

日本の天候に関連した夏季インド洋の大気海洋変動 および 大気海洋結合モデル(JMA/MRI-CGCM) にみられる 予測可能性について

平原翔二・後藤敦史・前田修平・佐藤均・成瀬由紀子・伊藤明・新保明彦
(気象庁 気候情報課)

高谷祐平(気候情報課/ECMWF)・安田珠幾(気象研究所 気候研究部)

1 はじめに

現在、気象庁では、2009年7月開始予定の熱帯域海洋変動監視予測情報¹に向けた準備を進めている。これまで気象庁では、気候変動や日本の異常天候の監視・予測を目的としてエルニーニョ監視速報を毎月発表してきた。これに代わる熱帯域海洋変動監視予測情報では、監視・予測の対象海域を従来の太平洋熱帯域東部に加えて、太平洋熱帯域西部やインド洋熱帯域にまで広げる予定である。

情報の提供開始に向けた調査の一環として、インド洋熱帯域の SST 変動と日本の天候との関連の調査を行った。その結果、夏季インド洋 SST の海盆スケール変動と日本の天候との間に有意な関係を得たので、第2章でこれを報告する。

夏季(6~8月)インド洋熱帯域 SST の第1主成分ベクトルとして、海盆スケールで同符号に変動するモード(以後、IOPC1)が得られる。IOPC1 のスコアは、前冬(12~2月)の NINO3.4 の SST と高い相関を持ち、時系列の経年変動の大部分は ENSO に遅れたインド洋の応答として説明できることが知られている(Klein et al. 1999, Xie et al. 2002)。一方、第2主成分としては、インド洋ダイポール現象(Saji et al. 1999, Saji and Yamagata 2003)としてよく知られたモードが得られる。インド洋ダイポールモード現象が夏季東アジアの気候へ与える影響に関する研

究は多くなされている(例えば Guan and Yamagata 2003, Hong et al. 2008)が、ここでは第1モードに着目した調査を行った。

エルニーニョ現象の翌夏の循環場の特徴として、亜熱帯北西太平洋域(以下、北西太平洋域)の下層高気圧性偏差が顕著であるが、Xie et al.(2008)は、インド洋 SST の海盆スケールの高温偏差がこの高気圧性偏差の持続・強化に寄与するメカニズムを提唱した。そのメカニズムは以下のとおりである:①インド洋の高海面水温偏差に関係する対流活動で大気が加熱され、②応答として松野-ギル応答的な循環が形成され、赤道に沿ってケルビン波が西部太平洋まで伸び、③それに伴うフィリピン東方海上での下層発散と対流抑制による冷却で、北西太平洋高気圧が強化される(西に伸びる)(第8図、Xie et al.(2008)より転載)。すなわち、エルニーニョ現象の影響が、インド洋の海面水温の変動を介して遅れて東アジア域に現われる、ということである。

Xie et al.(2008)ではエルニーニョ現象の影響が翌夏まで及ぶメカニズムに関する調査がなされたが、本報告ではインド洋の SST に着目し、北西太平洋域の下層高気圧性偏差が日本の天候へ及ぼす影響を調査する。1点目として、北西太平洋の海面気圧(以下、SLP)偏差が、モンスーントラフの張り出しにも影響を及ぼすことが期待されることから、台風の発生数について調査する。2点目として、日本の地上気象要素への影響を調査する。

第3章では、情報の提供開始に向けたもう一

¹2008年11月の時点での予定名称。

つの取り組みとして、情報作成の基礎資料となる予測モデルの精度調査の結果を一部報告する。この予測モデルは、現在はエルニーニョ予測モデルとして運用されているが、気象庁が導入を計画している次世代季節予報モデルのプロトタイプとなる予定である。

現在、気象庁にて運用中の季節アンサンブル予報システムは、大気モデルを用いたトゥー・ティア法(2段階法)を採用している。その予測精度(Naruse and Maeda 2008)は、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)など諸外国の気象現業機関が運用しているモデルの精度と遜色ないが、多くの機関が大気・海洋結合モデル(以下、結合モデル)による季節予報を開始する昨今、気象庁においても、結合モデルによる季節予報の実用化は重要な開発課題の一つである。このため、気候情報課と気象研究所で協力しつつ、結合モデルの開発・改良に精力的に取り組んでいる。

開発の一環として、平成19年度には気象研究所において結合モデルによる本格的な季節予報実験が実施された。この実験データの1月末初期値の夏(JJA)の予測について解析を行った結果、第2章の内容と関係する、北西太平洋のSLPの精度が、現業運用中の季節予報モデルよりも大きく改善することがわかった。本報告では、この結合モデルの予測精度を報告するとともに、精度向上の要因に関して、Xie et al.(2008)を参考にしつつ議論する。

2 日本の天候に関連した夏季インド洋SSTの変動の調査

2.1 調査の概要

本章では、データ解析の観点から夏季インド洋SSTの変動と北西太平洋の下層循環偏差の関係を確認する。そののち、下層循環偏差に伴う、日本の天候への影響を示す。

2.1.1 調査方法

はじめに、経年トレンドを除去した夏季インド洋SSTに対して主成分分析を行い、海盆スケール変動を抽出した。次に、抽出された海盆スケール変動と大気循環場との関係を見るため、

第1主成分スコアの時系列(IOPC1)と循環場の相関係数の分布を調べた。インド洋SSTと北西太平洋域SLPに対しては、これに加えてSVD解析を行い、両者の関係を確認した。その後、IOPC1のスコアの大小をもとに合成図解析を行い、インド洋SSTの海盆スケール変動と台風発生数、日本の地上気象要素との関係を調査した。

2.1.2 調査に用いたデータ

大気要素にはJRA-25再解析データ(Onogi et al. 2007)および気候解析用の解析値(JCDAS)、OLRにはNOAAのInterpolated OLR(Liebmann and Smith 1996)、SSTにはCOBE-SST(Ishii et al. 2005)を用いた。台風には気象庁太平洋台風センターの所有するベストトラックデータを用い、気象庁の定める台風の定義²を満たした日時・場所を台風の発生日時・場所として扱った。ただし、気象庁の台風追跡領域(EQ-60°N, 100°E-180°)の外から進入した台風については評価しなかった。

日本の地上気象要素(気温・降水量・日照時間)には、網走・根室・寿都・山形・石巻・伏木・長野・水戸・飯田・銚子・境・浜田・彦根・宮崎・多度津・名瀬・石垣島の17地点の観測値を選んだ。これら17地点の観測値は均質性が長期間維持され、かつ都市化などによる環境の変化が比較的少ないとされている(気象庁2007)。SST、大気循環場および地上気象要素には6~8月の3か月平均値を用い、台風発生数は3か月合計値を用いた。インド洋熱帯域のSSTは昇温トレンドが大きいことから、解析前にあらかじめグリッド毎に経年の直線トレンドを除去した。同様に、大気循環場および日本の地上気象要素についても直線トレンドを除去した。台風発生数については、弱い減少トレンドはあるものの、解析対象期間内で1個の違いを生じるほどの大きさではないため、トレンドの除去を行わなかった。調査は、衛星による台風観測が実施されており、かつJRA-25/JCDASが整備されていることなどから、1979-2008年を対象に行った。

²最大風速(10分間平均)がおおよそ17m/s(34ノット、風力8)以上となった熱帯低気圧。

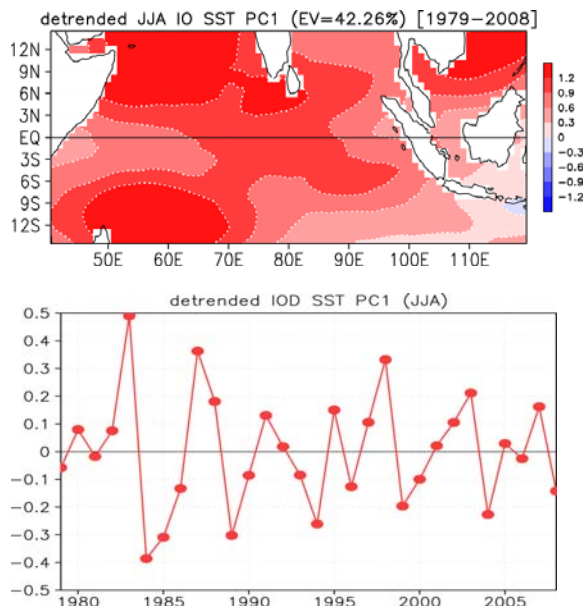
2.2 解析結果

2.2.1 夏季インド洋 SST の第1主成分

はじめに、IOPC1 の空間分布とスコアの時系列を示す(第1図)。主成分分析は、グリッド毎にトレンドを除去したのち、15°S-15°N、40°E-120°E の SST に対して行った。主成分の寄与率を見ると、第2、第3モードはそれぞれ18%、11%であるのに対し、第1モードは42%と良く分離されている。IOPC1 の空間分布を見ると、インド洋熱帯域のほぼ全域で同じ符号をとり、海盆スケールで変動するモードであることがわかる。IOPC1 スコアの時系列を見ると、1983年、1987年、1998年をはじめエルニーニョ現象後の夏季に正の値をとりやすいことがわかる。逆にラニーニャ現象後は負の値をとる傾向があるものの、2000年、2008年など、関係の弱い年も見られる。

2.2.2 夏季インド洋 SST 海盆スケール変動と大気循環場との相関図

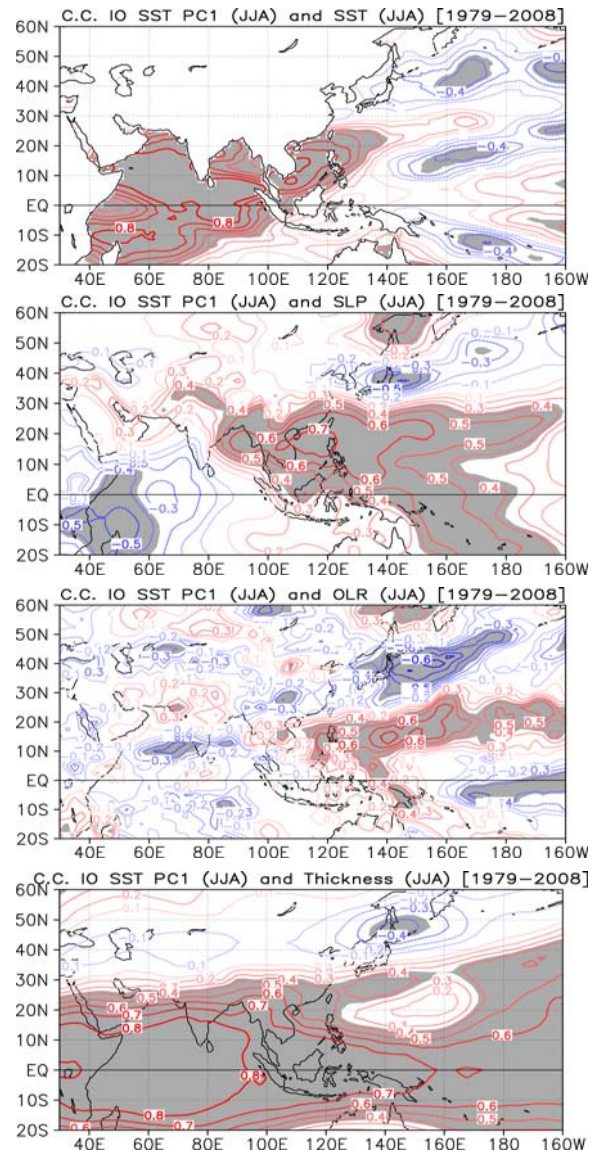
次に、IOPC1 と同じ夏季の循環場との相関係数の分布を示す(第2図)。SST との相関図で



第1図 グリッド毎にトレンドを除去した後に得られた夏季(JJA)インド洋 SST の第1主成分(IOPC1)ベクトル(上)と第1主成分スコア(下)

統計期間は 1979-2008 年。主成分ベクトルが単位(°C)を持つ。第1モードの寄与率は42%、第2モード(図略)は18%。

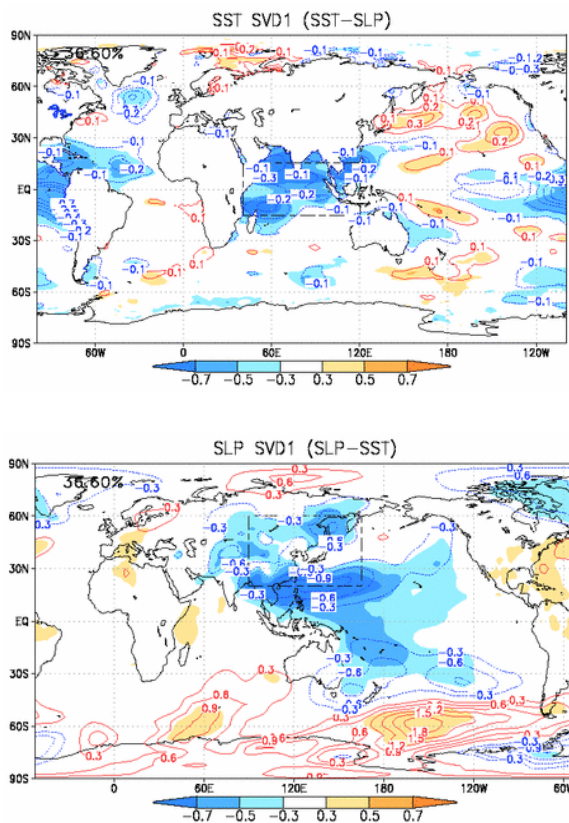
は、インド洋から南シナ海にかけて有意な正相関域が見られる。太平洋熱帯域中部では振幅の大きな偏差は見られず、西太平洋付近では、弱いながらもエルニーニョ/ラニーニャ現象後に特徴的な馬蹄形の偏差パターンが見られる。こうしたことから、ENSO の季節性を考えた場合、夏季は ENSO 発達期および衰退後のどちらにも相当する季節であるが、インド洋 SST の海盆モードは主に ENSO の衰退期に現れやすいと考えられる。SLP との相関図では、フィリピン付



第2図 IOPC1 スコアとの同時相関係数分布図

上から SST、海面気圧、OLR および層厚換算温度(150hPa と 850hPa の高度差で定義)と、IOPC1 との同時相関係数の分布を示す。等値線は相関係数を示し、危険率5%で統計的に有意な領域に陰影を施してある。統計期間は 1979-2008 年。

近を中心に東西に正相関域が広がる。夏季、この領域にはモンスーントラフが位置し、大気下層では正渦度が豊富に供給される領域である。このため、下層高気圧性偏差はモンスーントラフが平年より西に後退することに相当する。OLR との相関図では、SLP 正相関域の中心の南東側を中心に正相関が広がっている。相関係数の符号から、インド洋高温時には同領域の対流活動が抑制されやすい傾向となる。この領域は、平年の夏季には対流活動がもっとも活発になる緯度帯にあたるため、対流が抑制されれば、平年偏差としての強い冷源としてはたらくことが考えられる。また、対流活動の抑制に伴う大気応答は、下層高気圧性偏差の維持に寄与



第3図 インド洋熱帯域 SST と東アジア SLP 間の第1SVD モードに回帰した SST および SLP

インド洋熱帯域は 15°S-15°N, 40°E-120°E、東アジアを 20°N-60°N, 80°E-160°E とする(図中の黒点線領域)。図中の等値線は、インド洋熱帯域 SST と東アジア SLP 間の第1特異モード時係数に対する SST および SLP それぞれの回帰係数を示す。図中の陰影は、SVD1 時係数との相関 0.3 以上(概ね危険率 10%で有意)の領域を示す。統計期間は 1979-2006 年。

する。層厚換算温度との相関図では、熱帯域では東西に様に偏差が広がるなか、インド洋付近では、この領域に局在化した熱源に対する Matsuno-Gill 応答に似たパターンが見られる。

ここまで、インド洋の海盆スケール変動を指数化して大気循環場との関係を調べたが、両者のパターンとしての結びつきは強いのだろうか？東アジア域の SLP について関係を確認する。

第3図にインド洋熱帯域 SST と東アジア海面気圧 (SLP) 間の第1特異モードを示す。第1特異モードの寄与率は 37%となり、第2モード(寄与率 16%、図略)以下と良く分離されている。両者の特異ベクトルの空間パターンにおいても、インド洋 SST の海盆スケール変動と北西太平洋域の下層循環偏差が同期して起こりやすいことが再確認できる。

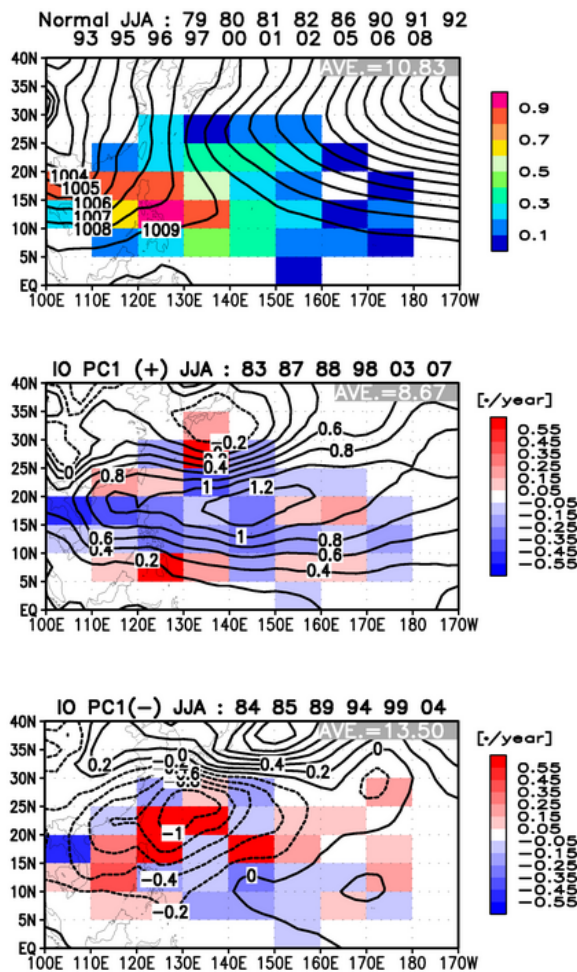
一方、東アジア域の SLP に対して単独で主成分分析を行った場合についても、フィリピン東方沖を中心に変動するモードが第1モードとして得られる(図略)。これらのことから、両者各々の場において卓越するモードが、同期して起こりやすいことが確認された。

2. 2. 3 夏季インド洋 SST 海盆スケール変動と台風発生数

前節で、インド洋 SST 海盆スケール変動と北西太平洋 SLP 変動との共変動関係を確認した。Chen et al.(2006)では、モンスーントラフの位置・強さが、台風の発生数や発生位置の経年変動に大きな影響を与えると述べられている。これまで見てきたように、インド洋 SST 高温時には、北西太平洋域の下層高気圧性偏差がモンスーントラフを西へ後退させ、対流圏下層の正渦度を抑制することが期待される。実際、IOPC1 と下層の相対渦度の相関図(図略)においてもこの領域に有意な負相関域が広がる。そこで、台風発生数との関係について調査する。

第4図に、インド洋 SST の海盆スケール変動が明瞭な事例における合成図を示す。まず、IOPC1 をスコアの大小によって3つのカテゴリに分け、スコアの大きい方から IOPC1(+), Normal, IOPC1(-)と定義する。閾値には±0.75σを用いた。正規分布を仮定した場合、

0.75 σ は片側2割弱の出現率の閾値となる。ここでは、IOPC(+)年として、1983年、1987年、1988年、1998年、2003年および2007年の6例、IOPC(-)年として、1984年、1985年、1989年、1994年、1999年および2004年の6例が抽出された。IOPC1(+)年および IOPC1(-)年を除いた1979年~2008年までの18年で平年値にあたる Normal が構成された。ここで、必ずしもエルニーニョ/ラニーニャ現象直後の年のみが IOPC1(+)または IOPC1(-)に抽出されたわけ



第4図 台風発生個数平年値(上段)と、IOPC1(+)年の偏差(中段)、IOPC1(-)年の偏差(下段)

緯度方向5度、経度方向10度のボックスごとに台風発生数をカウントする。上段では、台風発生数の平年値(個/年)を陰影で示す。等値線は、SLP の平年値(hPa)を示す。中段は IOPC1(+)年時の発生個数の合成偏差を陰影で、SLP 偏差を等値線で表す。下段は IOPC1(-)年時の発生個数の合成偏差を陰影で、SLP 偏差を等値線で表す。図の枠外上部には各カテゴリに属する年の下2桁を記す。枠内右上には、平均発生数を記す。

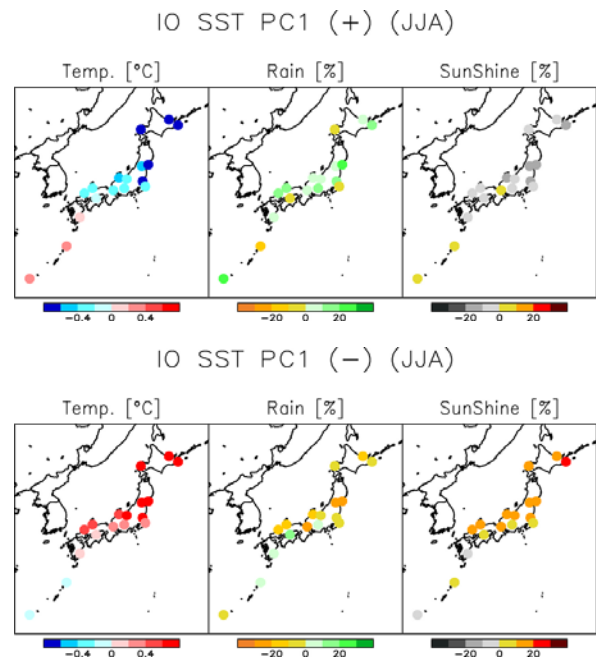
ではないことに注目しておきたい。

第4図の Normal 年の分布を見ると、フィリピン付近で等圧線のくびれた、モンスーントラフ付近で発生数が多いことが確認できる。IOPC1(+)年の偏差図を見ると、15°N 付近で東西に高気圧性偏差が広がる。また、高気圧性偏差の強い領域で台風の発生数が平年と比べて少なくなる傾向がある。一方、IOPC1(-)年では、対照的に、低気圧性偏差が北西太平洋域に広がる。台風発生数は低気圧性偏差の強い領域で多くなる傾向がある。

北西太平洋域全体で総和を取ると、Normal 年の台風発生数が10.8個/年であるのに対し、IOPC1(+)年は8.7個/年、IOPC1(-)年は13.5個/年である。IOPC1(+)年と IOPC1(-)年との差は t 検定、U 検定ともに危険率5%で有意となった。また、IOPC1 と台風発生数の相関係数は-0.46となり、こちらも危険率5%の t 検定で有意な負相関となった。

2.2.4 夏季インド洋 SST 海盆スケール変動と日本の地上気象要素

第2図の IOPC1 と OLR との相関分布図では、有意な負相関域が日本付近から日本の東海上



第5図 IOPC1(+)年(上段)と IOPC1(-)年(下段)の、気温・降水量・日照時間の合成偏差比図

図は、左から気温、降水量、日照時間の合成偏差比図である。気温の単位は°C、降水量・日照時間は%である。トレンドは解析前に除去してある。

表1. 結合モデルと季節予報モデルの実験の仕様

	エルニーニョ予測モデル	現行季節予報モデル
AGCM	GSM0603 (TL95L40)	GSM0703C (TL95L40)
OGCM	MRI.COM (経度1度×緯度0.3 - 1度、鉛直50層)	—
メンバー数	10(LAF法、12時間間隔)	11(SV法)
大気初期値	JRA-25	JRA-25
海洋初期値	海洋データ同化	—
SST	1-tiered method	2-tiered method (初期値+気候値+予測)、不確実性考慮
海氷	気候値	気候値
陸面初期値	気候値	気候値
CO2 経年変化	あり	なし

にかけて見られた。そこで、日本の地上気象要素においても影響を確認する。

第5図に、前節と同様にカテゴリ分けした場合の、日本の気温の平年偏差の合成図および、降水量・日照時間の平年比の合成図を示す。図より、北日本・東日本を中心に、IOPC1(+)年に低温・多雨・寡照、対称的にIOPC1(-)年に高温・少雨・多照傾向が見られる。第2図のSLPの等値線の走向から、インド洋高温時には南西風が前線帯に吹き込みやすく、降水量の増加につながるものと思われるが、影響の中心は前線帯が平年であり明瞭でない北日本にあることなどから、複数の要因が絡んでいることが考えうる。これについては、Xie et al.(2008)でも触れられているように、フィリピン付近の対流偏差によって励起されたPJパターン(Nitta 1987、Kosaka and Nakamura 2006)が日本の天候へ影響をもたらしている可能性が考えられる。インド洋SSTと東アジアSLPとの間の第1特異モード(第3図)において、オホーツク海付近にも変動の中心が見られることもこれと矛盾しない。

3 大気・海洋結合モデルによる季節予報実験

3.1 季節予報実験の概要

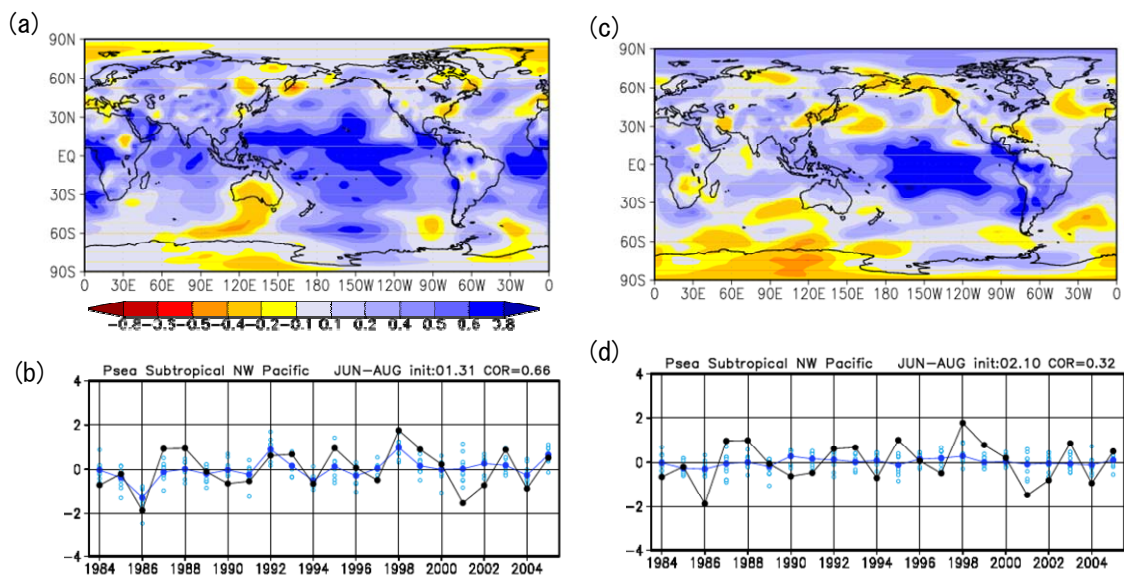
第2章では、夏季インド洋SSTの海盆スケール変動に伴う、北西太平洋域の下層循環場を介した日本の天候への影響を調査した。本章

では、北西太平洋域を中心に、結合モデルによる大気・海洋の予測精度とその要因に対する考察を述べる。

3.1.1 大気・海洋結合モデル

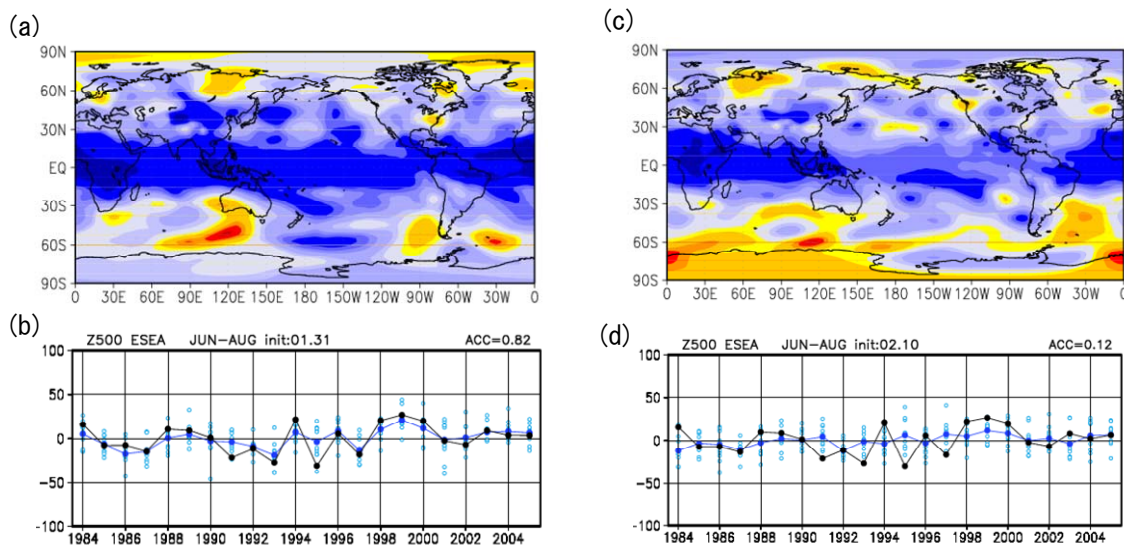
使用した結合モデルは、現行運用中のエルニーニョ予測モデル(JMA/MRI-CGCM)³である。大気モデルは、気象庁統一全球大気モデル(GSM0603)で解像度はTL95L40(水平解像度約180km)である。海洋モデルは、気象研究所共用海洋大循環モデル(MRI.COM; 石川ほか2005)である。なお、本結合モデルによるエルニーニョ現象の予測精度については安田ほか(2007)を参照していただきたい。

³ エルニーニョ予測モデルの詳細は次のURLを参照。
http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el_nino/jmamri_cgcm_doc.html
 熱帯域海洋変動監視予測情報の開始に向けて、メンバー数の増強などが計画されている。



第6図 SLP の予報成績

左図(a,b)は結合モデル。右図(c,d)は現行季節予報モデル。上図(a,c)は格子毎の年々変動に対するアノマリー相関。下図(b,d)は亜熱帯北西太平洋の SLP の平均偏差時系列図。



第7図 Z500 の予報成績

図の配置は第1図と同じ。ただし、下図(b,d)は東方海上高度(40N,140-170E)の平均偏差時系列図。

3.1.2 実験設定

12 時間間隔の初期値を用いた LAF 法による 10 メンバーのアンサンブル予報実験(過去実験:ハインドキャスト)を行った。1 月末、4 月末、7 月末、10 月末を初期値とした 7 か月予報が行われ、ハインドキャスト期間は 1979 年から 2006 年(28 年)である。本報告では、この 4 つの初期値のうち、1 月末初期値の実験結果の 5 から 7 か月目にあたる夏(JJA)について検証した結果を

示す。また、現行季節予報モデル(GSM0703C; 解像度 TL95L40)⁴のハインドキャストデータと精度比較を行うため、検証には 1984 年から 2005 年(22 年)を使用した。大気初期値は JRA-25 再解析データ(Onogi et al. 2007)を使用し、海洋初期値は海洋データ同化システム

⁴ 現行季節予報モデルの詳細は次の URL を参照。
<http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/model/outline/index.html>

(MOVE/MRI.COM-G)⁵による解析結果を使用している。海氷は、海氷解析値の月平均気候値を時間内挿したものであり、陸面初期値はERA-15 再解析データを外部強制としたオフライン陸面モデルで解析した月平均陸面気候値である(徳広 2001)。また、この季節予報実験では、CO₂の経年変動が考慮されている。現行季節予報モデルのハインドキャストでは考慮していない。表1に、結合モデルと現行季節予報モデルの季節予報実験の仕様を示す。なお、現行季節予報モデルに与える SST 偏差は以下の①と②の加重平均であり、重みはリードタイムに依存し、長いほど①の重みが減り、②の重みが増す。本報告で述べるリードタイム(4か月～6か月)では①の重みはほぼ0である。

- ① 予報初期日の前 30 日平均の SST 偏差、
- ② エルニーニョ予測モデルにより予測したエルニーニョ監視海域の SST(NINO.3)から統計的に推定した全球 SST 偏差(線形トレンド除去後の NINO.3 からの線形回帰) + 線形トレンド

3. 1. 3 検証データ

大気循環場には、JRA-25/JCDAS を用いる。降水量には GPCP(Robert et al. 2003)、SST には COBE-SST を用いた。解析値の偏差を求めために用いた平年値は、各解析値データの1984年から2005年の22年平均である。一方、モデルの偏差を求めために用いた平年値は、ハインドキャストの22年平均したモデル気候値である。

3. 2 結果

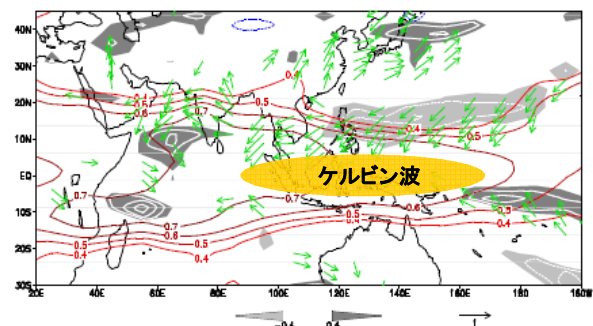
気象庁の季節予報の現業でよく使用される SLP、500hPa 高度(以後、Z500)の結果を示す。検証は全てアンサンブル平均について行った。結合モデルは1月末初期値、現行季節予報モデルは2月10日初期値の夏(JJA)に対応する3か月平均場の成績である。第6図(a,c)は、SLPの年々変動のアノマリー相関(以下、ACC)である。インド洋から太平洋西部にかけて改善がみ

られ、特に北西太平洋付近の成績が顕著に改善している。第6図(b,d)は、北西太平洋指数([130-170°E, 10-25°N]の偏差平均)の時系列図である。時系列の ACC は、現行季節予報モデルは 0.32 であるのに対し、結合モデルは 0.66 と5%の危険率で有意な相関となった。また、各年で見ると、1986年、1998年など大きな偏差の予測も出来ている。この結果から、夏の小笠原高気圧の予測精度や日本の夏の降水量の予測精度の向上などが期待できる。第7図(a,c)は、Z500のACCである。太平洋熱帯域と日本の東海上を中心とする中緯度帯(30°N~50°N)の成績が顕著に改善している。第7図(b,d)は、日本の東方海上高度指数([140-170°E, 40°N]の偏差平均)の時系列図である。時系列のACCは、現行季節予報モデルは0.12であるのに対し、結合モデルは0.82と大幅に改善している。東方海上高度と日本の地域平均気温平年差には有意な相関がある(若林と濱田 2004)ので、結合モデルの利用により、日本の気温の予測精度向上が期待される。

第6、7図で、結合モデルと現行季節予報モデルの SLP と Z500 の予測精度を示した。次節では特に、第2章の内容と関連する、SLP の北西太平洋域に着目し、これが予測できた要因について検討する。Z500 の日本の東海上の精度向上に関する考察は成瀬ほか(2008)を参照していただきたい。

3. 3 SLP の北西太平洋域の予測について

第1章において、Xie et al.(2008)の提唱する



第8図 冬(NDJ)の Nino3.4 指数と翌夏(JJA)の対流圏気温(実線:850-250hPa)、降水量(陰影)と地表風(矢羽)の相関

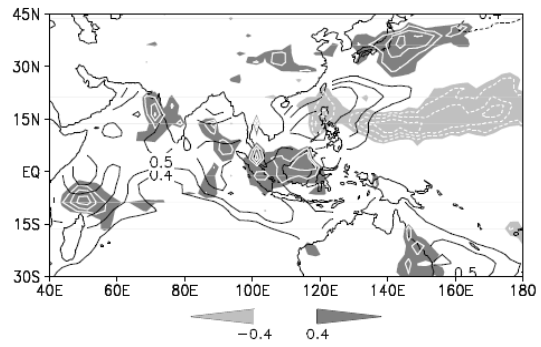
Xie et al.(2008)より転載。

⁵ 海洋データ同化システムの詳細は次の URL を参照。
http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/elnino/move_mricom_doc.html

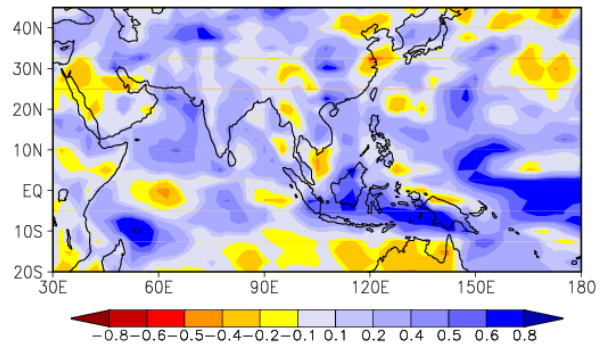
エルニーニョ現象が翌夏の東アジア下層循環場へ影響を与えるメカニズムについて簡単に触れた(第8図)。もし、このメカニズムが正しければ、それを結合モデルで再現・予測できるはずである。そこで、本節では、Xie et al.(2008)で論じられている、春に終息したエルニーニョに遅れて昇温するインド洋の SST と、インドから西部太平洋、東アジア域との循環を参考に、結合モデルによる予測結果について議論する。

第9図は、夏の北西太平洋高気圧指数(NWPA:U850[(27.5-32.5°N)-(10-15°N),120-150°E])と、降水量と SST の相関である(Xie et al.(2008)からの転載)。夏の北西太平洋高気圧は、降水量とは、フィリピン付近で負、海洋大陸からインド洋にかけて正の相関があり、SST とは、北インド洋から南シナ海にかけて正の相関がある。北西太平洋高気圧は、これらの領域の SST と降水量と関連して変動する。第10図に、結合モデルの降水量の ACC を示す。現行季節予報モデルでは、ベンガル湾やアラビア海の成績は負であったが(図略)、結合モデルでは0.4以上となった。この他、フィリピン東方海上や海洋大陸など第9図の北西太平洋高気圧と降水量との相関が高い領域で、結合モデルでは成績が大きく改善した。次に第11図に、結合モデルの SST の北インド洋指数([40-100°E, 0-20°N]の偏差平均)の時系列図を示す。年々変動のアノマリー相関は0.72 と高い相関であり、1987年、1994年、1998年など偏差の大きな年の予測がよくできている。一方、現行季節予報モデルでは、0.56 と有意な相関ではあるが、年々変動は小さく、大きな偏差の予測はできていない(図略)。第12図は、結合モデルの対流圏気温(850-300hPa)の ACC である。インド洋から海洋大陸にかけて、第8図と同様に、松野-ギル応答のような形で相関の高い領域が広がっている。このように、結合モデルでは北西太平洋高気圧の変動と関係する領域の SST、降水量、加熱によって強制される赤道波の予測精度が向上した。

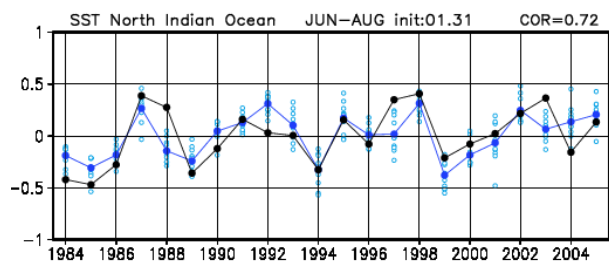
以上の結果は、結合モデルの利用で顕著な改善がみられた北西太平洋域の SLP は、



第9図 夏の北西太平洋高気圧指数 (NWPA:U850[(27.5-32.5°N)-(10-15°N),120-150°E])と、降水量(陰影)と SST(実線)の相関
実線は0.1毎。Xie et al.(2008)より転載。

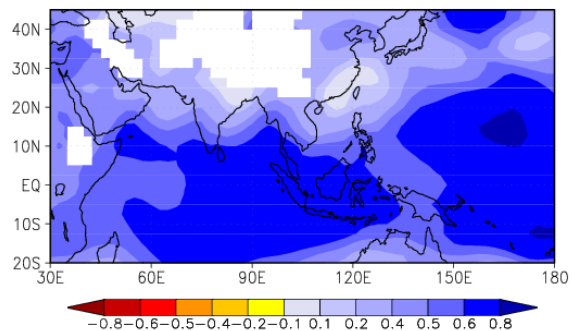


第10図 結合モデルの降水量のアノマリー相関



第11図 結合モデルの SST の北インド洋指数 (40-100°E, 0-20°N) の時系列

1月末初期値予測の夏(JJA)の結果。●が解析値、●がアンサンブル平均値、○は各メンバー。横軸は検証年を表す。図の右上の数値は予報のアンサンブル平均値と解析値の年々変動の相関係数。



第12図 結合モデルの対流圏気温(850-300hPa)のアノマリー相関

Xie et al.(2008)のメカニズムによる変動の予測向上が一つの要因であることを示唆するものである。その要点は、エルニーニョに遅れて昇温するインド洋の予測が出来るようになったことである。

4 まとめ

第2章では、エルニーニョ現象に遅れた夏季インド洋 SST の海盆スケール変動と、北西太平洋域の SLP が正の共変動関係にあることをデータ解析の観点から確認した。また、合成図解析の結果、インド洋 SST が高い年には、南シナ海を中心に東西に広がった対流圏下層の高気圧性偏差が見られ、高気圧性偏差の強い領域を中心に台風発生数が減る傾向にあることが分かった。下層高気圧性偏差の北縁に位置する日本では、北・東日本を中心に低温・多雨・寡照傾向であることが分かった。また、インド洋 SST が低温となる年には、おおむね対称的に影響が現れることが分かった。

第3章では、気象庁で現在運用しているエルニーニョ予測モデル(結合モデル)による季節予報実験の1月末初期値の夏(JJA)の予測について検証を行った。その結果、第2章の内容と関連のある北西太平洋域の SLP と、日本の東海上の Z500 の精度が、現行季節予報モデルよりも大きく改善することがわかった。これらの改善により、日本の夏の予測精度の向上や、台風発生数の予測精度もあがることが期待できる。

また、北西太平洋域の SLP の予報成績の改善要因について Xie et al.(2008)を参照しつつ検討し、エルニーニョに遅れて昇温するインド洋の海面水温とその影響の予測精度向上が寄与していると述べた。結合モデルと現行季節予報モデルの大きな違いは、SST 予測手法がワン・ティア法なのかトウ・ティア法なのかという点である。

当然、これらの改善要因には SST の予測精度が大きく関係している。第3.1.2節で述べたとおり、現行季節予報モデルに与える SST 偏差は、予測のリードタイムが長い場合には、ほぼ、典型的なエルニーニョ現象と同時に変動する全球の SST 偏差と長期トレンドしか考慮されて

いない。このため、全球の SST 分布におけるエルニーニョ現象の遅れ影響とその大気循環場への影響は表現できない、という弱点がある。一方、結合モデルではエルニーニョ現象の遅れ影響(そのうちの予測可能な成分)は原理的には予測できるはずで、実際に、第3.3節で示したようにインド洋を経由した遅れ影響は予測できた。

以上の調査結果を踏まえて、熱帯域海洋変動監視予測情報の提供開始にあたって、日本の天候監視に有効な情報をひとつ得ることが出来たと考える。また、今後結合モデルが季節予報へ導入された場合、夏の季節予報の精度が向上する可能性が示された。しかしながら、現行季節予報モデルに比べ系統的な誤差が増える、リードタイムが短いと精度が低いなど、結合モデルの現業化に向けて解決すべき課題はまだ多い。これらの課題を解決するため、現在も結合モデルの改良を進めているところである。

参考文献

- 石川一郎, 辻野博之, 平原幹俊, 中野英之, 安田珠幾, 石崎廣, 2005: 気象研究所共用海洋大循環モデル (MRI/COM)解説, 気象研究所技術報告, **47**, 1-189.
- 徳広貴之, 2001: 陸面モデルオフライン実験の検証, 平成13年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 51-57.
- 気象庁, 2007: 異常気象監視レポート2007.
- 成瀬ほか, 2008: エルニーニョ予測モデルによる東アジアの夏の予測～1月末初期値の夏(JJA)の予測～. 長期予報と大気大循環, 長期予報研究連絡会.
- 平原翔二, 後藤敦史, 前田修平, 2008: 夏季のインド洋 SST が日本に与える影響について, 長期予報と大気大循環, 長期予報研究連絡会.
- 安田珠幾, 高谷祐平, 松本聡, 2007: 気象庁次期エルニーニョ予測システムの開発, 平成18年度「異常気象と長期変動」研究集会報告, 65-69.
- 若林正夫, 濱田啓次, 2004: 大規模循環場と日本の天候, 平成16年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 40-64.
- Chen, T.-C., S.-W. Wang and M.-C. Yen, 2006: Interannual Variation of the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **19**, 5709-5720.
- Guan, Z. and T. Yamagata, 2003: The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1544.
- Hong, C.-C., M.-M. Liu and M. Kanamitsu, 2008: Temporal and spatial characteristics of positive and negative Indian Ocean dipole with and without ENSO. *J. Geophys. Res.*, **113**, D08107.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of SST and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, **12**, 917-932.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and Dynamics of the Summertime Pacific-Japan Teleconnection Pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275-1277.
- Naruse, Y. and S. Maeda, 2008: Sensitivity of Long-Range Forecast Skill Score to Verification Data⁶. Third WCRP International Conference on Reanalysis.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 373-390.
- Onogi K., Tsutsui J., Koide H., Sakamoto M., Kobayashi S., Hatsushika H., Matsumoto T., Yamazaki N., Kamahori H., Takahashi K., Kadokura S., Wada K., Kato K., Oyama R., Ose T., Mannoji N. and Taira R., 2007: The JRA-25 Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **85**, 369 - 432.
- Robert F. A., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, Ping-Ping Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin and E. Nelkin, 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *J. Hydrometeor.*, **4**(6), 1147-1167.
- 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.
- Saji, N.H., and T. Yamagata, 2003: Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode Events: COADS Observations. *J. Climate*, **16**, 2735-2751.
- Xie, S.-P., Annamalai, H. et al., 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *J. Climate*, **15**, 864-878.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2008: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, submitted.