平成22年度修士論文

成層圏突然昇温が北半球環状モードの 予測可能性に与える影響 -2009年・2010年冬季の比較解析-

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻

長田 翔

平成 23 年 1 月

修士論文要旨

成層圏突然昇温が北半球環状モードの予測可能性に与える影響 -2009年・2010年冬季の比較解析 -

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻 長田 翔

北半球冬季に卓越する循環変動パターンである北半球環状モード (Northern hemisphere Annular Mode: NAM) は、北半球中高緯度における異常気象の主要因であり、そのメカニズムや予測可能性を解明することは重要な課題である.

Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) は, NAM の極性と振幅を表す NAM index が, 成層圏 突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming: SSW) に伴い成層圏で大きな負の値となり、その後、10日から60日程度の時間スケールで負の NAM index が対流圏へと下方伝播する傾向にあることを示した。このため、対流圏 NAM index の予測可能性も SSW の影響を受けることが考えられる。実際、Mukougawa et al. (2009) は、予報初期日における成層圏 NAM index が大きな負の値のときは、正の値の場合に比べて対流圏 NAM index の予測精度が高くなることを明らかにした。しかしながら、SSW 前後の NAM index の予測精度の違いについて解析された事例は少なく、さらに、対流圏 NAM index の予測可能性が、SSW の振舞いによってどのように異なるのかは明らかではない。そこで本研究では、SSW が異なる振舞いを示した 2009 年と 2010 年に着目し、気象庁 1ヶ月アンサンブル予報結果、及び気象研究所黒田友二氏が実施した予報実験結果を用いて、両 SSW 前後での NAM index の予測可能性変動について詳しい解析を行った。

まず、再解析データを用いた解析の結果、2009年の SSW は波数 2型で、SSW に伴い成層圏で NAM index は大きな負の値を示したが、その負の NAM 偏差は対流圏にまでは伝播しなかったことが明らかになった。一方、2010年の SSW は波数 1型で、SSW 発生後、成層圏から対流圏にかけて NAM index は大きな負の値となることが示された。

次に、各年の NAM index 予測の 2 乗平均スプレッド (Mean Square Spread: MSS) と 2 乗平均誤差 (Mean Square Error: MSE) を用いて、各高度の NAM index の予測可能性について調べた.

まず, 成層圏 NAM index 予測の MSS は, 2009, 2010 年ともに SSW 発生前で大きく, 発生後に顕著に小さくなり, SSW の影響を明瞭に受けていることが示された. これは, SSW 発生後は成層圏における帯状風が東風となり, 対流圏からの惑星規模波の上方伝播がほとんどなくなるため, NAM index 変動に対応する帯状風変動が極めて小さくなり, 成層圏循環は放射過程によりほぼ支配されるため, NAM index の予測信頼度が高くなったと考えられる. 実際, 成層圏 NAM index の変化量と予測スプレッドとの相関関係について調べたところ, 2009, 2010 年ともに正の相関関係があることが明らかになった.

一方, 対流圏 NAM index 予測の MSS も, SSW 発生前に比べ発生後で小さくなる傾向にあることが示された. これは, Mukougawa et al. (2009) の結果と整合的である. また, SSW 発生後の対流圏 NAM index の MSE は, 2009 年に比べ 2010 年は有意に小さいことが示された. これらの事実は, SSW の振舞いの違いが, 対流圏 NAM index の予測可能性に影響を与えていることを示唆している.

目 次

第1章	はじめに	1
1.1	北極振動・北半球環状モード	1
1.2	北半球環状モード変動の予測	1
第2章	使用データと解析手法	7
2.1	使用データ	7
	2.1.1 JRA-25/JCDAS データセット	7
	2.1.2 気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ	7
	2.1.3 気象研究所黒田氏提供の予報データ	8
2.2	解析手法	8
	2.2.1 NAM index	9
	2.2.2 E-P (Eliassen-Palm) flux	
	2.2.3 2乗平均スプレッドと2乗平均誤差	10
第3章	解析結果	11
3.1	2008/09 年冬季の解析	11
3.2	2009/10 年冬季の解析	20
3.3	各冬季における NAM 変動の予測可能性に関する解析	29
第4章	考察	53
第5章	まとめ	59
謝辞		61
参考文献	录	62

第1章 はじめに

1.1 北極振動・北半球環状モード

北半球冬季で卓越する循環変動パターンは北極振動 (Arctic Oscillation: AO) として知られている. Thompson and Wallace (1998) は、20°N以北における冬季 (11月-4月)の月平均海面気圧偏差場の EOF 第1主成分として AO を定義した. 図1.1 に、1000hPa での月平均高度偏差場の EOF 第1主成分に対する回帰図を示す。AO は北大西洋振動 (Northern Arctic Oscillation: NAO) とよく似ているが、NAO が北アメリカからヨーロッパにかけての領域に限った変動パターンであるのに対し、AO は北極付近に変動の中心を持ち、その変動パターンは NAO に比べてより東西一様である。このように AO は、北極域と中緯度における海面気圧のほぼ環状のシーソー的変動で特徴づけられることから北半球環状モード (Northern hemisphere Annular Mode: NAM) とも呼ばれる。さらに、Baldwin and Dunkerton (2001) は、各等圧面におけるNAM パターンと実際の高度偏差場との内積で定義される NAM index が、10日から 60日程度の時間スケールで、成層圏から対流圏へ下方伝播する性質があることを示した (図 1.2).

また、Limpasuvan et al. (2004) は成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming: SSW) について、成層圏帯状風の気候値からの東風偏差がピークとなる日を key day として 39 事例の合成図解析を行い、SSW が対流圏に及ぼす影響について調べた. その結果、SSW 後に、帯状風偏差と帯状平均温度偏差が 10 日から 60 日程度の時間スケールで成層圏から対流圏へ下方伝播する様子を明らかにした.

これらの研究により、東西一様の変動パターンが、約2~4週間の時間スケールで成層圏から対流圏へ下方伝播することが示されている。

1.2 北半球環状モード変動の予測

一方, 前節で述べた NAM の予測に関して数多くの研究が行われている. Mukougawa and Hirooka (2007) は NAM に伴う偏差場が成層圏から下方へ伝播した 2003 年 1 月のイベントに着目し, そのときの対流圏 NAM index の予測可能性とその力学について気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析を行った. その結果, NAM 偏差の下方伝播に先立って発生した SSW は, 発生の約 10 日前から予測可能であったのに対し, 対流圏 NAM index 変動は, 値が負のピークとなる約 6 日前にならなければ予測できなかったことがわかった. また, その年の SSW は波数 1 のプラネタリー波の上方伝播によって引き起こされたものであったが, 対流圏での NAM index の変動は, 主に波数 2 成分に伴う E-P flux の収束によるものであることがわかった. このように, 成層圏循環の変動を予測出来たとしても, 必ずしも対流圏循環の変動を予測できるわけではないことが示された.



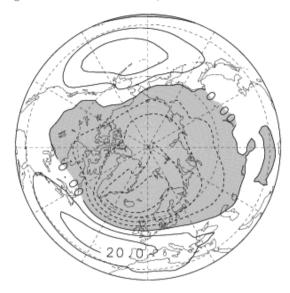


図 1.1: AO パターン. 20°N 以北における冬季 (11月 - 4月) の月平均高度偏差場の EOF 第 1 主成分に 対する回帰図. 1979 年から 2008 年までの各冬季のデータより作成. 等値線間隔は 10.0 m. 値が負の領域に陰影をつけた.

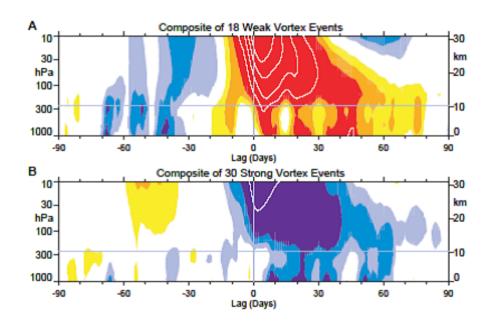


図 1.2: (A)10hPa における NAM index が -3.0 を超えた日を day 0 としたときの, その前後 90 日の NAM index の時間高度断面図. 18 事例を合成して作成. (B)10hPa における NAM index が +1.5 を超えた日を day 0 としたときの, その前後 90 日の NAM index の時間高度断面図. 30 事例を合成して作成. 等値線間隔は, 色のついた部分が 0.25, 白線が 0.5. 正の値には寒色系, 負の値には暖色系の陰影をつけている. ただし -0.25 から 0.25 の間の値には陰影をつけていない (Baldwin and Dunkerton, 2001).

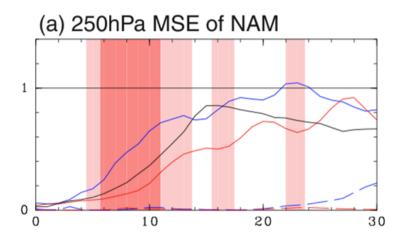


図 1.3: 250hPa での NAM index の予測値の 2 乗平均誤差の時間発展 (実線). 横軸は lead time, 縦軸は 2 乗平均誤差の値である. 予報初期日における 30hPa の NAM index が 1.0 より大きい予報 (positive), -1.0 より小さい予報 (negative) 及びそのどちらでもない予報に分け, それらの平均をそれぞれ青, 赤, 黒線でプロット. 破線は系統誤差に対応する, アンサンブル平均の予測誤差の 2 乗を示す. positive group と negative group における誤差の差が 99.9(99)% 以上有意な領域に濃い (薄い) 陰影をつけた (Mukougawa et al., 2009).

さらに、Mukougawa et al. (2009) では、気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データを用いて、成層圏から対流圏への顕著な負の NAM index の下方伝播が見られた 2003/04 年冬季と、成層圏で顕著な正の NAM index が観測された 2004/05 年冬季における対流圏 NAM index の予測精度の比較を行った。その結果、2004/05 年冬季に比べ 2003/04 年冬季で対流圏 NAM index の予測誤差が小さいことがわかった。さらに 2001 年から 2006 年にかけての各冬季において、予報初期日の 30hPa での NAM index の値が 1.0 (NAM index の気候学的分散) 以上であったもの (positive group) と -1.0 以下であったもの (negative group) に分け、それらの対流圏 NAM index の予測精度を比較した。その結果、予報 8 日目付近の対流圏上層から成層圏下層にかけて NAM index の予測誤差は negative group (NAM ≤ -1) のほうが positive group(NAM ≥ 1) よりも有意に小さいことが示された (図 1.3)。これにより、成層圏で顕著な負の NAM 偏差となる冬季は、正の NAM 偏差となる冬季に比べ、対流圏における NAM index の予測精度が高いことがわかった。

また, Kuroda (2010)では、2003/04年の冬季において、SSW 前後の予報で対流圏 NAM index の予測精度が変わることを示した(図 1.4)。図 1.4 は、2003 年 12 月 1 日から 2004 年 4 月 1 日の期間における、55°N から 65°N で平均した帯状風の気候値からの偏差の時間高度断面図である。この緯度帯の帯状風偏差の変動は、おおよそ NAM index の変動と一致する。図 (a) が解析値 (NCEP 再解析データ)、図 (b) 及び図 (c) が予測値を示している。また、図の上にある矢印は SSW における温度ピーク日を示している。この図より、SSW 後の予報 (図 (c)) に比べ SSW 前の予報 (図 (b)) は対流圏の帯状風偏差をよく予測できていたことがわかる。また負の NAM 偏差場が成層圏から対流圏へ下方伝播する様子が見られた 2006 年の 1 月から 3 月にかけても同様に、SSW 後の予報に比べ、SSW 前の予報で対流圏における帯状風偏差の予測精度が高かったことが明かにされた。しかしながら、SSW 前後での対流圏 NAM index の予測可能性変動について解析された事例は少なく、また、対流圏 NAM index の予測可能性が、SSW の振舞いによっ

て影響を受けるのか否かについては明らかになっていない.

そこで本研究では、SSW が異なる振舞いを示した 2009 年と 2010 年に着目し、各冬季 (1月-3月) の各高度における NAM index の予測可能性について詳細に調べた。図 1.5 に、2008 年 12月から 2009 年 3月、及び 2009 年 12月から 2010 年 3月の期間における NAM index の時間高度断面図を示す。2009 年は 1月下旬に波数 2型の SSW が発生し、それに伴い成層圏では顕著な負の NAM index が観測された。しかし、対流圏では顕著な負の NAM 偏差にはならなかった。一方、2010 年は 1月下旬に波数 1型の SSW が発生し、成層圏から対流圏にかけて顕著な負の NAM 偏差を観測した。

本研究では、波数1型のSSW発生後、負のNAM偏差が成層圏でのみ見られた2009年と、波数2型のSSW発生後、成層圏から対流圏にかけてNAM偏差が負となった2010年の各高度におけるNAM indexの予測可能性について調べ、SSWの振舞いがNAM変動の予測可能性に与える影響を明かにすることを目的とする。まず、再解析データを用いて各冬季のSSW及びNAM変動の特徴について調べた。次に、気象庁1ヶ月アンサンブル予報データ及び気象研究所の黒田友二氏に提供していただいた予報データを用いて、各年におけるNAM indexの予測可能性がどのように、高度や予報初期日に依存するのかを詳細に解析した。具体的には、予報データを各年のSSWの温度ピーク日以前を初期日とする予報と、温度ピーク日以降を初期日とする予報に分け、各グループで平均した2乗平均スプレッドと2乗平均誤差を用いて、NAM indexの予測可能性の予報初期日依存性について詳しく調べた。

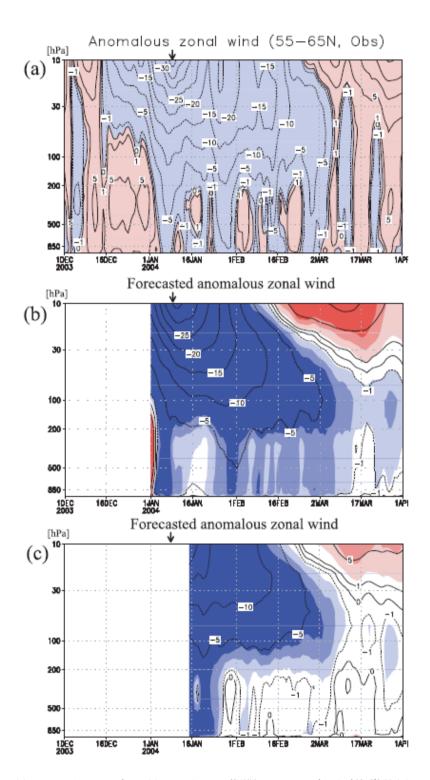


図 1.4: 2003 年 12 月 1 日から 2004 年 4 月 1 日までの期間における東西平均帯状風 $(55^\circ N$ から $65^\circ N$ で 平均) 偏差の解析値 (a) と予報値 (b,c). 図 (b)((c)) は 2003 年 12 月 27 日 06Z から 2004 年 1 月 1 日 00Z (2004 年 1 月 10 日 06Z から 1 月 15 日 00Z) を初期時刻とする予報で、等値線はアンサンブル平均値、陰影は統計的に有意な値を示す。等値線は ± 5 m/s から 5 m/s 毎と ± 1 m/s を示しており、破線は負の値を示している (図 (a-c)). 各図の上にある矢印は SSW における温度ピーク日を示す (Kuroda, 2010).

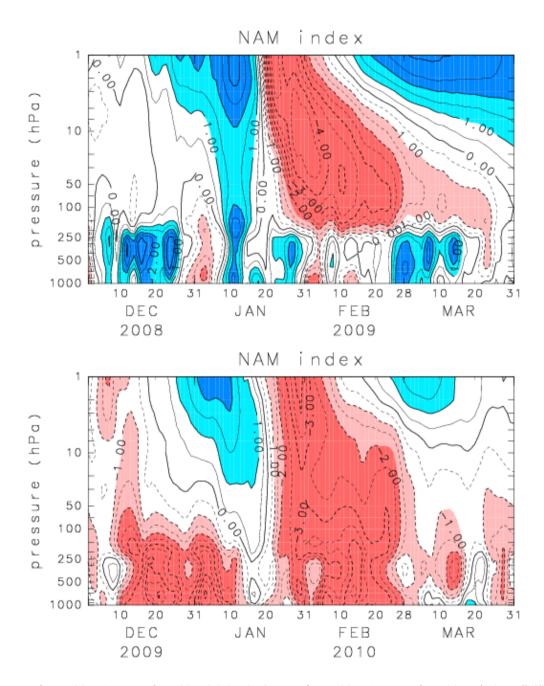


図 1.5: 2008 年 12 月から 2009 年 3 月 (上図) 及び 2009 年 12 月から 2010 年 3 月 (下図) の期間における NAM index の時間高度断面図. 等値間隔は 0.5. 値が 1.0 以上のとき寒色, -1.0 以下のとき暖色をつけた. また, NAM index の絶対値が 2.0 以上の領域は濃い色にした.

第2章 使用データと解析手法

2.1 使用データ

本研究では、2008/09年、2009/10年冬季における SSW 及び NAM 変動の特徴を調べるために、JRA-25/JCDAS データセットを用いた。また、予報データとして、気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ及び気象研究所黒田氏提供の予報データを用いて、各冬季の NAM index の予測精度について調べた。ここでは、それぞれのデータについて説明する。

2.1.1 JRA-25/JCDAS データセット

JRA-25/JCDAS データセットの詳細を以下の表 2.1 に示す.

水平格子間隔	$1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$
鉛直層数	23層 (1000hPa - 0.4hPa)
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
使用期間	1979年1月 - 2010年5月

表 2.1: JRA-25/JCDAS データセットの概要

2.1.2 気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ

気象庁1ヶ月アンサンブル予報データの詳細を以下の表2.2に示す.

水平格子間隔	$2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$
鉛直層数	22層 (1000hPa - 1hPa)
初期時刻	12UTC (水曜日, 木曜日)
予報期間	34 日
メンバー数	水曜日, 木曜日に 25 メンバーずつ
使用期間	2008年12月31日 - 2009年2月19日,
	2009年12月30日-2010年2月18日

表 2.2: 気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データの概要

予報モデルは大気大循環モデル (AGCM) の GSM0803C (空間解像度は TL159L60) を用いて数値積分を行っている. 初期値として気象庁の全球客観解析データの値を使用し, 海面水温は予報初期日の偏差場を固定して与えている. 気象研究コンソーシアムの枠組みにより, 気象庁より提供して頂いた.

2.1.3 気象研究所黒田氏提供の予報データ

黒田氏提供の予報データの詳細を以下の表 2.3 に示す.

水平格子間隔	1.875°× (ガウス緯度間隔)
水平格子点数	192×96 (経度方向 × 緯度方向)
鉛直層数	24 層 (1000hPa - 0.5hPa)
初期時刻	毎日6時間毎
予報期間	45 日
メンバー数	1メンバー (コントロールラン)
使用期間	2009年1月1日-2月19日,
	2010年1月1日-2月19日

表 2.3: 黒田氏提供の予報データの概要

予報モデルは気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル (MRI/JMA-AGCM) の GSM0305 (空間解像度 TL95L40) を用いて数値積分を行っている. 初期値として気象庁の全球客観解析データの値を使用. また海面水温は予報初期日の偏差場を固定して与えている. 各予報はコントロールランのみだが, LAF (Lagged Average Forecast) 法に基づき, 毎日 18UTC から直近の 5日間を初期時刻とする 20 個の予報実験結果を用いてアンサンブルメンバーを日々構成した. 従って, この予報データからは各冬季1月5日から2月19日までを初期日とする, 計46 個のアンサンブル予報ができる.

本研究では、再解析データ、予報データともに 6 時間毎のデータを日平均して解析を行った。使用した変数は、ジオポテンシャル高度 (Z)、東西風 (U)、南北風 (V)、気温 (T) である。また気候値として、1979年1月から 2008年12月までの日々の平均値に対し、60日をカットオフ周期とするランチョス低周波フィルターを施したものを使用した (気象庁 2007)。

2.2 解析手法

本節ではまず、NAMパターンの指標として用いる NAM index についてその詳細を述べる. 次に、NAM を特徴づける東西平均帯状風の力学を考察するために用いた E-P flux (Eliassen-Palm flux) について説明する. 最後に、各冬季のアンサンブル予報における NAM index の予測可能性を評価するために用いた、2乗平均スプレッド及び2乗平均誤差について述べる.

2.2.1 NAM index

本研究では、1979年11月から2008年4月までのJRA-25/JCDASデータセットを用いて、以下のようにしてNAMパターンを定義した。まず、11月から4月にかけての、20°N以北の各高度における月平均高度偏差場に対してEOF解析を行った。次に、そのEOF第1主成分に対する高度偏差場の回帰図をNAMパターンと定義した(図1.1)。こうして定義したNAMパターンに日々の高度偏差場を以下のように射影することでNAM index を求めた。高度lにおけるNAM index ($NAM_l(t)$) は以下のように書ける。

$$NAM_l(t) \equiv \frac{(\mathbf{Z}\mathbf{A}_l(t) \cdot \boldsymbol{\psi}_l)}{(\boldsymbol{\psi}_l \cdot \boldsymbol{\psi}_l)}.$$
(2.1)

ここで、 $\mathbf{Z}\mathbf{A}_l(t)$ は高度 l における日々の高度偏差場、 ψ_l は高度 l における EOF 第 1 主成分に対して高度偏差場の回帰をとった回帰場、また $(\mathbf{a}\cdot\mathbf{b})$ はベクトル \mathbf{a} , \mathbf{b} の内積を示す。NAM index の値が正 (\mathbf{b}) のとき、極渦が強い $(\mathbf{g}\mathbf{w})$ 、つまり $60^\circ\mathrm{N}$ 付近で帯状風が西 (\mathbf{p}) 風偏差であることに対応する。本研究では NAM index の低周波変動成分の予測に着目するため、以後の解析では、予報データから作成した NAM index については 7 日移動平均を施した値を用いた。予報初期日から予報 3 日目までの間で 7 日移動平均値を求める際には、予報初期日の 3 日前から 1 日前の値として 1 RA-25/JCDAS データセットの値を用いた。

2.2.2 E-P (Eliassen-Palm) flux

帯状風の力学を考察する際に用いた E-P flux について述べる. まず, 対数気圧座標系 $(z = -H \ln(p/p_s))$ における中緯度 β 面準地衡風方程式系の変形オイラー平均 (Transformed Eulerian Mean: TEM) 方程式系は以下のように書くことができる.

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} - f_0 \overline{v}^* - \overline{X} = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \boldsymbol{F}, \tag{2.2}$$

$$\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial t} + \overline{w}^* \frac{\partial \overline{\theta_0}}{\partial z} - \overline{Q} = 0, \tag{2.3}$$

$$\frac{\partial \overline{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \overline{w}^*)}{\partial z} = 0, \tag{2.4}$$

$$f_0 \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} + \frac{R}{H} \exp\left(-\frac{\kappa z}{H}\right) \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial y} = 0.$$
 (2.5)

ここで, p_s は地表面気圧の標準値, u は地衡風の東西成分, v, w は南北風と鉛直風, θ は温位, H はスケールハイト, R は気体定数, $\rho_0=\rho_s e^{-z/H}$ は密度, $\kappa=R/C_p$, $f_0=2\Omega\sin\phi_0$ は緯度 ϕ_0 でのコリオリパラメータ, X は摩擦, Q は非断熱加熱である. さらに, \overline{A} はある物理量 A の東西平均, A' は東西平均からの偏差で定義した A の擾乱成分を表す. また, 残差子午面循環 $(0,\overline{v}^*,\overline{w}^*)$ を以下のように定義する.

$$\overline{v}^* \equiv \overline{v}_a - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0 \overline{v'\theta'}}{\partial \overline{\theta}_0 / \partial z} \right), \tag{2.6}$$

$$\overline{w}^* \equiv \overline{w}_a + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\overline{v'\theta'}}{\partial \overline{\theta}_0 / \partial z} \right). \tag{2.7}$$

ただし, v_a , w_a はそれぞれ南北, 鉛直風の非地衡風成分を表す. ここで, 式 (2.2) 右辺のベクトル $\mathbf{F} \equiv (0, F^{(y)}, F^{(z)})$ は、E-P flux と呼ばれる量であり, それぞれの成分は以下のように与えられる.

$$F^{(y)} = -\rho_0 \overline{u'v'},\tag{2.8}$$

$$F^{(z)} = \frac{\rho_0 f_0 \overline{v'\theta'}}{\partial \theta_0 / \partial z}.$$
 (2.9)

E-P flux は, 子午面における波の伝播の向きと, 伝播エネルギーの大きさを示す. またこれらの式より, E-P flux の発散 (収束) は \overline{u} の加速 (減速) と対応し, 同時に, 残差子午面循環 $(0, \overline{v}^*, \overline{w}^*)$ を形成することが分かる. さらに E-P flux を球面座標系を用いて表すと,

$$F^{(\phi)} = -\rho_0 a_0 \cos \phi \overline{u'v'}, \qquad (2.10)$$

$$F^{(z)} = \frac{\rho_0 a_0 \cos \phi f_0 \overline{v'\theta'}}{d\theta_0/dz}.$$
 (2.11)

となる. 本研究では, スケールハイト $H=7\mathrm{km}$, 地球半径 $a_0=6370\mathrm{km}$, $\kappa=R/C_p=2/7$, 地表面気圧 $p_s=1000\mathrm{hPa}$, 気体定数 $R=287\mathrm{JK}^{-1}\mathrm{kg}^{-1}$ とし, また θ_0 として, 東西平均した温位 $\overline{\theta}$ を $20^{\circ}\mathrm{N}$ 以北で面積平均したものを用いた.

2.2.3 2乗平均スプレッドと2乗平均誤差

予測可能性を評価する際に用いた 2 乗平均スプレッド (Mean Square Spread: MSS) と 2 乗平均誤差 (Mean Square Error: MSE) を以下のように定義した.

$$MSS \equiv \frac{1}{NM} \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{M} (e_i^j(t) - \overline{e_i(t)})^2, \qquad (2.12)$$

$$MSE \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (\overline{e_i(t)})^2. \tag{2.13}$$

ここで、 $e_i^j(t)$ は i 番目のアンサンブル予報における j 番目のメンバーの予測誤差、 $\overline{e_i(t)}$ は i 番目の予報におけるアンサンブル平均の予測誤差、M は各アンサンブル予報のメンバー数 (気象庁の予報データの場合: 25、黒田氏提供の予報データの場合: 20)、N はアンサンブル予報の数である。予測スプレッドは、各アンサンブルメンバーのばらつきの指標で、一般に、スプレッドが大きければ予測の信頼度が低く、小さければ高い。一方、予測誤差はアンサンブル平均予測値と解析値との差の指標であり、誤差が大きければ予測の精度が低く、小さければ高いことを表している。MSS、MSE ともに、2000 年から 2010 年までの各冬季 (11 月-4 月) における NAM index の分散で割ることにより規格化した。

第3章 解析結果

3.1 2008/09年冬季の解析

本節では、2008年12月から2009年3月までの期間における解析結果を示す.

まず、2009年1月下旬に発生した SSW の特徴について示す。図 3.1 は、2008年12月1日から 2009年3月31日までの、80°N、10hPaにおける東西平均温度の時間変化を示した図である。この図より、成層圏の温度は 2009年1月15日あたりから急激に上昇し、1月23日に温度ピークを迎え、その後温度が下降していく様子がわかる。温度ピーク日(1月23日)の温度は 267 Kであった。また、60°N、10hPaにおける帯状風(図 3.2)は、1月24日に西風から東風となり、1月29日に東風のピークとなる。東風ピークの帯状風速は -28.9 m/s であった。以上より、2009年1月に発生した SSW は大規模昇温に分類することができる。

次に、この時期の波活動度について調べた。図 3.3 は、図 3.1 と同じ時期における、50°N から 80°N で平均した 100hPa での E-P flux の鉛直成分の時間変動を示した図である。黒線が全波数成分、赤線が波数 1 成分、青線が波数 2 成分、紫線が波数 3 成分で、図中の縦線は SSW における温度ピーク日を示す。この図から、2009 年 1 月上旬から 2 月上旬にかけて、波数 2 のプラネタリー波が対流圏から成層圏へ上方伝播していたことがわかる。

そこで、SSW 前後における成層圏の高度場の様子を調べた. 図 3.4 は、SSW 前後の期間でそれぞれ 3 日平均した、10hPa におけるジオポテンシャル高度場 (等値線) とその平年値からの偏差場 (陰影) の様子を示したものである. SSW が発生する直前 (1月13日-15日) は、強い極渦が北極域全体にかけて見ることができる. また、ヨーロッパ域を中心に正偏差が見られる. 16日-18日になると、アリューシャン域と、西ヨーロッパ域の高気圧が発達し始める. その後 (19日-21日)、極渦はラブラドル半島から中央シベリアにかけて伸びていき、温度ピーク日付近 (22日-24日) になると、アリューシャン及びヨーロッパ域の高気圧がさらに発達し、極渦が分裂し始める. ここではつきりとした東西波数 2 の様子を見ることができる. 25日-27日になると、北アメリカの低気圧は南へ、ヨーロッパ域の高気圧は西へシフトしていき、28日-30日では、極域の広い範囲が高気圧で覆われる. このように、成層圏では極渦が分断されていく様子をはつきりと見ることができる.

さらに、2008年12月から2009年3月における、60°Nでの帯状風 (等値線)とその平年値からの偏差 (陰影)の時間高度断面図を図3.5に示した. 成層圏では、1月中旬頃から西風が急速に減速し始め、SSWの発生に伴い、1月下旬から東風偏差が卓越し、その偏差が対流圏界面付近まで下方伝播して行く様子が見られる. しかしながら、対流圏では顕著な東風偏差とはならず、2月上旬や3月初旬においては対流圏中層で西風偏差が見られる. これに対応して、NAM indexの値は成層圏では1月下旬以降で大きな負の値を観測したが、対流圏では顕著な負の値にはならなかった(図3.6)。実際に、SSWの温度ピーク日から1週間後における、850hPaの高度場の

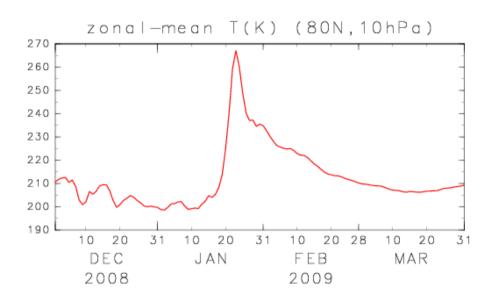


図 3.1: 80°N, 10hPa における東西平均温度の時間変化. 2008 年 12 月 1 日から 2009 年 3 月 31 日の期間でプロット.

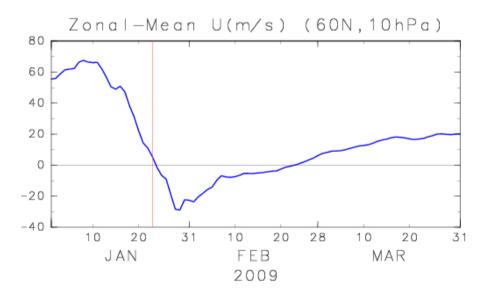


図 3.2: 60° N, 10hPa における東西平均風の時間変化. 2009 年 1 月 1 日から 3 月 31 日の期間でプロット. 赤の縦線は SSW における温度ピーク日を示す.

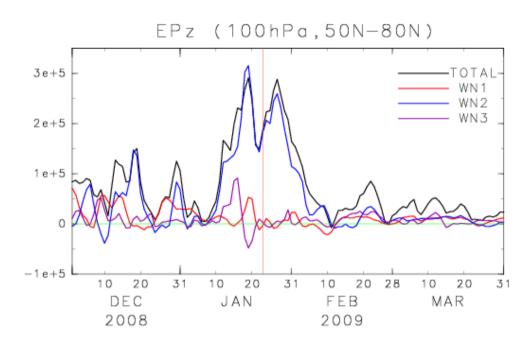


図 3.3: 50°N から 80°N で平均した, 100hPa における E-P flux 鉛直成分の時間変動. 単位は kg/s^2 . 赤の縦線は SSW における温度ピーク日を示す. 2008 年 12 月 1 日から 2009 年 3 月 31 日の期間でプロット.

様子を見ると (図 3.7), 北欧から西シベリアにかけて正偏差は見られるものの, アラスカからグリーンランドにかけては正偏差は見られなかった.

また, SSW 前後における帯状風構造と E-P flux の特徴を調べた. 図 3.8 は, それぞれ 3 日平 均した, 東西平均帯状風及び E-P flux (全波数成分) の緯度高度断面図 (左列) と, E-P flux の 日では、高緯度成層圏では東向きの極夜ジェットが卓越しているのがわかる。また、上部成層 圏の低緯度から中緯度にかけてと, 500hPa あたりの 60°N から 80°N の領域で東風加速領域が 広がっている. それに対応して, 1月19日-21日では上部成層圏中緯度の極夜ジェットは減速 し、ジェットの中心は高緯度側へとシフトしている。また対流圏の 60°N 以北においても西風が 弱まっている. さらに、成層圏での東風加速領域はより高緯度側まで広がり、負に大きな値と なっている様子がわかる. SSW における温度ピーク日付近の1月22日-24日になると、上部成 層圏では低緯度から高緯度までの広い範囲で東風となる.また,50°N以北の上部対流圏から 下部成層圏にかけて、波がより極方向へ伝播していることがわかる. 成層圏の東風加速領域は、 高緯度の成層圏上層から中層にかけて、下方に広がってきている様子が見られる. 対流圏では、 50°N から 80°N の領域で、300hPa 付近を中心に東風加速領域があるのがわかる. 1月 25 日-27 日では、東風領域が成層圏上層からより下方まで広がってきており、それにより波の上方伝播 は 10hPa 以下の領域に限られるようになる. また 65°N から 70°N では地上から 250hPa 付近ま で東風となっている. さらに、成層圏の東風加速領域はより下方に移動して、1月28日-30日に なると 65°N 以北では成層圏から対流圏にかけて東風となる. その後, 東風加速領域は小さく, 弱くなっていき, 1月31日-2月2日では, 対流圏の東風領域は主に70°N以北に限られる. ただ し、50°Nから65°Nの領域に限っては地表付近でのみ東風となっている.

ここで、成層圏及び対流圏でどの波数成分に伴う E-P flux の収束が卓越していたのかを調べ

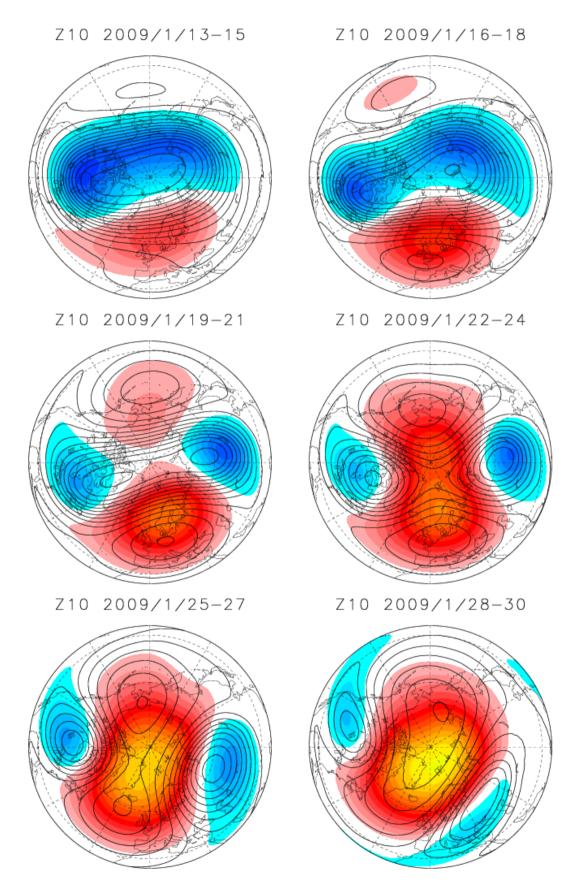


図 3.4: 2009 年 1 月 13 日から 1 月 30 日までの期間における, それぞれ 3 日平均した 10hPa でのジオポテンシャル高度場 (等値線) とその偏差 (陰影). 等値線間隔は 200 gpm. 陰影は暖色系が正偏差, 寒色系が負偏差を示す. ただし, 偏差が -200 gpm から 200 gpm の間の値には色をつけていない.

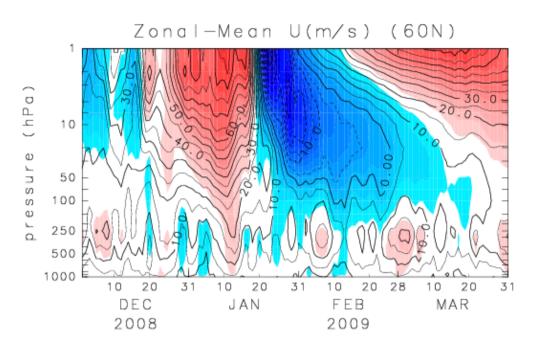


図 3.5: 60° N における東西平均風 (等値線) とその平年値からの偏差 (陰影) の時間高度断面図. 等値線間隔は 5.0 m/s. 暖色系は正偏差, 寒色系は負偏差を示す. ただし, 偏差が -4.0 m/s から 4.0 m/s の間の値には色をつけていない. 2008 年 12 月 1 日から 2009 年 3 月 31 日の期間でプロット.

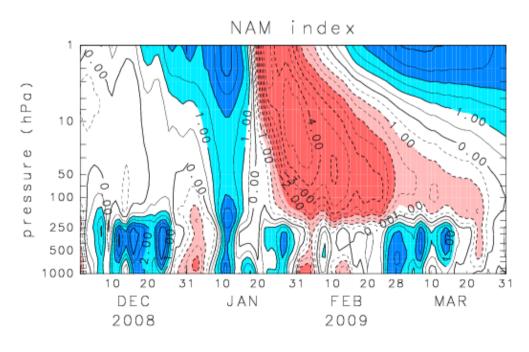
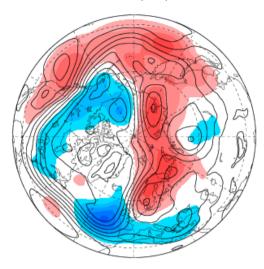


図 3.6: NAM index の時間高度断面図. 等値線間隔は 0.5. 値が 1.0 以上のとき寒色, -1.0 以下のとき暖色. また, NAM index の絶対値が 2.0 以上の領域は濃い色にした. 2008 年 12 月 1 日から 2009 年 3 月 31 日の期間でプロット.



Z850 2009/1/29-31

図 3.7: 2009 年 1 月 29 日から 1 月 31 日で平均した, 850hPa でのジオポテンシャル高度場 (等値線) とその平年値からの偏差 (陰影). 等値線間隔は 40 gpm. 陰影は暖色系が正偏差, 寒色系が負偏差を示す. ただし, 偏差が -40 gpm から 40 gpm の間の値には色をつけていない.

るために、図 3.9 に $\nabla \cdot \mathbf{F}/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ の時系列を示す.これを見ると、SSW 後、成層圏(図 3.9 上)では波数 2 成分の収束が顕著に現れている.これは波数 2 のプラネタリー波が上方伝播していたことと対応している.しかし対流圏(図 3.9 下)では、SSW 発生時に波数 2 成分に伴う E-P flux の収束が見られたが、SSW 発生後は主に波数 1 成分に伴う E-P flux の収束が卓越していた.

以上よりこの冬季に関してまとめると、2009年は1月下旬から3月にかけて、主に成層圏のみで顕著な負のNAM偏差が卓越した。まず1月上旬に波数2のプラネタリー波が対流圏から成層圏へ伝播し、SSWが発生した。それに伴い、極渦は分裂し始め、帯状風は成層圏で東風となる。1月23日にSSWの温度ピークを迎え、その6日後の1月29日に、60°N、10hPaにおける東西平均風は東風ピークとなる。高緯度では東風領域が成層圏から下方へ広がり、1000hPaでのNAM index が極小となった2月初旬には、70°N以北で対流圏から成層圏にかけて東風、また、50°Nから65°Nの緯度帯においては地表付近でのみ東風となっていた。さらにE-P fluxの解析により、SSW後は、成層圏では波数2成分の収束が、対流圏では波数1成分の収束が帯状平均風の減速に貢献していることがわかった。

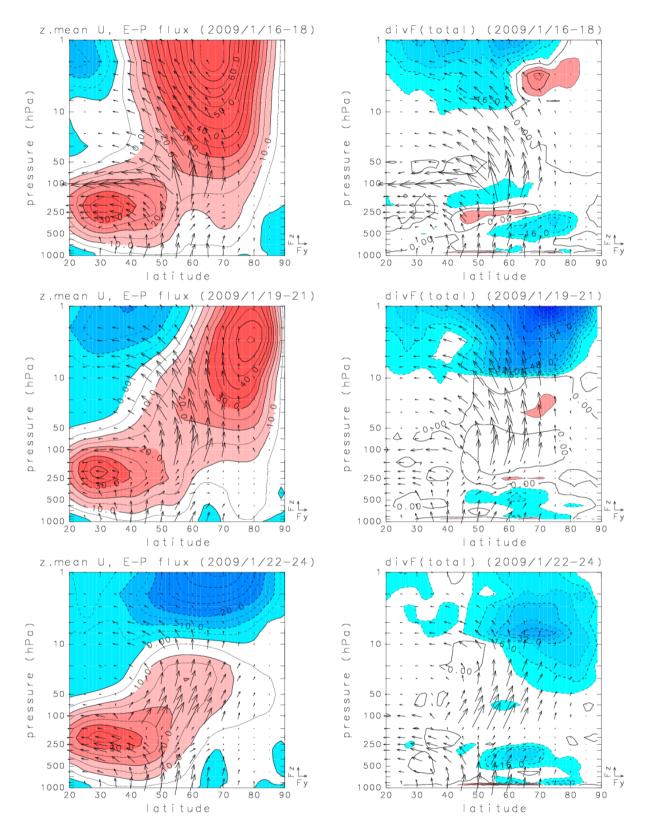
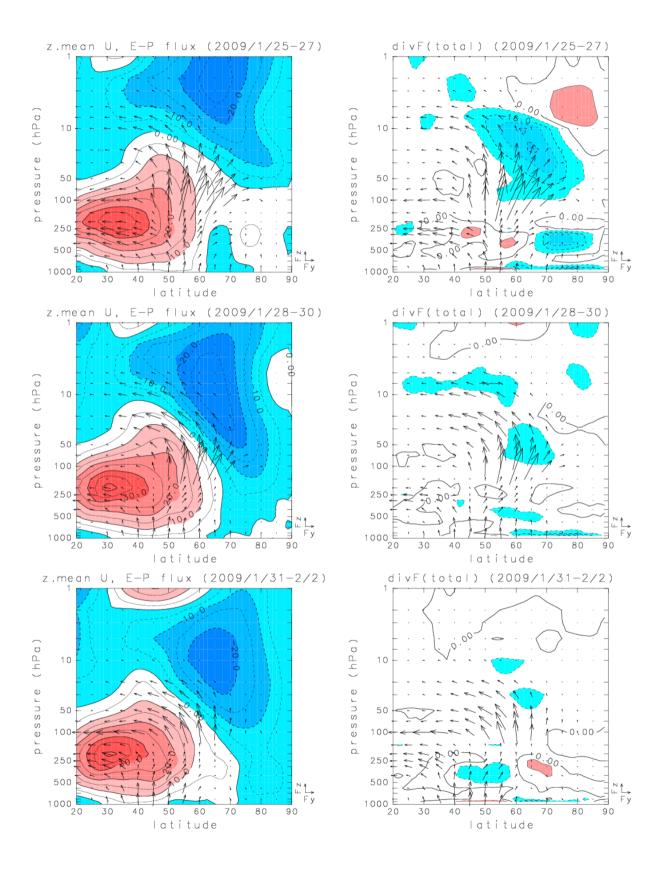


図 3.8: 2009 年 1 月 16 日から 2 月 2 日までの期間で、それぞれ 3 日平均した帯状風及び E-P flux (全波数成分) の緯度高度断面図 (左列) と、E-P flux の発散に伴う帯状風の加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ の緯度高度断面図 (右列). 左図の等値線間隔は 5.0 m/s で、暖色系が西風領域、寒色系が東風領域、図右下のベクトルの大きさは、南北成分が $1.0 \times 10^7 \text{kg/s}^2$ 、鉛直成分が $1.0 \times 10^5 \text{kg/s}^2$. ただし 100hPa より下のフラックスは、南北成分、鉛直成分ともに 10分の 1の大きさで描いた。右図の等値線間隔は、8.0 m/s/dayで、暖色系が正 (発散)領域、寒色系が負 (収束)領域、図右下のベクトルの大きさは左図と同じ、次ページに続く



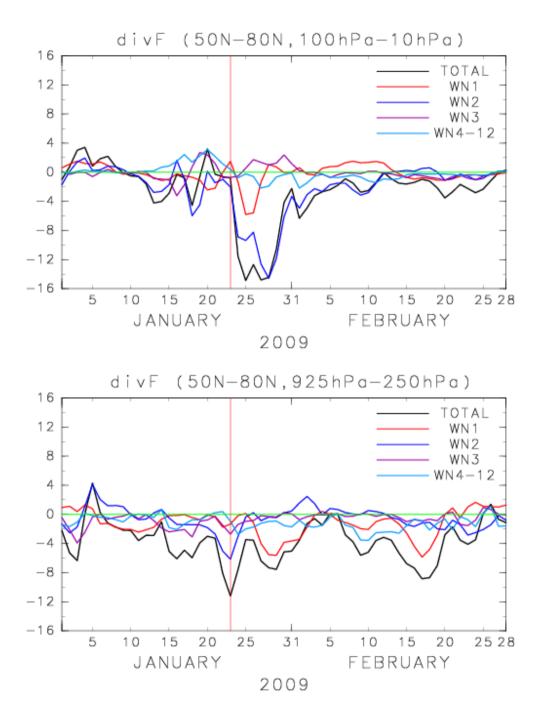


図 3.9: 2009 年 1 月から 2 月までの期間の帯状風加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ の時系列. 単位は m/s/day. 上図が成層圏 (50°N-80°N, 100hPa-10hPa), 下図が対流圏 (50°N-80°N, 925hPa-250hPa) を示す. 負の値はフラックスの収束 (東風加速) を示す. 赤の縦線は SSW における温度ピーク日を示す.

3.2 2009/10年冬季の解析

続いて、2009/10年冬季の解析結果を示す。この冬も2008/09年冬季と同様、SSWが発生した(図 3.10)。2010年1月8日から成層圏極域の東西平均温度は上昇し始め、ときどき小さな温度の下降を繰り返しながら、上昇し続けていく。1月31日に温度ピークを迎え、その温度は237 Kであった。また、2010年1月から3月の期間における60°N、10hPaでの東西平均風(図 3.11)を見ると、2月9日に西風から東風に変わり、2月10日に東風のピークとなる。以上より、このSSWも、2009年1月に発生したSSWと同様に大規模昇温に分類される。10日における帯状風速は-7.0~m/sで、2009年1月のイベントに比べて、東風は弱かった。また、2009年は東風ピークを迎えた後、帯状風は緩やかに西風に戻っていったが、この年は東風ピークの後、ほぼ一定の帯状風速を保っていたことがわかる。

さらに、この冬季における波活動度について調べた(図 3.12). この図より、2010 年 1 月中旬から下旬にかけて、波数 1 のプラネタリー波が対流圏から成層圏へ上方伝播していたことがわかる. また、SSW 前後における成層圏での高度場の様子を図 3.13 に示した. 1 月 21 日-23 日では、極渦の中心は北極点からややずれた北シベリア付近に位置しており、また北アメリカ域には正偏差が見られる. その後、1 月 24 日から 29 日にかけて、北アメリカ域の高気圧が発達し、極渦の形は次第に歪んでいく. また、ユーラシア大陸でも高気圧が発達し始める. この時点で、東西波数 1 の様子をはっきりと見ることができる. 温度ピーク日あたり(1 月 30 日-2 月 1 日)になると、ユーラシア大陸にある高気圧はさらに発達し、低気圧の中心はヨーロッパ域へシフトしていく. その後、2 月 2 日から 7 日にかけて、ヨーロッパ域の低気圧はさらに西方へシフトしていき、極域の広い範囲で正偏差が広がる様子がわかる.

さらに、2009年12月から2010年3月における、60°Nでの帯状風 (等値線)とその平年値からの偏差 (陰影)の時間高度断面図を図3.14に示した。この図より、成層圏では1月10日頃から西風が急速に減速し始め、20日あたりから東風偏差が卓越することがわかる。また、2009年は対流圏界面付近より下層では顕著な東風偏差が見られなかったのに対し、2010年は東風偏差が対流圏でも見られ、2月上旬には対流圏全体で顕著な東風偏差となっていた。

この冬季における NAM index の時間高度断面図 (図 3.15) を見てみると、SSW が発生した 1 月末以降,成層圏から対流圏全体にかけて NAM index は大きな負の値となり,対流圏では SSW 発生後約 1 ヶ月以上,NAM index は負の値となった。2009 年と同様に,SSW の温度ピーク日から 1 週間後における,850hPa の高度場の様子を見ると(図 3.16),カナダからグリーンランド,さらに北シベリアの広い範囲にわたって正偏差が見られる.

また、SSW 前後における帯状風構造と E-P flux の様子を図 3.17 に示す。図 3.17 は、図 3.8 と同様で、2010 年 1 月 24 日から 2 月 10 日の期間で示した図である。1 月 24 日 -26 日では、65°N 以北の 50hPa より上層で帯状風は東風となっており、高緯度の対流圏でも西風は非常に弱くなっている。フラックスの発散を見ると、55°N から 80°N の 10hPa 付近と 40°N から 60°N の対流圏上層でやや大きな東風加速領域が見られる。1 月 27 日 -29 日になると、成層圏上層では東風領域が低緯度側まで広がる。また、対流圏の 50°N から 70°N の緯度帯では波が極向きへと伝播している様子が見られ、60°N から 75°N の対流圏中層で東風加速領域となっている。温度ピーク日付近にあたる 1 月 30 日 -2 月 1 日では、成層圏上層の 60°N 付近の東風はさらに強くなり、また高緯度では 100hPa あたりまで東風領域が広がっている。対流圏では 55°N から 75°N にかけて東風となり、亜熱帯ジェットに伴う西風領域はおよそ 55°N 以南に限られるようになる。さらに

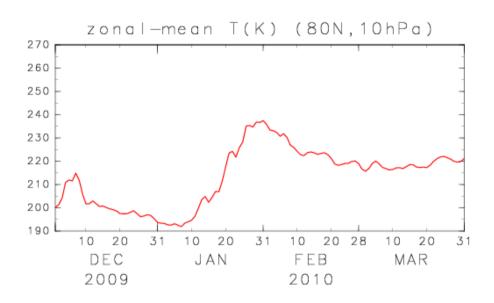


図 3.10: 80°N, 10hPa における東西平均温度の時間変化. 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 3 月 31 日の期間でプロット.

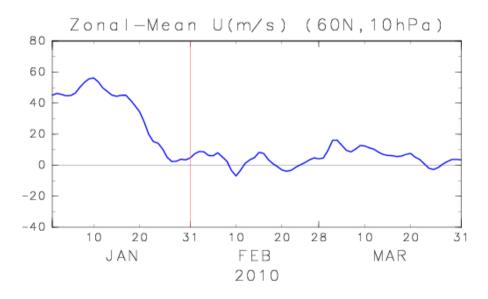


図 3.11: 60° N, 10hPa における東西平均風の時間変化. 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 3 月 31 日の期間 でプロット. 赤線は SSW における温度ピーク日を示す.

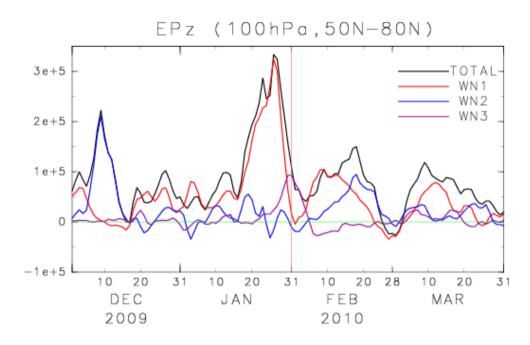


図 3.12: 50° N から 80° N で平均した, 100hPa における E-P flux の鉛直成分の時間変動. 単位は kg/s^2 . 赤の縦線は SSW における温度ピーク日を示す. 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 3 月 31 日の期間でプロット.

45°N以北の上部対流圏から下部成層圏にかけて、波はより極向きに伝播するようになり、45°N以北の上部対流圏では東風加速領域が見られる。2月2日-4日になると、55°Nから 70°Nあたりの対流圏から高緯度成層圏にかけて東風となる。また上部対流圏の東風加速領域はやや南へシフトし、40°Nから 80°Nにかけて顕著な東風加速領域が見られる。2月5日-7日になると、下部対流圏では 50°Nから 70°Nにかけて東風、上部対流圏では 50°Nから 60°Nにかけて東風となっている。また下部成層圏では顕著な波の極方向への伝播が見られる。上部対流圏の 40°Nから 65°N付近には依然東風加速領域がみられ、温度ピーク日から 1 週間経った 2月8日-10日においても、50°Nから 60°N付近では、対流圏全体にかけて東風となっていた。

E-P flux の発散について,波数分解を行いより詳細に解析したところ (図 3.18),成層圏 (図 3.18 上)では SSW に伴う温度ピーク日の約1週間前に波数1成分の収束が顕著となる. SSW 発生後,再び波数1成分の収束が見られるが,波数2,3成分では発散が見られ、全体としてやや弱い東風加速となっている. 一方,対流圏 (図 3.18 下)では,温度ピーク日の約1週間前に波数2成分の収束が生じていた. その後東風加速は一度弱まるが,温度ピーク日の2日ほど前から約1週間後にかけて再び強くなり,その間は主に波数1成分,及び波数4-12の成分に伴う E-P flux の収束が西風減速に寄与していたことがわかった.

以上より2010年のイベントについてまとめる. 2010年は,1月下旬から3月初旬にかけて成層圏から対流圏全体で顕著な負のNAM偏差が卓越した. まず,1月中旬から下旬にかけて波数1のプラネタリー波が対流圏から成層圏へ上方伝播し,SSWが発生した. 成層圏では北アメリカの高気圧が発達し,極渦の中心は極域からシベリア-ヨーロッパ方面へとシフトしていった. 1月31日にSSWの温度ピークとなり,60°N,10hPaにおける東西平均風はその約10日後の2月10日に東風のピークとなる. また,高緯度で東風領域が成層圏から下方へ広がっていくのと

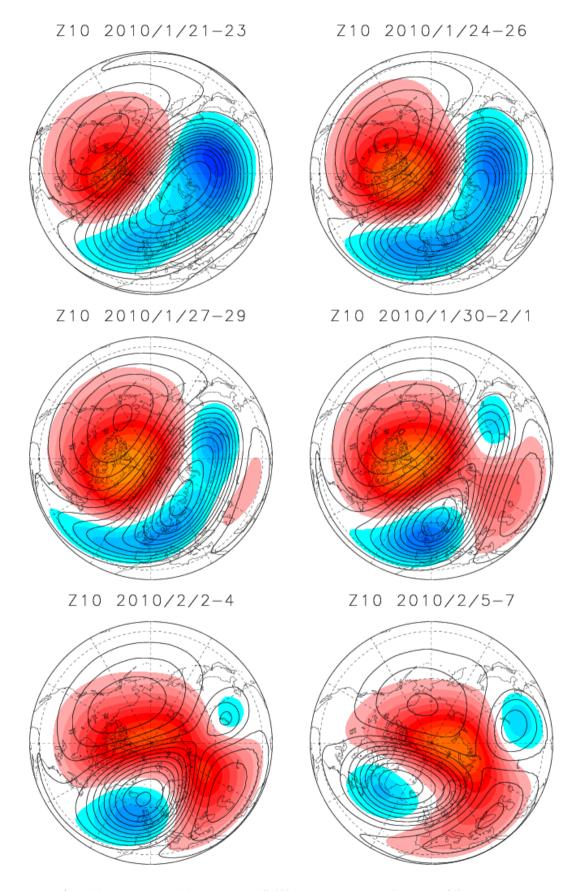


図 3.13: 2010 年 1 月 21 日から 2 月 7 日までの期間における, それぞれ 3 日平均した 10hPa でのジオポテンシャル高度場 (等値線) とその平年値からの偏差場 (陰影). 等値線間隔は 200 gpm, 暖色系が正偏差, 寒色系が負偏差を示す. ただし, 偏差が -200 gpm から 200 gpm の間の値には色をつけていない.

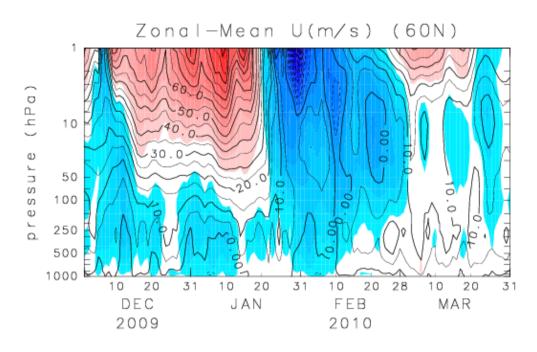


図 3.14: 60°N における東西平均風 (等値線) とその平年値からの偏差 (陰影) の時間高度断面図. 等値線間隔は 5.0 m/s. 陰影は暖色系が正偏差, 寒色系が負偏差を示す. ただし, 偏差が -4.0 m/s から 4.0 m/s の間の値には色をつけていない. 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 3 月 31 日の期間でプロット.

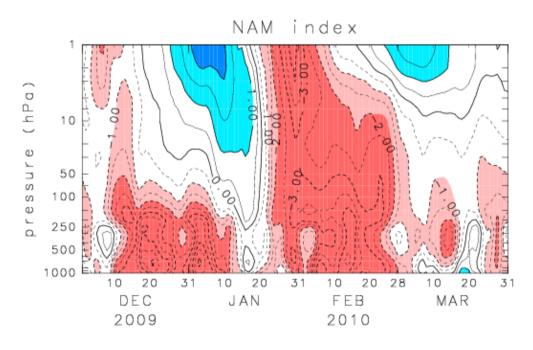


図 3.15: NAM index の時間高度断面図. 等値線間隔は 0.5. 値が 1.0 以上のとき寒色, -1.0 以下のとき暖色. また, NAM index の絶対値が 2.0 以上の領域は濃い色にした. 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 3 月 31 日の期間でプロット.

Z850 2010/2/6-8

図 3.16: 2010 年 2 月 6 日から 2 月 8 日で平均した, 850hPa でのジオポテンシャル高度場 (等値線) とその平年値からの偏差場 (陰影). 等値線間隔は 40 gpm, 暖色系が正偏差, 寒色系が負偏差を示す. ただし, 偏差が -40 gpm から 40 gpm の間の値には色をつけていない.

同時に、対流圏では50°Nから60°N付近にかけて東風加速が持続し、2009年に比べより顕著な東風領域が対流圏で見られた。一方、SSWの温度ピーク日の約1週間前に成層圏、対流圏でともにE-P fluxの収束が見られ、成層圏で波数1成分、対流圏では波数2成分に伴う収束が卓越していた。また成層圏では、温度ピーク日から約10日後に波数1成分に伴うE-P fluxの収束、対流圏では温度ピーク日の直前から約1週間後までの期間で、波数1及び4-12成分に伴うE-P fluxの収束が見られた。

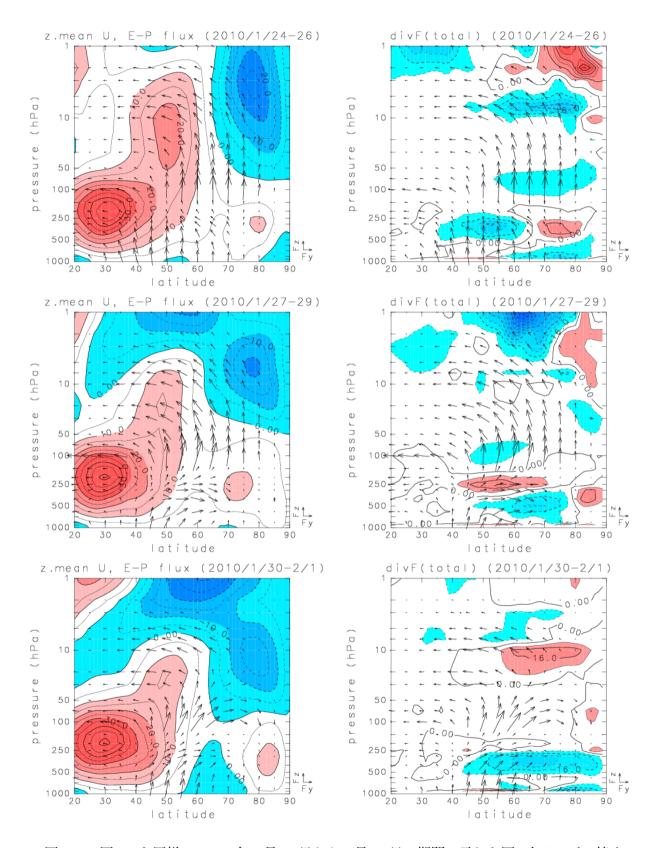
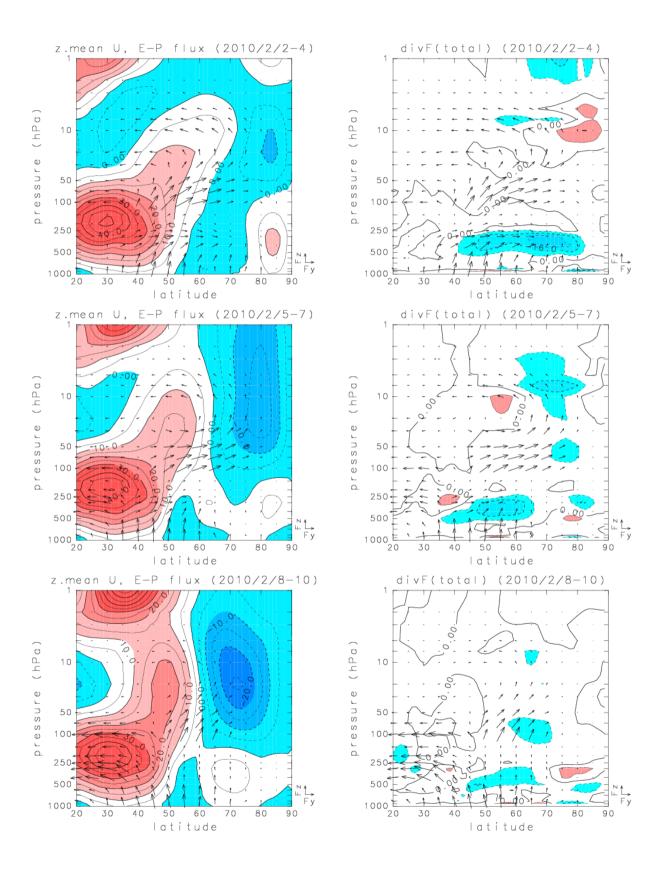


図 3.17: 図 3.8 と同様で, 2010 年 1 月 24 日から 2 月 10 日の期間で示した図. 次ページに続く.



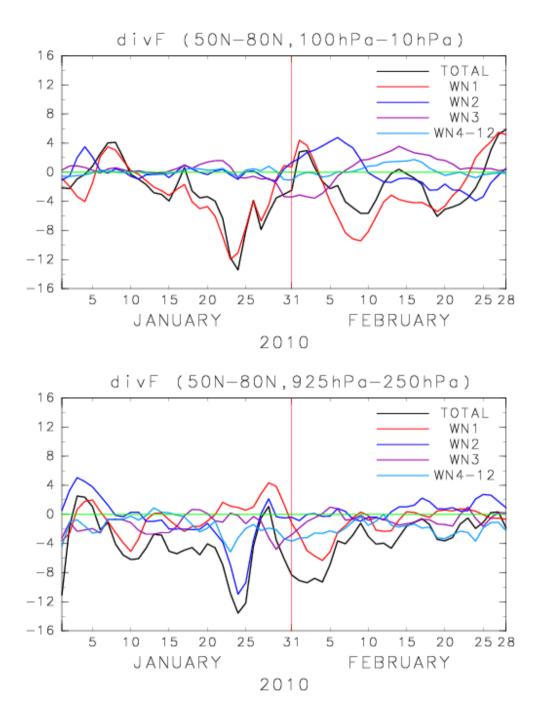


図 3.18: 2010 年 1 月から 2 月までの期間の帯状風加速度 $\nabla \cdot F/(\rho_0 a_0 \cos \phi)$ の時系列. 単位は m/s/day. 上図が成層圏 (50°N-80°N, 100hPa-10hPa), 下図が対流圏 (50°N-80°N, 925hPa-250hPa) を示す. 負の値はフラックスの収束 (東風加速) を示す. 赤の縦線は SSW における温度ピーク日を示す.

3.3 各冬季における NAM 変動の予測可能性に関する解析

本章では、2009年1月-3月及び2010年1月-3月の期間におけるNAM変動の予測可能性について、その解析結果を示す。

はじめに、各冬季の 50hPa における NAM index の 1 週間毎の予測結果を図 3.19 に示す. 左列が 2009 年、右列が 2010 年で、黒線が解析値、青線が気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データの値、赤線が黒田氏の予報データの値を示している (それぞれある 1 日を初期日とする予報). また青と赤の太線は、各予報データのアンサンブル平均予測値を示す. 図中の縦線は SSW に伴う温度ピーク日を表している. まず図 3.19 に見られる特徴の一つとして、各アンサンブルメンバーのばらつき具合 (予測スプレッド)の違いが予報初期日に大きく依存していることがわかる. SSW 発生初期における予報 (図 3.19 1 段目) は 2009、2010 年ともにスプレッドが大きい. 温度ピーク日の直前を初期日とする予報 (図 3.19 2 段目) では、その 1 週間前の予報に比べてスプレッドは小さくなり、さらに温度ピーク日後を初期日とする予報 (図 3.19 3、4 段目) では、スプレッドはさらに小さくなり、どのメンバーもほぼ同じ傾向を示すようになっている.

また、予測誤差について詳しく見ると、2009年はSSWに伴うNAM indexの変動が2010年に比べて大きい(図3.19左列黒線)ことと対応するように、温度ピーク日の10日ほど前を初期日とする予報(図3.19左列1段目)では気象庁の予報データ(青線)と黒田氏の予報データ(赤線)はともにその変動をうまく予測できておらず、誤差が大きくなっている様子がわかる.これは、2010年に比べ2009年のSSWが予測が難しいことと対応している。一方、2010年(図3.19右列)は、温度ピーク日の約10日前を初期日とする予報(図3.19右列1段目)では、気象庁の予報データ(青線)はNAM indexが負に大きくなる傾向を予測できておらず、むしろ0に近づいていくと予測していた。それに対して黒田氏の予報データ(赤線)はNAM indexの変動をよく予測できており、誤差も小さい。また、2月下旬から3月初旬にかけてNAM indexの観測値(図3.19黒線)は、2009、2010年ともに徐々に増加している。温度ピーク日から約10日後を初期日とする予報(図3.194段目)を見ると、2009、2010年ともに気象庁の予報データ(青線)はその変化傾向を予測できていたが、黒田氏の予報(赤線)はスプレッドは小さいが変化傾向を予測できていなかった。このことは、SSWからの西風の回復期で重要となる成層圏での放射過程の表現が、2つの予報モデルで異なっていることが原因かもしれない。

1000hPa-NAM index の予測についても同様に解析を行った. 図 3.20 に, 図 3.19 と同じ予報 初期日における, 1000hPa-NAM index の予測結果を示す. 黒線, 青線, 赤線は図 3.19 と同じである.

2009年(図3.20 左列)は、2月初旬から中旬にかけて比較的振幅の小さい NAM index の変動 (黒線)が見られ、気象庁の予報データ (青線)、黒田氏の予報データ (赤線)ともにその変動をうまく予測できていなかったことがわかる。また2月下旬から3月にかけて、NAM index の観測値 (黒線)は負の値から正の値へと変化していくが、その傾向も両予報モデルともにアンサンブル平均ではうまく予測できていなかった。一方、SSW 発生初期を初期日とする予報(図3.20左列1段目)では、その後を初期日とする予報(図3.20左列123、4段目)に比べてスプレッドが大きい。しかし、50hPa-NAM index の予測のように温度ピーク日以降を初期日とする予報でスプレッドが顕著に小さくなる様子は見られなかった。

一方, 2010年 (図 3.20 右列) は, 2月の間 NAM index は負の大きな値から緩やかに正の値へと変化していく (黒線). SSW に伴う温度ピーク日の約 10 日前を初期日とする予報 (図 3.20 右

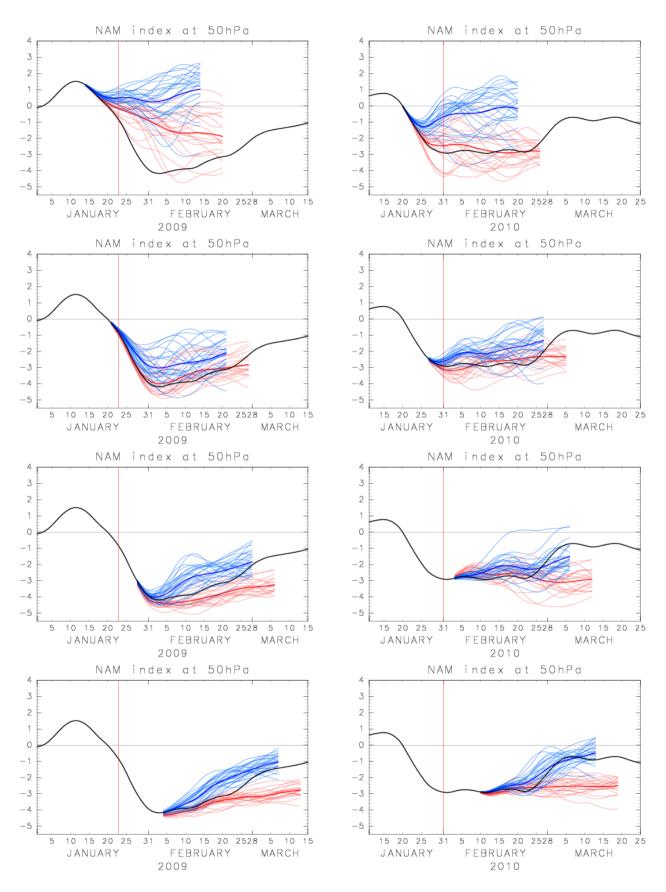


図 3.19: 50hPa における NAM index の予報. 左列が 2009 年, 右列が 2010 年. 黒線が解析値, 青線が気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ, 赤線が黒田氏提供の予報データの値. 青及び赤の太線は, 各予報データのアンサンブル平均値を示す. 図中の縦線は SSW における温度ピーク日を表す.

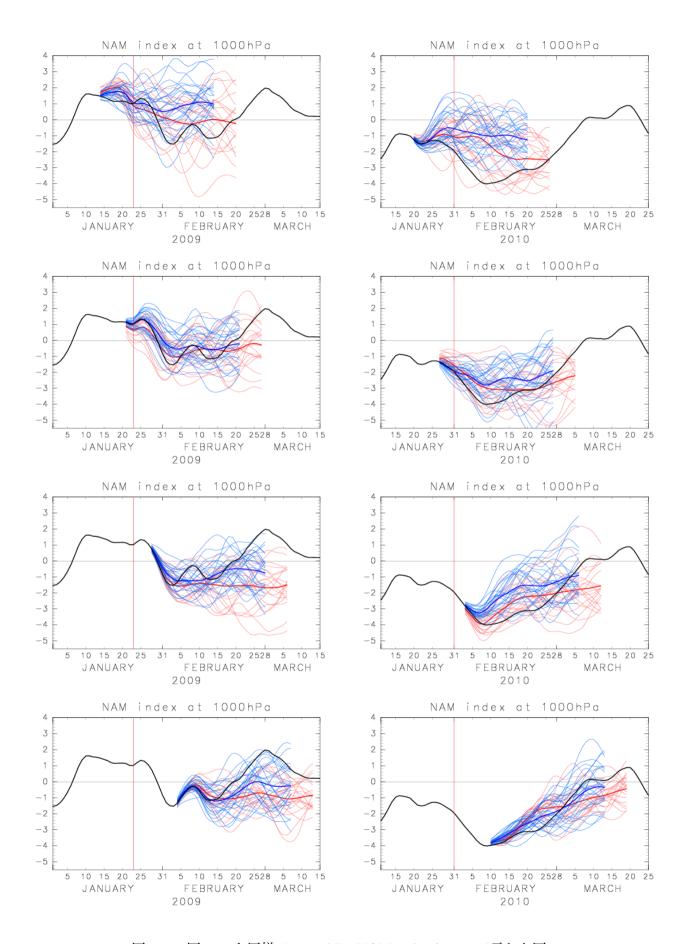


図 3.20: 図 3.19 と同様で, 1000hPa-NAM index について示した図.

列 1 段目) では、SSW 発生後に NAM index が負の大きな値となるのをうまく予測できていなかったが、その後を初期日とする予報 (図 3.20 右列 2, 3, 4 段目) では、誤差はあるものの、NAM index が負から正の値へと変化していく傾向は予測できていた。また、予測スプレッドは 2009年の場合と同様に、50hPa-NAM index の予測で見られたような初期日依存性は顕著ではない。しかし、温度ピーク日の 10 日後を初期日とする予報 (図 3.20 右列 4 段目) では、その前を初期日とする予報 (図 3.20 右列 1, 2, 3 段目) に比べてスプレッドが小さくなる傾向がある。

各年のNAM変動の予測可能性について詳細に調べるために, NAM index の予測スプレッドと予測誤差についてさらに解析を行った.

まず予測スプレッドの、予報初期日に対する依存性を調べた. 図 3.21 は、各予報の 50hPa-NAM index 予測の予報 15 日目 (上段) 及び予報 25 日目 (下段) におけるスプレッドの値を示している。 横軸が予報初期日、縦軸がスプレッドの大きさで、左列が 2009 年、右列が 2010 年である。 青丸が気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データにおけるスプレッドの値、赤線が黒田氏の予報データにおけるスプレッドの値をそれぞれ示している。 また図中の縦線は、SSW における温度ピーク日を表している。 まず、気象庁の予報データ (青丸) と黒田氏の予報データ (赤線)を比較すると、両者のスプレッドは 2009、2010 年ともにほぼ同じ傾向を示していることがわかる。 さらに、予報 15 日目 (図 3.21 上段)、25 日目 (図 3.21 下段) ともに、温度ピーク日以前を初期日とする予報でスプレッドが大きく、温度ピーク日以降を初期日とする予報でスプレッドが小さくなっている傾向が明瞭に見られる。また、その傾向は 2009 年でより顕著である。

同時に、1000hPa-NAM index についても解析を行った.図 3.22 は図 3.21 と同様の図で、1000hPa-NAM index 予測のスプレッドの初期日依存性を示す.50hPa-NAM index のときと同様に、2009、2010 年ともに気象庁の予報データ(青丸)と黒田氏の予報データ(赤線)は似た傾向を示しており、スプレッドは 50hPa-NAM index 予測と比べると全体的に大きい.また50hPa-NAM index の場合ほど顕著ではないが、特に 2009 年(図 3.22 左列)では、SSW の温度ピーク日以前を初期日とする予報でスプレッドが大きく、温度ピーク日以降を初期日とする予報でスプレッドが小さくなる傾向がある.

各高度における NAM index 予測のスプレッドの特徴を調べるために、各冬季の予報より求めた 2 乗平均スプレッド (MSS) (式 (2.12)) の時間高度断面図を図 3.23 に示す。図 3.21 で気象庁の予報データと黒田氏の予報データが同様の傾向を示したため、ここでは黒田氏の予報データを用いて解析を行った。各年、1月5日から2月19日を初期日とする46アンサンブル予報を用いて MSS を求め、各高度における NAM index の標準偏差の2乗で割ることにより規格化した値を用いた。予測対象とする予報期間は各年1月6日から3月28日である。

まず 2009 年の MSS (図 3.23 左) を見ると、成層圏中層から上層にかけてスプレッドは小さく、リードタイム 37 目でも 0.5 (NAM index の気候学的分散の半分) を上回らない。下部成層圏でスプレッドはやや大きくなり、150hPa ではリードタイム 23 目で 1.0 を上回っていた。対流圏界面付近では再び小さくなり、リードタイム 14 目で 0.5 を上回るがその後の変化は小さく、37 目でも 1.0 は上回らない。地表付近になるとスプレッドは最も大きくなり、1000hPa ではリードタイム 8 日あたりで 0.5、20 目で 1.0 を上回ることがわかる。一方、2010 年の予測(図 3.23 右)では、成層圏中層から上層にかけては 2009 年と同様にスプレッドが小さく、リードタイム 37 目でも 0.5 を上回らない。150hPa では 2009 年よりも 2 日ほど早く 0.5 を上回るが、その後の変化は小さく、リードタイム 26 目で 1.0 を上回る。また上部対流圏ではスプレッドは小

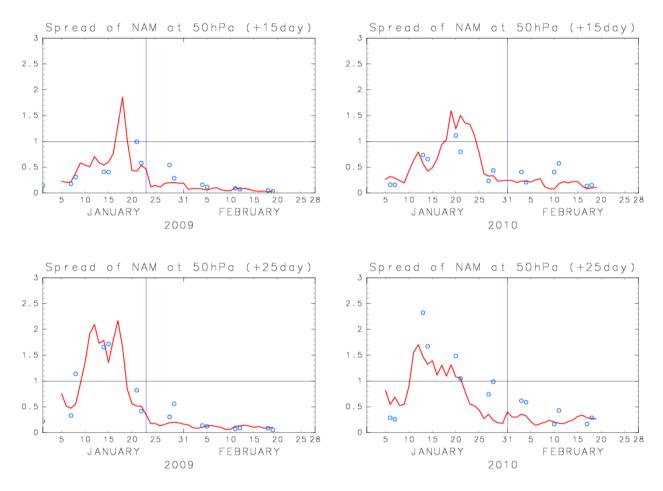


図 3.21: 各予報における 50hPa-NAM index 予測の予報 15 日目 (上段), 25 日目 (下段) のスプレッド. 左列が 2009 年, 右列が 2010 年. 横軸が予報初期日, 縦軸がスプレッドの値を示す. 青丸が気象庁 1 ヶ月 アンサンブル予報データ, 赤線が黒田氏提供の予報データの値. 図中の縦線は SSW に伴う温度ピーク日を示す.

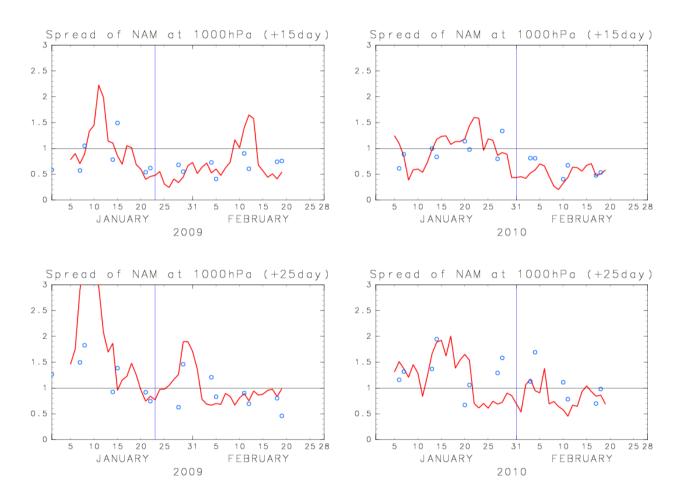


図 3.22: 図 3.21 と同様. 1000hPa-NAM index の予測スプレッドについて示した図.

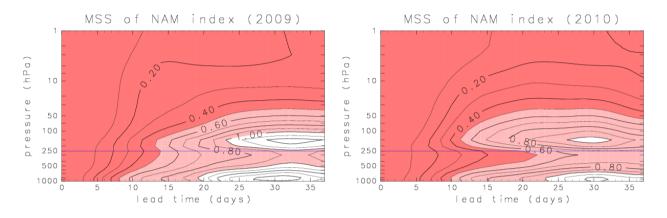


図 3.23: 各冬季における MSS の時間高度断面図. 左図が 2009 年, 右図が 2010 年. 横軸がリードタイム (days), 縦軸が高度 (hPa) を示す. 等値線間隔は 0.1, 値が 1.0 (0.5) より小さい領域には薄い (濃い) 色をつけた. 黒田氏の予報データより作成.

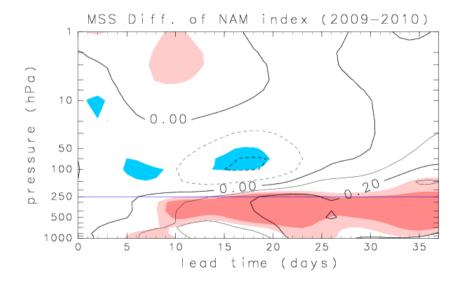


図 3.24: 図 3.23 で示した MSS について, 2009 年と 2010 年の差を示した図. 横軸がリードタイム (days), 縦軸が高度 (hPa) を示す. 等値線間隔は 0.1. 破線は負の値を示しており, 値が正 (負) のとき, 2009 (2010) 年の方が MSS の値が大きいことを示す. また, 両者の差が 95 (99)%以上統計的に有意な領域に薄い (濃い) 色をつけた.

さく、300hPaでスプレッドが0.5を上回るまでの期間は2009年よりも8日ほど長い。1000hPaではリードタイム 10日で0.5、23日で1.0を上回る。よって、主に地表から対流圏界面付近にかけて、2009年に比べ2010年はスプレッドが小さい傾向があることがわかった。

この 2 つの年の違いをより詳しく見るために、両者のスプレッドの差の有意性を t -検定¹を用いて調べた。図 3.24 は、図 3.23 で示した 2009 年の MSS から 2010 年の MSS を引いた値を示している。横軸がリードタイム (days)、縦軸が高度 (hPa) を示している。2 つの年の MSS の差が 95 (99)%以上統計的に有意な領域には薄い (濃い) 色を付けた。この図を見ると、まず成層圏では 2 つの年の MSS の間に有意な差はほとんどなかったことがわかる。しかし、対流圏においてはリードタイム 5 日以降は 2010 年の MSS が常に 2009 年に比べて小さく、リードタイム 10 日以降では主に上部対流圏で両者の差は統計的に有意となっていた。そこで、400hPa-NAM index の予測スプレッドについて詳細に調べた。

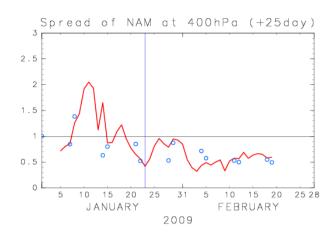
図 3.25 は、2つの年のスプレッドの差が統計的に有意であった、各予報における 400hPa-NAM index の 25 日予報のスプレッドの値を示した図である。左列が 2009 年、右列が 2010 年である。この図より、2つの年において気象庁の予報データ(青丸)と黒田氏の予報データ(赤線)はやはり同様の傾向を示していることがわかる。2009 年(図 3.25 左)は、50hPa-NAM index の場合と同様に予報 25 日目は SSW に伴う温度ピーク日以前を初期日とする予報でスプレッドが大きくなる傾向があることがわかる。一方、2010 年(図 3.25 右)ではこの期間における予報の間に大きな差は見られず、ほぼ一定のスプレッドであった。従って、2009 年の MSS が大きかった原因は、SSW に伴う温度ピーク日以前を初期日とする予報のスプレッドが、2009 年は 2010 年に比べて大きかったためであると考えられる。

次に、各年のアンサンブル平均予測値の予測誤差について詳細に解析を行った.図 3.26 に、各冬季の予報より求めた 2 乗平均誤差 (MSE) (式 2.13) の時間高度断面図を示す.MSE も MSS と同様に、各年の 1 月 5 日から 2 月 19 日を初期日とする 46 アンサンブル予報を平均して MSE を求め、各高度における NAM index の標準偏差の 2 乗で割ることにより規格化した.予測対象とする予報期間は各年 1 月 6 日から 3 月 28 日である.こちらも黒田氏の予報データを用いて作成した.2009 年 (図 3.26 左) は、成層圏と下部対流圏ではリードタイム 14 日ほどで MSE は 1.0を上回っていた.対流圏界面付近では他の高度に比べて MSE が小さく、特に 300hPa ではおよそリードタイム 26 日で 1.0を上回る.またリードタイム 14 日以降、下部成層圏では MSE が非常に大きくなっていく.一方、2010 年 (図 3.26 右) は、上部成層圏では 2009 年に比べて MSE は非常に小さく、20hPa より上層ではリードタイム 37 日でも MSE は 1.0を上回らない.MSE が 1.0を上回るのが最も早いのは 150hPa 付近で、リードタイム 20 日あたりである.また地表付近では、MSE が 0.5を上回るまでの期間は 2009 年と同程度であったが、1.0を上回ったのはリードタイム 25 日あたりで、2009 年よりも 10 日ほど後であった

$$T(\overline{x}_1, \overline{x}_2) = \frac{\overline{x}_1 - \overline{x}_2}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{N_1} + \frac{\sigma_2^2}{N_2}}}$$

で, $T(\overline{x}_1, \overline{x}_2)$ の分布は標準正規分布 $N(0, 1^2)$ に従う. ここで, σ_1^2 , σ_2^2 は各年の予報の値の分散を示す. 本研究では両側検定を用いた.

 $^{^12}$ つの母平均の差が偶然誤差の範囲内にあるかどうかを調べる検定方法. 2009 年の予報数を N_1 , 2010 年の予報数を N_2 とし, 各年の予報の値 $\{x_{11},x_{12},\cdots,x_{1N_1}\},$ $\{x_{21},x_{22},\cdots,x_{2N_2}\}$ による母平均の差 $\overline{x}_1-\overline{x}_2$ の検定統計量 $T(\overline{x}_1,\overline{x}_2)$ は



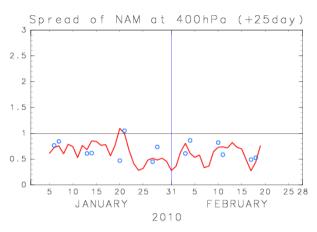


図 3.25: 各予報における 400hPa-NAM index の 25 日予報のスプレッド. 左図が 2009 年, 右図が 2010 年. 横軸が予報初期日, 縦軸がスプレッドの値を示し, 青丸が気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ, 赤線が黒田氏提供の予報データの値. 図中の縦線は SSW における温度ピーク日を示す.

この2つの年の違いをより詳細に調べるために、スプレッドの解析と同様に、各年の MSE の 差とその有意性を図 3.27 に示した。まず、リードタイム 10 日あたりまでは地表から成層圏中層にかけて、2010 年に比べ 2009 年の MSE が小さかったことがわかる。特にリードタイム 6 日から 11 日付近は、200hPa を中心に統計的に有意な差が見られた。リードタイム 10 日以降は、成層圏では 2010 年の MSE が 2009 年の MSE に比べて小さくなり、成層圏下層から中層にかけての両年の差はリードタイム 12 日以降で統計的に有意であった。対流圏では、リードタイム 15 日あたり以降で、2010 年の MSE が 2009 年の MSE に比べ小さくなっており、対流圏下層ではリードタイム 25 日付近、上層では 33 日付近を中心に統計的に有意な差があることがわかった。そこで、2 つの年の MSE の間に有意な差が見られた 50hPa と 1000hPa の NAM index の予測誤差について、より詳細に調べた。

まず、50hPa-NAM index のアンサンブル平均予測の予測誤差について調べた。図 3.28 は、各 冬季の予報における 50hPa-NAM index 予測の予報 15 日目 (上段)、予報 25 日目 (下段) の予測 誤差の値を示した図である。スプレッドのときと同様、青丸が気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報 データの値、赤線が黒田氏の予報データの値で、図中の縦線は各年の SSW に伴う温度ピーク日 を示している。

2009年(図3.28 左列)では、黒田氏の予報データ(赤線)及び気象庁の予報データ(青丸)ともに、SSWに伴う温度ピーク日以前を初期日とする予報で予測誤差が非常に大きかったことがわかる。図3.19 を見ると、温度ピーク日以前を初期日とする予報(図3.19 左列1段目)では、どちらの予報データもアンサンブル平均予測値の誤差が大きい。このことは、2009年はSSWに伴う成層圏でのNAM変動をうまく予測できていなかったことを示している。黒田氏の予報データ(図3.28 左列 赤線)では、温度ピーク日の直前や直後を初期日とする予報で誤差が小さく、その後の予報では再び誤差が大きくなっている様子が、特に25日予報(図3.28 左列下)で顕著に見られる。一方、気象庁の予報データ(図3.28 左列青丸)では温度ピーク日付近を初期日とする予報に比べ、その後の2月を初期日とする予報で誤差が小さかった。これらは図3.19において、温度ピーク日以降を初期日とする予報(図3.19 左列3、4段目)では、黒田氏の予報データ(赤線)はリードタイムが長くなるにつれて解析値との差が大きくなるのに対し、気象

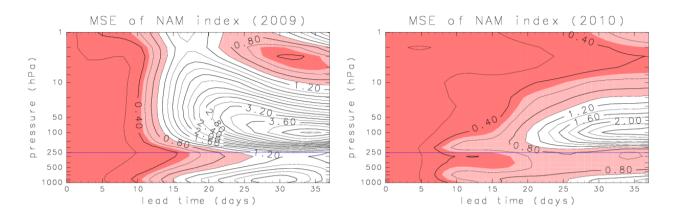


図 3.26: 各冬季の予報における MSE の時間高度断面図. 左図が 2009 年, 右図が 2010 年. 横軸が lead time (days), 縦軸が高度 (hPa) を示す. 等値線間隔は 0.2, 値が 1.0 (0.5) より小さい領域には薄い (濃い) 色をつけた. 黒田氏の予報データより作成.

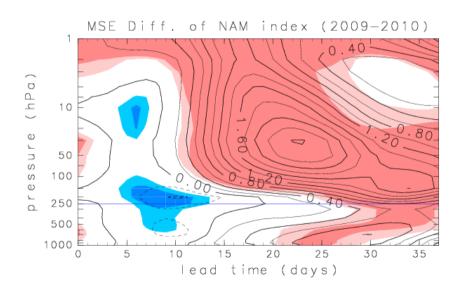


図 3.27: 図 3.26 で示した MSE について, 2009 年と 2010 年の差を示した図. 横軸が lead time (days), 縦軸が高度 (hPa) を示す. 等値線間隔は 0.2. 破線は負の値を示し, 値が正 (負) のとき 2009 (2010) 年のほうが MSE の値が大きいことを示す. また, 両者の差が統計的に 95 (99)%以上有意な領域に薄い (濃い) 色をつけた.

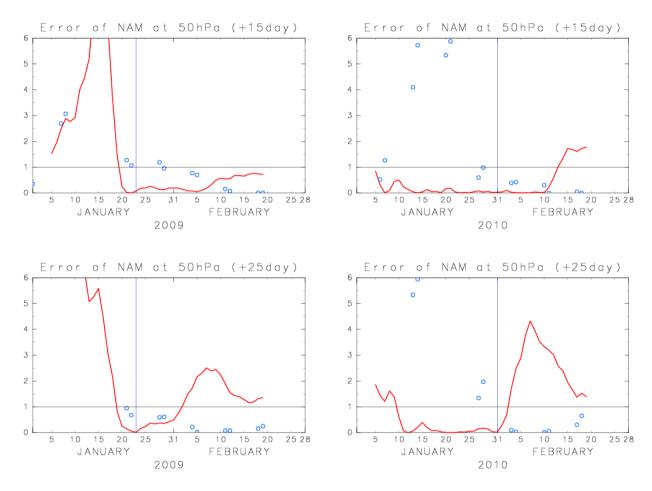


図 3.28: 各予報における 50hPa-NAM index 予測の予報 15 日目 (上段) 及び 25 日目 (下段) の予測誤差. 左列が 2009 年, 右列が 2010 年. 横軸が予報初期日, 縦軸が誤差の値を示す. 青丸が気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ, 赤線が黒田氏提供の予報データの値. 図中の縦線は SSW に伴う温度ピーク日を示す.

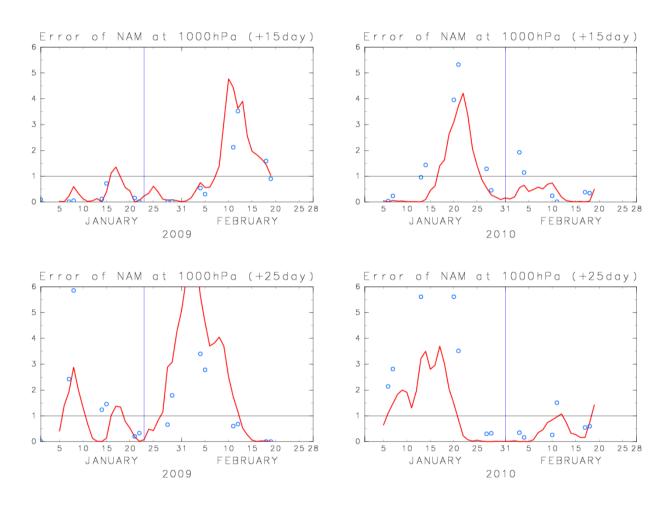


図 3.29: 図 3.28 と同様. 1000hPa-NAM index の予測誤差について示した図.

庁の予報データ (青線) ではリードタイム 25 日以降で解析値とアンサンブル平均予測値との差が小さくなっていることと対応している.

次に2010年(図3.28 右列)の予報を見ると、黒田氏の予報データ(赤線)では、温度ピーク日以前を初期日とする予報の予測誤差が、2009年の予報に比べて非常に小さいことがわかる.一方、温度ピーク日以降を初期日とする予報の予報25日目(図3.28右下)の誤差は2009年に比べてやや大きい傾向がある.これは図3.19において、温度ピーク日以前を初期日とする予報(図3.19右列1、2段目)では黒田氏の予報データ(赤線)はNAM index変動をよく予測できているが、温度ピーク日以降を初期日とする予報(図3.19右列3、4段目)では、2月の終わりから3月の始めにかけて解析値との差が大きくなっていることと対応している.また気象庁の予報データ(図3.28青丸)では、黒田氏の予報データとは異なり、温度ピーク日以前を初期日とする予報で誤差が非常に大きく、温度ピーク日以降を初期日とする予報で誤差が小さくなっていた.これについても図3.19を見ると、温度ピーク日以前を初期日とする予報(図3.19右列1段目)では、気象庁の予報データ(青線)はSSWに伴うNAM index変動を予測できておらず、誤差が非常に大きくなるのに対し、温度ピーク日以降を初期日とする予報(図3.19右列3、4段目)では、NAM indexの増加を比較的よく再現していることと対応することがわかる.

以上のことから, 黒田氏の予報データより求めた MSE において, リードタイム 12 日以降に成層圏で見られた 2 つの年の MSE の有意な差は, 主に SSW に伴う NAM 変動の予測精度の違いが反映していることがわかった. また 2010 年は, 黒田氏の予報データと気象庁の予報データで予測誤差の傾向は大きく異なっていることがわかった.

次に、1000hPa-NAM index の各予報のアンサンブル平均予測誤差の振舞いを図 3.29 に示す. 図 3.28 と同様に、左列が 2009 年、右列が 2010 年で、上段が予報 15 日目、下段が予報 25 日目の誤差の値を示している。50hPa-NAM index の予測誤差とは異なり、1000hPa-NAM index の予測誤差の傾向は気象庁の予報データ (青丸) と黒田氏の予報データ (赤線) でよく似ていることがわかる。まず 2009 年(図 3.29 左列)を見ると、温度ピーク日以降を初期日とする予報の予測誤差が、それ以前の予報の誤差に比べて大きくなる傾向にある。一方、2010 年(図 3.29 右列)は温度ピーク日前を初期日とする予報の予測誤差が、それ以降の予報の誤差に比べ大きいことがわかる。

ここで 2009 年の 1000hPa-NAM index の予測精度の結果について、黒田氏の 2009 年 NAM 変動の予測可能性に関する研究結果と比較してみた。図 3.30 は、2008 年 12 月 1 日から 2009 年 4 月 1 日までの期間における帯状風(55°Nから 65°Nで平均)偏差(上)(NCEP/NCAR 再解析値)と、2008 年 12 月 21 日から 2009 年 2 月 21 日までを初期日とする予報の、850hPa における帯状風偏差予測値(下)を示している。等値線の破線は負の値を表す。上図は暖色系が正(西風)偏差、寒色系が負(東風)偏差を示しており、下図は、統計的に有意な領域に色を付けている。解析値(図 3.30 上)では 2009 年 1 月下旬、2 月上旬、3 月の中旬あたりに 850hPa で東風偏差が見られるが、その間に西風偏差もまた、時々観測されていた。温度ピーク日以前を初期日とする予報(図 3.30 下図の赤線より下)は、上記の期間に東風偏差を予測できていない。一方、温度ピーク日以降を初期日とする予報(図 3.30 下図の赤線より上)では、2 月から 3 月のほぼ全期間にかけて東風偏差を予測しており、西風偏差は予測していない。これは図 3.20 において、2009 年の温度ピーク日以前を初期日とする予報(図 3.20 左列 1 段目 赤線)は、2 月上旬に NAM indexが負の値とならずに正の値を予測していたこと、また、温度ピーク日以降を初期日とする予報

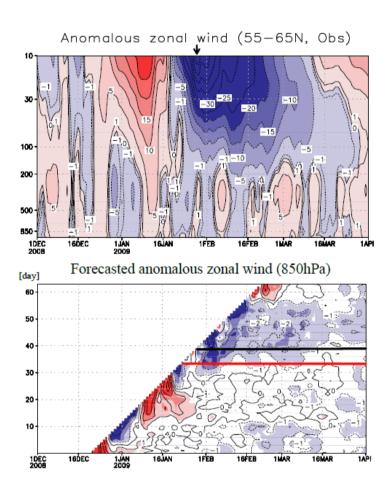


図 3.30: 上図は, 2008 年 12 月 1 日から 2009 年 4 月 1 日までの期間における帯状風 (55°N から 65°N で平均) 偏差 (NCEP/NCAR 再解析値). 横軸が時間 (days), 縦軸が高度 (hPa). 等値線は ±5 m/s から 5 m/s 毎と ±1 m/s を示しており, 破線は負の値を示す. 陰影は暖色系が正 (西風) 偏差, 寒色系が負 (東風) 偏差. 図の上にある矢印は, 55°N-65°N, 10hPa における東風ピーク日を示す. 下図は, 2008年 12 月 21 日から 2009年 2 月 21 日までを初期日とする予報の 850hPa の帯状風偏差予測値. 横軸が時間, 縦軸が 2008年 12 月 21 日からの日数. 等値線はアンサンブル平均値で, 等値線間隔は 1 m/s, 破線は負の値を示す. 陰影は偏差が統計的に有意な領域を表す. 図中の黒 (赤)の横線は東風 (温度) ピーク日を示す (Kuroda (2010): Predictability of stratospheric sudden warming and its impact on the tropospheric climate in January 2009 —Comparison with the warmings of 2004 and 2006—, SPARC DynVar Workshop 2, Boulder. USA).

(図 3.20 左列 3,4段目 赤線)では、2月下旬に NAM index が負から正へと変化していく傾向を予測できず、常に負の値を予測していたことと対応していることがわかる.

ここで NAM index の予測可能性の予報初期日に対する依存性についてまとめる。各年において、温度ピーク目前を初期日とする予報と温度ピーク日後を初期日とする予報に分け、それらの 50hPa-NAM index 及び 1000hPa-NAM index の 15 日予報の予測スプレッドと予測誤差について、表 3.3 (気象庁の予報データ)と表 3.4 (黒田氏の予報データ)にまとめた。気象庁の予報データについては、2009年0場合、2009年1月7日から 2009年1月22日(2009年1月28日から 2009年2月12日)を初期日とする予報を SSW前(後)の予報とし、2010年0場合は 2010年1月13日から 2010年1月28日(2010年2月3日から 2010年2月18日)を初期日とする予報を SSW前(後)の予報とした。温度ピーク日の前後でそれぞれ6予報ずつに分けた。黒田氏の予報データについては、2009年は1月5日から1月22日(1月24日から2月19日)を初期日とする予報を SSW前(後)の予報、2010年は1月13日から1月30日(2月1日から2月18日)を初期日とする予報を SSW前(後)の予報、2010年は1月13日から1月30日(2月1日から2月18日)を初期日とする予報を SSW前(後)の予報とした。温度ピーク日の前後でそれぞれ18予報ずつに分けた。表 3.1 及び 3.2 に示す MSS と MSE の値は、各予報のリードタイム 15 日の値をそれぞれ平均して求めた値である。値が 1.0 (NAM index の気候学的分散) 以上の場合を赤字で示した。

まず気象庁の予報データ (表 3.1) について述べる. 2009 年の成層圏 NAM index の予測は, SSW 前の予報はスプレッドは小さかったが誤差が大きかった. このことは, ほぼ全てのメンバーが NAM index の変動を予測できていなかったことを示している (図 3.19 左列 1段目 青線). SSW 後の予報はスプレッド, 誤差ともに小さく, 予測可能性が高かった. 一方, 対流圏 NAM index の予測では逆に SSW 前の予報で誤差が小さく, SSW 後の予報では誤差が 1.0 を上回っていた. 2010 年については, 成層圏 NAM index の予測は 2009 年と同様の傾向を示しており, SSW 前の予報はスプレッドは小さいが誤差が大きく, SSW 後の予報ではスプレッド, 誤差ともに小さかった. 対流圏 NAM index の予測に関しては, SSW 前の予報はスプレッドと誤差ともに1.0 を上回っており, 予測可能性は低かった. 一方, SSW 後の予報ではスプレッド, 誤差ともに小さく, 予測可能性は高かった.

次に黒田氏の予報データ (表 3.2) について述べる。2009 年は, 成層圏 NAM index の予測は SSW 前はスプレッドは小さいが誤差が大きかった。従って, 気象庁の予報データと同様に黒田 氏の予報データもほぼ全てのメンバーが NAM index 変動を予測できていなかったことがわかる (図 3.19 左列 1段目 赤線). SSW 後の予報ではスプレッド, 誤差ともに小さく, 予測可能性 が高かった。対流圏 NAM index の予測については, SSW 前の予報はスプレッドは大きいが誤差は 1.0 を下回っており, SSW 後の予報ではスプレッド, 誤差ともに 1.0 を下回っていた。2010年の場合は, 成層圏 NAM index の予測は SSW 前, SSW 後ともにスプレッドと誤差は 1.0 を下回っており, 予測可能性が高かった。対流圏 NAM index の予測については, SSW 前の予報はスプレッド, 誤差ともに大きかったが, SSW 後の予報ではスプレッドと誤差はいずれも 1.0 を下回り, 予測可能性が高かった。

以上をまとめると、15日予報に関しては、気象庁の予報データ、黒田氏の予報データともに、SSW の温度ピーク日以降を初期日とする予報では成層圏 NAM index の予測可能性が高いことがわかった。また黒田氏の予報データは、温度ピーク日以降を初期日とする予報では、対流圏 NAM index の予測可能性も高い傾向がある。スプレッドについては、成層圏と対流圏とも

に、SSW前、SSW後いずれも2つの予報データで似た傾向を示していた. しかし2010年の成層圏 NAM index の予測誤差に関しては、2つの予報データで振舞いは大きく異なり、気象庁の予報データは誤差が大きく、黒田氏の予報データでは誤差が小さい(図3.19右列1段目).

25 日予報の予測スプレッドと予測誤差についても同様にまとめた (表 3.3, 3.4). まず気象庁の予報データ (表 3.3) は, 2009 年の対流圏 NAM index の予測誤差が, SSW 前の予報, SSW 後の予報ともに 1.0 を上回っており, 予測精度が低かった. 一方, 2010 年の対流圏 NAM index の予測は, SSW 後の予報では 15 日予報と 25 日予報で誤差の変化が小さい. また, SSW 後の予報の成層圏 NAM index の予測に関しては, 15 日予報と同様に, 25 日予報でも 2 つの年で高い予測可能性を示している.

一方, 黒田氏の予報データ (表 3.4) では, 2009, 2010 年ともに SSW 後の予報の成層圏 NAM index の予測誤差が, 15 日予報に比べ 25 日予報では非常に大きくなっていることがわかる. これは図 3.19 の 3, 4 段目の図で, 黒田氏の予報データ (赤線) は 2009 年 (左), 2010 年 (右) ともにリードタイムが長くなるにつれて観測値からの誤差が大きくなっていくことと対応している. また, 2009 年の SSW 後の予報の対流圏 NAM index の予測誤差が, 15 日予報に比べ 25 日予報では非常に大きくなっていた. しかし, 2010 年の対流圏 NAM index の予測スプレッド及び予測誤差については, 15 日予報と 25 日予報で大きな変化は見られなかった.

以上のことから2つの予報データともに、SSW後の予報では、2009年に比べ2010年で対流圏NAM index の変動をよく予測できていたことがわかる。またSSW後の成層圏NAM index の予測に関しては、気象庁の予報データは2009、2010年ともに、25日予報でも誤差が1.0を下回っているのに対し、黒田氏の予報データでは、25日予報の予測誤差は2009、2010年いずれも1.0を上回っている。従って、SSW後の予報における成層圏NAM index の予測精度は、黒田氏の予報データに比べて気象庁の予報データが高い傾向がある。

さらに、各予報データにおいて、予報日数とスプレッド及び誤差との関係を調べた。図 3.31 は、気象庁の予報データにおける各年の 50hPa-NAM index 予測の MSS (上段) と、1000hPa-NAM index 予測の MSS (下段) の時間発展を示している。左が 2009 年、右が 2010 年である。黒線は各年の解析に用いた全 16 予報、青線は SSW 前の 6 予報、赤線は SSW 後の 6 予報をそれぞれ平均して求めた MSS を示す。SSW 前、及び SSW 後のそれぞれ 6 予報で平均した MSS の差が、95 (99)%以上統計的に有意な領域に薄い (濃い) 色をつけた。暖 (寒) 色系は、SSW 前 (後) の予報で平均した MSS に比べ、SSW 後 (前) の予報で平均した MSS が有意に小さいことを示している。有意性の検定には t-検定を用いた。全 16 予報による予報期間は、2009 年では 2009 年 1月 1日から 3月 22 日、2010 年では 2009 年 12 月 31 日から 2010 年 3 月 21 日である。この図より、成層圏、対流圏ともに SSW 前の予報で平均した MSS (図 3.31 青線) に比べ、SSW 後の予報で平均した MSS (図 3.31 青線) に比べ、SSW 後の予報で平均した MSS (図 3.31 青線) に比べ、SSW 後の予報で平均した MSS (図 3.31 青線) に比べ、対流圏 NAM index 予測ではリードタイム 15 日以降で 2009、2010 年ともに統計的に有意であった。また、成層圏 NAM index 予測の MSS よりも、対流圏 NAM index 予測の MSS が大きいこともわかる (図 3.31 黒線).

さらに MSE についても同様に解析した. 図 3.32 は図 3.31 と同様で, MSE の時間発展について示した図である. この図を見ると, 全予報で平均した成層圏 NAM index の MSE (図 3.32 上段 黒線) は, 2009, 2010 年ともにリードタイム約 11 日で 1.0 を上回る. Mukougawa et al. (2009) では, SSW が発生した 2003/04 年冬季の成層圏 NAM index の MSE は, リードタイム

気象庁1ヶ月アンサンブル予報データ (15日予報)

年	高度	予報初期日	MSS	MSE
2009年	50hPa	SSW 前	0.5	6.1
		SSW 後	0.2	0.6
	1000hPa	SSW 前	0.8	0.2
		SSW 後	0.6	1.1
2010年	50hPa	SSW 前	0.7	3.8
		SSW 後	0.3	0.2
	1000hPa	SSW 前	1.0	2.2
		SSW 後	0.6	0.7

表 3.1: 気象庁の予報データにおける, 50hPa と 1000hPa の NAM index15 日予報の MSS と MSE. SSW 前, SSW 後それぞれ 6 予報ずつで平均.

気象研黒田氏提供の予報データ (15日予報)

年	高度	予報初期日	MSS	MSE
2009年	50hPa	SSW 前	0.6	3.5
		SSW 後	0.1	0.2
	1000hPa	SSW 前	1.0	0.4
		SSW 後	0.6	0.8
2010年	50hPa	SSW 前	0.8	0.1
		SSW 後	0.2	0.6
	1000hPa	SSW 前	1.1	1.5
		SSW 後	0.5	0.3

表 3.2: 黒田氏の予報データにおける, 50hPa と 1000hPa の NAM index15 日予報の MSS と MSE. SSW 前, SSW 後それぞれ 18 予報ずつで平均.

気象庁1ヶ月アンサンブル予報データ (25日予報)

年	高度	予報初期日	MSS	MSE
2009年	50hPa	SSW 前	1.0	16.8
		SSW 後	0.2	0.3
	1000hPa	SSW 前	1.2	1.9
		SSW 後	1.0	1.7
2010年	50hPa	SSW 前	1.4	5.0
		SSW 後	0.4	0.2
	1000hPa	SSW 前	1.3	3.6
		SSW 後	1.1	0.6

表 3.3: 気象庁の予報データにおける, 50hPa と 1000hPa の NAM index25 日予報の MSS と MSE. SSW 前, SSW 後それぞれ 6 予報ずつで平均.

気象研黒田氏提供の予報データ (25日予報)

年	高度	予報初期日	MSS	MSE
2009年	50hPa	SSW 前	1.2	7.1
		SSW 後	0.1	1.2
	1000hPa	SSW 前	1.9	0.9
		SSW 後	1.1	3.7
2010年	50hPa	SSW 前	0.8	0.1
		SSW 後	0.2	2.5
	1000hPa	SSW 前	1.2	1.3
		SSW 後	0.8	0.4

表 3.4: 黒田氏の予報データにおける, 50hPa と 1000hPa の NAM index25 日予報の MSS と MSE. SSW 前, SSW 後それぞれ 18 予報ずつで平均.

30 日でも 1.0 を下回っていたことが示されている. 従って, 2009 年及び 2010 年の成層圏 NAM index の予測可能期間は 2003/04 年冬季に比べて非常に短かったことがわかる. 予報初期日別 に見ると, 2009, 2010 年ともに SSW 後の予報で平均した MSE (図 3.32 上段 赤線) が, SSW 前 の予報で平均した MSE (図 3.32 上段 青線) に比べて有意に小さい傾向がある. また, 対流圏 の場合, 全予報で平均した MSE は, 2009 年ではリードタイム 17日, 2010 年はリードタイム 14日で 1.0を上回り, 対流圏 NAM index の予測可能期間は, 2010 年に比べ 2009 年は 3日ほど長かったことがわかった. しかし, 2010 年の SSW 後の予報の MSE は, リードタイム 30日でも 1.0を下回っており, リードタイム 15日以降では, SSW 後の予報の MSE が, SSW 前の予報の MSE に比べ有意に小さかった.

次に、黒田氏の予報データによる MSS と MSE の時間発展について述べる. 図 3.33 は黒田氏の予報データにおける各年の 50hPa-NAM index 予測の MSS (上段) と、1000hPa-NAM index 予測の MSS (下段) の時間発展を示している. 黒線は各年の解析に用いた全 46 予報、青線は SSW 前の 18 予報、赤線は SSW 後の 18 予報をそれぞれ平均して求めた MSS を示す. 陰影は 図 3.31 と同様である. 2010 年の 50hPa-NAM index 予測の MSS (図 3.33 右上) は気象庁の予報データに比べてやや小さい傾向が見られるが、それ以外は気象庁の予報データの MSS とほぼ同様の傾向を示しており、SSW 後の予報における NAM index 予測の MSS は、対流圏及び成層圏で、SSW 前の予報の MSS に比べ有意に小さい.

続いて MSE の時間発展を図 3.34 に示す. この図より, 黒田氏の予報データでは, 全予報で平均した成層圏 NAM index の MSE (図 3.34 上段 黒線) は, 2009 年はリードタイム 13 日, 2010年はリードタイム 23 日で 1.0 を上回ることがわかる. 対流圏 NAM index の予測については, 2009年はリードタイム 16 日, 2010年はリードタイム 26 日で 1.0 を上回っていた (図 3.34 下段 黒線). 従って 2010年に関しては, 黒田氏の予報データにおける成層圏及び対流圏 NAM index の MSE が 1.0 を上回るまでの期間は, 気象庁の予報データに比べて長かったことがわかった.

また,各年のSSW 以後の対流圏 NAM index の予測精度の違いを調べるため、2009年と2010年で、SSW 後の予報における1000hPa-NAM index 予測の MSE を比較した。図 3.35 は、2009年(青線)と2010年(赤線)の SSW 後の1000hPa-NAM index 予測の MSE の時間発展を示している。上図が気象庁の予報データ、下図が黒田氏の予報データにおける MSE である。2009年(青線)と2010年(赤線)との差が95 (99)%以上統計的に有意な領域に薄い(濃い)色を付けた。リードタイム25日付近に着目すると、気象庁の予報データ及び黒田氏の予報データで共通して、2010年の SSW 後の予報で平均した MSE が、2009年の SSW 後の予報で平均した MSE に比べて有意に小さいことが示された。このことは、2009年と2010年の SSW の違いが、対流圏 NAM index の予測誤差に影響を与えている可能性を示唆しており、SSW に伴う負の NAM index が成層圏から対流圏に下方伝播するときには、対流圏 NAM index の予測精度が高くなる傾向にあることを示唆している.

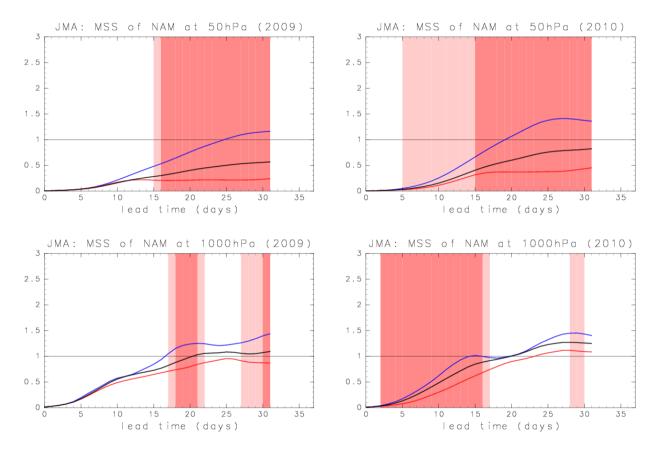


図 3.31: 気象庁の予報データにおける, 各年の 50hPa-NAM index (上段) 及び 1000hPa-NAM index (下段) の MSS の時間発展. 左が 2009 年, 右が 2010 年. 黒線が全 16 予報, 青線が SSW 前の 6 予報、赤線が SSW 後の 6 予報でそれぞれ平均した MSS を示す. SSW 前, 及び SSW 後の 6 予報で平均した MSS の差が, 95 (99)%以上統計的に有意な領域に薄い (濃い) 色をつけた. 暖 (寒) 色系は, SSW 前 (後) の予報で平均した MSS に比べ、SSW 後 (前) の予報で平均した MSS が有意に小さいことを示している.

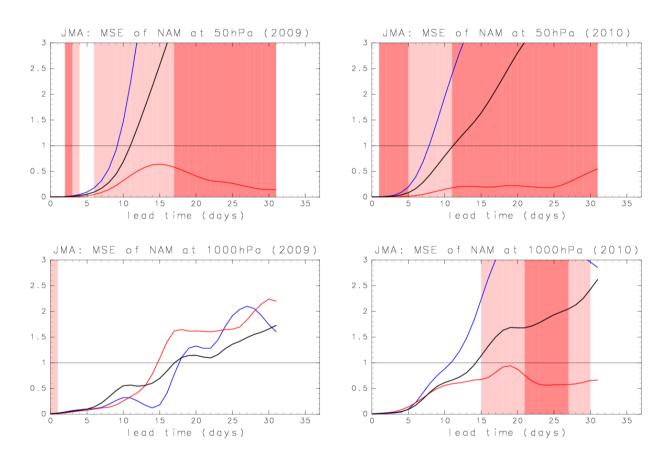


図 3.32: 図 3.31 と同様. 気象庁の予報データにおける MSE の時間発展について示す.

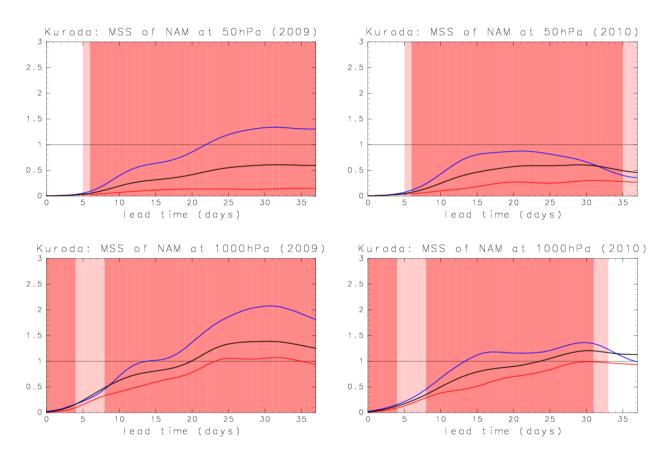


図 3.33: 黒田氏の予報データにおける,各年の 50hPa-NAM index (上段) 及び 1000hPa-NAM index (下段) の MSS の時間発展. 左が 2009 年,右が 2010 年. 黒線が全 46 予報,青線が SSW 前の 18 予報、赤線が SSW 後の 18 予報でそれぞれ平均した MSS を示す. SSW 前,及び SSW 後の 18 予報で平均した MSS の差が,95 (99)%以上統計的に有意な領域に薄い (濃い)色をつけた. 暖 (寒)色系は、SSW 前(後)の予報で平均した MSS に比べ、SSW 後(前)の予報で平均した MSS が有意に小さいことを示している.

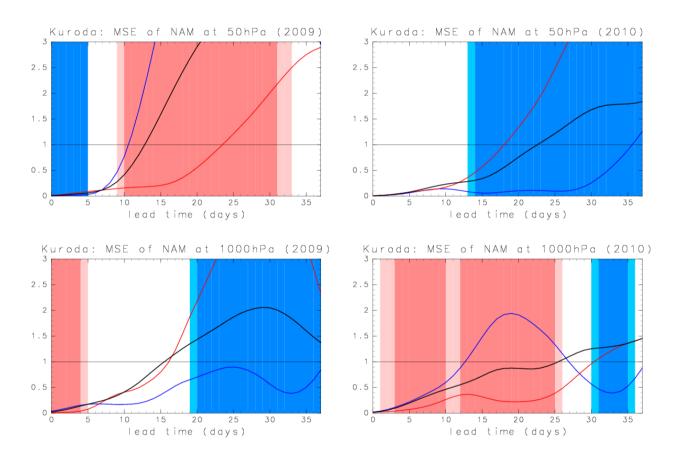


図 3.34: 図 3.33 と同様. 黒田氏の予報データにおける MSE の時間発展について示す.

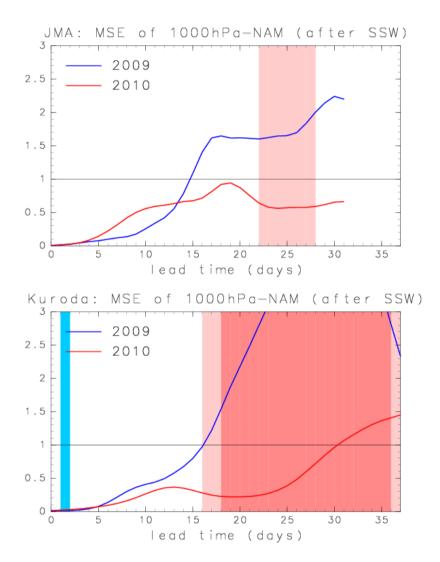


図 3.35: 2009 年 (青線) と 2010 年 (赤線) の SSW 後の予報の 1000hPa-NAM index 予測の MSE の時間発展. 上図が気象庁の予報データ, 下図が黒田氏の予報データにおける MSE. 2009 年 (青線) と 2010年 (赤線) との差が 95 (99)%以上統計的に有意な領域に薄い (濃い) 色を付けた.

第4章 考察

本章では、これまでの解析結果をもとにして、主に成層圏 NAM index の予測可能性と大気循環との関係について考察する。

前章で示したとおり、気象庁の予報データと黒田氏の予報データは、50hPa-NAM index の予 測は 2009, 2010 年ともに昇温に伴う温度ピーク日以前を初期日とする予報でスプレッドが大 きく、それ以降を初期日とする予報ではスプレッドが小さい傾向が共通して見られた(図3.31、 3.33 上段). その原因を考察するため、解析値を用いて各年の成層圏における波活動度につい て調べた. 図 4.1 は、各年の 1 月から 3 月における、60°N-80°N、100hPa-30hPa で平均した E-P flux の鉛直成分の時間変動 (解析値に7日移動平均を施した値)を示している. 2009年 (図 4.1 左), 2010年 (図 4.1 右) ともに, 1 月中旬から下旬にかけてはそれぞれ波数 2, あるいは波数 1 の プラネタリー波が対流圏から成層圏へ伝播しているが、2月になると波の上方伝播は弱くなる 様子が分かる. これは、突然昇温に伴い主に高緯度成層圏で東風領域が広がるにことにより、波 が上方へ伝播できなくなるためである. 特に 2009 年は 2010 年に比べて, 2 月以降はほとんど波 が上方伝播していない. 成層圏へ波が伝播すると、帯状風と相互作用が生ずるため、NAM index も変動しやすい. 一方, 波の伝播がないと, 成層圏は放射によりゆっくり元の放射平衡状態へ戻 ろうとするため、帯状風の時間変動は小さくなり、NAM index の時間変動も小さくなる. また、 NAM index の時間変動が小さいと、その予測スプレッドも小さくなると考えられる. 従って、 対流圏から成層圏への波の上方伝播が強いときほど、その期間における成層圏 NAM index の 予測スプレッドは大きくなる傾向があると考えられる. また, 2009 年に比べ 2010 年で, 昇温後 の E-P flux の鉛直成分が大きいことは、温度ピーク日以降を初期日とする予報の 50hPa-NAM index 予測のスプレッドが、2009年に比べ2010年で大きくなることとも対応していると考えら

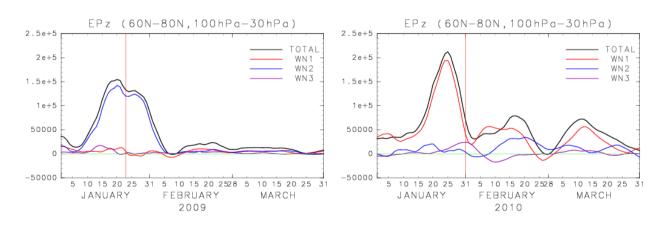


図 4.1: 60°N-80°N, 100hPa-30hPa で平均した E-P flux の鉛直成分の時間変動 (解析値に 7 日移動平均を施した値). 単位は kg/s². 上図が 2009 年 1 月-3 月, 下図が 2010 年 1 月-3 月.

れる (図 3.21).

次に、NAM index の時間変動の大きさと、NAM index の予測可能性との間に相関関係があるか否かを調べるため、各予報初期日とその15日後のNAM index (解析値)の差 (絶対値)と、各予報における15日予報の予測スプレッド及び予測誤差の大きさとの比較を試みた.

図 4.2 の上段の図に、各予報初期日の 50hPa-NAM index (解析値) とその 15 日後の 50hPa-NAM index (解析値) の差 (絶対値) の7日移動平均を施した値を示す. 中段は, 各予報におけ る 50hPa-NAM index の予報 15 日目のスプレッドの値, 下段は, 各予報における 50hPa-NAM index の予報 15 日目のアンサンブル平均予測誤差の値をそれぞれ示している. 左列が 2009 年, 右列が 2010 年である.NAM index の変化量 (上段) は, NAM index の標準偏差の 2 乗で正規化 した. 中, 下段の図については、青丸が気象庁の予報データ、赤線が黒田氏の予報データの値を 示している. また図中の縦線は, SSW の温度ピーク日を表している. まず NAM index の変化 量 (図 4.2 上段) を見る. 2009, 2010 年ともに, SSW に伴い, 50hPa-NAM index が温度ピーク 日前で大きく変化するため、温度ピーク日以降はそれ以前に比べて変化量が小さい. また、図 4.2 中段からも、温度ピーク日以前を初期日とする予報でスプレッドが大きく、それ以降を初期 日とする予報ではスプレッドが小さい傾向が見られる. 一方, 予測誤差 (図 4.2 下段) は, 2009 年 (左) は気象庁の予報データ (青丸), 黒田氏の予報データ (赤線) ともに温度ピーク日前を初 期日とする予報で誤差が大きく、それ以降を初期日とする予報では誤差が小さい.しかし2010 年 (右) では, 気象庁の予報データ (青丸) は 2009 年と同様の振舞いをしているが, 黒田氏の予 報データ (赤線) は温度ピーク日前を初期日とする予報で誤差が小さく, それ以降を初期日とす る予報で誤差が大きくなっていた. 従って, 黒田氏の予報データによる 2010 年の 50hPa-NAM index の予測誤差を除いて、各予報の予測スプレッドと予測誤差は、NAM index の変化量と同 様の振舞いをしていたことがわかる.

さらに、解析値から求められた NAM index の変化量の絶対値と予測スプレッド、ならびに NAM index の変化量と予測誤差との相関関係について、各予報データ毎に調べた。まず、気象 庁 1ヶ月アンサンブル予報データの結果を示す。図 4.3 は、気象庁の予報データにおける、各年の 50hPa-NAM index の 15 日予報における予測スプレッドの大きさと NAM index の変化量と の相関図を示している。左が 2009 年、右が 2010 年である。50hPa-NAM index の変化量とその予測スプレッドとの間には、2009、2010 年ともに正の相関関係が見られ、2009 年は相関係数 0.57 (95%有意)、2010 年は相関係数 0.59 (95%有意) であった。また、予測誤差と NAM index の変化量との相関図を図 4.4 に示す。図 4.3 と同様に、左が 2009 年、右が 2010 年である。NAM index の変化量と予測誤差との間にも 2 つの年で正の相関関係が見られ、2009 年は相関係数 0.77 (99%有意)、2010 年は相関係数 0.79 (99%有意) であった。以上より、50hPa-NAM index の変化量は、気象庁の予報データにおける 50hPa-NAM index の MSS や MSE と有意に関連していることがわかる。

次に黒田氏の予報データの結果を示す. 図 4.5 は, 図 4.3 と同様の図で, 黒田氏の予報データにおける 50hPa-NAM indx の予測スプレッドについて示している. 左が 2009 年, 右が 2010 年である. 50hPa-NAM index の変化量とその予測スプレッドとの間には, 気象庁の予報データと同様に, 2009, 2010 年ともに正の相関関係が見られ, 2009 年は相関係数 0.76 (99%有意), 2010年は相関係数 0.55 (99%有意) であった. 一方, NAM index の変化量と予測誤差との相関図 (図 4.6) を見ると, 2009 年 (左) は両者の間に相関係数 0.72 (99%有意) の正の相関関係が見られた

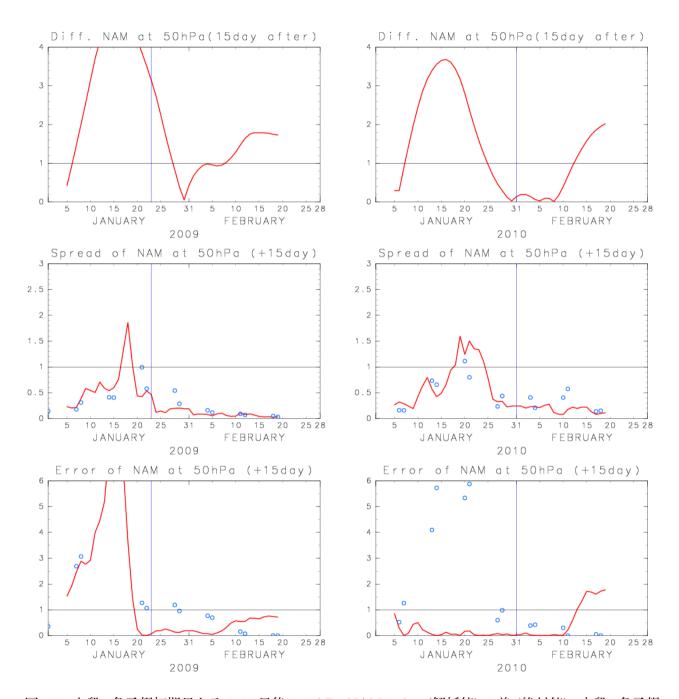
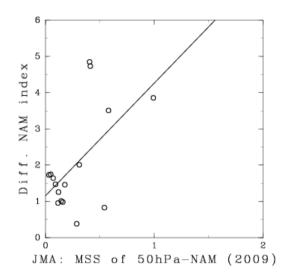


図 4.2: 上段: 各予報初期日とその 15 日後の 50hPa-NAM index (解析値) の差 (絶対値). 中段: 各予報 における 50hPa-NAM index の 15 日予報の予測スプレッド. 下段: 各予報における 50hPa-NAM index の 15 日予報の予測誤差. 中, 下段の図について, 青丸が気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ, 赤線が黒田氏提供の予報データの値. 図中の縦線は成層圏突然昇温に伴う温度ピーク日を示している.

が、2010年(右)は、相関係数 0.1で両者の間に相関関係は見られなかった。従って、黒田氏の予報データは、2009年は 50hPa-NAM index の変化量とその予測スプレッド及び予測誤差との間に有意な関連があったが、2010年については、予測スプレッドと NAM index の変化量との間に相関関係は見られるものの、予測誤差と NAM index の変化量とは関連がなかった。なぜ 2009年と 2010年でこのような違いがあるのか、その要因は不明であり、今後さらに詳細な検討が必要である。ただし、気象庁の予報データと黒田氏の予報データから求められた MSS や MSE の違いは、アンサンブルメンバーの与え方の違いに大きく依存していることも考えられる。黒田氏の予報データでは、LAF(Lagged Average Forecast)法によってアンサンブルメンバーを構成しているため、初期摂動が気象庁の予報データ(BGM法: Breeding of Growing Mode)に比べ、適切に与えられていない可能性が大きい。このため、黒田氏の予報データでは、各アンサンブルメンバーが似た予測をする傾向が強く(図 3.19右列)、スプレッドが小さくてもアンサンブル平均予測値の MSE が大きくなってしまう可能性が考えられる。

また、対流圏 NAM index についても同様の解析を行ったが、1000hPa-NAM index の変化量とスプレッドの間には、2つの予報データともに、2009, 2010年で相関は見られなかった。一方、対流圏 NAM index の変化量とアンサンブル平均予測誤差との間には、2009年は、気象庁の予報データで相関係数 0.51 (95%有意)、黒田氏の予報データで相関係数 0.54 (95%有意) の正の相関係が見られたが、2010年では 2つの予報データともに相関関係は見られなかった。従って、対流圏 NAM index の変化量の大きさの違いだけで、対流圏 NAM index 予測の MSS や MSE の変動を説明するのは困難である。



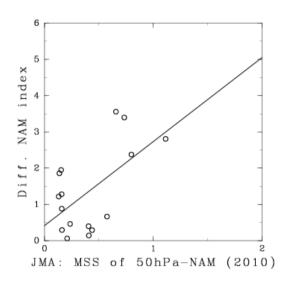
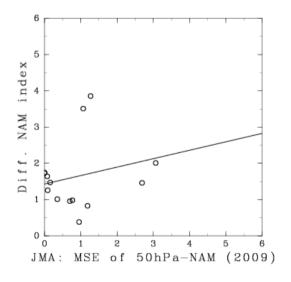


図 4.3: 50hPa-NAM index の変化量 (解析値) と, 気象庁の予報データにおける 50hPa-NAM index の 予測スプレッドとの相関図. 左が 2009 年, 右が 2010 年. 図中の実線は回帰直線.



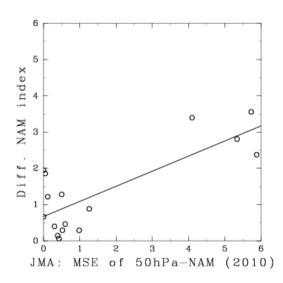


図 4.4: 50hPa-NAM index の変化量 (解析値) と, 気象庁の予報データにおける 50hPa-NAM index の予測誤差との相関図. 左が 2009 年, 右が 2010 年. 図中の実線は回帰直線.

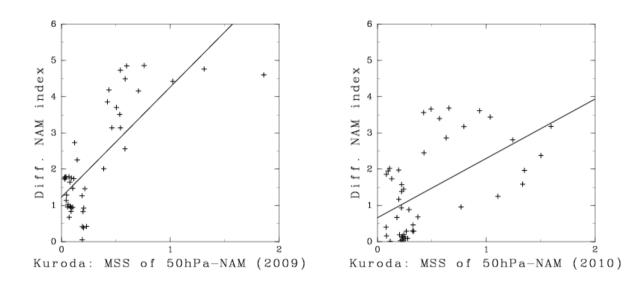


図 4.5: 50hPa-NAM index の変化量 (解析値) と, 黒田氏の予報データにおける 50hPa-NAM index の 予測スプレッドとの相関図. 左が 2009 年, 右が 2010 年. 図中の実線は回帰直線.

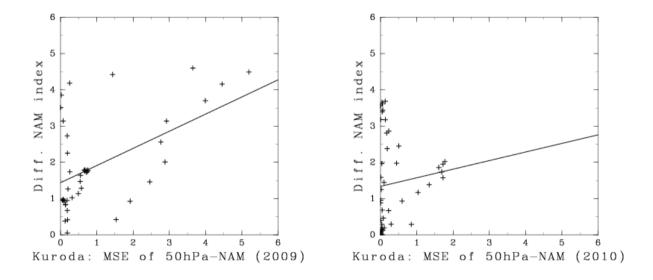


図 4.6: 50hPa-NAM index の変化量 (解析値) と, 黒田氏の予報データにおける 50hPa-NAM index の予測誤差との相関図. 左が 2009 年, 右が 2010 年. 図中の実線は回帰直線.

第5章 まとめ

本研究では、対流圏中高緯度の冬季における卓越変動モードである北半球環状モード (NAM) の予測可能性に与える、成層圏突然昇温 (SSW) の影響を調べるため、2009年と 2010年冬季の気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データ、及び気象研究所黒田友二氏が MRI/JMA-AGCM を用いて実施した予報実験結果について解析を行った.

まず、JRA-25/JCDAS データセットを用いて、2008/09年、2009/10年冬季のNAM変動に関する解析を行った。2009年は1月中旬に波数2型のSSWが発生し、それに伴い成層圏で顕著な負のNAM index が観測された。しかし、対流圏では顕著な負のNAM 偏差とはならなかった。一方、2010年は1月下旬に波数1型のSSWが発生し、成層圏から対流圏にかけて顕著な負のNAM 偏差が観測された。昇温後、対流圏におけるNAM index は約1ヶ月以上の期間、負の値となっていた。

一方,対流圏で顕著な負の NAM 偏差が見られた 2010 年では, 2009 年に比べて, 昇温後に E-P flux の収束 (東風加速) 領域が,対流圏の低緯度側までより大きく広がっていたことがわかった. それに伴い, 2010 年は 2009 年に比べ対流圏のより低緯度側 $(50^{\circ}N$ 付近) まで東風が顕著となっていた. また, SSW 後の対流圏におけるフラックスの収束は, 2009 年は波数 1 成分が, 2010 年は波数 1 成分を 4-12 成分が主に貢献していたことがわかった.

次に、2009年1月-3月及び2010年1月-3月の期間におけるNAM index の予測可能性について、気象庁1ヶ月アンサンブル予報データ及び気象研黒田氏提供の予報データを用いて解析を行った。具体的には、各高度のNAM index 予測の2乗平均スプレッド (MSS)、及び2乗平均誤差 (MSE)を用いて、2つの予報データの予測可能性を調べた。また、SSW に伴う温度ピーク日以前を初期日とする予報と、温度ピーク日以降を初期日とする予報に分け、それぞれの予報を平均した MSS、MSE について解析を行い、予測スプレッドと予測誤差の予報初期日に対する依存性を調べた。

まず, 気象庁のアンサンブル予報データを解析した結果, 成層圏 NAM index の予測精度については 2009, 2010 年で大きな差はなく, 各冬季の全期間の予報で平均した MSE は, ともにリードタイム約 11 日で 1.0 (NAM index の気候学的分散) を上回っていたことがわかった. また, 成層圏 NAM index の予測に関しては, SSW の温度ピーク日前を初期日とする予報は予測精度が低く, 温度ピーク日以降を初期日とする予報では予測精度が高い傾向が見られた. 一方, 対流圏 NAM index の予測については, 2009 年はリードタイム 17日, 2010 年は 15日ほどで MSE は 1.0 を上回っており, 2009 年に比べ 2010 年の対流圏 NAM index の予測可能期間は 3日ほど長いことがわかった.

次に, 黒田氏の予報データを解析した結果, MSS に関しては, 2009, 2010年ともに成層圏及び対流圏で気象庁の予報データとほぼ同じ傾向を示していたことがわかった. また, 各冬季の全期間の予報で平均した MSE は, 2009年は 50hPa ではリードタイム 13日, 1000hPa ではリー

ドタイム 16 日で 1.0 を上回った. 一方, 2010 年は 50hPa ではリードタイム 23 日, 1000hPa ではリードタイム 26 日で上回っており, 2009 年に比べ, 2010 年の NAM index の予測可能期間は成層圏, 対流圏ともに約 10 日長いことがわかった. さらに 2010 年の予測においては, 気象庁の予報データに比べて黒田氏の予報データの予測精度が顕著に高かった.

本研究より、SSW の発生の前後で成層圏における NAM index の予測可能性は明瞭に変化することが示された。これは、SSW 前では対流圏から成層圏に伝播していた惑星規模波が、SSW 後は成層圏の帯状風が東風となることで成層圏に伝播できなくなり、成層圏での NAM 変動が SSW 後に小さくなることと密接に関連していると考えられる。一方、対流圏の NAM index の予測可能性は、負の NAM index が SSW 後に対流圏に伝播した 2010 年と、伝播しなかった 2009 年では異なる振舞いを示した。例えば、1000hPa-NAM index 予測の MSS は、2009、2010 年ともに SSW 以降を初期日とする予報で、SSW 以前を初期日とする予報に比べて有意に小さい。この結果は、成層圏 NAM index が負の場合に、対流圏 NAM index の予測可能性が高くなる傾向を示した Mukougawa et al. (2009) の結果と整合的である。一方、1000hPa-NAM index 予測の MSE に関しては、リードタイム 20 日前後に着目すると、2009(2010)年は SSW 以前(以降)を初期日とする予報で、SSW 以降(以前)を初期日とする予報に比べて小さいことがわかった。さらに、SSW 以降を初期日とする予報の 1000hPa-NAM index 予測の MSE は、リードタイム 25 日あたりで 2009 年に比べ 2010 年は有意に小さい。従って、SSW の振舞いが異なる 2009 年と 2010 年とで、SSW が対流圏 NAM index の予測可能性に異なる影響を与えている可能性が示唆される。

しかしながら、対流圏でのNAM index 変動は、成層圏循環以外に、全球の海面水温 (SST) 分布や海氷、積雪分布などの陸面状態等の要因にも影響されるので、本研究の成果のみでは、対流圏NAM index の予測可能性に対する SSW の影響を取り出すことは難しい。今後は、他の成層圏突然昇温の事例についても解析を行い事例数を増やすことも重要であるが、SST や海氷分布を気候値で与えた予報実験、あるいは、成層圏を解像しないモデルでの予報実験を行い、SSW が対流圏 NAM index の予測可能性に与える影響について、さらに解析を進めて行く必要がある。

謝辞

本研究を行うにあたり, 指導教員である 向川 均 教授には, 気象学の勉強, 研究手法, 議論など, 様々な面で大変熱心に御指導いただきました. 心より感謝致します.

所属研究室である災害気候研究分野の 井口 敬雄 助教には, 丁寧な御指導を頂きました. また, 物理気候学研究室の 里村 雄彦 教授, 重 尚一 准教授, 西 憲敬 助教には, セミナーの場で多くの助言, 激励を頂きました. 心から御礼申し上げます.

気象研究所 黒田 友二 氏には、貴重な予報データを提供していただき、また、多くの御意見、 アドバイスをいただきました。ここに深く感謝致します。

2年間ともに研究に励んだ 田中 智之 氏には大変お世話になりました. そして, 秘書の 中村 貞代 さん, 諸先輩方である 吉田 祐一 氏, 佐治 憲介 氏, 竹村 和人 氏, 後輩である 馬渕 未央 氏に, この場を借りて感謝の意を表します.

本研究では、JRA-25/JCDAS データセットを用いました. このデータセットは、気象庁、及び電力中央研究所による、JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものです. また、本研究で使用した気象庁 1ヶ月アンサンブル予報データセットは、「気象研究コンソーシアム」の枠組みにより、気象庁より提供して頂きました. データを提供していただいた気象庁数値情報課の皆様に深く感謝致します. 図の作成には DCL (地球流体電脳ライブラリ)を使用しました.

参考文献

- [1] Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy (1987): *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, 489pp.
- [2] Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937-30, 946.
- [3] Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.
- [4] Baldwin, M. P., D. B. Stephenson, D. W. J. Thompson, T. J. Dunkerton, A. J. Charlton, and A. O'Neil (2003): Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts, *Science*, 301, 636-640.
- [5] Duchon, C. E. (1979): Lanczos filtering in one and two dimensions, J. Applied Meteor., 18, 1016-1022.
- [6] Ineson, S., and A. Scaife (2009): The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño, *Nat. Geosci.*, **2**, 32-36, doi:10.11038/ngeo381.
- [7] Kuroda, Y. (2010): High initial-time sensitivity of medium-range forecasting observed for a stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., 37, L16804, doi:10.1029/2010GL044119.
- [8] Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann (2004): The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings. J. Clim., 17, 2587-2589.
- [9] Mukougawa, H., H. Sakai, T. Hirooka (2005): High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., 32, L17806, doi:10.1029/2005GL022909.
- [10] Mukougawa, H., and T. Hirooka (2007): Predictability of the downward migration of the Northern Annular Mode: A case study for January 2003, J. Meteor. Soc. Jpn
- [11] Mukougawa, H., T. Hirooka, and Y. Kuroda (2009): Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric Northern Annular Mode, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08814, doi:10.1029/2008GL037127. 85, 861-870.
- [12] Nakagawa, K. and K. Yamazaki (2006): What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere?, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04801, doi:10.1029/2005GL024784.

[13] Thompson, D. W. J., J. M. Wallace (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys. Res. Lett., 25, 1297-1300.