

ENSO イベント時の MJO を介した PNA 励起メカニズム

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主要な低周波変動の1つに Pacific/North American (PNA) テレコネクションパターンがある。季節スケールでは、PNA は ENSO に伴う熱帯の定常強制による Rossby 応答というのが古典的な理解である。一方、本来 PNA が持つ 10 日から 2 週間の時間スケールでは、PNA の一部が熱帯の季節内振動 (MJO) に伴う冷・熱源によって trigger されていることが明らかになってきた (森と渡部 2005)。具体的には、ベンガル湾からインドネシアにわたる領域で、MJO に伴う熱 (冷) 源が作る上層の発散 (収束) がアジアジェット上で収束 (発散) し、アジアジェット上に Rossby 波を励起する。その波がジェットに捕捉され下流へ伝播し、ジェットの出口にあたる中緯度太平洋域で順圧エネルギー変換によって基本場からエネルギーを得て負 (正) 位相の PNA へ成長するというメカニズムである。

では、ENSO のようなより時間スケールの長い現象によって、この MJO - PNA の関係はどのように変わるのだろうか？ そしてそれが、季節平均の ENSO - PNA の、定常な熱源に対する応答という描像とどのように対応するのだろうか？ 本研究は上記の疑問を検証することを目的とする。第 3 節で MJO - PNA の関係を簡単に振り返り、第 4 節で、その関係が季節平均の ENSO - PNA の関係とどのように対応するのか調べる。

2. 使用したデータとモデルについて

ECMWF 再解析 (ERA40) の日平均データと NOAA の日平均 OLR を用いた。期間は 1957 年 (OLR は 1979 年) から 2002 年の 11 から 3 月で、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 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。各年で季節平均偏差場は抜かれていない。また MJO を表現するために、OLR、速度ポテンシャル偏差には 30-60 日の band-pass フィルターがほどこされた。日平均場における PNA を、低周波の 500hPa 流線関数偏差の EOF 第 1 モード

(計算領域は 120E-60W, 20N-90N) で定義し、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を PNA イベントと定義した。また、ENSO イベントの指標に JMA の Nino3 index を用いた。

3. PNA と MJO の関係

band-pass filter をかけた 200hPa 速度ポテンシャルの EOF 第 1, 第 2 モードで MJO を同定した。計算領域は 20S~20N で、寄与率はそれぞれ 42%, 32% である。第 1, 第 2 モードの空間パターンを図 1 に示す。明瞭な東西波数 1 の構造が見られ、両者は互いに位相が 90 度ずれている。図には示さないが時系列も位相差が 90 度であるので、両者の和は東進を表す。この第 1, 第 2 モードで張られる相空間上に時系列の散布図を描き、その確率密度関数 (PDF) を計算した。つまり MJO の PDF である。全サンプルを使って計算した PDF は原点を中心として同心円状になるが (図示せず)、PNA との対応を見るために、これを正・負の PNA が現れている時で場合分けした (図 2)。図 2a(b) が、正 (負) の PNA が現れている時の MJO の PDF である。これを見ると、MJO の位相と PNA の符号の間に明瞭な対応関係があることが分かる。PNA の符号は特に EOF 第 1 モードの符号に敏感で、海洋大陸上で対流活動が活発な時は負の PNA が、不活発な時には正の PNA が出現する確率が高い。より具体的には、正の PNA が現れている場合の PDF の極大域 (第 2 象限) は、MJO の対流活発域が西太平洋から太平洋中部にある位相に相当し、負の PNA が現れている場合の PDF の極大域 (第 4 象限と第 1 象限の間) は、MJO の対流活発域が海洋大陸上にある位相に相当する。しかしここで注意しなければならないのは、例えば正の PNA に関して言えば、正の PNA が太平洋中部の熱源によって励起されているわけではないということである。後で詳しく述べるように、PNA のタネになる偏差は上流のベンガル湾付近で励起されている。タネが時間と共に PNA に成長すると同時に強制源が東進するので、上記のような対応関係になる。このことは負の PNA に関しても同じで、やはり

ベンガル湾付近で trigger されている。

図2からはもう1つ重要な示唆が得られる。それは、もし理想的に東進(図2では反時計回り)するMJOがあった場合、それに付随する中高緯度大気の応答は、正のPNAから負のPNA、負のPNAから正のPNAといった遷移現象を示すということである。それを確かめるために、図3aに上記の相空間で示されるMJOの位相毎(30度毎)にcompositeした10日のlow-pass filterをかけた300hPa高度場偏差、それに付随するTakaya and Nakamura (2001)の波活動度フラックス、30-60日のband-pass filterをかけたOLR偏差を示す。図3では、相空間上でのMJOの位相が150度から360度までを30度毎に示している。これは図2からも分かるように、正のPNAが現れる確率が最も高い位相から、負のPNAが現れる確率が最も高い位相までを示している。これを見ると、確かに上で述べたような遷移現象(正のPNAから負のPNAまで)が見て取れる。図示しないが、負のPNAから正のPNAへの遷移過程も明瞭で、おおむね図3の符号を反転したような結果になる(完全に対称ではない)。

また、先ほど少し言及したように、PNAのタネになる偏差は上流のベンガル湾付近で励起されており、PNAが中部熱帯太平洋の強制によって励起されているわけではない。正のPNAの最盛期(phase06)にインド北部から～インドシナ半島北部のアジアジェット上に低気圧偏差が励起され、そこからジェットに沿って下流にRossby波が伝わり、日本は高気圧性偏差に覆われる(phase07, 08)。この高気圧性偏差が徐々に東進し(phase09, 10)、ジェットの出口付近にあたる太平洋上で成長し、そしてそこからのさらなるRossby波の射出により負のPNAが作られている様子が分かる(phase11, 12)。波活動度フラックスを見ても明らかなように、一連の発達過程で中部熱帯太平洋からの顕著なエネルギー流入は見られない。太平洋上での偏差の成長には順圧不安定の寄与が大きいことが分かっている(森と渡部 2005)。よって少なくとも季節内の時間スケールでは、PNAの発達には中高緯度の力学が本質的で、中部熱帯太平洋からの直接のRossby応答とは異なる。またMJOによる強制もあくまでtriggerで、PNAを直接励起しているわけではない。

次に、図3bにMJOによる中高緯度大気の応答をモデルで計算した結果を示す。使用したモデ

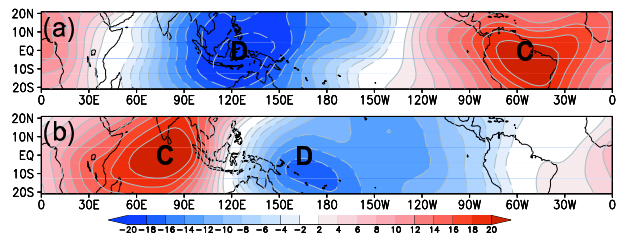


図1: 30-60日のband-pass filterをかけた200hPa速度ポテンシャル偏差の(a)EOF第1モード、(b)第2モード。計算領域は20S-20N。等値線の間隔は $2 \times 10^5(\text{m}^2/\text{s})$ 。DとCの記号はそれぞれ発散、収束を表す。

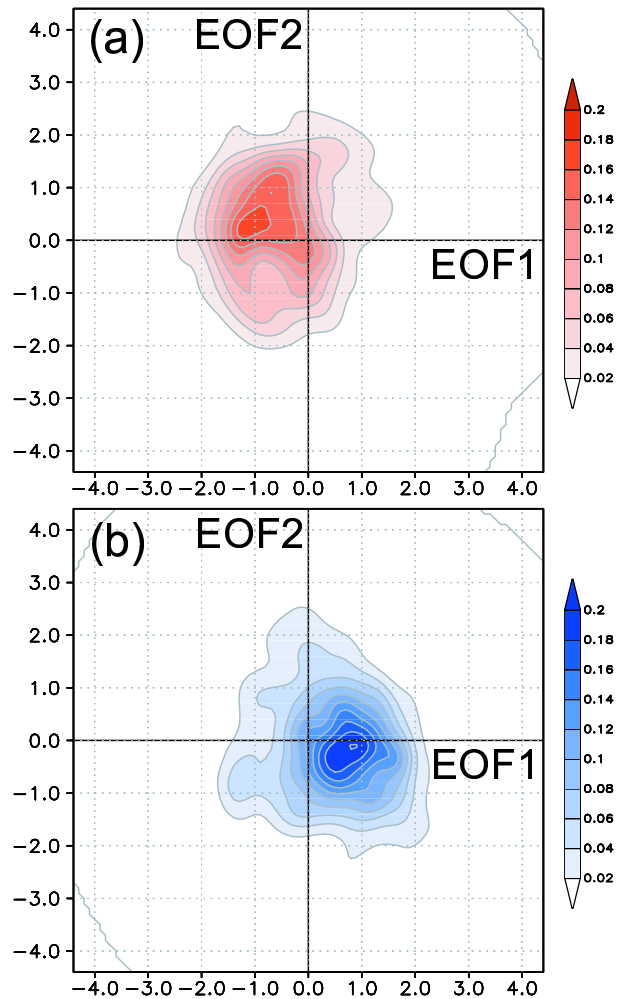


図2: 200hPa速度ポテンシャルのEOF第1, 第2モードを軸とする相空間上にプロットしたEOFの時系列のうち、(a)PNAの符号が正の場合、(b)PNAの符号が負の場合の確率密度関数分布。母集団は正(負)のPNAのサンプル数で、それぞれ1003, 935。

ルはWatanabe and Kimoto (2000, 2001)で用いられている線形傾圧モデル(LBM)で、解像度はT42L20、基本場はERA40から求めた11月から3月の気候値を使った。降水過程を含まず、MJOの各位相でcompositeしたOLRから見積もった熱

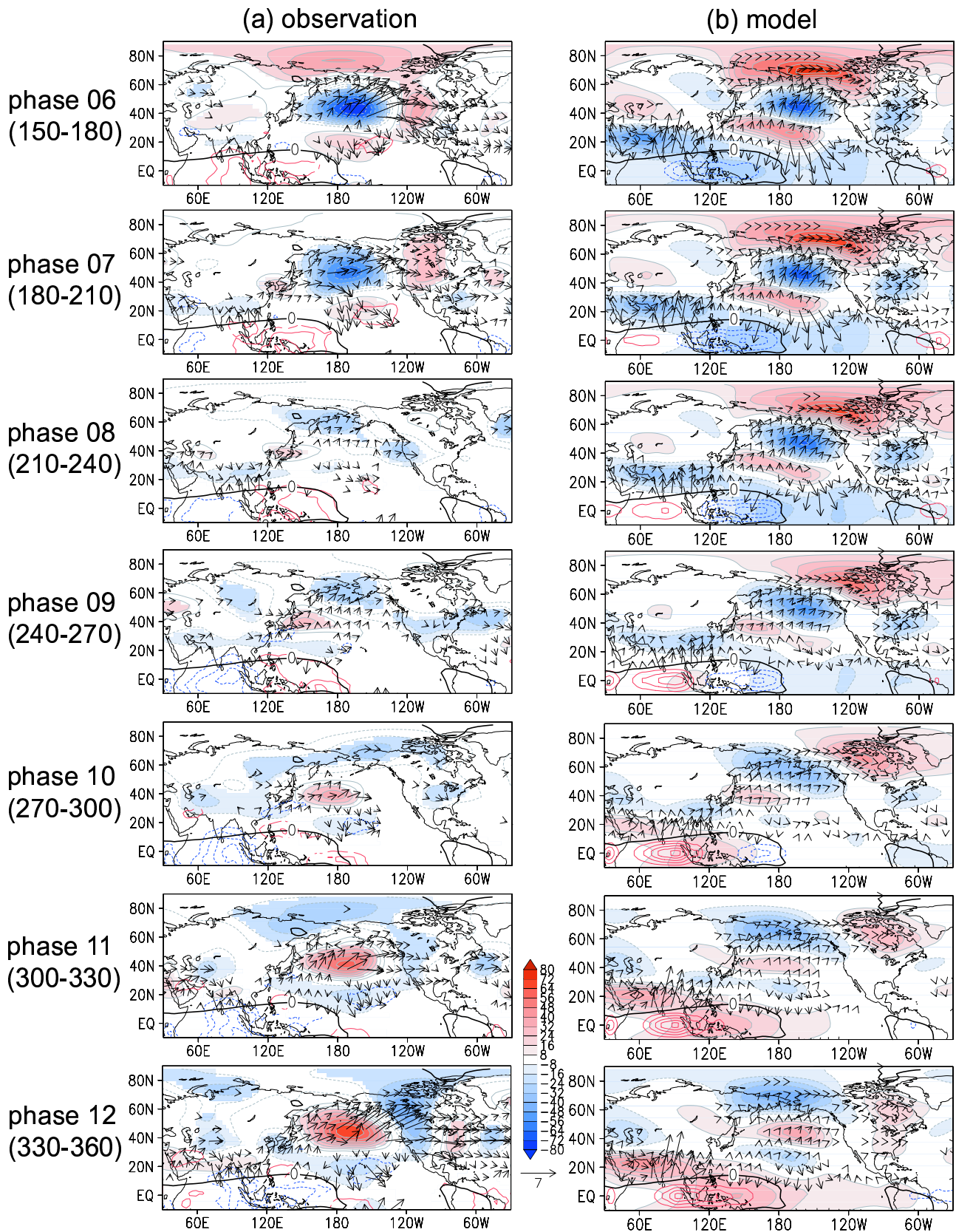


図 3: (a)MJO の位相毎 (30 度毎) で composite した, 陰影: 10 日の low-pass filter をかけた 300hPa 面高度場偏差, 矢印: Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックス, 赤 (青) 等値線: 30-60 日の band-pass filter をかけた正 (負) の OLR 偏差. 等値線の間隔は $3(\text{W}/\text{m}^2)$. 陰影, 等値線とも 90% の信頼限界で有意な所のみ. 太実線は基本場の西風ゼロの線. 相空間上での MJO の位相 (番号と角度) を左列に示す. (b)MJO を模した熱強制による LBM の応答のアンサンブル. 陰影: $\sigma = 0.29$ における高度場偏差, 矢印: Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックス, 赤 (青) 等値線: 強制として与えた熱 (冷) 源. 等値線の間隔は任意.

強制を time step 毎に与えている。熱強制は、10S から 10N まで南北平均した OLR の composite を振幅とし、南北・鉛直構造は楕円形を仮定している。熱源の初期位相によって応答が異なるため、初期位相を 15 度毎に変えた 24 本の積分を行い(等温静止状態から 60 日間積分し最初の 15 日は捨てる)、結果を強制の位相で composite した。これを見ると、細かい所は異なるが、図 3a の大まかな特徴は再現できている。線形モデルであることや強制が理想的であることを考えると、細かい所が観測結果と異なるのは当然である。むしろ、シンプルな力学で MJO の位相と同期した PNA の発達・遷移が再現できることに注目すべきである。何故なら、統計解析から得られた示唆が力学的に意味があることを支持するからである。

よって、季節内の時間スケールで見た PNA には、MJO によって trigger されている部分があることが分かった。また上記の結果は、熱帯の季節内振動と同期した中高緯度大気の高周波モードが存在すること、そしてそれが正・負 PNA の遷移モードであることを示唆している。季節内振動と中緯度の結合した低周波モードが存在する可能性は、すでにいくつかの研究で指摘されている (e.g., Lau and Phillips 1986)。

4. 季節内スケール PNA と季節スケール PNA の関係

季節スケールの現象である ENSO 時に、PNA が熱帯の準定常な熱源によって励起されることがよく知られているが、前節で示したように、それより短い時間スケールでは PNA の一部が MJO によって trigger されていた。同じ PNA でも、見ている時間スケールによって現象を支配する力学もしくは境界条件が変わるのは不思議ではないが、かといって、季節平均場で見られる PNA を単純に熱帯の準定常な強制による Rossby 波列と見なしてよいのだろうか？そこに季節内成分の寄与はないのだろうか？また一方で、ENSO によって励起された長い時間スケールを持つ PNA が場を変えることで、季節内スケールの MJO - PNA の関係は何かの変調を受けるのではないだろうか？この節では上記の疑問を検証するために季節内スケールの PNA (intraseasonal PNA : i -PNA) と ENSO に伴う季節スケールの PNA (seasonal PNA : s -PNA) が、互いにどのような関係にあるのか調べる。いくつかの可能性が考えられるが、代表的な 3 つの仮説を以下に列挙し、それを検証していく形で話

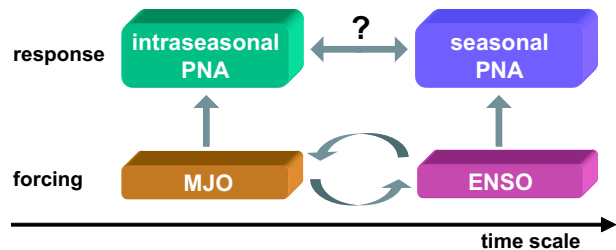


図 4: i -PNA と s -PNA の関係を表す模式図。

を進める。またその模式図を図 4 に示す。

1. 両者は互いに独立で、重ね合わせでよい。
2. 両者は独立ではないが、関係は一方的である。
3. 両者は互いに相互作用している。

なお、この研究では MJO と ENSO の相互作用については触れない。仮説 1 は、 i -PNA と s -PNA はそれぞれ独立で、異なる時間スケールを持つ PNA 間での相互作用はないという仮説である。つまりこの仮説が正しければ、季節内で正・負の遷移を示す i -PNA は季節平均をとればほとんどゼロで、 s -PNA は単純に ENSO による応答と見なせるし、一方で、 i -PNA は ENSO 境界条件の影響を受けない。仮説 2 は、 i -PNA と s -PNA の間の関係は一方的で、 i -PNA は s -PNA の影響を受けるが、 s -PNA は i -PNA の影響を受けないというもの、もしくはその逆の場合である。仮説 3 は、 i -PNA と s -PNA が相互作用するという仮説である。

まず、仮説 1 を検証するために LBM を使った実験を行った。図 3b で示した MJO に付随する中高緯度大気の変動を、El Niño 時、La Niña 時、平年時の 3 つの異なる基本場を使って求め (MJO の位相が 15 度毎に計算)、それぞれの PNA index を計算した (図 5)。オレンジ、水色、黒実線がそれぞれ El Niño 時、La Niña 時、平年時の PNA index を表す。これを見ると、La Niña 基本場を用いた場合の PNA index が平年時の基本場を用いた場合のそれとほとんど変わらないのに対し、El Niño 基本場のもとでは index の絶対値が減少しているのが分かる。El Niño (La Niña) 時の基本場には季節スケールの正 (負) の PNA が乗っており、基本場のジェットの軸が東太平洋で平年より南 (北) にずれた場になっている。つまりこの結果は、El Niño 時に太平洋域で場の安定性が変わることで i -PNA の成長率が小さくなったと解釈できる。Molteni and Palmer (1993) は、正・負 PNA レジームの安

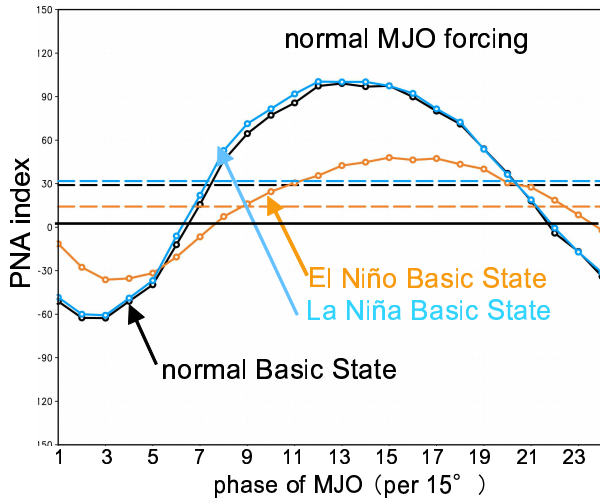


図 5: 異なる 3 つの基本場のもとで計算した, MJO を模した熱強制による LBM の応答のアンサブルの PNA index. オレンジ, 水色, 黒実線はそれぞれ El Niño 時, La Niña 時, 平年時の基本場を使って計算した PNA index. MJO 強制はどれも平年時のものを使った.

定性を調べ, 負の PNA レジームの方が順圧不安定が強く, 摂動が成長しやすいことを指摘しており, その結果と整合的である. よってこれらのことから仮説 1 は棄却されて, 少なくとも i -PNA は s -PNA によって変調を受けることが分かった.

次に仮説 3 の検証を行った. s -PNA から i -PNA への影響が示せたので, 次は i -PNA から s -PNA への影響が示せれば両者が相互作用していることが言える. ここでは PNA の L-L 非線形相互作用に着目する. それを式で簡単に説明すると以下のようなになる. 物理量を気候値 (daily) と偏差 (低周波+高周波) に分け ($\zeta = \zeta_C + \zeta_L + \zeta_H$), 季節スケールを含む低周波偏差に関する順圧渦度方程式をたてる. そしてその季節平均をとると, 式は

$$\frac{\partial \bar{\zeta}_L}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}}_C \cdot \nabla \bar{\zeta}_L + \bar{\mathbf{V}}_L \cdot \nabla \bar{\zeta}_C + \beta \bar{v}_L = \bar{F}_L - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_L \bar{\zeta}_L) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_H \bar{\zeta}_H) \quad (1)$$

と書ける. 右辺第 2 項は低周波偏差同士の非線形強制項, 第 3 項はいわゆるストームトラックによる強制項を表す. 右辺の低周波項を季節スケールとそれからのずれに分けると ($\zeta_L = \bar{\zeta}_L + \zeta'_L = \zeta_S + \zeta_I$), 右辺第 2 項は以下のように書ける.

$$-\nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_L \bar{\zeta}_L) = -\nabla \cdot (\mathbf{V}_S \zeta_S) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_I \bar{\zeta}_I) \quad (2)$$

季節スケールの低周波偏差を添字 S で, 季節内スケールの低周波偏差を I で表している. もしこ

れらの項が他の項と比較して十分大きければ, 季節平均偏差場に対して低周波偏差の非線形性による寄与があることになる. 以下, 図 3a で示した composite 場が渦度方程式の解であると仮定して, MJO の位相に同期する PNA の L-L 非線形強制項を調べる. また MJO の one cycle を one season だと考えることにする. 当然, 季節平均した i -PNA の L-L 非線形強制項が有意に大きくなるためには, i -PNA の振幅が十分大きくなければならない. それは季節内で見れば, 正・負 PNA の振幅が最大になる時 (図 3a の phase06 や 12) で, 遷移過程の偏差は季節平均した非線形項にほとんど寄与しない. つまり, “PNA パターン” の非線形性が重要になるのである. そうすると実は, (2) 式で低周波偏差を季節スケールと季節内スケールに分けることに意味がなくなる. なぜなら, i -PNA と s -PNA の空間構造が似ているので (どちらも PNA であるから), 時間スケールに関わらず, PNA パターン (i -PNA + s -PNA) 自身の非線形性がどのくらい効くのか? という問題に帰着するからである. そこで, PNA (i -PNA + s -PNA) に付随する L-L flux の収束・発散 ((1) 式右辺第 2 項) が強制する, 季節平均偏差場の流線関数 tendency (300hPa 面)

$$\left(\frac{\partial \bar{\psi}_L}{\partial t} \right)_{LL} = \nabla^{-2} \{ -\nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_L^{PNA} \bar{\zeta}_L^{PNA}) \} \quad (3)$$

を, El Niño 時, La Niña 時で分けて計算し, それぞれ図 6 に陰影で示す. ここでは近似的に季節平均を MJO の全位相平均としている. つまり, 図 3a で示した観測データの時間発展を El Niño 時, La Niña 時で場合分けし, それぞれ各 phase で flux を求め, それを全位相で平均し, tendency を計算している. また, El Niño 時, La Niña 時における 300hPa 流線関数の季節平均偏差 (11 月~3 月) の composite を等値線で示しており, これを s -PNA と考える. 図 6 を見ると, L-L flux が強制する tendency の符号・形は El Niño 時, La Niña 時でほぼ同じで, 大雑把には, それぞれ正の s -PNA を強め, 負の s -PNA を弱めるように働くことが分かる. 北太平洋域では一概にそう言えず, El Niño (La Niña) 時に北太平洋域の偏差の位相を東 (西) にずらすように働いている. よって季節平均偏差場に対して, 低周波偏差の非線形性による寄与があることが分かった. このことをよりシンプルな系で確かめるために, 線形・非線形の順圧モデルを用いた実験を行った. El Niño (La Niña) に付随する熱帯の発散 (収束) 強制に対する線形・非線形定常

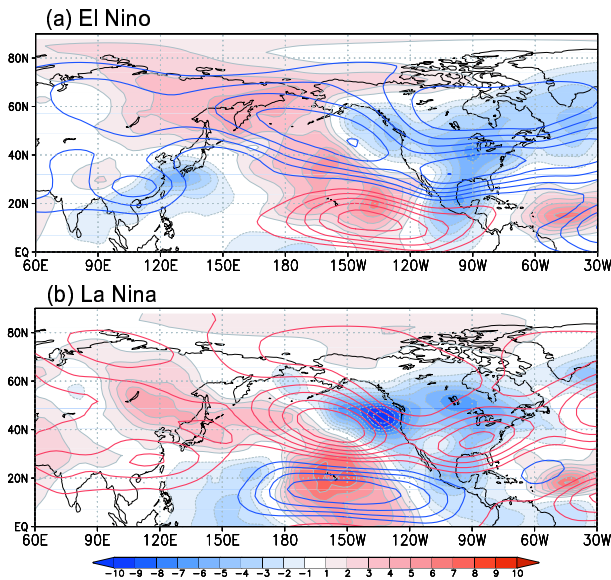


図 6: (a)El Niño 時, (b)La Niña 時における, 陰影: PNA に付随する L-L flux の収束・発散が強制する, 季節平均偏差場の 300hPa 流線関数 tendency (m^2/s^2), 等値線: 300hPa 流線関数の季節平均偏差. 赤線が正, 青線が負. 等値線の間隔は $1 \times 10^6(m^2/s)$.

応答を解いて, その差(非線形-線形)を図7に陰影で示す. 非線形定常応答を等値線で示す. これを見ると, 図6と同じく, 非線形項が強制する流線関数偏差場の符号・形は El Niño 時, La Niña 時ではほぼ同じである. また, この非線形項は明らかに正(負)の PNA を強める(弱める)ように働いていることが分かる. よってこれらのことから, s -PNA は, 熱帯の強制による定常応答成分に加え, PNA パターン (i -PNA+ s -PNA) 自身の非線形性に起因する成分によって作られていることが分かった. 季節平均偏差場の振幅に比べて 2 週間程度で変動する場の振幅の方が遥かに大きいことを考えると, この非線形効果を左右するのは i -PNA である. よって, i -PNA と s -PNA は PNA 自身の非線形性を通して相互作用していることが分かった.

上記の結果を図8に模式的に示す. MJO によって trigger された i -PNA の PNA index を水色実線で, El Niño によって強制された s -PNA の PNA index をオレンジ鎖線で表す. もし i -PNA と s -PNA の関係が線形であれば, 両者の和は単純に重ね合わせでよく, index は底上げされた格好になる(オレンジ実線). そしてこれの季節平均をとると季節内成分は正・負でほぼキャンセルし, 季節平均はオレンジ鎖線で表され, 季節平均で見た PNA は El Niño 強制による応答として理解できることになる. しかし PNA の非線形性が重要で

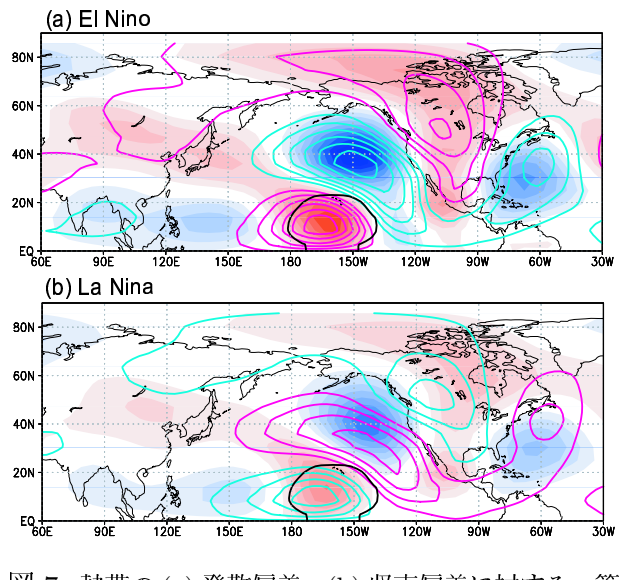


図 7: 熱帯の (a) 発散偏差, (b) 収束偏差に対する, 等値線: 非線形の順圧モデルで計算した非線形定常応答(流線関数), 陰影: 非線形定常応答と線形定常応答の差(非線形-線形). 陰影, 等値線とも赤が正, 青が負. 与えた強制の領域を黒線で示す.

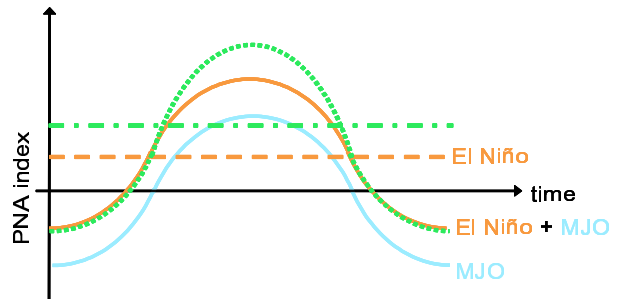


図 8: PNA index の模式図.

あることが分かったので, 重ね合わせで理解することはできない. 正の PNA (i -PNA+ s -PNA) の振幅が El Niño によって大きくなることで, L-L 非線形項による強制がより正の PNA を強め, index は緑点線のようなになる. このときの季節平均成分は緑一点鎖線のようなになり, もはや季節平均成分を El Niño 強制による応答だけで説明することはできない. ただし, この feedback はいつまでも続くわけではないと思われる. 何故なら, この節の最初に El Niño 基本場のもとで i -PNA の振幅が小さくなることを確認したからである. 今は次のような時間発展を想像している. それは, s -PNA の振幅が成長する過程で上記の feedback が働くが, その成長と共に基本場が変化することで徐々に i -PNA の成長が抑制され, s -PNA の振幅はある程度のところで落ち着くというものである. 今後, 詳しく調べる必要がある.

5. 議論と今後の課題

i -PNA と s -PNA は相互作用していることが分かった。PNA (i -PNA+ s -PNA) の振幅が十分大きければ、PNA 自身の非線型性によって 2 次の強制項は正 (負) の s -PNA を強める (弱める) ように働く。本来であればここで、この L-L feedback によって強制される部分が ENSO に伴う定常応答成分と比較して定量的にどの程度重要なのかを評価すべきであるが、観測データからはなかなか難しい。何故なら、繰り返し述べているように、 i -PNA と s -PNA の和で表される PNA パターンの非線形性が重要で、両者を切り離して議論できないからである。今後、モデル実験等で明らかにしたいと考えている。また、今回議論の対象にならなかった storm track についても調べる必要がある。

また、L-L feedback は s -PNA の空間構造を変えるのにより寄与しているかもしれない。小出と小寺 (1999) は、500hPa 高度場と地上気温、海面水温の SVD 解析によって、ENSO に伴う中高緯度の季節循環場 (s -PNA に相当) は、PNA と WP の組合せとして理解できることを示した。また、SVD で線形的に説明できない成分として TNH パターンを同定している。L-L feedback が強制するパターンはこの TNH とも似ているがどういう関係にあるのだろうか? また極東では WP にも projection があり、El Niño 時に正 (負) の WP を弱める (強める) ように働いているように見える。ひょっとしたら L-L feedback は ENSO 時に現れやすいこれら 3 つのパターンの選択律に効いているかもしれない。今後これらのことも調べていく予定である。

謝 辞

今回の特定研究集会参加にあたり、京都大学防災研究所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)、余田成男教授 (京都大学大学院理学研究科)、向川均助教授 (京都大学防災研究所)、渡部雅浩助教授 (北海道大学院地球環境科学研究院) に感謝致します。

参考文献

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.

Lau, K. M., and T. J. Phillips, 1986 : Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164-1181.

Molteni, F. and T. N. Palmer, 1993 : Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **119**, 269-298.

Palmer, T. N., 1999 : A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. *J. Climate.*, **12**, 575-591.

Takaya, K. and H. Nakamura, 2001 : A formulation of a phase-independent wave-activity flux of stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.

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.

小出寛, 小寺邦彦, 1999 : 冬季 500hPa 高度と地上温度場の特異値分解解析. *グロースベッター*, **37**, 67-83.

遠藤洋和, 原田やよい, 2005 : 季節内変動スケールの対流活動と循環場の関係 (冬期). 平成 17 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.

森正人, 渡部雅浩, 2005 : PNA のライフサイクル. 平成 17 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.