

# 気象庁1か月予報を用いたマッデン–ジュリアン振動の 予測可能性についての研究

久保田 拓志・向川 均・岩嶋 樹也(京大・防災研)

## 1. はじめに

マッデン–ジュリアン振動(MJO)は、熱帯の季節内の時間スケールにおいて、最も卓越する変動である(e.g., Madden and Julian 1994)。MJOは、30日から70日の周期で、熱帯を東向きに伝播する対流偏差と、それに関連する循環偏差とで特徴づけられる。アジアモンスーンの開始や活動度にも、MJOが強く影響することがよく知られている(e.g., Yasunari 1979, Lau and Chan 1986)。さらに、MJOはオーストラリアモンスーンの開始や変動(e.g., Hendon and Liebmann 1990)や、熱帯低気圧の発生・発達(Nakazawa 1986, Liebmann et al., 1994)にも関連している。一方、熱帯域の季節内振動の予測精度が良い場合、日本を含む中高緯度域の予測精度も向上する可能性があることがこれまでの研究により指摘されている(Ferranti et al. 1990, Tsuyuki 1990)ため、MJOの力学的予測可能性を解析することは重要である。

多くの大気大循環モデルは、観測が示すMJOの特徴を再現することができていない(e.g., Slingo et al. 1996)。Jones et al.(2000)は、彼らのモデルでは、MJOの振幅が観測よりも小さく、また位相速度がより速くなることを指摘している。また、National Centers for Environmental Prediction(NCEP)中期予報モデルの力学予報では、MJOの予測精度が高いのは、リードタイム5~7日までであることも指摘されている(Chen and Alpert 1990, Lau and Chang 1992, Hendon et al. 2000, Jones et al. 2000)。

一方、予測精度とMJOの活動度との関係についても議論の一致はまだ得られていない。例えば、Jones et al. (2000)は、NCEP中期予報モデルの上部対流圏東西風を用いて、MJOに伴う対流偏差が強い期間に、予測精度がわずかに良くなることを示した。一方、Boer(1995)は、European Centre for Medium-Range Weather Forecasts(ECMWF)の予報システムでは、予測精度がMJOにほとんど依存しないことを示している。ところが、Hendon et al. (2000)やLo and Hendon(2000)は、NCEP中期予報モデルの流線関数を指標とすると、初期

時刻にMJOが活発なときより、不活発なときに、予測精度がよいことを示している。

本研究の目的は、北半球冬季の気象庁1か月アンサンブル予報を用いて、MJOの予測可能性を調べることである。特に、赤道域の予測精度と初期時刻におけるMJOの関係について、振幅や位相との関係について詳しく調べる。さらに、ある予測値と1日後を初期値とした予測値の間で、特定の日を境に、予測精度が大きく異なる事例について報告する。

## 2. データと解析手法

気象庁1か月予報は、毎週、水曜日12UTCと木曜日12UTCを初期時刻として実施される。予報期間は34日間で、予報には、気象庁全球スペクトルモデルが使用されている。モデルの水平解像度はT106、鉛直層数は40層(モデル上端は0.4hPa)である。気象庁より提供された予報データは1日間隔で、緯度・経度はそれぞれ、2.5°間隔である。

アンサンブル予報は水曜日と木曜日のコントロールランと、それぞれの曜日の12摂動ランの全26メンバーで実施されている。アンサンブル予報の摂動作成手法は、NCEPで開発されたBGM(Breeding of Growing Mode, 成長モード育成)法(Toth and Kalnay 1997)である(経田 2000)。BGM法では、摂動を加えない12時間予報と摂動を加えた12時間予報を行い、その予報値誤差(誤差成長)を求める。その誤差成長を規格化・直交化し、これを新たな摂動として繰り返し積分することで各時刻における初期摂動を求める。2001年3月1日~2002年2月4日では、摂動を作成する範囲を北緯20度以北としている。摂動の500hPa高度成分が、気候的変動の10%の大きさとなるように、全要素・全レベルの摂動の大きさを規格化する。2002年2月5日以降(EPS-0202)では、摂動を作成する範囲を南緯20度以北に広げ、また、摂動の規格化定数として、摂動の500hPa高度成分が、気候値的変動の14.5%となる値を採用する。ただし、湿度成分のみ、さらに40%大きく(気候的変動の21%の大きさ)した値を用いてい

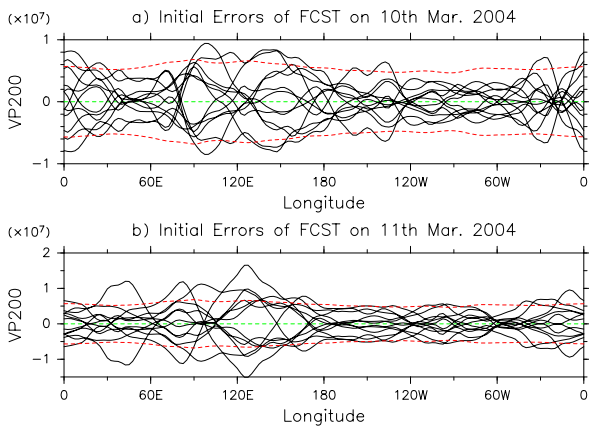


図 1: EPS-0202 における赤道域の初期摂動 (コントロールランの初期値からのずれ) の例。a) は 2004 年 3 月 10 日、b) は 2004 年 3 月 11 日。黒線は、赤道域 (10°S-10°N) で平均した初期摂動の 200hPa 面速度ポテンシャル (VP200) を各アンサンブルメンバーごとに示している。赤点線は気候学的な北半球冬季における赤道域 VP200 偏差の標準偏差。

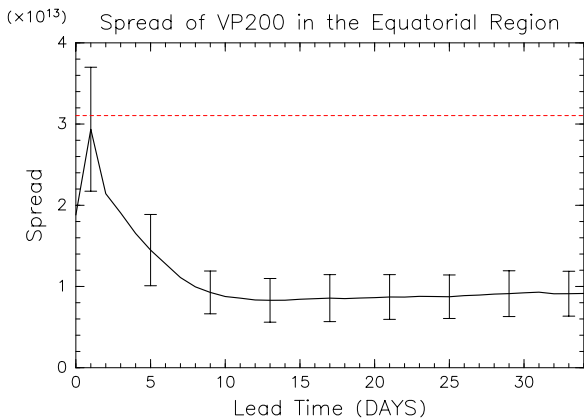


図 2: EPS-0202 における赤道域 (10°S-10°N) の VP200 のスプレッド。黒線は平均値、エラーバーは予報間の標準偏差の大きさを表す。赤点線は気候学的な北半球冬季における赤道域 VP200 偏差の分散。

る (経田 2002)。EPS-0202 では、熱帯にも初期摂動が広がっている。しかし、南緯 20 度以北の領域における摂動の 500hPa 高度成分のみを用いて規格化するため、変動の大きな中・高緯度域に対応した値となり、得られた摂動は熱帯域で大変大きくなる。

図 1 は、2004 年 3 月 10 日・11 日を初期値とするアンサンブル予報における赤道域の初期摂動を示している。値は 200hPa 面速度ポテンシャル (VP200) である。赤道域の VP200 の初期摂動の大きさは、気候学的な変動を上回っている。すなわち、解析誤差の水準を大きく超えていることが

わかる。ここでは、2004 年 3 月 10 日・11 日の例を示したが、他の予測でも似た特徴が見られる。

次に、図 2 は、EPS-0202 における赤道域の VP200 のスプレッドを表している。図の実線でリードタイムが 0 日ときの値は初期摂動のばらつきを表す。その大きさは、気候学的な分散の 61% である。ただし、図 1 に示したように、初期摂動は、インド洋・海洋大陸上や南アメリカ大陸上のアマゾン領域など、特定の領域で極端に大きい場合がある。その後、スプレッドは、リードタイム 1 日で最大となり、リードタイム 10 日まで減少し、それ以降はほぼ一定となる傾向があることがわかる。この図は、初期摂動が赤道域の VP200 場に対して適切ではないことを示している。以上より、本研究ではコントロールランのみを用いて解析を行った。

本研究では、2001 年～2004 年の 10 月最終週から 4 月第 2 週まで (合計 72 週)、すなわち、2001 年 10 月 31 日～2002 年 4 月 11 日、2002 年 10 月 30 日～2003 年 4 月 10 日、2003 年 10 月 29 日～2004 年 4 月 8 日を初期値とする、合計 144 個の予測値 (水曜日ラン 72 個・木曜日ラン 72 個) を解析する。気象庁の数値解析予報システムは 2001 年 3 月に大きく更新された (気象庁, 2000) ので、ここではそれ以降の期間について解析した。さらに 1 か月予報モデルは、積雲対流過程として使用されている Prognostic Arakawa-Schubert スキーム (Randall and Pan 1993) に関して 2003 年 6 月に改善されている。新保ら (2003) は、変更後は MJO の振幅がやや大きくなり、いくつかの事例で MJO の予報が改善していることを示している。

予測値の検証には、2001 年 6 月から 2004 年 5 月までの気象庁全球客観解析 (GANAL) データを使用した。本研究では、熱帯域の対流活動と関連する循環の予測可能性を調べるために、VP200 について解析を行う。まず、解析を行う際に、予測値と解析値から、季節進行成分を除去し、偏差成分をとりだした。ここで季節進行は、GANAL データの 3 年平均した日々の場から求められる、年平均値、1 年成分、半年成分の和として定義した。さらに、MJO の予測可能性を調べるために、モデルの系統誤差を除去した。系統誤差は、予測値と解析値の差を、本研究で用いた 144 個の事例で平均し、それをリードタイムごとに計算して求めた。系統誤差の水平パターンは、前田 (2001) や新保ら (2003) と同様、予測値において、アフリカ大陸東岸の発散が強すぎる傾向や熱帯東部太

平洋から南アメリカ大陸、大西洋上で収束が強すぎる傾向を示している(図省略)。なお、第3.3節と第4節は、2003年10月29日~2004年4月8日の予測値と解析値の差から計算した系統誤差を使用している。

低周波フィルターとして、9日の移動平均を使用した(cf. Jones et al. 2000)。この際、リードタイム4日までの予測値で、不足分を埋めるために解析値を用いた。従って、この期間で予測精度を過大評価している点に注意する必要がある。

### 3. 気象庁1か月予報の結果

#### 3.1 赤道域の予測精度

空間アノマリー相関係数(AC)を用いて、北半球冬季における気象庁1か月予報の赤道域の予測精度を評価する。ここでは、低周波フィルターを適用した、赤道域(10°S-10°N)のVP200偏差について調べる。経験的にACの値が0.6以上であれば予測値にスキルがあると評価する。

解析値と予測値の間の赤道域の偏差パターンに関するACを計算し、144個の全事例で平均した。その結果は図3の黒線である。平均として、ACはリードタイム6日まで0.6を上回る。ただ、エラーバーが示すように、事例ごとのばらつきは大きい。比較として、図3の青破線で、持続予報のACを示した。リードタイム5日まで以降は、1か月予報のACが、持続予報のACより大きくなる。

次に、ACを冬季ごとに平均し、年による違いを調べた。図4から、予報間のばらつきが大きいものの、2003年10月~2004年4月の予測値の予測精度が高い傾向があることがわかる。これは、前述したモデルの改良や、2003年10月~2004年4月はMJOの活発期であるので、第3.2節で示すMJOの振幅との関係が関連していると考えられる。

各リードタイムごとに、全事例で計算される予測値偏差と解析値偏差との相関係数を熱帯域(30°S-30°N)で求めた(図5)。リードタイム5日では、赤道域の、特に、南アメリカ大陸上で、相対的に値が小さい。リードタイム8日では、赤道西太平洋や南アメリカ大陸上で、0.5を下回る領域が見られる。この赤道域で相関が小さい特徴は、予測期間が長くなるに従い、東西方向に広がる。

#### 3.2 予測精度と初期値のMJOの振幅

予測精度と初期値におけるMJOの振幅との関係を調べる。MJOの振幅は次のように定義した。

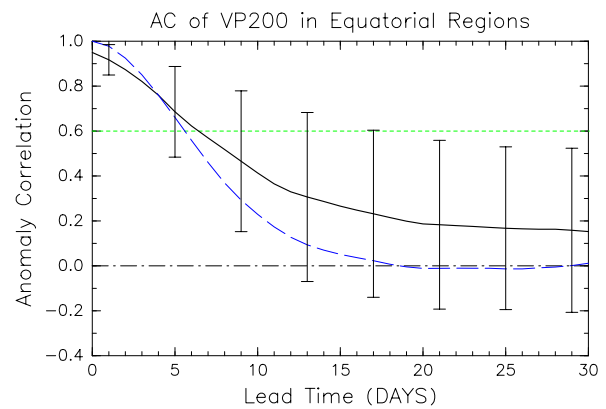


図3: 赤道域(10°S-10°N)における、アノマリー相関係数(AC)のリードタイムによる違い。データは200hPa面速度ポテンシャル(VP200)偏差。黒線は、144個の予測値で平均した値、エラーバーは、予報間の標準偏差を示す。青線は、持続予報の大きさを表す。

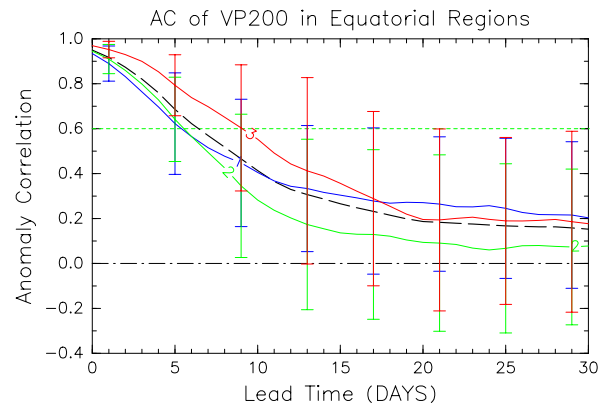


図4: 赤道域(10°S-10°N)におけるACの冬季ごとの違い。変動量はVP200偏差。破線は図3と同じ全平均値。実線は年ごとの平均値で、“1”(青)は2001/10~2002/4、“2”(緑)は2002/10~2003/4、“3”(赤)は2003/10~2004/4で平均した値。エラーバーは、予報間の標準偏差。

週平均したGANALデータを用いて、2001~2004年の10月最終週から4月第2週(合計72週間)で、熱帯域(30°S-30°N)のVP200偏差に対して、主成分解析を行った(図6)。なお、季節内時間スケールについて調べるため、偏差に対して3週間から14週間のバンドパスフィルターを適用した。第1固有ベクトル(図6a)と第2固有ベクトル(図6b)の寄与率は、それぞれ、44.5%と31.0%である。これらの固有ベクトルは、MJOのパターンとしてよく知られている(e.g. Lorenc 1984)。ここで、MJOの振幅 $A(t)$ を、第1主成分と第2主成分の時系列によって、 $A(t) = [PC1^2(t) + PC2^2(t)]^{1/2}$

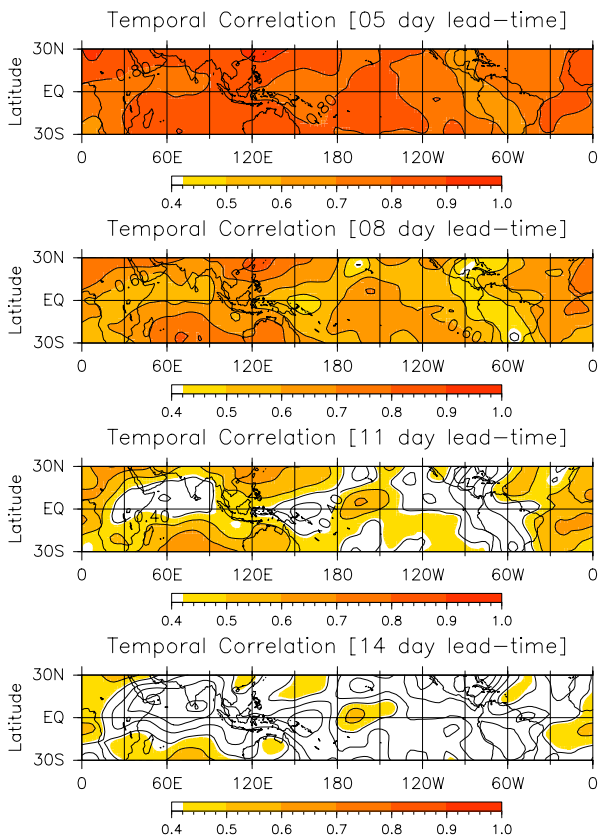


図 5: 解析値と予測値の偏差で時間方向に計算した相関係数の平面図。リードタイム 5 日からリードタイム 14 日までの結果を、3 日ごとに示す。等値線間隔は 0.1。99% 有意水準 (0.42, 自由度は 34 として計算) を上回る値に色塗。

(cf. Matthews 2000) と定義する。図 7 の赤線は MJO の振幅  $A(t)$  を示している。この振幅と、前節で計算した AC の関係を調べる。ここでは、同じ週で AC を平均し、週ごとの予測精度について解析する。

図 7a と b の黒線は、それぞれ、リードタイム 1~5 日、リードタイム 6~10 日で平均した AC の大きさを示している。リードタイム 1~5 日 (図 7a) では、AC と MJO の振幅との相関係数は 0.58 であり、MJO の予測精度はその振幅と関連していることがわかる。振幅の自己相関係数における  $e$ -folding time から、3 週間ごとに独立したイベントが起こると仮定すると、99% 有意水準は 0.42 である。従って、初期値における MJO の振幅が大きいとき、気象庁 1 か月予報モデルの MJO の予測は、予報の初期 (1~5 日) によりことを示している。これは Jones et al.(2000) の結果と一致している。なお、2003 年 6 月以前のみで計算した相関係数は 0.56、それ以降のみで計算した相関係数

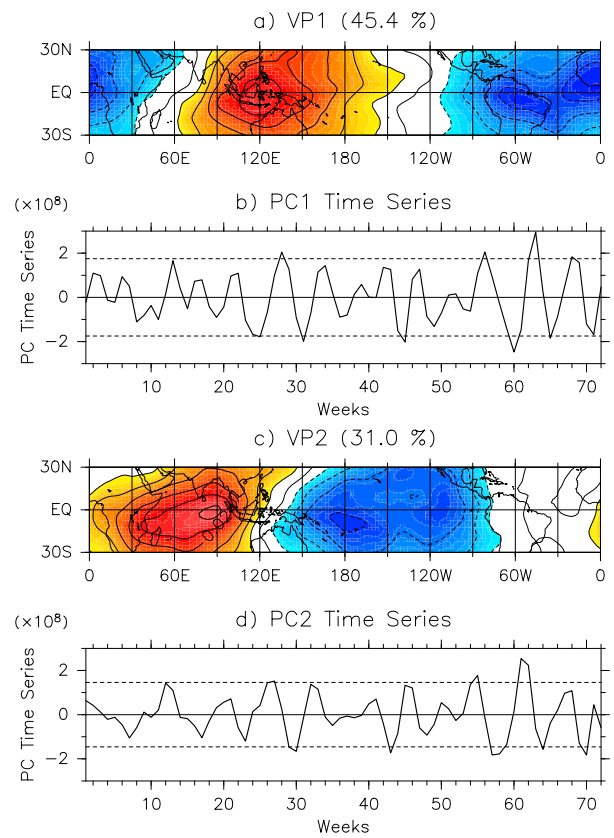


図 6: a) 第 1 固有ベクトル, b) 第 1 主成分時系列, c) 第 2 固有ベクトル, d) 第 2 主成分時系列。b) と d) の横軸に平行な点線は、標準偏差の 1.5 倍を示す。

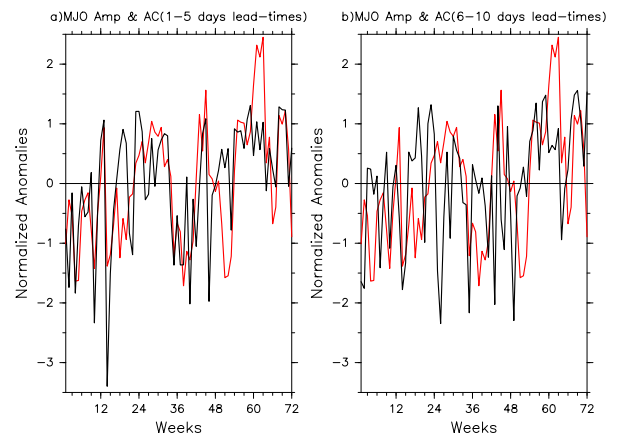


図 7: a) リードタイム 1~5 日で平均した、b) リードタイム 6~10 日で平均した AC (黒線) と、MJO の振幅 (赤線)。値はそれぞれの標準偏差で規格化されている。横軸は週を示す。

もまた 0.56 であり、この特徴は共通している。一方、リードタイム 6~10 日 (図 7b) では、両者の相関係数は 0.26 で、有意水準を下回るため、この関係は見られない。

次に、AC の大きさと初期値の MJO の振幅の

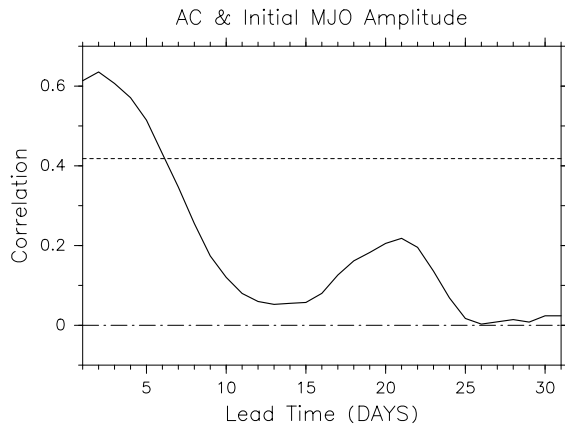


図 8: AC と初期値の MJO の振幅の間の相関係数のリードタイムによる違い。横軸に平行な点線は有意水準 99%を表す。

間の相関係数を、リードタイムごとに調べた。図 8 で示されているように、相関係数はリードタイム 6 日まで有意である。なお、低周波フィルターを適用していない予測値を用いて図 8 と同様の解析を行ったところ、リードタイム 5 日まで相関係数は有意であった。これは、両者の関係が、9 日の移動平均をする際に、初期のリードタイムで使われた解析値によるものではないことを確認している。以上から、初期値の MJO の振幅が大きいとき、気象庁 1 か月予報における MJO の予測は、リードタイム 6 日まではよい傾向があるが、それ以降のリードタイムでは MJO の振幅と予測精度に有意な関係は見られないことがわかった。

### 3.3 予測精度と初期値の MJO の位相

予測精度と、初期値の MJO の位相の間の関係を、2003 年 10 月 27 日～2004 年 4 月 11 日を初期値とする予測値について調べた。ここで、強い MJO の活動度をもつ期間を、第 1、もしくは、第 2 主成分スコアが、標準偏差の 1.5 倍を上回るときと定義する (cf. Hendon et al., 2000)。なお、この標準偏差は 72 週で計算した値である (図 6b, d の横軸に平行な点線)。すなわち、第 1 主成分が標準偏差の 1.5 倍を上回るとき (PC1+・図 9b の赤丸)、第 1 主成分が標準偏差の -1.5 倍を下回るとき (PC1-・図 9b の青丸)、第 2 主成分が標準偏差の 1.5 倍を上回るとき (PC2+・図 9b の赤三角)、第 2 主成分が標準偏差の -1.5 倍を下回るとき (PC2-・図 9b の青三角)、の 4 つの位相について調べた。2 週以上連続して基準値を上回る場合は、最も大きなスコアの週を選択した。PC1+,

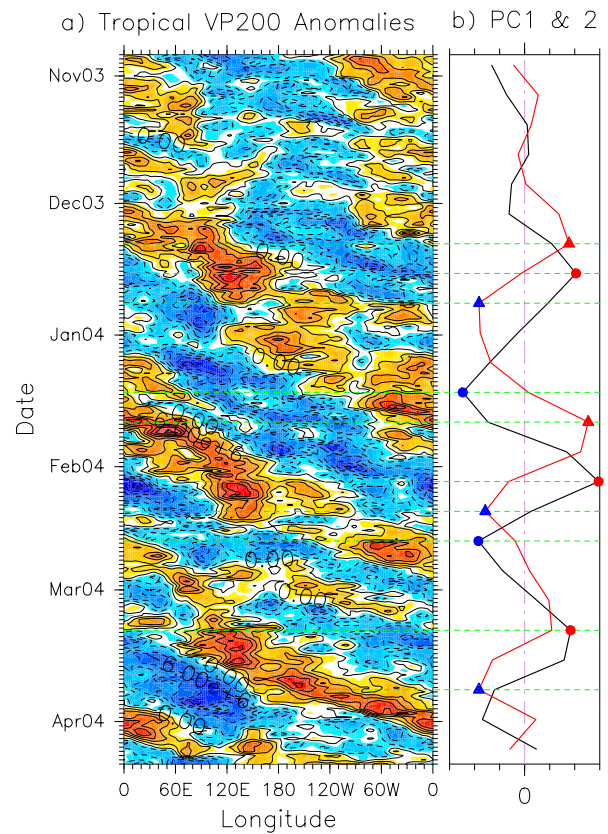


図 9: a) 赤道域 (10°S-10°N) で平均した VP200 偏差の経度時間断面図 (GANAL データ)。期間は 2003 年 10 月 27 日～2004 年 4 月 11 日。低周波フィルターは使用していない。b) 同じ期間の図 6 の第 1 主成分 (黒線) と第 2 主成分 (赤線)。丸印・三角印は合成解析に用いる週を表す (本文参照)。

PC1-, PC2+, PC2- として、それぞれ、6 (3), 4 (2), 4 (2), 6 (3) 個の予測値 (週) を得た。

図 10a は、4 つの各位相で平均した AC の大きさを示している。この図から、PC2+ (“2+” の文字がある緑線) が最も高く、PC2- (“2-” の文字がある黒線) が最も低い傾向があることがわかる。PC2+ は、熱帯インド洋上に発散偏差、熱帯中央太平洋上に収束偏差がある事例、PC2- はその逆符号のパターンである。しかし、PC1+, PC1-, PC2+ で AC の違いは小さい。図 10b は、各位相ごとの予測値に対する AC を示しているが、事例間のばらつきが非常に大きい。この位相の違いについては、その要因を含めてさらに詳細な解析をする必要がある。

### 4. 2004 年 3 月 10 日・11 日の予測値の事例解析

2004 年 3 月 10 日を初期値とする予測 (Run1) の AC と、2004 年 3 月 11 日を初期値とする予測

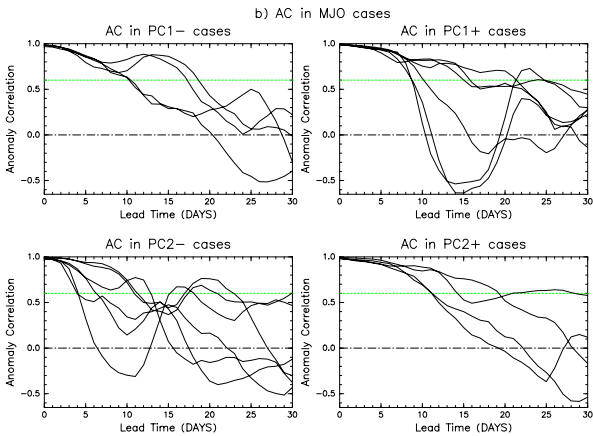
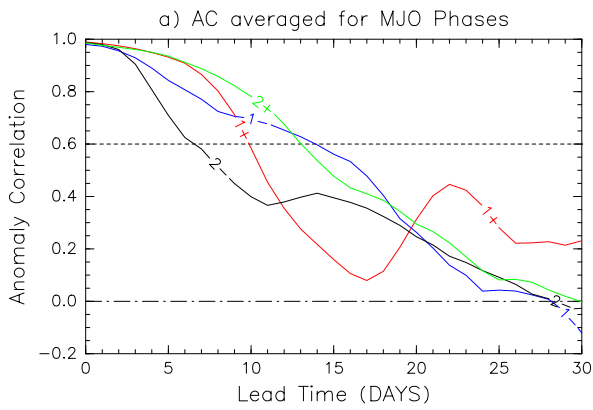


図 10: 初期値の MJO の位相による AC の違い。AC は図 3 と同様に、赤道域 ( $10^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ) で計算している。a) “1+” は PC1+ (赤)、“1-” は PC1- (青)、“2+” は PC2+ (緑)、“2-” は PC2- (黒) の事例で平均した値。b) それぞれの場合の各事例ごとの AC の値。

(Run2) の AC を示したのが、図 11 である。ここで、AC は予測値と解析値の赤道域 VP200 偏差で計算しているが、低周波フィルターは使用していない。なお、実際の日付にあわせて、Run2 の AC を Run1 の AC から、1 日ずらして示している。AC はともに、3 月 22 日 (Run1 のリードタイム 12 日) まで、0.6 を上回り、また両者の違いが少ない。ところが、3 月 22 日以降、Run1 の AC で高い値が続くが、Run2 の AC は急激に減少する。この特徴について、どのような状況であったのかについて調べた。なお、本節では、リードタイムによる違いを詳細に示すために低周波フィルターは使用しない。

図 12 は Run1 と Run2 の初期値の VP200 偏差を示している。3 月 10 日に、熱帯南半球インド洋から海洋大陸上に発散偏差、南アメリカ大陸上に収束偏差がある。3 月 11 日には、海洋大陸上に発散偏差があり、前日より値が大きい。また東西波数 1 の特徴が熱帯全体に広がっている。

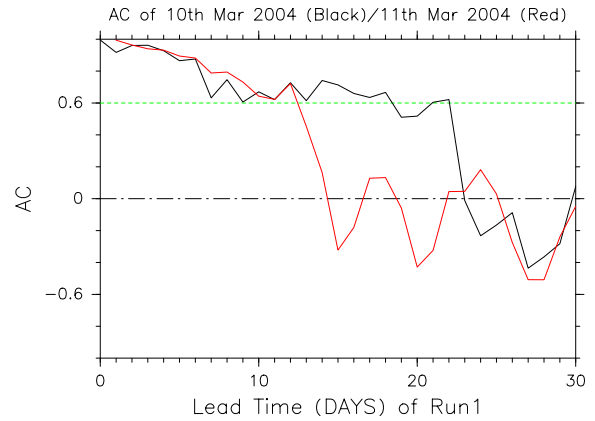


図 11: 赤道域 ( $10^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$ ) の VP200 偏差の AC (時間フィルターなし)。黒実線は、2004 年 3 月 10 日を初期値とする予測 (Run1) の AC。赤点線は、2004 年 3 月 11 日を初期値とする予測 (Run2) の AC。

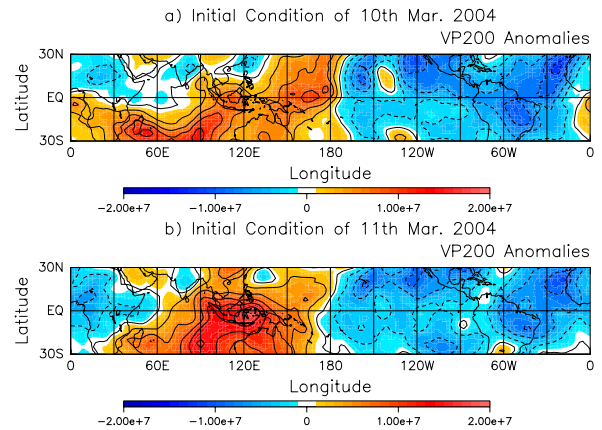


図 12: a) 3 月 10 日の初期値、b) 3 月 11 日の初期値の VP200 偏差。

図 13 は解析値と予測値の赤道域の経度時間断面図を示している。まず、解析値に注目する。この予測期間において、初期には、海洋大陸上にある発散偏差が、約  $3\text{m/s}$  でゆっくりと東進している。3 月 22 日 (Run1 のリードタイム 12 日) 付近で、よく知られた、日付変更線付近で位相速度が速くなる特徴が見られ、それ以降、約  $25\text{m/s}$  で東進する。従って、上記で AC の違いの分岐点となった 3 月 22 日は、この位相速度が変化する特徴と関連していることが考えられる。

次に、予測値について調べると、Run1 で、偏差の大きさが解析値に比べて小さいものの、日付変更線付近からアフリカ大陸上まで発散偏差が東進する特徴が見られる。この特徴は、Run2 にはなく、発散偏差はリードタイム 18 日以前には海洋大陸上でほぼ停滞し、それ以降に東進する。

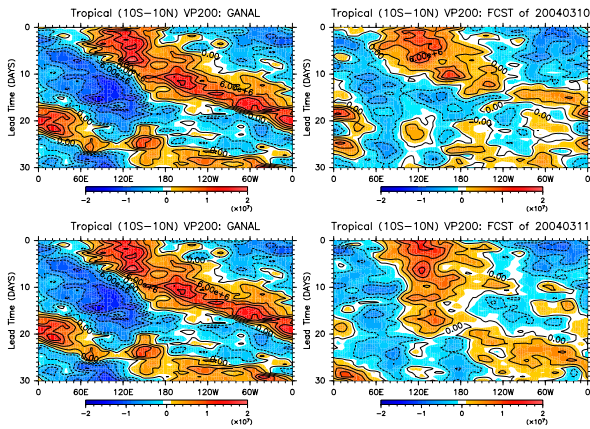


図 13: 解析値と予測値の赤道域 (10°S-10°N) の経度時間断面図。上段は Run1 (右) と、対応する期間の解析値 (左)。下段は Run2 (右) と、対応する期間の解析値 (左)。

この違いについて、平面図でさらに示す。図 14 は、AC に違いが生じる直前の 3 月 22 日 (Run1 のリードタイム 12 日) の VP200 偏差である。解析値 (図 14a) では、日付変更線付近で最大となる東西波数 1 の VP200 偏差が顕著である。3 月 22 日の予測値 (図 14b, c) はともに、偏差の大きさが小さいものの、東西波数 1 の構造を示している。ただし、Run2 の速度ポテンシャル偏差は Run1 より小さい。

次に、図 15 は 3 日後の、3 月 25 日の VP200 偏差を示している。解析値は 150W ~ 120W で最大となる東西波数 1 の構造で特徴づけられている。Run1 の予測値 (図 15b) は、偏差の大きさが小さいが、解析値と同様に、熱帯中・東部太平洋で発散偏差となる特徴を示す。しかし、Run2 (図 15c) の発散偏差は海洋大陸上に限られている。

翌週の予測値について調べた。図 16 は、2004 年 3 月 17 日・18 日を初期値とする予測値と、対応する期間の解析値の経度時間断面図を示している。3 月 17 日・18 日からの予測値はともに、発散偏差が日付変更線付近から東進する特徴を示している。またリードタイム 15 日以降の、アフリカ大陸上からインド洋上を東進する擾乱の特徴も予測値で見ることができる。Run1 のリードタイム 12 ~ 15 日に相当するのは、3 月 17 日からの予測値のリードタイム 5 ~ 8 日である。3 月 17 日からの予測値のこの期間においても、偏差が小さくなっている。

なお、この特徴が上部対流圏に限られたものかどうかを調べるために、850hPa 面速度ポテンシ

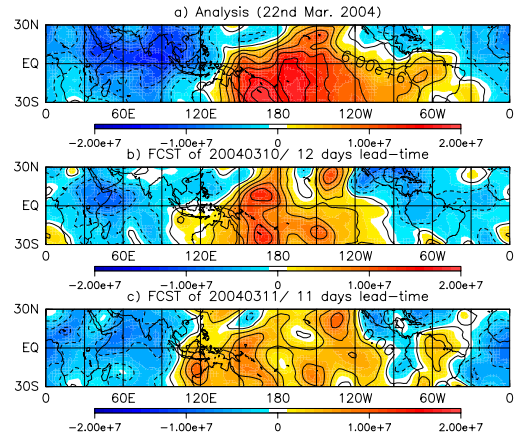


図 14: 3 月 22 日の VP200 偏差の比較。a) 解析値、b) Run1 のリードタイム 12 日、c) Run2 のリードタイム 11 日。

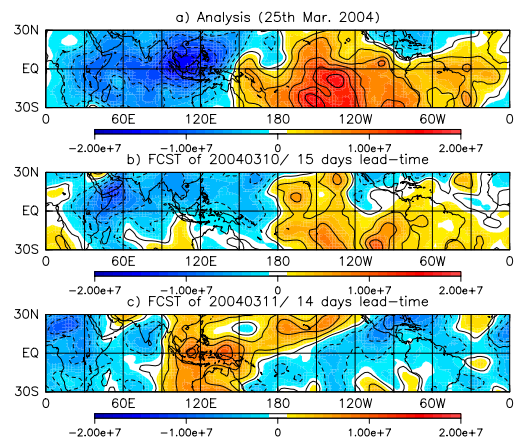


図 15: 3 月 25 日の VP200 偏差の比較。a) 解析値、b) Run1 のリードタイム 15 日、c) Run2 のリードタイム 14 日。

ル (VP850) を調べた。図 17 は赤道域 VP850 偏差の経度時間断面図を示している。VP200 偏差と対応していて、Run1 で収束偏差が日付変更線付近から大西洋上まで東進するが、Run2 では、そのような特徴は見られない。

## 5. まとめ

2001 年 ~ 2004 年の北半球冬季の期間で、気象庁 1 か月予報結果を用いて MJO の予測可能性を調べた。赤道域で低周波フィルターを施した 200hPa 面速度ポテンシャル偏差に対する AC の平均値は、リードタイム 6 日まで 0.6 を上回った。2003 年 10 月 ~ 2004 年 4 月の予測値の予測精度は他の冬季より高い傾向がある。熱帯領域内では、赤道上で、相対的に早いリードタイムで、予測精度が下がる傾向がある。

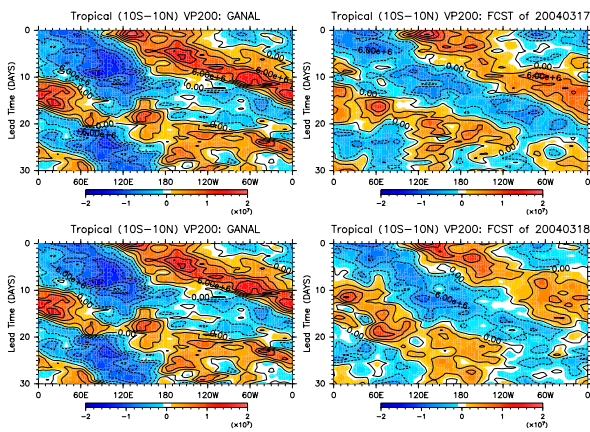


図 16: 解析値と予測値の赤道域 (10°S-10°N) VP200 偏差の経度時間断面図。上段は 2004 年 3 月 17 日の予測値 (右) と、対応する期間の解析値 (左)、下段は 2004 年 3 月 18 日の予測値 (右) と、対応する期間の解析値 (左)。

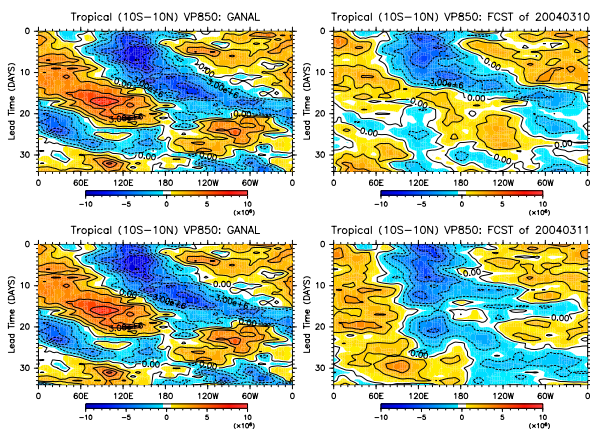


図 17: 解析値と予測値の赤道域 (10°S-10°N) VP850 偏差の経度時間断面図。上段は Run1 (右) と、対応する期間の解析値 (左)、下段は Run2 (右) と、対応する期間の解析値 (左)。

次に、予測精度と初期値の MJO との関係性を調べた。まず、熱帯域で、季節内時間スケールの VP200 偏差に対して主成分解析を行った。その第 1 主成分と第 2 主成分に基づいて定義した MJO の振幅と予測精度の関係性を調べた。リードタイム 1~6 日では、AC の変動は MJO の振幅の変動と、統計的に有意に関連していた。これは、初期時刻における MJO の振幅が大きいとき、気象庁 1 か月予報の赤道域の予測がよいことを示している。しかし、この関係性は 6 日より長いリードタイムでは見られなかった。

次に、初期値の MJO の位相に対して、予測精度がどのように依存するのかを、第 1 主成分と第 2 主成分の時系列を用いて事例を選択的に合成す

ることで調べた。その結果、熱帯インド洋上に発散偏差、熱帯中央太平洋上に収束偏差がある場合が相対的に予測精度が高く、その逆パターンの場合が低い傾向が見られた。しかし位相間の違いは小さく、事例ごとのばらつきが大きいため、さらに詳細な解析が必要である。

2004 年 3 月 10 日を初期値とする予測 (Run1) と 3 月 11 日を初期値とする予測 (Run2) に関する事例解析を行った。3 月 22 日 (Run1 のリードタイム 12 日) 以降、Run1 で高い値が続くが、Run2 の AC は急激に減少する。リードタイム 12 日付近で、MJO に伴う発散偏差が日付変更線付近で位相速度が速くなる特徴が見られる。Run1 で、偏差の大きさが解析値に比べて小さいものの、日付変更線付近からアフリカ大陸上まで発散偏差が東進する特徴が見られる。この特徴は、Run2 にはなく、発散偏差が海洋大陸上でほぼ停滞している。3 月 17 日・18 日からの予測値はともに、発散偏差が日付変更線付近から東進する特徴を示し、このような違いはない。VP850 偏差は VP200 偏差と対応していて、この違いは対流圏全体の変動に関連していることがわかる。

## 謝 辞

データを提供して頂いた、気象庁数値予報課ならびに気候情報課の皆様へ深く感謝いたします。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いました。

## 参考文献

- Boer, G. J., 1995: Analyzed and forecast large-scale tropical divergent flow. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3539-3553.
- Chen, T.-C., and J. C. Alpert, 1990: Systematic errors in the annual and intraseasonal variations of the planetary-scale divergent circulation in NMC medium-range forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2607-2623.
- Ferranti, L., T. N. Palmer, F. Molteni, and E. Klinker, 1990: Tropical-extratropical interaction associated with the 30-60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction. *J. Atmos. Soc.*, **47**, 2177-2199.
- Hendon, H. H., and B. Liebmann, 1990: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J. Atmos. Soc.*, **47**, 2227-2240.



- Hendon, H. H., B. Liebmann, M. Newman, and J. D. Glick, 2000: Medium-range forecast errors associated with active episodes of the Madden-Julian oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 69–86.
- Jones, C., D. E. Waliser, J.-K. E. Schemm, and W. K. M. Lau, 2000: Prediction skill of the Madden and Julian oscillation in dynamical extended range forecasts. *Clim. Dyn.*, **16**, 273–289.
- 気象庁, 2000: 新しい数値解析予報システム, 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象業務支援センター.
- 経田正幸, 2000: 週間アンサンブル予報システムの性能, 平成12年度数値予報研修テキスト, 86–93, 気象業務支援センター.
- 経田正幸, 2002: 週間アンサンブル予報, 平成14年度数値予報研修テキスト, 30–34, 気象業務支援センター.
- Lau, K.-M. and P. H. Chang, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354–1367.
- Lau, K.-M. and F. C. Chang, 1992: Tropical intraseasonal oscillation and its prediction by the NMC operational model. *J. Climate*, **5**, 1365–1378.
- Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994: The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401–412.
- Lo, F. and H. H. Hendon, 2000: Empirical extended-range prediction of the Madden-Julian oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2528–2543.
- Lorec, A. C., 1984: The evolution of planetary-scale 200 mb divergent flow during the FGGE year. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 427–441.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1994: Observation of the 40-50 day tropical oscillation — A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.
- 前田修平, 2001: モデルの系統誤差, 平成13年度季節予報研修テキスト, 36–42, 気象業務支援センター.
- Matthews, A. J., 2000: Propagation mechanisms for the Madden-Julian oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 2637–2652.
- Nakazawa, T., 1986: Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 17–34.
- Randall, D. A. and D.-M. Pan, , 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. *The representation of cumulus convection in numerical models.*, **American Meteorological Society**, 137–147.
- 新保昭彦, 佐藤均, 古林絵里子, 2003: 1か月予報の改善, 平成15年度季節予報研修テキスト, 15–23, 気象業務支援センター.
- Slingo, J. M. and coauthors, 1996: Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: results from an AMIP diagnostic subproject. *Clim. Dyn.*, **12**, 325–357.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297–3319.
- Tsuyuki, T., 1990: Prediction of the 30-60 day oscillation with JMA global model and its impact on extended-range forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 183–201.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225–229.