

—発表会要旨①—

平成5年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成5年6月11日（金）  
場所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室  
3-401講義室

1. ふるいで発見された酸性雪における雲粒の役割.....	20
北大・低温研	遠藤辰雄
北教大	高橋庸哉
金沢大	村本健一郎
"	中川千枝
2. 北海道における季節気温の変動周期と循環場の特性.....	22
札幌管区气象台	若原勝二
3. オホーツク海の海氷が冬季北海道の気温変動に及ぼす影響.....	24
北大・低温研	本田明治
"	若土正暁
4. 降水量と降雪量の関係について.....	26
札幌管区气象台	中山 寛
"	山内博行
5. 北海道西海上小低気圧の発達過程.....	28
—1992年1月22日～24日の事例解析—	
札幌管区气象台	上田崇裕
"	久保一夫
"	若原勝二
"	大橋雅寿
6. 冬期季節風の吹き出し方向に直交する筋状雲のメソスケール構造.....	30
北大・低温研	佐藤晋介
名大・水圏研	藤吉康志
「都市豪雪」研究グループ（代表者：北海道大学 菊地勝弘）	
7. 層積雲の雲頂構造とその放射特性.....	32
北大・環境	落合 治
"	菅野正人
北大・理	菊地勝弘
"	遊馬芳雄
東北大・理	田中正之
"	早坂忠裕
名大・水圏研	武田喬男
"	藤吉康志
8. NOAA/AVHRRを用いた北海道西岸帯状雲の雲頂構造の解析.....	34
北大・環境	勝俣昌己
北大・理	上田 博
"	菊地勝弘
北海道大学理学部レーダー観測グループ	
9. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測概要.....	36
北大・理	上田 博
北大・低温研	竹内謙介
東大・気候システム	住 明正
名大・水圏研	藤吉康志
J-COAREマヌス島レーダー観測グループ	
10. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測.....	38
—1台のドップラーレーダーで見たエコーの特徴—	
北大・理	高橋暢宏
"	上田 博
J-COAREマヌス島レーダー観測グループ	

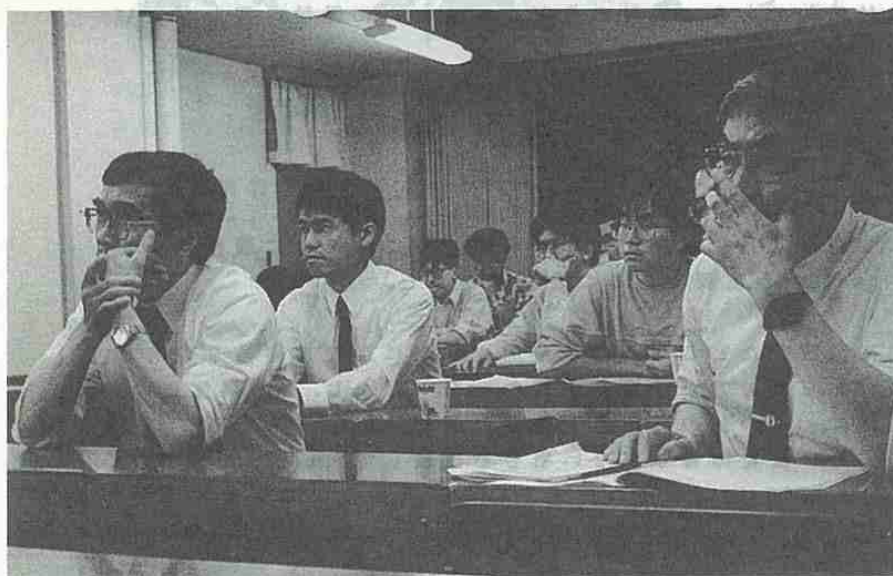


平成5年度第1回支部研究発表会

◀研究発表 上田崇裕会員



◀研究発表 落合 治会員



◀研究発表会場風景

# 1. ふるいで発見された酸性雪における雲粒の役割

遠藤 辰雄 (北大・低温研) ・高橋 庸哉 (北教大)  
村本健一郎・中川 千枝 (金沢大)

## 1. はじめに

本研究の目的は降雪の酸性化における雲粒の役割を降雪粒子の観測から解明しようとするものである。これを解析的に求めるために、ふるいを用いて完全なあられとその他に区分して降雪粒子を採取し、雲粒捕捉様式の異なる因子を大まかに分別した。

Parungo et al. (1987)はコロラドで観測を行い、雪結晶のpHは5.5より大きく、濃密雲粒付結晶では5.0より小さいことを見いだした。これは、氷の結晶格子に異物が極めて入り込みにくい性質があるため、雪の酸性化は酸性物質を取り込んだ過冷却雲粒の捕捉によると考えられた。Collett et al. (1991)は雲粒捕捉の割合が増加するとイオン濃度が増加することを見いだしている。これに対して、雪結晶による酸性ガスの取込みに関する最近の室内実験から、 $\text{SO}_2$ の取込みは雪結晶の成長時や疑似液体層が存在する0℃付近で著しく、 $\text{H}_2\text{O}_2$ の存在で強められることが示されている (Mitra et al., 1990)。また、 $\text{HNO}_3$ についても取込まれやすいとされている (Mitra et al., 1992)。

## 2. 観測方法

1992年1～2月に石狩湾周辺で行われた降雪雲の発生・発達機構に関する集中観測の際に、低温研ドップラレーダが設置された石狩町美登位で降雪粒子を1時間内外の間隔で採取した。観測点は札幌の北北西20kmに位置し、周囲には人家等は殆どない。試料の分析項目はpH・導電率測定及び化学分析 ( $\text{SO}_4^{2-}$ ・ $\text{NO}_3^-$ ・ $\text{Cl}^-$ ・ $\text{NH}_4^+$ ・ $\text{Ca}^{2+}$ ・ $\text{Mg}^{2+}$ ・ $\text{K}^+$ ・ $\text{Na}^+$ )である。また、降雪粒子に関しては次の事項を連続的に観測した： a)降雪粒子の形態； b)粒子の大きさ・落下速度・空間数密度； c)降雪強度。また、レーダ・ソーダや雲粒子ゾンデなどのデータを参照した。

降雪粒子を採取する際にあられが含まれている場合にはふるい分けを行った。図1はその例である。ふるいの中に残ったのはあられで、ふるわれたものは雪の結晶・雲粒付雪結晶及びふるいの目を通った雲粒付雪粒である。雲粒の役割をみるために雲粒の寄与がない場合も含めて解析した。

## 3. 結果と考察

### (1) 気相成長の場合～雲粒の寄与なし～

雲粒捕捉が殆どない場合でもpH4.0～4.3で、高い酸性度を呈した。 $\text{nss-SO}_4^{2-}$ と $\text{NO}_3^-$ を比較して、後者の方が取り込まれていた(当量濃度比：3～6倍)。この場合に酸性化に寄与するのは $\text{NO}_3^-$ ばかりでなく、 $\text{nss-Cl}^-$ も重要であることがわかった。

### (2) 雲粒捕捉成長の場合

ふるいによりあられとその他に分離したところ(図2参照)、pHに当初期待通りの有意な差が見いだされた。すなわち、あられの方が酸性度が高かった。しかし、 $\text{NO}_3^-$ 濃度についてはその他の方が高かった。これは、その他の方が落下速度が遅く、 $\text{HNO}_3$ ガスに晒される時間が長いと考えられる。また、雲粒の寄与がない場合と比較して、 $\text{nss-SO}_4^{2-}$ が多く取り込まれていた。この場合に、ドップラレーダVAD法で求めた風向はほぼ北西で、汚染物質の長距離輸送の可能性がある。

4. まとめ

降水の酸性化機構を解明するために、降雪粒子をふるいであられとその他に分別し、pH測定や化学分析を行った。ふるい分けによって、雲粒捕捉様式の違いによる酸性度に顕著な差が見いだされた。

謝辞： 試料分析では金沢大学環境保全センターの御支援を頂いた。また、レタ・テタの解析は北大・低温研の佐藤晋介・牛山朋来氏による。



図1 降雪粒子のふるい分け例：ふるい中に残ったもの(上)とふるい落ちたもの(下)

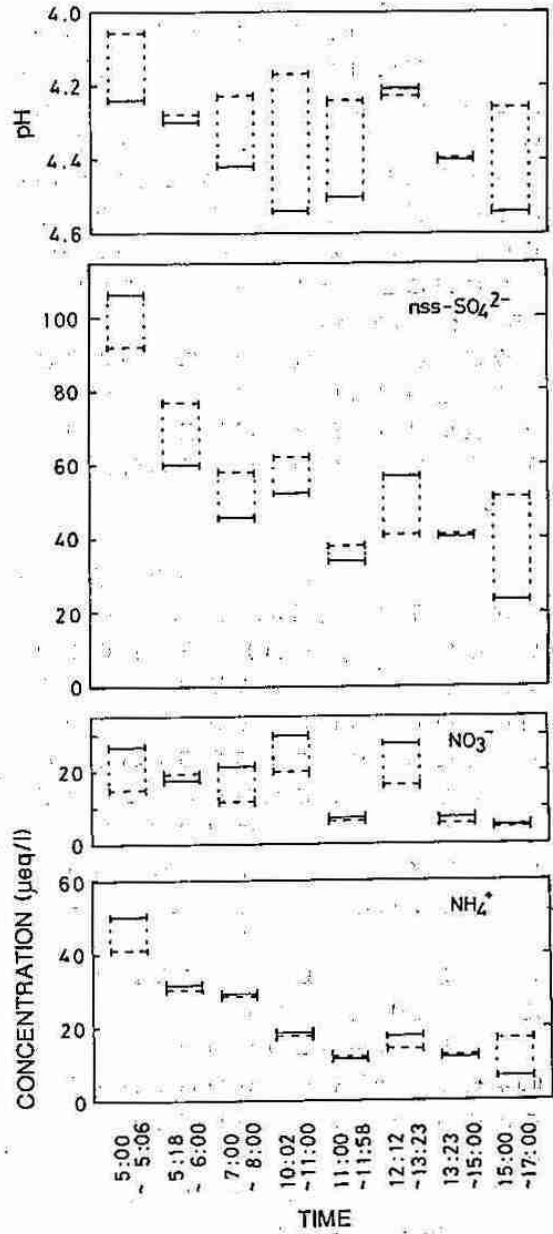


図2 ふるいにより分別されたあられ(点線)とその他(実線)のpH及び含まれる化学成分濃度



## 2. 北海道における季節気温の変動周期と循環場の特性

若原 勝二 (札幌管区気象台)

### 1. はじめに

北海道は季節を通して、日本の他の地域より気温変動の大きいところに位置している。特に小笠原気団とオホーツク海気団または大陸寒気団の間の前線帯のかかり易い夏期は、気温の変動が日本で一番大きい。北海道の気温に対する全国各地の気温の相関係数は関東以北は0.6以上で北海道に近いほど相関が高くなっている。夏気温の標準偏差は北海道が1.0度に対して、日本列島の南ほど少なくなっており、沖縄では0.5度となっている。

今回は各季節の気温の標準偏差の経過から気温の変動度の周期を調査した。また、夏気温の変動と各種循環指数の関係から変動期と安定期の循環場の特徴を調べた。

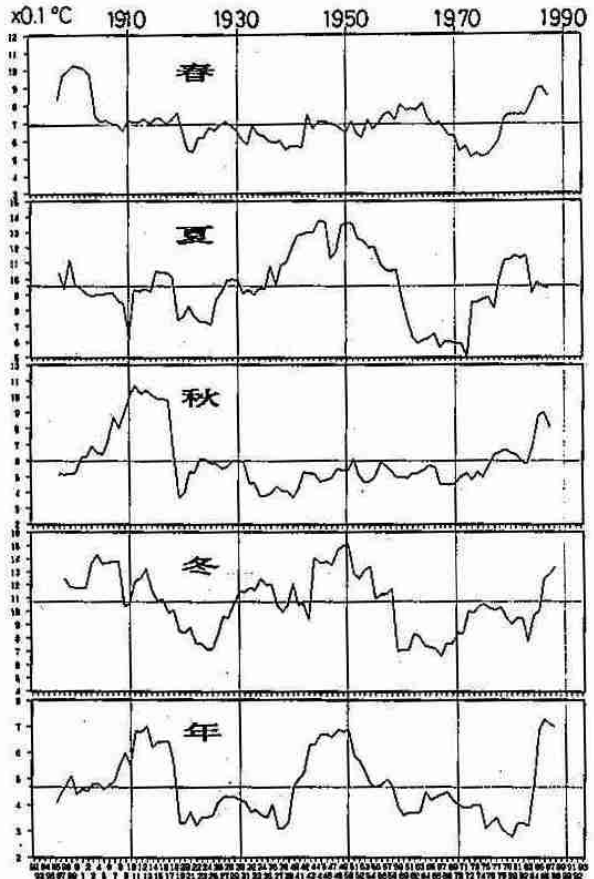
### 2. 北海道季節気温の変動周期 (第2図)

北海道7地点(旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、函館)の各季節の平均気温の11シーズン毎の標準偏差をこの期間の中心の値にして1シーズンずつずらして経過を見たのが第2図である。これから分かることは1940年代にピークがあつて全体には5~6年周期が卓越している。特に1970年代後半からはこの5~6年周期が明瞭になっている。

### 3. 北海道の各季節の気温の変動(標準偏差の経過) (第1図)

春: 15年から20年周期がある。1900年代と1980年代に大きい値が表れているがその他はあまり明瞭な変動が見られない。

夏: 1940年代から1950年代にピークがあり、1980年代から1970年代後半にかけ



第1図 各季節気温の標準偏差(11年間の標準偏差を6年目の値にして、1年ずつずらして求める。)の経過。上から春、夏、秋、冬、年の気温の標準偏差。



第2図 季節気温平年差(冬、春、夏、秋の順)の標準偏差(11シーズンの標準偏差を6シーズン目の値として1年ずつずらして求める)の経過。

て、標準偏差の小さい期間がある。1970年代後半から最近にかけては変動の大きい期間に入っている。周期は約30年である。

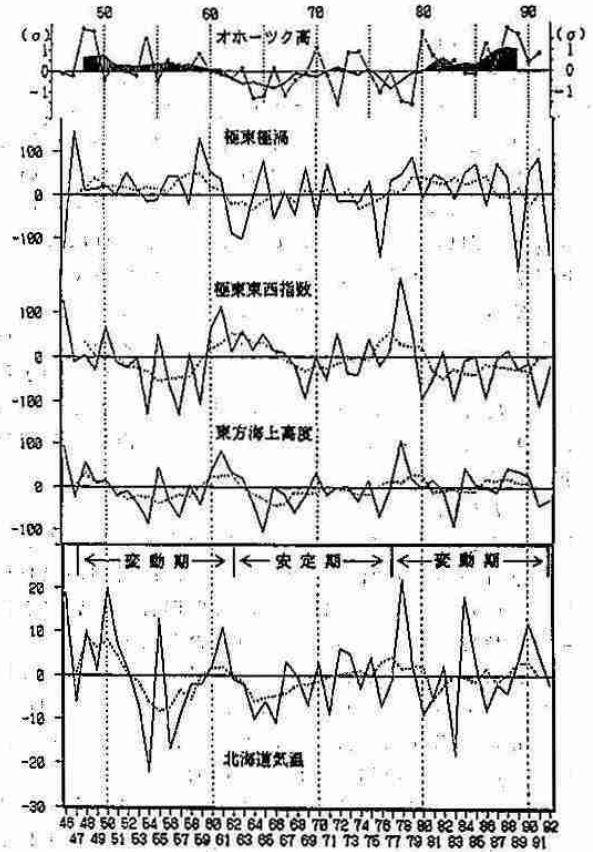
秋：1910年代に大きなピークが表れている。その後変動が少ないが、最近はやつくり増大傾向である。

冬：40年周期と20年周期がある。最近は増大傾向。

年：3.5年から40年周期とその半分の約20年周期がある。最近は変動の大きい時期に入っている。

4. 夏気温の変動周期と循環場の特性

1946年以降の北海道夏気温の平年からの偏差の経過を見ると(第3図、下)、標準偏差の大きい期間に対応して、冷夏、暑夏が表れている。特に暑夏年は6年周期に表れている。これは夏気温だけの傾向ではなく、季節気温の変動周期にも表れているので、興味ある。標準偏差の大きい期間を変動期、小さい期間を安定期とみてそれぞれの期間の500hPa高度偏差の合成図をみると、変動期は日本付近に東西の負偏差域があつて、北海道から北の高緯度にかけては正の偏差域になっている。循環指数から見ると、変動期に対応してオホーツク海高気圧指数がプラス、極渦もプラス、東西指数がマイナスになっている。極からの寒気が放出され易いことを示している。安定期の500hPa高度偏差の合成図は北半球全体が不偏差場になっている。循環指数からは変動期とは逆に東西流が卓越している。

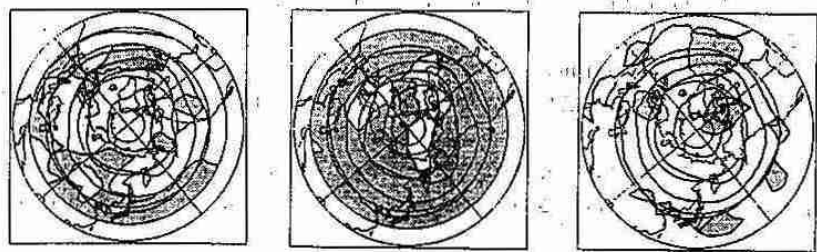


第3図 夏(6~8月)平均の循環指数と北海道の夏気温の経年変化。循環指数の単位は「オホーツク海高」は標準偏差、「他の指数」はm、気温の単位は0.1℃。点線は5年移動平年値。

5. おわりに

夏気温の変動も変動度の大きい期間中は異常気候と結びつくことが多く、気温の変動度の小さい時期に、規模の大きい大雨が発生していることは興味あることである(図省略)。

今回表れた様々な周期が、外的条件とどうか係わっているのか今後検討する必要がある。



第4図 夏(6~8月)の500hPa高度偏差の合成図。

- 左、1949~1962年(変動期)
- 中、1963~1977年(安定期)
- 右、1978~1991年(変動期)

### 3. オホーツク海の海水が冬季北海道の気温変動に及ぼす影響

本田 明治・若土 正暁 (北大・低温研)

#### 1. 本研究の目的と背景

北海道のオホーツク海側は冬季の間海水に覆われる。このような海水域の存在によって、北海道のオホーツク海側を中心に気温が低下することはよく知られているが、今まで具体的な解釈がなされたことはない。気温の平年値を旬別に追うと(図1a)1月下旬の全道的な低極と2月中旬のオホーツク海側(CLUS3)を中心とした低極が見られる。この2つの低極をその変動の型から気温の“W現象”と名付けた。前者は全国的な傾向であるのに対し後者は沿岸海水の最盛期に対応している。後者の低極を少し具体的に見ると、オホーツク海側で最もはっきりしているが、弱いながら周辺域の太平洋側東部(CLUS2)、日本海側北部(CLUS4)でもみられる。他の地域でも気温の上昇が鈍く、全道的に気温変動がW型になっている。これに対し東北地方では、1月下旬低極の緩やかな鍋底型変動で本州以南の典型的な型になっている。

このような気温変動をもたらすのが海水であることに疑いの余地はないが、海水の効果が海を塞ぐだけなら気温低下は沿岸部に限られるはずである。しかし比較的広範囲に気温低下がもたらされている事実を考慮すると、海水の存在に加えて、他の気象要素が介在要素として働いていることが予想される。

以上のような関係、すなわち海水が冬季北海道の気温場に及ぼす影響と介在要素の役割について、今回統計的手法を用いて客観的に解釈を行なった。

#### 2. データと解析方法

気象データは北海道の気象官署(22地点)の資料を、海水データは北大流水レーダーの資料を用いた。いずれも冬季の毎日(1.1~3.31)を対象とした。解析期間は1961年~1990年の30年間であるが、流水レーダーの資料は1968年以前はないので、実質的な解析期間は22年間である。尚、海水勢力の指標は“氷量”を用いる。これは図2のレーダー検知範囲に占める海水面積の割合を百分率で示したものである。

解析は、気温場にかかわる様々な因子を分離するために、日平均気温の冬季の30年分のデータ(季節変動を除去したアノマリデータ)を一本の時系列にして、回転主成分分析を施した(上位3主成分を採用)。この結果と氷量、介在要素(風、日照、降水、気圧など)との対応を解釈した。

#### 3. 回転主成分分析の結果と海水との対応

気温場に対する回転主成分分析の結果、第1~第3主成分(寄与率はそれぞれ36.8%、27.1%、27.0%)の主成分スコアと氷量との相関係数はそれぞれ0.02、-0.56、-0.15で第2主成分が海水の因子と考えられる。第2主成分はオホーツク海側で負荷が高く(図3)、主成分スコアの時系列は30年の平均で2月中旬をピークに低極(オホーツク海側で相対的に低温)となっている(図4)。このことから気温のW現象を客観的に解釈できる。つまり1月下旬の低極は季節変化によるものであり、2月中旬の低極はオホーツク海側に負荷の高い第2主成分(すなわち海水)のスコアの低極によるものである。すなわち2つの低極の重ね合わせがW型の気温変動をもたらしていると解釈できる。

しかし、第2主成分と氷量の相関係数(-0.56)は99%の有意水準を越えてはいるが、決して高くはない。これは海水と気温場の間の介在要素の存在を示唆するものである。いろいろ対応を調べた結果、風の場との対応がよいことが分かった。

図5に多氷(氷量90-100)、少氷(0-49)のそれぞれについて、気圧場より算出(稚内-根室、紋別-函館)された北海道スケールの風向と第2主成分スコアとの関係を示す。これから西風系(S~W~N)ではスコアに大きな差は見られないが、北東風系(N~E)では多氷時にスコアの低下(気温の低下)が目立つ。北東風系はオホーツク海側から吹いてくる風に対応する。つまり、海水が多いだけでは気温低下につながらず、海水の存在に加えて海水によって冷却された北東風系の作用が、オホーツク海側を中心とした強い気温低下をもたらすことが客観的に示された。

更に時期についてみる。図6は1969年~1990年の各旬毎の多氷日数と、多氷日数中の北東風系の日数の頻度を表したものである。この中で多氷時に北東風系になる頻度は2月中旬に最も高く、他の時期に比べ気温低下が顕著であることを示すものである。

今後の課題としては、(1)北東風系をもたらすメカニズムの解明、(2)他の気象要素との関係、(3)気象要素に影響を及ぼす海水のスケール、などがあげられ、更にこれらを踏まえてこの問題の本質的な解決のために力学・熱力学的過程を加えた定量的な解釈をしていかなければならない。

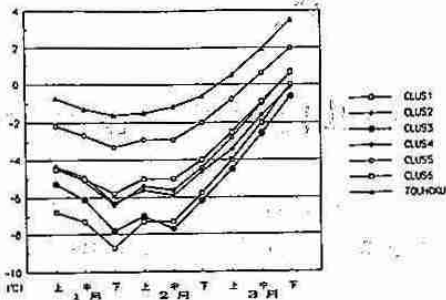


図1. a: 冬季の地域別平均気温(1961-1990). 北海道6地域と東北地方北部. b: 気温場へのクラスター分析による北海道の地域分類.



図2. 流氷レーダー検知範囲. 岡中の3点の円弧範囲で半径約56km(苅田他, 1988)

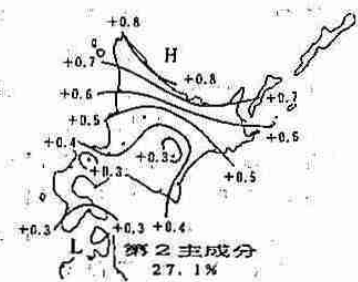


図3. 第2主成分の因子負荷量の分布図.

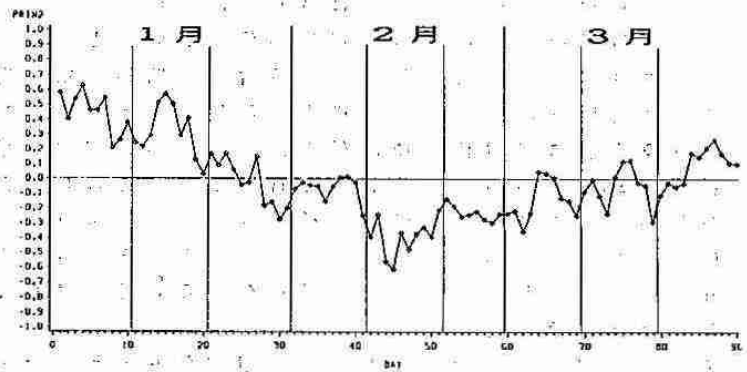


図4. 第2主成分のスコアの時系列. 1961年~1990年の日別単純平均値.

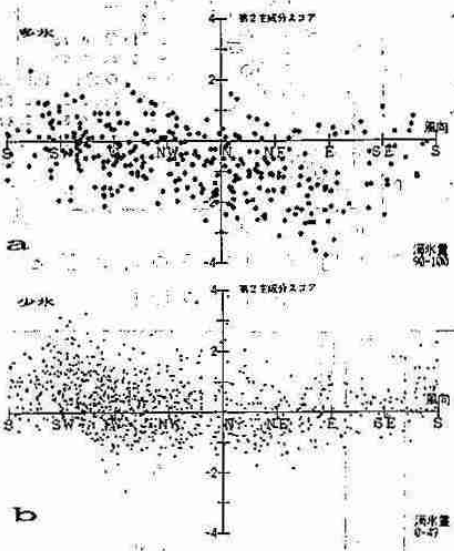


図5. 第2主成分スコアと風向の関係(日別). a: 多氷(氷量90-100), b: 少氷(氷量0-49).

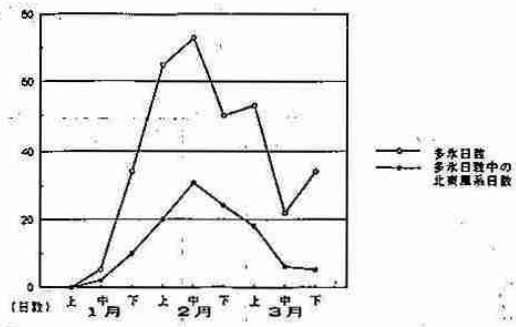


図6. 1969年~1990年の各旬毎(22年×10日=220日)の多氷日数(○)と多氷日数中の北東風日数(●). 旬による日数の違いは補正してある.



## 4. 降水量と降雪量の関係について

中山 寛・山内 博行 (札幌管区気象台)

### 1. はじめに

本調査は雪の面的予報技術の開発の基礎調査として行ったもので、降水量と降雪量の関係(雪水比を含む)から降水量を降雪量に換算できるかどうかを検討した。

### 2. 調査期間、調査方法

調査期間：1988年～1991年の12月から3月の冬季間。

調査方法：気象官署(18官署)における6時間降水量と降雪量の関係。積雪深計が設置されているアメダス観測所86ヶ所のうち31ヶ所における6時間(3時間)降水量と積雪差の関係。また、気象官署およびアメダス観測所における雪水比(S/R比)を求めた。

### 3. 降水量と降雪量および積雪差の関係(風速が8m/s以上、気温が0.1度以上は除いた)

#### (1) 気象官署の降水量と降雪量の関係(6時間) 第1図

相関は0.78と良く、全道平均で降雪量は降水量の14～15倍となっている。次に、気温を3階級に分けて相関をみると(第2図)、気温が高くなるとやや相関は悪いものの分類する前に比べると良くなった。また、官署別にみると内陸の官署(特に岩見沢、札幌)は相関は良く、海岸の官署(図は省略)は良くない。第3図は内陸の岩見沢のものであるが相関係数が0.94と非常に高い相関を示している。

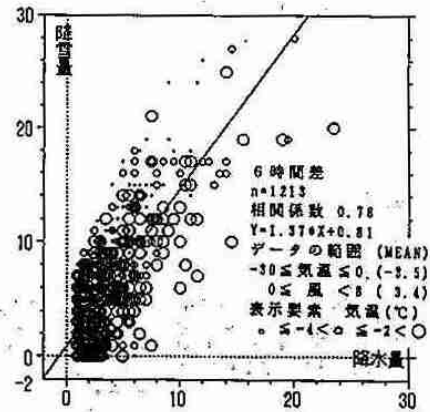
#### (2) アメダス観測所の降水量と積雪差の関係 第4図

##### ア、6時間(降水量2ミリ以上、積雪差0cm以上)

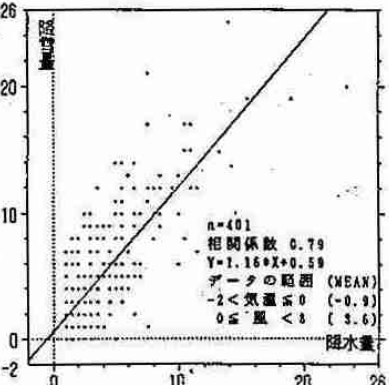
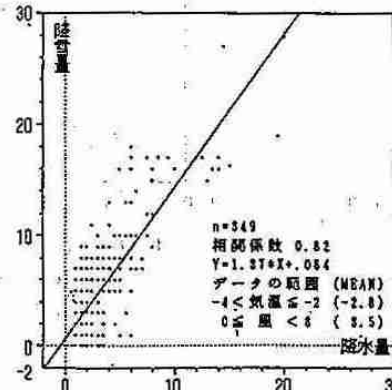
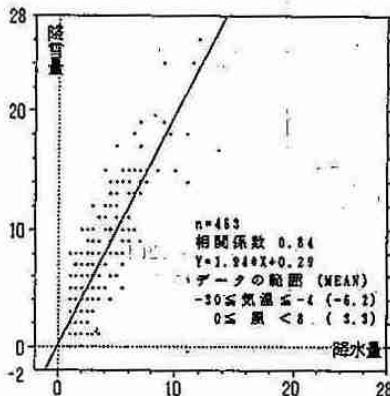
気象官署の降雪量との関係と比べると相関が悪く積雪差(cm)への換算は約14倍で官署と比べそれほど差がないが、これは平均気温が低い(気象官署より1℃低い)ためやはり官署に比べ小さいとみるべきである。前項に同じく気温を3階級に分けると相関は良くなった(図は省略)。

##### イ、3時間(降水量2ミリ以上、積雪差0cm以上)

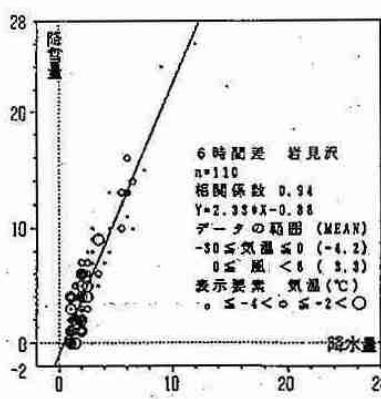
6時間に比べると更に相関は悪くなる。時間間隔を短くすると積雪深計の異常値を取り込んでしまうが、そこそこの相関があるので利用は可能である。積雪差への換算は1.4倍(平均気温は気象官署と同じ)ではば気象官署と同じ値となった。



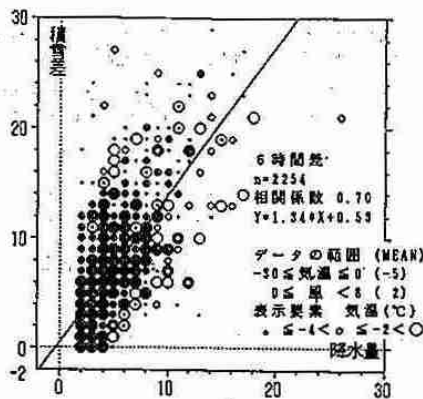
第1図 気象官署の降水量と降雪量の関係



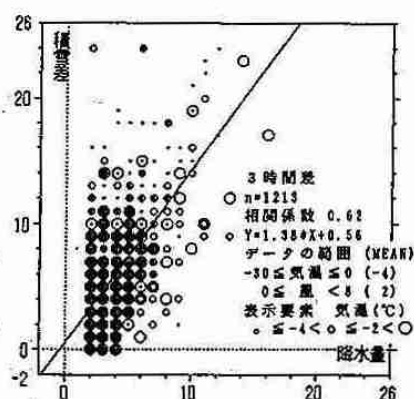
第2図 気温を3階級に分けた場合の降水量と降雪量の関係



第3図 岩見沢の降水量と降雪量の関係



第4図 アメダス観測所の降水量と積雪差の関係



4. 雪水比 (S/R比)

気象官署については6時間降水量(2ミリ以上)と6時間降雪量のS/R比、アメダス観測所については6時間および3時間降水量(2ミリ以上)と6時間および3時間積雪差のS/R比。

(1) 気象官署

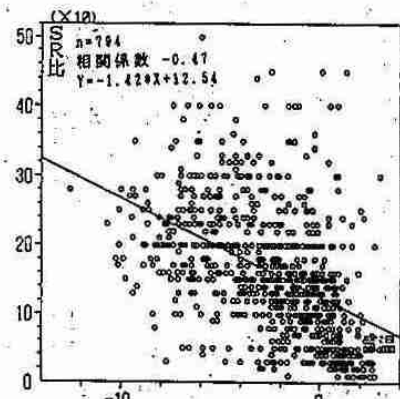
バラツキが大きく相関係数も-0.47と良くないが、0℃で13(mm/mm)、-5℃で20(mm/mm)、-10℃で27(mm/mm)。平均(-2.5℃)で16(mm/mm)とほぼ従来から言われている値に近くなった。

(2) アメダス観測所

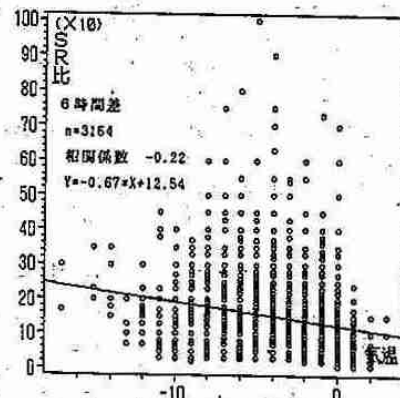
- ア、6時間：バラツキが大きく、相関係数も-0.22と悪い。0℃で12(mm/mm) - 5℃で16(mm/mm) - 10℃で19(mm/mm)と気象官署に比べてかなり小さい値となっている。
- イ、3時間：やはりバラツキが大きく、相関係数も6時間とほぼ同じ(図は省略)。0℃で13(mm/mm) - 5℃で16(mm/mm) - 10℃で20(mm/mm)

5. まとめ

- ① 気象官署の降水量と降雪量の関係では強風時(8m/s以上)を除き、気温を3階級に分けた場合にかなり良い相関となった。
- ② 岩見沢、札幌などは他の官署に比べると非常に良い相関(相関係数0.9以上)がある。
- ③ アメダス観測所については積雪深差との比較しかできないため、気象官署と比べると相関は悪くなった。しかし、時間巾を短く(3時間)した場合、気象官署の値に近くなった。
- ④ 雪水比(S/R比)については、気象官署は相関は悪いものの従来から言われている値に近くなった。アメダス観測所は積雪差から求めたもので、沈み込みが効いて、良い結果はでなかった。
- ⑤ 降水量から降雪量に換算する場合、①の関係式や④の雪水比を使用することによって降雪量を求めることができる。また、特定の官署においては単独の関係式を使用した方が良い場合もある。今後更に検証を加えて検討したい。



第5図 気象官署の雪水比(S/R比)



第6図 アメダス観測所の雪水比(S/R比)6時間差

# 5. 北海道西海上小低気圧の発達過程

## —1992年1月22日~24日の事例解析—

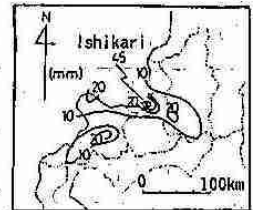
上田 崇裕・久保 一夫  
若原 勝二・大橋 雅寿 (札幌管区気象台)

### 1. はじめに

1992年1月20日から25日にかけて北海道の西海上で、気象観測船の高風丸と啓風丸が、北海道の西海上小低気圧についての共同観測を実施した。この期間中に小低気圧が発生し、解析のための貴重なデータが得られた。

このデータを使用していままで説明されていなかった小低気圧の海上からの振舞いをつかみ、メソ天気系概念モデルの作成を目的として調査をした。

今回の事例は村松(1971)が分類した、カムチャツカ型とエトロフ型の2種類の内、前者に属するものである。



第1図 1992年1月23日  
00時から24時の降水量分布図

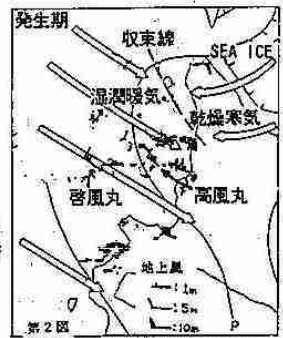
### 2. 相関場およびメソの解析

1992年1月22日から24日の事例について解析する。1月22日21時、発達中の低気圧が千島北部に達した頃、北海道西海上は気圧傾度が緩み、23日03時には留萌沖から番瀬沖にかけてメソβスケールの小低気圧が発生した。この小低気圧による降水量は、石狩観測所付近を中心とした局地的な降水分布となっている。(第1図) 小低気圧の発生から衰弱までの各ステージの特徴は以下のとおりであるが、総観場の図は省略している。

#### (1) 発生期 (1月22日21時頃、第2図)

500hPa面は、主トラフ通過後、西海上は西北西流の寒気場。北海道は50kt以下の弱風域で寒気はおよそ-3.6℃以下。強風帯は東北地方北部付近まで南下。850hPa面は、沿海州北部から流水域のオホーツク海南部に流れる寒気と、沿海州南部から秋田沖にかけて強風軸にそって流れる寒気で二寒気軸を形成。西海上は北海道西岸を北上する対馬暖流の影響もあって相対的な暖気域。船のデータによるとこの暖気内に弱いシア形成。気温は-1.3℃以下で、寿都の海面水温と札幌の850hPaとの気温差1.7℃以上。筋状雲の発生点は沿海州からの離岸距離は長いが、東南東に伸びる筋状雲は850hPaシア近傍で収束し、弧状を呈し始める。これとは別にサハリン西岸には南北に伸びるやや弧状をした帯状雲が形成されている。これは宗谷地方を中心にオホーツク海を渡って来る北東風と北西風との間の利尻から留萌北部にかけ、収束線が形成されたものである。

地上は気圧傾度が緩く、西海上には袋状低圧部が生じており、6時間後の23日03時頃この収束線上に小低気圧が発生した。



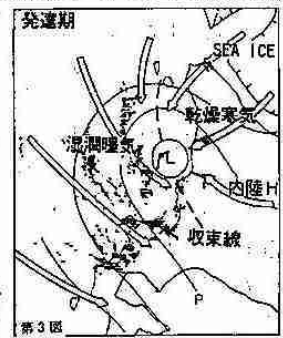
第2図 小低気圧発生期のメソ天気系モデル  
(陰影はレーダーエコー、矢羽根は地上風)

#### (2) 発達期 (1月23日09時頃、第3図)

500hPa面は、強風帯が東北地方南部まで南下。50kt以下の弱風域の場が持続。寒冷トラフは沿海州に進み、更に強い-3.9℃以下の寒気移流。850hPa面は、二寒気軸が強化、西海上の暖気域内は明瞭になる。気温は-1.5℃以下、寿都の海面水温と札幌の850hPa気温差1.9℃以上。西海上の暖気域内のシアは更に顕著。西海上の850hPaシアラインに沿って弧状雲存在。発生期のステージでサハリン西岸にあった弧状雲が、西海上まで南下。

オホーツク海南部から北海道北部を流れる北東風系の乾燥空気と、西海上を吹送する北西風系による湿潤暖気との間に形成された収束線は、北海道内陸部の冷え込みで生成されたメソ高気圧から流出する南東風系による乾燥寒気気流が加わり、収束が更に強化され収束線上の小低気圧の循環が強まる。

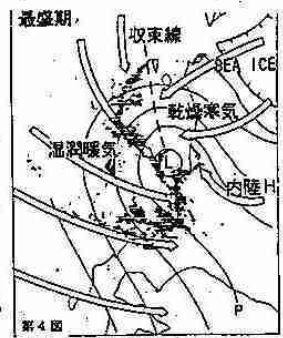
弧状エコー(陰影部)は小低気圧の西から南西側を小低気圧に回り込むように3本存在して小低気圧中心から30kmくらい南西側に離れている。エコー幅10~20km、長さ100~200kmで、先端は内陸に流入。エコーは弧状を呈している。



第3図 小低気圧発達期のメソ天気系モデル  
(陰影はレーダーエコー、矢羽根は地上風)

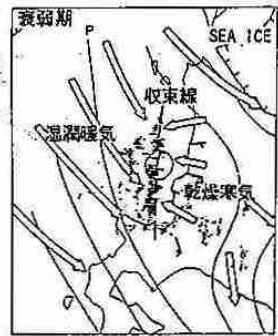
#### (3) 最盛期 (1月23日21時頃、第4図)

500hPa面は、強風帯は東北地方南部、北海道付近は引続き50kt以下の弱風域(第6図)。寒冷トラフ日本海北部に進み、西海上はプラス渦移流最大(第9図、上)、寒気移流最盛期で-4.0℃以下(第9図、中)。850hPa面は、日本海北部の北西風系と稚内の北東風系の間で、西海上のシア明瞭で、収束が更に強化されている(第9図、下)。このシアライン上に低気圧性循環顕在化。二寒気軸は引続き維持され、西海上の暖気域は顕著。気温-1.7℃以下、寿都の海面水温と札幌の850hPa気温差2.1℃以上。



第4図 小低気圧最盛期のメソ天気系モデル  
(陰影はレーダーエコー、矢羽根は地上風)

弧状雲は850 hPaシアラインに沿って低気圧性曲率を拡大。弧状雲の東側はクリアー域。対流不安定層は最も厚く700 hPa位にまで達する(図省略)。又、暖気域は600 hPa付近、湿度80%以上の湿潤層は800 hPa位まで達し、900 hPa以下では稚内と啓風丸の間で明瞭な収束が認められる(第8図)。弧状雲に伴うエコーは地上の収束線のやや南側を通過して、石狩方面に流れ込み、一方積丹半島北側にある西北西から東南東走行を持った別の帯状エコーが前記のエコーと合流している。合流点にある石狩では、18時~21時にかけて最も強い降水量を観測している(第9図、中)。



第5図 小低気圧発達期のメソ天気系モデル (陰影はレーダーエコー、矢羽根は地上風)

(4) 衰弱期(1月24日09時頃、第5図)

500 hPa面は、寒冷トラフが北海道を通過、強風帯は東北地方北部まで北上した。

850 hPa面は、二寒気軸が不明瞭、西海上暖気域及びシアが解消。西海上は一様な北西流の場となる。弧状雲消滅して、一様な筋状雲。

地上ではオホーツク海南部からの北東風解消、組織的な乾燥寒気流無くなる。内陸メソ高気圧衰弱、東よりの風弱まる。西海上の収束が弱まり、収束線上に小低気圧は残っているが気圧の示度浅まる。のち内陸に入って消滅。小低気圧消滅後は筋状エコーに変わり沿海州からの離岸距離広がっている。

3. おわりに

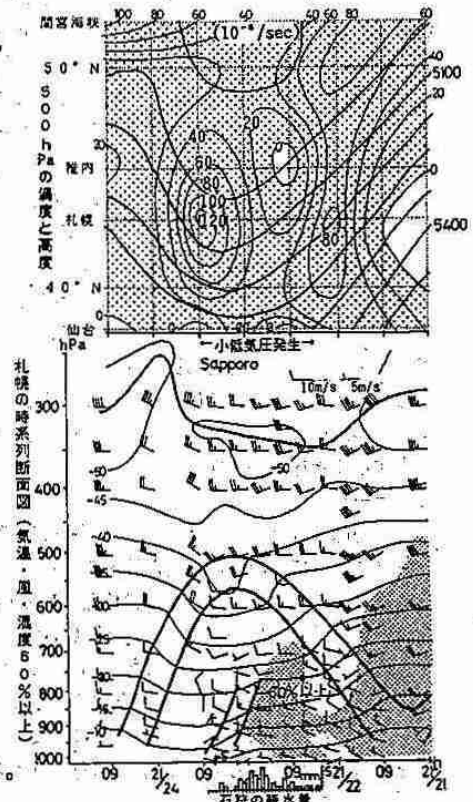
小低気圧の発生から衰弱までの各ステージの特徴を成層状態を加味してまとめると次のようになる。

発生期: 700 hPaは前線帯がかかっている、稚内と札幌の間の800 hPa以下の層でシアが形成される。地上では北西風と北東風によって西海上に収束線が形成される。エコーは北西流に沿って筋状を呈している。

発達期: 寒気ドーム頂高度の上昇と共に対流不安定高度が700 hPa付近まで厚くなる。850 hPaでは稚内と高風丸との間に循環が形成される。収束線上の小低気圧はさらに明瞭となって、後面のエコーは弧状を呈してくる。

最盛期: 500 hPa正渦度移流極大時になって(第9図、上)、寒気ドーム高度は600 hPaを越えて最大となり(第9図、中)、850 hPaの循環は南下して高風丸付近に達する。2本の弧状エコーは石狩湾で合流し合流点の通過した石狩町で強雪と強風を観測した。

衰弱期: 500 hPaトラフの通過と共に寒気ドーム頂高度も下降し下層にも寒気が入ってきて、成層は安定化に向かう(第9図、中)。850 hPaの西海上のシアは解消(第9図、下)。エコーは弧状から南北の線上を呈して、その走行は地上の収束線と一致する。小低気圧は循環が不明瞭になる。



第7図 北緯44度緯に沿う側面モデル  
第9図 小低気圧の発生から衰弱までの総観測の時間変化 (21日21時~25日09時)  
上: 500 hPaの温度と高度の南北断面図  
中: 札幌の気温、風、湿度の鉛直時間断面図  
下: 稚内、高風丸、札幌、秋田の850 hPaの風の時間変化



第6図 小低気圧の最盛期の筋状雲の概念モデル

第8図 北緯44度緯付近に沿う 1992.1.23 09(L) 東西方向の気温、湿度及び風の鉛直断面



## 6. 冬期季節風の吹き出し方向に直交する筋状雲のメソスケール構造

佐藤 晋介 (北大・低温研) ・ 藤吉 康志 (名大・水圏研)  
 「都市豪雪」研究グループ (代表者: 北海道大学 菊地 勝弘)

### 1. はじめに

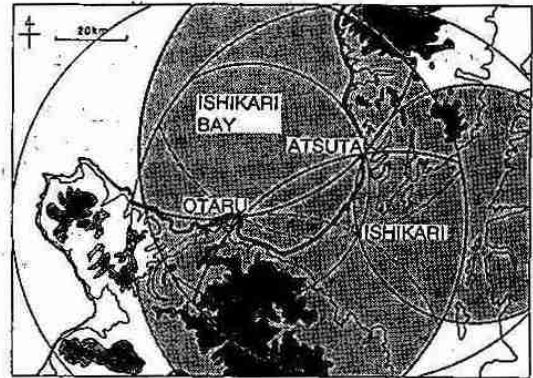
冬期、大陸からの寒気の吹き出しに伴って日本海上に現われる筋状雲には、吹き出し方向に平行なlongitudinal型 (Lモード) 筋状雲と吹き出し方向にほぼ直交するtransverse型 (Tモード) 筋状雲がある。これまでの研究によって、Lモードの雲はその伸長方向に軸を持つ一對の螺旋型のロール状循環を持つことが知られている。しかしながら、Tモードの雲については、その走行が風の鉛直シアの方向と一致することが知られているだけで、その構造や形成維持機構は未解決の問題である。これら2種類の筋状雲の決定的な違いは、Lモードの雲では、その走行 (ロール軸の方向) と移動方向がほとんど一致しているのに対して、Tモードの雲では走行と移動方向がほぼ直交していることである。そこで本研究では、石狩湾で観測されたTモードエコーの運動学的構造を明らかにし、その形成維持機構を考察することを目的とする。

### 2. データ

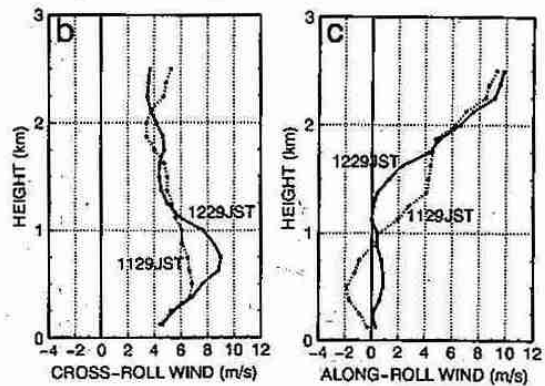
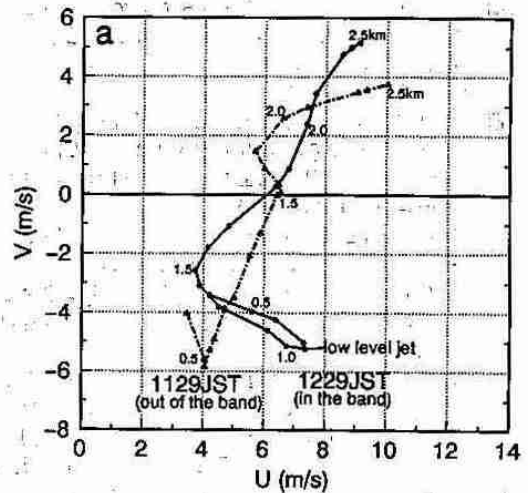
第1図は、3台のドップラーレーダーの配置とそれらのデータによって3次元風速場が算出できる範囲を示してある。基本的な風速場の算出方法は佐藤 (1992) によるが、3組のdual解析結果の合成には $\sin\beta$  ( $\beta$ は2台のレーダーと目標物のなす角度) の重み付き平均を用いた。また、鉛直速度は地上と逆転層高度で $w=0$ となるように調節を行っている。解析に用いた事例は、約4時間にわたってTモードエコーが石狩湾に侵入してきた1992年1月22日のものである。

### 3. 解析結果

第2図は、石狩レーダーのVAD観測から得たTモードエコー (バンド) の外と内部における風の hodograph 及びバンドの走行に直角な風速成分と平行な成分の鉛直プロファイルである。バンドの外側すなわちエコー強度が小さい領域にあたる11時29分の風速プロファイルは、時間平均した風速プロファイルともほぼ一致しており一般場の風を代表していると考えられる。また、hodographで示されるシアベクトルの方向は、バンドの走行と良く一致している。一方、12時29分の風速場はバンド内部の循環場を表しており、走行と直角な風速成分は、高度約1kmに風速の極大がある。走行に平行な風速成分は、バンドの外側では高さとともに一様増加しているが、バンドの内部では高度1.5kmまでほぼ一定の風速になっている。



第1図 3台のドップラーレーダーの配置とdual解析可能範囲



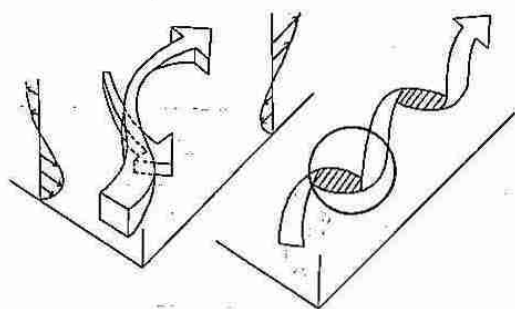
第2図 a: バンドの外側 (1129JST) と内部 (1229JST) における風の hodograph  
 b: バンドの走行に直角な風速成分の鉛直プロファイル  
 c: バンドの走行に沿った風速成分の鉛直プロファイル



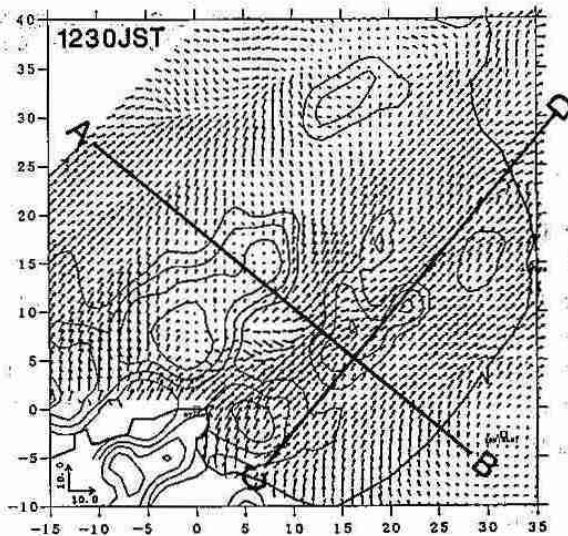
次に、Tモードエコー内部の3次元気流構造について述べる。第3図は、高度1.5kmの水平断面図で等値線は反射強度、矢印はバンドの移動速度(U=5m/s, V=4m/s)に相対的な水平風速を示す。図では北東方向に伸びる2本のバンドエコーが見られるが、ここでは、より典型的な構造を持つ東側(右側)のバンドに注目する。まず、バンドの走行に直交する鉛直断面(第4図a)では、東側のバンドに対応するrange 0~10kmに反時計回りのロール状循環が見られる。この循環は、他の直交断面においてもほぼ同様に見られることから、ある程度2次元性の良いロール状構造があることが示唆される。しかし、対流循環はこれらの直交断面内で閉じているわけではなく、第4図bが示すように、上昇流は上層でバンドの先に向かう強い流れ(range=11km, height=3km)となる。一方下降流域では、走行方向の風速成分は相対的に小さく、走行に直交する風速成分が大きい。次に、バンドの走行に平行な断面(第4図c)を見ると、上昇流は高度約1kmより上層で顕著であり、その下にはバンドの進行方向(走行に直角な方向)に向かう風速の極大がrange=2km及び17kmに存在する(第4図d)。このジェットは顕著な下降流の進行方向側に位置していることから、下降流がジェット型の風速分布を作ると考えられる。

4. 考察・まとめ

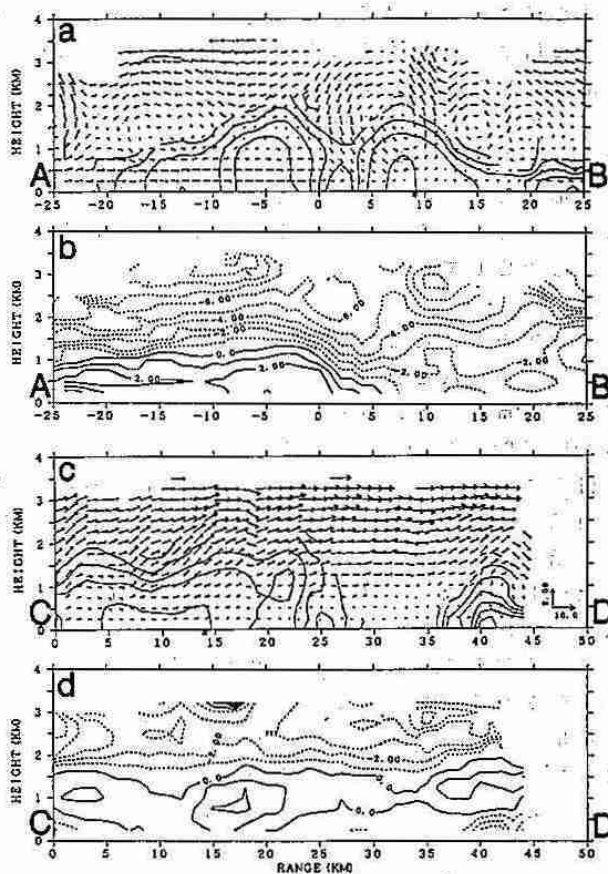
解析結果より、Tモードエコーは、第5図(右)の概念図のような1つの反時計回りロール状循環をしていることが分かった。Lモードの様に左右反対回転をした一対のロール状循環が存在しない理由は、ロール軸(バンドの走行方向)に直交する風速成分が大きい鉛直シアを持つために(第2図b)、時計回りの循環が妨げられる為と考えられる。第5図(左)は、上昇流と下降流の位置関係を模式的に示したもので、南(バンドの根元)からのinflowが、下降気流が作るジェットによる収束によって上昇し、バンドの先に向かう流れになることを表している。このことは、基本的にはロール軸に沿った流れがバンドを形作り、降雪粒子の蒸発や落下によって生じる下降気流が対流循環を維持していることを示唆すると考えられる。



第5図 Tモード筋状雲の気流構造を示す模式図  
(左図は右図の円内を拡大したもの)



第3図 高度1.5kmにおける系に相対的な風速場と反射強度



第4図 第3図に示した切断線における鉛直断面図  
a, c: 系に相対的な断面内の風速場と反射強度  
b, d: 各断面に直交する水平風速成分の等値線

## 7. 層積雲の雲頂構造とその放射特性

落合 治・菅野 正人 (北大・環境)  
 菊地 勝弘・遊馬 芳雄 (北大・理)  
 田中 正之・早坂 忠裕 (東北大・理)  
 武田 喬男・藤吉 康志 (名大・水圏研)

### 1. はじめに

WCRP「雲と放射」の一環として、1991年1月22日に奄美大島付近で航空機による層積雲の雲頂の連続ステレオ写真観測が行われた。

今回はこのステレオ写真から、雲頂高度及び凹凸度を求め、反射率やLWPと比較したので、その結果を報告する。

### 2. 観測結果

奄美大島(1991年1月22日)において幅1km、飛行距離10kmの雲頂高度の水平分布を2カ所について解析した(図1①②)。

また図2、図3にそれぞれ経路①②の平均雲頂高度(雲層の厚さに相当)(a)、反射率(b)、及びLWP(c)のデータを示す。図2の場合、雲頂高度の高低と反射率、LWPの大小がおおよそ対応しているが、図3の場合、反射率とLWPは対応しているように見えるが、雲頂高度はどちらとも対応してはいなかった。

### 3. 雲頂の凹凸度と放射特性

雲頂の凹凸度を見るために、幅1km、飛行距離1km毎の各高度毎の雲の領域の面積比(CLOUD AREA RATIO)を計算した。

図2において、高度が高くかつ反射率も高い領域(1.5~2.5kmと7~8km)と高度が低くかつ反射率も低い領域(4~5km)を比較してみた(図4)。それによると高度が低く、反射率も低い4~5kmでは凹凸度が大きく、直線部の勾配は-4.08と大きく、逆に高度が高く、反射率が高いと凹凸度が小さく、勾配は-3.08と-3.48のように小さくなっていることがわかる。この結果は以前に報告された菅野(1992)の結果と同じ傾向を示している。

一方、図3において反射率はほぼ一定とみられるから高度に差がある領域として5~6kmと9~10kmを比較してみたところ、図5のように、高度差が大きいにもかかわらず、反射率がほぼ同じだったのは、高度が低い9~10kmの方が雲頂がフラットであるため、その分反射率が大きくなった、と考えられる。

さらに、図2の4~5kmと図3の9~10kmの領域はほぼ高度が同等とみなせるので比

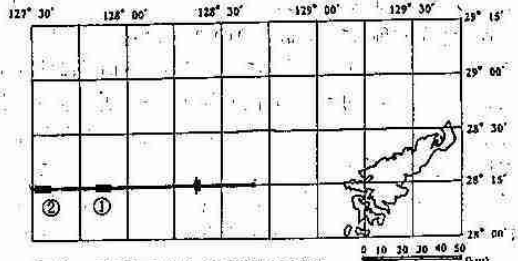


図1: 奄美大島と観測飛行経路

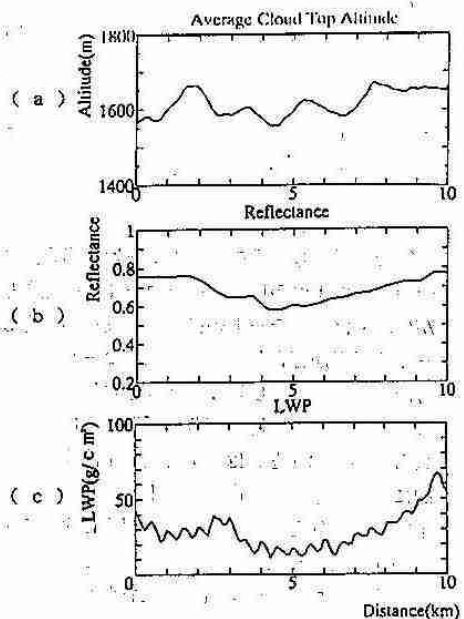


図2: 経路①の観測結果(b)

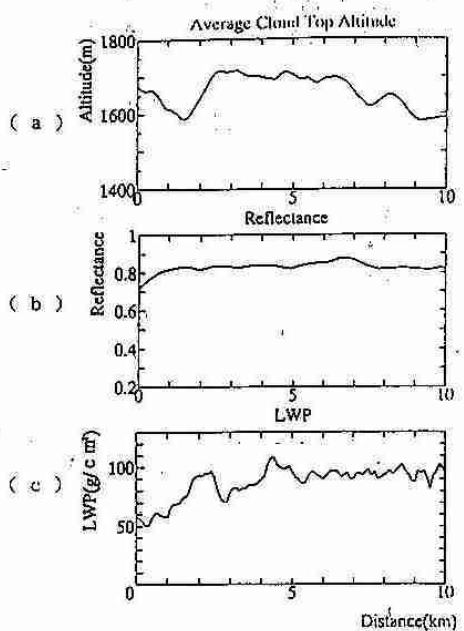


図3: 経路②の観測結果(b)

較したところ、図6のように、明らかに反射率の高い領域(0.84)の方が雲頂構造がフラットで、勾配が-1.96と小さくなっていることがわかる。

4・LWPとの相関

今回の解析では反射率は雲頂高度よりもLWPの方に対応していたので、それぞれの相関を取ってみたところ、図7のように、明らかにLWPと反射率の相関の方がよく、重要なパラメータであることがわかる。しかし、データがまだ十分でなく、今後更に検討が必要であろう。

5・まとめ

今回の解析ではLWPが反射率にかなりの影響を与えていることがわかった。さらに凹凸度で放射特性を見た場合、凹凸度が小さい時、即ち雲頂がフラットな時に反射率が高くなることがわかった。

いずれにしても層積雲(水雲)の場合、その放射特性を決めているのは、雲層の厚さ、LWP、そして雲頂の凹凸度と思われる。しかし、このような解析例はまだ少ないので今後は解析例をより多くし、上記のパラメータを整理して議論できるようにしていくことが必要である。

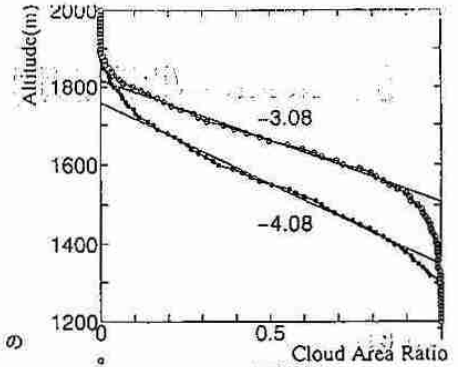
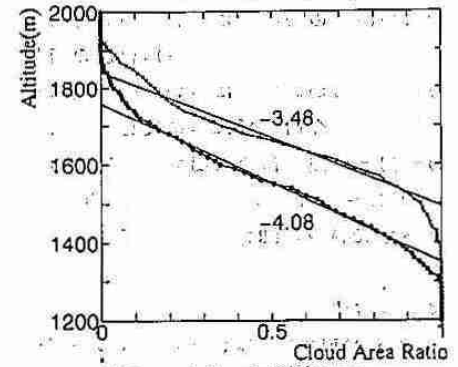
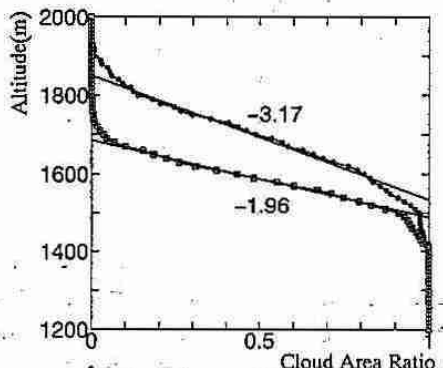


図4：高度毎に雲の出ている領域  
1.5km~2.5km(反射率0.75)  
4.0km~5.0km(反射率0.6)

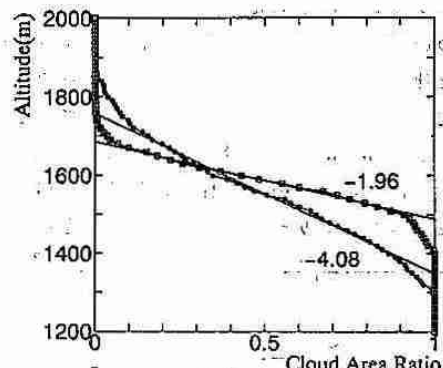


7.0km~8.0km(反射率0.72)  
4.0km~5.0km(反射率0.6)



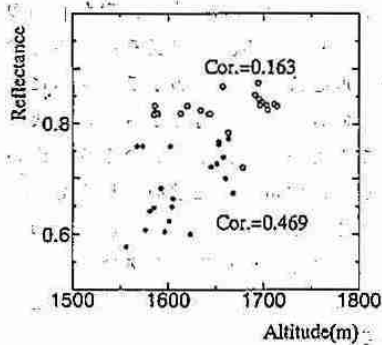
5.0km~6.0km(反射率0.83)  
9.0km~10.0km(反射率0.84)

図5：反射率一定の場合の比較



9.0km~10.0km(反射率0.84)  
4.0km~5.0km(反射率0.6)

図6：高度が同等の場合の比較



経路①  
経路②

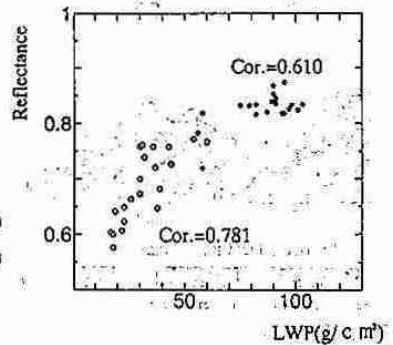


図7：反射率と雲頂高度、LWPとの相関

## 8. NOAA/AVHRRを用いた北海道西岸带状雲の雲頂構造の解析

勝俣 昌己 (北大・環境)

上田 博・菊地 勝弘 (北大・理)

北海道大学理学部レーダー観測グループ

### <はじめに>

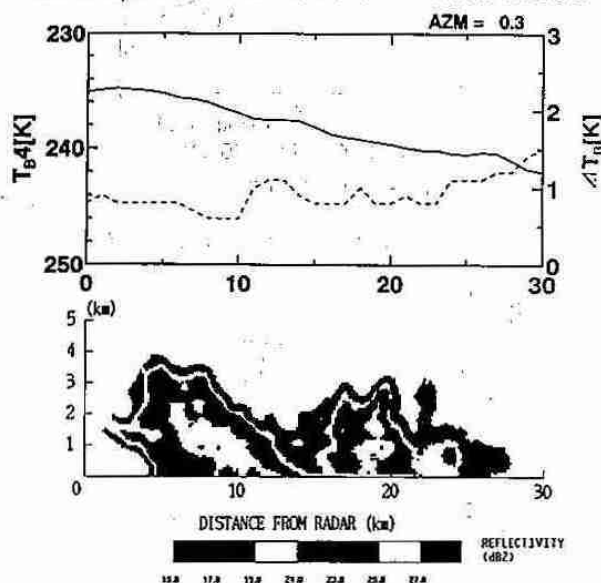
冬期、北海道西岸で発生する带状雲については数々の研究がある。その中で、衛星画像は、他に観測手段の少ない海上の带状雲についての有力な観測手段として用いられてきた。しかし、高解像度の衛星画像を用いた、带状雲の細かい構造についての研究は極めて少ない。

そこで、今回、1992年に実施された“都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究”の集中観測期間中の1月23日～24日にかけて、北海道西岸で発生した带状雲についてNOAA/AVHRRを用いた解析を行ったので、報告する。

### <解析方法>

NOAA/AVHRRの赤外2チャンネルの輝度温度データを使用した。そのうち、Ch.4の輝度温度(以後、TB4とする)は、雲頂温度として認識した。また、Ch.4とCh.5の輝度温度差(以後、 $\Delta TB$ とする)は、雲の光学的な厚さを表すパラメータとして認識した。

この2つのパラメータと、北大理学部レーダーの反射率データと比較したものを図1に示す。エコー頂は、全体的には北(図の右方向)に向けて低くなっている傾向が見られるが、TB4はそれに対応して北側が低くなっている。また、渦状エコーの“目”の部分に対応する10～15km付近のエコーフリー部では、 $\Delta TB$ は大きな値を示



(↑)図1:1月24日0334、方位角0.3°のRHI、及び対応する測線上のTB4(実線)と $\Delta TB$ (破線)。

しており、雲の密度が薄くなっていることを示している。

これらを、集中観測期間中に得られた、気象庁の啓風丸、高風丸のデータと比較検討した。

### <結果>

このイベントのうち、带状雲が最も発達したステージである24日03:32の画像(図2)について解析を行った。また、啓風丸、高風丸両者の位置を通る直線上のAVHRRデータを図3に示す。

带状雲の西端に位置していた啓風丸のデータと比較してみる。ゾンデデータは、混合層上端が600hPaまで達していたことを示しており、この高度では気温は235Kである。しかし、これに対応するTB4は啓風丸の上空では雲頂温度は230Kと、混合層上端とほぼ同じ、あるいはそれを越えていることがわかる。また、ゾンデで得られた風は、この高度以上では一般風の西風となっている。このことから、带状雲の雲頂部は、対流雲上部から一般風に乗って流されるanvil状の雲になっていることが推測される。しかし、その部分の $\Delta TB$ は極めて少ないことから、雲粒子または雪片が高密度で存在していると考えられる。

一方、带状雲の東側に位置していた高風丸のデータと比較してみる。ゾンデでは、850hPaまでの厚さを持つ北北東風がみられた。これは北海道側からの陸風と考えられるが、図2では、この風向に沿った雲列がみられる。この部分では、TB4は250K以下であり、 $\Delta TB$ は1～3Kと、高い値を示している。また、両者とも値が細かい変動をしている。これらから、带状雲の東側では、陸風の吹走方向に沿った筋状雲が発生しているものと考えられる。

次に、図4の、AVHRRの2つのパラメータの、緯度の異なる3つの東西断面から、南北方向の構造の違いについて考察してみる。带状雲そのものでは、南の方がより高い雲頂を持つことがわかる。さらに、南にいくにつれ、東側の方が雲頂が高くなっているような構造を持っていることも読み取れる。この東西方向の雲頂高度の差に対応して、雲頂部の光学的な厚さも、東側の方がより厚くなっている。これは、带状雲の南の方が、一般風に乗って流される雲粒や雪片が多いこと、また、带状雲が東西方向に不均一、非対称であることを示していると考えられる。

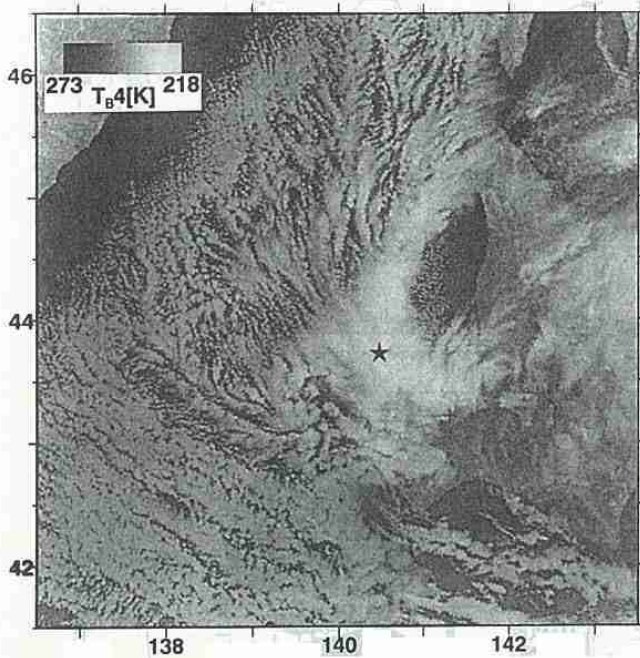


また、带状雲の東端に注目すると、北海道側からの吹走に伴う筋状雲と带状雲との合流部では、44°Nでは雲頂が比較的緩やかな変化を示しているのに対し、44.5°Nでは極めて急な、エッジ状の境界を持っている。この、エッジ状の境界は、筋状雲の上にanvil状の雲がかかっているために、見かけ状急激な“壁”の様にみえることが考えられる。とすると、带状雲は、北の方が、上空の一般風に流されるanvil状の部分がより東へと流されていることを示しているものであろう。また45°Nにおいては、带状雲の東方はほぼ陸地であり、筋状雲はみられない。これは、带状雲に対する東側からの熱の供給が断たれたことを意味している。

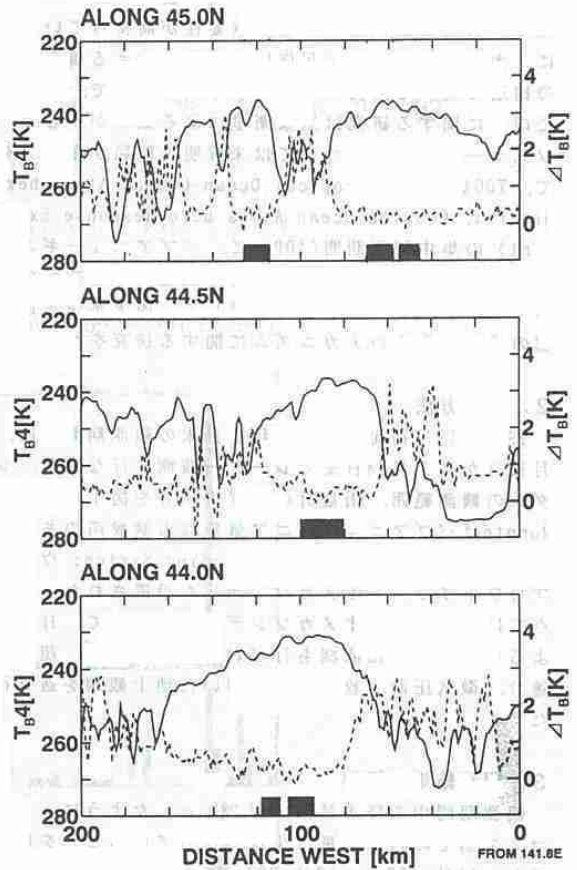
以上から、このケースの带状雲は、南から北へ行くにつれ、より時間的に進んだ段階にあること、つまり、南部では未だ発達・成熟期にある带状雲が、北部では既に消滅期にある、ということが考えられる。

<まとめ>

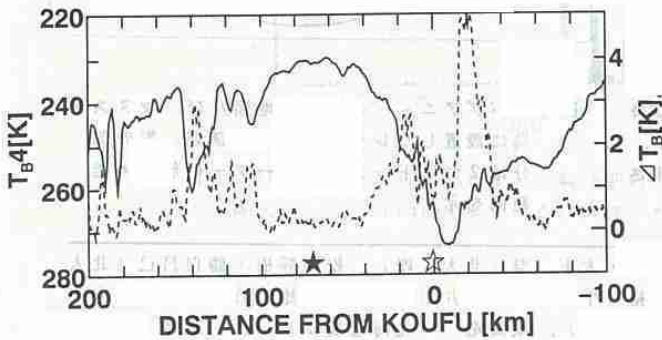
NOAA/AVHRRの赤外2チャンネルのデータより、带状雲と、それに伴う筋状雲の細かい雲頂構造の特徴を捉えることができた。その結果、带状雲がまた、東西方向でも非対称の構造を持っていることがわかった。また、南北で違った発達段階にあることも示唆された。



(↑) 図2: 1月24日0332のTB4画像。図中の記号はそれぞれ、☆: 高風丸、★: 啓風丸、+: 北大理学部レーダーサイトの位置を表す。



(↑) 図4: 45°N、44.5°N、44°Nの各緯線上のTB4(実線)とΔTB(破線)。西端は141.8°E。X軸上の濃い網掛けは啓風丸のレーダーエコー域に対応する。



(↑) 図3: 高風丸と啓風丸を結ぶ線上のTB4(実線)とΔTB(破線)。網掛け部分は陸地に対応する。



## 9. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測概要

上田 博 (北大・理)・竹内 謙介 (北大・低温研)  
 住 明正 (東大・気候システム)・藤吉 康志 (名大・水圏研)  
 J-COAREマヌス島レーダー観測グループ\*

### 1. はじめに

西太平洋赤道域は世界で最も表面海水温の高い場所であり、発達したクラウドクラスターが頻繁に発生する領域として知られている。この領域の雲の活動に関する研究は、気候変動の観点から、重要性が高まっている。特に、大気・海洋間の相互作用の問題を考える場合には雲の構造に関する研究が必要である。これまで、この領域での雲に関する研究は気象衛星による観測が中心で、メソスケールの構造については未解明の問題が多い。そこで、TOGA-COARE (Tropical Ocean-Global Atmosphere program, Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) の集中観測期間 (IOP) に、パプアニューギニア、マヌス島に北海道大学の理学部と低温科学研究所の2台のドップラーレーダー等を設置して、西太平洋赤道域の雲の構造と発達のメカニズムに関する研究を行なった。

### 2. 観測方法

1992年11月初旬から1993年1月末の観測期間の内、11月12日から1月24日までレーダー観測を行なった。レーダーの観測範囲、雨量計の設置場所等を図1に示した。Momoteはパプアニューギニア気象局の測候所のある地点で、米国のISS (Intensive Sounding System: ウィンドプロファイラー+オメガゾンデ) も設置された。この地点では1日4回のオメガゾンデ観測に加えて、日本隊によるゾンデの強化観測も行なわれた。その他、超音波風速計、微気圧計、放射計等を用いた地上観測を適宜行った。

### 3. 観測結果の概要

観測期間中の降水量は、図2に示したように、最近のマヌス島での月降水量は少なくなっていることを反映してか、11月 158mm、12月 204mm、1月 (28日まで) 247mmと少なかった。月降水量は少なかったが、図3の4地点の日降水量の変化にみられるように、何度か顕著な降雨が観測された。多くはシャワー性の降雨であったが、クラスターの通過時などには持続する弱い降雨も観測された。

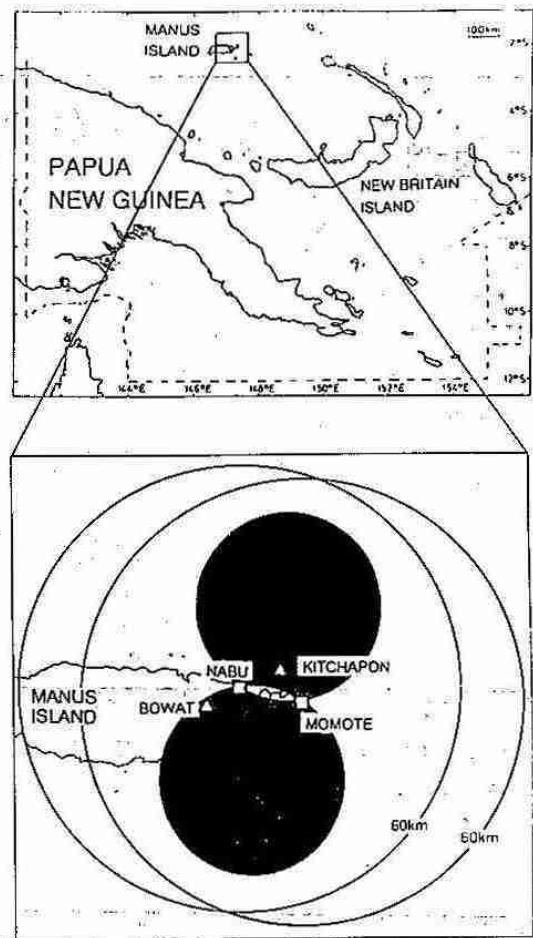


図1. パプアニューギニアの地図及び、マヌス島に設置したレーダー等の観測網。影の部分は2台のドップラーレーダーの解析可能範囲を示す。

\*上田 博・遊馬芳雄・高橋朝宏・清水収司・菊地 理・木下 温 (北大・理)、松岡静樹・勝俣昌己 (北大・環境)、菊地勝弘 (北大・理)、佐藤晋介・立花義裕・牛山朋来・大井正行・遠藤辰雄・竹内謙介 (北大・低温研)、藤吉康志 (名大・水圏研)、末田達彦 (名大・農)、城岡竜一 (北海道農試)、西 憲政 (京大・防災研)、富田智彦・植田宏昭 (筑大・地球科学)、住 明正 (東大・気候システム)

レーダー観測からは、高度8 km以上の雪の層(アンビル部)の広がりや、エコーの組織化のプロセスなどが注目された。厚い雪雲の存在は、雲の写真、レーダーエコーの鉛直断面の解析などから確かめられつつある。

4. まとめ

現在、雲の構造や発達過程の解析を進めており、熱帯の雲の構造が明らかにされると期待される。今後は、TOGA COAREの観測期間の気象衛星データやゾンデ等のデータを集集し、西太平洋赤道域のラージスケールの雲分布とレーダーで観測した雲の構造との関係を明らかにしたい。各ケースの雲の特徴については、個々の研究発表で報告する。

<謝辞>

観測にあたっては、パプアニューギニア気象局の協力を、また、レーダー等観測機材の輸送には海洋科学技術センターの協力をいただいた。

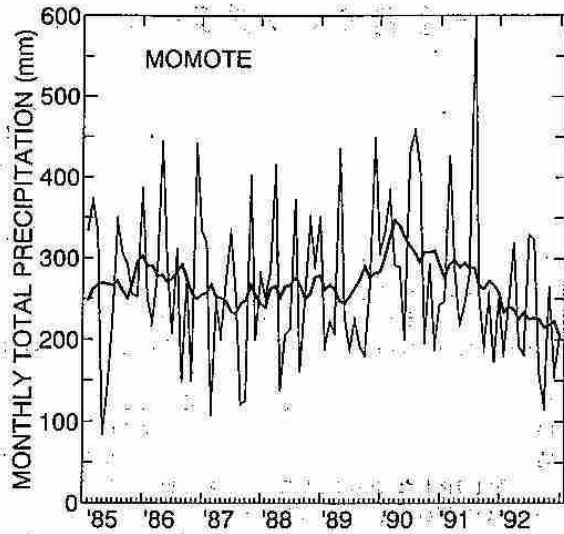


図2. 1985年から1992年までの、パプア・ニューギニア、マヌス島観候所での月降水量の変化。太い実線は11ヵ月の移動平均を示す。

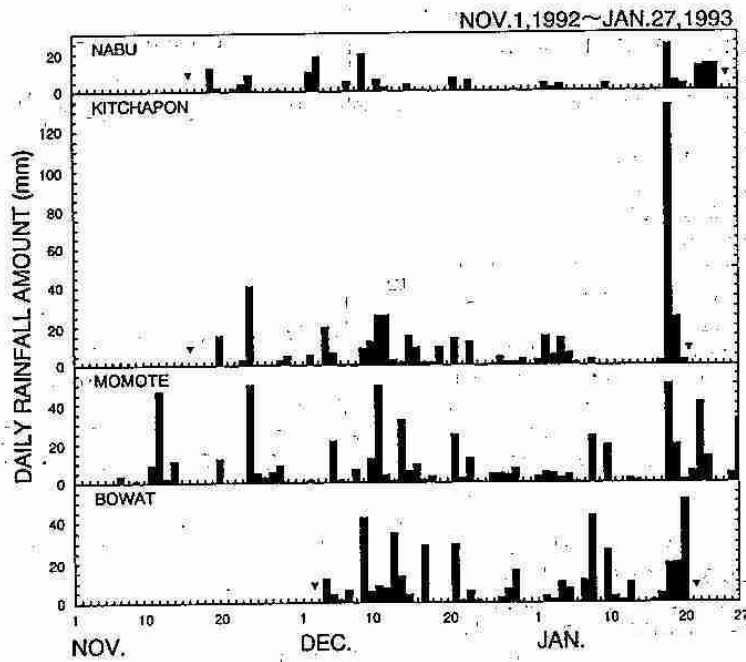


図3. 1992年11月から1993年1月の観測期間内の、図1に示した4地点の1日降水量変化。Momoteを除く3点の観測開始日と終了日を▼で示す。

## 10. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測 — 1台のドップラーレーダーで見たエコーの特徴 —

高橋 暢宏・上田 博 (北大・理)

### J-COAREマヌス島レーダー観測グループ

#### 1. はじめに

TOGA-COAREのバブアニューギニア、マヌス島のドップラーレーダー観測では、膨大な量のデータを取得することができた。これらの中にはスコールラインやクラウドクラスターに伴う対流雲や層状降水雲、また、日中に島の中央部で日射によって発生する対流雲などが観測された。

今回の解析では、まず熱帯の雲の基本的な要素である対流雲を構成する個々の降水セル（エコーセル）の振舞いを明らかにする目的で、比較的単純な構造を持つ孤立したエコーを短い時間スケールで追った。次に、やや組織化した雲の例としてライン状に組織化したエコーの振舞いについて解析を行った。このケースでは下層での突風（ガスト）の発生のタイミングや、このガストのライン状エコーに与える影響に注目した。

#### 2. 孤立エコーのライフサイクルについて

この解析では、熱帯域での降水セルの大きさ、高さ、ライフサイクルなどを把握するために、追跡しやすい孤立したエコーについて、その振舞いを調べた。

解析は5分毎のドップラーレーダーの P P I (仰角3°)及び R H I データを用いて、1992年11月23日の13LST(LST=UTC+10hour)付近に発生したエコーについて次のように行なった。

- 1) 追跡するエコーの面積を P P I データから求める。
- 2) ドップラー速度の傾きから計算した発散場の面積を求める。
- 3) R H I データからエコー頂、及びエコー内の循環を調べる。

まず、結果を示す前に大まかに発生時の状況について述べておく。現時点ではサウンディングのデータがまだ得られておらず正確な状況は分からないが、GMS画像からはこのあたりには明瞭な雲は現われていなかった。また今回解析したエコーはそのライフサイクル中にほぼ停滞しておりこのことから、風速が弱く、熱的にもそれほど不安定ではない状態であったと推測される。

解析結果のうちエコー面積、エコー頂の時間変化を図1に示す。このエコーの出現から消滅までの時間は約130分でこの間に新しいセルも形成され、消滅した。このエコーのライフサイクルは、5つのステージに分類することができた。以下にその特徴を表わすと、

①エコーの出現時。面積は50km<sup>2</sup>以下（長径6km程度の楕円形）、エコー頂も5km以下で、反射強度も弱くエコー内に明確な循環は現われていない。

②1次循環の形成期。このステージで面積、エコー頂が急激に高くなり下層では収束域が支配的になる。エコー内には明確な循環が形成された。この時に雲に流入する気流の高さは約2kmであった。

③2次循環の形成期。このステージでも面積、エコー頂とも増加し続けたが、下層では収束が支配的な状況から発散が支配的な場になる。また、エコー内の循環では下層の発散場の原因となった下降流がみられ、②の循環のほかに高度約6kmに新しい循環が形成された。

④かなたの雲（アンビル）の出現。このステージでエコーの発達は最大に達したが、エコー面積は広がり続けている。この時の循環は下層での下降流の支配が強くなったが③の循環は維持されていたが高度10km付近でアンビルが現われてきた。

⑤消滅期。このステージではエコー面積はピークに達するがエコー頂は、急激に下がる。エコー内の循環は弱く層状化した。

これらのことから注目すべき点は、下降流の発生とエコーの2次

循環の発生が同じ時刻に現われたことである。この時のエコーは下層では下方に引き延ばされ、逆にエコー頂付近では上方に引き延ばされていたことになる。下降流によって下層の風速は2~4m/sから8m/s程度に増加した。その下降流をもたらす主な原因としては大粒の雨の落下の効果によると考えられる。このような循環の分離は熱帯域の降水の1つの特徴であると考えられる。

次に興味深いのは、エコー域のピークの出現がエコーの衰退期に現われたことである。この原因の1つにはアンビルの形成がある。充分発達したエコーは圏界面または、安定層の高さで水平方向に広がることによりアンビルを形成しエコー域を広げていると考えられる。しかし、このことはエコーの衰退期と必ずしも対応する必要はない。他の原因としては、下降流の形成により上昇流域が分断されることにより上昇流域の集中化がなされず分断された弱い上昇流域にエコーが形成された結果、エコー域が広がったと考えられる。

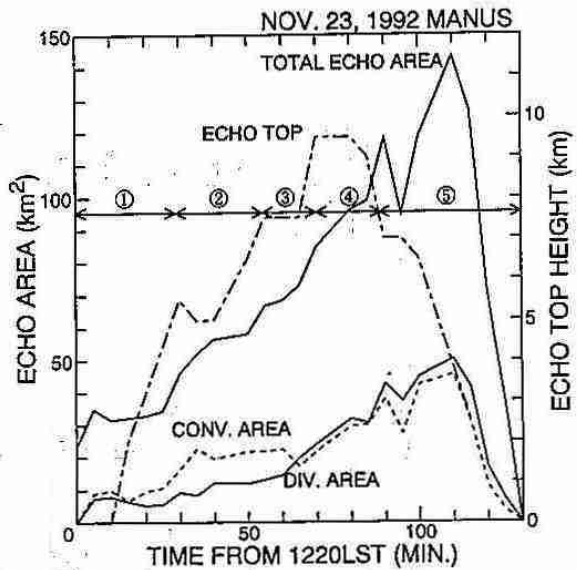


図1. 1992年11月23日の孤立したエコーの面積、発散場( $>10^{-3}s^{-1}$ )の面積、収束場( $<-10^{-3}s^{-1}$ )の面積、及びエコー頂の時間変化。

#### 3. ガストを伴うライン状エコーの解析

熱帯域でのメソスケールの場合、下層の風系に対して変化を与える要素として発達した積乱雲からの下降流による発散流が考えられる。この発散流は時には突風（ガスト）として現われる。この発散流はしばしば周りの風との間に収束を形成し新たな雲を作り出す。このようなガストの強さ、厚さ及び継続時間を明らかにすることが雲の組織化を考える上で重要になる。

そこで、12月16日に発生したガストを伴ったライン状エコーに対して、ガスト発生の経過とガストのライン状エコーに与える影響について解析した。用いたデータは15分毎の P P I のボリュームスキャン (14~16仰角) のデータ及び R H I のデータである。

図2 aに1958LSTから約15分毎の仰角 $0^\circ$ のPPIの反射強度を示す(時間を追ってエコーの位置を下にずらしている)。図中に破線で示した領域がドップラー速度場から見積ったガストフロントの位置である。ガストフロントの検出法についてはUyeda and Zrnich(1986)のクライテリアを用いて簡便にドップラー速度パターンから検出した。つまり、ドップラー速度の動径方向のピーク値を示す領域をガストフロントとした。また、VAD法による風のプロファイルからは1km以下では一般風は5m/s以下の値を示しているため、それ以上のドップラー速度を示す領域もガストとして考えた(ここでは8m/sを閾値にした)。また、対応するセルを直線で結んだ。

ガストフロントは、まずライン状エコーの中央部で見られた。時間の経過とともにガストをもたらしたエコーは消滅しガストフロントの前方に新たなエコーが形成された(2028LST)。一方、(a)で示したエコーからのガストは(2028LST)になって現れ、長時間継続した。

図2 a全体で特徴的なことはライン状エコーの走行の変化である。1958LSTの時点では走行は北東-南西であったが、2028LSTにはほぼ東-西の走行に変わり、2114LSTに再び北東-南西の走行に変わった(2114LSTのエコーの西端の部分は島の影響で走行が変わっていない)。このようにガストに伴う新しいセルの発生が、ライン状エコーの走行に大きく影響した。

続いて、ガストとなる風速成分の供給源を調べるために図2 a中の矢印で示した方向のRHIの15分毎の様子を図2 bに示す。図2 b中の点描部はドップラー速度が8m/s以上の領域を示しており、エコー内にはこれ以上の値を示すところはない。この点描部を時間を追って調べると、1958LSTの時点では高度1~1.5kmにおいて風速の速い層が現われているが下層には達していない。この強風層の存在は風のプロファイルともほぼ一致する。時間の経過とともに強風層はエコー内に侵入し2025LSTになって海面に達し、ガストとして観測された。その後ガストはエコーの前方に進み新しいセルの形成に寄与した。反射強度の変化を見ると最大反射強度は1958LSTに現われ、その後はやや弱いながらも強さを維持していた。エコー頂に関して言えばガスト発生後も上方へ成長し続けたが、エコー自体の幅は広がっていった。

以上のことからガストの発生のメカニズムとガストの果たす役割について考察する。まずガスト発生についてであるがガストの発生のタイミングと下層での反射強度のコアの出現に時間的なずれがあることから、ガストの発生は大量の降水粒子をエコー内の上昇気流が支えきれなくなったことによるものではない。それよりはむしろエコー頂が急激に増加する時にエコーの後面から流入した気塊が蒸発の効果によって冷やされることにより下降流を形成し、かつモーメントの下方輸送をした結果であると考えられる。これはエコー頂の成長の止まった後は新たなガストが見られなかったこと

からも説明できる。ガストは、エコーの前方に新しいエコーを作り、その結果ライン状のエコーの走行に変化をもたらす。

4. 結語

熱帯域で発生した孤立した降水エコーとバンド状エコーについて解析を行ったが、それぞれに共通することは下降流発生とガストの発生がエコーの発達の上で起こることであった。このようなことは中緯度では見られず、発生のメカニズムについてさらに熱力学的な解析をするとともに雲物理学的な考察をする必要がある。

孤立したエコーの解析結果は暖かい雨の過程の1次循環と冷たい雨の2次循環の存在と、それらの分離と結びつきが熱帯の雲を考える上で重要であることを示唆している。また、ライン状エコーで見られたガストは中緯度で見られるものとも共通点があるが、継続性、風速等の吟味を今後行う必要がある。

参考文献

Uyeda, H. and D. Zrnich, 1986: Automatic detection of gust fronts. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 36-50.

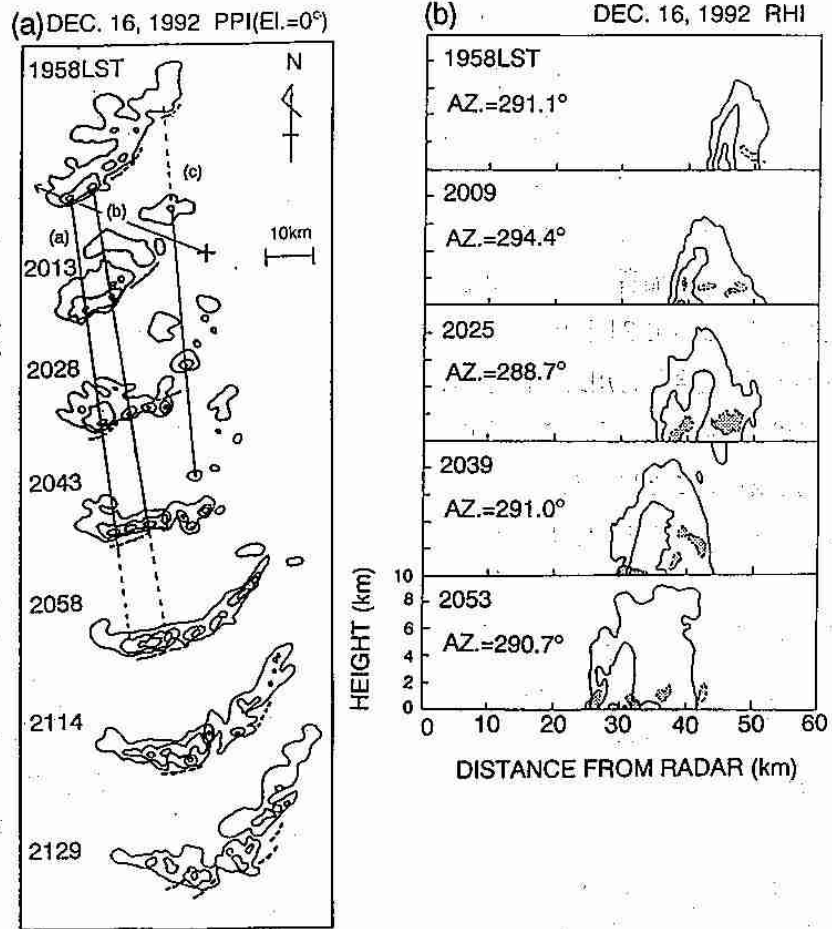


図2. (a) 1992年12月16日に観測されたライン状エコーのPPI(仰角 $0^\circ$ )の反射強度の約15分毎の変化。コンターは19dBZから8dBZ毎。+印は1958LSTのエコーに相対的なレーダーサイトの位置を示す。破線はガストフロントの位置を示す。矢印は図2 bに示す鉛直断面の方向を示す。(b) 図2 aで示した方向のRHIの約15分毎の反射強度。コンターは図2 aと同じ。点描部はドップラー速度が8m/s以上の所を示す。