

地方講演会（千歳）実施状況

昭和61年度の地方講演会は千歳市で開催された。当市では昭和47年に「航空気象シンポジウム」を催したことがあるが、今回は「千歳付近の天気と航空気象」の講演会と題し、千歳市の後援を受けて10月18日(土)に千歳市民文化センターで開かれた。

今回は、講師を5名の方々にお願いし、個々のテーマも微物理から気象衛星画像にいたるまで多岐にわたっていた。いずれも、一般市民あるいは航空関係者が関心を持っていると思われるテーマを用意した。

10月7日、会場の手配をして頂いた千歳航空測候所職員との打ち合わせ、及び会場下見のため事務局4人で千歳に向かった。三本木所長はじめ総務課の方々には、講演会当日の役割分担などについて快く相談にのって頂き、細部にわたって親切なアドバイスも頂き、非常に心強く感じた。今回は地元新聞に案内チラシを折り込み、配布した。

講演会前日の17日、札幌ではみぞれから雪に変わり、翌日の器材の運搬に不安を感じた。それよりも、聴衆も出足が鈍ることが心配であった。

講演会当日も時雨模様の暗い天気であった。しかもプロ野球日本シリーズ第一戦が講演会と同じく13時開始とあって、昨年の教訓が生かされず見通しはますます暗かった。ところが吉田支部長の挨拶の後、三本木所長の司会でいざ蓋をあけてみると、見込みよりはるかに聴衆が多くて座れない人も出てきだした。一人目の講演が終わったところで、急きょ小休止をとって、会場に椅子を運び込まなければならないほどの満員の盛況であった。近隣の市町からの来聴者がかなり多かった。東京からも数名の航空関係者が来聴し、録画もしていた。

結局、来聴者は155名であったが、予想以上の盛況となり、主催する側としては全く嬉しい誤算であった。このテーマに対する千歳市民の関心の深さを改めて認識するとともに、多方面へ働きかけて下さった千歳航空測候所職員諸氏のご尽力に感謝する次第である。

(谷口 恭)

地方講演会雑感

一昨年、旭川市で開催された地方講演会での入場人員は130余名と、期待されていた人数をかなり下回った。私なりに色々と理由づけをし、自己満足していた。

地方での講演会等はいつでもそうだが開催地にある気象台、測候所の皆さんには多大な迷惑をかけているのが現状である。今回は千歳航空測候所の皆さんに大変お世話になった。

この種の催しは、なにはともあれ人を集めることである、そう私は思っている。総務課長の近藤さん(現札幌管区気象台総務課補佐官)にはその点でもお世話になった。現地での雑談の中で三本木所長(現旭川地方気象台長)は旭川市の人口と入場人員を対比させ、千歳市における入場人員は100名をかなり下回るのではないかとの考えを何となく話してくれた。多少オーバーだとしても、その可能性なきにしもあらず。ちなみに両市の人口は次のとおりである(S 59. 9. 30調べ)。

旭川市 363,614人

千歳市 72,362人

なるほど!! 数値だけを見ると確かに5分の1である。しかし北海道の表玄関、空港の街であり、基地に依存度の高い街である。講演会のテーマ「千歳付近の天気と航空気象」からしても、旭川市のようなことはなかろう、一筋の光明が見えかくれていた。

なにせ今回の講演者は5名であり近年にない多人数である。発表題目はバラエティーにとんでもおり講演者は一流である。あまりにも小人数で閑散とした会場では司会の三本木所長はじめ講演者の方々に申し訳なく、かつ失礼にあたるとの気持が強かった。

前夜からの雨が昼前には止んだ。まだ道路等のくぼみには水溜りができていたが、昼近くになると青空が

顔をのぞかせ日がさすようになった。講演会当日としては幸先が良いと、素直に感じた。入場人員は150余名だった。署名をお願いしたが、126名の方が記入し、その中の112名(89%)の方が職業も記入してくれた。

以下は職業別の比率である。

職業	自衛隊	公務員	会社員	航空関係	気象官職員	学生	教員	報導機関	農業	その他
人数	27	25	18	11	9	7	6	3	3	3
%	24	22	16	10	8	6	5	3	3	3

昭和62年度は札幌市において秋季全国大会が開催される。私は経験したことではないが大変だと人伝に聞いている。幸い転勤のため事務局とはお別れしたが成功を願わざにはいられない。

最後になりましたが、理事はじめ幹事の方々に大変お世話になりました。改めて深謝するしたいです。
ありがとうございました。
(三浦 照武)

演題と講師

(1) 空港周辺の特異な気象擾乱 一ダウンバーストの検出の可能性一

上田 博 (北海道大学理学部助教授)

(2) 「ひまわり」から何が分るか 一西岸小低気圧や乱気流一

木村 隆昭 (札幌管区気象台予報官)

(3) 降雪のしくみとその観測

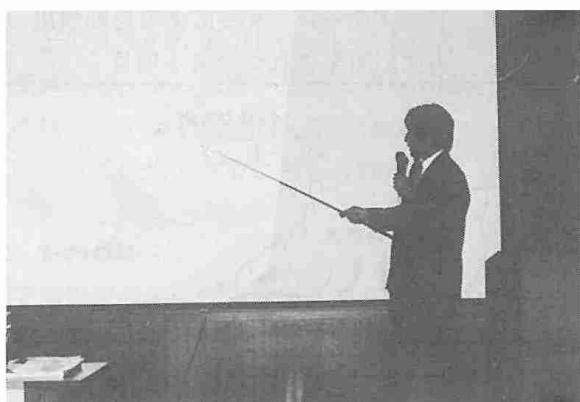
遠藤 辰雄 (北海道大学低温科学研究所助教授)

(4) 千歳の雪について

東 学 (千歳航空測候所予報官)

(5) 北海道太平洋岸の海霧の性質

菊地 勝弘 (北海道大学理学部教授)



木村 隆昭 氏



東 学 氏

空港周辺の特異な気象擾乱 (ダウンバーストの検出の可能性)

北海道大学理学部 上田 博

1. はじめに

空港及びその周辺の悪天候によって飛行機が欠航することがある。その多くは霧や吹雪による視程障害によるものである。このような、ゆるやかに発生する気象現象を検出し予測する方法はある程度作られているが、突然襲う激しい気象現象の場合には、検出方法や予測方法はまだ検討段階である。そのため、ダウンバースト(下降流突風)は空港及びその周辺に突然発生し飛行機の離着陸に支障をきたす最も危険な現象の一つとして恐れられている。

ダウンバーストのように、目に見えず、突然襲う気象擾乱への対策はまだ困難であるが、飛行機の安全運航のためには、このような気象擾乱を自動的に検出し目で見えるように表示することが望まれる。

空港及びその周辺に起きる危険な気象擾乱を自動的かつ瞬時に検出する装置として近年ドップラーレーダーが注目されるようになった。それは、ドップラーレーダーが半径100km程度以下の範囲内の風の分布を測定する装置であり、計算機の発達に伴って、危険な気象擾乱をすばやく検出する方法の開発が行なわれるようになったためである。

そこで、ドップラーレーダーによって検出可能な気象擾乱の種類を示し、その検出方法について、突風前線を例にして述べる。さらに、ダウンバーストの検出可能性について述べる。

2. ドップラーレーダーで検出できる擾乱

ドップラーレーダーは、マイクロ波を用い、距離方向(レーダービーム方向)に200m程度、水平及び鉛直方向に100m～1km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空間分布を得る装置である。これらの特性

と、測定範囲が100km程度まであることなどによつて、ドップラーレーダーは空港及びその周辺の気象擾乱の多くを検出する能力をもつ。飛行機にとって最も必要な情報は風のシアーであるので、ドップラーレーダーによる風の測定が有効である。ただし、1台のドップラーレーダーを用いる場合には速度の距離方向の成分のみを測定するので、気象擾乱を検出するためには多くの工夫がなされている。このようなドップラーレーダーの特徴を生かして自動検出方法が開発されつつある項目は図1に示したものがある。

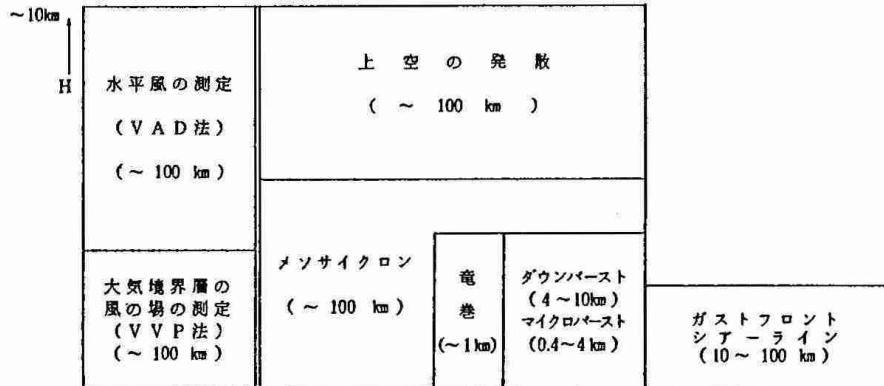


図1 ドップラーレーダーによる自動検出方法が開発されつつある項目

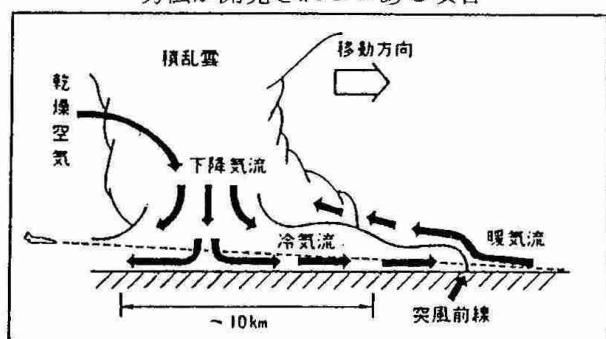


図2 突風前線の概念図(鉛直断面)

3. 突風前線の検出方法

開発されつつある自動検出方法の1例として突風前線の検出方法について説明する。突風前線は概念的には図2のように説明される。発達した積乱雲から急激に下降した冷たい気塊(ダウンバースト)が地面に達し、水平に広がり、暖かい気塊とぶつかった部分が突風前線である。図2の点線のように空港に向かう飛行機の場合、最初急に向かい風を受け次に下降流にたたきつけられ続いて追い風を受けることになる。さらに、突風前線を横切る際には、追い風から向かい風への急激な変化にまきこまれることになる。

具体例として、米国オクラホマ州ノーマン市にある国立中小規模擾乱研究所のドップラーレーダーで1981年4月13日にみられた突風前線を示す。レーダービーム方向が突風前線に直交する場合について、図3に上から順に距離方向の反射強度(Reflectivity)、速度成分(Velocity)、及び乱れ(Spectrum Width)を示した。速度成分をみると、B-E間に速度の急激な減少がみられる。ここでは、レーダーに近づく成分を負にとっているので、速度の減少域は収束域になっていると考えられる。B-Eのなかの速度傾度最大の点を抽出し、方位角方向につなげて突風前線を得る。

このような方法により5~7分間隔の三つの時刻に検出された突風前線の位置の変化を図4に示した。細い線は前線を一本の回帰式で表わしたものである。21時11分と21時16分の位置を用い、補外法によって21時23分の位置を予測したのが、矢印(FORECAST)で示した線である。検出した突風前線の位置と一致がみられる。他の擾乱についても検出方法が開発されつつある。

4. ダウンバーストの検出の可能性

各種の気象擾乱のうち、ダウンバーストの検出方法の開発が最後に残されている。それは、ダウンバーストが突然発生し、持続時間が短かく直径が小さいためである。また、ダウンバーストがどの高さから始まるのかなどの基本的な事ががらについてもよく知られていない。しかし、最近のドップラーレーダーによる観測研究により、その構造が徐々に明らかにされつつある。ダウンバーストは、一般的には、図2に示したように横に広がる(発散的)性質をもっているので、そのことに注目し、突風前線の検出方法を変形することによって検出できると考えられる。

5. おわりに

空港周辺の危険な気象擾乱をドップラーレーダーを用いて検出する方法は米国を中心とする平坦な地形の所で開発されている。そのため、日本のように海に囲まれ山の多い所では独自の検出方法を開発する必要がある。今後、日本におけるドップラーレーダーによる観測研究の進展によって、各種の気象擾乱を自動検出できるようになると期待される。さらに、検出された現象をわかりやすく表示する方法の研究の推進も望まれる。

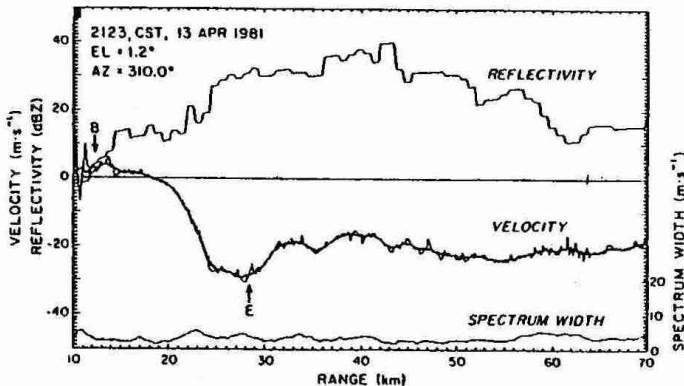


図3 レーダーの距離方向の速度変化

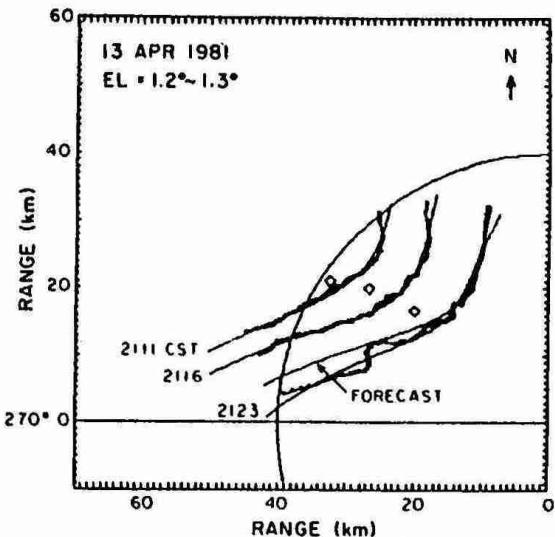


図4 突風前線の予測例。太い実線が検出された突風前線を、細い実線が予測に用いる回帰曲線を示す。

「ひまわり」から何が分るか —西岸小低気圧や乱気流—

札幌管区気象台 木村 隆昭

1. はじめに

静止気象衛星「ひまわり」から一定時間ごとに得られる可視画像や赤外画像からは、雲の種類だけでなく、雲の動き、雲域の拡大や発達の様子などが分る。とりわけ他の観測手段の少ない洋上においては、様々な気象現象を把握する上で、衛星画像は極めて有効である。ここでは航空機の運行に障害となる気象現象の内、大雪と乱気流について「ひまわり」の画像で見てみることにする。

2. 強い冬型気圧配置に伴う筋状雲

図1は強い冬型の気圧配置の時の典型的な雲分布である。大陸のシベリア高気圧から吹き出す猛烈な寒気が日本海に出て来ると、海面から多量の水蒸気を補給され、下から暖められる。このため活発な対流活動が起って積雲や積乱雲が発生し、風の向きに沿って筋状に並ぶ。これが図1の日本海上に見られる筋状雲であり、この時日本海側の地方では吹雪となっている。

数多い筋状雲の中には何本か太いものが見られる。寒気の吹き出しに伴う筋状雲は太いほど活発であり、これが入る所では雪の降り方が強くなる。しかし筋状雲の流れの向きはゆるやかに変化することが多く、太い筋状雲が長時間同じ地域に入り続けることは少ない。そのためある地点における雪の降り方は、一日の内で何回か強弱の変化があるのが普通である。

また筋状雲は高い山に遮られない限り延々と伸びる。図1でも留萌地方に入った筋状雲はオホーツク海側にまで達しており、桧山地方に入ったものは日高地方にまで伸びている。しかし大雪・日高山系の風下になる道東の平野部には筋状雲は入らず、晴天となっている。これが強い冬型の気圧配置における北海道の天気分布の特徴である。なお図1の時、この日1日間の日本海側における降雪量は、一般に5~15センチ、多い所で30センチ位であった。

3. 西岸小低気圧に伴う帯状雲や雲渦

図2も冬型、すなわち西高東低の気圧配置の時の画像である。しかし図1の時とは違って、北海道付近での気圧の傾きは緩い。そして北海道の西海上の雲の様子は、図1とは全く異なっている。渡島半島の西海上は筋状雲で覆われているが、後志地方から北では雲のない晴天域が広がっている。そしてこの境の寿都付近には、筋状雲が集まってできた帶状の雲が沖合から侵入している。この帶状雲は激しい降雪を伴う積乱雲が連なったものである。このような時、晴天の石狩・留萌地方では弱い東寄りの風となっている。つまり帶状雲を境に、吹雪と穏やかな晴天とが南北に隣り合っているのである。

帯状雲は一旦形成されると、少しづつ位置を変えながら1日以上持続することが多い。図2の場合も、桧山地方に入った状態で2日以上も持続している。その間に桧山・渡島地方では多くの地域で30~50セ

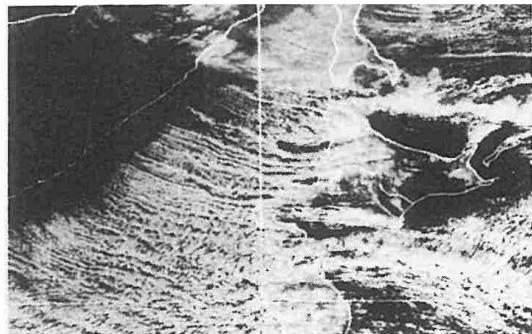


図1 1984年12月25日12時（可視）

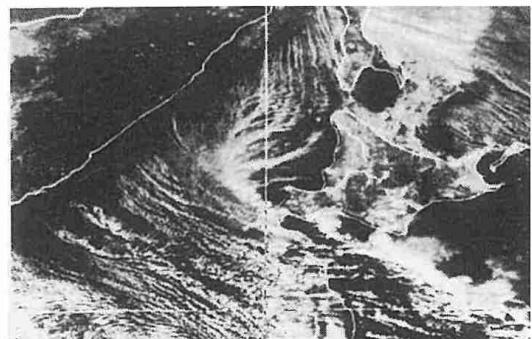


図2 1985年1月25日12時（可視）

ンチの降雪があった。

また時には帯状雲が次第に渦状になり、図3の様な雲渦を形成することがある。そして雲渦の中心周辺の積乱雲域が陸上に入ったりすると、帯状雲にも増して局地的な大雪をもたらす。図3ではこの後、雲渦は留萌地方に上陸し、留萌南部の増毛では4時間で40センチを越える大雪となった。

このような雲渦は規模の小さな低気圧に伴っており、冬期、北海道西海上にできる小規模な低気圧のことを西岸小低気圧と呼んでいる。雲渦に変化する前の姿が帯状雲であったことから分るように、帯状雲もまた西岸小低気圧の別の姿である。

4. 日本海低気圧に伴う巨大な雲渦

図4では日本海を進んできた発達した低気圧、いわゆる日本海低気圧が津軽海峡の西海上にあり、そこに巻き込む巨大な雲渦の一部が北海道を覆っている。

ところで先の筋状雲、帯状雲や西岸小低気圧の雲渦の場合には、降雪の中心はいずれも日本海側であった。しかし日本海低気圧に伴う雲渦による降雪はこれとは大きく異なり、全道に及ぶことが多い。図4の雲渦の通過に伴い、渡島・十勝・網走地方では30センチを越える大雪となっている。

5. 亂気流に伴うジェット絹雲

乱気流に伴う雲としては、積乱雲、ジェット絹雲、波状雲などが知られており、それぞれ強い対流活動域、ジェット気流の近く、山岳の風下の山岳波発生域に形成される。この内ここでは、ジェット絹雲について見てみよう。

図5で日本海から東北地方を通り東に伸びる帶状の雲域は前線に伴う雲である。この雲域の北の縁の輝度の強い雲、すなわち雲頂温度の低い雲がジェット絹雲である。ジェット絹雲は対流圈上層を流れるジェット気流のすぐ南側に形成される。また乱気流はジェット気流付近の上下の風速差の大きい所で発生することが多い。すなわちジェット絹雲が発生している時には、そのすぐ北側に沿って乱気流域があるものと推定できる。とりわけ図5の日本海のジェット絹雲のように、規模の小さい多数の雲が東西に並んだ形状をしたものはトランスペースラインと呼ばれ、強い乱気流に伴うと言われている。

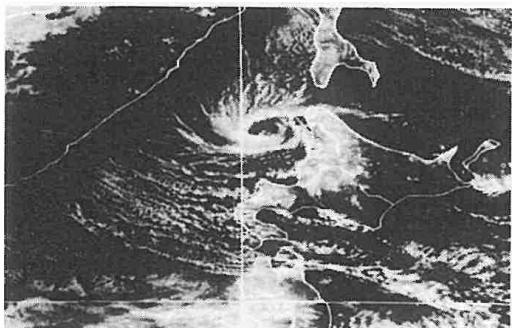


図3 1983年12月17日12時（可視）

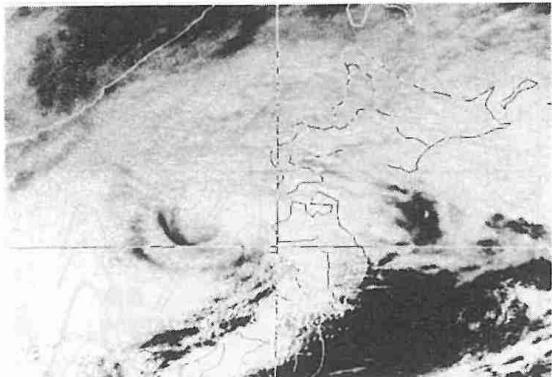


図4 1985年2月10日12時（可視）

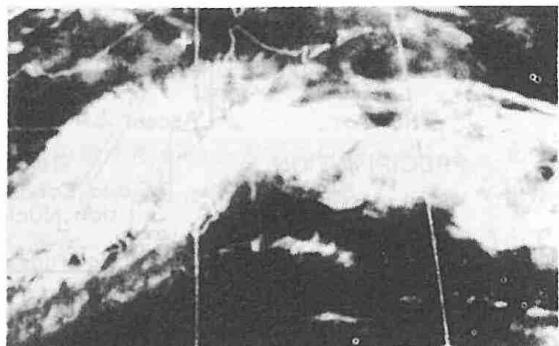


図5 1983年7月22日21時（赤外）

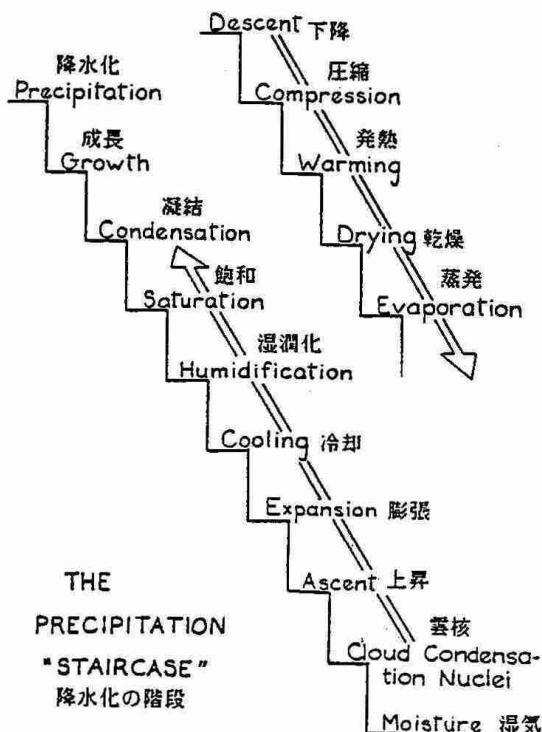
降雪のしくみとその観測

遠藤辰雄（北海道大学低温科学研究所）

表記のテーマに沿って基本的に重要なことを以下の9項にまとめてみた。

1. 大気が上昇すると雲が発生し、これが下降すると雲が消えてしまう

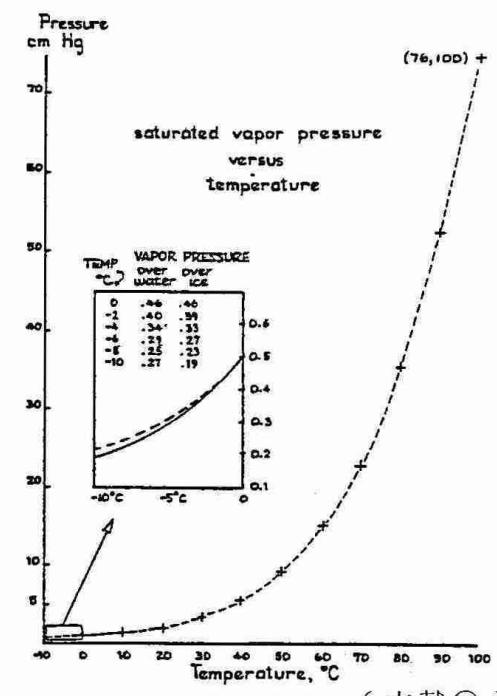
気圧は上空ほど低いので、大気は上昇すればその気塊は膨張する。それは外に向かって仕事をしたことになるのでエネルギーを失って冷えてしまい、相対湿度が高くなつて、やがて飽和に達する。これを越えると大気中の水分は何か芯になるものをみつけて結露するが、これが雲の発生である。これより上昇すると気温が下がり、雲粒のなかには氷化するものが現れ、これが成長して雪になる。下降するところでは、この逆で発生した雲さえも蒸発して消えてしまう。これを示したのが第1図である。「風が吹けばオケヤがもうかる」話のように、その結果だけをつかえば、いろいろな事がわかる。例えば赤道では上昇域で台風や雨が多く発生し、寒冷前線や温暖前線の上昇域で雲が発生し雨が降る例が上げられる。また山の風上側斜面では雲が発生し山越え気流のところでは晴れる。従つて、気象衛星の雲画像で雲がみえるところは全体的に上昇域であり、ないところは若干下降域であるとみなすことができる。



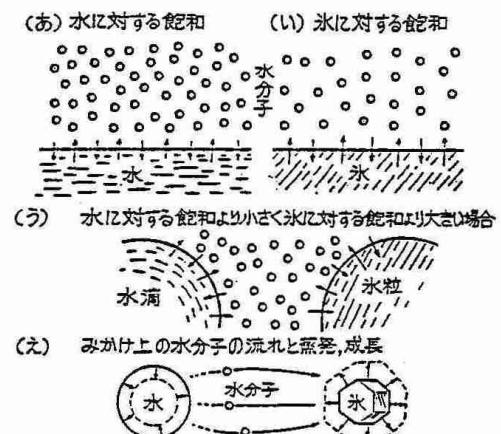
第1図 (文献①)

2. 氷晶(初期の雪結晶)は雲粒(微水滴)を食って急激に成長する

上昇域で発生した雲粒は、これがさらに凝結したり、併合するだけでは雨粒まで成長するのに時間がかかりすぎる。第2図の上半分は気温に対して大気が含みうる水蒸気量の限界を蒸気圧で示したものである。これは 0°C を下まわるところでは水面と氷面に対する飽和蒸気圧の二つに分かれ、後者の方が少しだけ低いことが重要である。その結果第2図の下半分に示すように、水面と氷面



(文献①)



第2図 (文献②)

に出入りする水分子の数が均衡する大気中の水分子の濃度に差があるために、若し水滴と氷粒が接近して存在すると、水滴からは蒸発して、それが小さくなり、氷粒には水分子がさらに入って成長するような状態になりがちである。これはみかけ上、氷粒が水滴を食って太っていくようにも見え、急激な成長が起こる。これが雪の始まりである。このことは降水過程のなかで最も重要である。

3. 雪結晶は -15°C で最も成長速度が速い

実験室で雪を人工的に空中に浮かせて、その成長を調べてみると第3図のように a 軸方向に成長して板状となる成長の方が速く、それは、 -15°C で圧倒的に他より速いことがわかる。その結晶形は樹枝状結晶である。

4. 普通にみられる雪結晶の大部分は樹枝状結晶である

北海道の周囲の海は冬は平均 $+5^{\circ}\text{C}$ ぐらいで、大陸からやってくる寒気の沈降による安定層は高度 4000 m ぐらいあり、これが対流の上限となっている。雲は底の高さの約 1000 m でおよそ -5°C で雲頂の 4000 m ではおよそ -30°C である。従ってその間の気温分布の雲の中には必ず -15°C の層が存在し、ここを通過するときに急激に成長するので、大部分は樹枝状結晶になってしまう。

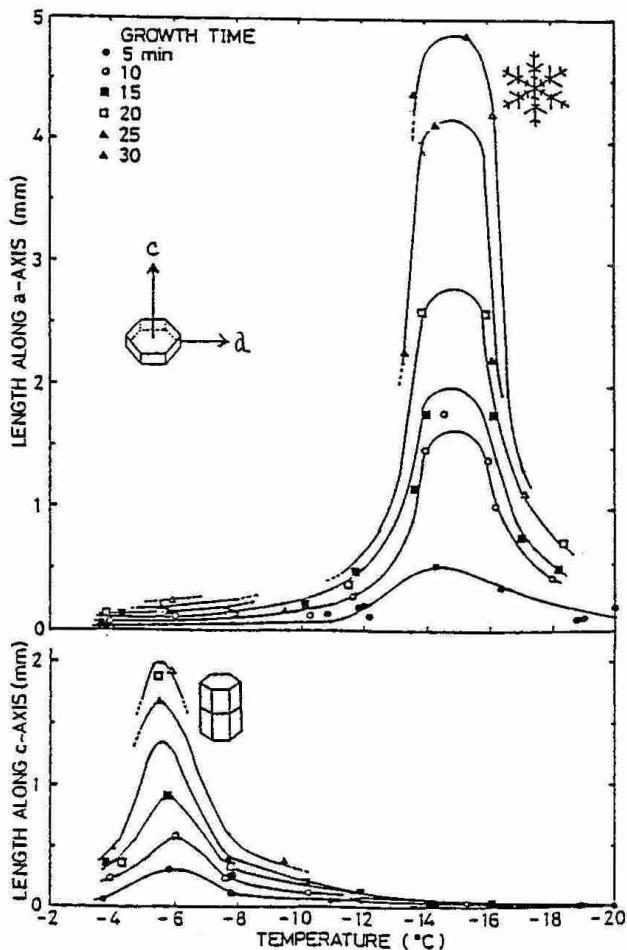
5. はげしく降る雪の大部分は雲粒付結晶（アラレのはじめ）と雪片（複数の雪結晶のからんだもの）である

雪結晶が大きくなると落下速度が速くなり落下の途中で雲粒の微水滴が結晶表面に付着凍結して、ますます重くなっている間に雲粒をどんどん捕捉して、しまいにアラレになる道をたどると決して雪片にはならない。一方、急激に成長する樹枝状結晶が無数にできると、それらはおたがいに枝先がからんで合体し約100個ぐらいの結晶がからんだ「ぼたん雪」などになる。この集合体はふわふわして大きいわりには落下速度が遅いのでこの先は雲粒を付着する道へは進まないで終る。これら二つの代表的な過程は水の集中度が高く、はげしい降雪の際によく見られる。もちろんその中間的なものもある。

6. 降雪は季節風型と低気圧型の二つに大別される

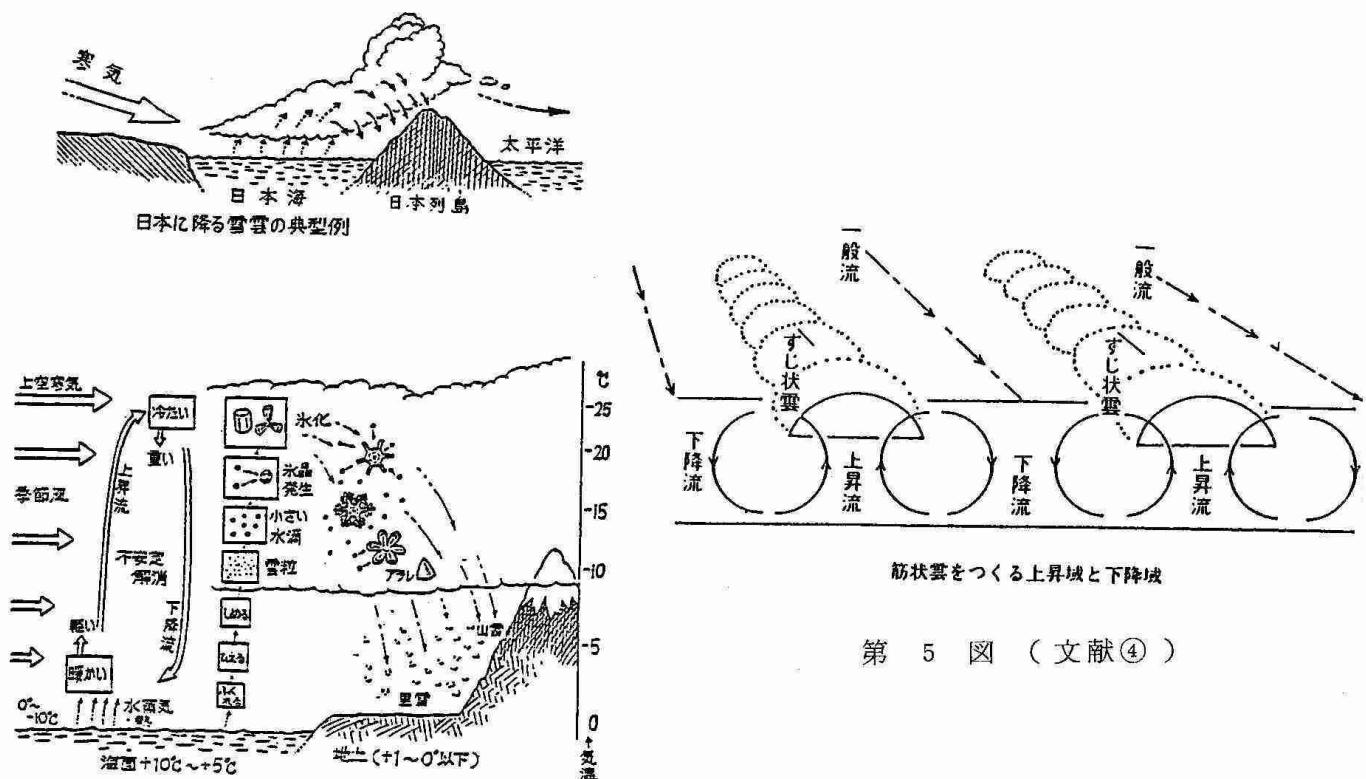
冬に低気圧が西からやってくると、その前面は南風となって暖かくて水蒸気の多い雲が広範囲に高く発達するため、広域にわたって長時間にわたって重い雪を降らせる。これは日頃、雪の少ない道東や山岳の南東斜面に大雪をもたらすので電線着雪など被害も大きい。

第4図に示すように、シベリヤ大陸から寒気が日本海をわたって流れ出してくるときには、図の下半分に示す原理で起る対流によって日本海側に持続的な雪をもたらす。これが季節風型である。この雲はよく筋状になっていることは気象衛星写真などでよくみられるとおりである。その構造は第5図に示すように



第3図（文献③）

上昇域と下降域が交互に列をつくってならんでいることによる。



第 4 図 (文献②)

第 5 図 (文献④)

7. 雪は南からやってくる

低気圧型は後面は別として、その大部分は南成分の気流で運ばれる例といえる。しかし季節風型でも雪は大陸からやってくるのではなく、日本海上で発生した雲によってもたらされる。その日本海には南から北上する対島暖流があり、その海面から蒸発する水蒸気が源の一つである。またこれと同時に南西から北上する偏西風の気流の中に元来含まれていた南方からの水蒸気が対流によって雪となり析出されている割合も多いことが最近いわれている。これらはすべて、地球の赤道から両極へ向かう大循環のもとで水を媒体とした熱輸送に伴う現象の一部に他ならない。

8. 通常の気象レーダでみているエコーは雪や雨であって雲ではない

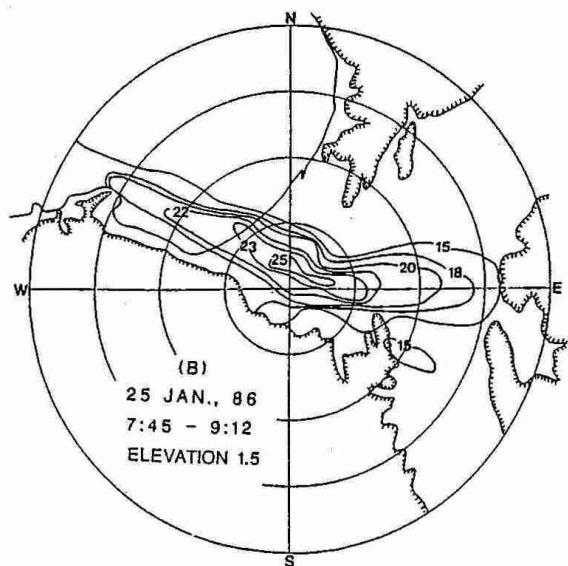
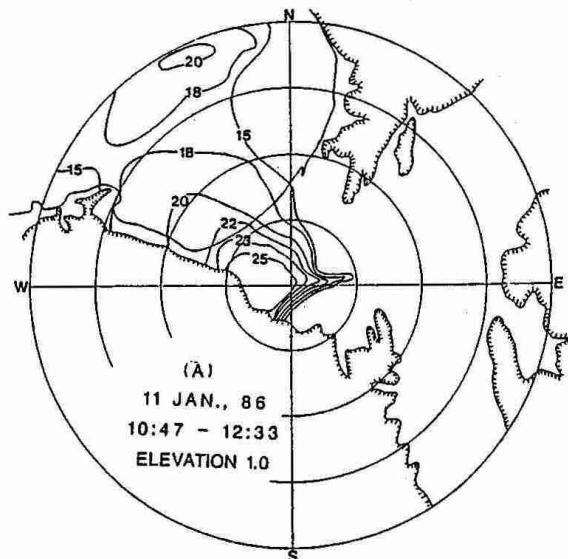
気象レーダの電磁波は波長が3cm、5cm、10cmのものが多く、長いものほど減衰が少ないので広範囲をみるレーダに適している。しかし、検出できる粒子が小さいときには短かい波長の方が有利である。その検出限界は3cm波のレーダでも約100μmの粒子である。雲粒は数μmから数10μmであるが特殊なミリ波レーダでなければ検出することができない。しかし雪や雨の存在を広域にわたって一瞬とらえることは気象現況や短時間予測など実用面で十分な役割を果している。

9. 石狩湾から進入する筋状雲による降雪域が内陸へ進入する程度は一つには下層の風向きで決まる

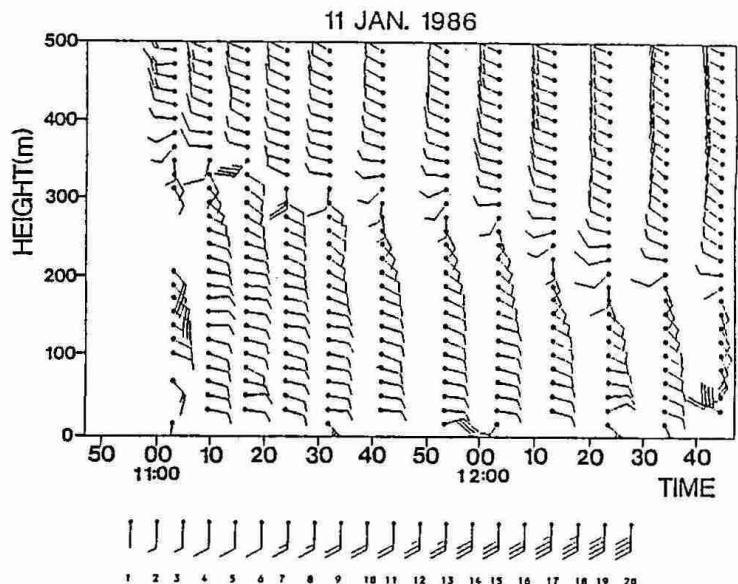
第6図は北大低温研のレーダでとらえた降雪エコーを約二時間ほどの値を積分したもので地上降雪分布に相当するものである。いずれも北西の季節風による筋状雲が進入してくる時のものであるが、上の例では石狩湾の海岸をこえるとすぐに降り、それが札幌ぐらいで完全に降り切って、それより内陸には進入していない。下の例は、それと対称的に降雪域が筋状雲の軸に沿って40kmも内陸に及んでいる例である。上の例では第7図上に示すように、下層約300m以下の風は雪を運ぶ北西風とは逆の南東からの陸風であり、

下の例は第7図下に示すように、下層の風も上層と同じく北西風であることが示されている。したがって、どこに雪が降るかを決める重要なカギは下層風系も荷っているといえる。

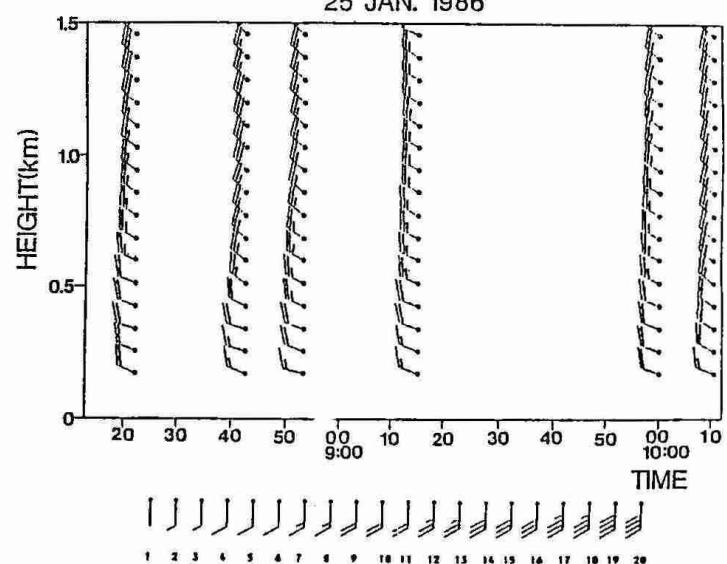
降雪エコーが石狩平野に進入する様子を16mmムービーで実際にながめみることにする（映画）。



第 6 図



第 7 図



第 7 図

文 献

- ① Schaeffer, V. J. and J. A. Day (1981) A Field Guide to the Atmosphere HMCO PP. 359.
- ② 遠藤辰雄(1979)雪……そのふしきをさぐる。子供の科学、1979.1.PP. 25-37。
- ③ 高橋庸哉・福田矩彦(1985)雪結晶の成長に伴う諸物理量の変化について、日本気象学会講演予稿集、48, P.195。
- ④ 遠藤辰雄(1985)天からの手紙、低温とくらし(北海道大学)、17-25。

千歳の雪について

東学(千歳航空測候所)

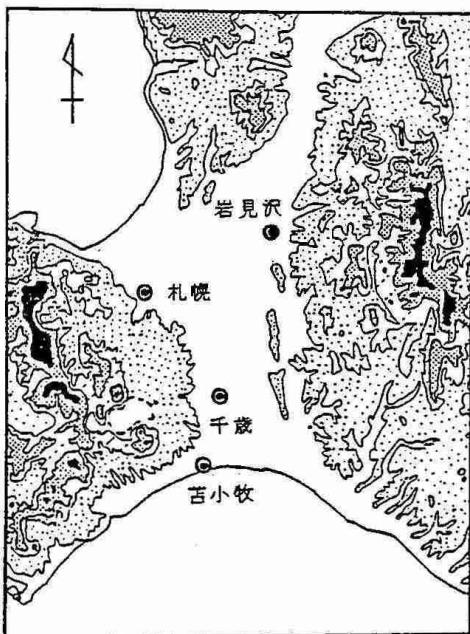
○はじめに

雪の降り方は、地形の影響を受けることが多いので、はじめに千歳付近の地形を第1図により極く簡単に説明する。

千歳は石狩平野から勇払平野に連なる平野部のやや狭まったところに位置している。西には樽前山、恵庭岳からはるか西へ広がる山地があり、東は夕張山地があり、日本海から太平洋へ、また、この反対の気流の通り道となっている。

1. 千歳と周辺地域の降雪

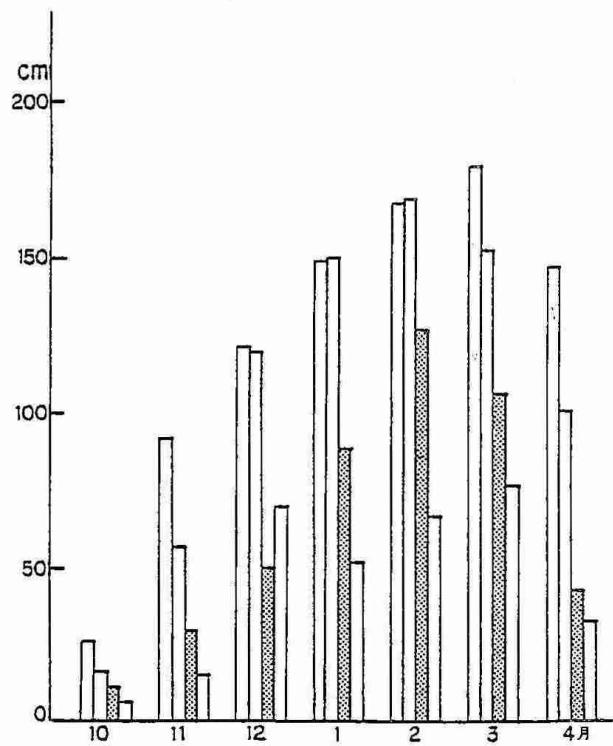
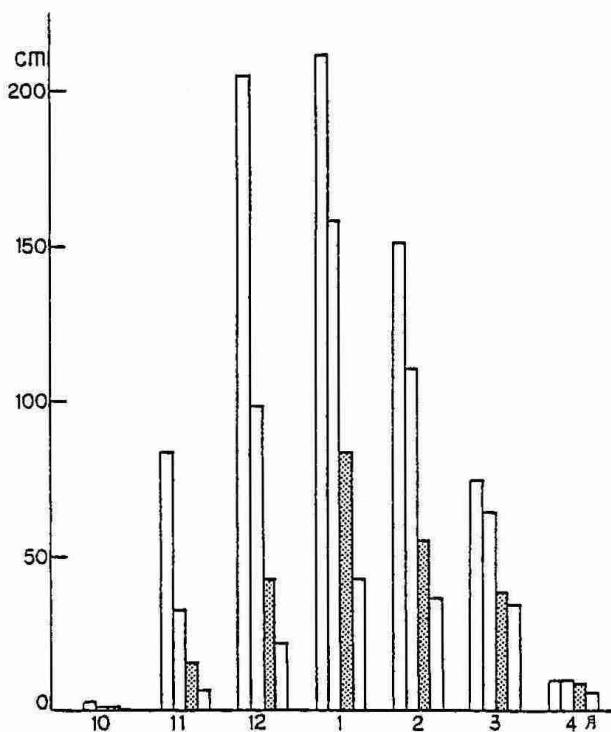
千歳とその周辺の降雪の状況を、第2図、第3図に示す。これによると札幌、岩見沢で値が高く、千歳、苫小牧と南下するに従って減少している。このことは、北西の季節風による降雪が地形の影響を大きく受けていることを示唆している。つまり日本海から季節風に乗ってやってくる雪雲が山にさえぎられて、千歳や苫小牧まで入ってきてにくいことを示していると思われる。



第1図 地形図

2. 千歳の雪

降雪の原因は低気圧の通過によるものと、季節風タイプに大別できる。

第2図 積雪の深さの月最大値
(左から岩見沢・札幌・千歳・吉小牧)第3図 積雪の深さの合計
(左から岩見沢・札幌・千歳・吉小牧)

2-1. 低気圧の通過によるもの

降雪は低気圧の通過するコースで量に特徴が現れる。第4図、第5図は低気圧のコースをL₁、L₂…L₅の5つの型に分類し量的な違いをみたものである。

これによると、降雪量の多い型はL₄の、千歳の南側を西から東に通過するものが最も多く、また、L₁の本州南岸から発達しながら北上し、千島列島沿いに進むものがそれに次いでいる。

2-2. 季節風によるもの

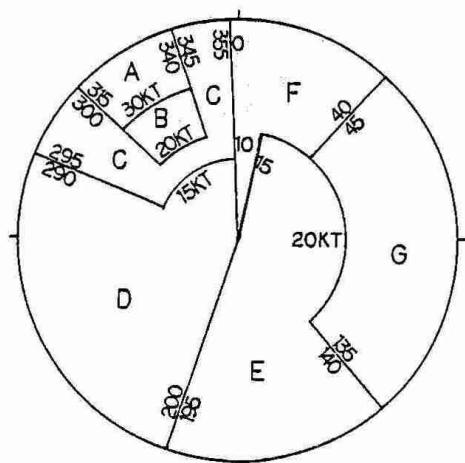
季節風による降雪は、低気圧の通過後の西高東低の気圧配置による大陸からの寒気の流入によって起る。この特徴は、はじめに述べた地形の特徴などから850mb(上空約1,500m)の風の影響が大きい。

降雪量の多いときの条件は次のとおりである。

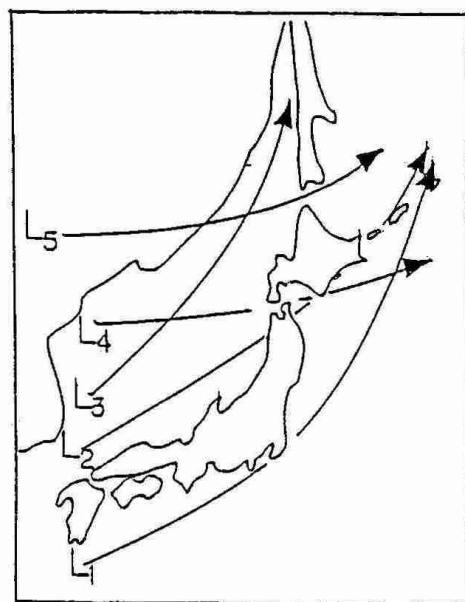
- (1) 850mbの風向が、北西～北々西であっても風速も大きめであること。(西風又は北風のときは少ない。)
- (2) 上空に強い寒気が入ること。700～600mb(上空約3,000m)で-25～-30°C。500mb(上空約5,000m)で-40°C位。
- (3) 800～600mbに安定層(逆転層)があること。
- (4) 石狩湾付近に雲頂高度2,000～3,000m位の対流雲(レーダーエコー)があること。

3. 千歳の雪と航空機への影響

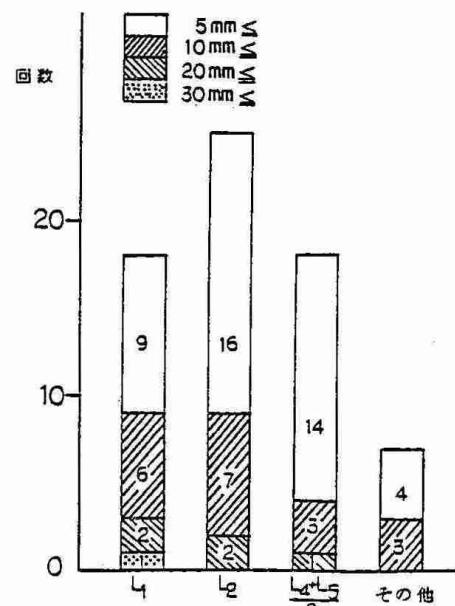
空港では一般に乾雪5cm、湿雪2.5cmの降雪があると離着陸が不能になるとされている。また、降雪に伴い視程が800m未満になると同様に離着陸が出来なくなる。このことから空港においては短時間降雪量と降雪に伴う視程の悪化が問題になる。



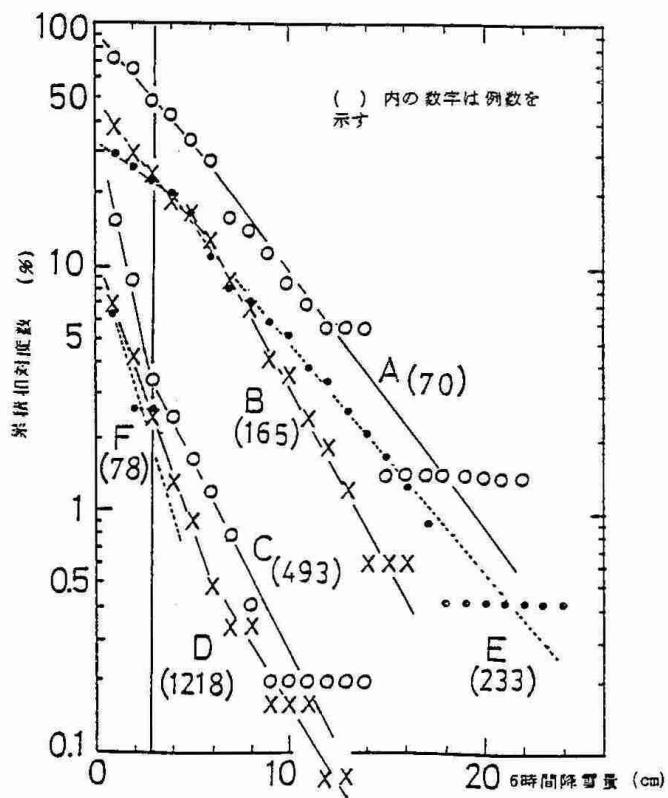
第6図 850mbの風向・風速の境界(領域)



第4図 低気圧の通過コース



第5図 低気圧の通過コースと降雪量



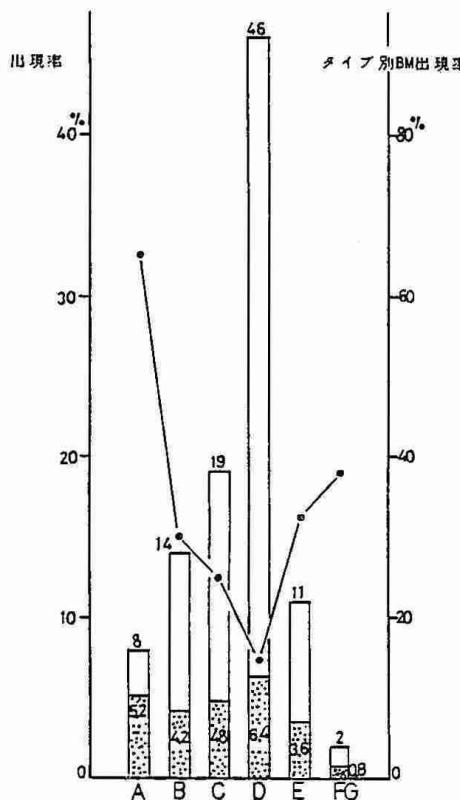
第7図 850mb領域別の累積相対度数

3-1. 短時間降雪量(第6図・第7図)

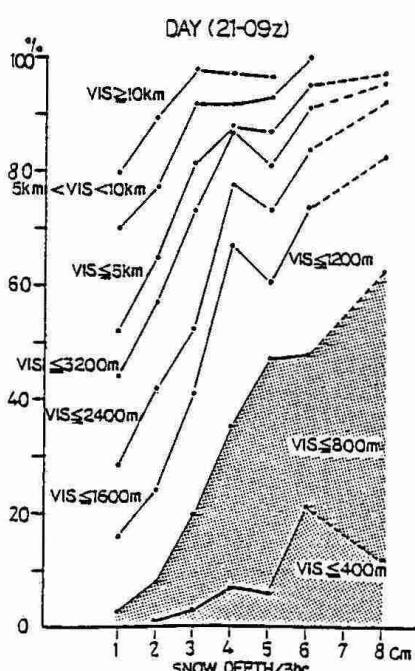
降雪量と850mb風向風速は密接な関係があることはさきにも述べてきたが第6図は850mbの風向風速の分類をしたもので、第7図は領域別の降雪量の比率を示したものである。たとえば、6時間の降雪量が3cm以上になる比率は、Aは50%、B、Eは20%であるのに対し、C、D、Fは2~3%で非常に小さいことが分る。これによるとA、B、EはC、D、Fに比べ例数は少ないが明らかに多雪の傾向を示している。また、A、B、Cについては季節風タイプ、Eについては低気圧タイプの降雪と考えられる。なお、Gについては例数が極めて少ないので除外してある。

3-2. 降雪による視程障害

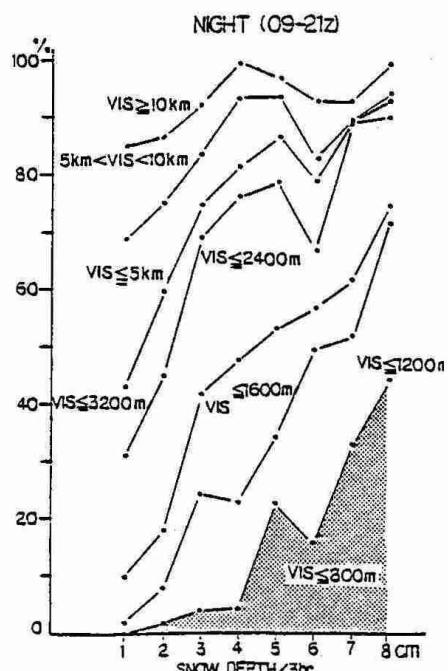
次に第6図に示した領域別に視程障害の出現率を第8図に示す。これによってもA領域のBM(最低気象条件未満)出現率65%と非常に高いことがわかる。また、第9図、第10図は、時間々隔をもう少し短かくして3時間の降雪量と視程の関係を昼夜に分けて表したもので、日中は6cm/3h、夜間では9cm/3hがBM 50%の境界なり、降雪時の視程は昼に対して夜間の方が1ランク良くなっている。これは、観測の目標物が物体から光源に変るためと考えられる。



第8図 降雪によるB.Mの出現率
 ■——降雪の出現率
 ▨——降雪全体に対するB.Mの出現率
 ●——降雪タイプ別のB.Mの出現率



第9図 降雪量別視程相対度数分布(昼)



第10図 降雪量別視程相対度数分布(夜)

○ おわりに

「千歳の雪について」は「冬の気候としての雪」「市民生活と雪」「雪と交通」など多くの面からとり上げることが出来ると思うが、今回は「雪と交通」の中から千歳空港の雪を中心にまとめてみた。

「雪と航空」と言えば、雪はそのほとんどが運航の障害として扱われておらず、積雪によるもの、降雪による視程の悪化(そしてその同時現象としてのシーリングの低下)がある。シーリングの低下のみが単独に起ることは極めて少ないとから、今回はこれに触れなかった。また、地吹雪による視程障害も降雪の同時現象として起ることが多いことから、低シーリングと同様の理由で触れなかった。

北海道太平洋岸の海霧の性質

菊地 勝 弘（北海道大学理学部）

1. はじめに

霧は大変興味ある気象現象の一つですが、海上などを除けば、その発生場所は比較的狭い地域に限られること、また気象災害の面からみても、他の気象災害に比べて、その規模は一般には小さいこと等であろう永続的な研究はあまり行われてはいない。

北海道から東北地方の太平洋岸は、6月から8月にかけて北太平洋および沿岸部で発生する海霧に覆われることが多く、特に根室、釧路地方の霧日数は3ヶ月間で100日を越える。この海霧は、南東寄りの風に乗って移流してくるので移流霧とも呼ばれ、この地域に極端な日照不足と視程障害をもたらすので、何度か大規模な組織的な観測が行われてきた。

この講演では、霧の一般的な性質や人工消散実験の可能性等について紹介する。

2. 霧の種類

霧はその成因、発生場所や状態によっていくつかに分類される。

(1) 成因による分類

- a. 放射霧 , b. 混合霧 , c. 蒸気霧 , d. 前線霧 , e. 滑昇霧 , f. 移流霧

(2) 発生場所による分類

- a. 川霧 , b. 山霧 , c. 谷霧 , d. 盆地霧 , e. 都市霧 , f. 沿岸霧 , g. 海霧

(3) 霧粒の状態による分類

- a. 湿霧 , b. 乾霧 , c. 過冷却霧 , d. 氷霧 , e. スモッグ

3. 霧の性質

霧粒や雲粒の成長は、(a)凝結過程、つまり霧粒表面とその周辺との水蒸気密度の差による水蒸気の拡散と、(b)衝突・併合過程、つまり粒径の違いによる落下速度の差による衝突・併合(捕捉)による。

凝結による成長は、具体的には、粒径、過飽和度、吸湿性物質等の性質によって影響されるが、霧粒が十分成長して凝結核を水の膜で蓋ってしまうと、最終的には成長速度は過飽和度に比例し、半径に逆比例するので、霧粒が大きくなるほど、その成長速度は遅くなる。一方、捕捉による成長は、お互いの落下速度の差に比例するから、粒径の差が大きくなるほど、その成長速度は加速されることになる。したがって、大気中の霧粒の発生、その後の成長は、その初期においては、最も吸湿性の強い粒子を凝結核として、大気中の水蒸気をその表面に凝結することによって発生し、ある程度の大きさまで成長するが、その後は同じようにして発生、成長した粒径の異なる霧粒の共存が、お互いの落下速度の差による捕捉過程が卓越

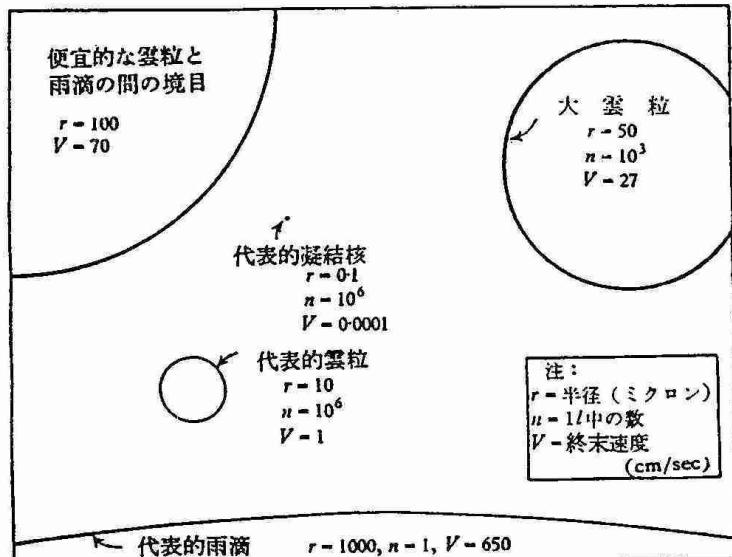


図-1. 各種の粒子の大きさ、空間濃度、終末落下速度の比較。

して、さらに成長するのである。凝結核、雲粒、雨滴の相対的大きさの比率は図-1のようになる。

霧や雲の性質を表わす最も一般的なものとして、霧粒の平均直径、最大直径、最小直径等を表わす粒径分布(μm)、大気 1cm^3 中に含まれる霧粒の個数を表わす空間濃度(個数/ cm^3)、大気 1m^3 中に含まれる霧粒の質量を示す霧水量(g/m^3)、またどこまで見通しがきくかといった視程(m)がある。図-2は、釧路地方の海霧の粒径分布を、海岸の大楽毛と市内の柳町で測定した結果である(上田・八木、1982)。両地点での粒径はほとんど変わらないが、市内の空間濃度は海岸に比べて極端に少ないことがわかる。また、図-3は、同じく海霧時の気温、風向・風速、視程、霧水量の時間変化を示している(上田・八木、1984)。2時30分頃、大楽毛の霧水量は $0.75\text{ g}/\text{m}^3$ で視程は 60 m 以下であったが、柳町では $0.12\text{ g}/\text{m}^3$ で 100 m 以上であったことがわかる。

霧は、日照不足、視程の低下といった外に、放射特性、つまり吸収率、反射率、透過率等に大きな影響を与えていた。最近、北極海周辺の夏の層雲が注目されるようになった。この層雲や混合霧は、海水と共に北極地方の熱収支、つまり地球全体の熱収支、気候に大きな影響を及ぼすことが考えられるからである。

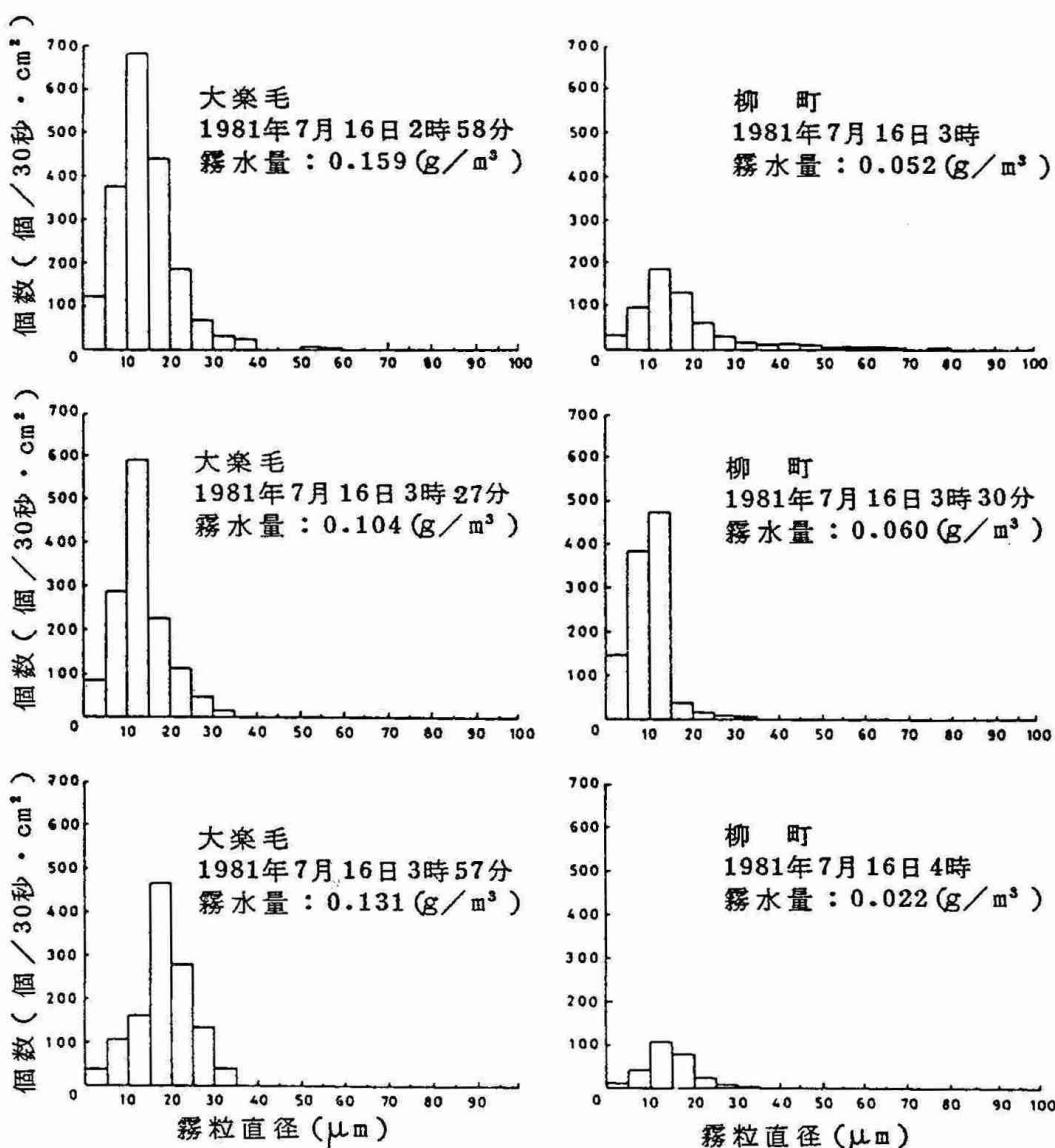


図-2. 1981年7月16日3時, 3時半, 4時の大楽毛と柳町の粒径分布(上田・八木, 1982).

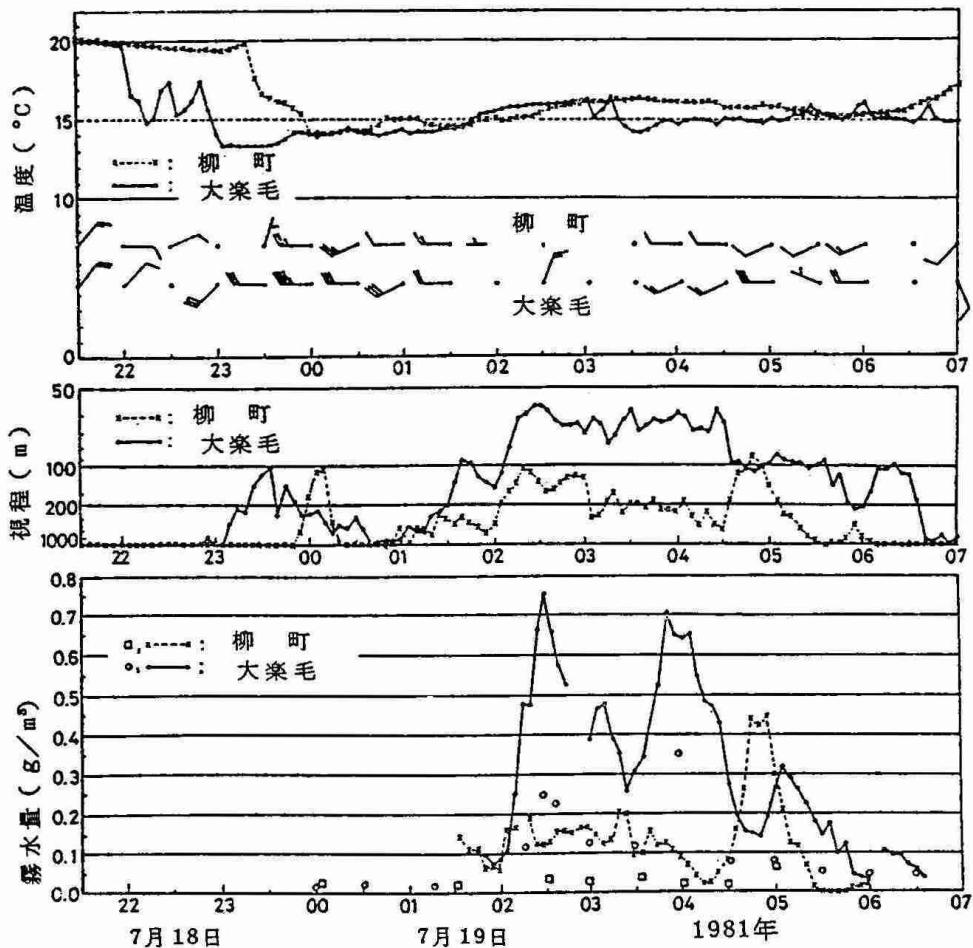


図-3. 1981年7月18日21時30分から、19日7時までの大桑毛、
柳町における気温、風向・風速、視程および霧水量の変化
(上田・八木, 1984).

4. 霧の人工消散

霧を人工的に消散させようという願望は、国内外を問わず、空港の霧を消して航空機の離着陸を安全に行なおうという、主として軍事目的から出発していたと考えられる。しかし、現在の輸送手段の発達は、平常時の空港や港湾の安全確保と霧の農作物や人畜に対する被害を軽減しようという目的から注目されている。霧の人工消散は、人工降雨と並ぶ将来の気象学の大命題であり、この分野は、雲物理学の中でも、特にWeather Modification(気象の人工制御)といわれる分野である。しかし、現在のところ霧の人工消散の研究はほとんど行われていない。霧の人工消散の方法としては、原理的には次のようなものが考えられている。

- a. 種まきによる方法, b. 振動による方法, c. 電気的方法, d. 直接加熱法, e. 蒸気圧差法

5. おわりに

この講演では、霧の一般的性質や人工消散について過去に私達の研究室が行った実験について紹介する。これを機会に、自分達の住んでいる地域の身近な気象現象に興味を持ち、理解する努力をすることを期待します。