

大気海洋相互作用とアジア・オーストラリアモンスーンの経年変動

川村隆一

富山大学理学部

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する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、ENSO モンスーン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 モンスーンに関連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。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。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、15 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ボジット解析を行った。

3. モデル結果

図1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。

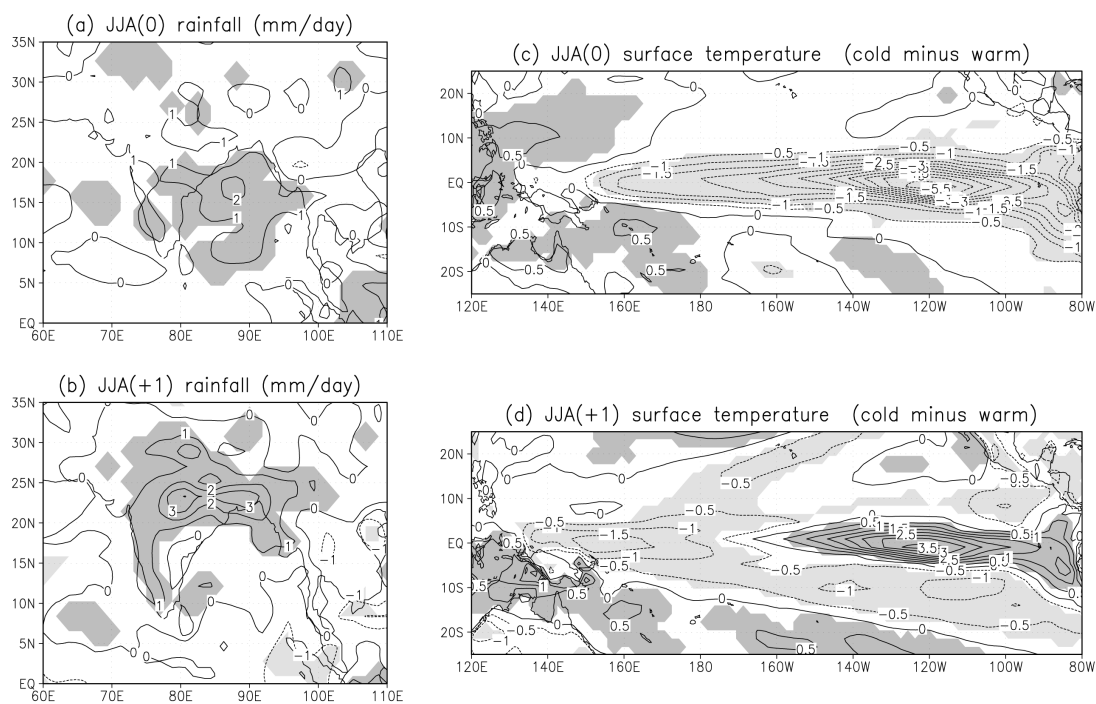


図1 JJA (0), JJA (+1)におけるモデル降水量(a-b)並びに SST(c-d)の合成偏差図。

降水量、SST の等値線間隔はそれぞれ 1 mm day^{-1} , 0.5°C 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。

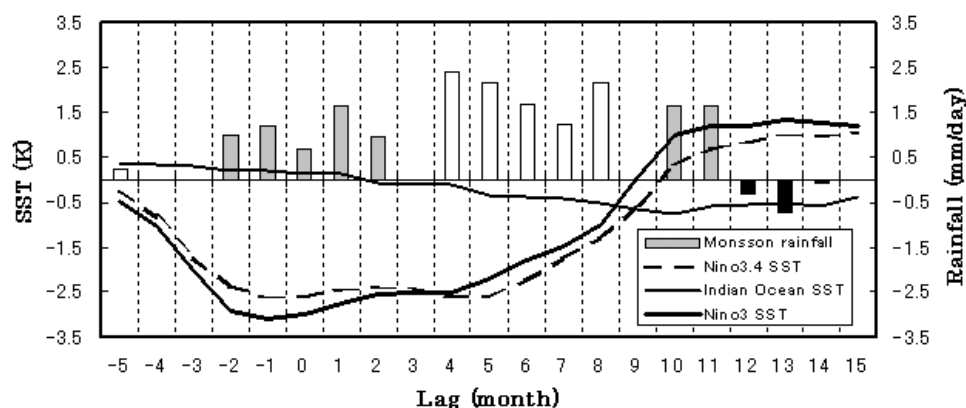


図2 アジア・オーストラリア夏季モンスーンの月平均降水量偏差と熱帯 SST 偏差との関係(合成偏差図)。

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7月、Lag 12 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2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1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 (70–90E, 10–25N), 北部オーストラリア (115–155E, 10–25S) 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き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。

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3参照) 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 (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。

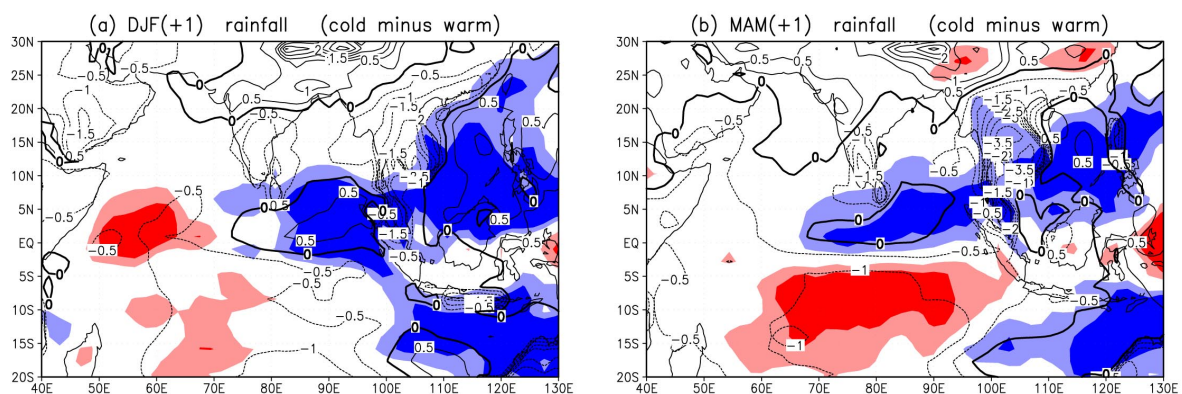


図3 DJF (+1), MAM (+1)におけるモデル降水量並びに SST の合成偏差図。

青色は降水量が $+1 \text{ mm day}^{-1}$, $+2 \text{ mm day}^{-1}$ 以上、赤色は -1 mm day^{-1} , -2 mm day^{-1} 以下の領域を示す。SST の等値線間隔は 0.5°C である。

図 3b 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4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–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。

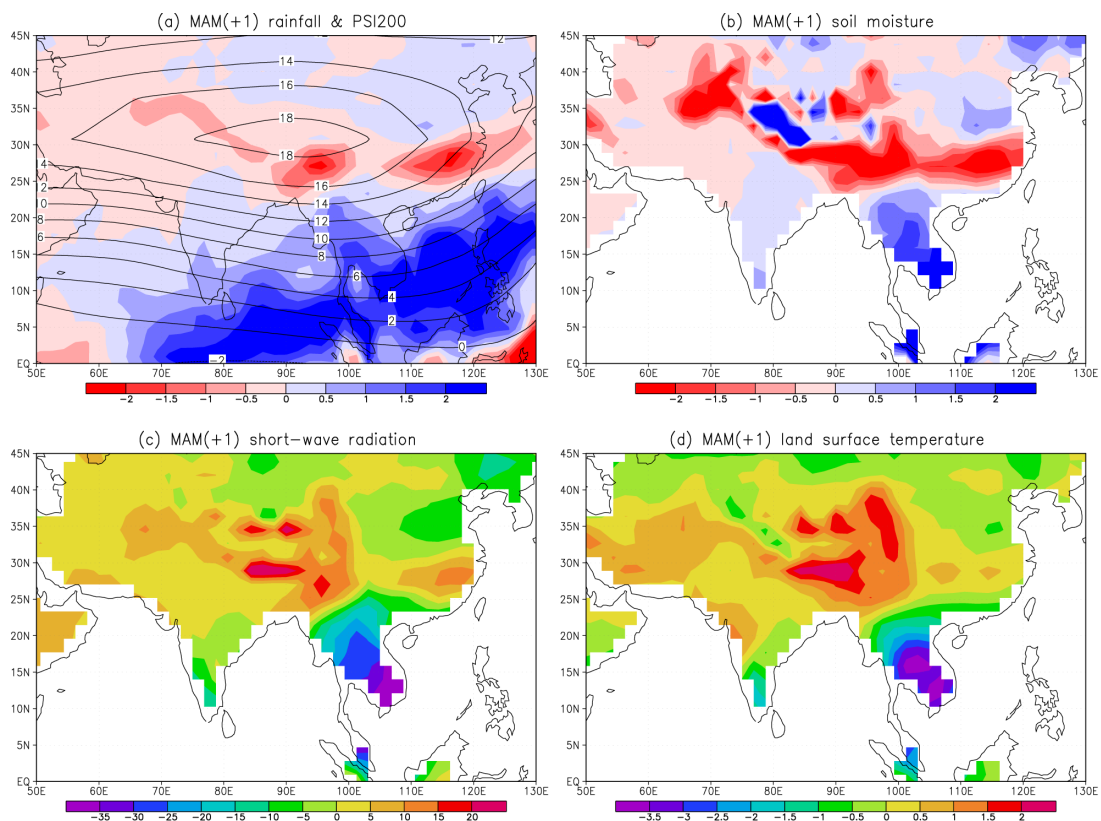


図4 MAM (+1)におけるモデル各種物理量の合成偏差図.

(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($^{\circ}\text{C}$).

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

- 1) Kawamura, R. (1998): A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 1009-1027.
 - 2) Kawamura, R., T. Matsuura, and S. Iizuka (2001): 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.
 - 3) Kawamura, R., T. Matsuura, and S. Iizuka (2003): Equatorially symmetric impact of the El Nino-Southern Oscillation on the South Asian summer monsoon system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, in press.
- 川村隆一 (2003): 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.