

シルクロードパターン再考

—2010年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

小坂 優*

1. はじめに

この度は山本・正野論文賞の榮譽に浴することになり、身に余る光榮に存じます。錚々たる歴代受賞者の方々とは比ぶべくもありませんが、その末端に名を連ねる者としてこの賞に恥じることの無いよう、気象学の発展に貢献するべく微力を尽くして参ります所存です。

さて、2010年の夏、記録的な猛暑が日本列島を襲いました。気象庁によると6～8月の日本の平均気温は1898年の統計開始以来最高を記録し(気象庁 2010)、人々の健康・農業・水産業・経済活動などに多大な影響をもたらしました。この異常気象には長期的な地球温暖化の影響も含まれるものの、年々変動が大きく寄与しています。夏季東アジアは、2つの準停滞性高気圧、即ち暖かい小笠原高気圧と冷たいオホーツク海高気圧、およびそれらの間に位置する梅雨前線の影響下にあります。例えば、小笠原高気圧が発達すると梅雨前線が北に押し上げられて弱まり、同時に暖気が東アジアを覆い暑夏がもたらされます。これら2つの高気圧の勢力には、少なくとも3つの遠隔影響パターンが関与することが知られています(Wakabayashi and Kawamura 2004; Yasunaka and Hanawa 2006)。1つは、ユーラシア大陸の北極海沿岸に位置する極前線ジェットに沿って北欧から伝播するロスビー波列で、オホーツク海高気圧の形成・発達に寄与します(Nakamura and Fukamachi 2004)。他方、小笠原高気圧の勢力は、フィリピン付近の積雲対流活動偏差に伴う

Pacific-Japan (PJ) パターン(Nitta 1987; Kosaka and Nakamura 2006, 2010)、および大陸上のアジアジェットに沿った波列として観測されるシルクロードパターン(Enomoto *et al.* 2003; Enomoto 2004; Sato and Takahashi 2006)の影響を受けます(Hsu and Lin 2007)。受賞対象論文 Kosaka *et al.* (2009) は JRA-25再解析(Onogi *et al.* 2007)に基づいてシルクロードパターンの力学を解析し、さらに第3次結合モデル相互比較プロジェクト(phase 3 of the Coupled Model Intercomparison Project; CMIP3)に参加した大気海洋結合モデルについて、その再現性能の評価を行ったものです。本稿ではその内容を解説し、関連するトピックやその後の発展を加筆して紹介します。

2. 研究の背景

西風ジェットはロスビー波にとっての導波管になります(Hoskins and Ambrizzi 1993; 西井 2010)。東西一様性が高い背景場において、定常ロスビー波の全波数 K_0 は背景場の東西風速分布から求められ、定常ロスビー波は K_0 が大きくなる向きに屈折します。第1図 a, b に示した夏季気候平均場において、北緯40度付近にアジアジェットと呼ばれる強い西風域がチベット高気圧(チベット高原上の対流圏上層に発達する高気圧)に伴って見られ、これが第1図 c, d の濃い陰影で示される導波管を形成します。7月頃の気候平均場に、このアジアジェット導波管に沿うロスビー波列が東西平均場からのずれとして現れ、小笠原高気圧を発達させて日本に盛夏をもたらします。地中海からユーラシア大陸を越えて日本付近にまで達することから、この波列はシルクロードパターンと呼ばれます(Enomoto *et al.* 2003)。この名称はさらに季節内から経年の時間スケールを持つ長周期変動として見られ

* ハワイ大学国際太平洋研究センター. ykosaka@hawaii.edu

—2011年1月26日受領—

—2011年3月29日受理—

るアジアジェットに沿った波列にも用いられるようになりました (Enomoto 2004)。本稿では経年変動としてのシルクロードパターンについて議論します。

これらの研究とは独立に, Ding and Wang (2005) は北半球夏季に亜熱帯ジェットに沿って緯度円を一周する circumglobal teleconnection (CGT) パターンを見出しました。これは Branstator (2002) による北半球冬季の解析を応用したものです。シルクロードパターンと夏季 CGT パターンが同一なのか, あるいは前者が後者の一部なのか, 全く別物であるかは明らかにされるべき問題で, 本稿でも考察を加えます。

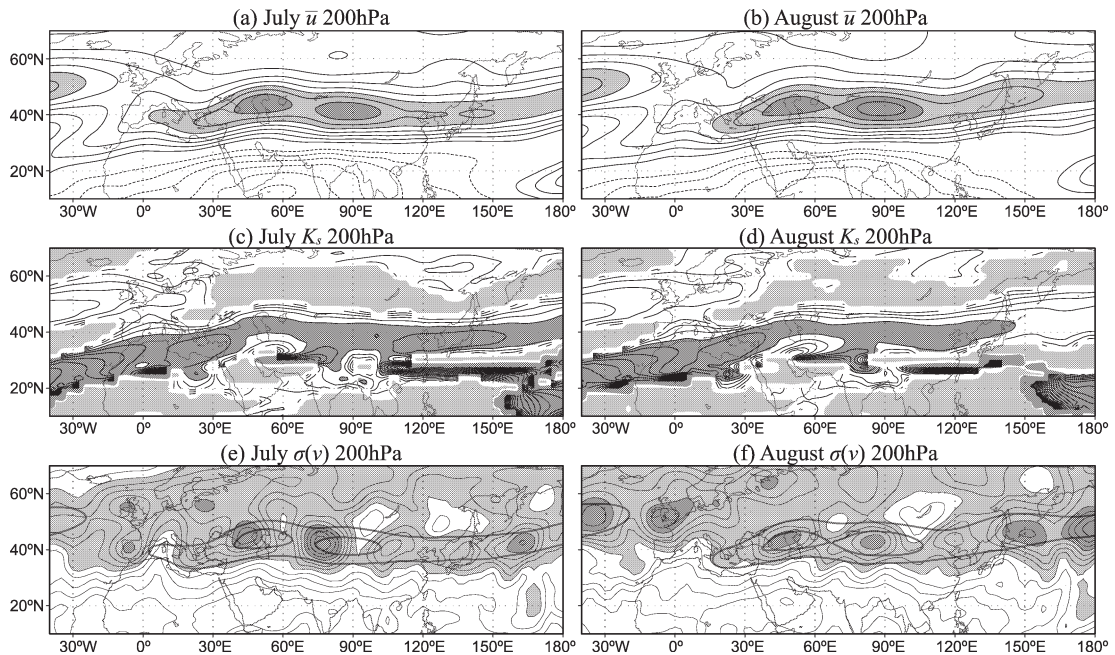
3. シルクロードパターンの構造

気候平均場においてアジアジェットは東西一様ではなく, カスピ海上空とチベット高原の北の2カ所に風速の極大を持っており (第1図 a, b), 後で議論するようにこのことがシルクロードパターンの力学において重要な役割を果たします。アジアジェットは7月に比べて8月の方がやや強く, また極東域でより南北に

広がっており (第1図 a, b), 対応して定常ロスビー波数 K_s は8月の方がわずかに小さくなっています (第1図 c, d)。

Branstator (2002) に従い, 本研究では東西に連なる遠隔影響パターンの抽出に対流圏上層の南北風速を用います。第1図 e, f はそれぞれ7, 8月における200 hPa 南北風速の経年変動による標準偏差を表します。経年変動の極大は上記のアジアジェット (太実線で示す) の軸に沿って分布しており, 波列構造を持った変動を示唆します。また南北風変動の極大は東西方向に局在化されており, 特定の東西位相の卓越を意味します (第1図 e, f)。アジアジェットより極側の北緯65度付近に見られる南北風速変動が大きな領域 (第1図 e, f) は極前線ジェットに沿った波列パターンに対応します (Nakamura and Fukamachi 2004)。

シルクロードパターンの抽出のために, 7, 8月それぞれの200 hPa 南北風速に対し, 第1図 e, f に基づいて定められた領域 (北緯20度~60度, 東経30度~130度) において経験直交関数 (Empirical Orthog-



第1図 200 hPaにおける (a, b) 気候場東西風速, (c, d) 気候場東西風速から求めた定常ロスビー波の全波数 K_s , (e, f) 月平均南北風速の経年変動に伴う標準偏差。(a, c, e) 7月および (b, d, f) 8月の場合。等値線間隔は (a, b) 4 ms^{-1} (ゼロの等値線は省略, 破線は負), (c, d) 1, (e, f) 0.5 ms^{-1} 。薄影, 濃影はそれぞれ (a, b) 20および 28 ms^{-1} 以上, (c, d) K_s が虚数および6以上, (e, f) 3および 5 ms^{-1} 以上の領域を表す。(e, f) の太実線は気候場東西風速の20および 28 ms^{-1} の等値線を示す。1979年から2007年までの JRA-25再解析 (Onogi *et al.* 2007) に基づく。

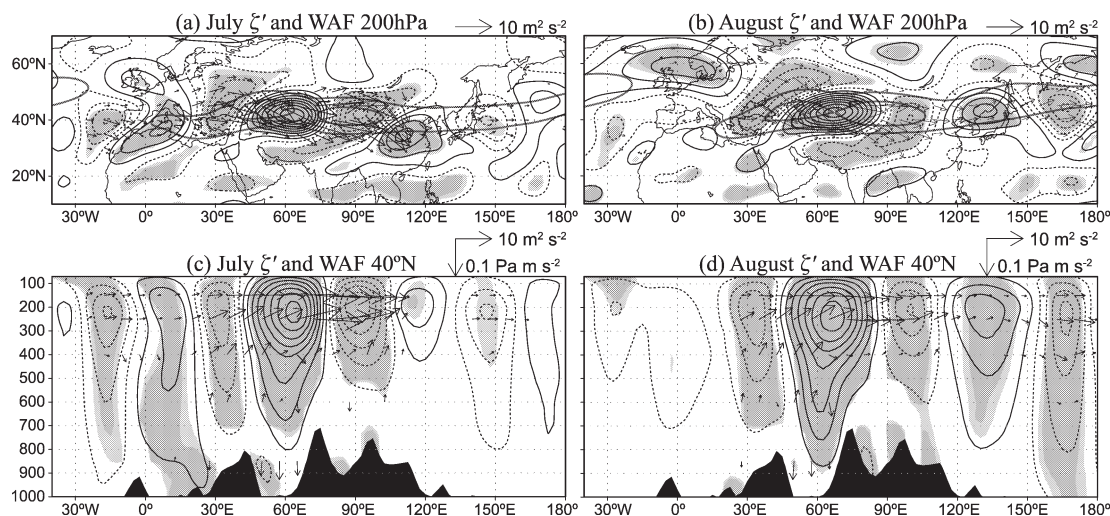
onal Function ; EOF) 解析を行いました。EOF 第1モード (EOF1) の寄与率は7, 8月でそれぞれ36.4%, 35.1%で、いずれも North *et al.* (1982) の基準で第2モードと有意に分離できます。対応する第1主成分の時系列 (1st Principal Component ; PC1) に回帰した200 hPa 渦度偏差 (第2図 a, b) はアジアジェットに沿った波列パターンを示します。第2図 a, bにおける渦度偏差の節の位置は第1図 e, f に示した南北風変動の極大位置に対応し、EOF1の卓越と整合して、地理的に固定された特定の東西位相が顕著であることを意味します。これ以降、EOF1として抽出された偏差をシルクロードパターンと呼びます。

シルクロードパターンに伴う最も強い渦度偏差は東経65度付近に見られ、7月と8月のパターンの東西位相はこの位置でおおよそ一致します (第2図 a, b)。東西波数はおよそ6~7ですが、日本付近の偏差の違いから明らかなように8月の方が7月に比べてわずかに波長が長く (第2図 a, b)、第1図 c, d に示した200 hPaにおける定常ロスビー波数の差異と整合します。実はこの違いにより、7月と8月を合わせて EOF 解析を行うと、データ数が2倍になるにも拘わらず EOF 第1モードは第2モードと有意に分離できなくなります。

7月と8月のシルクロードパターンの構造上の最も大きな違いは、波源の地理的な位置でしょう。7月の波列は中緯度北東大西洋に波源を持つと見られるのに対し、8月の場合は北海から射出されているように見えます (第2図 a, b)。にも拘わらず最も強い渦度偏差の位置が東経65度付近でおおよそ一致するという結果は、偶然では片付けられない何かを物語っているように思われます。これについては次の節で議論します。

アジアジェットに沿った北緯40度における東西一鉛直断面 (第2図 c, d) を見ると、偏差は概ね等価順圧な構造を示しますが、特に東経30度から110度においては上層ほど位相がわずかに西に傾く構造を持ち (Terao 1998)、対応して顕著な波活動度フラックスの上向き成分を伴っています。傾圧不安定波と同様に、上層ほど西に傾く構造は極向きの熱輸送を意味します。また次の節で議論するように、傾圧的なアジアジェットにあつて、このような鉛直構造を持った偏差は背景場から傾圧エネルギー変換を通して有効位置エネルギーを得て、成長あるいは自らを維持する傾向にあります。

エネルギー論に移る前に、この節の最後にシルクロードパターンに伴う対流圏下層の循環偏差および降



第2図 200 hPa 南北風速の $[20^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}]$ における EOF 解析で得られた PC1 に回帰した、(a, b) 200 hPa および (c, d) 40°N における渦度偏差。(a, c) 7月および (b, d) 8月の場合。等値線は $(\pm 1, \pm 3, \pm 5, \dots) \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ を示し、実線および破線はそれぞれ低気圧性および高気圧性渦度偏差に対応する。薄影および濃影は t 検定によりそれぞれ信頼限界90および95%以上で有意な偏差を表す。矢印は回帰された偏差から求めた Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックスを示す。(a, b) の太実線は第1図 (e, f) と同様、1979年から2007年までの JRA-25再解析に基づく。

水偏差を見てみます (第3図)。7月のシルクロードパターンは、第2, 3図に示した極性において南シナ海およびフィリピン東沖に有意な降水増加を伴っています (第3図c)。対流圏下層には、降水増加域のやや極側を中心とする低気圧性偏差に加えて、その北東側に日本南東沖を中心とする高気圧性偏差が見られます (第3図a)。これらの特徴はシルクロードパターンに伴いPJパターン (Nitta 1987; Kosaka and Nakamura 2006, 2010) が励起されていることを示唆します。8月の場合は、シルクロードパターンの北西太平洋域における位相のずれと整合するように、PJパターンのな循環・降水偏差が東にずれて現れています (第3図b, d)。PJパターンはその下流に北米まで達する波列を伴い (Kosaka and Nakamura 2006), シルクロードパターンに伴って見られる北西太平洋域の波列に寄与している可能性があります。このシルクロードパターンとPJパターンの関係はまだ十分に議論されていませんが、次の2つの示唆を与えます。第一に、CGTパターンが単一の遠隔影響パターンではなく、シルクロードパターンとPJパターンを含む複数のものから成る可能性があります。第二に、両者の相関関係の要因として、一方が他方を励起している可能性と、別の長周期変動が両者を同時に励起している可能性が考えられますが、シルクロードパター

ンの波長の違いに合わせたかのような7, 8月でのPJの偏差パターンの東西位置のずれは、前者が後者を励起している可能性を示唆しています。この可能性については別の論文でも議論しています (Kosaka and Nakamura 2010)。

4. シルクロードパターンの位相固定メカニズム

前節で抽出されたシルクロードパターンは、7, 8月に共通する特定の東西位相の卓越を示しました (第2図a, b)。上で述べたような2つの月での波源の地理的な違いは、この位相の卓越が強制に起因するのではなく、気候平均場との相互作用によって卓越位相が選択されている可能性を示唆します。本節では気候平均場とシルクロードパターンの間のエネルギー収支解析を通して卓越位相が選択されるメカニズムを議論します。

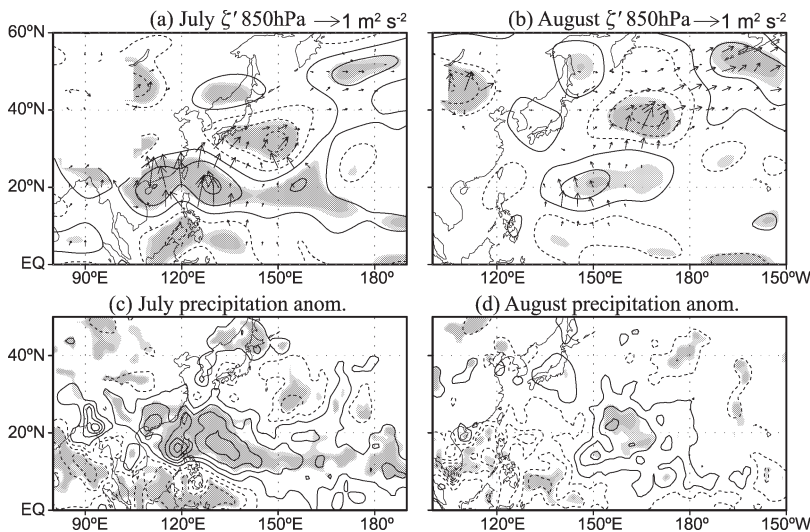
順圧エネルギー変換 CK および傾圧エネルギー変換 CP はそれぞれ

$$CK = (v'^2 - u'^2) (\partial \bar{u} / \partial x - \partial \bar{v} / \partial y) / 2 - u' v' (\partial \bar{u} / \partial y + \partial \bar{v} / \partial x) \quad (1)$$

$$CP = -(f/S) (v' T' \partial \bar{u} / \partial p - u' T' \partial \bar{v} / \partial p) \quad (2)$$

と表されます。ここで u, v はそれぞれ東西および南北風速, T は気温, p は気圧, f はコリオリ因子, S は気体定数 R と定圧比熱 c_p を用いて $S = R\bar{T}/c_p$ $p - \partial \bar{T} / \partial p$ で表される成層度で, $\bar{()}$ および $()'$ はそれぞれ気候平均と偏差を表します。これらのエネルギー変換が正 (負) のとき、気候平均 (偏差) 場から偏差 (気候平均) 場にエネルギーが受け渡されます。

シルクロードパターンにおけるエネルギー変換の分布を第4図に示します。順圧・傾圧エネルギー変換ともにアジアジェット付近で大きな正負の値を示し、以下に見るように空間積分す



第3図 第2図と同様。ただし (a, b) 850 hPa 渦度偏差および (c, d) 降水偏差。等値線は (a, b) $(\pm 0.5, \pm 1.5, \pm 2.5, \dots) \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ および (c, d) $(\pm 0.3, \pm 0.9, \pm 1.5, \dots) \text{ mm day}^{-1}$ を示す。1979年から2007年までのJRA-25再解析およびCMAP降水データに基づく。

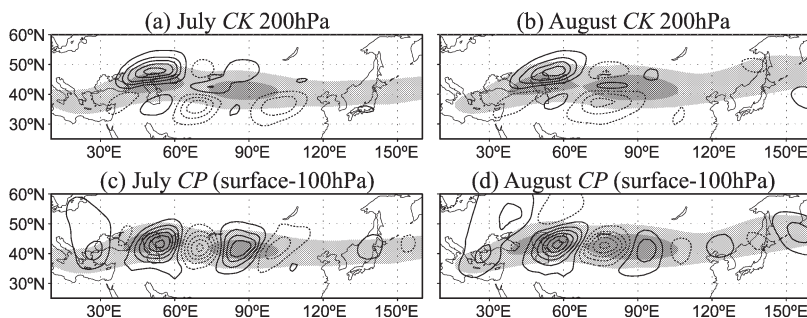
ると中立もしくは正の寄与が卓越します。順圧エネルギー変換の分布は、季節内変動として抽出したCGTパターン的な波列に対するSato and Takahashi (2006)の結果と整合的です。

エネルギー変換が偏差場のエネルギーを満たすのに要する時間スケール $\tau_{CK} = \langle KE \rangle / \langle CK \rangle$, $\tau_{CP} = \langle APE \rangle / \langle CP \rangle$ および $\tau_{CK+CP} = \langle KE + APE \rangle / \langle CK + CP \rangle$ によって評価したエネルギー変換効率を、第1表の“元位置”で示される列にまとめました。ここで KE および APE はそれぞれ偏差場の運動エネルギーおよび有効位置エネルギーを表し、 $\langle \rangle$ は地表から100 hPaまでの鉛直積分の北半球全域での水平積分を示します。これらの時間スケールが正の小さい値であるほど、高い効率のエネルギー変換によって偏差が維持/強化される傾向にあります。逆に、負の時間スケールはエネルギー変換によって偏差が減衰する傾向を意味します。

順圧エネルギー変換が運動エネルギーを満たすのに、7月の場合は2週間程度必要であり、8月では時間スケールがおよそ1年で、正負の寄与がほぼ相殺しています(第1表)。対照的に、傾圧エネルギー変換は7・8月ともに4日程度という極めて高い効率で有効位置エネルギーを満たすことができます(第1表)。正味で正の傾圧エネルギー変換は、渦度偏差が上層ほど西に傾くシルクロードパターンの鉛直構造(第2図c, d)と整合します。両エネルギー変換を合わせると、シルクロードパターンの全エネルギー($KE + APE$)を1週間ほど満たすことができ、本研究のシルクロードパター

ンが月平均場に基づくものであることを考慮すると、極めて高い効率であると言えます。エネルギー収支におけるこの特徴は、シルクロードパターンが「純粋な」ロスビー波列ではなく、散逸に抗して自らを維持/成長させるような力学モードである可能性を示唆します。

エネルギー変換によるシルクロードパターンの東西位相固定への寄与を調べるために、偏差場を気候場に対して人為的に東西に移動させ、異なる位相を持った偏差パターンを擬似的に作り出してエネルギー変換効率を再評価しました。偏差場の移動は地軸の周りに10度ずつ行いました(第1表)。順圧エネルギー変換は



第4図 観測されるシルクロードパターン(第2, 3図)から求めた(a, b) 200 hPaにおける順圧エネルギー変換および(c, d) 傾圧エネルギー変換の地表から100 hPaまでの鉛直積分。(a, c) 7月および(b, d) 8月の場合。等値線は(a, b) $(\pm 0.5, \pm 1.5, \pm 2.5, \dots) \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-3}$ および(c, d) $(\pm 0.1, \pm 0.3, \pm 0.5, \dots) \text{Wm}^{-2}$ を示す。実線(破線)は気候場から偏差場(偏差場から気候場)へのエネルギーの受け渡しを表す。薄影、濃影はそれぞれ20および28 ms^{-1} 以上の200 hPa 気候平均東西風速を示す。

第1表 (a) 7月および(b) 8月のシルクロードパターンにおいて、偏差場のエネルギーをエネルギー変換で満たすのに要する時間(単位:日)。エネルギー変換は、偏差場を地軸の周りに10度ずつ東西に移動させた後で、式(1), (2)に基づき評価している。エネルギーおよびエネルギー変換それぞれについて、地表から100 hPaまでの鉛直積分値を北半球全域で水平積分した上で、時間スケールを評価している。

(a) 7月					
	20度西	10度西	元位置	10度東	20度東
τ_{CK}	-14.1	118.6	13.8	235.4	-17.2
τ_{CP}	6.8	5.1	4.2	4.9	6.0
τ_{CK+CP}	29.6	10.2	6.6	9.7	19.8
(b) 8月					
	20度西	10度西	元位置	10度東	20度東
τ_{CK}	-15.5	1124.2	321.9	-21.4	-36.2
τ_{CP}	5.6	4.0	3.6	4.1	4.2
τ_{CK+CP}	21.7	8.8	7.8	11.5	10.7

東西移動に敏感で、元の位置では正味で正もしくは中立でしたが、東西に移動するとその効率は急激に低下し、20度移動すると負の効率になります。この東西依存性は(1)式の主に第1項、即ち気候場東西風速の東西非一様性 $\partial \bar{u} / \partial x$ を含む項に起因します。対照的に、傾圧エネルギー変換の大部分は(2)式で気候場東西風速の鉛直シア $\partial \bar{u} / \partial p$ を含む項で決まり、この傾圧性 $\partial \bar{u} / \partial p$ の東西非一様性が小さいため、効率は偏差場の東西位相にあまり依存しません。実際、第1表において τ_{CP} は東西移動に対して最大でも1.6倍になる程度です。

以上の解析は、シルクロードパターンが力学モードであるという見方を提示します。その卓越には、傾圧的なアジアジェットからの傾圧エネルギー変換が寄与しています。またその東西位相は、アジアジェットの東西非一様性に起因する順圧エネルギー変換によって、よりエネルギーを失わないように選択されます。正味の高いエネルギー変換効率から、シルクロードパターンが中立モードもしくは不安定モードである可能性も考えられます。ただし実際に不安定であるかどうかは、日々のデータに基づく時間発展の解析が必要です。

5. 中立モードとしてのシルクロードパターン

前節でシルクロードパターンが中立モード (least damped mode) である可能性が示唆されました。このことを確かめるために、線型傾圧モデル (Watanabe and Kimoto 2000, 2001) を用いた解析を行いました。このモデルは湿潤過程を含まないプリミティブ方程式を、7月もしくは8月の東西非一様な気候平均場の周りに線型化したものに基づいています。定常状態を仮定すると、このモデルは

$$\mathbf{L}\mathbf{x}=\mathbf{f} \quad (3)$$

という線型代数方程式で表すことができます。ここで \mathbf{L} は基本場に依存する線型演算子、 \mathbf{x} は強制 \mathbf{f} (非断熱加熱や移動性擾乱の効果など) に対する定常応答を表します。東西非一様な基本場の場合、一般に \mathbf{L} は自己共役でないため、 \mathbf{L} の固有ベクトルは互いに直交しません。代わりに、 \mathbf{L} を特異値分解 (singular value decomposition ; SVD) し

$$\mathbf{L}=\mathbf{U}\mathbf{\Sigma}\mathbf{V}^T \quad (4)$$

と表すことを考えます (Navarra 1993)。ここで \mathbf{U} 、

\mathbf{V} は正規直交行列、 $\mathbf{\Sigma}$ は特異値 (非負) から成る対角行列です。(3)式に代入すると、強制 \mathbf{f} に対する定常応答 \mathbf{x} は

$$\mathbf{x}=\mathbf{V}\mathbf{\Sigma}^{-1}\mathbf{U}^T\mathbf{f}=\sum_i(\mathbf{u}_i\cdot\mathbf{f}/\sigma_i)\mathbf{v}_i \quad (5)$$

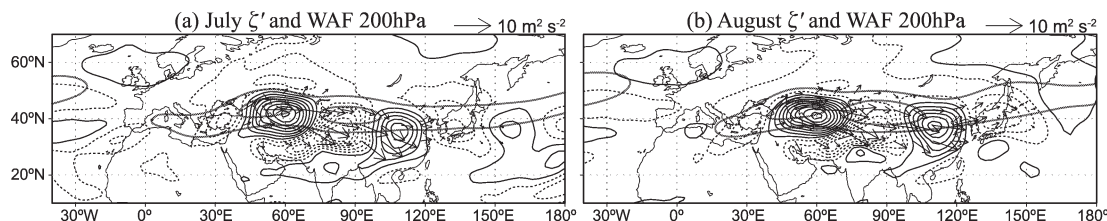
と表すことができます。ここで \mathbf{u}_i および \mathbf{v}_i はそれぞれ \mathbf{U} 、 \mathbf{V} の i 番目の列ベクトル、 σ_i は i 番目の特異値です。即ち定常応答 \mathbf{x} は、強制 \mathbf{f} の \mathbf{u}_i への射影を σ_i で割ったもので重み付けした、 \mathbf{v}_i の線型結合で表されます。言い換えると、 \mathbf{u}_i は \mathbf{v}_i で表される構造を持った応答を励起するのに最も適した強制であり、その応答の振幅は対応する特異値の逆数に比例します。また(5)式は、空間的にランダムな強制に対する定常応答として、小さな特異値を持つモードが統計的に卓越することを意味します。従って、低次特異モードは特定の外部強制によらずに卓越することが期待されます。

本研究では、水平切断波数 T42、鉛直20層の解像度で特異値分解を行いました。特異値分解に莫大な計算機資源を要するため、モデルを並列化して計算しました。なお、水平解像度を T21に下げたり鉛直層数を11層に減らしたりした場合には、以下に示すほどの整合的な結果は得られていません。

最も小さな特異値を持つモード (SVD1) は、7月・8月ともに冬である南半球に最も大きな振幅を持ちます (図は省略)。一方、2番目に小さな特異値を持つ SVD2は、アジアジェットに沿った波列パターンと東向きの波活動度フラックスで特徴付けられます (第5図)。7月・8月ともに東経60度付近に中心を持つ顕著な渦度擾乱を伴い、観測されたシルクロードパターンと近い位置にあります (第2図)。8月の場合の方が7月に比べてやや長い波長を持つ傾向も観測と対応します (第2図)。ただし、観測されるシルクロードパターンに比べると SVD2はわずかに波長が短く、これは線型性の仮定や湿潤過程を含まないことに起因するのかもしれませんが。

SVD2のエネルギー収支を、観測されるシルクロードパターンの場合と同様に評価しました (第2表)。8月の場合の順圧エネルギー変換がかなり高効率である以外は観測 (第1表) と同程度の効率を示し、傾圧変換の寄与の卓越も再現されています。以上の結果は、シルクロードパターンがアジアジェット域における中立モードであることを示しています。

SVD2と観測されるシルクロードパターンの構造上



第5図 (a) 7月および (b) 8月の気候平均場を基本場とする線型傾圧モデルのSVD2における200 hPa 渦度擾乱 (細い等値線) および付随する波活動度フラックス (矢印)。SVDモードは無次元だが、渦度擾乱と波活動度フラックスの振幅の相対的な関係を示すために有次元化した上で、第2図 (a, b) と同様 に等値線を描いている。太実線は気候場東西風速の20および28 ms^{-1} の等値線を示す。

第2表 7月および8月のSVD2において、擾乱のエネルギーをエネルギー変換で満たすのに要する時間 (単位: 日)。エネルギーおよびエネルギー変換それぞれについて、地表から100 hPa までの鉛直積分値を北半球全域で水平積分した上で、時間スケールを評価している。

	7月	8月
τ_{CK}	20.5	14.4
τ_{CP}	2.4	2.6
τ_{CK+CP}	4.2	4.2

の顕著な違いとして、東経30度より上流側の擾乱の有無が挙げられます。観測において見られる上流域の擾乱 (第2図) は、SVD2で表されるモードを励起するのに適した位相を持つロスビー波列で、統計的にこれらは一緒に現れやすいために3節のEOF解析によって捉えられたと考えることができます。これは7月と8月で位相の一致にも拘わらず波源が地理的に異なっているように見えること (第2図) と矛盾しません。

もう一つの構造上の差異は、ユーラシア大陸より下流側への波列の伸長です。この差は8月に顕著で、観測されるシルクロードパターンは北米まで連なる有意な偏差を持つものに対し、SVD2は日本付近より下流に大きな振幅を持ちません。実はモデルに与えたダンピングは、自由対流圏中の減衰時間30日という比較的弱いものです。それにも拘わらず擾乱が観測されるほど下流まで伸びないことは、3節の最後に触れたように、湿潤過程を介したPJパターンの励起を含めないとCGTパターンに成らない可能性を暗示しています。

6. 気候モデルにおけるシルクロードパターンの再現性

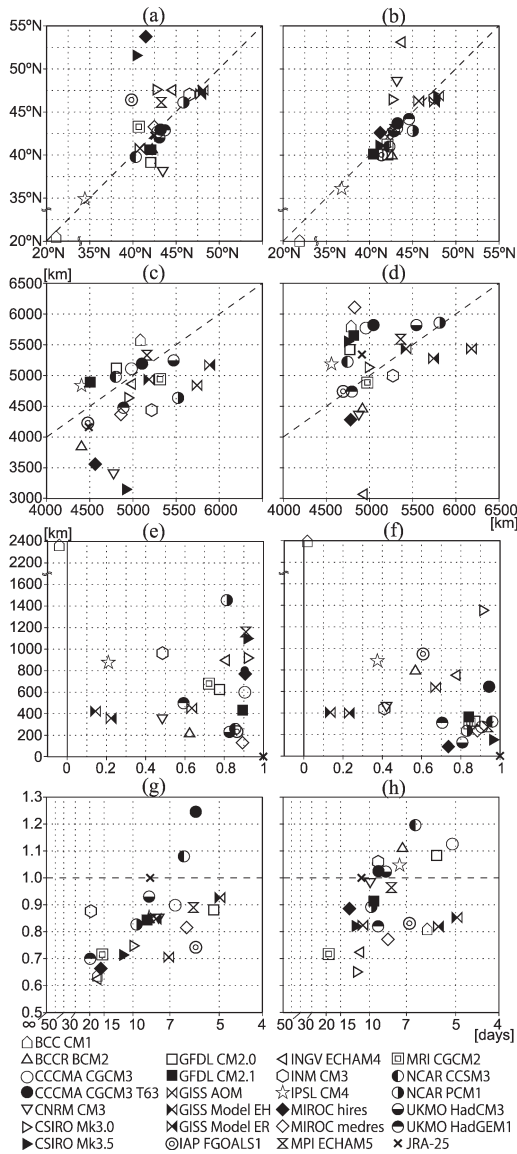
以上の解析から、シルクロードパターンはロスビー波動的な側面を持った力学モードであることが示されました。この結果からシルクロードパターンの構造および振幅を決定する次の4つの要素が導き出されます。

- ① アジアジェットの緯度とシルクロードパターンの緯度
- ② アジアジェットに伴う定常ロスビー波数とシルクロードパターンの波数
- ③ アジアジェットの東西非一様性とシルクロードパターンの東西位相
- ④ シルクロードパターンのエネルギー変換効率と振幅

①と②はシルクロードパターンのロスビー波動的な性質を、③と④は力学モードとしての性質をそれぞれ反映した対応関係です。これらのうち④を除く各項目において、前者は気候場の特徴、後者は偏差場としてのシルクロードパターンの構造上の特徴です。観測データから示唆されるこれらの対応関係を確かめるために、この節ではCMIP3 (Meehl *et al.* 2007) に参加した24の大気海洋結合モデルで再現される気候場とシルクロードパターンの特徴を見ていきます。

CMIP3マルチモデルデータセットは、様々な結合モデルによる20世紀気候や排出シナリオに基づいた将来気候のシミュレーション等から成り、IPCC第4次報告書に採用されています。本研究では20世紀気候再現実験の1970年から1999年までのデータを用い、3節と同じEOF解析を適用してそれぞれのモデル内での“シルクロードパターン”を抽出しました。

第6図 a, b は①に対応して、東経40~100度、200



第6図 JRA-25およびCMIP3モデルにおける (a, c, e, g) 7月および (b, d, f, h) 8月の気候平均場とEOF1に基づく散布図。(a, b) 200 hPa面において、40°-100°Eで平均した(横軸)気候平均東西風速および(縦軸)EOF1に伴う波活動度フラックス東西成分の極大緯度。(c, d) 横軸は40°-140°Eの200 hPa気候平均東西風速から求めた定常ロスビー波長、縦軸はEOF1パターンから計測した波長。(e, f) 横軸は200 hPa気候平均東西風速の東西微分 $\partial \bar{u} / \partial x$ の、JRA-25におけるものとの [30°-50°N, 30°-90°E] における空間相関、縦軸はEOF1に伴う60°E付近の過度偏差中心位置のJRA-25におけるものからの距離。(g, h) 横軸は全エネルギー変換効率 τ_{CK+CP} (ただしエネルギー変換は20°-60°N, 20°-160°Eで積分)、縦軸はPC1の標準偏差のJRA-25におけるものとの比。

hPa面において評価した、モデル内での“アジアジェット”と“シルクロードパターン”それぞれの中心緯度の関係を示したものです。ジェットの緯度はモデルによってかなりのばらつきがあり、中にはチベット高原の南側を通るものもありますが、波活動度フラックス東西成分に基づき定義した“シルクロードパターン”の緯度と対応します。両者の対応が良くないモデルの多くは、EOF1が極前線ジェット上の波列を捉えているためジェットの軸よりも北側に中心を持ちます。

第6図c, dは②に対応して、各モデルの東経40~140度における200 hPa気候平均東西風速から求めた定常ロスビー波長と“シルクロードパターン”の波長を示したものです。両者の波長は同程度で、正のモデル間相関も認められます(ただし、第6図a, bで“シルクロードパターン”が“アジアジェット”から大きく外れてしまっているモデルは除く)。

第6図e, fは③に対応して、200 hPa気候平均東西風速の東西非一様性の再現性(北緯30~50度, 東経30~90度における観測との空間相関)と“シルクロードパターン”の位相再現性を示したものです。③に述べたように気候平均東西風の東西非一様成分の再現性が良いとシルクロードパターンの位相再現性も良いと考えられ、実際に8月の場合には空間相関が高いモデルで位相のずれが小さくなっています。しかし7月の場合には、気候場再現性が高くても位相再現性は必ずしも高くなく、そのようなモデルでは観測とは異なる位相で波列を励起するような波源が卓越しているのかもしれない。

第6図g, hは④に対応して、エネルギー変換効率 τ_{CK+CP} と“シルクロードパターン”の振幅の関係を示したものです。7月・8月ともに、エネルギー変換効率が高いモデルほど振幅が大きくなる傾向が認められます。

7. 本研究以降の発展

以上の受賞論文の内容はシルクロードパターンの力学的メカニズムを解析し、その力学モードとしての性質を示したものです。最後にこの節では、シルクロードパターンが東アジアの気候に及ぼす影響やその予測可能性についての最近の研究を紹介します。

7.1 梅雨前線活動への影響

Sampe and Xie (2010) は大規模循環による梅雨前線の形成メカニズムを提唱しました。夏季東アジア・

北西太平洋域には、大陸上の暖かいアジアモンスーンと海洋上の冷たい亜熱帯高気圧の間に東西温度勾配が形成されます。南北に走る等温線を横切るように吹くアジアジェットは、対流圏中層で断熱的に上昇流を引き起こし、下層の豊富な水蒸気のもとで降水を励起します。それに伴う非断熱加熱がさらに上昇流を強化するフィードバックが働いて梅雨前線が形成されます。

気候平均場の東西非一様性として捉えられるシルクロードパターンは梅雨明けと関わっており (Suzuki and Hoskins 2009), また経年変動としてのシルクロードパターンは梅雨域の降水偏差と関連していることが知られています (Krishnan and Sugi 2001). Kosaka *et al.* (2011) は上記の梅雨前線形成メカニズムを経年変動に適用しています。第7図は梅雨期のシルクロードパターンに伴う渦度、降水および500 hPa 水平温度移流偏差を示しています。ここで梅雨期は6月15日から7月14日までの30日間とし、その経年変動に対する EOF1としてシルクロードパターンを

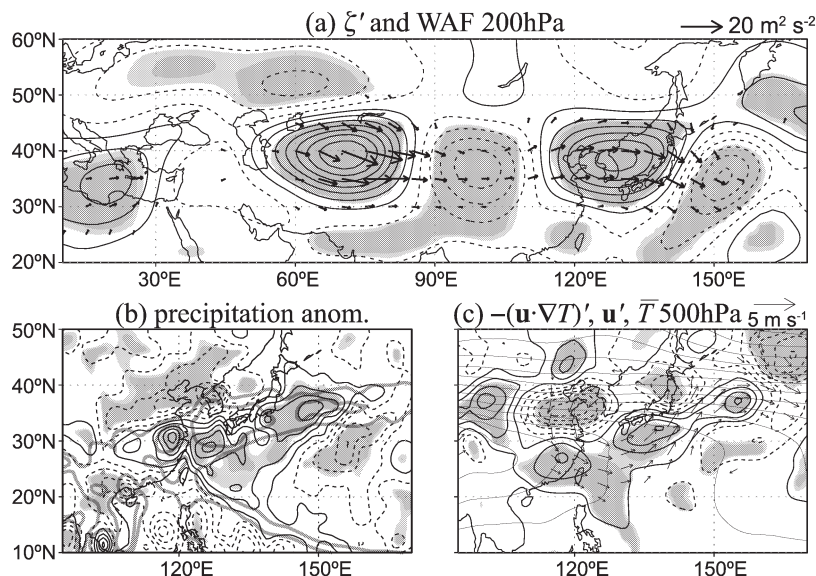
抽出しています (第7図 a)。北緯25度以北において温度移流偏差の分布 (第7図 c) は降水偏差 (第7図 b) と概ね一致しています。シルクロードパターンに伴う東アジアにおける循環偏差は、気候平均温度場の勾配により対流圏中層に水平温度移流偏差を伴います。これは断熱的に鉛直流偏差を引き起こし、降水偏差を誘起すると考えられます。シルクロードパターンに伴って、東経140度以西では梅雨前線が南下し、また日本の東海上では梅雨前線活動が強化されています。

7.2 主要な海面水温変動との関連

7月、8月のシルクロードパターンに対応する PC1 時系列と主要な海面水温変動指数との相関を第3表にまとめました。海面水温変動指数はエルニーニョ/南方振動、インド洋海盆モード (時長ほか 2011) およびインド洋ダイポール (Saji *et al.* 1999) を表すものです。カレンダー上の月に基づいて定義されたシルクロードパターンはこれらの海面水温変動と

はいずれも有意な相関を持っていません。このことはシルクロードパターンが大気の内変動としての性質を強く持ち、長期予報が困難であることを示しているようにも思われます。

第8図はエルニーニョ現象の発達期の夏に見られる偏差場を10日平均場の時間発展で示したものです。これらは11月～翌年1月の Niño 3.4海面水温に対する、先行する6～7月頃の高層偏差場です。エルニーニョ/南方振動は通常北半球の冬に極大を迎えますが、先行する夏にはすでに有意な海面水温偏差を赤道太平洋に伴っています。6月下旬から7月上旬にかけて、シルクロードパターンと見られる波列状の高層偏差場が対流圏上層に現れます (第8図 g, j)。第3表には7.1節で見た梅雨期のシ



第7図 梅雨期 (6月15日～7月14日) の [30°-50°N, 50°-150°E] における200 hPa 南北風速の経年変動に対する PC1に回帰した (a) 200 hPa 渦度偏差, (b) 降水偏差, (c) 500 hPa 水平温度移流偏差 $-(\mathbf{u} \cdot \nabla T)'$, 等値線). 等値線は (a) $(\pm 1, \pm 3, \pm 5, \dots) \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$, (b) $(\pm 0.2, \pm 0.6, \pm 1, \dots) \text{mm day}^{-1}$, (c) $(\pm 0.5, \pm 1.5, \pm 2.5, \dots) \times 10^{-6} \text{K s}^{-1}$ を表す。薄影および濃影は t 検定によりそれぞれ信頼限界90および95%以上で有意な偏差を示す。矢印は (a) 回帰された偏差から求めた波活動度フラックス, (c) 風速偏差, (b) の太い等値線は6および8 mm day^{-1} の気候平均降水量, (c) の細い等値線は気候平均温度を1 K毎に示す。1979年から2009年までの JRA-25再解析および CMAP 降水データに基づく。

第3表 7月、8月および梅雨期（6月15日から7月14日）のシルクロードパターン（第2、7図）に対応するPC1と主要な海面水温変動指数との相関係数。海面水温変動指数はHadISSTデータ（Rayner *et al.* 2003）による（Niño 3.4）5°S-5°N, 170°-120°W, (IOBM) 20°S-20°N, 40°-100°Eの海面水温偏差, および (IOD) 10°S-10°N, 50°-70°Eと10°S-0°, 90°-110°Eの海面水温差。季節はPC1に対して（前冬）前年の11-12月と同年の1月, (同夏) 同年の6-8月, (翌冬) 同年の11-12月および翌年の1月。太字は *t* 検定により信頼限界90%以上で有意な相関を表す。

指数	季節	7月	8月	梅雨期
Niño 3.4	前冬	-0.28	-0.10	-0.09
	同夏	0.10	-0.20	0.36
	翌冬	0.11	-0.10	0.30
IOBM	同夏	0.07	0.00	0.13
IOD	同夏	0.03	-0.28	0.01

ルクロードパターンと海面水温変動との相関も示してありますが、この期間に着目するとエルニーニョ指数との間に辛うじて有意な同時相関があります。この相関は Wu *et al.* (2003), Ding and Wang (2005), Yasui and Watanabe (2010) にも示唆されています。

引き続き7月中旬には「対流ジャンプ」(Ueda *et al.* 1995, 2009) 領域からその北側の小笠原諸島付近にかけて降水減少が見られ、対流圏下層には高気圧性偏差が現れます（第8図n, o）。エルニーニョ発達期の北西太平洋におけるこれらの降水偏差や下層の循環偏差は Tanaka (1997) が示したものと整合します。対流ジャンプは梅雨明けに関与していると考えられており (Ueda *et al.* 1995), 実際にエルニーニョの発達期の夏には梅雨明けが遅れることが知られています。シルクロードパターンがどのようにエルニーニョ発達期の夏の特定の期間に励起されるのかは、今後明らかにされるべき問題であると言えるでしょう。

またシルクロードパターンとインドモンスーンの間連 (Lau *et al.* 2000; Ding and Wang 2005) も示されている他、オホーツク海高気圧の形成・発達に関わると考えられる極前線ジェットに沿った波列パターンとの同時発達も指摘されており (Iwao and Takahashi 2008), 今後のさらなる研究が期待されます。

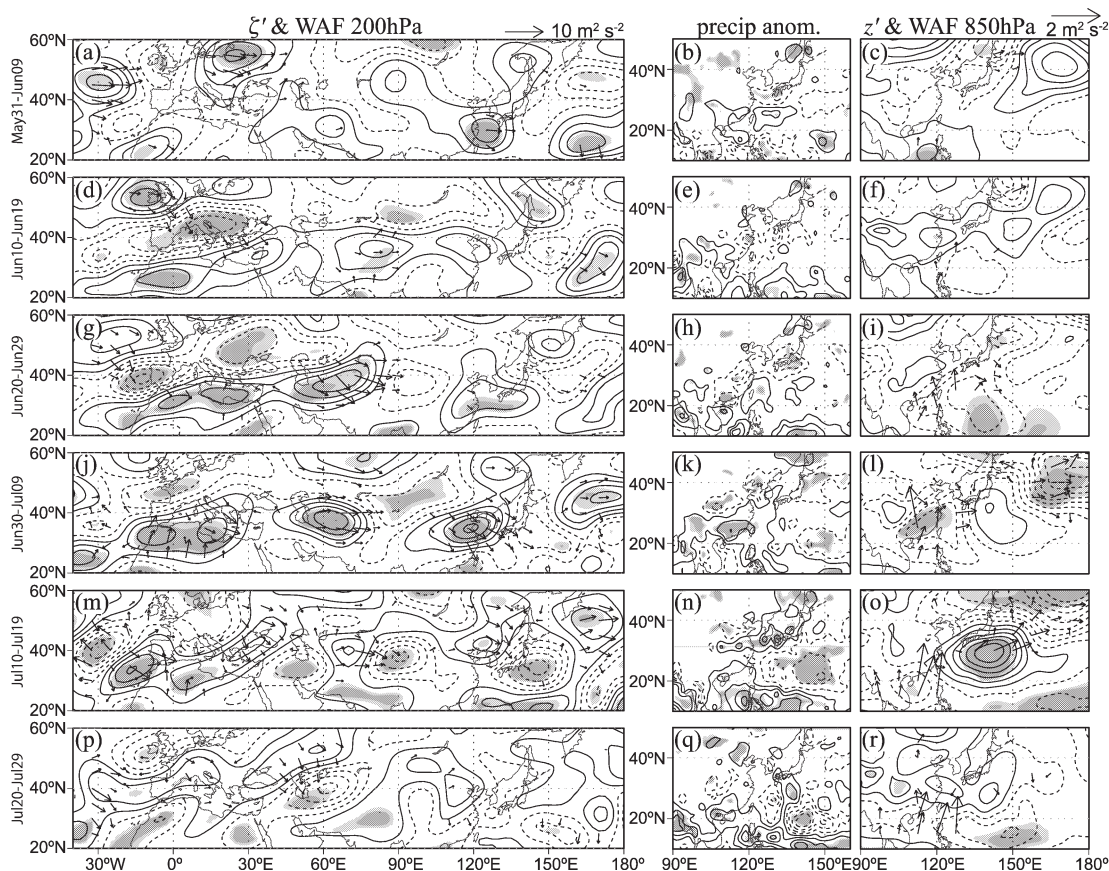
8. おわりに

私はこれまで主に夏季のアジア・北西太平洋域における大気の大周期変動を研究してきました。博士課程修了後に環境省地球環境研究総合推進費S-5というプロジェクトに参加し、夏季東アジアの気候に影響を与

える主要な遠隔影響のCMIP3モデルにおける再現性と将来変化を調べることになりました。学生時代からの研究テーマであるPJパターンに続けてシルクロードパターンの解析をすることにし、メカニズムの理解があった方がモデルの再現性評価もしやすいと考えて力学解析を始めました。また線型傾圧モデルを用いた解析は実は別の目的で平行して行っていたもの

ですが、シルクロードパターンの解析を進めるにつれ中立モードとして抽出できそうと思えてきて、試しにやってみたらうまくいった、というものです。このような巡り合わせと偶然の産物が思わぬ評価につながったことは大変な幸運であったと思います。

冒頭で述べた2010年夏の日本の猛暑の要因として、気象庁異常気象分析検討会は、前冬に極大期を迎えたエルニーニョ現象および発達中のラニーニャ現象に伴う中緯度対流圏昇温、オホーツク海高気圧の影響を受けなかったこと、およびアジアジェットの蛇行に伴う小笠原高気圧の発達を挙げています (気象庁 2010)。この年の7月から8月にかけて、対流圏上層にはアジアジェットに沿った顕著な波列偏差が見られ、特に7月の偏差については3節で示したシルクロードパターンと東西位相が良く一致します。このようにシルクロードパターンは小笠原高気圧の発達をもたらした主要因であったと考えられます。統計的には、エルニーニョ現象の影響はインド洋コンデンサ効果により翌夏まで持続し、南シナ海およびフィリピン東方沖で積雲対流活動が抑制され、PJパターンが日本に冷夏・多雨をもたらすような極性で励起されます (Xie *et al.* 2009; 時長ほか 2011)。2010年の台風の発生数が1951年以降で最低であったことは、この傾向と整合的です。実際に2010年の春の時点では冷夏が予想されていましたが、それに反して猛暑となったことは、第3表からも示唆されるシルクロードパターンの予報の難しさの表れなのかもしれません。一方で、7.2節の結果は発達中のラニーニャ現象との関連を暗示しており、依然として予測可能性が残されているとも言えます。本研究が今後のさらなる研究の礎石となり、延いては



第 8 図 11月～翌年1月の Niño 3.4 (5°S-5°N, 170°-120°W) 海面水温偏差に回帰した (a, d, g, j, m, p) 200 hPa 渦度偏差, (b, e, h, k, n, q) 降水偏差および (c, f, i, l, o, r) 850 hPa 高度偏差. 海面水温偏差に先行する (a-c) 5月31日～6月9日, (d-f) 6月10日～19日, (g-i) 6月20日～29日, (j-l) 6月30日～7月9日, (m-o) 7月10日～19日, (p-r) 7月20日～29日の10日平均に基づく. 等値線は (a, d, g, j, m, p) ($\pm 1, \pm 3, \pm 5, \dots$) $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, (b, e, h, k, n, q) ($\pm 0.5, \pm 1.5, \pm 2.5, \dots$) mm day^{-1} , (c, f, i, l, o, r) ($\pm 1, \pm 3, \pm 5, \dots$) m を示す. 薄影および濃影は t 検定によりそれぞれ信頼限界90および95%以上で有意な偏差を表す. 矢印は回帰偏差から求めた波活動度フラックス. 1979年から2009年までの JRA-25再解析および CMAP 降水データに基づく.

異常気象の理解と予測技術の発展に少しでも貢献できれば幸いです.

謝 辞

受賞対象論文は中村 尚准教授 (東京大学理学系研究科 (現: 東京大学先端科学技術研究センター)), 渡部雅浩准教授および本本昌秀教授 (同 大気海洋研究所) との共著論文です. 共著者の方々に深謝いたします. 博士課程の指導教官でもあった中村先生からは, 気候力学の基礎や解析手法だけでなく, 研究に対する態度も教えられました. 受賞論文は気象集誌特集号に掲載されたもので, 投稿締め切りが設けられていま

したが, 遅筆な私の原稿を中村先生がギリギリまで精査して下さったおかげで, なんとか論文の体裁にまとめることができました. 渡部先生は線型傾圧モデルを提供して下さいました. また本研究のきっかけとなった S-5に参加したことで, 多くの研究者の方々と交流し楽しく研究することができました. その刺激は本研究の遂行に不可欠であったように思います. ここでその全員のお名前を挙げることはできませんが, テーマ2代表の高藪 緑教授 (東京大学大気海洋研究所) をはじめとするメンバーの方々に心からの感謝の意を表します. また, 7節の解析はハワイ大学国際太平洋研究センターで謝 尚平教授と共同で行ったものです.

また私の最初の指導教官である松田佳久教授（東京学芸大学）には、気象力学の基礎を教えてくださいました。学生時代に2人の指導教官から学べたことは、私の研究におけるバックボーンになっています。最後に、東京大学理学系研究科大気海洋科学講座の先生方・先輩後輩諸氏に感謝の意を申し上げます。これらの方々と学び、議論し、あるいはご指導いただいたことは、本研究のみならず、私の全ての研究のよりどころになっています。

本稿はIPRC成果物第772号，SOEST成果物第8123号です。

参考文献

- Branstator, G., 2002 : Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 1893-1910.
- Ding, Q. and B. Wang, 2005 : Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, **18**, 3483-3505.
- Enomoto, T., 2004 : Interannual variability of the Bonin High associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003 : The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Hoskins, B. J. and T. Ambrizzi, 1993 : Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.
- Hsu, H.-H. and S.-M. Lin, 2007 : Asymmetry of the tripole rainfall pattern during the East Asian summer. *J. Climate*, **20**, 4443-4458.
- Iwao, K. and M. Takahashi, 2008 : A precipitation seesaw mode between Northeast Asia and Siberia in summer caused by Rossby waves over the Eurasian continent. *J. Climate*, **21**, 2401-2419.
- 気象庁, 2010 : 平成22 (2010) 年夏の日本の平均気温について ～今夏の日本の気温は統計開始以来, 第1位の高温～. <http://www.jma.go.jp/jma/press/1009/01a/temp10jsum.html> (2011.2.23閲覧).
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006 : Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2010 : Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I : The Pacific-Japan pattern. *J. Climate*, **23**, 5085-5108.
- Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe and M. Kimoto, 2009 : Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561-580.
- Kosaka, Y., S.-P. Xie and H. Nakamura, 2011 : Dynamics of interannual variability in summer precipitation over East Asia. *J. Climate*, in press.
- Krishnan, R. and M. Sugi, 2001 : Baiu rainfall variability and associated monsoon teleconnections. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 851-860.
- Lau, K.-M., K.-M. Kim and S. Yang, 2000 : Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, **13**, 2461-2482.
- Meehl, G. A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer and K. E. Taylor, 2007 : The WCRP CMIP3 multimodel dataset : A new era in climate change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1383-1394.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004 : Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- Navarra, A., 1993 : A new set of orthonormal modes for linearized meteorological problems. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2569-2583.
- 西井和晃, 2010 : 導波管. *天気*, **57**, 421-422.
- Nitta, T., 1987 : Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan and F. J. Moeng, 1982 : Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699-706.
- 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. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent and A. Kaplan, 2003 : Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, doi : 10.1029/2002JD002670.

- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999 : A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.
- Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010 : Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband : environmental forcing by the westerly jet. *J. Climate*, **23**, 113-134.
- Sato, N. and M. Takahashi, 2006 : Dynamical processes related to the appearance of quasi-stationary waves on the subtropical jet in the midsummer Northern Hemisphere. *J. Climate*, **19**, 1531-1544.
- Suzuki, S. and B. Hoskins, 2009 : The large-scale circulation change at the end of the Baiu season in Japan as seen in ERA40 data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 83-99.
- 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.
- Tanaka, M., 1997 : Interannual and interdecadal variations of the Western North Pacific Monsoon and Baiu rainfall and their relationship to the ENSO cycles. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1109-1123.
- Terao, T., 1998 : Barotropic disturbances on intraseasonal time scales observed in the midlatitudes over the Eurasian continent during the Northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 419-436.
- 時長宏樹, 小坂 優, 謝 尚平, 2011 : インド洋ダイポールモードと海盆モード. *天気*, **58**, 231-233.
- Ueda, H., T. Yasunari and R. Kawamura, 1995 : Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 795-809.
- Ueda, H., M. Ohba and S.-P. Xie, 2009 : Important factors for the development of the Asian-Northwest Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **22**, 649-669.
- Wakabayashi, S. and R. Kawamura, 2004 : Extraction of major teleconnection patterns possibly associated with the anomalous summer climate in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1577-1588.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000 : Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic : A positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2001 : Corrigendum. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 733-734.
- Wu, R., Z.-Z. Hu and B. P. Kirtman, 2003 : Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in east Asia. *J. Climate*, **16**, 3742-3758.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang and T. Sampe, 2009 : Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- Yasui, S. and M. Watanabe, 2010 : Forcing processes of the summertime circumglobal teleconnection pattern in a dry AGCM. *J. Climate*, **23**, 2093-2114.
- Yasunaka, S. and K. Hanawa, 2006 : Interannual summer temperature variations over Japan and their relation to large-scale atmospheric circulation field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 641-652.

The Silk Road Pattern Revisited

Yu KOSAKA*

* *International Pacific Research Center, SOEST, University of Hawaii at Manoa, 1680 East-West Road, Honolulu, Hawaii 96822 U. S. A.*

(Received 26 January 2011 ; Accepted 29 March 2011)
