。

鉄ならば1500度、原子炉の炉壁など、高温の炉材では数千度でなければ起らない、融点現象が、氷ではその融点が常温付近(零度)であるため、零下数度の温度で起こることか考えられる。しかも氷は透明であるため、その内部での現象の生起を直接観測できる利点がある。以上のような理由により、摄氏数千度の高温現象の推測のための研究において、氷は非常によい研究材料となる可能性があると考えられる。空像を

センサーとしての結晶習性の研究も今後の課題である。

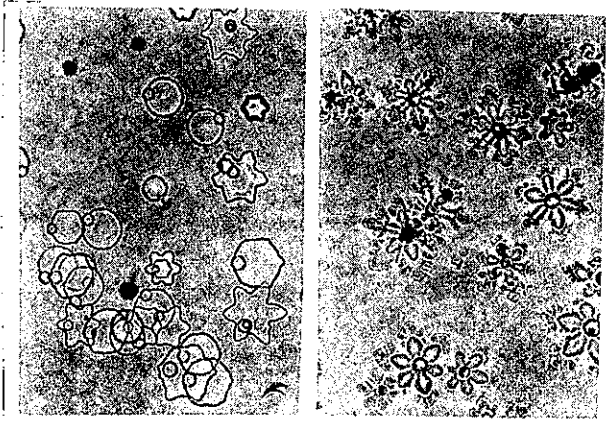


写真3 透明な氷の内部に出来た、円形・六角形・星形・花びら形など、さまざまな形態のアイスフラワー。

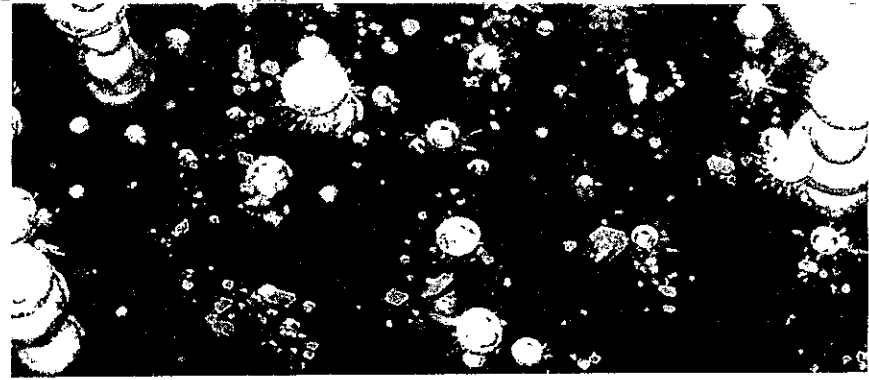


写真4 春採湖の水の内部(透明)。円は気泡、気泡の周囲にヒゲが写っている。六角形の“空像”も写っている。これは氷の内部の真空の泡である。春採湖の水の上にて、標準レンズで撮影(昭和47年12月15日)

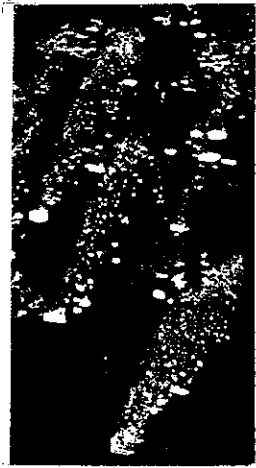


写真5 微細な真空のかげらをまき散らしながら沈下する空像の群れ。

## Ⅳ 昭和54年度第1回 研究発表会プログラム

日 時 昭和54年11月28日(水)～29日(木) 09時30分～17時00分

場 所 札幌管区気象台会議室

- |                                     |                       |                                       |  |
|-------------------------------------|-----------------------|---------------------------------------|--|
| 1. 胆振地方の降雨特性                        | 北大理                   | ○近野好文…………… 34<br>菊地勝弘                 |  |
| 2. 吹雪における熱伝達について                    | 北大低温研                 | ○金田安弘…………… 36<br>前野紀一                 |  |
| 3. 吹雪における雪粒子の運動                     | 北大低温研                 | ○荒岡邦明…………… 38<br>前野紀一                 |  |
| 4. 山地積雪の堆積・融雪過程と分布特性                | 北大低温研                 | ○山田知充…………… 40<br>水津重雄<br>西村 寛<br>若浜五郎 |  |
| 5. 洞爺湖の湖陸風                          | 北大環境                  | 加藤 央之…………… 42                         |  |
| 6. ステレオ写真によって観測された晴天積雲の数値計算の比較(その2) | 北大理                   | 今 久…………… 44                           |  |
| 7. 北海道の年平均気温・年降水量と太陽活動との関係          | 東海大                   | 斉藤博英…………… 46                          |  |
| 8. 電線着雪気象について                       | 北大低温研<br>気象協会<br>北電技研 | 若浜五郎…………… 48<br>石井幸男<br>○浅井修一         |  |
| 9. 昭和54年台風第20号による札幌市内の樹木の風害について     | 北大環境                  | ○谷 久…………… 50<br>高橋英紀                  |  |

○印 発表者

# 胆振地方の降雨特性

1

近野好文(北大・理)  
須地勝弘( )

## 1. はじめに

北海道においては、全般的にみると年間降雨量および大雨の発現率が本州方面にくらべてとくに低い。苫小牧から室蘭にかけての胆振地方オロフレ山系の南東斜面においては年間降雨量と比較的多く、大雨と時々発生することが、武田菊地(1978)によって明らかにされた。そこで、オロフレ山系の南東斜面における降雨のメカニズムを調べるために、気象庁のAMeDAS10点・北海道庁管林署関係4点の他に、それらの空白地帯をうめるように、独自に長記自記雨量計と新たに6台設置して雨量観測を行なった。観測は、1978年6月29日から10月13日まで行ない、その結果を解析した。

## 2. 降雨特性

1978年は異常な少雨で、7~9月の降雨量は平年値の45%、9月だけでは30%であり、年間3回程度発生する100mm以上の大雨と1度と発生しなかった。そこで、この付近の降雨特性を調べるため、ネットワーク内の10ヶ所以上で降雨が記録され、このうち1ヶ所以上で10mm以上の降雨を記録した20例を選んで各降雨毎にその特徴を調べてみた(第1表)。

降雨量分布のパターンは、山間部に降雨量のピークがあり、海岸付近へ行く程少なくなっている山岳性降雨(M)、山間部より海岸付近で降雨量が多く、海岸線より約10km内陸に入った海拔100m前後のところにピークのある海岸性降雨(S)、山間部と海岸部の降雨量にほとんど差のないその他(O)、分類できない場合(-)に分けた。雨の降り方としては、記録紙より判断して降雨強度が断続的に変化する場合を対流性降雨(Cu)、降雨強度が時間的にあまり変化しない場合を地雨性降雨(St)とした。

降雨時の地上風向としては、白老の地上風向で代表した。また、降雨があった日に海霧の出現が報告されていた場合には○印で記した。山間部の降雨量の増幅率として、山間部を代表する観測点として白老の巻をとり、又海岸部を代表する観測点として白老をとり、それぞれ降雨量の比をとった(T/S)。

この結果、山岳性降雨の場合には地上風系はSE寄りであることがわかる。又海岸性降雨の場合には地上風系は同じくSE寄りであるが、同時に海霧の出現が報告されていた。一方、その他の降雨の場合の地上風系はN寄りであった。又、山岳性降雨を対流性の場合と地雨性の場合と比較してみると、山間部と海岸部の降雨量の比(T/S)は、対流性で約2.5、地雨性で約1.5であり、地雨性の方が山間部と海岸部の降雨量のコントラストが強いことがわかる。

## 3. 降雨量と高度

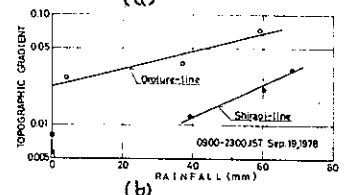
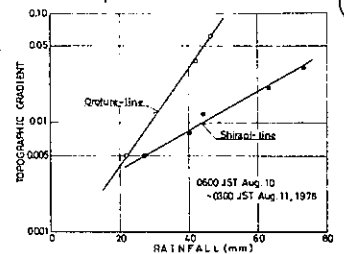
山岳性降雨の場合、海岸付近から山間部へ向かうにつれて降雨量がどのように増加するかを、白老川にそった白老ラインと竹津からオロフレ峠におけるオロフレラインの2つのラインにそった観測点の記録から調べてみた。その結果、対流性の山岳性降雨(第1図a)と地雨性の山岳性降雨(第1図b)と、山岳性降雨の場合にはその例について、降雨量は地形勾配のlogに比例して増加していることがわかった。

## 4. 対流性山岳性降雨(1978年8月10日)と地雨性山岳性降雨(1978年9月19日)との比較

同じ山岳性降雨でも、地雨性の場合と対流性の場合で、異なる性質を示していた。そこで、この違いを明らかにするため、観測期間中で一番降雨量の多かった2例を選び、case studyを

第1表. 1978年7~9月の降雨の特徴

| Date      | Pattern | Rainfall | Wind D. (Shiraoi) | Sea Fog | T/S |
|-----------|---------|----------|-------------------|---------|-----|
| 7.1-7.2   | S       | St       | SE                | ○       |     |
| 7.3-7.4   | S       | St       | SE                | ○       |     |
| 7.7       | 0       | Cu       | NNW               |         |     |
| 7.14-7.15 | S       | St       | ESE               | ○       |     |
| 7.18      | S       | St       | ESE               | ○       |     |
| 7.25      | -       | Cu       | SE                |         |     |
| 8.1-8.2   | M       | St       | SE                | ○       | 5.8 |
| 8.4       | M       | Cu       | ESE               |         | 2.7 |
| 8.10      | M       | Cu       | SSE               |         | 2.3 |
| 8.14      | S       | Cu       | SE                | ○       |     |
| 8.17      | 0       | St       | N                 |         |     |
| 8.19      | M       | Cu       | SE                |         | 3.0 |
| 8.21      | -       | Cu       | SSW               |         |     |
| 9.3       | M       | Cu       | SSE               |         | 5.8 |
| 9.6       | -       | Cu       | NW                |         |     |
| 9.9-9.10  | 0       | St       | NNE               |         |     |
| 9.12-9.15 | M       | St       | SE                |         | ∞   |
| 9.15-9.17 | -       | St       | NNW               |         |     |
| 9.19      | M       | St       | SSE               |         | 4.4 |
| 9.26      | -       | Cu       | WNW               |         |     |

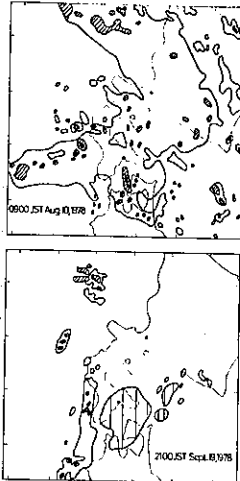


第1図. 降雨量と地形勾配との関係  
(a) 対流性降雨 (b) 地雨性降雨

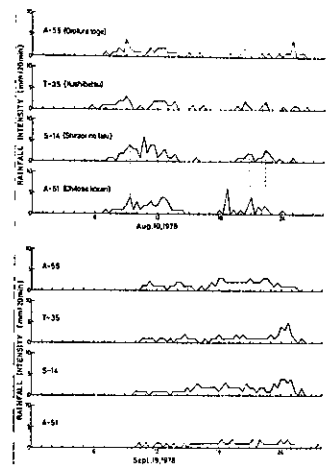
行なった。

まず、札幌と函館のレーダーエコーの合成図(第2図)をみてみると、対流性降雨の8月10日にはオロフレ山系付近にエコーがみられるのに対し、地雨性降雨の9月19日にはエコーがみられなかった。このことから札幌と函館のレーダーでは、オロフレ山系付近は5000m以下の現象はとらえられないことを考慮すると、地雨性降雨が下層のみの現象であると考えることができる。

次に、山間部に尾根にそって南西から北東に並べた4ヶ所の観測点での20分間雨量の時系列(第3図)を比較すると、対流性降雨の場合にはいくつかのピークが南西から北東方向(風中AS5→AS1)へ移動するのが認められるが、地雨性の場合には認められない。



第2図. レーダーエコー合成図

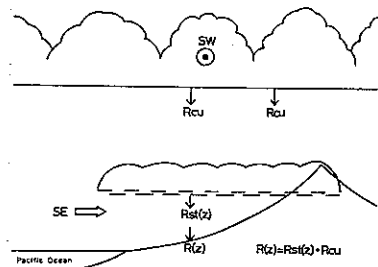


第3図. 20分間雨量時系列

### 5. 山岳性降雨のモデル

case studyの結果、及び降雨特性の調査の結果、地雨性降雨は下層の遅った南東風がオロフレ山系の南東斜面を滑昇することによって生ずる下層雲によって与えられるのに対し、対流性降雨の場合には、この下層雲に加え南西から北東方向へ進む中層の降水雲による降雨が加わった場合であると考えられる(第4図)。

ここで、下層雲による降雨量を $Rst(z)$ 、中層雲による降雨量を $Rcu$ で表わし、地上での降雨量 $R(z)$ は、地雨性の場合 $R(z)=Rst(z)$ 、対流性の場合 $R(z)=Rst(z)+Rcu$ と書けるとする。とし、ここで下層雲による降雨量 $Rst(z)$ が、海岸付近で1mm、山間部で5mmであるとする、山間部と海岸部の比は5:1になる。この場合は地雨性降雨に対応するわけであるが、これに中層雲からの降雨 $Rcu$ として3mmが加わると、地上での降雨量は山間部で8mm、海岸部で4mmとなり、山間部と海岸部の降雨量の比は2:1となる。この場合は対流性降雨に対応している。このように考えると、地雨性降雨の場合の方が、山間部と海岸部の降雨量のコントラストが強いという観測結果が説明できる。

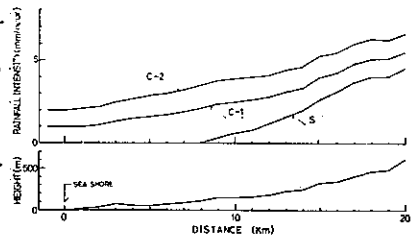


第4図. 山岳性降雨のモデル

### 6. Kesslerのパラメタリゼーションによる数値計算

前述のモデルの妥当性を確かめるために簡単な数値計算を行なった。計算は2次元で行ない、温度風速は時間的に不変とし、その中で水蒸気量、雲水量、雨水量の時間変化をKesslerのパラメタリゼーションによって求め、下層雲を発生させた。又中層雲の存在は、計算領域の上端に雨水量を生ずることによって再現した。

計算の結果得られた地上での降雨強度を第5図に示した。下層雲のみによる場合には図中Sのような結果を得た。これに中層から1mm/hourの降雨が加わると図中C-1になり、2mm/hourの降雨が加わると図中C-2のような結果になった。この図より、山間部の地上での降雨量は、ほぼ下層雲からの降雨量(S)と中層雲からの降雨量の和に等しいが、海岸付近では、下層雲からの降雨量と中層雲からの降雨量の和よりも多少多くなっていることがわかる。このことより、山間部と海岸部の降雨量の比が対流性の方が小さいのは、単に中層の降水雲からの降雨が加わったためばかりではなく、中層雲からの降雨があると、下層雲からの降雨量が海岸付近で増幅されることによるものと考えられる。



第5図. 計算結果

# 吹雪における熱伝達について

2

金田 守弘 (北大・低温研)  
前野 紀一 ( " )

## 1) はじめに

吹雪が主要な気象現象である積雪地域の平地大気層において、吹雪によるエネルギー輸送は重要な問題である。そこで、吹雪という流動化した雪の性質のうち、熱伝達に着目し、野外と風洞において熱伝達係数の測定を行った。熱伝達係数は、約 $-80^{\circ}\text{C}$ に冷却した真鍮の小球の温度変化より求めた。

## 2) 野外観測

Fig. 1 は1979年1月、羽根において測定した種々の高さにおける熱伝達係数を、その高さでの平均風速に対して示したものである。値は、地吹雪量計と目視観測により、吹雪の強度に応じて、図中に示したように3つの段階に分類した。全体的に、風速の増加と共に熱伝達係数も増加する傾向が伺われるが、同一風速についてみると、地吹雪発生による飛雪空間濃度の増加に応じて、風のみによる時の2倍もの値が測定された。地吹雪時において、風速の小さい程熱伝達係数の増加は大きく、風速が増加するにつれて値の幅は小さく一定値に近づく傾向がある。風速の小さい場合の測点は、雪面上の高さの低い所に相当する。従って、低風速域での熱伝達係数の大きな増加は、低い高さでの大きな飛雪空間濃度に対応しているものと思われる。

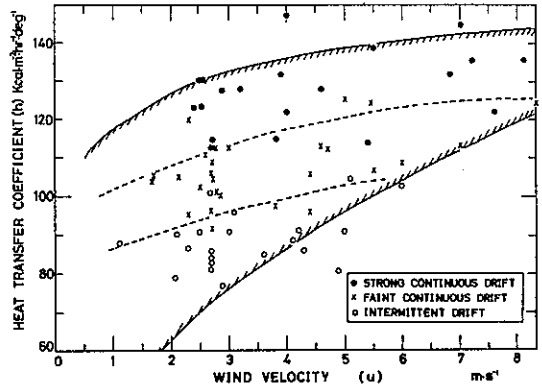


Fig. 1 野外での地吹雪時における熱伝達係数

## 3) 風洞実験

地吹雪時において、飛雪が熱伝達におよぼす影響を調べるため、低温風洞内で人工的に地吹雪を発生させて測定を行った。地吹雪が十分に発生した、中心風速 $10\text{ m/s}$ の測定例をFig. 2に示した。飛雪空間濃度( $\rho$ )は、ストロボ光(閃光時間 $25\mu\text{sec}$ )を1回光らせて撮った写真(Fig. 3)から求めた。地吹雪が発生していない時の熱伝達係数のプロファイルは、風速プロファイルに応じて、下部程小さく、しだいに増加して一定値に近づく傾向を持つ。しかし、いったん風上側で積まされてやると、雪粒子は雪面を離れて空中に飛び出し地吹雪が発生する。この時、空中の雪粒子はFig. 3で見られるように、雪面近くで急激にその数を増やすようなプロファイルを持つ。地吹雪時の熱伝達係数の値は、こういった飛雪空間濃度のプロファイルに対応するように、雪面近く程大きく、しだいに減少して上部で地吹雪の発生していない時の値に近づく。この結果は、空中の雪粒子の存在が熱伝達の増加に大きな影響を与えていることを意味する。

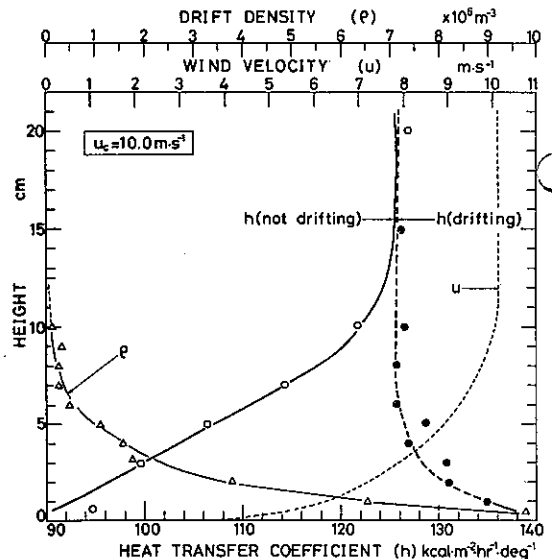


Fig. 2 熱伝達係数、風速、飛雪空間濃度の垂直プロファイル

#### 4) 考察

地吹雪が発生したことによる熱伝達係数の増加分を、飛雪空間濃度と風速との積 ( $\rho U$ ) に対して Fig. 4 に示した。雪面近くの飛雪空間濃度の高い下部領域では、 $\rho U$  にはほぼ比例した熱伝達の増加がみられる。しかし上部の飛雪の希薄な層に近づくとき、ある高さを境に別の傾きを持った関係に変化する。熱伝達の増加の傾向が変化する高さも、種々の風速に対して Table 1 にまとめた。風速の増加と共に、高さは高くなる。これらの高さは、その下の跳躍 (saltation) の卓越した飛雪空間濃度の高い領域と、その上の浮遊 (suspension) の卓越した希薄な領域の境界に相当するものと思われる。こういった飛雪の輸送形態の違いが熱伝達の増加の仕方に反映したものと考えられる。

吹雪中で熱伝達が促進される原因としては、次のようなことが考えられる。

##### ア) 雪粒子と測定球の周りの空気との対流伝熱

イ) 雪粒子の衝突あるいは通過によってもたらされる測定球の周りの境界層の乱れ

ウ) 雪粒子と測定球の間の伝導伝熱

ロ) 測定球への昇華凝結による潜熱の放出  
このうち、イ) の雪粒子によって引き起こされる測定球の周りの乱れの乱れのような観察を行なった。Fig. 5 は光学的な乱れ (局所的な密度勾配) を利用したシュリーレン法によって、測定球の周りの流れのようすを可視化したものである。実験は現象を明確にするため、静止空気中で真鍮の測定球を約  $60^{\circ}\text{C}$  に暖め、 $100\ \mu\text{m}$  のガラスビーズを落下させて行なった。ガラスビーズを落下させない時 (写真 A) では、測定球の周りに対称的な薄いフィルム上の境界層が形成され、それが自然対流によって上方に伸びてゆくようすが観察される。ガラスビーズを落下させた写真 B では、ガラスビーズが衝突、通過することによって、激しい乱れが引き起こされているようすがわかる。こうした乱れが、熱伝達増加の重要な要因となっていると考えられる。

##### 乙) まとめ

吹雪のような流動化した雪の中では、空中の雪粒子の存在により、熱輸送が大きく促進されることがわかった。また、その熱輸送の増加は、飛雪空間濃度と飛雪の輸送形態を強く反映している。こういった雪粒子が空中に飛び出すことによる流動化した雪の性質は、積雪地域での局地大気を考える際に、重要になってくるものと思われる。



Fig. 3 地吹雪中の飛雪粒子

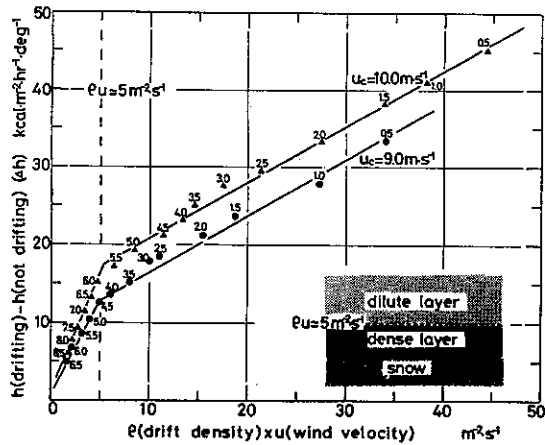


Fig. 4 熱伝達係数の増加分と飛雪量の関係 (測点の高さを印の隣に cm で示した)

Table 1 熱伝達増加傾向の変化する高さ (\*は、普通より種まき量を多くした時の値)

| WIND VELOCITY (m.s <sup>-1</sup> ) | 7.0 | 7.0* | 8.0 | 9.0 | 10.0 |
|------------------------------------|-----|------|-----|-----|------|
| HEIGHT (cm)                        | 1.0 | 3.0  | 3.0 | 4.5 | 5.5  |

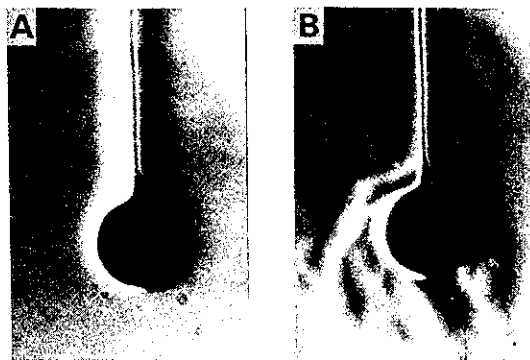


Fig. 5 測定球の周りのシュリーレン写真

# 吹雪における雪粒子の運動

3

荒岡邦明 (北大、低温研)  
前野紀一 (北大、低温研)

1. 目的と方法 地吹雪内での雪粒子の運動は大浦たち(1967, 低温科学, A2589)によって初めて写真撮影され、雪粒子の輸送形態の主なものは跳躍(Saltation)であることが確かめられた。しかし個々の雪粒子の運動の様子は未だ明らかにされていない。著者等は雪面上を吹く風と飛雪粒子の相互作用の様子を探るという立場から、タイムマークの入った照明を用いて飛雪粒子の軌跡を写真撮影し、個々の雪粒子の加速及び減速の様子を調べた。光の幕にタイムマークを入れる為、18個の切目の入った円板を光源の前で一定速度で回転させ、周期的に光線を遮断した。

低温風洞(実効容積  $0.5\text{ m} \times 0.5\text{ m} \times 8.0\text{ m}$ )の床に一様に雪を敷き、右から左に向けて風を吹かせた時の地吹雪の様子を図1に示す(風洞中心部での平均風速は約  $4\text{ m/s}$ 、温度は  $-9.0^\circ\text{C}$ )。各軌跡の「途切れ」はタイムマークを表わし、各タイムマークの間隔は  $3.6 \times 10^{-3}$  秒に対応している。



図1 飛雪粒子の飛跡

2. 飛雪粒子の水平運動 撮影された写真から読み取った粒子速度の水平成分(風の流れる方向)の高度分布を図2に示す。各データを結ぶ破線は一連のデータが同一粒子のものであることを示し、矢印は粒子が運動した経過を表わしている。又、○印は粒子の上昇運動、●印は粒子の下降運動を表わしている。更に図中の曲線はヒトー管によって測定された風速分布である。上昇粒子が運動しながら周囲の風速と同程度迄加速される様子、風速分布で示された風速より大きき速度を持ったまま下降している粒子の様子が窺われる。

水平方向の速度の時間的变化を調べることによって粒子加速度の水平成分が求められる。この加速度を用いよと Drag 係数( $C_D$ )を見積ることが出来る。 $C_D$ は  $C_D = \max \frac{1}{2} \rho v^2 A$  で与えられる。但し  $m$ ,  $a_x$ ,  $A$  は粒子の質量、加速度及び流れに垂直な面への投影面積で

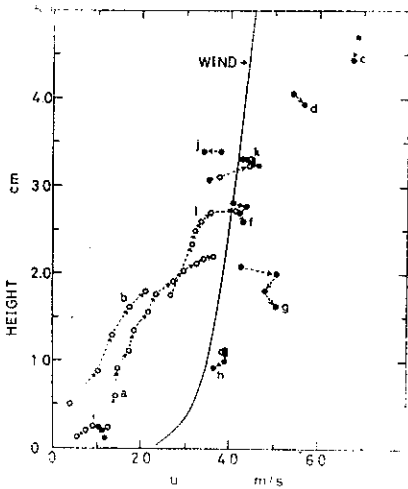


図2 粒子速度の水平成分の分布

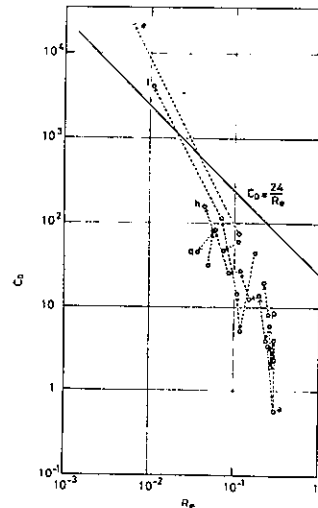


図3  $C_D$  と  $Re$  の関係

あり、 $\rho$ は空気の密度である。更に $u$ は風に対する粒子の相対速度を表わす。一般に $C_D$ はレイノルズ数( $Re$ )と関係付けて論ぜられる。今 $Re = \rho u L / \mu$  ( $\mu$ は空気の粘性係数、 $L$ は粒子の大きさ)とし、更に飛雪粒子の形が半径 $100 \mu m$ の球であると仮定すると、 $C_D$ 、 $Re$ は各別定値について直ちに計算される。その結果を図3に示す。一般に $Re < 1$ の領域ではストークスの法則が成立することが知られており、この時には $C_D = 24 / Re$  (図中の直線)が成り立つ。地吹雪中の飛雪粒子にはほぼストークス的な力が働いていたと考えられる。

3. 飛雪粒子の鉛直運動 水早速度の時と同じ手順で鉛直方向の加速度が求まる。高度に対する分布を図4に示す。加速度の向きは粒子の速度が増加する方向を+に取った。もしも空気が存在しないならば重力のみが働き、上昇粒子に対しては $-9.8 m/s^2$ 、下降粒子に対しては $+9.8 m/s^2$ の加速度が作用する筈である。図4から、空気が粒子に与えている効果は上昇粒子に対しては減速、下降粒子に対しては加速であるから、飛雪粒子には常に下向き力が働いていることが結論される。

4. 雪面付近での飛雪粒子の挙動 飛雪粒子が雪面に飛び込む角度( $\theta'$ )と雪面から跳び出す角度( $\theta$ )の頻度分布を図5に示す。跳び出し角は $10^\circ \sim 115^\circ$ の広い範囲に分布しているのに対して、飛び込み角は $5^\circ \sim 40^\circ$ の比較的狭い領域に分布している。このことは降下して来る粒子が大きな水平速度を維持したまま雪面に衝突していることを示唆している。

図6に粒子が雪面に飛び込む時の速度と、雪面から跳び出す時の速度の頻度分布を示す。跳び出し速度は $0.5 m/s$ 以下の範囲にだけ分布するのに対し、飛び込み速度は $6.5 m/s$ にも達する広い範囲に渡っている。このことから、粒子が下降して来る際には上方で風から得た運動量を下方の気層に運ぶ近保持しており、下層の空気の速度場に積極的に作用していることが推察される。

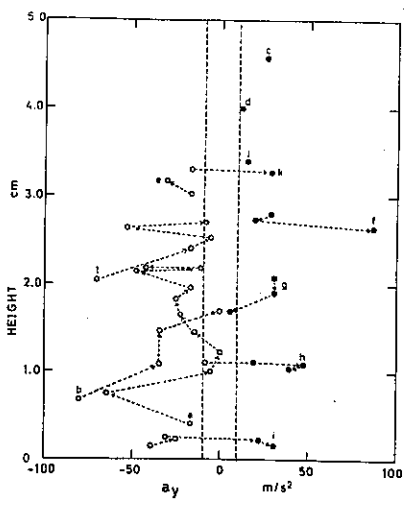


図4 加速度の鉛直成分の分布

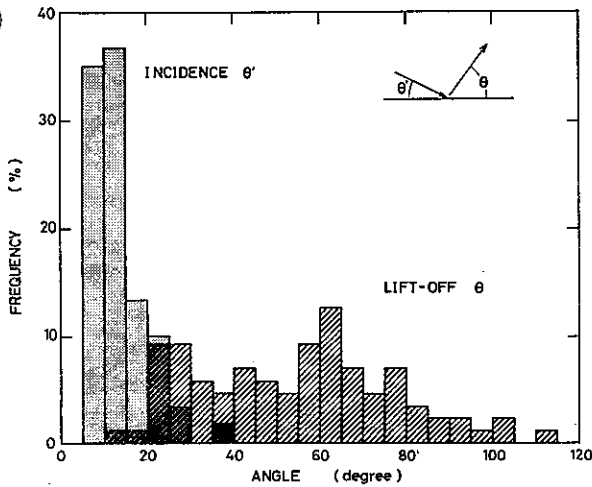


図5 飛び込み角と跳び出し角の頻度分布

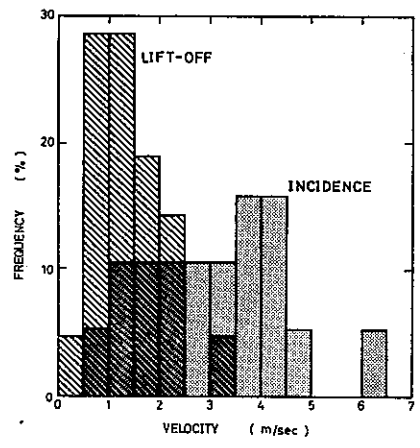


図6 飛び込みと跳び出しの速度の頻度分布

山田知充(北大低温研)  
 水津重雄(北大低温研)  
 西村 寛(北大低温研)  
 若狭五郎(北大低温研)

1 はじめに

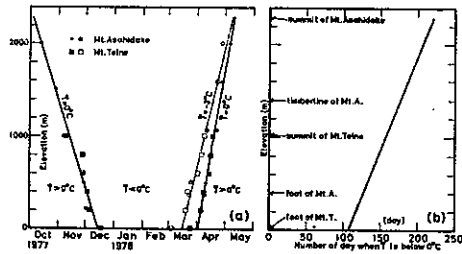
水資源の立場から山岳地帯に一冬に亘って降り積った積雪の水量を見積るために、従来多くの山域で積雪水量調査がなされてきた。大雪山の忠別川流域でなされた積雪水量調査によると、樹林帯における積雪水量は高度と共に直線的に増加しているという結果が得られている。このような直線関係は根雪後の時間の経過と共にどのような堆積過程を経て成立するのか、融雪期に入るとこの高度分布はどのように変化してゆくか、他の山域についてもこのような関係が一般に成り立っているか、樹林帯と高山裸地帯で堆積過程や積雪水量の分布にどのような違いがあるか等を明らかにするため、大雪山旭岳西斜面、国道39号線に沿う石北峠の東西両斜面及び手稲山東斜面で積雪調査を行なった。大雪山旭岳西斜面は標高1400mに樹林限界があり、これより上部は高山裸地帯となっている。これを除く他の調査山域は、おおむね樹林帯に位置している。

2 積雪水量の高度分布

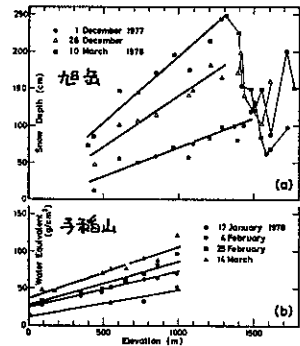
大雪山と手稲山の山岳地帯が0°C以下になっている時期と期間をオ1図のa,bに示す。この期間が冬の降雪の堆積期と考えよう。図からわかるように両山域の堆積期はほぼ一致しており、0°C線は30, 60 m/dayの速度でそれぞれ初冬に山を下り、初春に山へ上ってゆく。高度0mと2000mとでは堆積期間に3ヶ月以上もの違いのあることがわかる。

積雪水量Hwと高度Zの関係を示すオ2,3,4図に示す。オ2図は根雪になってから融雪開始直前までの堆積期の、オ3図は融雪期の、旭岳と手稲山におけるそれぞれHwとZの関係を示したものである。オ4図は石北峠地域のHwとZの関係である。

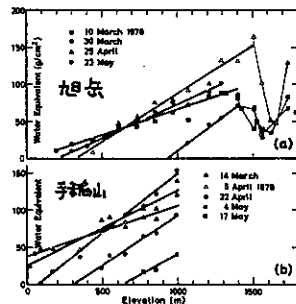
図からわかるように、樹林限界以下の樹林帯では堆積初期から融雪末期までの積雪期の、おのれの時期についても、HwとZの間にはきれいな直線関係が、常に成り立っている。堆積期について見ると、この直線の傾きは時間と共に急になってゆく。山麓から融雪が初まった後、融雪前線が斜面を登り、全山が融雪期に入るまでの時期は斜面下で融雪による積雪水量の減少が起るが、上では未だ積雪の堆積が継続するため、積雪水量の高度分布直線の傾きは増々急になり、樹林限界までの下部斜面が本格的な融雪期に入る頃に直線の傾きは最大に達する。また全山融雪期に入ってから融雪水量は高度によらず一定であるという興味ある事実が見いだされた。一方樹林限界より上部の高山裸地帯の積雪水量は高度と無関係とな



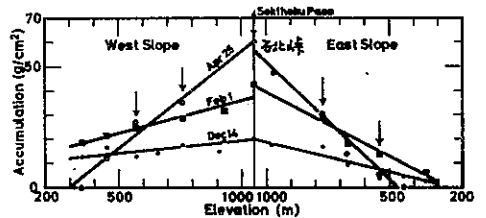
オ1図



オ2図



オ3図

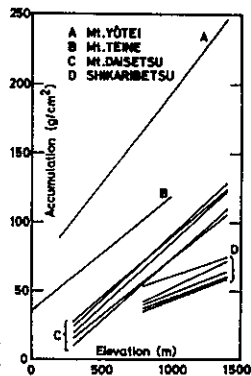


オ4図

り、測点が地形的にどのような位置(尾根か谷かなど)に設けられたかによって大きくばらついている。

### 3 山岳斜面による積雪水量の違い

同じ時期についてのHwとZの関係を、今回調査したいくつかの山岳斜面について比較してみると、才4図に見られるように斜面の向きによっても、またここには示さなかったが、同じ大雪山系の西斜面でも旭岳西斜面とこれよりわずか15km離れた石北峠の西斜面とは異っていた。しかし、大雪山旭岳西斜面が融雪期直前の最大積雪水量に達すると考えられる時期(3月下旬~4月上旬)のHwとZの関係を、菅谷以後の多くの研究者の結果も加えて、数年間に亘って描いてみると才5図に示したようになり、また孫野らが然別湖流域で行った3月下旬の5年間に亘る調査結果はDのような直線群となり、同一山岳斜面におけるHwとZの関係は毎年ほぼ同じような傾向になることがわかる。



才5図

### 4 1回毎の降雪水量の高度分布

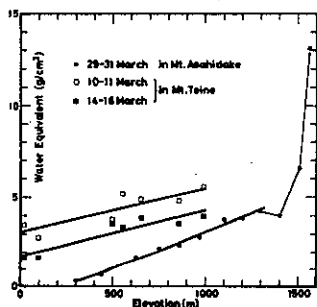
先に、堆積期に積雪水量の高度分布直線の傾きが時間と共に急になってゆくことを知った。この事実は、ある観測日から次の観測日までの数日間の降雪量が高度と共に直線的に増加していったことを意味している。数例ではあるが、1回の降雪水量がどのような高度分布をしているかを才6図に示す。図からわかるように樹林帯の1回毎の降雪水量は高度と共にほぼ直線的に増加しており、このことが前述のような積雪水量の高度分布をもたらしたと考えられる。

### 5 樹林限界を界とした積雪水量分布の違いについて

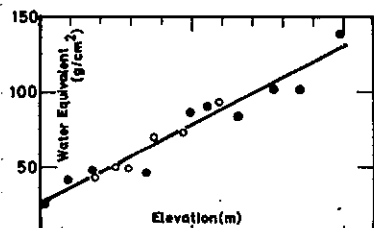
才1, 2図のcに示したように、積雪の堆積に関して樹林帯と高山裸地帯で明瞭な違いが見られた。樹林帯の積雪水量の地形による違いを調べてみた。その一例として手稲山の尾根(黒丸)とこれに隣接する谷(白丸)に沿う積雪水量の高度分布を才7図に示す。図からわかるように樹林帯では地形に凹凸に関係なく、同一高度では一様に堆積していることがわかった。一方高山裸地帯で同様の調査を行ったところ積雪は地形の凸部では薄く、凹部では厚く、全体として地形の凹凸を平坦化するよう堆積しており、積雪水量は高度よりも地形に強く依存していた。

一般に、7m/s以下の風速では地吹雪は発生しないとみなされている。樹林帯の勇駒別と高山裸地帯のロープウエーの姿見駅での一冬に亘る風速頻度を見ると、姿見駅で7m/s以上の風の頻度は50%を越えているが、勇駒別や平地の東川農業気象観測所では7m/s以上の風はほとんど観測されない。従って樹林帯に堆積した積雪は再移動することなくの場に止まっているが、高山裸地帯では風による削剝と堆積を受け、積雪分布は地形によって大きな偏りを生ずるものである。事実、才8図の、高山裸地帯に位置する1620m測点では、矢印が示したように、強風による積雪の削剝が見られ、積雪の堆積過程は樹林限界以下の測点に比べて大きく異なっている。

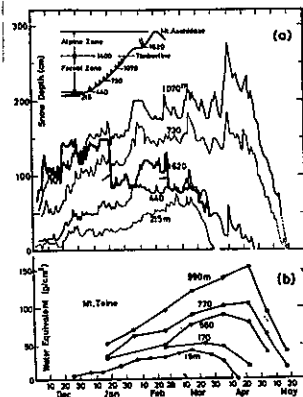
以上に述べたように、積雪の堆積過程や分布特性の面からも、樹林限界は明瞭な気候の境界線であると言える。



才6図



才7図



才8図

加藤 央之 (北大・環境)

1979年8月29日～9月1日まで、洞爺湖において湖陸風の観測を行った。観測内容は次の3つから成る。i)湖周囲4点の風向、風速、気温、湿度の同時観測 ii)湖の中心から北岸にわたる区域での上層風観測 iii)定点での、風、気温を中心とした気象要素の連続記録 これらの観測により、以下の結果を得た。

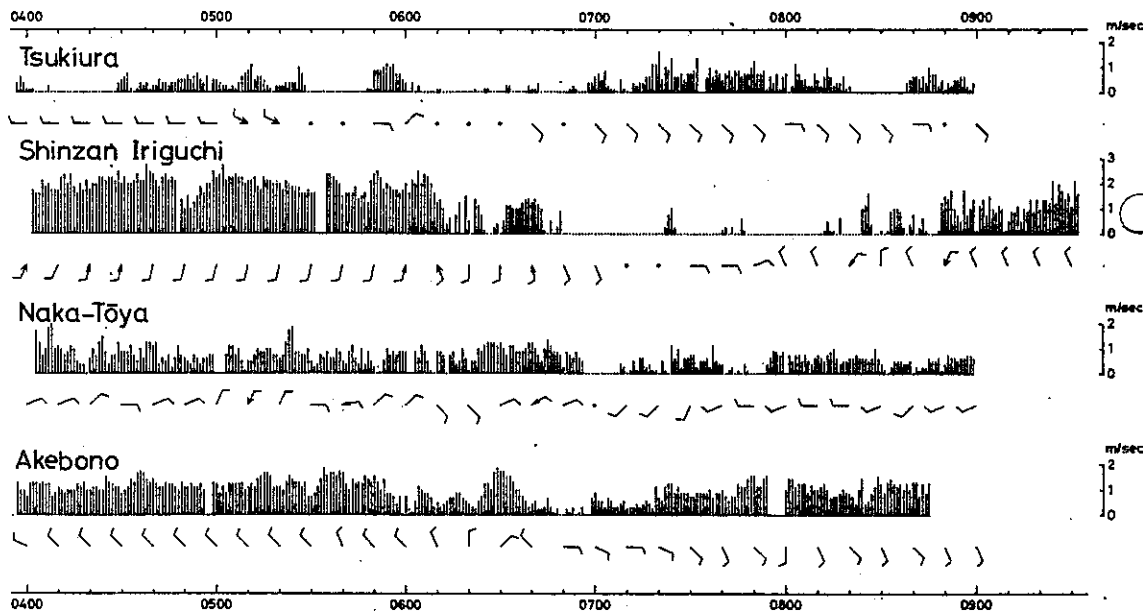


図1 湖の周囲4地点での風向、風速の変化(1979年8月30日)

i)観測は8月30日4時～9時まで月浦(西岸)昭和新山入口(南岸)仲洞爺(東岸)曙(北岸)の4点で行なった。図1に示す毎く各地点で夜間から早朝に陸風が、また早朝から午前にかけて、無風時間帯を経て湖風が観測された。陸風から湖風への変換時刻は、日射が早い時刻から起こる西岸、北岸で早く、東岸、南岸ではおそく、その差は数十分から1時間にも及んでいた。地域により異なるが、この観測時間帯では陸風、湖風共にほぼ風速は1～2 m/secであった。

ii)観測は、pilot balloonを図2に示す位置(○は6～7時、□は11時～12時)より放球し、これをセオドライトで追う方法を用いた。図3、図4にはこれらより得られた陸風と湖風の断面図を示す。陸風ではその厚さは約100m、またそのreturn current もほぼ同等の厚さを持っていたが、湖の中心では陸風の層も薄くなり、return currentも不明瞭であった。湖風の厚さは陸風よりやや厚く、湖岸に近11所で約150mで、湖の中心に近づくにつれ薄くなり、湖岸より2.5kmの地点で約50m程度であった。return current は一般風と同方向であったため、その厚さは不明であった。湖風、陸風共に、東成分を持った風のため、この循環系はややねじれている。

iii)湖北岸の曙で、陸風から湖風への変換時から数時間、水

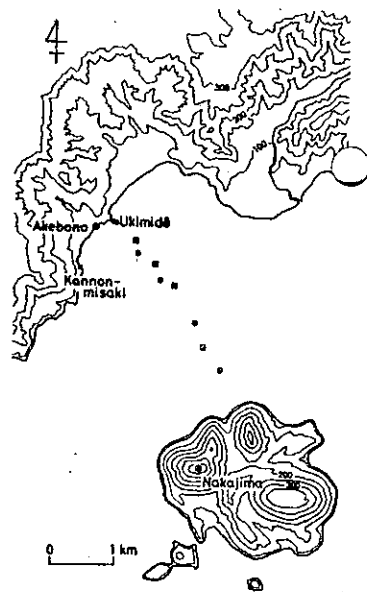


図2 pilot balloon の放球地点  
○ 5:03～6:02 放球  
□ 11:05～11:43 放球

温(20.5℃)より低い温度で気温が一定となる現象が見られた(図5)。この現象は、夜間に湖へ向かい陸風として低温の気塊が吹き込み、湖水との間であまり熱交換が行われずにもどって来たためと考えられる。

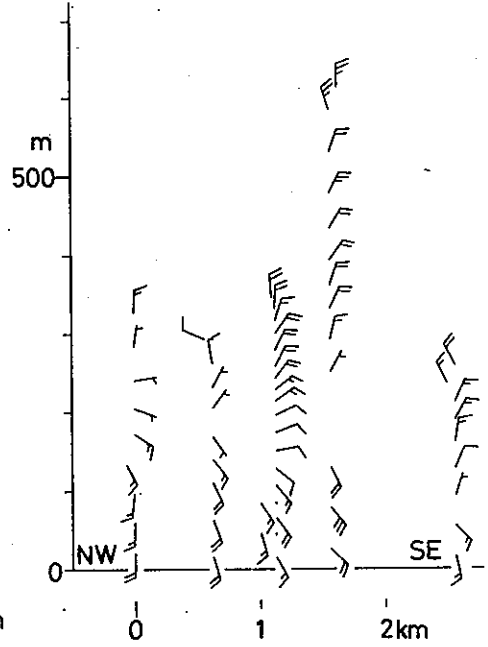
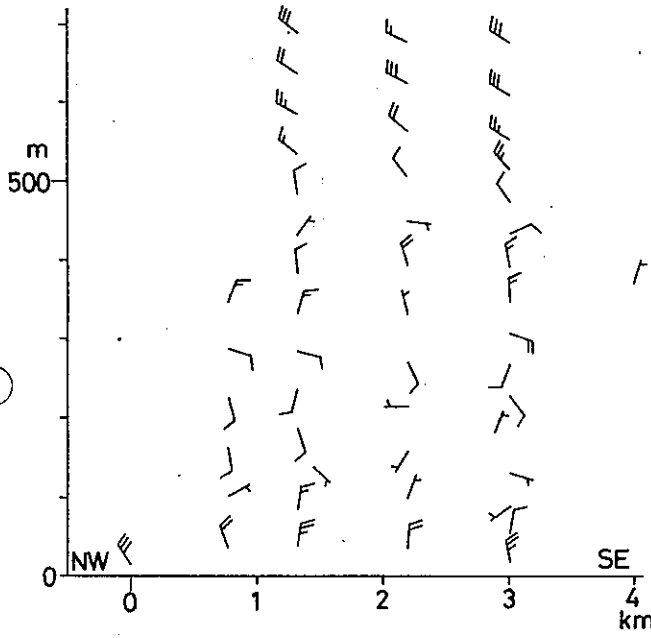


図3 湖北部でのNW-SE方向の風の鉛直断面。  
下段の数字は湖岸(曙)からの距離(1979年8月31日 5時03分~6時02分)

図4 図3に同じ(1979年8月31日 10時44分~11時43分)

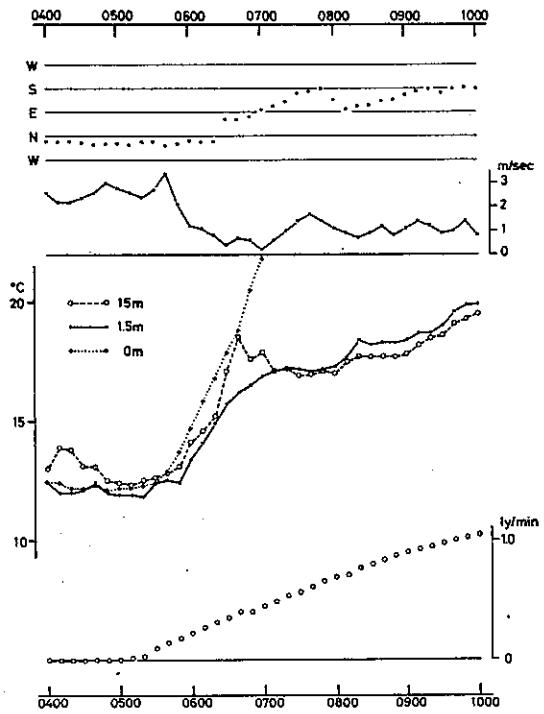
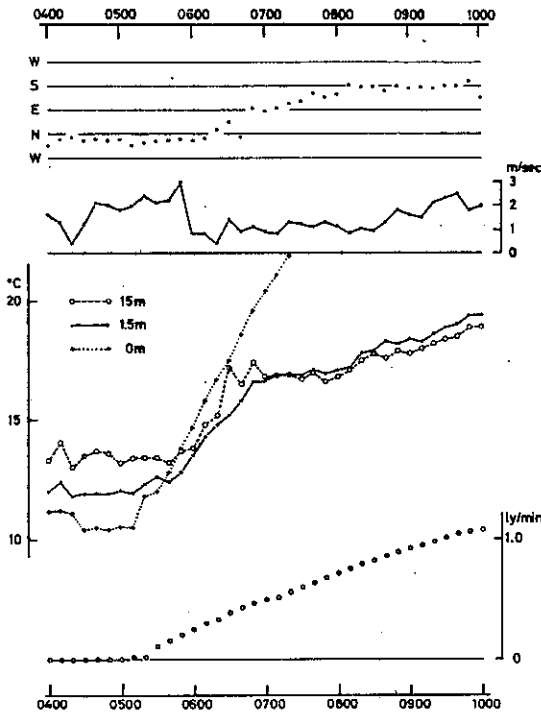


図5 曙における早朝の風、気温、地温、日射量の連続記録。1979年8月30日(左図)同8月31日(右図)

ステレオ写真によって観測された晴天積雲と数値計算の比較 (その2)

6

今久 (北大理)

1. 数値計算によって積雲がどの程度再現されるか、ということは興味のあることである。すでに Warner (1970) は定常1次元モデルによって、Cotton (1975) は非定常1次元モデルによって、Murrayら (1978) は2次元長方形モデルによって、Cottonら (1978) は3次元モデルによって、観測された雲との比較を行っている。

ここではステレオ写真法によって観測された積雲を、レーザインソナドによって観測された成層状態を初期条件として、2次元軸対称モデルによって再現された積雲と比較した。

2. 計算に用いられた方程式系は従来使用されているもの (Seng and Ogura, 1973, Cotton, 1975) とほとんど同じである。計算範囲は高さ3.5 km 半径3.5 km の円柱の内部で、160m の grid 間隔、1/2秒の time step で行った。trigger は中心軸上に次式によって与えられた。

$$T_{00} = \delta T_{00} \exp\left[-\frac{(r-z_0)^2}{600}\right] \sin^2\left[\frac{(z-z_0)\pi}{600}\right] \quad 0 \leq r \leq R$$

$$z_0 - 50 \leq z \leq z_0 + 650.$$

不安定に伴う拡散は雲の上部において重要であることが以前の計算によりわかった。このため次式により拡散係数を与えた。

$$K_m = \delta r \cdot \delta z \cdot k_b^2 \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + 2 \left( \frac{\partial v}{\partial r} \right)^2 + \left( \frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

$$K_T = \Delta r \cdot \delta z \cdot k_b^2 \left| \frac{\partial}{\partial r} \frac{\partial T_0}{\partial z} \right|^{\frac{1}{2}}$$

3. 計算は軸対称で行なわれたので、風の影響の少ない日に発生した雲と比較するのが好ましい。計算は全部で4例行なわれたが、その日の風の状態を第1図に示した。図の上の  $\Delta v$  は次式によって計算された風速とシアの強さを表わすパラメータである。

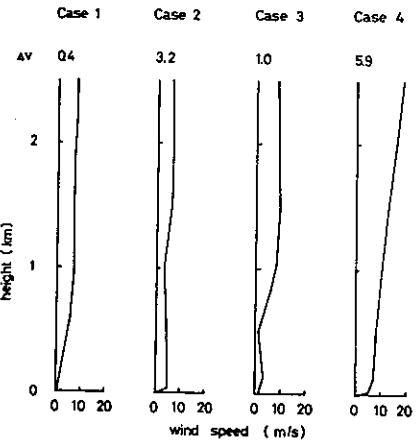
$$\Delta v = \left[ \left\{ v_{800} \sin(\theta_{800} - \theta_{700}) \right\}^2 + \left\{ v_{700} \cos(\theta_{700} - \theta_{700}) - v_{800} \right\}^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

ここで  $v_{800}$ 、 $\theta_{800}$  は 800mb 高度における風速と風向である。 $\Delta v$  から判断すると Case 1, 3, 2, 4 の順に風の影響が強くなっている。

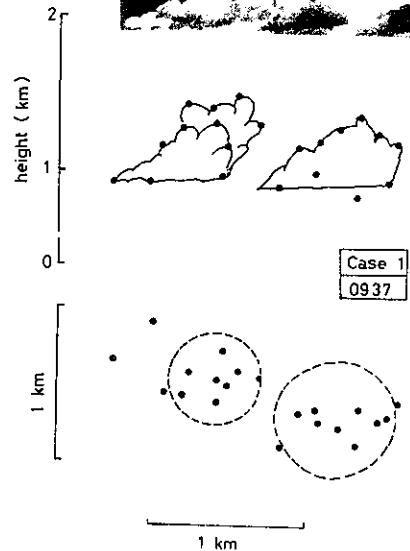
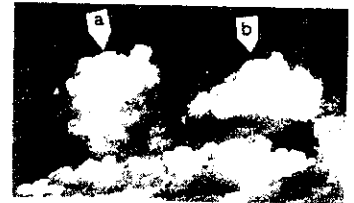
Case 1 が最も軸対称モデルと比較するのに適していると考えられるので、その結果を詳しく以下に示す。

3. Case 1 の結果。

第2図に観測された雲とステレオ解析の結果を示した。●点はステレオ写真法により解析された点であり、それに基づいて雲の鉛直断面を図の中段に、水平面に投影したものを下段に



第1図 風速の鉛直分布



第2図 観測された雲とステレオ解析の結果。

示した。図から雲底、雲頂高度は容易にわかる。雲の水平的大きさは、図の点線で示した様に、雲の大部分を含む円を考えて、その直径を雲の大きさとした。この様な図が1分毎あるいは3分毎に求まるので、雲底、雲頂、直径の時間変化がわかる。

第3図には数値計算が始められてから12分後の鉛直断面内のフローパターンと発生した雲と示している。実線は上下流、破線は水平流、点線は雲の輪郭である。雲の中心に1m/s以上の上昇流がある。また、この図から雲底、雲頂高度及び直径を決めることができる。

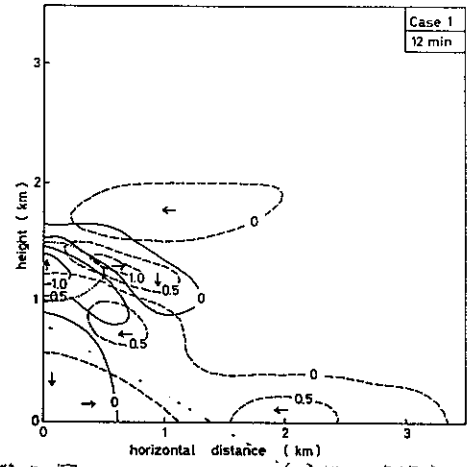
上に述べた様に観測と計算から得られた雲の大きさの時間変化が第4図にまとめられている。図の上は雲の長さ、下は直径(巾)の時間変化を示している。○と●は観測された雲、実線は計算の結果である。図から雲底高度は観測と計算で非常に良く一致していることがわかる。計算された雲の雲頂は観測された雲の雲頂の中間であり、直径は大きい方の直径と一致し、それらの時間変化は非常に良く対応を示している。従ってそれらの雲のlife timeも非常に良く一致する。雲の大きさもlife timeも一致するということは、雲の内部の状態も良く対応をさせるものと推察させる。

計算された雲の水平平均された雲水量と断熱的に(pencil法によって)求められた雲水量の比の鉛直プロファイルが第5図に示された。雲の中の最も下のgridにおいて、その比が1になる様に求められている。この図から雲の発生初期においては以前に観測によって求められた(Warren, 1955)プロファイルと良く一致している。

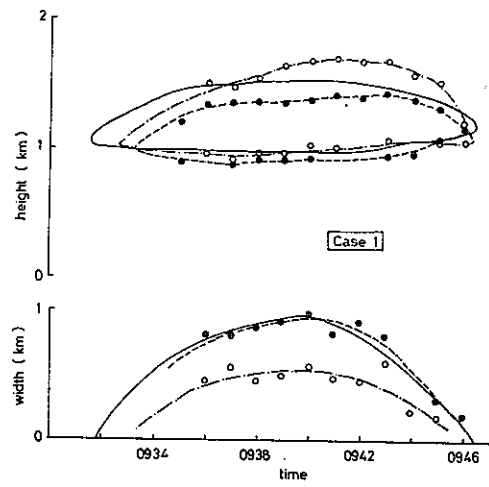
4. まとめ

Case 1の結果と図には示さないが他の例の結果から次の様にいえる。すなわち、計算と観測の結果の一致の良さは $\Delta t$ に逆比例してCase 2は非常に良く、Case 3は良く、Case 2はあまり良くなく、Case 4は非常に悪い。Case 4の場合、計算された雲の雲頂高度と観測結果に合わせようとするれば雲のlife timeは2倍以上になり、life timeを合わせると雲は非常に小さなものになってしまった。

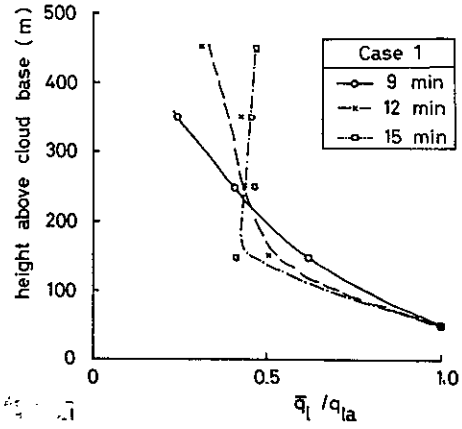
以上の結果からCase 1, 3程度の風ならば、ここで用いた2次元軸対称モデルでかなり正しく雲を再現できることがわかった。逆にCase 4程度の風とshearがある時、このモデルで雲を再現しようとするれば、風とshearの効果を何らかの形で加えてやる必要があるといえる。



第3図 フローパターン(実線と破線)と発生した雲(点線)



第4図 観測結果(白まると黒まる)と計算結果(実線)の比較



第5図 水平平均された雲水量と断熱的に求められた雲水量の比の鉛直分布。

北海道の年平均気温・年総降水量と太陽活動との関係

7

斎藤博英(東海大学)

1. まえがき

太陽活動の11年または22年の週期変化に対応する、気温または降水量の変化は、地球上の多くの地域で調べられ、報告されている。筆者は、北海道の7・8月の気温や、8月の日照時間、降水量や、太陽黒点数の11年週期変化と対応して変っていることを示した。

今回は、ある特別な季節でなく、年平均気温・年総降水量と太陽黒点数との関係を調べて、興味ある事実を見出したので、同好の方々に検討していただきたく、報告する。

2. 年平均気温

図-1には、上から太陽黒点数、網走、根室、寿都、宮古のそれぞれの年平均気温を、いづれも5か年移動平均値により示した。したがって、実質的には、5年間の平均気温を、同じ5年間の太陽黒点数の平均値と対照して見ていることになる。

この図を見ると、次のことが注目される。

- (1) 網走の気温は、1915~1957年の期間は、太陽黒点数の変化と正相関的対応を示す。
- (2) 南に下るにつれ、この対応は不明瞭になり、宮古では対応を認め得ない。
- (3) 1915年以前および1957年以後の両期間には、気温変化は太陽黒点数の変化と対応しないで、疑似週期が長くなっている。
- (4) 上に分けられた3つの期間は、夏の気温変動特性により分類した期間(昨年報告)の第1、第2および第3期と一致している。第4期が始まったかどうかは不明。
- (5) 上の(1)の特性を持つ第2期は、北半球の高温暖期と一致している。

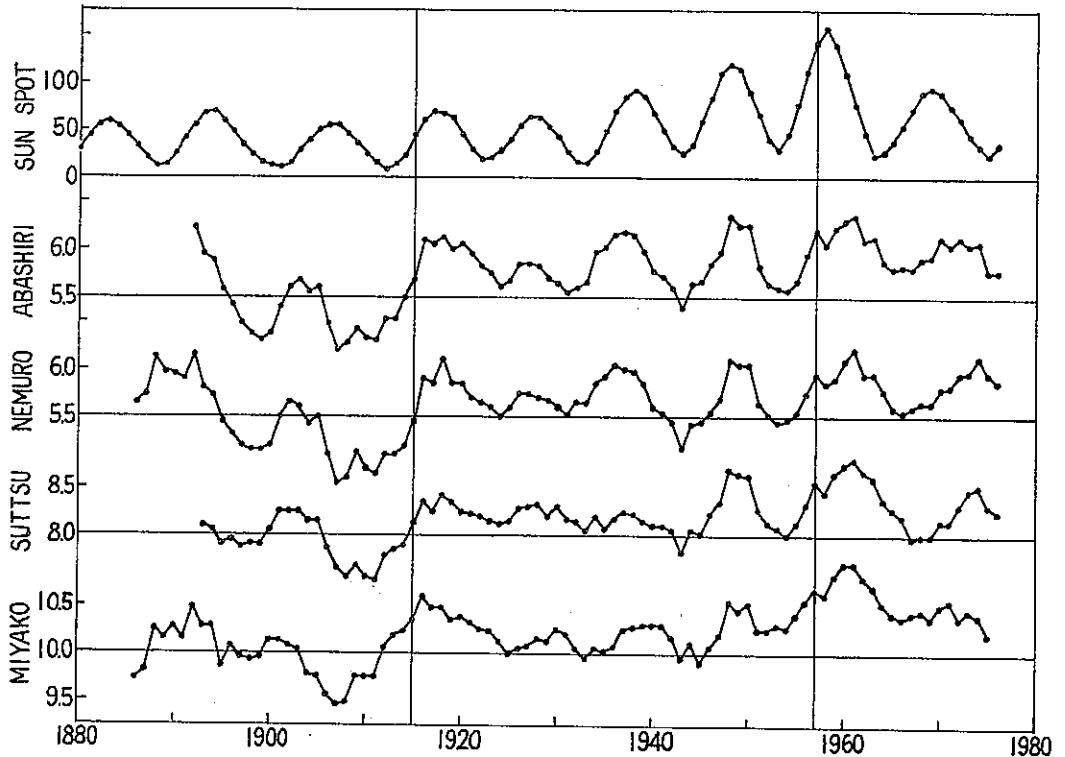


図-1 太陽黒点数と年平均気温の対応。いづれも5か年移動平均。

### 3. 年総降水量

図-2には、中央に太陽黒点数の経年変化も、太陽面の北半球の先行黒点が“N”の磁性を持つ時期を正、これが“S”の磁性を持つ時期を負として、記してある。そして、これと対応させて、上から網走、根室、函館、密古の年降水量を並べて示した。

図-1と同様に、各曲線とも、5か年移動平均により記してあるので、5年間の総降水量も、その5年間の太陽黒点数の正負をつけた平均値と対応させていることになる。

この図によると、次のことに注目される。

- (1) 根室の降水量は、太陽黒点数の正の山に当る時期に、明瞭な極大を示している。太陽黒点数の負の谷に当る時期には、一般に降水量が少ない状況にあるが、この場合には、黒点数の谷に対応する明瞭な極小が決まらない。
- (2) 網走、函館、密古の降水量の変化には、太陽黒点数の変化と対応する変化は、全く認められない。
- (3) 釧路の降水量(図省略)は、根室のと類似しているが、帯広はやや異なる。
- (4) 網走と根室では、1910年以前には現在より1割くらい少なかった。密古では、逆に1925年以前には現在より1割以上多かった。
- (5) 太陽黒点の磁性を考慮した22年週期変化と降水量の対応では、南半球の豪州や南アフリカの例でも、根室と同様に、北半球先行黒点の磁性がNの時が多い。

### 4. 附記

北海道の気候変化の調べでは、太陽活動の22年週期変化と対応する変化の例が記憶にない。一般に、北極圏方面の気象変化は11年週期変化に対応するものが多く、低緯度地方では、22年週期変化に対応する変化が多く報告されているように思われる。根室、釧路の雨は、南方系気流に依り多く降ることと関連するのではないだろうか？

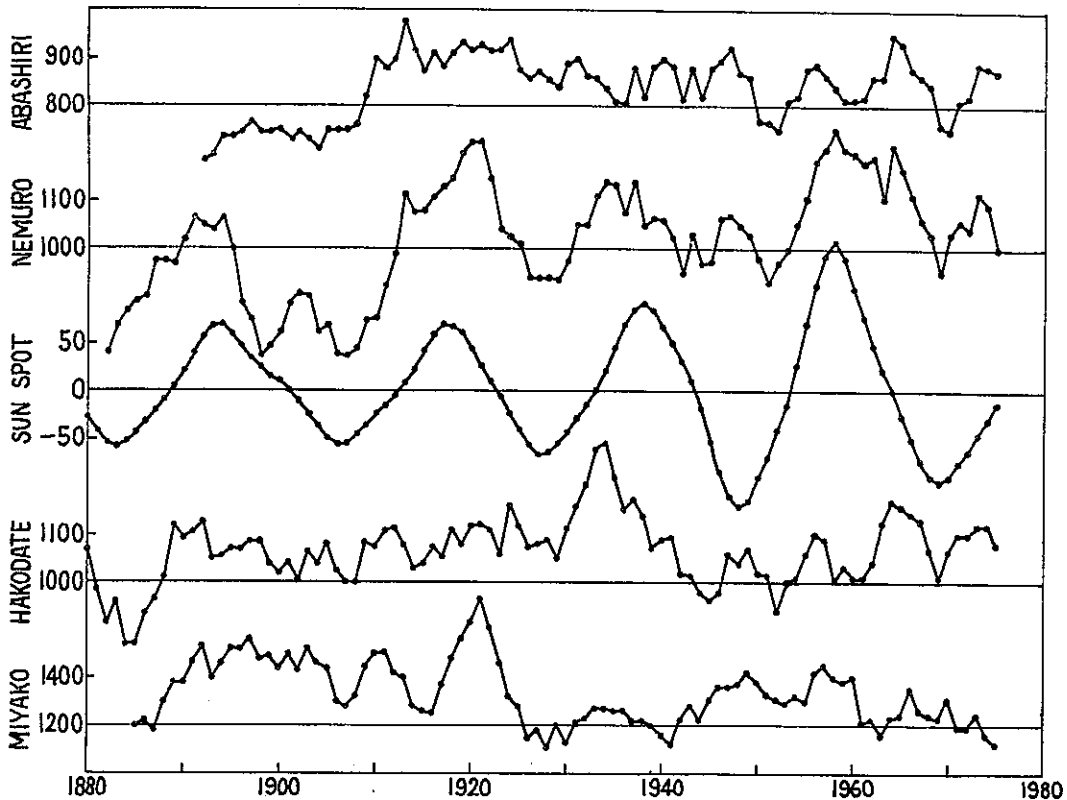


図-2 太陽黒点数と年総降水量の対応。いづれも5か年移動平均。

## 電線着雪気象について

8

若浜五郎 (北大 低温科学研究所)

石井幸男 (日本気象協会 北海道本部)

樋口紀雄 浅井修一 (北海道電力\*1工務部 \*2技研)

### 1. まえがき

北海道電力では、電線着雪事故防止対策として、種々の調査研究に取り組んできたが、難着雪電線の開発、実用化により電線着雪防止については一応の目途がついたと言える。

一方、電線着雪時の気象条件の整理、解析については、これまで集大成されたものはなく、未だしの感がある。したがって、当社では、北海道における過去の着雪気象時のデータを整理し、今後の着雪予報技術に資するため、北大低温研、日本気象協会北海道本部の参加を得て、着雪気象研究会を本年5月に発足させた。

本報告は、この研究会におけるこれまでの成果を中心としてまとめたものである。

### 2. 北海道における電線着雪事故発生時の気象パターン

#### (1) 着雪時の気圧配置

昭和36年から昭和48年まで北海道の送配電線に着雪が発生した時の気圧配置を (a) 日本海低気圧型 (b) 二つ玉低気圧型 (c) 太平洋低気圧型 (d) 季節風型 (西高東低) に分類した結果を表-1に示す。

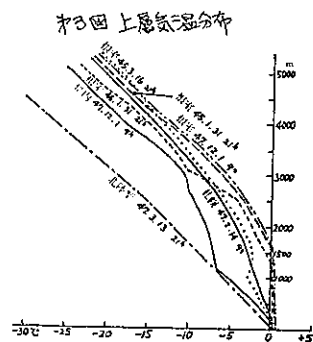
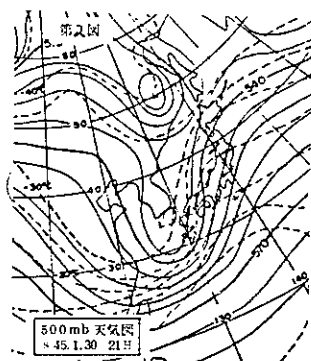
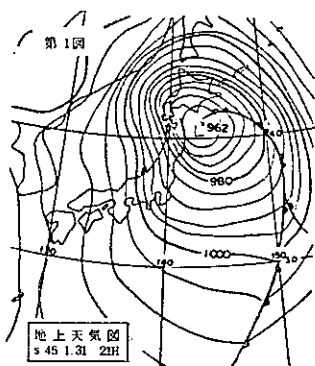
表に見られるように、低気圧が北海道に接近しつつある時、着雪する機会が圧倒的に多い。

#### (2) 地上および上層の天気図と気温分布

北海道に電線着雪を発生する時の上層の天気図の例をオ1図~オ3図に示した。

表1 着雪時の気圧配置

| 気圧配置タイプ | 着雪発生回数 |
|---------|--------|
| 日本海低気圧型 | 22     |
| 二つ玉低気圧型 | 41     |
| 太平洋低気圧型 | 7      |
| 低気圧型 小計 | 70     |
| 季節風型    | 8      |
| 計       | 78     |

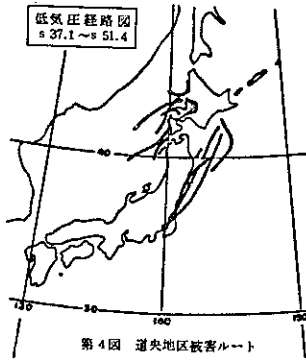


またこの時の気象の特長は次の様であった。

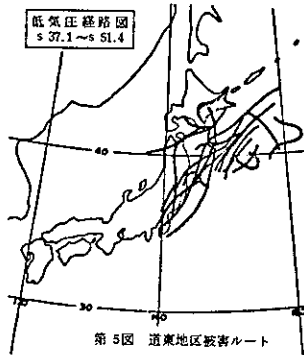
- 上層に $-30^{\circ}\text{C}$ ~- $-40^{\circ}\text{C}$ 級の北極からの寒気団が、黄海・朝鮮半島から日本海にかけて舌状に張り出している。
- 上層に大きな気圧の谷があり、日本上空は強い南北流の風が吹いている。
- この様な気象状態の時、低気圧は、毎時1 mbを超える程急速に発達し、北海道に近づく。
- この低気圧の北上にともない、南からの暖気が流入し、湿度が高くなって、水分を多量に含んだ湿った雪が大量に降り続く。

#### (3) 低気圧のルート

北海道に電線着雪事故をもたらした低気圧のルートと被害地区について調べた結果を、オ4図~オ6図に示す。これは事故発生6時間前から事故発生までの低気圧の位置を示したものである。これによれば、函館地区で事故がある場合は、必ず日本海を通過して来た低気圧があり、道東地区では、逆に日本海低気圧によって被害を受けることは少ない。



第4図 道央地区被害ルート



第5図 道東地区被害ルート



第6図 函館地区被害ルート

#### (4) 着雪時の降雪強度と風速

着雪発達の要素として、従来から気温と風速の関係(荏田ダイヤグラム)があるが、着雪時の気温は、ほぼ $0^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$ の間で変動中は小さい。そこでもう一つの要素として降雪強度と風速との関係を求めたのがオ7図である。強風下の電線に対する実質着雪強度 $I_c$ は、地上降雪強度 $I_g$ よりもずっと大きくなり、 $I_c \approx (\frac{u}{10}) I_g$  ( $u$ は風速、 $h$ は雪片の落下速度)となる。 $h$ を1%とし $I_c = u \cdot I_g$ と考えてオ7図を作成した。

本例では、 $I_c$ がAA'またはBB'の右側で重大事故が発生している。今後さらに $I_c$ と着雪事故発生条件について検討を進めたい。

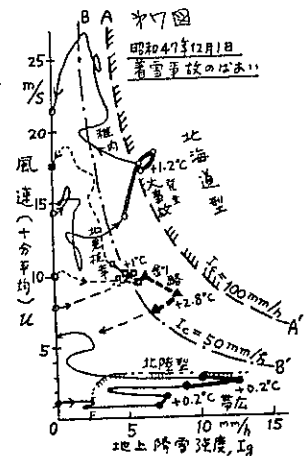
#### (5) 気象官署と地域観測所との気象の相関性

これまで着雪気象の解析は近傍の気象官署のデータによっていたが、データの客観性を得るため、より事故現場に近い地域観測所との相関性をいくつか調べた。その一例をオ2表に示す。

本例は室蘭地方の電線着雪事故時の相関性であるが、気温、湿度については相関性は高いが、風速、風向については、同じ観測所でもバラツキが見られる。今後は他地域において、更に調査したい。

オ2表 室蘭地方気象台と各地域観測所との気象の相関

| 事故年月日      | 観測所 | 気温   | 湿度   | 風速   | 風向   |
|------------|-----|------|------|------|------|
| 42.3.15~18 | 室蘭  | 0.95 | 0.88 | 0.89 | 0.94 |
| 47.2.26~29 | 〃   | 0.90 | 0.89 | 0.55 | 0.69 |
| 〃          | 伊達  | 0.95 | 0.78 | 0.52 | 0.67 |
| 50.3.20~23 | 〃   | 0.98 | 0.82 | 0.67 | —    |
| 〃          | 文島  | 0.78 | 0.80 | 0.50 | —    |



#### 3. 電線着雪を起こす気象条件

これまで述べてきた北海道における電線着雪を起こす気象をまとめると次のことが言える。また、主として北陸地方で発生する北陸型についても紹介する。

〔北海道型〕 依気圧型または湿型着雪とも言う

- ・依気圧の接近通過に伴う暴風雪時である。
- ・地上気温は $0^{\circ}\text{C} \sim +2^{\circ}\text{C}$ の範囲で、特に $0^{\circ}\text{C} \sim +1^{\circ}\text{C}$ の場合が多く、また上層の気温は、高度 $1000 \sim 1500\text{m}$ 付近まで地上気温と大差ない。
- ・風速は $10\% \sim 20\%$ またはそれ以上の強風下でも発生する。
- ・着雪の比重は $0.2$ 以上、一般には $0.6 \sim 0.7$ の重い雪が付着する。

〔北陸型〕 季節風型または乾型着雪

- ・西高東低の冬型の気圧配置で、北西の季節風を伴う降雪時である。
- ・地上気温は $0^{\circ}\text{C} \sim +1.5^{\circ}\text{C}$ の範囲である。
- ・風速は $8\%$ 以下(多くは $3\%$ 以下)で風は弱い。
- ・着雪の比重は $0.2$ 以下の軽い雪が付着する。

北海道では北海道型のみ発生するという事では無いが、電線断線、鉄塔倒壊をもたらすAクラスの雪害のほとんどは、北海道型の着雪によるものである。

4. あとがき 着雪気象研究会では、今後、気象レーダーや、高層天気図などを利用して、更に解析を深めていきたいと考えている。

谷 宏 (北大・環境)  
高橋英紀 (北大・環境)

1. はじめに

昭和54年10月19日から20日にかけて北海道をおそった台風20号にともなう強風は、各地の森林・樹木に大きな被害をもたらした。札幌市内の樹木も例外ではなく、街路樹を中心として倒木・折損などの被害が多発した。札幌では昭和30年代後半から市内中心部で建物の高層化や、道路のアスファルト舗装化が進み、市内の樹木の生育環境は次第に悪化してきた。また郊外においても住宅団地の建設が始まり、樹木をとりまく環境は急激に変化した。報告者らは、都市化地域内の樹林と風の相互作用について研究を開始しつつあったが、今回の台風による街路樹被害は、都市化地域内の樹木の生育環境の実態についてきわめて有効な情報を与えるものと考え、札幌市内で発生した被害についてただちに調査を始めた。調査は現在進行中であるが、市内南区真駒内地域における調査から被害の実態と、そこに見られたいくつかの特徴について報告する。

2. 調査方法

樹木被害：1/2500市現況図上に倒伏した樹木的位置・倒伏の方向を記入するとともに根回り直径・倒木状態(根上りか幹折れかなど)・地表の状態(土壌状態・マスの大きさなど)・周辺の地形についても個々の樹木について記録した。

風向風速：札幌管区気象台・北大2ヶ所(農場・植物園)・札幌市観測局9ヶ所(東月寒・中央保健所・西・東保健所・白石・篠路小学校・テレビ塔・発寒中学校)における瞬時値または10分間平均風速の記録から10月19日から20日にかけての札幌市内地域における風速および風向の時間変化を読み取った。

3. 札幌市内地域における街路樹被害の状況

札幌市環境局自然保護課でとりまとめた台風第20号による区別・樹種別の被害本数をもとに倒木率を求めた(表1)。

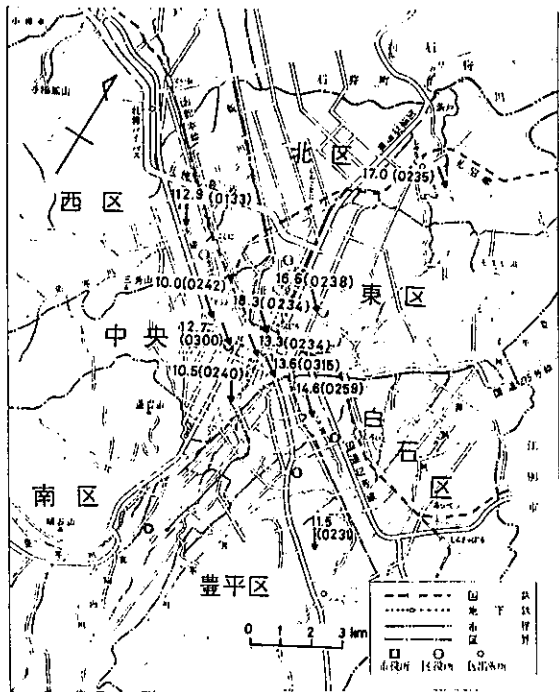
それによると、樹種別にはニセアカシヤは1274本で最も多く、倒木率も6.6%ときわめて高かった。次いでシダレヤナギが226本で倒木率も4.2%とやはり高かった。ナナカマド・アラタナス・イチヨウは倒木率は0.8%で上記2種に比べはるかに少なかった。一方、地域別の被害についてニセアカシヤを例に比較してみると中央区が487本で最も多かったが倒木率では南区が27.3%ときわめて高く、次いで中央区11.1%、北区8.0%が高かった。この樹種や地域による被害状況の差が何に起因するかは現在のところ不明であるが、調査がさらに進み、札幌市内全域について詳細なデータが集積された時点である程度の判断可能となろう。

4. 市内で吹いた強風・その地域差

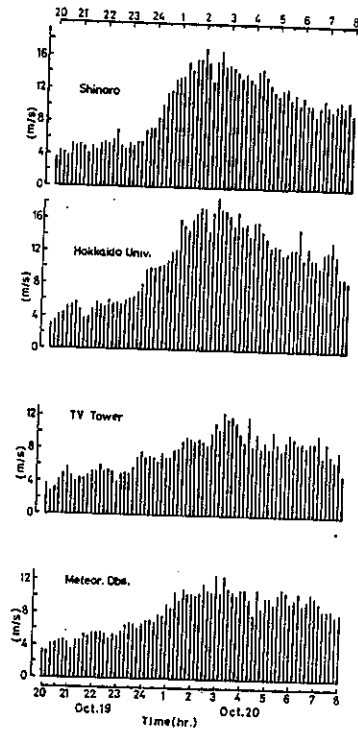
10分間平均風速が最大を示したときの時刻と風向を市内12ヶ所の観測点について図示したのが図-1で、全体としてはNWの風であったが、発寒中学校は手稲山塊、東月寒では月寒丘陵の影響のためやや北へ偏ったNNWの風でピークとなっていた。今回調査した真駒内地域については、地域内に観測記録がないため明らかなることは言えないが、炭石山の影響と南北にのびた

表 台風20号による札幌市内街路樹の被害状況 (上段：倒木数 下段：倒木率%)

| 区       | 中央          | 北          | 東          | 白石        | 豊平        | 南           | 西         | 計            |
|---------|-------------|------------|------------|-----------|-----------|-------------|-----------|--------------|
| ニセアカシヤ  | 487<br>11.1 | 244<br>8.0 | 131<br>5.6 | 65<br>1.3 | 2<br>0.1  | 360<br>27.3 | 3<br>0.3  | 1,294<br>6.6 |
| シダレヤナギ  | 116<br>8.3  | 30<br>2.2  | 5<br>0.8   | 17<br>0.9 |           |             | 85<br>2.6 | 226<br>4.2   |
| ナナカマド   | 18<br>2.6   |            |            | 30<br>0.8 | 24<br>0.9 | 19<br>4.3   |           | 91<br>0.8    |
| アラタナス   | 37<br>2.4   |            |            | 8<br>0.6  | 3<br>0.5  | 7<br>4.0    |           | 55<br>0.8    |
| イチヨウ    | 27<br>1.0   |            |            | 6<br>0.4  |           | 18<br>4.0   |           | 51<br>0.8    |
| ゴブラ     |             |            | 12<br>1.6  |           | 1<br>0.3  |             | 20<br>5.4 | 33<br>1.7    |
| サクラ     |             |            |            |           |           | 9<br>4.8    |           | 9<br>0.1     |
| ネグンドカエデ | 3<br>0.4    |            |            |           |           |             |           | 3<br>0.1     |
| その他     | 5<br>0.2    |            | 2<br>0.1   |           |           | 7<br>C.3    |           | 14<br>0.1    |
| 計       | 693         | 274        | 250        | 119       | 30        | 420         | 90        | 1776         |



図一札幌市内における10分間平均風速の  
最大値およびその風向、出現時刻



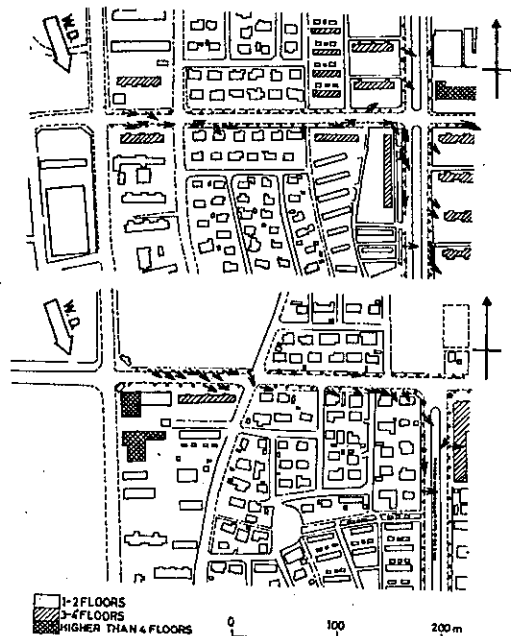
図二19-20日の風速の時間変化

谷地形であることから、この地域の強風はNNW~Nであったものと推定される。

### 5. 真駒内地域の倒木

真駒内地域の倒木の实態調査の結果に見られるいくつかの特徴を列記すると、次のごとくとなる。

- (1) 風上側に公園やグラウンドなど、オープンスペースが広がっている地域では倒木の危険がある。
- (2) 2~3列植で土壌表面の露出程度の高い並木は倒木の危険が少い。
- (3) 中央分離帯の樹木は、その風下側の並木の倒木を防ぐことがある。
- (4) 3~5階建の細長い集合住宅の地域では倒木の危険が大きい。
- (5) 大きな建築物の風下地域でも風の巻込みにより倒木することがある。



図三 真駒内地域における街路樹倒木の例

## V 昭和54年度 第2回研究発表会プログラム

日時 昭和55年3月14日(金) 10時～15時

会場 北海道大学理学部3号館(地球物理)401教室

あいさつ 支部長

研究発表 午前の部

- |                              |         |       |    |
|------------------------------|---------|-------|----|
| 1. 南極大陸で観察された波状雲について         | 札幌管区    | 金戸 進  | 54 |
| 2. 札幌市上空のエロゾル分布の三次元観測        | 北大理     | 孫野長治  | 56 |
|                              | 北大理     | ○遠藤辰雄 |    |
| 3. 南極点高原における夏期降雪について         | アラスカ大学  | ○井上雅之 | 58 |
|                              | アラスカ大学  | 大竹 武  |    |
| 4. 北海道における積雪期の流出(1)          | 北大低温研   | 小林大二  | 60 |
| 5. 融雪による積雪内個体粒子の移動           | 北大低温研   | ○鴻野敏和 | 62 |
|                              | 北大低温研   | 前野紀一  |    |
| 6. 冬期における気象雑音波の検出と天気との関連について | 東海大札幌校舎 | 浅利英吉  | 64 |

午後の部 13時～

- |                               |      |       |    |
|-------------------------------|------|-------|----|
| 7. 胆振地方の降雨特性(その2) 一雨滴粒度分布の観測一 | 北大理  | ○近野好文 | 66 |
|                               | 北大理  | 菊地勝弘  |    |
| 8. 夏の太平洋側の侵入霧についての数値モデル       | 札幌管区 | ○沢井哲滋 | 68 |
|                               | 釧路地台 | 瀬戸敏良  |    |
| 9. 日本海収束帯の雲の航空機写真観測           | 北大理  | ○穂積邦彦 | 70 |
|                               | 北大理  | 孫野長治  |    |

1 0. 札幌市における気体 一粒子転換に関する測定一

北 大 環 境    ◦ 増 田      剛…………… 72  
北 大 理      遠 藤 辰 雄  
北 大 工      太 田 幸 雄  
北 大 工      大 喜 多 敏 一

1 1. 放射性エアロゾルの高濃化について

岩 見 沢 測      今 井 俊 男…………… 74

1 2. 北西季節風時における日本列島南方洋上の放射性エアロゾル

室 工 大      ◦ 望 月      定…………… 76  
室 工 大      織 笠 桂 太 郎

◦ 印 発 表 者

1. まえがき

第19次南極地域観測越冬隊の気象定常部門に参加した際、南極大陸で観察した波状雲について報告する。一般に波状雲は山岳波によるものが多く、この例はそうではなく、比較的珍しいものである。

2. 観察された波状雲

図1に昭和基地、みずほ基地周辺図を示す。南極大陸上にはほぼ定常的に接地逆転層が存在し、大陸斜面に沿って逆転層下の冷たい空気が、斜面下降風 (Katabatic Wind) となって吹いている。この地域でカタバ風は東で、図では左から右に吹いている。

A. 1978年10月18日の例 (図2のA)

図上のA点 (昭和基地からみずほ基地へ向うルート上で高度約1600m) で観察された。波列は東西に並んでおり、雲までの距離を20kmと仮定すると、使用した望遠レンズ (焦点距離135mm) から、波長、雲の高さ (波の下端まで) とともに約500mとなる。

B. 1978年12月17日の例 (図2のB)

みずほ基地 (高度2230m) で観察された。Aの例と異なり複雑な形をしているが、波長、雲の高さとも、Aの仮定による値と同様である。

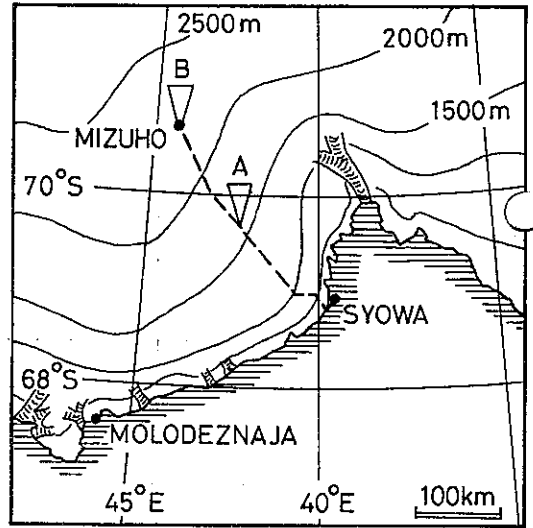


図1. 昭和基地・みずほ基地周辺図

3. 室内実験の結果 (図3)

Thorpe (1971) は安定な密度成層を流体を傾斜させることにより急速にシアーが生まれ波動が生ずるという実験を行っている。その結果、シアーが十分維持されると波は発達し、ラゲ海の波が海岸で砕ける様に巻き込みが行われるが、途中でシアーが減少し不安定が抑制されると波の頂部が薄い層となって流されると述べている。Aの例はこの結果とまわめてよく一致している。

この様な不安定はK-H不安定と呼ばれ重力波の原因の一つと考えられている。

4. 南極大陸上の下層大気の垂直構造

K-H不安定が存在するかどうかの判断はRi数を調べることにより行なわれる。すなわち  $Ri < 0.25$  でK-H不安定が存在すると言われる。Ri数は、

$$Ri = \frac{g}{\theta} \cdot \frac{d\theta}{dz} \cdot \left(\frac{du}{dz}\right)^{-2}$$

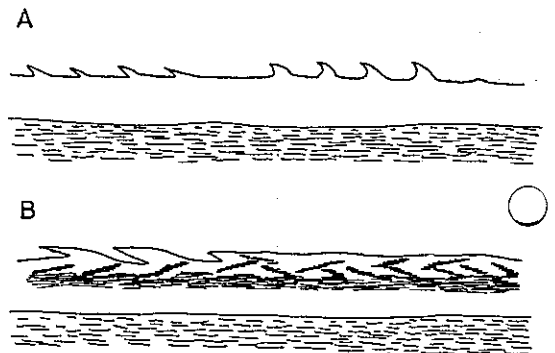


図2. 観察された波状雲

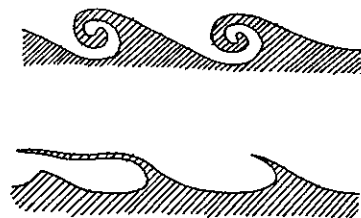


図3  
室内実験の結果  
(Thorpe, 1971)

で計算され、 $\frac{\Delta\theta}{\Delta Z}$ が小さいほど、また、 $\frac{\Delta U}{\Delta Z}$ が大きいほど、Ri数は小さくなる。

今回の波状雲が観測された時には、その場所での高層気象観測は行われておらず、利用できるのは100 km以上離れた昭和基地のものだけである。しかし、この現象は地面に近く、接地逆転層の構造に大きく影響されたと考えられるので、昭和基地のデータを利用することは出来ない。南極大陸上のカクバ風は定常的なものであると、Ri数のオーダー程度を初めに以前のデータでも十分であると見え、1974年4月23日にみずほ基地で観測された結果(小林, 1976)によりRi数を計算してみた。

図4にこの時の風速、気温の鉛直分布と、それにもとづくRi数を示す。

風速は、地上で10 m/s、100 mで最下21 m/sとなり200 mでは7 m/sと大きな鉛直シアを示している。また、風向は1000 mまで東風でその上で南風から西風へと変化している。

気温は、地上で-40°C、200 mで-20°Cと大きな接地逆転を示し、それより上では一定の減率で減少している。

これらによるRi数は、1000 mより上では33~69と非常に大きくなっており、逆転層内、とくにその上半部では、0.13とK-H不安定を生ずる大きさになっている。

Aの例でも、この波の形から風速シアを考えると、下層ほど東風(図で左から右に吹く)が強い事が分る。すなわち、逆転層内の上半部でK-H不安定によりこの様な波状雲が発生したと考えられる。

図4の例では逆転層の厚さは200 mと薄かったが、一般には500 m程度あり、2で推定した雲の高さはほぼ等価であると見られる。

なお、波状雲が観測された付近は、起伏のない平坦な斜面で、その風上にも山脈などは無い。従って、この波状雲は一般に見られる山岳波によるものではないと考えられる。

(参考文献)

小林 俊一, 1976 : 南極みずほ高原におけるカクバ風の観測 : 支部発表会要旨  
R. SCORER, 1972 : CLOUDS OF THE WORLD (Thorpe (1971) を紹介してあり)

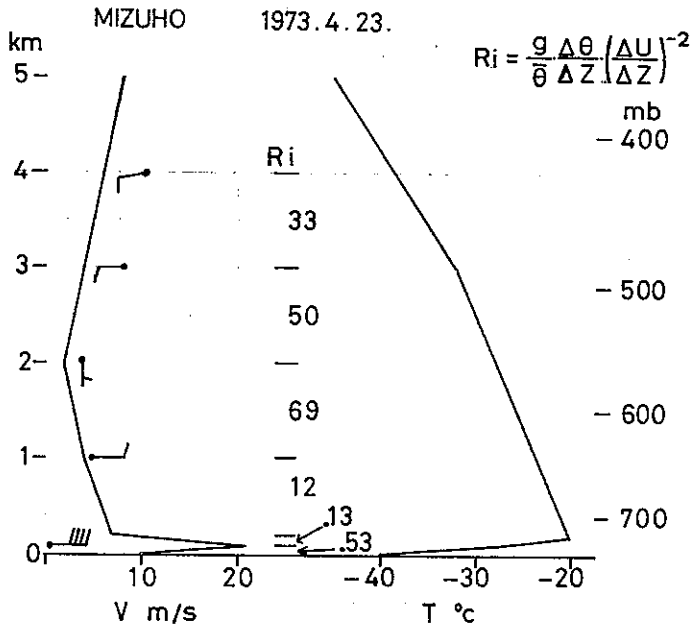


図4 みずほ基地での高層気象観測結果(小林, 1976)とそれによるRi数

札幌市上空のエロゾル分布の三次元観測

2

孫野長治 (北大理学部)  
遠藤辰雄 (北大理学部)

都市上空のエロゾルの分布を視覚化するため、エイトケン核の分布を三次元的に測定した。この場合測定点の移動に比べ風による実体の移動や変形が充分に考えられるが、測定時間を通じて都市に固有な形の分布が定常的に維持されるものと仮定し以下の分布図を求めた。

使用した測器はガードナーカウンタと A. Hogan 博士が高感度化したものと二台であった。その他にサーミスタ温度計で気温も測った。これらをセシナ機にとりつけて、図1に示すコースに沿って1979年3月7日の午前と午後の二回に渡って行った。

図1のコースは丘珠飛行場から出発して茨戸、花畔、手稲、真駒内、大麻、石狩川、茨戸、天狗橋、月寒、雁来、を順に経て終点までを一周約35分で飛び、次の高さへ上昇するという方法で行った。高さは300m, 600m, 900mの三層である。

得られた結果を、各高度毎の水平分布を示す等値線で表わしたものが図2, 図3である。エイトケン核の数密度 (No./cc) の分布は CN-1 から CN-6 まであり、それに対応する気温分布は T-1 から T-6 まである。図2はエロゾル濃度で上の CN-1 ~ CN-3 が午前 0906 ~ 1053 のもので下の CN-4 ~ CN-6 が午後 1459 ~ 1644 のものである。図3はこれに対応する気温分布で暖かいところと冷たいところを夫々 W と C で示してある。エイトケン核の数密度が 100 No./cc 以下のものについては絶対値の精度に問題があるので、それらの等値線は破線を示した。

300m と 600m では気温の高いところ (W) に、エロゾルの高濃度値の分布が常に対応している。このことは、上昇流のあるところへ下かりの高濃度のエロゾルが供給されるためと考えられることである。ところが 900m になると、これらの対応はみられぬ。

エロゾルの分布は風に吹き寄せられ等値線が風向に垂直になっている傾向がみられる。(cf. CN-1, CN-3, CN-4)。これに対して気温の分布は等値線が風向と平行になっている例が多い (cf. T-2, T-1, T-3

T-4, T-5)。図4

の各高度の平均気温から安定度をみると T-2 と T-3 の層の間の安定度が最も大きく、ここだけが安定である。この効果はエイトケン核の濃度についてみると、CN-1 と CN-2 は高いが CN-3 では

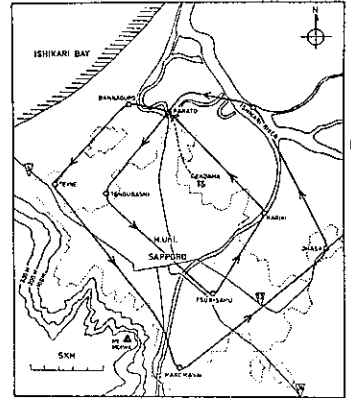


図1 測定コース

極端に低くなっていることと表われている。このことは午前中には交換層の頂がこの900mまでの観測高度内に存在しているためと思われる。一方午後の例では CN-4, CN-5, CN-6 のいずれもほぼ同じ濃度になっていて、この交換層の頂は900m以上の上ってしまった。

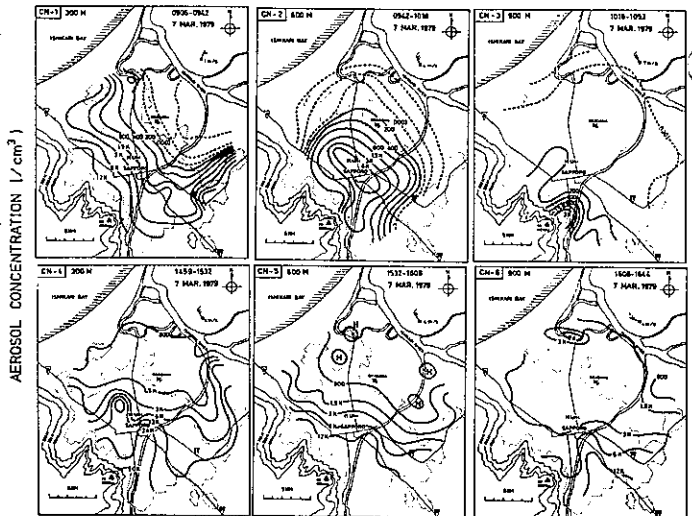


図2 エロゾル濃度の水平分布 上:午前 下:午後

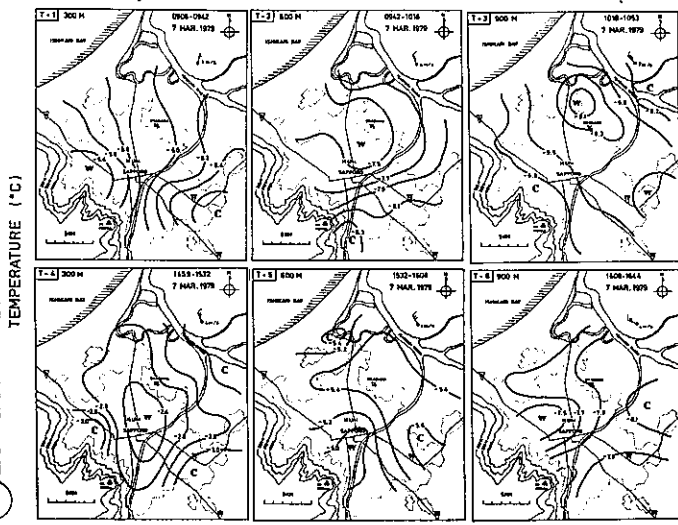


図3 気温分布 上:午前 下:午後

ていることを示している。

図5は垂直断面図で、左は午前の300mの風向に沿ってモイワ山を通る断面である。右は900mの風向に沿って市の中心部を通る断面である。これによると上半分の午前の分布図で前述のように600mから900mの高さで等値線が水平になっていることがわかり蓋の効

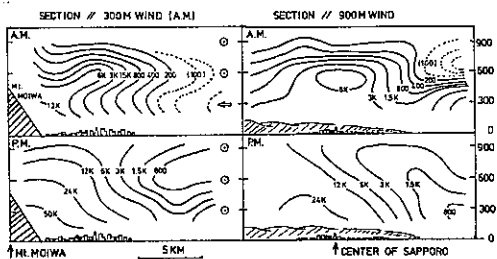


図5 エロゾル濃度分布の垂直断面図  
左:上層風に垂直 右:上層風に平行

果がみられる。さらに上左の例では300mの高さで北北東の効外から濃度の低いきれいな冷たい空気がくさび状に侵入している様子がわかる。一方下半分の午後の例では等値線がたてになっている、上下に濃度が均質になっているのがわかる。下右の図では都心の対流が強いためか風上からのきれいな空気は都市の汚染大気の上ののし上っている様子がみられる。

最後に各高度で測定したエロゾルの濃度の頻度分布をとり、これを図6に示す。図中矢印とHと示している値は図4の下半分に示す地上における北大構内での値である。左半

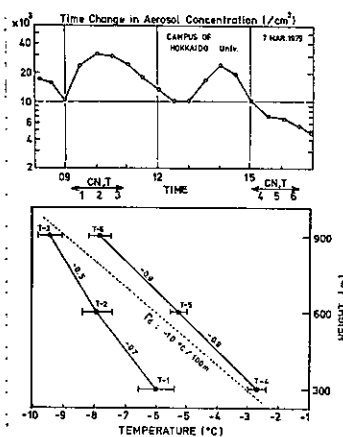


図4 上:北大構内でのエロゾル濃度の測定値 下:各高度の気温の変化と平均値から求めた安定度。

分の午前の例では下層濃度が高く、このときの地上値は300mの値より更に高くなっていた。ところが右半分の午後の例では高度による差はなく、地上値も300mでの変動幅内におさまっている。

さらに午前午後共にいえることは300mと600mの頻度分布は二山になっているが900mではこれが一山に統合され、しかもモート値が下層の二山の間に落ちていくことが注目される。すなわち、下層の低濃度の山は、上空でこれより濃度の高いオへづれていふ結果になっていることである。これは、下層では高濃度と低濃度が局在して木平に混合できないが900mまで上る間に、これが混合されてしまうためとみることが出来る。このことは地表には発生源もあるが、一方でsinkの役もあることを反映しているといえる。

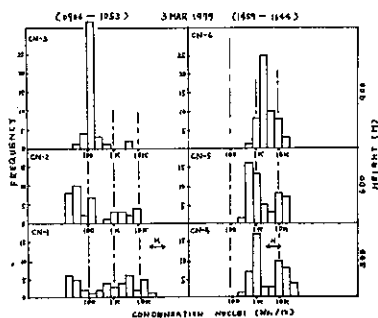


図6 エロゾル濃度の高度別頻度分布

## 南極点高原における夏季降雪について

3

井上 雅之 (アラスカ大学)  
大竹 武 (アラスカ大学)

### Ⅱ. はじめに

南極大陸は恒常的に高気圧が支配する場でありながら、そこにはかなりの降雪があることが知られている。極高気圧活動が卓越する大陸では、気団は subsidence する場になつていよう。したがって、subsidence が大陸を涵養する降雪を生ずる原因であるとする論文が多々みられる。南極大陸は何といつても未知な場所である。clear sky precipitation といった“奇妙な”現象が起こることもあつて、南極大陸を涵養する機構がどのようなものであるか、いまだ定説はないようである。そこで、南極点における観測結果をもとにして、これらの問題に接近してみようと思ふ。

### Ⅲ. 南極点における気象データについて

南極点では11月から1月までの夏季に、1日2回の RAOBS が行なわれている。その期間我々は Ice Crystal Sonde をあげたり、地上での氷晶濃度の観測を行なってきた。これらのなかで一番問題となるのは湿度である。Carbon-impregnated Plastic Elements, ML-476/AMT で測定する湿度の公称精度は、 $-40^{\circ}\text{C}$  まででは  $\pm 10\%$  である。RAOBS による湿度のデータを検定するために、RAOB 毎にドライアイスと一緒に飛ばしてみた。高湿度層ではドライアイスで seeding されるために白い煙 (Contrail) がでる。それと RAOBS から得られた結果とを比較してみると、かなり良い一致をみた。そこで、RAOBS で得られた湿度のデータは正確であると仮定して、今後議論をすすめていく。

### Ⅳ. 南極点高原における降雪について

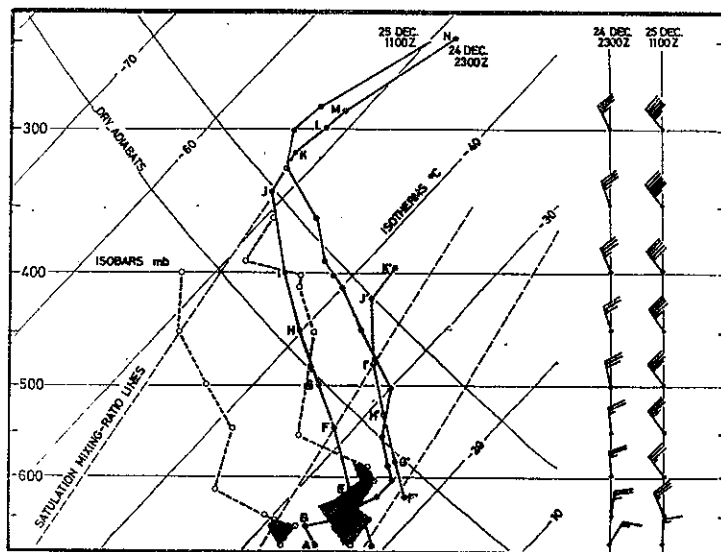


図-1 降雪があつたときの RAOBS の例

左図は、南極点で強い降雪のあつた時の skew-T, log P Diagram の例である。実線で示した気温プロファイルは、25日11時逆転層の下部に不安定層があるのを除いては、安定な成層をなしている。25日の気温は600mbと500mbとの間で、前日80mbのsubsidenceがあつたとして説明できるものの、他の部分の気温減率は同様にsubsidenceにはよつていない。破線で示した混合比プロファイルは、12時間を大幅に変化している。氷飽和混合比を超える高湿度層は、射影で示したこのハッチの層は良く雲の層を指示しているようである。上空の主風向は、NWあなわちWeddell Seaの方向である。

これらから、高温多湿の気団がWeddell Seaの方向から南極点上空に浸入してきた結果、南極点高原に多量の降雪をもたらされたものと考えられる。

図-2には、南極点上空500mbにおけるvapour mass fluxと風向との関係を示した。ハッチで示したWeddell Seaの方向からの水蒸気輸送量が多いことが見られる。図中、白抜き丸印は氷飽和以上の混合比の層がない乾燥気団を示し、黒丸印は氷飽和以上の高湿度層が存在したときを示している。Weddell Seaから水蒸気が輸送される時には黒丸印が多く、反対に内陸の方から水蒸気の輸送があるときには白抜き丸印が多くなつてくる。このことから

Weddell Seaからの高湿度気団の微流が、南極点高原を涵養すると言うことができよう。可降水量は降水の目安として良く用いられる。しかし、南極点高原における寒冷地での降雪を問題にする場合には、氷飽和混合比を超過したぶんを空間積分した可降水量を採用する方が良いと思われる。図3に、この可降水量の時間変化を示した。この可降水量の出現には周期的な変化がみられる。この量が多いときには、極高気圧活動の卓越していることが示唆される。また図には clear sky precipitationがあったと認められる時を破線で示した。同時に図の下の部分には雲量が1/10以下である快晴の場合を白抜きで、その他の雲量の場合を濃い影で示してある。雲のほとんどない晴天のときは、氷飽和以上の可降水量が零であるときに相当している。かつ clear sky precipitationは、この可降水量の少ない時に起きている。

図-2

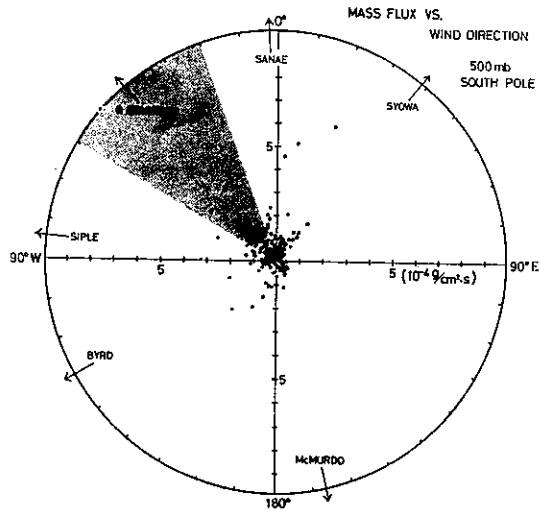
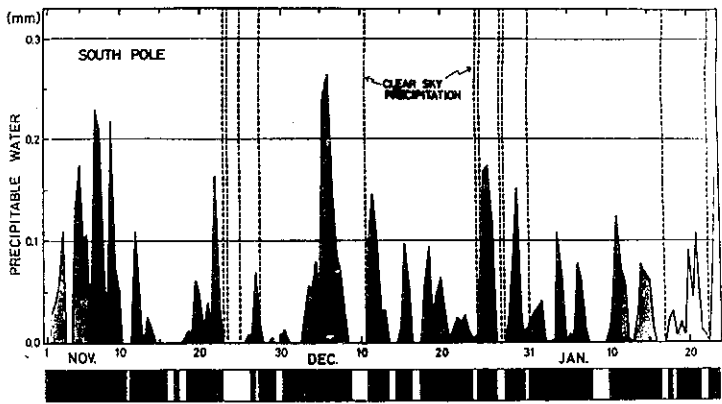


図-3



3. Clear sky precipitationについて

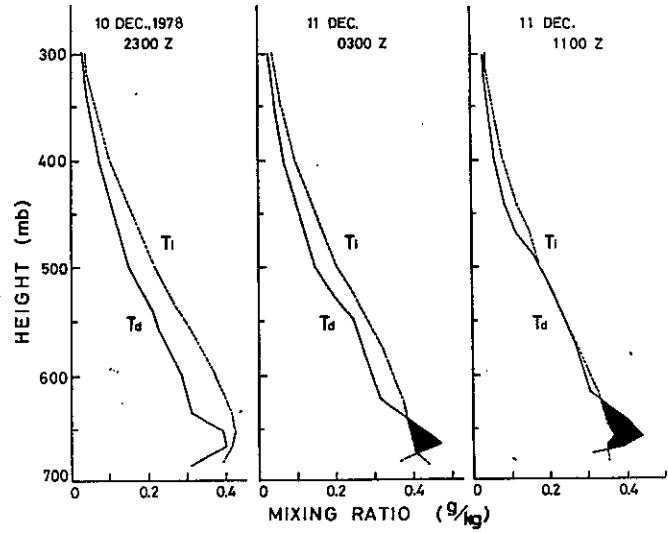
Clear sky precipitation は、これまで述べてきた降雪と本質的に変わるところはない。図-4に、clear sky precipitationのあった(11日 0300 Z)前後の混合比プロファイル(Ta)を示した。ここで、Tiは気温気圧の値から計算した氷飽和混合比である。2300 Zには雲一つない快晴でかつ無降雪であったものが、0300 Zには clear

ky precipitationになり、更に、1100 Zには高層雲からの降雪に変わった。この間の気象変化は、図の影で示した部分が如実に物語る。clear sky precipitationとは、地表近くにある薄い高湿度層からの降雪をいい、その薄い層は雲としては見えないのであろう。その寿命は数時間程度の短いもので、晴天の状態から層雲状降雪に移行する際の過渡的な現象が clear sky precipitationの実態であると考えられる。

5. 結論

南極点高原を涵養する夏期降雪は、主に Weddell Sea 付近のじょう乱によって、高温多湿の気団が大陸内部に向けて輸送されたことによるものと考えられる。

図-4



# 北海道における積雪期の流出(1)

4

小林大二 (北海道大学 低温科学研究所)

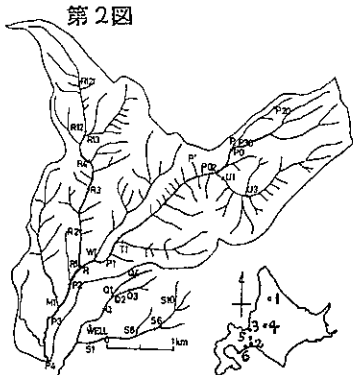
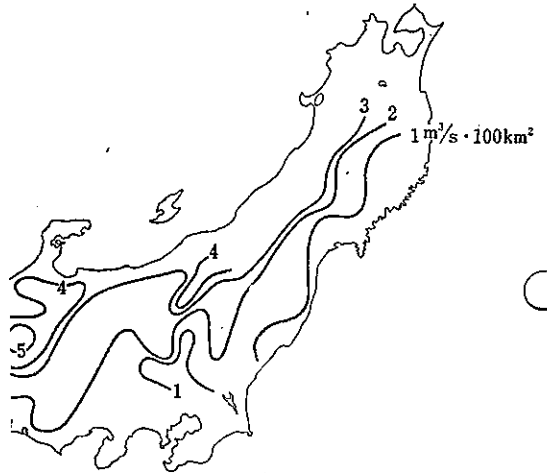
積雪期流出は、冬期の湯水期の地面融雪による流出と、融雪期のいわゆる融雪流出の2つに分かれ、どちらもその地の気候・気象と直接に関係し、水文気象学の主要テーマの一つであるが、実測のデータは非常に少く(新井1976, 小林1979, 岸1962, 小島1979 本1図, 本1表他)。特に冬期の積雪下面の地面融雪量と川への流出量の両者を長年比較観測したものは小島・小林等が石狩川支流の筒老川源流部の母子里で行ったものだけである。

本1表 2月の比流量・流出高・地面融雪量

| 流域名        | 流域面積 (km <sup>2</sup> ) | 比流量 (m <sup>3</sup> /sec・100km <sup>2</sup> ) | 流出高 (mm/day) | 地面融雪量 (mm/day)   |
|------------|-------------------------|---|--------------|------------------|
| 1. 美深川(新井) | 11                      | 1.1~0.7                                       | 0.9~0.6      | 0.8~0.3 (小島他)    |
| 2. 幌内川(新井) | 10                      | 2.3~1.8                                       | 2.0~1.6      | ≒0               |
| 3. 石狩川     | 14250                   | 2.0~1.4                                       | 1.7~1.2      | (札幌(小島) 0.9~0.5) |
| 4. 浅茅野川    | 146                     | 1.3~1.0                                       | 1.1~0.8      |                  |
| 5. 流川      | 114                     | 2.7~2.4                                       | 2.3~2.1      | 1.5(岸1962)       |
| 6. 堂生川     | 24                      | 1.8   | 1.6          | 1.6(岸1962)       |

— 2.4. 17 北海道南極高の資料, 5.6 は岸(1962)に於.

第1図 2月の平均比流量(花沢・新井にお)

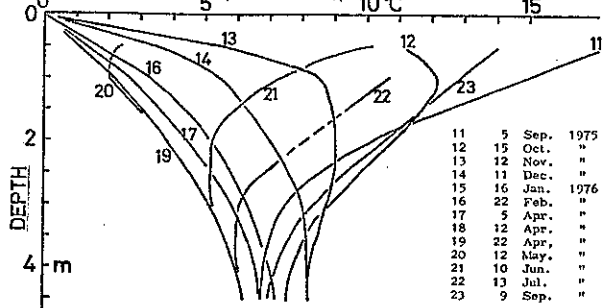


研究流域図(北海道南極高観測加内町母子里, 北大・雨危地方演習林内) 記号は水温観測地点を示す。

北海道地図中の数字は本1表の流量観測地を表す。(本2図)

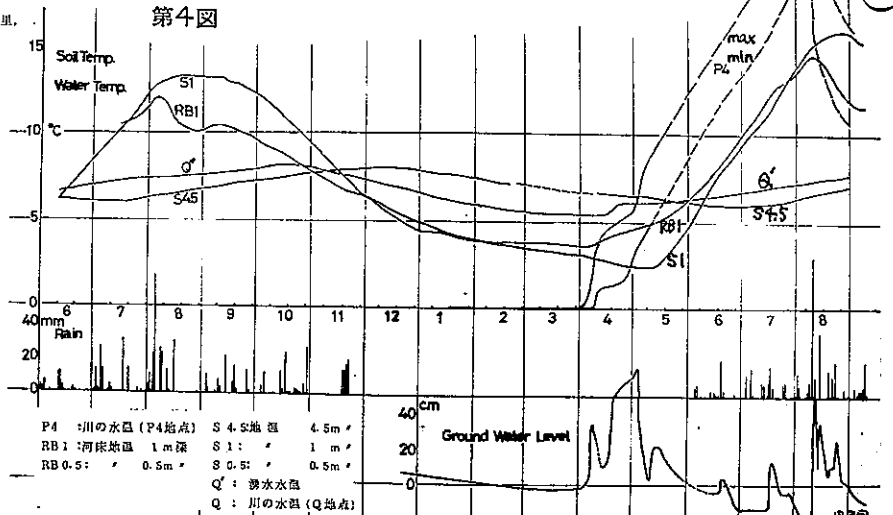
本4図(右) 母子里における地下水位の年変動(雨量, 水温, 地温の年変動。(融雪期流出量は本5図参照) 地下水位は冬期より夏期により低下する。湯水期流量も夏期は冬期の約半となる。

第3図 SOIL TEMPR 10°C



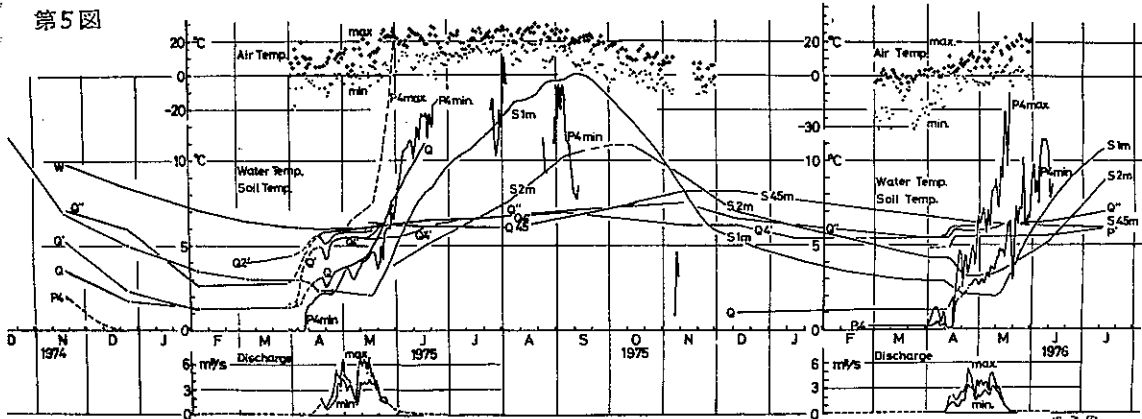
第3図 地温深度分布の推移

第4図



P4 : 川の水温 (P4地点) S4.5: 地温 4.5m  
 RB1 : 河床地温 1m深 S1 : " 1m  
 RB0.5 : " 0.5m S0.5 : " 0.5m  
 Q : 湯水水温  
 Q : 川の水温 (Q地点)

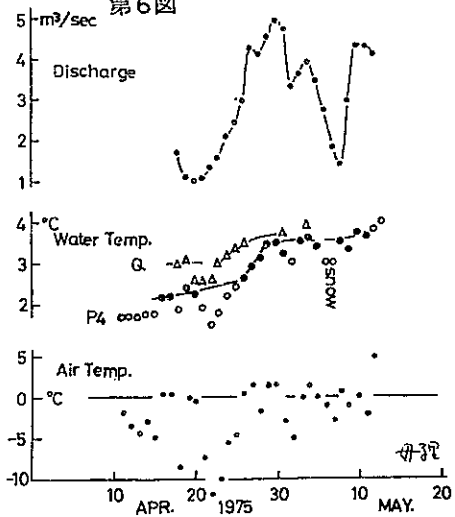
第5図



第5図 年間を通しての川水温、湧水水温、地温気温及び融雪期の流出量  
 (P4 min: 地点 P4 の夜間水温, P4 max: P4 の日最高水温, Q: 積雪下の小川の水温  
 Q1, Q2, Q3, Q4: 湧水水温, S1m, S2m, S4.5: 1 m 深, 2 m 深, 4.5 m 深の地温)

母子里

第6図



第6図 地点 P4 における午前4時の水温、流量、気温及び上流水温の関係

第2表 流域別の融雪期川水温

|     | 年平均    |          | 融雪期  |    |
|-----|--------|----------|------|----|
|     | 北緯     | 海拔       | 気温   | 地温 |
| 母子里 | 44°22' | 290~600m | 3℃   | 7℃ |
| 盤溪  | 43°02' | 250~300  | 6    | 8  |
| 釜淵  | 38°56' | 160~240  | 10.5 | 11 |

それによれば2月の地面融雪量は0.8~0.3mm/day, 川の流出量は0.9~0.6mm/dayである。北海道内の大きな河川の流域は0.5m以上の積雪におおわれていることが多い。この雪の大河川の冬期流出量に占める地面融雪量の割合は約1/2以上と推定される(表1)が今後データの収集に努めたい。道東の小河川の流域は、地面が凍っていることが多いので地面融雪は少ない(20)である。夏の洪水期の流量は、蒸発のために、冬の洪水期(2月)の流量よりも少ない。母子里の美深超次川では1978, 1979年に夏期洪水流量は、冬期よりも約1/2となった(表4)。

融雪期の融雪流出水の水温と地温その他の関係(表5, 6, 7図, 表2, 表3)を調べると川水温が3~4℃以上となっており、融雪水は0℃で地中に入り、流出水温、地温差と流域の流出特性の関係は興味深い問題である。

文献

新井正 1976 日本の水収支—概乗と問題—  
 立正大学工学部論叢 56号 95-125  
 山本大ニ 1979 融雪水の流出  
 気象研究11 136号 31-48  
 小島賢治 1979 融雪機構と熱収支  
 気象研究11 136号 1-38  
 岸力 1962 北海道の河川における冬期水量と融雪流出量について 雪氷 24巻 83-85

第7図

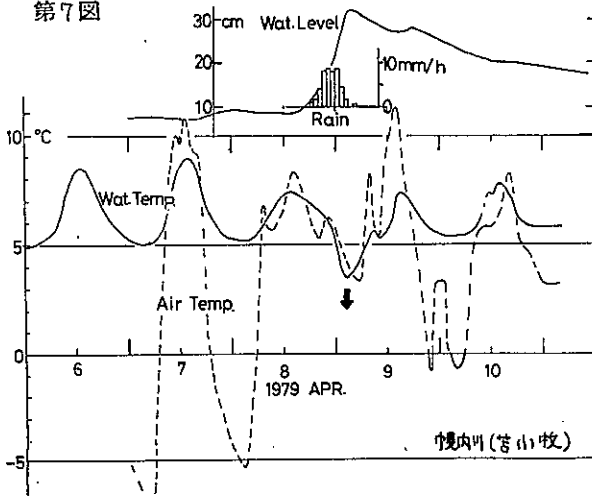


表7図 釜山牧・轄内川の融雪期 川水温・水値・気温 (流域の地面の大半は凍っている)

# 融雪による積雪内固体粒子の移動

鴫野 繁和 (北大低温研)  
前野 純一 ( )

## 1. はじめに

融雪期になると、雪面は次第に汚れてくる。母子里における積雪内固体粒子濃度の測定では、汚れの大部分をしめる微小な固体粒子が、雪面だけでなく積雪内にも多量に分布し、融雪とともに積雪内を下方に移動することが認められた。<sup>1)2)</sup> また、固体粒子濃度の分布は、深さとともに指数関数的に減少するような形であったが、氷板が何層も入り一般的にその形は複雑であった。そこで、固体粒子の移動の性質を調べるために、実験室内で、均質な積雪の表面または内部に固体粒子を散布し、融雪による粒子の移動の様子を測定した。

## 2. 実験方法と結果

### (i) 雪面に散布した固体粒子の融雪による移動

オ-図に装置の概略を示す。直径6 cmの真鍮円筒につめた雪の表面にステンレス粉末(平均粒径73 μm、密度7.2)を散布し上部から霧吹きで定常的に0°Cの水を供給する。一定時間後円筒内の雪を厚さ1 cm毎切り取り、融かして孔径1.2 μmのミリポア・フィルターでろ過し、フィルター上に残った粒子の数を光学顕微鏡(倍率100倍)で測定した。オ-図は噴霧時間t(s)と水の供給速度(mm/hr)を変えて測定した結果である。

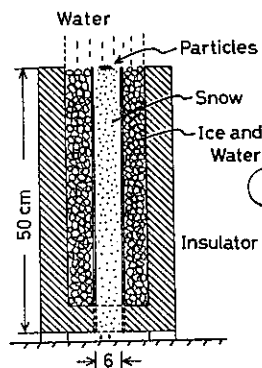
粒子濃度は実験後の表面濃度で規格化した。濃度は深さとともに指数関数的に減少し、噴霧時間が長くと、かつ水の供給速度が大きいほど粒子は深部まで移動する。粒子濃度N(個/g)は、表面からの距離をx(cm)として

$$N = N_0 e^{-\mu x} \quad (1)$$

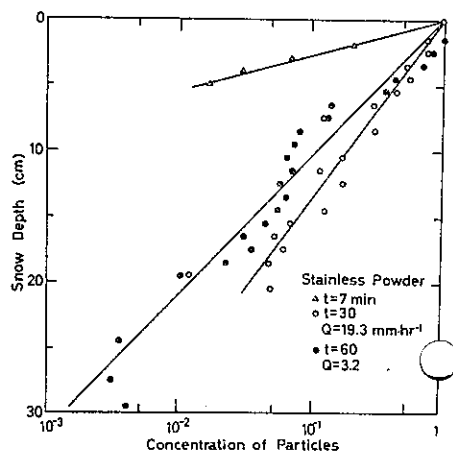
と表わすことができる。ここでμ(1/cm)は定数、N<sub>0</sub>(個/g)は表面の濃度である。

### (ii) 固体粒子濃度が深さによらず一定の雪を融かした場合

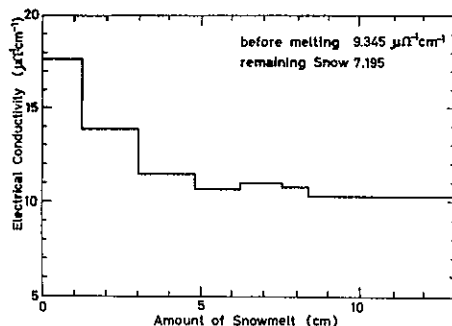
オ1図で示した断熱箱の中に、低温室に保存してあった天然のしまり雪をひるいでひるって入れる。雪試料としては、固体粒子をできるだけ均一に含んでいるものを選んだ。外壁を0°Cに保ち、室温(~+20°C)で上面から融かす。一定時間後(i)と同様の方法で粒子数を測定した。雪に含まれる水溶性不純物は融雪のはじめに流出すると考えられる。このことを確かめるために下部からの融雪水の電気伝導度を測定した。オ3図は融雪の進行にともなう電気伝導度の変化である。融雪の初期(図で1 cm融けた時)の融雪水はもとの雪の伝導度(9.345 μΩ<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>)の約2倍(17.65 μΩ<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>)の値を示し、積雪に含まれていた不純物が融解により流出した結果と考えることができる。融雪の進行に伴って融雪水の伝導度は低下するが、7 cmから13 cm融けた時の融雪水の伝導度(10.30 μΩ<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>)は融かす前の伝導度より依然大きい。残った雪は、不純物が流出したため、純度は増す(伝導度7.195 μΩ<sup>-1</sup>cm<sup>-1</sup>)



オ1図



オ2図



オ3図

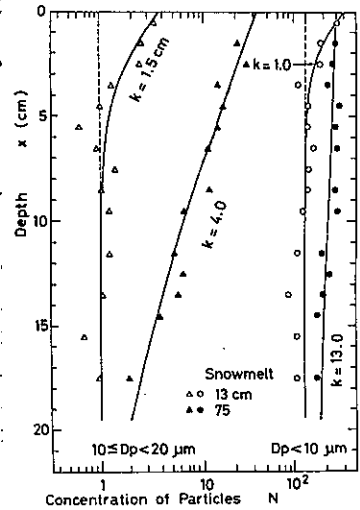
オ4図は13 cm および 75 cm 融けた後の固体粒子濃度の深度分布である。均一な融雪前の濃度を破線で示した。小さい粒子(粒径  $10 \mu\text{m}$  以下)ほど下方まで濃度増加が認められ、融雪量が多いほどその傾向は顕著である。いま表面付近の融雪水中に含まれていた固体粒子のみが移動すると考えると、融雪開始七秒後の深さ  $x$  (cm) の粒子濃度は、その深さ  $x$  にもともと含まれていた粒子と上部から移動してきた粒子の和で表わされる。すなわち、

$$N = N_{\infty} + N_0 e^{-\mu x} = N_{\infty} \left[ 1 + \left( \frac{l x}{2k} \right) \left( \frac{1}{2} \right)^{x/k} \right], \quad k = \frac{1}{\mu} \log_e 2 \quad (2)$$

$N_{\infty}$  (個/g) はもともと雪に含まれていた粒子濃度、 $l$  (cm/s) は融雪速度、 $k$  (cm) は粒子の下方への移動しやすさを表す定数である。

### 3. 考察

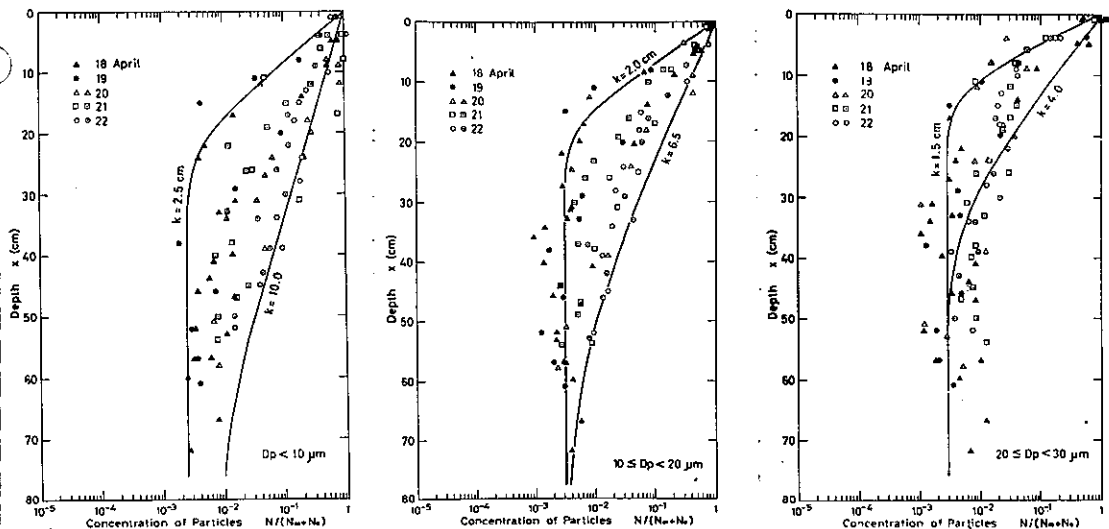
自然積雪が融ける場合は (ii) のような状況がほぼなりたっていると考え、母子里における測定をまとめたのがオ4図である。濃度は表面濃度 ( $N_{\infty} + N_0$ ) で規格化してある。  $10 \mu\text{m}$  以下の粒子については、表面付近で  $2 \times 10^4$  (個/g) 程度で、5日間で大きく変化しなかったが、積雪内では時間とともにやや濃度が増加していることが分かる。深部の実測値  $150$  (個/g) と式 (2) を用いて求めた  $k = 2.5 \text{ cm}$  と  $10.0 \text{ cm}$  の分布曲線を実線で示した。実測値はほぼこの範囲にある。  $10 \sim 20 \mu\text{m}$  の粒子は  $k = 2.0 \sim 6.5 \text{ cm}$  と移動しにくく、  $20 \sim 30 \mu\text{m}$  の粒子は  $k = 1.5 \sim 4.0 \text{ cm}$  とさらに移動しにくい。雪面の汚れが、積雪内固体粒子の融雪による露出のみ起因するとすると、例えば  $10 \sim 20 \mu\text{m}$  の粒子については、観測日までの融雪水中に含まれる固体粒子が全て表面に集積したとしても、表面濃度は約  $1.4 \times 10^3$  (個/g) にしかならない。しかし、実際は約  $8 \times 10^3$  (個/g) で内部まで濃度増加があるので式 (2) を使うと、表面濃度がこの値になるには約  $2000 \text{ cm}$  の融雪が必要であり、同様に  $10 \mu\text{m}$  以下の粒子については  $2100 \text{ cm}$ 、  $20 \sim 30 \mu\text{m}$  の粒子については  $1200 \text{ cm}$  の融雪が必要である。従ってこの場合、雪面の汚れの原因としては大気中の固体粒子の自由落下を考慮すべきであろう<sup>2)</sup>



オ4図

1) 鴻野・前野・石田 (1979) 北海道支部だより p38-39

2) 鴻野・前野 (1979) 低温科学 第28輯 p81-92



オ5図

1. まえがき 気象現象が原動力となつて大気圏内の地上と空間に形成される電気エネルギー(空中電気)により、現在および将来天気に特有な電磁放射が発生する。これが気象雑音波で、これまでの調査によれば14種ほどの型が識別されている。二・三の例外を除き、一般に極めて微弱であつて、通常の受信機では検出困難なことが多いが、特に吟味された装置を用い、受信技術の工夫と多少の地の利を得れば、それらを長くとり、分析することが出来る。しかしながら、たえずどこかで降雪する冬期では、間断なく降雪時雑音波が入感し、局地における降雪・非降雪気象との関連づけが困難であらうと考えられ、これまでほとんど調査が行なわれていなかった。そこで今般、昭和54年1月から本年3月にかけて、本格的に冬期気象雑音波受信実験を行つたので、事の次序を報告する。

2. 冬期気象雑音波の発生と受信(検出)

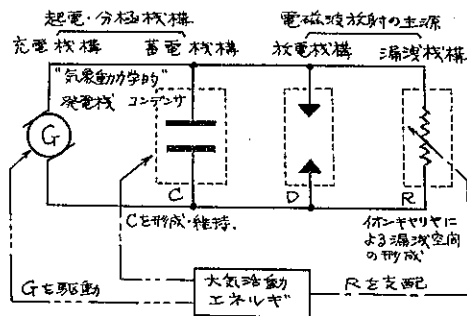


図1 電気工学的類推による空中電気システム

システムを電気工学的類推により図1に示す。冬期、観測点所在地(札幌市北郊外)の気象の特徴は、日本海に面して、いわゆる西高東低の気圧配置で、概してその傾度が高く、大気活動のダイナモは大なることにある。すなわち、図1のGとC共に活発で、かつ発生する空中電気エネルギーも大きい。降水および乱流によつてそれが放電あるいは漏洩して消散し、その過程で電磁放射へのエネルギー転換が行なわれる。このことを証するものとして冬期はそれ以外の季節とくらべて、少なくとも二倍の雑音レベルを示し、また大気乱流によ

つて生ずると目される特有の雑音波(後に図4,5で示すCNS波、P-MNS波)も活動的である。これを気象雑音波を受信する現行のシステムを図2に示した。

2台の主受信機(布販品)で以下の検出経路により、3周波数帯で雑音波を搜索する。受信機出力、すなわち検波オーディオ出力はスピーカを介して測定システムに音響-電気変換で結合され、「平均値」、「振幅」、「持続時間」、「スペクトル」など7項目にわたる雑音の特性をしるべる。

とここで気象雑音波は空間の気象現象そのもの(降水、雷放電、乱流)から発生するもの、間接的に地上における電磁環境の擾乱を誘発し、それが源泉となつて出るものがある。前者については、冬期の特徴として、短波帯領域を広くカバーする強いprecipitation noiseがあり、また短波帯高域に出現する一種の空電波がある。後者はバックグラウンドとなつて無線周波帯に広がるタイプのものであり、そのときの気象を反映して検波オーディオ出力のスペクトルの様相が異なる。冬期以外に入感するものにくらべて数倍強勢なのが特徴であるが、これまでの経験から、強いバックグラウンドは、夏冬を問わず「相対的気温」の産物であると思される。なお、気象雑音波の検出には、観測点の立地条件による電磁環境、通信波の入感(雑音波受信にとっては邪魔になる)、受信機の諸特性(感度特性、帯域幅、出力周波数特性)の影響を受けるが、それらを超越する普遍的な性質も多々あり、問題はいかにしてそれを精練するかにある。

3. 冬期気象雑音波の特徴 天気の変化がその前進方向に電磁環境の乱れを起し、それが局地的な雑音波を発生するという仮説がある。それが真ならば、気象雑音により

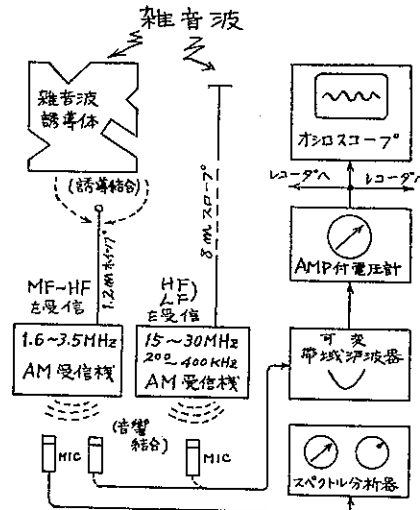


図2. 雑音波受信システム

、当該局地に指向される天気の変化を知るのに有用である。今回の実験では、札幌市内観測所で札幌地区の降雪の前駆雑音を検知し得たが、たとえば岩見沢や千歳の降雪に関連すべき雑音波をキャッチできないという事例をいくつか採取した。これは前記仮説を証するものと考えられるが、降雪そのものから出る雑音波が遠方から入感する場合もあり、たとえば北海道全域の断続的な降雪を予知できるという逆の事例も存在する。このような相反する事例を識別する方法を開発するには、いまひとつデータの採集と分析が必要である。

気象状況とそれに対応する雑音波を大別すれば次のようになる。

(1) 高気圧圏内： 特有のスペクトルを持つ連続性雑音を主体とし、それ自体の組成は単純であるが、時に近隣の局地気象（たとえば山地の降雪）による雑音波が入感することがあり、全域の状態を知るには有用であるが、反面却つて迷惑なこともある。

(2) 前線到来時： 温暖あるいは寒冷前線の到来時は、図3に示すように非降雪時のそれとはかなり明瞭な差異をスペクトル上に示す連続性雑音波が入感するが、他に多様なインパルスが受信でき、時に雷空電波も入感する。長波から短波帯高域まで全ての無線周波帯にわたって活発かつ各種の雑音波が複雑な組成で混合し、一般に高レベルである。

(3) 低気圧到来時： 雑音波の大きさ、活発さは風の強弱に及比例し、降水強度に比例して

図3のような降雪時の特徴をみせる連続性雑音を検知できる。短かい時間幅に凝縮したインパルスはむしろ不活発で、特に細かく濃密な粒子の風雪の場合は、孤立的大振幅のインパルスにならずに比較的平準化したランダムノイズの形となって拡散してしまう傾向がある。結果としてバックグラウンドレベルの底が上昇する。しかしながら、不活発で急速に発達して豪雪を降らせる低気圧を予告するような雑音波組成パターンを知るにはまだサンプルが充分でなく、更に精査を要する。

また、大気活動の大きさに対応するものとして、天気の転回点にはほぼ符節を合わせて検知されるのが図4に示す短波帯高域(15-26MHz)にあるCNS、P-MNS雑音波である。日出以後数時間から日没前後までの期間に発生し、電磁波としての様相は、狭い帯域(数十kHz以下)に凝縮した波で、その中心周波数が変動しつつ、数秒間持続して消滅し、また反復する。図5はいくつかの証拠からこの雑音波の時間的推移を推定したもので、雑音波の周波数が受信機の同調周波数を抜くとき、「雑音波の入感」となる。この雑音は、強度、発生頻度、周波数領域のどこに出るかによ

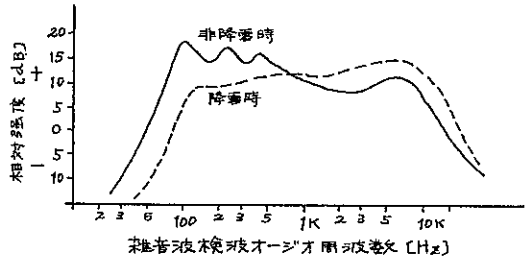


図3 雑音波オーディオスペクトルの概形

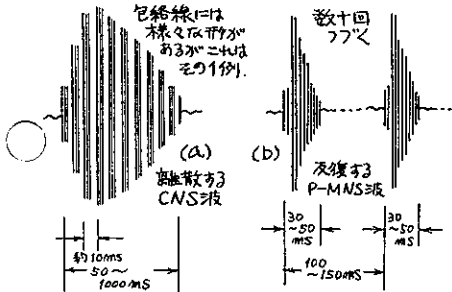


図4. 大気活動によるCNS波およびP-MNS波

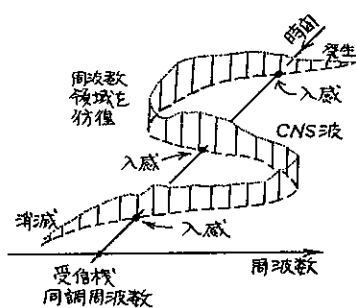


図5. CNS波の推移と入感

つて気象と結びついてはいるが、夏より冬において強く現われる。(夏では積乱雲や乱層雲が近くにあるなど、「相対的気温」が存在するときに目立つて発生する。)

4. おわりに 冬期の気象雑音受信実験で差当たり判ったことは次のとおりである。

- (1) 全般に雑音レベルが高く、広い周波数帯にわたっていること。
- (2) precipitation noiseが雨の場合より明瞭に出ること。(ランダムノイズの形をとる)
- (3) 検出される雑音波の様相は、その観測点における局地現象として出現すること。

結論として、降雪の電気気象学的局地予測は実用になると判断される。なお、現在、東海大学総合研究機構からの研究補助金を受け、札幌市南の沢、東海大学札幌校舎内に気象雑音受信施設の設置を進め、通年の2定実観測の態勢を整備しつつある。

胆振地方の降雨特性(その2)  
 一雨滴粒度分布の観測一

7

丘野好文(北大理)  
 雨地 勝弘(シ)

1. はじめに

1973, 79年の暖候期に、オロフレ山系の南東斜面を中心に雨量観測を行なった結果、この付近の降雨量分布は下層風向によって大きく変化することがわかった。とくに下層風向がS寄り時には山間部で降雨量が多くなる。この山岳性降雨は、雨の降り方から対流性・地雨性に分類される。地雨性の山岳性降雨は、下層の湿ったSE風が南東斜面を登昇することによって生じた下層雲からの降雨であり、対流性の山岳性降雨は、同様な下層雲からの降雨に、上空を南西から進んでくる大きな擾乱に伴った降水雲からの降雨が加わった場合であると考えられる。ここで、上空からの降水粒子と下層雲との雲物理学的作用が問題になるが、数値実験によると、この相互作用の効果によって、海岸付近では地上降雨量が増幅されるが、山間部ではほとんど増幅されないという結果が得られた。

また、下層風向がN寄りの時には、山間部と沿岸部の降雨量がほとんど同じ場合と、沿岸付近で降雨量が多くなる場合とがあった。

これらのことを、1979年度第1回文部省で報告した。今回は、雲物理学的作用の存在、およびこの相互作用が地上降雨量におよぼす影響を実際に確かめるため、雨滴粒度分布の観測を行なった結果を報告する。

観測は山間部の森野(図1 S-13地点、海拔150m)と海岸付近の白老(S-11地点、7m)の2地点で同時に観測した。粒度分布は隕銃法によって測定し、画像解析装置(LINTASON M50E)により痕跡を読み取り、雨滴直径に換算した。観測は1979年8月24日から9月5日まで行なへ、1月之日には対流性の山岳性降雨、9月5日には沿岸性降雨が発生した。

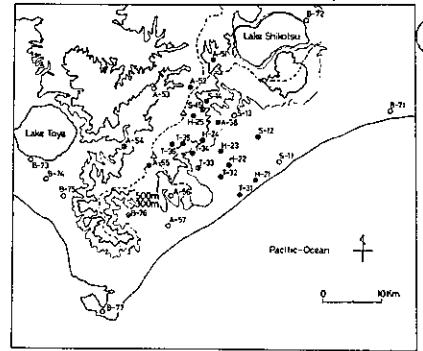


図1. 地形および雨量観測点、雨滴粒度分布はS-13, S-11地点で測定

又 9月2日の降雨(対流性の山岳性降雨)

又1 各雨滴直径毎の降雨強度

各雨滴直径毎の降雨強度の時間変化(図2)を見ると、白老・森野とさし直径1~2mmの雨滴による降雨強度が強いことがわかる。3mm以上の雨滴は全く存在しなかった。逆に1mm以下の雨滴は、その降雨強度が1.5mm/hhを越えることはほとんどない反面、15:00~16:30の森野のように、1mm以上の雨滴がなくなるとほぼコンスタントに存在していた。

又2 雨滴粒度分布の時間変化

図3の中,下は白老・森野の20分間雨量、図3の上は両地点の雨量の比である。表1は白老と森野の粒度分布の時間変化を模式的に示したものである。

15:00~16:30には白老では降雨がなく、森野では直径1mm以下の雨滴が降っていた。これは、南東斜面によって生じた下層雲からの降雨であると考えられる。粒度分布は、典型的な Marshall-Bjerner 分布をしていた。16:30~11:00と同様な下層雲からの降雨があると思われる。

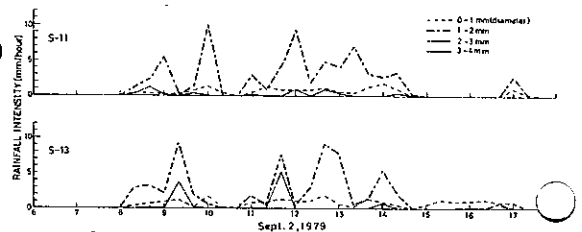


図2. 各雨滴直径毎の降雨強度

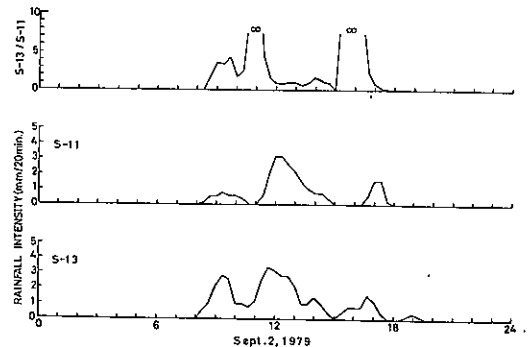


図3. 上: 森野と白老の20分間雨量の比  
 中: 白老の20分間雨量、下: 森野の20分間雨量

11:30~14:30にかけては両地点とも2山型と弓型の粒度分布が多く、2次モードは直径1.3mm前後にあった。札幌管区気象台のレーダーでは、この付近の5000m以下の高度の現象をみることはできないが、東側の苫小牧付近の状況から判断して、同時時間帯には上空に降水雲のあることが推測される。そこで、この時間帯の降雨は、下層雲と上空の降水雲の両方からの降雨であると思われる。したがって、2山型粒度分布は上空からの降水粒子と下層雲との雲物理学的相互作用によって生じたものと思われる。いっぽう、この時間帯の白老と森野の降雨量はほとんど同じになっていた。このことは、山間部と海岸部の降雨量に違いをきたらするのは下層雲であり、上空からの降雨は、粒度分布を2山型に変化させるものの、逆に山間部と海岸部の降雨量の違いを減少させる方向に働くことを示しているように思われる。この結果は、上空からの降雨は、海岸付近の地上降雨量を増幅させるものの、山間部ではほとんど増幅の効果がないという数値実験の結果に一致している。

表1. 雨粒粒度分布の時間変化

| TIME  | S-11 | S-13 |
|-------|------|------|
| 8:00  | ✓    | ✓    |
| 8:20  | ✓    | ✓    |
| 8:40  | ✓    | ✓    |
| 9:00  | ✓    | ✓    |
| 9:20  | ✓    | ✓    |
| 9:40  | ✓    | ✓    |
| 10:00 | ✓    | ✓    |
| 10:20 | ✓    | ✓    |
| 10:40 | ✓    | ✓    |
| 11:00 | ✓    | ✓    |
| 11:20 | ✓    | ✓    |
| 11:40 | ✓    | ✓    |
| 12:00 | ✓    | ✓    |
| 12:20 | ✓    | ✓    |
| 12:40 | ✓    | ✓    |
| 13:00 | ✓    | ✓    |
| 13:20 | ✓    | ✓    |
| 13:40 | ✓    | ✓    |
| 14:00 | ✓    | ✓    |
| 14:20 | ✓    | ✓    |
| 14:40 | ✓    | ✓    |
| 15:00 | ✓    | ✓    |

9:00~10:00にかけては、白老にくらべて森野の降雨量がかなり多くなっている。粒度分布は、白老では1山型であるのに対し、森野では2山型になっている。2地点の粒度分布が異なるのは、他の時刻にはみられない現象である。札幌管区気象台のレーダーの記録からは、上空に弱い降水雲のあることが推測される。これらのことから、白老では、上空の降水雲からの降雨だけであるため1山型の粒度分布になったのに対し、森野では、上空の降水雲と下層雲との両方からの降雨が加わったため2山型の粒度分布になり、白老との降雨量に大きな差が生じたものと思われる。また、森野での降雨量の大部分は下層雲によってとたらされたものであると思われる。

### 3. 9月5日の降雨 (海岸性降雨)

オロフレ山系付近の降雨量分布と北海道内の降雨量分布を、それぞれ図4, 5に示した。この2つの図より、海岸付近で降雨量が多くなっているのは、地形の影響によるものではなく、大きな擾乱に伴ったものであることがわかる。

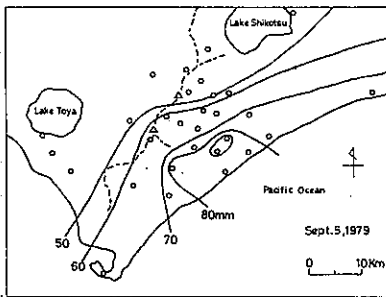


図4. オロフレ山系付近の降雨量分布

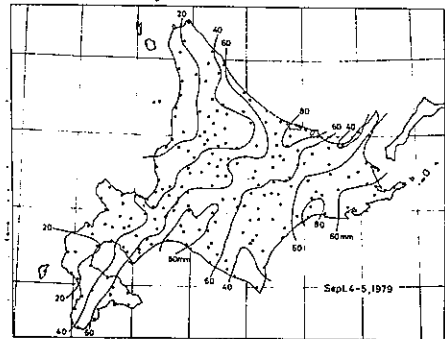


図5. 北海道全体の降雨量分布

各雨滴直径毎の降雨強度の時間変化を図6に示した。9月2日の場合にくらべて、両地点とも大きな雨滴による降雨強度の強いことがわかる。

粒度分布は、両地点間に違いはなく、ほとんどの時間において Marshall-Palmer 分布に近い1山型の粒度分布であった。このことから、山間部と海岸部の降雨量の違いは地形の影響によるものではなく、大きな擾乱に伴ったものであることが推論される。

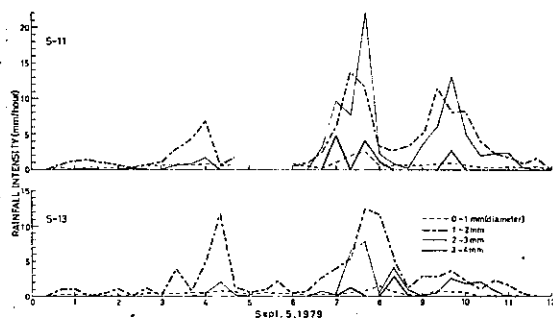


図6. 各雨滴直径毎の降雨強度

# 8. 夏の太平洋側の侵入霧についての数値モデル

瀬戸敏良(釧路地方気象台)

沢井均(札幌管区気象台)

①目的 北海道の太平洋側は6月から8月にかけて、海から侵入して来る霧の影響をしばしば受ける。この霧を対象にして、戦中から昭和30年代にかけての間に渡って行なわれた合同観測は、その総合性と調査の継続期間において、正に画期的なものであり、元来それ以後継続して研究が行なわれて来なか、尤も尤もなのは残念な気がする。これは1つは、霧の発生過程が放射平衡という厳密には分かりにくい物理過程を重要なものとして含んでいること、更には風向、風速や地面湿度などその場所の影響を非常に受け易い因子に左右される現象であるなどのため、単なる調査から先へ一般化するための研究が困難なことによると思われる。

そこで例によつて数値モデルの登場となる訳だが、数値モデルも必要である近似を余り重ねると実際の現象との対応が何れにくくなり、作製には注意を要する。即ちどんな現象をシミュレートしたいのかを、はっきりして世からモデル化しなくてはならぬ。今回のモデルは、既に海上に存在していた霧が陸上の移動して来るとき、内陸のどの距離まで侵入するか、そして地面湿度やその日変化、風速、更には地表の状態などの因子がどのよう霧の侵入距離に如何に調へるのを目指している。このように因果関係が少しでは、よりすれば、霧の予報の終着にもなるのではないか。

②太平洋側の霧のout line まず最初霧の実体について、モデル作りの参考となる範囲でまとめておこう。海霧が発生する原因について一般には、冷水塊や親潮などの冷い水面の上で南方低緯度の湿潤な暖気が流入して来るものと言われている。例えは高橋造一郎は昭和19年の根室付近の霧に関する調査研究報告の中で、翌日の霧となる割合(百の率)と気塊の出発点の位置との関係が図1のようになることを示した。これによると南方の海上から来る気塊は霧になり易いことが分る。こうして出来た海霧が陸上に侵入して来る時は、如何にか地面と接触している場合と、最初層雲かほりその結果地面湿度が下がり、雲のベースが降りて霧として観測されるようになる場合と二種類ある。

一度陸上にはい、た霧が消散する過程にも幾つかの場合がある。侵入して来る時は逆ら内陸部の地面に近い所から消え物(地面湿度の上昇に伴い)、逐々はバラバラの団塊状になって消失する。時には地面付近は消えても層雲の形で残っていることもある。また地形によつて全体の霧の濃度が小さくなり厚さも薄くなる、て行く場合もある。次の日変化を考えると、最も明確な変化とするのは放射霧である(図2)。海から陸へ侵入して来る

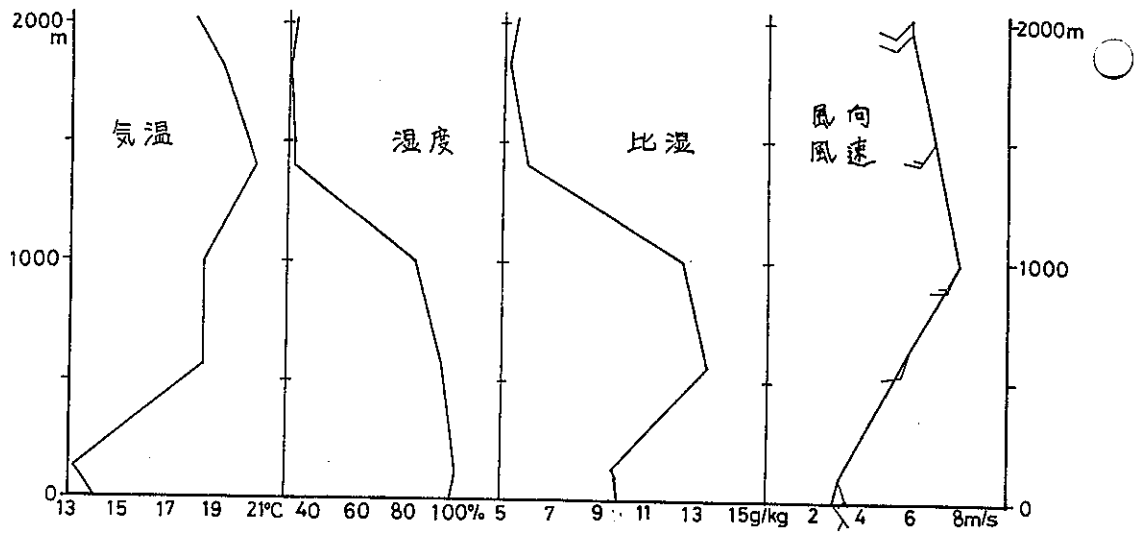


図4 根室の高層データ 1987-9 202

霧の場合にもこれと似た変化はする。即ち風向にもよるが、南方地面温度が下がり始めると侵入し易くなり、日中は霧を通してはいる日射のために地面温度が上昇し、前の述べたのと逆の過程を経て消散を開始する。海からの霧の侵入が激しい時や上空に雲がある時とすると日中消えたり曇りもある。ここで模型で日中でも霧が観測されたと示しておく。図3はTひまわりによる雲解析図で、図4は各要素要素の高さ2000mまでの鉛直プロファイルである。逆転層や下層ではほとんど飽和している霧の存在や、上空に至るまでの雨雲の一般図を比べ、幾つかの特徴的なことが見えた。

①モデルの説明 モデルは最初1次元りものを作る予定であったが、霧水量の物流や水平方向の温度傾度による風の場(例えば海陸風)を表現するのが困難なので、止むを得ず2次元から出発することにした。計算する領域は海岸線に直角な平面とし、水平方向にx軸、鉛直方向にy軸を取る。方程式にはいわゆる非弾性方程式系を採用し、運動は境界層内(高さ約2kmでモデルの計算領域とこれと合わせる)に限られるとして Boussinesq 近似をとる:

$$\frac{dU}{dt} - fV \times k = -C_p \theta \nabla_x T + F_x \quad (1)$$

$$0 = -C_p \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta}{\theta_0} \quad (2)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

Uは水平方向の運動方程式で日変化を計算することとを考慮して Coriolis 力も含める。 $\pi = (p/p_0)^{\kappa}$  は気圧に相当する量で  $\kappa = 1/\gamma$  はすべて基準状態からのずれを表わす。取口粘性力はこの表式によってはまら流動的である。②は静力学の式。

③は連続の式で非圧縮流体を仮定する。次の熱力学の第一法則は:

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{L}{C_p} \Delta q + D\theta \quad (4)$$

で、右辺は相変化による非断熱加熱と湿拡散項である。これらの他に水蒸気と霧水量の保存則:

$$\frac{dq}{dt} = \Delta q + Dq \quad (5)$$

$$\frac{ds}{dt} = -\Delta s + Ds \quad (6)$$

があり、やはり右辺は相変化の量と湿拡散項を表わす。境界条件は原則として領域の上下で  $f_{\partial x}$  とするが、右は上の境界では必ずしもゼロではなく、陸上の地面温度は日変化させる。左方は海陸即ち風上側の境界は  $f_{\partial x}$ 、阻絶は open とする。

④モデル化に当たりの問題点 最初にも書いたように、今回のシミュレーションは初めとしかく霧が存在してはなくてもはならず、その時の物理量の分布は今のまでの所観測も十分とはいえない相対的の域と見られる部分もある。作ってモデルをスタートさせた時の状態については、あるいは1次元でボックスを取りておくのが十分現実的ではなくはならず、その間に湿拡散の表式化も考慮するのはききまどいだが、水の相変化は大気中での出入りを伴う、その定式化には工夫を要するが、Asai (1975) による表現で霧水量の最大値は  $15 \text{ g/m}^3$  とした小気圧変化を大きく過渡させるかどいかな。また霧の消散過程は地表面との熱や運動量などの交換に重要な役割を演ずるが、それを十分表現するには接地境界層を如何に扱っていくか大いに問題となる。

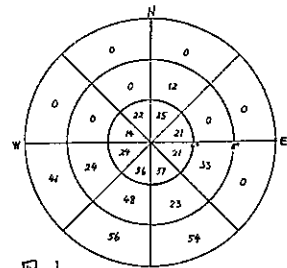


図1 海霧発生率と風向による季節図  
1°=111 km (風速)

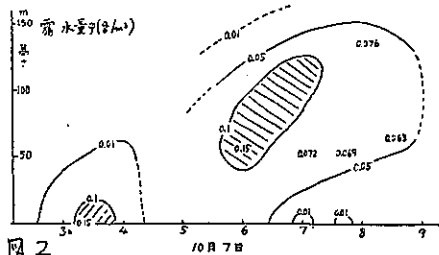


図2 輻射霧の霧水量及び最大高の高度ならびに時間的な変化(旭川) 大塚39

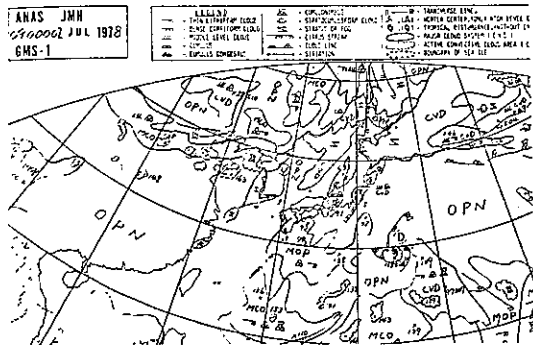


図3 GMSの雲解析図

## 日本海収束帯の雲の航空機写真観測

9

總領邦彦(北大・理)  
孫野長治( " " )

寒気吹き出し時における日本海側地域(主に北陸地方)の豪雪に、日本海収束帯に発生する収束雲が関与している事が因林によって指摘されて以来、収束雲に関する研究がなされてきた。近年では、内田が収束雲のパターンとその時の降雪の分布について述べ、また著者らは、日本海収束帯の消長に対応した収束雲の変化や、収束雲のモデルについて述べてきた。収束雲の特徴としては、(1)北陸地方が豪雪の時は、必ず収束雲が発生している。(2)その位置は、日本海収束帯とほぼ一致する。(3)収束雲の南西側(以後、風上側とする)のエッジの付近で最も対流活動が活発で、この部分が豪雪に重要な役割を果たしている。(4)収束雲内の風下側には、収束雲の走向にほぼ直交した筋状雲が頻繁に見られる、などが挙げられる。

収束雲に関する研究は、殆ど衛星写真を使ってのものであり、その構造に関する直接的観測例は無いように思われる。そこで著者らは、この収束帯の構造を明らかにし、そのモデルを確立する為、航空機からの写真観測を行った。

観測は、1979年2~3月に気象実況を参考に、収束雲の発生していると思われる日を狙い、日航の札幌~福岡の定期便に搭乗して計4日間、連続写真観測を実施した。そのうち2月28日と3月1日に収束雲を観測したのでこれらについて述べる。旅客機は、約10kmの高度を時速約900km前後で飛行し、その日本海側に面した窓から35mmモータードライブカメラで駒撮り連続撮影を行った。撮影は30秒に1駒で、約2時間の連続撮影が可能であり、また、カメラの伏角は約8°である。

2月28日は、西高東低の冬型の気圧配置であり、地上風から、日本海収束帯が朝鮮半島のつけ根から山陰沖に解析された。また朝鮮半島内部の気温が-4℃であり、沿海州沿岸部では-2~-6℃である事から、朝鮮半島からも沿海州と同程度の強さの寒気が吹き出していると考えられる。同日のひまわりからの写真(14時33分、VIS)を図1(a)に示す。収束雲が山陰沖から石川県付近に達しており、これに対応して日降水量のピークが石川県の山間部に現われている(40mm/day)。この時、実線で示された航路上の点Aより撮られた航空写真を図2(a)に示す。これは、収束雲を風上側から見ており、即ち、対流活動が最も活発であろうと指摘されている部分の外側からの写真に相当する。連続写真をステレオ解析する事により、この収束雲の立体構造が明らかになる(図は示さない)。ここでの特徴は、収束雲の風上側エッジ付近はCbによるbankになっている、Cbの雲頂高度は最大で7kmであるがCbからanvilは発生していない、Cbの風下側は厚い層状の雲で覆われている事である。

翌3月1日も西高東低の冬型の気圧配置で、朝鮮半島と沿海州から寒気が吹き出した状態が続いているが、収束帯の位置が西にずれ、朝鮮半島つけ根から山口県付近へ達しているのが解析された。同日の衛星写真(11時33分、VIS)を図1(b)に示す。収束帯に対応して収束雲が発生しており、収束雲内風下側には、前述したような筋状雲が見られる。この収

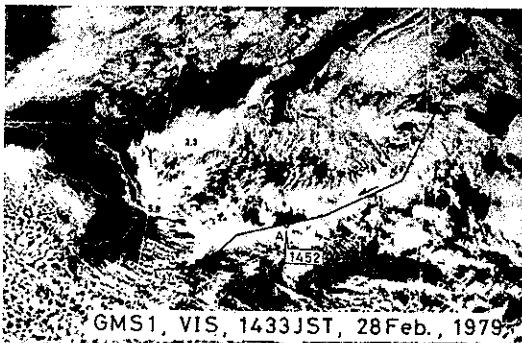


図1(a). 衛星写真と飛行航路

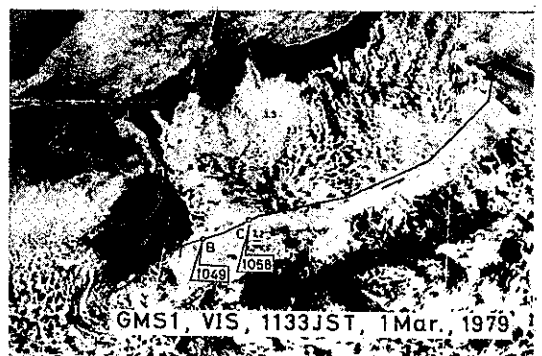


図1(b). 同左

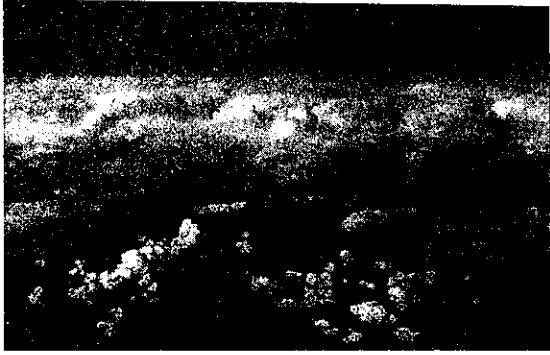


図2(a). A点からの航空写真

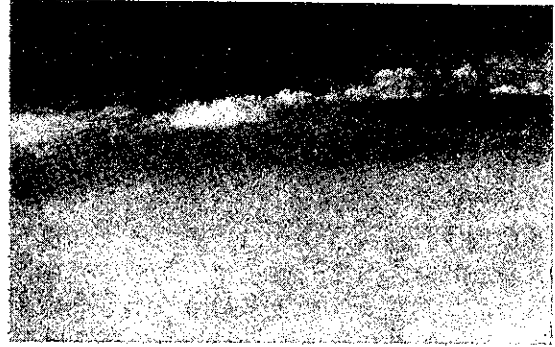


図2(b). B点からの航空写真

東雲下で、山口・島根の県境の山間部で、30mm/dayの日降水量が記録された。この時、航路上の点B、Cより撮られた航空写真を図2(b)、(c)に示す。Bは収束雲の風上側上空からのものであり、一方Cは、収束雲風下側の大きな雲と筋状雲の境界付近上空のものである。図2(b)は、一面の層状の雲で覆われ、風上側でそれを突き抜けてCbが発達している。Cbからは、図2(a)と同様にanvilは発生していない。図2(c)は、層状の雲が切れ、Cuが多く存在しており、このCu領域が筋状雲の領域に対応している。尚、衛星写真と航空写真の時間的ずれは、A、B、Cにおいて20~50分である。



図2(c). C点からの航空写真

3月1日の写真について、ステレオ解析より求めた雲の高さも、収束雲を横切ってプロットしたのが図3である。図中のB、Cは図1(b)と共通である。図中の破線は層状の雲の雲頂と見なされ、その上空の点は発達したCbと見なされる。一点鎖線は風下側のCuの雲頂雲底に対応している。この図から、層状の雲は風上側で高く、風下側ほど低くなっているのがわかる。衛星写真では筋状雲の領域に存在しているCuは層状の雲より背が低い。

以上の結果をまとめたのが図4である。収束雲は厚い層状の雲に覆われ、その風上側の部分でこの層状の雲も突き抜けてCbが発達している。Cbからanvilは発生していない。また層状の雲頂は風下側ほど低い。この付近でCbは存在せず、背の低いCuが多く存在している。Cuの存在する領域が筋状雲の領域に対応していたが層状の雲による筋が、Cuの配列による筋かは解析されなかった。

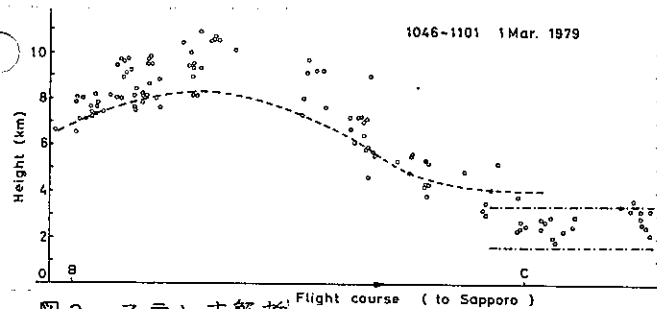


図3. ステレオ解析による雲の高度

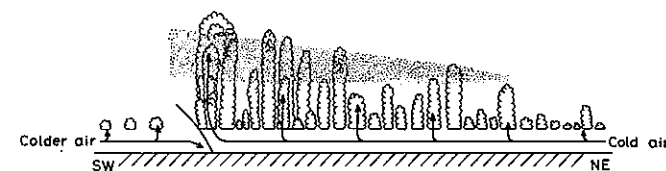


図4. 収束雲のモデル

今回、収束雲を捉える事に成功したが、写真で見られるように典型的なものとは言い難い。より典型的なものを観測する事で今回の結果の一般性が吟味されるとともに、筋状雲の構造が明らかにされると思われる。

最後にフライトに関するデータの入手にあたり、日本航空広報室の小池敏郎氏に大変お世話になった。記して感謝の意を表す。

# 札幌市における気体-粒子変換に関する測定

10

増田剛(北大環境)  
遠藤辰雄(北大理)  
太田幸雄(北大工)  
大喜多敏一(北大工)

## (1)はじめに

大気中のエアロゾルは、その発生機構の違いから1次粒子と2次粒子に分けられる。2次粒子とは大気中の微量ガス成分が光化学反応などによってエアロゾルに変換したものを言う。2次粒子の発生機構は不明な点が多く、精度の高い野外測定を行い、データを蓄積してゆく必要があると思われる。今回は、札幌の夏期における $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{NO}_3^-$ またその前駆物質と考えられる $\text{SO}_2$ 、 $\text{HNO}_3$ 濃度の測定を行った。またそれに関連して野外チェンバー実験を行ったので併せて報告する。

## (2)測定方法

サンアリングは、ホルダーにテフロン3紙、捕集液を倍人だろ紙をセットし、それぞれエアロゾル、ガス成分を捕集した。 $\text{SO}_4^{2-}$ はクロロニル酸バリウム法、 $\text{SO}_2$ はパラロサンリン法、 $\text{NO}_3^-$ 、 $\text{HNO}_3$ はヒドラジン還元後グリーンロミン試薬で比色分析した。

## (3)測定結果

結果をFig 1に示す。測定地点はFig 2の白丸で示した。6/5は測定時間中、気象条件がほぼ一定であった。風は市中心部にある中央保健所から、郊外の手稲山口に向かって吹いた。Fig 3に2点を結ぶ直線上に、結果と市道の大气汚染観測局のデータを示した。6/22の手稲の結果をFig 4に示す。 $\text{O}_3$ 濃度はDasibiのオゾン計で測定した。7/10の北大の結果をFig 5に示す。矢印の時刻に霧粒に覆れた。Fig 6に12月の結果を参考に示す。6/25や12月に見られるように北よりの風の時はガスばかりでなくエアロゾル成分の濃度も低い。

## (4)実験結果

約300 $\text{m}^3$ のポリエチレンバッグに外気を詰め、 $\text{SO}_2$ 、 $\text{NO}$ 、 $\text{C}_2\text{H}_6$ を微量加え、太陽光に晒した。Fig 7に8/31の結果を示す。 $\text{O}_3$ の生成過程で $\text{SO}_4^{2-}$ が増加している。Sのmass balanceは得られなかった。

## (5)考察

実験の $\text{SO}_4^{2-}$ の増加は、 $\text{O}_3$ の生成過程で生じるラジカル類が $\text{SO}_2$ を酸化する為と思われる。(Calvert, 1978)  $\text{SO}_2$ の平均減少速度は15%/hで、変換速度の上限を与える。6/5の場合も郊外に行くに従い $\text{O}_x$ 濃度が増加している。 $\text{SO}_4^{2-}$ の増加量は両地点の平均 $\text{SO}_2$ 濃度の24%に当る。この値を平均風速で割り、変換速度を概算すると18%/hになる。6/22、7/10の場合また実験も $\text{HNO}_3$ のピークは $\text{NO}_2$ と $\text{O}_3$ のピークの間に見いだされる。 $[\text{HNO}_3]$ と $[\text{NO}_2] \times [\text{O}_x]$ の間にはFig 8に示したように相関がある。実験結果もほぼ直線にのった。 $\text{NO}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{HNO}_3$ あるいは $\text{NO}_2 + \text{O}_3 \rightarrow \text{NO}_3 + \text{O}_2$ 、 $\text{NO}_2 + \text{NO}_3 \rightarrow \text{N}_2\text{O}_5$ 、 $\text{N}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{HNO}_3$ の反応の有力性を示していると思われる。7/10は霧とともに汚染物の濃度が著しく変化した。霧粒中へのガスの溶け込み、液相中での反応が進んだと思われる。 $f_s = S_{\text{SO}_4^{2-}} / (S_{\text{SO}_2} + S_{\text{SO}_4^{2-}})$ と定義する。Fig 9に $f_s$ と $\text{O}_x$ との関係を示した。手稲では相関が見られる。この時期は混合層の変動が激しく、上空の $f_s$ の値が結果に影響を与えるので一概には言えないが、 $\text{O}_x$ の高い時ほど変換が進むと思われる。 $\text{HNO}_3$ から $\text{NO}_3^-$ への変換は $\text{NH}_3$ との反応、海塩核との反応が知られている。Fig 10に $\text{HNO}_3$ と $\text{NO}_3^-$ との関係を示した。相関は見られず、他の因子が $\text{NO}_3^-$ の生成に関係していると思われる。6/22、7/10の場合は $\text{NO}_3^-$ はむしろ $\text{NO}_2$ との相関が良かった。Stelson et al., 1979は $\text{NH}_4\text{NO}_3$ と平衡状態にある $\text{HNO}_3$ 、 $\text{NH}_3$ は25°Cで合わせて22 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ と報告しているが、札幌ではせいせい15 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ 位であるからこの機構による $\text{NO}_3^-$ の生成はほとんどないと思われる。

## (6)結論

$\text{SO}_2$ から $\text{SO}_4^{2-}$ への変換は $\text{O}_3$ が生成される状態、すなわち光化学スモッグ時に進み、その速度は18%/h程度であった。 $\text{HNO}_3$ の生成は $\text{NO}_2$ と $\text{O}_3$ の積に比例するが、 $\text{NO}_3^-$ の生成は

伴わない。

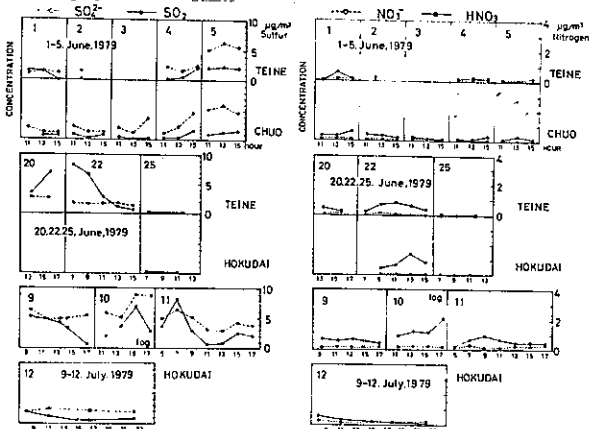


Fig 1 6,7月の測定結果

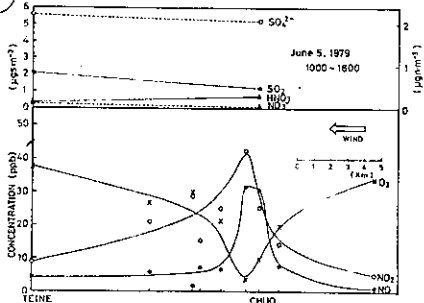


Fig 3 6月5日の測定結果 風下の手箱山口でエアロゾル成分の濃度が増加している。

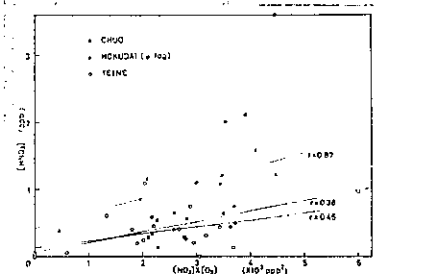
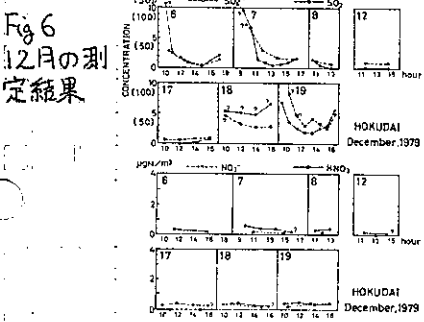


Fig 8 [HNO<sub>3</sub>]と[NO<sub>2</sub>][O<sub>x</sub>]との関係

参考文献  
Calvert J. G. et al. (1978) Mechanism of the homogeneous oxidation of sulfur dioxide in the troposphere. Atmos. Environ. 12, 197-226. Stelson A. W. et al. (1979) Atmos. Environ. 13, 369-371.

Fig 2 測定地点(白丸) 夏期は南東風が卓越している。

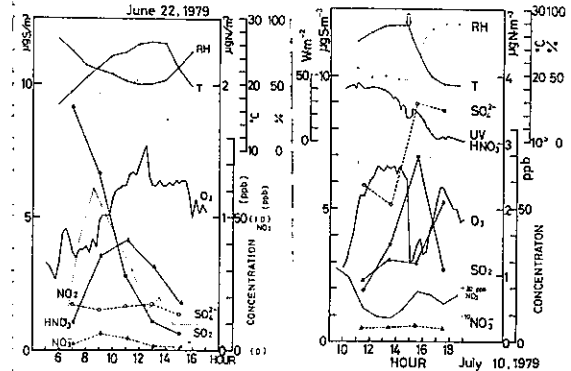
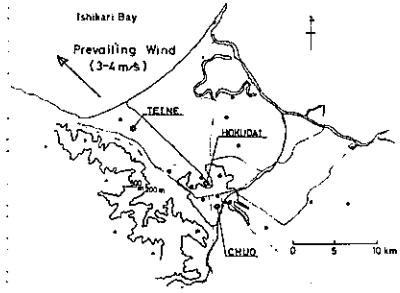


Fig 4 6月22日の手箱山口の測定結果

Fig 5 7月10日の中央保健所の測定結果

Fig 7 8月31日のチェンバー実験結果  
NO<sub>2</sub>のピークからO<sub>3</sub>のピークにかけてSO<sub>2</sub>の増加が顕著である。HNO<sub>3</sub>の生成にもかかわらずNO<sub>3</sub>の生成はわずかである。

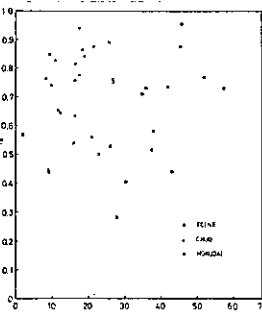
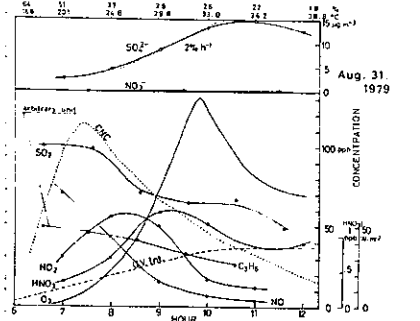


Fig 9 [O<sub>x</sub>]と[SO<sub>2</sub>]との関係 手箱山口で相関が見られる。

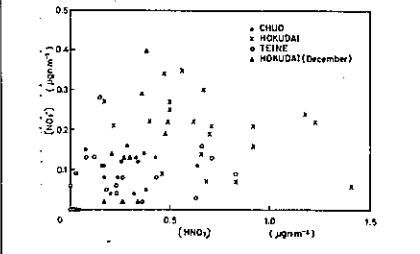


Fig 10 [NO<sub>3</sub>]と[HNO<sub>3</sub>]との関係 相関は見られない。

## 1. 目 的

気象研究所地方共同研究(昭和42年度～昭和44年度に実施された降水洗条の研究)において降雪の自然放射能が異常に強いので決論が得られなかった。さらに第2次(昭和47年度～昭和49年度に引き継がれた自然放射能の研究)によつて冬期季節風により高濃度自然放射能の出現が略々明らかとなつた。第1次第2次の結果に基づき第3次共同研究(昭和52年度～昭和54年度冬期季節風による放射性エーロソル変動の研究)により日本海中部・北部の海上放射能観測が実施された。さらに海岸(寿都測候所)山岳(北大理学部手稲山雲物理観測所)においても同時に観測した。高層観測・レーダー観測も平行して実施されたので放射性エーロソル変動の気象的追跡が可能となり、解析結果として高濃度放射性エーロソル柱発生モデルが作り出された。このエーロソル柱発生気象条件が地上で与えられるならば更に強い自然放射能が観測されなければならない。その実証を得るため北大母子理演習林にある北大低温科学研究所所属母子里実験所において北大理学部気象研究室と低温特別共同観測を実施した結果所期の目的が達せられたので報告する。

## 2. 調査資料

「降水洗条の研究」による昭和42年度～昭和44年度の降水洗条放射能特別観測資料

「自然放射能の研究」による昭和47年度～昭和49年度の札幌管区気象台・北大理学部手稲山雲物理観測所放射能特別観測資料(夏期・冬期)

「冬期季節風による放射性エーロソル変動の研究」による昭和52年度～昭和54年度の啓風丸・寿都測候所・北大理学部手稲山雲物理観測所の放射能特別観測資料及び特別観測実施期間中の啓風丸・札幌管区気象台・函館海洋気象台のレーダー観測資料とエコー合成。啓風丸・札幌管区気象台の観測資料。

環境科学特別研究による「放射性エーロソルの雲粒捕足」及び「エーロソルの発生から消滅に至る機構」による昭和52年度～昭和54年度の低温下における放射能特別観測資料。雲粒捕足観測資料。

旭川地方気象台の昭和47年～昭和49年におけるモニタリングポスト観測資料

「放射性エーロソルの季節変動に関する研究」による北大工学部・立教大学原子力共同利用研究のエーロソル放射能分析資料。

## 3. 調査の概要

(1) 大気中の浮遊じん観測の意義(Gross  $\beta$ -Rn product: Ra B・Ra C)

Rn・Th decay-product の鉛直分布は次式によつて表わされる。

$$\frac{A}{\rho} \cdot \frac{d^2 a_i}{dz^2} + \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dA}{dz} \cdot \frac{dA_i}{dz} + \lambda_i a_{i-1} - \lambda_i a_i = 0$$

この状態の大気を集じん器で捕える場合のフィルタ上のRn decay product の時間的变化を次式で表わすことができる。

$$\frac{dA_i}{dt} = v a_i \cdot \lambda_i a_i - \lambda_i A_i$$

この式は採取時間t(A=0)後のフィルタ上の崩壊系列成分の全放射能を示すものであるが、Aが放射平衡に達する場合フィルタ上でも同じ条件で崩壊するので、採取終了時のフィルタ上の個々のRn decay product の放射能は大気中の分布と一致することになる。

(2) エーロソルの原子数と大気中における濃度の関係を次式によつて表わす。

$$\frac{dN_i}{dt} = C_i \int_0^{\infty} C(r) f(r) dr - N_i \lambda_i - N_i \lambda_i$$

$$\frac{dN_i}{dt} = N_{i-1} \lambda_{i-1} + N_i \lambda_i$$

気象研究所矢野直研究室長の測定によるとエーロソル濃度15000 Count/ml でミリポアフィルタによると20.2 CPM、東洋ろ紙 No.5 A によると7.5 CPMであった。これにより  $\int_0^{\infty} f(r) C(r) = 0.33$  となり、採取されるエーロソルはフィルタの規格に応じた粒径となり分布濃度に比例することになる。集じん終了時のABは  $N_2 \lambda_2 \cdot N_3 \lambda_3$  に比例するのでこれらは夫々 RaB RaCに該当する。故にRaB+RaC測定によつて自然放射能調査に利用することができる。

(3) 第1次の測定結果は第1表のとおりである。

降水の比放射能は降水または降雪によつて次第に減少しているが浮遊じんの場合はほとんど変化しない。しかし、浮遊じんは減衰曲線が次第にシャープになることによつて大気中の新しいRn decay product を観測していることになる。したがつてその土地特有のBack Ground を計測していることになる。ただし季節風を伴う場合15～20倍の値を示し、降雪になるとその

変動が極めて大きくなることが特徴である。

第1表 浮遊じん及び降水・降雪の放射能

| 降水の種類         | 降水の放射能 $10 \times \text{CPM}/\text{l}$ |              |              | 浮遊じんの放射能 $10 \times \text{CPM}/\text{m}^3$ |              |              |
|---------------|--|--------------|--------------|--|--------------|--------------|
|               | 初期                                     | 中期           | 終期           | 初期   | 中期           | 終期           |
| 降水の初・中・終期の放射能 |  |              |              |  |              |              |
| 持続性降水         | (15~30)<br>20                          | (5~20)<br>10 | (5~25)<br>10 | (1.5~10)<br>10                             | (5~15)<br>10 | (5~10)<br>10 |
| 寒冷前線に伴う降水     | 100                                    | 30           | 20           | 10   | 10           | 10           |
| 季節風に伴う降水      | 200                                    | 200          | 150          | 15   | 15           | 15           |
| 季節風に伴う降雪      | 300                                    | 250          | 150          | 15   | 15           | 10           |
| 台風            | 50                                     | 30           | 30           | 10   | 10           | 5            |

(4) 第2次は主として夏期・冬期の比較及び垂直に関する観測であった

7~8月の平均値と1~2月の平均値で前者は40~60 pCi/m<sup>3</sup>で後者は60~80 pCi/m<sup>3</sup>という結果が得られた。夏期の手稲山雲物理観測所(北大理学部所属)の測定ではエーロソルなだれと雲粒捕集による高濃度自然放射能が確認され、降水洗滌の研究におけるRain-outの主要因が判明した。さらに第1図のような変動が確認され西よりの季節風の吹き出しに観測が集中されることになった。

(5) 第3次は本観測が実施される前の昭和52年2月上旬、日本海中部の海上で啓風丸によつて季節風の最強時一西~西北西の風速が15m/secに達するとその直後に放射能の強さがピークになることが判った。この予備観測の経験に基づき冬期季節風卓越時、特に500mb-30°C以上の寒気団内に入り地上付近でも850mb-18°C以下の寒気が突入

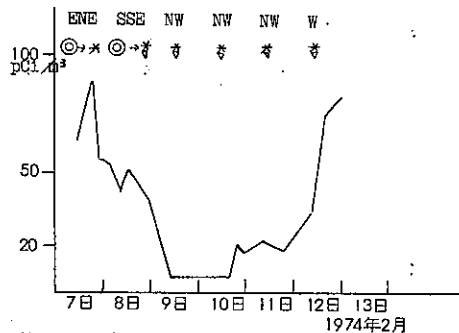
するような状態で季節風の吹き出し時における自然放射能の変動を詳細に捕えるため上記気象条件の予想された日を選び24時間連続観測測定を実施した。その結果放射能のピークは西から約30km/hの速さで移動していることが判った。さらに高層観測とレーダー合成の解析からある限られた空域に高濃度自然放射性エーロソル柱が発生していると解釈すると、地上における海上・海岸・山岳における変動の現われかたは一致することが認められた。

(6) 環境科学特別研究第3年度の母子里における水晶と放射性エーロソル特別観測の結果は第2表のとおりである。

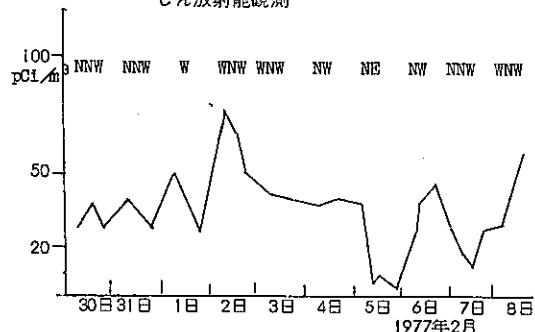
1月31日、2月4日における値は通常の季節風タイプに現われる放射性エーロソル濃度で100~150 pCi/m<sup>3</sup>であるが2月5日は晴れて気温は-18°C ~ -20°Cとなり細氷も発生している状態であった。高濃度放射能エーロソル柱の地上付近で再現したものと考えられる。偶然性を避けるため6日早朝同じ気象条件になったので採取測定したが同じ結果が得られた。

#### 4 結論

Rnは大地から気体で発生し大気中に半減期約92時間で拡散されながら浮遊している。λ<sub>1</sub>=1であるRaAの半減期は極めて短かいのでλ(Rn) ≫ λ<sub>1</sub>(RaA)から短時間で放射平衡に達することができる。Ra/Aになるには更に約92時間余り要するので大気の運動と共に動いている。RaB(半減期26.8分)、RaC(半減期19.7分)の崩壊過程において計測することによつてトレーサー的役割りを十分果し得るものである。そこでキャリアとしてのエーロソルを採取することにより自然放射能・降水洗滌・異常高濃度化の追跡が可能である



第1図 北大理学部手稲山雲物理観測所における浮遊じん放射能観測



第2図 啓風丸による日本海中部海上における浮遊じん放射能観測

第2表 1980年 低温科学研究所母子里融雪実験場(北大雨籠演習林)

| 試料番号  | 年    | 月 | 日  | 時分~時分     | 吸引量 m <sup>3</sup> | 放射能の強さ pCi/m <sup>3</sup> | 誤差 |
|-------|------|---|----|-----------|--------------------|---------------------------|----|
| 80101 | 1980 | 1 | 30 | 1000~1240 | 10.2               | 98                        | 2  |
| 80102 | 1980 | 1 | 30 | 2150~0025 | 10.0               | 61                        | 2  |
| 80103 | 1980 | 1 | 31 | 0735~1010 | 10.0               | 49                        | 2  |
| 80104 | 1980 | 1 | 31 | 1500~1740 | 10.0               | 131                       | 2  |
| 80105 | 1980 | 1 | 31 | 1935~2215 | 10.0               | 108                       | 2  |
| 80106 | 1980 | 2 | 1  | 0730~1015 | 10.0               | 23                        | 1  |
| 80107 | 1980 | 2 | 1  | 1935~2215 | 10.0               | 68                        | 2  |
| 80108 | 1980 | 2 | 2  | 0700~0935 | 10.0               | 59                        | 2  |
| 80109 | 1980 | 2 | 2  | 1910~2205 | 10.0               | 48                        | 2  |
| 80110 | 1980 | 2 | 3  | 0700~0953 | 10.0               | 48                        | 2  |
| 80111 | 1980 | 2 | 3  | 1905~2157 | 10.0               | 84                        | 2  |
| 80112 | 1980 | 2 | 4  | 0707~1003 | 10.0               | 152                       | 2  |
| 80113 | 1980 | 2 | 4  | 1905~2158 | 10.0               | 91                        | 2  |
| 80114 | 1980 | 2 | 5  | 0705~0958 | 10.0               | 352                       | 2  |
| 80115 | 1980 | 2 | 5  | 1105~1416 | 10.0               | 105                       | 2  |
| 80116 | 1980 | 2 | 5  | 1900~2212 | 10.0               | 199                       | 2  |
| 80117 | 1980 | 2 | 6  | 0300~0626 | 10.0               | 342                       | 2  |

望月 定 室蘭工業大学  
織笠桂太郎 室蘭工業大学

### 1. はじめに

陸地にその源を發するRn-222が、地面より發散後、陸上大氣中に拡散し、さらに広い大洋上に拡散していくとき、どのように希釈され、どのようなとうたを受けながら最終的にはどのような形で海面に取り込まれていくかの輸送過程を明らかにすることは大氣汚染物質の広域拡散問題、地球規模の汚染の将来予測問題とも関連して極めて重要なことであると考えられる。

この輸送過程の特性の解明にいたる手掛りの一つとして、北西季節風の卓越する時季の海洋上におけるRn-222の分布状態を知るべく、1974、1975年の2月から3月にかけて三宅島、八丈島、1975年の11月から12月にかけて東京-沖縄-小笠原-東京のコースで船上観測を、そして、1977、1978、1979年の1月~2月には東京-小笠原で定期客船を利用して船上観測を実施してきた。その結果、濃度分布の概略はほぼは握り得る程になったが、分布状態は刻々に著しく変動しており、観測ごとに異なった様相を呈している。そこで、かような状況における一般的なパターンを知るためには、何よりもより多くのケースについて、同種の観測データを得ることが大切なのである。今回、さらに近海における状況をより多く知るべく東京-八丈島航路の客船を利用して、同航路連続2往復の船上観測を1979年の11月末から12月初めにかけて実施した。

本報告では今回の船上観測で得られた濃度分布、その変動状態を中心に報告する。

### 2. 測定器と観測項目

ラドン娘核の測定にはフィルター法を用い、RaA, RaC'の識別計測をしてラドン濃度を算出した。同時に凝結核数測定器(ボラックカウンター)によるエアロゾル濃度測定、ボラックカウンターと平行板型拡散箱を組み合わせたエアロゾルの等価半径の測定、光散乱方式粒子数測定器(パーテクルカウンタ、リオンK, K型)による大粒子濃度測定と同粒径分布測定を実施した。測定は東京-八丈島間2往復の全行程で、エアロゾル濃度は10分間隔、放射性エアロゾルは50分の捕集・分析で、1時間間隔で測定した。

### 3. 観測結果と考察

11月28日~29日の往復で得られた結果を図1に示した。

(a)は往路、(b)は復路で得られたものである。図中の天気、風向、風速の横に添付した数字は船がその位置に達したときの時刻を示す。風向、風速、天気の詳細は船の気象室で観測された値である。上方の横軸はRaA計測値から得られたラドン濃度、単位C1/cc、下方の横軸はRaA計測値から得られたラドン濃度とRaA, RaC'計測値からRaA, RaB, RaCが放射平衡にあると仮定して得られたラドン濃度との比である。図中の実線はラドン濃度、点線は比を示す。捕集時間が50分であるので、値は対応する時間間隔内の平均として示した。例えば2時から2時50分までの値は2時から3時までの間の実線で示してある。一見してわかるように、船の速度差により、単位時間(50分)に調査した領域に相当な差を生じている。我々の現有装置では試料空気流量(35L/min.)の関係で、1測定に30分以上必要であるので、現段階では、この辺が限界である。

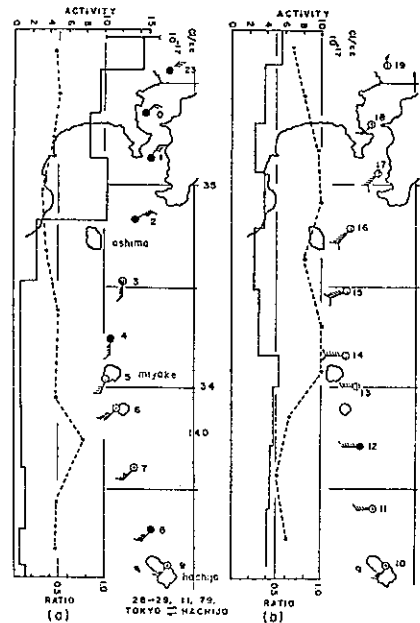


Fig. 1 Variation curves of concentration of radon decay products and radioactive equilibrium ratio. (a) represents forward expedition and (b) backward expedition.

しかし将来、定期航路等の船上観測により、さらに詳細な変動状態を検討する場合にはこのことに特に留意する必要がある。このことは往路2時から3時の間に端的に現われている。即ち、2時から3時の間に船で観測した風向が北東から南に急変しており、この間に得られたラドン濃度は2時前50分間に得られた値と比較し激減している。その後の風向から考えても、この間で気塊が明らかに代っており、この地点より前では陸上を通過してきたばかりの新鮮な気塊中のラドン娘核を測定していることになり、以後は陸地を離れてから相当に時間の経過した気塊中のラドン娘核を測定していたことになる。この間に船は約30km程走っていることになるので、この間の平均値は有意でない。従ってかような接点での評価に際してはできるだけ速い計測が必要になるわけである。又同図復路においても、14時と15時の間(三宅島附近で、往路程顕著でないにしても気塊は異なっていたのではないかと思われる。14時以後、陸地に近づくにつれて濃度も徐々に高くなり、比も典型的なパターンを示している。

図2は1回目に続いて、同じ日の23時から行った第2回目の往復の結果を示す。(a)が往路、(b)が復路で得たものである。往路において、まず目につくことは東京湾内から大島附近までの様相である。陸上においてもしばしば観測されることではあるが、比はほぼ1になり、RaA, RaB, RaC間の

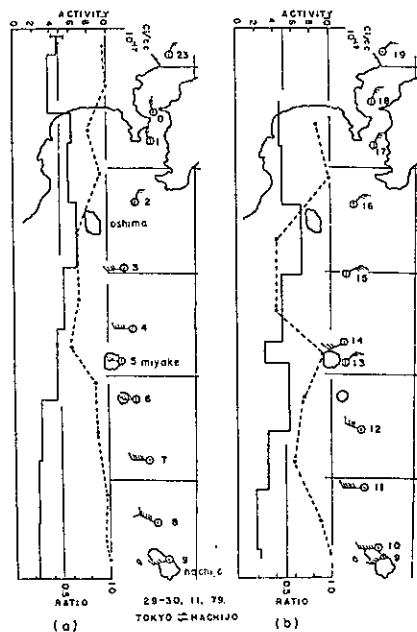


Fig. 2 Variation curves of the concentration of radon decay products and radioactive equilibrium ratio. (a) represents forward expedition and (b) backward expedition.

放射平衡がこの地域ですでに成り立っていることを示している。我々の測定装置では、RaB測定を準備中であり、この観測ではRaBを測定していないので、平衡比まで論じることができないが、放射平衡が成り立っているか、いないかは判別できる。大島以遠八丈島の間では風系もそろう、濃度と比の間に明かな逆相関関係がみられる。これは風系がそろう、同一気塊内で得られたものと考えられるならば、ラドンとその崩壊生成物は陸地を離れて洋上に向うとき、陸地を離れるに従って徐々に放射平衡に近づき、この時季（北西の風が10~15 m/s）ではやはり150~200Kmで放射平衡に達すると結論してよさそうである。復路における結果をみると、12時~13時まで往路と同質の気塊内に入っていたと考えられ、以後は濃度の増減傾向も、比との関係も規則性はほとんどみられない状態になっている。やはり、海上で船を利用して、エアロゾル、汚染物質の拡散輸送を詳細に追跡し、決定的な結論を引き出すためには、状況が毎日に時間毎に著しく変動することが多々あるので、より多くのケースについて、同種の観測データを蓄積することがぜひとも必要である。

図3に今回の東京-八丈島2往復船上観測中で、特に風系、天気状況が一様であったと考えられる第2回目の往路におけるエアロゾル濃度、同等価半径、ラドン濃度と比の関係を示した。(a) 図左側縦軸はエアロゾル濃度、右側縦軸は同等価半径を示す。(b) 図左側縦軸はラドン濃度、右側縦軸は比である。実線はラドン濃度を点線は比を示す。

(a) 図、(b) 図とも横軸は東京港を零時とし、出港後の時間経過を表わす。エアロゾル濃度と同等価半径の間には明

らかな逆相関関係がみられ、三崎等が見出しているようにエアロゾルは速くに輸送されたもの程、粒径分布の重心の位置は相対的に大きい方へづれていくことを示唆している。

東京港を出てから4時間経過した後（大島附近以遠）について、ラドン濃度の減少傾向はエアロゾルの濃度の減少傾向よりゆるやかである。これは一般に随上で測定する場合、放射性エアロゾルの粒径分布のピーク値はエアロゾルの粒径分布のピーク値より大きい方へづれて出現することを考慮すると理解しうることはあるが、詳細に論じるにはエアロゾルの粒径分布と放射性エアロゾルの粒径分布を同時に実測しなくてはならない。

それにしても、エアロゾル、放射性エアロゾルを問わず、随上から洋上に拡散する場合の拡散特性を明らかにするためには、エアロゾル濃度の減衰をエアロゾル粒子の質と分布の粒径依存性による寿命の効果と拡散による希釈効果を分けて考えることが必要であり、洋上におけるラドン濃度測定はエアロゾル粒子の希釈による効果を推定するのに有用であるので、一層、より多くのケースにおける観測データを蓄積することが必要であろう。

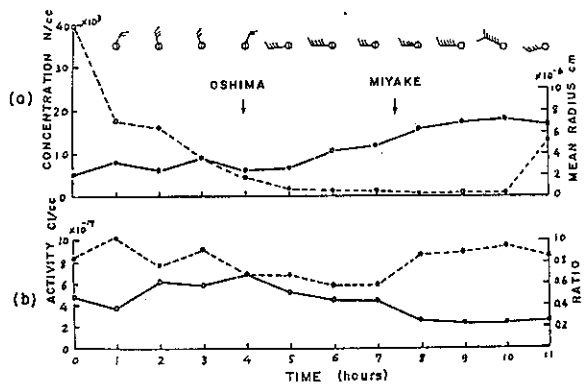


Fig. 3 (a) Time variation of the concentration of aerosol particle and mean size. (b) shows a part of Fig. 2.

## Ⅵ 昭和54年度支部事業報告・役員会報告・会計報告

### 支部事業報告

1. 釧路の霧と氷の講演会 54年10月6日、釧路市「釧路市立図書館」において実施。講師：渡辺栄二（釧路地方気象台）、菅野瑞夫（釧路海上保安部）、孫野長治（北海道大学）、東海林明雄（北海道教育大学釧路分校）。出席者約100名。講演会の準備、運営は支部役員、釧路地方気象台があたった。
2. 第1回支部研究発表会（北部管区気象研究会と共催）54年11月28日・29日札幌管区気象台において実施。論文33編、特別講演：菊池幸雄氏（気象研究所応用気象研究部）「関東地方における海陸風の数値シミュレーション」。出席者約80名。
3. 第2回支部研究発表会 55年3月14日、北大理学部において実施。論文12編、出席者約40名。
4. 支部だより（№25） 55年3月発行。

### 役員会報告

1. 第1回理事会 54. 5. 15 於札幌管区気象台
  - (1) 出席者 孫野・矢崎・石田・岡村・井上・杉山・播磨屋・上田・遠藤・若原
  - (2) 議事
    - ア. 理事3名の道外転出に伴う新理事と理事の業務分担を決めた。新理事：矢崎敬三、岡村存（講演）、杉山昌司（支部だより）。
    - イ. 53年度事業経過報告、会計報告、会計監査報告が、播磨屋、上田幹事の説明、石田理事の報告の後、承認された。
    - ウ. 54年度事業計画と予算案が審議され次のことが決まった。
      - ① 支部研究発表会（例年、年2回）  
11月札幌管区気象台、3月北大理学部。
      - ② 支部だより（№25） 昭和55年3月発行。
      - ③ 講演会：海霧についての地方講演会を釧路で開催することが提案され、釧路地方気象台に協力を打診することになった。
2. 第2回理事会 54. 8. 21 於北大理学部
  - (1) 出席者 孫野・矢崎・石田・岡村・井上・杉山・播磨屋・遠藤・上田・若原
  - (2) 議事
    - ア. 釧路の霧と氷の講演会について、岡村理事から講演会準備の経過報告と計画案の説明があり、了承された。上田幹事から予算案の説明があり、了承された。
    - イ. 支部だよりについての意見を出してもらった。
3. 第3回理事会 55. 3. 14 於北大クラーク会館
  - (1) 出席者 孫野・矢崎・石田・岡村・杉山・播磨屋・遠藤・上田・若原
  - (2) 議事
    - ア. 北海道支部第12期役員選挙の事務日程が決定された。
    - イ. 釧路での地方講演会の報告が岡村理事、同決算報告が上田幹事よりなされ承認された。

ウ. 会計中間報告が上田幹事よりなされた。

エ. 支部だより第25の内容について、杉山理事より説明があった。

### 会計報告（昭和55年3月31日現在）

#### ○収入の部

|        |          |
|--------|----------|
| 前年度繰越金 | 50,126円  |
| 支部交付金  | 181,500円 |
| 入会金    | 17,500円  |
| 利息     | 2,056円   |

合計 251,182円

#### ○支出の部

|          |          |
|----------|----------|
| 支部だより印刷代 | 118,500円 |
| 講演会費     | 50,000円  |
| 研究発表会経費  | 5,010円   |
| 理事会費     | 4,210円   |
| 通信費      | 18,320円  |
| 事務費      | 13,860円  |
| 翌年度繰越金   | 41,282円  |

合計 251,182円

## Ⅶ 日本気象学会北海道支部第12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55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・年齢・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、候補者の承認を得て、推薦状を届出ること。

ロ. 届出締切日 昭和55年5月1日(木)

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55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55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55年5月29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55年5月30日(金)

ロ. 開票結果は当日発表し、かつ「天気」および「支部だより」に公示します。

(ただし当選者のみ)

昭和55年4月15日

日本気象学会北海道支部選挙管理委員会

## VIII 日本気象学会北海道支部通常会員名簿

(昭和55年4月1日現在)

238名 50音順

(札幌管区气象台) 44名

個人情報保護のため公開していません

(稚内地方气象台) 6名

個人情報保護のため公開していません

(網走地方气象台) 8名

個人情報保護のため公開していません

(紋別測候所) 2名

個人情報保護のため公開していません

(旭川地方气象台) 5名

個人情報保護のため公開していません

(岩見沢測候所) 1名

個人情報保護のため公開していません

(千歳航空測候所) 6名

個人情報保護のため公開していません

(釧路地方气象台) 7名

個人情報保護のため公開していません

帯広測候所) 2名

個人情報保護のため公開していません

(根室測候所) 4名

個人情報保護のため公開していません

(室蘭地方气象台) 8名

個人情報保護のため公開していません

(浦河測候所) 3名

個人情報保護のため公開していません

(苫小牧測候所) 1名

個人情報保護のため公開していません

(倶知安測候所) 1名

(広尾測候所) 1名

個人情報保護のため公開していません

( 函館海洋気象台 ) 28名

個人情報保護のため公開していません

( 日本気象協会北海道本部 ) 20名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道大学理学部 ) 16名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道大学低温科学研究所 ) 19名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道大学工学部 ) 7名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道大学環境科学研究科 ) 4名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道大学農学部 ) 1名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道大学苫小牧演習林 ) 1名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道大学水産学部 ) 4名

個人情報保護のため公開していません

( 室蘭工業大学 ) 3名

個人情報保護のため公開していません

( 北見工業大学 ) 1名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道教育大学旭川分校 ) 2名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道教育大学釧路分校 ) 3名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道教育大学岩見沢分校 ) 1名

個人情報保護のため公開していません

( 東海大学工学部 ) 1名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道学園大学工学部 ) 1名

個人情報保護のため公開していません

( 北海道工業大学 ) 1名

個人情報保護のため公開していません

- ( 釧路湖陵高校 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 赤平西高校 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 小樽水産高校 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 留萌高校 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 小樽海員学校 ) 2名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 北海道開発局土木試験所 ) 2名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 国立北海道農業試験場 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 北海道生活環境部 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 北海道立衛生研究所 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 札幌市役所 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 苫小牧市役所 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 日本航空KK ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 苫小牧共同発電KK ) 2名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 日本無線KK札幌営業所 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 北海道ビジネスオートメーションKK ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 北海道開発コンサルタントKK ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 札幌在住 ) 3名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 旭川在住 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 帯広在住 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません
- ( 瀬棚商業高校 ) 1名 ( 道都大学 ) 1名  
個人情報保護のため公開していません

## Ⅷ 会 員 動 静

(S 54. 4. 1 ~ S 55. 4. 1)

### ◦ 新 入 会 員

個人情報保護のため公開していません

### ◦ S 54. 3. 15~3. 31までの入会者

個人情報保護のため公開していません

### ◦ 転 入 会 員 (道外から道内へ)

個人情報保護のため公開していません

### ◦ 転 出 会 員 (他支部へ)

個人情報保護のため公開していません

個人情報保護のため公開していません

◦ 支 部 内 異 動

個人情報保護のため公開していません

◦ 退 会

個人情報保護のため公開していません

—北海道支部だより 16.25—

昭和55年3月25日 印刷

昭和55年4月15日 発行

編集兼  
発行者 日本気象学会北海道支部

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

印刷所 札幌市中央区北3条東6丁目  
興 亜 堂  
TEL 231-0380~1