

# モンスーン循環と ENSO の架け橋：インド洋の 大気海洋相互作用の理解へ向けて

—1999年度日本気象学会賞受賞記念講演—

川 村 隆 一\*

## 1. はじめに

この度は栄えある1999年度日本気象学会賞を頂き大変光栄に思っています。論文を発表する度にその未熟さに歯がゆく感じ、このような形で評価して頂けるとは夢にも思いませんでした。推薦そして選考して頂いた先生方、ならびに学会員の皆様に厚く御礼申し上げます。「季節内変動から10年スケールにおける大規模大気海洋相互作用と気候変動の実態と機構解明に関する研究」に対しての受賞ということですが、全部を紹介しようとするのが散漫になってしまいますので、最近数年間に得られた研究成果並びに現在進行中の研究に絞って紹介させて頂きたいと思っております。また、できるだけ研究が進展していく過程に焦点を当てるように努めました。なお、本稿は記念講演時に配布された講演要旨をもとに加筆修正したものです。

## 2. 東アジアの極端な夏—アンサンブル気候実験—

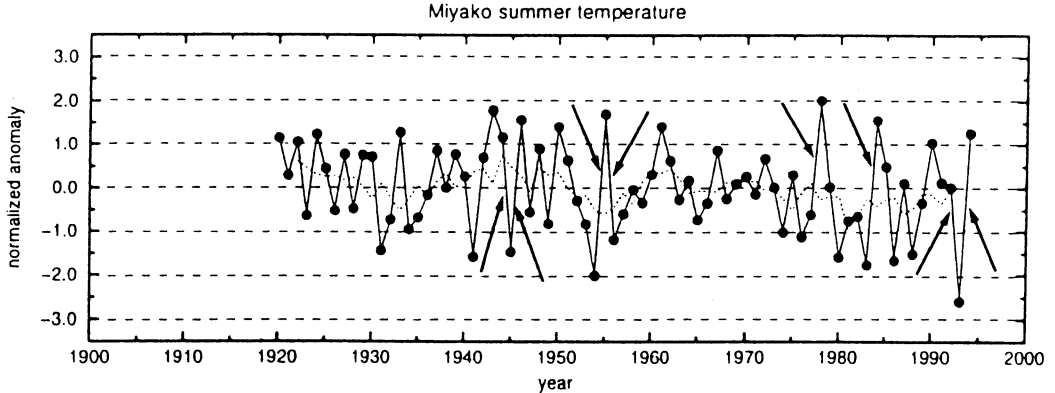
東アジア、特に日本の冷夏・暑夏をもたらす要因について調べるようになった大きな動機は、東京大学の 新田先生が1996年の測候時報に報告された、東日本の夏季気温の経年変動のグラフでした(新田, 1996)。そのグラフは1970年代後半から最近の90年代前半にかけて極端な冷夏・暑夏が頻繁に起こっていることを如実に示していました。この傾向は特に北日本・東日本で顕著で、その一例として第1図(花輪, 1997)に岩手県宮古市の夏季気温変動を示します。1970年代末から最近まで気温変動の振幅が大きいことが一目瞭然です。それまで、気象庁全球モデル(GSM89)の低解像度版を用いた過去40年間の気候変動の再現実験に基づき、北半球冬季の10年スケール変動を調べていました。

その経験から、日本の夏季の天候を低分解能の大気大循環モデル(AGCM)で論ずるのはほとんど無理だと思っていたのですが、この現象をひょっとしたら再現しているかもしれないと思い、詳しくモデル結果を調べた訳です。また、第1図には別の興味深い特徴もみられます。つまり、1960年代から70年代前半にかけては気温変動の振幅が小さく、さらに1950年代以前には振幅が大きい時期がみられ、10年以上の時間スケールで振幅変調のような現象が生じています。その原因を探っていくと、中高緯度大気自身の内部変動の卓越で偶然に起こっているというよりも、熱帯からの SST 強制で説明できそうだということが明らかになってきました。

その成果は気象集誌の論文(Kawamura *et al.*, 1998)としてまとめることができました。要約しますと、全球規模で観測された海面水温(SST)を同一の境界条件として初期条件が異なる3つのパラレルランから、SST強制によるモデル大気の応答を評価したところ、フィリピン付近の積雲対流加熱の変化が、Pacific-Japan (PJ) パタン(Nitta, 1987)を介して、日本周辺の夏季気温の年々変動の振幅変調をもたらしている大気循環偏差の要因になっていることが明らかになりました。また、その積雲対流活動は南シナ海と西部熱帯太平洋の夏季 SST 偏差の東西傾度に強く影響されていることがわかりました。

振り返ってみますと、この成果はアンサンブル気候実験の利点を生かした1つの例と言えます。第2図aは各ランで再現された日本付近の夏季平均850 hPa 高度の年々変動を示したものです。3つの時系列は互いに有意な相関はなく、この地域のモデル大気自身の内部変動の影響が非常に強いことがわかります。一方、フィリピン付近の熱帯対流活動に対する大気の応答の1つの指標として、850 hPa 面の相対渦度偏差の時系列をみると(第2図b)、1970年代後半から90年代にか

\* 富山大学理学部, kawamura@sci.toyama-u.ac.jp  
—1999年10月22日受領—  
—2000年1月19日受理—



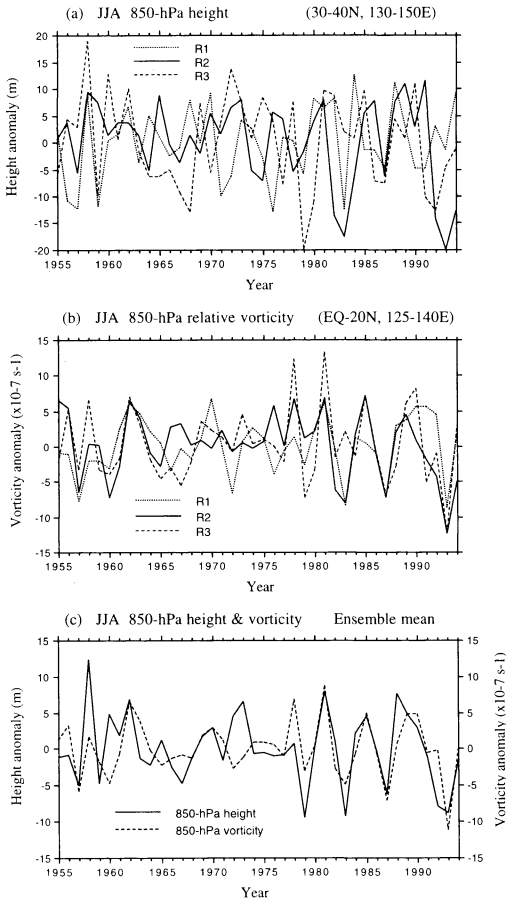
第1図 宮古における1920年から1994年までの夏季（6-8月の3か月間）の気温の時系列。原点は平均値（19.6°C）、縦軸は標準偏差で規格化。点線は5年移動平均値。図の矢印は前年に較べて2.5°C以上の気温変化を示したケース。花輪（1997）より引用。

けて振幅が大きく、比較的同位相で変動しています。また、1993年夏季は3つのラン共に負偏差が著しく、西部太平洋の熱帯大気の応答から言えば、1993年は過去40年間で最も特異な夏であったことがわかります。次に第2図a, bについて各々アンサンブル平均を施し、両者の関係を調べてみると（第2図c）、大変興味深いことに1970年代後半から90年代にかけて両者の位相は非常に良く一致し、その振幅も大きくなっていることがわかります。このことは、この時期においてフィリピン付近の対流圏下層の正（負）の渦度偏差が卓越すると、日本付近は高（低）気圧性循環偏差が強化されることを意味します。

それではPJパタンとはどういうものなのでしょう。季節内変動擾乱（MJO）について模式的に示したのが第3図です。MJOに伴う対流活動がフィリピン付近で極大になると、対流圏下層でフィリピン付近から北太平洋を横切る波列パタンがみられます。対流加熱域の北西側で低気圧性循環が誘引され、その北東方向の日本付近で高気圧性循環が強化されます。この循環偏差パタンが持続すると日本は暑夏傾向になります。冷夏の場合は循環偏差を反転させてみればよいことになります。このような中緯度域へのエネルギー伝播を可能としているのは、1つに、南シナ海から太平洋高気圧の北西縁に沿って北東方向へ延びる対流圏下層の西風ダクトの存在です。アジア大陸の熱的低気圧の発達に伴った、熱的低気圧の南東縁に沿う地衡風成分が、中緯度偏西風域と夏季モンスーン西風地域とをつないで西風ダクトを形成し、定常ロスビー波の中高緯度へのエネルギー伝播の導波管として作用してい

ると考えられます（Kawamura *et al.*, 1996）。もちろん、中緯度の順圧渦的擾乱の発達には平均流と擾乱との順圧相互作用が大きく寄与していますから、例えば第3図の擾乱A2が急激に増幅したり、擾乱C2が不明瞭になったりすることが頻繁にあります。

少し横道にそれてしまいましたが、再び本題に戻りたいと思います。夏季東アジアの現実大気はその内部力学による影響を大きく受けていることが第2図から示唆されるので、単一ランだけではSST強制の影響を評価することは難しいと考えられます。しかし、アンサンブル平均操作はモデル大気自身の内部変動を大幅に除去することが可能なので、もしAGCMが西太平洋・東アジア域の大気循環場の経年変動を精度良く再現しているのならば、アンサンブル平均に基づいたモデル大気のみによる冷夏・暑夏の循環場は、現実大気からの年々変動からSST強制によるシグナルを抽出したものになるはずで、言い換えるならば、中高緯度大気の内外部変動などによって覆い隠されていた、熱帯からのSST強制を取り出せるということです。したがって、このシグナルに基づいて逆に現実大気上で上述のシナリオの検証を行った訳です。検証結果（第4図）は見事にPJパタンが見出され、極端な冷夏・暑夏が起りやすくなっている傾向は特に北日本・東日本で顕著であるという観測事実と一致するものでした。夏季の東アジアの天候には他の様々な要因（ブロッキングと関連したオホーツク海高気圧の発達など）が絡んでいるのは周知の事実ですが、この研究で明らかにされたプロセスを除いては、今のところ、1970年代終わり頃から最近にかけて頻繁に生じている極端な冷夏・暑夏を



第2図 (a) 初期条件が異なる3つのパラレルランで再現された日本付近 (30°-40°N, 130°-150°E) の夏季平均850 hPa 高度偏差の年々変動. (b) (a) と同様、ただし西部熱帯太平洋 (0°-20°N, 125°-140°E) の850 hPa 相対渦度偏差. 単位は $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ . (c) (a) と (b) 各々のアンサンブル平均. 実線は850 hPa 高度, 破線は850 hPa 相対渦度. Kawamura *et al.* (1998) より引用.

合理的に説明することはできていません.

さて、次に夏季 SST 偏差の東西傾度を生じさせる要因について考えてみます. 一般的に、エルニーニョ (ラニーニャ) 現象が発生すると、フィリピン東方の西部太平洋の SST が低温 (高温) 傾向になります. 一方、南シナ海の SST 変動は夏季アジアモンスーンの強弱に大きく支配されていることがわかっています (Ose *et al.*, 1997 など). 弱い (強い) モンスーンは南シナ海上の海上風速を弱め (強め)、海表面からの潜熱フラッ

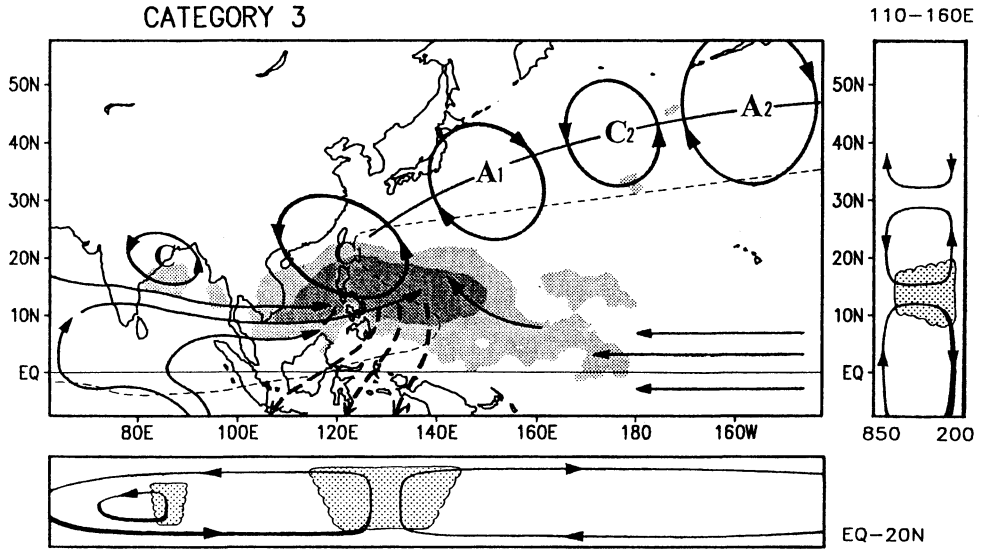
クの減少 (増加)、海洋表層の鉛直混合を弱める (強める) ことによって、その海域の SST の上昇 (低下) をもたらします. したがって、エルニーニョ (ラニーニャ) に伴ってモンスーンが弱化 (強化) される傾向の下では、フィリピン付近を挟んで SST 偏差の東西差が大きくなります. 東西方向の温度勾配が、どのようなプロセスで対流圏下層の風の水平収束を変化させて、積雲対流活動に影響を与えているのか少なからず議論の余地がありますが、今回の AGCM 結果は少なくともその温度勾配の重要性 (Lindzen and Nigam, 1987; Numaguti, 1995) を支持しています.

このような SST 偏差の東西傾度を生じさせるという意味で、モンスーンと ENSO (エルニーニョ/南方振動) のカップリングは非常に重要であることを認識したのがこの研究の副次的な成果でした. また、過去40年間の SST 偏差の東西差の推移をみると、極端な冷夏・暑夏が頻繁に生じた1970年代後半から90年代にかけて東西差が大きく、逆に1960年代から70年代前半にかけて日本の夏季気温の経年変動が小さかった時期に対応して東西差も小さく、モンスーンと ENSO の両者が必ずしも一定の関係にはないことを伺わせました. そこで両システム間の因果関係に注目することになったわけです.

### 3. 夏季アジアモンスーンと ENSO—陸面・大気・海洋相互作用—

この問題に取り組もうとしたのですが、筑波大学の安成先生 (Yasunari and Seki, 1992) を始めとして既に数多くの先達の研究があり、調べれば調べる程、新しい事実は得られないと少し悲観的になっていました. ところが、ENSO とモンスーンを関係づける多くの仮説を検討していくうちに、(例えば冬季から春季にかけてのモンスーン域上層の亜熱帯ジェットの強弱などの) モンスーン強弱の前兆現象が指摘されているにも拘わらず、その前兆現象がなぜ生じるのか、そしてそれがどのようなプロセスでモンスーンの強弱を規定しているのか、必ずしも合理的な解釈がなされていないことに気づきました.

その問題を解くための材料は既に提出されている主要な仮説の中にありました. Ju and Slingo (1995) はモンスーン開始前の春季にみられる西太平洋・インドネシア域の対流活動偏差の重要性を指摘していました. また、Yang and Lau (1998) は熱帯 SST の直接的な強制の他に、SST 強制によって生じたアジア大陸



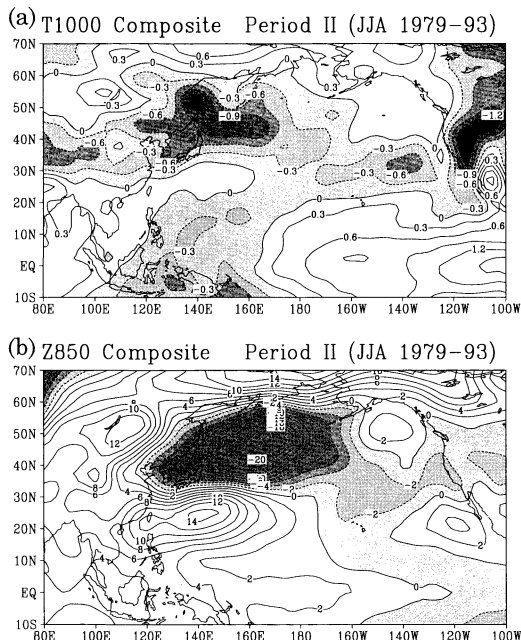
第3図 北半球夏季西部太平洋の熱帯・中緯度45日周期擾乱の模式図。フィリピン付近の convective forcing (陰影部) に応答した対流圏下層の循環アノマリは実線、赤道方向への対流圏上層の outflow は太い破線で示した。細い破線は気候平均の下層西風と東風との境界である。対流加熱によって誘引された低気圧性循環 (C1) と中緯度域の波列パターン (A1-C2-A2) がみえる。平均モンスーン循環との相互作用で生成した C1 の順圧成分が、順圧ロスビー波列 (A1-C2-A2) という形で中緯度へのエネルギー伝播を可能にしていると考えられる。また、下図は対流加熱に応答した局所ウォーカー循環アノマリが強い下層西風偏差によって東西非対称性があること、右図は局所ハドレー循環アノマリが南北非対称性が赤道を横切る強い上層発散風によって特徴づけられることを示している。Kawamura *et al.* (1996) より引用。

の土壌水分偏差の間接的な影響も強調していました。ただ、なぜ陸面水文過程に ENSO シグナルが生じるのかは不明のままです。後は先程のアンサンブル気候実験を行った際に定義された弱モンスーン/エルニーニョ年、強モンスーン/ラニーニャ年のカテゴリーで SST や外向長波放射量 (OLR)、大気再解析データなどを整理・整頓するだけで、散らばったジグソーパズルを私なりに再構成することができました (Kawamura, 1998)。便宜上、弱モンスーン/エルニーニョ年は弱モンスーン年、強モンスーン/ラニーニャ年は強モンスーン年とこれから呼ぶことにします。

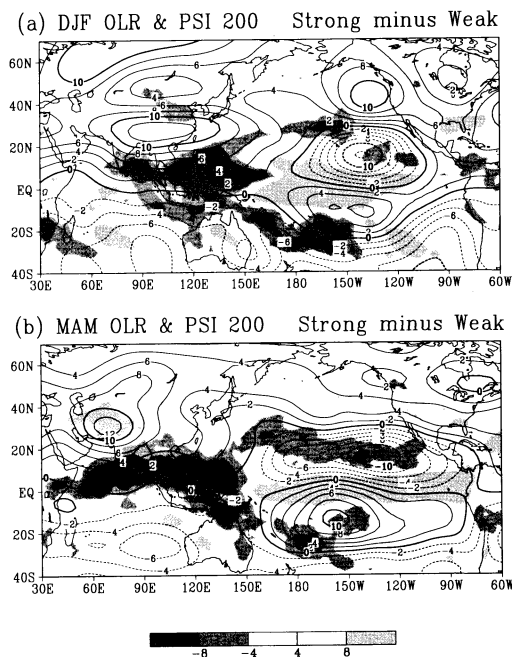
第5図 a はモンスーン開始前の冬季の OLR および 200hPa 流線関数偏差にみられる前兆現象をモンスーン強弱のカテゴリーに基づいて合成偏差図 (強モンスーン年-弱モンスーン年) で示したものです。中部・東部熱帯太平洋では OLR 正偏差にตอบสนองして、対流圏上層では赤道を挟む南北の双極子構造 (松野・Gill パターン) がみられます。一方、フィリピン付近を中心に OLR 負偏差域 (対流活発域) が広がっており、Walker 循環

の強化を意味しています。この負偏差域は春季になると北部インド洋上に拡がります (第5図 b)。ここで注目すべきは、中部・東部熱帯太平洋域とは違って、熱帯インド洋の OLR 偏差の中心は赤道上にない、すなわち明瞭な赤道非対称構造がみられることです。

また、チベット高原西の中央アジアでは高気圧性循環の強化と OLR 正偏差が対応しています。この地域では春季に総観規模擾乱による降水活動が頻繁にみられ、OLR の正 (負) 偏差が降水量の減少 (増加)、地表付近の温度上昇 (低下) とよく対応することがわかっています。中央アジア周辺地域 (25°-40°N, 50°-80°E) の温度偏差の季節変化を詳しく調べると (第6図 a)、弱・強モンスーン年共に、2月から3月にかけて急激な温度変化が生じていることがわかります。3月の両カテゴリーにおける差は約1.7°Cに達します。もう1つ興味深いことは、弱 (強) モンスーン年では3月から6月にかけて低温 (高温) 傾向が持続するのに対し、7月からモンスーン期の終息にかけて有意な偏差の持続がみられないことです。このことは裏を返せば、春



第 4 図 (a) アンサンブル平均から得られたモデル大気の冷夏年、暑夏年に基づく1000 hPa 夏季気温 (観測) の合成偏差図 (冷夏年-暑夏年)。等値線間隔は0.3 K, 陰影部は負偏差域を示す。(b) (a)と同様、ただし850 hPa 高度。等値線間隔は 2 m。AGCM に系統的誤差がないと仮定した場合、現実大気から SST 強制によるシグナルを抽出した様相を示す。Kawamura *et al.*(1998)より引用。



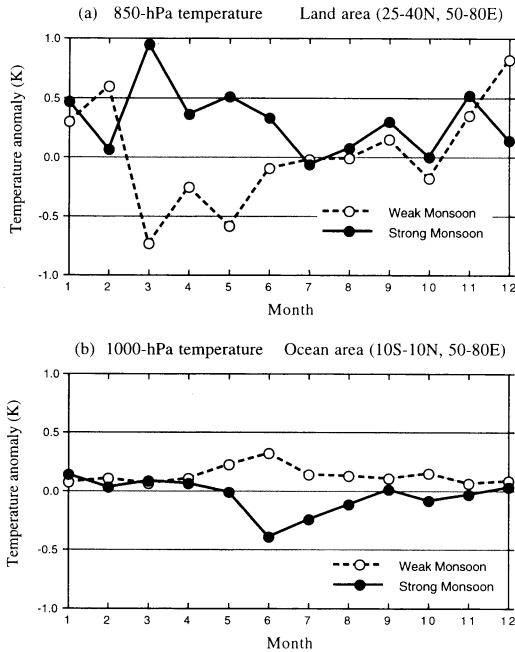
第 5 図 (a) モンスーンに先立つ冬季の OLR および200 hPa 流線関数の合成偏差図 (強モンスーン年-弱モンスーン年)。等値線間隔は  $2 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , (b) (a)と同様、ただし春季。

季からモンスーン前期にかけての中央アジア地域の陸面水文過程の重要性を示唆しています。もちろん、陸面水文過程以外に、雲量の増加によるアルベド効果も寄与している可能性があります。

一方、熱帯インド洋 (10°S-10°N, 50°-80°E) の大気最下層の気温偏差の季節変化をみると (第 6 図 b), 弱 (強) モンスーン年ではモンスーンオンセット前の春季後半に温度が上昇 (下降) し始め、6 月にピークを迎えています。これらの偏差は弱いながらもモンスーン期全体にわたって持続しています。実際、この温度偏差は主に SST 偏差を反映しており、弱 (強) モンスーン年の夏季、特にモンスーン前期の熱帯インド洋の SST の高温 (低温) 化と対応しています。夏季モンスーン循環の年々変動には主にモンスーン前期 (6, 7 月) の偏差が効いているので (図略)、この時期の陸域と海域の温度偏差がモンスーンの強弱に重要な役割を果たしていることに疑いはありません。

ENSO と関連する前兆現象がどのようなプロセス

でモンスーンの強弱をコントロールすることが可能か模式図 (第 7 図) で改めて説明したいと思います (第 7 図では括弧内の記述に従う)。強モンスーン年を例にとると、まずラニーニャ現象による Walker 循環の強化と関連して、冬季から春季にかけての熱帯インド洋北部・海洋大陸上の積雲対流活動が活発化します。対流加熱偏差の中心が赤道以北に位置しているため、北半球側でロスビー型応答が卓越し、チベット高原西方に高気圧性循環偏差が生じます。誘引された高気圧性循環は大規模な下降流を伴い、陸域の降水量減少、土壤水分の減少をもたらし、インド亜大陸北西の中央アジア地域の地表面温度を上昇させる方向に作用します (Shen *et al.*, 1998 においても中央アジア地域の陸面水文過程の一定の役割が指摘されています)。一方、熱帯インド洋では対流加熱偏差に対する下層大気への応答として南西風偏差が卓越し、海表面の熱フラックスの変化などにより SST の低温偏差が形成されることとなります。陸域と海域にみられるこれらの物理プロセスは互いに異なりますが、共に南北の海陸間の熱的コントラストを強める方向に作用し、夏季アジアモン



第6図 (a) カテゴリー別の中央アジア地域(25°-40°N, 50°-80°E)の850 hPa 気温偏差の時間発展。破線は弱モンスーン年、実線は強モンスーン年を示す。(b) (a)と同様、ただし熱帯インド洋域(10°S-10°N, 50°-80°E)の1000 hPa 気温偏差。Kawamura (1998) より引用。

スーンの強化をもたらします(モンスーンが弱い年は全く逆のシナリオになります)。つまり、陸域と海洋表層の両方に ENSO シグナルがメモリーされ、結果としてモンスーンの強弱に影響を与えるという考え方で

ここで留意しておきたいことは、以上のシナリオはモンスーンの強弱年が分類された1970年代後半から90年代前半までの時期において有効であると考えられますが、他の時期でも同じであるという保証はありません。実際、エルニーニョ現象のライフサイクルにみられる季節依存性が1970年代後半を境にして大きく異なっており(Kawamura *et al.*, 1998など)、当然ながらモンスーンと ENSO の関係に影響を与えることが予想されます。そのような観点からの研究も今後必要だと思われ(安成, 1999)。

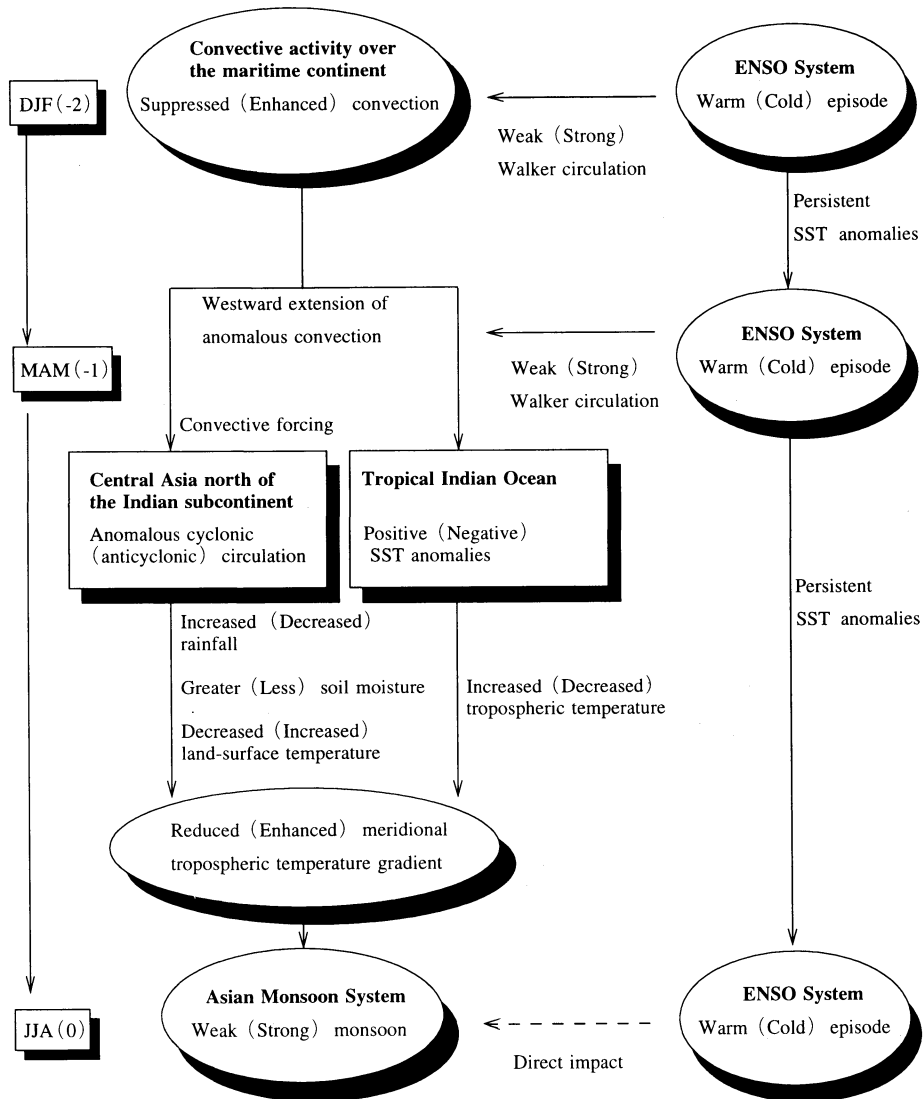
上述のシナリオは観測事実に基づいて構成したもので、あくまでも作業仮説に過ぎません。モンスーンと ENSO のカップリングの鍵となる中央アジア地域の陸面水文過程やインド洋 SST 偏差の形成過程を明ら

かにすることで仮説を検証しなければなりません(陸面水文過程は既に多くのモデル研究などで調べられており、後は詳細な現場観測のデータが得られれば理解が進むものと期待しています)。そして最大の疑問は、なぜ冬季から春季にかけて対流活動偏差が西太平洋から西方(北部インド洋上)へ拡大するのか、なぜ赤道非対称の偏差パターンになっているのか、という点にあります。先の仮説はこの現象の存在を前提条件としているからです。このような赤道非対称パターンは偶然的なものではなくインド洋では支配的なモードの1つです(Nigam and Shen, 1993)。単純に ENSO と関連する Walker 循環からこの現象を説明できるとは到底思えません。また、OLR の EOF 解析から、南北非対称構造が明瞭にみられるのは春季であり、他の季節は不明瞭であることがわかっています(梶川, 1999)。そこで、ひとまずモンスーンの強弱に関連するインド洋 SST 偏差の形成過程を調べることにしました。

#### 4. インド洋の大気海洋相互作用—WES モードの励起—

私が所属していた防災科学技術研究所の研究室では NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 再解析データ (Kalnay *et al.*, 1996) を外力として GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) の海洋大循環モデル MOM2 (Modular Ocean Model version 2) を用いた数値実験を行っています(松浦・飯塚, 1999)。その予備解析から、モデルで再現されたモンスーンの強弱に伴うインド洋 SST 偏差が観測と非常に良く一致することがわかりました。共同研究としてその後解析を進め、先程の根本的な疑問に答えられそうな結果を見出しました(Kawamura *et al.*, 1999)。問題を解く鍵はインド洋における冬季から夏季モンスーン開始期に至る下層風の平均場にあります。

まず始めに3月および5月における1000 hPa 面の気候平均の風ベクトルをみてみますと(第8図)、3月の北部インド洋では冬季モンスーンに伴い北東風が依然として卓越していることがわかります。ところが、4月から5月にかけてインド洋—アジア大陸間の南北温度傾度が逆転するため、平均場が劇的に変化し西風が卓越することになります。対応して、対流活動の中心は南半球側から北半球側に移ります。一方、赤道以南では3月、5月共に東風領域が広がっています。

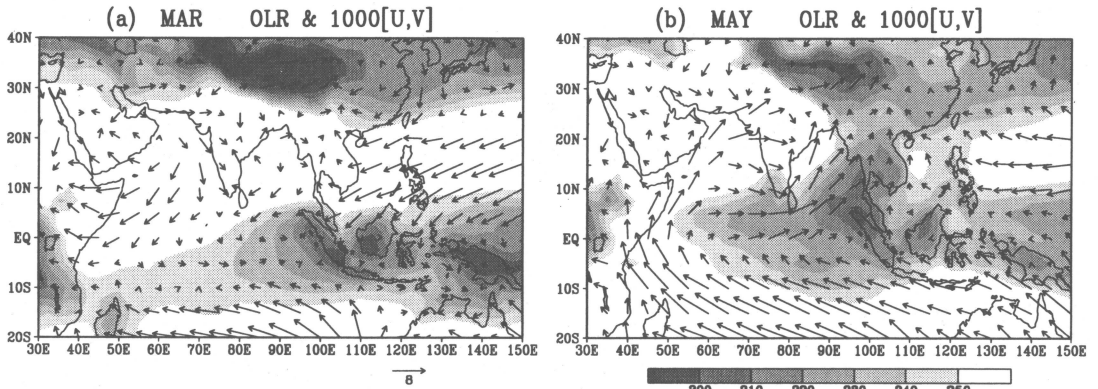


第7図 モンスーンと ENSO のカップリングのメカニズムを示す模式図。モンスーンに先立つ冬季から夏季にかけて Nino-3 SST 偏差が持続傾向にあった1970年代後半から90年代前半までの解析に基づいている。Kawamura (1998) より引用。

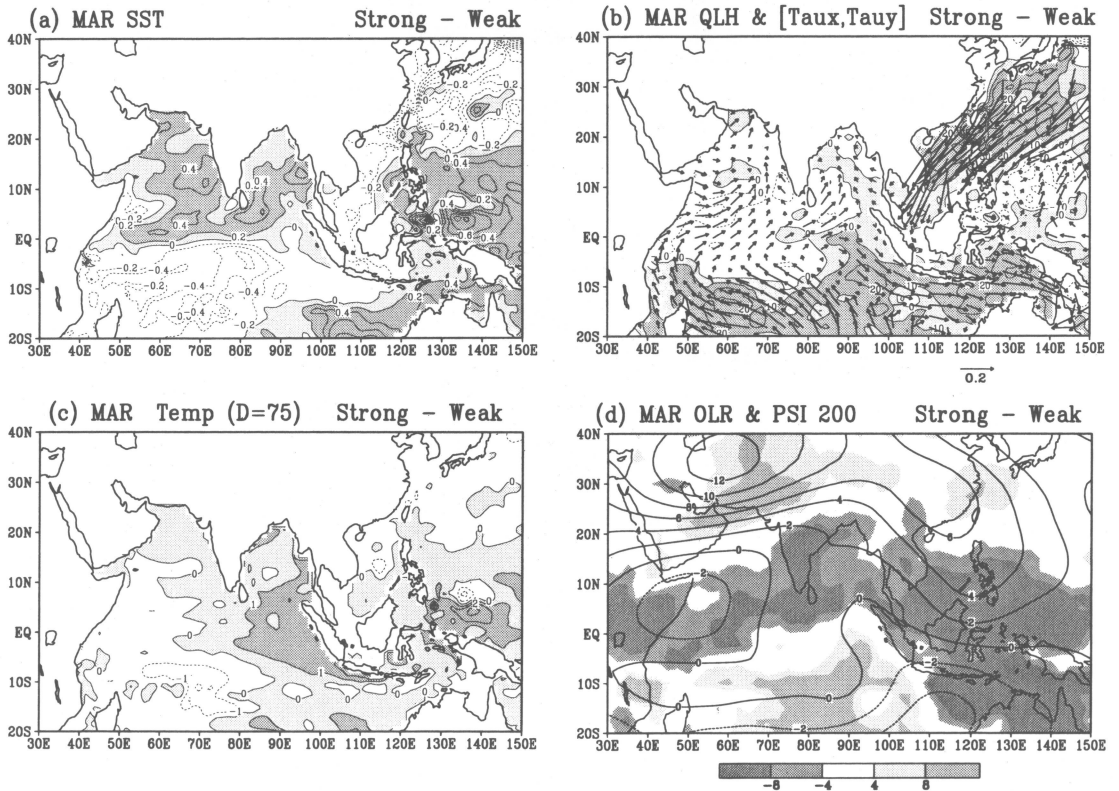
第9図はモンスーン開始前の春季(3月)について、SST、風応力ベクトル、潜熱フラックスなどをモンスーンの強弱年でその差を比較したものです。モデルで再現された SST 偏差に顕著な赤道非対称構造がみられます。ところが、この構造は海洋表層のごく浅い層に限られており、温度躍層付近(ここでは深さ75m)の水温偏差にはそのような構造は不明瞭で、むしろ東西非対称構造が際立っています。OLR 偏差の南北非対称パターンに対応して、風応力偏差は北半球側で西風偏

差、南半球側で東風偏差が卓越しています。大変興味深いことに、潜熱フラックス偏差にも南北非対称(赤道以北で蒸発抑制、以南で蒸発活発)がみられることです。

SST や OLR 偏差の南北非対称パターンは4月も持続しますが、5月になると様相は一変します(第10図参照)。SST 偏差の南北非対称パターンは消失し、南半球の低温域は北半球側へ拡大しています。風応力偏差は北部インド洋で西風偏差が強化し、対応して潜熱フラッ

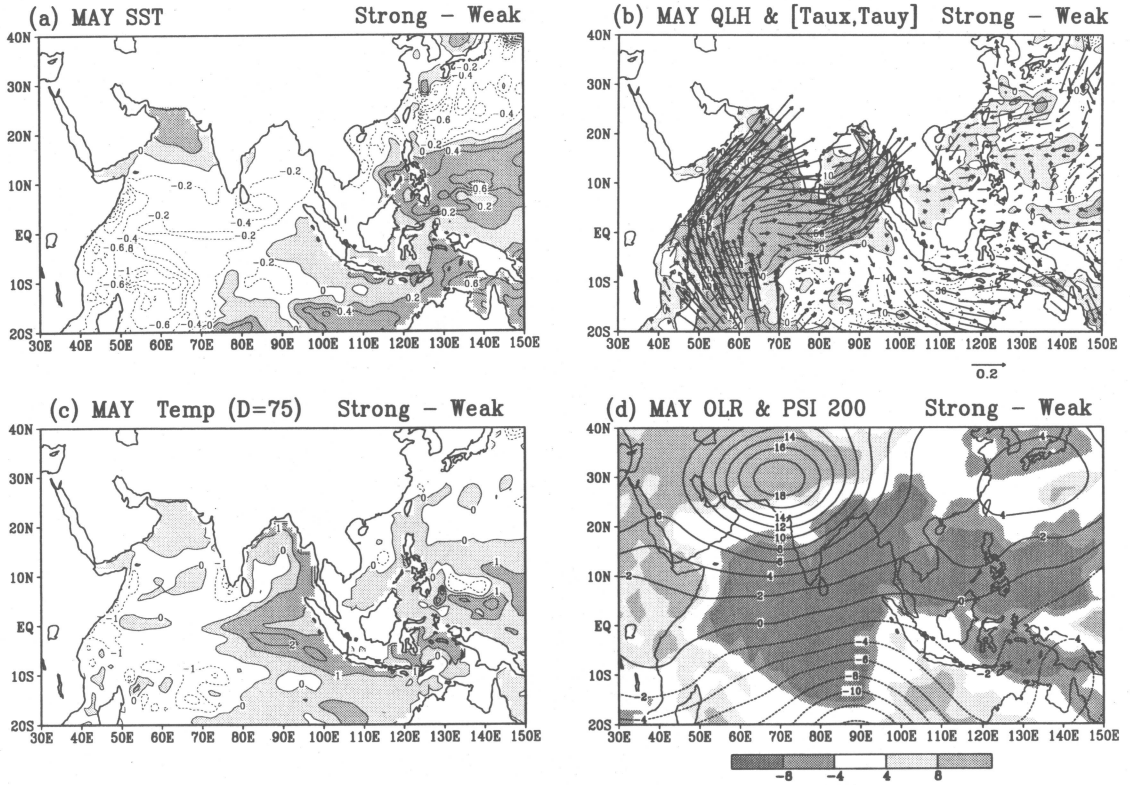


第8図 (a) 3月の月平均1000 hPa風ベクトルおよび OLR 空間分布 (気候平均値). 矢印のベクトルの長さは  $8 \text{ ms}^{-1}$ . (b) (a) と同様, ただし5月.



第9図 モンスーン開始前の春季 (3月) のインド洋大気海洋相互作用に関する合成偏差図 (強モンスーン年-弱モンスーン年). (a) モデルで再現された SST 偏差. 等値線間隔は  $0.2 \text{ K}$ , 陰影部は正偏差域を示す. (b) 風応力ベクトルならびに潜熱フラックス偏差. 等値線間隔は  $10 \text{ Wm}^{-2}$ . (c) 温度躍層付近 (75 m 深度) の水温偏差. 等値線間隔は  $1 \text{ K}$ . (d) OLR ならびに 200 hPa 流線関数偏差. 等値線間隔は  $2 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .





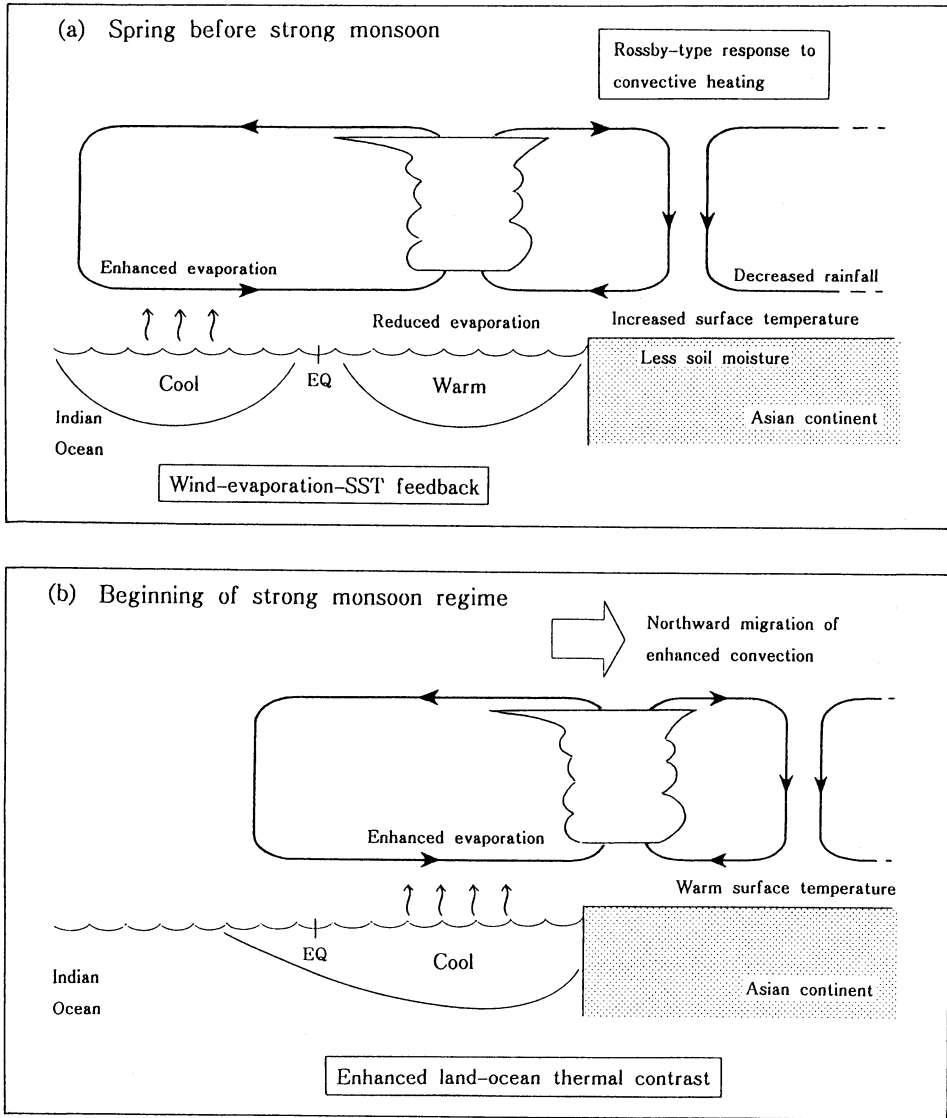
第10図 第9図と同様，ただし5月。

クスの急激な増加がみられます。対流活動も急激に活発化しており、ロスビー波応答によって生じる、チベット高原西の200 hPaの流線関数偏差が強まっていることがわかります。図は省略しますが、対流活発域は5月から6月にかけてインド亜大陸上へ北進します。対照的に、温度躍層の水溫偏差はほとんど大きな変化がなく、東西非対称パターンが維持されています。

前節と同様に、強モンスーン年を例に模式図(第11図)に基づいてメカニズムの概要を説明したいと思います。まず春季にインド洋の赤道以北で対流活動が活発化し、赤道ロスビー波の励起により赤道以北では大気下層で西風偏差が強化されます。この時期、北部インド洋の海上風の平均場は東風なのでスカラー風速は弱まり海面からの蒸発が抑制されます。一方、局所ハドレー循環の強化に伴い赤道を横切る流れが強まることにより、南半球側では東風偏差が生じ、平均場も東風なので北半球側とは逆にスカラー風速は増大し蒸発が活発になります。つまり、赤道非対称の東西風偏差がスカラー風速と潜熱フラックスの偏差に赤道非対称

成分を生み出していることとなります。これらの海域での大気海洋間の正味の熱フラックスに対する実質的な寄与は潜熱フラックスであり、主に潜熱フラックス偏差の南北の違いによって赤道非対称の SST 偏差分布(赤道以北で高温、以南で低温)が形成されていると考えられます。対照的に、風強制に対する海洋表層の力学的応答は温度躍層付近にみられる水溫偏差の東西非対称(言い換えるならば、温度躍層深度の東西非対称)を生み出しますが、SST 偏差の南北非対称にはほとんど寄与していません。これは、インド洋では赤道の導波管以外の地域では潜熱フラックスが SST 偏差の形成に重要な役割を果たしている指摘した Yu and Rienecker (1999) の結果と矛盾はしていません。つまり、モデル結果から Xie and Philander (1994) が提唱した風・蒸発・SST (WES) フィードバックにより、春季のインド洋 SST 偏差の南北非対称が維持されていることが示唆されます(第11図 a)。

WES フィードバックレジームで SST や対流活動偏差の南北非対称構造が維持されている間、大気陸面



第11図 風・蒸発・SST (WES) フィードバックレジーム (a) からモンスーンレジーム (b) への遷移を示す模式図. 強モンスーン年の場合のみを示す. Kawamura *et al.* (1999) より引用.

相互作用においては、前節で述べたように、対流加熱に対するロスビー波応答の結果として、中央アジア地域の地表面温度を上昇させる方向に働いています。季節進行に伴い、海陸間の南北温度勾配が逆転し、海上風の基本場が東風から西風へ反転した途端（第11図 b）、北部インド洋では西風偏差が卓越していますから、スカラー風速が増大し蒸発量の急激な増加・SSTの低下がもたらされ、対流活発域が北へシフトし強いモンスーンの幕開けとなります（強いモンスーンのレ

ジームへ遷移します）。モンスーンが弱い年は上述の偏差に関して全く逆のシナリオになります。このように、海陸間の南北温度勾配の逆転という季節進行が WES フィードバックレジームからモンスーンレジームへの急激な遷移を必然的にもたらしているのです。

WES フィードバックが生じる必要条件の1つは、ENSO 現象に関連して北半球冬季にフィリピン付近（赤道以北）に対流加熱偏差の中心が位置していることです。南北非対称の赤道ロスビー波が西方へ伝わり、

インド洋で WES モードを励起します。Xie (1996) はハイブリッド大気海洋結合モデルを使って、東岸に与えられた風の非対称性を生み出す大陸強制に対するモデルの応答を調べ、大気海洋結合波動が西進し、南北非対称構造が作り出されていくこと示しています。南北非対称の赤道ロスビー波が励起されればよいのですから、大陸強制の代わりに、赤道から離れた対流加熱強制に置き換えても同じであることがわかります。もちろん、インド洋で WES モードが励起されるためには、熱帯インド洋の海上風の基本場が東風であることも必要条件ですから、北半球夏季や秋季にこの結合モードが存在するのは当然ながら難しいと考えられます。

冬季のフィリピン付近の対流加熱偏差は ENSO シグナルをもっていますから、この加熱偏差の強制により、春季にかけてインド洋で WES モードが励起される現象は、まさに熱帯太平洋の ENSO シグナルがインド洋へもたらされることに他ならず、ENSO とモンスーンの“架け橋”になっていると考えられます。今後はフィードバックシステムを陽に扱う大気海洋結合モデルでの検証が望まれます。

## 5. おわりに

それではなぜ対流加熱偏差の中心がフィリピン付近(赤道以北)に位置しているのでしょうか。西部熱帯太平洋の warm pool (暖水域) の SST 偏差が影響しているのは間違いないでしょうが、冬季南シナ海まで侵入するアジア大陸からの cold surge (強い寒気の南下) も熱帯・中緯度相互作用を通して補完的な役割をもっているかもしれません。次々に新たな疑問が湧いてきます。一口に熱帯東西循環と言っても、赤道非対称成分の存在から推測されるように、現実には大気海洋相互作用などにより強い変質を受けているのが普通なようです。

前節で述べた海洋大循環モデルからのアプローチは、アンサンブル気候実験の研究で未解決だった夏季 SST 偏差の東西傾度を生じさせる要因についても説明の糸口を与えるものです。気候値では夏季 SST の極大域がフィリピンの東に位置しているので、日本の暑夏年で考えてみると(あくまでも熱帯の影響でもたらされた暑夏という限定つきですが)、フィリピンを挟む SST の東西差は大きくなり対流活動の局在化と強化を促します。この時の風応力偏差をみると、ベンガル湾から南シナ海、西太平洋暖水域にかけて西風偏差

が存在しています。海上風の基本場から、ベンガル湾・南シナ海上ではスカラー風速が増大、海面からの蒸発が活発化し、逆にフィリピン東では風速が弱まり蒸発が抑制され、潜熱フラックス偏差の東西差が生じます。これが SST 偏差の東西傾度の強化と維持に実質的な寄与をしていると考えられ、正のフィードバックシステムが有効に働いている可能性が高いと思われます。今年(1999年)の冬季から春季にかけて OLR 負偏差域がフィリピン付近から北部インド洋へ拡がりました(WES モードの卓越)。WES フィードバックレジームから強モンスーンのレジームへ遷移すると、北部インド洋から南シナ海にかけて SST 低温偏差が形成され、西太平洋との東西温度勾配が強まり、西太平洋暖水域では OLR 負偏差の局在化と強化(西太平洋モンスーンの活発化)が観測されています。その後、西太平洋モンスーンの強化→PJ パタンの励起→北日本・東日本の猛暑というプロセスがみられ、1999年は恰好の典型例と言えそうです。

また、インド洋の大気海洋相互作用において、春季の南北非対称構造を強調しましたが、他の季節にはまた違った構造がみられます。特に秋季では東西非対称構造が突発的に出現するという興味深い現象があります(Saji *et al.*, 1999; Vinayachandran *et al.*, 1999; 梶川, 1999)。彼らの言う東西双極子モードは基本的に ENSO とは独立していると述べられています。対照的に、本研究の南北非対称モードは ENSO シグナルがインド洋へ伝達されることによって励起されます。二つのモードは互いに全く異なっていますが、熱帯インド洋の年々変動の適切な理解のためには両モードを無視することはできません。ENSO とモンスーンの架け橋という意味で、インド洋の大気海洋相互作用には未だ多くのチャレンジングな謎が隠されています。

北半球冬季の10年スケール変動の研究から、夏季の東アジアの異常気象の研究へ、そしていつの間にかモンスーンと ENSO、インド洋の大気海洋相互作用の問題にまで足を踏み入れることになってしまいました。それには、いかに偶然的な要素が働いていたのか理解していただけたと思います。舌足らずな内容ではありますが、本稿を読んで、若手研究者がこのような現象に興味をもって研究にトライしてもらえればこれ程心強くうれしいことはありません。

## 謝辞

筑波大学在学中に研究者への道を導いて下さり、限

りない御指導を頂いた筑波大学名誉教授の吉野正敏先生、同大学地球科学系教授の安成哲三先生に厚く御礼申し上げます。東京大学気候システム研究センター教授であった故新田 勅先生からも研究を進める上で多くの御助言を頂きました。ハワイ大学名誉教授の村上多喜雄先生、同大学気象学教室の Bin Wang 教授にも多くの御指導と御助言を頂きました。受賞理由となった研究成果の多くは科学技術庁防災科学技術研究所(防災科研)に在職していた時のものです。当時防災科研に籍を置いていた気象研究所の杉 正人氏からは多くの事を教えて頂きました。なかでもアンサンブル気候実験による成果は、杉 正人氏を中心とした研究グループ、そして気象庁全球モデルの使用を許可して頂いた同庁数値予報課の方々なくしては得られなかったものです。また、米谷恒春氏、松浦知徳氏、栢原孝浩氏を始めとする防災科研のスタッフの方々には大変お世話になりました。ここに記して深く感謝の意を表します。

#### 参 考 文 献

- 花輪公雄, 1997: 東北日本の夏季の気温の長期変動特性—気温変化率の数十年スケール変動—, 気象研究ノート, **189**, 192-198.
- Ju, J. and J. M. Slingo, 1995: The Asian summer monsoon and ENSO, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 1133-1168.
- 梶川義幸, 1999: インド洋における大気海洋相互作用の経年変動とその季節性の研究, 筑波大学大学院地球科学研究科修士論文, 67pp.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne and Dennis Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kawamura, R., T. Murakami and B. Wang, 1996: Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the western Pacific during the northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 867-890.
- Kawamura, R., M. Sugi, T. Kayahara and N. Sato, 1998: Recent extraordinary cool and hot summers in East Asia simulated by an ensemble climate experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 597-617.
- Kawamura, R., 1998: A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 1009-1027.
- Kawamura, R., T. Matsuura and S. Iizuka, 1999: Role of an equatorially asymmetric mode in the Indian Ocean in the Asian summer monsoon-ENSO coupling, Submitted to *J. Geophys. Res.*
- Lindzen, R. S. and S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418-2436.
- 松浦知徳・飯塚 聡, 1999: 1975年—1998年における北太平洋域の ENSO/10年変動のモデリング, 日本海洋学会1999年春季大会講演予稿集, 134.
- Nigam, S. and H.-S. Shen, 1993: Structure of oceanic and atmospheric low-frequency variability over the tropical Pacific and Indian Oceans, Part I: COADS observations, *J. Climate*, **6**, 657-676.
- 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.
- 新田 勅, 1996: 1994年の猛暑と熱帯の対流活動, 測候時報, **63**, 178-187.
- Numaguti, A., 1995: Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones. Part II: Sensitivity to meridional SST distribution, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1128-1141.
- Ose, T., Y. Song and A. Kitoh, 1997: Sea surface temperature in the South China Sea—a unique index for the Asian monsoon and ENSO system—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1091-1107.
- 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.
- Shen, X.-S., M. Kimoto and A. Sumi, 1998: Role of land surface processes associated with interannual variability of broad-scale Asian summer monsoon as simulated by the CCSR/NIES AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 217-236.
- Vinayachandran, P. N., N. H. Saji and T. Yamagata, 1999: Response of the equatorial Indian Ocean to an unusual wind event during 1994, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1613-1616.
- Xie, S.-P., 1996: Westward propagation of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3236-3250.
- Xie, S.-P. and S. G. H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific, *Tellus*, **46A**, 340-350.

Yang, S. and K.-M. Lau, 1998 : Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon, *J. Climate*, **11**, 3230-3246.  
 安成哲三, 1999 : 変わりつつあるアジアモンスーン—ENSO 結合システム, *科学*, **69**, 713-718.  
 Yasunari, T. and Y. Seki, 1992 : Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the

global climate system, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 177-189.

Yu, L. and M. M. Rienecker, 1999 : Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997-1998 El Nino, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 735-738.

---

The Asian Summer Monsoon-ENSO Coupling  
 —Toward Understanding of Atmospher-Ocean  
 Interaction in the Indian Ocean—

Ryuichi Kawamura\*

\* *Department of Earth Sciences, Toyama University, Toyama 930-8555, Japan*

(Received 22 October 1999 ; Accepted 19 January 2000)

---

春季大会予稿集の申込みについて

2000年春季大会（つくば市）の予稿集（77号）の予約希望者は下記を記入のうえ葉書またはFAX（E-mailでも可）で学会事務局宛にお申し込み下さい。すでに定期講読されている会員は不要です。

記

- 1) 氏名（会員番号がわかる場合は会員番号も）
- 2) 送付先または所属（会員番号を記入した場合は省略してもよい）
- 3) 77号（春季大会予稿集）のみの場合：77号のみ。  
 77号以降定期講読の場合：77号以降定期と記してください。

〒100-0004 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内  
 日本気象学会 事務局  
 TEL：03-3212-8341 内線2546  
 FAX：03-3216-4401  
 E-mail：jmitsoc@blue.ocn.ne.jp

注. \*印刷部数が限られているので、購読希望の方は定期講読をお勧めします。大会当日は売り切れとなる場合があります。

頒布価格（円）	個人会員	団体会員
77号のみ	2,420	2,630
定期講読	2,100	2,310

予稿集の申込締切りは2000年5月10日（水）です。

---