

# PJ パターンの力学に見られるモード性

小坂 洋介・中村 尚 (東大・理)

## 1. はじめに

夏季東アジアの気候はオホーツク海高気圧と小笠原高気圧の 2 つの準停滞性高気圧の影響下にある(Yasunaka and Hanawa 2006). これらの高気圧の勢力はいくつかのテレコネクションパターンに伴って変動しており(Wakabayashi and Kawamura 2004), そのうちの一つに PJ パターンがある. 順圧モデルを用いた研究から, PJ パターンは対流活動の活発化に伴う非断熱加熱偏差によって励起されたロスビー波(Kurihara and Tsuyuki 1987)ないし対流圏上層の順圧不安定波(Tsuyuki and Kurihara 1989; Lau and Peng 1992; Grimm and Silva Dias 1995)と解釈されてきたが, Kosaka and Nakamura (2006)は月平均場のデータ解析から, PJ パターンが南北に傾いた構造を持ち, 順圧・傾圧エネルギー変換を通して気候場からエネルギーを受け取って維持/成長する傾向にあることを示した. このことは PJ パターンが夏季アジアモンスーンと北太平洋亜熱帯高気圧の境界域に見られる気候場がもつ力学モードである可能性を示唆する. さらに PJ パターンに伴う下層の付近の循環偏差は海面からの蒸発を通して対流活動偏差を維持する傾向にある.

本研究では PJ パターンのモード的な性質を, データ解析およびモデル解析を通して検証した.

## 2. データと解析方法

1979 年から 2003 年までの 6~8 月の月平均 JRA-25 再解析データ(Onogi et al. 2007)およ

び NOAA OLR データを用いた. 緯度  $\phi$ , 経度  $\lambda$  を中心とする  $10^\circ \times 10^\circ$  の領域において絶対値が最大となる OLR 偏差を  $I_{\phi, \lambda}$  と定義し, これがその標準偏差の -0.5 倍より小さくなる月を対流活発化イベントとしてコンポジットを作成した. いくつかの解析ではコンポジットをさらに鮮明にするために, 各月の OLR 偏差の中心が一致するように偏差場を球面上で移動させた上でコンポジットを作成しなおすという手続きをとっている.

## 3. PJ パターンの力学

北西太平洋を取り巻く夏季の気候場は, ユーラシア大陸上に見られる対流圏上層のチベット高気圧と下層のモンスーン低気圧, 北太平洋に見られる下層の北太平洋亜熱帯高気圧によって特徴付けられ, 東西温度勾配と鉛直シアを伴った南北風が卓越する(図 1).  $I_{15^{\circ}\text{N}, 125^{\circ}\text{E}}$  に基づく渦度偏差のコンポジットと, これに伴う波活動度フラックスを図 2 に示す. PJ パターンに伴って対流圏下層では対流活発化領域付近の低気圧偏差と日本の南東を中心とする高気圧偏差が南北ダイポール構造を示し, Nitta (1987)の解析と整合的である. 一方対流圏上層では, 対流活発化領域の南西と日本の北部を中心とする 2 つの高気圧性偏差とその間の低気圧性偏差が顕著で, 下層の偏差に対して位相が 4 分の 1 波長極側にずれており, 渦度偏差が上層ほど極側に傾くことを示している. またこの偏差に伴う波活動度フラックスは対流圏下層で極向きであるが上層では赤道向き成分が卓越し,

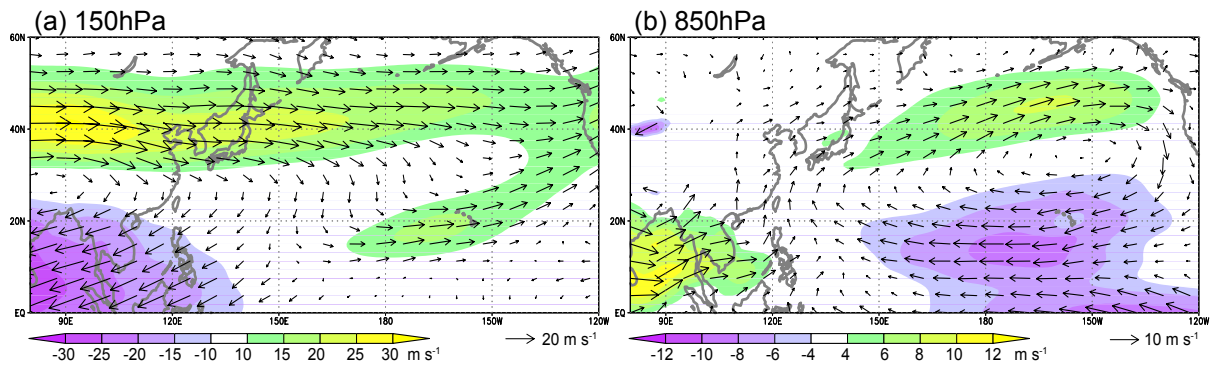


図1 (a) 150 hPa, (b) 850 hPa における 6-8 月の平均東西風( $\text{m s}^{-1}$ , 影)および水平風速場(矢印)の気候場. コンター間隔は(a)5, (b)2 で, 0 および(a)  $\pm 5$ , (b)  $\pm 2$  のコンターは省略.

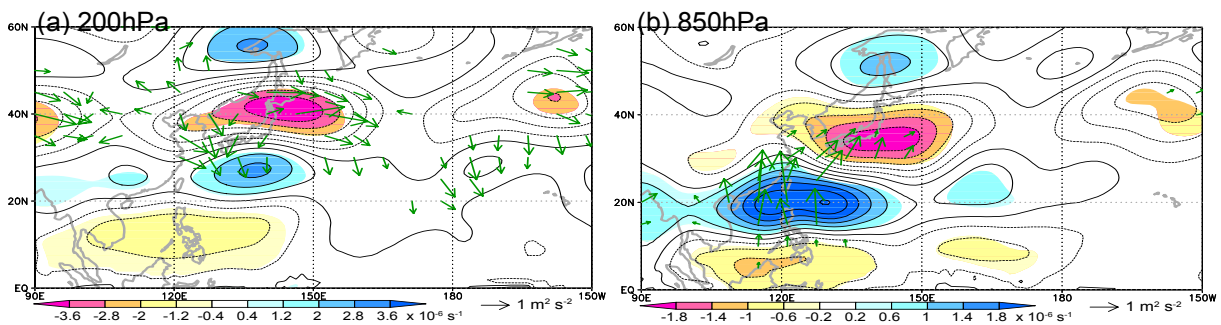


図2 (15°N, 125°E)を中心とする  $10^\circ \times 10^\circ$  の領域に対流活発化を伴う 32 例についての, (a) 200 hPa, (b) 850 hPa における水平方向に平滑化した温度偏差( $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )のコンポジットおよびこの偏差場に伴う波活動度フラックス. 各月の OLR 偏差の中心が一致するように偏差場を球面上で 500 km 以内で移動させた上でコンポジットを求めている. コンター間隔は(a) 0.8 ( $\pm 0.4, \pm 1.2, \pm 2, \dots$ ), (b) 0.4 ( $\pm 0.2, \pm 0.6, \pm 1, \dots$ ). 有意水準 95%を満たす偏差を影で示す.

PJ パターンが対流圏上層を伝播するロスビー波とする単純な理解では不十分ことを示唆する.

この偏差場と気候場との間の順圧エネルギー変換は対流圏上層のアジアジェット付近に正負の値を示す(図 3a)が, 西部北太平洋域で領域積分すると正味の寄与は小さい(表 1). 一方下層の順圧エネルギー変換(図 3b)はモンスーンジェットと貿易風の出口で東西に長い偏差に対応して正の値を示し, その北半球もしくは西部北太平洋域での積分値は同じ気圧面の偏差場が持つ北半球全体の運動エネルギーを 1 ヶ月以内に満たすことができる(表 1). また傾圧エネルギー変換(図 3c)

の効率は非常に高く, 半月程度で偏差場がもつ北半球全体の有効位置エネルギーを満たし, 順圧および傾圧エネルギー変換の和によって北半球全体の偏差場の全エネルギーを 1 ヶ月以下の時間で満たすことができる(表 1). このことは, PJ パターンがこの領域の気候場に見られる力学モードである可能性を示唆する. 一方中部北太平洋では, 偏差場のエネルギーは気候場に返される傾向にある.

非断熱加熱偏差によるエネルギー生成(図 3d)は, 表 1 に示したエネルギー収支において順圧および傾圧エネルギー変換の和と同程度の寄与を持つ. 図 4 は非断熱加熱項を除いたオメガ方程式によって診断した鉛直流

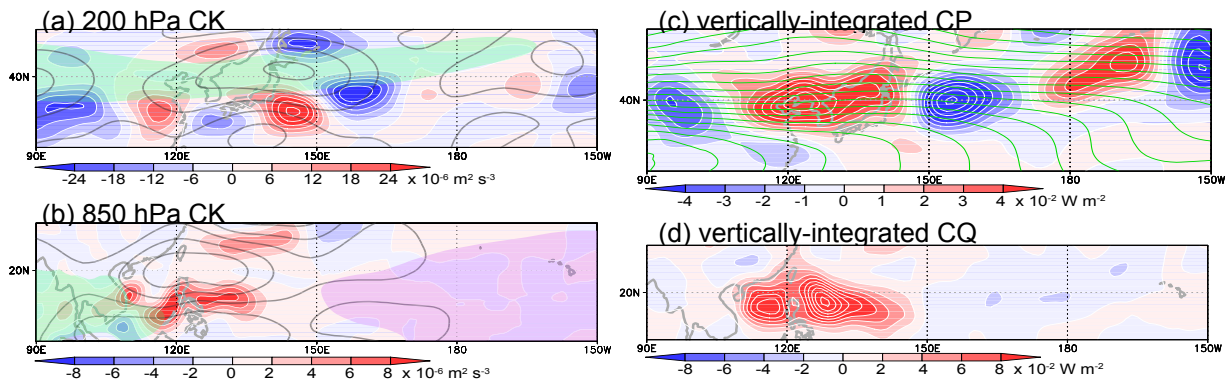


図3 図2のコンポジットから求めた(a) 200 hPa, (b) 850 hPaにおける順圧エネルギー変換( $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ ), (c) 鉛直積分傾圧エネルギー変換および(d) 非断熱加熱偏差による有効位置エネルギー生成の鉛直積分( $\times 10^2 \text{ W m}^{-2}$ , いずれも影と白のコンター). 正の値は偏差場がエネルギーを受け取ること示す. 鉛直積分は地表面から100 hPaまでなされている. コンター間隔は(a) 6, (b) 2, (c) 1, (d) 2. (a), (b)でグレーのコンターは渦度偏差のコンポジット(コンター間隔:(a) 1.6, (b)  $0.8 \times 10^6 \text{ s}^{-1}$ )を, 半透明の緑の影は気候場の東西風がそれぞれ  $22.5 \text{ m s}^{-1}$ ,  $5 \text{ m s}^{-1}$ 以上の領域を, (b)で半透明の紫の影は気候場の東西風が  $5 \text{ m s}^{-1}$ 以下の領域を示す. (c)で緑のコンターは400 hPaにおける温度の気候値を1 Kごとに示す.

表1 図2の偏差場から求めたエネルギー変換および生成によって偏差場のエネルギーを満たすのに要する時間. 運動エネルギー, 有効位置エネルギー, もしくはそれらの和(全エネルギー)の北半球( $5^\circ$ - $85^\circ\text{N}$ )での積分値を, 北半球( $5^\circ$ - $85^\circ\text{N}$ ), 西部北太平洋( $5^\circ$ - $60^\circ\text{N}$ ,  $100^\circ$ - $150^\circ\text{E}$ ), 中部北太平洋( $5^\circ$ - $60^\circ\text{N}$ ,  $150^\circ\text{E}$ - $180^\circ$ )で積分したエネルギー変換および生成で割った値で評価している. 高度を特に指定していないものについては, 水平積分の前に地表面から100 hPaまで鉛直積分している.

		5°-85°N	5°-60°N, 100°-150°E	5°-60°N, 150°E-180°
運動エネルギー 順圧エネルギー変換	850hPa	19.9 日	16.3 日	-81.2 日
	200hPa	-28.8 日	99.3 日	-35.1 日
	鉛直積分	-267.2 日	44.2 日	-52.0 日
有効位置エネルギー 傾圧エネルギー変換		7.9 日	14.9 日	-39.6 日
全エネルギー 順圧エネルギー変換+傾圧エネルギー変換		21.2 日	25.4 日	-46.5 日
全エネルギー 非断熱加熱偏差によるエネルギー生成		35.5 日	21.5 日	-99.5 日

の分布を示しており, 対流活発化領域において上昇流が診断されている. これは対流活動偏差を維持・強化するように働くと考えられ, PJパターンが湿潤過程によっても維持・成長するような力学モードである可能性を示唆する.

#### 4. PJパターンのモード性

前節で議論したPJパターンのモードとしての振る舞いを確かめるために,  $\phi=10^\circ\text{N}$ ,  $15^\circ\text{N}$ ,  $20^\circ\text{N}$ ,  $25^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=105^\circ\text{E}$ ,  $110^\circ\text{E}$ ,  $115^\circ\text{E}$ ,  $120^\circ\text{E}$ ,  $125^\circ\text{E}$ ,  $130^\circ\text{E}$ ,  $135^\circ\text{E}$ ,  $140^\circ\text{E}$ ,  $145^\circ\text{E}$ とした36のインデックス $I_{\phi,\lambda}$ にもとづくコ

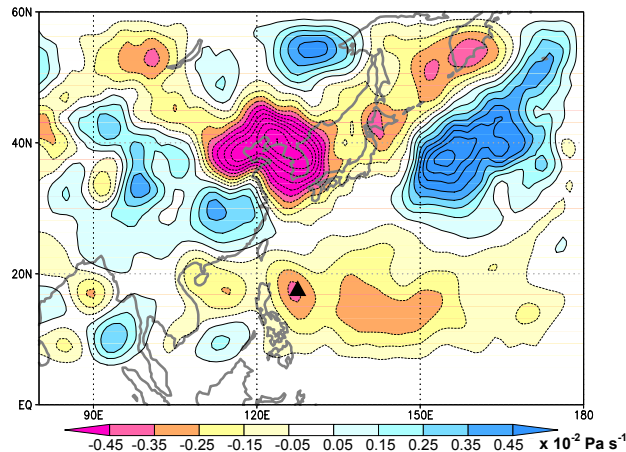


図4 図2で示したコンポジットについてオメガ方程式によって診断された400 hPaにおける鉛直流( $\times 10^{-3} \text{ Pa s}^{-1}$ ). コンター間隔は1 ( $\pm 0.5, \pm 1.5, \dots$ ). 三角形はコンポジットにおけるOLR偏差の極大位置を示す.

ンポジットについて、それらのエネルギー変換および生成効率を評価した(図5). エネルギー変換はモンスーンジェットの出口および貿易風の出口の極側に対流活動偏差を伴うとき最も効率が高い. 一方非断熱加熱によるエネルギー生成はこれら2つの領域の間の領域に対流活動を伴うとき最も効率が高く、エネルギー変換と生成の和はモンスーンジェットと貿易風の合流域に対流活動を伴うとき偏差場のエネルギーを半月以下で満たすことができるほど高い効率を示す. このことはPJパターンが湿潤過程を伴った力学モードであるとする結果と整合的である.

図6はこれら36のコンポジットにおける高・低気圧性偏差の極大位置を示している. 対流圏上層における中緯度の高気圧性偏差の位置は東西には対流活動偏差の中心位置の広がりと同程度に広がっているが、南北方向にはジェットの軸にトラップされる傾向にある. また対流圏下層で中緯度の高気圧性偏差は日本の南東沖を中心とする狭い範囲に集中する傾向にある. 以上の結果はPJパターンが卓越変動モードであることを示唆

している.

## 5. モデル解析

PJパターンが力学モードであることを検証するために、簡単なモデルを用いた解析を行う. モデルは線型・準地衡風近似に基づく中緯度 $\beta$ 面上の2層定常力学モデル

$$\mathbf{Lx} = \mathbf{f} \quad (1)$$

である. ここで $\mathbf{x}$ は渦度擾乱と温度擾乱から成る応答ベクトル、 $\mathbf{f}$ は非断熱加熱から成る強制ベクトルで、 $\mathbf{L}$ は与えられた基本場を表す行列である. PJパターンの力学の本質のみを取り出すために、第1傾圧構造を持ったモンスーン低気圧および亜熱帯高気圧と、鉛直シアを持った東西一様な亜熱帯ジェットから成る基本場を用いる(図7). 解像度は東西 $6^\circ \times$ 南北 $2^\circ$ で、緩和時間10日のニュートン冷却および最大東西波数の緩和時間が10日となるような $\nabla^2$ の渦度拡散を与えている.

まず、非断熱加熱強制に対するこのモデル大気の定常応答を調べる(図8). 下層のモンスーンジェットと貿易風の合流域に非断熱

(a) エネルギー変換

	105°E	110°E	115°E	120°E	125°E	130°E	135°E	140°E	145°E
25°N	52.2	51.7	90.3	186.7	115.8	368.1	147.7	36.8	23.1
20°N	56.5	28.8	28.3	22.5	21.8	27.9	58.2	28.9	17.2
15°N	67.5	69.7	75.9	21.0	28.6	24.8	42.0	42.1	70.5
10°N	144.4	56.9	56.4	123.9	67.3	54.3	143.2	67.2	292.0

(b) エネルギー生成

	105°E	110°E	115°E	120°E	125°E	130°E	135°E	140°E	145°E
25°N	136.1	-351.6	-130.6	109.5	48.6	50.5	50.2	-204.6	-1830.1
20°N	-184.5	367.9	45.6	46.5	42.4	60.7	19.4	30.9	71.7
15°N	-252.4	237.2	37.3	37.5	29.6	30.2	22.2	21.5	47.9
10°N	139.9	-253.2	93.4	333.6	145.3	26.5	46.2	28.5	32.1

(c) エネルギー変換+生成

	105°E	110°E	115°E	120°E	125°E	130°E	135°E	140°E	145°E
25°N	37.7	60.7	292.6	69.0	34.3	44.4	37.5	44.9	23.4
20°N	81.5	26.7	17.5	15.1	14.4	19.1	14.5	14.9	13.9
15°N	92.0	53.8	25.0	13.5	14.6	13.6	14.5	14.2	28.5
10°N	71.1	73.4	35.2	90.3	46.0	17.8	34.9	20.0	28.9

図5 インデックス  $I_{\phi, \lambda}$  において  $\phi=10^\circ\text{N}, 15^\circ\text{N}, 20^\circ\text{N}, 25^\circ\text{N}$ ,  $\lambda=105^\circ\text{E}, 110^\circ\text{E}, 115^\circ\text{E}, 120^\circ\text{E}, 125^\circ\text{E}, 130^\circ\text{E}, 135^\circ\text{E}, 140^\circ\text{E}, 145^\circ\text{E}$  とした 36 のコンポジットにおいて, (a) 順圧エネルギー変換と傾圧エネルギー変換の和, (b) 非断熱加熱によるエネルギー生成, (c) エネルギー変換と生成の和によって偏差場のエネルギーを満たすのに要する時間(単位:日). エネルギーおよびその変換・生成は, 地表面から 100 hPa まで積分した後, エネルギーは北半球全域( $5^\circ\text{--}85^\circ\text{N}$ )で, エネルギー変換および生成は  $[(\phi-10^\circ) - (\phi+45^\circ), (\lambda-25^\circ) - (\lambda+25^\circ)]$  で積分している. 赤と茶色で示されたのは(a, b)それぞれ 25 日未満および 25 日以上 30 日未満の値, (c) それぞれ 15 日未満および 15 日以上 20 日未満の値. 緑と紫の影は 850 hPa における気候場東西風速がそれぞれ  $3 \text{ m s}^{-1}$  より大きい領域,  $-3 \text{ m s}^{-1}$  より小さい領域を示す.

加熱を与えたとき, 応答は下層では熱源付近で低気圧性擾乱, その北東側に高気圧性擾乱を示し, 一方上層には熱源の南西側と北に高気圧性擾乱, その間に低気圧性擾乱が見られ, 上層の擾乱が下層のそれに対して極向きにずれた構造を持っている. また下層では極向き, 上層では赤道向きの波活動度フラックスが卓越し, これらの特徴はコンポジット解析

で得られた結果と整合する. エネルギー変換および生成効率を評価すると, 傾圧エネルギー変換の寄与が大きすぎるなどの差異はあるものの, コンポジットに基づく評価と同様の傾向が認められた(図・表は省略). また, 与える非断熱加熱の位置を様々に変えても, コンポジット解析の場合と同様に特に下層の高気圧擾乱の位置は特定の位置に固定さ

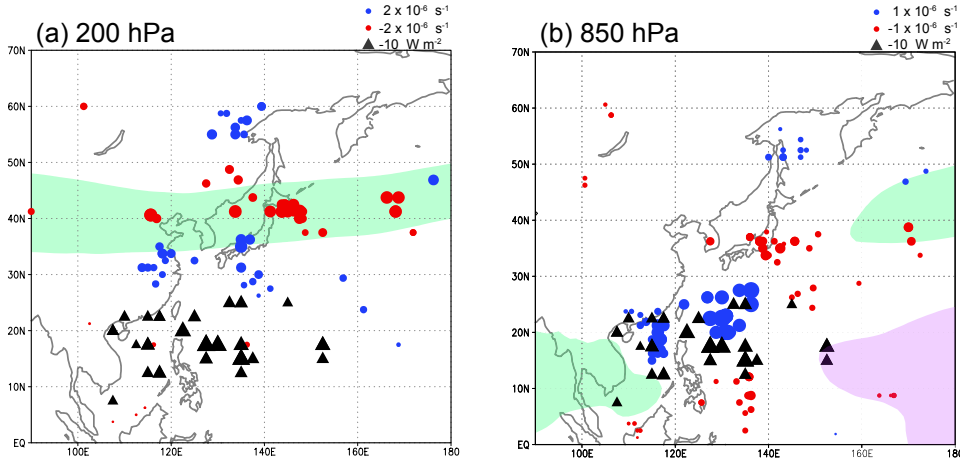


図6 図5に示した36のコンポジットにおけるOLR負偏差の最大位置(三角形)および(a) 200 hPa, (b) 850 hPaでの渦度偏差の極大位置(青丸:低気圧性, 赤丸:高気圧性). 極大位置は, その点から3000 km以内に同じ符号でより大きな偏差がないような点を表している. 偏差の振幅はマークの大きさに比例し, そのスケールはそれぞれの図の右上に示している. (a)で緑の影は気候場の東西風速が $22.5 \text{ m s}^{-1}$ より大きい領域を, (b)で緑と紫の影は気候場の東西風速がそれぞれ $5 \text{ m s}^{-1}$ より大きい領域,  $-5 \text{ m s}^{-1}$ より小さい領域を示す.

れる傾向が見られた(図は省略).

一方, 基本場として東西一様な亜熱帯ジェットのみ, もしくはモンスーン低気圧と亜熱帯高気圧のみを与えたとき, PJパターンの熱応答は得られなかった.

(1)式の行列  $\mathbf{L}$  は以下のように特異値分解することができる(Navarra 1993):

$$\mathbf{L} = \mathbf{U} \mathbf{\Sigma} \mathbf{V}^T. \quad (2)$$

ここで  $\mathbf{U}$  と  $\mathbf{V}$  は正規直交行列,  $\mathbf{\Sigma}$  は特異値を成分とする対角行列である. このとき, 強制  $\mathbf{f}$  に対する応答  $\mathbf{x}$  は

$$\mathbf{x} = \sum_i \frac{\mathbf{u}_i \cdot \mathbf{f}}{\sigma_i} \mathbf{v}_i \quad (3)$$

と表せる. ここで,  $\mathbf{u}_i$  および  $\mathbf{v}_i$  は  $\mathbf{U}$  と  $\mathbf{V}$  の  $i$  番目の列ベクトル,  $\sigma_i$  は  $i$  番目の特異値である. (3)式は  $\mathbf{f}$  に対する応答  $\mathbf{x}$  が,  $1/\sigma_i$  および  $\mathbf{f}$  の  $\mathbf{u}_i$  ベクトルへの射影で重み付けした  $\mathbf{v}_i$  の線型結合で表せることを意味している.

第1特異モード(最も特異値が小さいモード)は, 中緯度に大きな振幅を持ち, 上記の熱応答とは大きく異なる構造を持つが(図は省略), 第2特異モード(図9)は図8の熱応答

に見られたような, 下層に対して上層で極側にずれた渦度擾乱をモンスーン低気圧と亜熱帯高気圧の境界領域に持つ. またこのモードを効率よく励起する強制ベクトルは上記の熱応答問題において非断熱加熱を与えた領域に大きな振幅を持ち, 実際に上記の熱応答においてこのモードが最も強く励起されていた. 以上の結果から, PJパターンは西のモンスーンと東の亜熱帯高気圧に挟まれ, 亜熱帯ジェットを伴った気候場に見られる力学モードであるといえる.

## 6. まとめ

データ解析およびモデル解析から, 大陸上の夏季アジアモンスーンと海洋上の北太平洋亜熱帯高気圧に挟まれた気候場中で, PJパターンは順圧および傾圧エネルギー変換を通して維持・成長するような力学モードと捉えられることが示された. JRA-25再解析に基づくPJパターンのエネルギー収支解析において, これらのエネルギー変換は月平均場の偏差として抽出したPJパターンに伴う

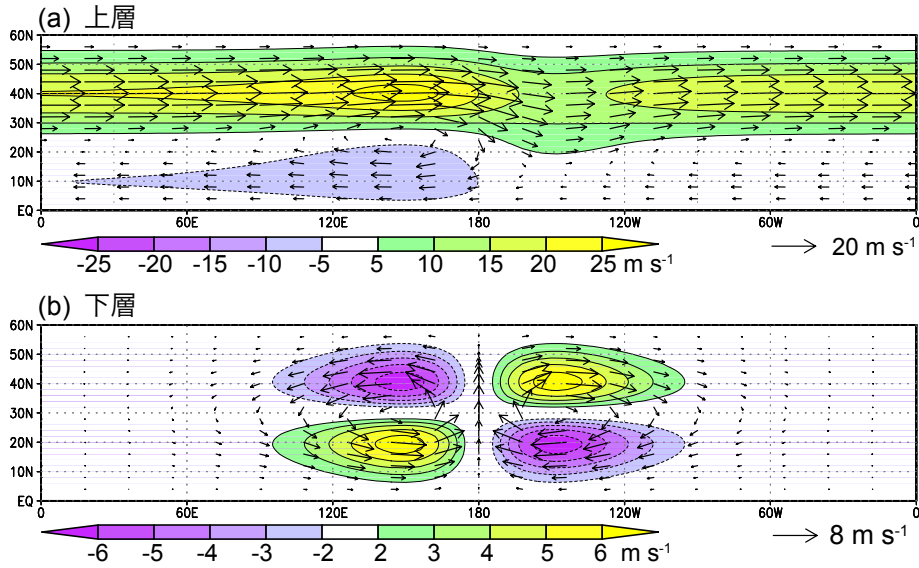


図7 モデルの(a)上層, (b)下層に与える基本場東西風( $\text{m s}^{-1}$ , 影)および水平風速場(矢印). コントア間隔は(a)5, (b)1で, 0および(b)で $\pm 1$ のコントアは省略.

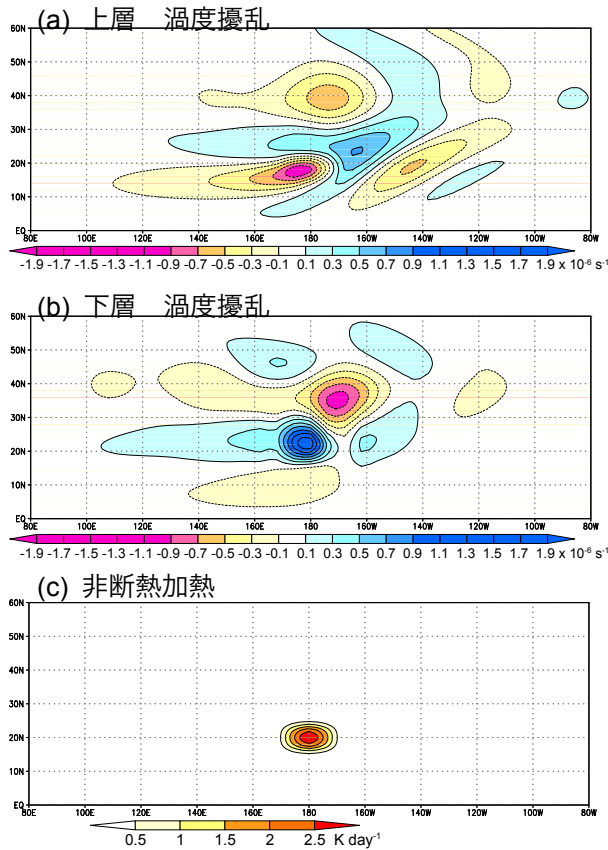


図8 (a)上層, (b)下層における渦度擾乱( $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )および(c)モデルに与えた非断熱強制( $\text{K day}^{-1}$ ). コントア間隔は(a, b)  $2(\pm 1, \pm 3, \dots)$ , (c) 0.5.

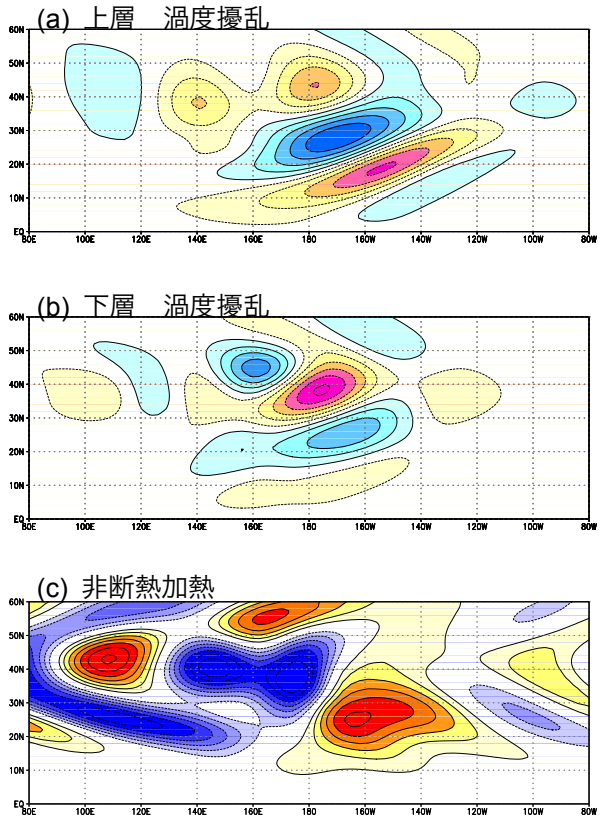


図9 モデルの第2特異モードにおける(a)上層, (b)下層の渦度( $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )および(c)非断熱加熱( $\text{K day}^{-1}$ ). コントア間隔は(a, b)  $2(\pm 1, \pm 3, \dots)$ , (c) 2.

エネルギーを1ヶ月以内に満たすことができ, 非断熱加熱偏差と同程度の寄与を持って

いる. オメガ方程式を用いた診断から, PJパターンに伴う渦度・熱輸送が対流活発化領

域に上昇流偏差を伴っており、対流活動を維持・強化する傾向にあることが示された。また PJ パターンに伴い海面付近で風速が強化され蒸発が活発化することが示されており (Kosaka and Nakamura 2006), これらの結果は PJ パターンが湿潤大気中の卓越変動モードである可能性を示唆している。本研究のモデル解析は乾燥大気中の力学過程に特に注目したが、湿潤過程を含んだモデルを用いて PJ パターンのモード性をさらに調べる必要があると考えられる。

#### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省の科学研究費基盤研究(A)課題番号 18204044 および環境省の地球環境研究総合推進費(S-5)の支援により実施された。

#### 参考文献

- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1987: Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the North Pacific: Analysis of August 1984. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 237-246.
- Lau, K.-M. and L. Peng, 1992: Dynamics of atmospheric teleconnections during the northern summer. *J. Climate*, **5**, 140-158.
- Navarra, A., 1993: A new set of orthonormal modes for linearized meteorological problems. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2569-2583.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 373-390.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **85**, 369-432.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Tsuyuki, T. and K. Kurihara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **67**, 231-247.
- Wakabayashi, S. and R. Kawamura, 2004: Extraction of major teleconnection patterns possibly associated with the anomalous summer climate in Japan. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **82**, 1577-1588.
- Yasunaka, S. and K. Hanawa, 2006: Interannual summer temperature variations over Japan and their relation to large-scale atmospheric circulation field. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **84**, 641-652.