

平成 18 年度 修士論文

2005/06 年冬季における北半球環状モード変動の
予測可能性について

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻

木村和紀

平成 19 年 1 月

2005/06 年冬季における北半球環状モード変動の 予測可能性について

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻
木村 和紀

北半球環状モード(NAM)は半球規模で卓越する気圧変動モードであり、極域と中高緯度域との間でのほぼ東西一様な気圧変動パターンとして特徴づけられる。また、NAMに伴う循環偏差は異常気象の発生とも密接に関連するため、その力学と予測可能性を解析することは重要である。さらに、Baldwin and Dunkerton(2001)が指摘したように、NAM変動に伴う成層圏循環変動が、それに引き続く10日から2ヶ月間における地表面付近のNAM変動と関連する可能性があり、対流圏循環の中長期予測精度を向上させる観点からも成層圏循環変動が対流圏の予測可能性に及ぼす影響を解明することは重要である。このため本研究では、気象庁1ヶ月アンサンブル予報結果を用いて、2005/06年冬季におけるNAM変動の予測可能性について詳しい解析を行った。

まず、NAM変動の平均的な予測可能な期間は、成層圏では約2週間、対流圏では1週間程度であることが示された。次に、対流圏でNAMに伴う大きな負偏差が存在し、極渦が弱くなった2005年11月と2005年2月の事例に注目して詳しい解析を行った。後者の期間では2005年1月に発生した成層圏突然昇温に伴い成層圏に顕著なNAM負偏差が存在するが、前者の期間には成層圏に顕著なNAM負偏差は存在しないので、両者の期間を詳しく比較することにより、成層圏循環が対流圏の予測可能性に及ぼす影響を評価できる。

まず、気象庁1ヶ月アンサンブル予報における7-9日予報のアンサンブル平均誤差やスプレッドの大きさは、両者の期間で有意な違いは存在しないことがわかった。また、両者の期間とも、対流圏における大きなNAM負偏差の形成には波数1に伴う対流圏上部におけるEP-fluxの収束が重要であることが示された。このことは、気象庁1ヶ月アンサンブル予報で、NAM変動の予測に成功したメンバーと失敗したメンバーとの比較から確認することができた。但し両者の期間で、波数1成分の成層圏中での伝播特性に大きな違いがあることは確認された。このことから、成層圏における波数1の伝播特性の違いは対流圏上部におけるEP-fluxの収束に大きな影響を与えないことが示唆される。

以上の解析結果は、成層圏循環変動が対流圏のNAM変動に及ぼす影響は第一義的には重要でないことを示唆している。むしろ、対流圏のNAM変動の予測には対流圏における惑星規模波の励起過程をうまく再現することが重要であると考えられる。

第1章 はじめに

1.1 北極振動と北半球環状モード

北極振動 (Arctic Oscillation, AO) は、冬季北半球の循環で卓越する変動パターンであり、北極域と中高緯度域との地表面気圧偏差のシーソーパターンとして特徴付けられる。AO は、Thompson and Wallace(1998)によって定義された。Thompson and Wallace は、AO を次のように定義している。北緯 20° 以北の北半球域で冬季 (11 ~ 4 月) の月平均海面気圧偏差に EOF 解析 (主成分分析) を行って得られた、最大の固有値に対応する固有ベクトル (第 1 モード) として定義される。また、北極振動指数 (AO index) は、第 1 主成分のスコア (時系列) にあたるものである。最大の固有値を持つということは、最大の分散を持つ最も卓越するパターンであることを意味している。また、AO が正の位相の時、北極域の地表面気圧が負の偏差となり、中緯度の海上を中心に正の偏差となる。AO が負の位相の時は正の位相の時と逆で、北極域で高気圧偏差、中緯度の主に海上で低気圧偏差となる。このように AO は、北極域と中緯度の気圧のシーソーの変動であるといえる。AO は地表から上部成層圏まではほぼ順圧的構造を持ち、北緯 55° 付近と 35° 付近との平均東西風のシーソーの変動としても特徴付けられる。また、AO は一年中存在するが、冬季に特に顕著である (Thompson and Wallace, 2000)。一方、AO は地上気温偏差も伴っている。AO が正 (中緯度で気圧が高く北極で低い状態) の位相では、ユーラシア大陸北部を中心に高温偏差となる。日本も北海道を中心に高温となる。逆に、中近東からアフリカ北岸およびカナダ北東部は寒冷となる (Thompson and Wallace, 1998)。

一方、北半球環状モード (Northern hemisphere Annular Mode) は、北半球における各等圧面高度変動の第一主成分として定義される。この NAM は、高度場偏差の極域と中緯度域と半球規模での環状パターンとして特徴づけられ、対流圏下部から成層圏上部にまで達する順圧的な構造を持つ。また、NAM に伴う帯状平均風偏差は北緯 60 度から 70 度付近で最大となる。また定義より、AO は 1000hPa における NAM に相当する。

AO は大西洋域だけを見れば北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation, NAO) と似ている。ただし、NAO は北大西洋域だけに存在する局在化したモードであるのに対し、AO は太平洋側にもシグナルがあり、半球規模の環状パターンを持つ。この NAO との類似性から、AO は特に新しいモードではなく、NAO が本質的であるという批判もある。AO と NAO との関係に関して、両者は別の現象なのか、それとも前者は後者を含んだものなのか、現在も議論が続いている。その理由の一つとして、AO に伴う変動で

中緯度の北太平洋と北大西洋の変動間の相関が低いことがあげられる．それに対して，両領域の相関の小ささは，アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧との間のシーソー現象の反映であること，あるいは，PNA パターンに伴う両領域の負相関が原因であるとする説がある（本田他，2000）．しかしほぼ環状の変動が両半球で卓越することは事実であり，北半球ではその東西一様性が地形・海陸分布の影響で変形されたと考えることもできる（Wallace, 2000）．

1.2 北半球環状モード（NAM）の定義

ここでは，本研究に用いた NAM の計算方法について述べる．

まず，月平均高度場データを用いて，1959 年から 2001 年の 42 年間における，11 月から 4 月までの毎月の高度場の平均（気候値）を求めた．このとき使用したデータは次章で示す，ECMWF の ERA-40 再解析データである．次に，各月の気候値からの毎月の高度場偏差を求めた．

次に，北緯 20° 以北の平均 1000hPa 気圧場に対する月平均高度場偏差データを用いて，EOF 解析（主成分分析）を行った．まず，各気圧面で面積の重みを考慮して，各格子点高度場の分散共分散行列 V を求める．そして， V の固有値・固有ベクトルを LAPACK によって求める．計算式は，

$$V\vec{e}_i = \lambda_i\vec{e}_i \quad (1.1)$$

となる．式(1.1)において，分散共分散行列 V の固有値 λ_i と対応する固有ベクトル \vec{e}_i が求まる．ここで $\vec{e}_i(x, y)$ は，空間領域全体での 2 乗和が 1 になるように規格化する．このように求められた，最も大きな固有値に対応する固有ベクトルを取り出す．この第 1 主成分を EOF1 と記述する．また，第 i モードの固有値を全固有値の和で除したものを寄与率といい，全分散量に対する第 i モードの分散の割合を表す．次に，主成分得点（スコア）を求める．高度偏差 Z' は，空間 (x, y) と時間 t の関数 $Z'(x, y, t)$ で表され，これを N 個の線形独立な成分である，式(1.1)の固有ベクトル \vec{e}_i を用いて，

$$Z'(x, y, t) = \sum_{i=1}^N f_i(t)\vec{e}_i \quad (1.2)$$

とかくことができる．ここで， $f_i(t)$ は主成分（スコア）である．スコアは，各高度場

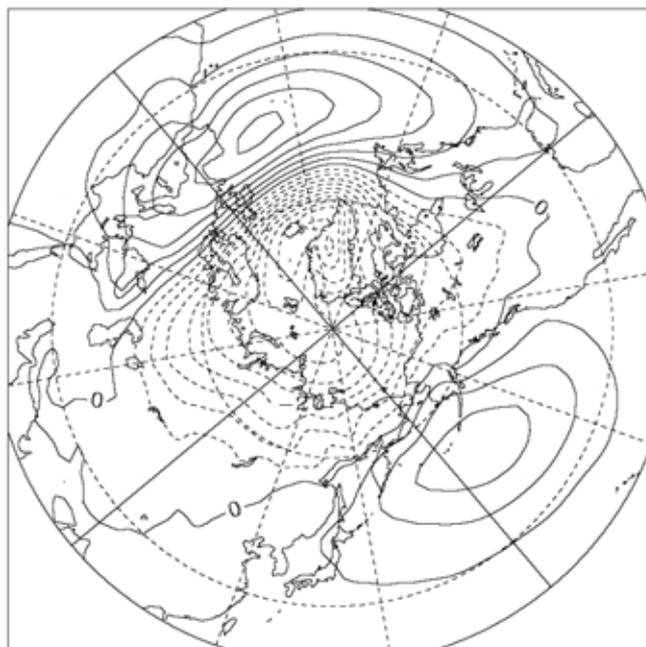
の EOF1 (NAM) と月々の高度偏差場との内積をとることによって求め、また求められたスコアはその標準偏差が 1 となるように規格化する。最後に、各格子点の月平均高度偏差場のスコアに対する回帰を求める。ここで求められるのが、回帰図である。これは、スコアが 1 標準偏差のときに対応する高度偏差場のパターンである。この高度偏差場のパターンの図を NAM と定義する。また、以下では北極振動は 1000hPa における NAM と定義する。図 1.1 は、1000hPa の NAM index に回帰した、1000hPa 高度偏差場を示したものである。ここで NAM の定義は、北緯 20 度以北の各気圧面高度場偏差をもとに、各気圧面での EOF 第一主成分として定義した。

また、本研究では北半球環状モードインデックス (Northern Annular Mode Index : NAM Index) も使用する。NAM index は、回帰パターンで定義される NAM と各気圧面高度偏差場との内積をとったときに得られる時系列データである。NAM index を I とすると、

$$I = \frac{\langle \vec{Z}' \cdot \vec{Z}_r \rangle}{\langle \vec{Z}_r \cdot \vec{Z}_r \rangle} \quad (1.3)$$

で求められる。ここで、 \vec{Z}' は高度偏差場、 \vec{Z}_r は各高度場の NAM パターンである。

AO-regressed Z1000



CONTOUR INTERVAL = 5.000E+00

図 1.1 1000hPa における NAM . 等値線間隔は 5m ごと .

1.3 波活動度フラックス

NAM は帯状平均風の変動でも特徴づけられるため，その力学を考察するには，変形された以下のオイラー平均 (Transformed Eulerian Mean: TEM) 方程式を用いた解析が有用である．準地衡風方程式系における TEM 方程式系は，

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v}^* - \bar{X} = \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \bar{F} \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{\theta}_0}{\partial z} - \bar{Q} = 0 \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 \bar{w}^*) = 0 \quad (1.6)$$

である．これらの式において残差子午面循環 (\bar{v}^* , \bar{w}^*) は，

$$\bar{v}^* \equiv \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \frac{\overline{v'\theta'}}{\partial \theta} \right) \quad (1.7)$$

$$\bar{w}^* \equiv \bar{w} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\cos \phi \frac{\overline{v'\theta'}}{\partial \theta} \right) \quad (1.8)$$

と定義される．ここで， \bar{F} は EP フラックス (Eliassen-Palm flux) よ呼ばれ，波により運ばれる各運動量を表している．これは以下の式で定義される．

$$\bar{F} = \left(-\rho_0 \overline{v'u'}, \rho_0 f \overline{v'\theta'} / \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (1.9)$$

$$\nabla \cdot \bar{F} = -\frac{\partial}{\partial y} (\rho_0 \overline{v'u'}) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 f \overline{v'\theta'} / \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (1.10)$$

$\nabla \cdot \bar{F}$ は EP-flux の発散を表す．ここで， u ， v ， w ， θ はそれぞれ東西風速，南北風速，鉛直流，温位である．また， z ， ϕ は高度及び緯度， \bar{X} ， \bar{Q} はそれぞれ摩擦及び

非断熱過熱， ρ_0 は密度， f はコリオリパラメータで， $f = 2\Omega \sin \phi$ と定義される．また，バーは東西平均量，ダッシュは東西平均からの擾乱成分を表す．

1.4 NAM の下方伝播特性

NAM に代表される，成層圏循環の変動が対流圏循環に及ぼす影響とその予測可能性について研究することは，対流圏の中長期の予報の精度を向上させるために必要であると考えられている．例えば，Baldwin and Dunkerton(2001)では，図 1.2，図 1.3 のように，NAM Index が層圏から対流圏へ 10 日前後で下方伝播することが示されている．図 1.2 は，Baldwin and Dunkerton(2001)で示された，10hPa における NAM Index が-3.0 を超えた日を Lag 0 としたときの前後 90 日ずつの NAM Index の値であり，18 例を合成したものである．図 1.3 は，図 1.2 とは逆位相の，10hPa における NAM Index が+1.5 を超えた日を Lag 0 としたときの前後 90 日ずつの NAM Index の値であり，30 例を合成している．さらに，10hPa 等圧面高度で NAM Index がある閾値を超えて大きくなった場合，その後 60 日間の平均海面気圧パターンが AO とよく似たパターンとなることを示している（図 1.4）．このような NAM Index の下方伝播特性を利用した統計的予測手法により，成層圏における NAM の先行シグナルを元に 1000hPa における NAM Index の予測がある程度可能であることを示している．

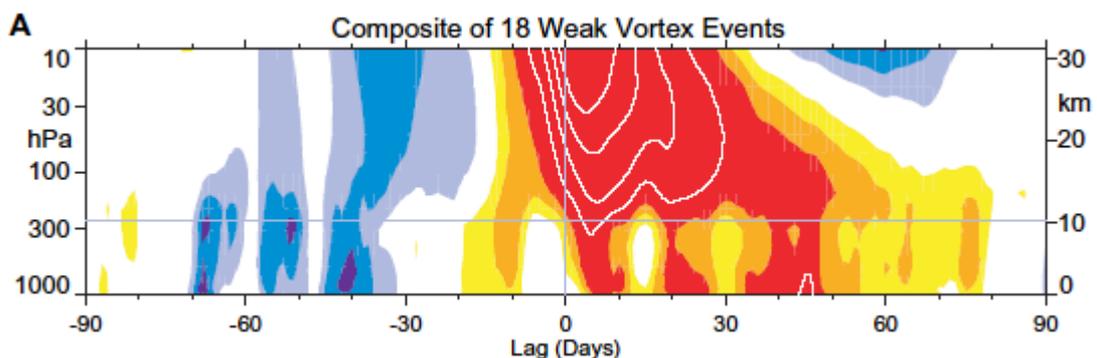


図 1.2 10hPa における NAM Index が-3.0 を超えた日を Day 0 としたときの，その前後 90 日ずつの NAM Index .18 例を合成してある(Baldwin and Dunkerton(2001)より引用)．コンター間隔は，色のついた部分が 0.25 で白のコンターが 0.5 である．また，-0.25 から 0.25 の間に色はつけていない．

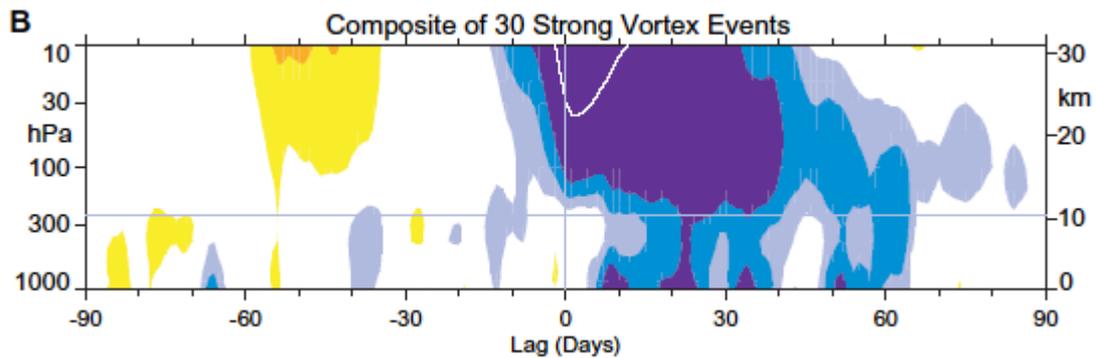


図 1.3 10hPa における NAM Index が+1.5 を超えた日を Day 0 としたときの、その前後 90 日ずつの NAM Index . 30 例を合成してある(Baldwin and Dunkerton(2001)より引用) . コンター間隔は図 1.2 に同じ .

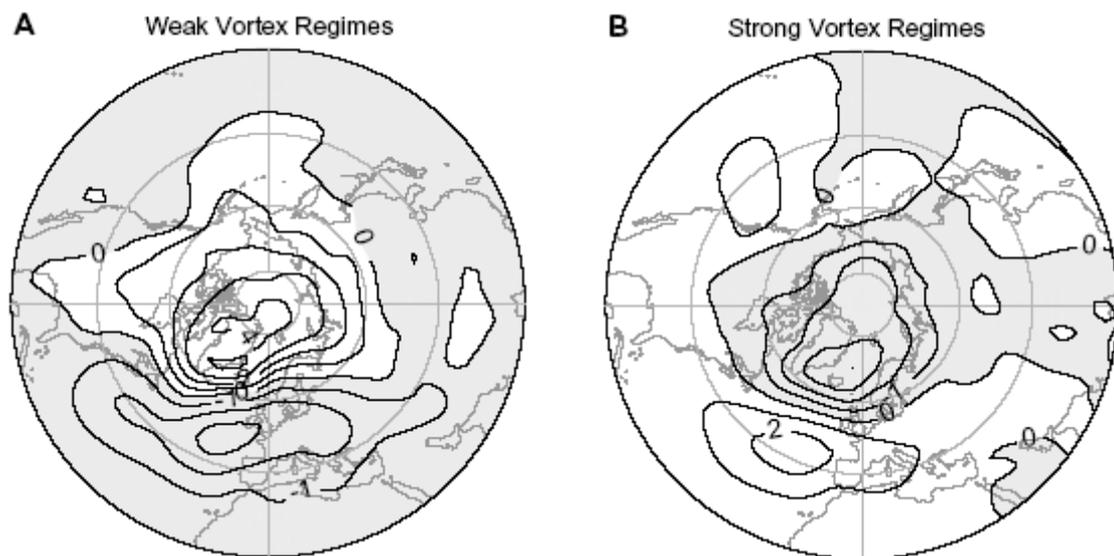


図 1.4 10hPa の NAM Index が閾値を超えた後 60 日間の、平均海面気圧 (hPa) . A が閾値が-3.0 のときの 18 例、計 1080 日を合成したもの、B が閾値が+1.5 のときの 30 例、計 1800 日を合成したもの .

1.5 2005/06 年冬季の大気循環の特徴

Baldwin and Dunkerton(2001)では統計的な予測手法は提示されたが、実際に NAM Index の予測可能性について詳しい解析を行った研究は存在しない . このため本研究では、週 2 回(水曜日と木曜日)実施された気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報データを用い、2005 年・06 年冬季における NAM Index の予測可能性と NAM 変動の力学について詳

しい解析を行った。特に、2005年11月に対流圏でのみ発生した大きな負のNAM Indexに関する事例と、2006年1月に発生した成層圏突然昇温時後の、NAM Indexの下方伝播の予測可能性について事例解析を行った。なお、2005年・06年の冬季は、日本は60年ぶりの大寒冬であった。特に2005年12月は、全国的に気温が非常に低く、日本海側では豪雪となった。世界的に見ても、中央シベリア南部から日本、ヨーロッパ南部、オーストラリア西部でかなり低くなった。極渦は対流圏から成層圏にかけて平年よりも弱く、500hPa高度では、中央シベリアなど高緯度で正偏差、中国から日本、太平洋中緯度で強い負偏差となり、負の符号のNAMが卓越した。2005年12月の寒冬は負のNAM Indexが大きな負の値をとった時期と一致しており、NAM変動の予測可能性と力学を解明することは、異常気象のメカニズムを理解するうえでも極めて重要である。

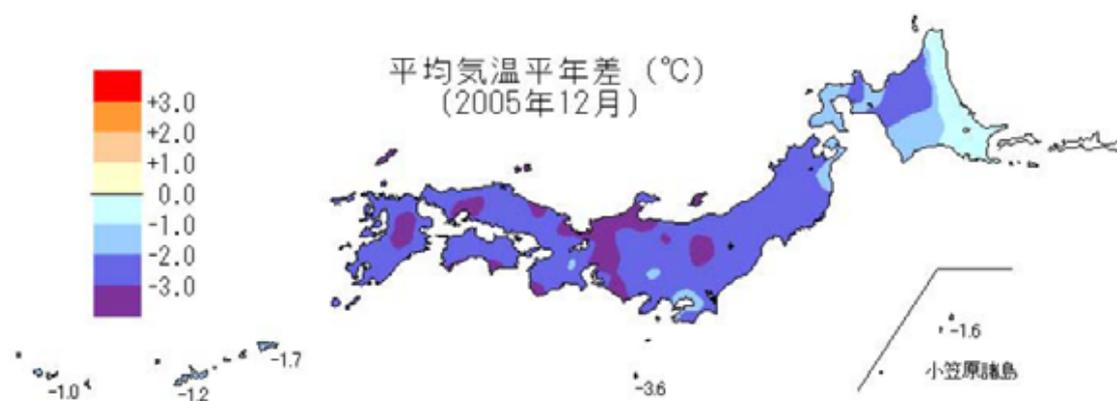


図 1.5 2005年12月の平均気温の平年差を示したもの（気象庁HPより引用）。

第2章 使用データ

本研究では、まず、1.2 で述べたように ECMWF 客観解析データを使用して、NAM Index を定義した。使用したデータ期間は 1958 年 11 月から 2001 年 4 月のうちの、11 月から 4 月の冬季である。また、気象庁より提供された、気象庁全球客観解析データ及び、気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報データを使用して、2005 年・06 年の冬季に関する事例解析を行った。使用したデータ期間は、2005 年 11 月から 2006 年 4 月までの冬季である。ここでは、それぞれのデータについて説明する。

2.1 ERA-40 客観解析データ

時間・空間的に不規則に分布し、かつさまざまな誤差特性を有する観測データから 3 次元的に規則正しく分布する格子点上の気象要素データを求める過程のことを客観解析という。上述したように、観測データは分布もデータの精度も不均一のため、客観解析を行う際には、精度の低い観測データを取り込むことがないように観測データの品質管理が行われている。

ERA-40 客観解析データは、ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) が再解析したデータである。

以下に ERA-40 客観解析データの詳細を示す。

表 2.1 : ERA-40 客観解析データ

解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
格子点間隔	2.5° × 2.5°
水平格子点数	144 × 73 (経度方向 × 緯度方向)
鉛直層数	23 層 (1000hPa ~ 1hPa)

今回の解析においては、毎日の平均値から求めた月平均値 (Monthly daily means data) における、1000hPa から 1hPa までの 23 層の各等圧面上における、ジオポテンシャル高度 (Z) を用いた。

2.2 気象庁全球客観解析データ

気象庁の全球客観解析とは，00,06,12,18UTC（世界標準時）の各観測値と，気象庁全球モデルの予測結果（6時間前の初期値からの6時間予測値）（これを第一推定値としている）から，最適内挿法などの手法を用いて求められる。

以下に気象庁全球モデル及び，気象庁全球客観解析データの詳細を示す。

表 2.2：気象庁全球モデル

水平解像度	0.5625° × 0.5625°
水平格子点数	640 × 320 (経度方向 × 緯度方向)
鉛直層数	40 層 (1000hPa ~ 0.4hPa)
初期時刻	00, 12UTC
予報時間	00, 12UTC

表 2.3：気象庁全球客観解析データ

解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
格子点間隔	1.25° × 1.25°
水平格子点数	288 × 144 (経度方向 × 緯度方向)
鉛直層数	23 層 (1000hPa ~ 0.4hPa)

今回の解析では，解析時刻 12UTC における 1000hPa から 1.0hPa までの 22 層の各等圧面上における，ジオポテンシャル高度 (Z)，東西風 (U)，南北風 (V)，気温 (T) を用いた。

2.3 気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報データ

アンサンブル予報とは，数値予報の元となる初期値データには必ず誤差が含まれるということを前提にして，その誤差程度の微小な摂動を初期値に与えて，複数の予測を行い，そのばらつきの度合いから予測の不確定性を推定しようというものである。気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報は，最も確からしい初期値を用いて，気象庁 1 ヶ月数値予報モデルの時間積分を行うコントロールランと，12 メンバーの微小な摂動をこの初期値に

加えて時間積分を行う摂動ランとの、計 13 メンバーで実施されている。

以下に、気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報モデル及び、気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報データの詳細を示す。

表 2.4：気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報モデル

水平解像度	1.125 ° × 1.125 °
水平格子点数	320 × 160 (経度方向 × 緯度方向)
鉛直層数	40 層 (1000hPa ~ 0.4hPa)
初期時刻	12UTC (水曜日, 木曜日)
予報期間	34 日
摂動作成方法	BGM 法
メンバー数	水曜日, 木曜日に 13 メンバーずつ実施

表 2.5：気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報データ

水平格子点間隔	2.5 ° × 2.5 °
水平格子点数	144 × 73 (経度方向 × 緯度方向)
鉛直層数	22 層 (1000hPa ~ 1.0hPa)
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 13 メンバーずつ実施

今回の解析においては、毎週水曜日と木曜日のコントロールラン及び、摂動ラン (12 メンバー) の解析時刻 12UTC における 1000hPa から 1.0hPa まで 21 層の各等圧面上における、ジオポテンシャル高度(Z)、東西風(U)、南北風(V)、気温(T)を用いた。

2.4 摂動作成方法

気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報では、初期値に与える摂動は、BGM(Breeding of Growing Mode : 成長モード育成)法により作成されている。BGM 法では、過去の大気場から誤差成長の大きいモード (摂動成分となりうるもの) を求めて摂動を作成する。この摂動は、大気の基本場が一定であれば、最も不安定なモードに一致する。実際の数

値予報システムでは、メンバー数（初期値の数）に必要な摂動の数を用意するため、次に示す(1)～(4)の手法を実行している（摂動サイクルと呼ばれる）。

- (1) 摂動を加えない 12 時間予報（コントロールラン）と、摂動を加えた 12 時間予報（摂動ラン）を行う。
- (2) コントロールランと摂動ランとの予報誤差値（誤差成長）を北半球域で求め、その 500hPa 高度場の振幅の大きさが月別に求めた気候学的変動量の 10%の大きさになるようにする。このようにして、全要素・全レベルの誤差成長を規格化し、これを新たな摂動とする。
- (3) (1)、(2)を毎日 00、12UTC に行う。ただし、誤差成長を繰り返し求めることで不安定モードが卓越するため、それぞれの摂動が互いに似通ってくる可能性がある。そのため、12UTC の摂動作成時に摂動間の直交化を行う。
- (4) アンサンブル予報の初期値に用いる摂動（予報用摂動）は、予報のスプレッドへの影響を考慮して、直前の 12 時間予報で成長したモードが損なわれないように直交化を行わず、500hPa 高度場の振幅の大きさが気候的変動の 14.5%となるように規格化する。さらに、解析誤差を考慮した規格化も同時に行う。

この摂動サイクルで最初に与える摂動は、初期値のわずかな違いによる予報誤差と対応させて、具体的にはある日の 00UTC を初期値とする 12 時間予報値と、06UTC を初期値とする 6 時間予報との差から求める。

第3章 解析結果

本章では、本研究で行った2005年11月から2006年3月までのNAM indexの変動とその予測可能性に関する解析結果について述べる。

3.1 2005/06年冬季のNAM変動の特徴

図3.1は、2005年11月から2006年3月までのNAM indexの時間高度断面図である。この期間は、NAM indexの変動の特徴から、次の二つの期間に分けることができる。まず一つめは、11月下旬から12月までの、対流圏でNAM indexが大きな負の値となった期間である。この期間の成層圏では、NAM indexは大きな値をとることはない。一方対流圏では、12月までNAM indexは短い周期で値の増減を繰り返しながらも負の値を持続している。第二の特徴的な期間は1月から2月までの期間であり、成層圏でもNAM indexは大きな負の値をとる。この期間は、1月10日頃に発生した成層圏突然昇温以降の期間として特徴づけられる。成層圏突然昇温は、極域成層圏の温度が数日で数十度上昇する現象で、これに伴い極域成層圏の高度場も上昇し、中緯度成層圏との気圧傾度差が逆転し、成層圏で卓越する西風が東風になる。従って、成層圏突然昇温時には、成層圏では極域で正の高度場偏差、中緯度で負の高度場偏差となる。これは、NAM indexが負の値を持つときの高度場偏差パターンと一致する。従って成層圏突然昇温時には、成層圏でのNAM indexは大きな負の値となる。NAM indexは、成層圏突然昇温に伴い1月上旬に上部成層圏で大きな負の値を示したあと徐々に下方伝播し、2月上旬まで成層圏全体でNAM indexは大きな負の値となる。さらに1月の終わりから2月上旬には、NAM indexが負の値をとる領域は対流圏下部まで伝播する。また、NAM indexの持続性は上部成層圏よりも下部成層圏で大きいことがわかる。すなわち、1hPaではNAM indexが負となる期間は1月末までであるが、成層圏下部の100hPaでは、2月下旬までNAM indexは持続して負の値となっている。

本研究では、この二つの期間におけるNAM indexの変動と予測可能性について詳しい解析を行った。この二つの期間を比較することにより、成層圏循環変動が対流圏におけるNAM index変動と予測可能性に対する影響を評価することができる。

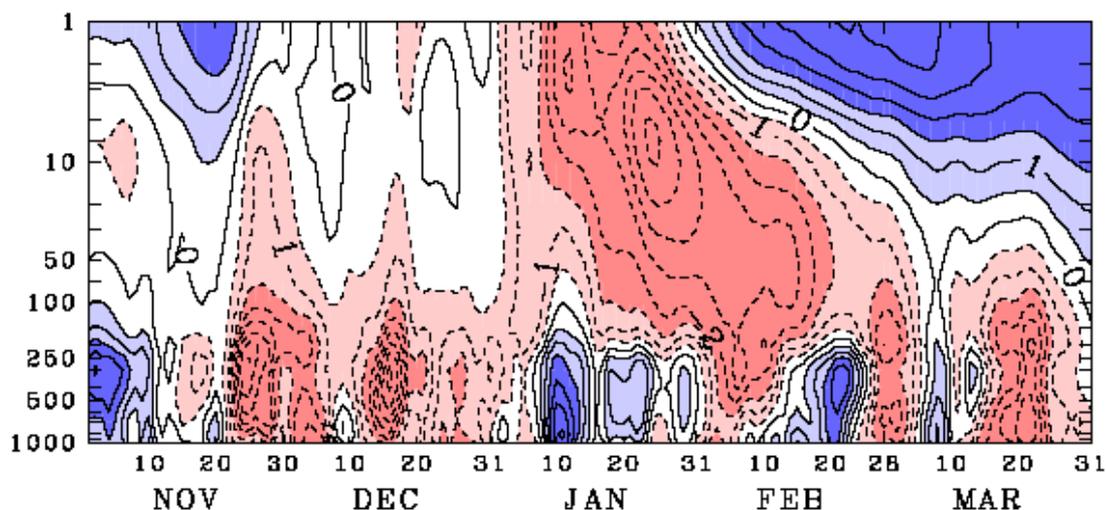


図 3.1 2005 年 11 月から 2006 年 3 月の NAM Index の時間高度断面図．縦軸は気圧軸で，対数表示となっている．

3.2 2005/06 年の冬季の NAM index の予測精度

図 3.2 に，2005 年 11 月から 2006 年 4 月までの期間を初期値とする気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報データにおいて初期摂動を含まないコントロール予報結果から求められる NAM index の予測精度の初期値依存性を示した．対流圏では，およそ予報期間 7 日で NAM index の予測誤差が NAM index 変動の気候学的標準偏差（縦軸で 1）に達することがわかる．このことから，対流圏における NAM index 変動の予測可能な期間はおおよそ 7 日間であることがわかる．これは，北半球 500hPa 変動の予測可能な期間（7 日間；例えば kimoto et al. (1992)）と同じである．一方，成層圏においては NAM index の予測誤差は予報期間が 2 週間以上でも気候学的標準偏差の大きさに達しない．このことから，NAM Index の予測可能な期間は対流圏より成層圏で長いことがわかる．

Kimoto et al.(1992)で示されたように，予報誤差の時間的変動は短期予報よりも予報期間が長い，7 日予報程度の中期予報でより大きくなることが示されている．そこで，以下では NAM index の予報限界に近い 7 から 9 日の予報期間で平均した予測値の予報誤差変動について詳しく調べる．

図 3.3 は，予報日 7 日から 9 日の 3 日間で平均した AO index（1000hPa における NAM index）のアンサンブル平均値の予報誤差変動と，各アンサンブルメンバー予測値のスプレッドの大きさを見積もるため，各メンバーの AO index 予測値とアンサンブル平均予報値との差の標準偏差を示す．11 月中旬を初期値とする予測では，アンサン

ブル平均の予報誤差が小さくなる傾向が見られる。しかし、初期日が1月10,11日と、一日違うだけで予報誤差が大きく異なるなど短周期の変動成分が大きく、初期日におけるNAM indexの値と、予報誤差の間に明瞭な関係を見いだすことは困難である。スプレッドの大きさは、NAM indexが成層圏で大きな負の値をとる1月と、成層圏でNAM index変動が小さい11月でほとんど差が見いだせない。むしろ、1月18,19日を初期値とする予報では、AO indexのスプレッドは2005/06年冬季の平均よりも大きくなっている。このことは、この期間における成層圏循環変動が対流圏の予報可能性に与える影響は大きくないことを示唆している。

以下では、11月15,16日を初期日とするアンサンブル予報、及び1月25,26日を初期日とアンサンブル予報について詳しい解析を行う。11月15,16日を初期日とする予報は、1週間後に対流圏でのみNAM indexの値が大きな負の値となり、成層圏でNAM index偏差の大きさは小さい。また、11月から12月まで持続する負のNAM indexの状態が開始した期間として特徴づけられる。一方、1月25,26日を初期日とするアンサンブル予報が対象とする期間では、成層圏でのNAM indexは持続して負で大きな値を持ち、1週間予報に相当する2月初旬には、対流圏でのNAM indexも負の値となる。この2つのアンサンブル予報を詳しく調べることにより、対流圏のNAM変動の力学と予報可能性に対する、成層圏でのNAM変動の影響を解明することができると考えられる。

また、図3.3から、11月15,16日を初期日とする予報では、予報日7-9日で平均したAO indexのアンサンブル平均予測値の誤差は非常に小さいが、メンバー間のスプレッドは2005/06年冬季のスプレッド平均値とほぼ等しいことがわかる。一方、1月25,26日を初期日とする予報でも、AO indexのアンサンブル平均予測値の誤差は期間平均よりも小さい、特に、26日を初期日とする予報のアンサンブル平均の予報誤差はきわめて小さい。しかし、スプレッドの大きさは、11月15,16日を初期日とする予報と同様に平均的である。

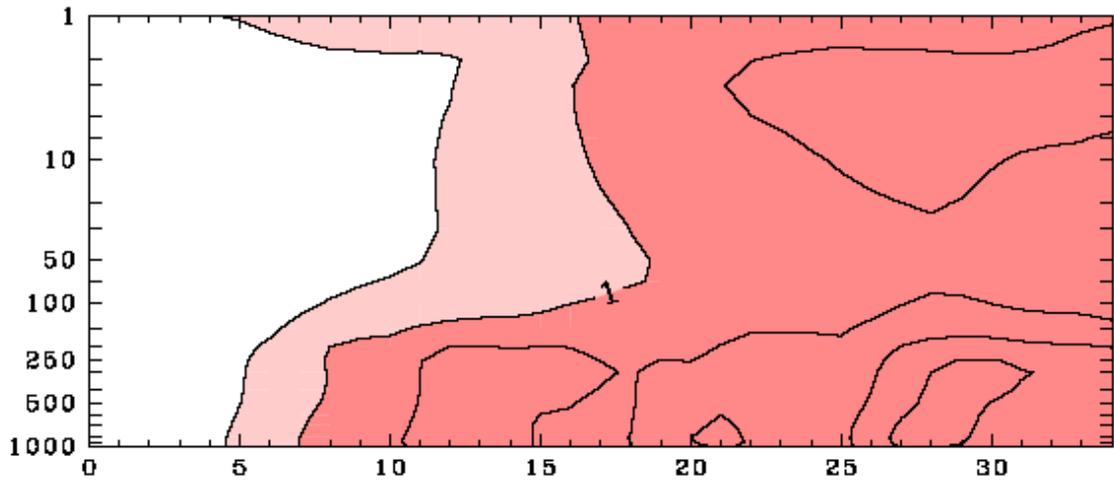


図 3.2 コントロールランの NAM Index と実際の NAM Index との誤差．横軸は予報日数を表し，縦軸は気圧軸である．

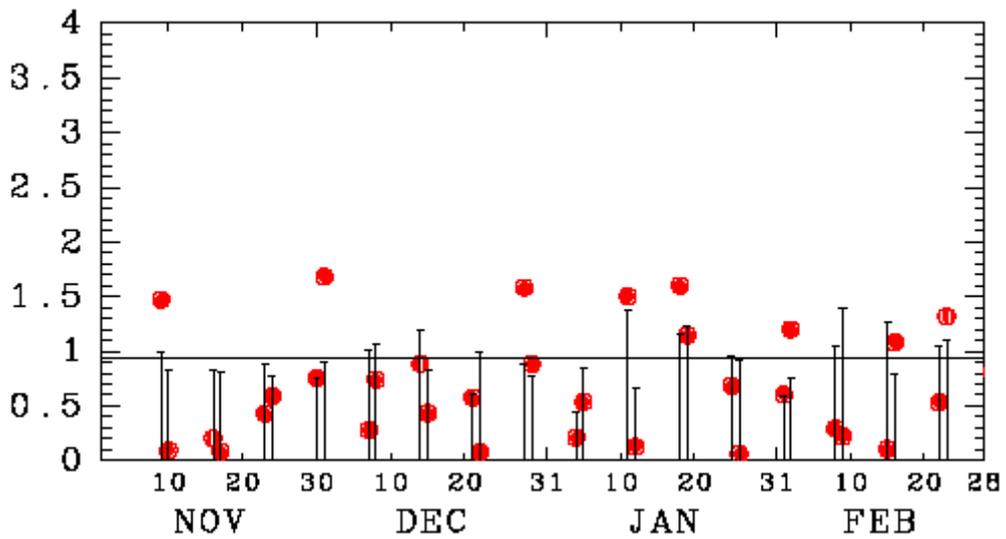


図 3.3 7-9日予報の気象庁1ヶ月アンサンブル予報の AO Index と観測値の AO Index との誤差．赤丸がアンサンブル平均の誤差の大きさ，横線はアンサンブル平均の誤差の平均値，バーはアンサンブル平均に対するスプレッドの大きさを表す．

3.3 2005 年 11 月の事例解析

ここでは，NAM index が対流圏のみで大きな負の値となった 2005 年 11 月の事例に関する解析結果について記述する．特に，解析対象とする期間は，11 月 15,16 日を初期日とするアンサンブル予報の，それぞれ 8 日-10 日，7 日-9 日予報に相当する，11 月 23 日から 25 日の 3 日間である．この期間に，AO index はこの冬季はじめて-1 を超える大きな負の値をもつ極小値となる．

図 3.4 に，(a) 11 月 9,10 日，(b) 11 月 16,17 日，(c) 11 月 23,24 日を初期日とするアンサンブル予報結果から求められた AO Index の予測値と，観測値の NAM index を示す．ここでは 11 月 24 日から 26 日の AO index 予測値に着目する．11 月 9,10 日を初期日とするアンサンブル予報では(図 3.4a)，予報期間も 2 週間以上と長いこともあり，スプレッドは+1 を超えてきわめて大きくなる．但し，予測のアンサンブル平均は，観測同様に 11 月から 12 月にかけて全体的に負のトレンドとなっている．一方，11 月 23,24 日を初期値とするアンサンブル予報(図 3.4c)では，予報期間が 2 日程度と短いため，すべてのメンバーで負の AO index を予測しており，予報誤差も大変小さい．しかし，図 3.4a で同じ 2 日程度の予報期間のスプレッドに比べて AO index のスプレッドは大きい．これらに対し，11 月 16,17 日を初期値日とするアンサンブル予報では，ほぼすべてのメンバーで 11 月 20 日以降の AO index の負の変化傾向をうまくとらえているが，11 月 24 日から 26 日における AO index の予測値間のスプレッドはかなり大きくなっている．但しアンサンブル平均の予報誤差は極めて小さく(図 3.3 参照)，予測値は観測値の周りで散らばっている．以下では，この 2 日間を初期日とするアンサンブル予報のメンバーの中で，AO index の予測誤差が最も小さいメンバーと，最も大きいメンバーについて詳しい解析を行うことにより，どのような要因がこの時期における AO index の予測の成否に大きな影響を与えているかを調べる．2005 年 11 月の解析においては，予報精度の評価は 24 日の，NAM Index が最初の極小となっている日に関して評価することとした．なお，図 3.4(b)で，緑色(青色)の実線が AO Index の予測誤差が最も小さい(大きい)メンバー[RunA (RunB)と記述する]を示す．

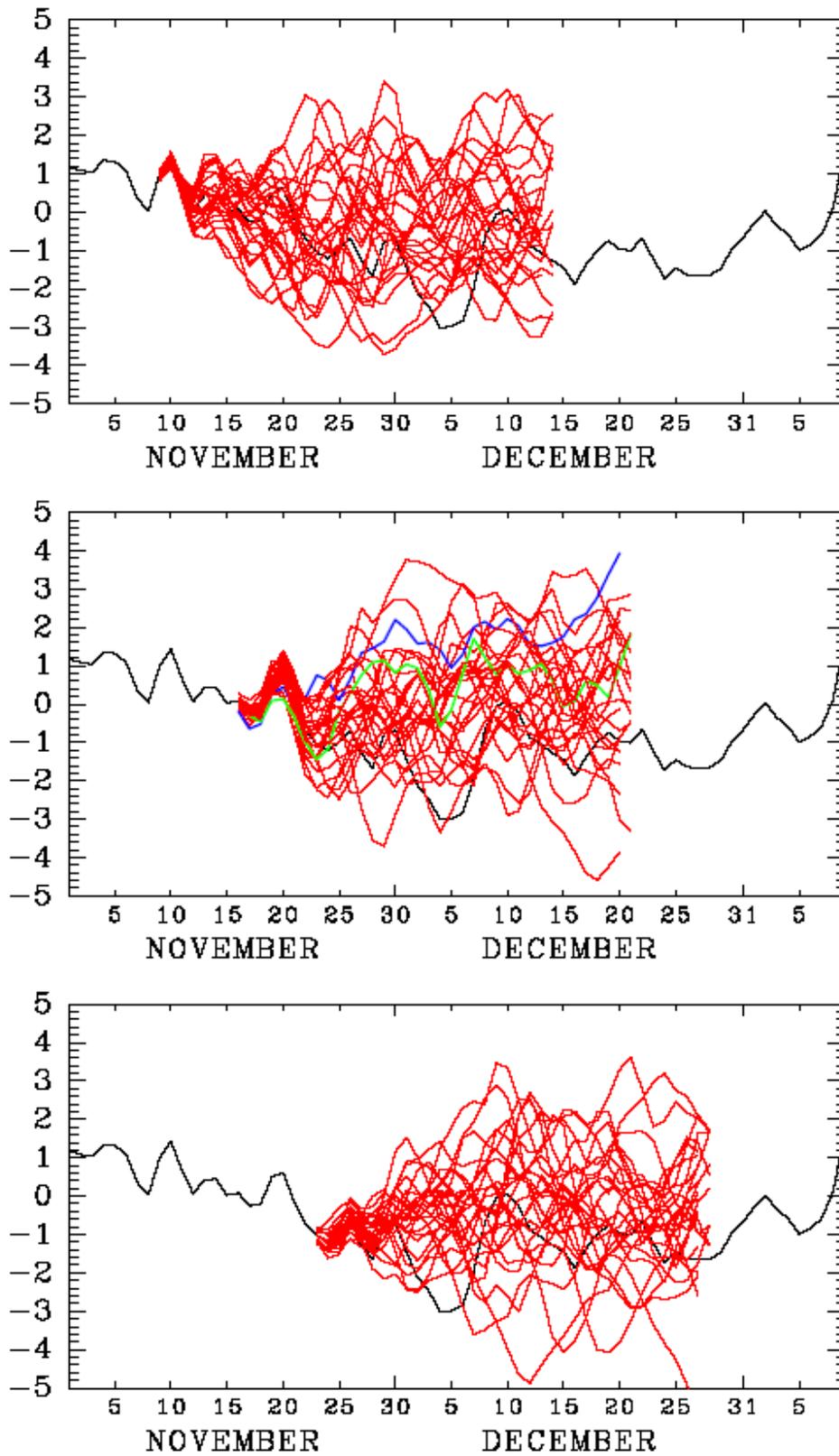


図 3.4 観測値の NAM Index (黒線) と予報値の NAM Index (赤, 青, 緑線) を示し

たもの . (a) 11/7,8 の予報 (b)11/14,15 の予報 (c) 11/21,22 の予報

まず、対流圏での東風加速が顕著になる 11 月 19 日から 11 月 21 日の 3 日間での、波数 1、波数 2、波数 3、波数 4~12 の振る舞いについて、EP-flux (第 1.3 節) を用いた解析を行った。まず、この期間の 3 日間で平均したそれぞれの波数毎の EP-flux とその収束発散を、図 3.5 (解析値)、図 3.6 (Run A)、図 3.7 (Run B) に示す。図 3.5 から、北緯 70 度よりも極側の対流圏上部から下部成層圏に波数 1 の EP-flux の収束が大きいことがわかる。また、波数 2 成分に伴う EP-flux も北緯 70 度よりも極側の対流圏上部で収束している。波数 4 以上の成分は、その EP-flux の収束域が北緯 40 度から 60 度の対流圏上部に存在するが、波数 1、2 に比べ値は小さい。一方、EP-flux の波数 3 成分には顕著な収束域は存在しない。従って、この時期における対流圏での NAM index の大きな負の値は、対流圏上部における波数 1 の EP-flux の収束に起因すると考えられる。

一方、AO index の予測に成功した Run A で、11 月 19 日から 21 日までの 3 日間平均した各波数成分の振る舞いを図 3.6 に示す。まず波数 1 成分の活動度の大きさ、伝播方向、さらにその収束域の分布は観測値とよく一致していることがわかる。すなわち、北緯 70 度よりも極側の対流圏上部から下部成層圏での EP-flux の強い収束がよく再現されている。また、他の波数成分についても、波数 1 と同様に波活動度の伝播方向や大きさやその収束も常によく再現されていることがわかる。次に、AO index の予測に失敗した Run B の結果をみると、対流圏における帯状風の東風加速と関連する波数 1 成分の振る舞いの違いが最も顕著であることがわかる。すなわち、Run B で再現された波数 1 成分に伴う EP-flux は、北緯 70 度よりも極側の対流圏上部で観測と同様に収束する傾向にあるが、その収束の大きさは観測値に比べ大変小さい。従って、このような比較から、11 月 19 日から 21 日における対流圏での帯状風の東風加速をうまく再現するには、波数 1 成分の振る舞いを正しく再現することが必要であることがわかる。

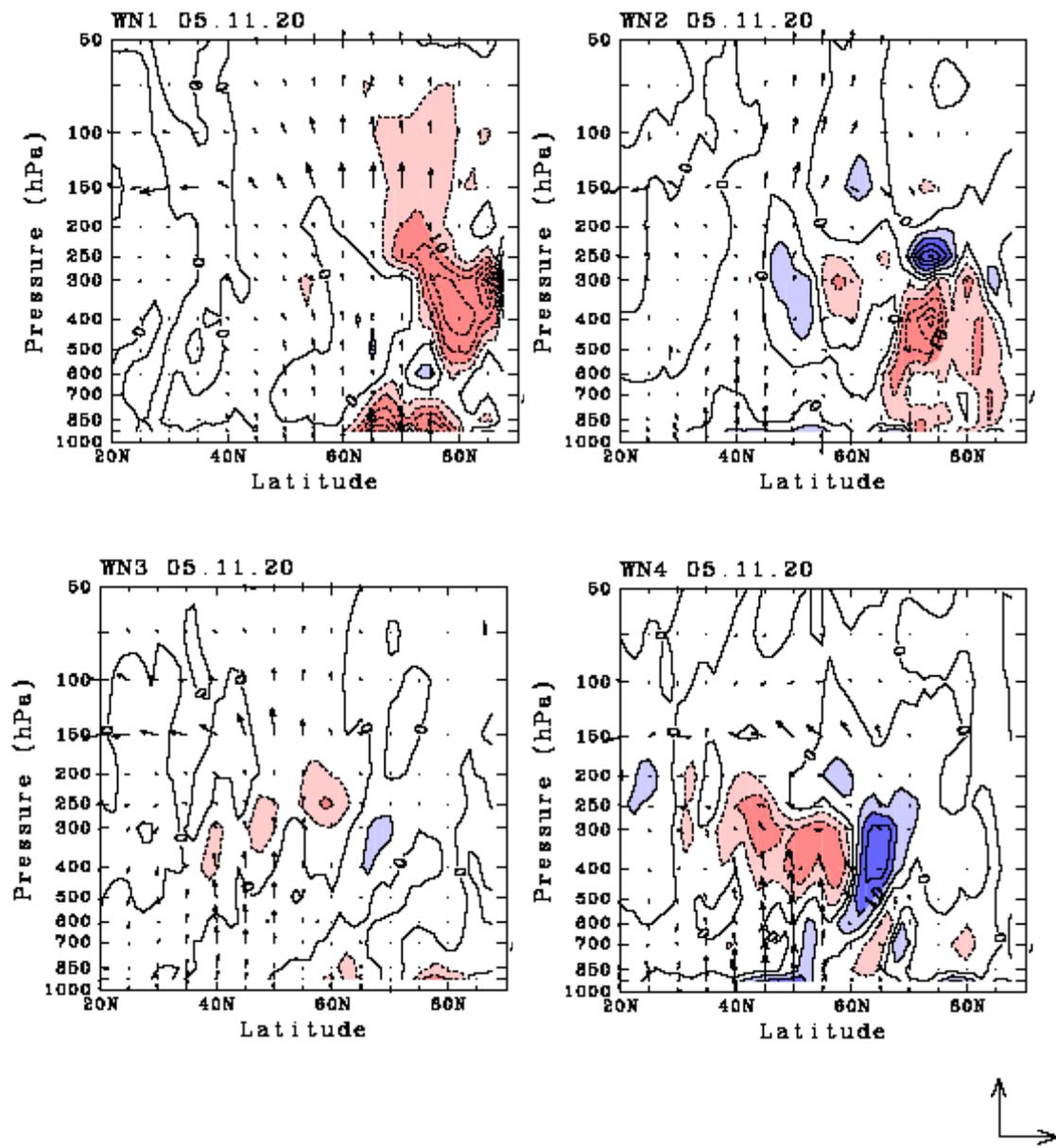


図 3.5 11/19~21 のEP-flux緯度高度断面図．矢印はEP-flux(\bar{F})で単位は kg s^{-2} ，右下の矢印は， $(4.0 \times 10^8, 1.5 \times 10^6)$ (kg s^{-2})に対応している．コンターは，EP-fluxの収束分布($\nabla \cdot \bar{F}$)で単位は m/s/day ．

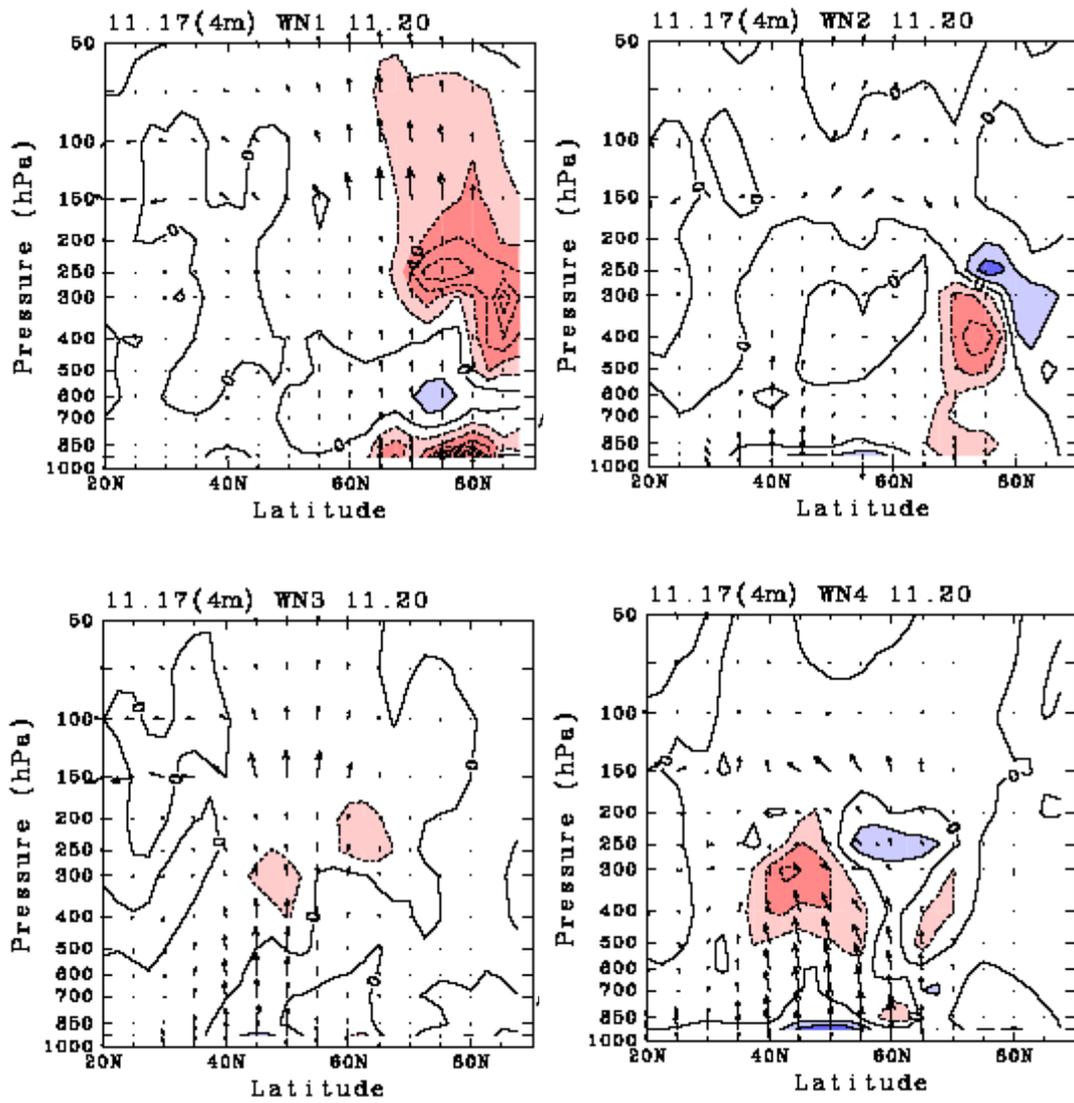


図 3.6 Run A の , 11/19 ~ 21 の EP-flux 緯度高度断面図 . 図示されている物理量は図 3.5 に同じ .

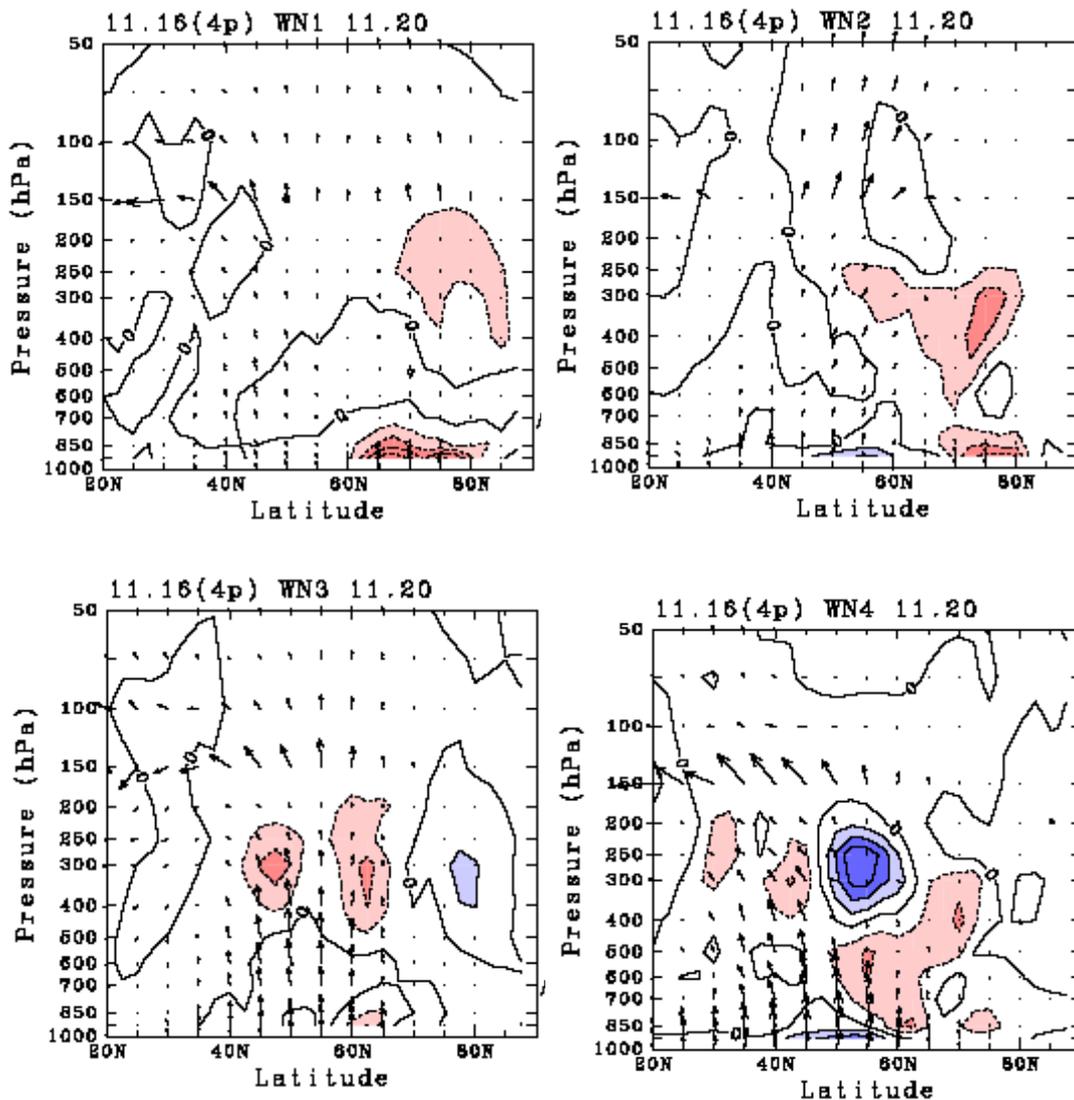


図 3.7 Run B の 11/19~21 の EP-flux 緯度高度断面図．図示されている物理量は図 3.5 に同じ．

さらに，この波数 1 の再現性の違いは，それ以降の期間における対流圏大規模波動の振る舞いに大きな影響を与えていることが以下の解析から明らかになった．すなわち，図 3.5 から図 3.7 で示された期間から 4 日後の期間に相当する 11 月 23 日から 25 日の 3 日間で平均した各波数成分の EP-flux とその収束を，図 3.8 (解析値) 図 3.9 (Run A)，図 3.10 (Run B) に示す．解析値から，この期間では波数 4~12 の成分に伴う大きな EP-flux の収束域が 北緯 50 度から 80 度の対流圏上部に存在することがわかる．また，波数 1 成分に伴う EP-flux の収束も北緯 60 度から 80 度の対流圏上部に存在するが，波数 4-12 に比べその収束の大きさは小さい．従って，11 月 23 日から 25 日の期間で，対流圏における負の N A M 偏差の維持には，波数 4-12 の波数成分が最も重要な役割を

果たしていると考えられる。一方，Run A（図 3.9）では，波数 4-12 に伴う収束域が，観測値と同様に対流圏上部に存在している。しかし，その収束量は観測の 4 分の 1 程度しかない。このため RunA では，対流圏で帯状風の弱い状態が観測値のように持続せず，AO index の予測値が時間とともに正の値まで増加したと考えられる。また，Run A の波数 4-12 成分は，北緯 40 度付近の対流圏上部で，観測値とは異なり，赤道域への伝播が顕著である。一方，図 3.10 で示された Run B では，全ての波数成分で顕著な EP-flux の収束は存在しない。波数 4-12 成分においても中緯度の対流圏上層において EP-flux の弱い収束が存在するが，観測値や，さらには Run A と比較しても極めて弱い。このため，Run B の AO index は，Run A に比べその増加傾向がさらに大きい。従ってこれらの結果からも，11 月 23 日から 25 日の期間で，対流圏における負の NAM 偏差の維持には波数 4-12 成分が重要な役割を果たしていたことが示唆される。

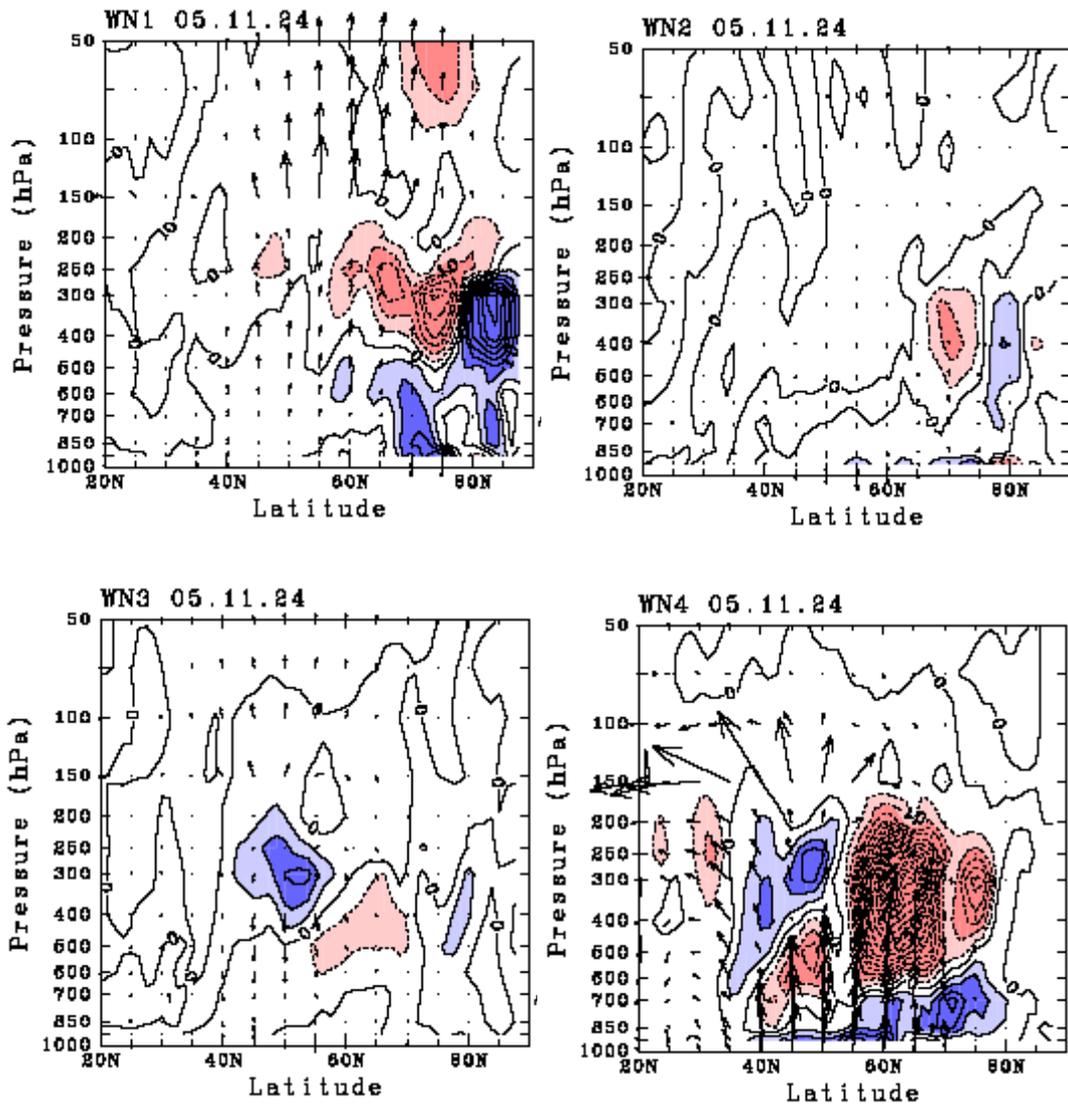


図 3.8 11/23 ~ 25 の EP-flux 緯度高度断面図 . 図示されている物理量は図 3.5 に同じ .

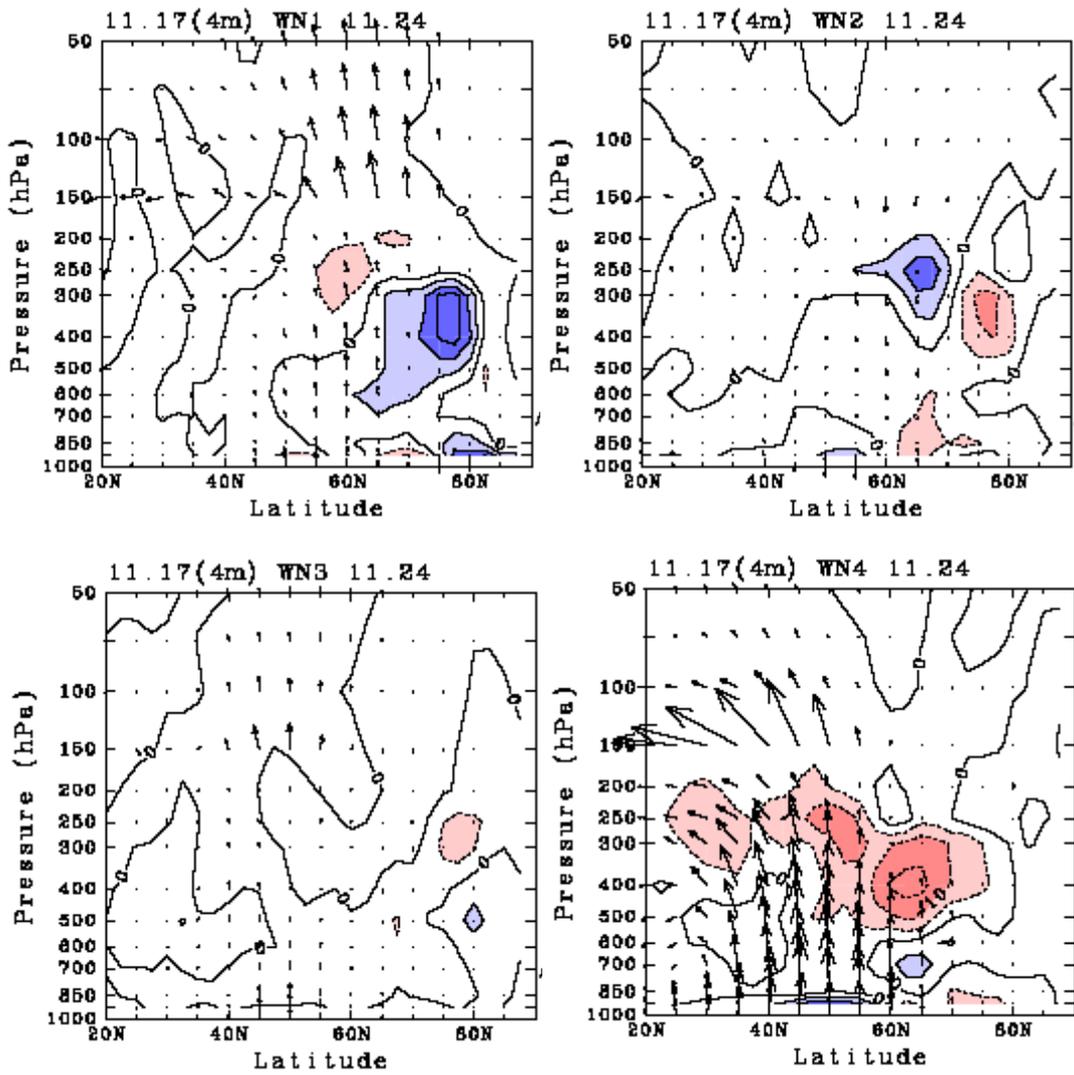


図 3.9 Run A の 11/23~25 の EP-flux 緯度高度断面図 . 図示されている物理量は図 3.5 に同じ .

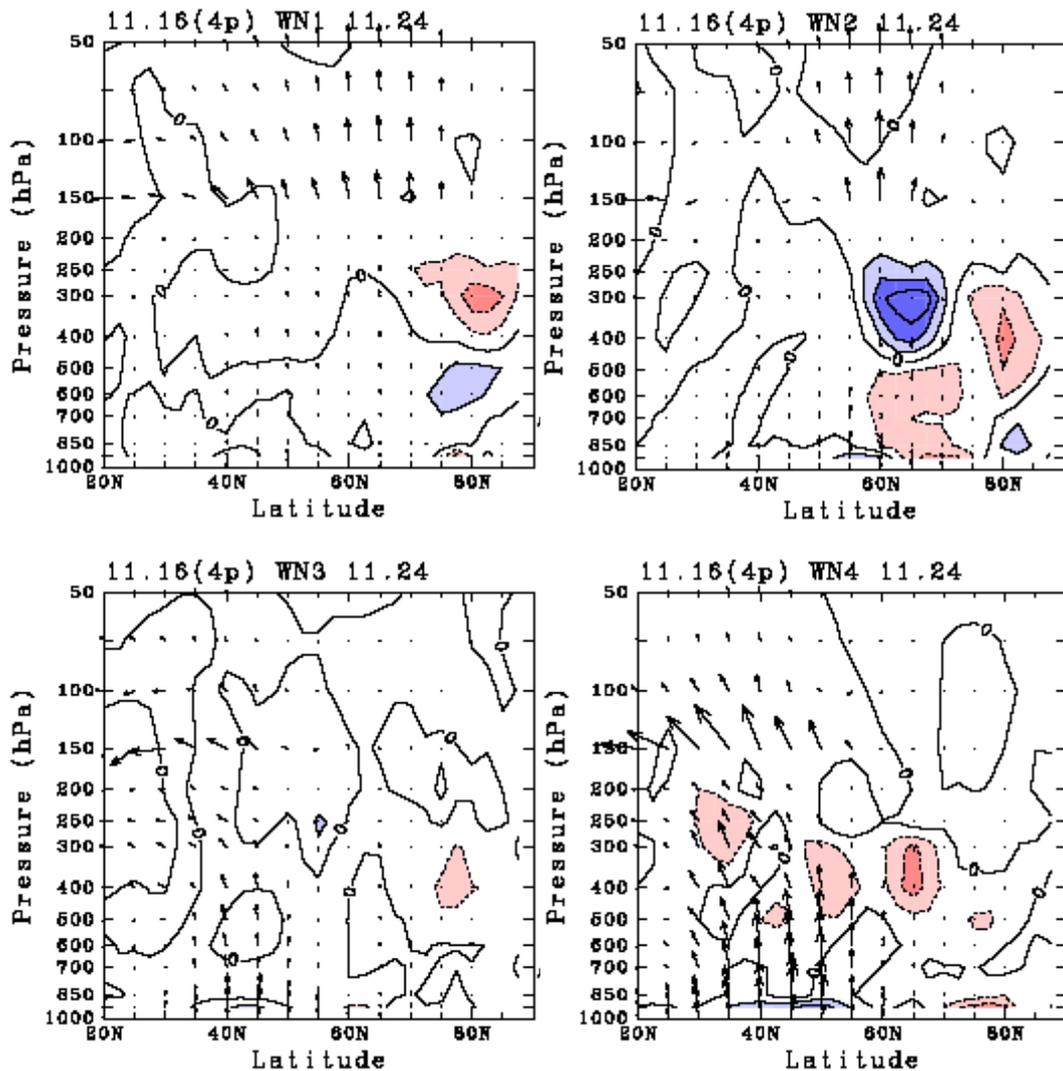


図 3.10 Run B の 11/23 ~ 25 の EP-flux 緯度高度断面図．図示されている物理量は図 3.5 に同じ．

さらに波数 4-12 の波数成分の重要性を確かめるため，図 3.11 に，11 月 23 日から 25 日までの 3 日間で平均した 500hPa 高度場分布を示す．

観測値（図 3.11a）では，波数 4 成分が卓越していることが見てとれる．これは，図 3.8 で，波数 4 ~ 12 成分の対流圏における波活動度が大変大きいことと対応していると考えられる．また，Run A の予測値（図 3.11b）でも，波数 4 成分が卓越していることがわかる．しかし，波数 1 成分の振幅は観測値と比べ小さい．この波数 4 の卓越は，解析値と同様に，図 3.9 でみられる EP-flux の収束における波数 4-12 成分の重要性と関係していると考えられる．一方，Run B においては，波数 4 成分の卓越は顕著ではない．従って，図 3.8，3.9 で見られた，波数 4-12 成分の波数成分に伴う EP-flux の大き

な収束は、いわゆる移動性総観規模擾乱よりもやや水平スケールの大きい波数4成分の卓越によることが、図3.11より明らかになった。

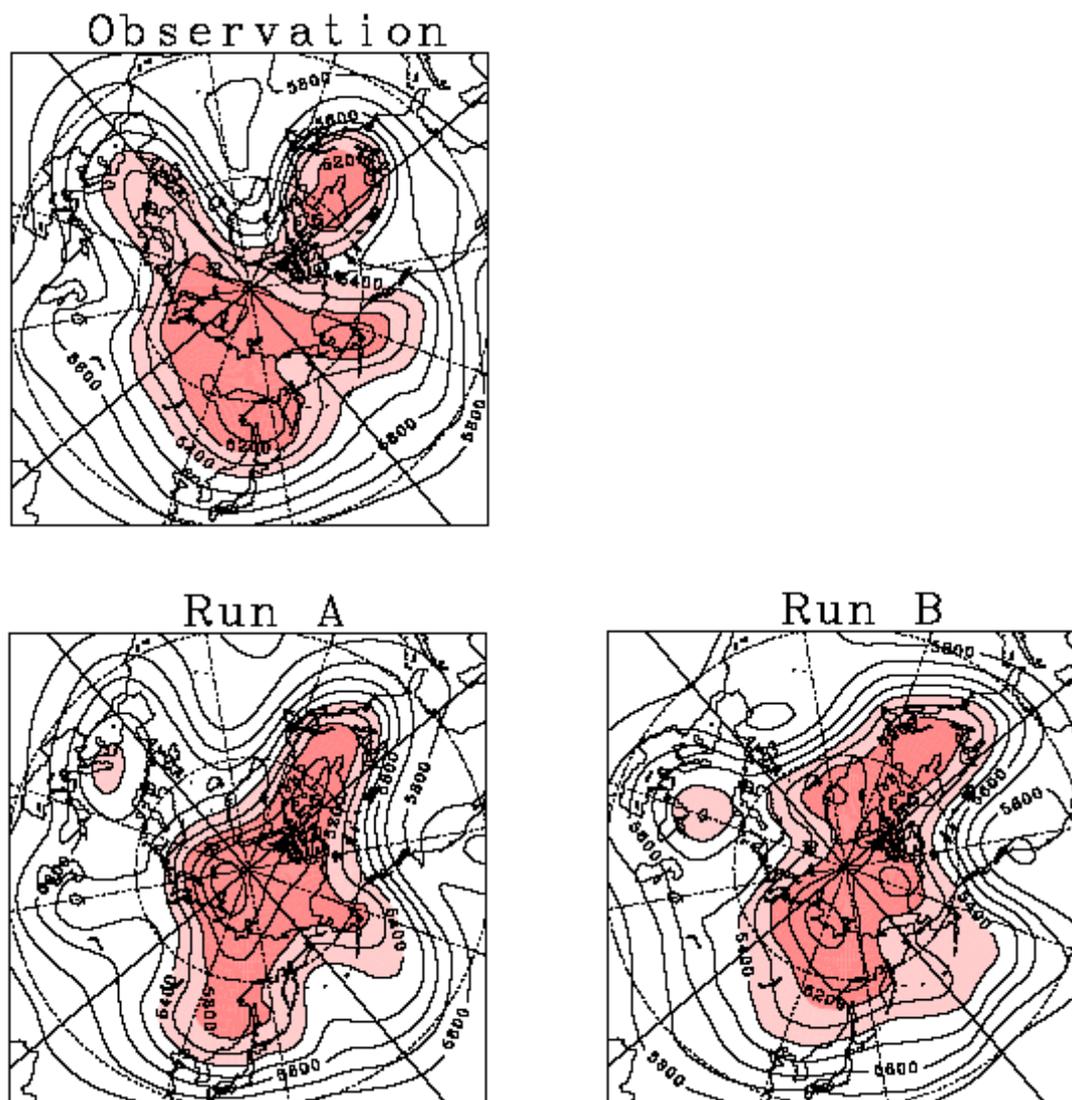


図 3.11 実況，Run A，Run B の，11/23～25 の Z500 高度場

一方、図 3.12 に、この期間（11月23日から25日）で平均した帯状風分布を示す。まず観測値（図 3.12a）では、北緯 30 度付近の対流圏界面付近に南北幅の小さい亜熱帯ジェットが存在するが、NAM index が負の状態に対応して、対流圏上部から成層圏下部の中高緯度における西風は大変弱い。一方、Run A（図 3.12b）では、観測値に比べて亜熱帯ジェットの南北幅がかなり広く、またその最大風速も弱い。また、中高緯度域における成層圏下部の西風の強さは、観測値よりも 5m/s ほど強い。しかし、対流圏

下部の極域では西風は観測値同様に弱まっている。一方, run B では, 観測値に比べ成層圏における西風が 20m/s 程度強くなっている。このような成層圏下部の西風分布の違いが, 対流圏における波数 4 成分の振る舞いの違いをもたらしている可能性がある。Run B を見てみると, 対流圏では風の分布, 強弱ともうまく再現できていないうえ, 成層圏に西風の減速が見られない。これは, EP-flux の収束がほとんどなく, 西風が減速できていないことと対応付けることができる。

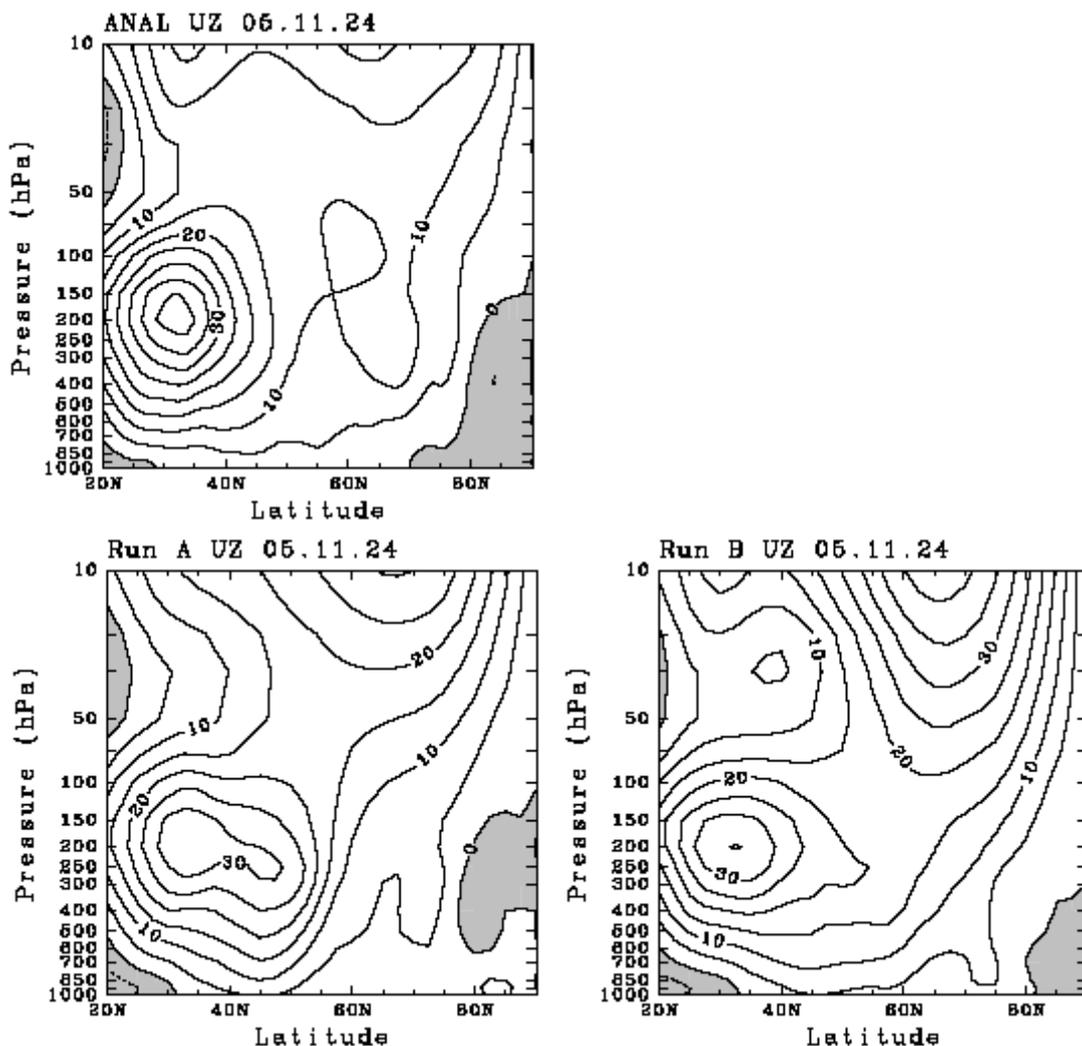


図 3.12 実況, Run A, Run B の, 11/23 ~ 25 の東西平均風の緯度高度断面図

3.4 2006年1,2月の事例解析

2006年1月初旬に生じた成層圏突然昇温を起源とする負のNAM偏差が、上部成層圏から下部成層圏へと下降し、下部成層圏で持続した期間の中で、AO index が負の極小値になった2月2日から4日まで3日間に関する事例解析の結果を記述する。

図3.13は、それぞれ、(a)1月18,19日、(b)1月25,26日、(c)2月1,2日を初期日とするアンサンブル予測値から求められたAO indexの予測値(赤実線)と観測値(黒実線)を示す。2月2日から4日までの3日間に着目すると、やはり予報期間の長い(2週間予報)1月18,19日を初期値とするアンサンブル予報では、ほかの初期値に比べアンサンブル間のスプレッドは大きい。しかし、2月初旬に正で大きなAO indexの値を予測するメンバーはなく、また、1月下旬よりも2月上旬にスプレッドがやや小さくなる傾向にあることは興味深い。一方、2月1,2日を初期値とするアンサンブル予報(図3.13c)では、予報期間が2日程度と短いため、当然アンサンブルメンバー間のスプレッドも小さく、各メンバーの予報誤差も大変小さい。また、1月25,26日を初期値とするアンサンブル予報(図3.13c)では、各メンバーで予測されたAO index間のスプレッドは2005/06年冬季の平均値よりもやや小さい。ただし、アンサンブル平均のAO index予報誤差は正であり、すべてのメンバーで観測値に比べよりも大きい(負偏差が小さい)AO indexを予測する傾向にある。第3.3節と同様に、ここでもこのアンサンブル予報で、2月2日から4日までの3日間で平均したAO indexの予報誤差が最も小さなメンバーRun A(図で緑実線)と、最も大きなメンバーRun B(図で青実線)とを比較することにより、この期間における対流圏における負のNAM indexの成因とその予測可能性について議論する。

まず、対流圏での東風加速が顕著になる1月29日から1月31日の3日間における、波数1、波数2、波数3、波数4~12の振る舞いについてEP-fluxを用いた解析を行った。まず、この期間で平均したEP-fluxとその収束発散を、図3.14(観測値)、図3.15(Run A)、図3.16(Run B)に示す。

解析値では、波数1成分に伴うEP-fluxの収束が、北緯70度から80度の対流圏上部に存在することがわかる。しかし、2005年11月の事例とは異なり、他の波数成分に伴う顕著なEP-fluxの収束は存在しない。特に、総観規模擾乱に対応する波数4-12成分に伴うEP-fluxの大きな発散が対流圏上部に存在することは、2005年11月の事例とは全く異なっている。一方Run Aでは、波数1成分に伴うEP-fluxの収束は、観測値と同様に北緯50度から75度の対流圏上部に存在するが、その大きさは4分の1程度である。また、波数2、波数3に伴うEP-flux収束域はほとんど存在しない。さらに、

波数 4-12 成分に伴う EP-flux は、観測値とは逆に中緯度の対流圏中層から上層で弱く収束している。次に、Run B で予測された波数 1 成分に伴う EP-flux の収束は、北緯 70 度から 80 度の対流圏上部に存在するが、その大きさは Run A よりもさらに小さい。また、波数 2、波数 3 成分については EP-flux の収束発散は対流圏では存在しない。一方、波数 4-12 成分に伴う EP-flux の収束発散の分布は Run A と類似するが、観測値とは逆に、北緯 60 度付近の対流圏上部で大きな収束域が存在する。以上より、この時期における NAM 負偏差に伴う対流圏中高緯度での西風減速は、観測値の解析より波数 1 の寄与が大きいことが示唆される。また、Run A と Run B との比較からも、さほど顕著ではないが、波数 1 成分に伴う対流圏上部での EP-flux 収束の大きさの違いが、AO index の予測に大きな影響を与えていると考えられる。一方、run A と B では、対流圏における波数 4-12 の再現性が悪く、いずれも対流圏で収束している。また、この収束量の大きい Run B では西風が強く、予測される AO index の誤差は正であることから、波数 4-12 成分は、この期間における AO index の予測に大きな役割を果たしていないことが示唆される。

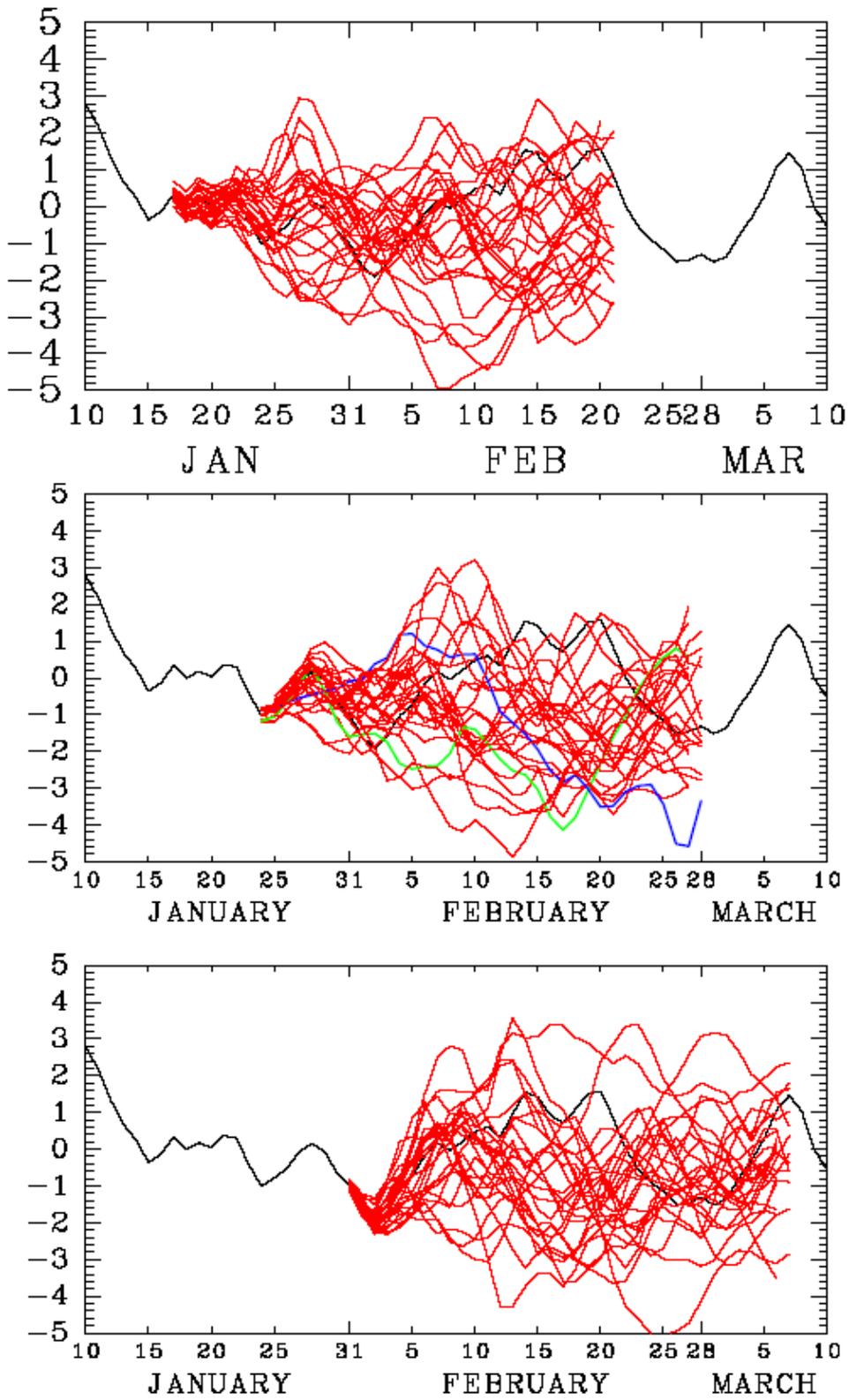


図 3.13 観測値の NAM Index と予報値の NAM Index とを示したものの。(a) 1/18,19 の予報 (b)1/25,26 の予報 (c)1/31,2/1 の予報

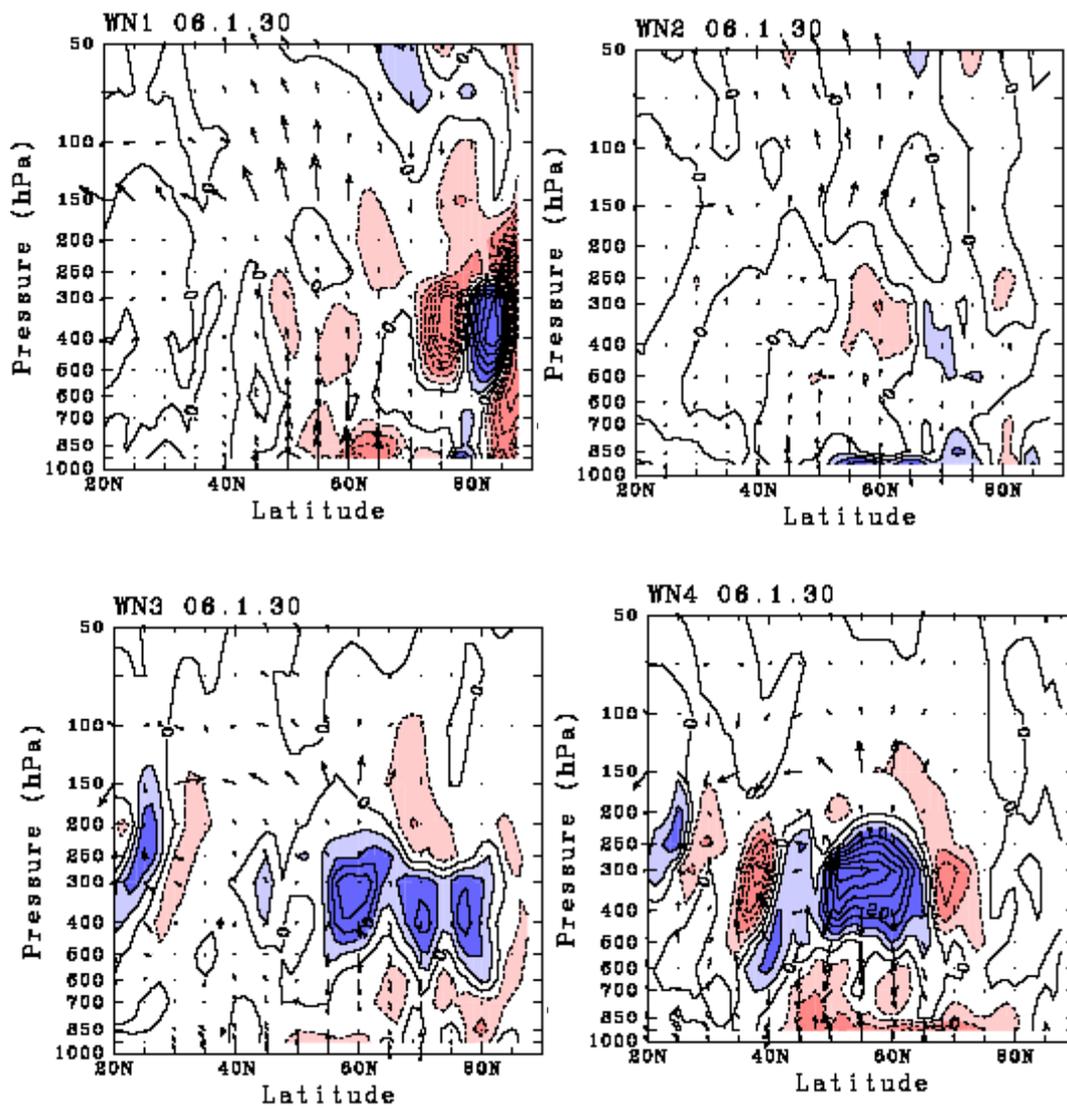


図 3.14 1/29 ~ 31 の EP-flux 緯度高度断面図 . 図示されている物理量は図 3.5 に同じ .

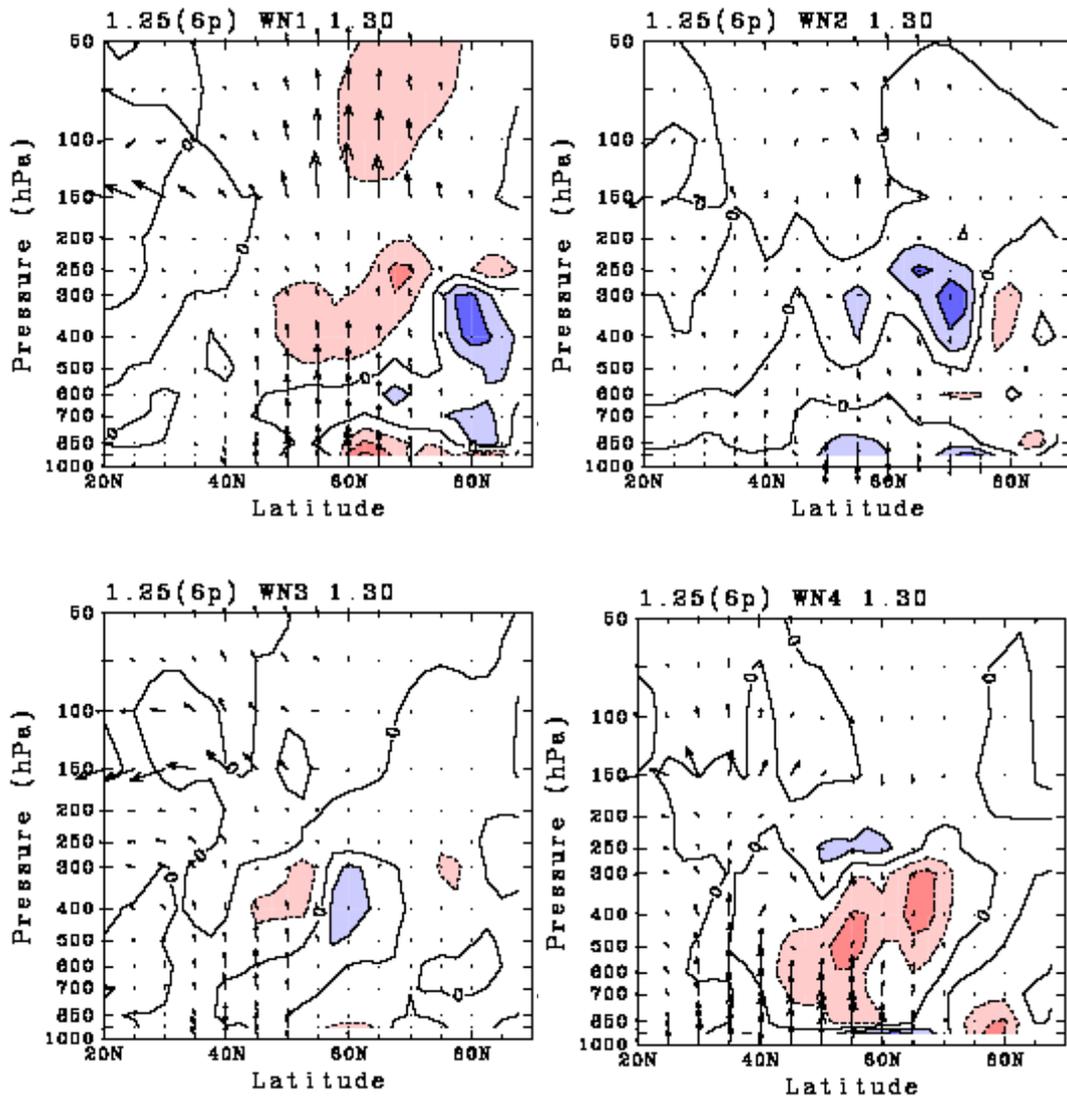


図 3.15 Run A の 1/29~31 の EP-flux 緯度高度断面図．図示されている物理量は図 3.5 に同じ．

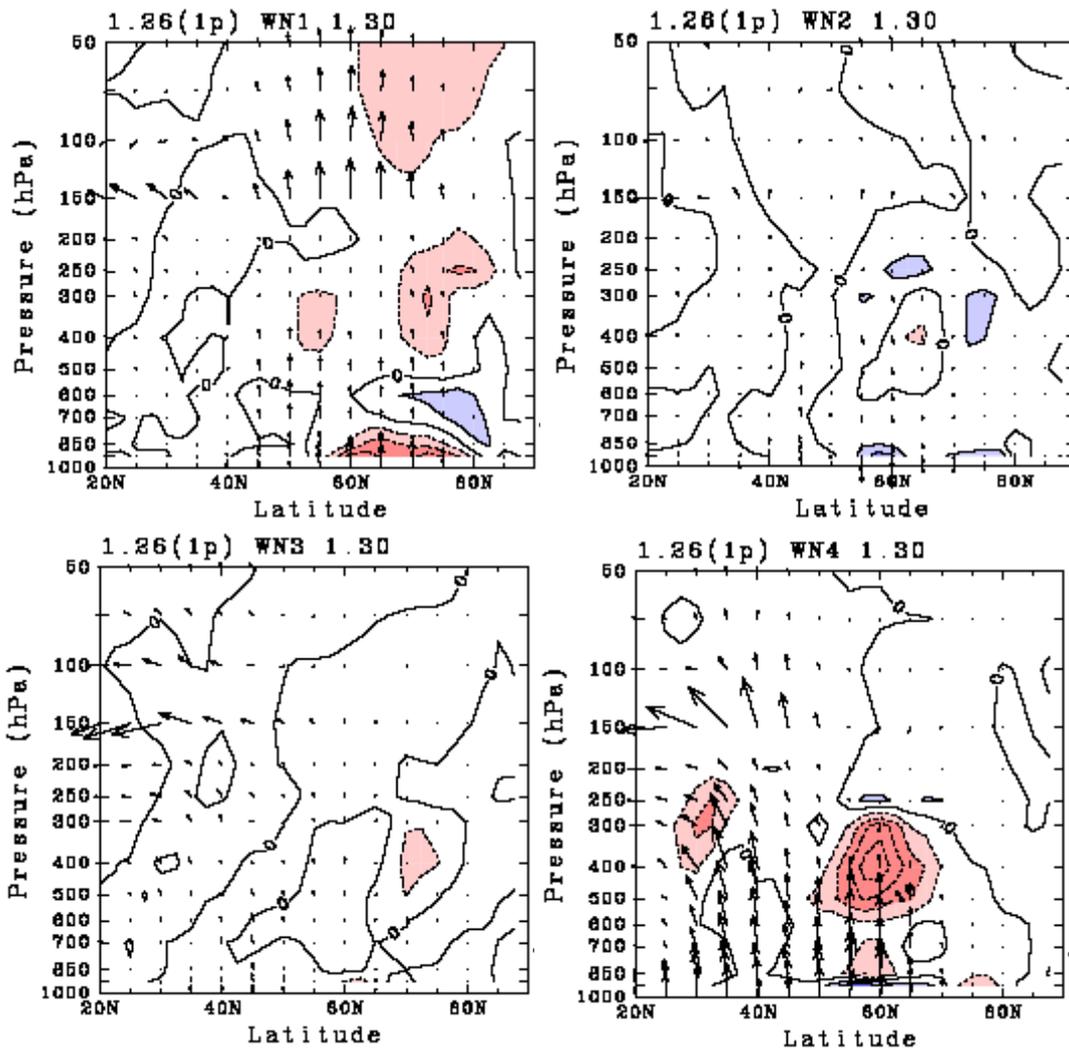


図 3.16 Run B の 1/29~31 の EP-flux 緯度高度断面図．図示されている物理量は図 3.5 に同じ．

図 3.17 に、2月2日から4日までの3日間で平均した 500hPa 高度場を示す．観測値では、波数 1 成分が卓越している様子が見取れる．また、総観規模スケールの擾乱も大きな振幅を持っている．このことは、図 3.14 で、波数 1 成分と波数 4-12 成分の波活動度が対流圏で大きいことと対応している．一方、Run A でも波数 1 成分は卓越した振幅をもつことがわかる．但し観測値と比べてその位相は異なっている．このため、Run A では、その帯状平均成分に相当する NAM index の予報誤差は小さいが、波成分の予報誤差が大きいことが予期される．また Run B では、波数 1 の卓越は顕著ではない．これは、図 3.14 で波数 1 成分の波活動度が観測値に比べ小さいことと対応していると考えられる．Run B では、他方、水平スケールの小さな数成分が Run A に比べ大きな振幅を持つ．

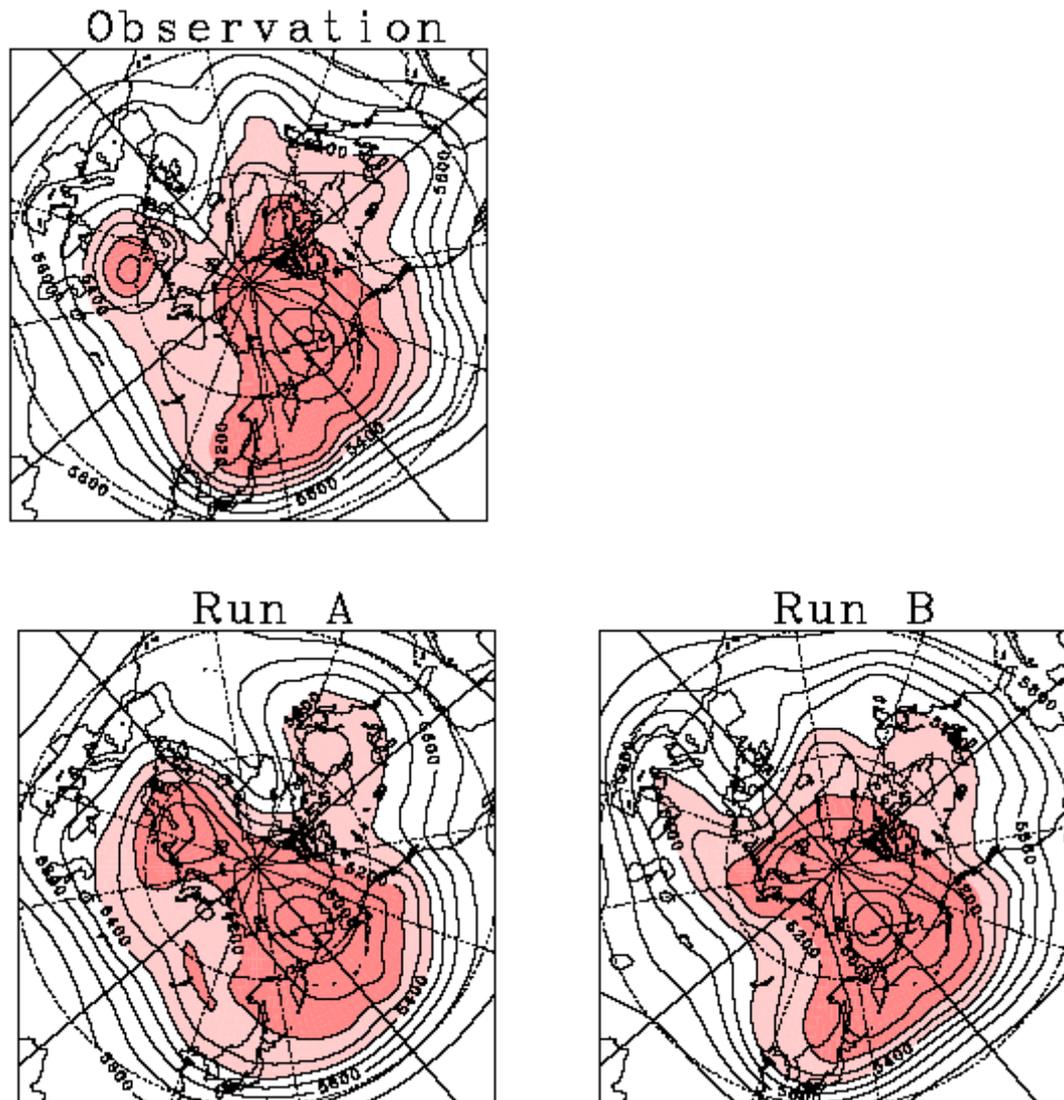


図 3.17 実況，Run A，Run B の，2/2～4 の Z500 高度場

図 3.19 に，この期間（2月2日から4日）で平均した帯状風分布を示す．まず観測値（図 3.19a）では，北緯 35 度付近の対流圏界面付近に亜熱帯ジェット気流が存在する．一方，北緯 60 度よりも極側の対流圏では西風は大変弱くなっている．また，成層圏では北緯 70 度を中心に東風が存在している．この東風領域では，波数 1 成分の EP-Flux ベクトルは下向き（図 3.14）であり，波数 1 が成層圏中を伝播できないことがわかる．一方，Run A と Run B を見てみると，対流圏における帯状風分布はともによく再現できている．しかし両例ともに，1月30日に成層圏では西風となっている（図 3.18）また，図 3.19 を見てみると，2月3日の時点では，対流圏における帯状風分布は両例共によく再現できている．また，成層圏の東風が観測よりも強くなっているのが

見て取れる．この原因について，Run A については，1 月 30 日には成層圏における波数 1 の収束によりその後東風に反転し，図 3.19 のようになったと考えることができ，Run B についても同様である．一方対流圏については，Run A は 1 月 30 日の時点で観測と同様の帯状風分布を示していたため，波数 1 成分の収束の効果で図 3.19 のような帯状風分布が再現できたと考えられる．一方 Run B については，図 3.18 で対流圏が東風となっている．図 3.16 で，EP-flux 1 は波数 4-12 が収束しているが，その他の波数の小さな波成分は収束がはっきりしない．このことから，Run B の帯状風分布は，Run A とは過程が異なってできたものであり，図 3.17 とあわせて考えても，帯状風分布は似ているが，波成分は異なっていると考えられる．よってここでも，波数 1 の対流圏上部の収束が重要であると考えられる．

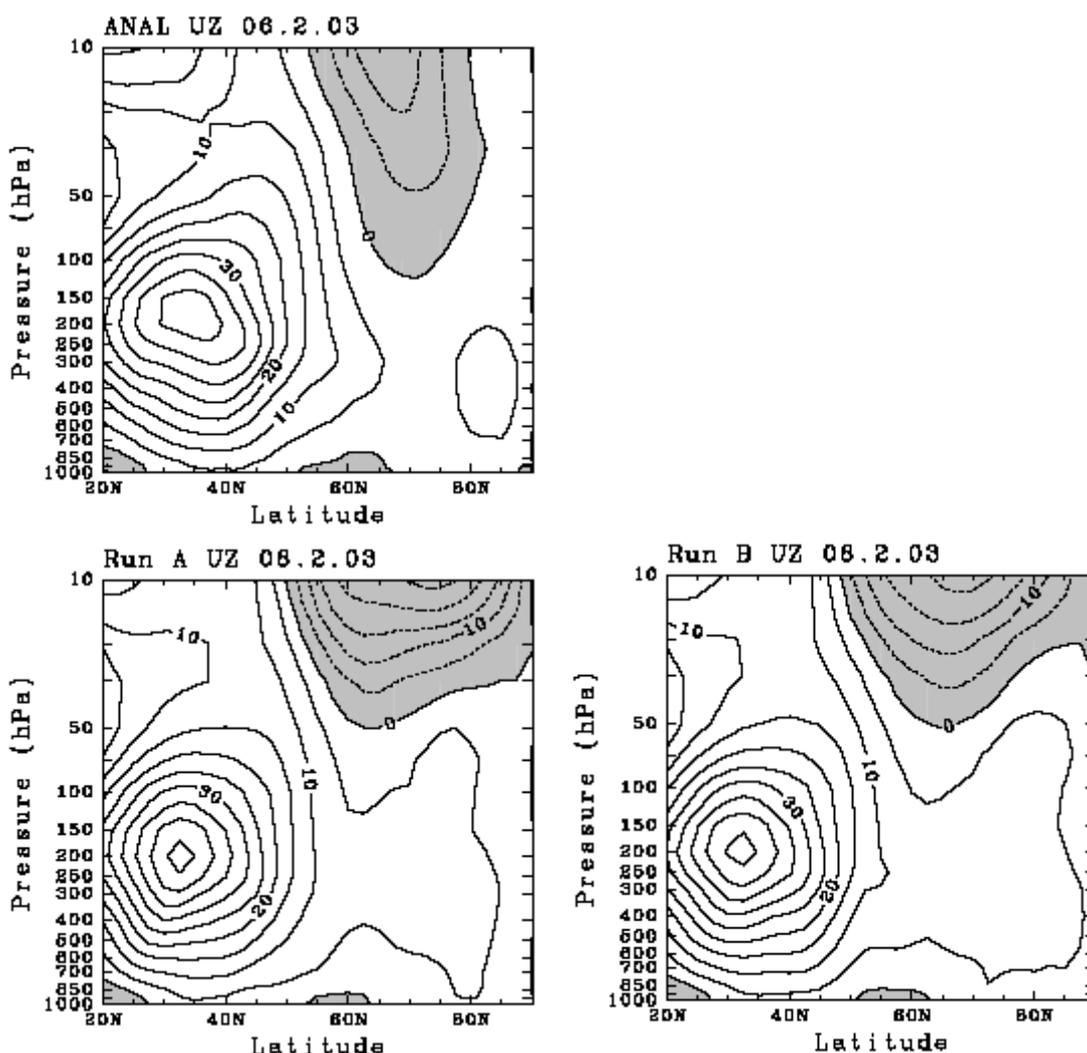


図 3.18 実況，Run A，Run B の，2/2～4 の東西平均風の緯度高度断面図

第4章 考察

本章では、解析によって得られた結果から北極振動の予測可能性について考察する。

本研究では、2005年11月と2006年2月に生じたAO indexが負で大きな値となった期間の予測可能性について、気象庁一ヶ月予報結果を用いた解析を行った。2005年11月では、成層圏に顕著なNAM偏差は存在せず、成層圏には弱いながらも西風領域が広がっていた。一方、2006年2月の事例では、2006年1月に発生した成層圏突然昇温にともない成層圏には大きな負のNAM偏差が存在した。従って、両者の期間について比較しながら詳しく解析することにより、対流圏循環変動やその予測可能性に対する成層圏循環の影響を評価できると考えた。その解析結果から、両者の期間で対流圏での西風減速をもたらした原因として、波数1成分に伴うEP-fluxの対流圏上部における収束が重要であることが示唆された。但し、波数1成分は、前者の期間では成層圏中を伝播しているのに対し、後者の期間では成層圏中を伝播することはできないこともEP-Fluxの解析より明らかになった。従って、波数1の伝播特性は両者の期間で大きく異なるにもかかわらず、対流圏上部におけるその収束という点では両者はよく似る結果となった。このことは、成層圏帯状風分布が変わることにより、惑星規模波の伝播特性が変わり、そのことによって対流圏上端におけるEP-fluxの収束が影響を受けるという理解は必ずしも正しくないことを示唆している。むしろ、対流圏上端での惑星規模波に伴うEP-fluxの収束と、成層圏における帯状風分布との間には明瞭な関係は存在しないと考えた方が自然である。このことは、対流圏における惑星規模波自体の励起をうまく再現することが、NAM indexの負偏差を予測するには重要であることを意味していると考えられる。

対流圏におけるAO indexの予測可能な期間はほぼ一週間程度であることが本研究から明らかになった。一方、成層圏におけるNAM indexの予測可能な期間は2週間程度である。この違いの原因の一つとして、対流圏と成層圏でNAM index維持形成に重要な波数成分の違いが考えられる。対流圏では、波数4程度の比較的空間スケールが小さい波数成分も大きな寄与をするが、成層圏では波数3以下の大きな空間スケールを持つ波数成分の寄与が重要である。一般に、空間スケールが大きくなるほどその時間スケールも長くなるため、成層圏でのNAM indexの予測可能な期間は、対流圏に比べ長くなることが考えられる。また、成層圏のNAM indexの変動には、対流圏上方伝播する惑星規模波が重要であるのに対し、対流圏ではそこで励起する惑星規模波がNAM index変動に寄与することも、NAM indexの予測可能性に違いをもたらす大きな原因と考え

られる。対流圏で励起した惑星規模波が成層圏へエネルギー伝播するには、数日から一週間程度必要と考えられるため (Andrews et al. 1984), うまく対流圏での励起を再現することができれば, 成層圏循環の予測可能な期間はこの伝播に必要な期間分だけ長くなると考えられる。

また本研究から, 両者の期間で AO index の一週間予報の予測精度に大きな違いがなかったことが明らかになった。すなわち, 成層圏における NAM 偏差が対流圏での AO index の予測に与える影響は小さいことが示唆される。この結果は, Baldwin などの結果とは一見矛盾している。しかし, 彼らの結果は成層圏における NAM index と AO index との統計的関係に基づく予測であり, 彼らの結果を検証するにはより多くのヶ月予報結果をコンポジットして解析することが必要である。

本研究では, 負の AO index に伴う東風偏差の形成に波数 1 などの惑星規模波の寄与が重要であることが示された。これは, Kimoto and watanabe (2001)の結果と整合的である。彼らは, AO index の時間変動は, 主として惑星規模の定在波に伴う西風運動量の収束発散が重要な寄与をしていることを長期間の再解析データを用いた解析により明らかにした。但し, 本研究の解析した 11 月の事例では, 東風偏差の維持には惑星規模波ではなく波数 4 の寄与が大きいことから, 定在波成分として惑星規模波以外の波数成分も重要であることが考えられる。

最後に, 本研究では NAM index の変動と関連する帯状風の変動に関し, EP-flux のみに着目して解析を行った。しかしながら, 式(1.7)からわかるように, 帯状風変動には残差子午面循環(\bar{v}^*)の寄与を考えることも重要である。すなわち, Holton(2004)で示されたように, ある高度領域で EP-flux の収束が生じると, 子午面流によって収束域が存在する高度よりも低い空間領域でも西風が減速される可能性がある。これは, Downward Control と呼ばれる現象であるが, 負の NAM 偏差の下方伝播でも, この子午面流の効果を取り入れて解析することは重要である。特に, 今回解析を行った事例でも波数 1 成分の収束が成層圏下部でも生じており, この収束に伴う子午面流も対流圏での NAM index の変動に寄与する可能性が十分考えられる。

第5章 結論

本研究では、2005/06年冬季における北半球環状モード(NAM)変動の予測可能性と力学を明らかにするため、気象庁ヶ月アンサンブル予報モデル結果を用いて詳しい解析を行った。ここで、NAMはほぼ帯状一様な北極域と中高緯度域との間での気圧場の南北のシーソーパターンで特徴づけられる、北半球規模での気圧場変動の中で最も卓越する変動成分である。特に、地表面付近(1000hPa)でのNAM変動は、北極振動(AO)とも呼ばれている。以下ではNAM変動の大きさを示すNAM index、あるいは、1000hPaにおけるNAM indexとして定義されるAO indexに着目して解析を行った。このNAM index(AO index)が負のときには、極域に正の気圧偏差が存在し、北緯60度付近を中心として東風偏差が存在する状態に対応する。また、対流圏におけるNAM indexが大きな負の値となった、2005年11月と、2005年2月に注目して詳しい解析を行う。前者の期間では、成層圏に顕著なNAM偏差は存在せず、成層圏には弱いながらも西風領域が広がっていた。一方、後者の期間では2006年1月に発生した成層圏突然昇温にともない、成層圏には大きな負のNAM偏差が存在した。

まず、NAM indexの予測誤差の大きさの予報期間依存性を解析することにより、2005/06年冬季でのNAM indexの平均的な予測可能な期間は、成層圏では約2週間程度、対流圏では1週間程度であることが示された。対流圏におけるNAM indexの予測可能な期間は、通常の予報誤差の指標として用いられる500hPa等圧面高度場の予測誤差の大きさから見積もられる値とほぼ同じである。次に、AO indexの予報誤差変動が大きくなる7-9日予報のアンサンブル平均誤差とアンサンブルメンバー間のスプレッドの時間変動について解析した。その結果、2005年11月と、2006年2月で、AO indexのアンサンブル平均誤差とスプレッドの大きさに統計的に有意な違いは存在しないことが明らかになった。このことから、成層圏循環偏差がAO indexの予測可能性に及ぼす影響は顕著ではないことが示唆される。

次に、2005年11月と2006年2月におけるNAM index変動とその予測可能性について詳しい解析を行った。その結果、両者の期間とも、対流圏における大きなNAM indexの負偏差の形成には、波数1に伴う対流圏上部におけるEP-fluxの収束が重要であることが示された。このことは、気象庁ヶ月アンサンブル予報で、AO indexの予測に成功したメンバーと失敗したメンバーとの比較することからも確認することができた。すなわち、AO indexの予測に成功したメンバーでは、対流圏の上部における波数1成分に伴うEP-fluxの収束をうまく表現していた。またEP-fluxの解析より、成層圏に負のNAM indexが存在する2006年2月の事例と、成層圏に西風が存在する2005

年 11 月の事例では、波数 1 成分の成層圏中での伝播特性が大きく異なることは確認することができたが、この伝播特性の違いは対流圏上部における EP-flux の収束に大きな影響を与えないようである。この解析結果も、成層圏循環変動が対流圏における NAM index 変動に与える影響が第一義的には重要でないことを示唆している。

以上のように、本研究結果からは、Baldwin and Dunkerton(2001)が提示した成層圏循環変動が対流圏の中長期予測可能性に与える重要性を確認することはできなかった。むしろ本研究は、対流圏 NAM 変動をうまく予測するためには対流圏における惑星規模波の励起過程をうまく再現することが必要であることを示唆している。今後は、さらに解析する事例数を増やし、本研究結果の統計的有意性について解析する必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり、指導教官である向川均助教授には熱心なご指導と助言を頂き、大変感謝しております。また、岩嶋樹也教授、井口敬雄助手、谷口博研究員、近本喜光研究員には日頃からセミナーなどで貴重な助言を頂き、大変助かりました。こころより感謝致します。

2年間ともに励ましあい勉強を続けてきた、高橋誠氏、吉田裕一氏には大変お世話になりました。また、中村貞代さんには、様々な面で大変お世話になりました。京都大学理学研究科物理気候学研究室の皆様にも多くのご助言を頂きました。この場で、心より感謝致します。

参考文献

Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937-30946.

Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.

Baldwin, M. P., Stephenson, D. B., Thompson, D. W. J., Dunkerton, T. J., Charlton, A. J. and O'Neil, A., 2003: Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, **301**, 636-640.

本田明治, 中村尚, 浮田甚郎, 2000: アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧間のシーソー関係の季節依存性と季節進行. *グロースベッター*, **38**, 67-86.

Kimoto, M., Mukougawa, H. and Yoden, S., 1992: Medium-Range Forecast Skill Variation and Blocking Transition: A Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1616-1627.

Mukougawa, H. and Hirooka, T., 2005: Predictability of Downward Migration of Arctic Oscillation: Case Study for January 2003. Reprinted from the *Annuals of Disaster Prevention Research Institute Kyoto University*, **48B**, 445-454.

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

Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.

Wallace, J. M., 2000: North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms-one phenomenon. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 791-805.