

# PNA のライフサイクル

北海道大学大学院 地球環境科学研究科 森正人・渡部雅浩

## 1. 研究背景と目的

冬季北半球中高緯度対流圏における大気変動の中には、地理的に固定され、再現性、持続性を持ったいくつかの低周波偏差パターンが存在し、それらの力学的な生成・維持過程を明らかにするためにこれまで数多くの研究がなされ、いくつかの異なる理論が提唱されてきた。それらは大別すると次の3つに分類される。

1. 特定の波源 (外部強制) に対する大気の応答 (e.g. Hoskins and Karoly 1981; Sardeshmukh and Hoskins 1988) .
2. 気候学的流れの東西非対称性に起因する準定常場の変化 (e.g. Simmons *et al.* 1983; Branstator 1990, 1992; Kimoto *et al.* 2001; Watanabe and Jin 2004).
3. 短周期の非定常擾乱によるフィードバック (e.g. Egger and Schilling 1983; Lau 1988; Ting and Lau 1993; Jin *et al.* 2005a,b).

本研究で注目する PNA(Pacific/North American) テレコネクション・パターン (Wallace and Gutzler 1981) に関しては、特に ENSO との関係が強調されており、未だに上記 (1) のプロセスで説明されることが多い。しかし、ENSO を含まない条件下で数値積分した大循環モデルの応答の中に PNA 的なパターンが現れることが指摘されている (Lau 1981) . CCSR/NIES AGCM を気候値の SST を境界条件に 50 年積分し、1 月における 500hPa 面高度場の一点相関図 (基準点 45N, 165W) を計算したところ (図 1), PNA パターンが得られた。このことは、PNA パターンが単なる熱帯からの強制に対する応答ではなく、中高緯度大気の内力学 (上記 (2), (3) のプロセス) も生成過程の一端を担っていることを指摘する。

これらの「熱帯からの強制に対する応答」と「中高緯度大気の内力学」という2つの相対するメカニズムを包括的に理解する試みとして中立特異モードの理論がある。月・季節平均場では、PNA は最も中立な特異モードとして解釈できそうである (森と渡部 2004) . しかし、本来 PNA が持つ短い

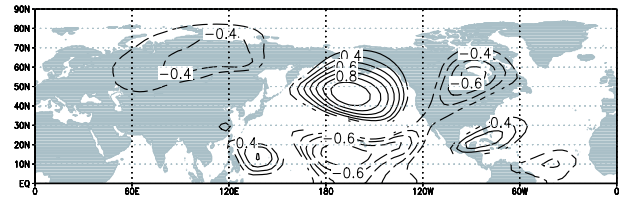


図 1: 気候値 SST の境界条件で 50 年積分した AGCM の、500hPa 面高度場偏差 (1 月) の一点相関図。基準点は 45N, 165W。90% の信頼限界で有意な場所のみ等値線が引いてある (間隔は 0.1) .

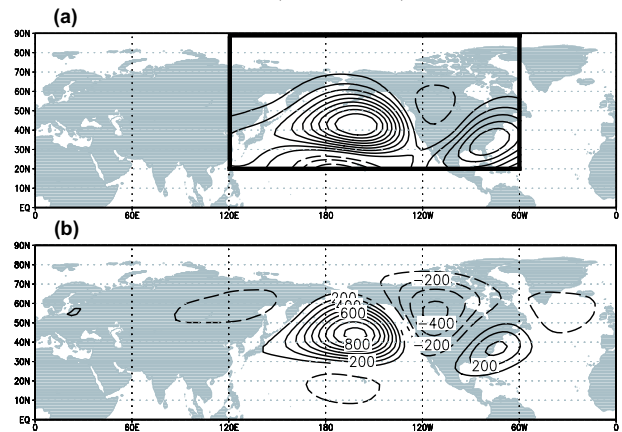


図 2: ERA40 日平均データ (11 月から 3 月) の、(a)500hPa 面流線関数の EOF 第 1 モードの固有ベクトル (四角で囲まれているのが計算領域: 120E-60W, 20N-90N), (b)500hPa 面ジオポテンシャルと EOF 第 1 モードの時系列との回帰係数分布。99% の信頼限界で有意な場所のみ等値線。間隔は 100(m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) .

時間スケールを見た場合、PNA の生成・成長・維持・減衰過程に対する両者の関係は必ずしも明らかではない。熱帯域の強制に関わるのは PNA の出現頻度なのか、それとも強度なのか、持続時間なのか? また、PNA の各ライフステージで両者はそれぞれどのような役割を果たすのだろうか? これらの疑問に答えるためには、月平均場ではなく、PNA の時間発展を表現できるもっと短い時間スケールで解析を行う必要がある。

そこで本研究では、日平均データを用いて PNA の時間発展に付随する力学過程を調べることで、PNA の各ライフステージで中高緯度の内力学と熱帯からの強制がそれぞれどんな役割を果たしているかを調べることを目的とする。今回は、一般

的な PNA の描像の budget 解析の結果と、PNA の triggering に関する解析の結果を示す。

## 2. データについて

本研究では ECMWF 再解析データ (ERA40) の日平均データを用いた。期間は 1957 年から 2002 年の 11 月から 3 月で、T42 に空間内挿している。各物理量は気候値とそれからの偏差に分けられる。気候値は各日における calendar mean に 31 日移動平均をかけたもので定義され、偏差はさらに 10 日の Low-Pass フィルターをかけて低周波成分と高周波成分に分けられる。

また、Nino3 index の計算のために HadISST ver.1.1 を用いた。期間は ERA40 に合わせてある。Nino3 海域 (4S-4N, 150W-90W) で領域平均した SST の気候値 (1961 年から 1990 年) からの偏差に 5ヶ月移動平均をかけたものを index とした。

## 3. PNA の同定と時間発展

daily データから PNA を同定するために、500hPa 面における低周波の流線関数偏差に対して EOF 解析を行った。EOF を行った領域は 120E-60W, 20N-90N である (図 2a の四角の枠で囲まれた領域)。図 2a に第 1 モードの固有ベクトルを示す。寄与率は 18.1% であった。得られた第 1 モードの時係数と 500hPa 面ジオポテンシャルの回帰係数分布を図 2b に示す。流線関数場では北米の偏差が弱いですが、ジオポテンシャル場では明瞭な PNA パターンが得られている。また、第 1 モードの時係数を月平均して monthly の index を計算し、PNA index (Wallace and Gutzler 1981) との相関係数を計算したところ、相関係数は 0.79 であった。よってこれらのことから、EOF 第 1 モードは日平均場における PNA パターンの変動をうまく表現しており、なおかつそれは月平均場で定義される PNA とも対応しているものと思われる。そこで、得られた第 1 モードの時係数が 1 標準偏差を越え、なおかつそれが 5 日以上持続する場合は PNA イベントと定義した。この定義により、88 個の正のイベント、84 個の負のイベントが得られた。以下、第 1 モードの時係数を daily の PNA index として扱う。

次に PNA の時間発展の描像を得るために daily の PNA index を用いて composite 解析を行った。イベントのピーク日 (index が最大・最小をとる日) を基準に、前後 9 日間を解析期間とした。最も基本的な PNA の成長・減衰過程を抽出するために、解析期間 (19 日) 内に複数の極大 (小) が存

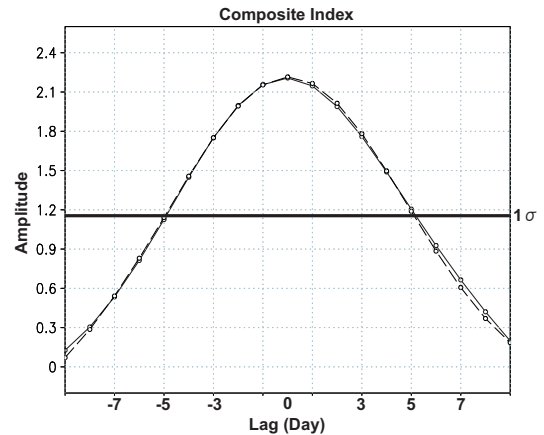


図 3: daily の PNA インデックスの composite . 実線: 正の位相, 破線: 負の位相. 負の位相は符号が反転されている. PNA index の標準偏差を太実線で示す.

在する場合、そのイベントは除かれた。またイベントのピーク日から次のイベントのピーク日までが 15 日以内である場合、後のイベントは除かれた。上記の定義により 28 個の正のイベント、31 個の負のイベントが抽出され、正と負それぞれについて composite 解析が行われた。インデックスの composite を図 3 に示す。これを見ると、正・負両イベントで index の振幅の時間発展にほとんど違いはない。図 4 に、PNA イベント (負の位相) に付随する 300hPa 面ジオポテンシャルの composite を、全イベント (31 個) を用いた場合、La Niña 時のイベント (11 個) のみを用いた場合、El Niño でも La Niña でもない時のイベント (15 個) を用いた場合に分けて示す。まず成長過程について見ると、北太平洋の高気圧偏差がまず成長し (Lag-6)、その後には下流の 2 つの偏差、太平洋亜熱帯域の負偏差が成長する。この傾向は (a)(b)(c) で同じである。ただし (b) では、イベントの初期から太平洋亜熱帯域の負偏差の振幅・占有領域が大きく、熱帯域の強制に対する応答が顕著に現れているものと思われる。この傾向は Lag+6 まで続く。次に Lag0 の場を見てみると、(a)(b)(c) 全てで明瞭な PNA パターンが見られ、ENSO による強制がなくても PNA が現れることを示す。また (c) に比べて (b) の方が全ての偏差で振幅が大きい。よって La Niña は PNA の強度を強めることが示唆される。最後に減衰過程を見てみると (Lag+2 ~ +6)、南東アメリカ上の正偏差を除けば (b) は (c) よりも振幅が大きい様子が分かる。このことは、La Niña が PNA の持続時間を伸ばしている可能性を指摘する。

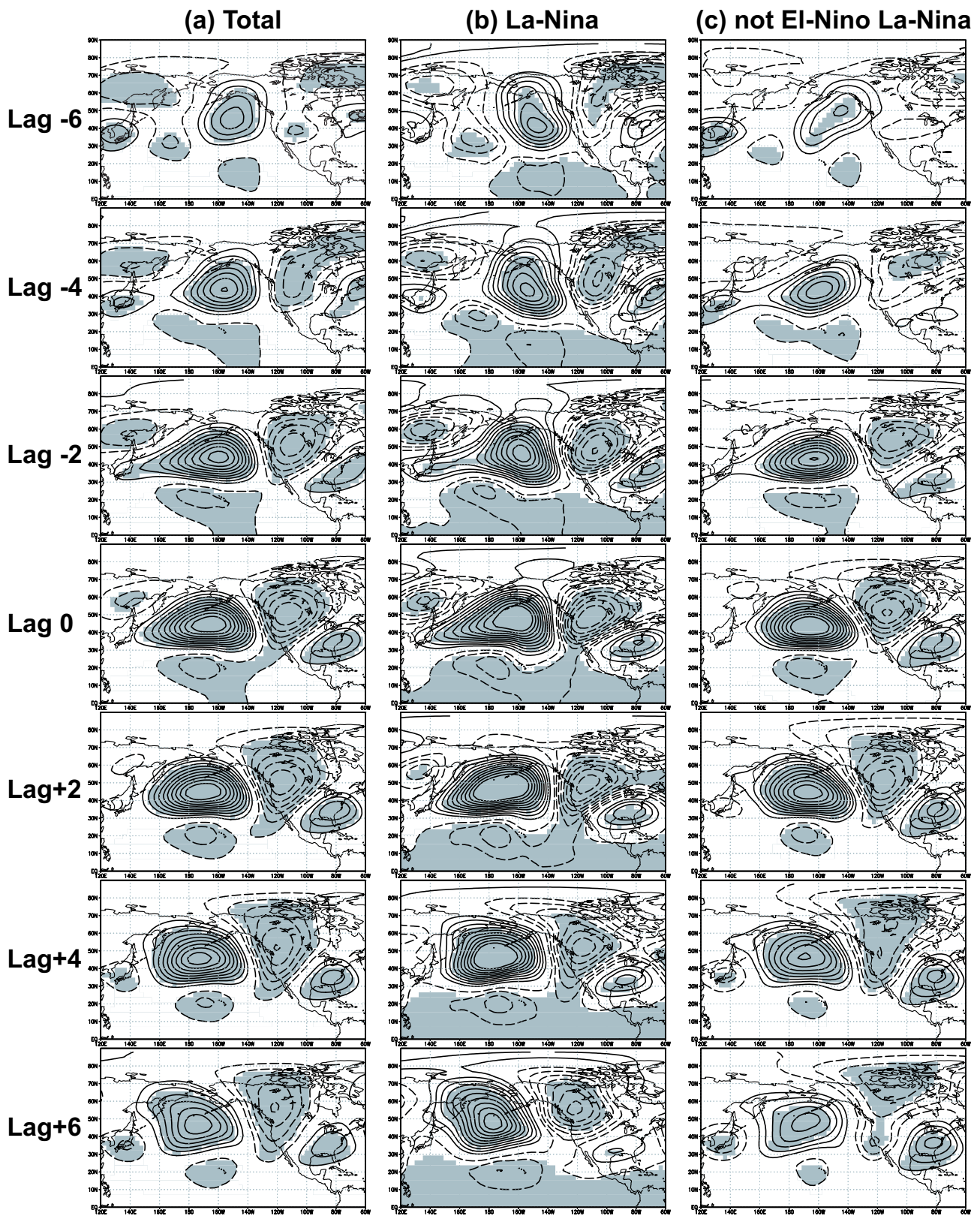


図 4: PNA イベント (負の位相) に付随する 300hPa 面ジオポテンシャルの composite . (a) 全イベント (31 個) を用いた場合 , (b) La Niña 時のイベント (11 個) のみを用いた場合 , (c) El Niño でも La Niña でもない時のイベント (15 個) を用いた場合 . 等値線の間隔は 250 ( $m^2/s^2$ ) . 95 % の信頼限界で有意な場所のみ陰影 .

#### 4. ENSO と daily の PNA

El Niño 時, La Niña 時, そしてどちらでもない時の, PNA イベントの出現頻度・持続時間を調べた. 持続時間は PNA index が 1 標準偏差を越え続ける日にちで定義される. Nino3 index が 6ヶ月以上続けて +0.5 以上 (-0.5 以下) となった場合を El Niño (La Niña) イベントと定義した. 結果を表 1 に示す. これを見ると, El Niño でも La Niña でもない時にも PNA は発生しており, 出現回数は最も多い. また El Niño 時には正の PNA が, La Niña 時には負の PNA が出現し易いのが分かる. 次に持続時間について見てみると, El Niño でも La Niña でもない時には正・負両位相とも約 10 日であるが, El Niño 時には正の PNA の持続時間が, La Niña 時には負の PNA の持続時間がそれよりも長くなる傾向にある. これは先に composite の描像で得られた示唆と矛盾がない.

また, El Niño 時に負の PNA, La Niña 時には正の PNA といったように, 強制の符号とは逆位相の PNA が出現している様子も見て取れる. もし, PNA の励起過程が Horel and Wallace (1981) で述べられているような線形的な枠組で正しければこのようなことは起こり得ないが, 非線形的な枠組では強制と応答が一對一に対応する必要はない (Palmer 1999).

上記の結果から, 熱帯域からの外部強制が PNA そのものを励起するというよりはむしろ, PNA の出現頻度ならびに持続時間・強度 (前節参照) を変えている様子が示唆される. このことをきちんと示すには, もう少し詳しい解析が必要である.

#### 5. Geopotential Tendency 解析

PNA の時間発展に伴ってどのような力学過程が支配的なのかを調べるために, 準地衡流渦位方程式 (Geopotential Tendency Equation) の各項の Tendency を観測データから計算し, PNA イベント

表 1: El Niño 時, La Niña 時, どちらでもない時の PNA イベントの発生回数. 括弧の中は平均持続日数.

	Negative Phase	Positive Phase
<b>Total</b>	88 (10.6)	84 (11.9)
<b>El Niño</b>	12 (8.2)	24 (14.8)
<b>La Niña</b>	34 (12.0)	9 (11.2)
<b>Other</b>	42 (10.1)	51 (10.7)

トについて composite 解析を行った.

物理量  $A$  を気候値  $\bar{A}$  と低周波偏差  $A_L$ , 高周波偏差  $A_H$  に分け, さらに気候値を東西平均  $[\bar{A}]$  とそれからの偏差  $\bar{A}^*$  に分け, 整理すると, (1) 式の Geopotential Tendency 方程式が得られる. ここで  $R$  は残差項を表す.

$$\left\{ \frac{1}{f_0} \nabla_h^2 + f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{1}{S_0} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right\} \left( \frac{\partial \phi'_L}{\partial t} \right) = \sum_{i=1}^{11} \xi_i + R \quad (1)$$

$$\xi_1 = -\beta v_L$$

$$\xi_2 = -\nabla_h \cdot \{ [\bar{\mathbf{V}}] \zeta_L + \mathbf{V}_L [\bar{\zeta}] \}$$

$$\xi_3 = -\nabla_h \cdot \{ \bar{\mathbf{V}}^* \zeta_L + \mathbf{V}_L \bar{\zeta}^* \}$$

$$\xi_4 = -\nabla_h \cdot (\mathbf{V}_L \zeta_L)_L$$

$$\xi_5 = -\nabla_h \cdot (\mathbf{V}_H \zeta_H)_L$$

$$\xi_6 = -\nabla_h \cdot \{ (\mathbf{V}_L \zeta_H)_L + (\mathbf{V}_H \zeta_L)_L \}$$

$$\xi_7 = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{R}{S_0 p} \nabla_h \cdot \{ [\bar{\mathbf{V}}] T_L + \mathbf{V}_L [\bar{T}] \} \right)$$

$$\xi_8 = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{R}{S_0 p} \nabla_h \cdot \{ \bar{\mathbf{V}}^* T_L + \mathbf{V}_L \bar{T}^* \} \right)$$

$$\xi_9 = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{R}{S_0 p} \nabla_h \cdot \{ (\mathbf{V}_L T_L)_L \} \right)$$

$$\xi_{10} = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{R}{S_0 p} \nabla_h \cdot \{ (\mathbf{V}_H T_H)_L \} \right)$$

$$\xi_{11} = f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{R}{S_0 p} \nabla_h \cdot \{ (\mathbf{V}_L T_H)_L + (\mathbf{V}_H T_L)_L \} \right)$$

(1) 式左辺の  $(\partial \phi'_L / \partial t)$  にかかる演算子を右辺の各項  $\xi_i$  に作用させて, 各項が強制する  $(\partial \phi'_L / \partial t)$  をそれぞれ見積もり, PNA イベントについて composite 解析を行った. PNA の負の位相の成長期 (Lag-3) における  $\xi_1, \xi_2, \xi_3, \xi_4, \xi_5, \xi_7$  の各項によって強制されるジオポテンシャル tendency を図 5 に示す. 大まかには  $\xi_1, \xi_2, \xi_7$  による tendency, つまり  $\beta$  項による tendency と東西一様な基本場と低周波偏差 (渦度・温度) の相互作用による tendency がつり合う. このことは PNA が準定常な Rossby 波の性質を兼ね備えていることを示唆する. また低周波偏差同士, 高周波偏差同士の flux ( $\xi_4, \xi_5$ ) によって強制される tendency は, 東西非一様な基本場と低周波偏差 (渦度・温度) の相互作用 ( $\xi_3$ ) による tendency に比べて小さい. よって, 成長期に PNA は東西非一様な基本場と相互作用することによって成長することが示唆される. 30N から 60N で緯度平均した,  $\xi_3$  によって強制されるジオポテンシャル tendency と, ジオポテンシャルの時間-経度断面を図 6 に示す. これを見ると, Lag-6

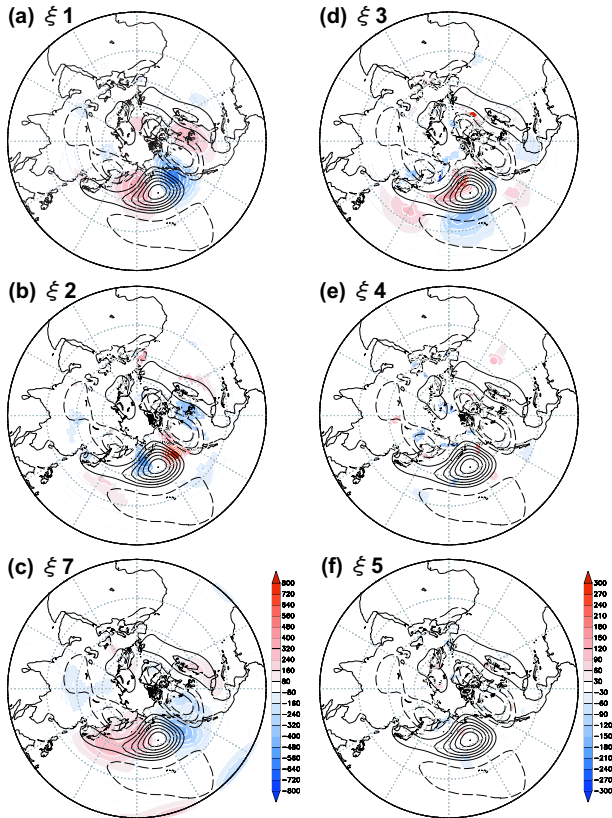


図 5: PNA イベント (負の位相) に付随する 300hPa 面の各種 tendency の composite . 成長期 (Lag-3) の時の描像を示す . (a)  $\xi_1$  , (b)  $\xi_2$  , (c)  $\xi_7$  , (d)  $\xi_3$  , (e)  $\xi_4$  , (f)  $\xi_5$  によって強制されるジオポテンシャル tendency . 95 % の信頼限界で有意な場所のみカラーをつけてある . (a) ~ (c) と (d) ~ (f) で color bar が異なることに注意 . 300hPa 面ジオポテンシャルの composite を黒の等値線で示す . 等値線の間隔は  $300 \text{ (m}^2/\text{s}^2)$  .

から +6 にかけて東西非一様な基本場と低周波渦度の flux が北太平洋の高気圧偏差を強めている様子が分かる .

よってこれらのことから , PNA の成長期は線形過程に支配されており , 非線形項の寄与は小さく , 北太平洋域の高気圧偏差は東西非一様な基本場からの順圧エネルギー変換で成長することが分かった . また下流の 2 つの偏差は , 北太平洋域の偏差を source とする Rossby 波列であると思われる (図省略) . これらの結果は , 日平均場で同様の解析を行った先行研究 (Feldstein 2002) の結果と整合的である .

## 6. PNA の Triggering

前節の結果から , 北太平洋域にある偏差を中心として PNA がほぼ線形成長することが分かった . このことは , イベントの初期に北太平洋域にうまく偏差 (タネ) がトラップされれば , それが基本場からエネルギーをもらうことで (外部強制なし

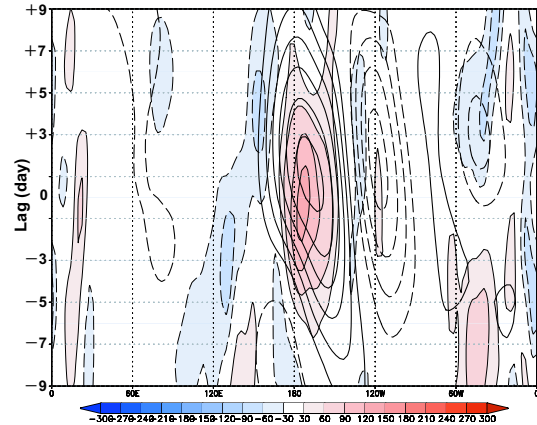


図 6: 30N から 60N で緯度平均した ,  $\xi_3$  によって強制される 300hPa 面ジオポテンシャル tendency の composite (color) . 同様に緯度平均された 300hPa 面ジオポテンシャルの composite を等値線で示す . 等値線の間隔は  $300 \text{ (m}^2/\text{s}^2)$  .

に)PNA になれることを示唆する . ではタネになる偏差はどこからやってくるのだろうか ? 図 7 に , 全ての負の PNA イベント (31 個) で composite 解析した 300hPa 面ジオポテンシャル (Lag-9) を示す . これを見ると , 40N を中心として太平洋に波列が見られる . 図 4 の時間発展からも分かるように , この後 , 中緯度東部太平洋域の高気圧偏差が成長し , PNA の中心をなす北太平洋域の高気圧偏差になる . よって , もしこの波列が予報でき , なおかつ北太平洋域が低周波偏差が成長できそうな場であれば , PNA の成長期は線形過程が支配的なので , PNA の予報が可能となるかもしれない .

そこでこの波列の起源を調べるために , 全ての負の PNA イベントに付随する 200hPa 面の線形化した Rossby-Wave Source と , 150hPa 面の発散風の composite を図 8 に示す . これを見ると , 北インド域に Rossby-Wave の source と風の収束域が , そしてその下流の収束域に低気圧偏差が見られることから , ここが波列の起源だと思われる . この source の中心である 25N における時間 - 経度断面を見ると (図 9(b)) , インド北部にみられた source が Lag-9 から Lag-6 にかけて東進している様子が見て取れる (位相速度は約 6 度/day) . また赤道上の 250hPa 面速度ポテンシャルの時間 - 経度断面を見ると (図 9(a)) , やはり赤道上を東進する波数 1 の構造が見られ , (これは下層でも同じである (図省略)) 赤道上を東進する強制の存在が示唆される .

よって上記のことをまとめると , 波列の励起と PNA の成長にあたって以下のようなメカニズムが

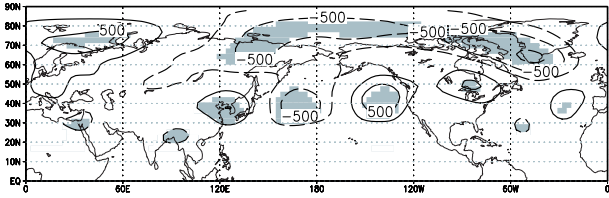


図 7: 負の PNA イベント (31 個) で composite 解析した 300hPa 面におけるジオポテンシャル (Lag-9) . 等値線の間隔は 250 ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) . 95 % の信頼限界で有意な場所のみ陰影 .

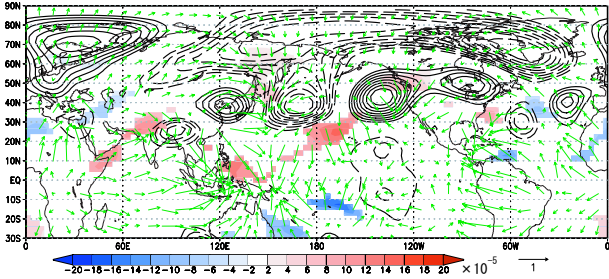


図 8: 負の PNA イベント (31 個) で composite 解析した (Lag-9) , 等値線 : 200hPa 面におけるジオポテンシャル , color : 線形化された 200hPa 面 Rossby-Wave Source , vector : 150hPa 面発散風 . 等値線の間隔は 60 ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) .

考えられる . 熱帯域を東進する熱源 (発散域) に伴い , 亜熱帯域 (20N ~ 30N あたり) のアジアジェット上で収束域も東進する . 風の収束によって励起された Rossby 波がアジアジェットに捕捉され (Hoskins and Ambrizzi 1993) 下流に伝播する . 中緯度東部太平洋域で波が基本場からエネルギー - をもらうことで成長し , PNA になる , というものである .

このメカニズムを検証するためにモデルを使って簡単な実験を行った . 使用したモデルは Linear baroclinic model : LBM である (Watanabe and Kimoto 2000) . 解像度は T21L11 で , 基本場に ERA40 の 1961 年 ~ 1990 年の 11 月 ~ 3 月の気候値を用いた . 強制として赤道を東進 (6 度/day) する熱強制を与えた . 強制の初期位置は (0N , 20E) である . また東西平均した基本場に対しても同様の実験を行い , 結果を比較した . 結果を図 10 に示す . 積分 10 日目を見ると , 東西非一様な基本場を用いた場合 (図 10a) は亜熱帯域を東西に伝播する波列が見て取れるが , 東西一様な基本場を用いた場合 (図 10b) は見られない . 東西一様な場ではもはやジェットがないため , 波列を捕捉できなかったものと思われる . 積分 16 日目になると , 東西非一様な基本場を用いた場合 (図 10c) は中部太平洋域で高気圧偏差が成長し , PNA 的なパターンが現れているが , 東西一様な基本場を用いた場

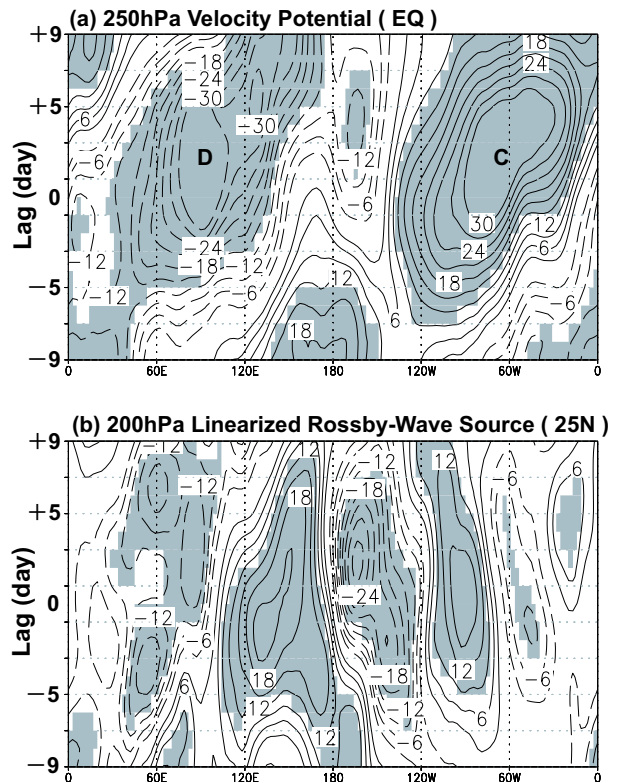


図 9: 負の PNA イベント (31 個) で composite 解析した , (a) 赤道における 250hPa 面速度ポテンシャル (b)25N における 200hPa 面 Linearized Rossby-Wave Source の時間 - 経度断面 . 等値線の間隔は (a)  $3 \times 10^5 (\text{m}^2/\text{s})$  . 値に  $10^{-5}$  がかけてある . (b)  $3 \times 10^{-5} (1/\text{s}^2)$  . 値に  $10^5$  がかけてある . 95 % の信頼限界で有意な場所のみ陰影 .

合 (図 10d) は積分 10 日目とほとんど変わっていない . よってこの実験結果は , 先のメカニズムをある程度支持できる結果だと思われる . MJO のような熱帯域を季節内の時間スケールで東進する移動性擾乱が , 中緯度で PNA を励起するきっかけになっている可能性を示唆する . しかし , この実験が完全に観測を再現したとは言いがたい . 図 7 の波列と図 10(a) の波列を比較すると位相がずれているのが分かる . 観測では太平洋東部まで達していた高気圧偏差が , model の結果では中部太平洋で止まってしまっている . これは , 応答が基本場や強制の位置 , 構造に敏感であるためだと考えられる . 実験では DJF 平均した基本場を用いたが , 日平均基本場を用いれば結果はもっと変わるだろう . 今後 , 上記のパラメタに対する感度を調べる必要がある .

## 7. 議論と今後の課題

PNA の成長が線形過程に支配されており , 短周期の非定常擾乱からのフィードバックはあまり

## 謝 辞

今回の特定研究集会参加にあたり、東京大学気候システム研究センターより旅費の補助を受けました。本集会開催の代表者である木本昌秀教授(東京大学気候システム研究センター)、向川均助教授(京都大学防災研究所)、余田成男教授(京都大学大学院理学研究科)に感謝致します。

## 参考文献

- Branstator, G., 1990 : Low-frequency patterns induced by stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 629-648.
- Branstator, G., 1992 : The maintenance of low-frequency atmospheric anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1924-1945.
- Egger, J., and Schilling, H.-D. 1983 : On the theory of the long-term variability of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1073-1085.
- Feldstein, S. B., 2002 : Fundamental mechanisms of the growth and decay of the PNA teleconnection pattern. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **128**, 775-796.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981 : Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.
- Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993 : Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.
- Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981 : The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Jin, F.-F., L.-L. Pan, and M. Watanabe, 2005a : Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow feedback. Part I : A linear closure. *J. Atmos. Sci.*, revised, October 2005.
- Jin, F.-F., L.-L. Pan, and M. Watanabe, 2005b : Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow feedback. Part II : A theory for low-frequency modes. *J. Atmos. Sci.*, revised, October 2005.
- Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe and N. Yasutomi, 2001 : Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.

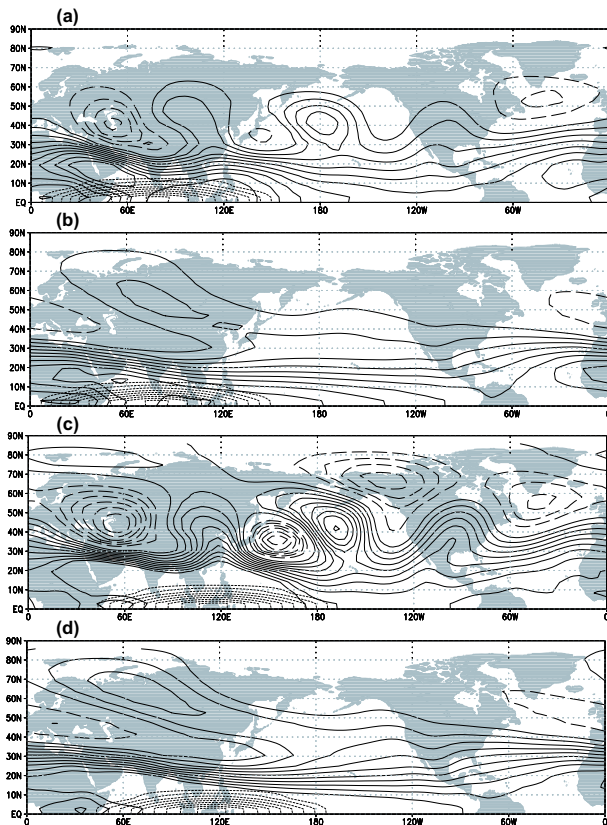


図 10: 熱帯を東進する熱源に対する 300hPa 面高度場の応答。東西非一様な基本場の元での応答 (a)10 日目, (c)16 日目。東西一様な基本場の元での応答 (b)10 日目, (d)16 日目。細点線は与えた熱強制を示す。

重要でないという結論が得られたが、これは月・季節平均場を用いて行われた先行研究の結果と矛盾する。今回は PNA が滑らかに成長・減衰する場合(図 3)を調べたが、daily の PNA index を見ると必ずしもそのような場合が多いわけではなく、増減を繰り返しながらイベントが持続する場合が多い。なのでそのようなケースをもっと調べると、今回示したのとは別の成長過程が明らかになるかもしれない。また今回示した結果では、PNA の各ライフステージにおいて、中緯度大気の内部力学で決まる部分と、熱帯から強制される部分との切り分けができていないので、今後はっきりさせる必要がある。

今回 PNA の負の位相の triggering について調べたが、正の位相の triggering メカニズムは負の場合と異なりそうである。Triggering メカニズムと各ライフステージでの力学が明らかになれば、PNA の予測可能性に対する何らかの知見が得られるものと思われる。将来、PNA が予報できるようになればおもしろいと思う。

- Lau, N. C., 1981 : A diagnostic study of recurrent meteorological anomalies appearing in a 15 year simulation with a GFDL general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2287-2311.
- Lau, N. C., 1988 : Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low frequency changes in the circulation pattern. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2718-2743.
- Lau, N. C., and E. O. Holopainen, 1984 : Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies *J. Atmos. Sci.*, **41**, 313-328.
- Palmer, T. N., 1999 : A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Climate.*, **12**, 575-591.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988 : The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace and G. W. Branstator, 1983 : Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363-1392.
- Ting, M., and Lau, N. C., 1993 : A diagnostic and modeling study of the monthly mean wintertime anomalies appearing in an 100-year GCM experiment. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2845-2867.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000 : Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic : A positive feedback. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- 森正人, 渡部雅浩, 2004: ストームトラックのフィードバックを含む順圧特異・固有モード計算. 平成16年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.