

—発表会要旨①—

平成12年度 第2回支部研究発表会要旨

日 時：平成12年11月15日（水）13時30分～16時40分

場 所：北海道大学 百年記念会館（大会議室）

- 1 中国で観測した梅雨前線帯の水収支解析 (GAME/HUBEX IOP 98)10
北大・低温研 田中 克佳・藤吉 康志
- 2 Indonesia Rainfall Variation in Association with ENSO12
(Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University)
Erwin Mulyana and Koji Yamazaki
- 3 冬期北海道西岸に現れる収束線の数値実験.....14
札幌管区气象台 計盛 正博・中山 寛
木村 光一・大橋 康昭
- 4 巻雲発生時の雲内部の力学的・熱力学的構造.....16
北大・低温研 西川 寛子・藤吉 康志
- 5 初夏のオホーツク海に出現するブロッキング高気圧の特徴.....18
北大院・地球環境 前田 浩一・山崎 孝治
- 6 冬季スカンジナビア半島周辺での低気圧の特徴.....20
北大院・理 横山 誠・遊馬 芳雄
- 7 北海道における気候の都市化について.....22
札幌管区气象台 安部 俊司
- 8 季節依存性を考慮した北太平洋の準十年変動解析.....24
北大院・理 矢田 美里・見延庄士郎
- 9 北太平洋の20年と50年の同期現象.....26
北大院・理 見延庄士郎

1. 中国で観測した梅雨前線帯の水収支解析(GAME/HUBEX IOP98)

*田中克佳(北大院地球環境)・藤吉康志(北大低温研)

1. はじめに

梅雨前線は、東アジア地域に貴重な水資源をもたらすと同時に、日本、韓国、中国(揚子江や淮河流域)にほぼ毎年のように洪水をもたらしている。そこで、流域スケールの水循環の解明と洪水予測を目標として、1998年と1999年の梅雨期間、淮河流域で GAME/HUBEX (GAME/Huaihe River Basin Experiment)が行われた。

1998年の観測期間中、梅雨前線に伴う降水システムをはじめとしてさまざまな降水システムが観測された。1998年6月29日から7月3にかけて、淮河流域の梅雨前線帯で、温暖前線タイプ、寒冷前線タイプ、メソ渦タイプの降水システムが観測され、その気流とレーダーエコの3次元構造を、ドップラーレーダー解析により明らかにした。

2. 流域スケールの水収支解析と水蒸気フラックス

解析は、阜陽気象レーダーの観測範囲(半径:250km)をちょうど囲むように、阜陽を中心とした 400 km×400 km(緯度 31.2-35°N、経度 113.7-118.8°E)の範囲を対象として行った。解析領域をこのスケールに設定することにより、南北方向の降雨域全体を捕捉できた。また、ゾンデ観測点もこの解析領域を囲むように存在している。従って、レーダーから得られる広域の降水の時空間的に細かな情報と、水蒸気フラックスや可降水量などとの関係を詳しく調べることができた。

まず、気象庁が作成した客観解析データ(GANAL)を用いて、解析領域内の水収支を調べた(図1)。梅雨前線は、集中観測期間前までは解析領域の南側に位置した。その後、大雨が始まる前の6月27日まで北上を続け、それに伴い、次第に地表からの蒸発散よりも降水が卓越するようになった(すなわち、 $E \cdot P < 0$)。ただし、領域平均の日降水量は最大で6 mm程度であり、弱かった。大雨が降ったケース I とケース II では、当然他の期間より蒸発量と降水量の差が大きく($E \cdot P < 0$)、領域平均で30 mm以上の日降水量があった。可降水量は降雨が始まる前に急激に増加し、降雨後半に急激に減少するという変化が、ケース I と II 共に見られた。大雨が止んだ7月4日以降は、集中観測期間の前半と比べて、可降水量が5 mmほど増加していたが降水がほとんど無く、領域平均で2-10 mm/dayの蒸発散が卓越する日が続いた(すなわち $E \cdot P > 0$)。水蒸気フラックスは、集中観測期間を通じて主に南側と西側からの値が大きかった。さらに南側からの水蒸気フラックスは西側の約2倍あり、多量の水蒸気を供給していた。

2. 大雨をもたらした降水システムの降水特性

次に、阜陽の気象レーダーの補正と降水量を求める方法を開発した。これによって、より高い時空間分解能(1 km 間隔、10 分間毎)の領域降水量を見積もることが可能となった。この降水量データと、静止気象衛星「ひまわり」の雲頂輝度温度

分布データを用いて、強い降水が発生したケース I とケース II について、降水システム及び水蒸気から降水への変換効率などの降水特性の違いについて調べた。

ケース I では、主に南からの水蒸気フラックスによる水蒸気収束量の増加に伴って雲量が増加し、約 3mm/h 以上の降水強度が全降水域に占める割合が徐々に増加していった。降水ピーク時には、雲頂温度が -30°C 以下の背の高い対流雲が卓越していた。その後、南からの水蒸気フラックスが弱まるにつれて降水も弱まった。ただし、降水後半には北からの水蒸気フラックスの流入がみられ、この時にメソ β スケールの渦状擾乱が流域内で発生し、一時的に降水が強まった。ケース I の降水効率(降水量/水蒸気収束量)は平均して約 50%であった。

一方、ケース II では、南ばかりではなく、西からの水蒸気フラックスによる水蒸気収束量の増加に伴って雲量が増加した。それと同時に、約 3mm/h 以上の降水強度が全降水域に占める割合が急激に増加し、約 6 時間ほどで強弱を繰り返した。降水ピーク時には一時的に北からの水蒸気フラックスの流入がみられ、この時にメソ β スケールの渦状擾乱が流域内で発生し、雲頂温度が -50°C 以下の非常に背の高いクラウドクラスターが形成された。ケース II の降水効率はケース I に比べて高く、平均して約 70%であった。

3. 梅雨前線上に発生したメソ β スケールの渦状擾乱

ケース I と II 共に、渦状擾乱が発生した際に、梅雨前線内で強い降水がもたらされた(図2)。そこで、ドップラーレーダーデータも加えて渦状擾乱の解析を行った。ケース I では、阜陽の西およそ 150km 付近で発生した小さな降水セルが次第に組織化され、やがて渦状に変化した(Broken Area 型)。渦状擾乱の直径は最盛期で 200km であったが、その後、線状の強い降雨帯へと変化した。下層の風系を見ると、前線の南側では強い南西風、北側では弱風帯が存在し、強い水平シアが存在していた。また擾乱の発生場所に近い阜陽と南陽での擾乱発生前の CAPE は、約 300(J/kg)であり、比較的安定な大気の成層状態だった。

一方、ケース II の渦状擾乱は、阜陽の南西約 250km 付近で直径約 100km の団塊状の擾乱が渦状へと変化した(Embedded Area 型)。ケース I と同様に、最盛期の直径は 200km に達し、その後、幅約 100km の帯状エコーへと変化した。また、下層では、これもケース I と同様に、北風と南西風の強い水平シアが存在した。ただし、擾乱発生前の CAPE は 1400(J/kg)以上であり、対流不安定を起こす成層状態だった。これは上空に北から流入してきた乾燥空気によるものである。

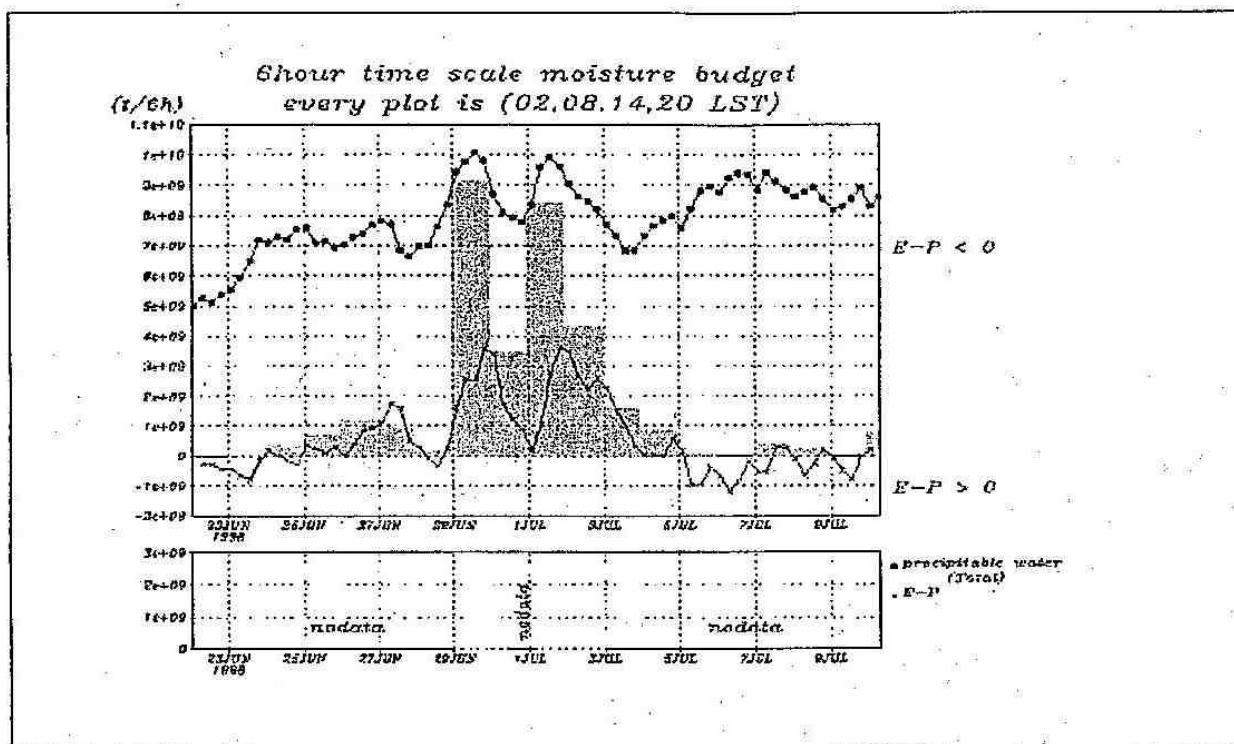


図1: 解析領域(400kmx400km)内の大気水収支の時系列。図中、黒丸実線は、可降水量、細い実線は(蒸発-降水量)、上段棒グラフは面積日雨量(雨量計から)、下段棒グラフは、阜陽レーダーから求めた面積6時間雨量。

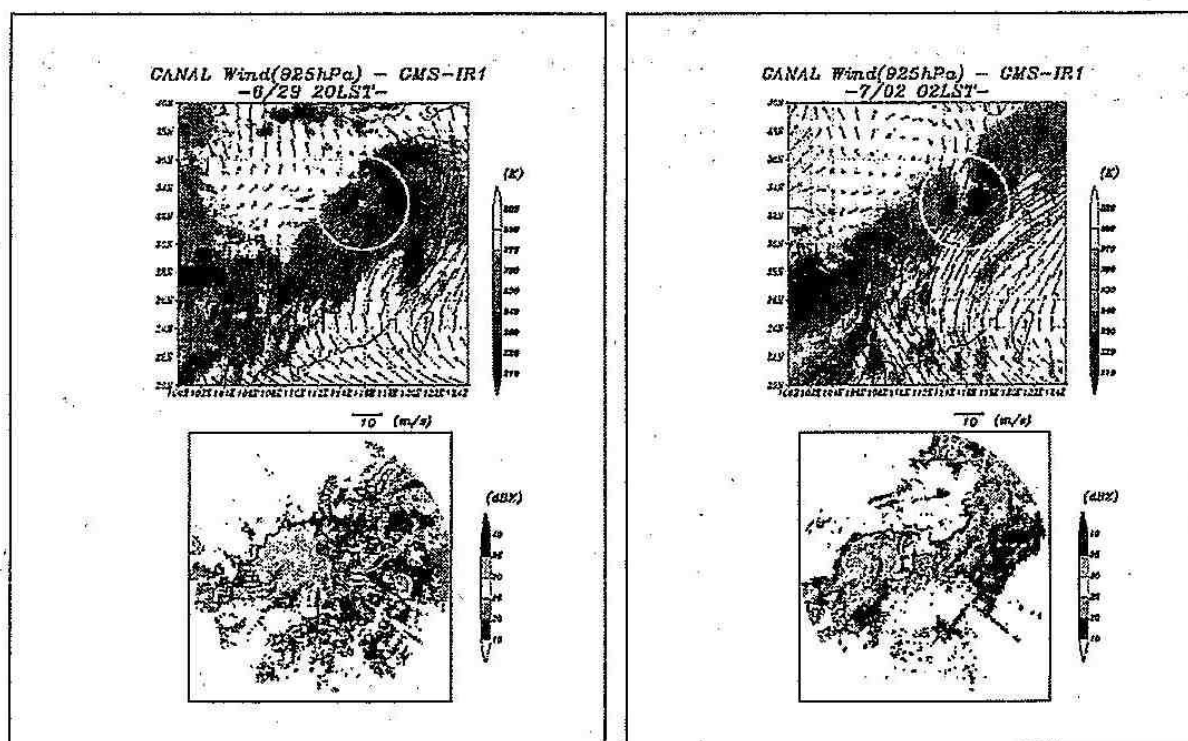


図2：渦状擾乱と、それが発生したときの風系と TBB 分布（左は6月29日のケースで、右は7月2日のケース）

2. Indonesia Rainfall Variation in Association with ENSO

Erwin Mulyana and Koji Yamazaki

Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

Indonesia is a maritime continent, which is surrounded by two continents, Asia and Australia, and two oceans Indian and Pacific Ocean, and forms unique and heterogeneous climate. Climate condition over Indonesia are affected by global phenomena such as Asian and Australian monsoon, El Nino and local variables which are related to local topographies. The annual cycle is dominant in Java rainfall, with maximum in boreal winter and minimum in boreal summer.

A normalized rainfall index for period 1961-1993 was constructed from 21 stations in Java. The highest correlation between Java Rainfall Index and Southern Oscillation Index is found in September-November season (Fig. 1). During this season negative anomaly of sea surface temperature in Central Equatorial Pacific is associated with positive anomaly in Java rainfall. In El Nino event, when the warming of sea surface temperature occurs in Central Equatorial Pacific, rainfall in Java is decreased (Fig. 2).

Throughout the year, westerly anomaly at 850 hPa over equatorial Indian Ocean and Indonesia region is associated with positive anomaly in Java rainfall (Fig. 3). During December-February, in addition to the westerly anomaly as mentioned above, anomalous northerly over South China Sea is associated with positive anomaly in Java rainfall.

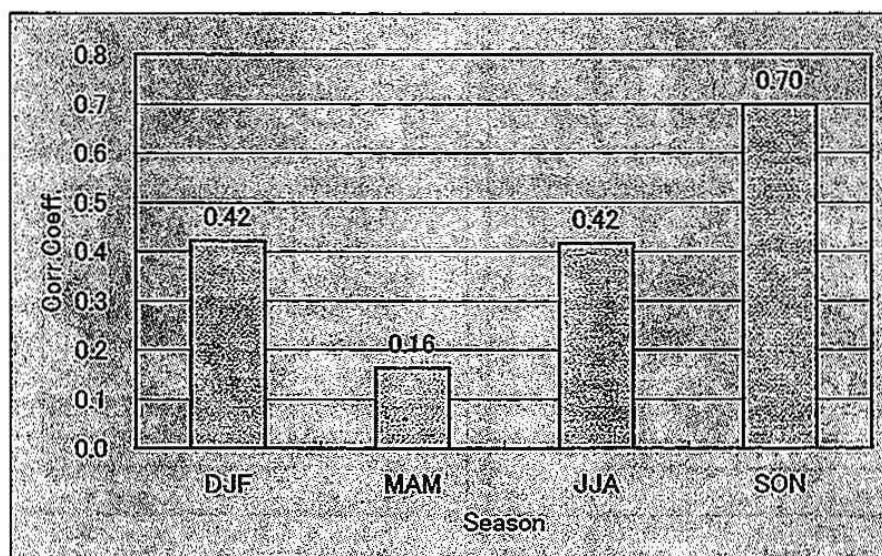


Figure 1. Correlation coefficient between three month mean Java Rainfall Index and Southern Oscillation Index.

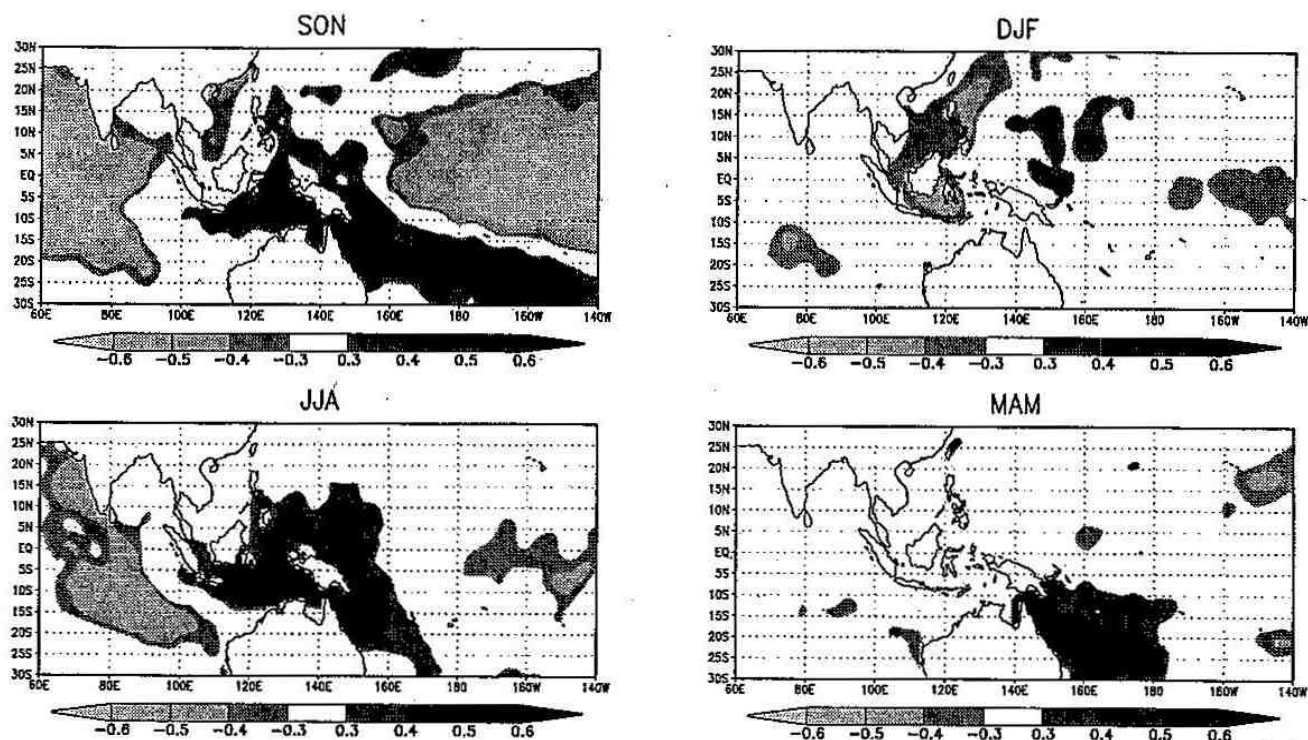


Figure 2. Correlation coefficient between three month mean sea surface temperature and Java rainfall index

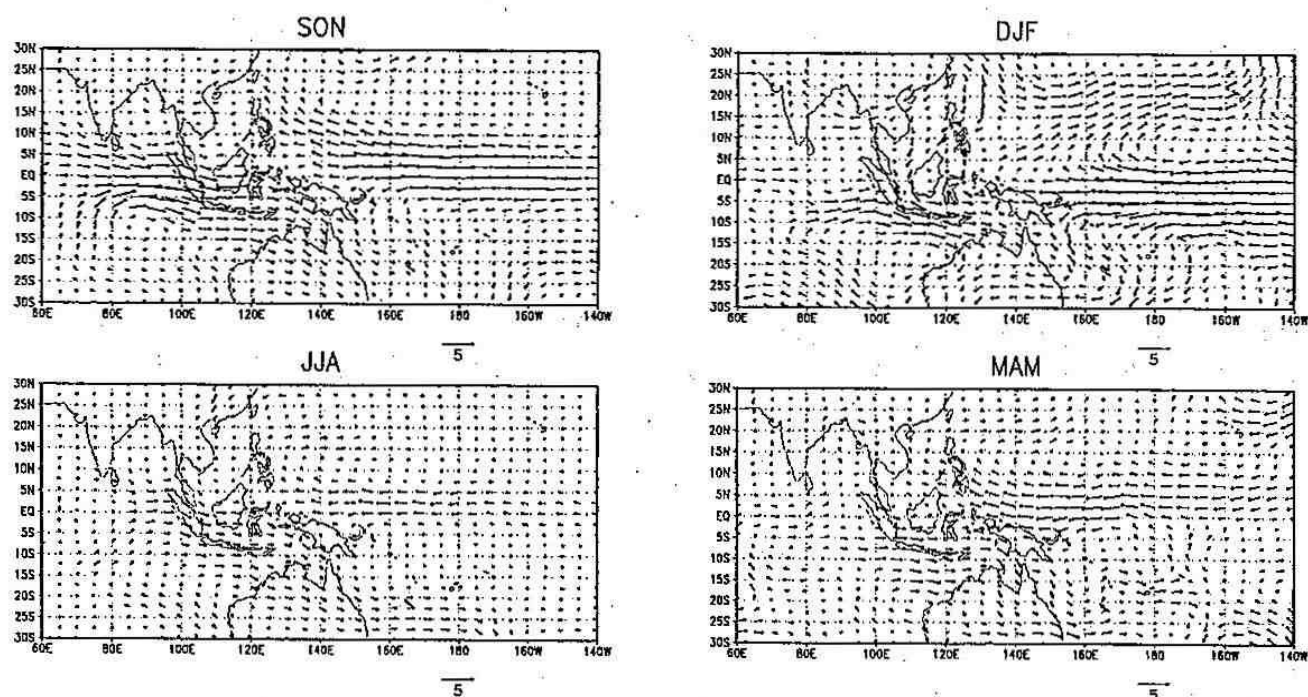


Figure 3. Three month mean 850 hPa wind anomaly associated with positive anomaly of one standard deviation in Java rainfall index

3. 冬季北海道西岸に現れる収束線の数値実験

計盛正博・中山寛（札幌管区気象台予報課）
木村光一・大橋康昭（札幌管区気象台観測課）

1. はじめに

冬型の気圧配置が緩んだ状況下では、北海道西岸には、季節風と内陸に形成されるメソ高気圧から流出する風によって収束線が形成される。この収束線に伴う降水域は、日本海側の地方に流入し、短時間に局地的な大雪をもたらすことが知られている。過去の調査においてレーダー画像やアメダス、高層の実況値を用いた解析や RSM の検証などから収束線形成場の概念図は確立されている。今回は、非静力学モデルを用いて、この収束線を詳細に再現し、風向や地形が収束線形成に及ぼす影響を調査した。

2. 非静力学モデル

今回の数値実験では、大阪管区気象台が移植した気象研究所非静力学メソスケールモデル（MRI-NHM）のパソコン版を用いた。この NHM 統合環境ソフト（以下、NHM）は、現行の RSM と異なり、計算には静力学を仮定しない基礎方程式系が用いられている。静力学を仮定しないことで、急斜面における風や、積雲対流を表現できる利点がある。また格子間隔を小さく設定することで地形を詳細に表現できる。更に地形の編集も可能である。今回の調査では、格子間隔を小さく設定し収束線や周辺の風を詳細に再現し、また地形編集機能を利用することで、地形が収束線の発達に及ぼす影響を探った。この NHM では、初期値として与えることのできる場合は、水平一様で鉛直方向に変化を持った場で、平衡状態に達するまでを計算する。冬季北海道西岸に現れる収束線は、中下層の現象であり、初期値を水平方向に一様な場と仮定して表現でき、定性的な議論が可能である。

3. 初期値として設定した条件

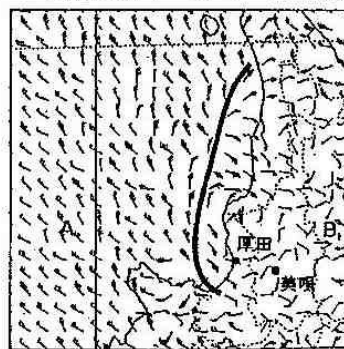
冬季北海道付近の西高東低の気圧配置を再現するため、水平方向に一様な北西風の場合を仮定し、格子間隔は 3 km とした。鉛直方向は第 1 表に示す。NHM は、降水過程として雲物理、湿潤対流調節、大規模凝結を含むが、これらを計算に含めない場合（以下、ドライモデル）と含む場合で、両者の収束線形成位

置に相違があるか調べた。ドライモデル、降水過程を含む場合の両者とも平衡状態に達した時点で、西海上に明瞭な収束線が再現された（第 1 図、第 2 図参照）。降水過程を含む場合、収束線近傍で風速が強くなっており、凝結による潜熱で対流が活発に表現されていた。収束線は降水現象により強化されているが、ドライモデルでも収束線は表現できており、収束線自体が降水現象から発生しているものではないと言える。以下、降水過程を含む計算を行った。

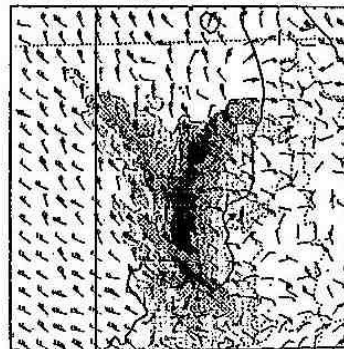
NHM には、地表面の熱・水蒸気フラックスを計算しないというオプションで地表面からの放射の有無による違いをみることで

第 1 表 北西風系の鉛直方向の初期値設定

高度	風向	風速	温位	湿度
13000m	315°	25m/s	350K	10%
7000m	315°	25m/s	265K	10%
3000m	315°	25m/s	263K	10%
2700m	315°	20m/s	263K	80%
2500m	315°	15m/s	258K	80%
0m	315°	5m/s	250K	80%



第 1 図 ドライモデルで再現された収束線
太線が収束線（地点 A、B は第 3 図参照）



第 2 図 降水過程を含む場合で再現された収束線

4. 巻雲発生時の雲内部の力学的・熱力学的構造

西川寛子(北大院地球環境)・藤吉康志(北大低温研)

1. はじめに

巻雲は対流圏上部に現れる氷雲で幾何学的にも光学的にも薄い雲である。近年、温暖化予測モデルなどで雲の取り扱いが問題になり、最も不確定性の大きい巻雲は解決すべき重要課題の一つに取り上げられた。不確定性の大きい原因は観測データの蓄積が大変少ないことにある。これまで、大規模な巻雲の短期集中観測(例えば、GOES、FIRE、EUCREX'94、CEPEX など)は行われているが、10年以上の長期間のデータを用いて巻雲の構造を議論した研究は少ない。

本研究では、10年以上の長期間にわたるデータが蓄積されているゾンデデータと、高い時間・空間分解能(約3分間隔、鉛直方向に150m)で風の3次元成分を測定することができる、滋賀県信楽に設置されている京大超高層観測センターのMUレーダーの観測データ(注1)を用いて、巻雲生成時の大気構造を明らかにすることを目的とした。特に、雲の生成に重要な鉛直流そのものを、高精度(10cm/sec)で連続観測できる点がMUレーダーの特徴である。しかし、MUレーダーは大気の乱流を捉えるレーダーであって、直接氷雲を捉えることはできないため、巻雲の存在高度を知り得る直接的なデータが無い。そこでMUレーダーサイト近傍の高層気象官署における目視観測データとゾンデデータを用いて、巻雲のみが確認されている時の気温・湿度特性の統計をとった。その結果、気温が低くなるほど、巻雲が出現する相対湿度(水に対する)の閾値が低くなる以下の関係式が得られた(注2)。

$$\text{相対湿度の閾値}(\%) = 1.2 \times \text{気温}(\text{℃}) + 10.5$$

この関係式を使うと、例えば、 -10℃ 、 -30℃ では閾値はそれぞれ9.5%と7.5%となる。本研究では巻雲の層はこの閾値を超える湿度が存在する層とした。ただし、気象観測用ゾンデの湿度センサーは -40℃ が検出限界とされているため(注3)、本研究はいわゆる「暖かい巻雲」の解析である。

2. 潮岬上空の巻雲の出現頻度の季節変化

MUレーダーサイトに近い潮岬の1989.1~1999.12の11年間のゾンデデータを用いて、巻雲の出現頻度を調べた(図1)。その結果、6月に最も巻雲が現れやすく、ついで9月にもピークが存在する2山の頻度分布となった。図1(C)に示した11年間の月平均湿度の鉛直分布を見ると、6月が年間を通じて対流圏上部の湿度が最も高く、梅雨前線の活動に関係していると思われる。また、3月から7月にかけては、上空に行くほど湿度が高くなっているが、他の月は高度によらずほぼ湿度が一定であるのが興味深い。9月は、6月に次いで湿度が高いが、これは秋雨前線に関係している可能性がある。事実、MUレーダーから求めた南北風の月平均値の季節変化を見ると、春と秋は圏界面高度以下では平均して南寄りの風が強く、特に秋に強いことがわかる。逆に7月8月は平均して北寄りの風であった。南寄りの風は湿潤な空気を運んで来るため、図1で示した6

月、9月の高い湿度と7、8月の低い湿度は南北風の違いに影響されていると考えられる。

一方、出現頻度が最も低いのは2月であった。2月は圏界面高度が最も低くなる月で、圏界面より下は月平均値で見ると全体的に下降流の場になっていた。また、図は省略するが、巻雲の雲底高度の頻度分布を調べてみると、年間を通じてどの月も -30℃ の等温線上とピークが一致した。このことから、「暖かい巻雲」の形成には、過冷却水滴の凍結過程が重要であることが示唆される。

3. ジェットストリームと巻雲

巻雲はジェットストリームコアの判断の目安とされてきたように、巻雲はジェットストリーム付近に良く出現する。日本上空はジェット気流が卓越しており、特に冬季にMUレーダーサイト付近は亜熱帯ジェットが頻繁に通過する。従って巻雲の出現頻度を議論する際にはジェットストリームとの位置関係が重要となる。これまでのMUレーダーを用いた研究から、ジェットストリームによる鉛直循環、すなわち、水平風の最大値の高度を境に、下では下降流域、上では上昇流域であることが示されている。1986年3月~2000年7月の14年間のMUレーダーデータを用いた解析からも、同様な結果が得られ、また水平風速の強い冬季に鉛直流の反転が顕著であった。図2に、MUレーダーで測定した上昇流成分のみを取り出して月平均した結果を示す。

ただし、(a)は上昇流、下降流両方を含めて平均した鉛直流、(b)は上昇流成分のみを平均、そして(c)は上昇流成分の中でも $0\sim 0.2\text{m/s}$ の比較的弱い上昇流はノイズとして除去し、それより強い上昇流について月平均した図である。図中の実線は水平風速が最大値の高度を示し、破線は潮岬における月平均圏界面高度である。(a)から分かるように、冬季にはほぼ圏界面高度を境に、上昇流と下降流が分かれている。冬季は平均すると強い上昇流が存在するが、それは圏界面高度よりも上で、上部対流圏は全体的に下降流場である。しかも図1(c)に示したように大気は乾燥していることから、総観的に見ると冬季には巻雲は発生しにくい大気状態になっているが分かる。8月は、積乱雲の発達に関連して、他の月よりも強い上昇流が卓越している。

4. 事例解析

MUレーダーサイトで観測期間中にあげているゾンデデータを用い、定義した雲層内の静的安定度や風のシアなどについても解析を行った。また、MUレーダーの時系列の風速データから巻雲が確認されている時間帯における、レーダーサイトと温暖前線の位置関係、水平風、鉛直風の変化についても解析を行った。解析した中で温暖前線がレーダーサイトを通過し、MUレーダーのエコー強度から前面に対応すると思われる強いエコー層が捉えられていた事例があった。この事例では巻雲の層は強いエコー強度の層の上に存在し、前面を南寄りの風が滑昇して

来たために雲底付近には風の鉛直シアが生じていた。春と夏(梅雨)のケースはともにジェットストリークの入口の南側の上昇域に低気圧に伴う湿潤な空気が流入したケースであった。どちらも定義された雲層内は静的に安定で上下は不安定な層になっており、雲層内には鉛直シアの極大が存在した。どちらのケースも一様な上昇流の場は形成されておらず、下降流と上昇流が不規則に埋め込まれていた。しかし、MU レーダーとゾンデのみでははっきりとは雲層を特定できなかった。このため、湿度が低い環境で生成する巻雲は除外され、高度方向に一樣に高い湿度の場合は雲域の判断が困難であった。さらに正確な解析を行うためには、ミリ波レーダーやライダーによって巻雲層を特定し、ゾンデデータと比較してゾンデのみで巻雲が判断できる特徴を求める必要がある。

注1) 本研究は、京都大学超高層観測研究センター(現:京都大学宙空電波科学研究センター)の平成12年度 MU レーダー観測データベース共同利用研究の一環として行われたものである。

注2) この結果は、少なくとも「暖かい巻雲」の形成には、過冷却水滴の凍結過程が重要であることを示唆するものであるが、詳細な議論はここでは省略する。

注3) 気象庁では、1992年から1997年にかけて、従来のカーボン式湿度計から高分子静電容量式湿度計に移行した。詳細は省略するが、少なくとも氷点下では、両湿度計間で測定値に明らかな差が存在するので、統計操作を行う際には、各高層観測点での湿度計交換時期に注意が必要である。

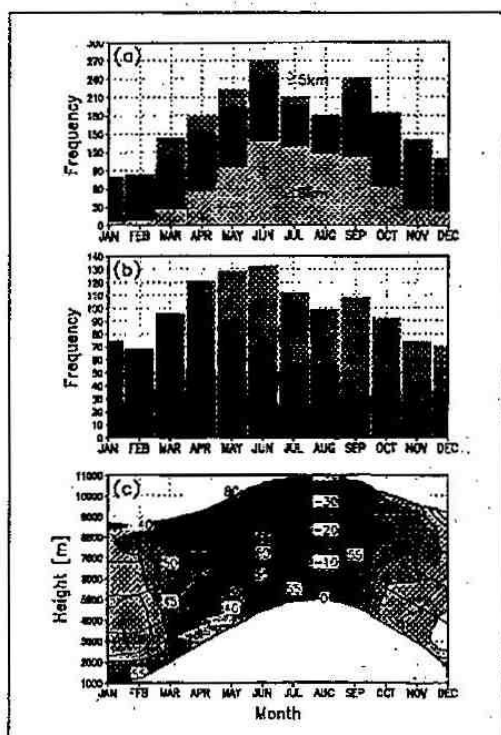


図1 (a)雲底高度別の巻雲出現頻度の季節変化、(b)雲底温度別の巻雲出現頻度の季節変化、(c)月平均相対湿度の季節変化

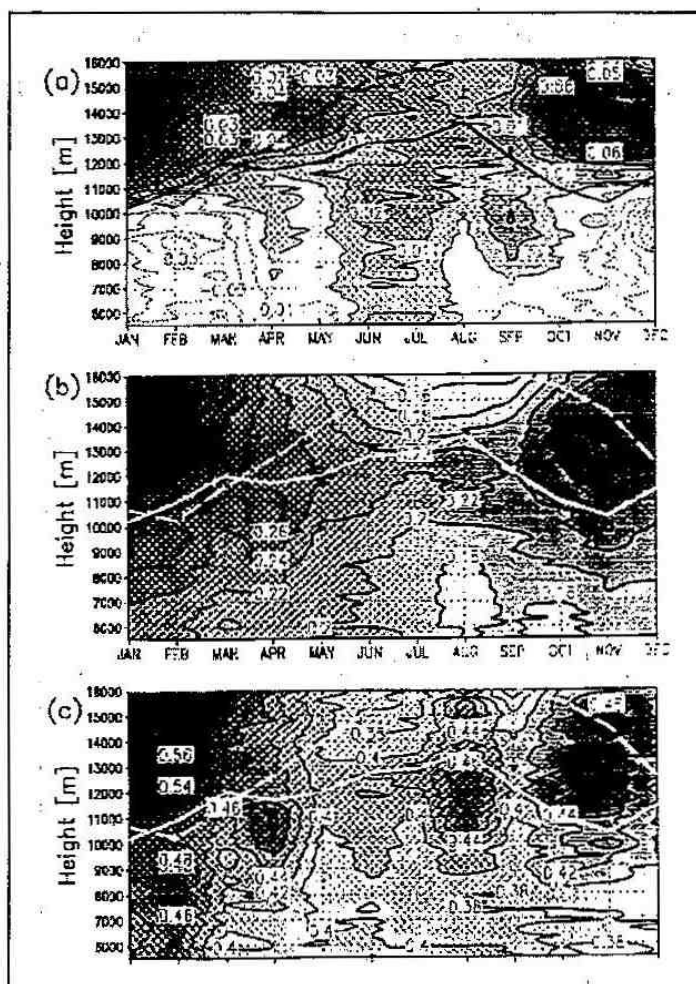


図2 MUレーダーで観測された月平均上昇流速度。上下流を合わせて平均した値、上昇流のみを平均した値、強い上昇流のみを平均した値。実線はジェット軸高度、破線は圏界面高度の季節変化である。

5. 初夏のオホーツク海に出現するブロッキング高気圧の特徴

*前田 浩一・山崎 孝治 (北大院 地球環境)

1. はじめに

初夏のオホーツク海はブロッキングの起こりやすい領域である。このブロッキングは地上高気圧(オホーツク海高気圧)を伴うことが多く、これらが持続すると北海道から東北にかけて冷たい北東気流(やませ)が吹き、低温傾向が持続し冷夏をもたらす。

しかしオホーツク海のブロッキング高気圧に関する研究は少なく、いまのところ生成メカニズムは、はっきりしていない。これらを明らかにすることは、気候変動の解明や長期予報の精度を高める上でも重要である。本研究では上層のブロッキングやオホーツク海高気圧を北半球循環場の変動の一部として捉えることにより解析を行った。

2. 解析方法

データは NCEP 再解析の daily データ(期間:1979 年 1 月 - 1995 年 12 月、水平 grid:2.5° × 2.5°、鉛直 17 層:1000-10hPa)を使用した。blocking index として Tibaldi and Molteni(1990)などで用いられている手法を、そして地上高気圧は中心がオホーツク海に位置している、ということを指標とし、5 日以上持続したものをブロッキング及び地上高気圧の発生と判定した。そして、2つの

指標を使うことにより、

- (A)ブロッキングと地上高気圧の両方
- (B)上層のブロッキングのみ
- (C)地上高気圧のみ

の3パターンに分類して、それぞれのケースについてコンボジットをおこなった。17 年間(5-7月)での発生は、タイプ(A):8 例、(B):14 例、(C):18 例であった。

3. ブロッキング発生時の循環場

タイプ(A)の持続期間における 500hPa geopotential height のコンボジット(図1)では、オホーツク海上層にブロッキング高気圧が現れている。さらに6月の climatology(図2)では北アメリカ東部にトラフが見られるが、タイプ(A)ではグリーンランド上層にトラフが現れている。また、東欧上空に等高度線の間隔の広い領域も見られる。このようにブロッキング発生時には、北半球規模での変動が起こっている。ブロッキングのみのタイプ(B)においても、上層ではタイプ(A)とほぼ似たパターンになっているが、地上に大きな偏差は見られない。地上高気圧のみのタイプ(C)では気候値とほぼ同じパターンであった。

Z500 composite [onset-breakdown]



図1 タイプ(A)のZ500合成図

Z500 climatology [jun]

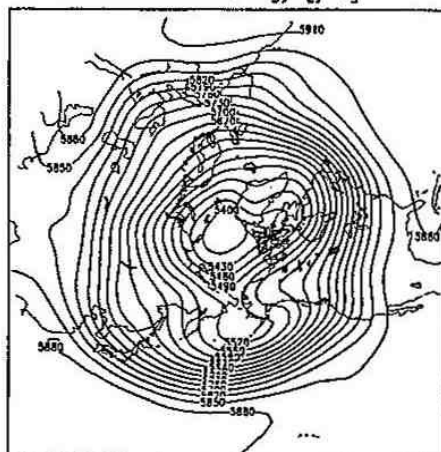


図2 Z500の6月平年値

3. 冬季北海道西岸に現れる収束線の数値実験

計盛正博・中山寛（札幌管区気象台予報課）
木村光一・大橋康昭（札幌管区気象台観測課）

1. はじめに

冬型の気圧配置が緩んだ状況下では、北海道西岸には、季節風と内陸に形成されるメソ高気圧から流出する風によって収束線が形成される。この収束線に伴う降水域は、日本海側の地方に流入し、短時間に局地的な大雪をもたらすことが知られている。過去の調査においてレーダー画像やアメダス、高層の実況値を用いた解析やRSMの検証などから収束線形成場の概念図は確立されている。今回は、非静力学モデルを用いて、この収束線を詳細に再現し、風向や地形が収束線形成に及ぼす影響を調査した。

2. 非静力学モデル

今回の数値実験では、大阪管区気象台が移植した気象研究所非静力学メソスケールモデル（MRI-NHM）のパソコン版を用いた。このNHM統合環境ソフト（以下、NHM）は、現行のRSMと異なり、計算には静力学を仮定しない基礎方程式系が用いられている。静力学を仮定しないことで、急斜面における風や、積雲対流を表現できる利点がある。また格子間隔を小さく設定することで地形を詳細に表現できる。更に地形の編集も可能である。今回の調査では、格子間隔を小さく設定し収束線や周辺の風を詳細に再現し、また地形編集機能を利用することで、地形が収束線の発達に及ぼす影響を探った。このNHMでは、初期値として与えることのできる場合は、水平一様で鉛直方向に変化を持った場で、平衡状態に達するまでを計算する。冬季北海道西岸に現れる収束線は、中下層の現象であり、初期値を水平方向に一様な場と仮定して表現でき、定性的な議論が可能である。

3. 初期値として設定した条件

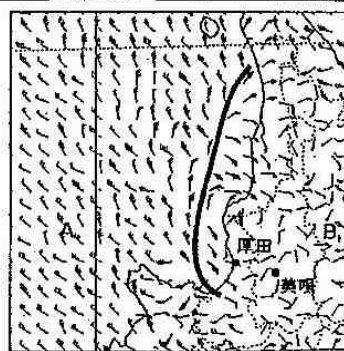
冬季北海道付近の西高東低の気圧配置を再現するため、水平方向に一様な北西風の場合を仮定し、格子間隔は3 kmとした。鉛直方向は第1表に示す。NHMは、降水過程として雲物理、湿潤対流調節、大規模凝結を含むが、これらを計算に含めない場合（以下、ドライモデル）と含む場合で、両者の収束線形成位

置に相違があるか調べた。ドライモデル、降水過程を含む場合の両者とも平衡状態に達した時点で、西海上に明瞭な収束線が再現された（第1図、第2図参照）。降水過程を含む場合、収束線近傍で風速が強くなっており、凝結による潜熱で対流が活発に表現されていた。収束線は降水現象により強化されているが、ドライモデルでも収束線は表現できており、収束線自体が降水現象から発生しているものではないと言える。以下、降水過程を含む計算を行った。

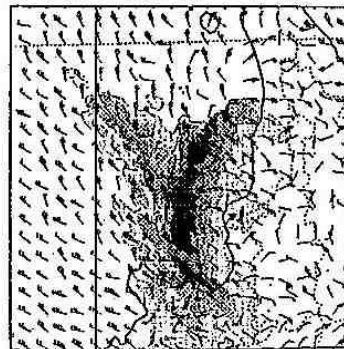
NHMには、地表面の熱・水蒸気フラックスを計算しないというオプションで地表面からの放射の有無による違いをみることで

第1表 北西風系の鉛直方向の初期値設定

高度	風向	風速	温位	湿度
13000m	315°	25m/s	350K	10%
7000m	315°	25m/s	265K	10%
3000m	315°	25m/s	263K	10%
2700m	315°	20m/s	263K	80%
2500m	315°	15m/s	258K	80%
0m	315°	5m/s	250K	80%



第1図 ドライモデルで再現された収束線
太線が収束線（地点A、Bは第3図参照）



第2図 降水過程を含む場合で再現された収束線

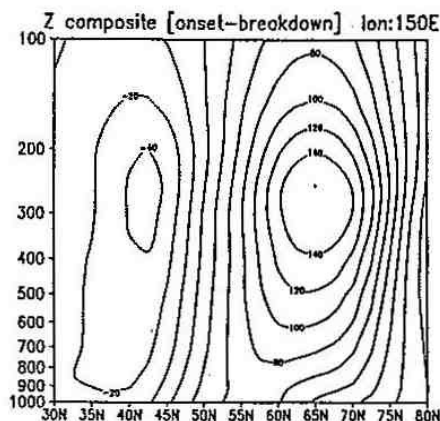


図3 タイプ(A):高度場の南北断面(150E)合成図
(気候値からの偏差)

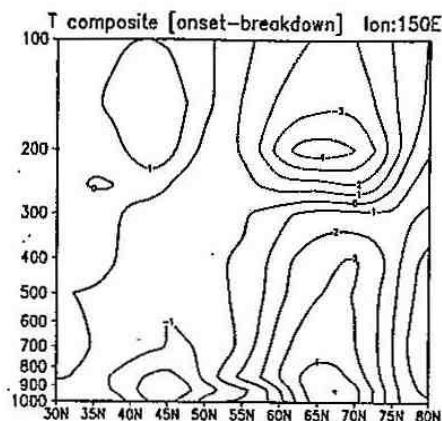


図4 タイプ(A):気温の南北断面(150E)合成図
(気候値からの偏差)

4. 鉛直構造

次に、タイプ(A)のオホーツク海上層の南北断面による高度場の鉛直構造を図3に示す。オホーツク海に現れるブロッキング高気圧は中心が65°N付近にあるのに対し、地上の高気圧の中心は55°から60°N付近にあり、上層へ行くほど北に傾いている。さらに東西断面(図略)では西に傾いていることから、全体的には北西に傾いた立体構造を持っている。

一方、タイプ(A)における温度の鉛直構造(図4)では、ブロッキング高気圧内の300hPaより下層で正偏差の領域が見られる。これは高気圧内の下降流による断熱昇温によるものと思われる。しかしオホーツク海に対応する55-60°N付近の最下層では正偏差が弱い。また、この付近の温度分布(図略)を見ても、オホーツク海に対応する45-60°Nでは、周囲より低温となっており、下層では冷たいオホーツク海の影響を受けていることがわかる。

5. ブロッキングの成因について

オホーツク海のブロッキング高気圧の成因については、Wang and Yasunari(1994)が1982年6月の事例解析で東シベリアからの、そして、中村(1997)では1993年6月の事例で東欧からの quasi-stationary Rossby wave

が重要な役割を果たしていることを指摘している。

本研究では Takaya and Nakamura(1997)による wave-activity flux を用いることにより、オホーツク海のブロッキングが quasi-stationary Rossby wave によるものかどうか診断した。

その結果、タイプ(A)においては東シベリアからオホーツク海に至る flux が見られるが、グローバルスケールでのオホーツク海へ至る顕著な flux は見られなかった。上記2例のように経路がそれぞれのケースで違うことも考えられるので、現在、コンポジットではなく各ケースごとに flux を計算中である。

6. まとめと今後の課題

オホーツク海におけるブロッキングと地上高気圧は、惑星規模の循環場の変動とオホーツク海周辺のローカルな影響が絡み合って発生するものである。本研究では基本場が違う5月から7月までをまとめてコンポジットしている、などの問題もある。今後は、さらに月別にもコンポジットを行ったり、各事例ごとに詳細に見ることが必要だと思う。また、ブロッキングの成因についても、様々な視点から検討していきたい。

<参考文献>

- Tibaldi, S., and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus* 42A 343-365
- Wang, Y., and T. Yasunari, 1994: A Diagnostic Analysis of the Wave Train Propagating from High-latitudes to Low-latitudes in Early Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 269-279
- 中村 尚, 泉 卓也, 新保 明彦, 1997: オホーツク海高気圧の形成に関わる上層のブロッキングの時間発展とその力学. *気象研究ノート*, 189, 177-189.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 1997: A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2985-2988

6. 冬季スカンジナビア半島周辺での低気圧の特徴

* 横山 誠・遊馬 芳雄 (北大院・理)

1. はじめに

北極圏の水循環を調べるため、1997年12月19日～1998年1月14日と1999年1月11日～4月25日の2シーズンに、スウェーデンのキルナにXバンドドップラーレーダーを設置して観測を行なった。キルナ(北緯 $67^{\circ}50'$ 、東経 $20^{\circ}28'$)はスカンジナビア山脈の南東斜面に位置している。1998年1月12日に前線がキルナに接近した際に特徴的な降水パターンが観測された。本発表ではこの時の総観場はどのような特徴を持っていたのかについて報告する。

2. 解析データ

今回解析に使用したデータは、北海道大学大学院理学研究科Xバンド鉛直ドップラーレーダー、スウェーデンスペース物理研究所MSTレーダーのデータである。また、総観場を調べるため、気象庁全球客観解析(GANAL)データを使用した。解析領域は北緯 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 、西経 $30^{\circ}\sim$ 東経 60° の領域である。また、NOAAの赤外画像(CH4)も用いた。

3. 1月12日のキルナの降水の特徴

図1はキルナでのXバンド鉛直ドップラーレーダーの反射強度とドップラー速度を示している。反射強度を見ると、10UTCに高度約5kmに上層エコーが現れた。上層エコーの下端は徐々に高度を下げ、14UTCに降水が地上に達していた。エコー強度は高度約3km以下で急激に増加している。図2はMSTレーダーのSNRと風の様子を示している。MSTレーダーより上層の前線が14UTC頃地上を通過し、高度約5kmでは西風で、弱い降水を生成していたが、下層では最初北風だったのが、前線が通過後斜面を上昇する南風になっていた。上層の西風による弱い降水が斜面の強制上昇でできた下層雲で成長するいわゆる Seeder-Feeder メカニズムによって下層で降水が強められていたと考えられる。この時の総観場の特徴を次に述べる。

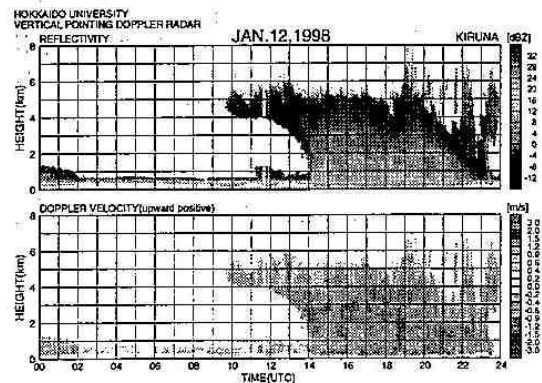


図1 1月12日のXバンドドップラーレーダーの反射強度(上)とドップラー速度(下)。縦軸は高度、横軸は時間を示す。

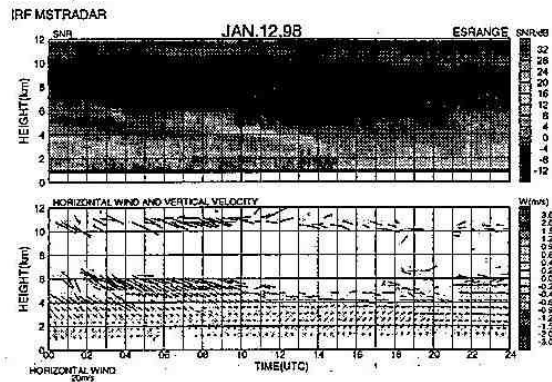


図2 1月12日のMSTレーダーとSNR(上)と風(下)。縦軸は高度、横軸は時間を示す。

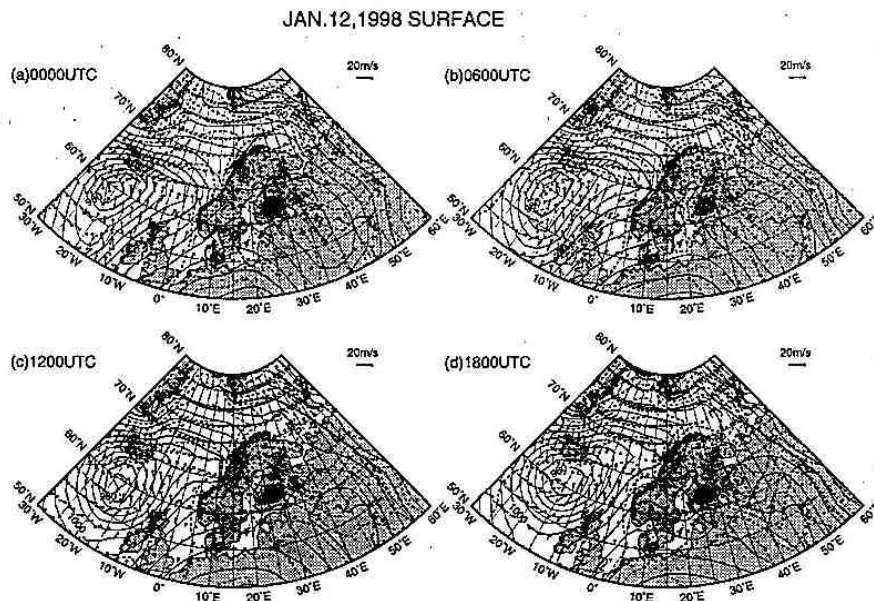


図3 1月12日(a)00UTC、(b)06UTC、(c)12UTC、(d)18UTCの地上総観場(GANAL)。実線は気圧、破線は温度、矢印は水平風を示す。

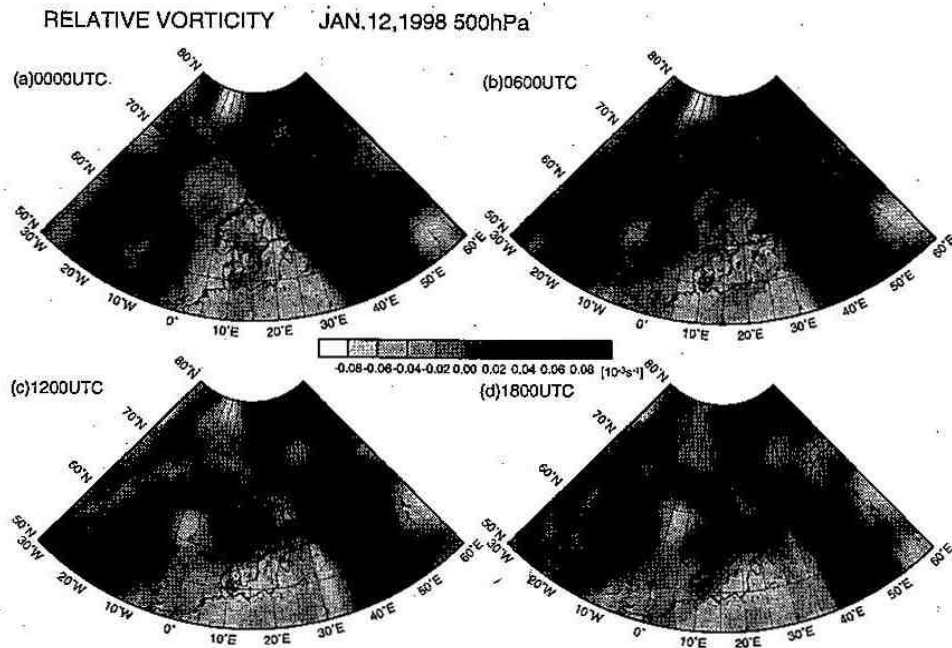


図4 1月12日 (a)00UTC、(b)06UTC、(c)12UTC、(d)18UTC の 500hPa 相対渦度。

4. 総観場の特徴

図3は1月12日00UTCからの6時間間隔の地上総観場である。アイスランドの南側に強い低気圧が見られる。この低気圧からトラフが伸び、18UTCにボスニア湾上に低圧部が形成されている。他の高度の総観図より、300hPa、500hPa面で気圧の尾根が東進し、スカンジナビア半島上空に達した。また、気圧の尾根に short wave も見られる。ボスニア湾上の低圧部は下層ほど顕著であるという特徴をもっていた。図4は1月12日00UTCから6時間間隔の500hPaでの相対渦度の様子を示している。上層では12UTCに強い渦度を持った空気がスカンジナビア半島上空に達したとき、下層ではボスニア湾上で正の渦度が形成された。また、この空気は乾燥しているという特徴をもっていることから、ドライイントリュージョンの性質をもっていたと考えられる。図5に北緯61.25°での東西断面を6時間間隔で示している。00UTCにアイスランドの南(西経20°付近)に強い低気圧性の渦度が見られる。06UTCでは上層の強い渦度の一部がスカンジナビア半島に接近し、渦度の下降も見られる。12UTCにはボスニア湾上で下層に正の渦度領域が形成され、18UTCに上層の正の渦度域は東経20°~30°に達して、下層の正の渦度域は特に高度約1.5km以下で強まっている。このことから、上層の渦がスカンジナビア上空に達したとき、その影響により下層の渦度が強められたと考えられる。

5. まとめ

アイスランドの南に強い低気圧があり、その低気圧からトラフが伸び、18UTCにボスニア湾上に低圧部を形成した。この低圧部は下層ほど顕著であった。上層の強いポテンシャル渦度が、スカンジナビア半島上空に達した時に、下層の渦度が強まり、ボスニア湾上に背の低い低圧部が形成されていたことが解析された。この北側に位置するキルナでは、山脈の斜面を上昇する流れが生じ、上層からの弱い降水を下層で増強させる Seeder-Feeder メカニズムが働き、降水が強められていたと考えられる。

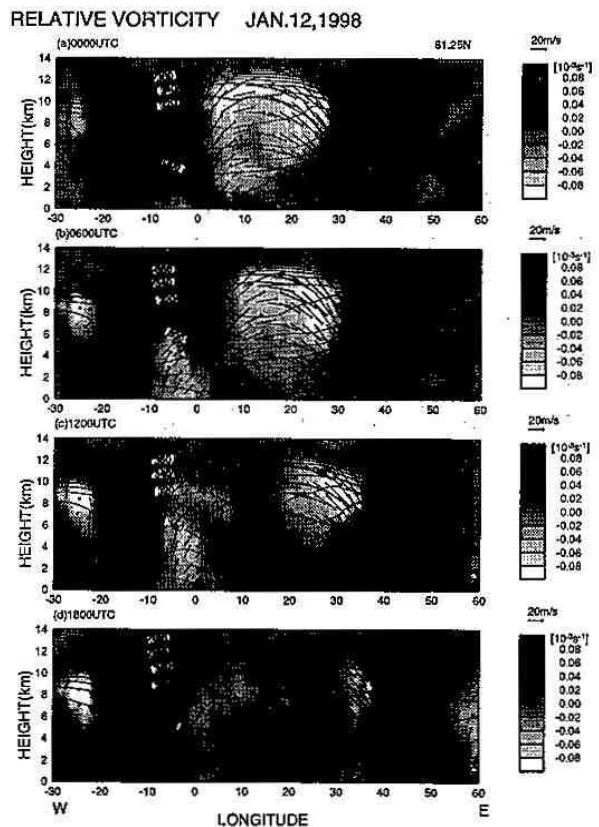


図5 1月12日 (a)00UTC、(b)06UTC、(c)12UTC、(d)18UTC の北緯61.25度における相対渦度の東西鉛直断面図。実線は温位、矢印は水平風を示す。

7. 北海道における気候の都市化について

安部 俊司 (札幌管区気象台 気候・調査課)

1. はじめに

2001年より、新しい平年値が使用されるが、前平年値に比した変動の要因には、都市化による寄与も考えられる。

この「都市化の影響」を、量的に解析し、新平年値に対する一層の理解を深めることを目的にこの調査を実施した。

2. 調査期間・資料

【期間】1961年～1999年

【資料】累年気象データ (気象庁年報 CD-ROM より)、人口基本台帳 (1999年9月30日現在)、都市化指標データ (気象庁気候情報課作成)

3. 調査方法

全道 22 官署における、年平均気温・日最低気温平均・日最高気温平均・相対湿度・日照時間・降雪量の各気象要素のトレンドと、都市化指標 (人口、人口増加、人口密度、宅地率) との相関係数を求め、気候の都市化との関連性を調査する。

4. 結果

4. 1 気象要素と人口のトレンド

第1表に、調査期間における気象要素のトレンドと、官署所在都市の人口を示した。

この表から、全道的に平均気温・最低気温・最高気温は概ね上昇傾向に、また、相対湿度・降水量・日照時間は減少傾向にあることが分かる。

これを人口階級別に分類したものが第2表である。

第2表 各気象要素のトレンド (人口階級別平均)

	最低気温平均 ℃/100年	平均気温 ℃/100年	最高気温平均 ℃/100年	相対湿度 %/100年	降水量 mm/年	日照時間 h/年	降雪量 cm/年
平均 (※1)	2.23	1.77	1.08	-5.69	-4.14	-6.16	-0.54
非都市 (※2)	1.56	1.51	1.16	-5.88	-2.70	-6.65	-0.69
小都市 (※3)	2.04	1.72	1.17	-4.85	-5.46	-6.57	-1.30
中都市 (※4)	2.31	1.82	1.01	-5.20	-3.39	-5.56	0.77
札幌	5.13	3.16	0.75	-11.00	-2.90	-7.72	1.21

(※1・・・全道22地点平均)

(※2・・・北見枝幸・羽幌・雄武・寿都・広尾)

(※3・・・稚内・留萌・網走・根室・浦河・江差・倶知安・紋別)

(※4・・・旭川・小樽・岩見沢・帯広・釧路・室蘭・苫小牧・函館)

本調査においては、人口規模によって「大都市」(人口100万人以上・該当地点札幌のみ)、「中都市」(人口50万人以上100万人未満・旭川・小樽・岩見沢・帯広・釧路・室蘭・苫小牧・函館)、「小都市」(人口10万人以上50万人未満・稚内・留萌・網走・根室・浦河・江差・倶知安・紋別)、「非都市」(人口10万人未満・北見枝幸・羽幌・雄武・寿都・広尾)の4つに区分した。

気象要素のトレンドが人口階級 (非都市・小都市・中都市・大都市 (札幌)) 順に上昇しているのは最低気温と平均気温で、最高気温は非都市と小都市でほとんど差がないものの、概ね階級が上がるにつれトレンドの増加は鈍っている。

この他の要素については、人口階級による1次的な相関は見られない。

4. 2 土地利用状況との相関

平成12年度全国季節予報検討会において、気象庁気候情報課は、気候の都市化を考察する資料として、都市化指標データを提供している (以降「都市化指標データ」と呼ぶ)。

第3表は、その都市化データの一例である。

第3表 都市化指標データの一例
(人口密度)

半径(km)	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0
401 稚内	6	3.5	2.7	2.5	2.3	1.7	1.3	...
402 北見枝幸	4.6	2.2	1	0.6	0.4	0.3	0.2	...
404 羽幌	3.4	2.6	1.4	0.8	0.5	0.4	0.3	...
405 雄武	3.2	1.4	0.7	0.4	0.3	0.2	0.1	...
406 留萌	2	2.5	3.2	2.5	1.8	1.3	1	...
407 旭川	22.9	21	20.3	19.8	16.8	13.2	10.2	...
409 網走	9.2	6.5	4.7	3.3	2.2	1.6	1.2	...
411 小樽	18.5	16.1	13.1	10	7.6	5.7	4.3	...
412 札幌	45.5	40.1	31.4	30.1	30.3	30.2	28.6	...
413 岩見沢	2.7	5.7	6	4.9	3.7	2.9	2.3	...
417 帯広	15.9	12.7	10.9	10	8.7	6.9	5.5	...
418 釧路	22.7	21	18.3	13.8	10.6	8	6.2	...
420 根室	10.3	7.6	4.7	2.7	1.8	1.3	0.9	...
421 寿都	2.1	1.1	0.5	0.3	0.2	0.1	0.1	...
423 室蘭	6.6	7.9	6	4.3	3.8	3.4	3.3	...
424 苫小牧	...	...	...	...	...	...	...	...

第3表は、それぞれの官署からの、それぞれの半径内における人口密度を示している。

この資料は、人口密度の他、宅地・水面・草地・水田・森林

第1表 各気象要素と人口のトレンド

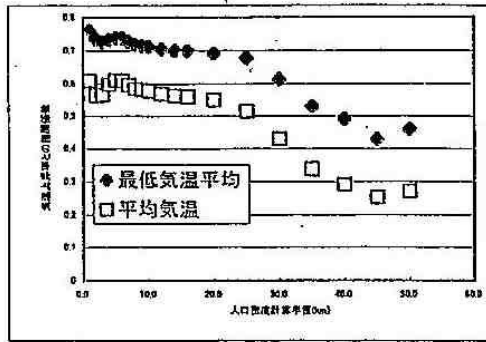
	最低気温平均 ℃/100年	平均気温 ℃/100年	最高気温平均 ℃/100年	相対湿度 %/100年	降水量 mm/年	日照時間 h/年	降雪量 cm/年	人口 (H11.9.30)
401 稚内	2.17*	1.53	0.50	-2.90	-7.11*	-5.16*	-2.48	44,472
402 北見枝幸	2.13*	1.69	0.73	-7.30	-3.93	-5.08*	-3.67*	8,239
404 羽幌	2.04*	2.24*	2.11*	-7.60*	-2.12	-2.99	-0.05	9,704
405 雄武	1.26	1.57	1.00	-1.20	-2.75	-9.91*	-1.00	5,923
406 留萌	2.55*	1.89*	1.22	-5.50*	-6.89*	-3.22	-1.33	29,213
407 旭川	2.67*	2.52*	1.54	-5.50*	-3.90	-5.43*	3.97*	364,834
409 網走	1.91	1.96*	1.41	-3.90	-2.69	-3.93	0.24	42,794
411 小樽	1.66*	1.03	0.28	-4.00*	-1.64	-4.84*	0.81	153,550
412 札幌	5.13*	3.16*	0.75	-11.00*	-2.90	-7.72*	1.21	1,804,258
413 岩見沢	2.57*	1.77*	0.28	-8.10*	-6.32*	-7.28*	-0.97	85,181
417 帯広	3.26*	2.21*	0.81	-3.90	-1.81	-5.35*	-2.37	174,451
418 釧路	3.15*	1.55	-0.36	-5.00*	-6.98	-8.11*	-0.72	194,679
420 根室	2.72*	1.86*	0.69	-7.20*	-7.92	-5.22	-0.14	34,200
421 寿都	0.60	1.13	1.43	-9.20*	-8.91*	-7.68*	3.25*	4,215
423 室蘭	0.59	0.49	1.09	3.40	-0.97	-5.98*	-0.15	108,067
424 苫小牧	2.50*	1.98*	1.95*	-11.20*	-1.94	-9.61*	-0.73	173,027
426 浦河	0.42	0.63	1.43	-0.70	-4.53	-12.01*	-0.28	16,687
428 江差	1.67	2.05*	1.46	-11.20*	-3.96	-5.75*	-1.64*	11,063
430 函館	3.46*	2.85*	2.20*	-11.70*	-7.45	-5.43*	0.89	291,034
433 倶知安	3.10*	2.09*	1.27	-2.30	-8.69*	-4.93*	-3.42	16,184
435 紋別	1.81*	1.79*	1.41	-5.10	-1.80	-4.61	-1.15	28,686
440 広尾	1.76	0.91*	0.52	-4.10	2.21	-7.59*	-1.96	9,421

*...危険率5%で有意
**...危険率1%で有意

のそれぞれの土地利用における面積率についても、同様の形態で提供している。

この資料では、1～50km までの範囲におけるそれぞれの都市化指標について算出しているが、算出する距離によってどの程度、気象要素のトレンドとの関連性があるか、相関係数を算出して調査する。

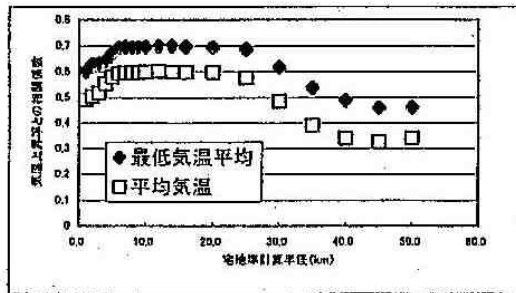
この項で用いる気象要素は、4. 1 項において気温の都市化とも相関の高かった最低気温・平均気温とする。



第1図 人口密度計算半径に応じた気温トレンドとの相関係数の変化

第1図が表しているのは、「観測所の直近の人口密度データほど、気温トレンドとの相関が高い」という事である。

次に、同じ都市化指標データの中の、「宅地率」と人口トレンドを比較する。



第2図 宅地率計算半径に応じた気温トレンドとの相関係数の変化

	最低気温平均(℃)			平均気温(℃)			最高気温平均(℃)			相対湿度(%)		降水量(mm)		日照時間(h)		降雪量(cm)	
	a	b	b-a	a	b	b-a	a	b	b-a	a	b	a	b	a	b	a	b
401 陸内	3.67	4.40	0.73	6.90	6.90	0.00	9.24	9.47	0.23	75.6	75.4	-0.2	1315.3	1127.6	-187.7	1520.16	1380.3
402 北見枝幸	2.09	2.85	0.77	3.54	5.16	1.62	9.27	9.58	0.31	79.3	75.9	-3.4	1304.4	1216.9	-87.5	1671.84	1472.9
404 羽後	3.27	3.91	0.64	7.05	7.78	0.73	10.68	11.24	0.56	79.1	76.0	-3.1	1411.4	1390.6	-20.8	1646.83	1549.3
405 雄勝	0.91	1.49	0.58	5.27	5.86	0.59	9.29	9.74	0.45	79.8	79.1	-0.7	855.3	914.3	-59.0	1522	1619.5
406 雄勝	3.52	4.21	0.69	7.27	7.89	0.62	11.01	11.44	0.43	77.8	76.6	-1.2	1386.2	1183.3	-202.9	1510.61	1499.5
407 雄勝	1.55	2.44	0.89	6.35	7.11	0.76	11.54	11.92	0.38	79.1	75.9	-3.2	1176.4	1082.7	-93.7	1592.55	1503.5
409 網走	2.38	3.04	0.66	6.91	6.92	0.01	10.06	10.42	0.36	76.8	75.1	-1.7	848.0	791.5	-56.5	1649.97	1799.9
411 小樽	4.78	5.36	0.58	6.30	6.37	0.07	12.25	12.36	0.11	73.0	71.7	-1.3	1319.6	1284.9	-34.6	1738.51	1565.3
412 札幌	9.84	5.41	-4.43	8.09	8.03	-0.06	12.74	12.89	0.15	72.6	69.8	-2.8	1159.7	1118.1	-41.6	1613.74	1651.8
413 岩手	2.71	3.57	0.86	7.18	7.74	0.56	12.04	12.14	0.10	79.0	76.5	-2.5	1361.7	1173.1	-188.6	1590.7	1692.4
417 帯広	0.88	1.92	1.04	6.14	6.84	0.70	11.95	12.26	0.31	74.3	73.4	-0.9	814.0	801.8	-12.2	2152.18	1852.6
418 釧路	1.39	2.44	1.05	5.74	6.31	0.57	10.20	10.17	-0.03	76.8	76.9	0.1	1052.7	1082.6	29.9	2025.44	1870.3
420 旭川	2.57	3.54	0.97	5.80	6.48	0.68	9.32	9.59	0.26	81.2	78.9	-2.3	1055.1	1050.2	-4.9	1983.17	1817.0
421 青森	5.38	5.86	0.48	6.30	6.73	0.43	11.20	11.81	0.61	78.5	73.0	-5.5	1378.8	1212.2	-166.6	1584.28	1345.7
423 室蘭	5.90	6.17	0.27	6.48	6.58	0.10	11.28	11.67	0.39	75.5	76.7	1.2	1225.2	1223.1	-2.1	1639.18	1676.5
424 苫小牧	3.16	3.99	0.83	7.15	7.82	0.67	10.90	11.59	0.69	74.7	73.1	-1.6	1255.4	1233.9	-21.5	1891.57	1677.8
426 釧路	4.57	4.73	0.16	7.77	8.01	0.24	11.61	11.47	-0.14	77.7	76.7	-1.0	1221.3	1138.6	-82.6	2089.46	1758.2
428 江刺	6.53	7.11	0.58	6.52	10.20	3.68	12.83	13.21	0.38	75.4	72.5	-2.9	1357.5	1263.5	-94.0	1582.88	1397.2
430 釧路	4.27	5.29	1.02	6.30	6.73	0.43	12.46	13.15	0.69	80.1	78.7	-1.4	1260.3	1204.9	-55.4	1879.88	1730.9
433 釧路	1.58	2.63	1.05	6.39	7.07	0.68	11.11	11.51	0.40	80.2	78.7	-1.5	1779.91	1510.2	-269.7	1572.86	1401.2
435 釧路	2.22	2.87	0.65	5.81	6.48	0.67	9.69	10.18	0.49	76.8	75.1	-1.7	849.7	831.5	-18.2	1635.25	1627.7
440 旭川	2.23	2.83	0.60	6.58	6.98	0.39	10.64	10.91	0.27	75.8	74.2	-1.6	1089.9	1193.9	104.0	2012.38	1791.8

第4表 新旧統計期間における各気象要素の平均とその差

宅地率と気温トレンドの関係は、観測地点直近のみの宅地率より、8～20km の半径の宅地率の方が、相関が高い事が分かる。

なぜこのように、直近ではなく、ある程度大きな半径の宅地率において、気温トレンドとの良い相関が得られるのか。

それは、どの観測所においても、ある程度住宅の多い都市部にあり、観測所の直近では、人口規模によって宅地率に大きな変化をもたらさないからではないかと考える。

そして、人口規模によって、宅地率に差が表れるのが、今回相関係数の高く出た8～20km なのではないかと考える。

4. 3 統計期間における差異

2001 年より使用される新平年値の統計期間から外れる 1961～1970 年と、新たに加えられる 1991～2000 年で、どのような差異が見られるかを第4表にまとめた。

そして、第5表に、第4表の (b-a) の値 (新旧統計期間の平均値の差異) と、人口3要素 (人口・人口トレンド (年あたり) の人数・割合) との相関を示す。

第5表 新旧統計期間における気象要素の平均の差異と、人口3要素の相関係数

	最低気温平均	平均気温	最高気温平均	相対湿度	降水量	日照時間	降雪量
人	0.66	0.51	-0.25	-0.25	0.12	-0.18	0.32
人/年	0.54	0.52	-0.23	-0.27	0.07	-0.26	0.24
%/年	0.58	0.32	-0.38	-0.18	0.01	-0.29	-0.04

結果としては、4. 1 項同様、最低気温・平均気温において、人口と気象要素のトレンドが相関係数が高くなっている。

最高気温・相対湿度・日照時間は、人口データとは負の相関を示しているように見えるが、相関係数は0.3未満と、低い値にとどまっている。

5. まとめ

今回行った調査においては、季節ごとの影響や、都市化以外の変化要因 (地形など) については触れていない。

今後、これらの要因による気候変化などについても、調査を深める必要がある。

8. 季節依存性を考慮した北太平洋の準十年変動解析

○矢田美里・見延庄士郎
(北大・院・理)

はじめに 近年の研究で、北半球の海面気圧と気温の数十年周期変動が全季節において顕著であるのに対し、準十年周期変動は cold season のみに顕著であると指摘されている(Mann and Park,1996)。本研究では、変動の季節依存性をより詳しく調べるために、4つの季節に分けて海面気圧の解析を行った。また、北半球全体の解析では太平洋域と大西洋域の本来異なる変動が混在して検出される可能性がある。これらの変動を分離するには空間領域を分けて解析する必要があり、今回は北太平洋域に領域を絞って解析を行った。

結果 図 1.に、春の海面気圧について MTM-SVD で求めた第 1 モードの LFV スペクトルを示す。準十年変動に着目すると、0.086 cycle/year (11.6 年周期) に 95%信頼限界を超えるピークが存在する。このピークを中心として ± 0.025 cycle/year (図 1. 矢印) のバンドパスフィルターをデータに施し、CEOF 解析を行って準十年変動の詳細な時間・空間構造を調査した。第 1 モードの振幅の大きい 50°N 160°W での再構成時系列は、1930 年以前と 1955 年以降で 11-12 年周期の変動を示している (図 2.)。1930~1955 年はやや振幅が小さく、かつ周期性が弱い。空間構造は変動の伝播を示し、変動の中心はカムチャッカ半島北~ベーリング海 (図 3.a) →北太平洋北部 (図

3.b) →北太平洋北東部 (図 3.d) →アラスカ湾 (図 3.f) という順序で 5-6 年かけて正の偏差が伝播している。この後、同様に負の偏差も伝播し、正と負の偏差の伝播が繰り返される。

結論 海面気圧を 4 つの季節に分け、MTM-SVD と CEOF 解析を併用したことで、これまで知られていなかった春の北太平洋北部における反時計回りの伝播を見出すことができた。講演時には、夏と秋に検出した北太平洋での定在振動についても紹介する。

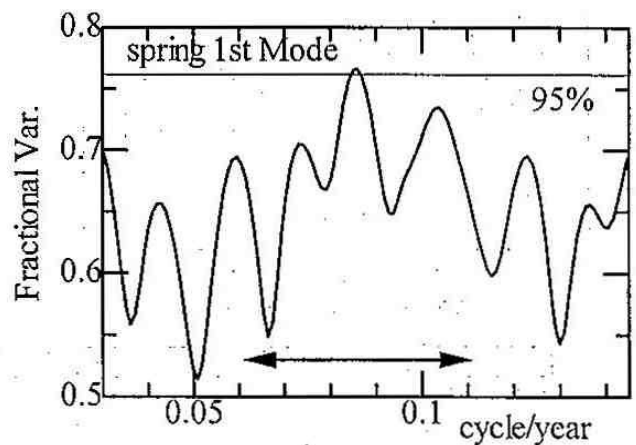


図 1. 春 (3~5 月) の海面気圧 ($20^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{W}$, 1900~1999 年) の第 1 モードの LFV スペクトルと、モンテカルロ法により求めた 95%信頼限界。矢印は CEOF に先立って用いるバンドパスフィルターの透過周波数帯。

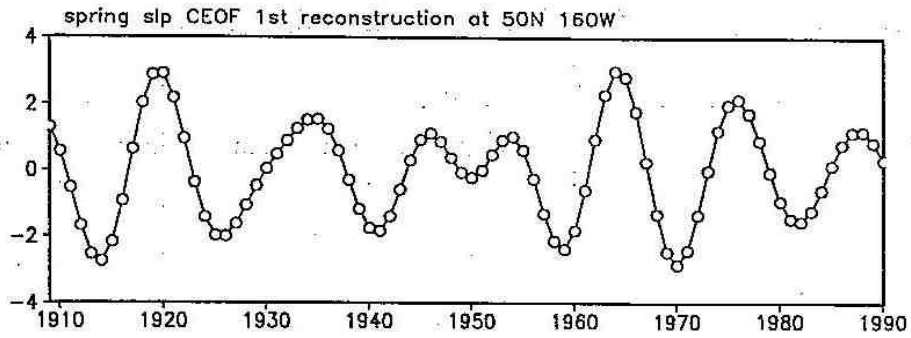


図 2. 9～16 年のバンドパスフィルターをかけた春の海面気圧の CEOF 第 1 モードを再構成し、50°N 160°W (図 3c.白抜き×印) における時系列。

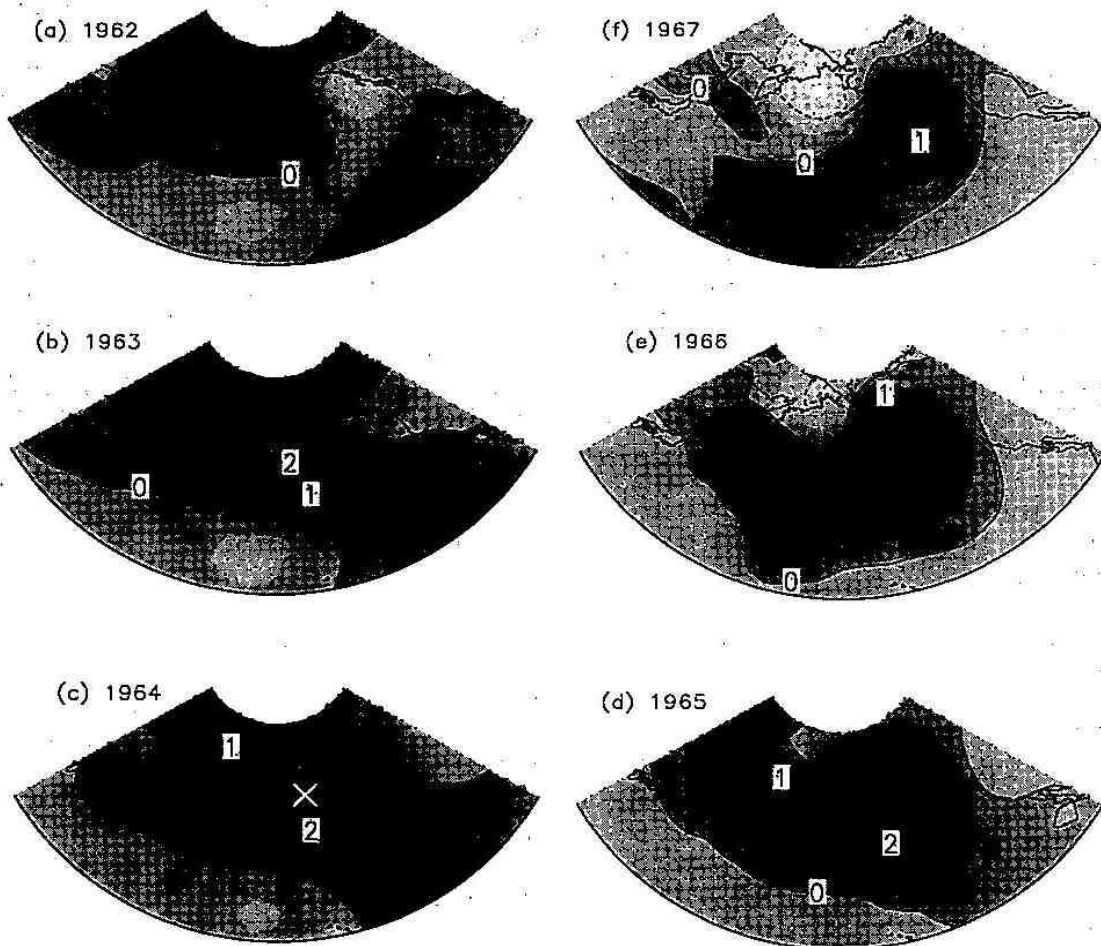


図 3. 9.0～16.4 年のバンドパスフィルターをかけた春の海面気圧の CEOF 第 1 モードの約半周期の再構成。白抜きの×印は図 2.で時系列を示した地点。第 1 モードの寄与率は 61%である。単位は hPa である。

9. 北太平洋の20年と50年の同期現象

見延 庄士郎

北海道大学大学院・理学研究科・地球惑星科学専攻 e-mail: minobe@ep.sci.hokudai.ac.jp

1. はじめに

北太平洋において十年以上の時間スケールを持つ変動が注目されるきっかけとなったのは、1976/77年に生じた気候レジームシフトである(Nitta and Yamada, 1989). その後、気候レジームシフトが1970年代だけではなく、1920年代・40年代にも一回毎に符号を反転させて生じていたことが報告された(Minobe 1997; Mantua et al. 1997). さらに気候レジームシフトは、経年変動にも強い影響を及ぼし(例えば、Minobe and Mantua (1999)), 海洋生態系の変動を考慮する上でも重要である(Yasuda et al., 1999). これらの重要性を考慮し、2000年10月には北太平洋のレジームシフトの特集号が *Progress in Oceanography* 誌上で発行されている(Hare et al., 2000).

しかし気候レジームシフトのメカニズムはまだ明らかではない。特にシフトと呼ばれる大きな理由はレジーム間の遷移が急峻であることでありにもかかわらず、なぜそのような急峻な遷移が生じるのかは説明されていなかった。そこで、本発表ではMinobe (1999, 2000)に従って、20年変動と50年変動とがどのようにレジームシフトに関連するかをデータ解析によって示す。

2. データと解析手法

本要旨で解析結果を示すデータは、北太平洋の主要な大気変動の指標である北太平洋指数(North Pacific Index, NPI)である。NPIは30-65°N, 160°E-140°Wで領域平均されたSLPであり、冬・春においてアリューシャン低気圧の勢力を示す(アリューシャン低気圧が強ければNPIが負の偏差となる)。なお、Minobe (1999, 2000)では北太平洋のSSTの第一モードであるPacific Decadal Oscillation Index (Mantua et al. 1997), およびアラスカの気温についても、以下で示すのと同様の結果を得ている。

解析手法には、ウェーブレット解析を用いる。また、ウェーブレット変換を行う前に、時系列の端の影響を避けるために、最大エントロピー法に基づく自己回帰モデルを用いて、時系列をその始まりと終わりから各々20%延長した。また、ウェーブレット係数の絶対値の統計的有意性を、赤色ノイズモデルに基づくモンテ・カルロ法によって推定する。

3. 結果

図1は、冬(12-2月)と春(3-5月)のそれぞれのNPIのウェーブレット係数を示している。ウェーブレット係数は、50-70年の周期帯に有意なピークを冬と春の両方に持ち、20年程度の周期帯にやや弱いピークを冬のみに示している。20年変動は1930年から1950年にかけて振幅と周期が共に増加している。これらの二つの時間スケール変動を、10-30年、30-80年のウェーブレット・バンドパス・フィルターによって分離しよう。

これらの二つのフィルター時系列の和は、10-80年のバンドパス・フィルターを適用した時系列に一致する。10, 30, 80年のカットオフ周期は、NPIのウェーブレット係数における振幅の谷に相当する。以下では簡単のために10-30年バンドパス・フィルターで抽出した変動を20年変動、30-80年で抽出した変動を50年変動と呼ぶ。

1920年代・40年代・70年代の気候レジームシフトは、10-80年フィルター時系列における冬・春の平均および冬に明瞭に見て取れる(図2)。興味深いことに、これらのレジームシフトの付近で20年変動と50年変動の両方が、その符号を同じ向きに変えている。すなわち、1920年代・70年代には、20年変動と50年変動が共にアリューシャン低気圧が強化されるように符号を変え、1940年代には逆方向に符号を変えている。1レジームは50年変動の半周期に相当し、それはまた20年変動の1.5周期に対応している。すなわち、50年変動と20年変動とは、周期比1対3で同期していると言える。20世紀における20年変動の符号反転の数から推定される周期は17年であり、この3倍の51年が、ほぼ50年変動の周期と一致することも、周期比1対3の同期と矛盾しない。

春季の50年変動の振幅は、冬・春平均の50年変動の振幅とはほぼ同じであるにもかかわらず、春季の10-80年フィルター時系列には、気候レジームシフトは明瞭ではない。これは、1950年頃には20年変動が50年変動と逆方向に変化し、1970年代には20年変動が50年変動よりもはるかに振幅が弱いことを反映している。したがって、20年変動と50年変動が同程度の振幅を持ち、同時期に同じ方向に符号反転することが、気候レジームシフトと呼ばれる急峻な遷移の発生に必要であると結論できる。

このように、50年変動と20年変動は共に気候レジームシフトに重要な役割を果たしている。50年変動は気候レジームシフトが20-30年毎に生ずるという全体的な時間スケールを与えている一方、20年変動はシフトが急峻であるという特徴を付加している。

50年変動と20年変動との同期が偶然生じているのか、物理的な意味があるかを吟味するために、モンテカルロ法によって、同期の有意性を検定した。その結果、97%の信頼限界で観測された同期現象はたまたま生じたのではなく、同期を生じさせた物理的な理由があると結論できる。

周期の異なる20年変動と50年変動が同期するのであれば、両者は非線形性を通じて関係をもたなくてはならない。しかし20年変動と50年変動各々のメカニズムが不明でも、20年変動と50年変動が同期するという事実だけからも、物理的に重要な示唆を得ることが出来る。第一に、同期が存在するには、非線形性が重要でなくてはならない。さらに大気・海洋システム

の場合非線型性が重要であるためには、詳しい議論は省略するが、大気・海洋間に正のフィードバックが必要である。これらの物理的性質を含意するという点でも、20年変動と50年変動との同期現象は興味深い。

5. 議論と結論

1920年代・1940年代・1970年代の北太平洋のレジームシフトは、20年変動と50年変動との同期した符号反転によって生じている。時間スケールの観点からは、これらの3つのレジームシフトと、1988/89年の変化は別種のものと言える。また Pacific Decadal Oscillation は、太平洋の50年変動と全球に分布する20年変動との重ね合せとして理解できる。

50年変動と20年変動との同期現象がどのようにして生じるかの、具体的なメカニズムは未解明である。しかし、同期現象の存在は、非線型性と大気海洋間の正のフィードバックの重要性を強く示唆するものである。今後20年変動と50年変動のメカニズムを解明し、さらに両者の同期メカニズムが明らかにされることが期待される。

参考文献

- Hare, S. R., S. Minobe, W. S. Wooster, and S. McKinnell: *Prog. in Oceanogr.*, 47, 99-102, (2000).
Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R.

C. Francis : A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bul. Am. Met. Soc.* 76, 1069-1079, (1997).

Minobe, S. : A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.* 24, 683-686, (1997).

Minobe, S. : Resonance in bi-decadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 855-858, (1999).

Minobe, S. : Spatio-Temporal Structure of the Pentadecadal Variability over the North Pacific. *Prog. in Oceanogr.*, 47, 99-102, (2000).

Minobe, S., and N. Mantua : Interdecadal modulation of interannual atmospheric and oceanic variability over the North Pacific, *Prog. in Oceanogr.*, 43, 163-192, (1999).

Nitta, T., and S. Yamada : Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Met. Soc. Japan*, 67, 375-383, (1989).

Yasuda, I., H. Sugusaki, Y. Watanabe, S. Minobe, Y. Oo-zeki : Interdecadal variations in Japanese sardine and ocean/climate. *Fish. Oceanogr.*, 8, 18-24, (1999).

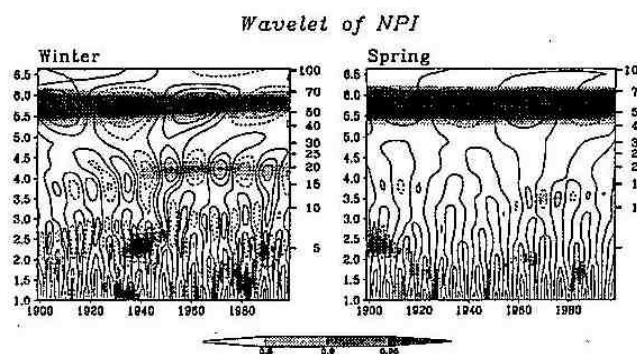


図1. 冬(12月-2月) (左) と春(3月-5月) (右) のNPIのウェーブレット変換係数の実部 (コンター) と係数の絶対値の有意水準 (陰影). 左側の縦軸はスケール相似変換パラメータ, a , の $\log_2(a)$ であり; オクターブと呼ばれる. 右の縦軸は周期 (年) である. (Minobe (2000)より, ただし白黒とするために改変している)

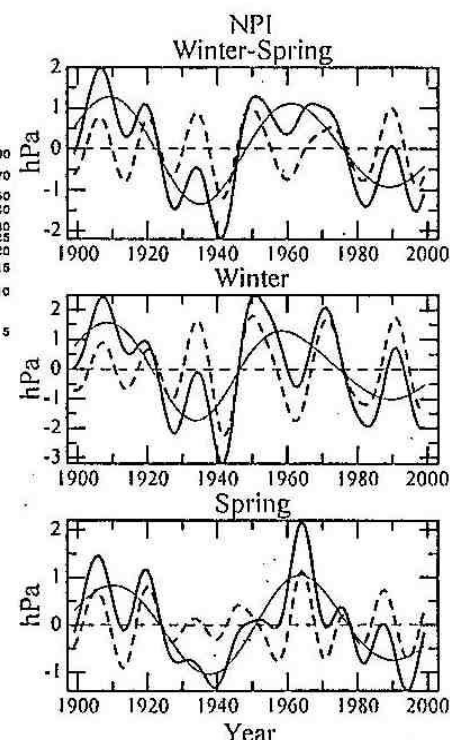


図2. 冬と春の平均 (上), 冬 (中), 春 (下) のNPIに, 10-30年フィルター (太点線), 30-80年フィルター (細実線), 10-80年フィルター (太実線) を適用した時系列. (Minobe (2000)より, ただし白黒としている)