

2003 年夏の天候について

気象庁気候情報課

田中昌太郎

1. はじめに

2003 年夏（6～8 月）の日本の天候は、北～西日本で低温、寡照、東・西日本では多雨となった。一方、南西諸島は高温、少雨、多照だった（図 1）。この傾向は、7、8 月に明瞭にみられた。以下に、このような天候の背景となった大気循環場の特徴および夏の天候と循環場に関する統計的な調査結果を報告する。

2. 今夏の循環場の特徴

日本付近および北半球の循環場をみると、夏平均した 500hPa 高度（図 2）では、カスピ海付近から中国北部、本州付近にかけて帯状に負偏差が広がった。一方、この負偏差の北側のシベリアでは正偏差が分布した。また、日本の南海上から中国南部にかけては正偏差となり、北西太平洋の亜熱帯高気圧は西への張り出しが平年より強く、南西諸島はこの高気圧に覆われやすかった。これらの偏差分布は、濱田（2003）による北～西日本の気温偏差と 500hPa 高度の回帰分布から判断される冷夏時の特徴と一致する。夏平均した 200hPa 風（図 3）をみると、亜熱帯ジェットはユーラシア大陸上で平年より強く、また、寒帯前線ジェットは平年より明瞭だった（前田ら，2004）。これらのジェットに挟まれた領域では、50° N 帯を中心に弱風域となった。月ごとにみると、日本付近の亜熱帯ジェットは、6 月は平年より弱かったが、7、8 月は平年よりかなり強かった。また、平年に比べて南偏傾向だった。東シベリア付近では、しばしばブロッキング高気圧が形成され、6 月下旬から 7 月末にかけてオホーツク海高気圧がみられた。8 月中旬にも明瞭なオホーツク海高気圧が現れ、北～西日本にかけては顕著な低温となった。

熱帯の状況をみると、海面水温（図 4）は全般に平年より高く、アラビア海、インド洋中部、太平洋西部から中部などで +0.5℃ 以上の正偏差域がみられた。太平洋東部はおおむね平年並だった。熱帯の対流活動（図 5）は、太平洋ではおおむね平年並、インド洋からインドネシア付近では、西部で平年より活発、東部で不活発という、双極子状の偏差パターンが明瞭だった。太平洋赤道付近の大気循環は、エルニーニョ現象が 2002/03 年冬に終息した後、おおむね平年並の状態で推移している。今夏のアジアモンスーンに伴う対流活動は、広い範囲でみると全般に平年より弱かった。南シナ海からフィリピン付近にかけての対流活動は、6 月は平年並、7 月は平年より不活発、8 月は活発となった。7 月はこの領域における不活発な対流活動の応答として、下層に逆位相の PJ パターン（Nitta, 1987）的な偏差が分布した。

2003 年夏の東アジアの天候の特徴については磯部（2004）を、夏平均循環場およびユーラシア大陸の積雪については河原（2004）を参照されたい。

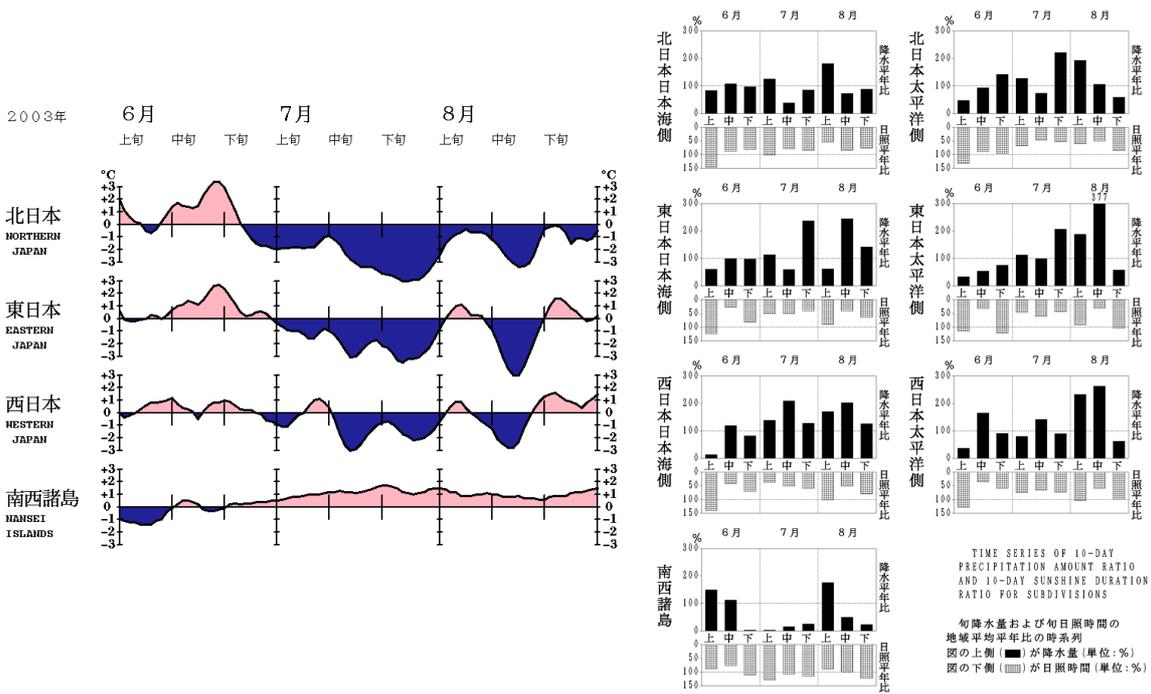


図1 2003年6~8月の日本の気温、降水量および日照時間の時系列
左図：地域平均気温平年差の5日移動平均時系列
右図：旬降水量（上側）および旬日照時間（下側）の地域平均年比（%）の時系列

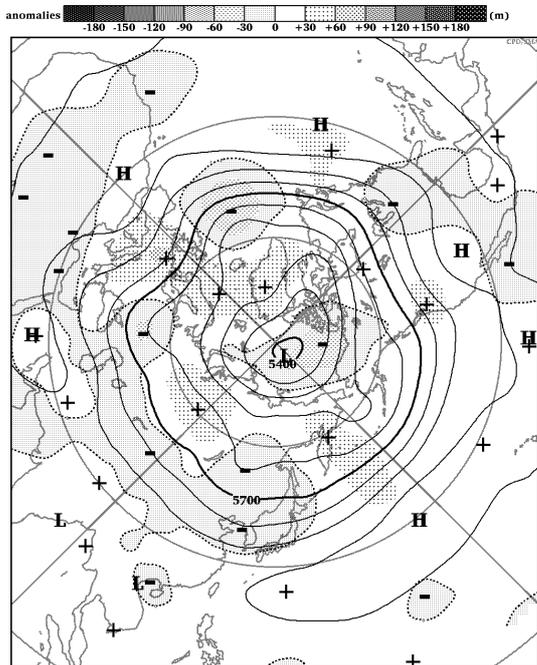


図2 3か月平均500hPa高度および偏差（2003年6~8月）
実線は500hPa高度を表し、等値線間隔は60m。陰影は負偏差域を示す。平年値はERA-15による1979-1993年平均値。

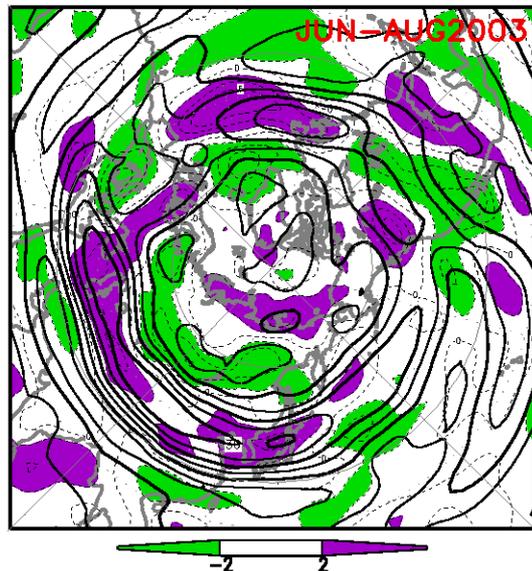


図3 3か月平均200hPa風速（2003年6~8月）
実線は200hPa風速を表し、等値線間隔は5m/s。濃い陰影は正偏差、薄い陰影は負偏差を表す。平年値はERA-15による1979-1993年平均値。

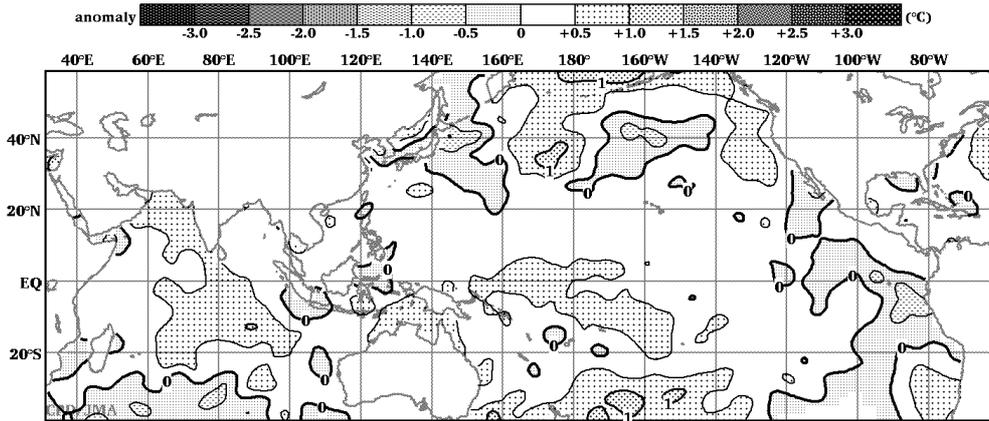


図4 3か月平均海面水温年偏差（2003年6～8月）
等値線間隔は0.5°C。年偏差は1971～2000年平均値。データは気象庁作成の海面水温解析値。

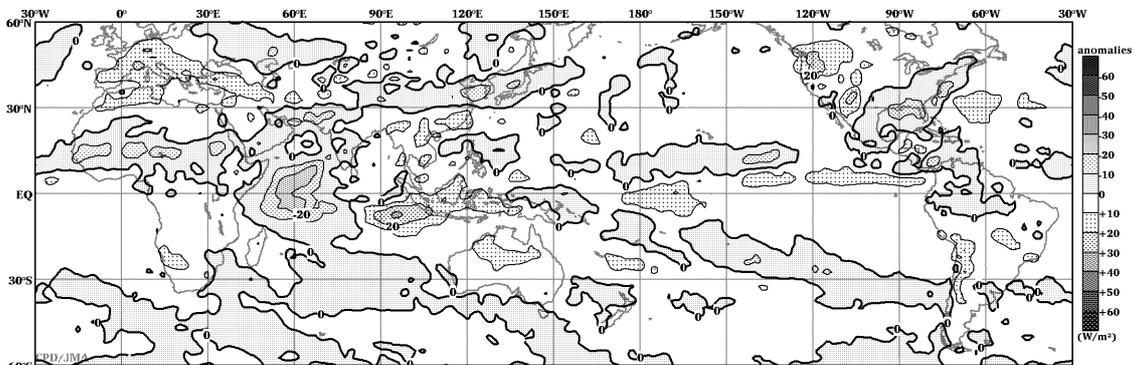


図5 3か月平均外向き長波放射量（OLR）年偏差（2003年6～8月）
等値線間隔は10W/m²。実況値はCPC/NOAA提供による月平均値を使用。年偏差はCDC/NOAA提供による日平均値（時間・空間内挿により欠測値を補完したもの）に基づいて作成した1979～2000年平均値。

3. オホーツク海高気圧

6月下旬から7月末にかけてと8月中頃にオホーツク海高気圧が形成され、この時期、北日本を中心に北～西日本は低温傾向となった。7月のオホーツク海高気圧は、東シベリアに形成された上層のブロッキング高気圧によって形成、維持されたものとみられる（図6左側）。7月の北半球500hPa高度をみると、ヨーロッパからシベリアにかけて波列状の偏差分布が明瞭だった（図7）。また、対流圏上層における波の活動度フラックスをみると、ヨーロッパ北部から東シベリアにかけて明瞭なフラックスがみられた（図8）。これらのことから、ヨーロッパ方面からの定常ロスビー波束の伝播が東シベリアのブロッキング高気圧の形成に寄与していたとみられる（中村ら，1997）。一方、8月中旬頃にみられた明瞭なオホーツク海高気圧は、この高気圧の西側の上層にリッジはみられるものの、7月のようにブロッキング高気圧は形成されておらず、下層中心の高気圧であった（図6右側）。2003年夏のオホーツク海高気圧に関する詳細な解析については、北畠（2004）に示してある。

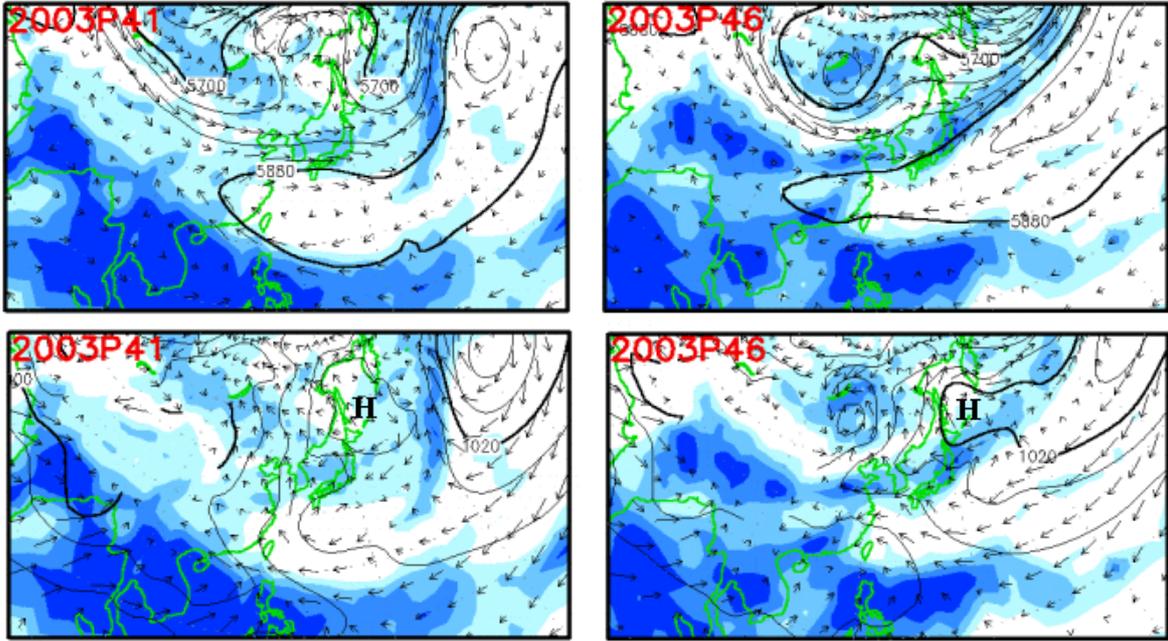


図6 5日平均500hPa高度とOLR(上段)、海面気圧とOLR(下段)
 (左側:2003年7月20~24日、右側:8月14~18日)
 等値線間隔は、500hPa高度が60m、海面気圧は4hPa。陰影はOLR(240W/m²以下)を表し、間隔は20W/m²。
 陰影が濃いほど対流活動が活発な領域に対応する。なお、海面気圧は、標高1500m以上の領域では描画していない。

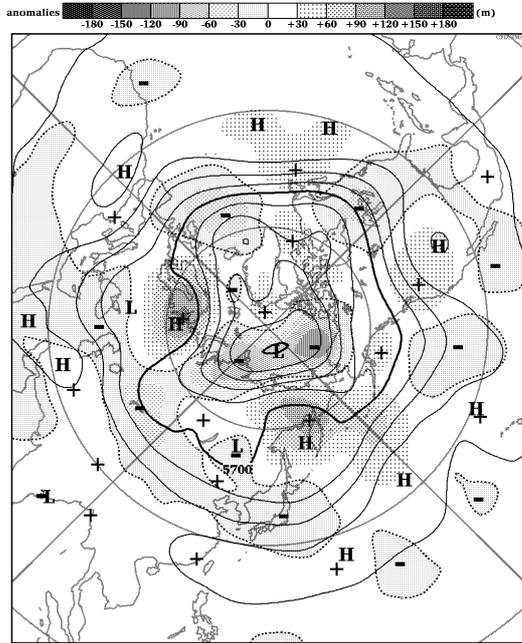


図7 月平均500hPa高度および偏差
 (2003年7月)
 実線は500hPa高度を表し、等値線間隔は60m。陰影は年偏差を表す。年偏差はERA-15による1979-1993年平均。

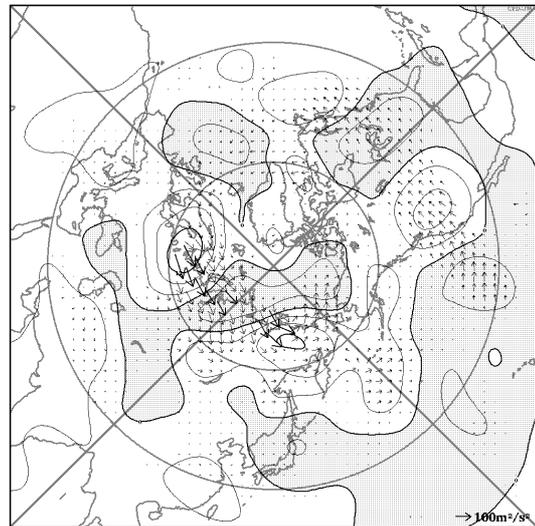


図8 300hPa波の活動度フラックスおよび流線関数年偏差(2003年7月)
 ベクトルは波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura, 2001)を表し、スケールは凡例の通り。実線は流線関数年偏差を表し、等値線間隔は $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は負偏差(低気圧性循環偏差)を表す。年偏差はERA-15による1979-1993年平均。

4. アジアモンスーンの対流活動

気象庁では、より広い範囲のアジアモンスーンに伴う対流活動を監視する指数として、夏のアジアモンスーン OLR 指数 (SAMOI) を利用している (藤川, 1998)。活動度を表す SAMOI-A は、ベンガル湾からインドシナ半島、フィリピン付近にかけての領域で平均した OLR 平年偏差を使った指数である (詳細は表 1 を参照)。なお、SAMOI-A は、通常の OLR 偏差の符号を反転させて求めた指数であり、正の値は平年と比べて対流活動が活発、負の値は不活発なことを示す。

SAMOI-A と夏の日本の気温との相関係数を表 1 に示す。北日本を中心に、北～西日本では有意な正の相関関係が多くみられる。特に、夏平均では強い正相関を示しており、SAMOI-A は季節平均程度の時間スケールで北～西日本の気温を監視するのに重要な指標だといえる。

夏平均した SAMOI-A による北半球 500hPa 高度と 200hPa 東西風の回帰分布を図 9 に示す。アジアモンスーンの対流活動が平年より活発な場合、500hPa 高度では、日本の南からアジア南部にかけて負偏差が広がり、一方、本州付近では有意な正偏差が分布している。また、200hPa 東西風の分布から、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェットは平年に比べ北寄り (アジアモンスーンが不活発な場合は南寄り) になる傾向がみられる。

2003 年の夏平均 (各月の値を単純に平均) した SAMOI-A は -0.7 となり、アジアモンスーンの活動は平年より不活発だった。2003 年夏のアジア域の循環場は SAMOI-A による回帰分布の特徴と似ており、また、夏平均した北～西日本の気温は低温だったことから、2003 年夏もアジアモンスーンの活動度とそれに関連する大気循環および北～西日本の気温との関係は、統計的な傾向と一致していたといえる。

5. ENSO との関連

エルニーニョ現象は、2002 年終わり頃をピークに 2002/03 年冬に終息した。エルニーニョ監視海域 (RegionB: $4^{\circ}\text{S} \sim 4^{\circ}\text{N}$, $90 \sim 150^{\circ}\text{W}$) の海面水温偏差は 2003 年に入ってから急速に低下し、2003 年春には負の値を示すようになった。これに関連して、2003 年春のインド洋から太平洋熱帯域では、エルニーニョ現象時の特徴がほとんど見られず、平年の状態あるいはややラニーニャ現象時にみられる特徴 (インド洋から太平洋西部にかけての北半球側で対流活発、太平洋赤道付近の偏東風は平年より強い等) を示した。2003 年夏の熱帯太平洋域は目立った偏差がみられず、おおむね平年の状態だった。

冬季の ENSO とその後の夏の循環場との関連に注目して解析してみる。冬 (12～2 月) 平均した RegionB の SST 偏差による引き続く夏 (6～8 月) で平均した循環場とのラグ回帰分布 (図 10) から、冬に RegionB の SST が平年より高い場合、その後の夏において北西太平洋の亜熱帯高気圧は西への張り出しが強く、中国北部から本州付近にかけての前線活動は平年より活発、また、オホーツク海高気圧が形成されやすい等の傾向が読み取れる。これらの特徴は、Y. Wang ら (2001) による研究でも示されており、2003 年夏の実況はこれらの特徴と一致する。一方、ラグ回帰では、フィリピン付近からその東海上にかけて帯

状に対流不活発な領域が分布しているが、2003 年夏はおおむね平年並だった。Kawamura (1998) は、冬から夏にかけて NINO-3 の SST 偏差が持続傾向にあった 1970 年代後半から 1990 年代前半までの解析に基づいて、ENSO のシグナルが陸域と海洋に記憶されることにより、エルニーニョ現象後の夏のアジアモンスーンが不活発になりやすいことを示している。しかし、2003 年春は、RegionB における SST 正偏差の持続はみられず、また、北インド洋からアジア南部、太平洋熱帯域にかけての状況は、Kawamura (1998) の解析期間の特徴とは異なっていた。エルニーニョ現象ピーク後の夏における東アジア域の循環場と日本の天候については、遠藤 (2004) に詳細な解析が行われている。

表 1 夏のアジアモンスーンの対流活動と日本の気温

SAMOI-A と夏の日本の気温との相関係数を示す。SAMOI-A はベンガル湾からインドシナ半島、フィリピン付近にかけての領域 (5–25°N, 80–105°E および 5–20°N, 107.5–140°E) で平均した OLR 平年偏差を使った指数 (平年値は 1979–2000 年平均。この期間の標準偏差で規格化し、符号を反転させたもの) である。統計期間は、1979–2003 年。危険率 5% で有意な値は **太字斜体** で示す。

	北日本	東日本	西日本	南西諸島
6 月	0.40	0.19	0.24	0.06
7 月	0.48	0.44	0.40	-0.09
8 月	0.41	0.53	0.41	0.06
7～8 月平均	0.60	0.61	0.48	-0.15
6～8 月平均	0.78	0.68	0.54	0.01

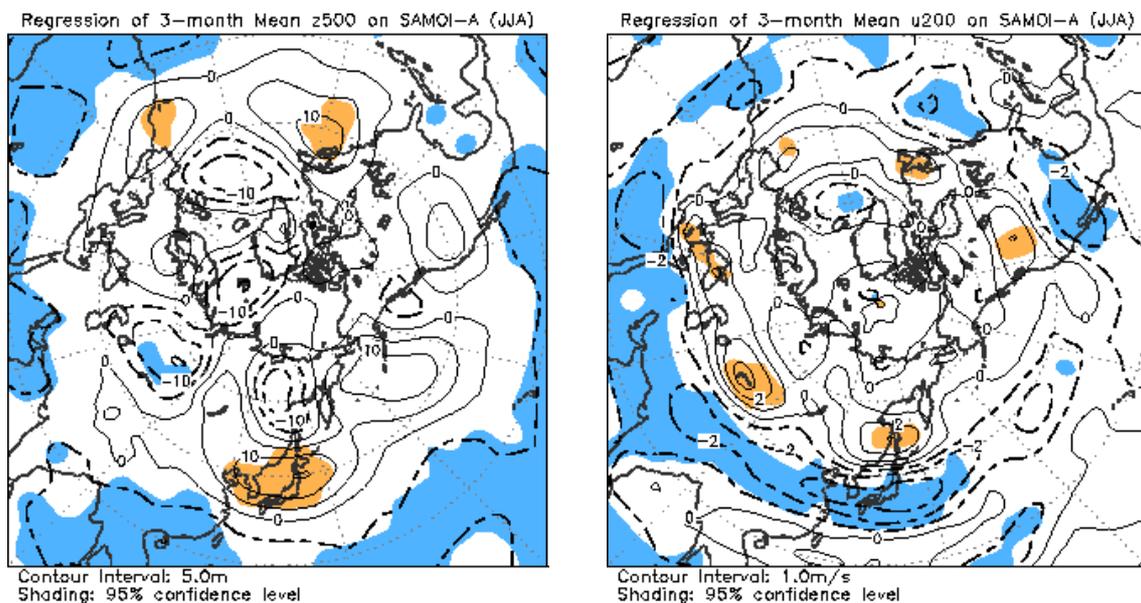


図 9 夏 (6～8 月) 平均した SAMOI-A による 500hPa 高度 (左図) および 200hPa 東西風 (右図) の回帰分布

夏平均した SAMOI-A が +1.0 の時における回帰分布を表す。実線は正偏差、破線は負偏差を示す。500hPa 高度の等値線間隔は 5m、200hPa 東西風では 1.0m/s。陰影は危険率 5% で有意な領域を示す。統計期間は、1979–2001 年。

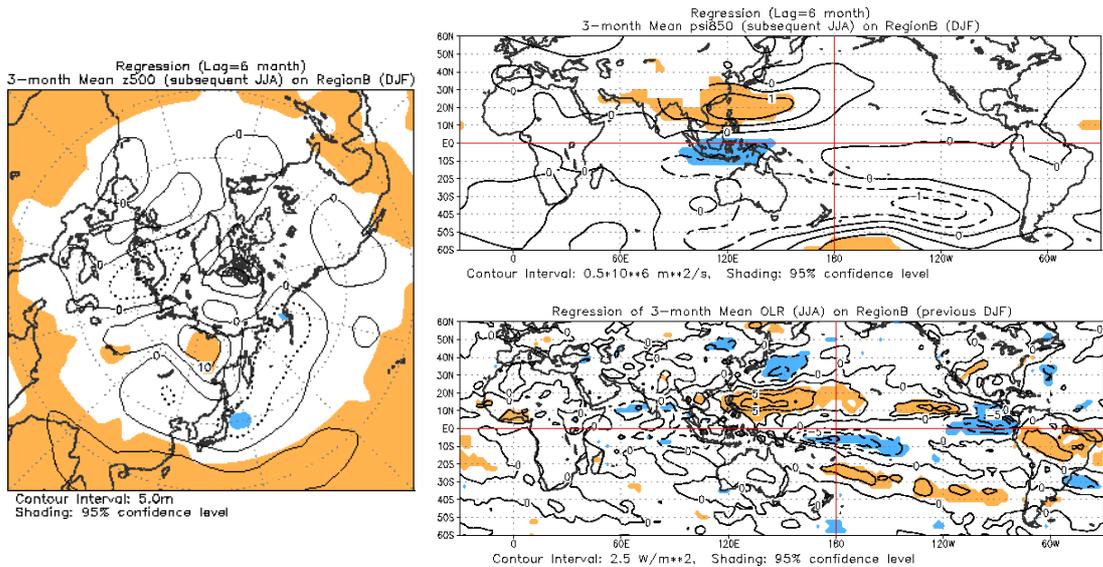


図10 冬(12~2月)平均したエルニーニョ監視海域 (RegionB) の領域平均 SST 平年偏差による引き続く夏(6~8月)平均した循環場とのラグ回帰分布
 左図: 500hPa 高度を表し、等値線間隔は 5.0m。
 右上図: 850hPa 流線関数を表し、等値線間隔は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。
 右下図: OLR を表し、等値線間隔は 2.5 W/m^2 。
 実線は正偏差、破線は負偏差を表す。陰影は危険率 5% で有意な領域を示す。統計期間は、RegionB が 1979/80~2001/02 年の冬、循環場が 1980~2002 年の夏である。

6. まとめ

2003 年夏の日本付近の天候および大気循環場の特徴は、これらとアジアモンスーンの対流活動 (ベンガル湾からフィリピン付近) との間にみられる統計的な関係とおおむね一致していた。日本付近の循環はエルニーニョ現象後の夏に現れやすい特徴を示していたが、今春のインド洋から太平洋にかけての熱帯域はエルニーニョ現象後に現れやすいパターンを示していなかった。

月ごとにみると、7月は、南シナ海からフィリピン付近にかけての対流活動が不活発であり、また、月を通してオホーツク海高気圧が見られたことに対応して、北~西日本では顕著な低温、南西諸島では高温となった。8月は、月平均で見ると、南シナ海からフィリピン付近にかけての対流活動は活発で、オホーツク海高気圧指数も負の値だったが、北・東日本は低温となった。8月の低温は、中旬の明瞭なオホーツク海高気圧に伴う顕著な低温が大きく寄与したとみられる。

参考文献

- 磯部英彦, 2004: 東アジアの天候の特徴, 平成 15 年度全国季節予報技術検討会資料, 109-111.
- 遠藤洋和, 2004: 冷夏をもたらした特徴的な循環場 (エルニーニョ現象ピーク後の夏における東アジア域の循環場と日本の天候), 平成 15 年度全国季節予報技術検討会資料, 129-140.
- 河原幹雄, 2004: 夏平均場などの特徴, 平成 15 年度全国季節予報技術検討会資料, 112-116.
- 北畠淳, 2004: 冷夏をもたらした特徴的な循環場 (オホーツク海高気圧), 平成 15 年度全国季節予報技術検討会資料, 117-123.
- 中村尚・泉卓也・新保明彦, 1997: オホーツク海高気圧に伴う上層のブロッキングの時間発展とその力学, 気象研究ノート 189, 63-99.
- 濱田啓次, 2003: 地域特性と循環場の関係, 平成 14 年度全国季節予報技術検討会資料, 13-25.
- 濱田啓次, 2004: 事例調査 (熱帯の対流活動と太平洋高気圧、天候の関係), 平成 15 年度全国季節予報技術検討会資料, 20-23.
- 藤川典久, 1998: 夏のアジアモンスーン OLR インデックスの作成とその特徴, グロースベッター, 36, 86-96.
- 前田修平・佐藤均・小林ちあき, 2004: 冷夏をもたらした特徴的な循環場 (北半球ダブルジェット), 平成 15 年度全国季節予報技術検討会資料, 124-128.
- Kawamura, R., 1998: A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 1009-1027.
- 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.
- Yang, S. and K.-M. Lau, 1998: Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon. *J. Climate*, 11, 3230-3246.

PJ パターンの発生メカニズムに関する研究

東京大学大学院理学系研究科

小坂 洋介

東京学芸大学第三部

松田 佳久

1. はじめに

熱帯西太平洋 warm pool は世界で最も積雲対流活動が活発な地域のひとつであり、そこでの対流活動の変動が夏季の東アジアの気候に大きく影響することが知られている(Nitta, 1987; Kurihara and Tsuyuki, 1987; Tsuyuki and Kurihara, 1989; Huang and Sun, 1992; Ueda et al., 1995; Lu, 2001; Kang and Kimura, 2003)。Nitta (1987)は北半球夏季において、熱帯西太平洋における積雲対流活動が中緯度大気循環に与える影響を調べた。彼はまず年々変動のタイムスケールで解析した結果、フィリピン付近の積雲対流活動と東アジアの高度場偏差に正の相関があり、熱帯西太平洋で対流活動が強い(弱い)夏には日本付近は高(低)気圧偏差に覆われ、猛暑(冷夏)になりやすいことを見出した。さらに彼は季節内変動のタイムスケールについても解析し、熱帯西太平洋を波源とし北米まで伝播する順圧的な波列を発見した。これらの偏差は PJ パターンと呼ばれる。

PJ パターンの発生メカニズムについての力学的な研究は少ない。Kurihara and Tsuyuki (1987)、Tsuyuki and Kurihara (1989)は線形順圧モデルに初期値を与えて時間積分を行い、前者は東西一様な基本場中を伝播する順圧ロスビー波列として、後者はロスビー波によって励起された東西非一様な場中の順圧不安定波として、PJ パターンを説明しようとした。これらの研究ではいずれも基本場として 300hPa の平均風速場を用いており、従って上層に対応したモデルであるが、彼らは初期値として波源に低気圧偏差を与えている。現実には熱源の上層には高気圧偏差が現れるはずであり、これらの数値実験は逆符号の結果を与えているように思われる。

この問題点について考えるためには、傾圧強制から順圧擾乱を励起するプロセスについての理解が必要である。積雲対流活動による潜熱解放は傾圧強制であるのに対し、中緯度まで伝播できるロスビー波は順圧的なものに限られており(Hoskins and Karoly, 1981)、実際に PJ パターンも順圧的な構造を持つからである。ここで重要なことは、励起された順圧擾乱の位相がどのように決まるかということである。一層モデルではこのプロセスを再現することができないために、Kurihara and Tsuyuki (1987)および Tsuyuki and Kurihara (1989)は結果の符合が合うように初期値の位相を与えていた。本研究の目的は、PJ パターンの 3 次元的な構造に着目し、傾圧強制と順圧擾乱の位相関係にまで踏み込んで PJ パターンの発生メカニズムを理解することである。

2. 傾圧強制と順圧擾乱

積雲対流活動に伴う熱源は傾圧強制であり、これが上昇流による断熱膨張でバランスするとき、その上層には高気圧偏差、下層には低気圧偏差が現れる。一方、PJ パターンは順圧的な構造を持っており、何らかのメカニズムによって傾圧強制から順圧擾乱を励起することが必要である。基本場風速の鉛直シア一、ダンピングの鉛直依存性、地表面摩擦の効果によって、傾圧擾乱から順圧擾乱が生成されることが知られている (Lim and Chang, 1986, Kasahara and Silva Dias, 1986, Kato and Matsuda, 1992)。ここでは基本場の鉛直シア一の効果に着目し、簡単な系についてこのメカニズムを考えてみる。

図 1 に示すような 2 層モデルを考え、簡単のため、0hPa、1000hPa で $\omega = 0$ とする (地表面摩擦の効果は考えない)。さらに、南北一様性を仮定して東西-鉛直 2 次元で考えると、方程式は上層について

$$\begin{cases} \frac{\partial u_1}{\partial t} + U_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} + \omega_1 \frac{\Delta U}{\Delta p} = fv_1 - \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} - \alpha u_1 \\ \frac{\partial v_1}{\partial t} + U_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} = -fu_1 - \alpha v_1 \\ \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\omega_2}{\Delta p} = 0 \end{cases}$$

中層について

$$\frac{\partial(\Phi_3 - \Phi_1)}{\partial t} + U_2 \frac{\partial(\Phi_3 - \Phi_1)}{\partial t} - f\Delta U \frac{v_1 + v_3}{2} + S_2 \Delta p \omega_2 = -\frac{\kappa \Delta p Q_2}{p_2} - \gamma(\Phi_3 - \Phi_1)$$

下層について

$$\begin{cases} \frac{\partial u_3}{\partial t} + U_3 \frac{\partial u_3}{\partial x} + \omega_3 \frac{\Delta U}{\Delta p} = fv_3 - \frac{\partial \Phi_3}{\partial x} - \alpha u_3 \\ \frac{\partial v_3}{\partial t} + U_3 \frac{\partial v_3}{\partial x} = -fu_3 - \alpha v_3 \\ \frac{\partial u_3}{\partial x} - \frac{\omega_2}{\Delta p} = 0 \end{cases}$$

となる。ただし、 $\Delta U = U_3 - U_1$ 、 $U_2 = (U_1 + U_3)/2$ 、 $\omega_1 = \omega_3 = 3\omega_2/4$ であり、 U が p の 1 次関数であることを仮定している。また、レイリー摩擦 α およびニュートン冷却 γ は鉛直一様とする。

次に、各変数の順圧成分と傾圧成分を以下のように定義する。

$$\begin{aligned} u_+ &= u_1 + u_3, & v_+ &= v_1 + v_3, & \Phi_+ &= \Phi_1 + \Phi_3 \\ u_- &= u_3 - u_1, & v_- &= v_3 - v_1, & \Phi_- &= \Phi_3 - \Phi_1 \end{aligned}$$

方程式系は次のように書ける。

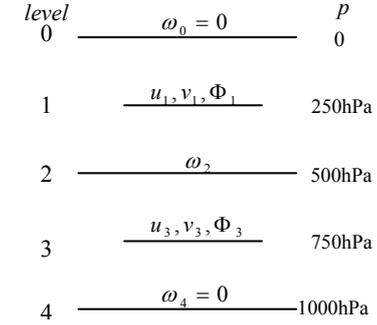


図 1 2 層モデルの構造の模式図

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + U_2 \frac{\partial}{\partial x} + \alpha \right) u_- - f v_- + \frac{\partial \Phi_-}{\partial x} &= -\frac{\Delta U}{2} \frac{\partial u_+}{\partial x} \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + U_2 \frac{\partial}{\partial x} + \alpha \right) v_- + f u_- &= -\frac{\Delta U}{2} \frac{\partial v_+}{\partial x} \\ \frac{\partial u_-}{\partial x} - \frac{2\omega_2}{\Delta p} &= 0 \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + U_2 \frac{\partial}{\partial x} + \gamma \right) \Phi_- + S_2 \Delta p \omega_2 &= f \frac{\Delta U}{2} v_+ - \frac{\kappa \Delta p}{p_2} Q_2 \end{aligned} \right\} (1)$$

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + U_2 \frac{\partial}{\partial x} + \alpha \right) u_+ - f v_+ + \frac{\partial \Phi_+}{\partial x} &= -\frac{\Delta U}{2} \frac{\partial u_-}{\partial x} - \frac{3 \Delta U}{2 \Delta p} \omega_2 \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + U_2 \frac{\partial}{\partial x} + \alpha \right) v_+ + f u_+ &= -\frac{\Delta U}{2} \frac{\partial v_-}{\partial x} \\ \frac{\partial u_+}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \right\} (2)$$

これらの式から、 $\Delta U = 0$ のとき順圧擾乱は生成されないことがわかる。また、回転成分[†]に対する順圧モードと傾圧モードの位相関係を調べるために、定常状態を考え、東西方向に e^{ikx} の依存性を仮定すると、(2)から

$$(ikU_2 + \alpha)v_+ = -ik \frac{\Delta U}{2} v_- \quad (3)$$

従って、摩擦の効果が十分小さいとき、 v_+/v_- の符号は $-\Delta U/U_2$ の符号に等しい[‡]。すなわち、西風シア ($\Delta U < 0$) かつ鉛直平均が西風 ($U_2 > 0$) となる基本場のときは順圧モードと傾圧モードの位相は下層で一致し、東風シア ($\Delta U > 0$) かつ鉛直平均が西風 ($U_2 > 0$) となる基本場のときは位相は上層で一致する。また、鉛直平均が 0 に近いような基本場、すなわち上層と下層で風向きが逆のときは、摩擦の効果が無視できず、位相は $\pi/2$ だけずれることになる。

しかし、以上の解析的な議論は 2 層モデルという比較的単純なモデルについてなされたものであり、熱源の鉛直対称性を仮定している。現実には、積雲対流活動の潜熱解放による加熱は上層に偏った構造を持ち、また対流圏界面で 0 になるなど、2 層モデルとは異なっている。これ以降では、多層モデルを用いて数値的に熱応答を調べた結果を示す。

3. モデル

半球上で準地衡風近似を適用した線形モデルを用いる。基本場は東西一様とし、対流圏で緩和時間 15 日のレイリー摩擦・

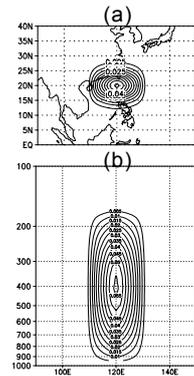


図 2 (a)400hPa, (b) 20°N における熱源の分布(単位:J/kg/s)。

[†] ここでは南北一様性を仮定しているので、 u は発散成分、 v は回転成分に対応する。

[‡] Kato and Matsuda (1992)によると、(3)式が成り立つのは $\sqrt{U_2/\beta} > 1/k$ のときに限られる。

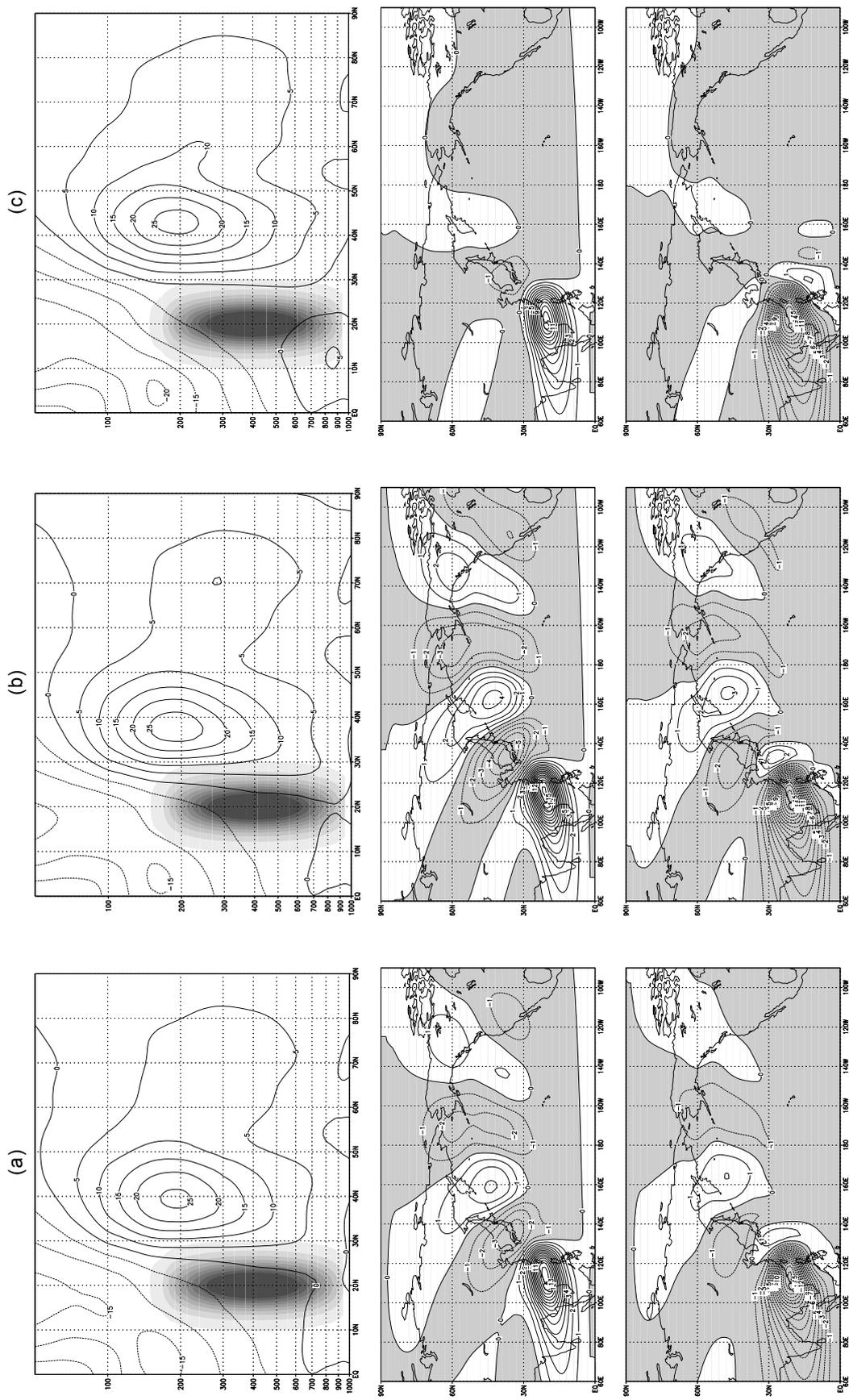


図3 (a)6-8月、(b)6-7月、(c)8月における、(上段)東経120-130度における平均東西風(単位:m/s)および、これを基本場としたときの(中段)300hPa、(下段)850hPaにおける高度場偏差(単位:m)。東西風の図には熱源の分布を、高度場偏差の図には負偏差域を、それぞれ影で示してある。

ニュートン冷却を与え、成層圏はスポンジレイヤーとする。また、定常ロスビー波の臨界緯度での共鳴を抑えるために、 ∇^2 型の運動量拡散・熱拡散を与える。成層度は、NCEP/NCAR 再解析データ(1978-1998)の北半球での水平平均温度場から計算したものをを用いる。本研究では、定常状態を仮定した定常モデル(解像度は東西波数 64、南北 2 度、鉛直 20 層 ; Huang and Gambo, 1982)と、時間依存性を考慮し時間積分を行なう時間発展モデル(解像度は東西波数 32、南北 3 度、鉛直 22 層)の 2 つを用いる。

また、強制として 20°N、120°E を中心とする理想的な熱源 (最大値 5K/day) を与える(図 2)。定常モデルに対しては定常熱源を与え、時間発展モデルに対しては季節内変動のタイムスケールを想定し、最初の 10 日間だけ与える。

4. 北半球夏季の平均東西風を基本場としたとき

基本場として、NCEP/NCAR 再解析データ(1978-1998)の東西風を東経 120-130 度で平均したものをを用いた場合の、定常モデルでの応答を図 3 に示す。6~8 月の平均東西風を用いた場合(図 3a)、波源付近には傾圧的な擾乱が見られるが、そこからほぼ大円に沿う順圧的な波列が見られる。熱源の北東に傾圧的な偏差が見られ、これは九州で下層に高気圧偏差をもたらしているが、順圧擾乱としては日本付近はおおむね低気圧偏差に覆われている。これは Nitta (1987)などの結果に反する。一方、Nikaidou (1989)は全球スペクトルモデルの時間積分において PJ パターン的な(日本付近で高気圧偏差となる)波列が現れたと述べたが、波源付近では上層で低気圧・下層で高気圧という構造だった。図 3a の結果はこれと整合的である。

東アジアにおける平均東西風の分布は梅雨明けの前後で大きく変化するため、ロスビー波の伝播パターンも変化する可能性がある。図 3b、c はそれぞれ 6-7 月および 8 月における平均東西風を用いた場合の計算結果で、それぞれ梅雨期と盛夏期に対応している。いずれの場合も日本付近は低気圧偏差に覆われており、その振幅は 6-8 月の場合に比べて 6-7 月の場合は大きく、8 月の場合ははるかに小さい。6-7 月は 8 月に比べて、中緯度西風領域がより南に広がっていることに注意しなければならない。

さらに、熱源の中心の緯度を 18°N、22°N においた場合についても調べた結果(図は省略)、波列の振幅は熱源が北にあるほど大きいことがわかった。梅雨明け前後の比較も考慮すると、熱源が中緯度西風領域に近いほど図 3 に見られる波列の振幅が大きいと言える。定常ロスビー波が東風領域を伝播できないことから、この波列は中緯度西風領域の西風シアーによって励起された順圧ロスビー波と考えられる。

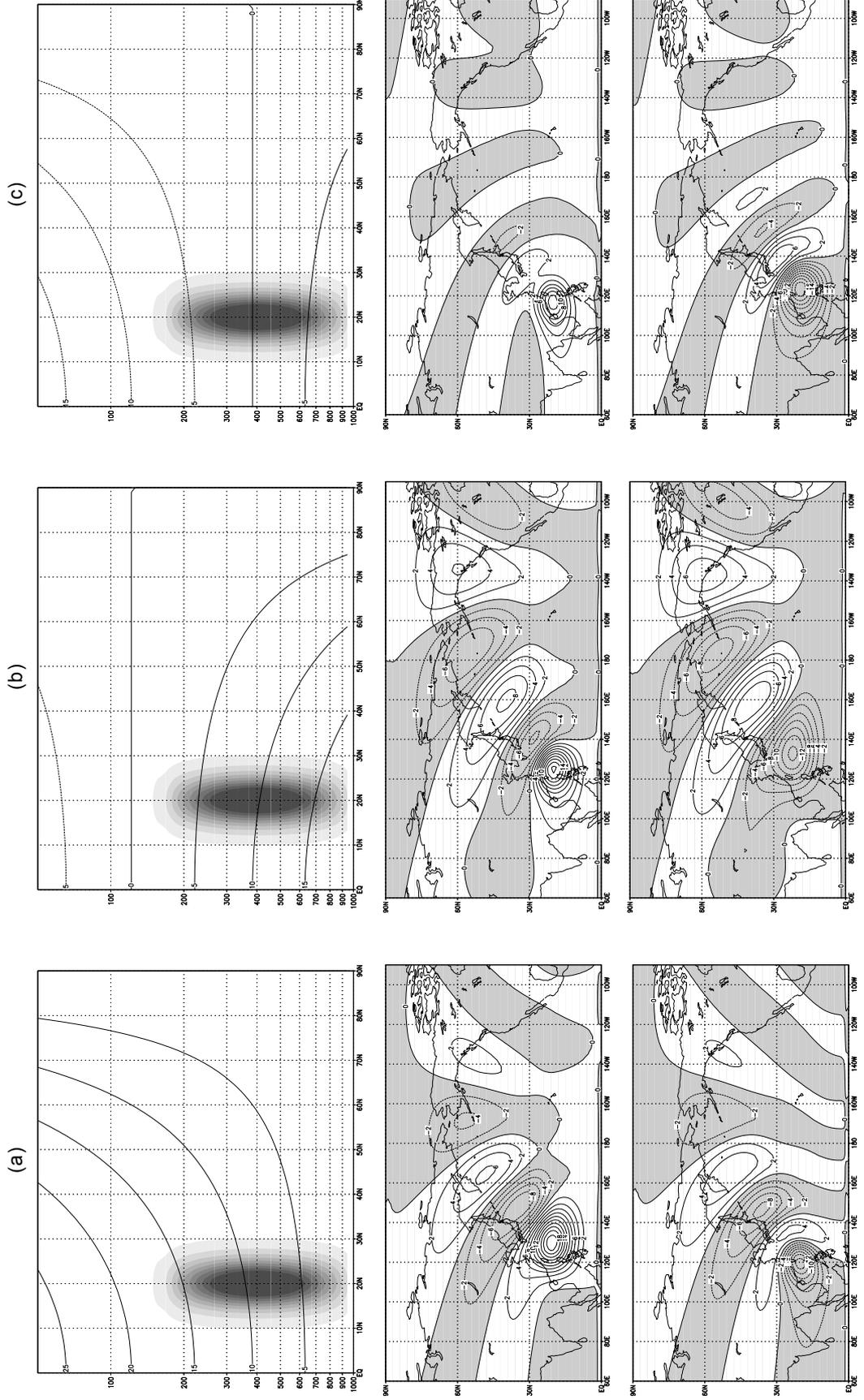


図 4 図 3 と同様。赤道上の地表・対流圏界面での風速がそれぞれ(a)0、20m/s、(b)20m/s、0、(c)10m/s、-10m/s となるような鉛直シアーをもった剛

体回転の基本場風のとき。

5. 理想的な基本場中での応答

2 節で議論したように、傾圧強制から順圧擾乱を励起するプロセスにおいて基本場風の鉛直シアーが重要であり、順圧擾乱と傾圧擾乱の位相関係は基本場風およびその鉛直シアーの符号に大きく左右される。数値モデルを用いて基本場風と順圧擾乱の位相との関係を調べるために、鉛直シアーを持った剛体回転の基本場中での定常応答を調べた(図 4)。 $U > 0$ かつ $\partial U/\partial z > 0$ のとき(図 4a)は下層で順圧モードと傾圧モードの位相が一致しており、 $U > 0$ かつ $\partial U/\partial z < 0$ のとき(図 4b)は上層で順圧モードと傾圧モードの位相が一致している。これらは(3)式から理解できる。一方図 4c のように対流圏の途中で風向きが逆になる場合、(3)式で $U_2 = 0$ となり、位相は $\pi/2$ ずれ、どちらの層でも一致しない。

図 4c の場合、日本の南半分は高気圧偏差に覆われており、一方このような基本場の鉛直プロファイルは夏の熱帯域の東西風分布に近い(図 3)ことから、熱帯の東風シアーで励起された順圧モードは PJ パターンの位相を持っている

ことが考えられる。しかし、熱帯下層の西風は非常に弱く、また季節平均以外の場合は中緯度西風領域と離れてしまっているため、ロスビー波は中緯度まで伝播できず、中緯度西風域の鉛直シアーの効果の方が卓越していたと考えられる。そこで、熱帯の熱源域では東風シアーかつ下層で西風であり、それが中緯度西風領域とつながったような理想的な基本場を考え、定常応答を計算した結果を図 5 に示す。中・高緯度での東西風分布が現実とは大きく異なるため、ロスビー波の伝播経路は PJ パターンとはかなり異なるが、日本付近で高気圧偏差になるという特徴はあっていることがわかる。

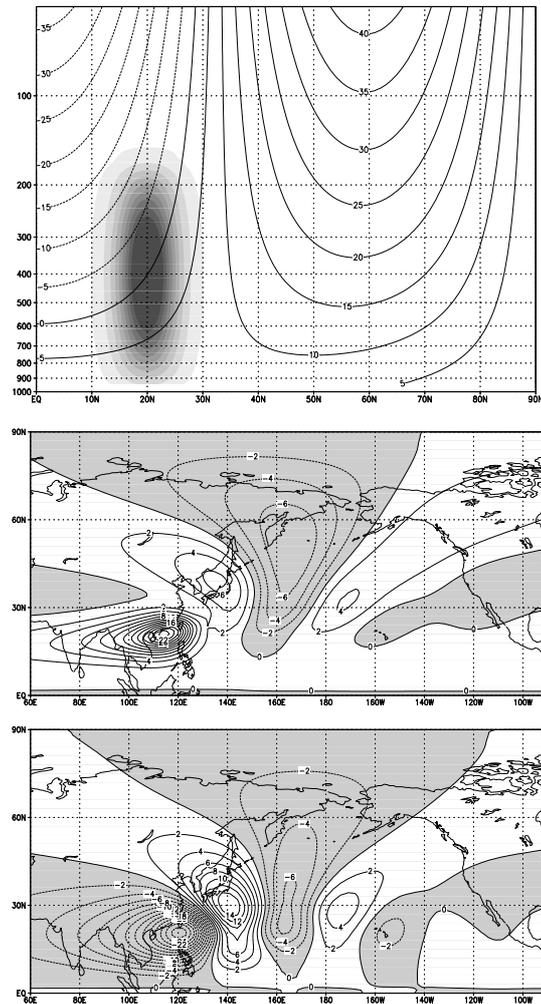


図 5 (上段)PJ パターンの出現に理想的な基本場東西風と、これを基本場としたときの(中段)300hPa、(下段)850hPa における高度場偏差(単位:m)。

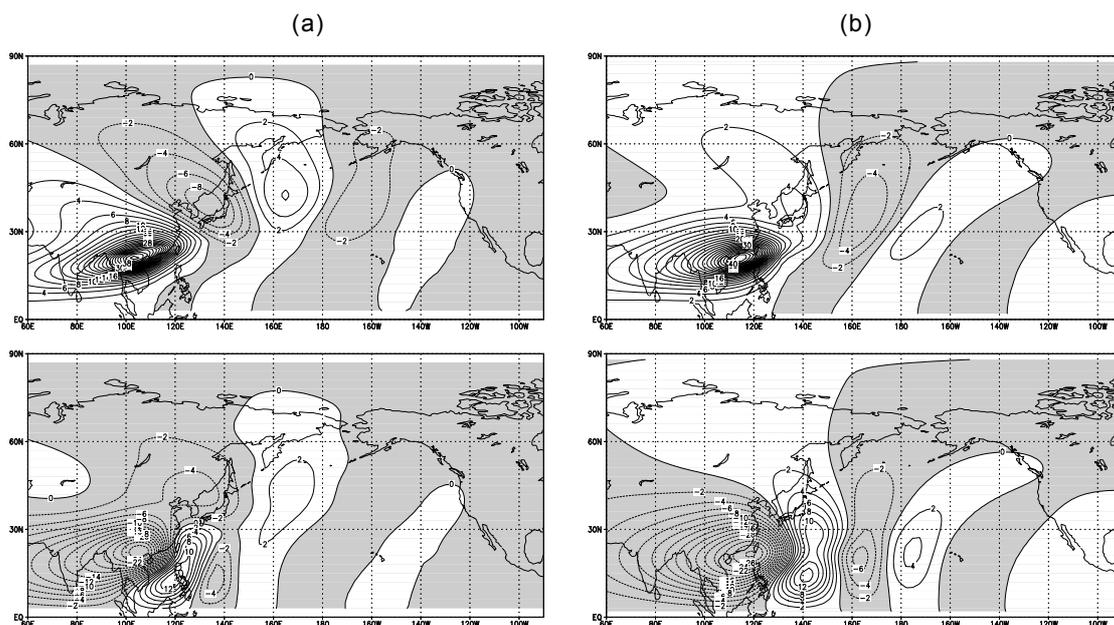


図 6 時間発展モデルにおいて(a)6-8月の季節平均東西風(図 3a 上段)、(b)PJパターンの出現に理想的な風速場(図 5 上段)を基本場としたときの、10日目における(a)300hPa、(b)850hPaでの高度場偏差(単位:m)。

6. 非定常性の効果

これまでの計算は定常状態を仮定したものだったが、PJパターンは季節内変動のタイムスケールをもっており、定常状態の仮定は無理がある。また、非定常ロスビー波は東風中でも伝播できるため、その影響を調べる必要がある。そこで、時間発展モデルを用いた数値計算を行った。しかし、結果は定常モデルの結果と定性的に同じであり、観測値を基本場に用いた場合は日本付近で低気圧偏差となる波列が、図 5 の理想的な基本場を用いた場合は PJ パターンの(日本付近で高気圧偏差となる)波列が現れた(図 6)。従って、非定常性の効果はあまり重要ではなく、基本場が持つ影響の方がより重要であると言える。

7. まとめと今後の課題

PJパターンの発生メカニズムを力学的に調べるために、半球上・準地衡風近似の下で、熱帯西太平洋においた熱源に対する応答を数値的に調べた。北半球夏季の平均東西風の観測値を基本場として用いると、現れた波列は日本付近で低気圧偏差となるもので、現実の PJ パターンとは逆符号だった。この波列は中緯度西風領域の西風シアーによって励起された順圧ロスビー波と考えられる。基本場風速の鉛直シアーと順圧・傾圧モードの位相関係を理論および数値的に調べた結果、熱帯域の東風シアーで順圧モードが励起されれば、PJパターンの順圧モードが現れうることを

示した。さらにこれが中緯度まで伝播できる必要があることから、熱帯下層の西風と中緯度西風領域がつながったような基本場であれば PJ パターンのような波列が出現しうることがわかった。

この結果から、現実の PJ パターンの発生において、他の季節内変動の影響でロスビー波が基本場として感じる風速場が季節平均場とは変化している可能性が示唆される。また、ラグ相関解析から波源付近の積雲対流活動は西北西に移動することが指摘されており (Nitta, 1987; Tsuyuki and Kurihara, 1989)、これもロスビー波にとっての基本場の変化とみなすことができる。

本研究の数値実験は東西一様な基本場中での準地衡風近似に基づいている。しかし、発散風による渦度移流がロスビー波源となることが知られており (Sardeshmukh and Hoskins, 1988)、これが PJ パターンの出現に関与している可能性がある。また、Tsuyuki and Kurihara (1989) は東西非一様な基本場を用いることで順圧不安定モードを見出したが、これは東西一様な基本場中では見られなかったと述べている。したがって、東西非一様性の影響も考える必要があるだろう。

参考文献

- 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.
- Huang, R.-H. and K. Gambo, 1982: The response of a hemispheric multi-level model atmosphere to forcing by topography and stationary heat sources. (I) Forcing by Topography. *J.Meteor.Soc.Japan*, **60**, 78-92.
- Huang, R.-H. and W.-J. Sun, 1992: Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J.Meteor.Soc.Japan*, **70**, 243-256.
- Kang, S.-D. and F. Kimura, 2003: Effect of tropical SST on the Northwest Pacific subtropical anticyclone. Part I: Linear Rossby wave propagation. *J.Meteor.Soc.Japan*, **81**, 1225-1242.
- Kasahara, A. and P. L. Silva Dias, 1986: Response of planetary waves to stationary tropical heating in a global atmosphere with meridional and vertical shear. *J.Atmos.Sci.*, **43**, 1893-1911.
- Kato, T. and Y. Matsuda, 1992: External mode induced by tropical heating in the basic flow with vertical shear and its propagation. *J.Meteor.Soc.Japan*, **70**, 1057-1070.
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1989: Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the North Pacific: analysis of August 1984. *J.Meteor.Soc.Japan*, **65**, 237-246.
- Lim, H. and C.-P. Chang, 1986: Generation of internal- and external-mode motions from internal heating: effects of vertical shear and damping. *J.Atmos.Sci.*, **43**, 948-957.

- Lu, R., 2001: Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool. *J.Meteor.Soc.Japan*, **79**, 771-783.
- Nikaidou, Y., 1989: The PJ-like north-south oscillations found in 4-month integrations of the global spectral model T42. *J.Meteor.Soc.Japan*, **67**, 587-604.
- 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.
- 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.
- Tsuyuki, T. and K. Kurihara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation. *J.Meteor.Soc.Japan*, **67**, 231-247.
- 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.

夏季アジアモンスーン域の主要変動モード

東京大学気候システム研究センター
安富奈津子・木本昌秀

1. はじめに

夏のアジアモンスーン域にはどのような変動が卓越するのだろうか？多くの人間が暮らすこの地域では、モンスーンの変動が農業をはじめ社会的な側面にも大きな影響を持っており、卓越する変動パターンやそのしくみを理解することは非常に重要である。現在までにこの疑問に関して数多くの研究がなされている。しかしながら、アジアモンスーン域で卓越する変動として指摘されているのは、Nitta(1986, 1987)による夏のPJ(Pacific-Japan)パターン、Wang *et al.*(2000)による冬のPEA(Pacific-East Asian)パターンなど、あまり多くない。そのほかモンスーンインデックスを用いて強弱を定義して年々の変動を解析する研究も多く行われてきているが、インドから東南アジア～東アジアと広範な領域に及ぶ現象の統合的な理解はまだ不十分である。

本研究では、まず夏のアジアモンスーン域全体を対象として、どのような変動が卓越するかを解析・同定し、その時間・空間構造を示す。そして、その主要変動モードの形成・維持の力学を解析した。

2. 用いたデータと解析方法

主要変動モードは経験的直交関数(EOF)解析を用いて求めた。解析期間は1979年から2003年までの25年間である。主にNCEPの再解析データを利用し、他にNOAA/OLR、ReynoldsのOISSTなどを用いた。解析領域は、アジアモンスーン域を広く包含する(40°E-180°, 20°S-40°N)とし、夏(JJA)の月平均の偏差に対してEOF解析を行った。どの変数を用いるのが適当であるかを確認するために、下層の風、OLR、水蒸気フラックスの鉛直積分を用いて比較した。水蒸気フラックスはNCEPの再解析データから計算したものである。図1に水蒸気フラックスとOLRの固有値スペクトルを示した。水蒸気フラックスの固有値は上位3モードでエラーバーの重なりがなく、統計的に有意に分離できている。一方、OLRの固有値スペクトルはエラーバーが重なりあっている。下層風など他の

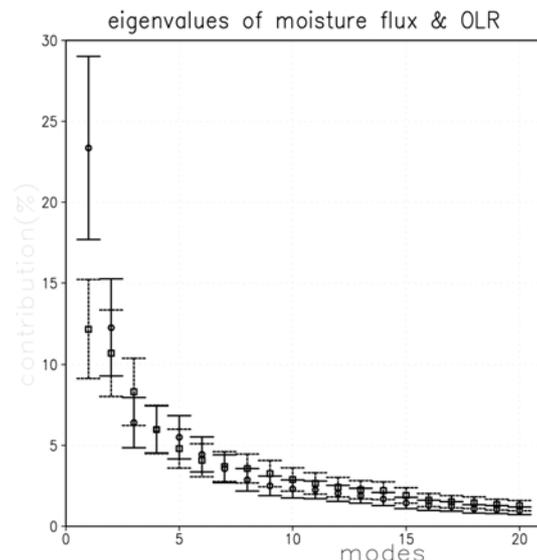


図1: 鉛直積分した水蒸気フラックス(実線)と OLR(破線)の固有値スペクトル。エラーバーは North, et. al (1982)による固有値の誤差。

変数でも EOF 解析を実行した。いずれにおいても時系列はほぼ対応するモードが得られたものの、上位のモードが統計的に有意な独立した変動として抽出できなかった。そこで本研究では、鉛直積分した水蒸気フラックスの EOF 第 1・第 2 モードをアジアモンスーン域の主要変動モードとして、その時間・空間構造と維持形成のしくみを解析していくことにする。

3. モードの時間・空間構造

3.1 EOF 第 1 モードの構造

図 2 に EOF 第 1、第 2 モードの OLR, 水蒸気フラックスの鉛直積分に対する回帰係数を示した。上位 2 モードの全分散に対する寄与率はそれぞれ 23.2%、12.7%であった。図 2(a) に示された第 1 モードでは、フィリピンの北側、下層に低気圧性循環が形成され、それに対応して亜熱帯西太平洋域とインドネシア上に OLR の正負の偏差が北東・南西方向にシーソーのように現れている。OLR の相関が高かった図中白線四角で囲まれた領域、西太平洋上:(7.5°N-12.5°N, 140°E-155°E)とインドネシア上:(2.5°S-2.5°N, 105°E-115°E)で平均した OLR 偏差の変動を EOF1 の時

係数 PC1 の変動とともに時系列で示した(図 3)。西太平洋上とインドネシア上の OLR 偏差は相関係数(-0.56)で南西-北東方向に高い逆相関をもって変動していることがわかった。この西太平洋上の OLR 偏差と PC1、インドネシア上の OLR 偏差と PC1 はそれぞれ相関係数-0.65 及び 0.68 の相関係数で変動していて、南北の OLR の変動と EOF1 の時系列が高い相関係数を持つことがわかった。上層(200hPa)の速度ポテンシャルと風偏差の第 1 モードへの回帰を図 4 に示した。OLR のピーク位置に対応して収束・発散域、北東-南西方向の発散風成分が現れた。鉛直方向には二つの OLR のピークの間で局所的なハドレー循環の変動を伴っていると考えられる。

この、夏のアジアモンスーン

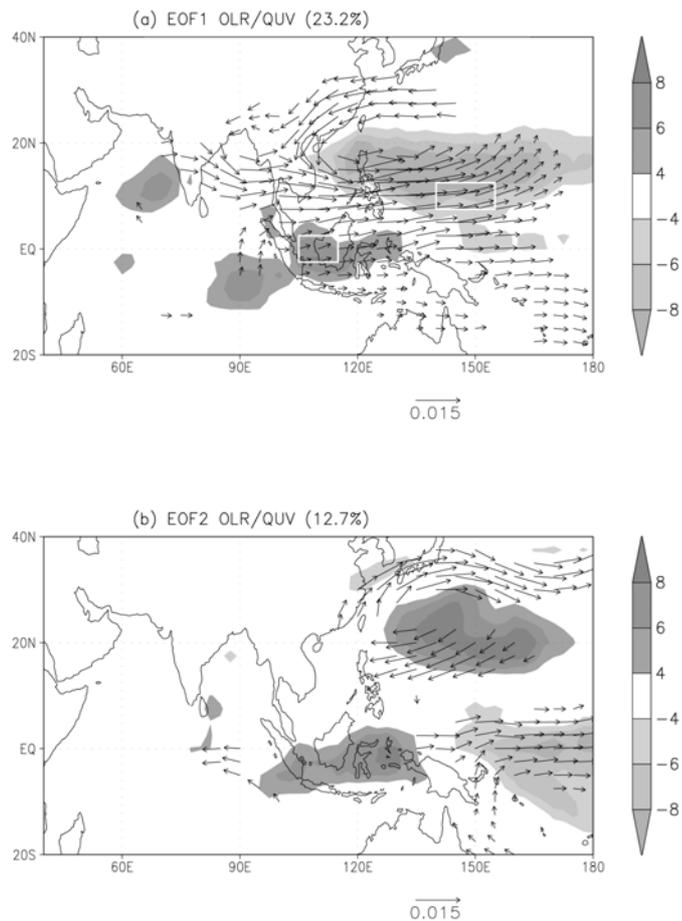


図2: 水蒸気フラックスの鉛直積分と OLR 月平均偏差(JJA)の EOF(a)第1モード(b)第2モードに対する回帰。有意水準 95%で有意な水蒸気フラックス偏差ベクトルを図示。水蒸気フラックスと OLR の単位はそれぞれ $\text{kg}/\text{kg}\cdot\text{m}/\text{s}$ 、 W/m^2 。

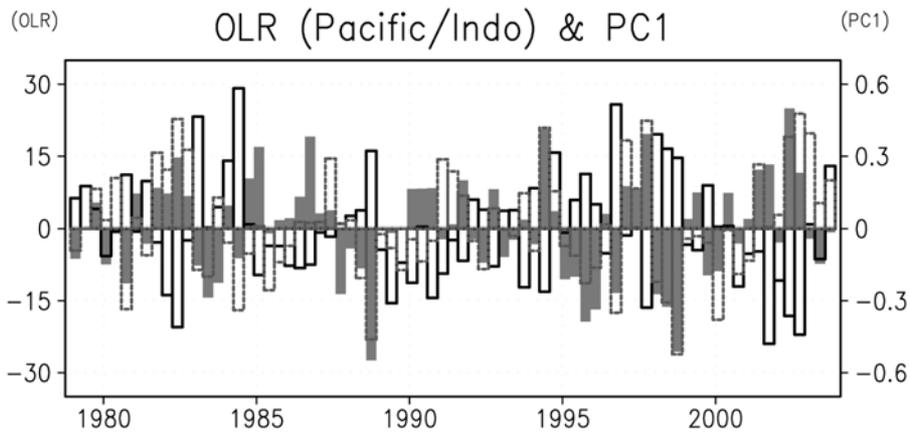


図 3: 水蒸気フラックス偏差の EOF 時系列(灰色のバー)、図 2(a)中の四角で示された領域で平均した OLR 月平均偏差の変動。黒い実線が亜熱帯西太平洋域の平均、破線がインドネシア上の平均。

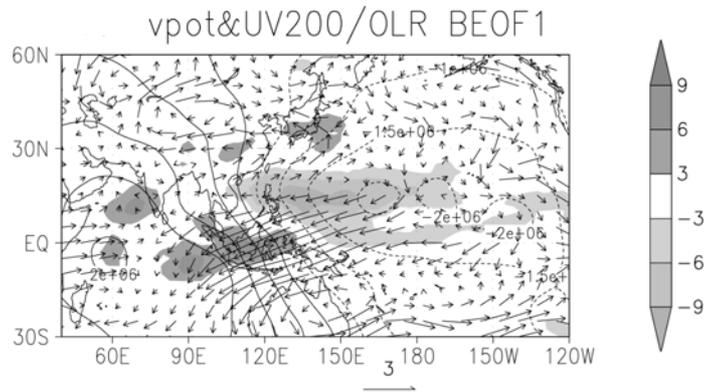


図 4: 200hPa 面の速度ポテンシャル(等値線)と風(矢印)、OLR 偏差の EOF 第 1 モードに対する回帰。単位はそれぞれ速度ポテンシャルが $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、風が m/s 、OLR が W/m^2 。

域に卓越する、OLR の南北シーソー変動と亜熱帯西太平洋下層の循環からなる変動を Pacific-Indo dipole パターンと呼ぶことにする。

3.2 EOF 第 2 モードの構造

図 2 (b)に水蒸気フラックスと OLR 偏差の EOF 第 2 モードに対する回帰を示した。日本の南岸に高気圧性の循環偏差、西太平洋上の赤道に沿って東西の OLR 偏差、ニューギニア東沖からフィリピン北東、日本の上まで南北方向の OLR 偏差が現れている。赤道～日本付近までの OLR の南北変動と日本の南岸の循環は、Nitta(1987)で指摘されている PJ パターンと構造が一致している。500hPa 面高度偏差の回帰係数を計算したところ、波列が亜熱帯のフィリピン上から中緯度域の北米大陸近くまで伝播していた(図 5 a)。この波列に沿った直線上の東西風の鉛直断面を図 5(b)に示した。波列は順圧な構造をしていて、PJ パターンに伴って中緯度域に順圧ロスビー波が伝播するという Nitta(1987)の指摘と一致した。

西太平洋上の赤道に沿った OLR の東西シーソーパターンは、ENSO に伴う変動である。

第 2 モードは ENSO と PJ パターンの双方と関連のある変動であることがわかったが、同時に取り出されたこの二つの変動は相関の高い変動なのであろうか？季節平均した NIN03 海域 (150°W-90°W, 5°S-5°N) の SSTA と PC2 の相関係数は 0.72、PJ インデックス

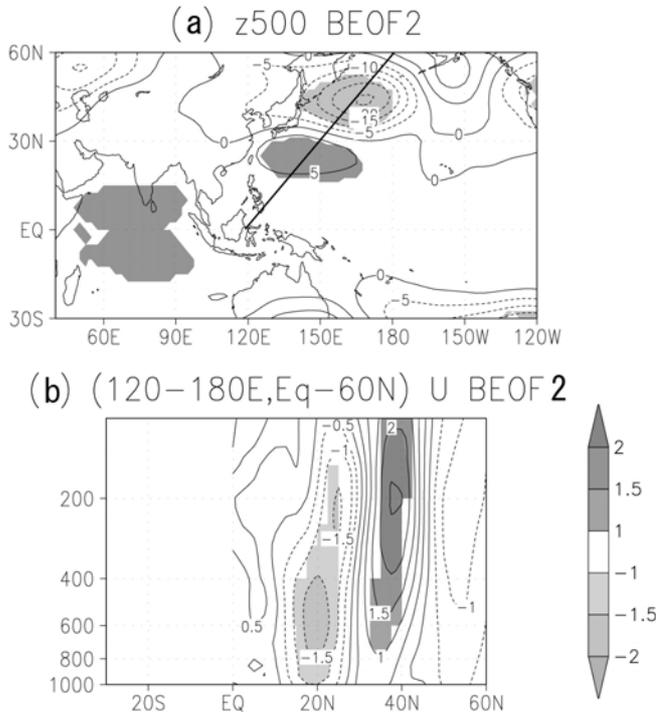


図 5:(a)500hPa 高度偏差(b)上図中の直線(120° E, 0°)~(180° , 60° N)に沿った東西風の鉛直断面の EOF 第 2 モードに対する回帰。95%有意水準で検定した変数に対して正(濃い影)負(薄い影)をつけた。

[(142.5°-150°E, 15°-20°N) と (135°-142.5°E, 32.5°-37.5°N) の領域で平均した OLR の差]と PC2 の相関係数は 0.59 で、ともに高い正相関をもっていた。一方、NIN03 SSTA と PJ インデックスは 0.32 と低かった。また、日平均の水蒸気フラックスを EOF 解析すると、第 1 モードとして Pacific-Indo dipole、第 2 モードに PJ パターン、第 3 モードに ENSO パターンとわかれて現れるので、ENSO と PJ パターンは別の変動現象であると考えられる。

EOF 第 2 モードは PJ パターンと ENSO の両方に関連する変動を持っている。そこで、以後このモードを ENSO-PJ モードと呼ぶことにする。

4. 海面水温変動との関係

Pacific-Indo dipole モードおよび PJ-ENSO モードと海面水温変動との関係について考える。

季節平均 (JJA) の海面水温変動の EOF 第 1 モードに対する同時回帰とラグ回帰を上図 6 に示した。最大級のエルニーニョの翌年である 1998 年は回帰計算から除外した。この年の夏は図 3 からわかるように PC1 が大きな負の値を持っていて、季節平均でも顕著な Pacific-Indo dipole パターンが形成された。また、中国南部で水害が発生し膨大な被害を蒙った。この年海面水温はインド洋から南シナ海で正偏差を示した。そこで海面水温偏

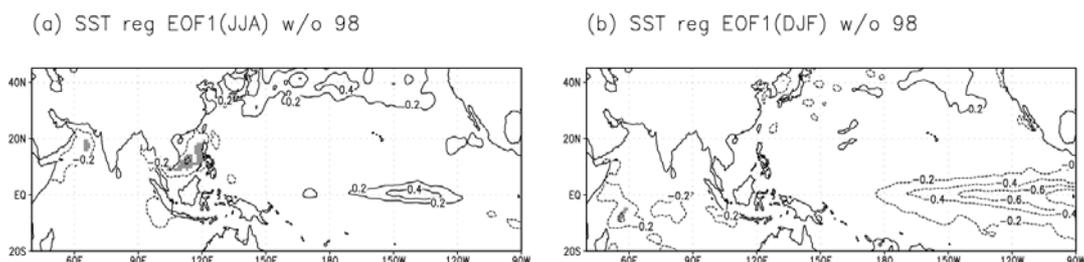


図 6: 季節平均した海面水温偏差の EOF 第 1 モードに対する(a)同時(b)前年冬のラグ回帰係数。等値線間隔は 0.2K。95%の有意水準で有意な回帰を持つ領域に影。1998 年のデータは除いた。

差のラグ解析では 1998 年の極端な事例を除外した。Pacific-Indo dipole パターンが形成されているとき、海面水温の有意な負の回帰が南シナ海上に少し見られる。これは EOF 第 1 モードの海面からの蒸発量への回帰がこの領域で有意になることから、低(高)気圧性循環が強まることによって海洋の蒸発が活発(不活発)になり海面水温が下がる(上がる)という、大気から海洋への作用が重要であることを示している。また前年冬のラグ回帰係数(図 6b)では、1998 年のデータを除外すると、赤道東太平洋域で大きな回帰係数をもつ有意な領域はほとんど見られなかった。

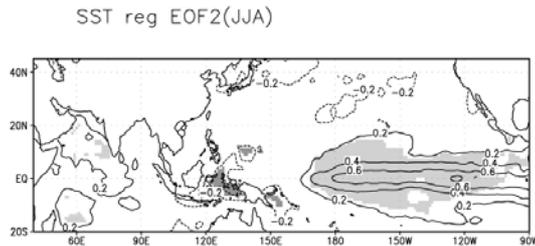


図 7: 図 6(a)と同様。ただし、海面水温偏差の EOF2 に対する回帰係数。1998 年分も含む。

一方、EOF 第 2 モードに関しては、同時相関として赤道東太平洋上に高い値を持っており、ENSO と高い関連性があるということがわかった(図 7)。また前年冬のラグ回帰では、有意な回帰係数をもつ領域は見られなかった(図略)。

アジアモンスーン域で卓越する変動である Pacific-Indo dipole モード

は、海面水温変動とほとんど有意な相関をもつ領域がみられないということがわかった。また、前節で ENSO と関連する変動モードであると指摘した ENSO-PJ モードは、東部赤道太平洋の海面水温変動と高い相関をもっていることが確認できた。

5. 解析結果のまとめ

再解析データから水蒸気フラックスの鉛直積分を EOF 解析することによってアジアモンスーン域の主要変動モードを抽出することができた。類似のほかの研究ではよく下層の風や OLR といった変数を用いて解析されているが、これらの変数と比較したところ、水蒸気フラックスが最も適当な変数であることがわかった。また EOF 解析の結果から、2 つの変動モードがこの領域での主要変動モードとして求められた。

ひとつは、フィリピン沖の下層に循環と、亜熱帯西太平洋とインドネシア上の OLR の北東 - 南西方向のシーズン変動を伴う “Pacific-Indo dipole” パターン。この変動は解析領域や期間、変数を少し変更しても主要な変動として取り出すことができた。海面水温変動との相関は低かった。

そしてもうひとつは、ENSO に伴う赤道太平洋上東西方向の OLR の変動と、PJ パターンによる赤道から日本南岸にかけての南北方向の OLR の変動とフィリピン北の亜熱帯から北米方向に伝播する順圧な波列を伴う変動が並立して現れる変動パターンである。ENSO-PJ モードは赤道東太平洋の海面水温変動との高い同時相関がみられた。これらふたつの変動が、夏のアジアモンスーン域で卓越することが確認できた。

6. Pacific-Indo dipole パターン形成の力学

夏のアジアモンスーン域に卓越する変動として Pacific-Indo dipole と ENSO-PJ モードのふたつの変動モードがあることがわかった。後者に関してはエルニーニョ現象の海面水温変動が形成に役割を果たすことがわかるが、Pacific-Indo dipole パターンに関しては、この変動パターンがなぜ夏のアジアモンスーン域で卓越するのかということに関して言及している研究はほとんどみられない。しかしながら、さまざまな変数を用いた EOF 解析で主要な変動として抽出されるのに加え、1998 年夏に代表されるように、実際に夏の異常気象時に現れることも知られているので、このパターンがアジアモンスーン域で卓越する原因を知ることは重要である。

そこで、本節以下では EOF 解析から得られたふたつの主要変動モードのうち Pacific-Indo dipole パターンがなぜ西太平洋域に現れ、卓越するのか、線形モデルなどを用いて解析していくことにする。ここでは通常時間変化の意味を含む「形成」という言葉を Pacific-Indo dipole パターンが「亜熱帯西太平洋域に現れる」という意味で用いている。

Pacific-Indo dipole パターンを形成・維持する要素として考えられるのは

- 海面水温変動
- 夏の大気の構造

の 2 点である。海面水温変動については、解析結果からは強い相関関係は見られなかったが、海面水温変動とモンスーンの間連性を指摘する研究もある (Chang *et al.* (2000) など) ので検討した。また、図 8 に夏の気候平均の風の水平・鉛直構造を示した。図からわかるように、気候平均場としてインド洋上からインドシナ半島にかけて下層に強い西風領域 (モンスーンジェット) が存在し、フィリピンの東沖で貿易風とぶつかる。インド洋から西太平洋にかけての北半球側に対流活動が活発な領域が存在する。また、モンスーンジェットの上層では東風が卓越し、強い鉛直シアーをもっていることがわかる。熱帯域での下層の強い西風は夏のアジアモンスーン域にしか存在せず、

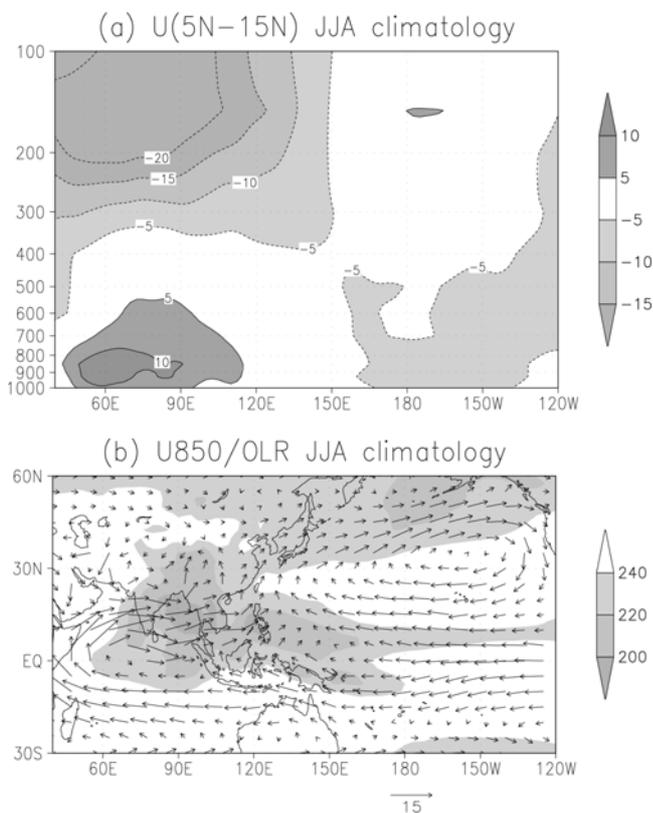


図 8: 夏(JJA)の(a)5° N-10° N で平均した東西風の経度高度分布、(b)OLR(陰影)と 850hPa 面の風(ベクトル)。単位は風成分が m/s 、OLR が W/m^2 。

Pacific-Indo dipole パターンの形成・維持に役割を果たす可能性がある。以下の節では海面水温変動と夏の気候平均場の構造がPacific-Indo dipoleパターン形成・維持に果たす役割を検討していく。

7. Pacific-Indo dipole と海面水温変動との関係

Pacific-Indo dipole パターンが形成されるときに海面水温偏差が何らかの役割を果たしているかを検討するために、気候平均の海面水温を与えた大気大循環モデル(AGCM)の時間積分を解析した。用いたのはCCSR/NIES AGCM5.7で、気候値のSSTを毎月与えて50年間積分した。これを再解析データと同じように夏(JJA)の水蒸気フラックスの鉛直積分月平均偏差の

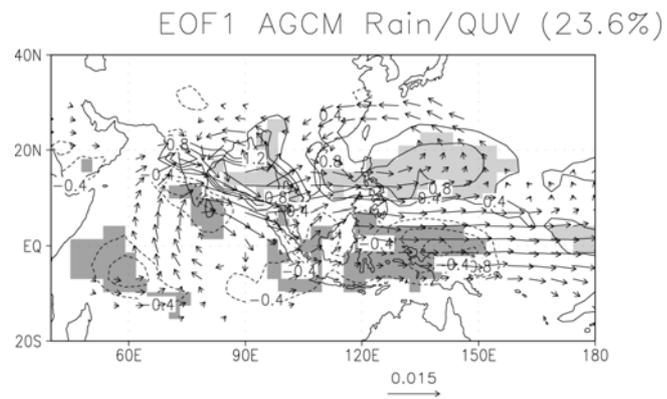


図 9: 水蒸気フラックス(ベクトル)と降水(陰影と等値線)の気候値の海面水温を与えた AGCM40 年積分の EOF 第 1 モードに対する回帰係数。等値線間隔は 0.2mm/day。

EOF 解析を実行した。EOF 第 1 モードの固有値の全体の分散に対する寄与率は 23.6%で、他のモードとは統計的に独立していた。

図 9 に水蒸気フラックスの鉛直積分と降水量偏差の EOF 第 1 モードに対する回帰を示した。フィリピン上の循環偏差と亜熱帯西太平洋上の南北の降水偏差分布が再解析データの EOF 第 1 モード(図 2 a)と対応している。鉛直構造(図略)も同様によく対応しており、海面水温偏差による強制がなくても Pacific-Indo dipole パターンは卓越することが確認された。

8. 線形傾圧モデルの利用

Pacific-Indo dipole パターンは海面水温偏差の強制がない場合でも主要な変動モードとして卓越するということがわかった。そこで、夏の気候平均場の 3 次元的に非一様な構造がこの変動パターンが卓越するのに何か役割を果たしているのかを、線形傾圧モデル(LBM)を用いて確認する。

線形傾圧モデルは Watanabe and Kimoto (1999, 2000, 2001) によって開発されたもので、AGCM の力学過程に基づいて作成されている。夏(JJA)の気候平均場に対して、図 10 上段に示したような水平・鉛直プロファイルをもつ非断熱加熱を熱源として下段に示したグリッド上の各点に置き、それぞれに対して定常線形応答を計算する。各熱源に対する線形応答を EOF 解析することによって、3 次元的に非一様な夏の気候平均場に起因して現れやすい循環偏差パターンを求める。一様な基本場に熱源をおいた場合、その線形応答は緯度

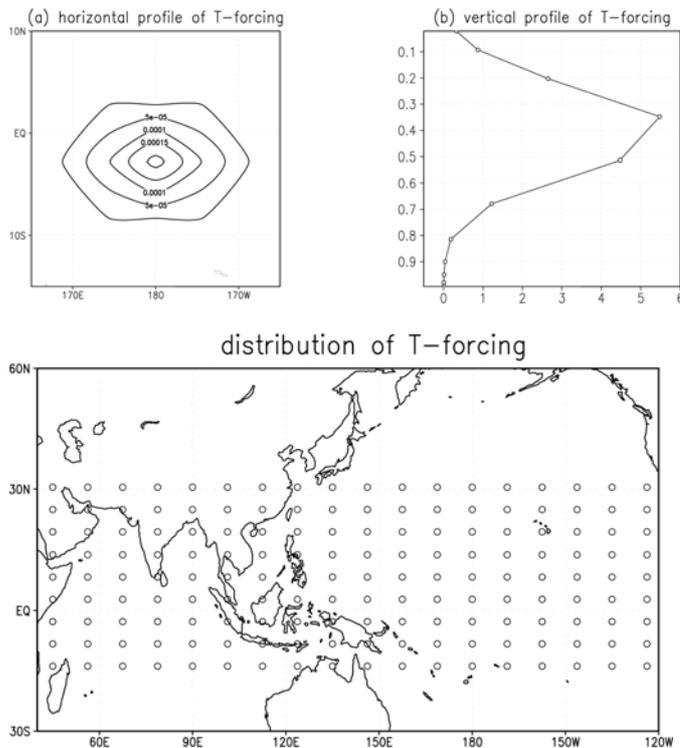


図 10: 線形傾圧モデルに与える非断熱加熱の(a)水平(b)鉛直プロフィール<上段>。図(a)の等値線間隔は $5 \times 10^{-5} \text{K/s}$ 、図(b)の縦軸は σ 座標、横軸は $1 \times 10^{-5} \text{K/s}$ 。<下段>丸で示したグリッド上に非断熱加熱を置く。

夏の気候平均場の 3 次的に非一様な構造によって特定の循環偏差パターンが現れやすくなることがわかった。定常線形応答の第 1 モードに対する 850hPa の風とそれを形成する非断熱加熱の回帰係数を図 11 に示した。この循環偏差パターンはフィリピンの北側に低気圧性循環が現れる、Pacific-Indo dipole パターンと対応していた。このような循環偏差パターンが現れるのは図 11 の陰影で示した領域に非断熱加熱が置かれたときで、南北に熱源と冷源が分布する様子はやはり Pacific-Indo dipole の OLR の分布と対応している。再解析

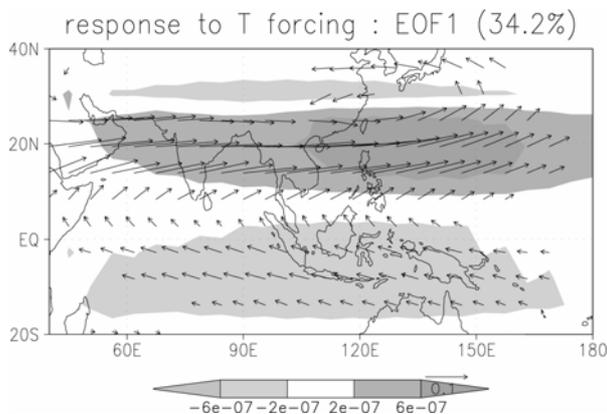


図 11: 850hPa の風(ベクトル)と非断熱加熱(陰影)の線形定常応答の EOF 第 1 モード。風の単位は m/s 、加熱率は K/s 。

にのみ依存するが、気候平均場が 3 次的に非一様な構造を持っている場合には応答の大きさも空間的に非一様になる。

非断熱加熱を熱源として、亜熱帯のアジアモンスーン域とエルニーニョの影響を考慮するために中央太平洋を含めた領域 ($45^\circ\text{E}-120^\circ\text{W}$, $15^\circ\text{S}-30^\circ\text{N}$) の 162 箇所のグリッド上に置いたときの定常線形応答をそれぞれ計算した。夏の気候平均場の 3 次元に非一様な構造によって現れやすくなる線形応答パターンが存在するかを確認するために、850hPa の風の線形応答の EOF 解析を実行した。第 1 モードが全体の分散の 34.2% を説明可能なモードであった。これは他のモードに対して統計的に独立で、

析データから計算した Pacific-Indo dipole の東西風の緯度高度断面(図 12 a)では、赤道から 20°N までの傾圧構造が線形応答の EOF 第 1 モードから得られた風の鉛直構造(図 12 b)とよく対応している。

夏の気候平均場が 3 次的に非一様な構造をしていることが Pacific-Indo dipole パターンが夏のアジアモンスーン域で卓越する要因の

ひとつであることを確認できた。

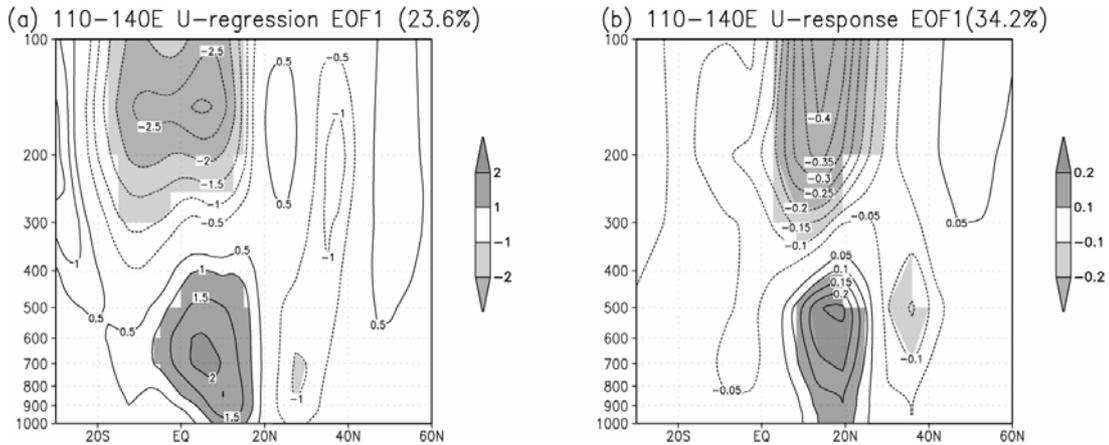


図 12: 110° -140° E で平均した東西風偏差の(a)再解析データ(b)LBM から計算した定常線形応答の EOF 第 1 モードに対する回帰係数。東西風の有意水準 95%で有意な回帰に陰影。単位は m/s。

9. Pacific-Indo dipole が亜熱帯西太平洋で卓越する要因

線形傾圧モデルを用いて、夏の気候平均場が 3 次元的に非一様であることが Pacific-Indo dipole パターンがアジアモンスーン域で卓越する要因であることがわかった。本節では具体的に夏の気候平均場のどのような要素がパターンが亜熱帯西太平洋域で卓越するのに貢献しているのかを再び再解析データを用いて確認していくことにする。

フィリピン付近に現れる、Pacific-Indo dipole を構成する循環偏差パターンは、南北約 2200km にわたって広がっていて、これは赤道変形半径とほぼ一致する。したがって、この循環偏差パターンは赤道から離れた熱源に対する Matsuno-Gill 応答であると考えられる。

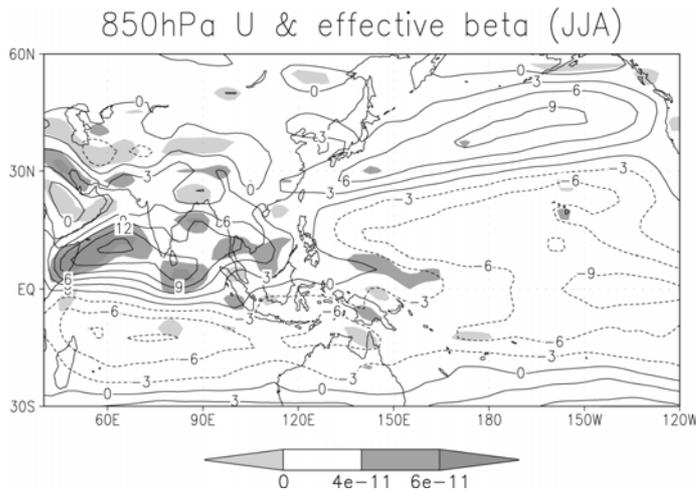


図 13: 夏の気候平均した 850hPa 面の東西風(等値線)と effective β (陰影)。 β^* が負の領域に薄い影、 4×10^{-11} 以上の領域に濃い影。東西風の等値線間隔は 3m/s。

る。

夏の気候平均場の特徴として、インド洋からインドシナ半島にかけて下層に西風領域が存在することがあげられる。図 13 は 850hPa の東西風と effective

$$\beta^* \equiv \beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}$$

を示している。基本場が西風で β^* が正のとき、分散関係式から定常ロスビー波が存在可能である。実際に線形傾圧モデルにおいて、熱源をモンス

ーンジェットの吹いている西風領域に置くと、線形応答として Matsuno-Gill パターンが現れるが、それ以外の場所では応答が小さかった。また、Wang and Xie(1996)では、下層で西風、上層で東風の鉛直シアアがあるときロスビー波が下層で大きな振幅をもつことが指摘されている。これは、再解析データの解析でも線形傾圧モデルを用いた解析でも上層では循環成分が顕著ではないことに対応している。ではインド洋から南シナ海にかけての下層で西風が吹く領域のうち、東端のフィリピン付近で循環偏差が卓越しているのはなぜだろうか？

Simmons *et al.* (1983)では、擾乱が水平シアアの大きい基本場から運動エネルギーを得て成長することが指摘されている。基本場から擾乱場への運動エネルギーの変換率は近似的には

$$\frac{\partial KE}{\partial t} \approx -(u'^2 - v'^2) \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - u'v' \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \text{移流成分}$$

で表わせる。 $\bar{\quad}$ は気候平均、 \quad は擾乱成分を示す。全体に空間平均を施して運動エネルギー変換量を求める。図 14 に Pacific-Indo dipole に伴う 850hPa の風偏差と Simmons *et al.* による運動エネルギー変換量を示した。計算は上で示した近似式ではなく Simmons *et al.* (1983)中に示されている定義式に基づいて行っている。図 13 の等値線で示したように南シナ海のフィリピン付近はモンスーンジェットの西風と貿易風の東風が出会っている場所で、東西風の経度方向の変化率が大きな値を持っている。同時に偏差場の東西風も大きな値を持っていて、この領域で関係式の右辺第 1 項が大きな値をもち、基本場から擾乱場へ運動エネルギーが遷移することがわかった。

夏の気候平均場の構造のどのような要素によって、Pacific-Indo dipole パターンがフィリピン付近の垂熱帯西太平洋域で卓越するのかを解析した。インド洋から南シナ海にかけての下層に西風領域が存在すること、その西風と貿易風が南シナ海上で出会っていること、この 2 つの下層の構造がこの位置でパターンが卓越するのに重要な役割を果たしている

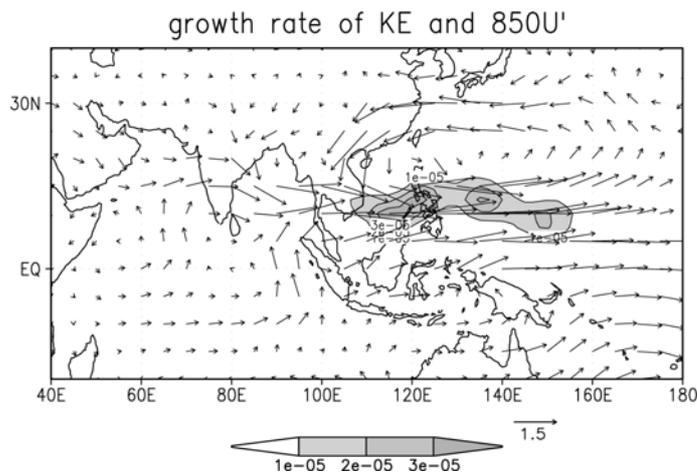


図 14: 850hPa の風偏差(ベクトル)と運動エネルギー変換(等値線+影)の EOF 第 1 モードに対する回帰係数。下層の風の単位は m/s、変換量の単位は $m^2/s^2 \cdot 1/s$ 。

ことがわかった。下層の西風領域では定常ロスビー波が存在可能である。とくに基本場の東西風の東西シアアが強い南シナ海上で形成された場合には、基本場から偏差場への運動エネルギーの変換が起こり、循環偏差パターンが強化される。したがって、モンスーンジェットの吹いている領域の中でも定常ロスビー波が減衰されにくくなっており、Pacific-Indo dipole パ

ターンが卓越する原因のひとつになる。

10. Pacific-Indo dipole パターン維持のしくみ

再解析データの EOF 解析の結果から、Pacific-Indo dipole パターンは夏の月平均偏差の変動で卓越するパターンであることがわかった。1998 年夏には、季節平均した場でもこの偏差パターンが卓越したことから、長期間にわたって持続することもあることがわかる。したがって、前節で示した定常ロスビー応答によってパターンが形成されるしくみに加えて、形成された循環偏差パターンが長期間にわたって維持するしくみもあると考えられる。そこで、本節では夏の気候平均場の水蒸気分布に着目して、Pacific-Indo dipole パターンが維持されるしくみについて考察した。

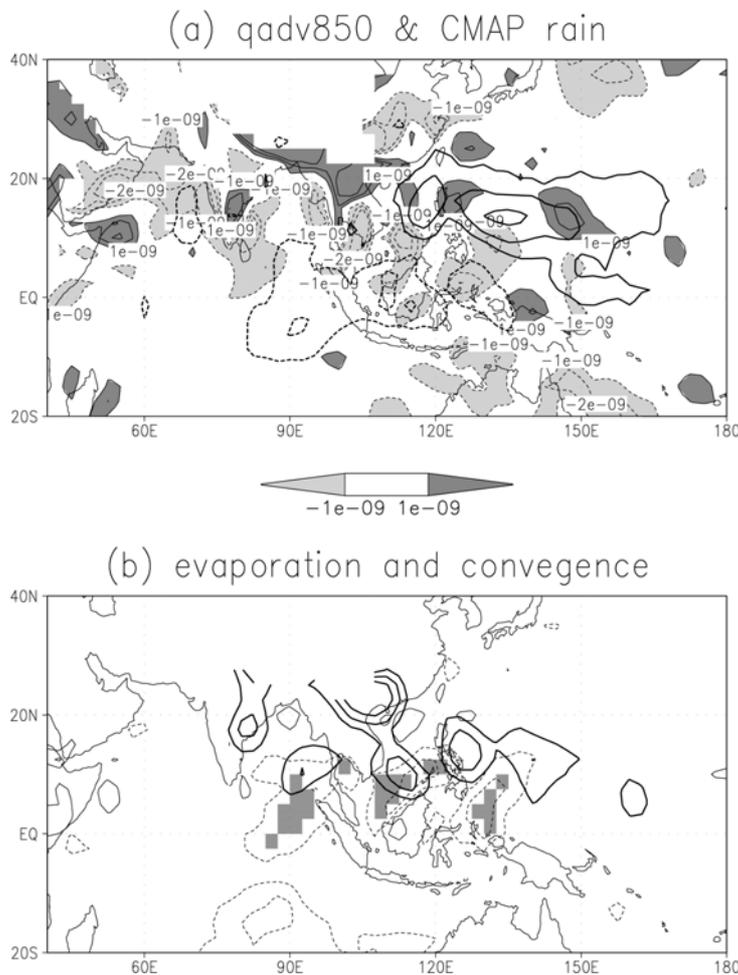


図 15: 850hPa 面での(a)水蒸気の水平移流(陰影)と CMAP の降水偏差(等値線)、(b)水蒸気の収束(太い等値線)と海面からの蒸発(等値線)の再解析データの EOF 第 1 モードに対する回帰。等値線間隔は水平移流が $1 \times 10^{-9} \text{kg/kg} \cdot 1/\text{s}$ 降水量が 1mm/day 、収束が $3 \times 10^{-9} \text{kg/kg} \cdot 1/\text{s}$ 蒸発が -0.005mm である。蒸発の有意水準 95%以上で有意な回帰に影。

図 15(a)に下層(850hPa)の水蒸気の水平移流 $-(\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla q' + \mathbf{u}' \cdot \nabla \bar{q})$ と降水偏差、(b)に 850hPa 面の水蒸気の収束 $-\bar{q} \nabla \cdot \mathbf{u}'$ と ECMWF 再解析による海面からの蒸発偏差の Pacific-Indo dipole に対する回帰を示した。水蒸気の正の水平移流は、フィリピンの北側の正の降水偏差の位置と対応した。水蒸気の収束発散は降水偏差のピーク位置と対応した。また図 15(b)から、循環偏差パターンが形成されているとき、ベンガル湾から西太平洋にかけて海面からの蒸発が活発になることがわかった。この海域は Pacific-Indo dipole パターン形成時に基本場の西風が加速/減速される場所である。したがってフィリピン付近に低気

圧性循環があるとき、基本場の下層の水蒸気がフィリピン付近で収束する。さらに西風が強化されて海面からの蒸発が活発になる。海面から供給された水蒸気も移流されてフィリピン付近の対流活動がさらに活発になる。それに伴ってフィリピン付近の低気圧性循環偏差は強化される。また亜熱帯西太平洋上で収束すると南北方向の鉛直循環が形成され、インドネシア上の対流活動が抑制される。フィリピン付近に高気圧性の循環がある場合にも同様のしくみで逆パターンの対流活動と循環の偏差パターンが維持される。

11. まとめ

夏のアジアモンスーン域の主要変動モードを EOF 解析によって抽出し、その形成・維持のしくみを考察した。夏のアジアモンスーン域では、フィリピン付近の下層の循環とそれに対応した亜熱帯北西太平洋とインドネシア上の OLR の南北シーズンパターンからなる Pacific-Indo dipole、赤道上に東西、赤道から日本にかけて南北の OLR のピークをもち日本南岸から北米にかけてロスビー波列を伴う ENSO と PJ パターンに関連する変動モードのふたつの変動が卓越することがわかった。

このふたつの主要変動モードのうち、Pacific-Indo dipole パターンについてその形成と維持のしくみを線形傾圧モデルと再解析データを用いて解析した。Pacific-Indo dipole パターンは SST とは相関が低く SST 偏差の強制がなくても卓越した。線形傾圧モデルを利用した解析の結果、夏の気候平均場が 3 次元的に非一様な構造をしていることが、パターンが卓越することに重要な役割を果たしていることがわかった。

夏の気候平均場ではインド洋から南シナ海にかけて下層に西風が卓越し、フィリピン付近で貿易風と合流する。この構造がフィリピン沖に循環偏差パターンが卓越するのに貢献することがわかった。また、この循環偏差パターンが形成されているとき、下層の水蒸気が収束・発散して、さらに海面からの水蒸気が供給・移流され、南北方向の対流活動偏差のシーズンパターンが現れる。南北の対流活動偏差は下層の循環偏差を強化するので Pacific-Indo dipole パターンが維持される。

Pacific-Indo dipole パターンは海面水温変動と相関が低い変動モードであることがわかった。この変動は夏のアジアモンスーン域全体を通じて卓越する変動であるが、特定の海域の海面水温と関連していない。また、モンスーンジェットの強弱によって海面からの蒸発や海面水温が変化するという、大気から海洋への作用が起こっていることもわかった。したがって、海面水温変動をモニターすることによって Pacific-Indo dipole パターンの変動を予測することは難しいと考えられる。

参考文献

- Chang, C.-P., Y. Zhang and T. Li, 2000: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon. *J. Climate*, **13**, 4326-4340.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. R. Meteor.*

- Soc.*, **106**, 447-462.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- 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.
- 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 L. Yu, 1998: Steady response to tropical heating in wavy linear and nonlinear baroclinic models. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3565-3582.
- Wang, B., R. Wu and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Wang, B. and X. Xie, 1996: Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part I: stable waves. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 449-467.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 1999: Tropical-extratropical connection in the Atlantic atmosphere-ocean variability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2247-2250.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2001: Corrigendum. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **127**, 733-734.

夏季アジアモンスーンの年々変動 - ENSO とモンスーンの関係再考 -

富山大学理学部

川村隆一

1. はじめに

1970年代後半の climate shift 前後で ENSO - モンスーン関係が変化したことがよく知られている (Kumar et al., 1999 ほか)。その原因については様々な仮説が提出されているが (Chang et al., 2001; Ashok et al., 2001; Kinter et al., 2002 ほか) Kawamura et al. (2001, 2003) は、ENSO 自身の特性の変化と関連する、モンスーンに対する ENSO の二種類のインパクトを考慮すれば、その変化を説明可能であることを指摘した。

一つは ENSO 発達期の直接的インパクト (赤道対称インパクト) で、対流圏二年振動 (TBO) 的な ENSO が卓越する時期 (1960年代 ~ 70年代前半) に有効に働いている。Walker 循環偏差の位相遷移の際、特にモンスーン後期 (8-9月) に大きな影響を与える。時間的な前後関係からはモンスーン ENSO (見かけの関係) と解釈しがちなので注意が必要である (Kawamura et al., 2003)。もう一つは ENSO 衰退期の間接的インパクト (赤道非対称インパクト) で、長周期 ENSO が卓越する時期 (1970年代後半 ~ 90年代) に有効に働いている。主に風・蒸発・SST (WES) フィードバックが原因で、プレモンスーン期の熱帯インド洋の積雲対流活動や海上風速、SST 偏差分布に赤道非対称構造がみられる。アジア大陸の陸面水文過程が寄与し、モンスーン前期 (6-7月) に有意な影響を与えるが、その影響は後期まで持続しない (Kawamura, 1998; Kawamura et al., 2001)。今回の講演で紹介した、これらのインパクトについての詳細並びに ENSO - モンスーンの関係研究等については川村 (2003) の総合報告に書かれているので参照されたい。

二種類の ENSO インパクトの存在を最終的に検証するためには大気海洋結合モデルでの再現が必要である。Kawamura et al. (2004) は防災科学技術研究所の結合モデルの実験結果から、モデル ENSO の発達期における直接的インパクトが有効に働いており、その妥当性を確認した。しかしながら、1970年代後半の気候シフト以後に顕在化するようになった、ENSO 衰退期の間接的インパクトはモデルで再現できていなかった。そこで本稿では、豪連邦科学産業研究機構 (CSIRO) 大気研究部門で開発された気候モデル (Mark3 CGCM) の温暖化予測のための制御実験を基に、モデルで再現された ENSO - モンスーン関係の解析結果を簡単に報告することにしたい。

2. 解析手法

CSIRO の Mark3 モデルにおける大気モデルの分解能は T63、鉛直方向に 18 層、積雲対流スキームは雲の微物理過程と結合させたもので、ハドレーセンターのモデルと基本的に同じである。海洋部分は GFDL の MOM2.2 で水平分解能は経度 1.875° 、緯度 0.9375° で鉛直方向に 31 層、深さ 400 m までは 14 層である (Gordon et al., 2003)。

大気と海洋を結合させた後、コントロールランにいくつかの気候ドリフトが生じていたことから、ドリフトが最小限であった積分 201 年目から 300 年目までの 100 年間について解析を行った。モデルでは Nino3 海域の海面水温(SST)変動は北半球冬季よりむしろ夏季に大きく、振幅は観測より大きめであった(図 1 参照)。また、モデル ENSO の周期は顕著な 2-3 年周期を示していた。夏季(JJA)平均の Nino3 SST インデックスに基づき、標準偏差を超える 17 のエルニーニョ・イベント、16 のラニーニャ・イベントを抽出し、二つのカテゴリーについてコンポジット解析を行った。

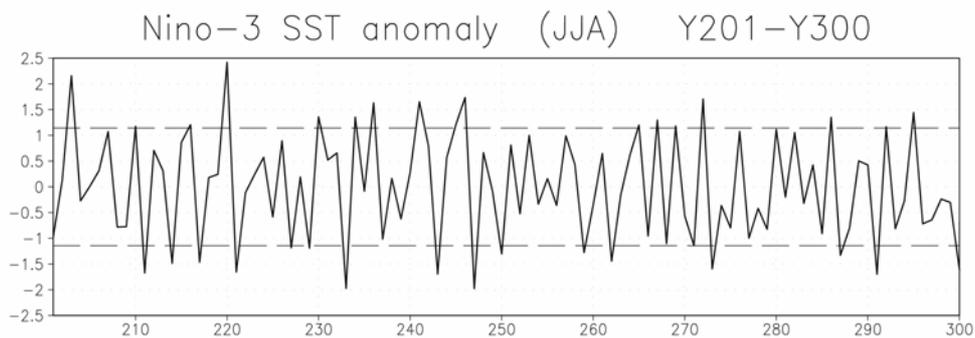


図1 モデルの積分 201 年目から 300 年目までの 100 年間における夏季平均の Nino3 SST 指標の時系列破線は標準偏差を示す。

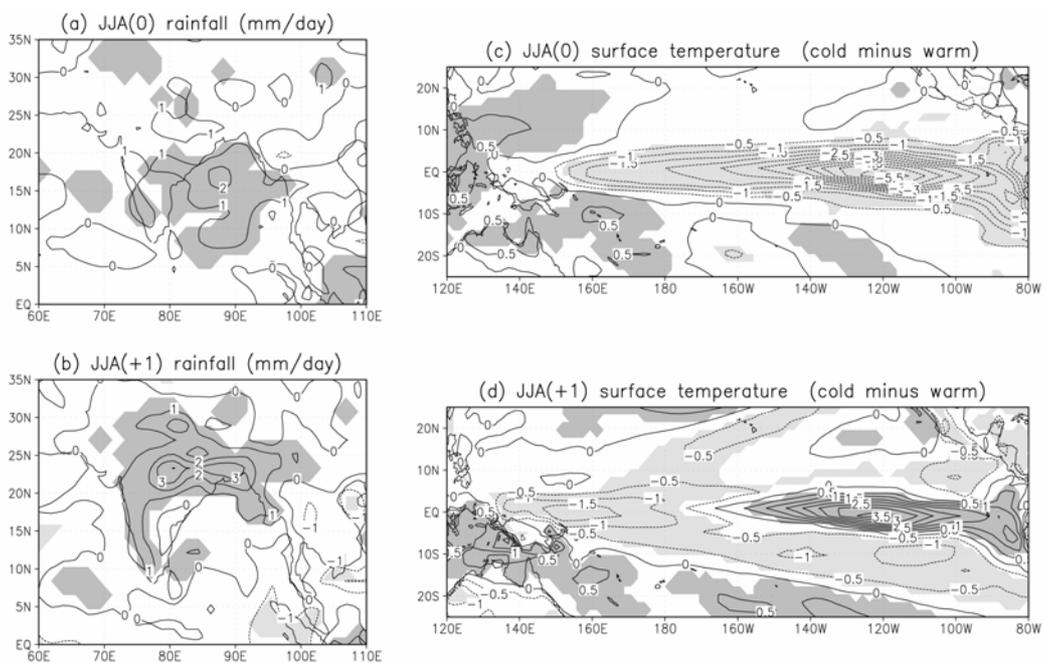


図2 JJA (0), JJA (+1)におけるモデル降水量(a-b)並びに SST(c-d)の合成偏差図
降水量、SST の等値線間隔はそれぞれ 1 mm day^{-1} , 0.5 である。陰影部は信頼限界 95%を満たす領域を示す。ここで、JJA (0)は参照年の夏季、JJA (+1)は参照年の次の年の夏季を意味する。

3. モデル結果

図2はモデルの降水量および SST の合成偏差図（ラニーニャ・イベントからエルニーニョ・イベントの差）を示したものである（偏差の符号としてはラニーニャ・イベントを考えてほしい。ここで、JJA (0)は基準季節（夏季） JJA (+1)は1年後の夏季を示す）。JJA (0)では SST 負偏差域が赤道太平洋に東西に広がっている一方、インド亜大陸とベンガル湾では降水量が正偏差でモンスーンが強い。図は省略するが、これは熱帯太平洋及びインド洋上の Walker 循環偏差を介した ENSO 発達期の直接的インパクトと同定できる(Chen and Yen, 1994; Lau and Wu, 2001; Kawamura et al., 2003 ほか)。ラニーニャが次の年の春季頃に終息すると、反対にエルニーニョが JJA (+1)に発達し始める。ところが、既にエルニーニョが顕在化しているにもかかわらず、JJA (+1)のインド亜大陸では広い範囲で降水量が増えておりモンスーンが強い。降水量偏差としては JJA (0)よりむしろ大きい。

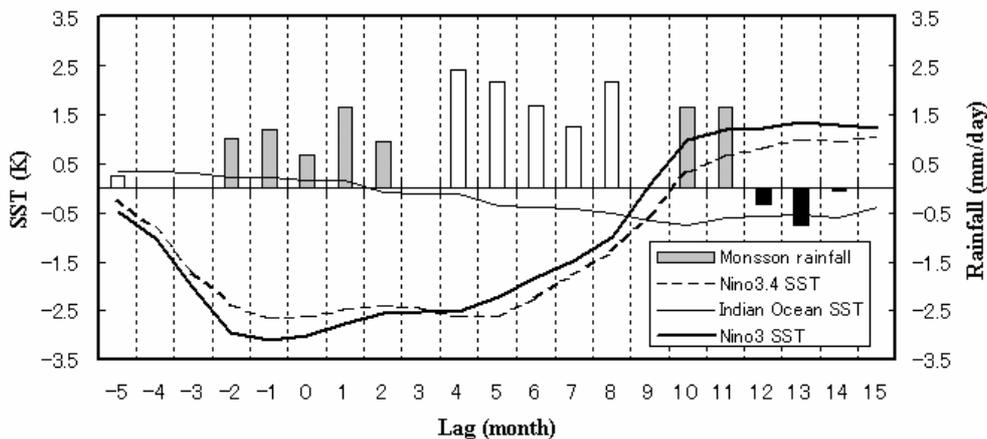


図3 アジア・オーストラリア夏季モンスーンの月平均降水量偏差と熱帯 SST 偏差との関係(合成偏差図)
棒グラフは降水量偏差、線グラフは SST 偏差を表す。ここで、Lag 0 は参照年の次の年の7月を意味する。南アジア夏季モンスーン期は5-9月、オーストラリア夏季モンスーン期は11-3月とし、降水量偏差は夏季モンスーン期のみを示している。

図3は月別でアジア・オーストラリア夏季モンスーン降水量偏差と Nino3, Nino3.4 SST , 熱帯インド洋 SST 偏差との関係を示した合成偏差図である。図2と同様にラニーニャ・イベントからエルニーニョ・イベントの差をとっている。降水量偏差は南アジア (70°-90°E, 10°-25°N), 北部オーストラリア (115°-155°E, 10°-25°S) の領域平均値である。ラニーニャが北半球夏季に発達する時、南アジアモンスーンは強い。ラニーニャの持続は引き続くオーストラリアモンスーンも強める。ラニーニャは次の年の春季には終息し、替わって5月 (lag 10) にはエルニーニョが発生し夏季に持続している。インド洋の SST 偏差の符号は秋季に正から負へ転じ、次の年の夏季には負偏差が明瞭である。結果として、インド洋 -

太平洋間の SST 偏差の東西傾度は 5 月 (lag 10) に反転する。一方、エルニーニョ発達にもかかわらず、7 月 (lag 12) 以降の降水量減少とは対照的に 5-6 月 (lag 10-11) は降水量が増加している。モンスーン後期の降水量減少は ENSO の直接的インパクトで説明可能であるが、それではモンスーン前期の降水量増加の原因は一体何であろうか。

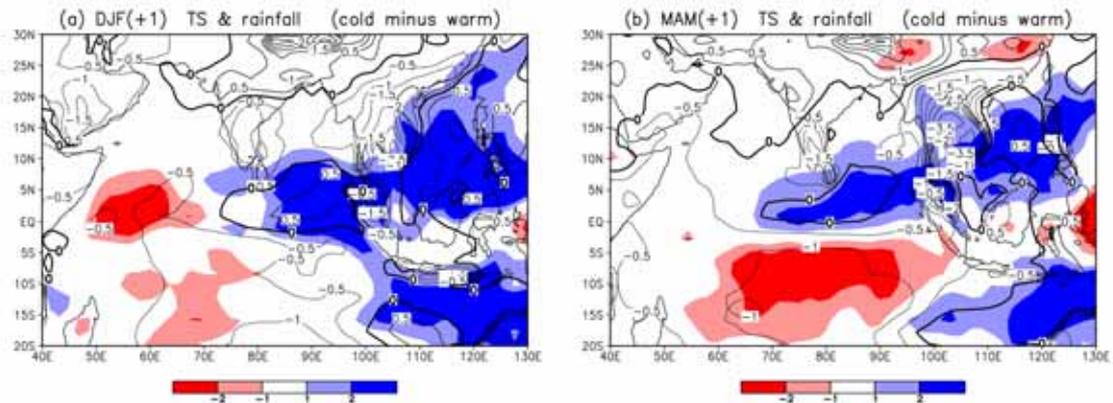


図4 DJF (+1), MAM (+1)におけるモデル降水量並びに SST の合成偏差図
 陰影部は降水量偏差が $+1 \text{ mm day}^{-1}$ 以上、 -1 mm day^{-1} 以下の領域を示す。SST の等値線間隔は 0.5 である。

プレモンスーン期に何らかの前兆現象がみられるかどうか、DJF (+1), MAM (+1)における熱帯インド洋の降水量、SST 偏差分布 (図4 参照) に次は注目してみよう。DJF (+1)をみると、南シナ海から熱帯インド洋東部にかけて降水量が多く、SST 正偏差と対応している。インド洋西部では SST 偏差が負で降水量も少ない。また、オーストラリア大陸周辺にも降水量正偏差がみられるが、これはオーストラリア夏季モンスーンが強いことを意味している。ところが、MAM (+1)になると、降水量の分布は赤道以北で増加、赤道以南で減少という顕著な赤道非対称構造が形成される。対応して、SST 分布にも同様な構造がみられる。これらの特徴は、特に 1970 年代後半以降のモンスーン強弱の前兆現象として頻繁に観測されている (Ju and Slingo, 1995; Kawamura, 1998 ほか)。詳細は省略するが、モデル内でも WES フィードバックが有効に働き、冬季から春季にかけて赤道非対称偏差が形成されていることが明らかになった。

図4 b でみられた赤道非対称の降水量偏差分布に対してモデル大気はどのように応答しているのだろうか。図5 はプレモンスーン期 MAM (+1)の降水量、200hPa 流線関数、土壌水分、短波入射量、地表面温度の合成偏差図である。インド洋北部及び南シナ海上の活発な降水に伴う対流加熱により、南アジア一帯の対流圏上層で高気圧性循環が強化されている (ロスビー波応答) 様子が明瞭である。高気圧偏差に覆われた、チベット高原から西の中央アジアにかけての地域では降水量が減少している。チベット高原の一部を除いて、降水

量減少と対応して土壌水分も減少している。一方、高気圧偏差と関連して短波入射量も増加している。土壌水分減少と短波入射量増加の地域と地表面温度上昇の地域が良く対応しており、熱帯海洋上の積雲対流活動が remote forcing となって、ロスビー波応答を介しアジア大陸の陸面水文過程に実質的な影響を与えていると解釈できる。春季の陸面温度の上昇は海陸間の熱的コントラストの増大に寄与し、モンスーンを強める方向に働く。一連のプロセスを逆符号にすれば、今度は反対に弱いモンスーンがもたらされる。これらの様相は Kawamura et al. (2001) が指摘した、主に ENSO 衰退期において陸面水文過程が寄与する間接的インパクト（赤道非対称インパクト）を説明していると考えられる。ENSO の間接的インパクトはモンスーン前期に有意な影響を与えるが、モンスーン後期までその影響は持続しないという観測事実とも矛盾していない。

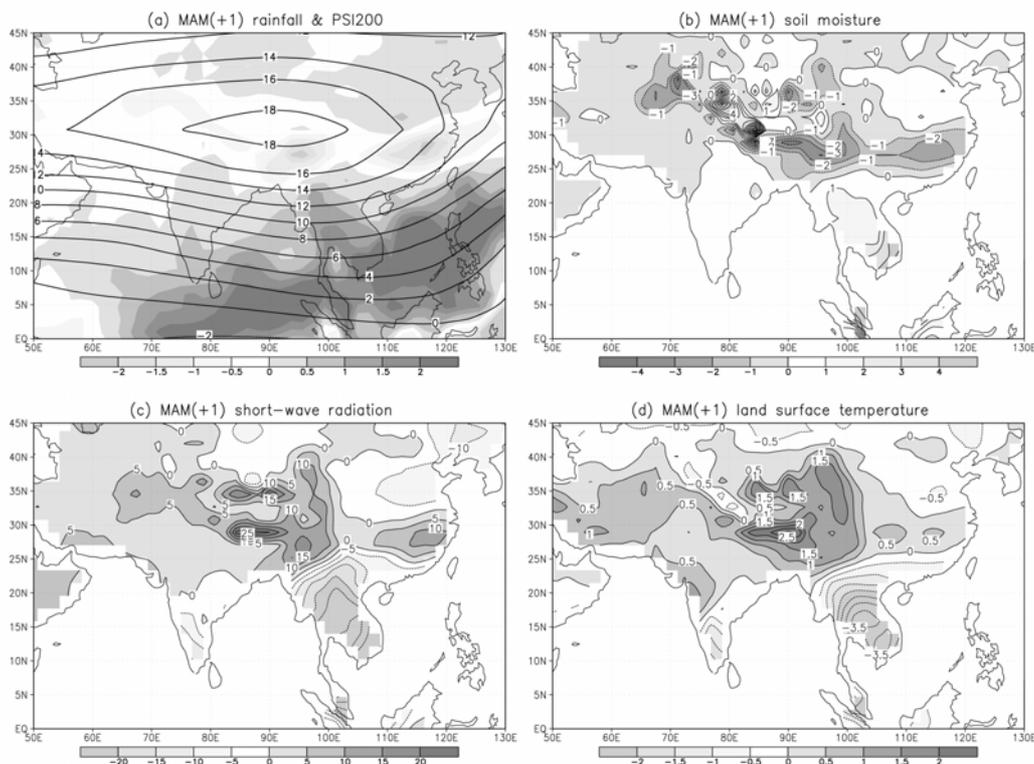


図5 MAM (+1)におけるモデル各種物理量の合成偏差図
 (a) 降水量と 200hPa 流線関数. 陰影部は降水量 (mm day^{-1}), 等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. (b) 土壌水分
 (c) 短波入射量 (W m^{-2}). (d) 地表面温度 () .

4. おわりに

CSIRO Mark3 気候モデルの制御実験結果から、従来の研究で指摘されていた南アジア夏季モンスーンの前兆現象、すなわち、春季の熱帯インド洋における降水量、SST の赤道非対称

偏差が再現されているのが見出された。観測とモデルの比較結果から、ENSO 衰退期においてアジア大陸の陸面水文過程が間接的に寄与する ENSO インパクトの存在が大気海洋結合モデルにより検証された。しかしながら、1970 年代後半の climate shift の問題、ENSO 自身の変調の問題など、モンスーン - ENSO に関連する大気海洋プロセスには未だ多くの課題が残されており、今後の更なる研究が必要である。

なお本稿で紹介した研究結果は CSIRO 大気研究部門の Ramasamy Suppiah 博士、Mark Collier 博士、Hal Gordon 博士との共同研究によるものである。

参 考 文 献

- Ashok, K., Z. Guan, and T. Yamagata, Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 4499-4502, 2001.
- Chang, C.-P., P. Harr, and J. Ju, Possible roles of Atlantic circulations on the weakening Indian monsoon rainfall-ENSO relationship, *J. Clim.*, *14*, 2376-2380, 2001.
- Chen, T.-C., and M.-C. Yen, Interannual variation of the Indian monsoon simulated by the NCAR community climate model: Effect of the tropical Pacific SST, *J. Clim.*, *7*, 1403-1415, 1994.
- Gordon, H. B., and Coauthors, The CSIRO Mk3 climate system model, *CSIRO Division of Atmospheric Research Tech. Paper*, *60*, 130p, 2002.
- Ju, J., and J. M. Slingo, The Asian summer monsoon and ENSO, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *121*, 1133-1168, 1995.
- Kawamura, R., A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling, *J. Meteorol. Soc. Jpn*, *76*, 1009-1027, 1998.
- Kawamura, R., T. Matsuura, and S. Iizuka, Role of equatorially asymmetric sea surface temperature anomalies in the Indian Ocean in the Asian summer monsoon and El Nino-Southern Oscillation coupling, *J. Geophys. Res.*, *106*, 4681-4693, 2001.
- Kawamura, R., T. Matsuura, and S. Iizuka, Equatorially symmetric impact of El Nino-Southern Oscillation on the South Asian summer monsoon system, *J. Meteorol. Soc. Jpn*, *81*, 1329-1352, 2003.
- 川村隆一, 大気海洋相互作用とモンスーン . 「モンスーン研究の最前線」気象研究ノート, *204*, 115-152, 2003.
- Kawamura, R., H. Aruga, T. Matsuura, and S. Iizuka, Two different regimes of anomalous Walker circulation over the Indian and Pacific Oceans before and after the late 1970s, *AGU Geophysical Monograph entitled "Ocean-Atmosphere interaction and Climate Variability"*, in press, 2004.
- Kumar, K. K., B. Rajagopalan, and M. A. Cane, On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO, *Science*, *284*, 2156-2159, 1999.
- Lau, K.-M., and H. T. Wu, Principal modes of rainfall-SST variability of the Asian summer monsoon: A reassessment of the monsoon-ENSO relationship, *J. Clim.*, *14*, 2880-2895, 2001.

大気大循環モデル MJ98 による気候再現実験に現れた 東アジアモンスーン

気象研究所 気候研究部

楠 昌司、松丸 圭一、仲江川 敏之、谷貝 勇、荒川 理

1. はじめに

大気大循環モデル MJ98 は、気象庁本庁の現業全球予報モデル(GSM9603)をもとに、気候の研究に使用するため長期積分に適した修正、改良を加えたモデルである。このモデルに観測された海面水温などの外的強制力を与え、過去の気候の気候がどの程度再現されるかを調査した。この実験は 20 世紀の気候国際計画 Climate of the 20th Century International Project (C20C, <http://www.iges.org/c20c/>)の一環として実行されたものである。

2. 目的

モデルの気候再現能力を評価すべき対象は、モデルの気候値の妥当性の調査をはじめとして、気温、降水量、モンスーン、テレコネクション・パターンの長期トレンド、数十年変動、年々変動、エルニーニョ・ラニーニャ応答など極めて多岐にわたる。本稿では地域を東アジアに限定し、主に夏と冬のモンスーンの再現能力を評価した。対象とした気象要素を最も重要な気象要素である地上気温と降水量に絞り、線形トレンドと年々変動の再現能力を検証した。

3. モデル

大気大循環モデル「MJ98」の概要を以下に示す(Shibata et al. 1999)。

- (1) 水平分解能：T42、約 270 km 相当。
- (2) 鉛直層：30 層。上端は 0.4 hPa で、成層圏界面付近の高度約 55km に相当。
- (3) 短波放射：Shibata and Uchiyama (1992)による delta-two-stream 近似。
- (4) 長波放射：Shibata and Aoki (1989)による multi-parameter ランダム・モデル。
- (5) 積雲対流：Randall and Pan (1993) による予報的荒川 - シューベルト方式。
- (6) 境界層：Mellor and Yamada (1974)によるレベル 2 の乱流クロージャー方式。
- (7) 陸面過程：Sellers et al. (1986), Sato et al. (1989)による Simple Biosphere (SiB) モデルだが、土壌は 3 層から成り、水の凍結を考慮している。
- (8) 重力波抵抗：Iwasaki et al. (1989)による水平波長依存性方式。

4. 実験設定

海面水温と海氷については、Rayner et al. (2003)による HadISST1 データを用いた。図 1 はモデルに与えた 1951 年から 2001 年までの海面水温偏差 (°C) の観測値の時系列で

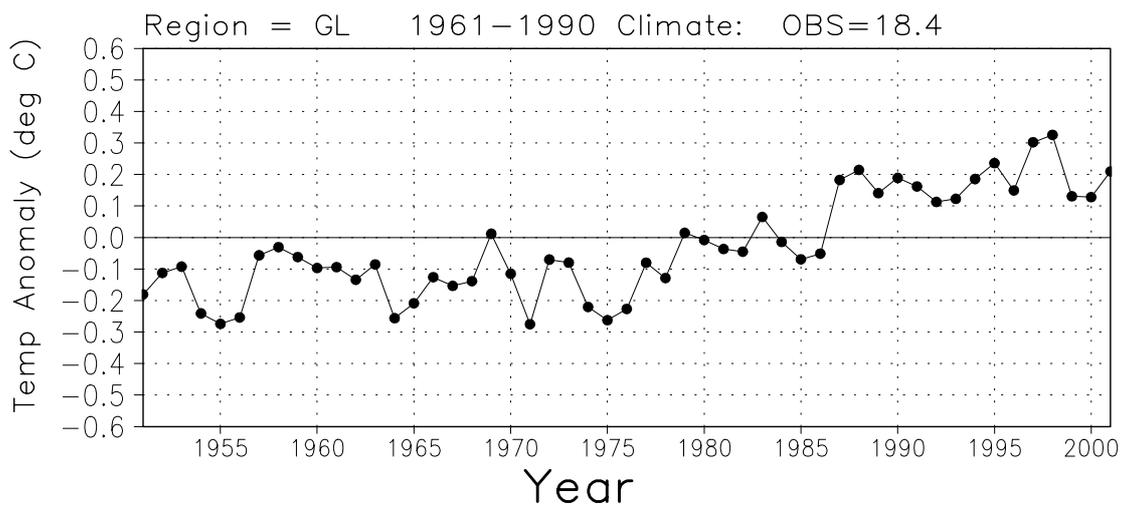


図1 モデルに与えた 1951 年から 2001 年までの海面水温偏差 (°C) の観測値の時系列。気候値は 1961 年から 1990 年までの 30 年間平均値。全球平均、年平均値。使用したデータセットは Rayner et al. (2003) による HadISST1。

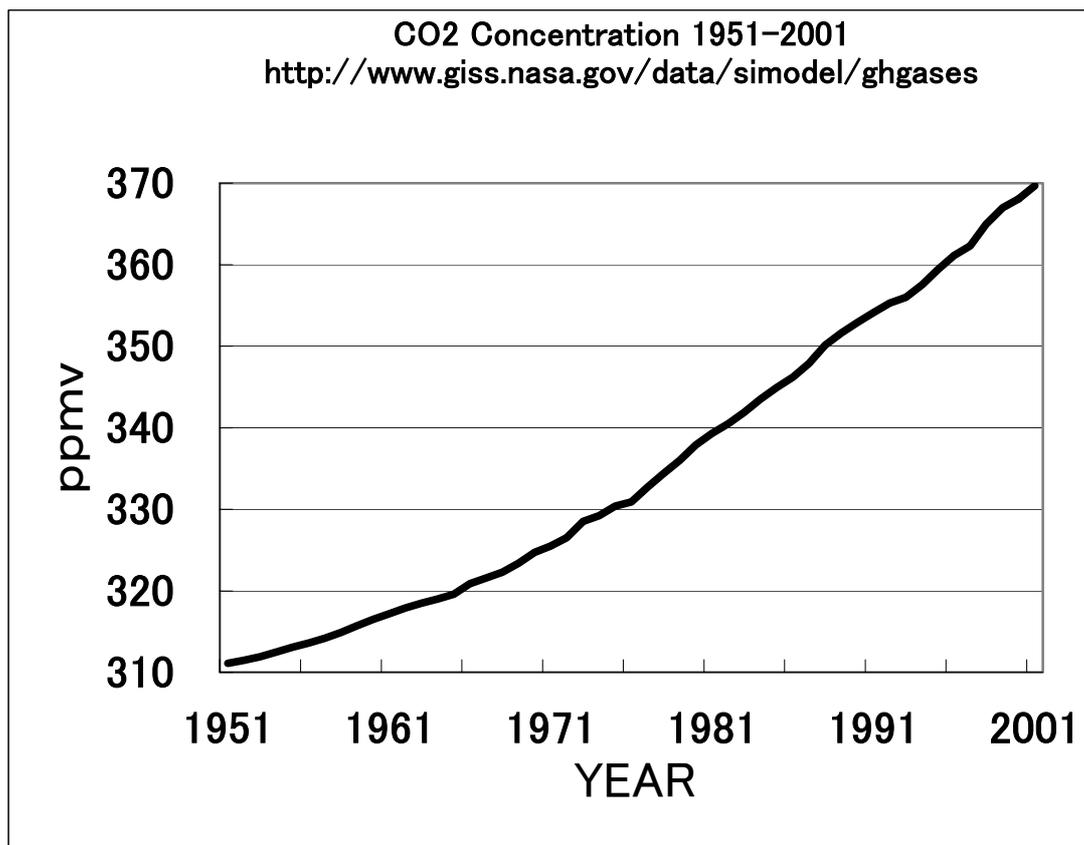


図2 モデルに与えた Hansen et al. (2002)による二酸化炭素濃度 (ppmv)の時系列。成層圏を含めたモデル大気全体に一様に与えた。季節変化は無い。

ある。気候値は 1961 年から 1990 年までの 30 年間平均値で、この図では全球平均、年平均した偏差を示した。海面水温が明らかに上昇しており、地球温暖化の影響が現れている。

温室効果気体として最も重要な二酸化炭素 (CO_2) については、Hansen et al. (2002) による漸増する観測値を成層圏も含めた大気全体に一樣に与えた。季節変化は無い。図 2 は二酸化炭素濃度の時系列である。濃度は 1951 年に 311 ppmv であるが、次第に上昇し 2001 年には 366 ppmv に達している。二酸化炭素以外の温室効果気体では、メタン (CH_4) を 1650 ppbv、一酸化二窒素 (N_2O) を 306 ppbv として大気全体に一樣に与えた。年々変動、季節変化は無い。これらの値は第 2 次大気モデル相互比較計画 Atmospheric Model Intercomparison Project II (AMIP II, Gates et al.; 1999) で推奨されているもので、AMIP II が対象としている 1979 年から 1996 年までの期間の平均的な観測値にほぼ相当する。

アンサンプル・サイズは 6 である。予備的な長期積分実験から選んだ、年が異なるが日付が同じ 6 個のデータを大気の初期値とした。

実験対象期間は 1951 年 1 月から 2001 年 2 月までのほぼ 51 年間である。1951 年の冬を 1951 年 12 月から 1952 年 2 月までと定義する。2001 年 2 月まで積分することにより、冬についても他の季節と同様に 51 年分の出力が得られた。

5. 検証に使用した観測データ

モデルには観測された海面水温を与えているので、トレンドと年々変動の検証では、海上を除外し陸面のみで観測値と比較した。

陸面地上気温は Jones et al. (2001) による「CRUTEM2v」を使用した。これは緯度・経度 5 度格子の月平均値データであり、1851 年から 2002 年までである。しかし、年代が古いところではデータが少なく、欠測が多くなっている。従って、格子平均値を作るときに使用するデータの量を考慮し、データが少ないところで平均値の分散が大きすぎないように値を抑えている (Jones et al. 2001)。このようなデータ量による補正を行わないと、にせの十数年変動や長期トレンドが現れる危険性があるからである。検証前の準備として、各格子点について 1 年につき 10 ヶ月以上のデータがあれば年平均を求めた。季節については、3 か月すべてのデータがある場合のみ季節平均を求めた。基準に満たない場合は、欠測とした。これらの基準は Folland et al. (2001) で用いられている手法に従った。

陸面降水量については、Hume et al. (1998) による緯度・経度 5 度格子の月平均値データを使用した。1900 年から 1998 年までである。冬のデータは 1999 年 1～2 月が無いので、検証には 1951 年 1 月から 1998 年 2 月までのデータを用いた。陸面地上気温と同様の基準で、あらかじめ年平均、季節平均を求めた。

海上も含めたモデルの降水量の気候値を検証するために、Xie and Arkin (1997) による Climate prediction center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) も用いた。1979 年から 2001 年までの 23 年間あり、水平分解能は緯度 5 度、経度 5 度である。

6. 陸面地上気温

図3は日本付近における観測値の格子系とモデルの格子系を示している。陸面地上気温の観測値がある格子とモデルの陸面とは一致していない。陸面の面積等を考慮した複雑な比較方法もありうるが、ここでは単純にモデルの格子点値を観測値の格子点に内挿して、日本域平均を求めた。

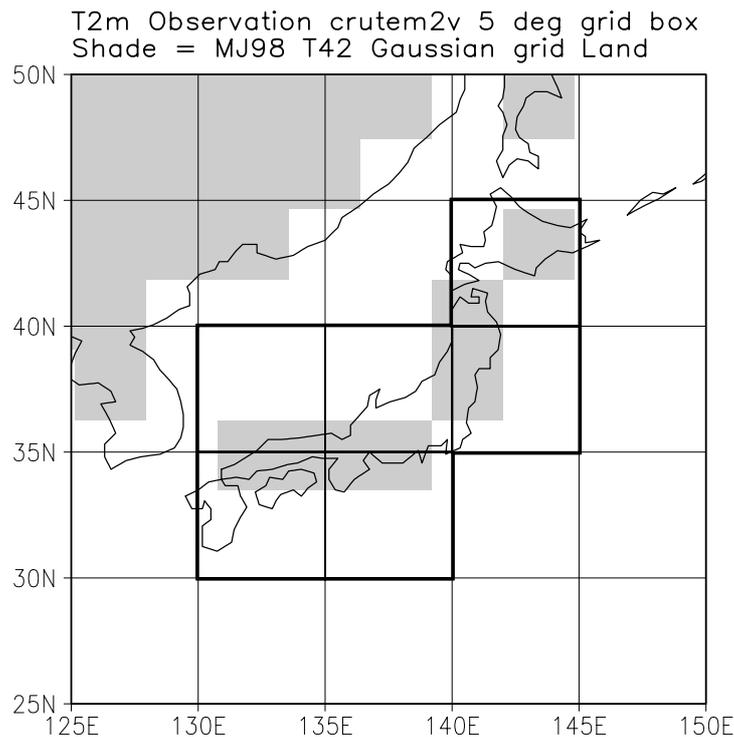


図3 日本付近の観測値とモデルの格子系。Jones et al. (2001) による陸面地上気温の観測値は、緯度および経度が共に5度ごとの格子系である。各グリッド・ボックスの中央に観測値がある。太線で囲った領域が日本付近で陸面地上気温の観測データが存在する領域である。影がついたところがモデルの陸面である。観測データが存在する点を囲むモデルの4つの格子点から、観測点におけるモデルの値を2次元線形内挿した。太線で囲った領域を「日本域」と定義する。

6. 1 トレンド

図4は日本域で平均した夏（6～8月）の1951年から2001年までの地上気温偏差の時系列である。最小二乗法により求めた線形トレンド直線も記入してある。モデルの値はアンサンブル平均である。観測とモデルの気候値を、それぞれの1961年から1990年までの30年間平均値で定義し、偏差はそれぞれの気候値から求めた。気候値の統計期間はFolland et al. (2001)に従った。モデルの気候値は観測値の気候値と異なるが、夏の日本域平均で両者の差は1°C以内である。図4を見ると、観測では正のトレンドが明瞭である。モデルでも正のトレンドを再現しているものの、絶対値は小さく過小評価している。

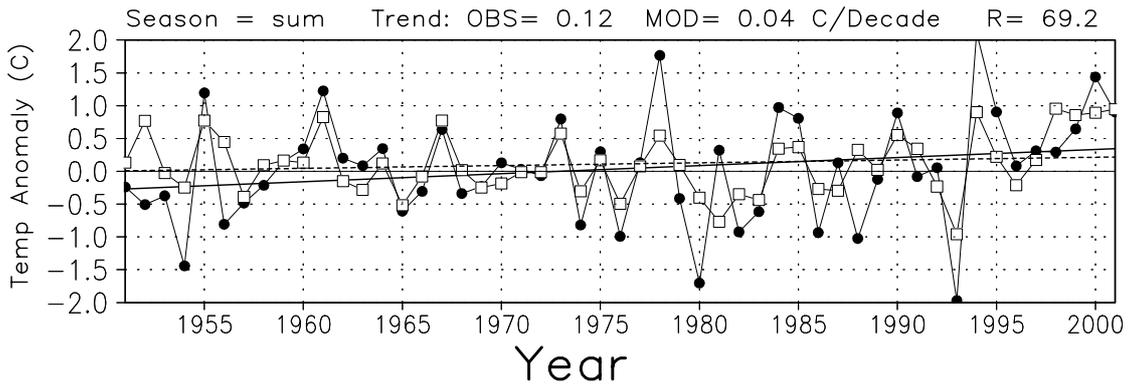


図4 日本域で平均した夏（6～8月）の1951年から2001年までの地上気温偏差の時系列。緯度による面積の違いを考慮し、図3の太線で囲った領域で定義された日本域内で平均した。黒丸●が Jones et al. (2001) による観測値。白四角口がモデルのアンサンブル平均値。観測とモデルの気候値を、それぞれの1961年から1990年までの30年間平均値で定義した。偏差はそれぞれの気候値から求めた。観測値の回帰直線を実線で、モデルの回帰直線を破線で示した。観測値(OBS)とモデル(MOD)のトレンド(°C/10年)の値を図の上部に記した。観測値とモデルの時系列の相関係数R(%)を図の上右に記した。

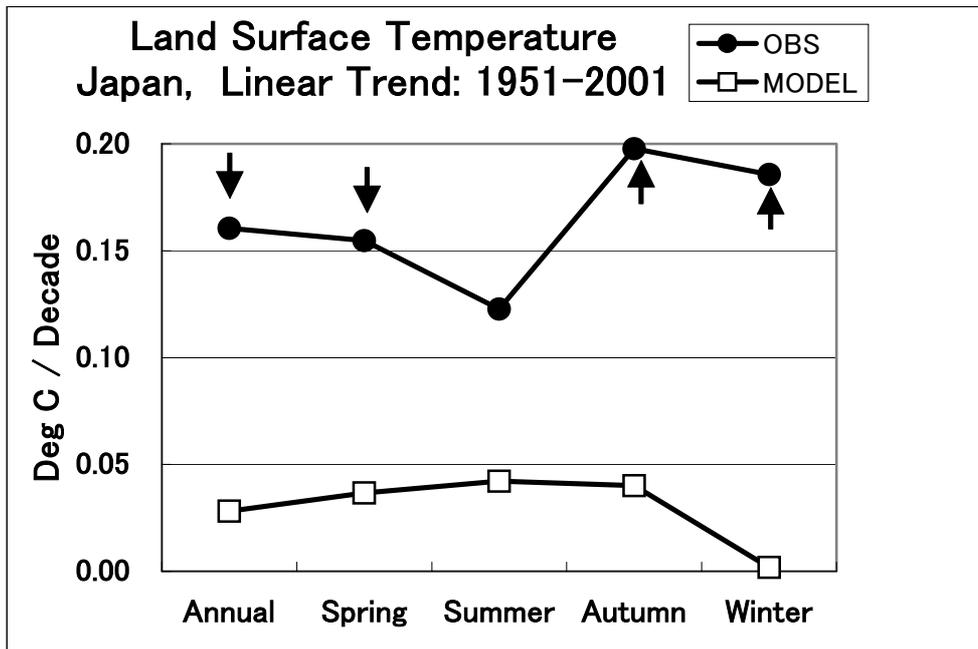


図5 1951年から2001年までの日本域平均した地上気温偏差のトレンド(°C/10年)の季節依存性。横軸は、左から年平均、春(3～5月)、夏(6～8月)、秋(9～11月)、冬(12～2月)。1951年の冬は1951年12月から1952年2月までの平均で定義した。黒丸●が Jones et al. (2001) による観測値のトレンド。白四角口がモデルのアンサンブル平均値のトレンド。矢印は95%水準で有意であることを示す。95%信頼区間にゼロが含まれないことで有意を判定した。

トレンドの季節依存性を比較したのが図5である。比較のため年平均も示した。どの季節もモデルで正のトレンドが再現されているが、いずれも過小評価している。

同様のトレンド解析を観測値とモデルの各格子点で行った。夏の場合について観測されたトレンドの地理分布をモデルと比較したものが図6である。対象とする格子点で全51年間のうちの2/3以上である34年以上の夏の観測値がある場合のみトレンドを計算した。モデルは日本付近は正のトレンドをほぼ再現している。しかし、中国の北緯30度付近の負のトレンドや中国北部とモンゴルの大きな正のトレンドは再現できていない。図7に冬の場合を示した。モデルでは東シナ海からフィリピンにかけての正のトレンドが再現されているが、高緯度の大きな正のトレンドが再現できていない。

6.2 年々変動

再び図4を見ると観測値の変動にモデルの変動は比較的良く合っている。モデルは1993年の低温、1994年の高温を再現している。単純に2つの時系列の相関を計算すると69.2%となる。しかし、両者にはともに正のトレンドがあるので、この高い相関係数にはトレンドによる寄与が入っている。両者にもともに負のトレンドがある場合も同様である。従って、年々変動の再現性を議論する場合、線形トレンドを除去し、年々変動のみを分離する必要がある。図8は日本域で平均した観測とモデルの時系列から線形トレンドを除去した後、両者の相関係数を計算したものである。相関係数は夏が高く、冬が低い。

同様の相関係数の解析を観測値とモデルの各格子点で行った。トレンドの場合と同様に、対象とする格子点で全51年間のうちの2/3以上である34年以上の観測値がある場合のみ相関係数を計算した。図9は相関係数の地理分布である。夏については東アジアの広い地域で高い相関となっている。冬については、日本から東シナ海、フィリピンにかけて高い正相関だが、中国北部などの高緯度で負になっている。モデルでは冬のシベリア高気圧の表現に何らかの問題があるのかもしれない。

Temperature at 2 meter linear trend
 Year= 1951-2001 Season= sum

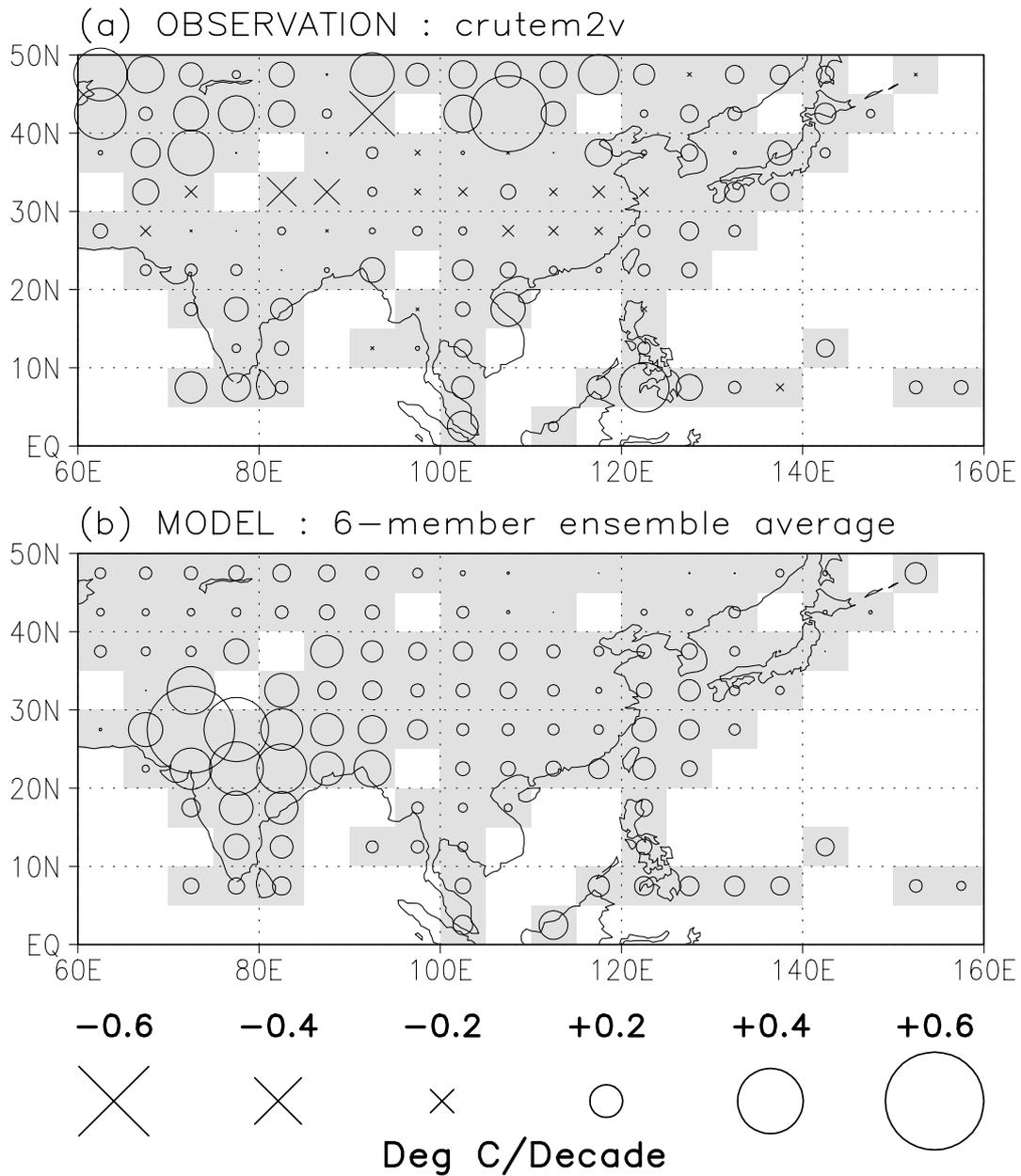


図6 各格子点で求めた1951年から2001年までの夏(6~8月)の地上気温偏差のトレンド(°C/10年)の地理分布。正のトレンドを白丸○で、負のトレンドを×で示し、印の大きさをトレンドの絶対値に比例させた。影は観測値のトレンドが存在する格子を示す。(a) Jones et al. (2001) による観測値。以下のようにトレンドを計算した。まず、各年の各格子点において夏3か月すべての観測値がある場合のみ夏平均を求め、そうでない場合は欠測とした。対象とする格子点で全51年間のうちの2/3以上である34年以上の夏の観測値がある場合のみトレンドを計算した。(b) モデルのアンサンブル平均値。各格子点において夏の観測値が存在する年に対応するモデルの格子点値のみを集め、トレンドを計算した。

Temperature at 2 meter linear trend
 Year= 1951-2001 Season= win

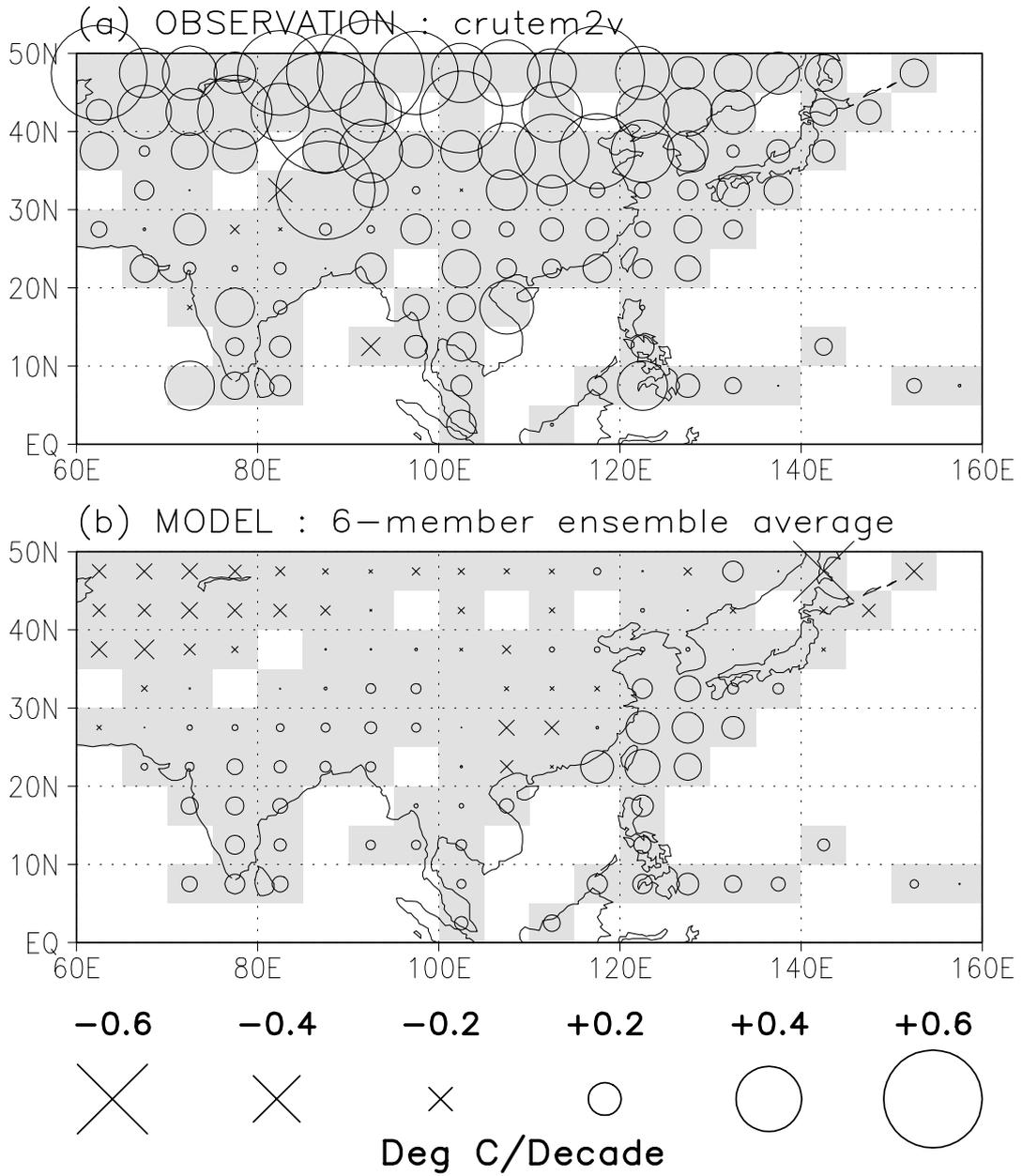


図7 図6と同じだが、冬（12～2月）。

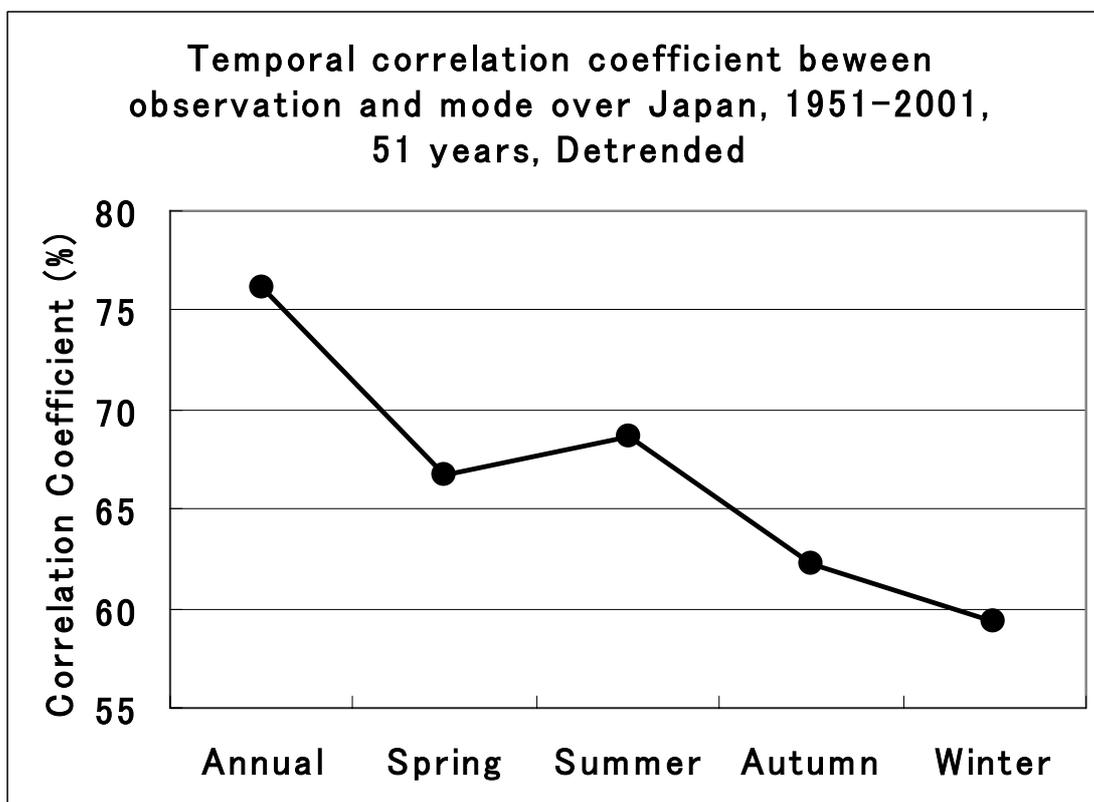


図8 1951年から2001年までの日本域平均した地上気温偏差の観測値とモデルのアンサンブル平均値の相関係数(%)の季節依存性。横軸は、左から年平均、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)。1951年の冬は1951年12月から1952年2月までの平均で定義した。トレンドと年々変動を分離するため、線形トレンドを除去した時系列を用いた。95%有意水準が27.2であるため、すべての相関係数が有意である。

Temperature at 2 meter Obs vs Model Correl. (%)
 Year= 1951–2001 Detrended time series

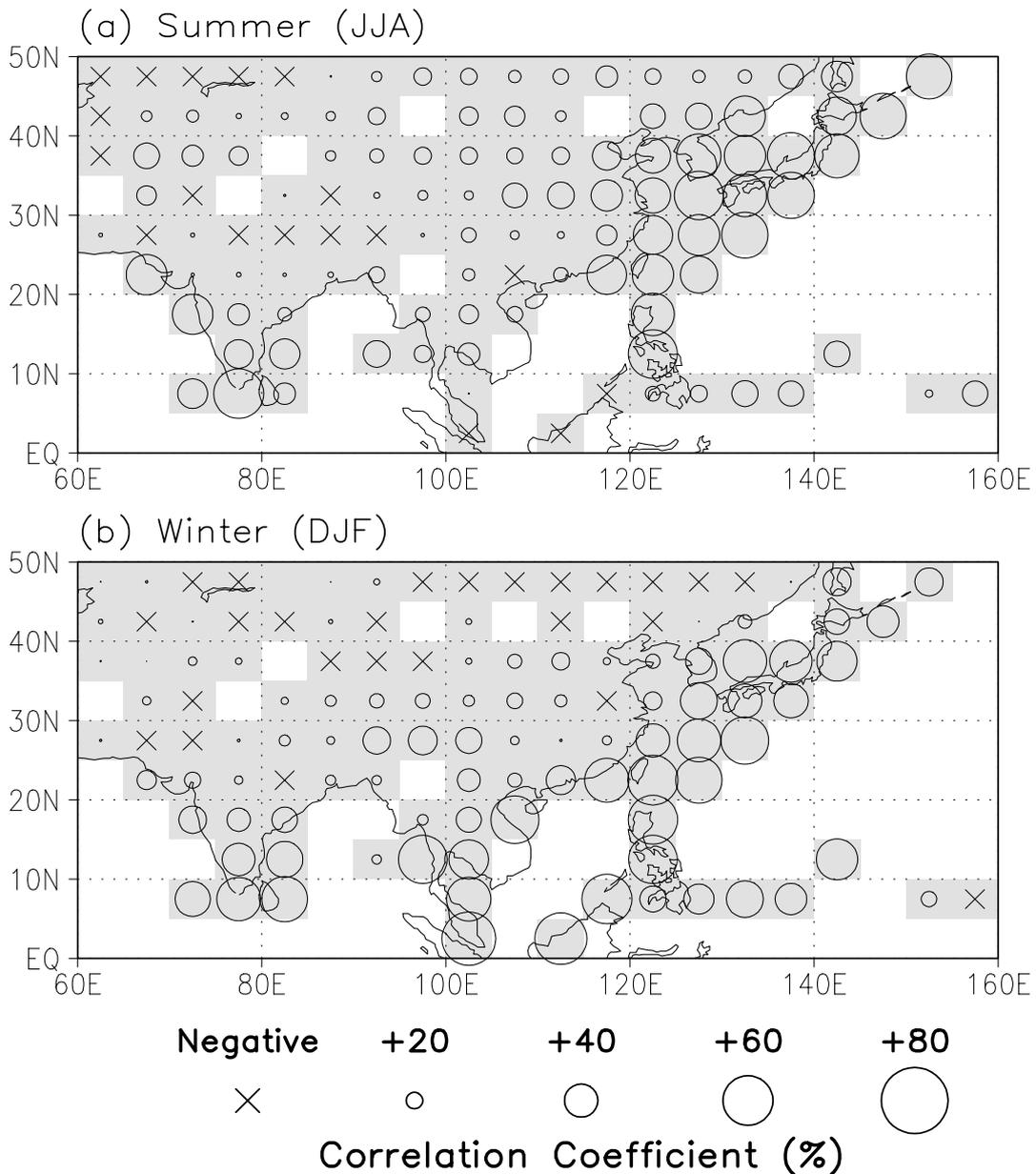


図9 各格子点で求めた1951年から2001年までの地上気温偏差の観測値とモデルのアンサンブル平均の相関係数(%)の地理分布。正の相関係数を白丸○で示し、印の大きさを相関係数の大きさに比例させた。相関係数が負の場合は、一定の大きさの×をプロットした。影は相関係数を計算した格子を示す。以下の手順で相関係数を計算した。図6, 7でトレンドを求めた格子点の時系列から、観測、モデルともに線形トレンドを除いた。各格子点において観測値が全51年間のうちの2/3以上である34年以上ある場合のみ、対応するモデルの格子点値を集め相関係数を求めた。(a)夏(6~8月)。(b)冬(12~2月)。

7. 降水量

7. 1 海上を含めた夏の気候値

夏は東アジアでは雨期に相当し、この期間の降水量は農業を初め人間活動にとって極めて大きな影響を持つ。海上を含めた夏の降水量のモデル気候値を、Xie and Arkin (1997) が作成した Climate prediction center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) の観測値と比較した。気候値の統計期間は 1979 年から 2001 年までの 23 年間に統一した。図 10 はモデルの気候値と観測された気候値を比較したものである。モデルのバイアスを見ると中国から韓国、日本海で降水量が不足している。特に韓国では -2 mm/day の誤差があり、3ヶ月間では約 180 mm も不足していることになる。一方、日本の南やフィリピン付近では過剰な雨が降っている。楠(2003)のレビューによればここで使用している T42 程度の低分解能モデルでは、一般に梅雨が不足する。しかし、日本付近にはゼロの等値線が通っていて、幸いにもこのモデルでは日本付近の夏の降水量を良く再現できている。

7. 2 トレンド

陸面降水量についても陸面地上気温と同様な解析を行った。ただ、観測値が 1997 年までしか無いため、検証期間は気温の 51 年に比べて短く、47 年である。図 11 は日本域平均した夏の降水量平年比の時系列である。Humne et al. (1998) による降水量の観測値の格子系は、図 3 で示した Jones et al. (2001) による陸面地上気温のものと全く同じである。気候値は、観測、モデルともに 1961-1990 年の 30 年平均値である。観測では負のトレンドが見られるが、モデルでは逆の正のトレンドが出ている。図 12 は季節依存性を示したもので、観測で顕著な負のトレンドが、モデルではほとんど再現できない。

同様のトレンド解析を観測値とモデルの各格子点で行った。夏の場合について観測されたトレンドの地理分布をモデルと比較したものが図 13 である。対象とする格子点で全 47 年間のうちの約 2/3 以上である 31 年以上の夏の観測値がある場合のみトレンドを計算した。観測では日本付近と東シナ海に負のトレンドが見られるが、モデルは逆に正のトレンドとなっている。図 14 に冬の場合を示した。モデルでは中国の華南やフィリピン付近で観測されたトレンドを再現しているものの、その他の地域では観測に合っていない。

7. 3 年々変動

再び夏の時系列(図 11)を見ると観測値の変動にモデルの変動が合っていない。残念ながらモデルは 1993 年の多雨、1994 年の少雨も再現できない。時系列からトレンドを除去した後、日本域における陸面降水量の観測値とモデルの 47 年間の時系列の相関係数を求めた。図 15 はその季節依存性を示している。冬は相関係数が高く有意だが、他の季節は低い。明らかに陸面地上気温の相関係数(図 8)に比べ、降水量の場合は低い。

Precipitation (mm/day) Season= sum
Climatology

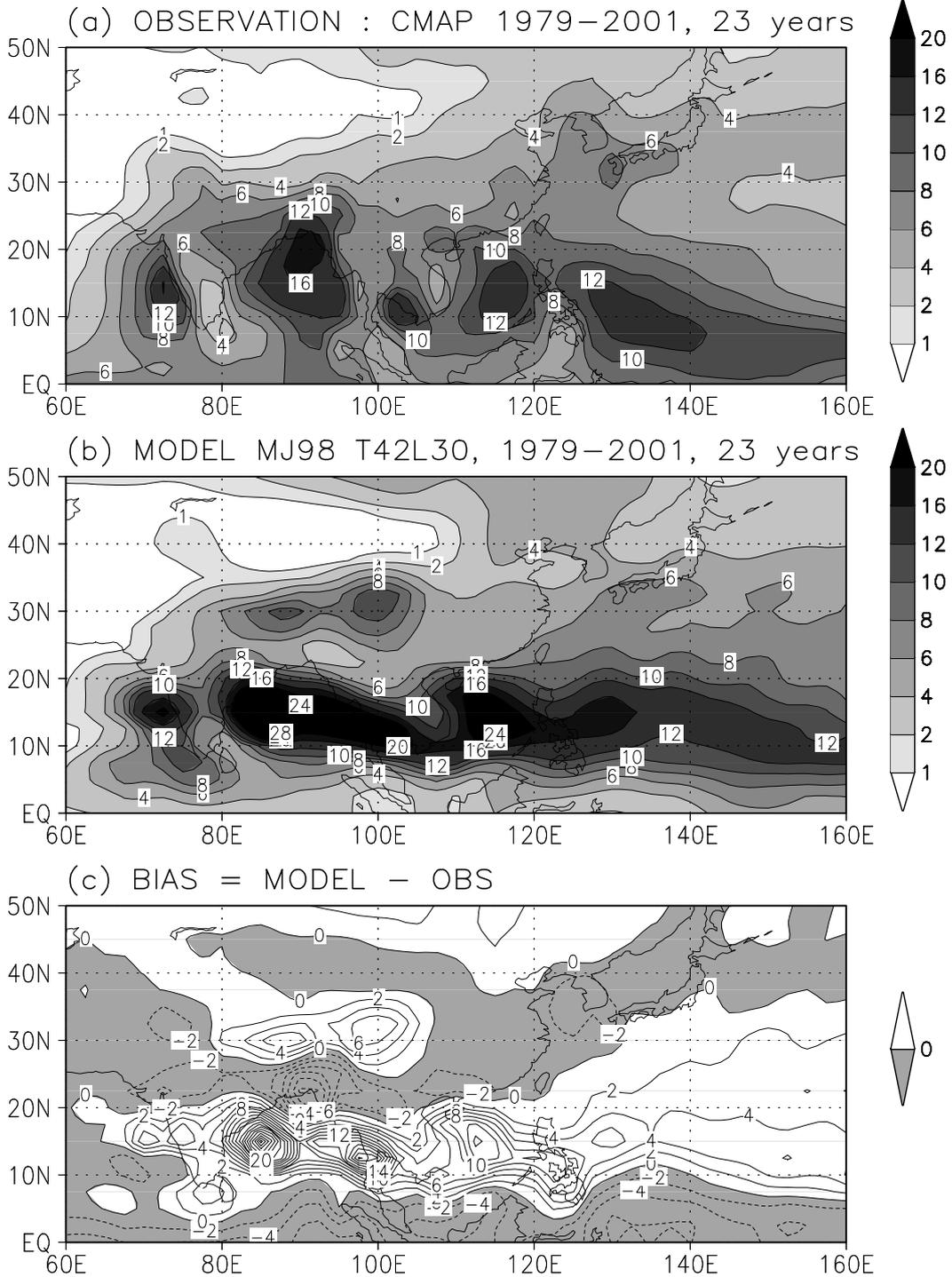


図10 夏(6~8月)の降水量(mm/day)の気候値。観測、モデルともに1979年から2001年までの23年間の平均値で、水平分解能は緯度5度、経度5度。(a)観測値。Xie and Arkin (1997)によるClimate prediction center Merged Analysis of Precipitation (CMAP)。(b)モデルのアンサンブル平均。(c)モデルの系統誤差=(b) - (c)。等値線間隔は2mm/day。負の値に影。

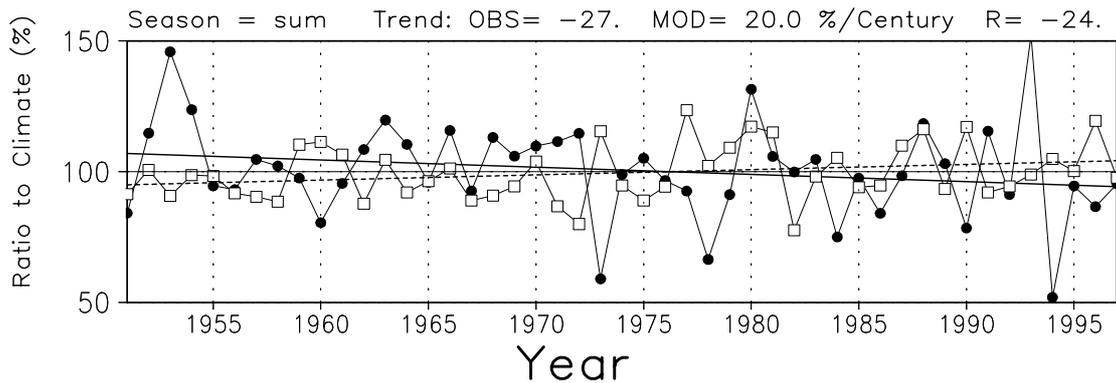


図11 日本域で平均した夏（6～8月）の1951年から1997年までの降水量平年比(%)の時系列。緯度による面積の違いを考慮し、図3の太線で囲った領域で定義された日本域内で平均した。黒丸●がHume et al. (1998)による観測値。白四角口がモデルのアンサンブル平均値。観測とモデルの気候値を、それぞれの1961年から1990年までの30年間平均値で定義した。平年比はそれぞれの気候値から求めた。観測値の回帰直線を実線で、モデルの回帰直線を破線で示した。観測値(OBS)とモデル(MOD)のトレンド(%/100年)の値を図の上部に記した。観測値とモデルの時系列の相関係数R(%)を図の右上に記した。

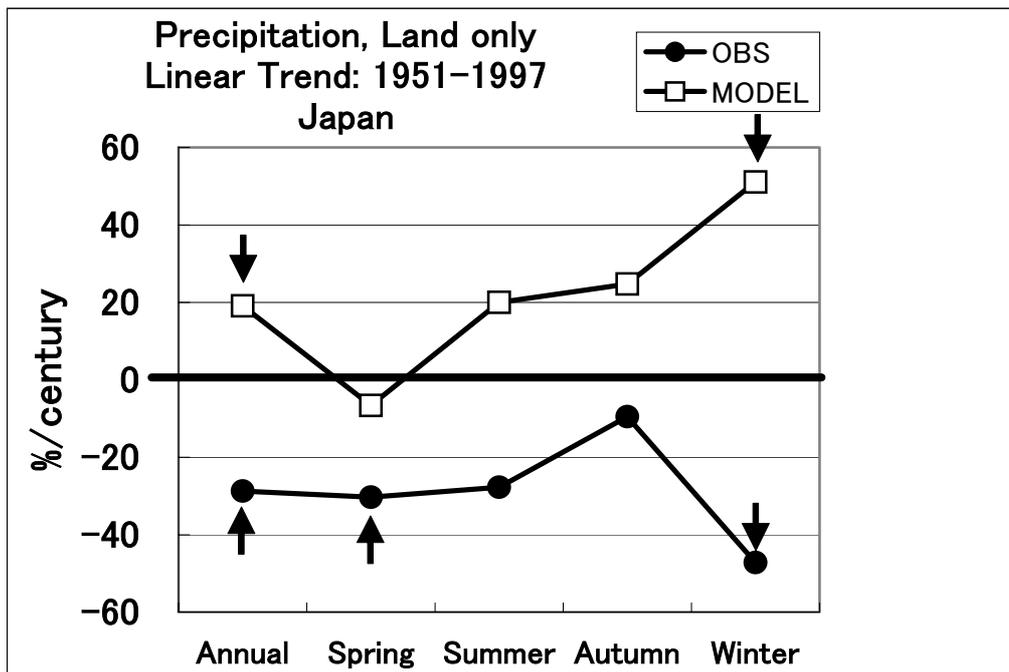


図12 1951年から1997年までの日本域平均した降水量平年比のトレンド(%/100年)の季節依存性。横軸は、左から年平均、春（3～5月）、夏（6～8月）、秋（9～11月）、冬（12～2月）。1951年の冬は1951年12月から1952年2月までの平均で定義した。黒丸●がHume et al. (1998)による観測値のトレンド。白四角口がモデルのアンサンブル平均値のトレンド。矢印は95%水準で有意であることを示す。95%信頼区間にゼロが含まれないことで有意を判定した。

Precipitation linear trend (%/Century)

Year= 1951-1997 Season= sum

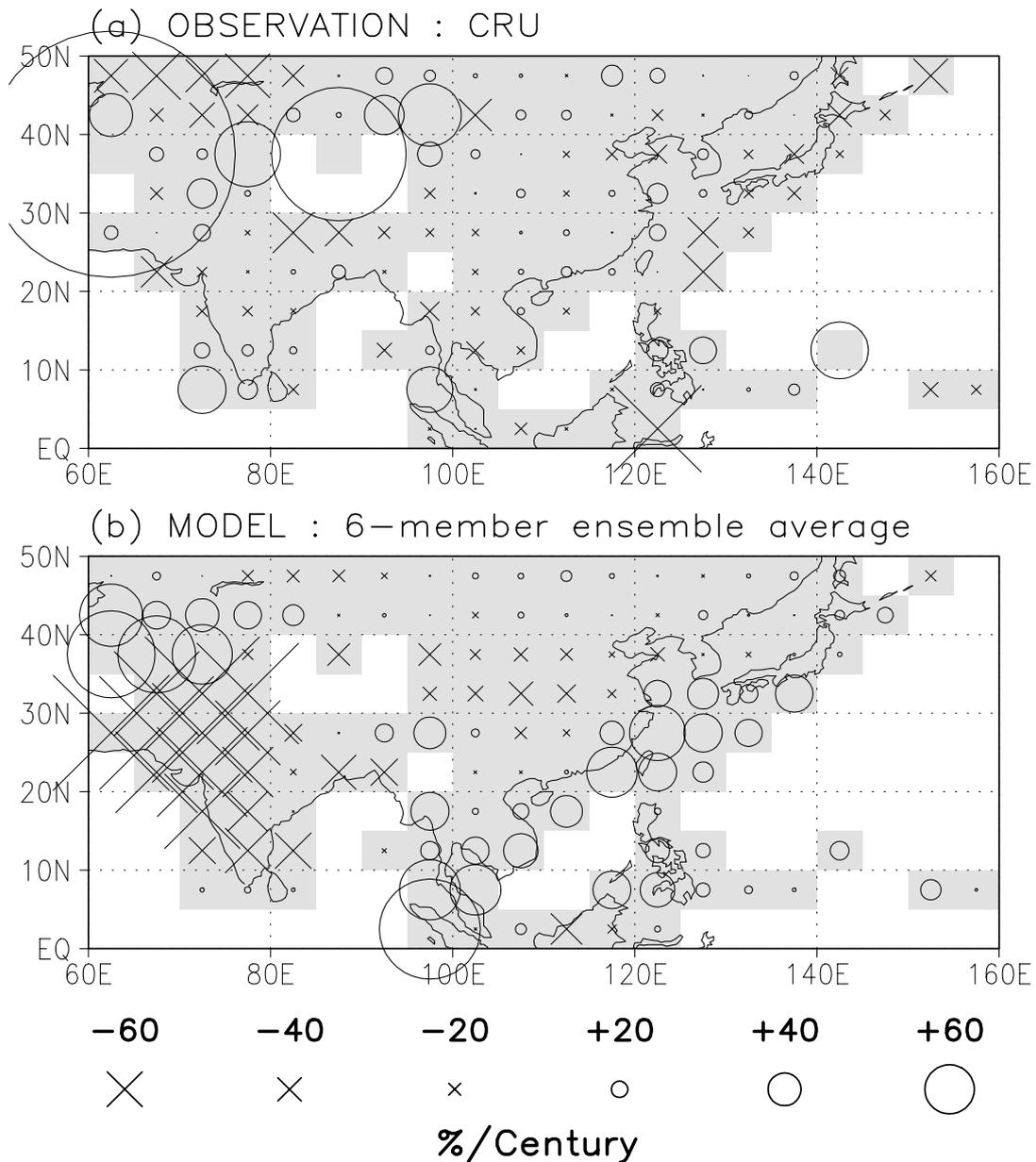


図13 各格子点で求めた1951年から1997年までの夏の地上気温偏差のトレンド(%/100年)の地理分布。正のトレンドを白丸○で、負のトレンドを×で示し、印の大きさをトレンドの絶対値に比例させた。影は観測値のトレンドが存在する格子を示す。(a)Hume et al. (1998)による観測値。以下のようにトレンドを計算した。まず、各年の各格子点において夏3か月すべての観測値がある場合のみ夏平均を求め、そうでない場合は欠測とした。対象とする格子点で全47年間のうちの約2/3以上である31年以上の夏の観測値がある場合のみトレンドを計算した。(b)モデルのアンサンブル平均値。各格子点において夏の観測値が存在する年に対応するモデルの格子点値のみを集め、トレンドを計算した。

Precipitation linear trend (%/Century)
 Year= 1951-1997 Season= win

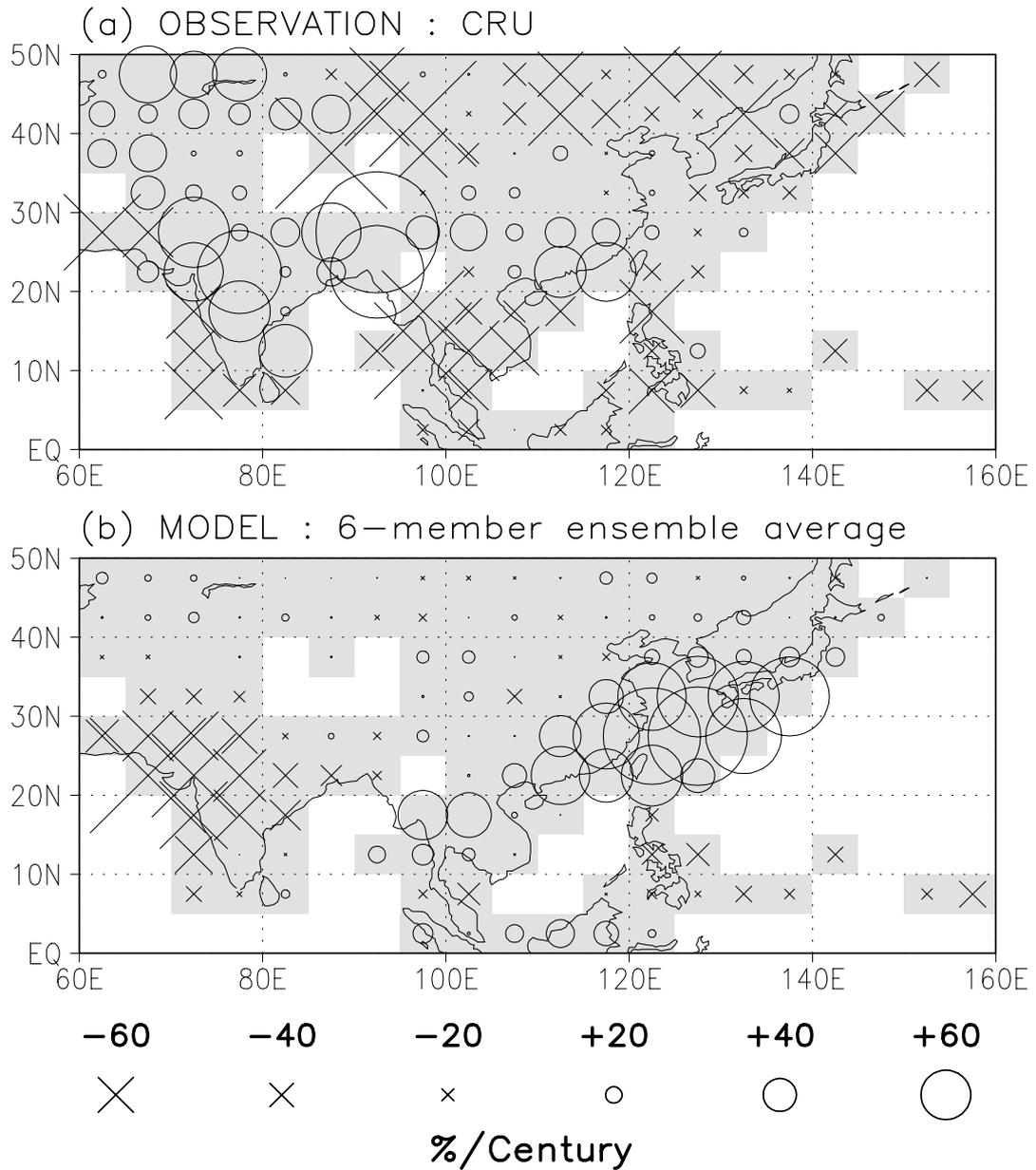


図14 図13と同じだが、冬(12~2月)。

同様の相関係数の解析を観測値とモデルの各格子点で行った。トレンドの場合と同様に、対象とする格子点で全47年間のうちの約2/3以上である31年以上の観測値がある場合のみ相関係数を計算した。図16は相関係数の地理分布を示している。夏については、残念ながらほとんどの地域で負となっている。日本付近の夏の降水量の気候値は比較的良く再現されている(図10)にもかかわらず、このモデルでは東アジア域の夏の降水量の年々をほとんど再現できない。ただ、この欠点は世界中の多くの大気大循環モデルに共通した問題でもある(楠、2003)。冬は、日本付近から東シナ海、南シナ海、フィリピン付近で正の相関が見られるが、ユーラシア大陸の内陸では負となっている地点が多い。

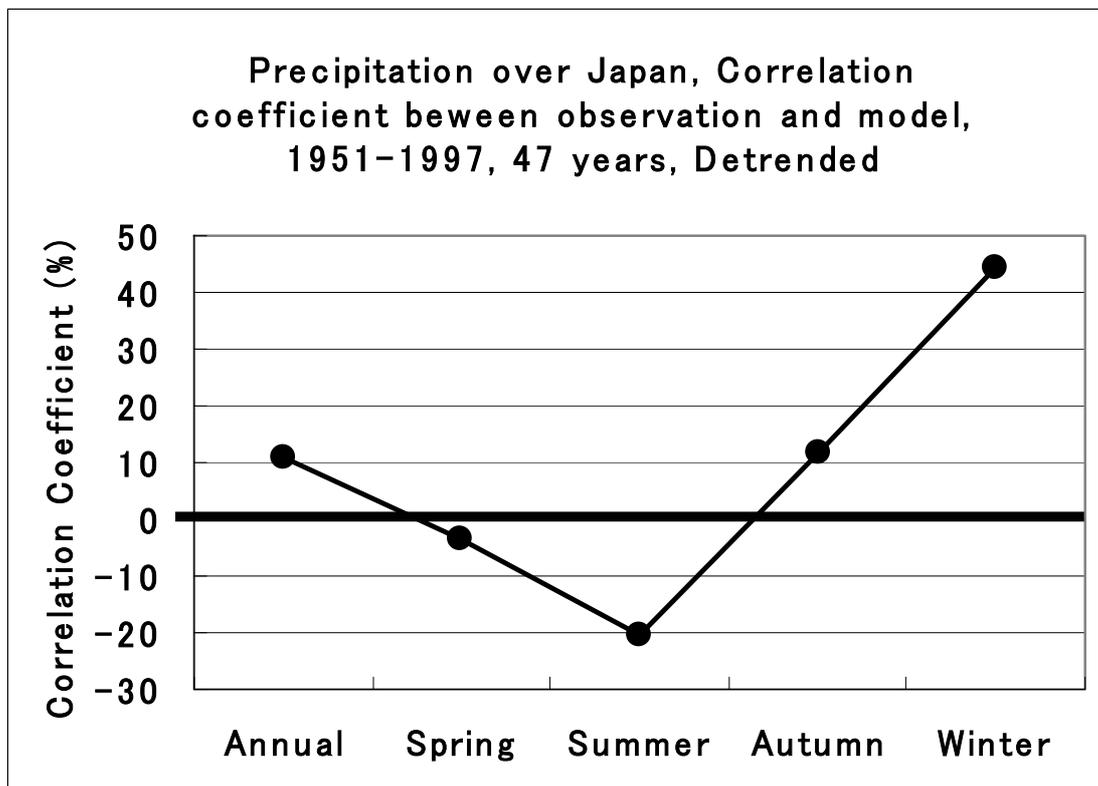


図15 1951年から1997年までの日本域平均した降水量年比の観測値とモデルのアンサンブル平均値の相関係数(%)の季節依存性。横軸は、左から年平均、春(3~5月)、夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)。1951年の冬は1951年12月から1952年2月までの平均で定義した。トレンドと年々変動を分離するため、線形トレンドを除去した時系列を用いた。95%有意水準が28.8であるため、冬のみが有意である。

Precipitation Obs vs Model Correlation (%)
 Year= 1951–1997 Detrended time series

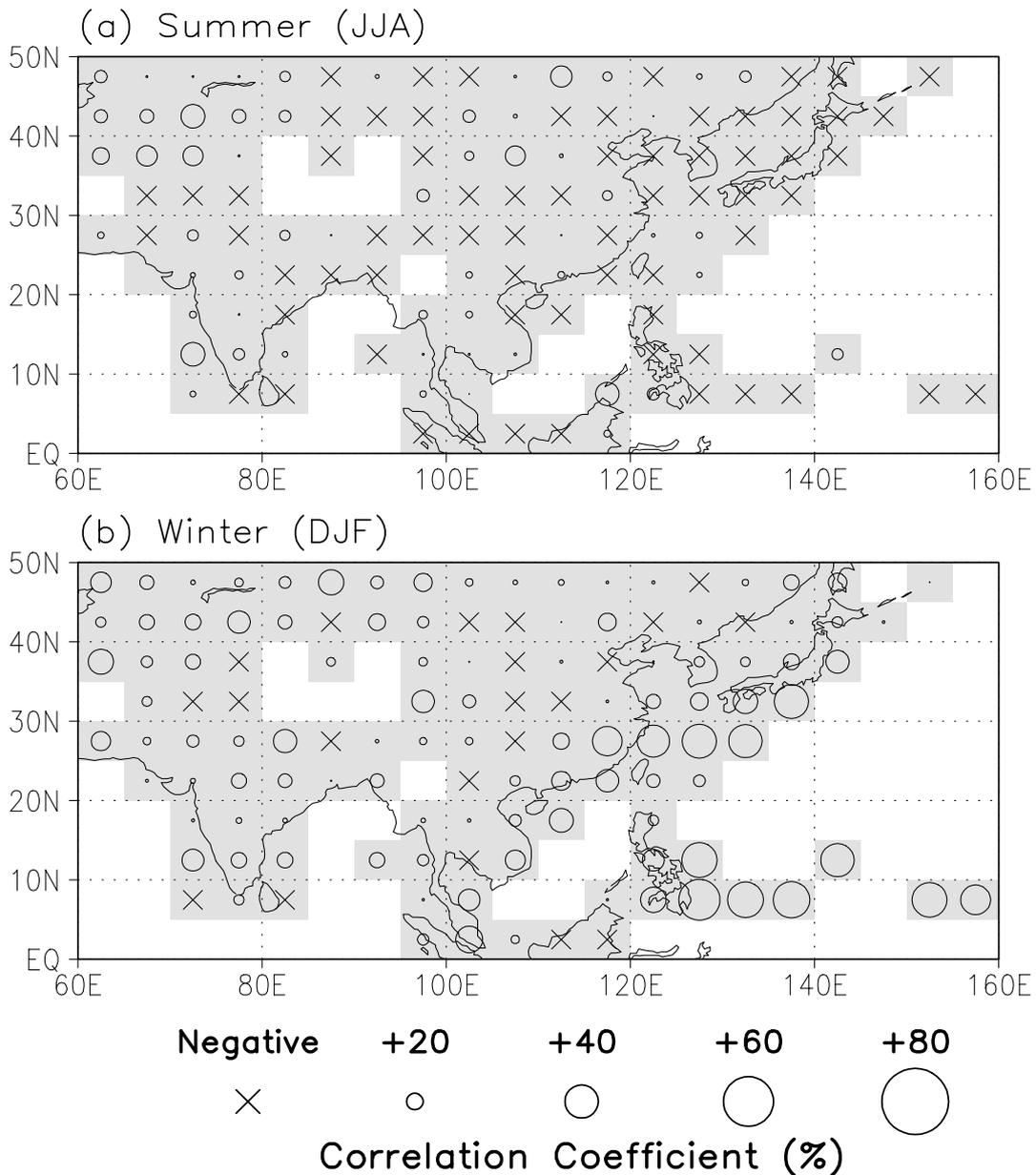


図16 各格子点で求めた1951年から1997年までの降水量年平均比の観測値とモデルのアンサンブル平均の相関係数(%)の地理分布。正の相関係数を白丸○で示し、印の大きさを相関係数の大きさに比例させた。相関係数が負の場合は、一定の大きさの×をプロットした。影は相関係数を計算した格子を示す。以下の手順で相関係数を計算した。図13, 14でトレンドを求めた格子点の時系列から、観測、モデルともに線形トレンドを除いた。各格子点において観測値が全51年間のうちの約2/3以上である31年以上ある場合のみ、対応するモデルの格子点値を集め相関係数を求めた。(a)夏(6~8月)。(b)冬(12~2月)。

8. まとめ

(1) 陸面地上気温のトレンド

夏の場合、モデルは日本付近の正のトレンドをほぼ再現しているが、中国大陸やモンゴルで再現性が低い。

冬の場合、モデルでは東シナ海からフィリピンにかけての正のトレンドが再現されているが、高緯度の大きな正のトレンドが再現できていない。

(2) 陸面地上気温の年々変動

夏の場合、東アジアの広い地域で再現性が高い。

冬の場合、日本から東シナ海、フィリピンにかけて再現性が高いが、中国北部などの高緯度で再現性が低い。

(3) 陸面降水量のトレンド

夏の場合、観測では日本付近と東シナ海に負のトレンドが見られるが、モデルは逆に正のトレンドとなっている。

冬の場合、モデルでは中国の華南やフィリピン付近で観測されたトレンドを再現しているものの、その他の地域では観測に合っていない。

(4) 陸面降水量の年々変動

夏の場合、モデルは年々変動をほとんど再現できない。

冬の場合、日本付近から東シナ海、南シナ海、フィリピン付近で現性が高いが、ユーラシア大陸の内陸では再現性が低い。

参考文献

- Folland, C.K., T.R. Karl, J.R. Christy, R.A. Clarke, G.V. Gruza, J. Jouzel, M.E. Mann, J. Oerlemans, M. J. Salinger and S.-W. Wang, 2001: Chapter 2, Observed Climate Variability and Change. 99-181. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- Gates, W. L., J. S. Boyle, C. C. Covey, C. G. Dease, C. M. Doutriaux, R. S. Drach, M. Fiorino, P. J. Gleckler, J. J. Hnilo, S. M. Marlais, T. J. Phillips, G. L. Potter, B. D. Santer, K. R. Sperber, K. E. Taylor and D. N. Williams, 1999: An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 29-55. <http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/NEWS/amipn18.html>
- Hansen, J., M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker, and J. Christy, 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, **107**(D18), 4347, doi:10.1029/2001JD001143.

- <http://www.giss.nasa.gov/data/simodel/ghgases/>
- Hume, M., T. J. Osborn and T. C. Johns, 1998: Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophys. Res. Letts.*, **25**, 3379-3382.
<http://www.cru.uea.ac.uk/~mikeh/datasets/global/>
- Iwasaki, T., S. Yamada and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with the different vertical partitioning, part I: Impact on medium range forecasts. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **67**, 11-41.
- Jones, P. D., T. J. Osborn, K. R. Briffa, C. K. Folland, E. B. Horton, L. V. Alexander, D. E. Parker and N. A. Rayner, 2001: Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series. *J. Geophys. Res.*, **106**, D4, 3371-3380.
<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>
- 楠 昌司, 2003: 第5章「モンスーンの予測可能性」、気象研究ノート第204号「モンスーン研究の最前線」、川村隆一編集、153-188.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence-closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Randall, D. A., and D. M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. Meteorological Monographs, Vol. 24, No. 46, *The representation of cumulus convection in numerical models*. American Meteorological Society, Chapter 11, 137-147.
- 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**(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670. <http://dss.ucar.edu/datasets/ds277.3/>
- Sato, N., P. J. Sellers, D. A. Randall, E. K. Schneider, J. Shekel, J. L. Kinter III, Y.-T. Hou and A. Albertazzi, 1989: Effects of implementing the simple biosphere model (SiB) in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.
- Shibata, K. and T. Aoki, 1989: An infrared radiative scheme for the numerical models of weather and climate. *J. Geophys. Res.*, **94**, D12, 14, 923-14,943.
- Shibata, K. and A. Uchiyama, 1992: Accuracy of the delta-four-stream approximation in inhomogeneous scattering atmosphere. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **25**, 1097-1109.
- Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka, and M. Sugi, 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Papers in Meteorol. and Geophys.*, **50**, 15-53.
- Xie, P. and P. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17 year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.

成層圏 QBO とチベット高気圧, モンスーンとの関係

日本大学

井上誠、山川修治、上野孝

1. はじめに

熱帯成層圏において約 2 年の周期でみられる東西風循環, QBO の存在は広く認識されている。しかし, QBO が具体的に気候にどのような影響を与えているかなどの研究はあまりなされておらず, 冬季北半球中高緯度への影響に関する研究が中心となっている(例えば, Naito and Hirota, 1997; Niwano and Takahashi, 1998)。QBO と熱帯大気との関係に注目すれば, QBO が東風位相の間, エルニーニョ現象に導く条件と一致し, 逆にラニーニャ現象の発達に適した条件は QBO の西風位相に伴って起こる傾向があることを述べた論文が挙げられる(Gray *et al.*, 1992)。一方, Chattopadhyay and Bhatla (2002) は, Niño3 の SST とインドの降水量との逆相関は, QBO が東風のときに強くなり, 西風のときに弱くなること, さらに QBO の東風フェーズと関連のあるモンスーン期間中の ENSO イベントは早魃をもたらしやすい, 西風フェーズならノーマルなモンスーンをもたらしやすいことを示した。また, 成層圏 QBO とオーストラリアを中心として発生するロス川病との関連性を述べた異色の研究もあり(Done *et al.*, 2002), QBO はこれから幅広い分野で注目されていくのではないだろうか。

しかし, 成層圏と対流圏との相互作用を論じた研究にはやはり北半球冬季に関するものが多く, 北半球夏季に関するものは少ない。北半球夏季に限定すれば, チベット高原は成層圏と対流圏の間の相互作用が最も活発な地域のひとつであると考えられる。Chen(1995) は, ECMWF 客観解析データを使って, 成層圏と対流圏の質量交換現象が夏季モンスーン循環に伴って活発化することを示した。また, チベット高気圧の北側の亜熱帯ジェットにトラップされた準定常ロスビー波が増幅し, その領域の気温の低下が確認され, チベット高気圧の北東縁辺で成層圏と対流圏の間の質量交換現象がみられた, という研究成果もある(Terao, 1999)。これは, 中緯度の擾乱がチベット高気圧の衰退にかかわっていることを示唆している。一方 Ose(1998)は, 観測から得られた帯状平均場と熱源を与えたモデルを用いて, チベット高気圧と北太平洋高気圧が日本付近へ広がることは, 西太平洋の熱源のみで再現されることを導いている。また, Yatagai and Yasunari (1995) は, タクラマカン砂漠の夏季降水量変動とチベット高気圧との関係を調べた。その結果, 多雨年にはトラフが 90°E 付近に存在すること, また, 多(少)雨年にはチベット高気圧がその東側で強く(弱く)なることを示した。また, チベット高気圧の中心位置の季節変化のシミュレーションは, 7 月中旬までゆっくりと北進し, 約 1 ヶ月間 30°N 付近に停滞後, 南に後退し 9 月下旬には 22°N 付近に位置することを示した(Basu, 2001)。一方, Kim *et al.*(2002)は, チベット高気圧が北東方向に強く張り出すとき, チベット高原東部と中国南部上空の対流圏上層の高

度場が増加することにより、新たな高気圧の形成につながることを述べている。他に、チベット高気圧とインド洋のダイポール現象との関連性を指摘した論文(Li and Mu, 2001)、チベット高気圧の強さやチベット高原上空の非断熱加熱はエルニーニョ期間に弱化する傾向があることを示した研究(Pattanaik and Satyan, 2000)など、チベット高気圧とグローバルな循環場との関係を調べた研究はいくつかある。

また、チベット高気圧の東西方向への張り出しには QBO が寄与しているとも指摘されている。Yamakawa(1997)は、QBO が西風である 1993 年に東アジアや北アメリカで冷夏となり、QBO が東風である 1994 年にチベット高気圧が拡大し、東アジアで暑夏となったことを述べている。本研究では、そのことを統計的に解析し、インドモンスーンを中心とする東アジアの夏季の天候予測に役立てることを目的とする。そこで、1965～2001 年における成層圏 QBO とチベット高気圧、モンスーンとの関係について調べた。

2. データ

赤道成層圏東西風のデータは、気象庁提供によるシンガポールの 50hPa 東西風数値データを使用した。インドの降水量は、IITM Indian regional / subdivisional Monthly Rainfall data set の Central Northeast India (56 か所の Station Data)を使用した。気圧場と東西風の分布図は、NCEP/NCAR Reanalysis Data により解析された。高度場の数値データは、NOAA の AB-CPC データを使用した。

3. 解析方法

まず、50hPa におけるシンガポール東西風のデータを利用して年ごとに分類する。4 月と 7 月の東西風を読み取り、4 月の時点で西風、7 月の時点で東風ならその年を W-E 年と定義する。そのようにして 1965～2001 年のすべての年を W-W 年、W-E 年、E-E 年、E-W 年のいずれかに区分する。

次に、成層圏 QBO とインド付近の降水量との関係を調べる。Chattopadhyay and Bhatla (2002) は、QBO の東風フェーズと関連のあるモンスーン期間中の ENSO イベントは旱魃をもたらしやすく、西風フェーズならノーマルなモンスーンをもたらしやすいことを示した。本研究では、モンスーンの指標としてインドの降水量を使用する。具体的にインドのどの地域で QBO と降水量との関連性が強くなるかに注目し、その作用中心を調べる。IITM Indian regional / subdivisional Monthly Rainfall data set によりインドのあらゆる地域の 6～9 月の総降水量の経年変動のグラフを作成し、QBO により分類した年と比較する。

そして、NCEP/NCAR Reanalysis Data により QBO 分類年ごとの 5～8 月における 100hPa 高度分布のコンポジット解析図を作成する。100hPa 高度分布図からはチベット高気圧の強弱を中心に調べ、QBO との関連性を見出す。さらに、QBO 分類年の高度偏差、

東西風偏差の緯度 高度断面図を作成し、赤道東西風とチベット高気圧の南側の東風ジェットがどのようにリンクしているかに着目した解析を行う。そして、QBO の西風年と東風年の決定的な相違を検出するために、5～8 月における 50hPa, 70hPa, 100hPa 高度分布の W-W 年と E-E 年との差を示したコンポジット解析図を作成し、比較検討する。さらに、50hPa 東西風とチベット高気圧の中心気圧との相関関係を調べる。

4. 結果

4.1 QBO の経年変動と QBO による各年の分類結果

QBO による各年の分類結果は以下の通りである。

W-W年 1967・1973・1976・1978・1981・1983・1985・1986・1988・1993・1995・1999・2000

W-E年 1965・1968・1970・1972・1974・1979・1984・1989・1991・1994・1996・1998・2001

E-E年 1977・1982・1987・1992

E-W年 1966・1969・1971・1975・1980・1990・1997

4.2 Central Northeast India の少雨年・多雨年の分類と QBO との関係

インドの中央北東部の降水量を、モンスーンの指標とする。1965～2001 年で降水量の少なかった年 10 位までを少雨年、多かった年 10 位までを多雨年と定義する。そして、7 月の時点での QBO と降水量との関係を Table1 に示す。多雨年は QBO が西風であることが多く、逆に少雨年は東風であることが多い。

Table1. The connection between Less / Much Precipitation in Central Northeast India and QBO. Bold and diagonal characters show easterly phase, and normal characters show westerly phase in July.

Less Precipitation Year	1965 1966 1968 1972 1974 1979 1982 1987 1991 1992
Much Precipitation Year	1971 1975 1978 1980 1984 1990 1994 1997 1999 2001

4.3 5～8月における100hPa高度分布図のW-W年とE-E年との差

5月の段階では、70、100hPaの高度場は西風年の方が高くなっている。とくに100hPaではその差が60gpmである(図省略)。しかし、7～8月になると、西風年の方が亜熱帯高圧帯に沿って低圧になっていることが明瞭である。とくにチベット高原上空では、西風年にトラフが大きく入り込んでいる(Fig. 1)。このことから、QBOが東風フェーズのときの方が、チベット高気圧が発達する傾向にあることがわかる。5～8月にかけての50hPaの高度場で注目すべきところは、赤道付近を除くほとんどすべての地域で西風の方が負偏差となっていることである。そして、7～8月には、亜熱帯高圧帯に沿って大きな負偏差域がみられることも特徴である(図省略)。

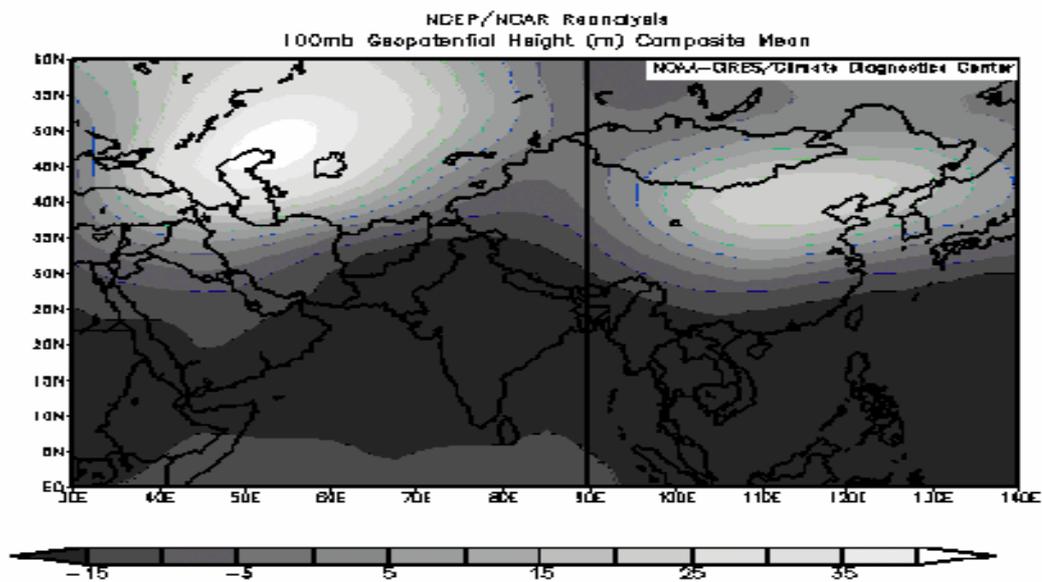


Fig. 1. Composite differences of 100hPa geopotential height means are shown as W-W year minus E-E year in August.

4.4 70-90 ° E における高度偏差の緯度 高度断面図

E-E 年においては、5月の時点では80-200hPa付近に負偏差域が認められるものの(図省略)、夏季にはほとんどの区域で正偏差となっている(Fig. 2B)。このことは、チベット高気圧が平年より発達していることを示している。QBOの東風成分はチベット高気圧の南側の亜熱帯東風ジェットを強化し、最終的にチベット高気圧を東西方向に拡大することに寄与するのではないかと考えられる。一方、W-E年の8月は、成層圏下部を中心に負偏差域が広がっている(Fig. 2A)。図には示さないがE-W年、W-W年も概ね負偏差域の顕著な分布が認められる。

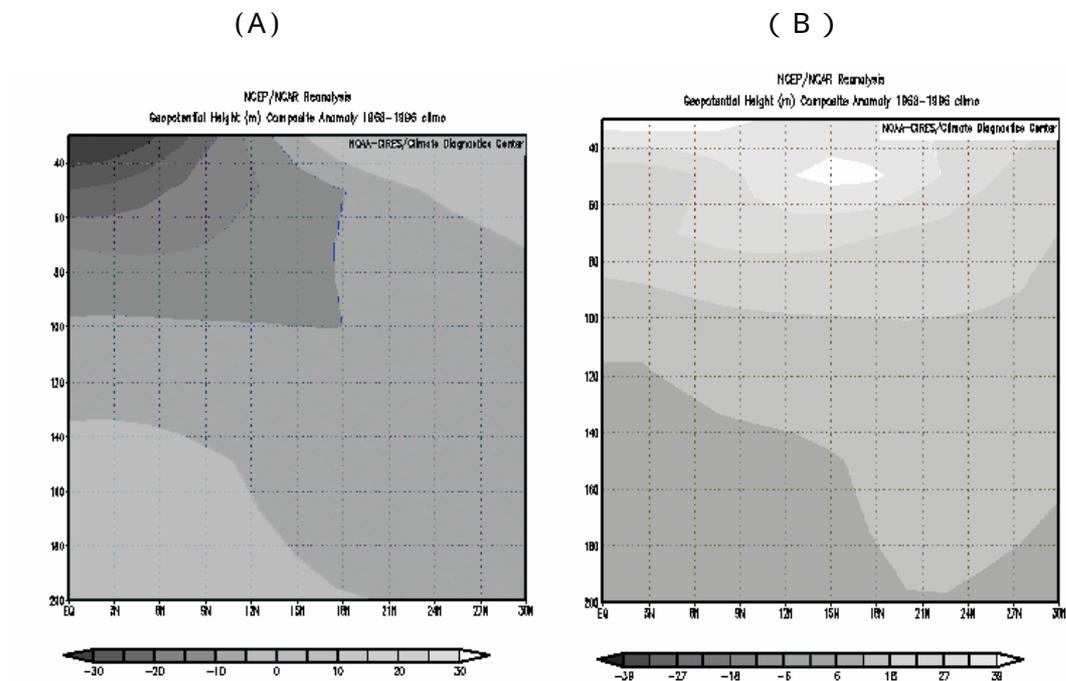


Fig. 2. Latitude-altitude profiles of geopotential height anomalies at 70-90 ° E in August in W-E year (A) and E-E year (B).

4.5 70-90 ° E における東西風偏差の緯度 高度断面図

E-E 年の 5 月と 8 月の事例についてのみ図示した。チベット高原上空 100-200hPa の 5 月における東西風偏差は西風である(Fig. 3A)。夏季の 70hPa に注目すると、0-12 ° N では東風、12 ° N より北では西風となっている。これは、チベット高気圧の上部の高気圧性循環が活発化していることを示している。このことから、QBO はチベット高気圧の盛衰に少なからず影響を与えているのではないかと考えられる。

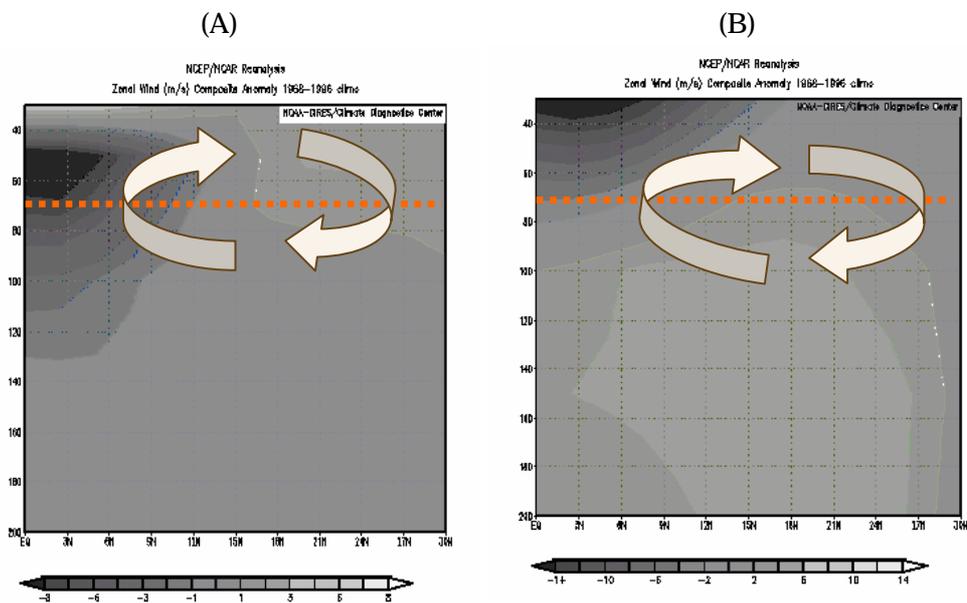


Fig. 3. Latitude-altitude profiles of zonal wind anomalies at 70-90 ° in May (A) and August (B) in E-E year. Positive values are western phase.

4.6 E-E 年における 850hPa 風ベクトル偏差

QBO が東風するときチベット高気圧が張り出す傾向にあることを示した。ここでは、それに伴う対流圏下層のモンスーンの変化を調べるために 850hPa の風ベクトル偏差をみる。

Fig.1 にあるように E-E 年は W-W 年に比べてチベット高気圧が東西方向に発達しやすい。QBO の東風成分がチベット高気圧の南側の亜熱帯東風ジェットと結合し、さらにコリオリの力も加わって高気圧性循環が強化され、チベット高気圧の強化を促すと考えられる。そして亜熱帯東風ジェットが強化するために偏西風が蛇行しやすく、結果的に日本上空に梅

雨前線によるとみられるトラフとオホーツク海高気圧に対応しているとみられるリッジがペアで活発化するものと考えられる(Fig. 4)。

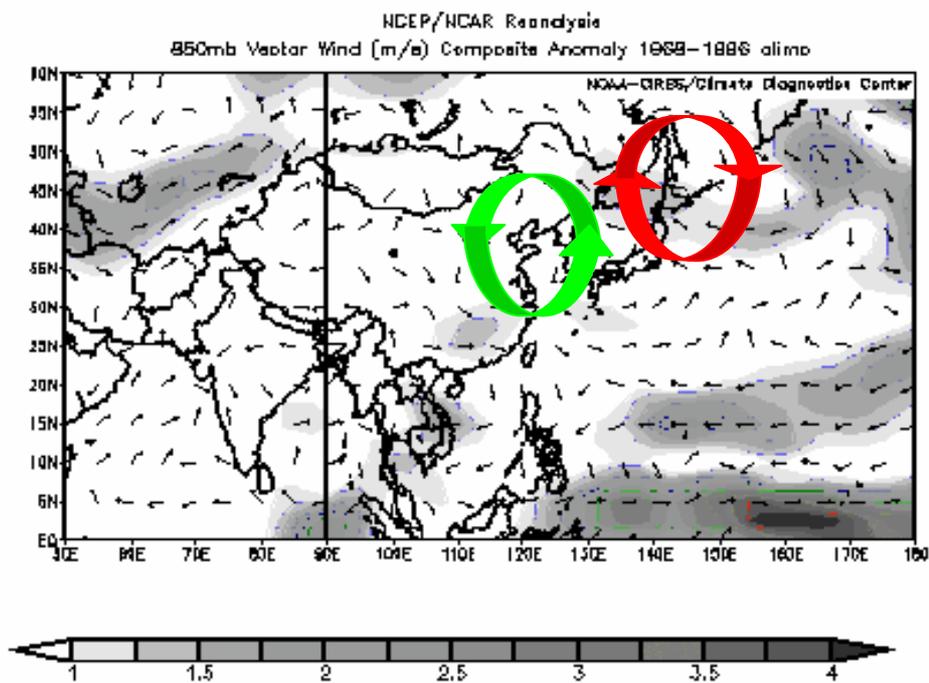


Fig. 4. Geographical distributions of 850hPa vector wind anomalies in August, E-E year.

4.7 50hPa 東西風とチベット高気圧の中心気圧との相関関係

Fig. 5 はシンガポールにおける 50hPa 東西風で 3 月から 6 月にかけての西風成分の増大量とチベット高原上空における 100hPa 高度場で 5 月から 8 月にかけての増加量との関係を示している。Table 2 によれば両者の相関係数は -0.37 で 95% の有意水準を満足している。すなわち QBO が東風成分のときチベット高気圧が発達する傾向にあるといえる。また、70hPa 東西風の 4 月から 7 月にかけての西風成分の増加量と 100hPa 高度場の 5 月から 8 月にかけての増加量との相関係数は -0.47 で 99% の有意水準を満たしている。70hPa の東

西風はチベット高気圧より 1 ヶ月先行させるとより密接な関係となる。50hPa 東西風はチベット高気圧より 2 ヶ月先行させても密接な関係が得られる。しかし、100hPa 高度場を 50hPa 東西風より先行させるとそれほど関連性が見出せない。これは QBO がチベット高気圧の発達に寄与していることを示唆しているものと考えられる。

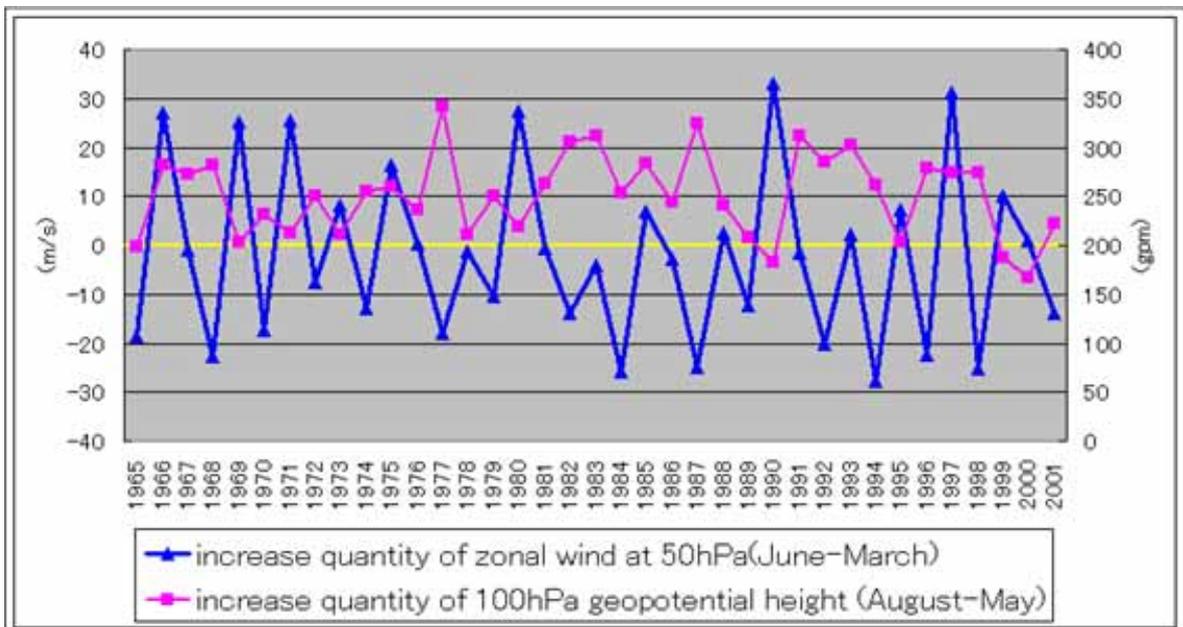


Fig. 5. Interannual variations of increase quantity of 50hPa zonal wind at Singapore from March to June and increase quantity of 100hPa geopotential height over Tibetan Plateau from May to August.

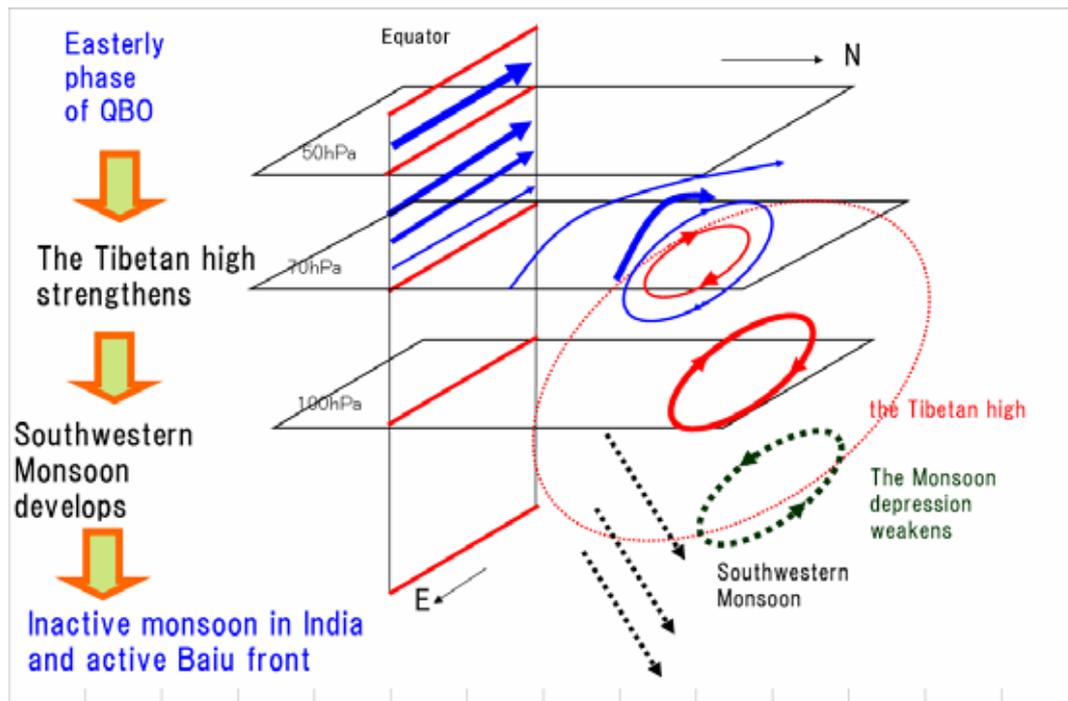


Fig. 6. Schematic showing effects of QBO on the Tibetan high and the monsoon depression.

6. まとめ

QBO が東風の年の夏季は、チベット高気圧の南側の東風ジェットを強化させ、コリオリの力により高気圧性循環が卓越し、チベット高気圧が東西に張り出す傾向にあり、モンスーン低気圧は極端に弱く、インドで少雨になりやすい。東風成分の増大に伴い、インドの降水量が減少する傾向がみられる。

一方、QBO が西風の年の夏季は、チベット高気圧が東西に伸張しない傾向にあり、インドで多雨になりやすい。

参考文献

- Basu, B. K. (2001): Simulation of the Summer Monsoon over India in the Ensemble of Seasonal Simulation from the ECMWF Reanalyzed Data. *J. Climate*, 14, 1440-1449.
- Chattopadhyay, J. and Bhatla, R. (2002): Possible influence of QBO on teleconnections relating Indian summer monsoon rainfall and sea surface temperature anomalies across the equatorial Pacific. *Int. J. Climatol.*, 22, 121-127.
- Chen, P. (1995): Isentropic cross-tropopause mass exchange in the extratropics. *J. Geophys. Res.*, 100, D8, 16661-16674.
- Done, S. J., Holbrook, N. J., Beggs, P. J. (2002): The Quasi-Biennial Oscillation and Ross River virus incidence in Queensland, Australia. *Int. J. Biometeorology*, 46, 202-207.
- Gray, W. M., Sheaffer, J. D. and Knaff, J. A. (1992): Influence of the Stratospheric QBO on ENSO Variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 975-995.
- Kim, B. -J., Moon, S. -E., Lu, R. and Kripalani, R. H. (2002): Teleconnections: Summer Monsoon over Korea and India. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19(4), 665-676.
- Li, C. and Mu, M. (2001): The Influence of the Indian Ocean Dipole on Atmospheric Circulation and Climate. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(5), 831-843.
- Naito, Y. and Hirota, I. (1997): Interannual Variability of the Northern Winter Stratospheric Circulation Related to the QBO and the Solar Cycle. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 925-937.
- Niwano, M. and Takahashi, M. (1998): The Influence of the Equatorial QBO on the Northern Hemisphere Winter Circulation of a GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 453-461.
- Ose, T. (1998): Seasonal Change of Asian Summer Monsoon Circulation and Its Heat Source. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 1045-1063.
- Pattanaik, D. R. and Satyan, V. (2000): Fluctuations of Tropical Easterly Jet during contrasting monsoons over India: A GCM study. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 75, 51-60.
- Terao, T. (1999): Relationships between the Quasi-Stationary Rossby Waves in the Subtropical Jet and the Mass and Heat Transport in the Northern Periphery of the Tibetan High. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 1271-1286.
- Yamakawa, S. (1997): The Impact of the Pinatubo Eruption on Global and Regional Climatic Systems. *J. Agric. Meteorol.*, 52(5), 713-716.
- Yatagai, A. and Yasunari, T. (1995): Interannual Variations of Summer Precipitation in the Arid/semi-arid Regions in China and Mongolia: Their Regionality and Relation to the Asian Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 909-923.