



9. 西南北海道西胆振地域における降雨・雪のイオンバランスの季節変化.....	62
室工大・工	大浦 宏照
"	尹 松
"	白幡 浩志
10. 冬型気圧配置における雪雲の流入と天気との関係（上川・留萌地方）.....	64
札幌・予報課	大橋 雅寿
11. 北海道都市型降雪と陸風の規模との関係について.....	66
北大・低温研	立花 義裕
"	佐藤 晋介
"	兒玉 裕二
"	山田 知充

# 1. オホーツク海側北部における雲と海水の関係

村田 昭彦 (札幌・予報課)

## 1. はじめに

近年、気象学においては、大気と海洋の相互作用に大きな関心が払われている。北海道の海洋に関して言えば、冬の間海水によって海水面が閉ざされてしまう、オホーツク海が特徴的である。海水の分布は、海流、海水温度と共に、風など大気の状態に大きく影響される。逆に、海水があることによって気温が下がるなど、周辺の気候も変化する。大気中に存在する雲も、海水のあるなしによって何らかの影響を受けると考えられる。

そこで、海水量の変動によって、雲量の変動が受ける影響がどの程度か、こういったメカニズムで起こるのか、ということ調べてみた。

## 2. データ

対象とした場所は、北海道のオホーツク海側北部の北見枝幸で、用いたデータは、大気の方は北見枝幸の地上気象日原簿、海水の方は気象庁海水観測資料である。期間は、1986年の2月及び3月で、海水については午前10時の1日1回の観測であるので、気象データの方も比較する場合に日平均値を用いた。

## 3. 結果

まず、2月3日から19日の期間(図1(a))では12日から13日にかけて、海水量の減少に伴い下層雲量が増加している。同様な傾向が5日にも見られる。反対に、14日以降はほぼ一定して海水が多くなっており、それに対応して下層雲量が少なくなっている。両者の相関係数は-0.64である。全雲量(図2(a))は下層雲量に支配されていて、ほぼ同じ経過をたどる。

3月18日から31日の期間(図1(b))についても同じような傾向が確認できるが、両者の対応に多少のずれがみられる。つまり、海水の谷(山)の位置よりも、下層雲量の山(谷)の位置の方が1日程度遅れている。このことから、海水の方が下層雲量に影響を及ぼしている可能性が示唆される。全雲量の変化(図2(b))は少し異なり、下層雲量が減少傾向に転じるときそれが遅れたり、海水量が多い場合でも必ずしも少なくなっていない。これは、海水の影響が大気下層(およそ2000mまで)までにしか及んでいないことを示している。

これらの期間における、気温の様子を図3(a),(b)に示す。海水が多いときは気温が低く、海水が少ないときは気温が高い、という関係が2月についてはほぼ成り立つ。両者の相関係数は-0.54であり、海水の多いときは大気下層の安定度が増していることが推察される。3月については、同じ様な傾向が若干みられるがあまり明瞭ではない。これは、海水の最盛期に当たる2月の方が退去期に当たる3月よりも、気温の変動に与える寄与が大きいためだと考えられる。

海水が少なく、下層雲量がまさに増加しようとする直前の風向風速をみると、3月に関しては主に北よりの風となっていた(図4)。この時期は北部の方から海明けとなっていることを考えると、この開水面から水蒸気の供給があったとすれば風向とも矛盾しない。

## 4. まとめ

海水の少ないときは開水面が多いことになり、熱や水蒸気の供給が多くなるので、雲が発生しやすい、あるいは消散せずに雲として維持されやすいと考えられる。反対に、海水の多いときは、海からの熱や水蒸気の供給が少ないので、雲が発生しにくい、あるいは消散しやすいと考えられる。

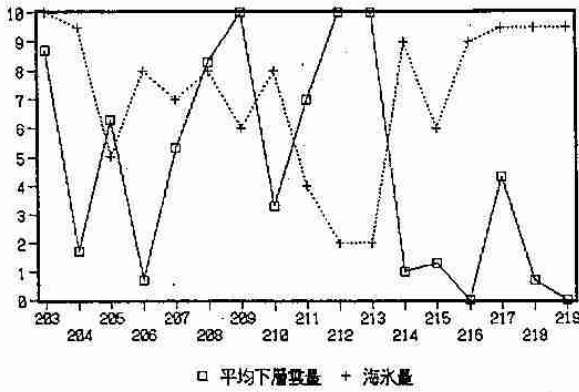


図1 (a) 平均下層雲量と海水量の時系列  
(2月3日~19日)。横軸は日付。

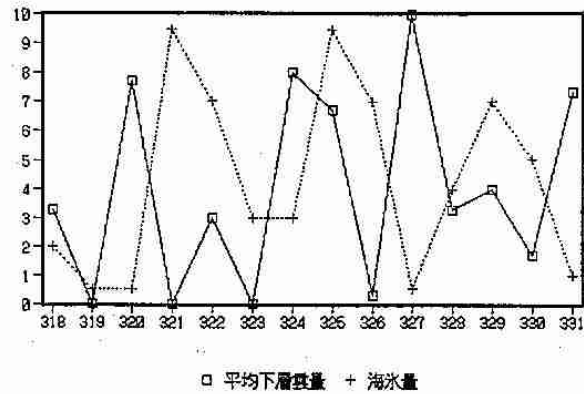


図1 (b) (a)と同じ。但し、3月18日~31日。

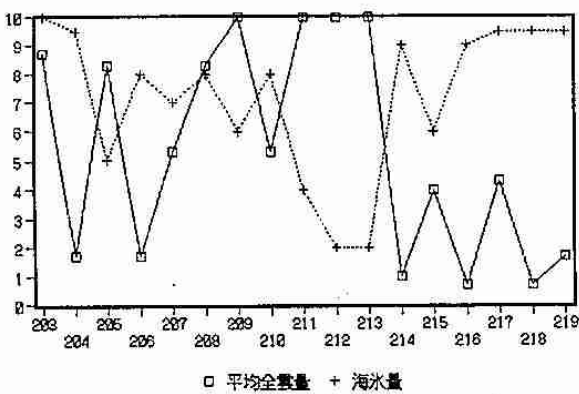


図2 (a) 平均全雲量と海水量の時系列  
(2月3日~19日)。横軸は日付。

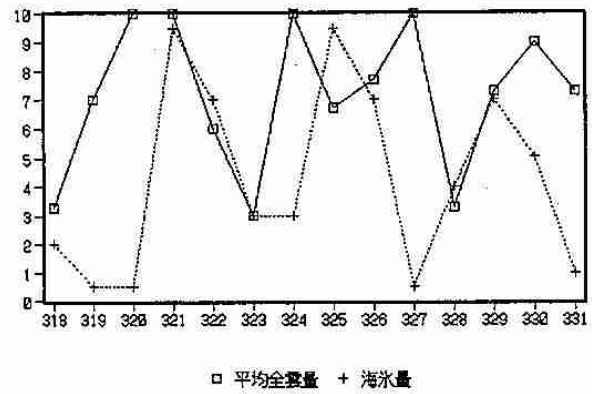


図2 (b) (a)と同じ。但し、3月18日~31日。

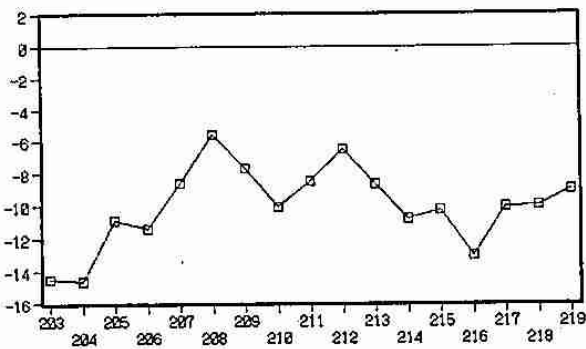


図3 (a) 日平均気温(度)の時系列  
(2月3日~19日)。横軸は日付。

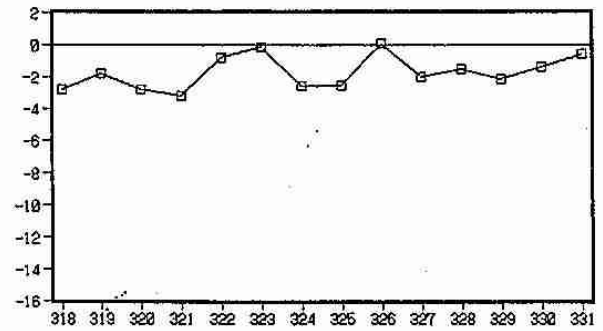


図3 (b) (a)と同じ。但し、3月18日~31日。

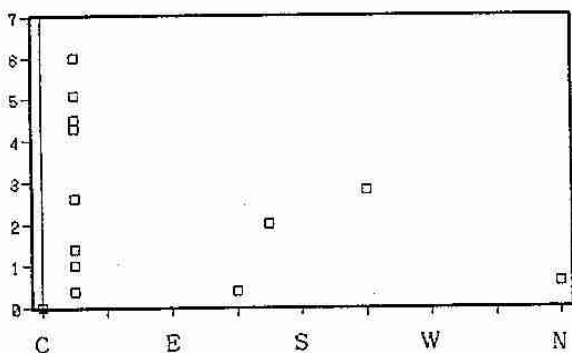


図4 3月23日9時から24日21時までの  
3時間おきの風向風速。  
横軸が風向で、縦軸が風速(m/s)。

## 2. 人工知能の手法による長期予報の試み

保谷 信親 (札幌・予報課)

### 1. はじめに

人工知能の一つであるニューラルネット (生物の神経細胞を模倣しており、ニューロコンピュータとも呼ばれる) の手法を、月平均気温の予想に試してみた。このモデルは階層構造をもった非線形の重回帰式といったようなもので、係数の決定は最小二乗法ではなく「学習」により行われる。結果はまだ実用に供せられるものではないが、興味深い技術として紹介する。

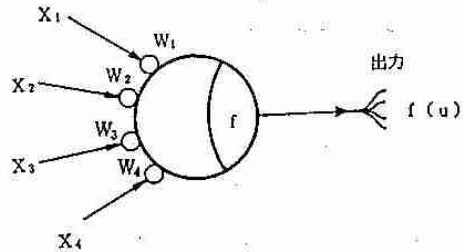


図1 ニューロンの人工的なモデル

### 2. ニューラルネット

動物の神経細胞には単一で高度な機能を持つものもあるが、ニューラルネットでは図1のような簡略化した多入力1出力のニューロン (神経細胞) を組みあわせて、モデルを作る。

1個のニューロンは次のように数学的に表現される。

$$u = \sum_i W_i X_i$$

$$Y = f(u - h)$$

$X_i$ : 入力信号  $Y$ : 出力信号  $W_i$ : 結合の重み  
 $h$ : しきい値  $f$ : 応答関数 (図2)

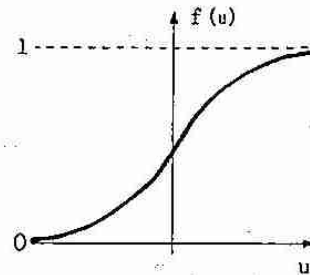


図2 応答関数の例 (シグモイド関数)

ニューラルネットには、ニューロンの組みあわせ方や学習アルゴリズムによりいくつかの種類があるが、今回は図3に示すような『バックプロパゲーションモデル』と呼ばれるものを用いた。このモデルでは入力された信号は、まず入力層の個々のニューロンによって処理され、順次中間層、出力層へと伝えられる。各ニューロンの結合の重み  $W_i$  は最初ランダムな状態にあるが、「学習」によって調整されていく。すなわち、出力層の結果を正しく導いたものは強化され、出力層の結果を誤らせたものは矯正される。従って経験を積むに従って正しい答えを出力するようになる (はずである)。

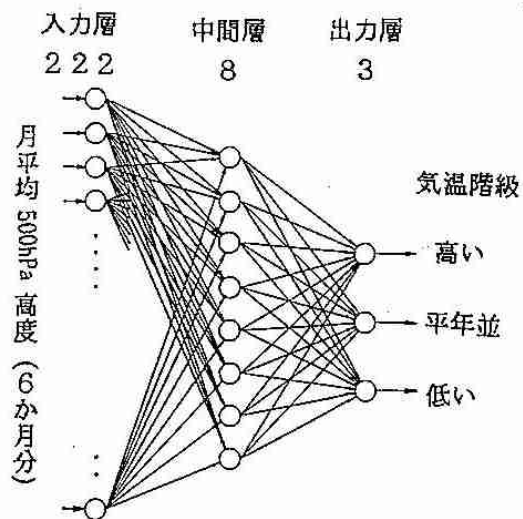


図3 長期予報用試作ニューラルネット  
 各○は一つのニューロンを表す  
 出力層は月平均気温の階級に対応させる。  
 バックプロパゲーションモデルと呼ばれる階層型ネットワーク

### 3. 長期予報への試み

0~3か月先の月平均気温の階級、すなわち「高い」「平年並」「低い」のどの階級になるかの予想を試みる。出力層の3つのニューロンをそれぞれの階級に対応させる。入力信号 (説明変数) としては、月平均

500hPaの格子点値を37の領域(図4)で平均したものの過去6か月分である。用いた資料は、1946年から1980年までの35年分をモデルを学習させるために使用し、検証用には1981年から1990年までの10年分を使った。計算は各月毎に行った。

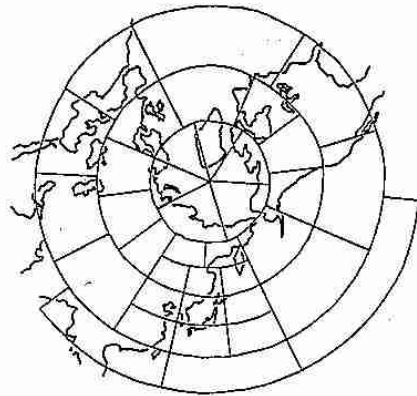


図4 北半球を37の領域に分割  
入力層には、北半球500hPa格子点値を各領域で平均し正規化したものを与える

4. 結果

検証はスキルスコア(を100倍したもの)を用いる。スキルスコアでは完全な予測では100、気候値予報やランダム予報では0になる。図5は、ある月を含む過去6か月のデータを用いてその月の気温を推定させたものである。(つまり0か月予想)。学習用に用意した35年分の学習で1回としている。

期待されたとおり、学習が進むにつれて従属資料(学習させるために用いたもの)についてはどんどん成績が良くなっている。しかし検証資料については、始めは学習の効果が現れるもののすぐに横ばいになってしまっている。

図6は1~3か月先を予想させたものである。実際の長期予報ではスコアが20くらいあれば、資料として利用できるが、5程度では「全くのたまため」ではないといったところである。これでは参考にはならない。

5. まとめ

コンピュータに学習させるという手法は、人間は苦勞しなくてよいのではないかという期待を抱かせるが、やはりそれほど簡単ではなかった。特定の問題だけをくり返し学習させると、その問題の答えは覚えてしまうが、他の応用問題についての成績は逆に悪くなる

という、「人間的」な振る舞いを示した。他の分野の応用例をみると大量の学習用データを用意して強引に処理させているものが多いようだが、長期予報ではせいぜい50年程度の資料しかなく、同じデータをくり返し学習させるしかない。結局、重回帰式と同様に説明変数となる資料を別の方法で絞りこむ必要がようだ。またネットワークの形や、データにノイズを加えることによって故意に混乱させるなどの方法を現在検討している。

参考文献 中野 馨,1989:入門と実習ニューロコンピュータ,技術評論社

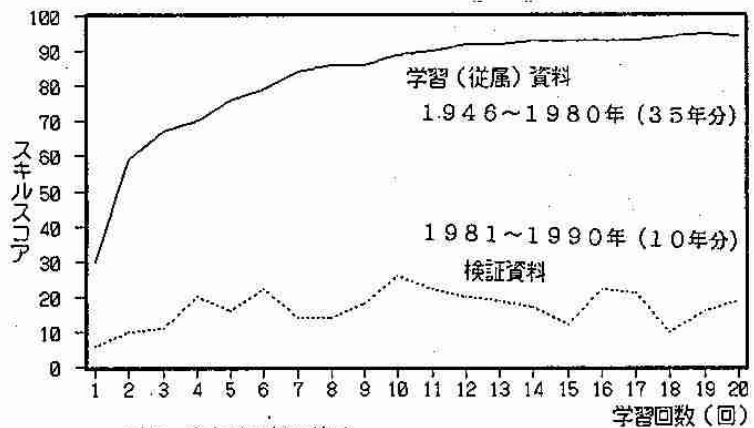


図5 0か月予想の結果  
学習資料と検証資料によるもの

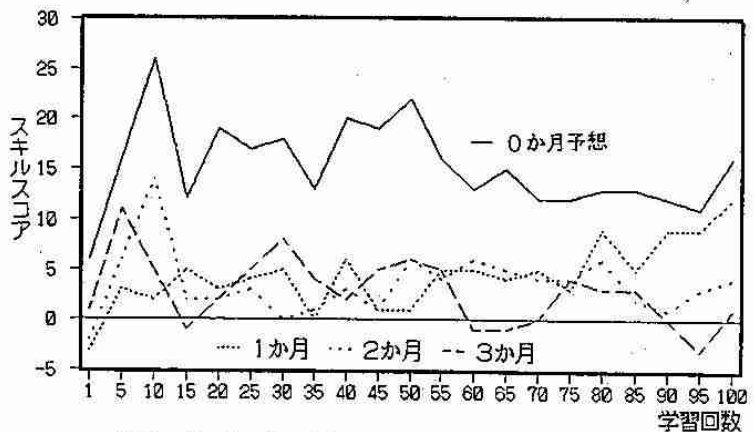


図6 0・1・2・3か月予想のスキルスコア  
いずれも検証資料によるもの



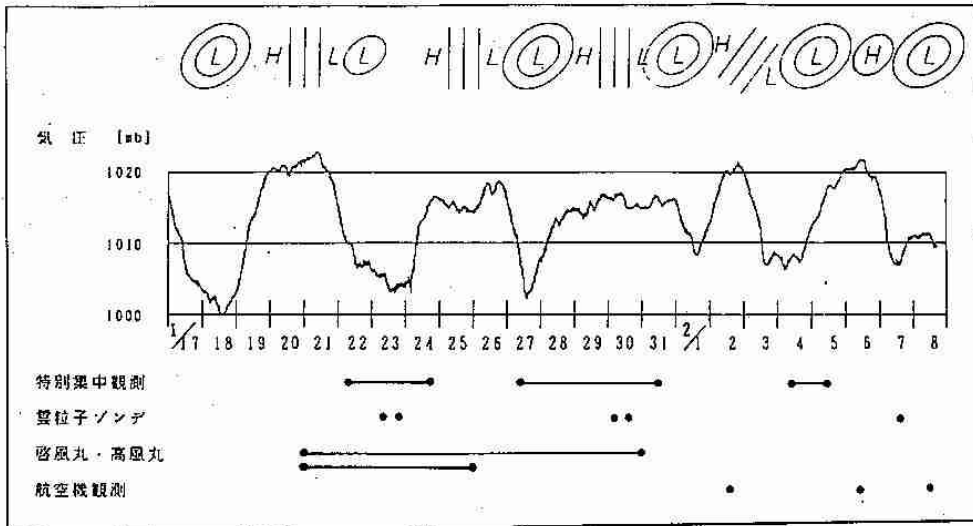


図3. 1992年1月17日から2月8日の、気圧パターン、石狩湾新港での気圧変化及び観測概要。



# 4. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測 -その2: 1992年1月23日の降雪雲の構造の時間変化-

上野 圭介・上田 博  
遊馬 芳雄・菊地 勝弘 (北大・理)  
降雪雲レーダー観測グループ

1. はじめに 冬期の石狩湾周辺には帯状雲及び小低気圧等によって多くの降雪がもたらされる。このような降雪雲は、これまでも気象衛星やレーダー等で観測されているが、それらの微細構造や、その時間変化などについては必ずしもよく分かっていない。そこで1992年1月17日～2月7日に石狩湾周辺で行われた集中観測期間のうち、1月23～24日に観測された帯状雲の微細構造について詳しく解析したので報告する。

2. 観測・解析方法 新港レーダーサイトでの、偏波ドップラーレーダーによる観測は、10分を1シリーズとしてドップラーモードで仰角2°のPPI及び2～3方向のRHIのデータを収録し、適宜直交2偏波モードでのRHI観測を行なった。また観測点において1分おきの気温、微気圧の測定を行った。

3. 結果 図1に1月23日21時の地上、700hPaの天気図を示す。地上では、低気圧が千島沖に去ったあと、北海道付近の等圧線の間隔はゆるみ、ふくらんでいる。また700hPa(高度約3000m)では-30°Cのかなり強い寒気がはりだして、非常に石狩湾小低気圧の発生しやすい状況であった。1月23日00時から24日12時の間、レーダー観測範囲内に帯状雲に対応するエコーが見られ、レーダーサイトでは、23日18時頃と24日04時頃の2度強い降雪が観測された。

図2にレーダーサイトでの23日00時から24日12時の気温、気圧の時間変化を示す。気温は23日12時頃から日変化を伴わず徐々に降下し、急激な変化も何度か見られた。気圧は23日10時から24日05時にかけて、天気図での等圧線のふくらみにあたる約3hPaの低圧部が見られ、急激な変化は23日18時頃と24日04時頃の2度の降雪イベントに対応している、特に後者で顕著であった。またこの後者の時間の前後約2時間の2hPa程の低圧部は、図3に示したPPI画像に見られる、新港サイトの北約10kmに中心を持つ渦状のエコーに対応すると考えられる。この渦状のエコーは東南東に約12m/sで移動し、その速度は観測領域の平均風とほぼ一致していた。またこのエコーは、レンジ内に入った

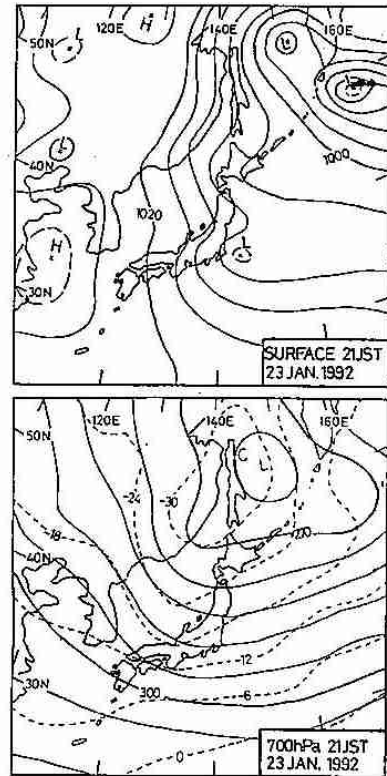


図1. 1月24日21時の天気図  
上 地上天気図  
下 700hPa高層天気図

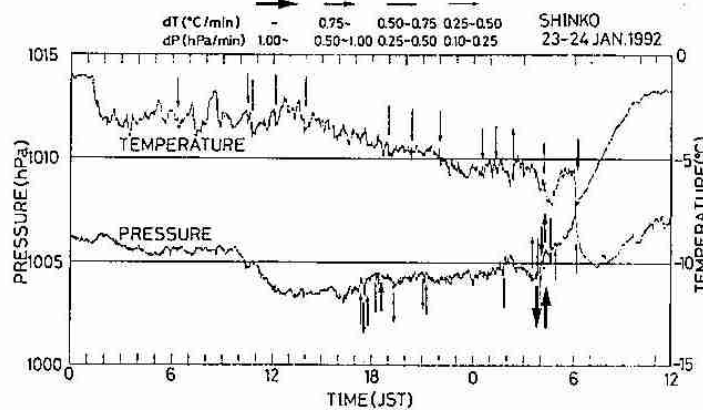


図2. 新港レーダーサイトでの気温・微気圧の変化

\* 高橋 暢宏・清水 収司・竹本 明生・山本 浩也・加藤 禎博・アフト'レイ=A'ロワ'ルコフスキー(北大・理)  
大倉 誠司・尾崎 尚則・菅野 正人・吉沢 深雪・泉 裕明・于 連生(北大・環境)

02時30分頃には形状はあまりはっきりしないながらも既に存在し、04時40分頃までの少なくとも2時間以上の継続時間をもっていた。速度パターンでは帯状雲の南側で西風、北側で北風が吹いており、風の収束域にエコーが発達していた。さらに渦状のエコーに巻き込まれる形で、帯状雲の南はじが特に発達していた。図4は図3中のAの方向のRHIの反射強度の図である。石狩湾での一般的なエコー頂である2~3kmをゆうに越えるエコー頂4.5km程のかなり発達したエコーであった。このようにエコーを非常に発達させる風の場をより分かりやすく表現するため、北大低温研と名大水圏研のレーダーでのDualの解析を行った。

図5(a)を見ると2本のバンド状のエコーと、そのエコーに吹き込む風の様子が見える。さらにエコーは図5(b)の収束が大きい領域( $1.5 \times 10^{-3}$ 以上)とほぼ対応していた。その収束量は、より発達した南側のバンドの方が大きい値を持っていて、収束がほぼ解消する高度約2000mでの上昇流は最大で5m/sであった。図5(c)には、図3で見た渦状エコーに対応する位置に大きな渦度( $6.5 \times 10^{-3}$ 程度)も見られ、渦度は他にバンド状のエコーの合流点付近にも見られた。

4. まとめ 1992年1月23日から24日にかけて、帯状雲の観測を行った。レーダーによる細かい観測を行うことにより、多量の降雪をもたらす雲の、複雑な構造を見ることができた。今後さらにDual等による他の事例と合わせた解析を進めてゆくことによって、降雪雲の微細構造を解明し、降雪のメカニズムをとらえることができると期待される。

謝辞 レーダーデータを提供いただいた、北大低温研、名大水圏研の方に、またDual解析ルーチンを提供いただいた、北大低温研の佐藤晋介さんに感謝致します。

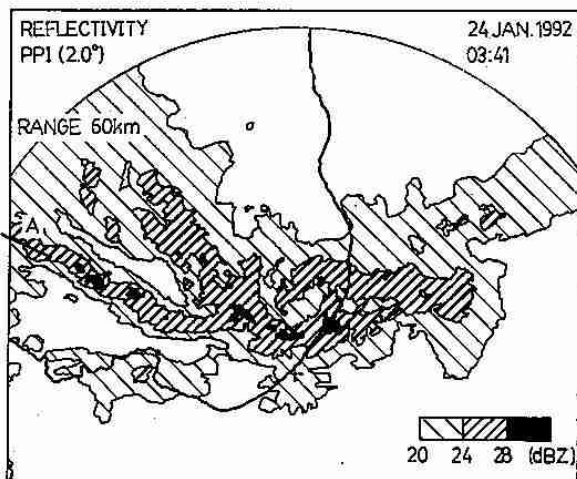


図3. 3時41分の仰角2.0°のPPI反射強度

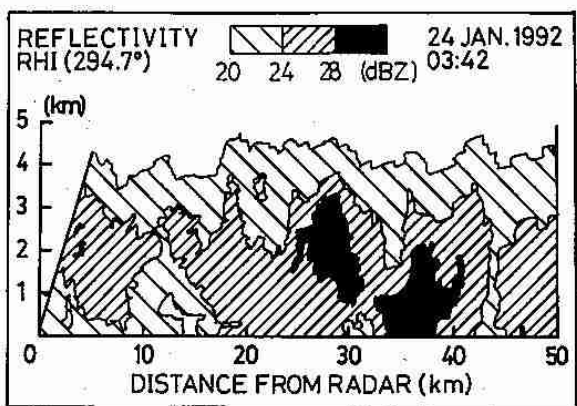


図4. 図3中のA方向のRHI反射強度

今後さらにDual等による他の事例と合わせた解析を進めてゆくことによって、降雪雲の微細構造を解明し、降雪のメカニズムをとらえることができると期待される。

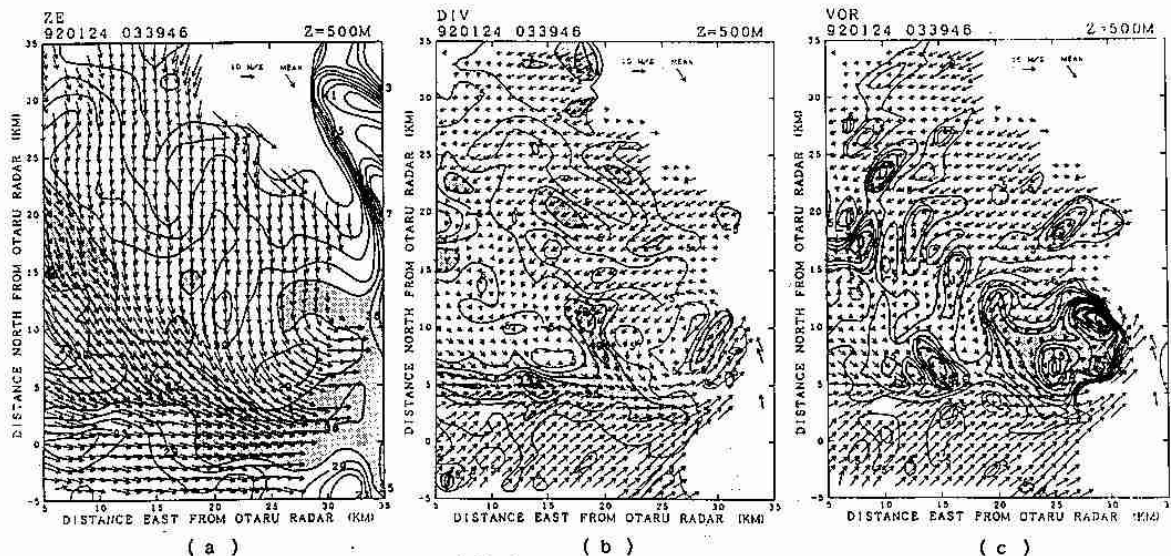


図5. 高度500mにおける (a)反射強度 (■ > 32 dBZ) と一般風, (b)水平発散 (■ >  $15 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) と相対風, (c)渦度 (■ >  $20 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) と相対風

## 5. 石狩湾周辺における降雪雲の発生・発達過程の観測 —その3：小規模渦状擾乱—

高橋 暢宏・上田 博  
遊馬 芳雄・上野 圭介  
菊地 勝弘 (北大・理)

<はじめに> 冬期、日本海上で発生する渦状擾乱は直径数kmから数百kmのスケールをもち、これまでも数多くの研究がなされてきた。しかしこのような渦状擾乱のドップラーレーダーを用いた気流解析は少なく(例えば、城岡と上田, 1990年気象学会春季大会予稿集)、今後事例解析を増やす必要がある。ここでは、1991年12月石狩湾で発生したいくつかの渦をもつ擾乱についての解析を示す。

<観測・解析方法> 観測データは1991年12月26日から27日にかけて石狩湾新港に設置した北大理学部偏波ドップラーレーダーによって得られた(図1)。この期間中、渦状擾乱は明確に複数観測され、そのうち1つは、レーダーサイト上空を通過し、もう一方は小樽付近を通過した。その時の地上気象要素は、レーダーサイトで得られた気温、微気圧データ、および小樽測候所の自記記録から得られた。今回の解析は後者の小樽付近を通過した渦状擾乱について行った。

これらの渦は、レーダーエコーの反射強度からは直径約数十km程度のものであった。ドップラーレーダーによる渦の判断は、(1)セクターVAD法などにより計算された風場の [(渦)+(一般風)] の形として表わさ

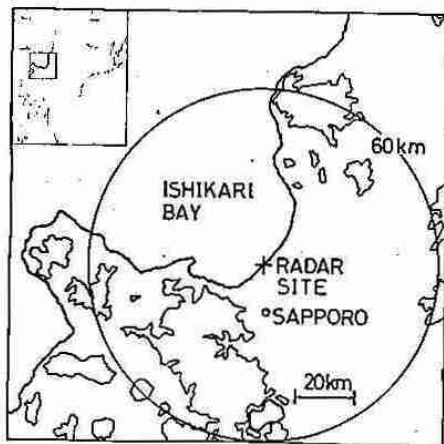


図1. 観測域の地図。地形を500mの等高線、北大理学部レーダーの観測範囲を円で示す。

れる(2)スパイラル状のエコーであり、かつ渦に相当するドップラー速度のアノマリーが見られること、のどちらかを満たす事を条件として行った。特に(2)に関してはランキン渦を仮定した場合の渦をドップラーレーダーで観測したときに得られるドップラー速度パターンとの類似性に着目して渦を同定した。

<結果> まず総観場として、図2に12月26日21時の地上と、700mb面の天気図を示す。地上天気図から北海道付近は冬型の気圧配置が緩み北海道西岸では等圧線がふくらんでおり渦の発生しやすい状況であった。また、700mb面では北海道付近に-24℃の寒気渦が見られた。このような状況で北海道西岸には弱い収束帯状雲が形成されていたことがGMS画像から確認された。実際に偏波ドップラーレーダーで観測したエコーの時間変化を図3に示す。図3では50~60kmのスケールを持つスパイラル状のエコーが23時54分にかけて形成されてゆくの

が分かる。ドップラー速度場からは、解析方法の(2)により渦を判断すると、10km~20kmのスケールを持つ渦が数個存在してスパイラル状のエコーを形成していた。その中でも顕著な渦をエコーを重ねて図3に示した。渦は、23時07分の時点ではエコーの西端に位置していたが時間の経過とともに渦の西側に新

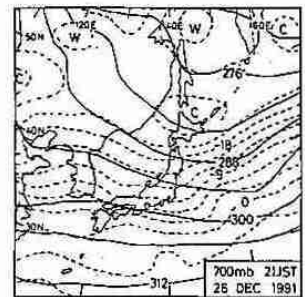
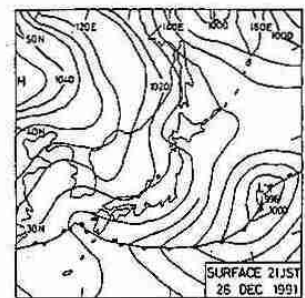


図2. 11月26日21時の地上と700mbの天気図。

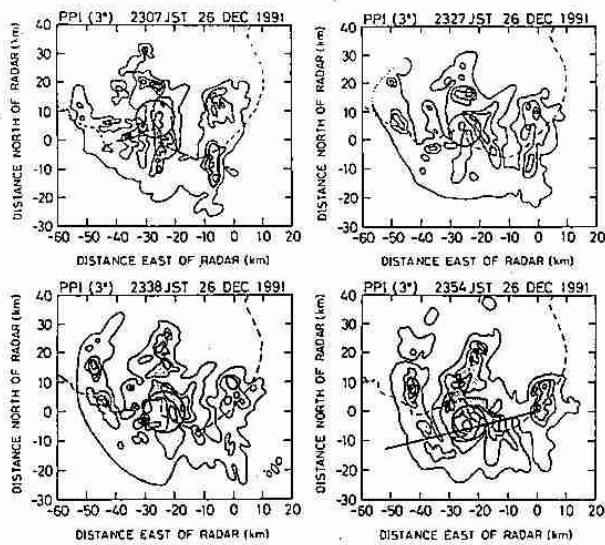


図 3. 23時07分から23時54分のPPI3°の反射強度。コンターは1.9dBZから3dBZ毎。点描部は22dBZ以上の領域を示す。渦を円で示す。

なエコーが形成されて23時54分のエコーにみられるような渦状のエコーが形成されていた。このようなエコーの形成を調べるために図3中の23時54分のエコー中に直線で示した測線上の鉛直断面のドップラー速度からこの面内での2次元性を仮定してこの面内の気流を計算すると(図には示さない)渦の東側のエコーには強い上昇流は存在せずエコー頂も低かったが(約2.5km)、渦の西側のエコーは強い上昇流によって支えられておりエコー頂も4kmに達していた。この強い上昇流は渦の西側から流入する気流と渦との間に収束が起こっていたと考えられる。この渦の移動は、渦が観測レンジ内に入ってきた22時35分頃から連続的にとらえられ

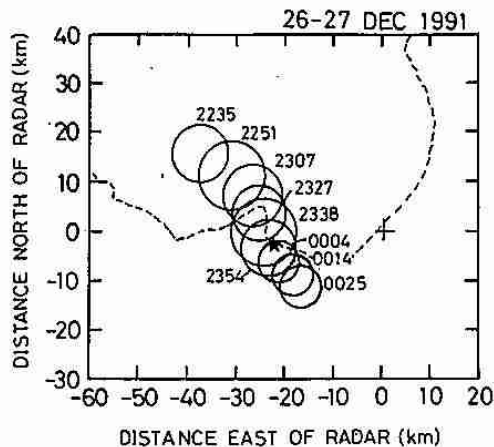


図 4. 渦の時間的推移。

た。図4にその渦の移動を示した。渦は、石狩湾から南東進して小樽付近に上陸した。図中、星印で示した地点は小樽測候所を示しており、渦の中心付近がそこを通過していることが分かる。小樽測候所の自記記録(図5)からは、図中の矢印で示した渦の通過時刻付近では明確な風向風速の変化が見られ、それは小樽測候所の位置が相対的に渦の中心に対してやや南西を通過したことを示唆する。また、渦の通過に伴って気圧が約1mb降下した。これは、渦の力学的性質を表わしていると考えられる。

この渦の、渦度はランキン渦を仮定すると $10^{-3}s^{-1}$ 程度であった。

<まとめ> 1991年12月26日～27日にかけて発生した渦状擾乱は、エコパターンからは60km程度のスケールの渦の形成過程が見られたが、ドップラー速度から得られた気流系からは直径十数km程度のいくつかの渦からなっていた。渦度の大きさは大きくても $10^{-3}s^{-1}$ のオーダーであった。また、エコの発達には渦と周りの環境との相互作用が重要であることが示唆される。

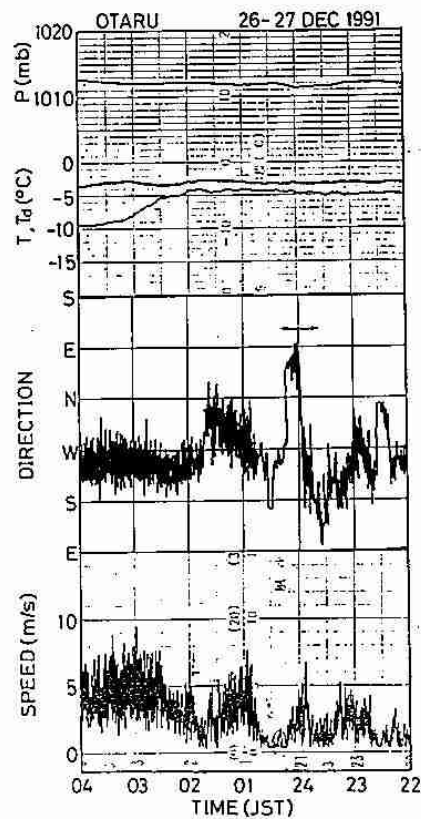


図 5. 小樽測候所の自記記録。



## 6. 近年における大気オゾン量変動の季節による違いについて

居島 修 (札幌・予報課)

### 1. はじめに

昨年の調査研究から札幌のオゾン鉛直分布の経年変化は、1982年以降において下部成層圏(3~5層)では減少、上部対流圏(1,2層)では増加していることが確認された(第1図)。当研究ではこれらの減少及び増加が、どの季節で大きいかを反転観測データを用いて考察を試みた。

### 2. 調査期間及び資料

地 点: 札幌

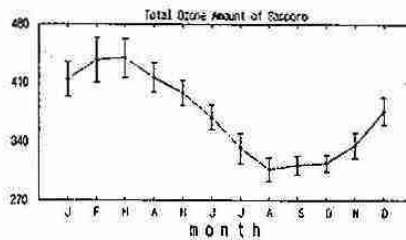
調査期間: 1960~90年

資 料: AEROLOGICAL DATA OF JAPAN SPECIAL VOLUME (OZONE)

### 3. 考察

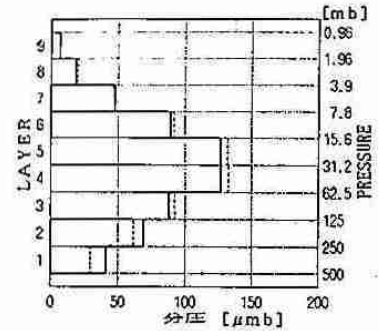
#### 1) オゾン全量とオゾン鉛直分布の季節変化

大気を0℃・1気圧の標準状態にしたとき、その大気(厚さ約8km)の中に占めるオゾンの総量をオゾン全量といい、単位は [n atm-cm] (ミリアトモセンチメートル)である。第2図は全量の季節変化を示した図で、2~3月に最大、8~9月に最小となる。



第2図 全量における1960~90年の平均値(単位:n atm-cm)

反転観測によって得られたオゾン鉛直分布は、約5キロ毎に9層に分けて分圧で表されており、単位は [μmb] である。鉛直分布の最大は4層で、約25kmの高さにある。第3図は鉛直分布の季節変化を示したもので、5層より下層においては全量と同じく、2~3月に最大、8~9月に最小となる。



第1図 鉛直分布における1960~80年の平均値(破線)と1982~90年の平均値(実線)との比較(単位: μmb)

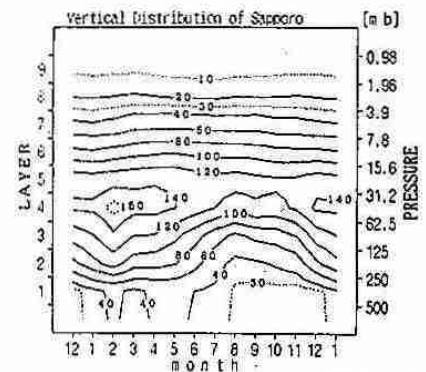
#### 2) 全量と鉛直分布の偏差率

当研究では偏差率を、

$$\text{偏差率} = \frac{(1982\sim 90\text{年の平均値}) - (1960\sim 90\text{年の平均値})}{1960\sim 90\text{年の平均値}} \times 100$$

とした。

第4図は全量の月別偏差率である(単位: [%])。8月と12~4月に大きなマイナスの偏差率となっている。



第3図 鉛直分布における1960~90年の平均値(単位: μmb)

鉛直分布における月別偏差率を第5図に示す。8層より上層の4~6月を除いた月と、3~4層の2, 4, 8, 9, 12月でマイナス5%以下の偏差率となっている。特に8月の3層ではマイナス15%以下と、顕著なマイナス偏差率となっている。また1~2層の9~11月ではプラス20%以上の偏差率であった。

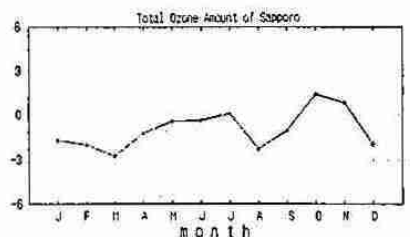
#### 3) 全量と鉛直分布の絶対偏差の比較

2) の偏差率では増減の絶対量が分からないため、絶対偏差を求め全量と鉛直分布を比較した。

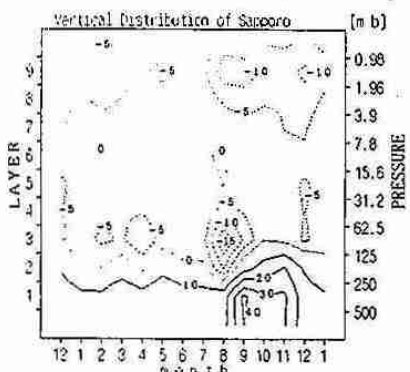
当研究では絶対偏差を、

$$\text{絶対偏差} = (1982\sim 90\text{年の平均値}) - (1960\sim 90\text{年の平均値})$$

とした。



第4図 全量における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との偏差率(単位: %)



第5図 鉛直分布における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との偏差率(単位: %)

鉛直分布を得るための反転観測は晴天でなければ観測できない。全量と鉛直分布を比較するために、全量の平均値を直射光・晴天天頂光観測だけで求めた。

(曇天天頂光観測は全量値が見かけ上増加するとの知見もある。)

第6図は全量の絶対偏差を示したものである。

第7図は鉛直分布の各層の分圧を、全量と同じ単位に変換して各層毎に絶対偏差を示した。全量と鉛直分布を比較すると、各月とも対応が良いが3月については対応が悪いように見える。

もっと詳しく対応をみるために、鉛直分布の値を全量に算出し、絶対偏差を示したものが第8図である。第6図と比較すると3月と12月の値が大きく違っている。12月については観測回数が少ないためと思われ、3月は全量のピークから減少していく変動の大きな月であり、数回の観測から算出した全量値と全量が一致するのは難しいと考える。

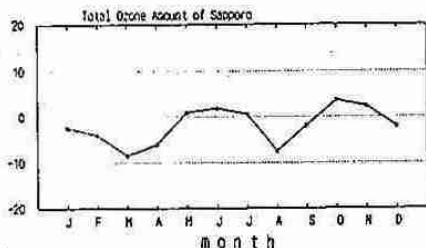
4) 2・4・8月のマイナス偏差と圏界面の関係について

第9図にオゾンゾンデで観測した鉛直分布のグラフを示す。この図から圏界面を越えてからオゾン分圧が増していることが分かる。また一般に圏界面が高くなると全量は減少する。第7図の3層において、2・4・8月の

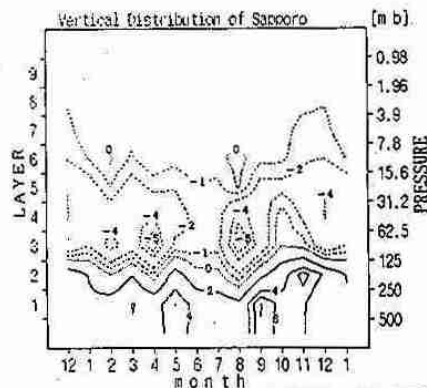
マイナス4 (m atm-cm)以下の偏差に注目し、圏界面との関係を調べてみた。第1表に各月の全量と圏界面気圧との相関係数及び平均圏界面気圧を示した。2・3月の平均圏界面気圧から鉛直分布の増減に影響があるのは2層までと考えられ、全量ではマイナス偏差だが、鉛直分布の2層にはプラスの偏差があり、3層のマイナス偏差は圏界面の影響とは考えにくい。しかし8月の平均圏界面気圧から、圏界面の変動に伴う鉛直分布の3層への影響は大きく、全量及び鉛直分布の3層のマイナス偏差は、圏界面が高くなったからと考えられる。第10図に8月の全量と圏界面気圧の、1960~90年の平均値と各年毎との偏差率を示した。

4. まとめ

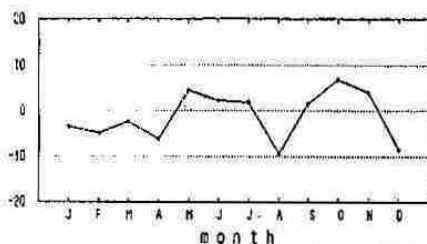
1960~90年の平均値と1982~90年の平均値との比較で、オゾン全量では8月と12~4月で顕著なマイナス偏差があり、鉛直分布でみると3層においても全量と同じような月で顕著なマイナス偏差があることが分かった。マイナス偏差となった原因を考察すると、8月については温暖化等の気候変動の影響等で熱帯の気団が北上し、圏界面が高くなったためオゾン全量及び鉛直分布の3層が減少したと考えられ、冬期間については鉛直分布からみると、圏界面の影響がない3層にマイナス偏差があることから力学的作用によるものではなく、フロンによるオゾン層破壊等の化学的作用によるものと考えられる。今後は9~11月における鉛直分布の1~2層のプラス偏差について調査する予定である。



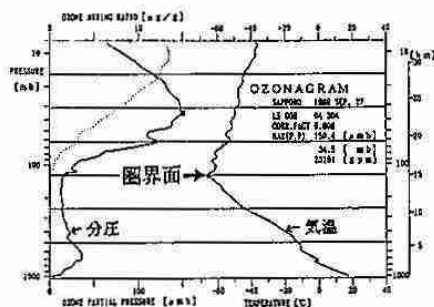
第6図 全量(直射光・晴天天頂光観測のみ)における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との絶対偏差(単位:m atm-cm)



第7図 全量と同じ単位で表した鉛直分布における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との絶対偏差(単位:m atm-cm)



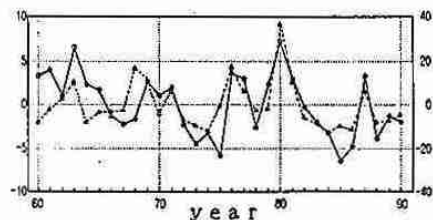
第8図 鉛直分布から算出した全量値における1960~80年の平均値と1982~90年の平均値との絶対偏差(単位:m atm-cm)



第9図 オゾンゾンデで観測した鉛直分布図

月	相関係数	平均圏界面気圧
2	0.51	312 mb
4	0.59	252 mb
8	0.67	146 mb

第1表 全量と圏界面気圧(21時)との相関係数及び平均圏界面気圧



第10図 全量(実線)と圏界面気圧(破線)の1960~80年の平均値と各年毎との偏差率(単位:% 左縦軸:全量 右縦軸:圏界面気圧)

## 7. 気象衛星画像等で観測された火山爆発

澤田 可洋 (札幌・技術部)

### 1 目 的

爆発的な火山噴火（以下爆発と略す）で発生する現象が衛星画像、レーダー、微気圧計などによって観測される。すなわち、噴煙は気象衛星の可視、赤外面像で、オゾン測定衛星では亜硫酸ガス塊として、濃い噴煙はレーダーによって検出され、爆発で生じた気圧波が微気圧計で記録される。また、成層圏へ上昇した噴煙は火山性エアロゾル層としてライダーで観測される。これらの観測結果は、爆発の検出、爆発規模の評価などに応用でき、爆発機構や噴煙のダイナミクスの解析にも活用できるものである。

ここでは、爆発の規模の評価にとって静止気象衛星の噴煙の画像データが有効であることを検討する。また、噴煙の識別と挙動、レーダーによる噴煙のエコー、微気圧計による気圧波の記録について若干の考察を行う。

### 2 方 法

広域に広がった噴煙の全貌を把握し、特に、噴煙を短い時間間隔で追跡するには静止気象衛星が有効である。静止気象衛星「ひまわり」（以下GMSと記す）の視野内で発生した爆発の噴煙の有無について、GMSが1977年に打ち上げられて以来の画像を詳細に調査した。爆発の資料はスミソニアン協会のSEAN（現在はGVNに改組）月報、IAVCEIの世界噴火年報（BVE）によった。

噴煙の到達高度は、噴煙の表面温度は上昇した高度の気温にほぼ等しいと仮定し、周辺の高層観測点の気温プロファイルと赤外面像データによる噴煙の表面温度とを対比させて推測した。爆発規模の評価としては、噴煙の最高到達高度、その高度での風速、噴煙の広がり求め、Briggs(1969)の plume rise の式を用いて熱放出率を計算し、観測報告にもとづくおおよその噴火継続時間から放出熱量を算出した。比較のために、報告された総噴出物量から Yokoyama(1957)、および中村(1965)の方法により噴出物による放出熱量を計算した。

### 3 結果 および 考察

#### (1) GMS の 噴 煙 の 検 出 率

GMSの打ち上げ以降、1977年12月～1991年6月までの13年6カ月の期間に、GMSの視野内で生じた爆発の年別回数の合計は332であり、噴煙の年別の検出件数の合計は30火山の爆発による44噴煙であった。これによれば、GMS画像による噴煙の検出率は約13.3%となった。検出できた噴煙の下限は、雲が少ない状態の可視画像で、広がり20～30km、高度は4～5kmであった。噴煙を検出できた火山の分布を図-1に示した。これらの検出率、噴煙の検出の下限は現在のGMSの検出器の特性上ほぼ限界であろう。しかし、大きな爆発による高度10km以上へ上昇した噴煙（10事例）については、周辺に雲がある場合でもほぼ良好に噴煙を

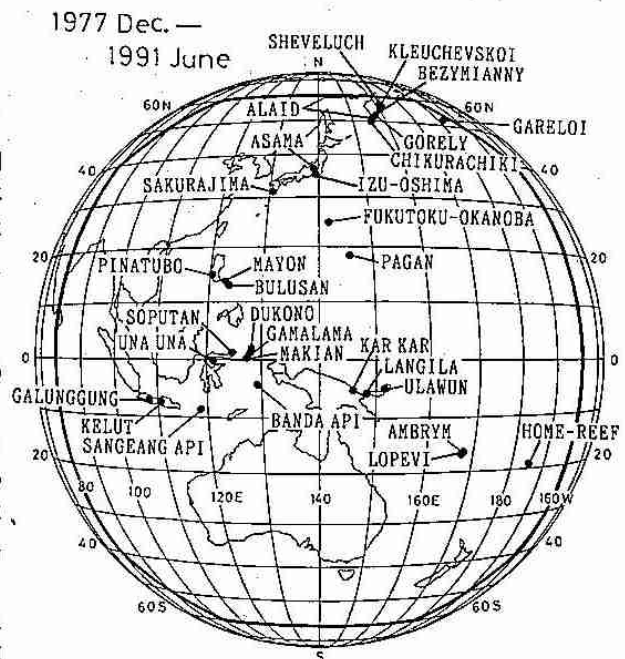


図-1 噴煙を検出した火山の分布

検出、追跡することができた。噴煙を検出した爆発は赤道付近に多い傾向があるが、この地域で大きな噴煙を上昇させる爆発の頻度が高かったことによるものである。

(2) 爆発の規模の評価

噴煙のデータ、および総噴出物量から推測した放出熱量との間には、両対数グラフ上でおおよその比例関係が得られた(図-2)。一般に、規模の大きな爆発では噴出物量が多いことからこの結果は衛星画像の噴煙データの解析によって爆発の規模を即時的に判断することが可能であることを示している。

(3) 噴煙と雲の識別

噴煙が可視画像では周辺の雲より暗いトーンを呈する事例がある。同じ高度(同じ表面温度)を示す噴煙と雲について、albedoを比較すると、1981年Alaidの噴煙は雲と明瞭に分離できたが、1981年Paganの噴煙は全く区別がつかない。1982年Soputanや1983年Una Unaの噴煙は高度が高いほど噴煙のalbedoが雲のそれよりも小さかったが、通常は、1982年Galunggungの噴煙のように殆ど雲と分離ができない。

(4) 噴煙の挙動

- a. 画像の時間間隔から求めた噴煙の縁の移動速度が、同一高度の風速より若干速い事例がみられた。このことは、誤差を十分検討する必要があるが、噴煙上部は上昇停止後にも水平方向への運動量を保有している場合があることを示唆している。
- b. 1986年伊豆大島の噴煙では、表面温度から推測した最高到達高度が地上での写真などから求めた値より5~7 kmも低い値であった。この差については、噴煙の位置とGMSの視差の関係とから補正することができた。しかし、噴煙の表面温度が実際の高度の気温よりも高温であった(低い高度に推測させた)ことは、上昇した噴煙の表面で活発な熱の放出があったことを反映するものであろう。

(5) 気象レーダーによる噴煙の解析

これまでに日本では1977年有珠山、1986年伊豆大島、1991年雲仙岳などの噴煙がレーダーで検出されている。レーダーでは噴煙が見かけ上降水領域として観測されるが、その領域は実際の噴煙塊の広がりのほんの一部であり、水蒸気や噴出物の分布密度が特に高い部分が検出されていると考えられる。

(6) 微気圧計による気圧波の解析

気象庁が展開している微気圧計によって1980年のセントヘレンズと1991年のピナトゥポの爆発で生じた気圧波が記録された。気圧波は爆発の際の大気急激な熱膨張によって生じると考えることができ、その解析は大きな爆発の規模の評価に有効なものである。なお、両者の波形は著しく異なっており、前者が単発の爆発タイプであるのに対し、後者はいくつかの爆発が続いたことを反映している。

4 今後の課題

衛星画像やレーダーで噴煙を観測して、爆発の発見、高度の観測、噴煙の追跡に活用するためには、噴煙の識別能力と検出率の向上、薄い噴煙の広がりの検出が不可欠である。このためには、画像処理手法、検出器の機能向上、開発とともに噴煙の物理的、光学的特性についての資料の蓄積が必要である。噴煙のダイナミクスの解析、爆発機構の研究にも応用可能であるが、まだ詳細な資料は少ない。なお、噴煙による災害防止という観点では、火山活動の国際的な即時連絡体制の確立が強く望まれる。

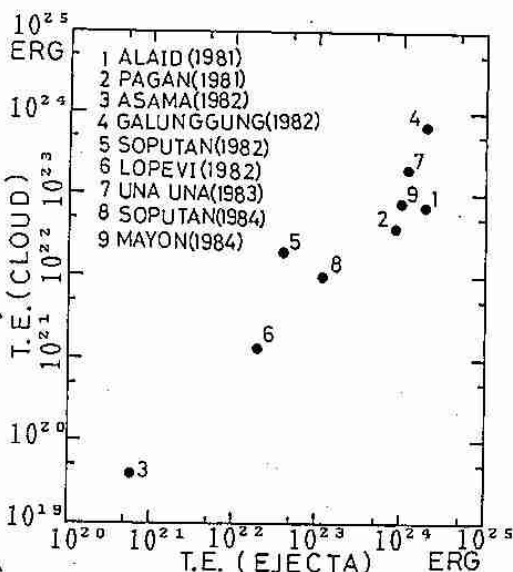


図-2 噴煙(縦軸)と噴出物(横軸)の放出熱量の比較



# 8. ドップラーレーダーで観測された津軽地方のLモード降雪雲の解析 - 1990年1月25日の事例 -

大槻 政哉 (気象協会) ・ 児玉 安正 (弘前大・理)  
真木 雅之 ・ 中井 専人 ・ 八木 鶴平 (防災科研)

### 1. はじめに

青森県津軽地方は、冬型の気圧配置時には激しい降雪に見舞われる豪雪地帯であるが、北海道・北陸地方に比べリモートセンシングによる観測や研究が立ち後れていた。今回は防災科学技術研究所が地吹雪等の研究のため観測したドップラーレーダーのデータをもとに、1990年1月25日津軽地方に見られたLモード降雪雲を解析した。この降雪雲の振る舞いには地形の効果が大いと考えられたので、今回その事を中心に報告する。また今回の解析は1990年1月25日19時59分から20時55分までのデータを用いて行った。

### 2. 地形特性と気象状況

図1に津軽地方の地形図を示す。北部津軽半島は三方を海に囲まれまた津軽山地があり、南部では岩木山や八甲田山という標高1000m以上の山々が連なっている。

1990年1月下旬は西高東低の気圧配置が続き、1月25日も季節風に伴う筋状の雲が日本海上に見られた(図2)。解析の対象である25日21時は北日本の気圧傾度は非常に大きく、レーダーサイト付近では鉛直シアのほとんどない強い西風が卓越していた(図3)。同時刻は寒気の流入がピークで500mb面は $-39^{\circ}$ となっていた。

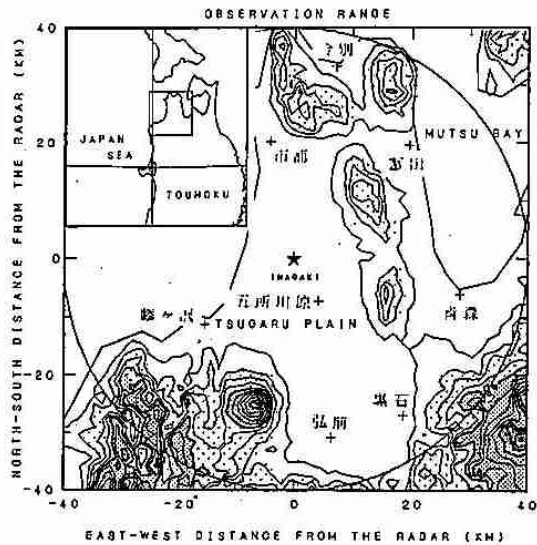


図1. 津軽地方の地形とレーダーサイト(★)

### 3. 解析結果

図4に20時55分のレーダーエコー(a)とドップラー速度(b)を示す。この時刻津軽地方中部に幅10km以下に配列した帯状のエコーが見られる。図解析図から活発な筋状雲の先端である事がわかる。またドップラー速度の零線から津軽地方南部で一般風である西風が変化しているのがわかり、約1500m以下の層では岩木山や八甲田山系の地形の影響により西風が南下の成分をもったと考えられた。この降雪雲は季節風による筋状のLモード降雪雲であり、ローレル状はそれ以外の南部の西南西風と北部の西風との収束・上昇により、バンドに形成されているのだろうと考えられた。

図5に降雪セルの進行方向にほぼ平行な $AZ=261^{\circ}$ での、エコーの鉛直断面図の時系列を示す。これはRHI走査のものではなく、CAPPIのデータを鉛直方向に重ねたもので最大仰角 $21.6^{\circ}$ より内側はデータがない。この図からLモードの降雪雲はいくつかの降雪セルから構成されているのがわかる。日本海上から季節風が津軽地方に上陸しレーダーサイトを通過したと考えられる。そして津軽山地上で25dBZ以上の強いエコーが現れてセルは衰弱して山を通過するとエコーは弱くなるため20時38分の鉛直断面図を示す。セルを維持しているスケール約10kmの対流を一般風向(西)に平行な鉛直面内の二次元対流と仮定し、ドップラー速度から降雪雲の平均移動速度を差引いた(図6,上)。矢印の気流の収束・発散が考えられ、下層1000m以下の収束・発散量は(図6,中)の様になる。津軽山地西側麓では約 $8 \times 10^{-4} s^{-1}$ の収束によって強い上昇流があり多くの氷晶が形成され、エコーが発達した(図6,下)。

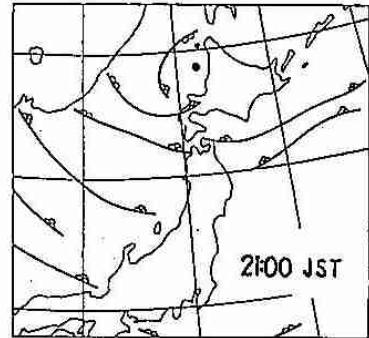


図2. GMS画像による雲解析図。

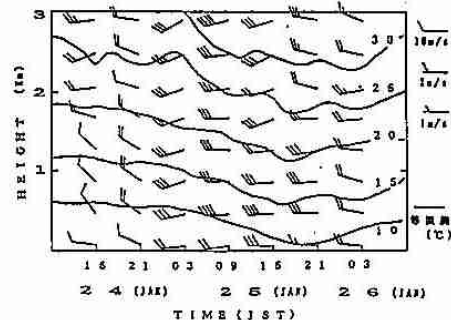


図3. レーダーサイトの風と気温の TIME-HEIGHT CROSS SECTION.



## 9. 西南北海道西胆振地域における降雨・雪のイオンバランスの季節変化

大浦 宏照・尹 松  
白幡 浩志 (室工大・工)

### 1. はじめに

わが国における湿性降水物のpHや主化学成分に対する通年観測は、環境庁を初め地方自治団体、研究機関などが各地域で行なっている。しかし積雪寒冷地である東北、北海道地区においては、通年観測は、部分的に実施されているようである。積雪寒冷地では、冬期間の化石燃料消費量の増大やスパイクタイヤ装着によるいわゆる車粉の発生など、他地区にない特有の大気環境汚染の問題があり、年間を通じた湿性降水物の観測が重要であると考えられる。演者らは、西南北海道室蘭—苫小牧工業地帯をモデル地域とし、積雪寒冷地域における重工業地帯での降雨・雪中の化学成分の季節変化、地表風向などとの関連性について研究している。本報告は、平成2年6月から平成4年5月の2年間にわたり「1降雨全量採取法」により採取した、湿性降水物の主化学成分の季節変動と地表風向によるイオンバランスの変化について述べる。

### 2. 観測地点及び試料分析法

室蘭市香川町および白老郡白老町字森野で降雨・雪の試料を採取した。両地点は、市街地より5km以上離れた草地であり、周辺に局地的汚染源は認められない。降水・雪の採取は、採取器具を降雨直前に設置し、降雨・雪終了後直ちに回収する「1降雨全量採取法」とした。また採取器具は、使用後アセトンおよび蒸留水で十分に洗浄した後、蒸留水を満たしたタンクに浸漬保管した。さらに設置直前に再度蒸留水で洗浄後ポリエチレン製コンテナに入れ観測地点に運搬し、極力人為的汚染防止に努めた。

pHは、降雨試料の一部を用いて、回収後速やかにガラス電極法で測定した。主化学成分は、試料を0.45μmミリポアフィルターでろ過したものを供試体とした。Na<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>はイオンクロマトグラフ法により、K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>は偏光ゼーマン原子吸光光度法でそれぞれ定量した。また、降雪試料は室温で融解した後、降雨と同様に処理した。

### 3. 結果および考察

全観測期間を通じたpHの雨量加重平均は、室蘭・森野ともに4.6であった。この値は、道内他地点の観測結果、4.6~5.3の低い値に属している。

1年間を降雪の有無に着目して積雪期間、非積

雪期間に分類すると、室蘭でのpH値は顕著な季節変動が認められないのに対し、森野ではpH値が積雪期間にやや低下する傾向が認められた(表1)。この事は降雨・雪のpHに影響するイオンバランスに季節的変化があることを示唆している。

イオンバランスの変化を検討する目的で、海塩寄与分を除いた主要イオンの当量和(H<sup>+</sup>+nssSO<sub>4</sub><sup>2+</sup>+NO<sub>3</sub><sup>-</sup>+NH<sub>4</sub><sup>+</sup>+nssK<sup>+</sup>+nssCa<sup>2+</sup>+nssMg<sup>2+</sup>)と各イオン成分の比(当量比)を算出した。その結果、室蘭では積雪期間にnssCa<sup>2+</sup>の当量比が高くなるとともにnssSO<sub>4</sub><sup>2+</sup>の当量比もやや増加する傾向が認められた(図1)。また先に述べたように室蘭のpH値には明瞭な季節変動が認められないにも拘らず、水素イオン濃度の当量比が見かけ上低下している。これは、陽イオン濃度の増加分が陰イオン増加により相殺され、水素イオン濃度がほぼ一定となるとともに、水素イオン以外のイオンの濃度が増加したため、見かけ上の当量比が低下したことによるものであると考えられる。また森野でも水素イオン濃度の当量比が低下し、nssCa<sup>2+</sup>の当量比が高くなった。

季節別にみれば、非積雪期間の各イオンの当量比は観測地点による明瞭な差が認められない。一方、積雪期間には森野に比べ室蘭のnssCa<sup>2+</sup>当量比が高く、水素イオンの当量比が低くなっている。このように、積雪期間にイオンバランスが地点により異なる事実は、局地的な汚染源の影響を明瞭に受けていることを示すものと考えられる。

また、地表風向別の積雪期間のNO<sub>3</sub><sup>-</sup>/NH<sub>4</sub><sup>+</sup>およびNO<sub>3</sub><sup>-</sup>/nssSO<sub>4</sub><sup>2+</sup>の比は、不明瞭ながら森野でE-ESEおよびS-SSW、室蘭でS-SSWの方向で高NO<sub>3</sub><sup>-</sup>となっている。一方nssSO<sub>4</sub><sup>2+</sup>/NH<sub>4</sub><sup>+</sup>比は、明瞭な風向による構成比の差は認められない。NO<sub>3</sub><sup>-</sup>は、当量比としても同じ風向の場合に高くなる傾向を示すなどから、局地的汚染を反映している可能性がある。さらに、nssCa<sup>2+</sup>は室蘭でSE-SSE、森野でS-SSW方向の際に当量比が高くなる傾向を示す(図2)。これらの方向には、室蘭は市街地・工場が、森野では国道・高速道路が位置する。このような、積雪期間のnssCa<sup>2+</sup>の過剰傾向はスパイクタイヤ走行によるアスファルト粉塵中に含まれるCaの寄与によるものと推定される。

表 1 季節別雨量加重平均

	MURORAN				MORINO			
	90/06 -90/11	90/12 -91/03	91/04 -91/11	91/12 -92/04	90/06 -90/11	90/12 -91/03	91/04 -91/11	91/12 -92/04
Rain fall (mm)	1301	364	1172	170	1632	388	1579	497
pH	4.78	4.83	4.60	4.60	4.73	4.54	4.55	4.48
Cl <sup>-</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	72.4 94.4	174.9 63.8	87.6 100.5	82.7 14.1	60.5 100.8	99.1 38.5	61.2 96.8	82.0 40.9
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	8.2 10.7	16.3 5.9	11.0 12.6	26.4 4.5	8.6 14.3	19.5 7.6	12.4 19.6	20.8 10.4
nssSO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	16.2 21.2	42.3 15.4	23.6 27.1	61.4 10.4	18.7 31.1	45.4 17.6	29.3 48.3	46.1 23.0
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	12.8 16.6	26.3 9.8	14.7 16.9	37.2 6.3	12.2 20.5	20.4 7.9	17.6 27.4	21.9 10.4
Na <sup>+</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	62.4 81.7	149.8 54.7	75.3 86.4	69.9 11.9	53.3 89.3	90.7 35.2	54.3 84.7	71.5 35.6
nssK <sup>+</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	3.6 4.7	4.3 1.8	2.2 2.6	3.9 0.7	3.0 5.0	2.7 1.0	2.2 3.4	2.7 1.4
nssCa <sup>2+</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	5.6 7.3	27.2 9.9	4.4 5.0	32.6 5.5	4.9 8.1	19.4 7.5	4.2 6.6	18.0 9.0
nssMg <sup>2+</sup> (μeq/L) (meq/m <sup>2</sup> )	0.3 0.4	1.5 0.5	0.2 0.2	5.5 0.9	0.2 0.3	1.2 0.5	0.2 0.3	1.3 0.8

nss:neglect sea salt

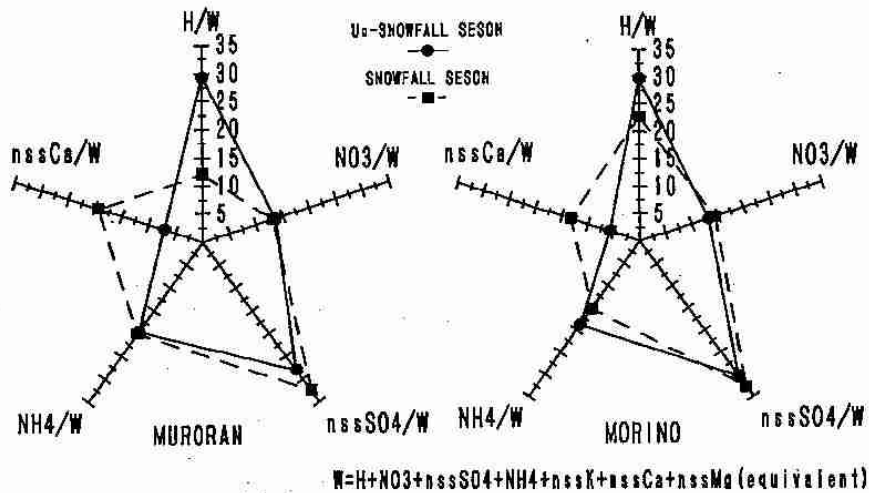


図1 各観測地点のイオンバランス (当量比)

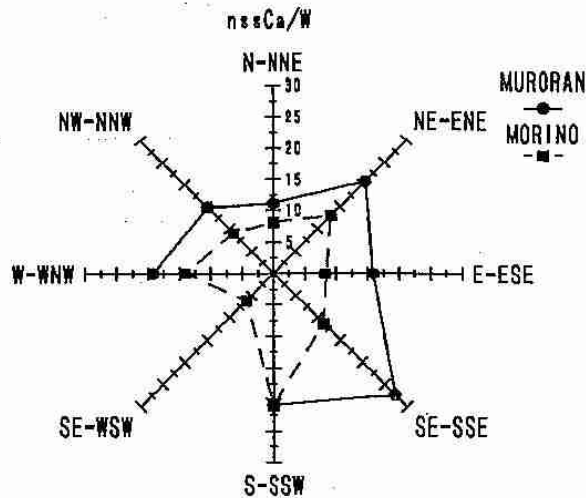


図2 地表風向によるCa当量比の算術平均 (積雪期間)





これは、雪雲流入時に①850mbの風向がほとんど変動していない、②地形（山脈）の阻止効果や水平的収束がない、の2条件を満たしている日時と地点を選び対応を調べる。②の条件に適合する箇所として、留萌-旭川ライン（第1図参照）を選択した。このラインは旭川市の西側にわずか500m未満の山が存在するのみで対応を見るのに適している。

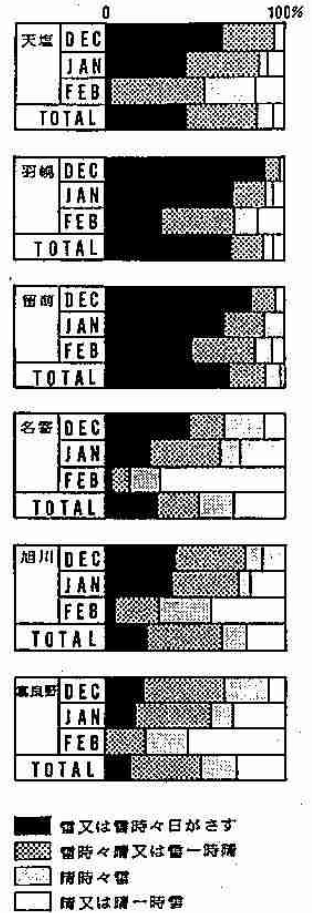
これら二つの図から次の特徴が認められる。

- a)  $E_{s+700}$ が10.0mbより高い領域Cは平均日照時間差1.8時間、10.0mb以下の領域Bは2.8時間で、 $E_{s+700}$ が大きいと日照時間の差が小さくなる。
- b) 850mb風速が10~30kt未満の範囲のB、C域では留萌と旭川間の距離約60kmにおいて日照時間の差は、風速による差異が認められない。
- c) Zの関係では、高度の高い領域Eが日照時間の差が3.0時間と大きく、反対に低い領域Dが1.9時間と小さくなり、雪雲の高度が高いと内陸への流入距離は短いことが示される。
- d) 850mb風速が30kt以上するとき（A、A'領域）は $E_{s+700}$ の大小、Zの高低と無関係に雪雲が旭川まで流入している。

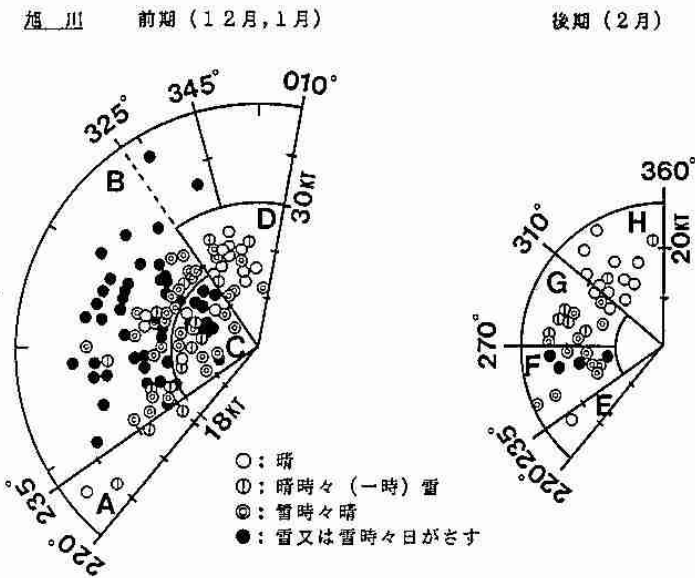
これらのことから、雪雲の内陸流入距離を決定する基本的な要素は850mb風速が第一義的な役割を果たしているが、 $E_{s+700}$ も大きく寄与していることが分かる。一方感覚的にはZが高いほど雪雲が内陸へ流入しやすいと思われるが、この調査結果では、Zの高低に無関係であることも分かった。

6. おわりに

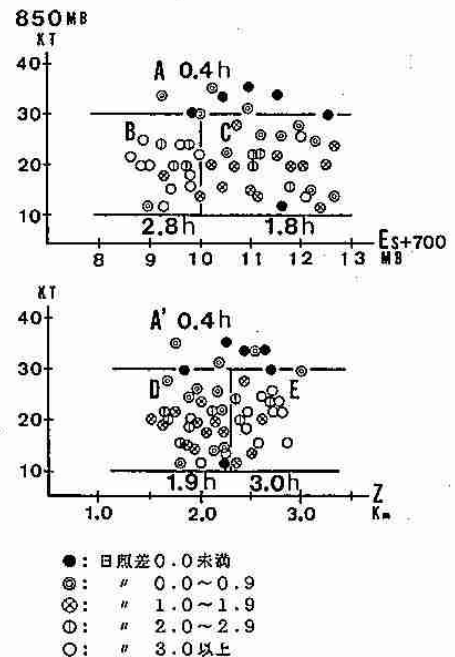
北海道北部の冬型季節風時における天気を決定づける雪雲の流入に関して、その流入に寄与する要素は①850mb風向・風速、②雪雲中に含まれる水蒸気量の二つが重要であることが示された。また、これとは別に、流入を妨げるものとして①内陸高気圧の形成、②山脈（地形）が考えられ、この両面の微妙なバランスにより様々な天気パターンが現れる。この報告は雪雲の振舞に関する基礎的な紹介に重点を置いたが、最終的には上記要素などを用いて天気判別の方法を作成している。



第2図 各地の天気出現率



第3図 850mb風向風速別の旭川の天気分布



第4図 850mb風速と $E_{s+700}$ ・Zの関係における旭川と留萌の平均日照時間差分布

## 11. 北海道都市型降雪と陸風の規模との関係について

立花 義裕・佐藤 晋介  
 兒玉 裕二・山田 知充 (北大・低温研)

### 1 はじめに

冬期平均の北海道付近の気圧配置は基本的にいわゆる西高東低の冬型である。ところが、地衡風とは反対方向の陸風がしばしば大気境界層内のごく下層で発生し、札幌付近では大雪になる場合が多い。そこで冬期にこのような現象が現れた時を「北海道都市型降雪」と名付ける。この現象は、気象衛星からみた場合の呼称として北海道西岸収束帯状雲と呼ばれたり、地上気圧配置図から北海道西岸小低気圧等と呼ばれている。「北海道都市型降雪」を過不足なく抽出することは、気象衛星ひまわりからも、地上気圧配置図からも、非常に典型的な場合を除いて不可能である。しかし、典型例は必ずしも大雪になるわけではなく、寧ろ両者からは鮮明に読み取れない場合に大雪になる場合が多い。

本研究では、「北海道都市型降雪」が起こっている日時を抽出し、そのときの陸風の規模を推察した。陸風は、北海道の内陸が放射冷却によって冷えるために起こるといわれているが、その規模や継続時間またその日変化に着目した研究は例がない。また、オホーツク海の海水が「北海道都市型降雪」に影響を及ぼしているという多くの指摘があるが、これらは陸風すなわち、内陸側の寒気の形成が、海水が存在するために、海からの大気への熱輸送を遮断する効果によって促進されることを指摘したものである。しかしながら北海道は2000m級の脊梁山脈が南北に走っているために、山脈を越えてオホーツク海側の下層寒気が日本海側に流入することは考えにくい。そこで本研究では、内陸に形成される大気境界層の寒気がオホーツク海の海水の影響と判明できるシグナルを包含しているか否かを調べるために、北海道の中心部の、冬期にはまったくの無人地帯になる大雪山中に、温度計を設置して観測を行った。

### 2 観測及び用いたデータ

1990-1991年にかけての冬に、北海道の大雪山の山地斜面の標高2000m(白雲岳観測点)と1690m(ヒサゴ観測点)の地点に無人の温度計を設置して、30分毎の気温を観測した。また、同高度の自由大気温と比較するために、札幌管区気象台の高層ゾンデの結果と大雪山の気温データとを比較した。

また、「北海道都市型降雪」を抽出するために、北海道の石狩平野の海岸部の気象庁のアメダス観測地点の「石狩」と「厚田」の2地点の、冬期(12月から2月)の毎時データから、風向に東成分がみられ、かつそれが3時間以上継続した場合を抽出した。さらに、温帯低気圧の直接の影響を受けて東成分の風が検出されている場合を除くために、地上気圧配置図を用いて、北海道付近の地衡風が明らかに南西成分の風向きを示す日を除いた。

### 3 結果

図1は1990年12月から1991年2月までの間の「北海道都市型降雪」の全41ケースの時間別の発生時刻頻度、消滅時刻頻度及び発現頻度を表している。これによると、「北海道都市型降雪」は夜間に発生し昼前頃に終わることが読み取れる。また、平均の継続時間数は15.4時間であることから日変化する降雪現象であり、それはいわゆる海陸風循環の陸風と同等のものであると考えられる。但し、継続時間が24時間以上の事例も6例あり、全てが海陸風循環で説明されるわけではない。

次に、大雪山の気温との比較を行った。その結果図2のように、継続時間が長い場合には、大雪山の2000m地点と1690m地点の温度差と、月平均の両地点の気温差からの偏差が負になっている。これは、大雪山の山地斜面の大気がより安定になっていることを表している。しかし、このときの札幌のゾンデの結果(図3)は安定度が低い。また、大雪山の斜面の方の気温が低温になっている。このような結果になったのは、山地斜面が放射冷却によって冷えて、気温の鉛直逆転が発生していると考えられる。

### 4 考察

継続時間が長い「都市型降雪」は、北海道中央部の大雪山の山地の鉛直気温勾配と非常に良い相関がみられた。この結果から、山地斜面を含めた石狩川流域全域の大気境界層に形成された寒冷気塊が、重力流としてあたかも川が低地へ向かって流れるように、石狩湾に流出していると考えられる。これは通常考えられている陸風よりも非常に規模が大きい、「大規模陸風」である。図4は、石狩川の流域と分水嶺を示した図である。これを見ると「大規模陸風」の規模が、以外に大きいことが十分推察される。また、石狩川やその支流の上流域で形成された寒冷気塊が石狩湾に到達するまでには非常に時間を要し、例えば寒冷気塊の重力流の進行速度が8m/sであるなら、石狩川上流域から石狩湾に到達するまでに約8時間かかることになる。従って、石狩川下流域周辺の夜間放射冷却によってつくられた寒冷気塊が日中に解消した頃に、石狩川の上流域から到達した遠来の寒冷気塊が石狩川河口域に到

達するために、見かけ上陸風が継続する形となり、「北海道都市型降雪」長続きするのであろう。

海水は日本海側と対岸のオホーツク海沿岸にのみ接岸するので、その影響が「都市型降雪」に及ぶためには、少なくとも北海道全体を冷やし且つその冷気が日本海側へ流出する必要がある。従って、長く継続する「都市型降雪」に対しての海水の影響は十分考えられるが、日変化をする短い継続時間の「都市型降雪」に対しては、直接の影響はないと考えられる。観測を行った年は、海水が北海道沿岸に全く到達しなかった特異年であった。しかし、「都市型降雪」は例年よりも多く発生した。これは、継続時間の短い「都市型降雪」が例年よりも多く発生したことが原因であると考えられる。

5 結論

北海道の日本海側、中でも札幌に大雪をもたらす降雪は、陸風が吹いていることが本質的に重要である。また、その陸風の規模は、降雪継続時間が短いときは、石狩湾周辺に限られる。一方降雪継続時間が長いときは、陸風の規模は、石狩川水系全体まで及び非常に大きいことが分かった。

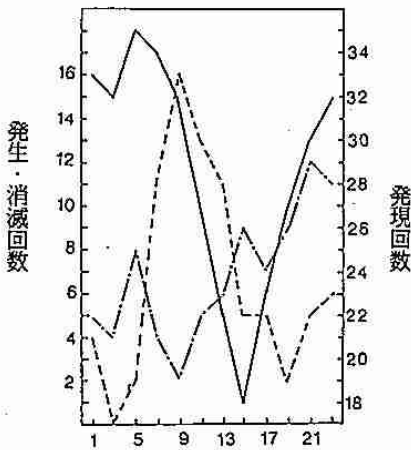


図1 都市型降雪の発生時刻(1点鎖線)、発現(実線)、消滅時刻(波線) 横軸(時刻)、縦軸(回数)

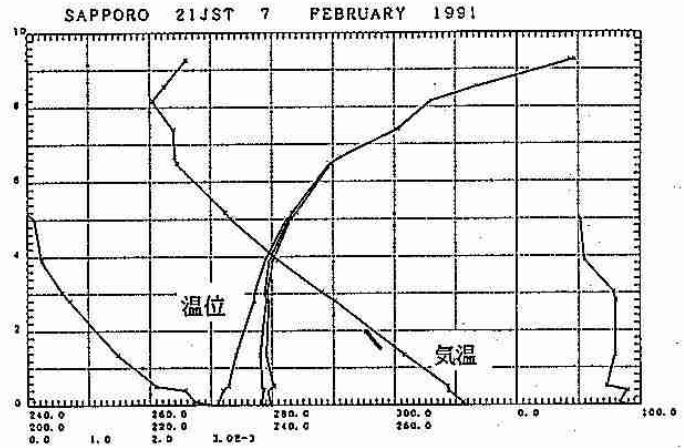


図3 都市型降雪が起きているときの札幌上空の気温及び温位。太線はそのときの大雪山の気温。

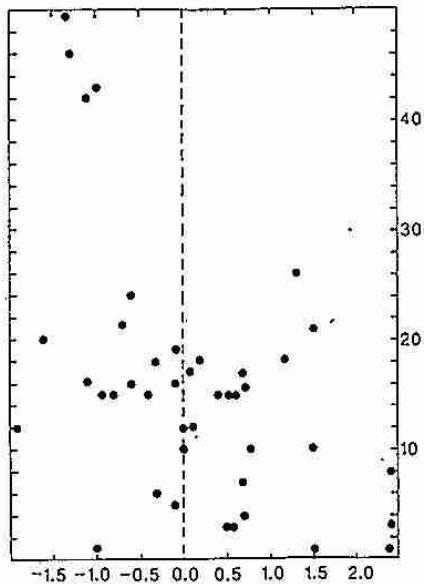


図2 都市型降雪の継続時間(縦軸:時)とそのときの大雪山の2000m から1600m の気温を引いたときの平均気温偏差からの偏差(横軸:°C)。すなわち、鉛直気温勾配偏差と継続時間の関係。

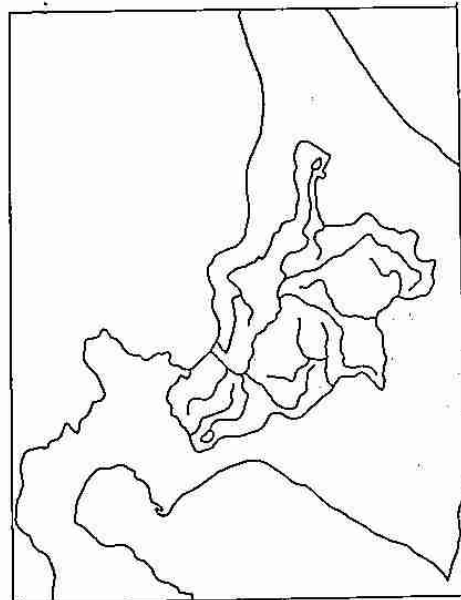


図4 石狩川水系とその分水嶺