PNA パターンの成長・励起メカニズム: MJO-PNA コヒーレンス

東京大学 気候システム研究センター 森正人 ・ 渡部雅浩

1. 研究背景と目的

北半球冬季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 (Wallace and Gutzler 1981; Barnston and Livezey 1987) がある. PNA はその形が 波列状であることや, El Niño-Southern Oscillation (ENSO) 時によく発生することから, ENSO と関連して広く調査され, PNA は ENSO に伴う 熱帯の非断熱加熱による強制応答として理解され てきた.しかし, PNA パターンは ENSO イベン トが発生していない時にも現れることが知られて いる.このことから, PNA は単純な強制応答で はなく,東西非一様な基本場からのエネルギー変 換 (e.g., Branstator 1985, 1992; Feldstein 2002; Watanabe and Jin 2004) やストームトラックか らのフィードバック (e.g., Lau 1988; Nakamura and Wallace 1990, 1993; Branstator 1992, 1995; Jin et al. 2006a,b) などの中緯度大気の内部力学 のみで生じ得る変動だと考えられる.



図 1: 正の PNA のラグ合成図.低周波の 300hPa 高 度場偏差 (等値線:50[m] 毎, 陰影:90 %の信頼限界で 有意な所のみ)と,波活動度フラックス (矢印:単位は [m²s⁻²]).破線は負の値を示す.

一方,過去の研究では PNA のような低周波変 動の力学は月平均場や季節平均場で議論されるこ とが多かったが, PNA 本来の時間スケールは1~ 2週間程度 (Feldstein 2000, 2002) で, 季節だけで なく季節内の時間スケールにも卓越する変動であ る.このような時間スケールにおける PNA の時 間発展の特徴や、その成長・励起メカニズムはよ く分かっていない.その life time が天気予報の予 測限界とも近いことから, PNA のライフサイクル を理解することは天気予報の観点からも重要であ ると考えられる.そこで本研究では,季節内PNA を支配している力学を,特にその成長と励起メカ ニズムに注目して調べることを目的とする.この レポートでは紙数の制約上,励起メカニズムに関 する結果を中心に紹介する.結果の詳細に興味の ある方は,原論文 Mori and Watanabe (2008)を 参照して頂きたい.

2. 使用したデータと PNA の同定

ECMWF 再解析 (ERA40)の日平均データとNO AAの日平均 OLR を用いた.期間は 1957 年 (OLR



図 2: 図1に同じ.ただし負の PNA のラグ合成図.

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 calender mean に 31 日移動平 均をかけたもので定義され(数式では \overline{A} と表記す る),偏差は 10日の low-pass フィルターをかけて 低周波成分 (A_L)と高周波成分に分けられる.ま た熱帯の季節内擾乱を表現するために, 30-60日 の band-pass フィルターをほどこした OLR,速度 ポテンシャル偏差も用いている.

この研究では,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;寄与率 18%;図 省略)で定義し,対応する時係数を PNA index と して扱う.また時係数が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.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(この研究 では北太平洋の偏差が低気圧性の場合を正の PNA としている).

3. PNA の時間発展

まず日平均場で同定された PNA の時間発展の 特徴を明らかにするために, PNA イベントの 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(31) 個の 正(負)のイベントが抽出され,正と負それぞれに ついて composite 解析を行った.

図1,2にそれぞれ正・負の PNA の時間発展 を示す.等値線並びに陰影は 300hPa 面における 低周波の高度場偏差で,それに伴う Takaya and Nakamura (2001)の波活動度フラックス (WAF)を 矢印で示す.正の PNA の場合の6日前(図1a)を 見ると,ヨーロッパから太平洋にかけての Rossby 波列が顕著で,波列の末端である北太平洋上の低 気圧性偏差が,6日前から0日にかけて下流にエ ネルギーを放出しながら次第に成長していく様子 が見てとれる.一方負の PNA は,ユーラシア大 陸上の波列が明瞭ではないものの,最初に北東太 平洋上の高気圧正偏差が成長して,その後下流の 2つの作用中心が形成されていく様子は正の PNA の場合と同様である.

ここで注目すべき点は,どちらの極性の場合も, PNA の形成の起点となっているのが亜熱帯の偏差 ではなくて北太平洋の偏差だという点である.よ く知られているように, ENSO に伴う熱帯の SST 偏差に対する中高緯度大気の時間平均された応答 は PNA パターンに似ており, それは熱帯からの Rossby 波列として特徴付けられる (e.g., Hoskins and Karoly 1981; Horel and Wallace 1981; Karoly et al. 1989). しかしながら,日平均場では多くの エネルギーがジェットの出口付近で形成されており (WAF が発散している), 熱帯からのエネルギー流 入はほとんど見られない.このことは,日平均場 で同定される低周波の PNA が,熱帯中部太平洋の 非断熱加熱によって強制されたものではなく,第 1節で紹介したような中高緯度の内部力学で形成 されていることを示唆している.ここでは結果の み紹介するが, 渦度収支解析によると, 最も PNA の成長に寄与していたのは順圧エネルギー変換の プロセスで, PNA がジェットの出口付近において 東西に非一様な気候学的流れ場からエネルギーを 抜き取って成長していることが分かった.

4. PNA の励起メカニズム

上記の結果は,もし何らかの原因で高度場偏差が うまく(エネルギー変換的に都合のよい形で)ジェッ トの出口付近に励起されれば,それは場からエネ ルギーを抜き取って PNA に成長できるというこ とを示している.ではそのような PNA の"タネ" は何によってどのように励起されるのだろうか? それを明らかにするために,PNA の時間発展の初 期の特徴を詳しく調べた.

図 3(a) に負の PNA に関する 9 日前の低周波高 度場偏差の合成図を,図 3(b) に Rossby 波の導波 管を表す指標である実効ベータ $\beta^* \equiv \beta - \partial^2 \overline{u}/\partial y^2$ (Hoskins and Ambrizzi 1993) の合成図を示す.こ れを見ると,ベンガル湾の北で励起されたと思わ れる Rossby 波束がアジアジェットの導波管に沿っ て東太平洋へ伝播している様子が分かる.図 2 に 示されるように,Rossby 波列の終端のジェットの 出口に位置する高気圧性偏差が,この後負の PNA の中心を成す北太平洋上の偏差に成長するので(同 様の特徴は正の PNA の場合にも見られる;図省 略),この波列は PNA の前駆現象だと考えられる.

そこで波列の起源を明らかにするために,Rossby wave source (Sardeshmukh and Hoskins 1988) の 低周波成分 $S_L = -(\overline{\zeta} + f)D_L - \zeta_L \overline{D} - \overline{V_{\chi}} \cdot \nabla \zeta_L - V_{\chi L} \cdot \nabla (\overline{\zeta} + f)$ を調べた.ここで添字' χ 'は流れの



図 3: 9日前の負の PNA のラグ合成図.(a) 低周波の 300hPa高度場偏差 (等値線:15[m] 毎, 陰影:90%の信頼限界で有意な所のみ)と,波活動度フラックス (矢印:単位は $[m^2s^{-2}]$).(b)300hPa における気候値の実効 β (陰影:単位は $1 \times 10^{-11}[m^{-1}s^{-1}]$)と,200hPa Rossby wave source (等値線: $1 \times 10^{-10}[s^{-2}]$ 毎,赤線は正,青線は負),気候値の 200hPa 東西風のゼロ線 (太実線).(c)低周波の 200hPa 速度ポテンシャル偏差 (等値線: $5 \times 10^5[m^2s^{-1}]$ 毎,陰影:90%の信頼限界で有意な所 のみで,青が発散域,赤が収束域を表す)と,低周波の 200hPa 発散風 (矢印:単位は $[ms^{-1}]$,風速が 0.4を越えかつ 90%の信頼限界で有意な所のみ).

発散成分を, D は発散を表す. 負の PNA に関する SLの合成図 (図 3b) を見ると,低気圧性の高度場 偏差が存在するベンガル湾の北に,低気圧性の循 環を励起することができる正の S_L があることが 分かる(正のPNAの場合は同領域に高気圧性循環 と負の S_L が存在する; 図省略).よってこの結果 は,この波列がベンガル湾の北で励起されている ことを示唆している. Sardeshmukh and Hoskins (1988)は,熱帯の対流活動に伴う発散風による渦 度の移流の重要性を指摘したが,実際に S_L の最 後の項 $(-V_{\chi L} \cdot
abla (\overline{\zeta} + f))$ が, PNA のどちらの極 性においても,上記の領域における S_L の形成に 最も寄与していた (図省略). そこで熱帯の対流活 動がアジアジェット上に Rossby 波を励起できる可 能性を検証するために,熱帯における上層の速度 ポテンシャル偏差と発散風偏差の合成図を調べた



図 4: 合成した PNA の時間発展に伴う 30-60 日の band-pass filter をかけた 200hPa 速度ポテンシャル偏差 の,赤道上での経度-時間断面図.(a) 正の PNA の場合, (b) 負の PNA の場合.等値線間隔は 4×10⁵[m²s⁻¹], 95%の信頼限界で有意な所のみ陰影.

(図 3c). PNA のどちらの極性においても速度ポテ ンシャル偏差は東西波数1の構造で特徴付けられ るが,極性が反対になっている(正の PNA の場合 は図省略).負(正)の PNA の場合は海洋大陸から 西太平洋に収束(発散)域が,大西洋からアフリカ 大陸に発散(収束)域が存在する.また,気候学的 な絶対渦度の南北勾配がきつい領域にあたるベン ガル湾の北において,発散風偏差がアジアジェッ トをまたいで吹いているのが分かる(正の PNA の 場合は発散風偏差の南風成分が卓越している;図 省略).これらの結果は,熱帯の対流活動に伴う発 散風によってベンガル湾の北で波列が励起された ことを強く示唆している.

では、熱帯の対流活動は何のシグナルなのだろう か?図3cに示された速度ポテンシャル偏差の東西 波数1の構造はMadden-Julian Oscillation (MJO, Madden and Julian 1971)を思い起こさせる.そ こで、合成した PNA の時間発展に伴う 30-60 日 の band-pass filter をかけた 200hPa 速度ポテン シャル偏差の、赤道上での経度-時間断面図を調べ た(図4).これを見ると、PNA の時間発展に伴っ て、熱帯では東西波数1の収束・発散のシグナルが 東向きに伝播していることが分かり、これはMJO のシグナルを反映したものだと考えられる.

ここまでの結果は, MJO がアジアジェット上の Rossby 波列を介して, PNA を励起することがで きることを指摘している.MJO に伴う発散風がア ジアジェットの導波管に沿った Rossby 波列を励起 し,ジェットの出口で波偏差は曲がった気候学的 流れ場からエネルギーを抜き取って PNA へ成長 する.



図 5: 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)EOF 第 2 モード.計算領域は 20S-20N,等値線間隔は $2 \times 10^5 [m^2 s^{-1}]$,陰影は青が発散域,赤が収束域を表す.

5. MJO-PNA coherence

前節では PNA の時間発展を調べていく中で熱 帯に MJO のシグナルを見つけたわけだが, MJO の東進に伴って中高緯度大気に PNA に似た変動が 現れることが過去のいくつかの研究ので指摘され ている (e.g., Lau and Phillips 1986; Ferranti et al. 1990; Knutson and Weickmann 1987; Hsu 1996; Higgins and Mo 1997; Matthews et al. 2004; Kim et al. 2006). これらの結果は MJO と PNA の間 に力学的に coherent な関係があることを示唆し ているので,この節では,MJOとPNAの間の関 係をさらに詳しく調べていくことにする.まず, 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 42.2 %,31.6%である.第1,第2モードの空間パター ンを図5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,全サンプルを使って計算した PDF は原 点を中心としてガウス分布的になる (図 6a). PNA との対応を見るために, これを PNA index の正・ 負で場合分けした結果がそれぞれ図 6(c),(d) であ る.この場合, PDF はもはやガウス分布的ではな くなり, 有意に偏った分布になる. 主に EOF1の 符合について反対称な分布になり、しかもその偏 リ方は PNA の極性について反対称である. PNA が正(負)の場合には, EOF1が負(正)のところ で確率密度が有意に大きく(小さく)なり, EOF1 が正(負)のところで有意に小さく(大きく)なる. このことは, MJO に付随する不活発(活発)な対



図 6: 図 5 の EOF1, 2 で張られた相空間上での PDF. (a)6795 個の全てのサンプルで計算された PDF,(b)12 個の位相を示した模式図,(c)PNA index が正でかつ1 標準偏差を上回った場合の 1003 個のサンプルで計算さ れた PDF,(d)PNA index が負でかつ1標準偏差を下 回った場合の 935 個のサンプルで計算された PDF.等 値線間隔は 0.2.確率密度が 95 %の信頼限界で有意に 大きい(小さい)ところに明るい(暗い)陰影.合成され た PNA の時間発展に伴う 30-60 日の band-pass filter をかけた 200hPa速度ポテンシャル偏差を,黒点で(c), (d) に示す.9 日前から 9 日後まで.反時計回り.

流偏差がインドネシア付近に存在する時に正(負) のPNAの出現頻度が大きくなることを表している.PNAとMJOはそれぞれ異なる時間スケール を持つ現象にも関わらず,これらの結果は,両者 の間に coherent な関係があることを再び指摘して いる.

上記で得られた描像をより強固なものにするた めに,今度はMJOをkeyにした合成図解析を行っ た.図6(b)に示されるようにMJOのサイクルを 12個の位相(30度毎)に分けて,各位相で合成し た300hPa面における低周波の高度場偏差,それ に付随するWAF,30-60日のband-passfilterを かけたOLR偏差を図7(a)に示す.図6(c),(d)か らも期待されるように,正(負)のPNAパターン に似た高度場偏差がphase 6(12)に現れている.こ のことは,MJOの東進に伴い,中緯度では正・負 のPNA的循環の間での遷移が生じることを示し ている.

また,ここで示した PNA 的循環偏差の励起と 成長の特徴は, PNA を key にした合成図 (図1,2,



図 7: (a) 観測される MJO の位相 (30 度) 毎で合成した,低周波の 300hPa 面高度場偏差 (等値線:8[m] 毎,陰影: 90 %の信頼限界で有意な所のみ) と,波活動度フラックス (矢印:単位は [m²s⁻²]), 30-60 日の band-pass filter を かけた OLR(等値線:8[Wm⁻²] 毎,90 %の信頼限界で有意なところのみ,正値を赤,負値を青等値線で表す),な らびに気候値の東西風のゼロ線 (太実線).(b)(a) に同じ.ただし,MJO を模した東進する熱強制による LBM の 応答のアンサンプル.赤 (青) 等値線は強制として与えた熱 (冷) 源を表すことに注意.等値線の間隔は任意.図の 左側に記した phase number は図 6(b) と対応.

3) に見られたそれと良く似ている. 例えば, phase 12 に見られる北太平洋上の高気圧性偏差は,北太 平洋上で低気圧性偏差が卓越していた phase 7の 日本域の高気圧性偏差へさかのぼることができる. phase 6の OLR や WAF は,熱帯の海洋大陸上 に存在する MJO による冷却偏差がベンガル湾の 北に弱い負の高度場偏差を励起していることを示 唆しており, 合成された Rossby wave source は, MJO に付随する発散風がそれらに大きく寄与し ていたことを示していた (図省略). phase 7 に見 られる日本域の高気圧性偏差は,アジアジェット に捕捉された Rossby 波列の一部分として生じた ものだと考えられる.この高気圧性偏差は次第に 東進しながら,負の PNA 的循環の中心を成す北 太平洋上の偏差に成長している (phase 8-12).ま た WAF は,この高気圧性偏差が中緯度で増幅し ており,中部熱帯太平洋の対流偏差はそれに寄与 していないことを示している.これらの励起と成 長の特徴は,前節までで調べられた典型的なPNA のそれと矛盾がない.

また,ここで示した PNA 的循環偏差の高度場偏 差の最大値は,図1,2 に示した典型的な PNA のそ れの約 1/3 程度である.非常に大雑把な見積もり ではあるが,このことは PNA の振幅の 30 %程度 が MJO によって説明されることを示唆している.

6. 東進する熱強制に対する LBM の応答

前節までの統計解析から得られた MJO と PNA の間の描像を力学的に検証するために,力学モデル を用いて,熱帯を東進する冷・熱源に対する中緯度 大気の応答を調べた.使用したモデルは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 月の気候値であ る.降水過程を含まず,図6(b)に示した MJOの 各位相で合成した OLR 偏差から見積もった熱強 制 (疑似 MJO) を time step 毎に与えている. 強制 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 果を強制の位相で合成した (図 7b). 観測 (図 7a) と比較すると,細かい所は異なるが,PNA的循環 の励起・成長・遷移の大まかな特徴は再現されてい 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,むしろシンプルな力学で循環の大まか な特徴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.また,上記の実験を東西一様な基本場のもとでも行ったところ,PNA的な循環偏差は形成されなかった(図省略).この結果は,PNAの形成には東西非一様な気候学的流れ場からの順圧エネルギー変換が重要な役割を演ずることを示している.

よって LBM による実験は,後に PNA へ成長す るような循環偏差のある部分が MJO に付随する 熱帯の冷・熱源によって励起されており,その循 環偏差は東西非一様な気候学的流れ場からエネル ギーを抜き取って PNA へ成長するという,前節 までに得られた結果を強く支持する結果となった.

7. まとめ

季節内の時間スケールで同定される PNA のあ る部分が,アジアジェットに沿った Rossby 波列を 介して, MJO によって励起されていることが分 かった.波偏差はジェットの出口で主に東西非一 様な気候学的流れ場からエネルギーを抜き取るこ とで PNA に成長する.また PNA と MJO の間に は coherent な関係があることが分かった . MJO に 付随する不活発(活発)な対流活動がインドネシア 付近に存在する時に,正(負)のPNAの出現確率 が高くなる.この MJO によるトリガは, PNAの 振幅の約30%を説明する.これらの結果は, PNA 自体は中緯度に固有の変動であると考えられるも のの,それが主要なモードとして存在するために は熱帯からの特定の強制も重要であることを示唆 している.よって現実的な MJO を再現できない 数値モデルのシミュレーションでは, PNA の分散 を過小評価する可能性がある.また天気予報の観 点から言えば, MJOの予測精度の向上は, 自動的 に PNA 領域における予測精度の向上をもたらす と期待される.

謝 辞

本研究会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),発表の機会を与えて 下さった礒部英彦さん,ならびに気象庁気候情報 課のみなさまに感謝致します.

参考文献

Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1987 : Classification, seasonality and persistence of low– frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083–1126.

- Branstator, G., 1985 : Analysis of general circulation model sea–surface temperature anomaly simulations using a linear model. Part I: Forced solutions. J. Atmos. Sci., 42, 2225–2241.
- Branstator, G., 1992 : The maintenance of low– frequency atmospheric anomalies. J. Atmos. Sci., 49, 1924–1945.
- Branstator, G., 1995 : Organization of storm track anomalies by recurring low-frequency circulation anomalies. J. Atmos. Sci., 52, 207– 226.
- Feldstein, S. B., 2000 : The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. J. Climate., 13, 4430– 4440.
- Feldstein, S. B., 2002 : Fundamental mechanisms of the growth and decay of the PNA teleconnection pattern. Quart. J. R. Met. Soc., 128, 775-796.
- Ferranti, L., and T. N. Palmer and 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. Sci., 47, 2177–2199.
- Higgins, R. W., and K. C. Mo, 1997 : Persistent north Pacific circulation anomalies and the tropical intraseasonal oscillation. J. Climate., 10, 223–244.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981 : Planetaryscale 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 stedy linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J. Atmos. Sci., 38, 1179-1196.
- Hsu, H. -H., 1996 : Global view of the intraseasonal oscillation during northern winter. J. Climate., 9, 2386–2406.
- Jin, F.-F., L.-L. Pan, and M. Watanabe, 2006a : Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow feedback. Part I : A linear closure. J.

Atmos. Sci., 63, 1677-1694.

- Jin, F.-F., L.-L. Pan, and M. Watanabe, 2006b : Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow feedback. Part II : A theory for lowfrequency modes. J. Atmos. Sci., 63, 1695-1708.
- Karoly, D. J., and R. A. Plumb and M. Ting, 1989 : Examples of the horizontal propagation of quasi-stationary waves. J. Atmos. Sci., 46, 2802–2811.
- Kim, B. -M., and G. -H. Lim and K. -Y. Kim, 2006 : A new look at the midlatitude–MJO teleconnection in the northern hemisphere winter. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **132**, 485–503.
- Knutson, T., and K. Weickmann, 1987 : 30–60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1407–1436.
- 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.
- 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.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971 : Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 702–708.
- Matthews, A., and B. Hoskins and M. Masutani, 2004 : The global response to tropical heating in the Madden–Julian oscillation during the northern winter. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **130**, 1991–2011.
- Mori, M. and M. Watanabe, 2008 : The Growth and Triggering Mechanisms of the PNA: A MJO– PNA coherence. J. Meteor. Soc. Japan., 86, 213-236.
- Nakamura, H., and J. Wallace, 1990 : Observed changes in baroclinic wave activity during the life cycles of low-frequency circulation anomalies. J. Atmos. Sci., 47, 1100–1116.
- Nakamura, H., and J. Wallace, 1993 : Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset. Mon. Wea. Rev., 121, 1892–1903.

- 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.
- 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 : Atmosphereocean thermal coupling in the North Atlantic : A positive feedback. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2001 : Corrigendum. Quart. J. R. Met. Soc., 127, 733–734.
- Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2004 : Dynamical prototype of the Arctic Oscillation as revealed by a neutral singular vector. J. Climate., 17, 2119–2138.