

熱帯域における季節内振動の予測可能性評価

久保田 拓志 (JST/大阪府大)・向川 均 (京大・防災研)・
前田 修平・佐藤 均 (気象庁気候情報課)・岩嶋 樹也 (京大・防災研)

1. はじめに

熱帯域における季節内振動は、大規模な大気波動と積乱雲群とが相互作用しながら赤道帯を東進し、30~60日かけて一周する現象で、マッデン-ジュリアン振動 (MJO) としてよく知られている (e.g., Madden and Julian 1994, Lau and Waliser 2005)。熱帯季節内振動は、熱帯域のみならず中・高緯度大気にも大きな影響を与える。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)。このため、MJO は気象庁が実施しているアンサンブル1か月数値予報の予測対象として重要な大気現象であり、その力学的予測可能性を解析することは重要である。

しかしながら、MJO の予測精度は十分でなく、積雲対流のパラメタリゼーション (e.g., Slingo et al. 1996, Randall et al. 2003) や大気海洋結合 (e.g., Waliser et al. 1999, Inness and Slingo 2003) がその予測精度に大きく影響することが指摘されている。

さらに、MJO の予測精度を評価するさいには、アンサンブル1か月数値予報に用いている初期摂動が熱帯域の季節内振動の予測に適合したものとなっていないことが大きな問題である (例えば、久保田ら 2005)。また、MJO の位相や振幅による予測精度の違いなどに関する MJO の予測可能性は明らかではなく、関連する研究の進展が国際的にも重要な課題として挙げられている。

京都大学防災研究所と気象庁気候・海洋気象部の共同研究「熱帯域における季節内振動の予測可能性評価」は、熱帯域の大気循環場に適合した初期摂動を作成し、アンサンブル数値実験を実施することにより、MJO の予測可能性を評価することが目的である。本研究計画では、まず、気象庁の現業の週間予報及び1か月予報に用いられている気象庁全球予報モデル (GSM) を用いて、現業のアンサンブル予報での初期摂動作成法である BGM (Breeding of Growing Mode, 成長モード育成) 法 (Toth and Kalnay 1993, 1997) を改良するこ

とにより、MJO の予測可能性評価に適切な初期摂動を作成する。次に、作成された初期摂動を用いて、GSM で多数のアンサンブル予報実験を行い、MJO の位相や振幅に対する予測可能性の依存性を評価することを計画している。

ここでは、上記のうち、BGM 法を改良することにより、MJO の予測可能性評価に適切な初期摂動を作成した結果について報告する。

2. 実験の設定

気象庁のアンサンブル予報における摂動作成手法は、NCEP で開発された BGM 法であり (経田 2000)、次のような手順で摂動を求めている。まず、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、その予測値の差 (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。なお、この繰り返し摂動を求めることを、今後、摂動サイクルと表記する。なお、2002年2月5日以降 (EPS-0202)、摂動を作成する範囲は南緯20度以北である。また、摂動の500hPa高度成分が、気候値的変動の14.5%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。ただし、湿度成分のみを、さらに40%大きく (気候値的変動の21%の大きさ) している (経田 2002)。

それを踏まえ、本研究では次のような変更を行い、実験を行った。まず、規格化の基準とする変動量を、熱帯域における200hPa面での水平方向の流れに伴う運動エネルギー ($= \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 、以後、KE200と記述) もしくは、200hPa速度ポテンシャル (χ_{200}) に変更した。KE200と χ_{200} は似た特徴を示したので、ここではKE200を用いた結果について報告する。

摂動を規格化する際には、KE200成分が、20S~20Nの領域で気候値的変動の14.5%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低減させた。ただし、現業用摂動のように、湿度成分のみを大きくすることは行わない。なお、規格化する際に、緯度20度より極側の全要素の値を、次のように Gaussian でゼロに減衰するよう

に設定した。

$$X = X_o \quad [DLAT \leq 0]$$

$$X = X_o \exp(-DLAT^2/50) \quad [DLAT > 0]$$

ここで、緯度を λ° 、 $DLAT = |\lambda| - 20^\circ$ とした。これは、Gaussian で減衰させない場合、中・高緯度域で摂動が増幅するためである。これは、大きな成長率を持つ中高緯度域における傾圧不安定モードを有効に減衰させ、熱帯域循環に特徴的な摂動のみを取出すためである。

なお、気候値的変動は次のように計算した。まず、2000年1月～2004年12月の気象庁全球客観解析(GANAL)データで、KE200の日平均値から5年平均値を求め、気候値とする。この気候値から年平均値、1年周期成分、半年周期成分を計算し、その和を季節サイクルと定義する。さらに、この季節サイクルからの差を偏差とし、5年間について偏差の標準偏差(RMS)を20S～20Nの領域で求め、それを月毎で平均する。さらに、現業での手法に従い、この月毎の気候値的変動を10日毎に線形内挿した値を気候値的変動として用いている。

摂動サイクルにおける積分時間は12時間と24時間の2種類で実験した。本実験では、2003年10月15日12UTCの現業で使用された予報用初期摂動1pと2pを用いて、上記の摂動サイクルを2004年1月31日まで実行した。ここで、1p・2pは、それぞれ最も成長率の大きい1番目と2番目の摂動を表す。摂動サイクル開始時に用いられた摂動1pと2pは、グラム・シュミットの正規直交化法により直交されている。以下では、各摂動サイクルの積分時間が12時間(24時間)で1pから出発したサイクルをKE12h1p(KE24h1p)、2pから出発したサイクルをKE12h2p(KE24h2p)と呼ぶ。なお、現業では毎日12UTCで摂動の直交化を行うが、本実験では直交化を行わない。これは、摂動サイクルを繰り返す過程で、1pと2pの空間パターンがよく似てくれば、MJOに付随する不安定モードの存在を、この摂動作成実験から示唆できるからである。また摂動の鉛直p速度と降水量も出力するように摂動サイクルプログラムを変更した。ただし、この両者は初期摂動としては使用されないことに注意する。

使用したモデルはGSM0305(新保ら2003)で、モデルの分解能はT106L40である。積雲スキームはPrognostic Arakawa-Schubert(Randall and Pan 1993)を用いている。データは、緯度経度ともに 1.25° 間隔の格子点値として出力した。

NOAA OLR Anomalies(10S-10N)

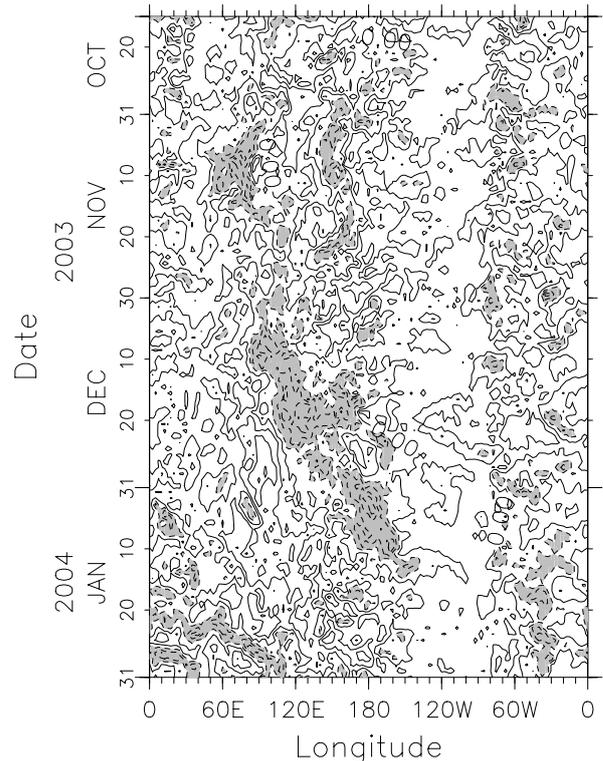


図1: 2003年10月16日～2004年1月31日のNOAA OLR偏差。 $-20\text{W}/\text{m}^2$ 以下の値に陰影。

3. 結果

3.1 解析期間中の熱帯循環の特徴

本実験を行った期間において、MJOの活動は、2003年12月初旬から1月にかけての活発であった。図1はこの時期のOLR偏差を、図2は χ_{200} 偏差を示している。MJOは12月に入って明瞭となり、 χ_{200} の正偏差域(図2)は、12月の前半はインド洋、後半は太平洋をゆっくりと東進し、これに伴って、OLRの負偏差(図1)で示されているように、インド洋東部から太平洋西部にかけての対流活動もかなり強まった。その後、1月10日から25日にかけて、インド洋東部～インドネシア付近の対流活動は強く抑制された。また、11月の終わり頃から太平洋西部の赤道域下層に東風偏差が存在し、対流活発域とともに東風偏差域も東進した。また、対流活発域の西側に存在する西風偏差域も、同様に東進した。

3.2 現業の摂動の特徴

まず、2003年10月16日～2004年1月31日の現業で使用されている予報用摂動の特徴を示す。

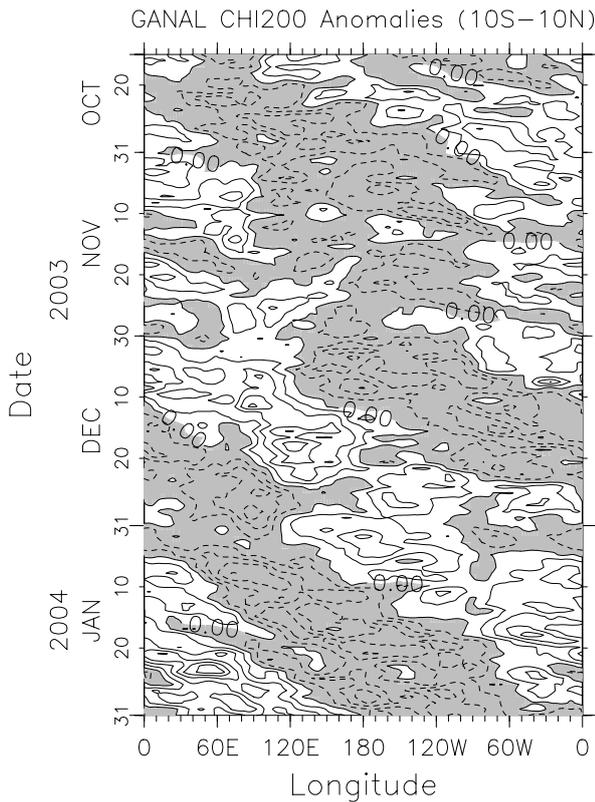


図 2: 2003 年 10 月 16 日 ~ 2004 年 1 月 31 日の GANAL データの χ_{200} 偏差。負の値に陰影。等値線間隔は $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

この図 3 は、現業の 1p の χ_{200} の経度時間断面を示している。図に示されるように、摂動 χ_{200} は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ のオーダーで変動している。一方、2001 ~ 2004 年の北半球冬季 (10 月 ~ 5 月) における GANAL の赤道域 (10S ~ 10N) χ_{200} 偏差の気候学的な標準偏差は $5.6 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ であり、現業で用いられている初期摂動は解析誤差を大きく上回る値であることがわかる。

また現業の摂動の特徴として、発散偏差が 2003 年 12 月中旬まで日付変更線付近に停滞していることが挙げられる。ただし、2004 年 ~ 2005 年冬季ではこの特徴は存在しない (図省略) ので、モデルの系統誤差ではない。また 2004 年 1 月からはこの発散偏差は弱まり、その水平分布は北半球と南半球とで反対称となる (図省略)。この時期は解析値での χ_{200} の発散偏差が、日付変更線付近を東進する期間に相当する (図 2)。

3.2 開発した摂動と現業の摂動の比較

開発した摂動の例として、2004 年 1 月 5 日 12UTC

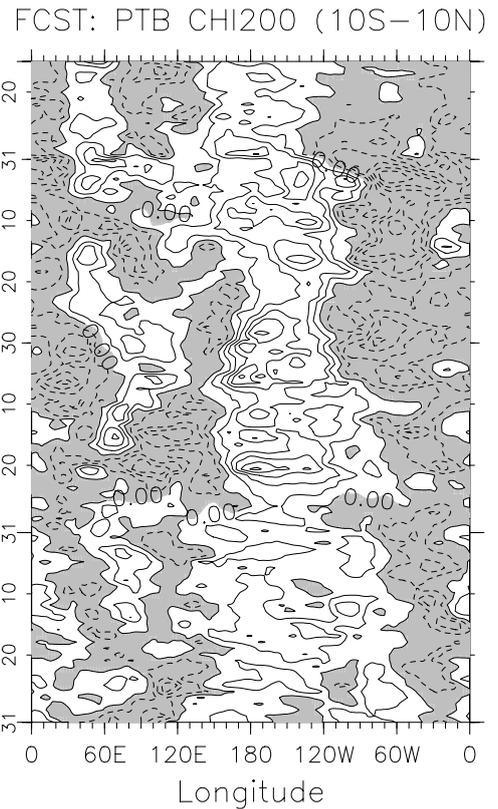


図 3: 2003 年 10 月 16 日 ~ 2004 年 1 月 31 日で現業で用いられている摂動 χ_{200} の経度時間断面図。等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

のコントロールラン、摂動ラン (KE24h1p)、その差の χ_{200} を図 4 で示す。2004 年 1 月 5 日は、MJO の東進に伴い、南太平洋収束帯 (SPCZ) で対流域が活発となる時期に相当し、解析値の χ_{200} でも SPCZ 上に発散偏差が見られる (図 4a)。図 4b は、2004 年 1 月 4 日 12UTC を初期時刻として 24 時間積分して求めたコントロールランの予測値である。一方、図 4c は、2004 年 1 月 4 日 12UTC の初期値に新たに開発した摂動サイクルで求められた初期摂動 (1p) を加えて 24 時間積分して得られた摂動ランの予測値である。さらに、この摂動ランとコントロールランとの差として定義される「成長した」摂動を図 4d に示す。次の摂動サイクルでは、この「成長した」摂動を規格化して、2004 年 1 月 5 日 12UTC での解析値に加えて 24 時間積分を行い、摂動を加えないコントロールランとの差を計算することにより、2004 年 1 月 6 日 12UTC での摂動を求める。

すでに示したように、現業で使われている初期

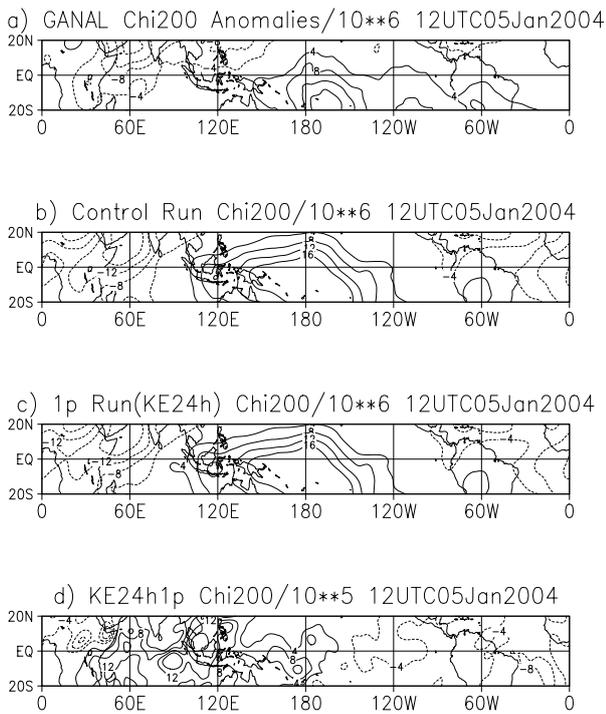


図 4: 2004 年 1 月 5 日 12UTC における a) 解析値 (GANAL) の χ_{200} 偏差、b) コントロールラン (24 時間予報)、c) 摂動ラン (KE24h1p) の χ_{200} と、d) 両者の差。a) ~ c) は 10^6 で割った値を、d) は 10^5 で割った値を示している。

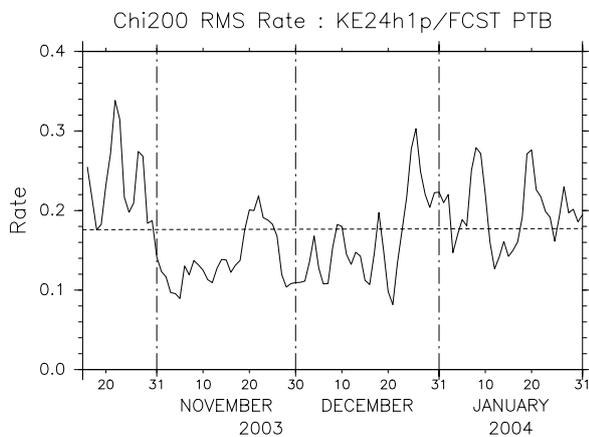


図 5: 20S ~ 20N の χ_{200} の RMS について、KE24h1p の摂動を現業の摂動で割った割合。

摂動で振幅が大きいという問題があるが、それが本実験の変更により改善されたかどうかについて調べた。現業の摂動と開発した摂動のそれぞれの χ_{200} で、20S ~ 20N の領域で RMS を計算し、その比の大きさを調べた (図 5)。全期間で平均した値は 0.18 で、振幅が $1/5 \sim 1/6$ 程度に抑えられていることがわかる。

3.3 12 時間サイクルと 24 時間サイクルの違い

図 6 は 12 時間サイクル・24 時間サイクルに対する赤道域 (10S ~ 10N) 摂動 χ_{200} の経度時間断面図である。まず、現業の摂動と比較すると、振幅が小さいことがわかる。また、12 時間サイクルと 24 時間サイクルで見られるパターンが異なっており、特に、24 時間サイクルで χ_{200} の東進が明瞭で、しかも変動が大きいことがわかる。

次に摂動サイクルを繰り返すことにより、初期摂動 1p からスタートして得られた摂動と 2p からスタートして得られた摂動の空間パターンが、どの程度似てくるのかを調べた。空間パターンの類似性は、熱帯域 (20S ~ 20N) におけるアノマリー相関を用いて評価した。図 7 は、熱帯域 χ_{200} から求められた結果である。12 時間サイクルでは、10 月末から 11 月のはじめにかけてアノマリー相関は 0.6 近くになるが、その後、0.6 を上回ることはなく、値は負となり、- 0.6 を下回ることもある。このように値は、正負で大きく変動、1p と 2p から得られた摂動が同じ空間パターンを持つという傾向は見られない。

一方、24 時間サイクルでは、11 月末以降、0.6 を上回る時期が多い。これは、24 時間サイクルで 12 月以降、初期摂動によらない卓越したパターンが出現することを示している。すなわち、この結果は、MJO に伴う不安定モードの存在を予期している。

さらに赤道域 (10S ~ 10N) での摂動 χ_{200} に対して時空間スペクトル解析を行い、卓越するスペクトルピークについて調べた。12 時間サイクルのうち、KE12h1p (図 8a) は東西波数 1 で極大となるが、レッドノイズ的で、定在性成分で最大値をとる。一方、KE12h2p (図 8b) は、周期 27 日で東進する東西波数 1 の成分が極大値を持っている。このピークの違いは、アノマリー相関の結果 (図 7a) で、KE12h1p と KE12h2p の空間パターンが似ていないことと矛盾しない。また、経度時間断面図 (図 6) で、KE12h1p では、西インド洋に振幅の大きな停滞性擾乱が存在するが、KE12h2p では、11 月中旬から 11 月下旬にかけてゆっくりと東進する χ_{200} の摂動があることにも対応している。

一方、24 時間サイクル (図 8c, d) ではともに、15 日から 20 日の周期をもつ東進性擾乱が大きな振幅をもっている。この擾乱は、赤道上を 30m/s の速い位相速度で東進する dry な Kelvin 波 (Milliff and Madden 1996, Bantzer and Wallace 1996)

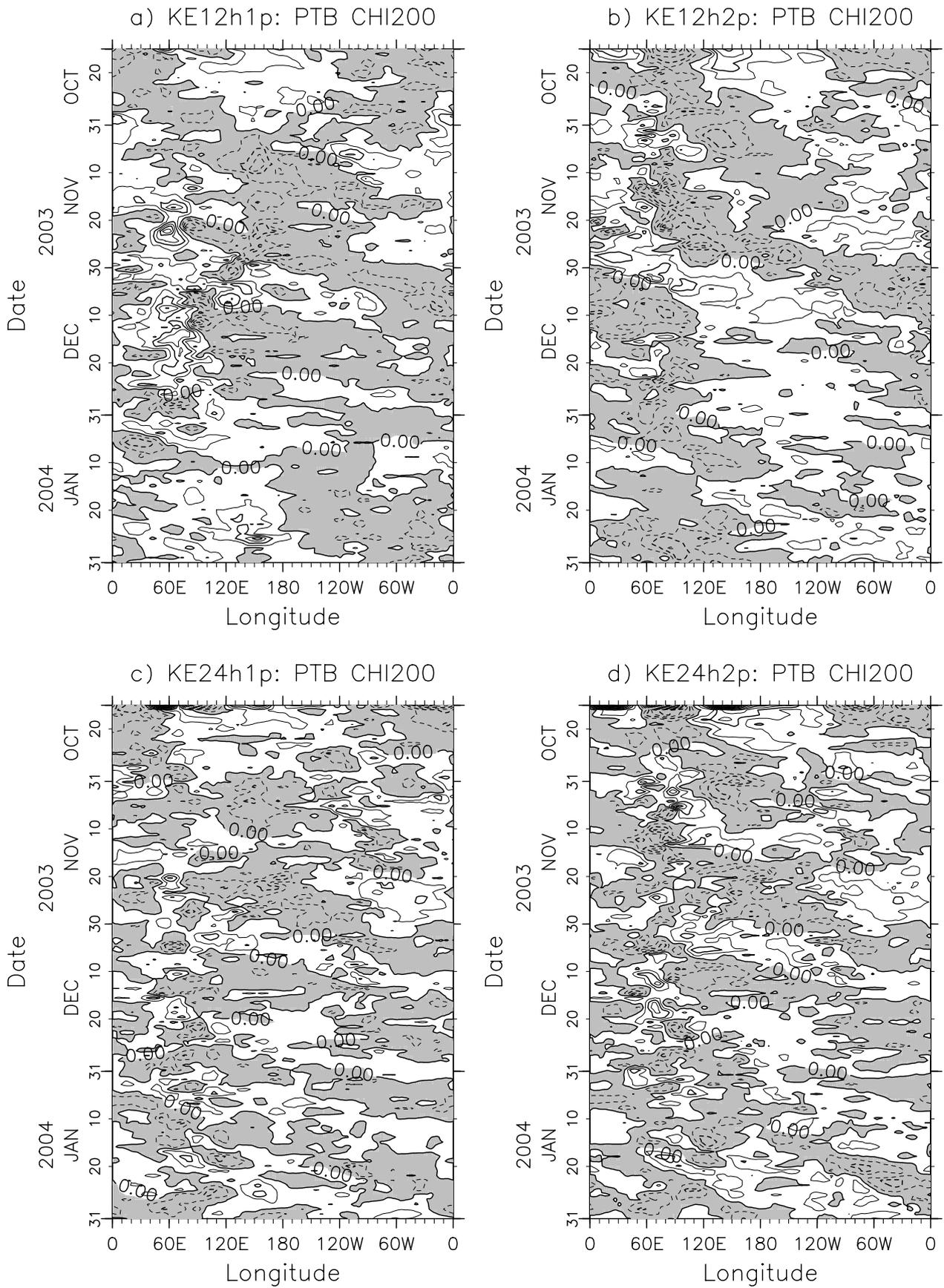


図 6: 2003 年 10 月 16 日 ~ 2004 年 1 月 31 日で a) KE12h1p, b) KE12h2p, c) KE24h1p, d) KE24h2p における摂動 χ_{200} の経度時間断面図。10S ~ 10N で平均している。等値線間隔は $8 \times 10^5 \text{m}^2/\text{s}$ 。

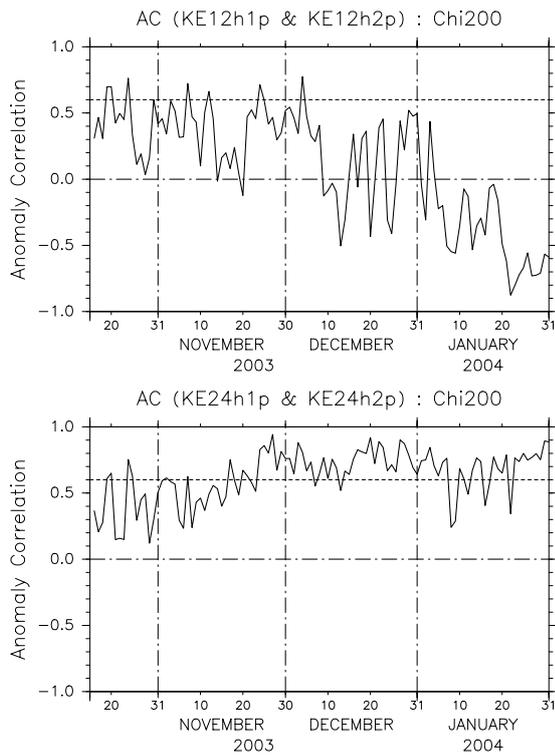


図 7: (a) KE12h1p と KE12h2p、(b) KE24h1p と KE24h2p に対するアノマリー相関。20S ~ 20N の χ_{200} で計算。

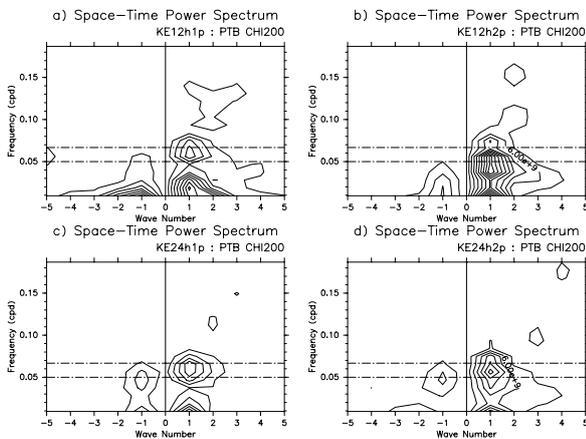


図 8: a) KE12h1p・b) KE12h2p・c) KE24h1p・d) KE24h2p の χ_{200} の時空間スペクトル。 χ_{200} は 10S ~ 10N で平均した値で計算した。横軸に平行な一点鎖線は周期 20 日と周期 15 日を示す。

と近い。

図 9 は 12 時間サイクル、図 10 は 24 時間サイクルの KE200 からリアプノフ指数 (成長率で単位は 1/day) を求めた結果である。図 9・図 10 のいずれにおいても、数日で正負の符号が変わり、大きく変動

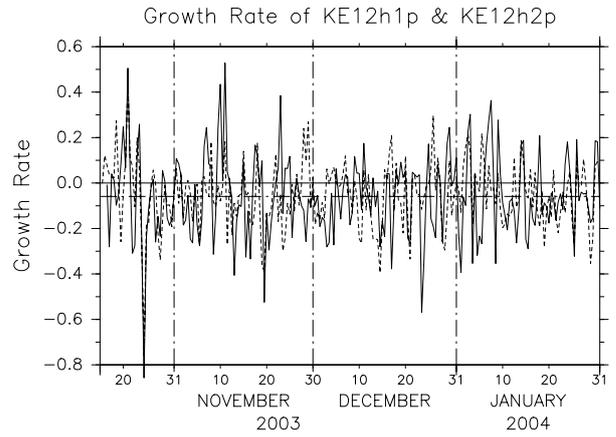


図 9: KE12h1p と KE12h2p におけるリアプノフ指数の変動。実線は KE12h1p の値、一点鎖線は KE12h2p の値を示す。横軸に平行な点線は KE12h1p のこの期間の平均値を示す。

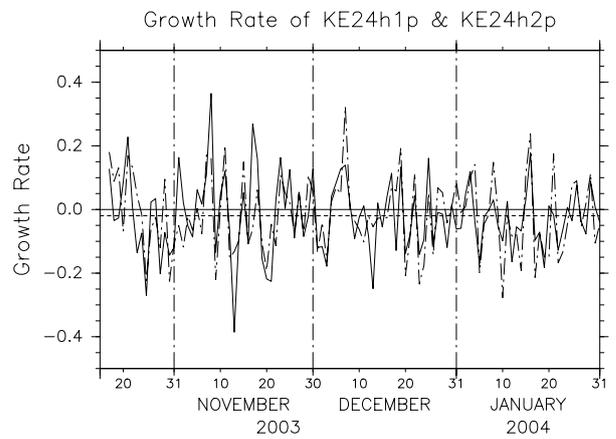


図 10: KE24h1p と KE24h2p におけるリアプノフ指数の変動。実線は KE24h1p の値、一点鎖線は KE24h2p の値を示す。横軸に平行な点線は KE24h1p のこの期間の平均値を示す。

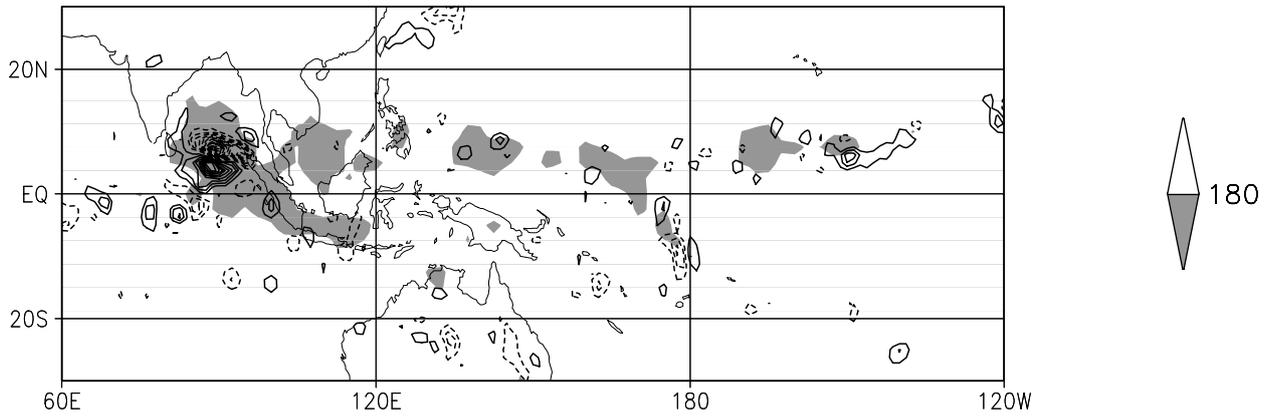
している。期間全体で平均した値は、KE12h1p は -0.059 、KE12h2p は -0.052 、KE24h1p は -0.020 、KE24h2p は -0.017 、で、いずれも負であった。このことは、熱帯域では、中高緯度域とは異なり、大きな成長率を持つ不安定モードが存在しないことを示唆している。

3.4 中部対流圏鉛直 p 速度での特徴

前節では、 χ_{200} に関連する大規模な発散・収束パターンについて調べたが、本節では空間スケールのより小さなパターンを調べるために、500hPa 面对流圏鉛直 p 速度 (ω_{500}) を解析する。

図 11 は、2003 年 12 月 10 日 12UTC と 2004 年 1 月 5 日 12UTC の KE24h1p の摂動 ω_{500} と NOAA

KE24h1p Omega500 : 12UTC 10 Dec 2003



KE24h1p Omega500 : 12UTC 5 Jan 2004

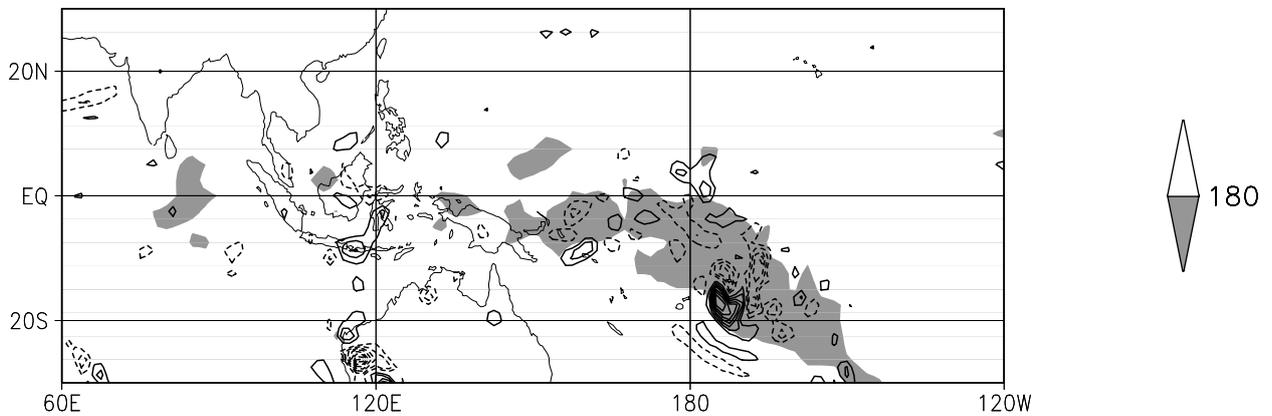


図 11: (上)2003年12月10日12UTCと(下)2004年1月5日12UTCのKE24h1pの摂動 ω_{500} (等値線)とNOAA OLRの値(陰影)。等値線間隔は0.05hPa/s。0hPa/sの等値線は除いている。180W/m²以下の領域が陰影。

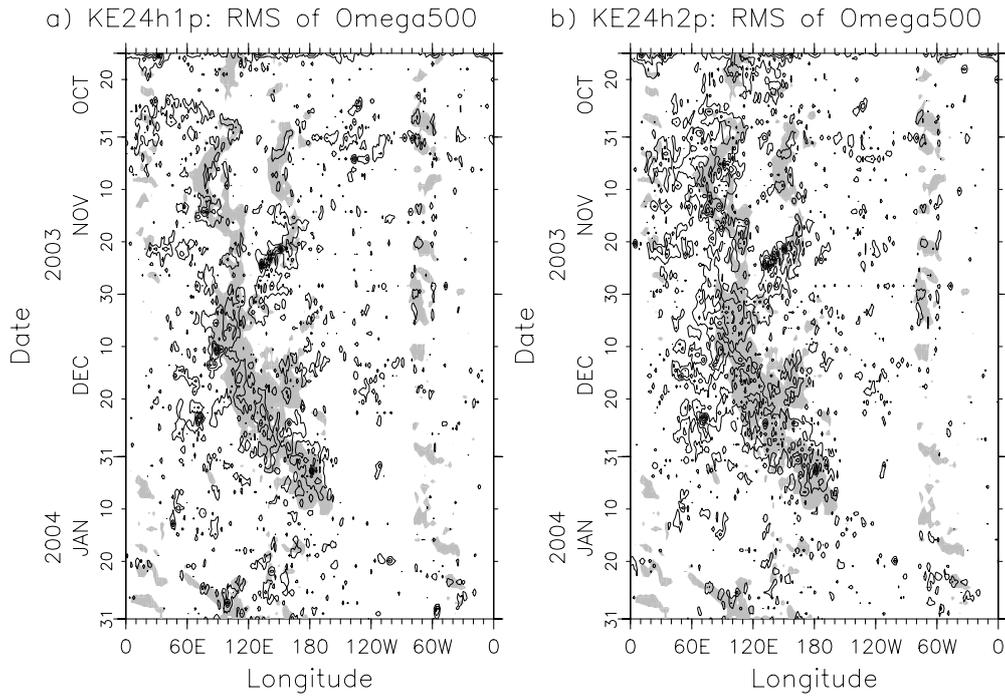


図 12: 2003 年 10 月 16 日 ~ 2004 年 1 月 31 日における KE24h1p/2p の摂動 ω_{500} の RMS (等値線) と OLR (陰影) の経度時間断面図。10S ~ 10N で平均している。等値線間隔は 0.04hPa/s。陰影は OLR が 210 W/m^2 より低い値を示す。

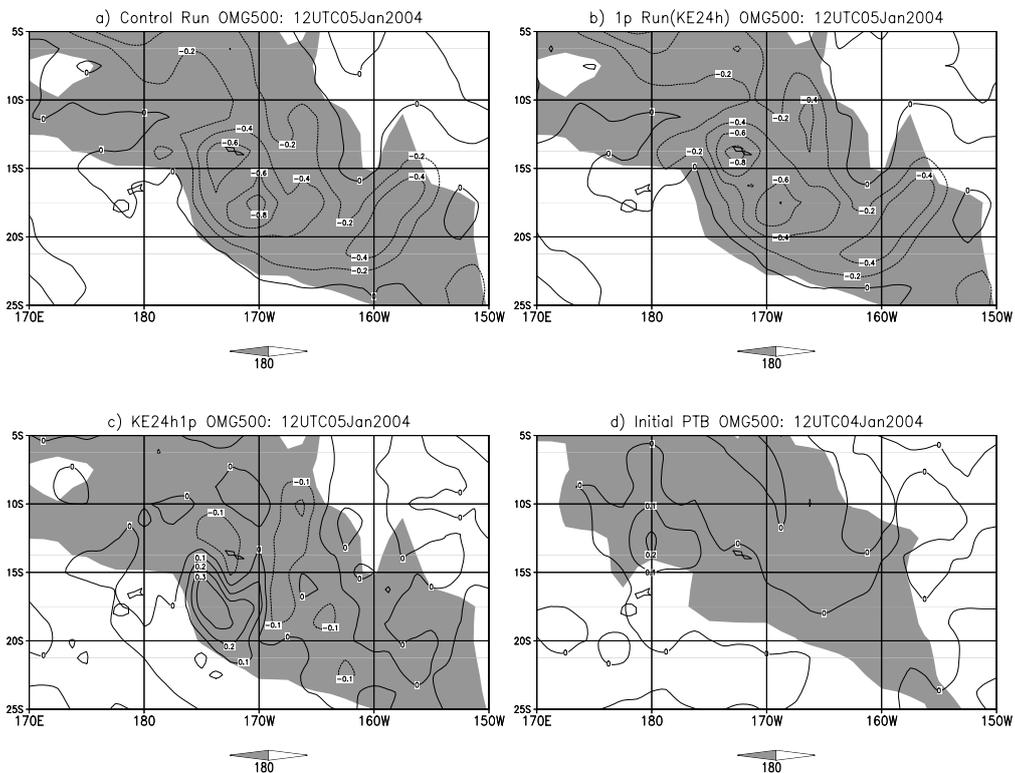


図 13: 2004 年 1 月 5 日 12UTC における a) コントロールラン (24 時間予報) b) 摂動ラン (KE24h1p) の ω_{500} と、c) その差。d) 摂動ランを計算するのに用いた初期摂動の ω_{500} 。等値線間隔は、a)・b) 0.2 hPa/s 、c)・d) 0.1 hPa/s 。陰影は OLR が 180 W/m^2 より低い領域を示す。

OLR の値を示している。2003 年 12 月 10 日はインド洋で、2004 年 1 月 5 日は SPCZ 付近で、OLR が $180\text{W}/\text{m}^2$ より低い対流の活発な領域がある。一方、摂動に伴う ω_{500} は、12 月 10 日と 1 月 5 日とともに、OLR が低い領域で ω_{500} が大きく変動していることがわかる。この図から、対流が活発な領域で摂動 ω_{500} の振幅が大きくなる傾向にあることが示唆される。

さらに、この両者の関連について、2003 年 10 月 16 日～2004 年 1 月 31 日の全期間で経度時間断面図から調べてみた。図 12 は KE24h1p もしくは KE24h2p の摂動 ω_{500} の赤道域における RMS と OLR との関係を示している。領域 10S～10N で平均した OLR が $210\text{W}/\text{m}^2$ よりも低い対流活発域は、12 月中にインド洋から太平洋に東進する。それに伴い、 ω_{500} の変動の大きな領域もまた東進している。この特徴は、特に KE24h2p で明瞭に見られている。

次に、2004 年 1 月 5 日 12UTC に対する、コントロールランと摂動ランの 24 時間予測値について、 ω_{500} の分布を詳しく調べる。まず、両者に共通して、OLR の低い領域では、 ω_{500} が負となり、上昇流域となっていることがわかる。図 13c に、コントロールラン（図 13a）と摂動ラン（図 13b）の予測値の差を示す。この事例では、コントロールランや摂動ランの上昇流が最も強い領域の南西側で両者の差が大きく、摂動ランで予測される上昇流は、コントロールランに比べ強くなっていることがわかる。

一方、摂動ランに用いた初期摂動の ω_{500} が図 13d であるが、図 13d の ω_{500} の負のピークは図 13c の負のピークとは一致せず、北西側に位置している。

この 2004 年 1 月 5 日 12UTC に対する予測値で、摂動 ω_{500} の振幅が大きい領域での摂動の鉛直構造を図 14 に示す。この図は、摂動に伴う 20S～15S で平均した比湿の鉛直経度断面図と東西鉛直循環を示している。まず、東西風の摂動は上層と下層で反対称のパターンを示し、傾圧的な構造であった。また、下降流の領域で比湿が減少している傾向があった。

4 まとめ

気象庁のアンサンブル数値予報に用いている初期摂動は、熱帯域での発散風に対して解析誤差を上回る大きな振幅を持つために、熱帯域の季節内振動 (MJO) の予測可能性を評価するには不適

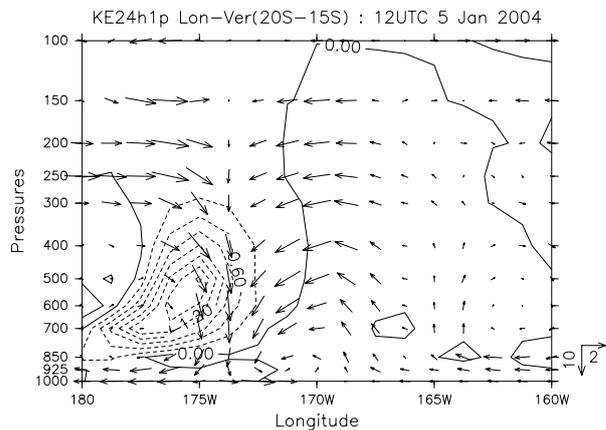


図 14: KE24h1p の摂動に対する、2004 年 1 月 5 日 12UTC の 20S～15S で平均した比湿 (等値線) と東西風・鉛直風 (ベクトル)。比湿の単位は g/kg 。

切であることが知られている (久保田ら 2005)。本研究では、現業で使用されている摂動サイクルを改良し、MJO の予測可能性評価に適した初期摂動の作成を行った。本研究で改良した摂動サイクルと、従来の現業摂動サイクルとは、次の点で大きく異なる。まず、改良された摂動サイクルでは、MJO に適合するように、摂動を作成する範囲を 20S～20N とした。また、熱帯域における 200hPa 面での水平風に伴う運動エネルギーを使用して摂動の規格化を行った。さらに、摂動サイクルで直交化を行わない。このように改良された摂動サイクルを、2003 年 10 月 15 日 12UTC から 2004 年 1 月 31 日まで、現業の予報解析システムを用いて実行し、毎日の摂動を求め、その特徴について詳しく調べた。また、各摂動サイクルにおけるモデル積分時間を、現業と同じ 12 時間だけではなく、24 時間にして摂動を求め、両者の違いについても詳しい検討を行った。

このように作成された新しい摂動の振幅の大きさは、現業の摂動の $1/5 \sim 1/6$ 程度に抑えられ、現業の摂動に伴う χ_{200} の振幅が熱帯域で解析誤差よりも明らかに大きくなるという問題点は解決された。また、異なった初期摂動である 1p と 2p から開始した摂動サイクルから求められる摂動を比較した結果、各摂動サイクルの積分時間が 24 時間の場合、両者の摂動に伴う速度ポテンシャルの水平パターンが一致する傾向があった。この特徴は、両者で周期 15 日～20 日を持つ東進性の東西波数 1 成分が卓越するという、 χ_{200} に対する時空間スペクトル解析の結果とも一致する。一方、積

分時間が12時間の場合には、両者の水平パターンのアノマリー相関は有意な値とはならない。また、両者で時空間スペクトルピークの位置も大きく異なっている。このことは、12時間積分サイクルでは、摂動として「対流モード」が卓越するのに対し、24時間積分サイクルでは、MJOに付随する不安定モード(いわゆる「循環モード」)がより成長しやすくなり、対流モードよりも大きな振幅を持つためと考えられる。しかし、成長率の解析からも、この不安定モードの成長率は、中高緯度における傾圧不安定モードに比べ、極めて小さなものであることが示された。一方、MJOの対流活発域で摂動の ω_{500} の振幅が大きくなる傾向が見られた。得られた摂動は、傾圧的な鉛直構造を持ち、下降流域で比湿は負(解析値よりも乾燥傾向)となることも示された。

今後は、この初期摂動を用いて、現業の予報解析システムを用いて多数のアンサンブル予報実験を行い、MJOの予測可能性を評価する予定である。

謝 辞

本研究に協力して頂いた、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とGrADS(The Grid Analysis and Display System)を用いました。

参考文献

Bantzer, C. H., and J. M. Wallace, 1996: Intraseasonal variability in tropical mean temperature and precipitation and their relation to the tropical 40-50 day oscillation. *J. Atmos. Soc.*, **53**, 3032–3045.

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.

Inness, P. M. and J. M. Slingo, 2003: Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part I: Comparison with observations and an atmosphere-Only GCM. *J. Climate*, **16**, 345–364.

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。

久保田拓志, 向川均, 岩嶋樹也, 2005: 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. 京都大学防災研究所年報, **48B**, 475–490.

Lau, W. K. and D. E. Waliser, 2005: *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system.*, Springer, 436 pp.

Madden, R. A. and P. R. Julian, 1994: Observation of the 40-50 day tropical oscillation — A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.

Milliff, R. F. and R. A. Madden, 1996: The existence and vertical structure of fast, eastward-moving disturbance in the equatorial troposphere. *J. Atmos. Soc.*, **53**, 586–597.

Randall, D., M. Khairoutdinov, A. Arakawa, and W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1547–1564.

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, 1993: Ensemble forecasting at NMC : The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.

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.

Waliser, D. E., K. M. Lau, , J-H. Kim, 1999: The influence of coupled sea surface temperatures

on the Madden-Julian Oscillation: A model
perturbation experiment. *J. Atmos. Soc.*, **56**,
333–358.