

事務局用



—日本気象学会—

北海道支部だより

—第 32 号—

目 次

I	支部長挨拶	1
II	解 説	
	「日照計の変遷」	本 多 正 3
		(札幌管区気象台・測器課)
	「レーダーによる風の測定」	上 田 博 11
		(北海道大学・理学部)
III	昭和60年度第2回支部研究発表要旨	21
IV	昭和61年度第1回支部研究発表要旨	41
V	中国気象学会訪日代表团来訪記	58
VI	孫野長治先生を偲んで	桜 井 兼 市 60
VII	地方講演会のお知らせ	61
VIII	第4回夏季講座「新しい気象」のお知らせ	70
IX	第15期役員選挙結果報告	72
X	昭和61年度支部総会報告	73
XI	役員会報告	77
XII	支部通常会員名簿・会員動静	80
XIII	事務局より	90

昭和61年 7 月

日本気象学会 北海道支部

社団法人 日本気象学会 北海道支部規約

32, 7, 11 制 定

40, 8, 7 一部改正

45, 6, 24 一部改正

53, 5, 30 一部改正

第 一 条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。

第 二 条 本支部は事務局を札幌市中央区北 2 条西 1 8 丁目札幌管区気象台内におく。

第 三 条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。

第 四 条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。

第 五 条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。

第 六 条 本支部の事業年度は毎年 4 月 1 日にはじまり翌年 3 月 3 1 日に終る。

第 七 条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。

第 八 条 本支部に次の役員をおく。

理事 7 名（内支部長 1 名、常任理事 3 名）

幹事 4 名

第 九 条 理事は支部会員の互選によって定める。

第 十 条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。

第 十 一 条 幹事は支部長の指名による。

第 十 二 条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。

第 十 三 条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。

第 十 四 条 役員の任期は 2 年とする。但し重任は妨げない。理事は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。

第 十 五 条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

第 一 条 理事選挙の投票日は理事会で決定する。

第 二 条 支部長は投票締切日の 2 0 日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。

第 三 条 投票は無記名、文書投票とし理事定数内の連記とする。

第 四 条 有効投票により得票の多い順に理事を決定する。得票数が同じものが 2 名以上出た場合は年長順とする。

第 五 条 理事に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。

第 六 条 開票は常任理事立会のもとに行なう。

第 七 条 開票の結果は理事会に報告し、「支部だより」または「天気」に掲載する。

I 支部長挨拶



先頃行われました北海道支部会員による選挙の結果、7名の理事が選出されました。6月6日に今年度は初めての理事会を開き、規約に従って支部長並びに常任理事を選び、幹事を指名致しました。慣例によって、私が支部長の重任を仰せつかりました。微力ながら当支部のために努力する所存でございますので、皆様方の一層の御支援をお願いする次第であります。

現在、支部の会員数は239名となっております。支部が発足した昭和32年には、130名の会員でしたから、北海道の人口に対する比率で見ても急速に増加しているということが出来ます。会員の所属を大まかに分類してみますと、次の表にみられるように、発足当初は大学と気象台の職員によって大部分が占められているような状況から、今日ではもっと広い分野の会員によって構成されるようになりました。このような傾向は、気象の科学がさまざまな応用分野への広がりを見せていることの現われではないかと思われます。たゞ残念なことは、こゝ数年来会員総数の伸びにやゝ頭うちの徴候の見られることです。

	昭 41	昭 51	昭 61
気 象 台	124(77%)	116(60%)	106(45%)
大学・教育機関	32(20%)	45(24%)	66(28%)
国・公立機関	2(1%)	7(4%)	8(3%)
民間・気象協会	0(0%)	11(5%)	34(14%)
個 人	3(2%)	12(6%)	25(11%)
計	161名	192名	239名

ところで、学会活動の本来の役割である活発な研究交流の場を設けることにつきましては、春秋2回の研究発表会が定着していますし、さまざまな主題によるシンポジウムなども企画されてきました。特に来年は、日本気象学会の秋季大会にホスト役をつとめる予定になっていますので、その準備に、かゝらなくてはなりません。

気象知識の普及を通じて、常日頃御世話になっている一般市民の方々にお役に立てて頂くことも、大事な活動の一環ですが、会員の皆様方のご協力によって、この方面の活動も年々盛況になって参りました。

昨年10月に、中国気象学会代表団が札幌を訪ずれ日中友好の交流がなされました。今後いろいろな形の国際学術交流も盛んになってゆくことが期待されます。

故中谷宇吉郎先生の時代に当支部が創立されて以来、歴代の役員と会員のお力によって、自由で活潑な気風をもつ支部活動がつづけられて参りました。会員の皆様方によって、その伝統がうけ継がれ、ますます発展されることを祈念して、ご挨拶といたします。

昭和61年6月

日本気象学会北海道支部長 吉 田 泰 治

(札幌管区気象台長)

昭和61年度 日本気象学会北海道支部役員

支 部 長	吉 田 泰 治	札幌管区気象台長
常任理事	小 嶋 修	札幌管区気象台技術部長
常任理事	小 林 禎 作	北大低温科学研究所教授
常任理事	大 川 隆	札幌管区気象台調査課長
理 事	菊 地 勝 弘	北大理学部教授
理 事	多 田 利 義	函館海洋気象台長
理 事	伝 法 宏	日本気象協会北海道本部長
幹 事 長	遠 藤 辰 雄	北大低温科学研究所
幹 事	三 浦 照 武	札幌管区気象台調査課
幹 事	菊 池 明 弘	札幌管区気象台予報課
幹 事	谷 口 恭	北大理学部

札幌管区気象台：(代)011-611-6121

函館海洋気象台：(代)0138-46-2211

北海道大学 ：(代)011-716-2111

日本気象協会北海道本部：(代)011-621-2456



II 解説

日照計の変遷

札幌管区気象台測器課 本 多 正

1. はじめに

昭和61年1月1日から気象庁の地上気象観測で使用する日照計が回転式日照計に改められた。これ迄日照時間の観測にはジョルダン式日照計が正式測器として使用されてきたが、国際的に統一した基準が定められたことと、気象庁が現在整備を進めている地上気象観測装置に、気象観測要素はデジタル化し演算処理したものを印字出力させることになった。この一環で開発を進めた回転式日照計は、基準を満たし、日照時間の観測に最も適した測器であるとの判断から、測器の変更となった。

日照時間の観測値は、気候変動の指標として使われているほか、天気の状態判断とか雲量推定などの指標として日射観測を補う役目を果している。又、農業気象での主要な観測種目でもある。ここでは、回転式日照計について、概要を紹介し、次いで、これまでの日照時間観測に用いられていた日照計の変遷などを述べてみたい。

2. 「日照あり」の定義

これまで「日照あり」の定義は、「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があるとき」と定められ、気象庁の地上気象観測法でも、日照時間とは直射日光が地表を照射した時間と定義され、照射量が必ずしも明確でなかった。各国は、自国で用いている測器に合せて定義づけを行っていたことから、昭和56年のWMO第8回測器観測法委員会で、世界的な観測網のデータの両立性を図った基準を採用することを決議した。

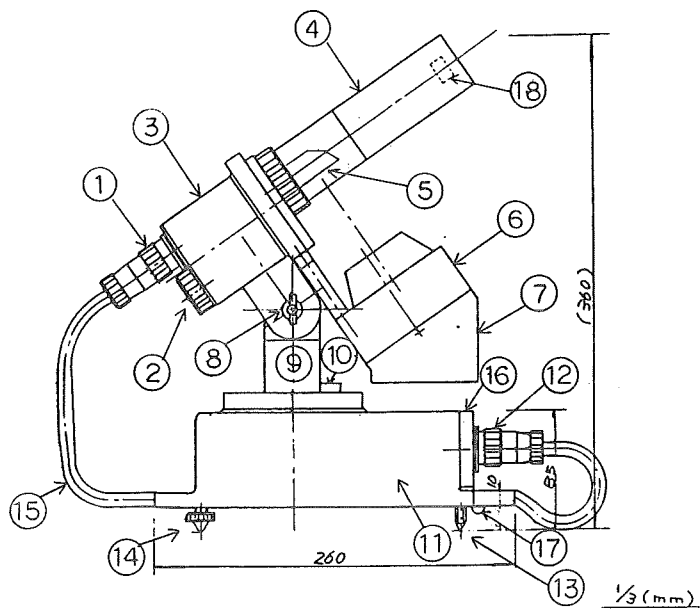
この基準とは、直達日射量が $120\text{W}/\text{m}^2$ を超えている時間を「日照あり」とする日照時間の基準で、物理量で明確なしきい値 (Threshold) が定められたわけである。回転式日照計は、この「日照あり」の時間を測る気象器械であり、日本で開発された日照計である。

3. 回転式日照計

回転式日照計は、本体、変換部及び防霜・防塵用の送風FANで構成されている。(図1—(1)、(2))

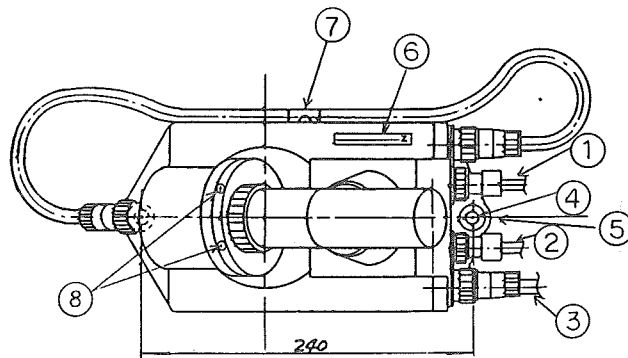
この日照計本体は、基台と一体構造になる変換部の上面に刻された南北線に合せ、又、支持具の緯度盤目盛りで観測地点の緯度に合わせ、日照計受光面の主軸が地軸と平行になるよう設置される。日照計の受光部には主軸に合わせて回転する反射鏡(散乱反射鏡)が上面に向けて取付けられ、入射した光の反射光が受光素子に確実に届くようにしている。

受光素子には、熱エネルギーの変化量(微係数)に比例して出力電圧が出る焦電素子PZT(チタン



- | | |
|-----------------|------------------------|
| ①コネクタ (本体～変換器用) | ②乾燥剤容器 |
| ③モーター部 | ④ガラスカバー |
| ⑤反射鏡 | ⑥ファン部本体 |
| ⑦ファン部スカート | ⑧緯度目盛板 |
| ⑨支柱 | ⑩水準器 |
| ⑪変換部 | ⑫コネクタ (①の反対側) (SENSOR) |
| ⑬水平固定足 | ⑭水平調節足 |
| ⑮本体～変換器接続ケーブル | ⑯コネクタ取付板 |
| ⑰グラウンドターミナル | ⑱受光素子 |

図1—(1) 日照計各名称



- | | |
|---------------------|---------------------------|
| ①出力コネクタ (OUTPUT) | ②ファン用 AC 100 V コネクタ (FAN) |
| ③主電源コネクタ (AC 100 V) | ④取付孔 |
| ⑤南北ライン目印 | ⑥南北方向指示板 |
| ⑦本体～変換器接続ケーブル用固定金具 | ⑧ファン固定ビス |

図1—(2) 日照計各名称

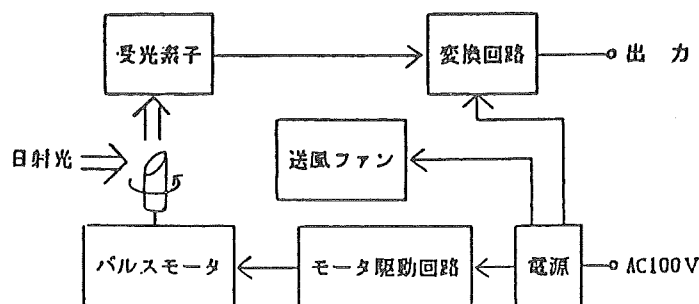


図2 回転式日照計ブロック図

酸ジルコン酸鉛を素材にした強誘電体セラミック）が用いられている。

反射鏡は、30秒に1回転するようパルスモーターで駆動している。反射鏡（反照鏡）が回転中、一瞬太陽光を捕え、受光素子に光が届くと、その入射光の強さに応じたパルス状電圧が素子から出力される。

この出力電圧は、変換部においてWMO基準のしきい値相当の電圧と連続比較され、しきい値電圧を超えている場合1個のパルスが出力されカウンタに入力される。パルスはカウンタで1/4に分周され、2分に1回の割合で、日照パルスとしてリレーに出力されるので、データ変換部でこのパルス数を積算する。1時間のカウント値は30で割り、0.01時間の位を四捨五入した0.1時間単位で日照時間を得るようにしている。地上気象観測装置では、変換部で得られた日照時間をプリンタに出力させ、日照パルス出力は、データ変換部で積算カウントされるとともにD/A変換（正時リセット）され、アナログ記録も行っている。（図2）

反射鏡は、鏡面が2つの異なる面になっていて、赤緯±23.5度の角度範囲内で直達日射を捕えたときも、受光素子に届く直達日射強度が同一になるよう工夫されている。

この日照計は、昭和55年頃から隔測日照計として開発し、改良が重ねられた。太陽入射角の変化による出力特性の試験や温度変化による出力特性について種々の試験が行われ、これまでに開発された各種の日照計との比較試験で、最も、WMO基準を満たす日照計として採用が決定された。

4. 日照計の歴史

日照計が気象観測に採用された歴史は古く、18世紀後半頃が一般に知られている。我国で日照計が用いられたのは明治22年からで、冒頭に述べたジョルダン式日照計が始まりであろう。

日照計には、太陽の放射熱を感じる方式のものと、明るさに感ずるものがあり、ジョルダン式日照計は、明るさに感ずる方式のものである。

(1) ジョルダン式日照計

英国人J・B・ジョルダンが1885年に開発した測器で、日光写真の原理を利用したものである。

暗箱様にした円筒容器の内面にあらかじめ感光液（青写真の薬品）を塗った感光紙を入れておき、円筒の軸と45度の角度をなす位置にけられた小穴から差し込んだ太陽光で感光跡を作る方式である。この感光紙には、時間目盛が印刷されており、感光像は上下2段の曲線状に記録される。即ち、午前中は上に、午後は下に表われ、午前中の記録は12時で終り、午後は12時から始まるようにしてある。

ジョルダン式日照計は、構造が簡単で、然も取扱いが容易な点が買われ、安価であったため広く用い

られた。

しかし、現今のように標準時で観測している他の気象要素との対応が直ちにできないことや、隔測方式でないため、感光紙を取出した後でなければ、その日の日照時間がわからない点のほか、感光液の塗り方や保存法によって感度に差が出ること、又、記録の読み取りに個人誤差がさけられない等欠点があった。

何よりの欠陥は、日照の有無を物理量で表わすことができないことや、大事な、しきい値が変更できないため、曇り空の時、記録の判別がつかない欠点があった。しかし、永年気候観測のように同一測器、同一条件で永く Data を蓄積し、気候変動を調査する目的では有効な測器であって、96年間の長期間働き続けた功績は大きい。今回、回転式日照計が応用気候調査を主な目的とする普通気候観測の正式測器として採用されたが、先に触れた永年の気候調査を目的とした永年気候観測では、なお当分の間比較のため使用される測器である。

(2) カンベル式日照計

イタリア人 J・F・カンベルが1854年頃発明し、後の1979年英国の物理学者 G・G・ストークスが改良を加え実用化したところから、カンベル・ストークス日照計の名があるが、略してカンベル式と呼ばれている。

この日照計は、熱を感じる方式であり、我が国でも、大正14年頃から昭和34年までの間、前述のジョルダン式日照計と併せ用いられた。又、この器械はヨーロッパで広く使用され、WMOでも、日照観測の基準として、1962年暫定準器 (I R S R) に採用され、他国の日照計は、この暫定基準との比較による換算係数を求め使用された実績がある。

カンベル日照計は、直径4インチ程の硝子球が、上下から支えられ、支持軸が南北に向くようになっている。支持体は基台側で緯度に合せる。硝子球の焦点に当る所に季節によって挿着位置が変えられる日照紙架があって、太陽高度に合わせ3段階の溝があげられている。太陽光の平行光が硝子球に当たると、レンズ作用によって、球外に焦点を結ぶ位置ができ、太陽の軌跡に伴って晴れていると、日照紙上に焼痕が線となって残る。日照紙には、時刻が印刷されており、焼痕の長さを読み取り日照時間とした。ジョルダン式が、日没後に用紙を外して感光跡を読み取るのに対し、照射の途中でも焼痕から日照の有無が読み取れる利点があった。しかし、焼痕は様でなく、時には燃えてしまい、よほど熟練していないと正確な日照時間が求められない欠点があった。又、雨や雪の時は、素早く覆いを被せる必要など不便さもあった。

(3) バイメタル式日照計

名が表わすとおり、バイメタルを用い、白黒に塗り分けられた2種のバイメタルに日照を受けると、熱によって、温度差たわみができる原理を用い、上端に取付けてある接点が閉じる方式である。接点が閉じている間を日照ありとし、日照がなくなれば、両片のたわみ量が等しくなって接点が開く。バイメタル片は、3組が、ガラス鐘内にコの字型に取り付けられ、接点は並列結線にして何れかが働いても、日照を感じるようにしている。

感部は、やはり緯度に合せて傾けられるようにしてあり、日照を隔測する初めての測器であった。

この日照計は、気象庁が農業気象観測の日照計として1960年代に用い、後述するマービン日照計に代

る測器として注目された。現在でも、地方自治体の観測に利用されているものがある。しきい値として当時 $0.4\text{cal}/\text{m}^2/\text{min}$ が用いられていたが、昭和49年頃 $0.3\text{cal}/\text{m}^2/\text{min}$ に変更になった。

バイメタル式日照計は、外気温度の影響を受けることや、ヒステリシスもあって、農業気象観測においては、タイマーと組合せ、6分ごとに接点が閉じられていたか、いなかったかをチェックする方法で、日照ありの時間を測った。

この観測での日照あり・なしは、天気の日安として使用されたので真の日照時間とは言えないものであった。

(4) 太陽電池式日照計

バイメタル式日照計に代る方式として、センサーに太陽電池を用いた点が新しいと言えるほか、センサーの取付部分に工夫がこらされた。

太陽電池を受光素子に用いると、一応入射エネルギーに比例した電気出力が得られるが、太陽エネルギーの波長と、太陽電池の感度特性が異なることや入射角度によって出力に相違がでる欠点がある。しかし、太陽電池式日照計は、日照に相当する出力を電気回路の常数で適当に調節できる利点があって、入力に対する出力を揃えることで測器ごとのバラツキは無くすることができる。

太陽電池のセルは、円形平面のため、直達日射光に対する受光正射影面積が、日出から日没まで殆んど変わらないように、三角柱の南東と南西側に60度の角度で取付けてある。又、頂部の北側面には、天空散乱光用のセルを配置し、散乱光出力を消去回路に入れて、直達光成分だけを取り出すようにしている。素子寿命は半永久的であり、経年変化も殆んどないとみなせるので、性能が同じセルを選んで組み合わせたものでは、長期間安定な観測値を得ることができる。

緯度に合せて固定したままの状態では、太陽入射角の一日の変化と、季節的变化を合せると100~79.4%範囲で、受光正射影面積に変化があることが報告されているが、精度よく観測するためには、季節ごとに取付傾斜角を変えるように心掛けるとよい結果が得られる。

太陽電池式日照計は、昭和49年度からの AMeDAS 測器展開に伴って、有線ロボット気象計の日照計感部に正式測器として採用された。

5. その他の日照計

(1) マービン日照計

19世紀末に創案され、後ち、アメリカ人 C・F・マービンが改良・実用化した日照計で、U・S・A 気象局では長い期間この型の日照計が用いられた。

我が国でも、昭和27年~32年の総合自記気候観測装置に日照計として採用されたことがある。

方式は、ガラス製筒内に一方が透明球、他方が黒球になっている温度計を組み合わせ、黒球側には水銀、透明球側にアルコールが封入されている。

黒球は透明球より日射の吸収が多いので、黒球内の水銀系が管路の電気接点を閉じている間を「日照あり」とする隔測型の日照計である。欠点は、直達日射のほかに、天空散乱放射にも影響されることと、壊れ易いので扱いが難しいなど問題があった。

(2) フォスター日照計

上述のマービン日照計の後継器として、アメリカで開発された日照計である。この方式は、光電池を利用して明るさにより生じる起電力を出力とした日照計であったが、太陽高度が低い時の薄日や、薄曇りの場合に日照が検出できない欠点があったり、乳白色の窓の材質やよごれによって安定な精度が得られない欠点が指摘された。

(3) Mowos-MK2 用日照計

英国気象局の気象観測装置用に開発された隔測日照計。

直径10cmの半球透明ガラス風防をかぶせた2個のセンサーを持ち、一方の風防ガラス面には、太陽直射を遮蔽する帯状のリングを取りつけて、散乱放射のみを取り出す工夫がしてある。センサーは、直径5mmの燐青銅の玉にサーミスターを埋込み、表面は黒色塗装が施されている。

センサーは、左右一対、水平に据えてあり、両方の検出器間の温度差1℃にしきい値を設定している。

サーミスター式と呼びたいが、英国気象局では、Meteorological - office - wether - observing - system の名をとり Mowos 隔測日照計と呼ばれた。この日照計は、晴とか曇りの粗い物差し、即ち、天気の判別に役立つようである。

(4) IAH 型日照計

西独気象庁測器局の C.U.Däke と P.Linder が1977年に開発した隔測日照計である。検出器にフォトトランジスターを用い、増幅した出力をスイッチ機構に送り、設定しておいたしきい値によって ON・OFF 信号に変えている。

この日照計は、天空走査型で、回転式日照計の原型とも言えるものである。

構造は、ガラス半球の中に収めた受光ユニットと、受光ユニットを回転させる駆動部があり、極く限られた区間の天空からの放射を垂直なスロットガイドから入れ、入射光はプレキシガラスで出来ている円錐形のヘッドに捕えられ、フォトトランジスタで検出される。

受光ユニットは、1回転0.5secで天空を走査し、散乱放射と直達放射を捕える。

プレキシガラスとフォトトランジスタの間には半円形の遮蔽板が設けてあり、スロットガイドの2回転のうち1回転の間は入射を遮り、零設定チェックを行えるようにしている。この日照計は、季節による太陽高度、1日の太陽位置のいかんに関らず、等感度で太陽放射が検出できる点で優れている。

6. あ と が き

日照時間の観測方法が変更になったのを機会に、新しいタイプの日照計を紹介し、日照計の歴史的経緯等を追記した。

回転式日照計は開発間もない測器であり、今後も改良が加えられて、より良い信頼の出来る測器になることが期待される。

現在迄の問題点として、多雪地用に防雪装置を付加する必要があること、又、光に感ずる方式のため雷時にパルスが発生することがある等尚解決すべき課題もある。

回転式日照計とジョルダン式日照計とは、日照の測定方法が異なるため、同一時間に同一場所で観測しても観測値に差が出ることもあり、月間及び年間の日照時間で約15%の違いが比較観測の結果として報

告されている。

よって、従来のジョルダン式日照計のデータと比較して使用する時は、暫定的に、ジョルダン式日照計の値に「0.85」を掛けて使用することになっている。

暫定的とは、今後統計値を再び検討し、係数を決めたい意向が含まれているということである。

「日照の隔測」と題して、矢崎敬三氏が、昭和55年4月の日本気象学会・北海道支部だより第25号に解説記事を載せており詳しいので、参考文献も併せ参照されたい。



解説

レーダーによる風の測定

北海道大学理学部 上 田 博

1. はじめに

昨年12月24日、今年1月14日、2月4日及び3月17日、北海道西部は猛吹雪に見舞われた。こんな日には、吹雪の場所と強さが一目でわかるようにならないものだろうかと思う道民は多い。豪雨や突風の場合には、北海道はもちろん日本の各地に、現在起きている危険な気象現象の分布と自分の生活圏や防災担当地域への今後の影響を一目でわかる方法を求めている人々がいる。もし、災害をもたらすような気象現象をすばやく検出し、その強さや分布を一目でわかるように示す方法があるとしたら、その方法を調べ開発し普及させるのは気象関係者の一つの務めであると考えられる。

これまで、半径100~200km程度の範囲内の気象現象を監視するには通常気象レーダーが有効であることが知られている。レーダーは気象衛星やアメダスなどの情報と共に気象災害の防止軽減に役立っている。最近では、土木関係者もレーダーの反射強度のデータを利用して河川の流出予測まで行なおうとしている。

しかし、災害をもたらす恐れのある中小規模の気象擾乱の早期の検出と予測をレーダーの反射強度のデータのみから行なうには困難な問題が残されている。このような状況のなかで、気象用レーダーの利用方法の一つとして風の測定の重要性が認識され、気象関係者が力を入れるべき方向として、レーダーを利用して画面上で風が見えるようにする方法の開発が注目されはじめた。その理由の一つは、マイクロ波のパルス・ドップラーレーダーによって三次元的な風の分布が測定できるようになり、集中豪雨雪などの気象擾乱の自動検出と予測の可能性が明らかになりつつあるためである。

そう言われても、風向・風速計による風の測定に親しんで来た者にとっては、風の分布を一観測点で一瞬のうちに測定する方法となると理解しづらい。また、風の特性をどう表現したら風が見えるようになるのか不思議である。そこで、風を計測するレーダーのなかから気象用ドップラーレーダーを主に取り上げ、突風前線の自動検出方法を例にして、風を見る方法について述べる。なお、本文の主旨を工学的側面から要約した解説(上田(1986))も必要があれば参照していただきたい。

2. 風を測定するレーダーの種類

大気中の空気の動きが風であるが、近年、大気が特定の時間・空間スケールで変動していることが注目されている。大気のスケールについては Atkinson (1981) の教科書や、Fujita (1981) の論文など多くの解説がある。大気は、地表から1 km程までの大気境界層、その上10km程度までの対流圏、それ以上の成層圏に分けることができる。もし、すきま風や壁のごく近傍の風も問題にするならレーザー光に

よる測定なども取り上げる必要があるが、ここではもう少し大きなスケールの大気中の風に限ることにする。

大気境界層内の風の測定には音波レーダーが使われている。ドップラー成分を測定して上昇流や水平風の測定がなされている（小林（1985）など）。音波を発射し、その波面をマイクロ波で検出して水平風を測定するラスレーダーと呼ばれる装置もある。これらは主に500m以下の水平風の鉛直構造の観測に適している。対流圏内の風の測定には、後で詳しく述べるように、マイクロ波のドップラーレーダーが用いられている。対流圏上部から成層圏の風については、VHFやUHF帯の電波を用いたレーダーで水平風を測定する研究がなされている。VHFやUHF帯のレーダーは、現在のゾンデによる1日に数回の高層風観測に代って高層風の連続測定を行なう有用な手段になることが期待される。

風の測定のうち最も重要なものは、大きな被害をもたらす豪雨・豪雪などの気象擾乱の気流系の構造である。気象擾乱は対流圏内で起き、活動の活発な部分は数十キロメートルの水平的な広がり数時間の寿命をもっている。この程度のスケールの現象の観測には、レーダー反射強度に加えて風の三次元的分布などの雲の内部構造を観測する気象用ドップラーレーダーが有効である。

風を測定する各種のレーダーについて、それぞれに固有の特徴を述べるには紙面が限られており、それらの測定方法には共通性もあるので、以下では気象擾乱の検出・予測に最も有効と考えられる気象用ドップラーレーダーについて述べることにする。なお、各種のレーダーの特徴については、気象研究ノート（1982）が参考になる。

3. 風の測定の意義

レーダーで風を測定する利点は、ごく短時間に風の水平分布や鉛直構造が観測でき、しかも連続して行なえることである。気象衛星の雲写真から求める高層風の測定は1時間に1回、ルーチンのゾンデ観測による高層風の測定は1日に4回が限度であるのに対して、レーダーによる風の測定では数分ごとの頻度で行なうことができる。

これまで困難であった風の三次元的な分布が連続して測定できると、風の収束・発散などについての気象学の知識を用いて、擾乱発生の危険度や発生した擾乱の検出を行なうことができると考えられる。

米国を中心とした複数台のドップラーレーダーによる積乱雲の三次元的風の分布の観測によって、1台のドップラーレーダーでも各種の気象擾乱を検出できる可能性が明らかになってきた。米国では、数十台ある通常気象レーダー網をドップラーレーダーに置き換えようとするNEXRAD（Next Generation Weather Radar；次世代気象レーダー）計画が進行している（藤原（1984）と上田（1985））。日本でもドップラーレーダーによる基礎研究が始まった。すでに、Sakakibara et al.（1985）による1台のドップラーレーダーを利用した台風内の大雨の構造の研究などがある。

ドップラーレーダーによる風の測定は気象災害の防止・軽減に役立つだけでなく、流体計測やベクトル計測という分野への貢献も大きいと考えられる。さらに、雲の中は水蒸気、雲粒、雨粒、雪片などの水の三相が混在する流体なので、ドップラーレーダーは混相流の研究にも新しい知見を与えると期待される。

4. ドップラーレーダーによる風の測定方法

ドップラーレーダーの原理と応用に関して書かれた最新のものとしては、Doviak and Zrnić (1984) による、ドップラーレーダーの基礎と気象観測についての教科書がある。また、Gossard and Strauch (1983) の教科書も参考になる。詳細についてはこれらの教科書に譲ることにして、ここでは、1 台のドップラーレーダーによる風の測定方法について簡単に述べる。

ドップラーレーダーは、距離方向（レーダービーム方向）に200m 程度、水平方向及び鉛直方向に100 m～1 km 程度のサンプリングボリューム中の雨滴等からの反射強度やそれらの運動の速度を測定し、反射強度、速度成分及び乱れの程度の空間分布を得るものである。この場合、マイクロ波に対して反射体になる雨滴や空気の流れは、まわりの風の動きにそのまま追従すると仮定している。注意したいのは、測定される速度は距離方向の風の速度成分であることである。

一つのサンプリングボリューム中の風の成分を求めるもとになる、速度のパワースペクトルは、図に示したように、かなりの広がりをもっている。これは、サンプリングボリューム中の雨滴の運動が一樣でないことによる。スペクトルのパワーの合計から反射強度、ドップラー速度の平均値から速度成分、スペクトルの広がり幅から気流の乱れがわかる。言い替えると、パワースペクトルの0、1、2 次のモーメントがそれぞれ、反射強度、速度、乱れに関係する。最近、これらの要素はパルスペア法によって高速処理で得られるようになり、その面的分布はカラー表示されるようになった。

測定した風の速度成分のカラー画像をみただけではどのような風が吹いているのか理解しづらいので、速度成分の画像から各種の風の鉛直構造が一目でわかるようなハンドブック作り (Wood and Brown (1986)) がなされている。その一例を図2 に示す。図の右側は速度成分のカラー表示画面を模式的に示したもので、実線はレーダー中心から遠ざかる成分、破線はレーダー中心に向かう成分、太い破線は速度成分ゼロを示す。太い実線と点線はそれぞれレーダーから遠ざかる成分の最大値とレーダーに向かう成分の最大値の部分を示す。図2 の右側のような速度パターンの場合には同図左側のような風向・

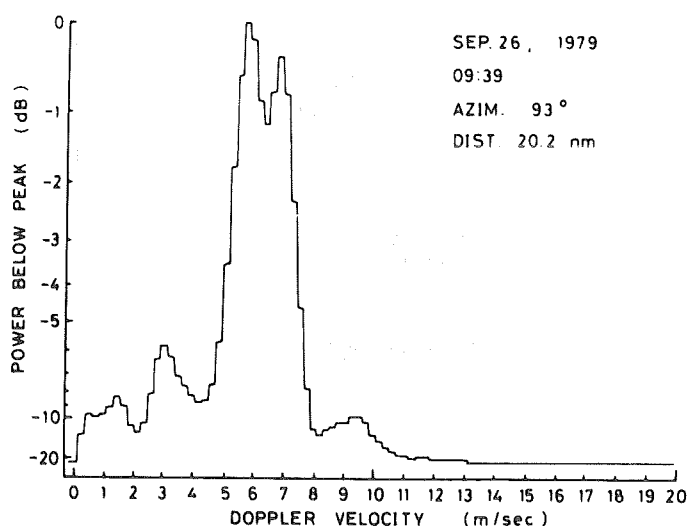


図1 ドップラーспекトルの例。(上田・八木、1980)

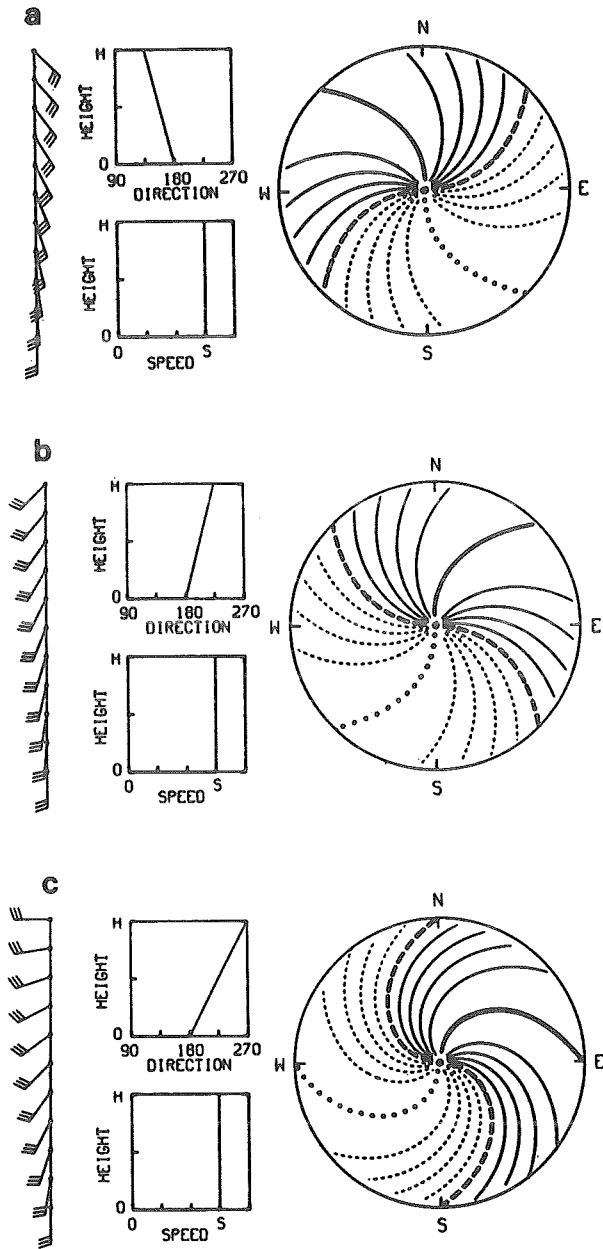


図2 ドップラー速度成分の等値線（右）と風向・風速の鉛直分布（左）。(Wood and Brown, 1986)

DIVERGENCE $\times 10^3$
VARD; $\phi = 2^\circ$

21 JUNE 1979
NRO - 1534 CST

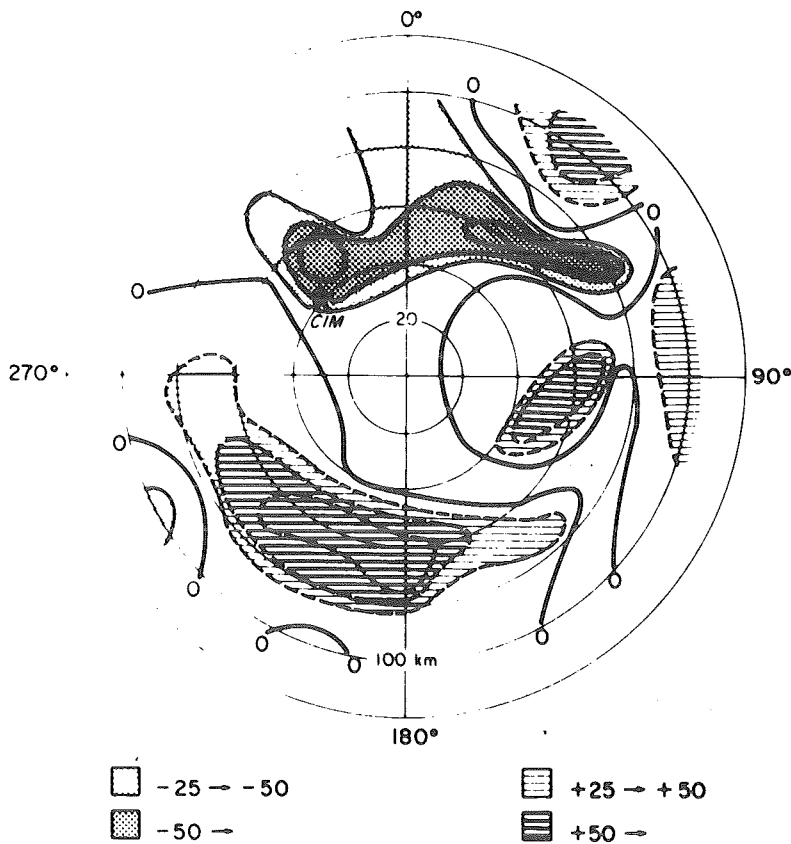


図3 Velocity Azimuth Range Display (VARD) 法による発散量分布。仰角は 2° 。正は発散、負は収束を示す。(Koscielny et al., 1982)

風速の鉛直分布が推定される。一定の小さな仰角でアンテナを回転させた場合に、レーダーからの距離が増すと測定する所の高度が少しずつ高くなることをうまく利用している。この方法は風の場に大きな擾乱がない場合には有効であり、擾乱が起きる前の状態を知るためにも有効である。速度成分の分布のカラー画像から多くの情報を得るための努力が現在も続けられている。

さらに、1台のドップラーレーダーで得られる速度成分の分布から、メソサイクロンの位置と強さを検出する方法 (Zrnić et al. (1985)) や収束・発散量の分布を求める方法 (Koscielny et al. (1982)) の研究も進められている。Koscielny et al. (1982) は Velocity Azimuth Range Display (VARD) 法によって、図3に表示したように半径約100km以内の収束・発散量の分布を得ている。

ここまで1台のドップラーレーダーを使用する場合について述べたが、複数台のドップラーレーダーを使用した場合には、それぞれのレーダーで得られる速度成分を合成することによって風ベクトルが求められ、その三次元的分布から気流系がわかる。

複数台のドップラーレーダーを使用した観測については武田 (1980) と上田 (1986 a) の詳しい解説があるので、ごく最近の研究の動向について簡単に述べる。1980年代はじめまでの複数台のドップラーレーダーを用いた研究では、図4に示したように三次元的な気流系を描くことに力を入れた論文 (Miller and Dye (1983) など) が多かった。しかし、ごく最近では、複数台のドップラーレーダーで得られたデータから対流雲中の熱力学的、微物理的過程を復元する研究 (Ziegler, 1985) や複数台のドップラーレーダーで得られた気流系の解析結果をもとに対流雲の構造についてつっこんだ議論をするもの (Lilly (1986)) がみられるようになった。日本でも、Ishihara et al. (1986) によって2台のドップラーレーダーによる台風のレインバンドの研究がなされている。

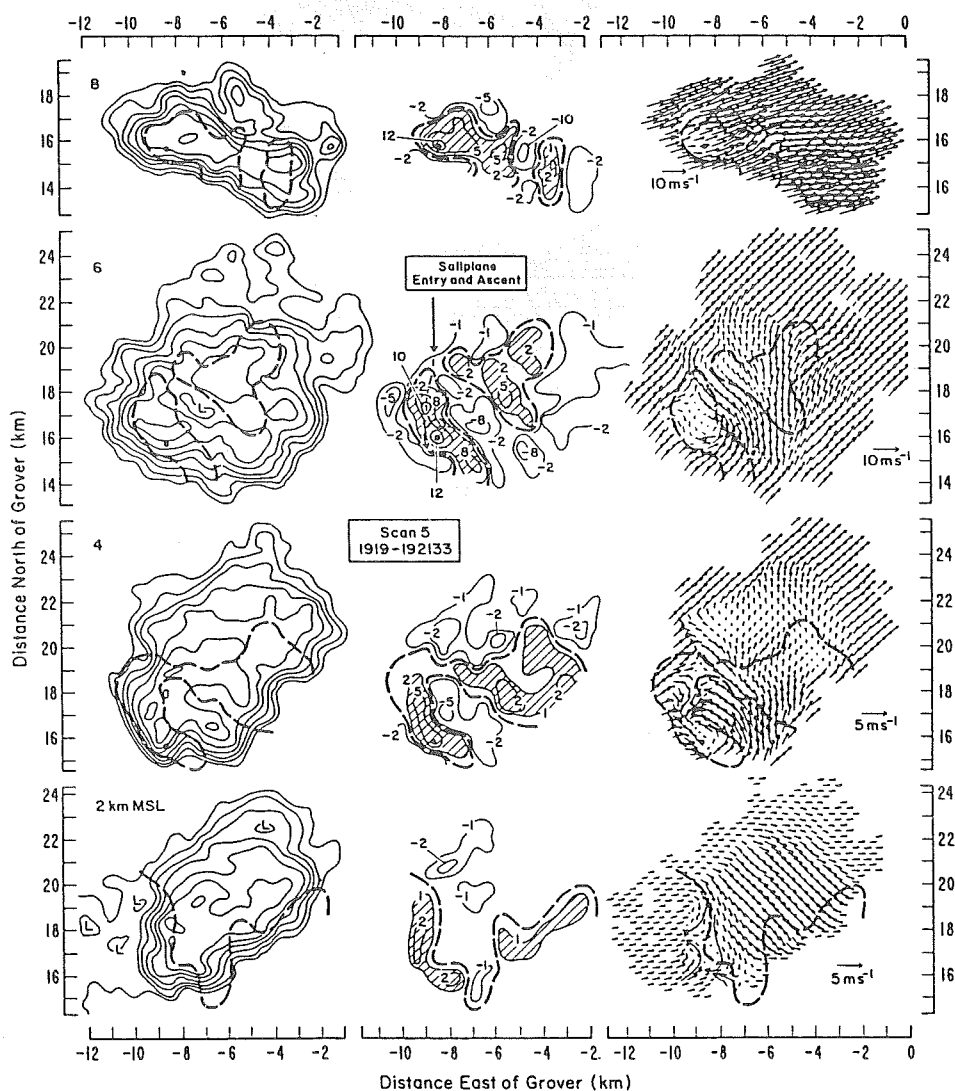


図4 4高度面での、反射強度(左)、上昇流(中央)と水平風(右)。太い破線で上昇流の部分と下降流の部分に分ける。反射強度は5 dBZeから5dBごとに示す。上昇流の単位は (ms^{-1}) 。(Miller et al., 1983)

複数台のドップラーレーダーを使うのは、気流系の詳細な観測には良いが、複数台のレーダーがカバーできる観測範囲は限られるため、ルーチン観測を全国規模で行なう場合には困難な問題が多い。そこで、米国の NEXRAD 計画では 1 台のドップラーレーダー観測を中心に考えたレーダー網を作ろうとしている。1 台のドップラーレーダーの特性を十分活用するために、すでに、竜巻、メソサイクロン、ダウンバースト、突風前線などの擾乱を、風の計測データを計算機処理して自動的に検出する方法の開発を進めている。ドップラーレーダーをルーチン観測に利用する場合には、いかに早く気象現象を検出し予測するかが大切である。

5. 突風前線の自動検出

擾乱の自動検出のうち、特に突風前線の自動検出方法について、著者が米国の国立中小規模擾乱研究所 (National Severe Storms Laboratory) に滞在し、NEXRAD 計画の一部に参加して行なった研究 (Uyeda and Zrnić, 1986) をもとに述べてみよう。

突風前線は、図 5 に示したように、発達した積乱雲からの急激な下降流が地上に達し水平に広がったものと解釈されている。航空機が離着陸時に突風前線を横切る時には、強風の風向の急変を受けるので、突風前線の位置を 1 分間以内程度で正確に検出する必要がある。

まず、突風前線に直交する距離方向の速度成分の変化を図 6 に示す。突風前線の部分 (B~E) で速

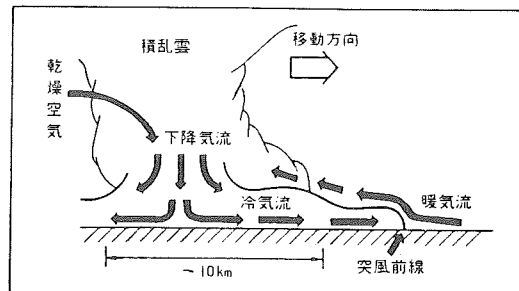


図 5 突風前線の鉛直断面の概念図。

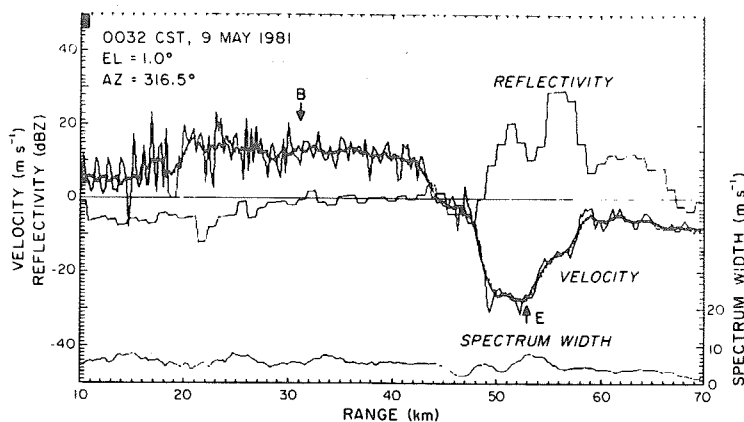


図 6 レーダーの距離方向の速度変化。(Uyeda and Zrnić, 1986)

度の急変がみられる。ここで、正はレーダーから遠ざかる成分、負はレーダーに向う成分である。したがって、レーダーからの距離が増すにつれて速度が減少している所には風の収束があることになる。収束部の一番速度傾度の大きな所が突風前線の位置と考えられる。なお、反射強度最大の所と突風前線の位置がかなりずれていることは、突風前線の検出のためには反射強度の測定だけでは不十分で、風の測定が不可欠であることを示している。

突風前線の位置をアンテナ回転に伴う各方位角方向ごとに抽出し、水平面上でつないで、ある長さ以上になるものを突風前線とみなすことにする。計算機でこの処理を自動的に行なって検出した突風前線を速度成分の等値線上に重ねて示したのが図7である。

一旦突風前線が検出された後の最も簡単で現実的な予測方法は、持続性を仮定する単純補外法である。図8の例は5分間隔で検出された2本の突風前線の位置から6分後の位置を予測したものである。予測した位置と実際に検出された突風前線とは良く合っている。このような5分間先程度のごく短時間の予測でも航空機の運行の安全確保には役立つ。また、持続性の良い場合には30～60分先の予測も可能である。

ここに示した突風前線の検出方法は基本的には風の特異点を検出する手段の一つである。一般に、1台のドップラーレーダーで収束・発散量を精密に計算するためにはいくつかの制約があるが、現象の

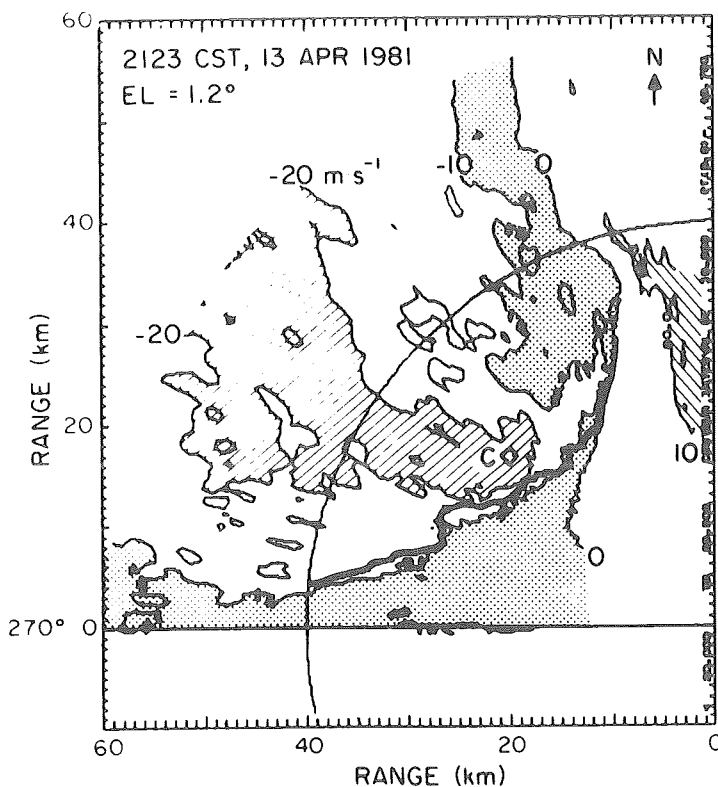


図7 ドップラーレーダーで自動検出された突風前線(太線)。速度成分の等値線も重ねて示した。(Uyeda and Zrnić, 1986)

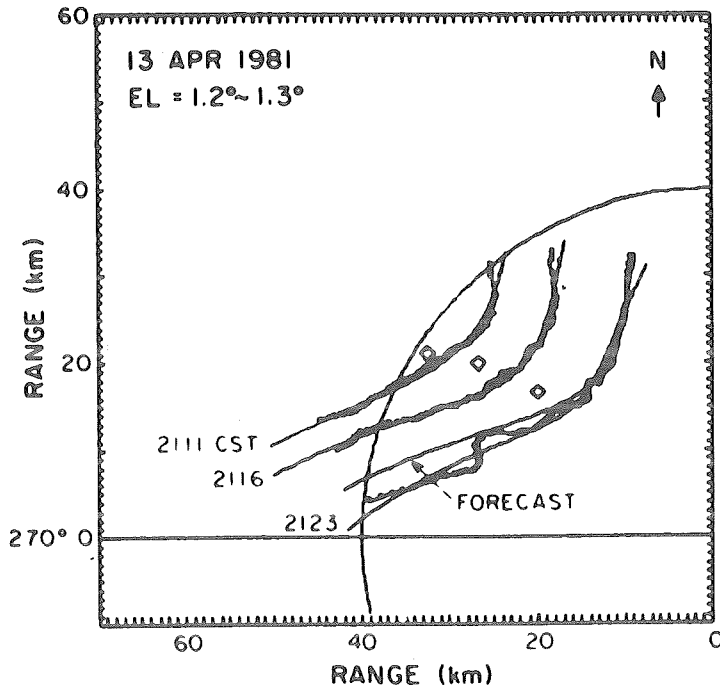


図8 突風前線の予測例。太い実線が検出された突風前線を、細い実線が予測に使う2次の回帰曲線を示す。(Uyeda and Zrníc, 1986)

位置の決定はかなり正確に行なうことができる。気象学的に意味のある特異点さがしが気象の分野に携わる者の一つの仕事である。

6. おわりに

突風前線をはじめ各種の気象現象の自動検出方法が開発されると、ドップラーレーダーによる各種気象擾乱の自動検出・予測装置ができあがることになる。この方法をささえているのは、位相信号の処理技術の進歩、計算機の発達などにより、風を瞬時に測定することが可能になったことである。

今後望まれるのは風を計測した結果の適当な表示方法である。突風前線で示したような現象を線として表示する方法だけでなく、竜巻やダウンバーストなどの顕著な現象を、収束分布や乱れの分布などと重ねてカラー表示する方法の研究 (Zittel, 1985) も始められた。また、ドップラーレーダーで得られる情報を気象衛星画像などの中に重ねる工夫も必要であろう。さらに、風の三次元カラー表示方法の工夫も待たれる。

日本では、集中豪雨雪や地吹雪などの日本独特の気象現象の検出方法を独自に開発しなければならぬし、その目的に添う新しいレーダーの開発などの問題はあるが、ドップラーレーダーによる、気象擾乱を検出し予測する警報装置ができる日も遠くはないと思われる。北海道においても、ドップラーレーダーの数を増して基礎的な研究を積み重ね、さらに各種の風を測定するレーダーを組み合わせ、画像処理や気象解析などの研究の進歩により、北海道の風をだれも見ることができるようになることを期待

している。このようなことを通して、北海道独特の気象災害の防止軽減がなされたいと考えられる。

参 考 文 献

- Atkinson, B. W. , 1981 : Meso-scale atmospheric circulations. Academic Press, pp. 495
- Doviak, R. J. , and D. S. Zrnić, 1984 : Doppler radar and weather observations, pp. 458
- Fujita, T. T. , 1981 : Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1511–1534.
- 藤原美幸、1984 : 第21回レーダー気象会議に出席して (II)。天気、**31**、231–234。
- Gossard, E. E. and R. G. Strauch, 1983 : Radar observation of clear air and clouds. Elsevier, pp. 280
- Ishihara, M. , Z. Yanagisawa, H. Sakakibara, K. Matsumura and J. Aoyagi, 1986 : Structure of a Typhoon rainband observed by two Doppler radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, (to be published)
- 気象研究ノート、1982 : 気象の遠隔測定 (I)。気象研究ノート、**144**、pp. 116
- 小林博和・赤平幸夫・西宮 昌、1985 : ドップラー音波レーダーによる下層大気の観測 (II) —鉛直風速変動量 σ_w の特性—。電力中央研究所報告、284070、1–28。
- Koscielny, A. J. , R. J. Doviak and R. Rabin, 1982 : Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary layer observations. *J. Appl. Meteor.* , **21**, 197–210.
- Lilly, D. K. 1986 : The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II : helicity and storm stabilization. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 126–140.
- Miller, L. J. , J. E. Dye and B. E. Martner, 1983 : Dynamical-microphysical evolution of a convective storm in a weakly-Sheared environment. Part II : airflow and precipitation trajectories from Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.* , **40**, 2097–2109.
- Sakakibara, H. , M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1985 : Structure of a typhoon rainstorm in the middle latitude observed by Doppler radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 901–922.
- 武田喬男、1980 : レーダーを利用した最近の研究。気象研究ノート、**139**、109–144。
- 上田 博、八木鶴平、1980 : ファンビームドップラーレーダーによる水平風の測定、国立防災科学技術センター研究速報、**42**、1–24。
- 上田 博、1985 : NSSL (NOAA/ERL) に滞在して。天気、**32**、53–58。
- 上田 博、1986a : 最近の気象ドップラーレーダーの利用研究の現状。国立防災科学技術センター研究資料、**111**、1–61。
- 上田 博、1986b : 風を見る。電子通信学会誌。(投稿中)
- Uyeda, H. and D. S. Zrnić, 1986 : Automatic detection of gust fronts. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, **3**, 36–50.
- Wood, V. T. and R. A. Brown, 1986 : Single Doppler velocity signature interpretation of nondivergent environmental winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 114–128.
- Ziegler, C. L. , 1985 : Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part 1 : model development and preliminary testing. *J. Atmos. Sci.* , **42**, 1487–1509.
- Zittel, W. D. , 1985 : An aviation composite hazards product. 2nd International Conf. Aviation Weather System, 109–116.
- Zrnić, D. S. , D. W. Burgess and L. D. Hennington, 1985 : Automatic detection of mesocyclonic shear with Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 425–438.

III 昭和60年度第2回支部研究発表要旨

日時 : 昭和60年11月29日(金)13時～17時

場所 : 札幌管区气象台会議室

1. プラネタリー波のパラメトリック励起について
北大・工学部○米 谷 慎……22
井 上 良 紀
2. 極うずのサヘル干ばつ、北海道の少雨に及ぼす影響
札幌管区气象台 大 川 隆……24
3. 北海道西岸に発生する収束雲の事例解析
北大・理学部○小 林 文 明……26
菊 地 勝 弘
4. 梅雨前線付近のレーダーエコーの微細構造と移動
北大・理学部○加 藤 聖 治……28
播磨屋 敏 生
菊 地 勝 弘
5. オホーツク海の数値海氷モデル
札幌管区气象台 佐 藤 清 富……30
6. 大気中の粒子状有機炭素の挙動
北大・工学部○守 屋 岳……32
太 田 幸 雄
7. GMSとNOAAによる地上気温推定と各種大気補正式の比較
北大・農学部○堀 口 郁 夫……34
町 村 尚
谷 宏
気象衛星センター 元 木 敏 博
8. バンド雲の上陸時の変化について
北大・低温研○坪 木 和 久……36
藤 吉 康 志
遠 藤 辰 雄
若 濱 五 郎
9. 人工降雪実験
北大・低温研○遠 藤 辰 雄……38
若 濱 五 郎
大阪教育大学 小 西 啓 之

冬期北半球、対流圏上層で見られる、プラネタリー波の振幅増大の要因を調べ、地形による強制波と、定常波として含む基本場を考へ、この基本場に生じ得る不安定について考へてみた。

モデルとして、周期的チャネル β 平面上の、非散逸、傾圧モデルを考へ、上述の定常波を中心とする三波共鳴について考察から出発し、微分展開法を用いて、この定常波と二つの自由波との共鳴相互作用により、二つの自由波がパラメトリックに増幅し得ることを示した。

1 序

冬の北半球、対流圏上層の流れの1ヶ月程度の時間平均をとった準定常場を考へると、偏西風帯の蛇行帯の形で、東西方向にも変化している。(図1)

つまりこの準定常場は、有限振幅の定常波、すなわち振幅がほぼ一定で、ほとんど動かない波(大規模な山脈や、海陸加熱源分布などによる強制により生じていると考へられれている)を含んでいると考へられる。

上のような偏西方向の非一様性に着目し、プラネタリー波の振幅増大の要因となる不安定を調べるというアプローチが、Simmonsらにより行われていた。(Simmons et al., '83 J.A.S 40 p 1363~1392)

ここでは、より単純なモデルで、力学的なメカニズムを中心に、具体的に上述の定常波を中心とした三波共鳴(波と波の相互作用による不安定の代表的なものの一)を出発点として考へてみた。

三波共鳴は、一般的には3つの自由波の間の相互作用を考へるが、今の問題では、たとえば地形により強制された定常波と、二つの自由波の、3つの波の間の相互作用を考へることにする。プラネタリースケールの波では、境界条件により波数が離散的になるが、この時、前者の場合には共鳴条件は一般的に満たされる。

しかし後者の場合では、後で示すように東西流速を適当な値に考へると、波数が離散的の場合でも共鳴条件を満たすことができる。この点に定常波を中心とした三波共鳴の重要性がある。

このように、三波共鳴から出発し、最終的には前述の定常波と、自由波の共鳴相互作用により、共鳴に近くなる幅をもった領域で、この自由波のパラメトリックな増幅が生じ得ることを示す。

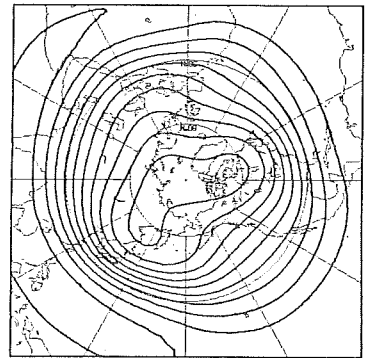


図1 北半球1Aの climatological-mean 300mb stream function (Simmons et al., '83)

2 モデルおよび問題設定

東西-南北比 X の、東西方向に周期的なチャネル β 平面上の、非散逸、傾圧モデルを考へ、準地衡層渦度方程式を用いる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta \psi + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial (\psi, \Delta \psi + h)}{\partial (x, y)} = 0$$

(h は地面地形。)境界条件は東西方向の $x = X$ で $\Delta \psi = 0$ 、南北方向の $y = 0, 1$ で $\frac{\partial \psi}{\partial y} = 0$ 、 $\int_0^X \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} dx = 0$ と置く。

今、 $h = \varepsilon \bar{h}$ 、 $\psi = -Uy + \varepsilon \psi$ ($0 < \varepsilon \ll 1$, U は定数)を考へ、さらに、

$$\bar{h} = h_b \exp(i k_b \frac{2\pi}{X} x) \cdot \sin l_b \pi y = h_b (w_b + *)$$

$$w_b \equiv \frac{1}{2} \exp(i k_b \frac{2\pi}{X} x) \cdot \sin l_b \pi y$$

と考へる。(一つの波数 k の地形のみを考へる。以下、波数は正整数。)

$$\psi = A_b (w_b + *) \quad A_b = \frac{U h_b}{k_b^2 (U - \beta/k_b^2)}$$

$$k_b^2 \equiv (k_b \frac{2\pi}{X})^2 + (l_b \pi)^2$$

がある。 A_b は地形によって強制された、振幅一定で伝播する定常波を表わしている。

この定常波と三波共鳴する二つの自由波を、 $\psi_0(k_0, l_0)$, $\psi_1(k_1, l_1)$ とすると、(一般性を失うことなく、 $k_1 \geq k_0$ と仮定)三波共鳴条件は、

$k_b = k_1 \pm k_0$ ①, $k_b = |k_1 \pm k_0|$ ②
 $0 = k_1 \left(U - \frac{\beta}{k_1^2} \right) \pm k_0 \left(U - \frac{\beta}{k_0^2} \right)$ ③
 となる。③を満たす U と U_b とすると、
 $U_b = \frac{\beta}{k_b^2} \left(\frac{k_1}{k_1^2} \pm \frac{k_0}{k_0^2} \right)$, ($U_b \neq \beta/k_b^2$) ④
 である。つまり、①, ②の波数条件を満たす
 2つの自由波 k_0, k_1 は、東西流速 $U = U_b$ の
 時に定常波 k_b との三波共振条件を満たす。
 上記の共振点から、少しずれた領域につ
 いとも調べたため、①, ②のいずれでも
 $U = U_b + \varepsilon U$ とする。
 時間微分について、εで微分展開
 (扇谷, 1976 物理学雑誌 31-4 p 287~297)
 を用いる。つまり、
 $\frac{d}{dt} = \sum_{j=0}^{\infty} \varepsilon^j \frac{d}{dt_j}$ ($t_j = \varepsilon^j t$)
 4もεで展開し、 $\psi = \sum_{j=0}^{\infty} \varepsilon^j \psi^{(j)}$
 これらを代入し、最低次(線形)の解と
 して三波共振に關係して相互作用する成分
 $\psi^{(1)} = \psi_b^{(1)} + \sum_{n=1}^{\infty} \psi_n^{(1)} + \psi^{(1)}(y, t_1, t_2, \dots)$
 とする。==
 $\psi_b^{(1)} \equiv A_{b1}(W_b + *)$ $A_{b1} = \frac{U_b k_b}{k_b^2 (U_b - \beta/k_b^2)}$
 $\psi_n^{(1)} \equiv A_n(t_1, t_2, \dots) e^{i \lambda_n t_0} W_n + *$ $n=0, 1$
 $W_n \equiv \frac{1}{2} \exp(i \lambda_n \frac{2\pi}{X}) \cdot \sin \lambda_n \pi y$
 $\lambda_n \equiv -k_n \frac{2\pi}{X} (U_b - \beta/k_b^2)$ ($\neq 0$ とする)
 上のような設定で、次のオーダーの式の
 定数項が消える条件より次の結果を得る。

3 結果

- i) 不安定の時間スケールは、 $O(1/\varepsilon)$ である。
 k_b と共振に近づく2つの自由波 k_0, k_1 (周
 期、増幅率同一)の振幅が増大する。
- ii) 東西流速に、112の共振条件の重複号
 のうち、1の $k_b = k_1 + k_0$ の場合にのみ不
 安定が生じる。==の条件から、
 ・増大する2つの自由波 k_0, k_1 は、 $k_0 <$
 $k_b, k_1 < k_b$ である。伝播方向は逆である。
 ・ $k_b = 1$ の場合は==の不安定は生じない。
 ・不安定が生じる時、 $U_b > 0$ で西風。
 であることがわかる。
- iii) 共振点だけでなく、共振に近づく
 幅をもった領域で不安定が生じ得る。
 ==の領域は、共振からのずれが、
 $-\sigma_2 + \sigma_3 < \sigma < \sigma_2 + \sigma_3$ ($\sigma_2 \geq 0$)
 $\sigma_2 \equiv \sigma_2(A_{b1}), \sigma_3 \equiv \sigma_3(\psi^{(1)})$
 の形で表わされる範囲となる。(図2)
- iv) 東西流の弱11南北に等しいと表わす
 場合、時間スケール t_1 は変化せず、==の
 オーダーで t_1 は初期値 $\psi^{(0)}$ と等しく、
 ==は不安定領域の幅 $\sigma_2 \equiv \sigma_3(\psi^{(0)})$
 を与える効果がある。

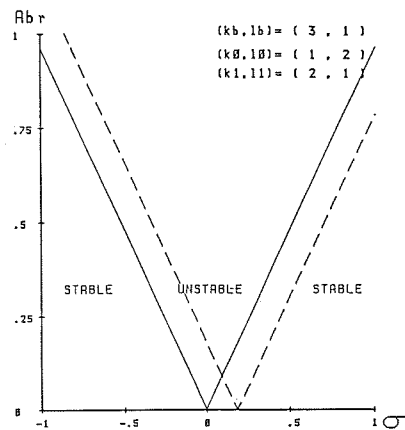


図2 図中の t_1 について不安定領域。
 実線は $\psi^{(0)} = 0$, 破線は図3の形の弱
 11南北に等しい場合。

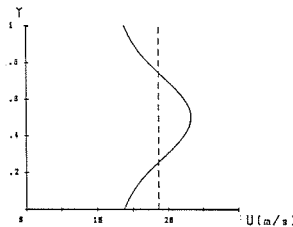


図3
 東西流速分布

表1 (下)

図3の東西流
 の種々の地
 形に対する不
 安定モード。

k_b, l_b $h(km)$	C	k_b, l_b k_1, l_1	U_b σ	σ_2	Ab	PERIOD (days)	e-FOLD (days)
2, 1 .499	2	1, 1 1, 2	.41 -.8523	.198	-.403	23.4	5.82
3, 1 .287	2	1, 1 2, 2	.323 .242	.129	-.316	18.5	5.24
	3	1, 2 2, 1	.398 .8133	.187	.019	22.7	2.88
4, 1 .245	2	1, 1 3, 2	.27 .41	.0953	-0.24	12.4	.102
==の場合 は $U_b \approx \frac{\beta}{k_b^2}$ の除外 と等しい。	2	2, 1 2, 2	.334 .288	.139	.16	16.2	9.83
	3	1, 2 3, 1	.323 .244	.124	.189	46.1	25.8

4 結論

以上の結果より、==の不安定は、パラメ
 トリック励起(戸田'68 振動論 p 31~
 谷内, 1976 非線形波動 p 116~)によ
 り生じると考えられる。(詳しく書けな
 かったが、今の問題と、2自由度 Mathieu 方
 程式の問題とは、数式上の対応がある。)
 つまり今の問題では、基本場を含む
 定常波が空間的に周期的なパラメータと
 して、自由波と相互作用する==により、
 パラメトリック励起が生じると考えら
 れる。

2 極うずのサヘルの子ばつ、北海道の少雨に及ぼす影響

1. はじめに

1982年以来、北海道は少雨が続き、特に1984年の道内7地点平均年降水量671ミリは $\Delta R = -3.1\sigma$ という未曾有の少雨となった。この少雨は明治小氷期の少雨(800~1000ミリ)より一段と厳しいもので、気候変動的なものと考えられる。

かつて根本(1)によって指摘されていた「極うずの拡大が偏西風帯や亜熱帯高圧帯を組織的に南に偏倚せしめる」という仮説のもとに、北海道の少雨、サヘルの子ばつを相関解析手法で調査したので報告する。

2. 資料および調査方法

使用資料は特に断りない限り年の合計、平均の累平値と5年移動平均のものである。サヘル雨量はA.V. Todorov(2)の論文によった。北海道平均降水量は旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、函館の7地点平均である。極うず指数は $60^{\circ}N$ 以北の冬緯度圏の年平均500m以上の高度平均偏差に面積係数を乗じて、 $80^{\circ}N$ まで積算して求めた。この値の正は極に暖気が、負は寒気がたまることを示す。

3. 相関解析からみた現象相互の関連

図5の N_1 から H_3 、 N_2 から H_5 にかけての矢印でみまように、北海道降水量は9~11年の遅れでサヘル雨量に高い相関があることが推定される。しかし、1969、1978年頃に対応しない少雨が北海道に現われている。図1はサヘル各国を細分して、それらの雨量に対する北海道降水量の遅れ相関の最大値をみたものである。ニジェール、マリなどその南側に山地があつて、雨季の湿潤南西流が遮断される地域で高相関となっている。

図2は極うず指数に対するサヘル各域雨量の7~9年遅れの相関最大値をみたもので、やはりニジェールやマリで高い値を得ている。図3は極うず指数(PVI)に対する8年遅れのニジェール2域平均雨量、セネガル平均雨量の対応をみたものである。ニジェールでは、PVIの1960年代末のピークに対応して1970年代後半の雨量増加が顕著で、相関係数も+0.908と驚くべき値を示している。しかし、海洋からの湿潤南西風が入りやすいセネガルでは70年代後半の雨量増加は殆んどみられない。

図4は極うず指数に対する北海道降水量の遅れ相関の変化をみたもので、5~6年、16~20年に正の高相関の二つの山があることが分る。16~20年の相関は資料年数が少ないためやや不安定となっており、平均的には18年の遅れとみてよいであろう。すなわち、北極の寒冷化から5年後、18年後の頃に中心に北海道では少雨期が出現することの意味している。

大川 隆 (札幌管区気象台)

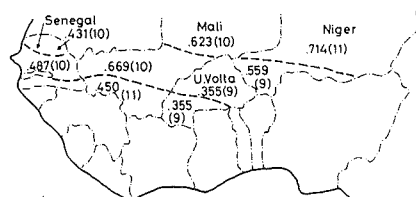


図1 年雨量で細分(点破線)したサヘル各域の年雨量と北海道年降水量の遅れ相関の最大値(正相関)。カッコ内は北海道の遅れ年数。(n=38)

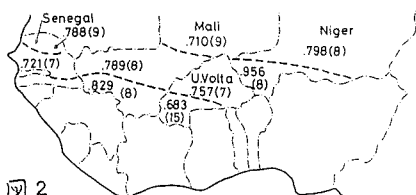


図2 極うず指数と7~9年遅れのサヘル年雨量の間の相関(正相関、カッコ内は遅れ年数)。(n=38)

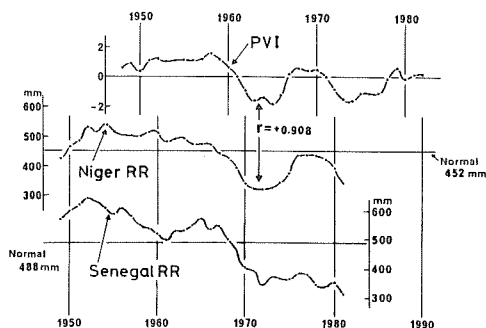


図3 極うず指数(PVI)と8年遅れのニジェール、セネガルの年雨量の対応

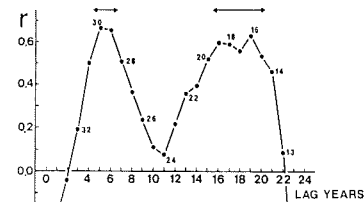


図4 極うず指数と北海道年降水量の遅れ相関(各点の数値は資料年数)

4. 北極の寒冷化による北海道少雨, サヘル干ばつ発生モデル試案

前節の結果から, 筆者はここに一つのモデルを提示する。すなわち, 「北極の寒冷化は5年後に北海道に一時的少雨をもたらす。それから3年後に中心にサヘル干ばつなど亜熱帯高気圧南側で大雨, 海洋を含めた環流場に熱的, 力学的な偏倚が形成される。この偏倚は非常に遅いペースで中緯度に影響を及ぼし, 10年後に中心に北海道の少雨期と出現させる」。以下に北半球総観場を含めてその機構の説明を試みた。

図5にみる P_1 の極域寒冷期ピーク年として1964年, P_2 期のもそれとして1975年ととり, これら2か年の年平均500 mb高度偏差図の合成図を作成したところ, 図6(左)にみよように強い高指数循環場が得られた。5年後の北海道少雨年として1969年, 1980年の2か年ととり, 合成図を作成したところ, 図6(右)にみよ強い低指数循環場が得られた。これらの図は年平均の状態であり, 左図の年は高指数場出現の日数が多く, 右図の年は低指数場出現の日数多いことを示している。図5のPVIと図6から推定するに, P_1, P_2 期には極域で寒気場多発し, H_1, H_2 期に向うにしたがって高緯度に暖気が北上し中緯度に寒気が南下・滞留する傾向となる。その結果 H_1, H_2 期には前線帯南下で北海道少雨が出現する。また H_1, H_2 期低指数循環場形成時には低緯度の大気の流れも同時に偏倚を受けるが, その偏倚が海水温や土壌水分などに影響して, N_1, N_2 の干ばつ出現に3年かかると考えるのが妥当であろう。

N_5 から H_5 への対応は M から H_5 への10年の遅れの仮説を補強するものである。朝倉(3)は海洋の暖流北上域の夏期気温は北半球平均気温より20年遅れで変化することを指摘している。 P_1 から H_3 まで18年ということ, 図3のセネガル雨量変化も考え合せるに海洋が強い役割をはたしているものと推測される。

また, 図5の黒丸, 白丸印でみよように, H_1, H_2 期には8月中心の冷負が, H_3, H_5 期には8月中心の暴負と年雨少雨の年が北海道で出現しやすいことも今後の課題として提言したい。

参考文献

- (1) 根本順五, 1974: 異常気象を追って, 中公新書371, 中公出版
- (2) Todorov, A.V., 1985: Sahel: The Changing Rainfall Regime and The "Normals" Used for its Assessment. J. Clim. & App. Met., 24, 99~107
- (3) 朝倉正他, 1984: 異常気象時代 グループックス574, 講談社

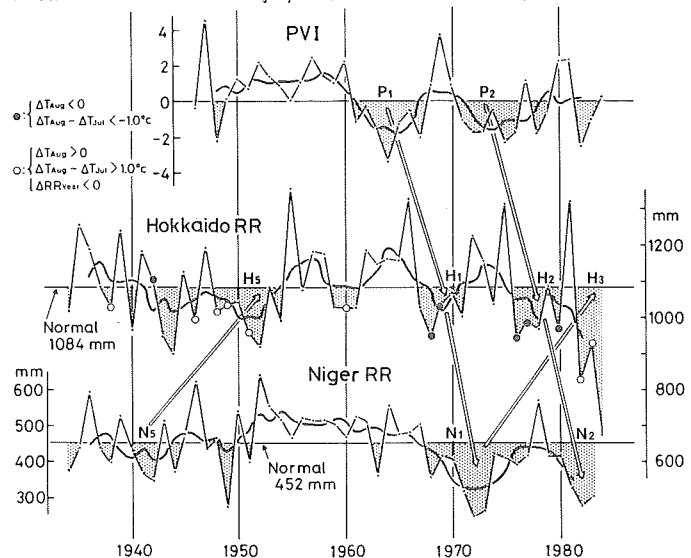


図5. 極うず指数, 北海道年降水量およびニジェール年雨量の対応。折線は個々の年, 不曲線は5年移動平均の値

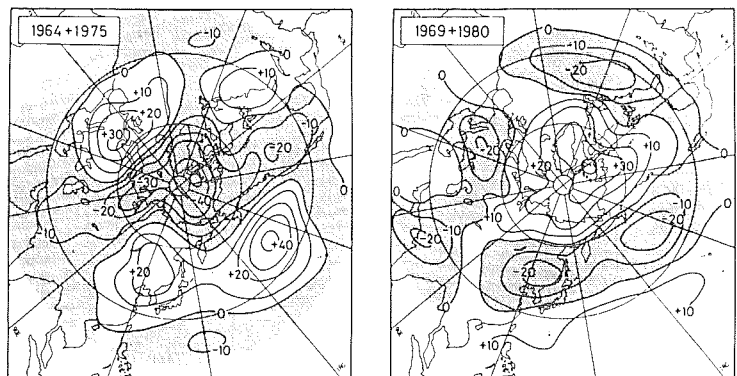


図6 北半球500 mb 年平均偏差合成図。(左): 1964, 1975年の極域寒冷年。(右): 5年遅れの1969, 1980年の北海道少雨年

3 北海道西岸に発生する帯状収束雲の事例解析

小林文明・菊地勝弘 (北大理)

冬期、北海道西方の日本海上に寒気の吹き出しに伴い、筋状雲が発生するが、これとは別に間宮海峡から南北に発生するバンド状の雲は、帯状収束雲と呼ばれており（以下、収束雲と略す）内陸に上陸すれば局地的に豪雪をもたらすことが知られている。本研究では、3時間ごとのGMS画像を基にして幅数10km、長さ2,300kmにも及ぶ収束雲の時間変化を追跡し、解析した結果を報告する。

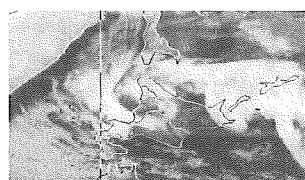
これまで収束雲は石狩湾小低気圧と関連して研究されてきたが、両者の時間的な位置関係などは不明な点が多い。このような点を踏えて、今回は西岸に明確な低気圧が存在していた特徴的な例について解析した。

GMS画像を見ると（第1図）、21日01時から変化が現れた。また01時には、西岸の低気圧の雲と下層の筋状雲が存在していたものの、06時にはその形が収束雲と認められ、石狩平野に侵入しているのが分る。12時には稚丹半島に達し、そこでは以後1日降水量70mmという降雪を記録した所もあった。3時間ごとの地上天気図（第2図）を追ってみると、総観的には西高東低の気圧配置が続いており、西岸の低気圧は20日09時に1010mbと解析されていた。この低気圧は翌日の09時には消滅し、北海道東方には別の低気圧が発生していた。このような変化を説明するために上層の寒気の動きを調べた。第3図に示した各緯度方向に沿った断面図が第4図である。相当温位で270Kの等温位線は、特に稚内付近、北緯45度、47度でドームを形成しており、前日と比較してみると、大陸上空に存在していた寒気のエッジが東経140度以東に移動したことが分る。また、この間北海道付近は対流的に非常に不安定であったことも重要である。

第5図に収束雲が形成される前後のホドグラフである。稚内に於ては下層の東風成分はとららにも見られるものの、順転から逆転へと顕著な変化を示し、寒気移流が強まったことを意味している。また、600mb付近で風速が弱まり、そ



a. 01時 (IR.)



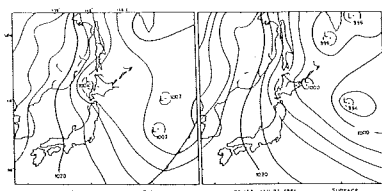
b. 06時 (IR.)



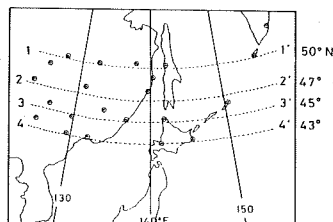
c. 12時 (VIS.)

第1図. 1981年1月21日のGMS画像

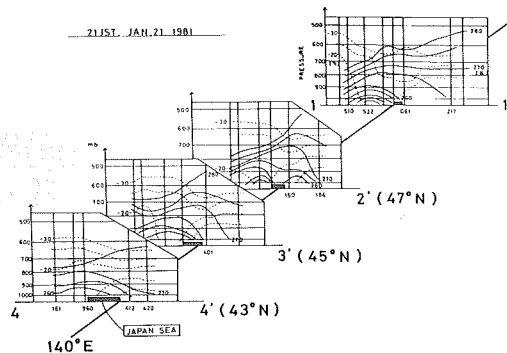
この間北海道付近は対流的に非常に不安定であったことも重要である。



第2図. 地上天気図



第3図. 観測地点と投影緯度(点線)



第4図. 3図の緯度に投影した、相当温位(実線)と温度(点線)の東西断面図

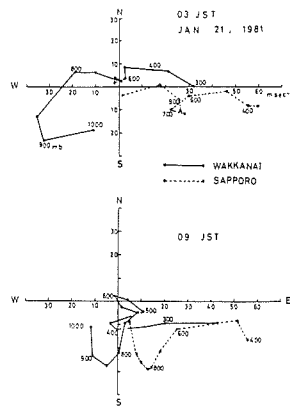
れより上層では、西風が卓越していたことも特徴的であった。これに対して、札幌では稚内のような変化はなく、一様に北西あるいは西風であった。

第6図は、留萌の気象要素の自記録である。GMS画像から、収束雲が侵入したと考えられる03時近くに気圧は大きな pressure-jump (1.3 mb) を示しており、その時刻に対応して降水も急激に強まり、気温も降下を始めた。風速も最大瞬間風速 23 m/s¹ を記録し、不帯花線通過時の様相を示している。すなわち、収束雲上陸の際、局所的に降水(アらし)を伴った強い下降気流が存在したことが推定される。

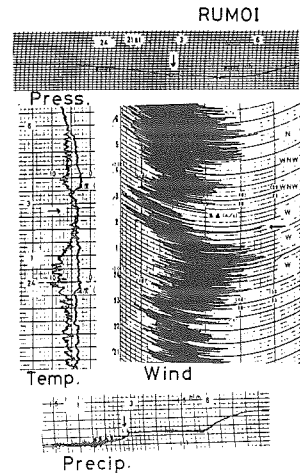
このような収束雲の移動に伴う、地上に於ける変化を模するのために、第7図に示した領域での収束量の時間変化を計算した。AREA 2 では収束雲侵入前の02時に、 -6.5×10^{-4} sec⁻¹ という収束のピークを示し、その後は散散場に変えるという特徴的な変化を見せた。AREA 1 と3では弱いながらも同様の傾向を示しており、GMS画像の収束雲の位置と良く対応し、収束雲の地上に於けるパターンと考えることが出来る。

今回の例は、第1図に示した状態の後18時を境にして衰弱して行った。そして筋状雲が卓越するようになり、たが、収束雲は消滅しながらも約1日その形を留めていた。第8図は09時のPメタスの風系で、この時刻には西岸の低気圧は消滅していた。この値から、一般端で仮定される風、すなわち、北西風を地衡風近似し、北海道東方の低気圧に傾度風をそれぞれ適用し、海岸線からの距離に比重をかけて計算された風をさし引いたのが右側である。これより、天気図上から低気圧が消滅した後も日高山脈の西側に低気圧性循環が確認される。このような循環は12時以降も保存され、収束雲の持続を支えていたと考えられる。

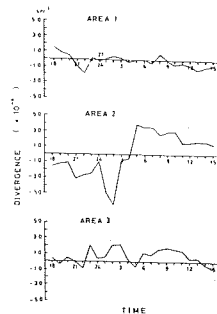
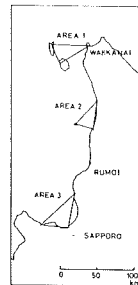
以上のように、今回の例では西岸に明瞭な低気圧が存在していたことに因り、北東からの寒気移流が促進され、強く組織化された収束雲が形成され、また低気圧が消滅した後も循環が保存されたことに因り、結果として非常に長いライフタイムを示したと考えられる。



第5図. 稚内、札幌のホドグラフ



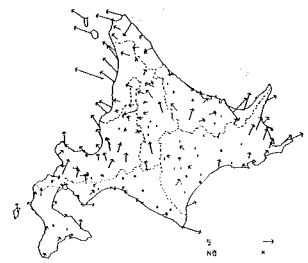
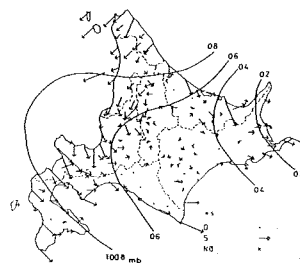
第6図. 留萌に於ける各気象要素の時間変化。矢印(02:45)は pressure-jump 起る時刻。



第7図. 左図の3つの領域に於ける収束量の時間変化

AREAS WIND DATA

09 JST, JAN 21, 1981



第8図. Pメタス風と局地天気図(左)及び、一般風をさし引いた風系(右)

4 梅雨前線付近のレーダーエコーの微細構造と移動

加藤聖治・橋倉屋敏生・菊地勝弘 (北大理学部)

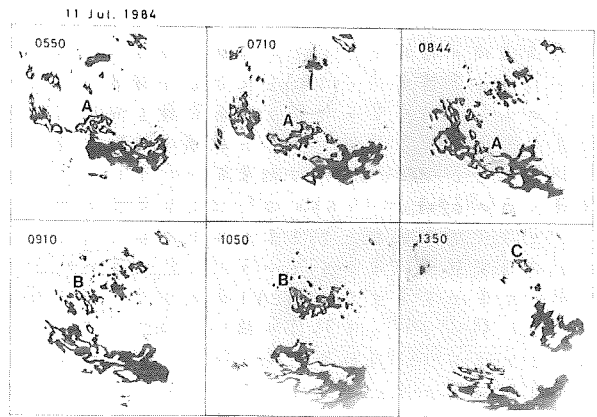
特に云々を伴うような対流雲の進路については、これまでに一般風との関係やエコー構造などから議論されている。しかし複数のセルが集まって構成するセル群の移動方向は、個々のセルの動きと必ずしも一致するわけではなく、その関係は明確にはわかっていない。ところが実際に降雨を予測する場合には、個々のセルの移動よりも、群としての移動の方が重要であると言える。ここでは、1984年九州北西部で行なわれた三大学協同降雨特別観測中の7月11日に、梅雨前線付近で見い出された異なる移動方向をもつ二つのセル群について報告する。

第1図の背振山レーダー写真でその概略を示す。レンジ内は50 km毎である。0440に長崎県の西岸で発生したエコー(図中A)は南下しながら発達し、九州南西部にかなりの雨を降らせた。一斉4時間後にはほぼ同じ位置で発生した別のエコー(B)、およびそれが消滅した後にその前方で発生したエコー(C)は東からやや北成分をもって移動した。これらのエコーの移動方向を知るために重ねたのが第2図である。気圧と前線は09時の位置であり、エコーはほぼ1時間毎にmoderate以上の部分のみ書いてある。このエコーを詳しく見ると複数のセルが集まって構成していることがわかるので、このスケールでのエコーを以下「セル群」と呼ぶ。この図からセル群Aの移動方向は南南東、セル群Bでは東、セル群Cでは東北東であることがわかる。

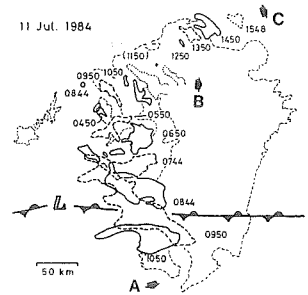
このように、ほぼ同じ位置で発生した二つのセル群A、Bが異なる方向へ移動したことがわかった。次に北大レーダーを使って、群を構成する個々のセルのふるまいについて見てみる。

第3図は高さ4 kmのCAPPIを時間的に重ね合わせた図で、下が南下したセル群について、上が東進したセル群についてである。エコーは30 dB(2)以上の部分のみ20分毎に書いてある。また10分毎のデータを使ってセルを追跡し(図は略)、記号をつけてある。

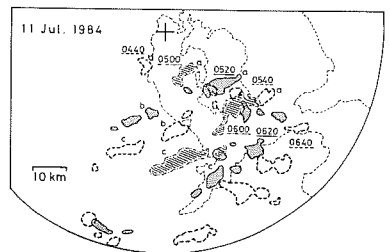
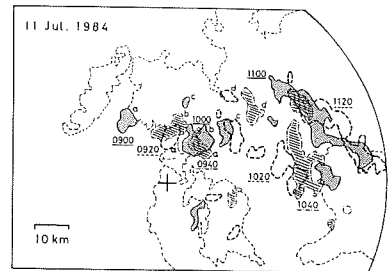
まず南下したセル群について見てみると、セルの移動方向は東南東で、新しいセルは南西側に発生している(0520にb, 0540にcがそれぞれ発生している)。そのためセル群としての移動方向は個々のセルの移動方向よりも南、すなわち新しいセルが発生する方向に寄る結果となった。同様に東進したセル群では個々のセルの移動方向は同じく東南東であるが、新しいセルは北西側に発生している(0940にb, 1000にc)。群



第1図



第2図



第3図

としての移動方向は個々のセルの移動方向よりも北寄りになり、結果として東進したことがわかる。

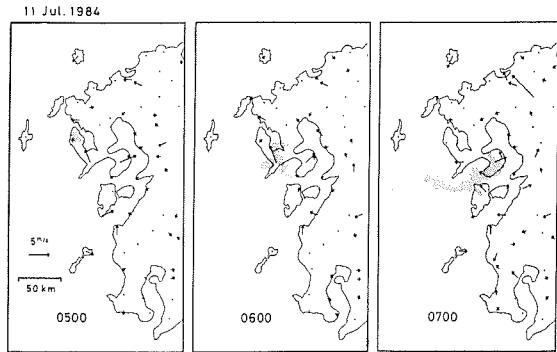
すなわちセル群の移動方向は個々のセルの移動方向と同じではなく、新しいセルが発生する方向によって決まるということができる。次に新しいセルが発生する向きが何によって決まるのかについて考える。

第4図はアメダスによる1時間毎の地上風の分布と背振しリーダーのエコーである。ただしここには今問題としているセル群の moderate 以上の部分だけを示してある。a は南下したセル群に対応する時刻であるが、セル群の南側で南寄りの風になっていることがわかる。すなわち新しいセルが南側に発生する場合には、南から風が吹いていると言うことができる。同様に b は東進したセル群についてであるが、セル群の北側で北寄りの風になっている。すなわち北側に新しいセルが発生する場合は北風になっている。

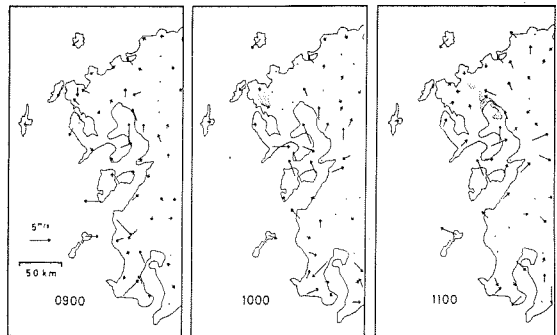
以上の新しいセルが発生する向きと地上風の向きとの関係についてまとめたのが第5図である。上が東進したセル群、下が南下したセル群についてで、20分毎の北大リーダーのエコーを横方向に時間をずらして書いてある。コンターは25dBから5dB毎、同じセルを直線で結んである。また、05時と06時および09時と10時のエコーを重ねて近くの点の風向を示してある。

南下したセル群では、個々のセルの移動方向は平均して 104° であるが、新しいセルが南西側に発生するため群としての移動方向はさらに南寄りとなっている。ここで新しいセルが発生する原因として、降水に伴う雲からの outflow がまわりの空気とぶつかって収束し上昇流を作ることが考えられる。そしてこの outflow に対して反対向きに風が吹いていれば、そこで最も収束が強くなることになる。今の場合南風になっているから南側で収束が強くなることになり、その結果そこに新しいセルが発生したと考えることができる。同様に東進したセル群の場合は、北風によって北側で収束が強くなり、そこに新しいセルが発生することによって、群としての移動方向は個々のセルの移動方向(130°)よりも北寄りになって東進したと考えられる。

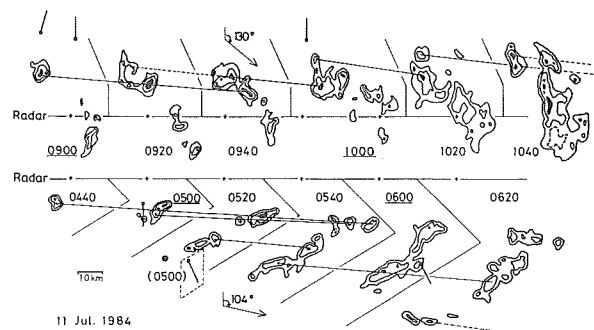
以上のように、群としての移動方向と新しいセルが発生する方向との関係、および新しいセルが発生する方向と地上風の向きとの関係が対応づけられた。すなわち、セル群の移動方向は新しいセルが発生する方向によって決まり、また新しいセルが発生する方向は地上風がセルに対して吹き込むような向きになって最も収束が強い場所であるということがわかった。



第4図(a)



第4図(b)



第5図

5 オホーツク海の数値海氷モデル

佐藤清富 (札幌管区気象台)

1. はじめに

オホーツク海を対象に、力学及び熱力学の過程を考慮した数値海氷モデルを作成した。計算は海氷発産期である1983年12月～1984年2月について行い、氷縁位置の変動について観測値と比較した。

2. モデルの構成

水平2次元モデルを考へ、変数として氷量と密接度の2つを取り上げた。

(1). 海氷の速度場

運動方程式を直接解いて海氷の速度場を求めることはせず、Nansenの漂流則から速度場を決め、海岸線に接する海氷域が向岸流となるときに海氷の内部抵抗力を想定した。

Nansenの漂流則は、海氷の速度は風速の $\frac{1}{50}$ 、流向は風向に対し 28° 右偏するといふものである。また、内部抵抗力は向岸流のとき氷厚に比例して流速が弱まるように仮定した。

(2). 氷量及び密接度の時間変化

方程式の差分表現はEgon & Mahoneyの準ラグランジュ方式を採用した。この方式はオイラー式差分法で生ずる拡散効果を無くすために、各格子で平均値の他に分布の中心位置(1次のモーメント)と幅(2次のモーメント)の情報を定義して移流の計算を行う。この方式は既にスウェーデンの現業モデルに使われているが、そこでは短期予報を対象としており、結氷過程の取り扱いは含まれていない。

(3). 海氷の成長

成長に際しても熱平衡方程式を解くことはせず、Andersonの積算寒度による成長方程式を使用した。成長率は

$$\frac{\partial H}{\partial T} = 6.7 / (2H + 5.1) \quad \begin{cases} H: \text{氷厚} \\ T: \text{積算寒度} \end{cases}$$

で与えられる。

(4). 結氷域拡大の取り扱い

結氷域の拡大は既に存在する海氷域に接して生ずるものとし、その拡大率は寒冷度(風速 $\times$ 気温)に比例すると仮定した。

3. 計算条件

オホーツク海の西側海域を対象領域とし、地形を長方形で近似し北・西・南側境界は海岸線とした。1983年12月18日から1984年2月29

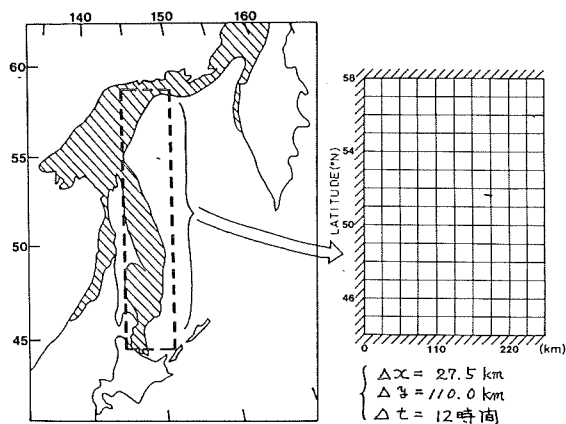


図1. 計算対象領域(点線で囲まれた領域)と格子点の配置。斜線域は1984年1月13日の海氷分布を示す。

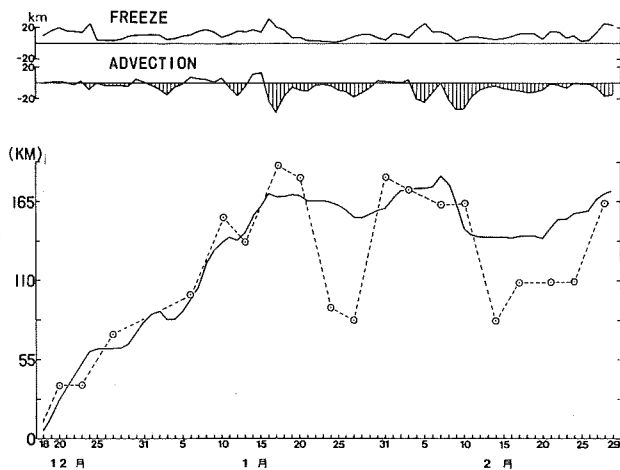


図2 下図は57°N(樺太中部に相当)線に沿う海氷域の広がり(縦軸)に取り、実線が計算値、破線が観測値を示す。上図は日々の拡大・縮小距離を運動による部分と結氷による部分に分離したもの。

日の期間につりて計算を行い、タイムステップは12時間とした。計算初期に海氷は無く、北岸及び49°N以北の西岸で一斉に結氷が始まるようにした。なお、北岸沿いに東側境界で海氷の流入が生ずる。

気象データは気象庁の現業用数値予報モデル(LMF)の初期値(格子間隔127km)を内挿して使用した。

4. 計算結果

図2は57°N線に沿う海氷域の位置変動を示す。2ヶ月半に渡るシミュレーションは、おおまかに見て現実の変動を十分に再現していると言える。しかし、1月下旬や2月中・下旬の急激な縮小や拡大を再現できていない。この急激な変動は海洋に原因があるように考えられた。

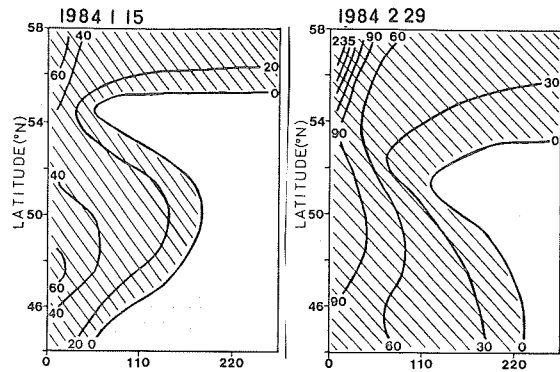
図2には、日々の変動距離を結氷による部分と運動による部分に分けて示している。1月半までは結氷により順調に拡大しているが、その後、西向きの運動と結氷域の拡大量が相殺し合って見かけ上は大きな変動は無くなっている。

図3は氷厚分布を、また、図4は気象データを示す。氷厚分布は基本的に寒気度の分布パターンに類似している。

北海道沿岸の氷厚は20~30cm位であるが、2月末頃には2m前後の海氷が観測されており大き過ぎることはない。(小さい位か?)

最後に、図5では氷厚増の原因となる要因を3つに分けて分布図を示している。

既存の海氷の成長量は寒気度の分布とは異なり、北岸の中央部と西側領域の中央部に極大を持っている。一方、新生氷の生産量は氷縁に沿って北西から南東に伸びている。この生産域は同時に流出入収支の負域となっており、生産されては次々と南西側に運ばれていることが分かる。3図に示される西側に沿う厚い海氷域は、その半分以上を輸送によっている。



6 大気中の粒子状有機炭素の挙動

太田 幸雄, ○守屋 岳 (北大・工学部)

はじめに: 大気エアロゾル中の有機炭素については、これまでに十分測定されておらず、その方法自体も確立されていない。そこで今回、1984年1月～1985年1月まで、北海道大学工学部屋上(高さ26m)において、ハイボリュームサンプラーで、24時間エアロゾル捕集を行い(約1700 m³/day)、エアロゾル中の全有機炭素量(TOC)、一次生成有機炭素量(POC)、二次生成有機炭素量(SOC)の測定を行い、これらの濃度変化、光化学反応の影響等について考察をした。なお、捕集フィルターは石英フィルターを用いた。

分析法: TOCについてはベンゼンを用いて超音波抽出を行い、さらにその残さをメタノール・クロロホルム(1:2 v/v)混合溶媒を用いて超音波抽出した。溶媒を蒸発させた後、抽出物をNC-アナライザーによって燃焼、メタン化してFID-GCで炭素量を求め、これをTOCとした。
一方、全粒子状炭素(TC)、黒色純炭素(EC)を同様にNC-アナライザー、FID-GCで分析し、その差をTOC'とした。ECは300℃で30分の加熱後の残留炭素とした。
TOCとPOCの差をSOCとし、POCはシクロヘキサンで抽出した。

結果: 2つの方法による全有機炭素の測定は、図1および図4でわかるようにTOC'(TC-EC)の方が若干大きい。良い相関がある。(相関係数0.920)
札幌におけるTOCの変動は図2、図4でわかるように、4,11月に大きなピークを持っている。これは雪国特有のスパイクタイヤ粉塵の影響と考えられる。
SOCのTOCに占める存在割合(SOC/TOC)を図3に示す。7,8月にSOCの増加が見られる。この時期におけるSOCと日射量には相関があった。
1月のSOCの増加は、特に気温が低かったため逆転が強く、極性の高い成分が含まれている特定排出源の影響を受けたのではないかとと思う。

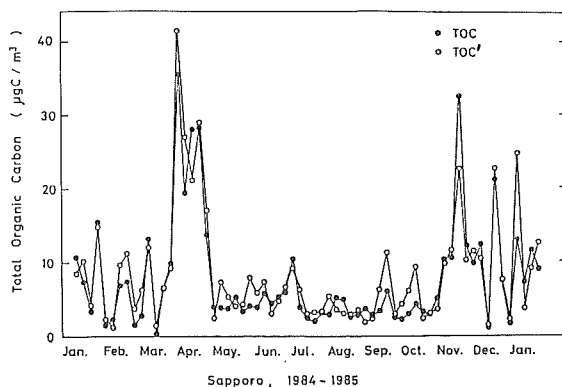


図1 溶媒抽出と熱処理による全有機炭素量 (TOC, TOC')

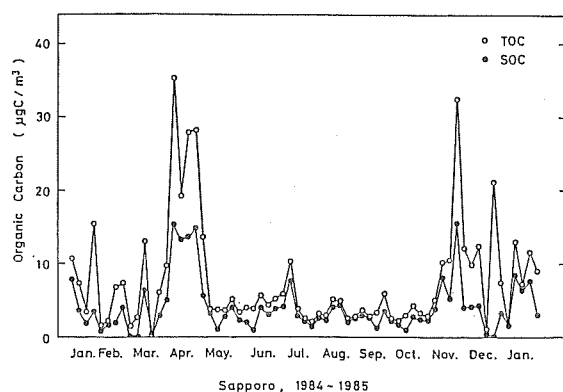


図2 TOCとSOC(極性成分と思われれる量)

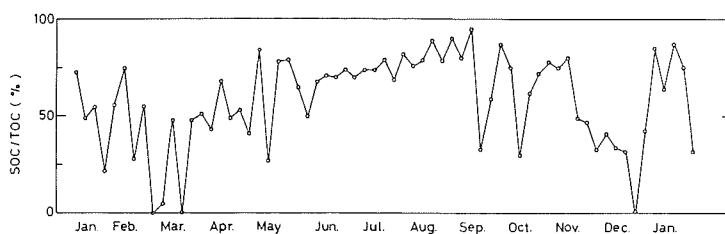


図3 SOCのTOCに占める存在割合 (SOC/TOC)

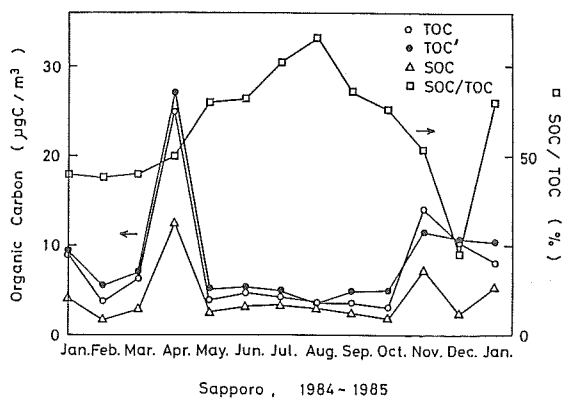


図4 各成分の1ヵ月平均値

堀口郁夫・町村 尚・谷 宏（北大農学部）
元本敏博（気象衛星センター）

1. まえがき

先に地表面温度と気温の関係について発表し（堀口ら, 1984）、さらに赤外データから計算した地表面温度を用いて、地上気温を推定する可能性について発表した（谷ら, 1984）。その結果、精度よく地上気温を推定するためには、大気補正法の改良と地表面補正が必要であることを明らかにした。今回は、GMS赤外データについては、1979年から1983年までの61時間分のデータについて、気温の推定精度を調べると共に、NOAA/AVHRRの赤外データ18時間分についても同様に気温の推定を行った。また、NOAAについて、各種の大気補正式の適用を試み、気温推定精度を調べた。

2. GMSとNOAAによる気温推定

GMSとNOAAの赤外データから等価黒体温度 T_{BB} を求め、(1)式によって地表面温度 T_g を計算した。この地表面温度について、AMeDAS観測点に最も近い点を抽出し、AMeDAS気温との回帰式を計算して、気温の推定式とした。

$$T_g = T_{BB} + \Delta T \quad (1)$$

$$\Delta T = \sec \theta \cdot \left[0.189 \cdot W \cdot A(T_{BB}) + \{1.0 - A(T_{BB})\} \cdot 4.0 \right] \quad (2)$$

$$A(T_{BB}) = \frac{1400}{(310 - T_{BB})^2 + 1400}$$

但し、 T_g : 地表面温度、 T_{BB} : 等価黒体温度、 ΔT : 大気補正量、 θ : 衛星天頂角、 W : 可降水量（可降水量は、札幌管区気象台の高層気象観測データから算出した）

GMSの61時間分、NOAAの18時間分の地表面温度とAMeDAS気温の相関係数および推定気温とAMeDAS気温の偏差の標準偏差を表-1に示す。GMSとNOAAは、データ数が異なるため正確な比較は出来ないが、

表-1 GMSとNOAAによる地表面温度とAMeDAS気温の相関係数および偏差の標準偏差

衛星名	相 関 係 数			標 準 偏 差		
	平均	最高	最低	平均	最高	最低
GMS	0.65	0.90	0.29	1.84	3.10	0.99
NOAA	0.63	0.83	0.30	1.89	3.02	0.92

平均の相関係数・標準偏差とも大きな差異はない。GMSの地上分解能北海道付近で、 $8.2 \times 1.8 \text{ km}$ であり、NOAAの地上分解能は 1.1 km である。したがって、NOAAの推定気温の精度が良いことが予想されたが、GMSの推定気温と大差がない。このことは、表-2に示す両衛星の近時のデータの比較でも明らかである。観測時間によって、GMSの推定気温が精度が良い場合があり、8データの平均では、相関係数も偏差の標準偏差も大差はない。

3. 各種大気補正法の適用

先の研究で、相関係数は可降水量が多くなると悪くなることが判明した。したがって、大気補正式を改良することによって、相関係数が大きくなることが予想される。そのため、種々の大気補正式をNOAAデータに適用してみて、気温の推定精度を調べた。使用した大気補正式は次の6種である。

①(2)式で表わされる補正式（以下GMS補正式）

表2. GMSとNOAAの比較

No	日 時	相関係数	偏差の標準 偏差 (K)	回帰係数	切片 (K)
1	1981. 7.30.18 19	0.55	2.80	1.22	-2.0
		0.47	2.33	0.98	-4.3
2	1982. 7. 4. 3 4	0.66	1.40	1.05	-1.2
		0.56	1.55	0.88	-5.7
3	10.10.15 14	0.71	1.09	0.77	1.1
		0.66	1.16	0.63	4.0
4	1983. 5.12.15 15	0.67	3.13	0.59	8.5
		0.83	2.35	0.76	-0.4
5	5.31.15 14	0.11	4.42	0.05	16.4
		0.68	3.02	0.57	3.2
6	6. 4.12 13	0.73	2.08	0.50	6.6
		0.58	2.49	0.46	5.1
7	7. 2.15 14	0.44	2.95	0.32	13.8
		0.67	2.42	0.46	7.8
8	8.13. 9 9	0.28	1.45	0.33	15.7
		0.30	0.92	0.40	12.5
GMS平均		0.52	2.42		
NOAA平均		0.59	2.03		

② GMS補正式+3地点の可降水量

①では、可降水量は札幌のラジオゾンデデータのみを用いたが、稚内・根室の3地点のラジオゾンデデータを用いて可降水量を計算した。

③ GMS補正式+TOVS水蒸気ファイル

可降水量として、NOAAのTOVS水蒸気ファイルを用いて計算した。

④ Prabhakara et al.(1974)の推定式

2つの赤外データ(Ch4とCh5)における大気の影響の差を利用する方法で次の式で表わされる。

$$T_g = \frac{K_5 T_4 - K_4 T_5}{T_5 - K_4} \quad (3)$$

但し、 $K_4: 0.093$, $K_5: 0.144$
 T_4, T_5 : Ch4とCh5の等価黒体温度

⑤ Strong and McClain(1983)の経験式

$$T_g = 1.346 T_4 + 2.58(T_4 - T_5) - 10.06 \quad (4)$$

⑥ LOWTRAN6による推定式

LOWTRAN6は、大気放射と大気透過率を計算するプログラムである。これを用いて、地表面温度と衛星が観測するであろう放射を計算した。これを輝度温度に変換し回帰計算によって(5)式を得た。

$$T_g = T_4 + 2.748(T_4 - T_5) - 6.30 \quad (5)$$

Ch4とCh5がある15データについて、上記の6ヶの大気補正式を施した結果が表-3である。各補正式による差は大きくない。

表3. 大気補正法の比較

補正法	相関係数			偏差の標準偏差 (K)		
	平均	昼間	夜間	平均	昼間	夜間
① GMS補正式	0.65	0.66	0.64	1.94	1.91	2.01
② GMS補正式+3地点の可降水量	0.67	0.67	0.66	1.91	1.87	1.98
③ GMS補正式+TOVS水蒸気ファイル	0.65	0.66	0.64	1.93	1.89	2.01
④ Prabhakara et al.(1974)の推定式	0.67	0.66	0.68	1.92	1.91	1.92
⑤ Strong and McClain(1983)の推定式	0.66	0.65	0.69	1.92	1.92	1.92
⑥ LOWTRAN6による推定式	0.66	0.65	0.68	1.92	1.92	1.92

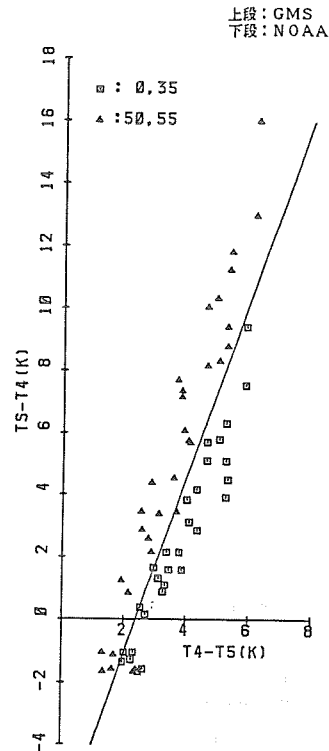


図1. LOWTRAN6による推定式

冬の季節風の吹き出し時に日本海で発生した筋状雲は、海上で暖かい海から熱と水蒸気の供給を受け、海岸に近付くにつれて発達した対流雲となる。この対流雲は海岸線を越え、熱と水蒸気。この供給を断たれるため対流は弱まり段々と層状性の雲に変化していく。このような対流雲には、上陸後急激に衰弱するものもあれば上陸後も対流性を維持しながら内陸深くまで達するものもあり、その衰弱過程はその時の大気の状態により決まると考えられる。

風の鉛直シアアが強いときは、上陸後降雪エコーは急速に前傾し衰弱していくといわれているが、今回ドップラーレーダーの観測の解析から風の鉛直シアアと上陸後の降雪エコーの変化の関係を調べたので報告する。

ここでは風向・風速及び風の鉛直シアアを求めるのに次の二つの方法を用いた。一つはRHV (鉛直断面の走査) で低い仰角 ($< 25^\circ$) のドップラー速度を水平風速とし、その鉛直分布から風の鉛直シアアを計算した。もう一つは仰角 20° のVAD (円錐走査) から、そのドップラー速度を走査円の円周に沿って調和解析し、レーダー上の風の鉛直分布を求め、これからホドグラフを作成した。このように計算した風の鉛直シアアにより上陸後のエコーの衰弱過程を3つに分類した。

1) 鉛直シアアが弱いケース

図1にこのケースの例についてのエコー強度 (A)、RHVから計算した鉛直シアアの分布 (B)、及びVADから求めたホドグラフ (C) を示す。(B) の鉛直シアア分布はレンジの各距離の軸を中心に (図1は横軸一目盛り $\pm 0.04/s$ 、図3、4は $\pm 0.05/s$) 右側では正のシアア (上に向かって風速増大)、左側で負のシアア (上に向かって風速減少) である。図1 (B) のシアアの分布をみると、

上陸後下層500mに地面との摩擦によるシアアがあるほかは全層にわたってシアアが弱い。またホドグラフからも風向が全層ほぼ北北西で、シアアが弱いことがわかる。このようなときエコーは上陸しても直立状態のままゆっくり沈み込むように衰えて行き内陸深くまで入り込む。この例のバンド雲のは特に強いもので、図2に示した高さ500mのエコー強度の水平分布より海上から内陸深くまで入り込んでいることが分かる。

2) 鉛直シアアが下層にのみ限られるケース

図3にこのケースの例についてのエコー強度 (A)、鉛直シアア (B)、ホドグラフ (C) を示す。図3 (B) より約700m以下の下層はシアアが強く、風速は上に向かって増大しているが、それより上ではシアアが弱く風速はほぼ一定であることがわかる。また図3 (C) のホドグラフより、下層700m以下では風向が東北東から北北西に変わりながら風速が増大していることが分かる。このときエコーの形はシアアの強い下層では傾き、それより上では直立した状態で進行しながら衰弱している。

3) 鉛直シアアがエコー頂付近まであるケース

図3と同様に図4にこのケースの例を示した。図4 (B) よりエコー頂付近まで鉛直シアアが存在していることが分かる。また図4 (C) のホドグラフより、下層約400m以下は上空の北西風に対して東・南東風になっておりシアアが強いことがわかる。ここで特徴的であることは下層の東・南東風で、これは陸から海への流れがごく下層に存在する事を意味する。一般風が北西風で下層にこのような陸風があるケースは一冬の間にしばしば観測される。この陸風は鉛直シアアを強め、また

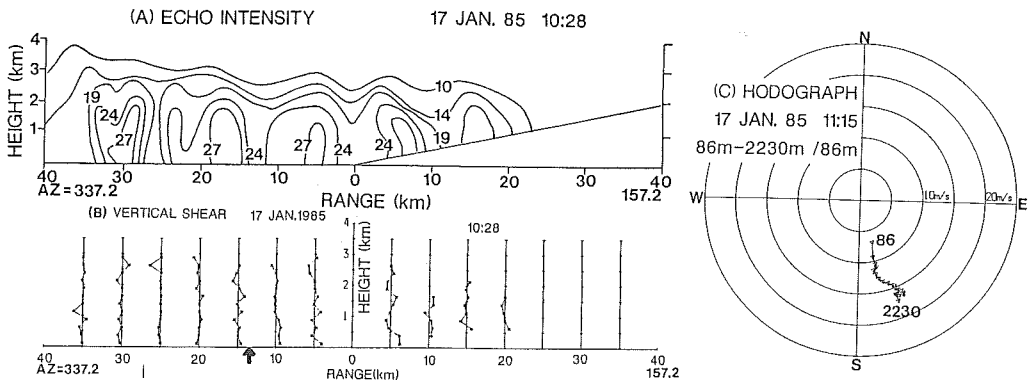


図1 鉛直シアアが弱いケース：1985.1.17 のバンド雲に平行な断面のエコー強度 (A)、鉛直シアア (B)、ホドグラフ (C)。主風向は図の左から右である。海岸線の位置を矢印で示した。ホドグラフの図中の数字は高さを示す。

冷たく乾燥しているためエコーの衰弱を促進するとかんがえられる。このように陸風が存在するときはエコーは上陸後急速に前傾し衰弱するため強い降雪域は海岸部にのみ限られる。

以上の各ケースを模式的に図5に示す。左端に陸上の風速の鉛直分布を示した。このように風のシアの鉛直分布は上陸後のエコーの変化の過程に大きく影響し、鉛直シアが強いときは降雪エコーは上陸後急速に衰弱する。

今回エコーの上陸後の変化の過程と風の鉛直シアの関係を調べた。これより風の鉛直シアはエコーの上陸後の衰弱過程を大きく支配していることがわかった。エコーの上陸後の変化を支配しているのは風のシアのような力学的要因の他に、大気熱力学的要因と地形が考えられ、今後はそれらも考慮する必要がある。

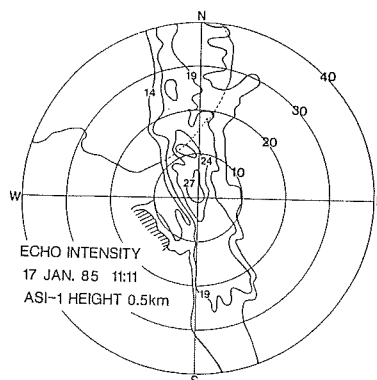


図2 1985.1.17 10:00-12:00に観測されたバンド雲の高さ500mのエコー強度の水平分布。レンジは40km、図中の値はdBZ。

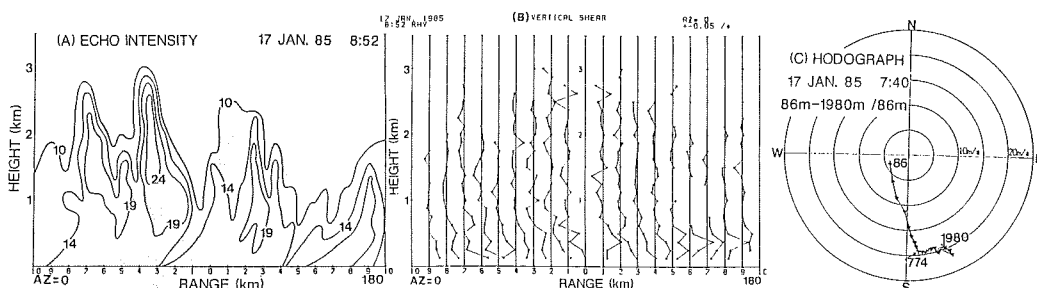


図3 鉛直シアが下層にのみ限られるケース

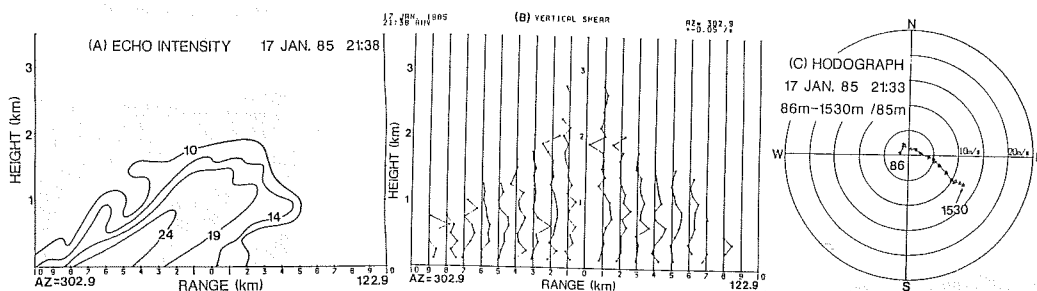
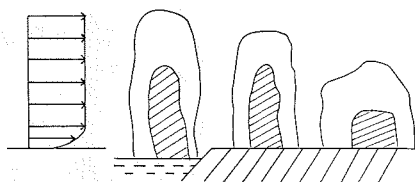
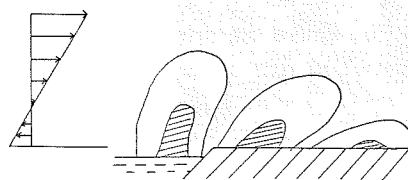


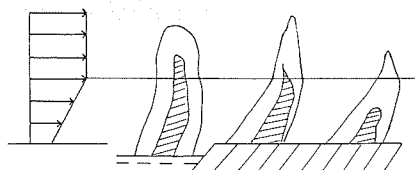
図4 鉛直シアがエコー頂付近であるケース



(1) 鉛直シアが弱いケース



(3) 鉛直シアがエコー頂付近であるケース



(2) 鉛直シアが下層にのみ限られるケース

図5 降雪エコーの上陸時の変化の模式図

9 人工降雪実験

遠 藤 辰 雄 (北海道大学低温科学研究所)
若 濱 五 郎 (")
小 西 啓 之 (大阪教育大学)

近年の異常気象や気候域の移動は、世界のいたるところで水資源の変動をきたし、農業をはじめ人間生活に重大な影響を与えている。このため各国では降水制御を真剣に見直しはじめている。

降水の人工制御実験は主に氷点下の雲に種まきする形で行なわれ、これは本質的には降雪の人工制御の問題に相当する。

人工制御実験を行なうに必要な条件として、降雪の地形による自然制御を気候学的に熟知して、人工制御と区別できること、降雪の短時間予測が精密にできること、経済的で効率の良い人工制御技術を開発すること、人工制御の効果を十分に検知して評価できる手段を有すること、最後に環境へ及ぼす影響を十分記憶することが挙げられる。これらをふまえてはじめて石狩湾周辺にみられる地形による自然制御の例をあげ、さらに試験的に行なった人工降雪実験として、ドライアイスによる人工降雪を雪専用を開発した高速三次元ドップラーレーダでとらえた例を報告する。

I I、高速三次元ドップラーレーダ

通常のレーダは出来る限り広範囲をカバーするように設計されることが多いのに対しこのレーダは次の特徴がある。

降雪雲の内部構造を研究することから降雪をもたらす雲の動態を知り、もってその

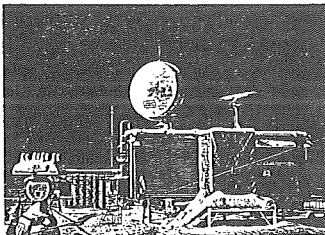


図 1

挙動を予測しようと考えるとき、その内部の運動を知ることは重要である、そのため現在ではドップラーレーダが有効であり米国ではこれにかえられつつある。ところで雪雲は夏の雲に比べて背が低わりに動きが速いため、レーダの追跡が難しいのが特徴である。そこでこれを三次元的にとらえ

るには通常のレーダの30倍の速度で走査する必要がある。このためにもデータが膨大になるので短距離範囲に限定し、かわりに移動型にした。しかも雪は雨に比べレーダの反射強度が低いので、受信感度を十分に上げる必要もある。これらの要求にできるだけ近づけて設計したのが図 1 に示す降雪専用的高速三次元ドップラーレーダであり昭和59年12月21日から電波監理局の認可を

レーダー諸元	
送信周波数	9.415 MHz
送信出力	40 W
送信パルス幅	0.5 μs
繰り返し周波数	2,000 PPs
ビーム幅	水平、垂直共に 1.1°
アンテナ直径	2 m
最小受信感度	-110 dBm
アンテナ駆動速度	水平 1/15/30 rpm 垂直 6° / 18° ps
データ取得範囲	水平 ±10 Km 垂直 20 Km
人力増幅分岐	62.5/250/500 m
ドップラー処理	パルスペア方式
観測入力レンジ	0.125 ~ ±16 m/s

受けて北海道大学低温科学研究所の屋上で作動している。このレーダの諸元は右に示すとうりである。このレーダではビーム巾 1.1° で高度 1° ごとのステップで上げながら水平回転走査をすることにより直径80 Kmの円柱の空間内を3分間で残すところなく取り込むことが出来る。このデータはMTに入るので、後から任意の断面に沿った図を再現して解析することが可能である。

III、人工降雪実験

毎年雪のシーズンの終わりの三月には弱い冬型の天気の前で夜半から明け方にかけて、わずかの降雪があることが知られている。この条件の中で実験を行ない、しかも地上気温が+5°C以上で雪が発生しても融解して落下することがわかっている状態を選んだ。

Seeding (種まき) は気球にラジオゾンデと共にドライアイスを50gほどつけて飛揚して行った。

図2のエコーは最初に発見された位置を示している。このエコーの方位にアンテナを向けてとった断面のRH I (後述)をとらえた時のものは図3のエコーの位置に最も近いものである。

図4は消滅の直前のものである。

図5はRH Iの断面エコーで、観測点である図の横軸の中央から左へ10km余りのところの上空にみられるのが人工降雪のエコーである。他はグラウンドエコーであることは図6のドップラー速度表示と比較することからわかる。このエコーの発見時の位置とゾンデの飛跡を平面的に比べたのが図7であり、Seedingされたと考えられる位置A Bは湿度と温度条件から求められた。(図8参照) これとエコーの位置はほぼ一直線上にならんでいるのでこれを鉛直断面図で比較することができる。それが図8である。

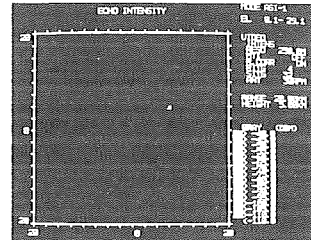


図 2

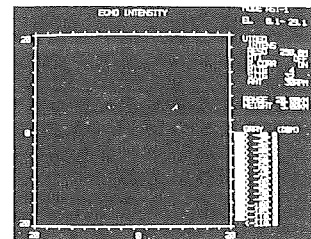


図 3

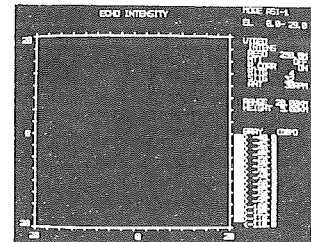


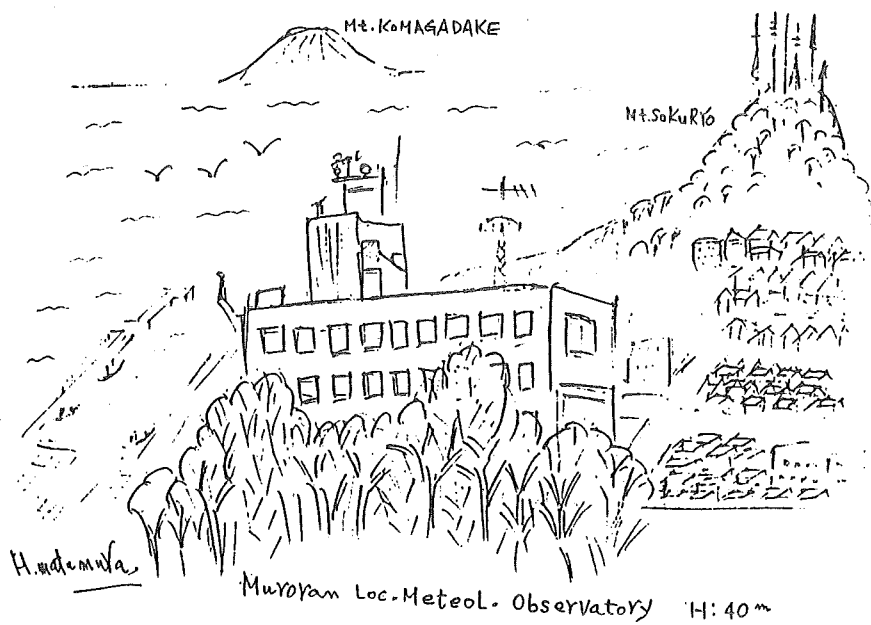
図 4

観測された温度のプロファイルから求めた水に対する飽和湿度曲線と観測された相対湿度のプロファイルと比べると過飽和になっている高さがわかるのでSeeding が効いた位置がA Bと推定される。

またこの観測手法は大規模実験や実用の直前に雲環境のSeedability を診断する経済的な手法として役立つと期待される。これらはすべて、この手法に適用しレーダの開発によって初めて可能となったといえる。最後にこの高速三次元ドップラーレーダの開発に際し日本無線株式会社の製作陣の絶大なる開発の熱意と協力によるところが極めて実現したことを記して謝意を表す次第である。



日本気象学会秋季大会講演予稿集 P.195



新装なった室蘭地方気象台庁舎（画：松村 博勝）

IV 昭和61年度第1回支部研究発表要旨

日時 : 昭和61年6月9日(月) 14時10分～17時

場所 : 北海道大学理学部3-401講義室

1. 強い逆転層の発達・減衰と接地霧の相互関係 開発局土木試験所 石 本 敬 志……42
2. 中国三江平原の気象災害について 北大・環境研○高 橋 英 紀……44
道地下資源調査所 松 下 勝 秀
北大・理学部 五十嵐 八枝子
道農業近代化コンサル 大 原 芳 夫
3. 自然水の潜熱利用に関する研究 日本気象協会道本部 堂 腰 純……46
4. 室蘭の大気中に出現する自然放射能の変動について 室工大・工学部○望 月 定……48
丹 治 辰 男
沖 野 典 夫
5. 地中の空気中の R_n-222 、 R_n-220 及び娘核の同時測定 室工大・工学部○望 月 定……49
丹 治 辰 男
沖 野 典 夫
6. 樹枝状雪結晶の雲粒捕捉特性について 札幌市青少年科学館 高 橋 庸 哉……50
7. 十八花の雪の結晶について 北大・理学部○菊 地 勝 弘……52
上 田 博
8. 超長波の傾圧不安定に及ぼす効果について 北大・理学部○城 岡 竜 一……54
気象大学校 松 田 佳 久
9. 積丹半島に沿ったバンド状エコーの形成機構 北大・低温研○藤 吉 康 志……56
坪 木 和 久
若 濱 五 郎

強い安定層の発達・減衰と接地霧の相互関係

石本 敬志 (北海道開発局土木試験所)

1) はじめに

快晴無風時の厳冬期の平地で、日没直後から数時間にわたり、接地安定層の発達・減衰が接地霧の発生・消滅と関わりながら周期変動する過程を観測したので報告する。観測場所は石狩町花畔の工業団地内で、周囲数百mにわたり低い落葉樹木のほか、観測小屋以外の構造物はない。

2) 観測概要

雪面上15cmから6mまで、対数で等間隔に平均気温(5分、6点)と平均風速(10分、5点)および、120cmの高さで透過率計による視程と測定した。風速は相互の器差0.1m/s以内の小型三杯微風速計(2キ)応用測器)を用い、気温はサーミスタ温度計(9カク710)を使用した。気温は、個々のセンサーに応じた補正をマイコン内で行い0.02℃の精度がとれた感部を、放射を遮断し、空気のよどみと防ぐため強制通風した管内に設置した。

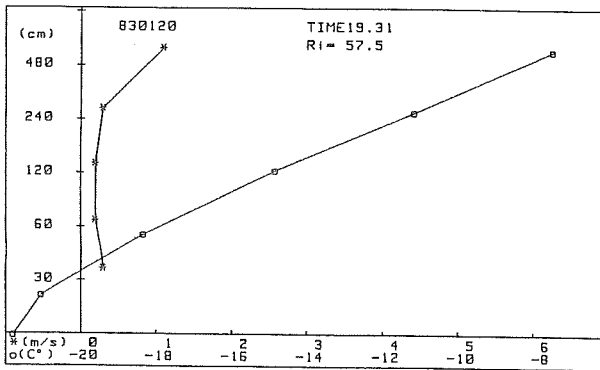


図-1. 6mと15cmの気温差が最大になったときの平均気温と平均風速の垂直分布

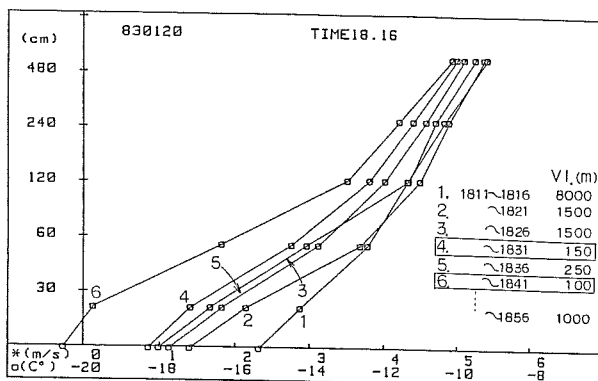


図-2. 気温垂直分布と視程(VI)の時間変化

3) 観測結果

今回報告する1983年1月20日午後の石狩町花畔は快晴で、雪面上6mの最大風速は1m/s前後であった。16時から21日の24:00まで2m/sを越えたのは最大の2.4m/sを含み3度であった。

この間雪面上15cmと6mの気温差が最大となった時の気温と風速分布を図-1に示す。このとき上下の気温差は、14.4℃であった。また図に示す様に、強い安定下にあるため、雪面上3m以下で風速のツアーがほとんどない。

図中に、60cmと3mの間のリチャードソン数を示したが、極めて強い安定状態にあることがわかる。

図-2に気温垂直分布と、その時発生した接地霧による視程の時間変化例を示した。この図から上空ほど気温の時間変化が少ないことがわかる。視程の悪化は、急速に冷却された雪面近くで発生した接地霧によると思われる。また一時的な昇温過程も含みながら次第に接地大気層が冷却していることがわかる。

なお雪面上15cmの気温が最低となったのは時刻19:06に-22.3℃であった。

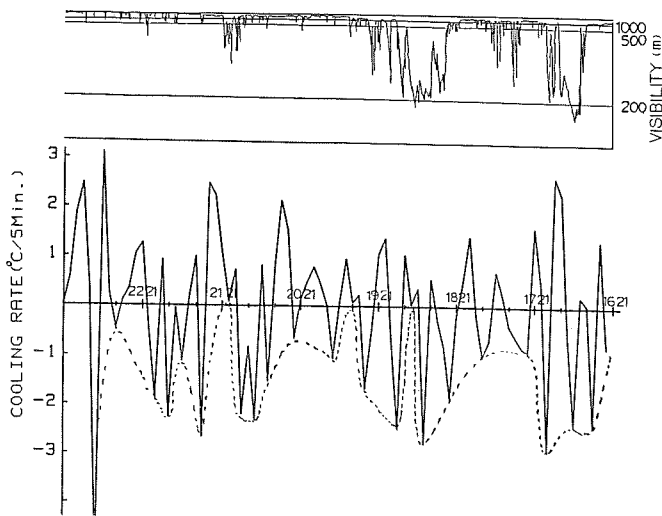


図-3. 視程(雪面上120cm)と冷却速度($^{\circ}\text{C}/5\text{分}$)の時間変化

図-2を見ると、冷却速度の変化が霧の発生・消滅と関連しているように思われるため、雪面上15cmにおける、16時から23時までの前5分間と各時刻の気温較差と冷却速度($^{\circ}\text{C}/5\text{分}$)とし、視程の変化と時間軸を同じくして示したのが図-3である。図では視程記録紙の都合で時刻は右端が16時となっている。

図をみると、冷却速度は零を中心に変動しており、特に日没に近い時ほど、負の極値を結ぶ包絡線が霧の発生・消滅と対応していることがわかる。

4) まとめと考察

平地における厳冬期積雪表面上の安定大気層の発達と接地霧について一観測例を示した。以下に冷却過程を考える。無風に近い晴天の日没後に始まった放射冷却により接地大気層が冷えると接地霧が発生し、雪面からの放射は抑制される。雪面が冷え切っていないのと霧による大気放射量の増加で一時的雪面近くの気温が上昇する。接地大気層が一時昇温すると、霧は消え再び雪面は冷却の過程をたどる。19:06には雪面上15cmで -22.3°C の最低気温と記録した。

この時以降雪面上15cmの気温は23:00頃まで -20°C 近くを上下していた。現地の雪面状態は、2日前に降った雪が、ふぶかずに残っており積雪深は45cmであった。近藤¹⁾は熱容量が小さく熱を伝えにくい積雪表面では、放射による冷却が急速に進行すると指摘しているが、今回報告した安定層の発達もその典型例だと思われる。

接地面でできた霧は、安定層内で混合されにくく、強い安定層内で存在が報告されている^{2,3)}。閉欠的乱流で上層に輸送されても蒸発するため上層にまで及んでいない。また観測された霧は、氷霧であれば、細氷などがみられても良いはずであるが確認できなかったのも過冷却水滴によるものであったと思われる。

(引用文献)

- 1) 近藤純正 (1982): 複雑地形による夜間冷却, 天気 29巻9号 59-73
- 2) Kondo, J., Kanechika, O. and Yasuda, N. (1978): Heat and Momentum Transfers under Strong Stability in the Atmospheric Surface Layer. J. Atmos. Soc. 35巻 1012-1021
- 3) 石川信敬, 小島賢治 (1984): 積雪表面近傍の気温変動について 低温科学 物理篇 第43輯 昭和59年

2 中国三江平原の気象災害について

高橋英紀（北大環境科学研究科）

松下勝秀（北海道地下資源調査所）

五十嵐八枝子（北大理学部）

大原芳夫（北海道農業近代コンサル）

1. はじめに

三江平原は黒竜江、ウスリー江、松花江の3大河川の流域に広がる平原で、平原の西側には小興安嶺があり南には長白山地がある。東側はウスリー江で、北は黒竜江でソ連と接している。三江平原の南東側には完達山地があり、平原内部には所々に残丘がある。一般的にはこれらの山地や残丘も三江平原に含まれており、その全面積は北海道とほぼ同じであるが山地や残丘を除いた面積は51300km²である。この平原における耕地率は1949年には僅か3%にすぎなかったが、30年後の、1979年には36.1%に達する程の急激な耕地化が進んだ。その耕地化は「広種薄収」の言葉にも見られるごとく災害防除手段のあまり伴わない面積の拡大に主力を注いだものであった。そのため元々気象条件の厳しいこの地域では内在していた気象災害が、次第に顕在化し農業生産自体を脅かすようになってきた。また、急激な耕地の拡大は、地域の自然生態系のバランスを崩す可能性が出てきた。報告者らは中国科学院長春地理研究所の招きにより1985年9月に同平原を中心とした現地調査を行った。今回の調査は、将来本格的な共同研究を計画するための予備調査であり、期間も短かったため十分な調査は行えなかったが、得られた資料から同平原の近年の環境の変遷について気象災害に焦点をあてつつ、概要を報告する。

2. 三江平原の気候

三江平原の気候は中国大陸が一般にそうであるように大陸的な気候、すなわち気温の日較差および年較差が大きく降水が夏季に集中するという特徴を持っている。年平均気温は1.5-3.0℃で北海道に比べるとかなり低い。夏季の気温の指標となる10℃以上の積算温度では、2300-2600℃あり、北海道の旭川、帯広、網走に相当する気候である。年降水量は520-640mmで山地あるいは平原北端では多く中央平地部では少ない傾向を示す。日本において年降水量が最も少ないのは網走の848mmであり、三江平原ではその60%程度しか降らないが、年降水量の80%が夏季に集中するため農業が成立する量には達している。無霜期間は120-140日であり旭川138日、帯広140日にくらべやや短い傾向が見られる。平原のほぼ中央部にある富錦の気象資料によれば、最深積雪は7cmで、地区内で多少の差はあるとしても北海道に比べ非常に少ない量である。

3. 三江平原の気象災害史

気象災害はきわめて多種多様であるが地域によって重要な役割を演じている種類やその数が異なってくる。そこで三江平原については干ばつ、洪水、冷害、霜害、風害を重要な気象災害として取り上げ、1950年以後の気象災害年表を作成した。中国は統計資料の収集が非常に難しい国である。ここでは数編の論文、小冊子の中から気象災害に関する記述を拾い集めて時系列に並べたに過ぎない。そのためまだ未見の気象災害が残されている可能性もあるが、今後付け加えていくこととして表-1を作成した。なお、気象災害は短期的な気候変動と密接な関係があるとされている。歴史記載と興凱湖の推移、気象資料に基づいた解析によれば、三江平原では過去100年の間に20-30年周期の乾湿あるいは温冷の変動があったとされている。ここで取り扱う気象災害についても、この大きな変動との関連に留意する必要がある。

4. 気象災害の頻度と事例

a) 洪水

1901年から1960年までの60年間東北地区で6月から9月にかけて多雨であったのは1911、1915、1932、1934、1957年の5回とされており、表-2とも良い一致を示している。1950年以後の36年間については、7回の発生をみている。友誼農場の例では1960年の洪水で総生産量が30%の減収となっている。

b) 干ばつ

1950年以後7回の干ばつが発生しているが特に1978年の干ばつはきびしく、先の友誼農場の

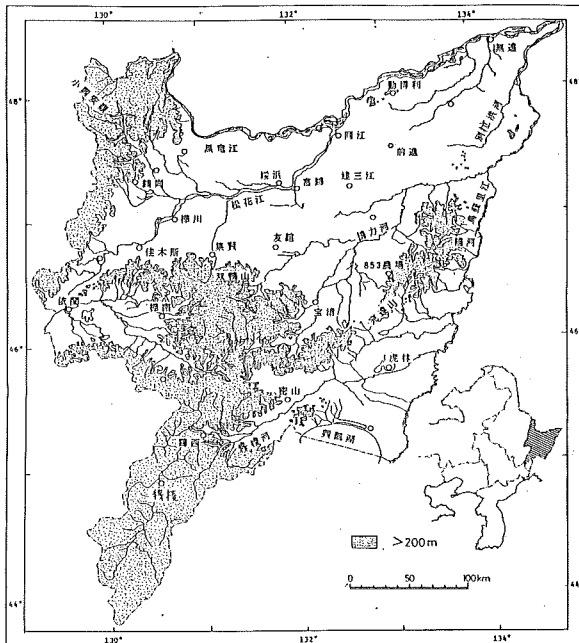


図-1 三江平原の地形の概要

表-1 三江平原の気象災害年表 (◎: 激甚)

年	富錦の気象				気象災害					記 事
	1月	7月	降水	風速	干	洪	冷	霜	風	
1950										
51								○		
52										
53										
54								○		
55										
56										
57								○ ◎		
58								○		
59								○		
1960										
61	-21.1	22.2	411.3	14						
62	-18.1	21.1	548.9	14						
63	-19.1	21.7	563.1	16						
64	-17.4	20.1	519.0	16				○		
65	-19.7	20.7	651.9	18					○	
66	-20.6	21.2	396.1	16					○	
67	-18.0	22.1	378.8	16	○					* 佳木斯 320 mm、友谊 420 mm
68	-19.7	22.5	547.2	14						
69	-22.7	21.3	482.6	20				◎		
1970										
71	-23.2	23.2	366.6	20	○					○ 友谊 320 mm、佳木斯 350 mm
72	-18.9	19.9	674.1	—				○		第38团春風害
73	-19.3	22.6	618.9	18				○ ◎		
74	-19.9	23.7	585.3	16				○		
75	-18.4	22.8	532.5	19				○		
76	-17.5	21.5	368.8	16				○		
77	-17.9	23.2	410.2	21				○		
78	-24.3	23.1	338.6	17.3						
79	-21.7	22.9	412.5	17.7				◎		○ 第597農場5月に強風2回 5月6日-9日まで強風、佳木斯、 夢北など被害
1980										
81	-19.8	21.9	370.9	20.3						○ 洪水により全耕地の65.1%被災
82								◎		
83										
84										
85								◎		

1月、7月：月平均気温(℃)、降水：年降水量(mm)、風速：年最大10分間風速(m/s)

なものが洪水災害あるいは干ばつとして発現したものであろう。

c) 冷害：1950年以後の36年間に12回発生し、その内1957、1969、1972年の被害が大きかった。気温変動について丁士晃(1983)は三江平原では4.67年の周期性があるとしている。中国気象科学院・中央气象台(1894)による、1911年以後70年間の気温等級資料(気温の高低を5段階の階級で表した値)を最大エントロピー法で解析した結果、やはり5年付近に大きなピークが出現した。被害の例としては1954、1957、1969、1971、1976年の冷害年5ヶ年の平均で、穀類、豆類の総生産量は25-30%の減収となったとされている。

d) 霜害：霜害に関する記述は現在までのところ見あたらないが、無霜期間が120-140日程度で、北海道の帯広程度の期間しかなく、また気温の日較差が大きいことも考えるならば、霜害の発生頻度はかなり高いものと思われる。しかし文献等に記述として現れてこないのは冷害の中に組み込まれてしまっているものと考えられ、両者の分離が今後の課題である。

e) 風害：春の強風は三江平原の気候の特徴の一つである。中国では一般に8m/s以上の風で風食が発生するとされている。三江平原では北部の地域を除いた各地で8m/s以上の風が吹く日が、年間100日以上にも達し、一部180日にも及ぶ地域がある。そしてそれらの強風は雨が少なく乾燥ぎみの春季に多いことが風食を主体とした風害を発生させる大きな潜在要因となっている。三江平原における、風害が近年になって甚だしくなってきた原因は先にも述べた急激な農地の拡大がある。劉哲明(1984)によれば1949-1959年風害面積は年平均で26km²であったものが、1960年代には51km²、1970年代には167km²と増大し1980年代に入ってから平野にある耕地の60%にもおよぶ地域で何らかの被害が出るようになった。

3 自然氷の潜熱利用に関する研究

1. 永久0℃貯蔵庫

堂 腰 純

(日本気象協会北海道本部)

くはしがき

自然エネルギーの有効利用と北海道地産農産物の長期貯蔵について若干の実験を試みた結果の一部について報告する。

氷は北海道の冬において日常的に見られるものである。しかし、それが自然に凍った氷と、氷を作ることとを目的として作った氷とではその利用の仕方に大きな相違がある。氷の生成条件による分類はあまり定かでないが次の表のような表現を試みた。氷の凍結融解の潜熱が80 kcal/10gであることはよく知られている。この潜熱を夏冬を通じて環境調節に利用

氷の分類

物理的分類 : 結晶構造等によるもの

生成過程にもとづく分類

- | | | |
|-------|---------------------------------|------|
| 1 天然氷 | : 池, 湖水, 流水等の氷
南極, 北極の永久氷等の氷 | 冷凍便覧 |
| 2 機械氷 | : 冷凍機を利用した機械製氷
〔人工氷〕 | |
| 3 自然氷 | : 低温な大気を利用して人為的に作った氷 | |

を目的とした。

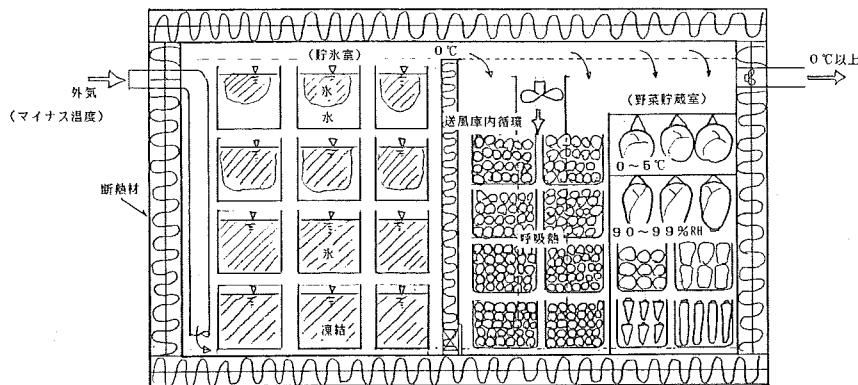
く実験の経過

本研究は自然エネルギー利用の立場から、北海道で生産される秋の生鮮野菜の長期貯蔵。特に年間を通じて低コストに貯蔵するために冬期間に水の凍結時に放出する潜熱を昇温に利用し、夏期は冬にできた氷の融解の潜熱を利用して周年0℃の低温貯蔵環境を作り出すために行われたものである。実験設備としては、冬期間断熱貯蔵庫内の貯水槽に外気を導入し、冷却凍結時に放出される潜熱を上部空間において捕捉し、この潜熱空間の温度を0℃に自動制御しながら風量調節を行う方法を用いた。(図-1)

昭和59年12月より60年2月上旬までの間に断熱氷室の水2.5トン凍らせ、昭和60年の初冬まで0℃の環境を維持させることができた。さらにこの解氷した水に再び外気を氷室の底面に取り入れ、最上部より温度制御しながら排出し、外気温が-15℃に及ぶ寒冷時においても図-2に示すように極めて安定した0℃の温度を保つことができた。

このようにしてできた温湿度は農産物の低温貯蔵にとって最適条件を示し、夏冬を通じて

図-1 自然氷潜熱利用永久0℃貯蔵庫



※冬は外気を取り入れ、下部より凍結(2月下旬凍結完了)

※秋の収穫期から貯蔵開始

※春以降は密閉し、上部から融解

自然氷利用

中型野菜貯蔵庫

(農家規模)

て周年冷熱源を確保できるとともに、水と氷が相の変化のみで全く物質移動を伴わず、水の補給もなしにランニングコストも若干の換気扇電力のみに過ぎない。このような方法による低コスト長期貯蔵の目的が立つに至った。

またこの現象を冷凍実験室において確認した。(図-3右)がそれ、写真現象に用いられる現象バットと10段スベアスにおいて段階みし、最下部よりマイナス温度で冷却を行い、その時発生する潜熱を最上部においてトラップし、その温度時間経過を図-3左に示す。過冷却現象もみられ、必ずしも最下部より上部に凍るとは限らないが潜熱利用の方法について十分を確認を得た。

<文 献> 堂腰 純 自然氷と利用した野菜の長期貯蔵 寒地技術シンポジウム 1985

図 - 2 水の凍結と潜熱の発生

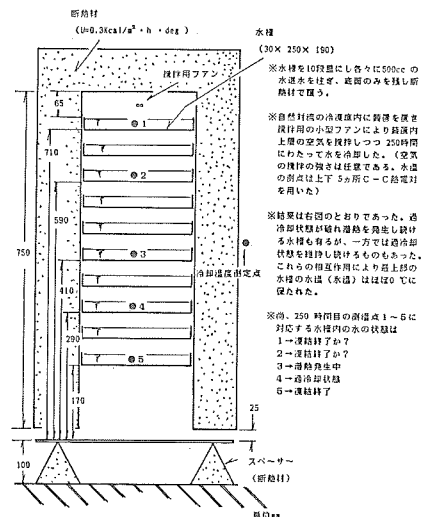
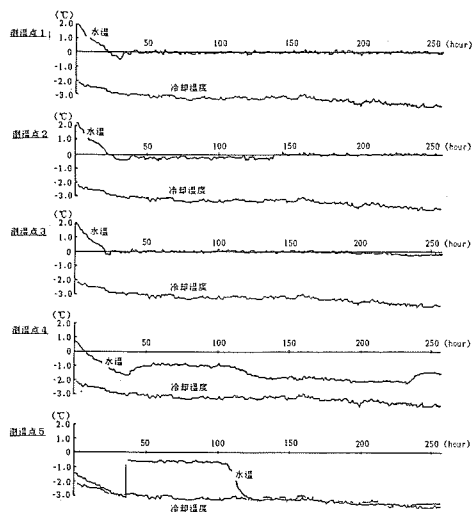
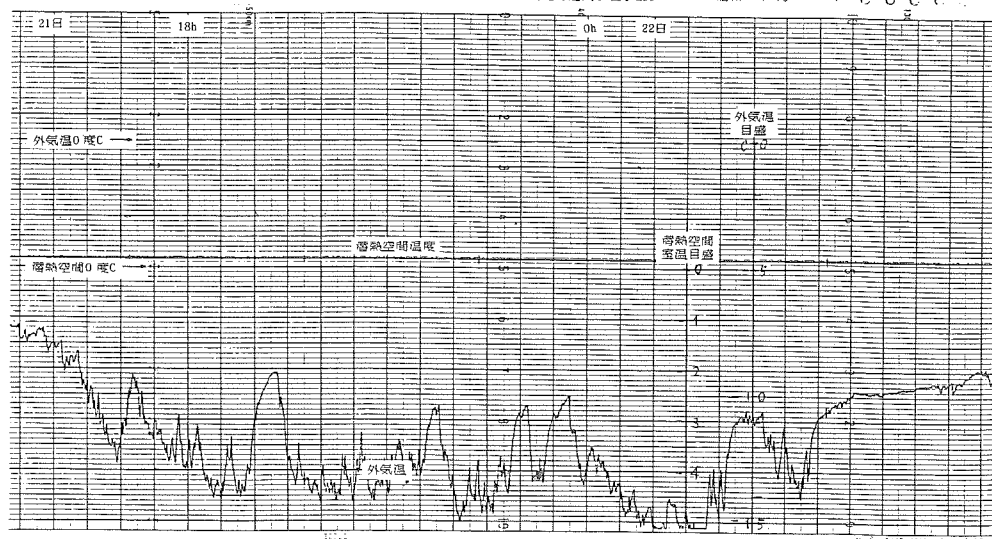


図 - 3 自然氷潜熱利用永久0度C貯蔵実験

(北海道大学農学部)

昭和61年1月



望月 定、丹治辰男、沖野典夫（室蘭工大・工）

はじめに 自然大気中に出現する自然放射性物質濃度は日毎に、月毎に、年毎に著しく変動し、且つ地域毎に相当異なる変動パターンを示すことが知られている。従って、地域毎に変動特性と濃度変化を明確には握しておくことは、その地域における線量評価をする上で特に重要なことである。

我々は1981年6月から5年間にわたって、室蘭工大において地上1メートルのところから試料空気を吸引し、毎月1回1週間の連続測定を行ってきた。この間約2300個の測定データが得られたのでその集約結果につき報告する。

結果 図1に日変化、月変化、年変化の概要を示した。日変化については、一般的

傾向、すなわち、夜半から朝方にかけて濃度が高まり日中は減少するというパターンは室蘭では出現ひん度が低い。月毎では各年により相当な変動がみられる。特に6、7月が著しくこれは霧の発生回数の多少等その年毎の気象状況の変化に起因していると思われる。また年変化では8月から12月にかけて徐々に濃度が高まるのは大陸から輸送される成分の増加が考えられ、1月から2月にかけて急激に低下するのは積雪あるいは地面の凍結のため発散がおこされ、この寄与分が減少するためと考えられる。

図2には、日変化の一般的傾向をみるため縦軸に日平均値に対する個々の値の比をとって示した。名古屋地域で得られている同様な図と比較するとその変動幅は小さいが、やはり相対的には室蘭地域でも一般的な変動パターンを示すといえるようである。

図3には、月変化を各年の平均値で示した。3、4、5月は変動の幅の小さいこと、それ以外各月とも各年により相当な変動のあることがわかる。なお図中、7月のところの点線は1981年の測定値を除いて示したものの、また1月、2月の点線は1986年の測定値を加えて示したものである。

図5には、radioclimographとして横軸に室蘭での各月の平均気温、縦軸に各月の濃度平均を示した。図中の数字は各月を示す。4、5、6、7月はほぼ一定で低濃度、8月から12月までは直線的に増加傾向を示し、1月、2月になると減少すること等がはっきりわかる。名古屋地域で得られている同様な図と比較すると、12月、1月、2月にかけて大きく異なり、積雪のあるところと無いところの特徴が明確に出ているようである。

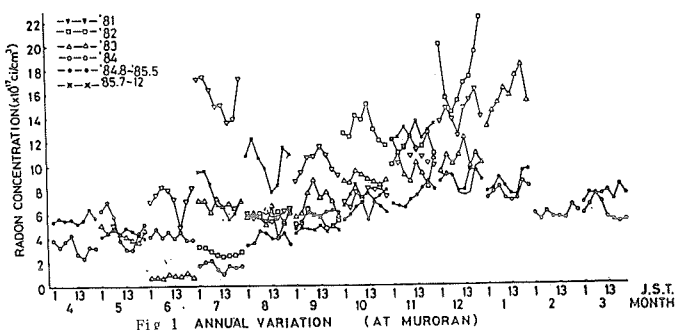


Fig.1 ANNUAL VARIATION (AT MURORAN)

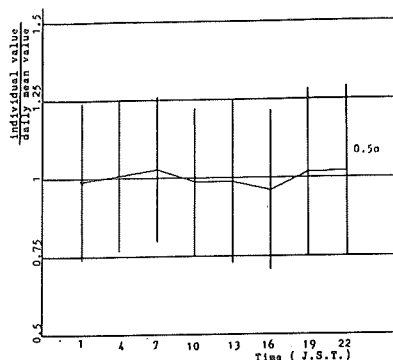


Fig.2 Daily variation of the total relative concentrations.

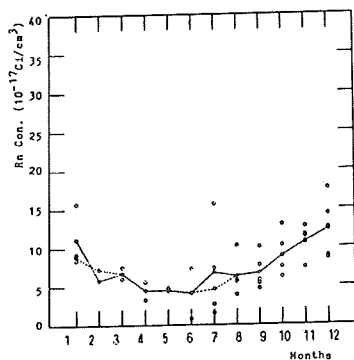


Fig.3 Annual variation of mean concentrations,

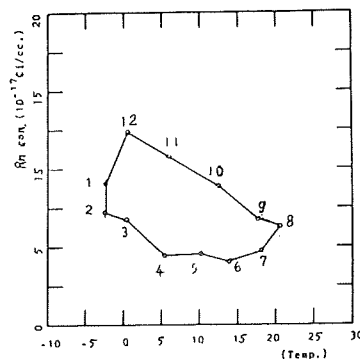


Fig.4 Monthly variation of radon concentrations.

はじめに

大気中に浮遊する自然放射性物質の源は地表面近傍地かく中に存在する U-238、Th-232 がその主たるものである。それらの崩壊生成物と共に希ガスである Rn-222、Rn-220 は土壌粒子中でその親核種 Ra-226、Ra-224 から生成された後、その一部は地中空気に漏えいし、その又一部が地表面に向かって拡散し地表面より自由大気中へ発散する。大気中で生成されたそれらの娘核種は大気エアロゾルに付着し大気中を運搬されていることは良く知られているところである。

これら2種の放射性核種およびそれらの娘核種の挙動については、大気中をはじめ地表面からの発散特性等については古くから研究され膨大な報告があるが、地表面近傍地中空気中の濃度変化に関しては、測定の困難さに起因して実測例は少ない。上記一連の輸送過程を明確には握するには、地中、地表面、大気中において同時に実測し、それぞれにおける挙動を知ることが必要である。

我々は現在まで、大気中の動態、地表面からの発散等についてはかなり測定を行い明らかにしてきたが、これらに比し地中空気中の測定に関するものは少なかった。そこで、以前試みた方法、装置を改良して地中空気中の Rn-222、Rn-220 の娘核種を同時に測定することを試み、ほぼ十分な精度で測定し得る見込を得たので、今回はその測定原理、方法、装置、測定の一例につき報告する。

測定原理、方法、装置

測定原理は Rn-222 の第1娘核 RaA、Rn-220 の第1娘核 ThA が生成されるとき正に荷電することに着目し、地中空間に電場をつくり捕集して、RaA、ThA それぞれのアルファ線スペクトラムを得て、それからそれぞれの濃度を算出する。図1に捕集、検出部の構造を示した。厚さ10mm、直径100mmの亚克力板の中央に直径10mmの穴がありその面には金蒸着薄膜が塗付されており、直径100mmの半球状の金網がかぶせられ、この網と膜との間に電場がつくられるようになっている。この半球状の空間内で生成された RaA、ThA は薄膜上に捕集される。薄膜の裏側には膜面より2mm離れて半導体放射線検出器（アルファ線用 Si(Li)）が設置されており、これで検出した信号は図2に示した多重波高分析システムで解析するようになっている。

捕集電圧の決定（150Vで85%）、土壌中に埋め込むの長期にわたる基礎実験から試作装置は自然状態の土壌中でも十分作動することを確認した。なお計数効率12.2%、全体での測定誤差は15.5%である。

測定例

同一規格の捕集検出部を4個作成し、9月末から10月初めにかけて室蘭工大の露場を利用し、土壌中に、深さ、25、50、80、120cmに埋設して測定を行った。深さ25cmのところに設置した検出器から得られたスペクトラムの1例を図3に示した。横軸はチャンネル数、縦軸は各チャンネル毎の計数を示す。RaA、ThA、RaC'、ThC' がそれぞれ識別計数されていることがわかる。このスペクトラムから Rn-222 を算出するには、RaA の計数値には ThC の計数値が含まれるため (RaA-6.00MeV、ThC-6.05MeV)、ThA の計数値から ThC の値を算出し、RaA の計数値を補正して求める。

地中空気中の濃度変化を追求めるためにますますの精度をもって測定できることが確認できたので、今後は測定データを蓄積し、挙動特性を明らかにしていきたい。

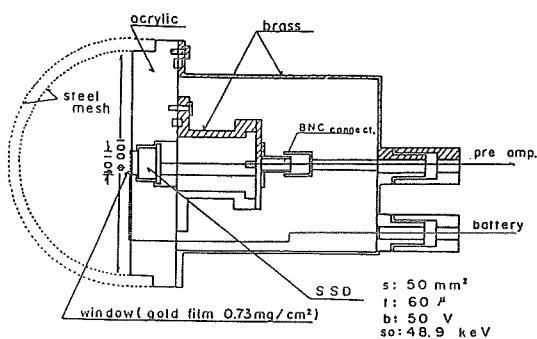


Fig.1 Horizontal cross section of the detector device.

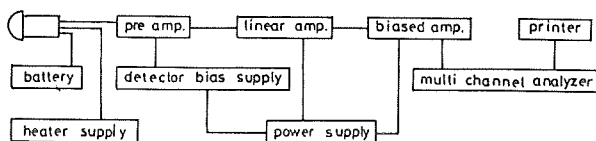


Fig.2 Counting system for alpha particle spectrometry.

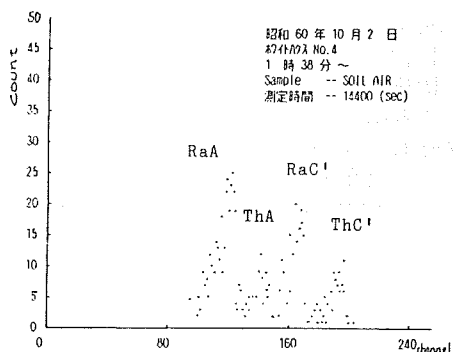


Fig.3 An example of alpha ray spectrum.

6 樹枝状雪結晶の雲粒捕捉特性について

高橋庸哉 (札幌市青少年科学館勤務)

1. はじめに

雪結晶の雲粒捕捉特性は雲の evolution に重要な影響を及ぼす。天然の雪結晶の雲粒捕捉特性について、多くの研究がなされてきたが、雲の状態と雪結晶の雲粒捕捉率の両方がわからないので、定性的なものである。また、model 実験も天然の雪結晶とは Reynolds 数が違うという重大な欠点を持っている。実際の雪結晶を使った実験が望ましいが、Kajikawa (74) が天然の角板を使って、行なっている例があるだけである。そこで、人工降雪装置を使って、樹枝状雪結晶の雲粒捕捉特性を調べたので、その結果を報告する。

2. 実験装置

実験は直径 2 mm までの樹枝状雪結晶が成長可能な大型垂直風洞を使って、行なわれた (J. Atmos. Oceanic Tech., 3, 182)。過冷却雲の中の温度及び雲水量は白金抵抗温度計及び水晶露点計を使って、計られた。また、雲粒径は impactor を使って求められたが、直径 30 μm 以下、平均で 9 μm であった。

雲粒発生源として、超音波加湿器が使用されているが、Pflaum and Pruppacher (79) は超音波加湿器が水滴にかなり高い負電荷をもたらし、霰の成長実験に重要な影響を与えたと指摘している。そこで、Wells and Gerkes' method を用いて、超音波加湿器から発生する水滴の電荷が測定された。蒸留水を用いた場合に、平均で 3.2×10^{-7} esu (最大 1.2×10^{-6} esu)、水道水を用いた場合に 9.3×10^{-8} esu (3.5×10^{-7} esu) 程であった。雪結晶の雲粒捕捉率について、雲粒の電荷の影響は調べられていないが、Schlamp et al. (76) の水滴の捕捉率の理論計算結果からすると殆ど影響がないと思われる。

3. 結果・考察

- ① 図1は雲水量を 0.5 g m^{-3} に換算した時の雪の結晶の大きさと捕捉された雲粒の数の関係を示したものである。捕捉の割合は雪の結晶の直径が 1 mm を超える頃から急激に増大する。
- ② 雪結晶の雲粒捕捉率は雲粒径が 14 μm 以下の時には結晶の大きさに関わらず、極めて小さい。雲粒径が 14 μm 以上になると結晶の大きさが 1 mm 以下の時には低いままであるが、1.5 mm では粒径の増加につれて、急激に高くなっている。この雲粒の大きさは天然雪で見出されている cutoff diameter とほぼ一致している。
- ③ 雲粒捕捉率について、Stokes 数を使って示したが図2である。Stokes 数が 0.3 を超えると雲粒捕捉率が増加し始めるが、Reynolds 数が大きい程増加の仕方は大きい。この曲線の形は Prodi et al. (81) の樹枝状 model を使って行なった実験結果とは違うが、Kajikawa (74) が角板で得たものと似ている。しかし、同じ Reynolds 数の場合には樹枝状結晶の方が角板よりその値が大きい。
- ④ 図3は雪結晶の中心からの距離と捕捉されている雲粒の数の関係を示したものである。雲粒濃度は $10 \mu\text{m}^{-1} \text{ cm}^{-3}$ に換算してある。結晶の大きさが 1 mm の場合には雲粒径 16 μm で結晶の端でやや雲粒数の多いほかは捕捉された雲粒数は少ない。一方、結晶の大きさが 2 mm の場合には 8 μm の雲粒は樹枝の殆どの部分で捕捉され辛いが、雲粒径 16 μm の場合には枝の先端程雲粒が捕捉されやすくなっている。この傾向が更に顕著になると環状の riming pattern が形成されると考えられる。

謝辞： 超音波加湿器から発生する水滴の電荷の測定については、遠藤辰雄先生(北大・低気研)に御指導を頂いた。

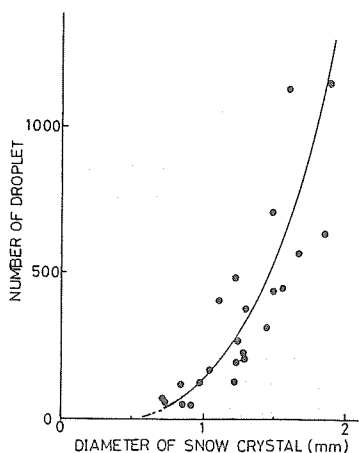


Fig. 1 Experimental relationship between the diameter of a dendritic snow crystal and the number of droplets captured by the crystal. The liquid water content of the cloud is converted into 0.5 g/m^3 .

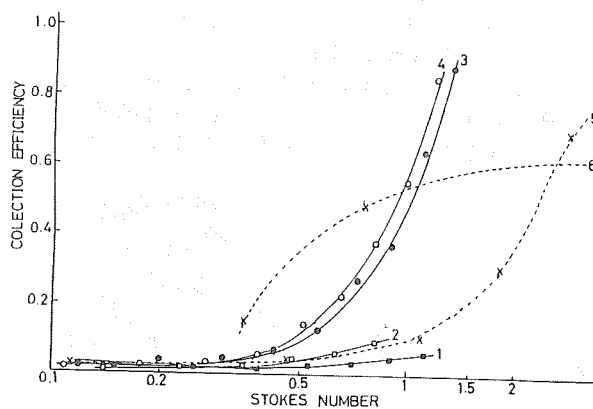


Fig. 2 Experimental collection efficiency vs Stokes number. (1) $N_{Re}=7$, (2) $N_{Re}=9$, (3) $N_{Re}=14$, (4) $N_{Re}=16$, (5) $N_{Re}=17$ (hexagonal plate; Kajikawa, 1974), (6) $N_{Re}=64$ (Prodi et al., 1981).

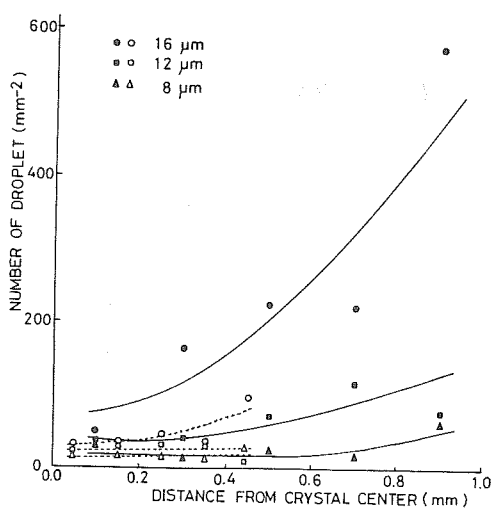


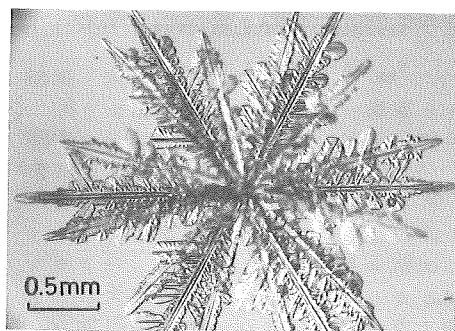
Fig. 3 Local capture of water droplets on dendritic crystals. the closed symbols represent a crystal 2 mm in diameter and open symbols 1 mm in diameter. The circles indicate water droplets $16 \mu\text{m}$ in diameter; squares $12 \mu\text{m}$; triangles $8 \mu\text{m}$.

7 十八花の雪の結晶について

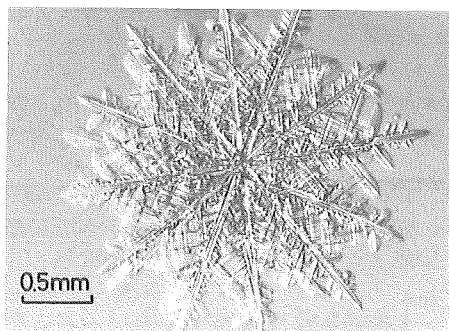
術 地 勝 弘 (北大・理学部)
上 田 博 (北大・理学部)

1985年12月から翌年2月までの約40日間、文部省科学研究費海外学術調査「低温型雪結晶と極域エアロゾルに関する研究」を遂行するため、カナダ北極圏ノースウェスト準州イヌヴィック(68°22'N, 132°42'W)に現地観測を行った。

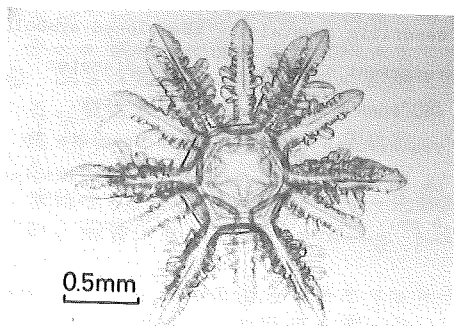
観測期間中の最低気温は、-47.5°Cを記録したが、1月8日と11日は、樹枝状大花、十二花結晶に混じって十八花結晶が観測されたので、十二花結晶も含め十八花結晶の成因について考察したのでその結果を紹介する。第1図は十八花結晶の由、最も典型的なもので、結晶の中心が見事に柄っっている例である。第2図も外形からは、中心が柄っっているようにみえるが、よくみると僅かにずれており、第3図の結晶は樹枝状南極に分類されるものがあるが、明らかに中心がずれていることがわかる。第4図は1986年1月8日の地上気温の日変化と07時と19時のラゴスゾンドの結果を示した。図から明らかに、地上気温は-19~-21°Cとほとんど変化がなかった。一方ラゴスゾンドの結果は、980から700mbにわたって水飽和の層が存在しており、しかも、その層内の気温は-13~-20°Cと、樹枝状結晶の成長には最も適した温度条件であった。十二花結晶の成因について、中谷は樹枝状結晶が降ってくると途中で併合したとする、いわばマクロな見方の雪片説を、それに対して、小林はミクロな見方の回転双晶説をとっている。そこで、今回の十八花結晶が回転双晶で説明できるかを検討してみた。第5図はモデル的に画いた十八花結晶である。実際の顕微鏡写真では、上、中、下層の結晶が、お互いねどおように重なり合っているのだから、この2の



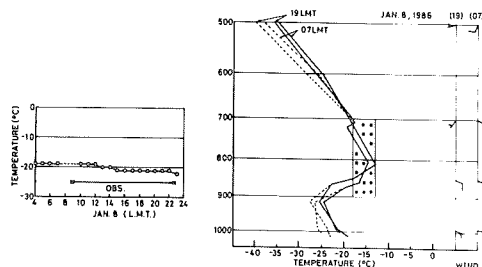
第1図 典型的な十八花結晶。



第2図 中心のずれた十八花結晶。



第3図 中心のずれた十八花結晶。



第4図 1986年1月8日のイヌヴィックの地上気温変化と高層観測結果。

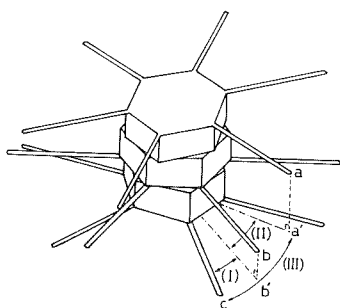


図5 十八花結晶の模式図。

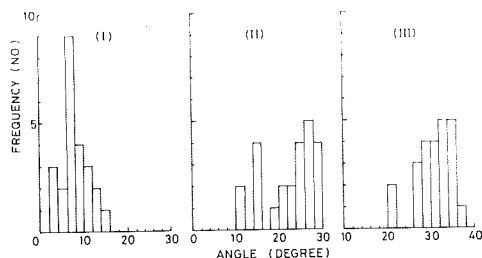


図6 角度(I),(II),(III)の頻度分布。

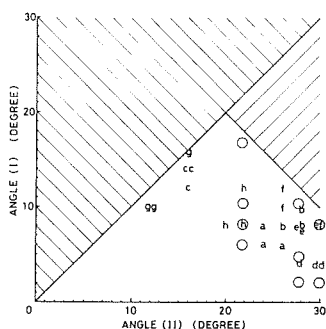


図7 角度(I),(II)の分布。

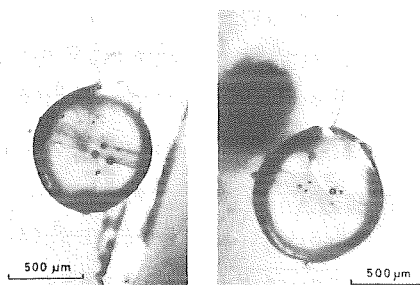


図8 過冷却水滴の凍結時に発生したクラックと気泡

図7は便宜上、一番小さい角度を(I)とし、残りの角度を(II)として測定し、その和を(III)とした。(I),(II),(III)の角度の頻度分布は図6に示されている。(II)の角度が40°以上にはなっていない。ピークは26°~30°付近にある。一方、(I)は8°に顕著なピークがあり、(II)は26°~30°と、16°付近にピークがあることがわかる。面状双晶によって形成される比較的生じ易い角度は22°, 28°, 30°であるので、これらの角度を上, 中, 下層に適用させて、その位置を図7の○印に示した。十八花結晶に適用した場合、角度(I),(II)は、図の斜線を施していない領域に限られれば、角度を測った十八花結晶の(a)から(h)までの8個の周しては必ずしも面状双晶で形成される○印と一致していない。特に図1で示して典型的な結晶は(C)であり、bなりは示されていることがわかる。一方、小林が観察した結晶の外形の大きさと中心のすれとの比dの5%を、もう一度考えてみると、樹枝状結晶の大きさが3mm 程度とすると、dは150μm にもなり、従来の多花結晶の全てが面状双晶で説明するのは無理のように思える。そこで、多花結晶ができる別の機構として、これらの実験室での過冷却水滴のスリーディングによる凍結時の形態に注目してみると、結晶主軸と垂直して1~2本のクラックが入り、しかもそこから気泡が伸びて出ている例が観察されており、クラックの発生と同時に、かつメカニカルな力が働いて回転が生じ、また、それと同時に多分のすれが生じ、それら樹枝状結晶の領域で板が成長し、多花結晶が形成されるのではないかと考えたことも推察される。事実、十八花結晶が観察された時には、凍結雲粒が樹枝状結晶に付着してスパイクが伸びたり、クラックが入ったり、またダブルプレートが成長した例が観察されているので、これらを総合的に考えると、十八花結晶は、面状双晶というよりは、むしろ過冷却雲粒の凍結時のメカニカルな力による回転と、水平方向のすれによるものか、十二花などを、十八花もどきが同時に数多く見られることから、雪片説によると考え方がよいように思われる。

城岡 竜一*・松田 佳久 (気象大学校)
(* 現在所属 : 北大・理学部)

1. はじめに 中緯度における大規模な低気圧性波動の発達メカニズムの解明には、傾圧不安定性が重要な役割を果たしており、Charney(1947)やEady(1949)等の研究以来、現在までに数多くの研究が成されてきた。しかしながら、それらの多くは基本場として鉛直シアを持つ東西・南北方向に一樣な帯状流を考えている場合がほとんどで、水平方向に非一樣な基本場を扱っている物は少なかった。実際の大気において、波数1-3程度の超長波が存在していることや、低気圧の発生・発達に地域的な偏りがあることからみても、水平方向に一樣な基本場に変動を加えることは、傾圧不安定論をより現実的なものとするのに有効であると思われる。

ここでは、基本的な超長波の影響を見るために非一樣な基本場として東西・南北方向に波数1の超長波を与え、理想化したモデルで超長波の振幅などをパラメーターとして変化させ、超長波の傾圧不安定に対する影響を調べた。

2. モデル及び計算方法 気圧座標系における断熱的で摩擦がない場合の準地衡風2層モデルを用いて、非一樣な基本場に対する線型化された摂動方程式を求めると

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \phi_1' - \lambda^2 \frac{\partial}{\partial t} (\phi_1' - \phi_3') + U_1 \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \phi_1' + \lambda^2 (U_1 \frac{\partial}{\partial x} \phi_3' - U_3 \frac{\partial}{\partial x} \phi_1') + \beta \frac{\partial}{\partial x} \phi_1' \\ & + \frac{1}{f} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \bar{\phi}_1 \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \phi_1' + \frac{\partial}{\partial x} \phi_1' \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \bar{\phi}_1 - \frac{\partial}{\partial y} \bar{\phi}_1 \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \phi_1' - \frac{\partial}{\partial y} \phi_1' \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \bar{\phi}_1 \right\} \\ & - \frac{\lambda^2}{f} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \bar{\phi}_1 \frac{\partial}{\partial y} (\phi_1' - \phi_3') + \frac{\partial}{\partial x} \phi_1' \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\phi}_1 - \bar{\phi}_3) - \frac{\partial}{\partial y} \bar{\phi}_1 \frac{\partial}{\partial x} (\phi_1' - \phi_3') - \frac{\partial}{\partial y} \phi_1' \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\phi}_1 - \bar{\phi}_3) \right\} = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \phi_3' - \lambda^2 \frac{\partial}{\partial t} (\phi_3' - \phi_1') + U_3 \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \phi_3' + \lambda^2 (U_3 \frac{\partial}{\partial x} \phi_1' - U_1 \frac{\partial}{\partial x} \phi_3') + \beta \frac{\partial}{\partial x} \phi_3' \\ & + \frac{1}{f} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \bar{\phi}_3 \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \phi_3' + \frac{\partial}{\partial x} \phi_3' \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \bar{\phi}_3 - \frac{\partial}{\partial y} \bar{\phi}_3 \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \phi_3' - \frac{\partial}{\partial y} \phi_3' \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \bar{\phi}_3 \right\} \\ & - \frac{\lambda^2}{f} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \bar{\phi}_3 \frac{\partial}{\partial y} (\phi_3' - \phi_1') + \frac{\partial}{\partial x} \phi_3' \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\phi}_3 - \bar{\phi}_1) - \frac{\partial}{\partial y} \bar{\phi}_3 \frac{\partial}{\partial x} (\phi_3' - \phi_1') - \frac{\partial}{\partial y} \phi_3' \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\phi}_3 - \bar{\phi}_1) \right\} = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

となる。ここで ϕ_1 、 ϕ_3 は上・下層のジオポテンシャルである。基本場と擾乱は次の様に与えてある。

$$\phi_1 = -f U_1 y + \bar{\phi}_1 + \phi_1' \quad (3)$$

$$\phi_3 = -f U_3 y + \bar{\phi}_3 + \phi_3' \quad (4)$$

第1項が基本場の一樣成分、第2項が基本場の非一樣成分、第3項が擾乱を意味している。

基本場の非一樣成分として東西・南北波数1の超長波を与えるので

$$\bar{\phi}_1 = A P \cos kx \cos ly \quad (5)$$

$$\bar{\phi}_3 = A Q \cos kx \cos ly \quad (6)$$

$$(k = 2\pi/L, l = \pi/D)$$

と表すことができる。Aは超長波の振幅、P、Qは傾圧性を表すパラメーターである。Lは領域の東西距離、Dは南北距離を表している。代表的な非一樣な基本場の流れの様子を図1に示す。領域の南側ではL/2付近で流れが速く、北側では0、L付近で流れが速くなっている。

擾乱は東西波数Nが1-7、南北波数は1と2の波の重ね合わせで表現すると考えて

$$\phi_1' = \sum_{N=1}^7 [\{ CC_{1N} \cos kNx + CS_{1N} \sin kNx \} \cos ly + \{ SC_{1N} \cos kNx + SS_{1N} \sin kNx \} \sin 2ly] \quad (7)$$

$$\phi_3' = \sum_{N=1}^7 [\{ CC_{3N} \cos kNx + CS_{3N} \sin kNx \} \cos ly + \{ SC_{3N} \cos kNx + SS_{3N} \sin kNx \} \sin 2ly] \quad (8)$$

とする。CC, CS, SC, SS等により、擾乱の形が決定される。(5)、(6)、(7)、(8)を(1)、(2)に代入して、波数スペクトルの方程式を導き、各波数ごとに分解して連立方程式を作り、その係数行列を求める。この行列の固有値・固有ベクトルを数値的に解く。この場合、固有値の実部が擾乱の増幅率、虚部が擾乱の位相速度、固有値に対応する固有ベクトルはその固有値の増幅率で発達する擾乱がどのような成分からなっているかを示している。基本場が一樣流の場合は、行列を波数ごとの小行列に分解できるため解析的に簡単に固有値などを求めることができるが、非一樣な基本場の場合は、異なった波数の波の相互作用により行列が複雑になり、大規模な行列をそのままの形で解かなくてはならない。

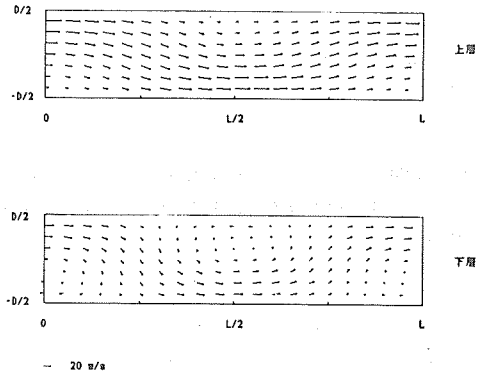


図1 $U_1 = 27.0$ (m/s) $U_3 = 9.0$ (m/s) における上層と下層の基本場
 $A = 20.0$ (m/s) $P = Q = 1.0$

3. 結果 先ず、非一様な基本場として傾圧的な超長波を与えた場合 ($P=1.0, Q=0.5$) の、 A の変化に伴う固有値の実部 Cr (擾乱の増幅率に対応する) の変化を図2に示す。これに対して、順圧的な超長波を与えた場合 ($P=Q=1.0$) は図3の様になる。 $C6, C5, C4, S4, Mix$ は擾乱の状態を表している。図2では A の変化にかかわらず、つねに $C5$ という状態の擾乱が最大の増幅率を示すのに対して、図3では A の増加に伴って、 $C5, S4, C4, Mix$ 等の様々な状態の擾乱が発達する。この理由としては、順圧流の存在により傾圧性が抑えられたために $C5$ の増幅率が低下したことが考えられる。 $S4, C4$ の増幅率が最初増加するのは、より大きな増幅率を持つ異なった波数の波の相互作用によるものであると思われる。また、 Mix という新しい構造の擾乱も表れている。

次に、順圧的な超長波を与えた場合の、それぞれの擾乱の構造を見る。図4、図5、図6、図7は $C5, S4, C4, Mix$ の擾乱の構造を示している。上から北側 ($y=D/4$)、中央部 ($y=0$)、南側 ($y=-D/4$) での擾乱の振幅を表すジオポテンシャルの変化である。これらより、基本場の状態と擾乱の構造の関係として、擾乱の構造にかかわらず基本場の流速の速いところで擾乱が発達するという結果が得られた。

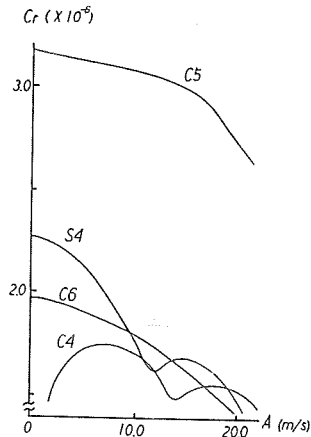


図2 主な固有値の変化 $P=1.0, Q=0.5$

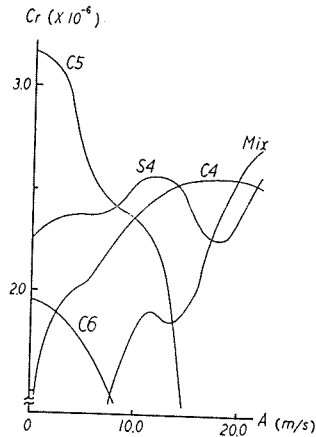


図3 主な固有値の変化 $P=Q=1.0$

C5における擾乱

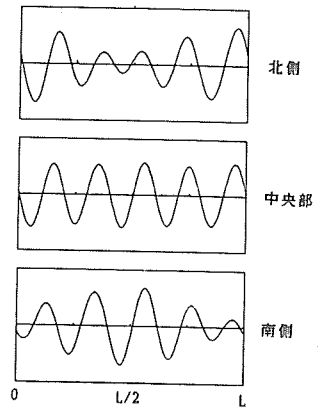


図4 $A=5.0$ (m/s) における
上層のジオポテンシャルの変化
 $P=Q=1.0$

S4における擾乱

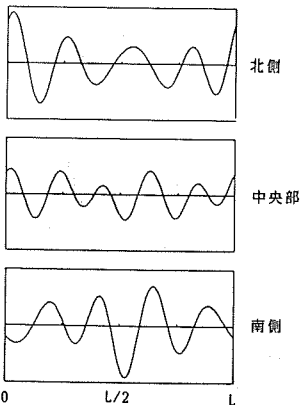


図5 $A=10.0$ (m/s) における
上層のジオポテンシャルの変化
 $P=Q=1.0$

C4における擾乱

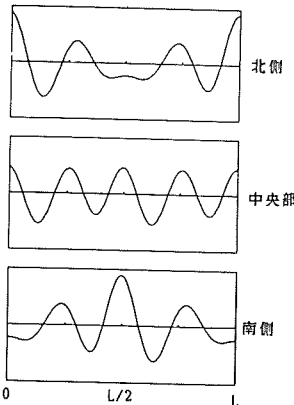


図6 $A=15.0$ (m/s) における
上層のジオポテンシャルの変化
 $P=Q=1.0$

Mixにおける擾乱

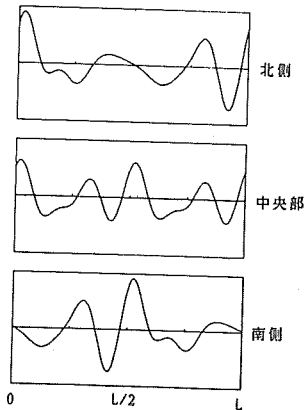


図7 $A=20.0$ (m/s) における
上層のジオポテンシャルの変化
 $P=Q=1.0$

9 積丹半島に沿ったバンド状エコーの形成機構

藤吉 康志・坪木 和久・若濱 五郎
(北海道大学低温科学研究所)

1986年1月25日は、寒気の吹き出しが生じ、日本海上には典型的な筋雲が存在していた。このとき、当研究所のドップラーレーダーで観測していると、積丹半島に沿って、方位295°の方向から、石狩平野に侵入して来る、巾約15kmのバンド状エコーが認められた(図1)。このようなバンド状エコーは、約10時間断続的に出現した。バンド状エコーの走向にはほぼ直交する、方位40°のレーダーエコーの鉛直断面図を見ると(図2)、このエコーの積丹半島寄りの部分は、極めてエコー強度が大きく、エコードップも高く、かつ明瞭な端をもっていることが分る。図1より、積丹半島に沿ったバンド状エコーは、このエコーの走向とほぼ直交する、トランスバースモードのエコーから伸びているように見える。この日の他の時間帯を見ても、このような強いバンド状エコーが現われるときには、必ずトランスバースモードのエコーも同時に現われていた。12時の、気象衛星「ひまわり」の画像を見ると、寒気の吹き出しに伴う longitudinal な筋雲は、石狩湾には侵入しておらず、所謂「村松バンド」から伸びているトランスバースモードの雲が侵入していた。

図3は、図1に示した降雪エコーが観測点上空を通過した前後の、地上気圧、風向、風速、気温及び降雪強度の各時間変化を示したものである。地上気圧については、日変化からの偏差を示してある。12時10分まで、トランスバースモードのエコーに伴う降雪であり、それ以降は、longitudinal なエコーに伴う降雪である。各気象要素の特徴は：気圧は降雪が始まる前で低く、降雪中はやや高い。気温は降雪が始まる直前で高く、降雪中は低い。風速は降雪が始まる直前から急速に大きくなり、降雪中はやや弱い。風向は降雪が始まると共に北風成分が強まり、その後南風成分が強まり、その後、降雪前の風向に戻る。これらの結果は、スコールラインが通過したときの地上気象要素の変化と酷似しており、トランスバースモードのエコーを生じさせている降雪雲系が、スコールラインを形成する雲系と同じように組織化されていることを示している。

ドップラーレーダーのVAD操作モードによって得た、上空の風向・風速

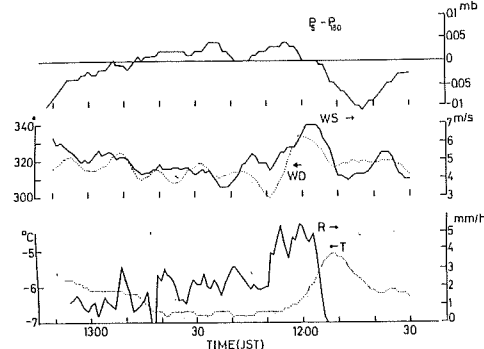


図3

の鉛直プロファイルを見ると(図省略)、降雪開始直後の北風成分の風は、高度700m付近まで存在している。従って、トランスバースモードのエコーに沿った平面内(方位40°-220°)では、700m付近近き境に、下層と上層で風向が逆転している。これらの風が、同じ鉛直断面内でどのように分布しているのかを示したものが図4である。11時59分及び12時08分の断面図は、それぞれトランスバースモードのエコーの先端部分及び後端部分にあたる。12時16分は、longitudinal なエコーの鉛直断面図である。11時59分の断面図から、高度約700m以下に存在する北寄りの風は、積丹半島側(220°の方向)2から4km付近に存在する下降流におしとげられる形で上方に運ばれていることが分る。このことは、観測点上空で強い対流を生じさせる因子として、下層の北寄りの風と、積丹半島寄りに存在する下降流が重要であることを示している。従って、今後、この下降流の成因を明らかにする必要がある。

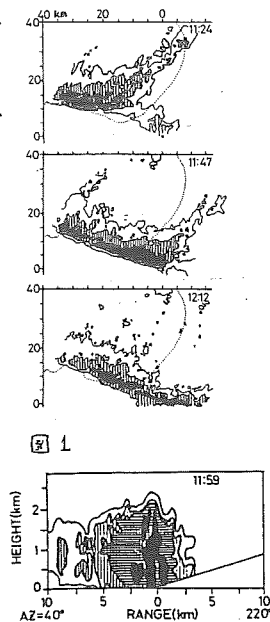


図1

図2

仰角 1.5° の VAD モードのデータから、水平風速が回りの領域に比べて、特に大きい領域（図中黒塗りの領域）を、レーダーエコーの水平断面図と重ねて示したものが図5と6である。これらの図から得られる情報としては、

- (1) 強風域は、ほぼトランスバースモードのエコーの走向と平行に存在する。
- (2) 強風域はエコーの移動速度よりも少し速く移動する（図3で強風が降雪よりも少し早目に観測されたことに対応する）。
- (3) 強風域はひとつでは無く、ひとつの強風域の後方に、新たに強風域が順次出現する。

強風域の前方は、図の収束域になり、上昇気が存在する。スコールライン内の強風域の成因についてはこれまでいくつかの理論計算が行われている。今後それらの結果と比較し、スコールラインと、今回観測したトランスバースモードの雲系との力学的相違点を明らかにしたいと考えている。

以上の観測結果から、横丹半島に沿った強いバンド状エコーは、日本海上に存在した筋雲がそのまま半島沿いに侵入してできたものではなく、筋雲に伴って現われたトランスバース状の雲内で発生した対流セルが、半島近くで特に発達したことによ、てできたものと考えられる。半島近くで対流を発達させる要因としては、約700m以下の高度に存在する、北寄りの風と、半島近くに存在した下降流の二つが重要であろう。

これらの対流セルが、バンド状に並んだ理由としては、半島に近づくにつれて、地形の摩擦効果により、雲の移動速度が遅くなることかあげられる。従って、トランスバースモードの雲内で新しく形成された対流セルが、それ以前に形成された対流セルよりも常に前方に位置するように移動したため、結果としてエコーが列状に並んだものと考えられる。

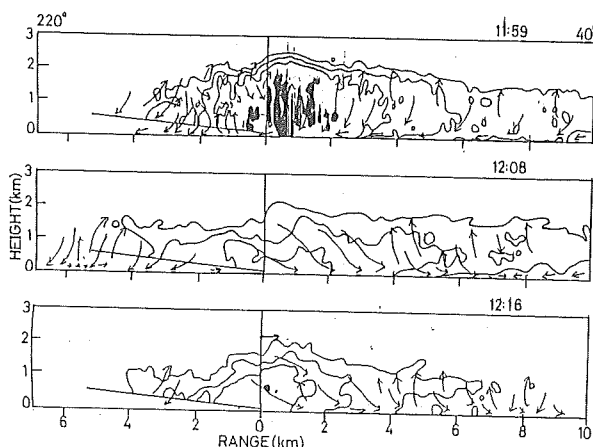


図4

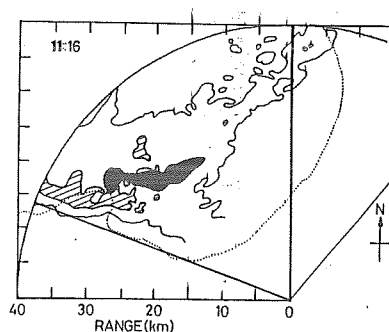


図5

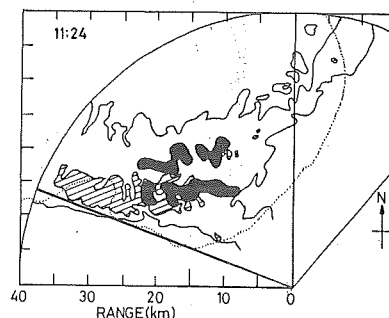


図6

V 中国気象学会訪日代表団来訪記

去る昭和59年10月に、中国気象学会の招待を受けて日本気象学会の代表団7名が中国を訪問し、中国気象学会創立60周年記念式典にも参列した(天気32巻7号参照)。その答礼として60年度は日本側が中国代表団を招待し、その一行が北海道支部へも立ち寄った。

支部では7月30日に訪日団受入れ実行委員会(委員長:駒林支部長)を結成し、受入れの準備を進めた。

訪日団のメンバーは、団長の章基喜教授(中国気象学会副理事長・国家気象局副局长)、王鵬飛教授(国家気象局南京気象学院)、楊国祥副教授(国家気象局空軍気象学院)、許有豊副教授(中国科学院大気物理研究所)、王瑞仙通訳(国家気象局)の5名であった。

札幌での滞在は昭和60年10月17日~19日の3日間であった。17日の夜千歳に到着するので、支部から4名と通訳員が空港で出迎えた。長旅の疲れもあろうということで、当夜は宿泊先まで送るだけにした。

翌18日は、マイクロバスを貸り切った移動とした。まず、札幌管区気象台を訪問し、駒林台長らの歓迎を受け、予報・通信・観測の各課とレーダーを見学した。後、北海道大学へ移り、学長から大学の紹介の後、理学部気象学講座で研究内容の紹介、低温科学研究所では -15°C の低温室に入って、実験装置などを見学した。元々、時間的な余裕があまりなかったことと、訪日団の熱心な質問などもあって、予定のスケジュールよりかなり遅れてしまった。北大百年記念館で昼食をとり、午後は札幌市内観光をした。大倉山シャントツエ、北海道開拓記念館、札幌市青少年科学館を見学した。科学館では人工降雪装置の中で降る雪を見て感激した様子だった。かなり駆け足的なスケジュールになって残念であったが、午前中の硬い任務から解放された午後はかなりリラックスできたように見受けられた。

夕方には支部主催のレセプションを設けた。章団長は気象学以外にも見識が広く、話術も巧みで、今回の交流が円滑・友好的に進んだ。ただ、団長他一名以外は英語をほとんど話さず、個人的な会話があまり出来なかったことが歯がゆかった。日本人は日本語のルーツとしてもっと中国語を勉強すべきなのだろうか。

通訳の2人は双方の会話を逐一訳さなければならず、ゆっくり食事を味わう暇もないようで気の毒であった。王通訳は日本語を1年間勉強したそうだが、とても信じられない程きれいでくせない発音で、文法もしっかりしていた。自分が1年間外国語を学んだとして、外国へ行って果たしてどれ程の用が足りるかを想像すると、彼女の語学力と努力は称賛に値するであろう。因に、彼女は日中は清楚な服装であったが、レセプションにはチャイナドレスで現れ、一同の目を奪った。

19日は安全のため早目に札幌を出発した。千歳空港にかなり早く到着したので、急拠、千歳航空候所を見学させて頂いた。滞在中の食事については、中国側の好み事前に分からないので、一応洋食主体の献立を用意したが、最後の空港での昼食に和食が出てほっとした様子だった。

最後に、見学の際に案内のお世話になった札幌管区気象台、千歳航空測候所、北海道大学、札幌市青少年科学館の方々に深く感謝致します。また、日本側通訳をお願いした道総務部知事室の後藤芳夫氏の御苦勞に拝謝すると共に、日中学術交流の主旨に御理解を頂き、破格の料金で貸切をお引き受け下さった北海観光バス(株)にお礼申し上げます。謝謝。(谷口)



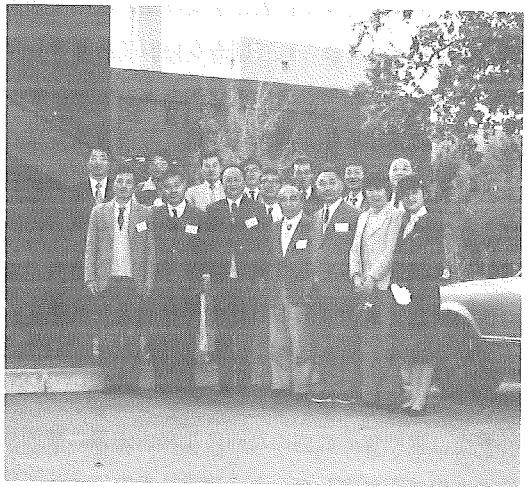
札幌管区気象台予報課



札幌管区気象台通信課



北大低温研究所低温室（ -15°C ）



昼食後北大百年記念館前

前列左より楊副教授、許副教授、章教授（団長）、
小林理事、王教授、王通訳、バスガイド



札幌市青少年科学館（人工降雪実験装置）



レセプション

VI 孫野長治先生を偲んで

北海道教育大学旭川分校 桜井 兼市

北海道大学名誉教授孫野長治先生が昨年12月7日逝去されました。先生の略歴と業績につきましては「天気」2月号(Vol. 33, No. 2, 1986)に菊地教授(北海道大学理学部)によって詳しく書かれていますので、私は生前の先生の人柄が偲ばれる仕事振りについて述べたいと思います。

私が学生として先生に教えを受けたのは昭和30年代の前半で、先生が横浜国大から北大理学部地球物理学科教授として移られて間もない頃でありました。先生の研究は気象電気学特に雲の中での電荷分離の研究、雪の結晶形と雲内の気象要素の関係、そして横浜時代から手掛けていた雨粒の落下に関する研究等当時の雲物理学の最尖端の研究でありました。これらの研究は1965年に東京と札幌で開かれた国際雲物理学会で発表され、故中谷宇吉郎教授の築かれた地球物理学科を世界に認めさせることとなりました。先生はまた、北海道の産業の基となる電力、農業の発展にも関心を持たれ北電からの委託研究の然別湖の水収支に関する研究、又農業用水の水温上昇に関する研究等応用研究にも力を注がれました。その後の研究・業績は菊地教授が紹介しておりますように雲物理学の基礎的研究及び北海道の地域に関する研究等多くの業績を上げられ「藤原賞」(日本気象学会昭和42年)、「功績賞」(日本雪氷学会昭和51年)、「北海道科学技術賞」(北海道昭和58年)等を受賞されました。

先生は雲や雪の観測のために手稲山山頂に観測施設を作られ、ここでの観測・実験を通して多くの研究者を育てられました。この施設は先生にとって研究のための前進基地で厳寒期の観測にも必ず学生と寝食を共にされました。そして研究を進めるにあたっては先ず自然を良く観察することから始めるべきであると説いておられました。その一つに未だ飛行機による旅行が一般的でなかった昭和30年代に学会で上京する若手研究者に上空からの雲の観察を目的として飛行機で出張させたことがありました。これは雲物理学を研究する者が雲を正しく認識することの大切さを示されたものでありました。

先生は北大を停年退官された後、日本気象協会北海道本部顧問として観測にたずさわる若手に指導、助言を与える一方、研究論文の執筆に精力的に取り組んでおられ、他方趣味のスキーと囲碁を楽しんでおられました。しかし、昨年9月中旬頃から体調をくずされ、ついに12月7日永眠されました。御冥福をお祈り申し上げます。



VII 地方講演会のお知らせ

○昭和61年度地方講演会の予定

今年度の地方講演会は、10月18日（土）午後、千歳市民文化センターで行なう予定で準備を進めています。テーマ・講師・詳しいスケジュールなどは、8月末ごろまでに決まる予定です。

○昭和60年度地方講演会の実施状況

昨年度は旭川市で地方講演会を催しました。旭川市では昭和44年に「農業と気象」をテーマにした講演会を催したことがあります。

上川地方は内陸・高地・盆地といった地理的、地形的な条件が複雑に関連して、種々の気象現象が起きます。また、市内を大きな川が横切っているのも特徴です。このようなことから、今回は「旭川とその周辺の気象」というテーマにし、座長を旭川地方気象台の菅原正信台長にお願いしました。駒林支部長あいさつの後、旭川地方気象台の木部俊一郎氏には上川地方の降水特性を北海道全体の雨の降り方と比較しながら説明して頂き、北海道教育大学旭川分校の桜井兼市氏には冬期間に発生する霧の形成状況と霧粒の特徴を、また、北海道大学理学部の播磨屋敏生氏には、盆地が強く冷却する原因と冷却の過程をそれぞれ解説して頂きました。続いて映画「気象衛星から見る四季の天気」を上映しました。

支部からは駒林支部長と三浦幹事、好本幹事が出向き、お手伝いしました。

開催日は季節的に、農作業も一段落し、比較的余裕のある時期なので、聴衆が集まり易いのではないかと期待していましたが、後述の予期せぬ事態があったり、会場内の隣接したホールでカラオケ大会が開かれるなど、条件は良くなかったかもしれません。しかし、当地で起こる身近な気象現象を扱っただけに、来聴者は総じて熱心でした。

（谷口）

地方講演会雑感

昭和60年度の第1回支部理事会が4月24日、気象台の台長室で開催された。議題の1つである地方講演会の開催地が話しあわれ、旭川、小樽、岩見沢が候補地として挙げた。話し合いを重ね、結局第1候補地であった旭川市に決定、テーマも「旭川とその周辺の気象」ということで落ち着いた。

事務局としては旭川地方気象台に協力を要請、窓口を防災業務課に置くことを取りきめた。現地での対応が早かったこともあり講演会場の確保など、ことはスムーズに運んだ。ただ土曜日という限られた日程であったため開催日は初冬の11月2日となった。私としては一抹の不安があった。初冬の天候は急変しやすく、時として強い寒波の襲来がある。昭和58年度の地方講演会は帯広市で開催された。その時の余話として器材運搬中、悪天候のため悪戦苦闘した旨、松村さんが書いてあったことを思いだしたからである。

11月2日、朝6時、好本さん（幹事の1人）運転の車に同乗、まだ薄暗い札幌を出発した。前日の1日は札幌管区気象台の何十回目かの創立記念日である。前夜のアルコールが全身にくまなく滲透、気分は絶不調であった。しかし、最大限の頑張りで胃中の物は外界を見ることもなく、時がたち、「水と共に去りぬ」であった。現地の応援団が多く準備は予定より早く終了、あとは来客を待つばかりである。

出足はにぶかった。にぶい頭で胸算用、150名位はと思っていた。実際は130余名であった。普通、講演会は大盛況であったとか、成功裡に終了とか書くが、決して成功したとは思われない。35万都市での講演会である。もう少し集ってもと思った。なぜ集りが悪かったか帰札後ぼんやり考えてみた。

2日、土曜日は日本シリーズ第6戦である。20何年振りかでペナントを勝ち取った阪神、ファンは狂気乱舞、シリーズも制覇すべく、その応援はまさに異常であった。この日まで戦績はバースの大活躍で3勝2敗、王手である。これに対し知将広岡、大逆転を宣言、球趣はいやが上にも盛り上がった。大オーバに云えば、日本列島は日本シリーズ一筋。私が、もし旭川市に在住中であれば絶対テレビの前に座っていたはずである。

（三浦照武）

講演会次第

1. 開 会

2. あ い さ つ

日本気象学会北海道支部

支部長 駒 林 誠

3. 講 演

座長 菅 原 正 信（旭川地方気象台長）

(1) 上川地方の降水特性

木 部 俊 一 郎（旭川地方気象台予報官）

(2) 旭川の冬霧について

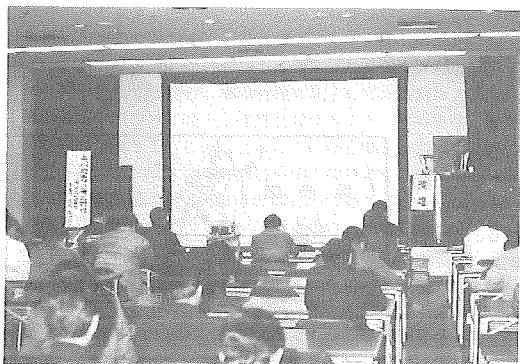
桜 井 兼 市（北海道教育大学旭川分校教授）

(3) 冬に内陸地方が寒いわけ

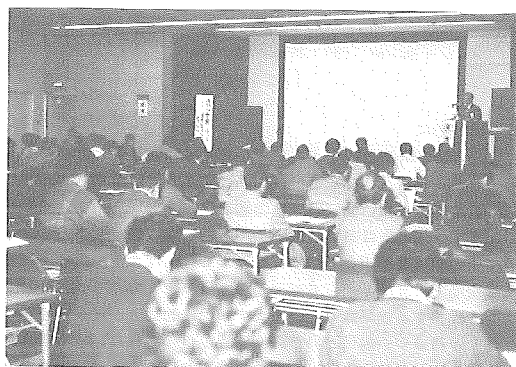
播 磨 屋 敏 生（北海道大学理学部教授）

(4) 映画「気象衛星から見る四季の天気」

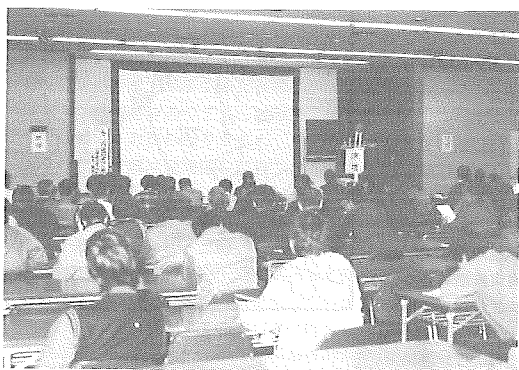
4. 閉 会



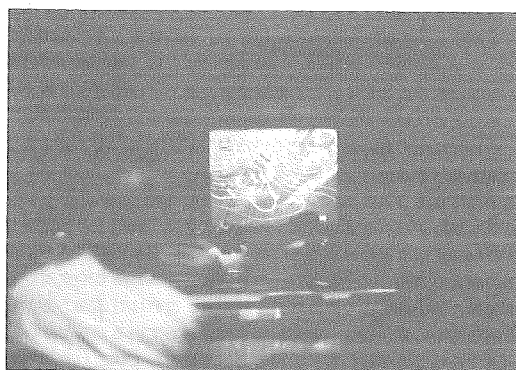
木部俊一郎氏



桜井兼市氏



播磨屋敏生氏

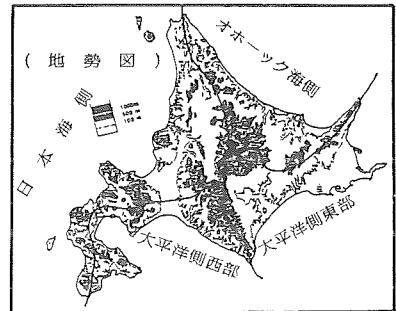


映 画



◎ はじめに

上川地方は北海道の中央に位置し東側には北見山地と石狩山地があつて冷たい北東気流を妨げ、南側には日高山脉と夕張山地があつて南からの雨雲の侵入を弱めています。また西側には天塩山地と夕張山地があつて北西の季節風を和らげています。上川地方は名寄盆地、上川盆地、富良野盆地の三つに分かれて、それぞれに天塩川や石狩川とその支流によつて豊富な水資源に恵まれています。冬は寒く多雪地帯で夏は30度を越える暑い日が続く地方です、その上雨にも恵まれ北海道を代表する農業地帯といえますが雨量的には5月から6月にかけてやや不足気味で8月はやや多目という降水特性をもっており、前半は豊富な河川水量によつて補われ、どちらかといえば稲作地帯といふことができます。今回の講演は主として4月から10月にかけての雨について統計的な面からその特性にふれてみましょう。



(第1図)

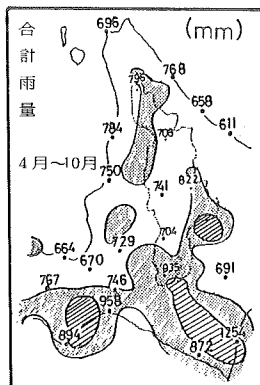
◎ 北海道の降水特性について

上川地方の雨の降り方をみる前に全道的にどうなっているのでしょうか。第2図は4月から10月の7ヶ月の間に1mm以上の降水量があつた日が、年あたり何日あつたかを示すもので30年間の平均値です。気象官署23ヶ所の値で旭川は77日となっています。全道で一番少ないのは帯広の62日、最も多いのは羽根の79日となり、その差は割合に少なく、この期間では全道的にはほぼ同じ日数で1mm以上の雨が降っていることになりますが、どちらかといえば道東地方が若干少ないようです。

それでは雨の量はどうかしているのでしょうか。第3図は第2図と同じ期間で1日の降水量が30mm以上になつた日が何日あつたかを示しています、第2図は日単位、第3図は0.1日単位となっています。例えば旭川は4.2日となつており第2図で77日ですから4月から10月までの間に77日/1mm以上の雨が降り、その内4日ほど30mm以上になるということになります。根室から帯広さらに千オを経て倶知安、江差の線より南側では30mm以上のまとまつた雨が降りやすく、特に南東斜面に当る広尾付近と苫小牧付近で多くなっています。これは日本海方面から低気圧が接近する時に南や南東の風が吹き、地形が大きく影響しているからです。

さてそれでは4月から10月の合計雨量としてはどれ位になるのでしょうか。第4図は7ヶ月間の降水量の30年平均値です、この図を作るに当つてはアメダス地点のデータ(204ヶ所)(統計期間/0年弱)も使用しました。

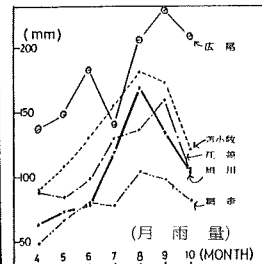
800mm(ハッチ部)の多雨地帯は北見山地、天塩山地、増毛山地の南東側から空知中部の西側、石狩山地、十勝地方の西側、胆振・日高地方、渡島半島(図略)等がこの区域になつています、さらに1000mm以上(斜線部)の区域は日高山脉付近、石狩山地、胆振地方にみられます。第3図でみられた分布とやや食い違つて多い地方が道北にまで及んでいますがこれはアメダスのデータを加えたからで、第2図や第3図も若干違つてくるでしょう、しかしアメダスのデータは統計期間が短いので、今後データが蓄積された時にはさらに細かな分布が得られるでしょう。



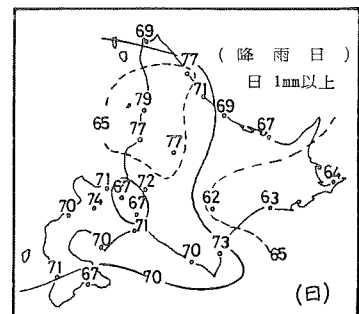
(第4図)

◎ 上川地方の降水特性について

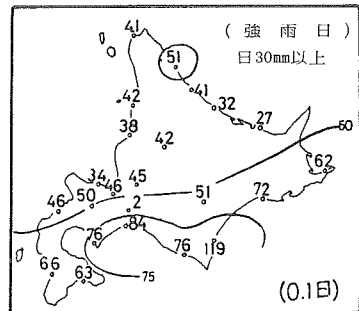
以上簡単に全道の降雨状況をみてきましたが上川地方ではどうでしょうか。



(第5図)



(第2図)



(第3図)

ようか。雨量観測点は旭川地方気象台を含めて32ヶ所になります。第5図は旭川等、主な気象官署の4月から10月までの月雨量の30年平均のグラフです。旭川では6月まで雨量が少なくなっていますが、8月には168mmと最大になつており、他の地点も8月か9月が最大となつています、ではこのような変化は何故できるのでしょうか。それは次のように考えることができます。

一般に3月に入ると大陸の寒気がゆるみはじめ、冬の気圧配置も弱まり、3月下旬から4月に入ると大陸からはりだす高気圧はちぎれて移動性の高気圧となつて度々日本をおおようようになります。4月から5月は良い天気の日が多く、雨よりも異常乾燥の

時期に入ります。雨の多い大平洋側でも晴る日が多くなるのです。6月から7月に入ると本州ではつゆに入り北海道の大平洋側では海霧のシーズンに入ります。このころには大平洋側の西部では雨が降りやすくなります。7月中旬ころから本州も南からつゆが明け、梅雨前線が北上して北海道に大雨を降らせず。下旬には前線もサハリンに北上し盛夏を迎えることになります。8月中旬から下旬には再び前線が南下をはじめ、このころには台風が日本列島に近づく時期になり、台風と前線によって大雨が発生しやすくなります。旭川やその他の地方でも8月や9月に月降水量が最大になるのはこのためです。

第6図は旭川における3ヶ月雨量の開説以来の変化図です、12月から5月にかけては比較的変動が小さくなっていますが、6月から11月は変動が大きくなっています。第5図の説明でふれましたが、8月や9月は台風や前線による大雨が多くなります、しかもこの状況は年によって変動し、台風の上陸数や発生数も様々ではありません。数年に一度は大型の台風が接近して大きな影響を与え、その上、上陸地点もいろいろで大雨域が変動します。

昭和56年8月3日から6日にかけての豪雨は前線と台風によるもので、旭川の日雨量は4日が168mmとなり5日には125mmと続き、二日間で293mmを記録し石狩川も大洪水となりました。又第6図からだけではよくわかりませんがここ数年は雨量がやや少な目になっており、他の地域でもこの傾向があります。

さてそれでは上川地方では最近10年間でどこに大雨が降っているのでしょうか。第7図はひと雨雨量が50mm以上になった回数を示したもので、期間は1975年から1984年、月は4月から10月で、上川地方のアメダス地点の値を記入してあります。ひと雨雨量とは、低気圧や前線によって雨が降り始めてから止むまでの雨をいいますが多少の止み間は無視します。この図をみると、上川地方では大きな地域差はありませんが南部で発生が多く、北見山地北部や名寄西方の山沿でも多いことがわかります。

それでは今度は短時間の雨についてみてみましょう。

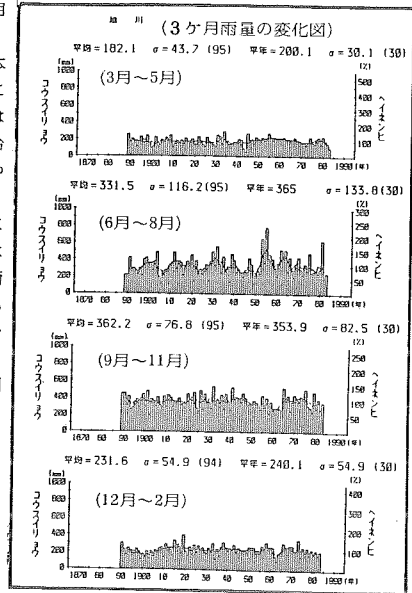
第8図は1時間に1mm以上の雨が降った時に、その雨が10mm以上になる確率を示しています。第9図は3時、6時、9時、12時、15時、18時、21時、24時のそれぞれの3時間に1mm以上の雨が降った時に、その3時間雨量が30mm以上になる確率を示しています。第8図、第9図とも全道のアメダスのデータで解析した分布図となっています。期間は第8図が1975年から1978年、3月から10月、第9図は第8図の期間と1979年の3月から8月を加えた資料となっています。

これら二つの分布図から上川地方で強い雨が短時間に降る地域は、石狩山地の西斜面から南斜面、上川南部、深川から旭川の西方を経て和寒、または下川を結ぶ地域に高い部分のがびていますので、これらの地域で短時間に強い雨が降りやすいといえるでしょう。一般に前線の通過時には強い雨が降るので、強雨域は前線とともに移動します。しかし、地形が雨の降り方を強めたり弱めたりするので地域差ができることになります。

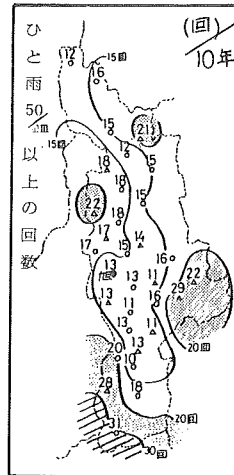
◎ おしまいに

北海道の雨は、南西部や大平洋側では低気圧や温暖前線による大雨が発生しやすくなりますが、寒冷前線による雨は停滞しない限り量的には多くなりません。一方日本海側では低気圧が日本海を北上する時は雨量が多くなりますが、大平洋側を東進する時は少なくなります。また寒冷前線の通過時には短時間に強い雨が降り、局地的に大雨になることがあります。又夏の暑い日など石狩山地を中心に雷雲が発達して短時間に強い雨が降ります。不安定性の雨は山岳付近だけでなく日本海側北部の海上や胆振の南海上、渡島半島の西海上などでは雨雲が突然現れることがあります。

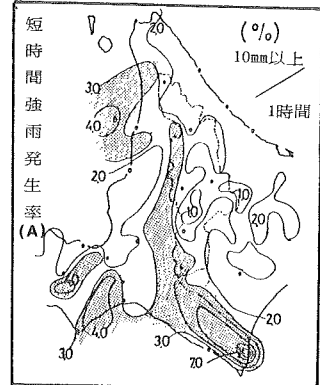
上川地方の雨は以上のべたところの各要素をそれぞれかねそなえた機構となっており、結果的には全域にほぼ均等に700mm前後の雨を降らせ、さらに山沿地方に1000mm前後を加えたようなかつこうになっています。又大きな災害をもたらす大雨はほとんど台風が関係していますので、台風が接近する時は十分な注意が必要です。



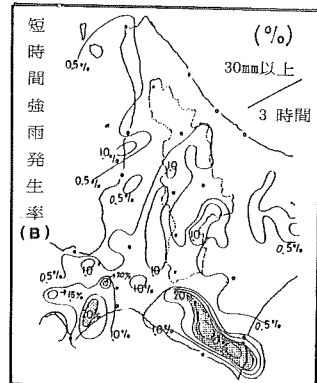
(第6図)



(第7図)



(第8図)



(第9図)

旭川の冬霧について

桜井 兼市 (北教大旭川)

1 はじめに

寒冷地域にある都市内では人間活動により大気中に放出される熱、水蒸気及び汚染物質等により様々な気象現象が生ずる。その一つがHeat islandであり、もう一つが都市霧である。北極圏に近いFairbanks, Alaskaでは、この両者が顕著に見られる所として知られている。(Benson 1965, Ohtake 1970, Bowling & Benson 1978) FairbanksはAlaskaの中心部に位置しており冬期の日射が少なく接地逆転層が発達し地表近くでは $-40 \sim -50^{\circ}\text{C}$ まで気温が下る。従って自動車の排気ガス、暖房及び発電のための化石燃料の燃焼により熱、水蒸気及び汚染粒子の大気中への放出が大きくFairbanks市内でHeat islandが形成され、Ice Fogが発生する。

旭川はFairbanks程低温とはならないが地理的条件は非常に似ており、冬期の静穏日には都市域と周辺地域との間の気温差が大きくなりHeat islandの形成が見られることはこれまでも報告されている(

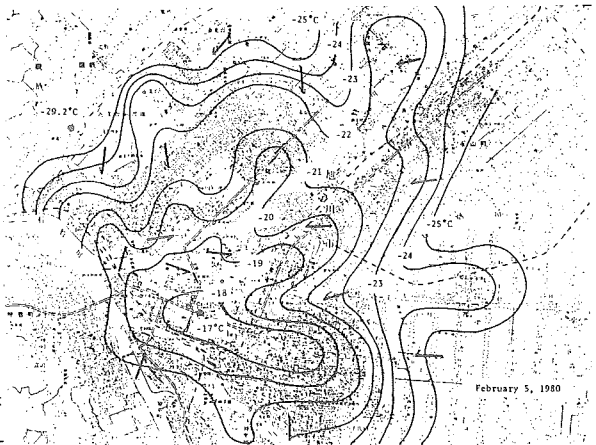


図1 Heat island 1980年2月5日

Sakurai 1979)。更に石油の消費及び不凍剤河川からの水蒸気の補給により冬霧が頻く発生する。この冬霧は気温が -20°C 以下になると相変化し氷晶を含んだ氷霧となる。Alaskaで観測されるものは過冷却霧が $-40 \sim -50^{\circ}\text{C}$ で凍結し氷球型のものが大部分である。旭川では気温が $-20 \sim -25^{\circ}\text{C}$ 位までしか低下しないが霧粒の凍結による氷晶も観測されている。一方水蒸気量のあまり多くない内陸地域では霧粒を含まない細氷が観測されている。今回の報告は冬の旭川の気象の特徴であるHeat islandとそ中で発生する冬霧について述べる。

2 旭川のHeat island と接地逆転層

2-1 Heat island

旭川の様な都市では工場、自動車、暖房用として多量の化石燃料を消費している。これらの燃焼により熱を大気中に放出するが都市中心部では周辺地域に比べて気温が高くなる。これがHeat islandである。1例を図1に示す。これは1980年2月5日早朝に観測されたものである。等温線は 1°C 毎に、又地表近くの空気の流れを矢印で描かれている。市内中心部は郊外に比べて 9°C 以上も高くその高温域は住宅稠密地域とほぼ一致している。又矢印の向きから郊外の冷たい空気が市内中心部に流れ込んでいる事が良く分る。これまでの観測ではHeat islandは早朝に顕著に現われる。これは夜間の放射冷却によって郊外の気温は下がるが市中心部では汚染

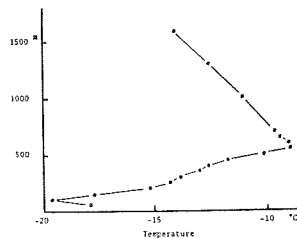


図2 逆転層

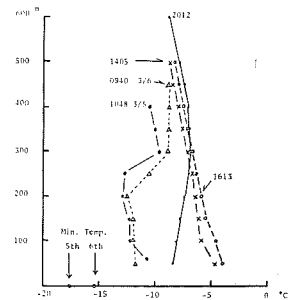
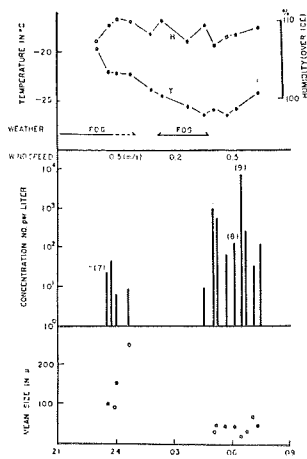
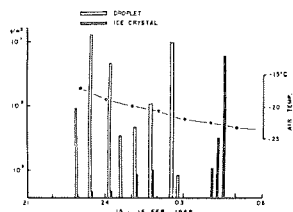


図3 逆転層の時間変化



ア4図 冬霧の時間変化



ア5図 L.W.C.とS.W.C.の比較

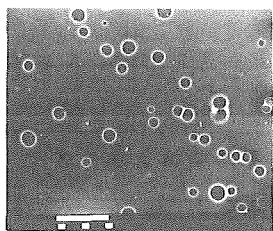


写真1 過冷却霧粒

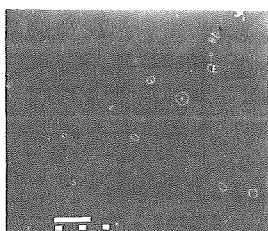
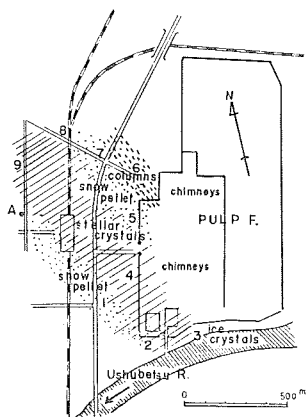


写真2 氷晶



ア6図 工場からの降雪

物質等の影響で気温の低下が小さい事と暖房等による熱の放出が加わるためであろう。

2-2 接地逆転層

冬期間の晴穏日には放射冷却により接地逆転層が形成する。その典型的な例をア2図に示す。これは1976年2月12日22h30mに市役所屋上で気球に低層ゾンテを取り付けて観測されたものである。逆転層の高さは約500m平均の温度勾配は2.2°C/100mである。数多くの観測から旭川での平均の高さは250~300mであった。ア3図は1975年3月5日から6日にかけての逆転層の時間変化である。逆転層の高さは300m位で、その下層で気温が変化している様子が良く表わされている。

3 冬霧の観測

上記のような気象条件の下で旭川では霧が発生する。霧を作る水蒸気源は主として不凍結の河川である。霧の発生は日没後、数時間たって河川の附近でまず観測される。その後、時間とともに市内中心部に広がり早朝には市内全域に霧が分布するようになる。

発生初期には霧は過冷却霧粒から成っている。写真1はその電子顕微鏡(走査型)写真である。霧粒は直径が数μmから数10μmの大きさをもっている。旭川では気温が-20°C以下になると、その霧の中に氷晶を含むようになる。写真2はその例である。

冬霧が過冷却霧から氷霧へ変化する様子をア4図に示す。図中霧は $\xrightarrow{\text{Fog}}$ で示された時間に発生している。中段の棒グラフは氷晶の濃度、下段はその大きさを示している。過冷却霧が0.5h頃消えると、その後は氷晶のみの氷霧となりその濃度は10%に達し、大きさも30μm以下となった。何例かの観測では過冷却霧のLiquid water contentと氷晶によるSolid water contentと同程度のorderであることから(ア5図)これら氷晶は霧粒の凍結

により生じた事が予想される。一方、氷晶の顕微鏡観測から凍結霧粒が見いだされた。

ア6図は工場の排煙中で形成された氷晶の観測例である。煙中の氷晶が成長して雪結晶として落下する現象は寒冷地域で頻々見られる。

冬に内陸地方が寒いわけ

播磨屋敏生 (北大理学部)

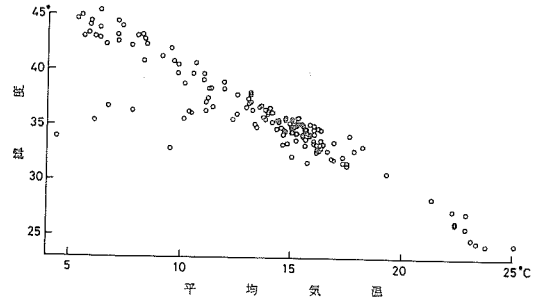
§1. はしがき

テレビの天気予報を見ていると、秋には、「明朝内陸部で冷込み、霜がおりる所があるでしょう。」とか、冬には、「今朝は内陸部で冷込みがきびしく、今冬一番の低温を記録しました。」というような話が出てくる。どうも秋や冬には、内陸地方がより寒いようだ。そのわけを最近の研究成果もまじえて解説しよう。

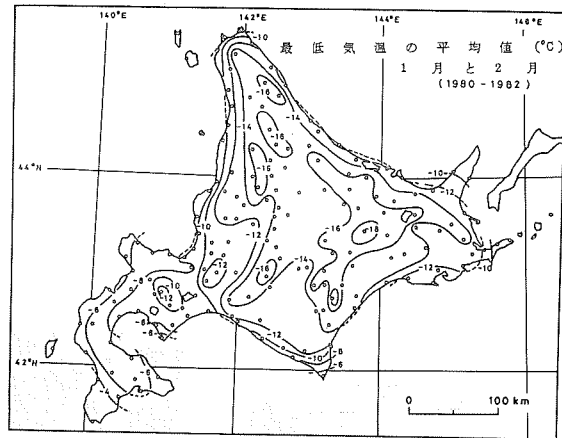
§2. 気温分布の特徴とその原因

国内での暑さ寒さの分布がどうなっているかをやるために、気象官署の平均気温を緯度別に表わしたのが第1図である。ほとんどの観測点は、緯度が高くなるにつれて気温が下がる直線上にのるように分布している。その直線からはずれている北緯35度付近の数個の丸印は、山岳上にある気象官署に対応している。高緯度ほど寒いのは、地球大気のエネルギー源である太陽からの日射量が高緯度ほど少ないからである。またこの図をよくみると、日射量が等しいはずの同緯度の観測点でも、3~4℃も気温が違ふところがある。それは、1月と2月の最低気温の平均値を描いた第2図を見れば、いっそうはっきりとする。冬の最低気温分布は、内陸部で低くなっている。これは、陸地より海水の方が熱容量が大きく、また海水はよく攪拌されて熱を上下に伝えやすいので、海水の方が冷えないことに原因している。

この図から、同じ内陸部でも寒さの程度は、地域によって異なることもまた見ることができる。すなわち地形によっても異なることがわかる。朝夕にあらわれる最低気温は、前日の夕方の気温と夜間にどれほど冷却するかによって決まる。それで地形の効果をみるために、他の影響をあまり受けない夜間冷却量を今後使用することにする。道内の各メダス観測点での夜間冷却量の最大値とその時の地上風速の関係を第3図に示す。地形を3種類に分類し、それぞれ異なる印で示した。全体的にみれば、風が弱くなるにつれて夜間冷却量が大きくなる。このことは、上空の風が強くて、盆地においては、まわりの山が風をさえぎるしゃへい効果のために夜間冷却量が大きくなることを示している。またこの図は、1m/sec以下の微風時において、山間部



第1図 緯度による平均気温の変化



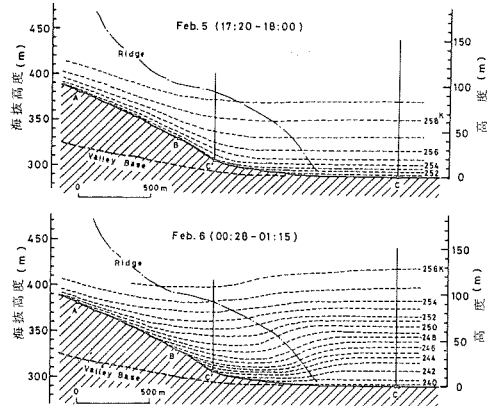
が他の地形においてより夜間冷却量が大いとも示している。これは、山に包まれた盆地地形において、まわりの斜面でできた冷気の流入による効果と考えられる。以上二つの効果によって、盆地ではより強い夜間冷却が起る。

§3. 盆地冷却

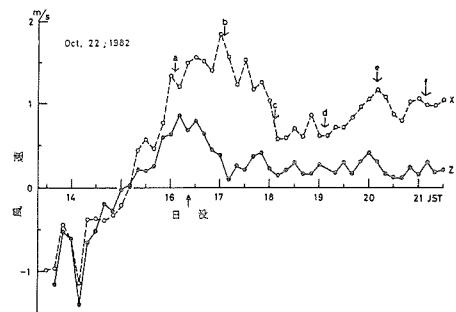
夜間冷却時に、盆地においてまわりの斜面から冷気の流入がほんとうにあるのかどうか、またその冷気はどのようにして盆地の気温を下げるのかについて観測結果と数値計算に基づいて説明する。第4図は、母子里盆地内の温度分布の垂直断面図である。斜線部は盆地斜面と盆地底を表し、温度は温度(高度補正した温度、空気塊が運動するとき、ほぼこの線に沿って動く)で示してある。日没直後の時間帯(上図)には、斜面上のA点にある冷気は、温度25.5Kの線に沿って、盆地底の上空20mまで下りることが出来る。しかし、真夜中(下図)になると、盆地底に冷気がたまるのでA点にある冷気は温度25.1Kの線に沿って、盆地底の上空約60mまでしか下りられない。すなわち、斜面でできた冷気は、日没直後を除いては、盆地底の地表面近くまで下りることができなくなる。この様子は斜面上の二つの高度で測定された下降流速の風速の時間変化によっても示される(第5図)。高い場所での風速を破線で、低い方を実線で表わしてある。高いところでは下降流が強いが、斜面を下るに従って空気塊の一部は斜面から離れて盆地底上空へ流れるので、斜面下部での下降流の風速は弱くなることをこの図は明瞭に示している。

斜面でできた冷気は、盆地底の地表面近くまで下りてこれないことがわかった。それならなぜその冷気は盆地底の気温(高さ1.5mでの温度)を下げる事ができるのだろうか。その理由をわかりやすく示したのが第6図である。盆地では、斜面でできた冷気が盆地底上空に流入するので、同じ気象条件なら平野上空に比べて冷たくなる。また物体は、その温度に対応したエネルギーを放射する。その放射エネルギーは、物体の温度が高いほど大きいので、平野での下向き放射エネルギー($L_0^{\downarrow}$)の方が盆地でのそのより大きい。他方、地表面から出ていく上向き放射エネルギー($L_0^{\uparrow}$)は、両地形ではほぼ等しいので、その差し引きの正味放射エネルギー(R_{n0})は、盆地の方が大きくなる。従って盆地の方が地表面温度がより下がることになる。いろいろな気象条件のもとで、両地形でどのくらいの差がでるかを計算した結果によると、気象条件にもよるが、盆地の方が3~4℃程度地表面温度の降下量が大いことになる。 §4. 霜害予防(くん煙効果について述べる)

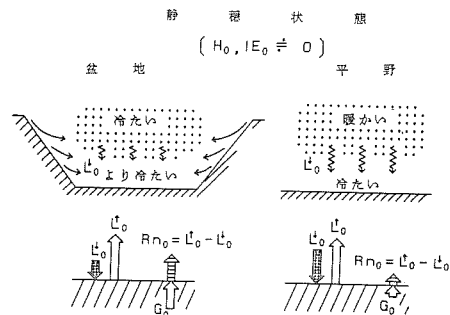
§5. まとめ : 冬に内地域の方が寒いのは、海陸の熱的差異と地形による。地形としては、盆地がよく冷える。それは、まわりの山が風をしとへする効果と、斜面でできた冷気の流入の効果である。ここで注意すべきことは、斜面からの冷気が直接盆地底を冷やすのではなく、大気の放射過程を軽々冷やすといふことである。



第4図 盆地内の温度分布



第5図 盆地斜面上の下降流速の時間変化



第6図 盆地と平野における夜間冷却の模式図

VIII 第4回夏季講座「新しい気象」のお知らせ

昨年に引き続き、4回目の夏季講座「新しい気象」を下記の要領で開催します。

今回のテーマは「北海道の冬の気象」とします。

主 催 : 日本気象学会北海道支部、札幌市青少年科学館
期 日 : 昭和61年7月31日・8月1日(木・金)10時から15時
対 象 : 小・中・高の理科担当教諭・気象に興味のある一般市民(高校生以上)
受 講 料 : 400円程度
場 所 : 札幌市青少年科学館
申 込 先 : 札幌市白石区厚別中央1-5 札幌市青少年科学館内「新しい気象」教室係

TEL 011-892-5001

申込締切 : 昭和61年7月20日

申込方法 : 電話またはハガキ

定 員 : 40名

◎内容要旨

●雪はなぜ六角か

北海道大学低温科学研究所 小林 禎 作

北海道に住んだ人なら誰でも、一度は雪の結晶の美しい六角の形に驚きの目を見張った思い出をもつに違いない。そしてなぜ六角なのだろうと疑問を抱いたことでしょう。

この謎に最初に挑戦したのは、有名な天文学者のケプラーで1611年のことでした。

その後北大の中谷宇吉郎博士がはじめて実験室内で人工的に雪の結晶を作り、結晶の形とそれができるときの気象条件との関係を明らかにしたのは、今から50年ほど前のことです。そして今日では、この科学館で夏でも毎日雪を降らせることができます。こうした努力の結果、なぜ六角かの疑問にも、細かい点ではまだ解かっていないこともたくさんありますが、だいたい答えられるようになりました。

長い年月の間に、この謎を解こうとして多くの人たちが歩んだ跡を振り返りながら、この「雪はなぜ六角か」の古くて新しい問題を考えてみましょう。

参 考 書

小林禎作：雪はなぜ六角か、(ちくま少年図書館、85巻)、筑摩書房

●「ひまわり」から見た北海道の冬の天気 札幌管区気象台予報課 木 村 隆 昭

冬期、厳寒のシベリア大陸で十分に育った高気圧からは、猛烈な寒気が日本海に吹き出してくる。大陸上では乾いていたこの寒気も、日本海を渡る内に海面からたっぷりと水蒸気をもらい、幾筋もの雪雲の列となって北海道に押し寄せる。このきれいに並んだ雪雲の列が、時には太い束になって1ヶ所に集中し、大雪をもたらすことがある。西岸小低気圧(石狩湾小低気圧)の仕業である。ところが石狩平野にこの雪雲の束が入っている時、留萌地方は穏やかな冬の日射しの中にある。

ここでは冬の北海道における雲の様子を「ひまわり」からの画像で見てみることにする。

●北海道の冬と生活

北海道大学低温科学研究所 秋田谷 英 次

毎年冬になると必ず雪が降り、野も山も積雪におおわれる。四季の一つである冬の気象や積雪の性質を知ることは、自然のしくみを知り、自然が与えてくれる恩恵や自然災害の恐ろしさを理解するのに役立つ。南北に細長い日本は、毎年雪の積る地域も山陰・北陸地方から北海道まで、広い地域に分布している。各地の雪の積り方、雪の性質も地域により差があり、そこに住んでいる人々の生活習慣にも違いがあり、雪への対処の仕方も異っている。北海道の中でも地域により冬の寒さや雪の性質が異っており、それらに対応した冬の気候区分が考えられる。北海道の開拓当時、人々は冬の寒さや雪にどのように対処し、機械文明の発達した現在では、どのように改善されたであろうか。更に雪や寒さを教材としてどのように取り入れることができるかを考えてみたい。

●氷河のふるまいー温暖地域から極地までー 北海道大学低温科学研究所 成瀬 廉 二

氷河とは、降雪を起源とし、陸上に存在し、重力の作用で流動している大きな雪氷の集塊をいう。したがって、山の斜面や谷を埋める狭義の氷河から、南極やグリーンランドのように大陸をおおう氷床までさまざまな形態がある。

氷河の規模（総質量）は、一年間の総降雪量と総融解量の収支によって増減する。また、氷河の上流域では質量が過剰になり、下流域の不足を補うように流動による水の輸送が起こっている。気候が変化し、質量収支のバランスがくずれると、氷河の前進、後退という現象が現われる。

氷河の質量収支、流動、年変動等のふるまいは、地球上各地の氷河で著しく異なる。温暖・湿潤地域の南米パタゴニア氷河、寒冷・乾燥地域の南極氷床を例にとりあげ、氷河と気候とのかかわり方を探ってみたい。

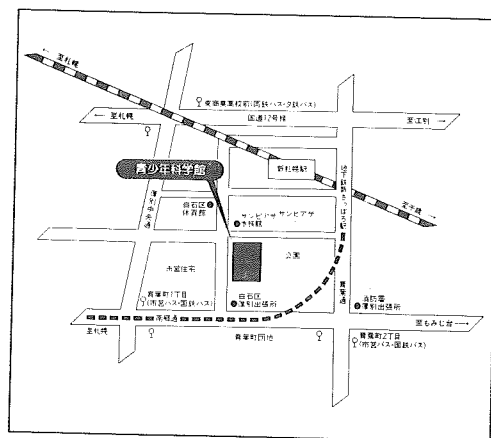
○札幌市青少年科学館では北方圏を主なテーマの一つとして、次のような気象関係展示があります。

- ◎気象レーダ（MTI, Color Display 付）
- ◎ひまわり受画装置（本道初、Color display 付）
- ◎人工降雪装置
- ◎低温展示室（氷の薄片、氷琴、人工樹氷など）

但し、人工降雪装置の実演は 11:10、14:00からの2回、低温展示室は15:20（日曜日は10:20、15:20）からとなっています。

交通機関

地下鉄東西線 新さっぽろ または国鉄千歳線
新札幌 下車徒歩3分。



IX 第15期（昭和61・62年度）支部役員 選挙結果及び新役員業務分担

○選挙結果

昭和61年6月2日札幌管区气象台にて開票の結果、投票総数179票、有効票数178票、無効1票により、次の各氏が当選しました。（50音順）。
（北海道支部選挙管理委員会）

大 川 隆
菊 地 勝 弘
小 嶋 修
小 林 禎 作
多 田 利 義
伝 法 宏
吉 田 泰 治

○新役員業務分担

第1回理事会（S61・6・6）に於て支部規約に基づき、新役員の役職及び業務分担が次のように決定しました。

支 部 長	吉 田 泰 治	（全国理事候補）
常任理事	小 嶋 修	講演企画担当
常任理事	小 林 禎 作	会計監査担当
常任理事	大 川 隆	支部だより担当
理 事	菊 地 勝 弘	（全国理事候補）
理 事	多 田 利 義	
理 事	伝 法 宏	

幹 事 長	遠 藤 辰 雄	総括・企画
幹 事	三 浦 照 武	庶務・会計
幹 事	菊 池 明 弘	〃
幹 事	谷 口 恭	支部だより

X 昭和61年度支部総会報告

昭和61年6月9日(月)の支部研究発表会に先だって、昭和61年度の支部総会が開かれた(出席26名+委任状72名)。議長には北大理学部の播磨屋敏生教授が選任され、下記の順で議事が進行された。

総会次第

開 会

議長選出

議長あいさつ

第15期役員選挙結果報告

支部長あいさつ

昭和60年度事業経過報告

昭和60年度会計決算報告

昭和60年度会計監査報告

昭和61年度事業計画(案)及び予算(案)審議

そ の 他

閉 会

① 昭和60年度事業経過報告

- (1) 第1回理事会(60・4・24 於札幌管区气象台)

役員の補充、59年度事業及び会計報告、60年度事業計画及び予算案審議

- (2) 昭和60年度支部総会(60・6・10 於北大理学部)

59年度事業及び会計報告、60年度事業計画案及び予算案審議

- (3) 第1回支部研究発表会(同上)

発表9題 参加者約50名

- (4) 支部だより第31号発行(60・7・10)

- (5) 中国気象学会訪日代表団受入れ打合せ(60・7・31 於札幌管区气象台)

実行委員会の結成、委員長・副委員長の決定、スケジュール、役割審議

- (6) 夏季講座「新しい気象」(60・8・1～2 於札幌市青少年科学館)

講 師 菊地 勝弘(北大・理)

菊地 弘明(札幌管区气象台)

串崎 利兵衛(元札幌市青少年科学館)

討論会 「気象に関する身近な問題」

映 画 「気象衛星から見る四季の天気」

- (7) 第2回理事会 (60・9・11 於札幌管区气象台)
 地方講演会実行計画及び予算審議
- (8) 中国訪日団受入れ実行委員会 (同上)
- (9) 中国訪日団受入れ (60・10・17～19 支部一札幌管区气象台一北大一市内)
- (10) 地方講演会 (60・11・2 於旭川市民文化会館)
 講 師 木部 俊一郎 (旭川地方气象台)
 桜井 兼市 (北教大・旭川分校)
 播磨屋 敏生 (北大・理学部)
 映 画 「気象衛星から見る四季の天気」
 参加者 約130名
- (11) 第2回支部研究発表会 (60・11・29 於札幌管区气象台)
 発表9題 参加者約60名
- (12) 第3回理事会 (61・3・4 於札幌管区气象台)
 60年度事業報告、会計中間報告、第15期役員選挙事務打合せ

② 昭和60年度会計決算報告 (昭和61年3月31日現在)

〔収 入〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
前年度繰越金	102,405	
本部交付金	322,300	850円×238人+12万
入 会 金	8,000	500円×16人
預 金 利 子	2,076	
中国訪日団経費	100,000	9月25日入金
合 計	534,781	

〔支 出〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
理 事 会 費	6,600	3 回
研 究 発 表 会 費	7,920	2 回
事 務 費	5,690	
通 信 費	27,600	
夏 季 講 座 経 費	46,080	
地 方 講 演 会 経 費	82,095	原稿作成料、交通費その他
編 集 印 刷 費	185,000	支部だより31号
交 通 費	8,810	
中 国 訪 日 団 経 費	105,475	
故 孫 野 氏 花 代	9,000	
次 年 度 繰 越 金	50,511	
合 計	534,781	

昭和60年度の決算は上記の通り相違ない事を証明します。

昭和61年 3 月31日

監 査 小 林 禎 作 ㊞

③ 昭和61年度事業計画

(1) 昭和61年度支部総会 (61・6・9 於北大理学部)

(2) 支部研究発表会：年 2 回

第 1 回 昭和61年 6 月 9 日 総会にひきつづき北大理学部にて行う

第 2 回 昭和61年11月中旬 札幌管区気象台道央地区研究発表会にひきつづき同台にて行う

(3) 講演会

地方講演会

日時・開催地・テーマ・講師などを検討中です

特別講演会

於札幌、不定期

(4) 夏季講座 (61・7・31～8・1 於札幌市青少年科学館)

講師 (順不同) 木村 隆昭 (札幌管区気象台)

小林 禎作 (北大・低温研究所)

秋田谷英次 (同上)

成瀬 廉二 (同上)

映画 題名は未定

(5) 支部だより：年1回 昭和61年7月上旬発行予定

(6) 理事会 第1回 昭和61年6月6日

第2回 昭和61年8月中旬

第3回 昭和62年3月上旬

④ 昭和61年度予算

〔収 入〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
前年度繰越金	50,511	
本部交付金	322,300	850円×238人+12万
夏季講座交付金	50,000	
入 会 金	5,000	500円×10人
預 金 利 子	2,000	
合 計	429,811	

〔支 出〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
理 事 会 費	7,000	3 回
研 究 発 表 会 費	8,000	2 回
事 務 費	5,000	
通 信 費	19,000	
夏 季 講 座 経 費	57,000	札幌市青少年科学館と共催
地 方 講 演 会 経 費	90,000	
編 集 印 刷 費	180,000	支部だより32号
交 通 費	9,000	
選 挙 経 費	50,000	
次 年 度 繰 越 金	4,811	
合 計	429,811	

XI 役員会報告

1. 昭和60年度第1回理事会（60年4月24日 於札幌管区气象台）

(1) 出席者：駒林・小嶋・伊藤・小林・菊地、(松村・遠藤・三浦・好本・谷口)

(2) 議事

ア. 役員の補充（理事、幹事各1名）

鈴置理事の転出に対し理事会の推薦により後任として小嶋札幌管区气象台技術部長を講演担任理事と決定した。

また松村幹事の移動に対する後任として札幌管区气象台調査課三浦調査官を支部長が指名した旨の報告があった。

イ. 昭和59年度事業報告、会計報告が遠藤・松村幹事によってなされ、つづいて会計監査報告が小林理事によってなされ、これらが承認された。

ウ. 昭和60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 支部研究発表会を例年通り年2回行い、第1回目は6月上旬に総会にひきつづいて北大理学部で行う。第2回目は11月中旬に札幌管区气象台で、道央地区研究発表会とあわせて行うことが承認された。
- ② 地方講演会については過去の開催地とテーマ等と照らして検討された結果、旭川・岩見沢と次に小樽の候補地が上げられ、それぞれのテーマもあげた後に講演担任理事が中心となって候補地と折衝しながら時期及び講師も含めて決定することが了承された。
- ③ 第3回夏季講座をこれまで同様に札幌市青少年科学館と共催で8月1・2日に同館にて行うことが了承された。
- ④ 支部だより第31号の内容について審議され、前号から改めた6月下旬の発行日をめどに進めることで了承された。
- ⑤ 理事会は従来通り年3回とし、2回目は地方講演の直前に、また3回目は移動の時期をさけ、3月上旬に必ず行うことで承認された。

2. 持ち回り常任理事会（60年7月30日付）

7月12日付で、山元理事長より「中国気象学会訪日代表団の受け入れ」に関する依頼を受け、とり急ぎ受け入れ実行委員会を結成した。委員は以下の通りである。

実行委員長	駒 林 誠	札幌管区气象台長
副委員長	菊 地 勝 弘	北大理学部教授
実行委員	小 嶋 修	札幌管区气象台技術部長
"	伊 藤 正 志	札幌管区气象台調査課長
"	小 林 禎 作	北大低温研教授

実行幹事 三 浦 照 武 支部幹事

〃 谷 口 恭 〃

〃 好 本 誠 〃

〃 遠 藤 辰 雄 〃

顧問 孫 野 長 治 支部理事

〃 大和田 守 〃

3. 第1回中国気象学会訪日代表团受け入れ実行委員会（60年8月3日 於札幌管区气象台）

(1) 出席者： 駒林・菊地・小林・小嶋・伊藤・三浦・谷口・好本・遠藤

(2) 議題

ア. 経過説明：駒林実行委員長より支部で受け入れるに至った経緯の説明がなされた。つづいて菊地副委員長から若干の補足説明と日本気象学会訪中団として同氏が先年参加した際の中国側の受け入れ状況の紹介があった。

イ. 原田気象学会国際交流委員から示された来日中の札幌地区の来札及び離札のタイムスケジュールに基づいて時分単位の催し・案内・送迎・移動のスケジュールの立案と実名付きの役割分担及び予算の審議が行われた。

4. 昭和60年度第2回理事会（60年9月11日 於札幌管区气象台）

(1) 出席者： 駒林・小嶋・伊藤・小林・孫野・菊地、（遠藤・三浦・好本・谷口）

(2) 議 事

ア. 報告事項として60年度奨励金候補者の推薦と第3回夏季講座が行われたことが報告された。

イ. 発行された支部だより（No.31）を閲覧しながら反省と今後の方針等が検討された。

ウ. 地方講演会の準備状況の詳細な報告が行われテーマと講師の確認と支部からの参加者及び会の次第と役割、映画の内容、予算などが審議され、これが承認された。

5. 第2回中国気象学会訪日代表团受け入れ実行委員会（60年9月11日、4.にひきつづいて於札幌管区气象台）

(1) 出席者： 駒林・菊地・小林・小嶋・伊藤・三浦・谷口・好本・遠藤、（顧問：孫野）

(2) 議事： 第1回会議の受け入れスケジュールの改訂と追加さらに事前準備を含めた最終の詳細な打ち合せを行った。

6. 昭和60年度第3回理事会（61年3月4日 於札幌管区气象台）

(1) 出席者： 駒林・小嶋・伊藤・小林・菊地、（遠藤・三浦・好本・谷口）

(2) 議 事

ア. 昭和60年度事業報告が遠藤幹事長によってなされた

イ. 中国気象学会訪日代表団の受け入れについて駒林実行委員長より全ての計画の実施と無事終了

したことの報告がなされた。

ウ、地方講演会（旭川）の実施状況について小嶋講演担当理事から無事行なわれた旨の報告があった、現地の状況について駒林支部長、好本幹事から説明された。

エ、60年度会計報告が三浦幹事からなされ、ひきつづき小林理事による監査報告がなされ承認された。

オ、支部運営に関する審議がなされ次のことが挙げられた。

- ・62年度には全国大会（秋期）が札幌であり同じ年度が支部発足30周年にあたるのでそれらについて準備する必要がある。
- ・会員数の減少に対し会員増に努める。
- ・「天気」を改善する必要がある。
- ・支部活動を活発化し会員相互の交流をはかる。

7. 昭和61年度第1回理事会（61年6月6日 於札幌管区气象台）

(1) 出席者： 吉田・小嶋・大川・伝法、（遠藤・三浦・谷口・菊池（明））

(2) 議事

ア、新理事の紹介

イ、第15期支部役員選挙開票結果の報告が三浦選挙管理委員長よりなされた。

ウ、理事の互選により吉田理事が新支部長に、また小嶋理事、大川理事、小林理事が夫々常任理事に選ばれた。

エ、新支部長あいさつの後、支部長より幹事4名（遠藤、三浦、谷口、菊池（明））の指名があり幹事長に遠藤幹事が任命された。

オ、理事・幹事の業務分担が次のように決定された。

常任理事 講演企画：小嶋理事

支部だより発行：大川理事

会計監査：小林理事

幹事 総括企画：遠藤幹事長

庶務会計：三浦・菊池幹事

支部だより編集：谷口幹事

カ、60年度事業報告、会計報告及び監査報告が遠藤、三浦幹事によりなされた。

キ、61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 支部研究発表会を例年通り年2回行い、第1回目は6月9日支部総会にひきつづき北大理学部で行う。第2回目は道央地区研究発表会の直後に行う。
- ② 第4回夏季講座を、7月31日・8月1日の二日間札幌市青少年科学館で行う。今回は冬の気象をテーマとして講師は小林・秋田谷・木村・成瀬の四氏に依頼してある。
- ③ 地方講演会を行う。テーマ・場所・日時は次回に決める。

ク、総会次第と役割分担を決めた。

以上

（文責：遠藤辰雄）

XIII 事務局より

1. 退会、転入、転出された方は、学会本部への連絡と共に、支部事務局へもお知らせ下さい。
2. 気象に興味をお持ちの方が身近にいらっしゃる場合は、学会への入会をお勧めして下さい。入会申込書は天気33巻4号181ページにあります。
3. 学会と会員とのつながりを密にし、支部だよりをより親しみのあるものにしたいと思いますので、支部だよりの内容についての御意見・アイデアなどをどしどしお寄せ下さい。
支部だよりに掲載の記事も募集します。当面は特に分類はせず、何でも受け付けます。支部だよりを利用して会員の皆さんにお知らせしたい情報や、秘蔵のおもしろい写真・イラストなどをお寄せ下さっても結構です。
4. 昭和62年度の支部総会（昭和62年6月の予定）に出席できない方は、右記の委任状に記名・捺印し、総会前日までに出席会員に渡されるか、直接支部事務局（札幌管区气象台・調査課内）へお送り下さい。葉書に書くか、コピーでも結構です。

----- 切り取り線 -----

所属（住所）変更届

旧所属・住所	〒 (電)
新所属・住所	〒 (電)
郵便物送り先	〒
ふりがな氏名	

----- 切り取り線 -----

日本気象学会北海道支部事務局 御中

昭和62年度支部総会 委任状

○総会の議決に関し、下記出席会員（又は議長）に委任します。

出席会員名：

所属又は住所：

氏 名：

⑩

財団法人 日本気象協会北海道本部

主 な 業 務 内 容

- 農業に関する気象及び水象観測、調査解析
- 気象、地象、水象観測、調査解析
- 大気汚染、雨量、海洋、波浪予測及び手法の開発
- 環境調査観測、解析、アセスメント作成
- 気象解説、情報提供
- 気象、水象測器の研究開発、製作、精度試験及び修理、保守管理、販売及び検定関連業務
- 普及広報、気象資料作成、刊行物

〒064 札幌市中央区北1条西23丁目 ☎ (011)621-2456(代) TELFAX 611-0372

技術部分室(気象情報部門)

〒060 札幌市中央区北2条西18丁目 ☎ (011)644-2666(代) TELFAX 611-0428

函館支部 〒040 函館市美原3丁目4番1号(函館海洋气象台構内) ☎ (0138) 46-5102
TELFAX 46-2142

室蘭支部 〒051 室蘭市山手町2丁目6番8号(室蘭地方气象台庁舎内) ☎ (0143) 22-4740
TELFAX 23-2338

旭川支部 〒070 旭川市8条通り11丁目(旭川地方气象台構内) ☎ (0166) 23-0334
TELFAX 23-0381

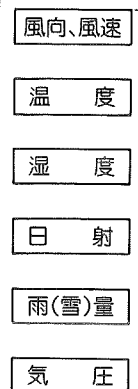
帯広支部 〒080 帯広市東3条南13丁目19 ☎ (0155) 26-2547
TELFAX 27-0687

釧路支部 〒085 釧路市幣舞町3-14(釧路地方气象台構内) ☎ (0154) 42-0669
TELFAX 42-2730

網走支部 〒093 網走市台町2丁目69番地20 ☎ (0152) 44-7459
TELFAX 45-3007

気象観測システム

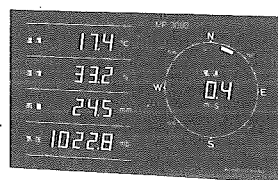
専用入力要素



電源AC 100V

K-850型 気象処理装置

TRM 無停電装置
(オプション)



MP-3000
気象情報表示器

ヒューズ断信号

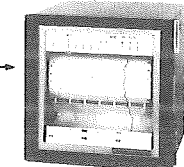
リセット信号

0~1V D.C

RS-232C パソコン
(オプション)

→テレメータ出力

6 打点記録器
(オプション)



ラムカセット(オプション)

構成

- K-850 気象処理装置
MP-3000 気象情報表示器
発信器 風向、風速、温度、湿度、日射、
雨(雪)量、気圧の要素より各1
要素毎を選定下さい。別表気象
要素と仕様ご参照下さい。

電源ケーブル 2本

オプション製品

- EH-800 打点記録計
DDR-5310N ラムカセットデータ処理器
PC9801シリーズ パソコン
TRM 無停電装置
自立型 パネル盤
KE-500 風向風速専用記録計
KD-110
MV-110PC

特長

- ◆ マイクロコンピュータ搭載で多機能処理
- ◆ 本体に変換器内蔵で各発信器より直接入力できる
- ◆ 多彩な外部出力
 - ① RS-232C出力 コンピュータ用
 - ② カレントループ出力 気象情報表示器用 1 kmまで
 - ③ 0~1V D.C出力 テレメーター、記録計用
- ◆ データのCPU処理
 - ① 風速 0.25秒毎サンプリング CPU演算 10分間移動平均値
 - ② 風向 0.25秒毎サンプリング CPU演算 10分間ベクトル平均値
 - ③ 温度 10秒毎サンプリング 瞬間値出力
 - ④ 湿度 10秒毎サンプリング 瞬間値出力
 - ⑤ 日射 5秒毎サンプリング CPU演算 1時間毎の積算値
 - ⑥ 雨量 パルス毎サンプリング CPU演算 1時間毎の積算値
- ◆ 風向風速の専用記録計の接続が可能
- ◆ 水晶時計内蔵

気象測器のトップメーカー.....



光進電気工業株式会社

本社・工場 〒152 東京都目黒区自由が丘1丁目20番19号
TEL (03)718-9181(代)
FAX (03)718-9185
営業部 〒152 東京都目黒区八雲3丁目10番3号
TEL (03)717-3191(代)
FAX (03)725-0362

北海道総代理店

ユーザーの立場になって身になって——



株式会社 岩崎

本社/〒065 札幌市東区北6条東2丁目
TEL (011)721-2531~3

支部研究発表会原稿作成要領

原稿の作成は、次の各項による。

(1) 原稿用紙

必ず事務局指定のB4版、2,000字詰（40×50）原稿用紙2枚を使用する。この原稿用紙に書かれたものをそのまま写真でB5版の大きさに縮小して支部だよりに印刷する。そのため執筆者が書いた文字・図表はそのままの姿で印刷され、原稿用紙1枚が1頁となる。

この原稿用紙をB5版に縮小する割合は0.68で、したがって図表もこの比率で縮小されるので注意のこと。

(2) 原稿の記入

原稿の体裁を統一する必要から、最初の行の中央に表題（本文より大きい文字で書き、長い場合は2行にわたっても差し支えない）、1行あけて3行目の右側に氏名（所属）を書く。連名者が多い場合は次の行にわたっても良い。

原稿は1編を原稿用紙2枚に書き、なるべく余白をださないよう留意すること。

文字・図表などはすべて黒インクで明確に記入する。（ボールペンは不可）

本文の文字はます目一杯の大きさに記入する。タイプ打ちの場合はます目や行にとらわれなくて良い。和文タイプやワープロによる印字を希望します。

提出された原稿は編集印刷の際、用語・文字などの訂正が難しいので、原稿作成にあたっては十分に注意する。

(3) 図 表

図表はその大きさや、図表中の文字・数字の大きさなどについて縮小の比率（0.68）を十分に考慮し、印刷されたものが見づらくならないように作成する。

原稿用紙に直接図表を記入するか、図表をはりつける。グラフ用紙を使用する場合は、けい線が、本原稿用紙の青い線より濃いものは使用しない。

図表には表題と説明文も付加する。

(4) 提 出 先

原稿は必ず研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員へ提出する。

原稿に使った図や写真の返却を必要とする場合は、その旨お伝え下さい。

— 北海道支部だより No. 32 —

昭和61年7月15日 印刷

昭和61年7月20日 発行

編集 日本気象学会北海道支部
発行

編集委員 大川 隆

〒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

TEL (011) 611-6121 内線415

印刷所 高速印刷センター

札幌市西区曙2条5丁目

TEL 683-2231

(非売品)