

— 3. 平成19年度第2回支部研究発表会要旨 —

日 時：平成19年12月18日（火）13時00分～  
19日（水）12時05分

場 所：札幌管区気象台 大会議室

- |                                      |       |
|--------------------------------------|-------|
| 1 北海道における降雪の年々変動                     | 10    |
| 北海道大学環境科学院                           | 内藤 智志 |
|                                      | 山崎 孝治 |
| 2 夏期の平野における地上風の日変化～ホドグラフ回転とその力学～     | 12    |
| 北海道大学理学部                             | 坂崎 貴俊 |
| 北海道大学地球環境                            | 藤原 正智 |
| 3 霽を含むエコーの判別方法（第2報）                  | 14    |
| 札幌管区気象台                              | 中川 憲一 |
|                                      | 岸 隆幸  |
| 4 成層圏 QB0 の対流圏影響                     | 18    |
| 北海道大学大学院・環境科学院                       | 高橋 舞子 |
| 北海道大学大学院・地球環境科学研究所                   | 山崎 孝治 |
| 5 オホーツク海沿岸に出現した波状エコーの構造と起源           | 20    |
| 北海道大学大学院・環境科学院                       | 浜元 陽平 |
| 北海道大学低温科学研究所                         | 藤吉 康志 |
| 6 2006年12月29日北海道南西沖で発生した前線を伴ったポーラーロウ | 22    |
| 北海道大学大学院・環境科学院                       | 鳴田 宇大 |
|                                      | 山崎 孝治 |

# 1. 北海道における降雪の年々変動

内藤 智志、山崎 孝治（北海道大学環境科学院）

## 1はじめに

北海道は地形が複雑であり、東西や南北に地域が分断されている。それにより日々の降水が起こる要因は地域によって異なり、その結果冬季降雪の年々変動も地域によって大きく異なると考えられる。実際、札幌と、日高山脈を挟んで東側にある広尾における1979年～2003年の12月積算降雪量は、相関係数が0.04とまったく別の変動をしている。本研究では、このような年々変動の地域差について大規模場や総観規模擾乱の変動から議論した。

## 2 降雪域の区分

まずはじめに、クラスター解析によって北海道を降雪の年々変動が似ている地域に区分した(図1)。使用したデータは気象庁ホームページから取得した、道内気象官署、アメダス観測点における月積算降雪量データであり、地点数は93、期間は1987年～2006年の12、1、2月である。5つのクラスターが出来たところで解析を止めた結果、大まかに日本海側北部、日本海側南部、道央、オホーツク海沿岸、太平洋沿岸(道東地方)というある程度地域性を持ったクラスターとなった。

次にこれらのクラスター間の相関を12、1、2月の各月ごとに計算したところ、12月は1、2月より相関が低い傾向にあり、地域差は冬の早い時期ほど大きいことが示唆された。そのなかでも道東クラスターと道央クラスターの相関が最も低く、まったく別の要因で年々変動が起こっていると考えられたため、本研究では12月におけるこれら二つの地域に着目した。また、使用するデータの期間の関係から、解析には道東クラスターの代表値として広尾、帯広、釧路の3点の平均値を用い、道央クラスターの代表値として旭川の値を用いた。

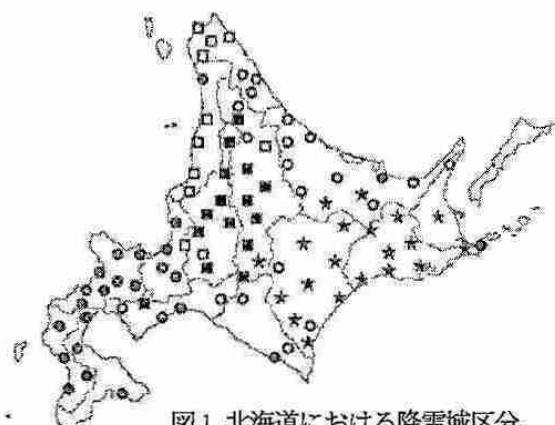


図1 北海道における降雪域区分。

## 3 12月の年々変動と大規模場との関係

それではこれらの地域の12月の年々変動はどういったものであろうか。図2は旭川と道東地方における12月積算降雪量の平年偏差図である。両地域とも大きな年々変動が見られるが、相関はほとんど無く(相関係数0.10)、まったく別々の変動をしていることがわかる。

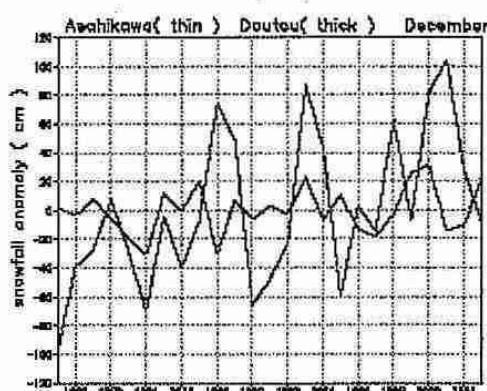


図2 12月積算降雪量の平年偏差。細実線が旭川、太実線が道東平均。期間は1979年～2003年。

これらの変動と大規模場の変動との関係を調べるために、850hPa面の高度や、温度、東西風との相関をとり、また回帰係数を求めた(図3)。旭川の降雪に対してはシベリア高気圧の中心領域よりも北の領域でより正の相関が大きく、またサハリン付近では負の相関となっており、これらがシーソーのように連動して変動している。この変動によって北海道付近の季節風が強まり、寒気の流入も増えた年は、旭川で降雪が多くなると考えられる。また、道東の降雪に対して直接的に影響を及ぼしそうな変動は特に見られなかった(図省略)。

## 4 総観規模擾乱との関係

前節の結果から、旭川の降雪の年々変動は大規模場の変動によってある程度説明ができるが、道東地方に関しては説明ができなかった。そこで次に、総観規模擾乱との関係を調べる。ここで総観規模擾乱の強さの指標として、850hPa面高度場偏差から9日未満の周期を持つ成分を抽出し、その標準偏差を用いた。以後これを低気圧活動度と呼ぶ。図4は道東地方における降雪の年々変動と低気圧活動度との相関、回帰係数を示した図である。北海道の南岸から正相関の領域が東に延びており、この領域において低気圧活動が活発である

年は道東地方で降雪が多いということがわかる。また、カムチャッカ半島近辺に大きな負相関の領域があり、この領域で低気圧活動が活発である年は同地方で降雪が少ないということがわかる。しかしこれらの二つの領域における低気圧活動度はまったく相関のない変動をしており(相関係数-0.09)、別々に寄与していることが示唆された。

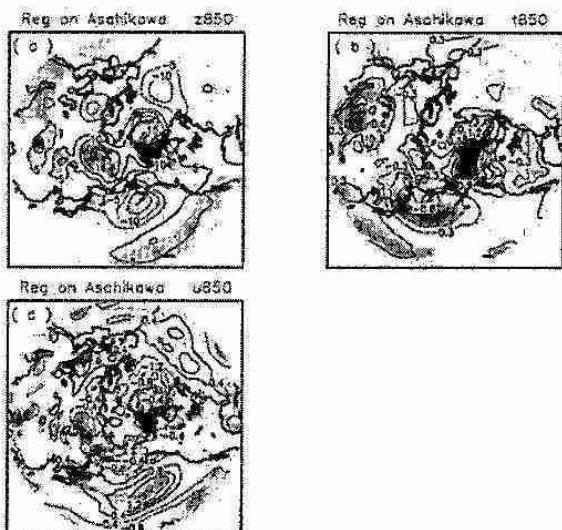


図3 標準化した旭川の12月積算降雪量への、(a) 850hPa 面高度偏差、(b) 温度偏差、(c) 東西風偏差の回帰係数(実線が正、点線が負の値)。相関係数が90、95、99%の信頼限界で有意である部分に陰影。

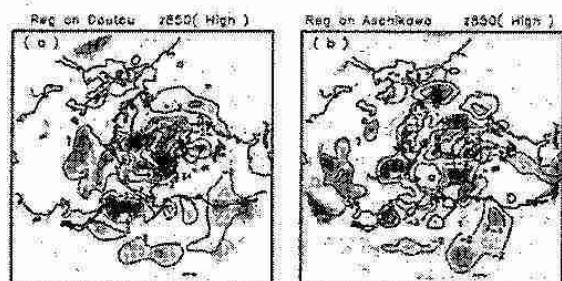


図4 標準化した各地の12月積算降雪量への、低気圧活動度の回帰係数(実線が正、点線が負の値)。相関係数が90、95、99%の信頼限界で有意である部分に陰影。(a) 道東平均、(b) 旭川。

そこで、これらの領域を含む日本周辺において低気圧活動度がどういった変動をしているのかを知ることで、より統合的に道東地方の降雪への総観規模擾乱の年々変動の寄与を知ることが出来ると考え、EOF解析を行った(図5)。その結果、第一モード(寄与率28.2%)としてカムチャッカ半島を含む高緯度域(北緯60度付近)で変動が大きいパターンが、第二モード(寄与率14.0%)として北海道を含む中緯度域(北緯40度付近)

で変動が大きいパターンが存在した。また、各々と道東の降雪との相関は-0.52、0.43であった。つまり、極東域における12月の低気圧活動は、高緯度域において最も変動が大きく、その変動は道東地方の降雪と大きな負の相関関係にあり、またその次に大きな変動域が日本付近に存在し、その変動は同地方の降雪と大きな正の相関関係にあることがわかった。しかし道東以外の他のクラスターにおいて、これら両モードと大きな相関関係にあるものはなかった。

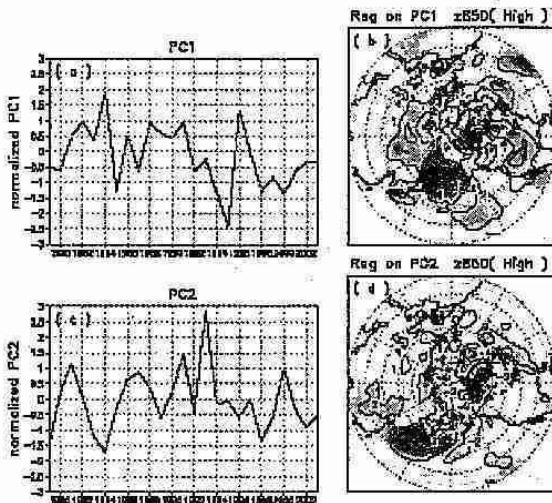


図5 (a) EOF第一モードのスコア、(b) 第一モードへの低気圧活動度の回帰係数(実線が正、点線が負の値)。相関係数が90、95、99%の信頼限界で有意である部分に陰影。(c)、(d) ; (a)、(b) と同様。ただし第二モード。

## 5 まとめ

北海道における降雪の年々変動について気象場の変動から考察した。クラスター化により得られた道央、道東地方の年々変動は互いに相関がなく、別の要因で変動をしていた。道央(旭川)では、大規模場の変動が大きく効いているのに対し、道東では極東域全体における総観規模擾乱の変動パターンが大きく関わっていることがわかった。EOF第二モードと正の相関があるのは、北海道南岸を低気圧が通りやすいことによって南から熱や水蒸気がより多く運ばれてくるためであると考えられるが、第一モードのように高緯度域で擾乱が活発であるほど降雪が少なく、逆に不活発であるほど降雪が多いというのは、直接的な関係にあるのか、それとも別の現象との関わりによるものなのか、今後考察を行わなければならない。

## 2. 夏期の平野における地上風の日変化 一ホドグラフ回転とその力学一

坂崎 貴俊 (北大理\*)、藤原 正智 (北大地球環境)

### 1 はじめに

平野における地上風の日変化は、大気汚染物質の輸送やヒートアイランド等の問題を考える上で重要である。日変化を引き起こす要因は主に局地循環であり、平野では、海陸風に加えて、山谷風等も影響を及ぼす (Kondo, 1990) など、複雑なるまいをすることも多い。

日変化を記述する最も簡単な方法はホドグラフ(特定の地点における風ベクトルの先端の軌跡)である。本研究では地上風ホドグラフを用いて解析を行う。一般に、局地循環(特に海陸風)に伴うホドグラフは直線状に変化するのではなく、一日を通して橢円を描くことが知られている。Haurwitz (1947) は、コリオリ力によって、ホドグラフが北半球では時計回りに変化することを示した。しかし、現実のホドグラフは、反時計回りを示したり、回転速度が均一でなかつたりと、上記の理論で説明できない場合もしばしばある。反時計回りについては、海陸風と山谷風の結合といった、二方向の位相の異なる強制によって生じうることが、線形論を用いて示された(Kusuda and Alpert, 1983)。また、回転角速度の不均一については、観測・モデルによって、非線形項まで含め、回転角速度に寄与する項の見積りがなされてきた(Zhong and Takle, 1993 ほか)。

このように、地上風のホドグラフについて理論・観測・モデルから様々な考察がなされてきたが、多くの場合、特定の地域を対象としており、統計的に信頼できる議論がなされていない。そこで本研究では、気象庁 AMeDAS データと札幌市マルチセンサデータ(あわせて約 1000 地点)を用いて、統計的視点からホドグラフ回転の特徴・力学を明らかにすることを目的とする。

### 2 データと解析手法

使用したデータは、(1) 札幌市マルチセンサ風向・風速 10 分間値[地点数: 52; 期間: 1992~2006 年の 6~8 月]、(2) AMeDAS 風向・風速 1 時間値[地点数: 約 920; 期間: 同上] である。データ(2) については、石狩・湧別平野、十勝平野、仙台平野、関東平野、濃尾平野、大阪平野の 6 平野について解析をおこなった。

全ての風データに対し、回転スペクトル解析を行うとともに、日平均値を取り除いた日偏差成分の期間平均値を求め、調和解析を行った。調和解析では、日偏差成分を、最小二乗法を用いて、一日周期成分、半日周期成分、・・・、1/11 日周期成分、の調和関数に分解した。

### 3 結果と考察

データ(1) の日偏差成分を用いて描いたホドグラフ、一日周期成分だけで再構成したホドグラフ、一日・半日周期成分で再構成したホドグラフ、をそれぞれ図 1a-c に示す。

#### 3.1 回転方向

まず石狩平野におけるホドグラフの回転方向に着目すると(図 1b)、北東側が時計回り回転、南西側が反時計回り回転と、明確に分かれていることがわかる。実際に時間変化を見てみると、当地域の地形(石狩平野の北西側に海、北東と南西に山地)を反映し、朝方に谷風(平野→山)、昼前に海風(海→平野)、夕方に山風(山→平野)、夜に陸風(陸→海)というよう、山谷風と海陸風がピークをとる時刻がずれているよってホドグラフの回転が説明され、北東部と南西部のいずれの山地の影響を受けるかによってホドグラフの回転方向が決まっていると考えられる。

次に、データ(2) を用いて、日本の他の 6 平野(2 節参照)についても回転方向の分布を調べた。一例として関東平野における一日周期成分のホドグラフを図 2 に示す。ここでも平野の北東部と西部で、時計/反時計まわりの領域が明瞭にわかっていることがわかる。結果、関東平野を含む 6 平野のいずれにおいても、石狩平野の場合と同様、海から見て右側で反時計回り、左側で時計回りとなっていた。すなわち、日本の平野の多くでは、ホドグラフ回転の向きが山谷風と海陸風の結合でよく理解できると言える。

最後に、コリオリ力の回転方向への寄与度合を見積もった。これまでの議論によれば、海陸風・山谷風の位相のずれのみによって回転方向が説明できるように思われる。まず、AMeDAS データのうち、回転スペクトル解析を用いて回転方向が有意と判定された地点について、時計/反時計回りを示す地点数を計算した。ここでは解析地点は 2 節に示した平野に限定せず、高度 200m 以下の地点全てを対象とした。

コリオリ力の寄与が小さいならば、時計/反時計回りの地点数は等しく現れるはずである。結果、時計/反時計回りの地点数はそれぞれ 308/198 であり、時計回りの地点数が多かった。

すなわち、コリオリ力の回転方向に対する寄与も無視できないことがわかった。以上から、回転方向に支配的に効いているのは海陸風・山谷風を駆動する気圧傾度力であると考えられるが、コリオリ力の寄与も無視できない。

\* 現所属: 北大環境科学院

### 3.2 回転速度

ホドグラフは昼と夜の二回、回転速度がほぼゼロとなり、その停滞時間は夜の方が長いという特徴が見られる(図1a)。この昼夜不均一は、一日周期成分のみでは表現できない(図1b)が、半日周期成分を考慮に入れるとよく表現できる(図1c)。つまり、風の半日周期成分がホドグラフ速度の不均一をつくっていると言える。実際、スペクトル解析によつても、半日周期の有意なピークが検出された。この半日周期成分の原因を明らかにするために、Haurwitz (1947) では考慮に入れていなかった、気圧傾度力の半日周期成分を含んだ線形論を用いて考察をおこなつた。その結果、得られた解析解は、実際の観測で得られたホドグラフの速度不均一を、位相も含めよく再現できることがわかつた。以上まとめると、太陽加熱の一日を通じた非対称成分に起因する半日周期の気圧傾度力が、風の半日周期成分をつくり、スペクトル解析の結果に現れるとともに、ホドグラフの速度不均一を産み出していると言える。

### 4 まとめと今後の課題

ホドグラフの回転速度・方向について、統計的な視点から考察を行い、その特徴と力学を明らかにした。今回の結果・議論は、特定地域に限らず、どの平野についても適用可能であり、観測地点が少ない平野における風の循環を理解する上でも役立つと思われる。なお、ここでの詳細な議論は Sakazaki and Fujiwara (2008, JMSJ) を参照されたい。

### 謝 辞

札幌市マルチセンサデータは札幌総合情報センターより提供して頂きました。

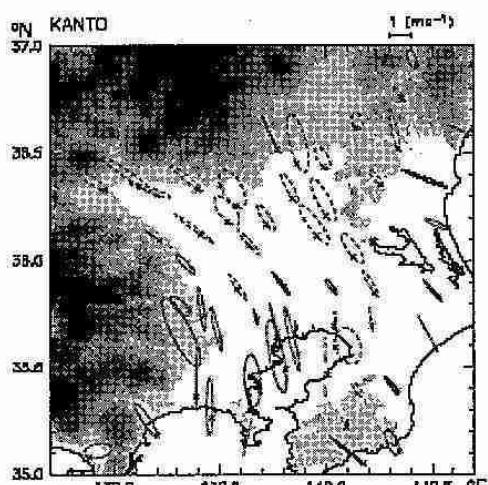


図2 関東平野における一日周期成分の地上風ホドグラフ。他は図1bと同じ。

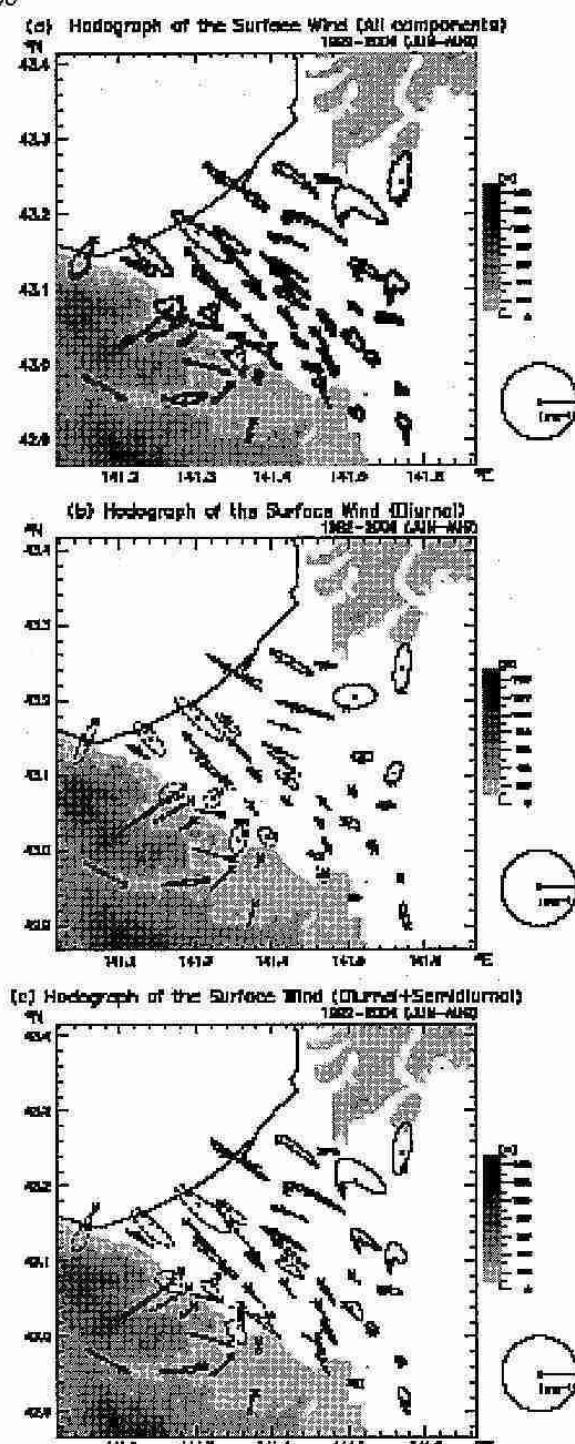


図1 (a) 石狩平野における地上風日偏差のホドグラフ。×印は0時の風ベクトルの向き。陰影は地形(高度)を示す(ただし100m以上ののみ)。(b) 一日周期成分の地上風ホドグラフ。太実線、点線、細実線は、それぞれ、時針回りの変化、反時計回りの変化、回転方向が有意でない変化。(c) 一日周期成分と半日周期成分の和で表した地上風ホドグラフ。値は(b)と同じ。

### 3. 電を含むエコーの判別方法（第2報）

中川 憲一、岸 隆幸（札幌管区気象台予報課）

#### 1. はじめに

電は固形降水のひとつで、気象レーダーにより、電をもたらす対流雲の立体的な構造が次第に明らかになってきている。

大野（2001）では、電の存在域をレーダー反射強度が 55dBZ 以上の領域を指すと述べており、また森・高谷（2004）では、関東地方での降電事例で中層から下層において 60dBZ 以上の領域の急減と降電被害域とに対応があると述べている。

前回の解析では 2006 年における降電事例 13 例を解析した。鉛直積算雨水量 (vil) の値が 3 行になるような過大な値が積乱雲内に出現し、最大反射強度 ( $z_{max}$ ) は 60dBZ 以上のものが多かった。中上層に高反射領域が形成され、この領域が消失することで、 $z_{max}$  も減少していることが確認された。

一方、このような降電や竜巻などの現象をもたらす積乱雲として、組織的な積乱雲の形成が挙げられる。単一セルの場合は寿命が 1 時間に満たないが、組織化された積乱雲は上昇流と、下降流が共に維持されるような構造が形成され、寿命はより長くなり、対流セル内ではより大きな電が形成されている可能性がある。

組織化された積乱雲の形成については、熱的不安定の他に、中～下層の風向・風速の鉛直シアーアーが重要だと Weisman and Klemp (1982, 1984) は指摘している。

それによると、鉛直シアーアーが弱いときは寿命の短い単一セル、中程度のときはマルチセル、強いときにはスーパーセルが発生しやすく、対流セルの寿命も長くなることを示した。

前回の解析では対流セルでのレーダーエコーそのものに着目したが、今回は、その対流セルが発生したときの環境場に着目した解析を行い、降電があった事例とそうでない事例（以下、非降電事例と略）との差について環境場をみることで、どのような環境場で降電を伴うような対流セルが発達するのかを調査した。

#### 2. データと解析手法

##### 2. 1 利用データ

降電事例としては、前回と同様に、気象庁気象資料データベースの気象災害報告から東日本を中心に 2006 年 5 月から 8 月までの 13 事例とした。

また非降電事例については、5～8 月のアメダス実測値で最大 1 時間降水量が 50 ミリ以上の事例を抽出した。実際の雨量で 1 時間 50 ミリ以上を観測している場合は、その全てまたはほとんどが雨として降っていると判断した。また、梅雨前線系や台風など、明らかに降電はないと考えられるものは解析事例から除いている。事例数は 13 事例となった。

環境場のデータとしては、各事例の対流セルの発生地点の距離的・時間的に直近の高層気象観測点のデータを使用した。

表 1：降電事例の日時と都道府県、最大反射強度 ( $z_{max}$ )、高層気象観測データに使用した観測点と時刻

降電事例	日時	都道府県(市町村名)	$z_{max}$ (dBZ)	高層(時間)
	5月24日	栃木県(鹿沼市)	60.6	館野(00UTC)
	5月24日	長野県(飯島町など)	63.2	浜松(12UTC)
	6月6日	長野県(大町市)	61	輪島(12UTC)
	6月19日	茨城県(太子町)	64.5	館野(00UTC)
	6月22日	岩手県(花巻市など)	70.2	秋田(12UTC)
	6月27日	群馬県(沼田市)	65.1	館野(12UTC)
	6月28日	埼玉県(さいたま市など)	70.9	館野(12UTC)
	7月3日	栃木県(高根沢町)	69.6	館野(00UTC)
	7月14日	栃木県(小山市)	69.6	館野(00UTC)
	7月15日	東京都(多摩西部など)	69.6	館野(00UTC)
	7月17日	北海道(津別町)	61.6	札幌(00UTC)
	8月12日	山形県(山形市)	67.7	仙台(00UTC)
	8月12日	長野県(長野市)	63.2	輪島(00UTC)

表2：非降雹事例の日時と都道府県、1時間降水量(R)

## 1)、高層気象観測データに使用した観測点と時刻

非降雹事例	都道府県(観測所名)	R1(mm)	高層(時間)
6月18日	北海道(茶内原野)	52	根室(12UTC)
6月28日	福島県(東白河)	50	仙台(00UTC)
7月3日	茨城県(古河)	50	館野(12UTC)
7月11日	静岡県(三倉)	69	浜松(12UTC)
7月17日	北海道(幌加内)	53	札幌(00UTC)
7月18日	北海道(名寄)	50	稚内(00UTC)
8月6日	山梨県(釣ノ峰)	52	館野(12UTC)
8月13日	北海道(比布)	61	札幌(12UTC)
8月13日	石川県(門前)	85	輪島(12UTC)
8月13日	長野県(辰野)	59	浜松(12UTC)
8月21日	新潟県(赤谷)	52	仙台(12UTC)
8月22日	栃木県(葛生)	64	館野(12UTC)
8月23日	群馬県(赤城山)	52	館野(12UTC)

## 2. 2 解析手法

解析手法は、対流雲を形成する温度プロファイルが雹の形成に関与していると推測し、高層実況データの0°C層と-20°C層に着目し、降雹事例と非降雹事例との間でどのような差があるか調査した。また前述の Weisman and Klemp (1982, 1984) では、組織化された竜巻などの突発的なメソ気象擾乱が発生するような積乱雲について鉛直シアーアの重要性を指摘していることから、熱的安定度とともに鉛直シアーアを計算した。熱的不安定を示すパラメータとしてCAPE(Convective Available Potential Energy)を使用し、鉛直シアーアを表すパラメータは地表から500hPaまでの平均シアーア(以下MSと略)を使用した。また、熱的不安定と鉛直シアーア両者を合わせた指標としてVGP(Vorticity Generation Parameter)と、スーパーセルの発生のしやすさを表すEHI(Energy Helicity Index)を用いた。これらの指標の式を以下に示す。VGPは水平渦度の立ち上がりを表しており、CAPEとMSの積という形をとる。また、EHIはCAPEとSReHの積の形をとる。SReHは積乱雲に流入する気塊が運び込む回転の大きさを表している。

$$CAPE = g \times \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_p - T}{T} dZ$$

LFC: 自由対流高度 LNB: 中立浮遊高度

Tp: 持ち上げる空気塊の気温 T: 気温

g: 重力加速度

$$MS = \frac{\int_a^b \frac{\partial V}{\partial Z} dZ}{\int_a^b dZ}$$

V: 風ベクトル dz: 高度差  
a: 500hPa 高度 b: 最下層高度

VGP = CAPE × MS

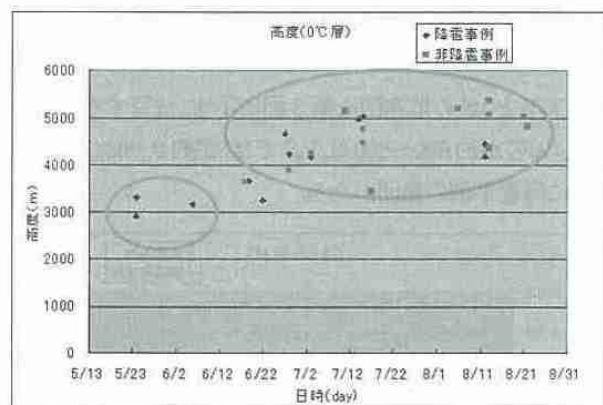
SReH =  $\int_{surface}^{\delta km} (V - C) * wdZ$

V: 風ベクトル C: ストームの移動ベクトル  
w: 鉛直シアーアによる水平渦度 dz: 高度差

EHI =  $\frac{CAPE \times SReH}{160000}$

## 3. 結果

0°C層の高度について、降雹・非降雹事例をプロットしたものが第1図である。横軸が日時、縦軸が高度である。6月中旬から8月にかけては、0°C層が概ね4000m以上で、降雹・非降雹事例が混在している。

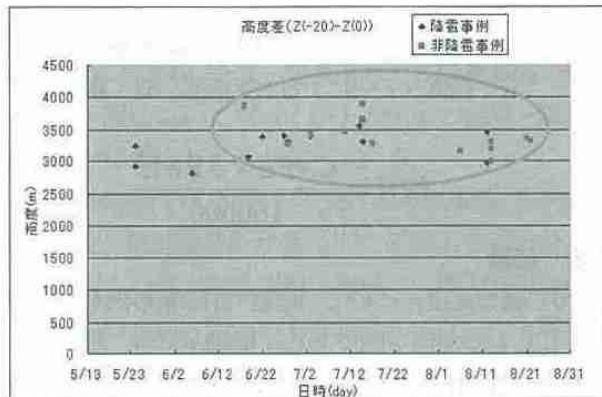
第1図：降雹事例と非降雹事例における0°C層の高度  
横軸：日時(day)、縦軸：高度(m)

また、0°C層から-20°C層の層厚についてプロットしたものが第2図である。6月中旬から8月にかけて層厚は概ね3500m前後だが、こちらも降雹・非降雹事例が混在している。平成18年度観測データ高度利用技術担当者会議資料(札幌報告)でも0°C層の高度が概ね4000mより低いか、高いかが降雹になるかならないかの目安としており、非降雹事例が増加することが考えられる。だが6月中旬以降、降雹事

例は非降雹事例と混在しており、その差を生み出しているものには何かということを考える必要がある。

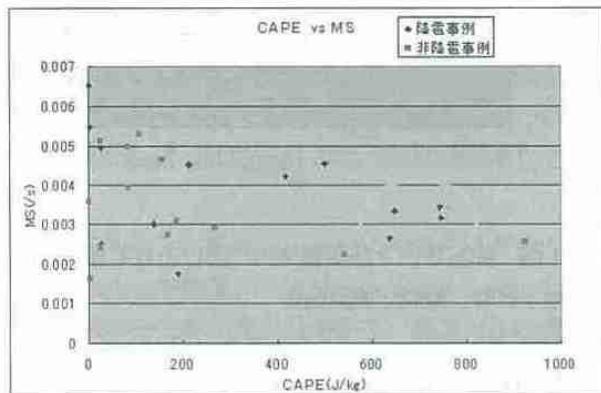
なお、5月から6月上旬までの降雹事例については、気層の温度場が低いため、対流セル内で形成された雹が、融解しきれずに地表へ落下したものと思われる。

では、6月中旬以降についてはどのような条件が降雹・非降雹という結果の差を生み出したのだろうか？前述した CAPE と MS の関係性、そして、マルチセルやスーパーセルの形成の指標となる VGP を見ていく。



第2図：降雹事例と非降雹事例における0°C層から20°C層の層厚 横軸：日時、縦軸：高度(m)

CAPE と MS の散布図を第3図に示す。注目するところは、CAPE が約 600～800 (J/kg) で MS が約 0.003 (/s) の領域に降雹事例の集団がある。

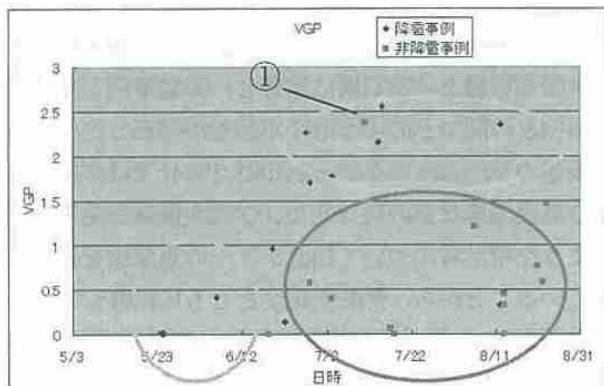


第3図：降雹事例と非降雹事例における CAPE と MS の散布図 横軸：CAPE (J/kg)、縦軸：MS (/s)

第4図は、降雹・非降雹事例についての VGP をプロットしたものである。5月から6月上旬に VGP が 0.5 未満の降雹事例の集団があるが、これは前述し

た 0°C 層が概ね 3000m で雹が地表まで融解しなかったと思われる事例と同じである。そして、これも前述した 6月中旬から 8 月にかけての混在した降雹・非降雹事例が、VGP でみると約 1.5 以上の降雹事例と 1.5 未満の非降雹事例に分離されていることがわかる。VGP の値が大きければ、対流セルはマルチセルやスーパーセルなどの組織的な対流セルに成長し、降雹が発生していることになる。

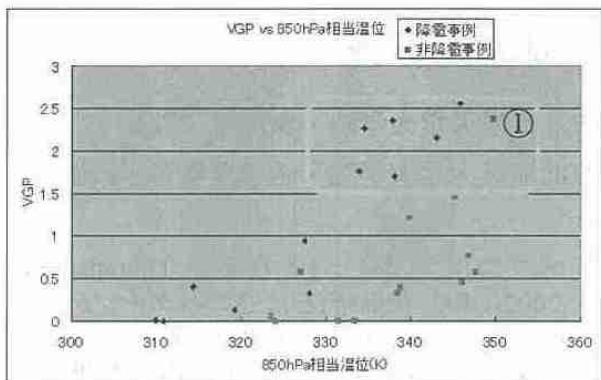
ここで、第4図の①(7月11日：静岡県)の非降雹事例について考察する。第4図ではこの事例のみ降雹事例の領域にあるように見えるが、対流セルの最大反射強度は 55dBZ 以下で、やはり雹は存在していないと思われる(図なし)。総観場では日本海に台風から変わった低気圧があり、静岡県では南西から暖湿気が流入する場であった。



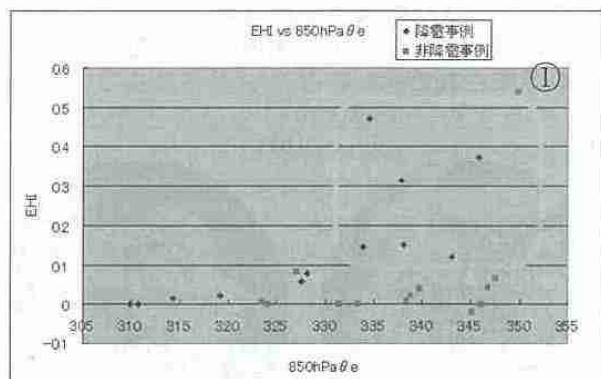
第4図：降雹事例と非降雹事例における VGP 横軸：日時、縦軸：VGP

第5図は、降雹・非降雹事例について VGP と 850hPa 相当温位の散布図で、降雹・非降雹事例が分類できる。第4図①の事例を同様に示した。この事例は 0°C 層高度も 5000m 以上と高く、850hPa 相当温位が約 350K と大きく、下層で強い暖湿気が流入していたことから、VGP は高いが激しい降雨になった事例と考えられる。

第6図は、降雹・非降雹事例について EHI と 850hPa 相当温位の散布図で、VGP と同様に、降雹・非降雹事例が EHI が約 0.1 のところで分類できることがわかる。



第5図：降雹事例と非降雹事例におけるVGPと850hPa相当温位の関係 横軸:850hPa相当温位(K)、縦軸:VGP



第6図：降雹事例と非降雹事例におけるEHIと850hPa相当温位の関係 横軸:850hPa相当温位(K)、縦軸:EHI

#### 4. 考察

マルチセルやスーパーセルが形成されれば、その寿命は単一セルより長く、セル内の雹粒子もより長時間セル内に存在することができる。このため、雹粒子はより大きく成長して落下し、0°C層（概ね4000m）を越えてもその雹は大きいため、地表まで融解せずに落下できると考えられる。一方VGPが小さければ、マルチセルなどには発達せず、寿命が短いので粒径はそれほど大きくならずに落下し、途中で融解してしまうと考えられる。

以上のことから夏季においてVGPやEHIの値をもとに降雹の有無を判別することは可能と思われる。

今回の解析では、解析した事例数が少なく、統計的に有意かどうか、更なる事例数の積み上げが必要である。その他に、空間分解能が高層気象観測データでは粗いため、対象の対流セル周辺の環境場と一致するとは限らない。そのため、ウインドプロファイラのデータのデータなどを用いて、対象となる対流セル周辺の環境場を解析し、水平分解能のある

GPVデータを用いて検証していくことが、今後の課題となる。

#### 参考文献

- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 301pp.  
森真理子, 高谷美正, 2004: 関東地方で発生した降雨・ダウンバーストを伴ったスーパーセルの事例解析, 天気, 51, 567-581  
Weisman,L.M.and Klemp, B.J.(1982):

The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy,*Mon. Wea. Rev.*,110,504-520.

- Weisman,L.M.and Klemp, B.J.(1984):  
The Structure and Classification of Numerically Simulated Convective Storms in Directionally Varying Wind Shears,*Mon. Wea. Rev.*,112,2479-2498.

## 4. 成層圏 QBO の対流圏影響

高橋 舞子(北海道大学大学院・環境科学院)

山崎 孝治(北海道大学大学院・地球環境科学研究所)

### 1. はじめに

対流圏の気象は我々にとって身近なものであり、様々な現象に影響を受けています。影響が示唆される現象の一つに、成層圏の東西風準二年周期振動(Quasi biennial oscillation;以下QBO)がある。北半球冬季において、50hPaで定義したQBOが東風時には西風時に比べ、中高緯度で地上気温が低下するような偏差が生じることが挙げられている(Thompson et al.,2002)。これは北半球環状モード(North Hemisphere annular mode;以下NAM)に関連した変動であり(Baldwin and Dunkerton,2001)、これとQBOが東風時に極渦が弱まる(Holton and Tan,1980)ことと結びついて、このような偏差が生じていると考えられています。

しかし、これは北半球冬季における偏差であり、各月の変動は示していない。また、その他の現象(トレンド、太陽活動、ENSO、火山活動など)の効果を含んでいる可能性が大きい。

そこで本研究では、他の効果を考慮した上で冬季北半球、および各月のQBOの影響を、統計的手法を用いて探ることを目的とする。また、その結果の力学的なプロセスを考察する。

### 2. 解析手法およびデータ

解析方法として、次式のような線形重回帰式を用いた。

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^5 a_i \times x_i + e$$

各説明変数は $x_1$ から順に、U50(50hPa東西風)、U20(20hPa東西風)、トレンド(45年間のトレンド)、太陽活動(Solar Flux(10.7cm))、ENSO(Nino3.4海面水温)、火山活動(成層圏の光学的厚さ)であり、標準偏差によってスケーリングされている。以下に示すQBOの結果は全て、西風時の回帰係数である。

データは、ECMWF客観再解析データ(1957年9月～2002年8月)を用いた。

### 3. 結果

1月における地上気温 U50回帰係数を図1(a)に示す。北アメリカ東部、ユーラシア大陸北部の一部、日本海付近において[+]、北

アメリカ北東部[-]となる、Thompson et al.,2002(QBO東風時)とは逆のパターンが得られた。また、地上気温と相関の高かった300hPa面ジオポテンシャルハイト(以下HGT)U50回帰係数を図1(b)に示す。中高緯度で[+]、極域で[-]となるような偏差が見られる。これらは平均場(図1(c))のトラフの位置に対応しており、これが中緯度で弱まり、極域で強まつことで、NAMのような極域と中緯度域のシーソーパターンが顕著に現れ、地上気温に影響を与えたことが示唆される。

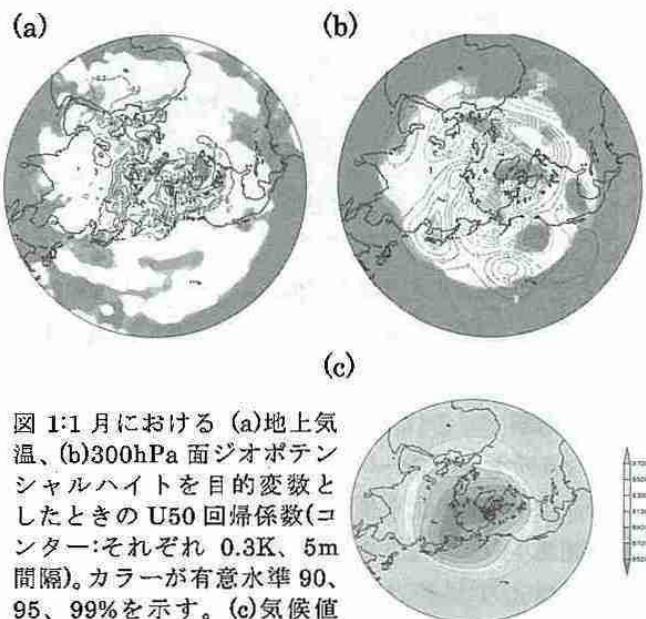


図 1: 1月における (a) 地上気温、(b) 300hPa 面ジオポテンシャルハイトを目的変数としたときの U50 回帰係数(センター: それぞれ 0.3K, 5m 間隔)。カラーが有意水準 90, 95, 99% を示す。(c) 気候値(m)。

極渦の強弱に伴って以上のような変動を生じる可能性があることから、東西風の緯度-高度断面を見ていく。図2(a)は東西風 U50回帰係数である。成層圏に注目すると、平均場(図2(b))で見られる極域ジェットが強まることで、極渦が強まるような偏差が現れている。その西風偏差は対流圏までつながっており、中緯度の亜熱帯ジェット域では東風偏差となっていることから、ジェットが北偏している可能性がある。これらのことから、QBOに伴う極渦の強弱によって、地上気温に変動が生じている可能性が示された。

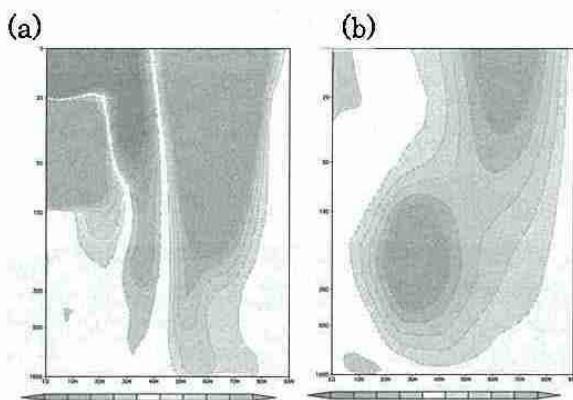


図 2: (a)1月における東西平均東西風を目的変数としたときの U20 回帰係数(m/s)。(b)気候値(m/s)。

次に、他の月に関して調べたところ、我々にとってより身近である日本付近において、11月に地上気温を目的変数としたときの有意な点に、U20回帰係数が値を示したことから、11月について注目していく。

地上気温(図 3(a))と 300hPa 面 HGT(図 3(b))を目的変数としたときの U20回帰係数に注目すると、気温が[+]の日本付近ではトラフが弱まっている。しかし、NAM のような変動パターンは見られない。

1月のときと同様に、東西風の緯度-高度断面に注目する。図 4(a)は東西風を目的変数とした U20 回帰係数である。成層圏では極域ジエットが強まることで、極渦が強まるような偏差が現れている。また、対流圏では、高緯度側で西風が強まり、中緯度にある亜熱帯ジエットが弱まるような偏差は1月のときと類似しているが、極域では東風偏差となっている。これらのことから、11月は NAM のような変動を示しているとは考えにくく、他のパターンが卓越している可能性がある。

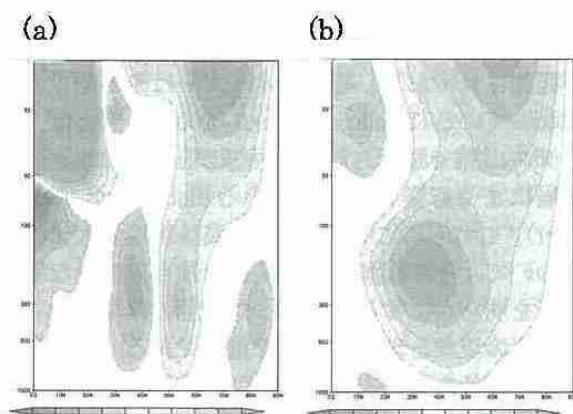


図 4: 図 2 と同様。ただし 11 月。(a)は U20 回帰係数。

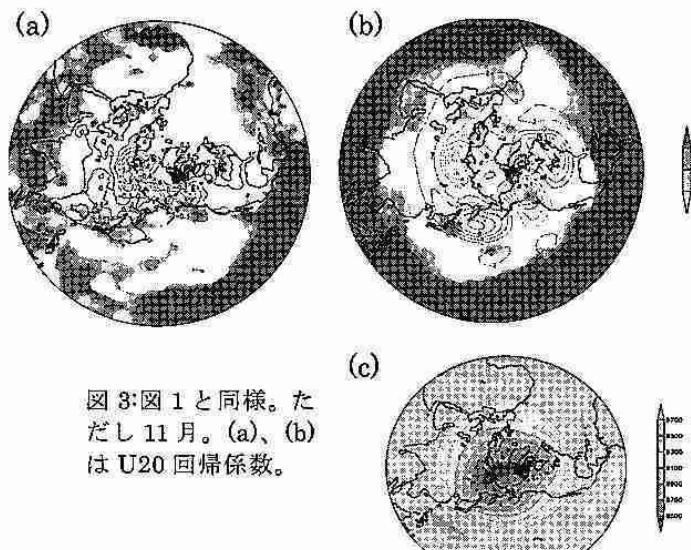


図 3: 図 1 と同様。ただし 11 月。(a)、(b)は U20 回帰係数。

#### 4.まとめ

1月は NAM のようなシーソーパターンに対応した地上気温および 300hPa 面 HGT の偏差が見られ、QBO と極渦の関連性から以上のような変動が生じた可能性がある。一方、日本付近への影響が示唆された 11月では、1月に見られた北半球冬季に卓越するパターンが現れておらず、違ったパターンが QBO に対応して現れている可能性が示唆される。

#### 参考文献

- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294, 581-584.
- Holton, J. R., and H. -C. Tan, 1980: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50mb. *J.Atmos.Sci.*, 37, 2200-2208.
- Thompson, D. W. J., M. P. Baldwin., and J. M. Wallace, 2002: Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction, *J.Climate*, 15, 1421-1428.

## 5. オホーツク海沿岸に出現した波状エコーの構造と起源

浜元 陽平（北大院・環境科学院）、藤吉 康志（北大低温研）

### 1. はじめに

内部重力波などの大気波動は、鉛直伝播し、運動量を上空へ輸送する。中でも短周期の重力波は、大きな鉛直群速度を持つため、運動量の鉛直輸送効率が高い。熱帶域では、積雲対流により励起された重力波が、QBO の駆動に関与していることがわかっていいる(Alexander and Holton, 1997)。中・高緯度域においても、下層の短周期大気波動に起因する擾乱が観測されており、そのエネルギーは冬半球で大きくなっている(Tsuda and Hocke, 2004)。例えば、アンデス山脈で励起された山岳波が上空 100km の電離層にまで影響を及ぼしている(Hocke and Tsuda, 2001)。これらのことから、中・高緯度域の大気波動について、その起源および構造を知り、波長などの諸元を明らかにすることは、対流圏のみではなく上層大気の現象を理解する上で重要である。

衛星画像を見ると、北海道オホーツク海周辺では、他の地域に比べて冬季に波状雲が高頻度で出現していることが分かる。しかし、雪雲の雲頂高度が低いため気象庁のレーダーでは捉えにくくこと、ウインドプロファイラーや気象ゾンデの観測点が近くに無いなどの理由により、これまでこの地域の大気波動に関する研究例はない。そこで本研究では、紋別に設置した X バンドドップラーレーダーのデータを用いて、大気波動の鉛直・水平構造及び起源について調べた。

### 2. 波状エコーの起源と水平構造

解析を行った 2006 年 1 月～3 月までの期間中の MODIS 画像を見ると、日数比で 37% の割合で波状雲が出現していた。波動観測時の風向は必ず西寄り(南南西から北北西)で、86% は冬型の気圧配置であった。

2006 年 2 月 15 日 0:30～4:00 JST には、解析期間中で最も顕著な波状エコーが多数出現した。更に、東西に並ぶ波状エコーカーの中を、メソフロントが北から南に通過するという興味深い現象も観測された。

図 1 は、2:15 に観測した波状エコーのドップラーレートの水平分布である。波状エコーの水平波長は 3～6km で、水平方向ではおよそ 80km 先まで伝播していた。

図 1 には、複数のほぼ同心円状の波が見られる。これらの波の位相に垂直に引いて波源を調べたところ、特定の山岳の風下と、それとは別の河口域に存在することが分かった。ドップラーレートから、波源の山を迂回する強風帯と、谷筋から河口域の風下

に向かう強風帯が確認された(図は省略)。

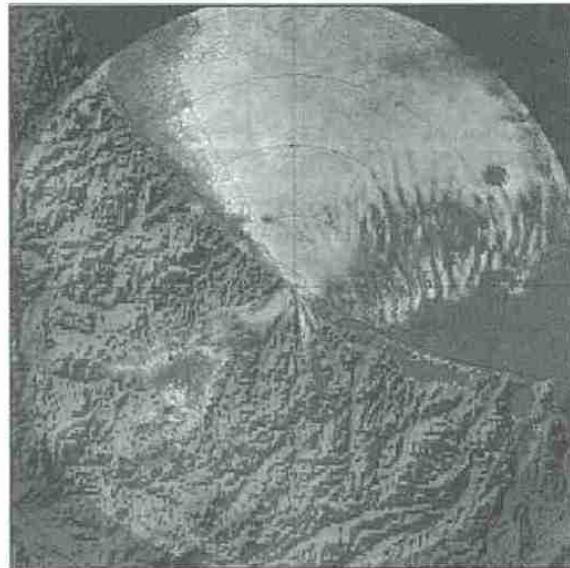


図 1 2006 年 2 月 15 日 02 時 15 分に観測された波状エコーのドップラーレートの水平分布。

### 3. 波状エコーの鉛直構造

図 2 は、波状エコーの図中に示した領域のレーダーエコー強度の鉛直断面を示したものである。図から明らかなように、沿岸部の波状エコーは高度 2km 以下にしか存在していない。一方、沖合いのエコーは高度 3km 以上にまで存在している。また、水平断面図からも分かるように、沿岸部と沖合いの波状エコーの波面は明らかに異なっている。

以上の観測結果は、レーダー観測範囲内に出現した波状エコーは、山を迂回する強風帯に沿って形成された、上空の波状エコーと、谷筋を通過して河口の風下に存在する強風帯に沿って形成された、下層の波状エコーの 2 層構造であったことを示している。

### 4. 波状エコー中を通過するメソフロント

2 月 15 日 2:04～2:32 JST の間、波状エコー中を北から南に南下するメソフロントを、ドップラーレートの水平分布の時間変化によって明瞭にとらえることができた(図は省略)。周辺のアメダスデータから、北から南下してきた気塊の温度は周囲より高かった。そのため、このメソフロントは温暖前線的な構造を持ち、進行方向と平行(すなわち南北方向)な走向の鉛直断面を見ると、下層に比べて上層のエコーが南側に傾いた構造を示した(図は省略)。

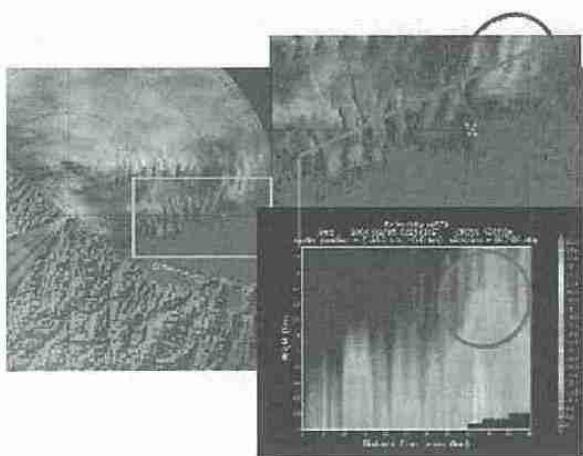


図2 波状エコーの水平構造の拡大図とその鉛直断面図。

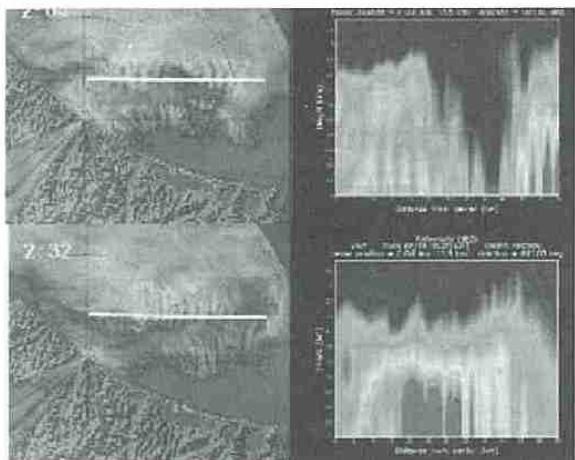


図3 メソフロント通過前と後のレーダーエコーの水平分布（左図）と鉛直構造（右図）の変化。

従って、メソフロントからもたらされる雪が単純に下層の波状エコーと重なると、少なくとも波状エコーは不明瞭になるはずである。

しかし実際には、メソフロントの通過と共に、波状エコーの強度は強まる同時に、波状構造もより顕著となった（図3の左図）。

図3の右図は、左図に示した直線に沿って作成したレーダーエコーの鉛直断面である。メソフロントが通過する直前の02:04では、上空エコーと下層エコーとでは波長も異なり、下層エコーのエコートップも低くかつエコー強度も弱い。一方、メソフロントが通過中の02:32になると、下層エコーは発達して上空エコーとつながっている。このことは、メソフロントの通過に伴って下層の対流雲が発達した結果、レーダー反射強度が強くなったことを示唆している。

## 5.まとめと考察

本研究では、オホーツク海沿岸の紋別に設置したXバンドドップラーレーダーの観測データを主に用いて、波状エコーの鉛直・水平構造及び起源について調べた。観測された波動は波長3~6km、水平方向の伝播距離は最大約80kmと長く、波動が逆転層にトラップされた構造があることを示唆している。さらに、向き、波長、波源の異なる波動がレーダーで同時に重なって観測され、水平及び鉛直方向にマルチスケール構造を持つこともわかった。

波動が発生した強風帯は、孤立峰を迂回する風、または谷を抜ける噴流によって発生したものと考えられた。風が孤立峰の高さより低い逆転層の下で山を迂回する時、空気塊は山の風上で上昇し、山の風下で下降する。これから重力を復元力とした波動を生ずることが可能であると考えられる。また、VADによるレーダー上空の風のプロファイルからは高度1.5km以下の層に鉛直シアーガーがあることもわかつており、さらにそれが地形的な風の強化によって局地的に強められていることが推察できる。ゾンデからはその付近に逆転層も観測されている。これより波の生成・伝播に都合のよい環境条件がそろっていることがわかった。

更に、初めは下層のみに限られていた弱い波状エコーが、上層エコーが侵入することで発達した。これは、上空で形成された降雪粒子が落下して下層の雲に入り込むことにより、下層の雲内で急激に成長し、結果としてエコーが強まること、さらに、下層の対流雲を抑える逆転層が弱いため、メソフロントなどの通過によって上昇流が強まると、対流雲が逆転層を突破してより強く発達する場合があることを示している。

今後は、2台のドップラーレーダーデータを用いて、気流の3次元構造も明らかにする予定である。謝辞：ドップラーレーダーの設置、運用には、北大低温研の技術部の皆さんにご尽力いただきました。記して感謝いたします。

## 引用文献

- Alexander, M. J. and J. R. Holton, 1997: The gravity wave response above deep convection in a squall line simulation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2212–2226.
- Hocke, K. and T. Tsuda, 2001: Using GPS satellites to study plasma irregularities. *GPS World*, July 2001, 34–35.
- Tsuda, T. and K. Hocke, 2004: Application of GPS occultation data for studies of atmospheric waves in the middle atmosphere and ionosphere. *J. Met. Soc. Japan*, 82, 419–426.

## 6. 2006年12月29日北海道南西沖で発生した前線を伴ったポーラーロウ

北大環境科学院 嶋田 宇大、山崎 孝治

### 1はじめに

ポーラーロウとは、主要な極前線の極側寒気内の海上で発生する小さいがかなり強い低気圧のことを言う(Rasmussen and Turner 2003)。ポーラーロウの発達メカニズムの一つに傾圧不安定が言われており、それを示唆するものとして、北大西洋域では前線が解析されている(Shapiro et al. 1987; Hewson et al. 2000)。日本付近では冬季に傾圧性の強い日本海でしばしばポーラーロウが発生するが、その前線構造に注目した研究は少ない。そこで本研究では、2006年12月29日に北海道南西沖で発生した前線を伴ったポーラーロウについて、気象庁MSM初期値データを用いて解析した。ここでは特に前線が強化された要因と前線周辺の渦度が強まった要因を探った。また、前線を含む渦の発達過程を探るため、エネルギー収支解析も行った。なお、気象庁MSM初期値データは、水平0.125度×0.1度、鉛直16層、3時間間隔のデータである。

### 2環境場

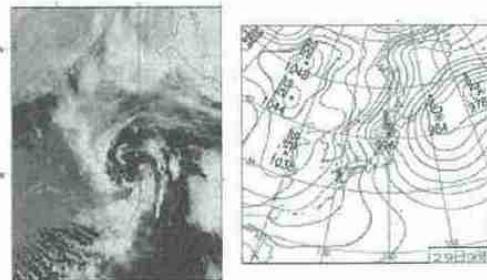


図1 左図：12月29日00UTCの衛星画像(高知大学よりデータ取得), 右図：同時刻の地上天気図(気象庁IPより)

総観規模の低気圧が発達しながら日本付近を通過し、東へ遠のいた背後の寒気内でこのポーラーロウは発生した(28日15UTC～29日03UTC)。この時上空(500hPa)では寒冷渦が通過中であり、最盛期(29日00UTC)にはちょうど上層と下層の渦がカップリングしたような様子を示した(図略)。

### 3 解析結果

図2は図1と同時刻の950hPa面における、温位の水平勾配が $3[K=100km]$ 以上のところを前線帶とみなし、そこを陰影で示したものである。ポーラーロウの中心付近が暖気核になつていて、その中心部から北西方向に伸びる明瞭な前線が見られた。この前線に沿つて活発な積乱雲が見られる(図1左)。

この前線はどのようにして強化されたか前線強化関数を用いて調べた。前線強化関数Fは次の4つの項であらわすことができる(小倉2000)。

$$F = \text{合流項} + \text{水平シア一項} + \text{Tilting 項} + \text{非断熱項}$$

図3は図2の黒線部分の鉛直断面における前線関数の

合流項と非断熱項の分布図である(他の項は図略)。なお、非断熱加熱量の計算は津村と山崎(2005)と同じ方法をとった。図3によると、合流項は主に下層の方で前線の強化に寄与していた。一方中層では主に非断熱項によって前線が強化されていた。このように下層と中層では前線の強化の過程が異なっていた。

次に渦度方程式を用いて、前線周辺の渦の力学について調べた(Holton 2004)。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \text{水平移流項} + \text{鉛直移流項} \\ + \text{Stretching 項} + \text{Tilting 項}$$

図4は図2の黒線部分の鉛直断面における鉛直移流項とStretching項の分布を示す(他の項は図略)。これによると、中層付近では渦度の鉛直移流によって渦が強化されていた。一方下層では収束に伴う渦のStretching効果で渦が強化されていた。このように渦度も下層と中層で強化に寄与する項が異なっていた。

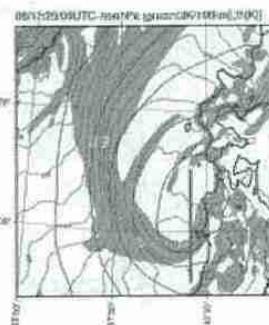


図2 950hPa 面温位勾配実線はジオボテンシャルハイド、破線は等温位線、陰影は $3[K/100km]$ 以上の領域を示す。黒線は図3、4を参照。

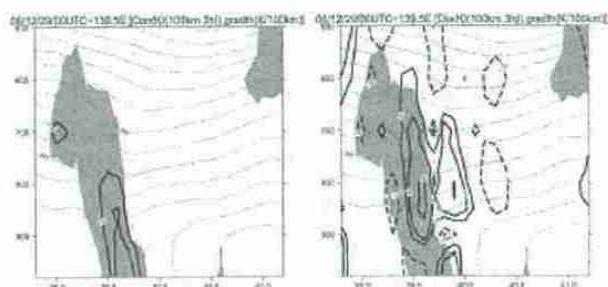


図3 左図：合流項の鉛直分布、右図：非断熱項の鉛直分布  
図2の黒線部分の鉛直断面であり、実線で前線強化、破線で前線弱化を表し、点線は等温位線、陰影は水平温位勾配 $3[K/100km]$ の領域。

最後に擾乱の発達過程を探るため渦の運動エネルギー収支解析を行った。まず図5に示す場にそれぞれX軸とY軸を定義して、各物理量Φを以下に示す式で定義する。  
 $\Phi(X, Y, p, t) = \bar{\Phi}(Y, p, t) + \Psi'(X, Y, p, t)$

渦の運動エネルギーKeを

$$Ke = \frac{1}{2} (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)$$

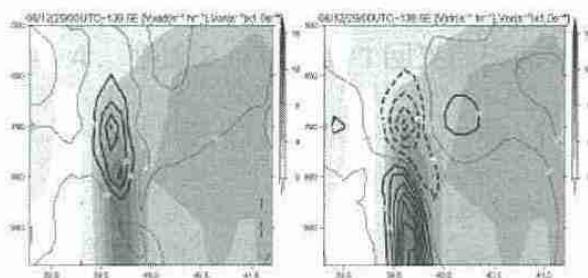


図4 左図：鉛直移流項の鉛直分布、右図：Stretching項の鉛直分布図2の黒線部分の鉛直断面であり、実線で渦度強化、破線で渦度弱化を表し、陰影は渦度分布 [ $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ] を示す。

と定義する。MSM の初期値は静力学モデルで求められているので、ここではプリミティブ方程式系の渦の運動エネルギー収支式の各項について計算した。

$$\frac{\partial Ke}{\partial t} = -\underbrace{\frac{\partial Ke'}{\partial X} - \frac{\partial Ke'}{\partial Y} - \frac{\partial Ke'}{\partial p}}_{\text{移流項}} + \underbrace{-u' \frac{\partial Ke'}{\partial X} - v' \frac{\partial Ke'}{\partial Y} - \omega' \frac{\partial Ke'}{\partial p} - (u'v') \frac{\partial u}{\partial Y} - (v'v') \frac{\partial v}{\partial Y}}_{\text{順圧変換項}} + \underbrace{-(u'w') \frac{\partial u}{\partial p} - (v'w') \frac{\partial v}{\partial p} - \omega' \alpha'}_{\text{横圧変換項}} + \underbrace{-\frac{\partial}{\partial X}(u'\Phi') - \frac{\partial}{\partial Y}(v'\Phi') - \frac{\partial}{\partial p}(\omega'\Phi') + u'F'_X + v'F'_Y}_{\text{渦による potential energy flux の収束項}}$$

ここで  $Ke' = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$ 、 $\alpha'$  は比容のダッシュ項である。図6には、水平にはXY領域全域で、鉛直には925-800hPaで平均した上式の各項の値の時系列を示す。なお、各項の値はその時間のKeで割って標準化している。また、Keの時間変化率は前の時間との差分で計算し、各項の値も前の時間の値とで平均している。図6の実線と黒丸で示された線はそれぞれの時間におけるKeの値を示す。Keは29日00UTCまで増加しその後急速に減衰した。Keの増大に寄与した、渦自身の発達として注目すべきなのは点線で示した傾圧変換項であった。また、基本場の温度構造を反映した鉛直シアーと対流活動による項(破点線)もわずかながら寄与していた。一方順圧変換項(太破線)は逆に渦を弱化させる方向に寄与していた。

#### 4 まとめと今後の課題

2006年12月29日に北海道南西沖で発生した前線を伴ったポーラーロウについて調べた。ポーラーロウの中心から北西に伸びる前線は、下層(~950hPa)では主に合流効果、中層(~800hPa)では主に非断熱効果によって強化されていた。前線周辺の渦度は、下層では主に渦のStretching効果、中層では渦度の鉛直移流によって強化されていた。

エネルギー収支解析によって、擾乱は主に傾圧的なエネルギー変換によって強化されていることが示唆された。また順圧的なエネルギー変換は逆に擾乱を弱める方向に作用していることが示唆された。

今後は、渦の有効位置エネルギーについても収支解析

を行いたい。また上層の寒冷渦がポーラーロウの発達にどの程度寄与したか定量的に検証したい。さらに将来的には、数値実験等によりreverse shear の環境場で発生するポーラーロウの特徴を調べたい。

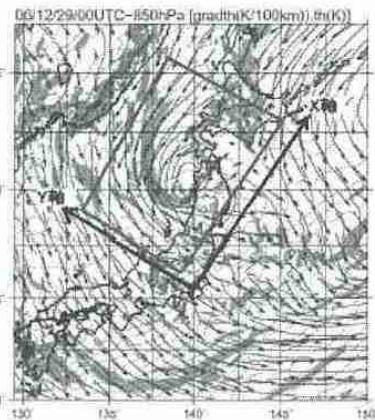


図5 エネルギー解析を行った領域(X軸Y軸で囲まれた領域)矢印は水平風、実線はJaponten Shallowflow、破線は等温位線、陰影は水平温位勾配3[K/100km]の領域を示す。

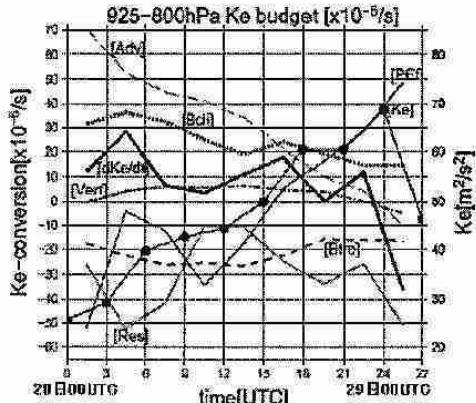


図6 Keの時間変化率(太黒線)と運動エネルギー方程式の各項の値(各線はその時間のKeで割ることで標準化している。Keは渦の運動エネルギー、Advは移流項、Bdiは傾圧変換項、Vertは鉛直シアーと対流活動による項、dKe/dtはKeの時間変化率、Btroは順圧変換項、PR fは渦によるpotential energy fluxの収束項、ResはdKe/dtから全ての項を引いた残差量である。

#### 【参考文献】

- Hewson, T. D., G. C. Craig, and C. Claud, 2000 : Evolution and mesoscale structure of a polar low outbreak. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126, 1031-1063.
- Holton, J. R., 2004 : An Introduction to Dynamic Meteorology (4thed), Academic Press, 535pp.
- 小倉義光, 2000 : 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289pp.
- Rasmusson, E., and J. Turner, Eds., 2003 : Polar lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar regions. Cambridge University Press, 612pp.
- Shapiro, M. A., L. S. Fedor, and T. Hampel, 1987 : Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. Tellus, 39A, 272-306.
- 津村知彦, 山崎孝治, 2005 : 日本付近で発達したShapiroタイプの温帯低気圧—前線形成の視点から見た事例解析—, 天気, 52, 105-118.

