

インドモンスーンによって年々変動するインド洋のSSTと ENSOの関係についての研究

名倉 元樹^{*}・根田 昌典^{*}・久保田 拓志^{*}・寺尾 徹^{**}

^{*} 京都大学大学院理学研究科

^{**} 大阪学院大学情報学部

要 旨

インド洋のSSTとENSOの関係を支配するメカニズムを調べた。SSTのEOF解析と熱的強制の関係を評価したところ、インド洋のSSTの年々変動は主にモンスーン風に引き起こされていることが分かった。NCEP再解析データから、インドモンスーンに伴う海上風の年々変動にはENSOとの関係が異なる二つのモードがあることが分かった。二つのモードの相対的な振幅の大小によって、インド洋のSSTとENSOの関係が説明できると考えられる。

キーワード： 熱帯インド洋・SST・モンスーン風・ENSO

1. はじめに

インド洋の水温や季節風の年々変動はエルニーニョ-南方振動 (El Niño-Southern Oscillation, ENSO) に強い影響を受けると考えられている。インド洋の海面温度 (Sea Surface Temperature, SST) も ENSO と関連した変動を示し、エルニーニョ (ラニーニャ) が起こると数ヶ月遅れて北インド洋を中心としたSSTが高く (低く) なる傾向があることが知られている (Lanzante, 1996)。インドモンスーンの年々変動はインド洋のSSTとENSOの关系到重要な役割を果たすと考えられている。インド洋の水温変動にもなって水蒸気の大気への供給量が変化すれば、梅雨前線の活動などを通じて日本の気候に密接に関係する可能性がある。梅雨活動の変化は水不足や集中豪雨など日本の生活環境に直接的に影響する重要な問題である。

このインド洋のSSTとENSOの関係について、Klein et al. (1999) は、エルニーニョが起こるとインドモンスーンに伴う海上風が弱まり降雨が減少するため、海面における潜熱フラックスの弱化和放射熱フラックスの強化が引き起こされ、インド洋のSSTが上昇するという機構の存在を示唆している。しかし、Lanzante (1996) およびKlein et al. (1999) が指摘したインド洋のSSTとENSOの関係は常に成立しているわけではない。エルニーニョが起こっ

たにも関わらずインド洋のSSTが低くなる年があることも無視できない (Klein et al., 1999)。これは Klein et al. (1999) の提示したメカニズムが不十分であることを示唆している。

Klein et al. (1999) は海面熱フラックスの総和がインド洋のSSTの年々変動を引き起こすと主張しているが、一方でモンスーンにともなう海上風の変動がインド洋のSSTに強い影響を与えることが知られている。北半球の夏期 (以後、季節は北半球の季節を用いる) に発達したモンスーン風は潜熱フラックスと沿岸湧昇の強化によって強い冷却を引き起こす (Gautier et al., 1998; McCreary and Kundu, 1988; McCreary et al., 1993)。このため、夏期にはSSTが海盆全体で低くなる。モンスーン風は冬期にも発達し潜熱フラックスの増加によってSSTが低くなる。このため、インド洋のSSTは夏期と冬期に低くなるという特徴的な季節サイクルを持つ (Loschnigg and Webster, 2000)。これらのことから考えて、モンスーン風がSSTの年々変動に強い影響を与える可能性は十分に考えられる。しかし、このような問題についてはこれまでよく分かっていなかった。例えば、Tourre and White (1997) はインド洋を横断するSSTと海上風のカップリングモードの存在を主張しているが、Konda et al. (2002) は西部から中央部にかけてのSST変動は東部域との相関が低いという空間パターンを報告している。

同様に、モンスーン風の年々変動とENSOの関係も十分に明らかになっていない。例えば、Klein et al. (1999) はエルニーニョの発達期にモンスーン風が弱くなるという関係を提唱したが、Slingo and Annamalai (2000) は1997年の夏期には強いエルニーニョが起こったにも関わらずモンスーン風が強化したと主張している。さらに、Kawamura (1998) と Kawamura et al. (2001) はエルニーニョの成熟期の翌年の夏期にモンスーン風が弱化する傾向を指摘している。これは、冬に成熟したENSOは春に終息する傾向を持つということ (Webster and Yang (1992)) とは矛盾するが、一方で久保田ら (2001) は熱帯対流圏温度場の持つENSOシグナルが秋まで持続することを示しており、ENSOの影響が翌年の夏期に及ぶ可能性もある。このようにモンスーン風とENSOの関係については相反する報告がある。このことから、インドモンスーンに伴う風の年々変動には複数のモードがあり、それらが互いにENSOと異なる関係を持っている可能性が考えられる。

そこで、本研究ではSST、モンスーン風、ENSOという三つの要素の関係をそれぞれ詳細に評価する。以下、2. は用いたデータの記述にあてられる。3. においてインド洋のSSTの年々変動のフォーシングを調べる。モンスーン風に複数のモードが存在することを示し、各々のモードとENSOの関係を調べ、これらの各モードがインド洋のSSTとENSOの関係にどのような役割を果たすのかについて4. で議論する。5. で得られた結果のまとめを行う。

2. データ

SSTはthe National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Reynolds Optimally interpolated Sea Surface Temperature (Reynolds SST, Reynolds and Smith, 1994) を用いて評価した。貯熱量変動を評価するために、混合層内の水温をSSTに等しいと仮定し、混合層深をthe National Oceanographic Data Center World Ocean Atlas 1998 (WOA98) の水温と塩分データから求めた。混合層深を決定するため、まずMillero and Poisson (1981) の状態方程式を用いてポテンシャル密度を計算し、スプライン補間によって鉛直方向に1mごとのデータを作成した。これを用いて、Lukas and Lindstrom (1991) に従ってポテンシャル密度の鉛直勾配が 0.01kgm^{-4} を越える深さを混合層深として定義した。また、海面熱フラックスのデータはthe NCEP / National Center for Atmospheric Research (NCAR) Reanalysis data (NCEP再解析データ、Kalnay et al., 1996) のものを用いた。

夏期のモンスーン風の年々変動はNCEP再解析データの海上風、850hPaのジオポテンシャル高度を用いて調べた。積雲活動の評価には the National Ocean and Atmosphere Administration Interpolated Outgoing Longwave Radiation (NOAA OLR, Liebmann and Smith, 1996) を用いている。

それぞれのデータの空間解像度はReynolds SSTとWOA98が $1^\circ \times 1^\circ$ 、NOAA OLRとNCEP再解析データが $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ である。これらのデータを 2.5° 格子のデータに再構成して用いた。今回の解析においてはReynolds SST、NOAA OLR、NCEP再解析データを全て用いることができる1982年から2000年までを解析期間とし、月平均値を使用した。アノマリーは全ての期間の平均的な年サイクルからの偏差として求めた。

3. モンスーン風によって引き起こされるSSTの成分

モンスーン風はSSTの季節変動に強い強制を加えることが知られており (McCreary et al., 1993)、SSTの年々変動は季節変動のモジュレーションとして起こ

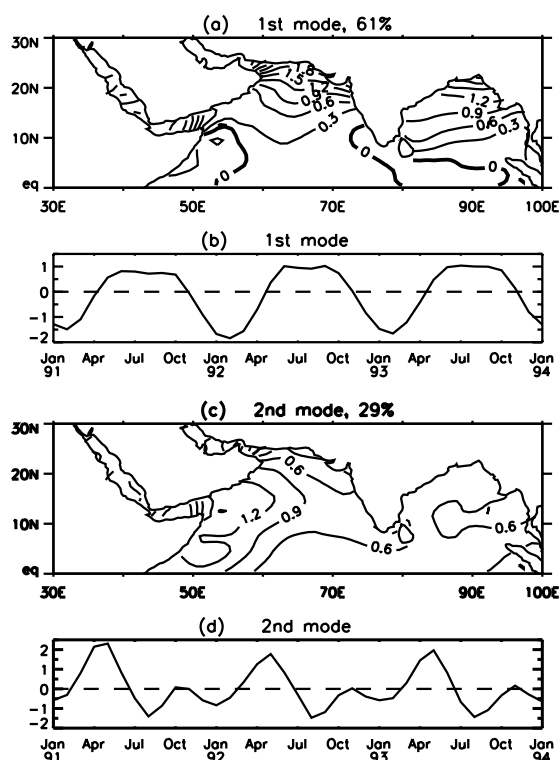


Fig.1 (a) The spatial pattern of the 1st mode of the SST, (b) the EOF component of the 1st mode from January, 1991 to January, 1994, (c) the spatial pattern of the 2nd mode of the SST, (d) the EOF component of the 2nd mode.

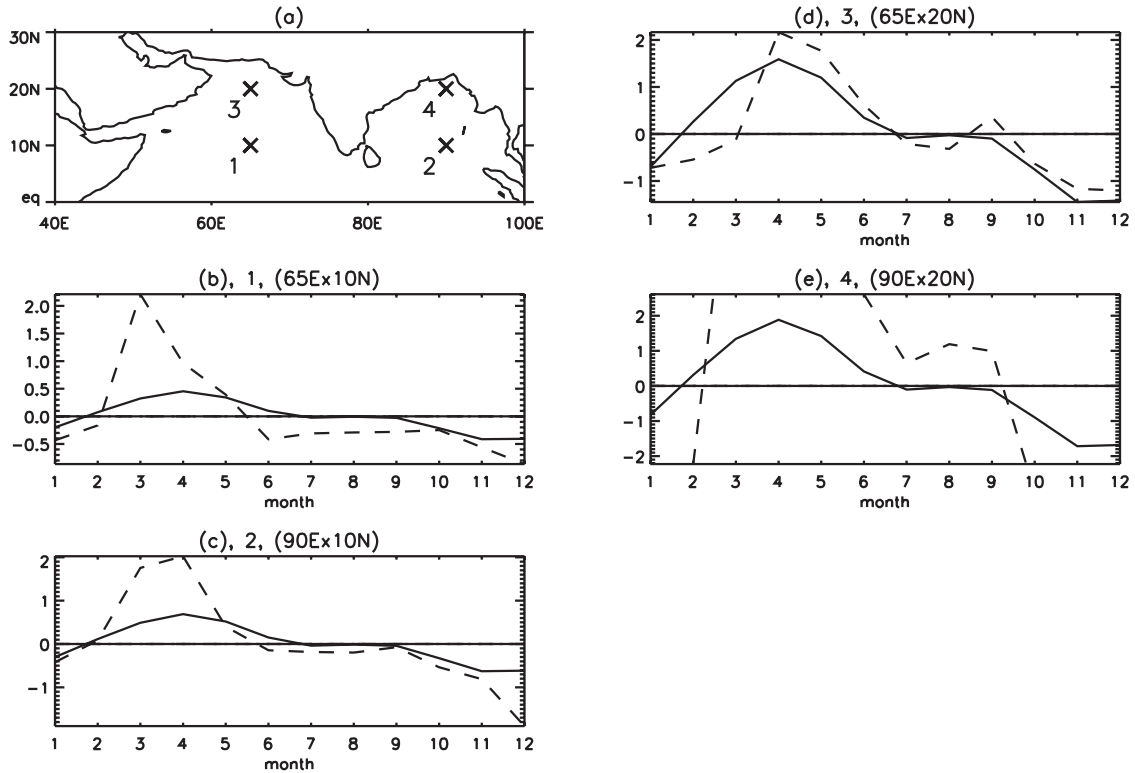


Fig.2 The mean annual cycle of the time change rate of the mixed layer temperature estimated from the radiation heat flux (dashed lines in (b), (c), (d) and (e)), and that of the 1st mode of the SST (hard line in each figure). The time series at points 1-4 in (a) are shown in (b)-(d), respectively. Units are °C/month. Note that the vertical axis is different in each figure.

る可能性がある。このようなことを考慮し、以下ではSST変動のフォーシングについて調べる。

Fig. 1は北インド洋 (30°E-100°E、赤道-30°N) のSSTをEOF展開した第1モードと第2モードである。第1モードと第2モードはそれぞれ61%と30%の寄与率を持つ。

第1モードの空間分布の特徴はベンガル湾とアラビア海の北方で大きな振幅を持ち、赤道付近で振幅が小さいことである。このモードの季節サイクルは春にSSTが上昇し秋に下降することを表している。このような季節サイクルは北インド洋の日射の変動と類似している。定量的な評価を行うために、次式によって日射による海洋表層の水温変化を評価し、第1モードと比較した。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_{rad}}{\rho_0 c_p h_m} \quad (1)$$

ここで T が混合層内の水温を表す。 ρ_0 , c_p は海水の密度と比熱を表し、それぞれ 1026 kg m^{-3} と $4180 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ を用いた。 h_m はWOA98データから推定した混合層の深さ、 Q_{rad} はNCEP再解析データから得た海面放射熱フラックス(短波放射と長波放射の和)である。これらの量から(1)式の右辺を計算し、混合層水温の変化量($\partial T / \partial t$)を求めた。さ

らに、第1モードの時系列との比較のため、得られた値から年平均値を差し引いた。

混合層の深さが気候学的な平均であることを考慮して、推定された混合層水温の変化量と、第1モードであらわされるSSTの変化量の平均的年サイクルを比較した(Fig. 2)。推定された水温は、海盆内のどの位置においても、日射が強い春期に水温が上昇し、夏期から秋期にはほぼ変化がなく、日射が弱い冬期に水温が減少する傾向がある。夏期に日射が弱くなるのはインドモンスーンに伴って雲量が増加するためである。第1モードのSSTもよく似た季節サイクルを示しており、振幅も春期を除けばほぼ同程度である。春期には日射が強いためディトレインメントが起こり混合層から熱が排出されることが知られているが(Loschnigg and Webster, 2000)、(1)式にはこのような効果が含まれていないため、混合層の水温の上昇を過大評価したと考えられる。この効果を含めればよりよい一致が得られるはずである。これらのことから、第1モードのSSTの変動は日射に引き起こされていると考えてよいことが分かる。

一方、SSTの第2モードは海盆全体に正の値が分布しており、特にアラビア海の西部で振幅が大きい(Fig. 1c)。季節サイクルは、春期と秋期にSSTが

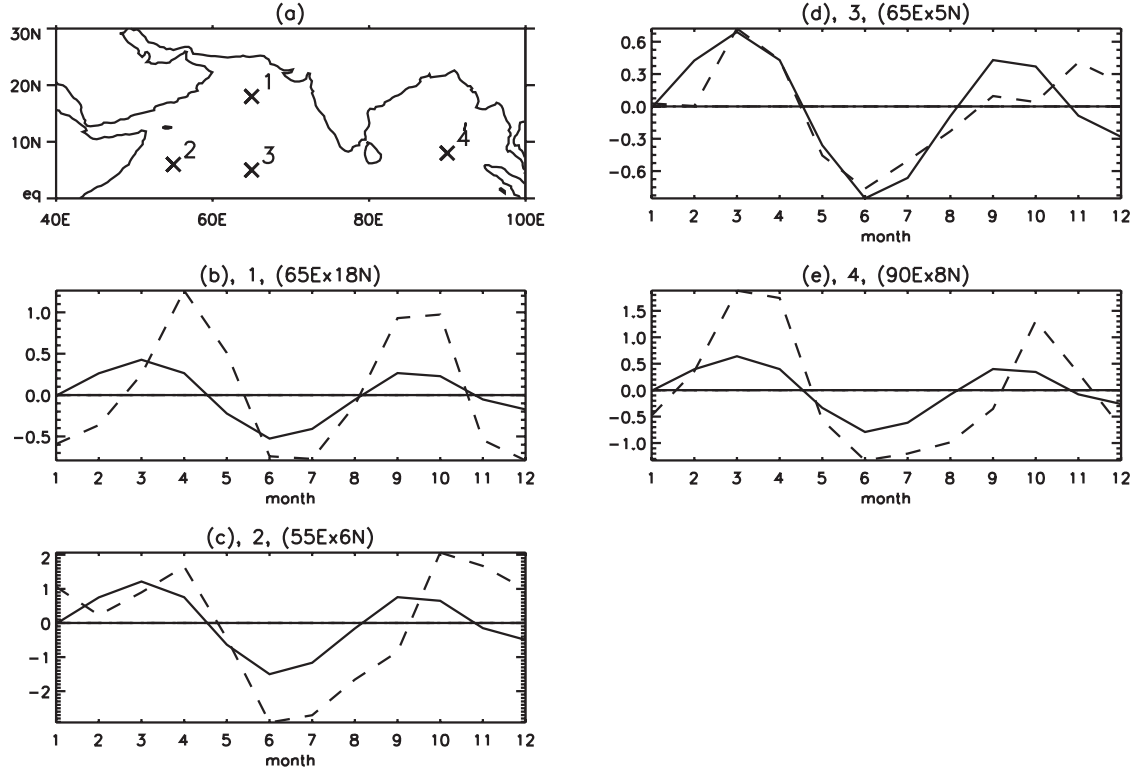


Fig.3 The mean annual cycle of the time rate of change of the mixed layer temperature estimated from the latent heat flux and the divergence of the Ekman heat transport (dashed lines in (b), (c), (d) and (e)), and that of the 2nd mode of the SST (hard line in each figure). The time series at points 1-4 in (a) are shown in (b)-(d), respectively. Units are °C/month. The vertical axis is different in each figure.

上昇し夏期と冬期に下降するという特徴を持つ (Fig. 1 d)。夏期に海盆全体でSSTが下降し、特にアラビア海西部でその特徴が顕著であるということは、McCreary et al. (1993) によって指摘されているモンスーン風の影響と整合性があり、Konda et al. (2002) が示唆した空間パターンとも一致している。そこで(2)式によりモンスーン風によって引き起こされる混合層の水温の変動を推定し、第2モードと比較した。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{Q_{lh}}{\rho_0 c_p h_m} - \frac{\mathbf{Ue} \cdot \nabla T_r}{h_m} \quad (2)$$

潜熱フラックスとエクマン流は直接モンスーン風の影響を受けて変動することから、この二つをモンスーン風による熱的なフォーシングとして評価した。 Q_{lh} が海面における潜熱フラックスを表している。 T_r は水温の背景場である。 $\mathbf{Ue}$ はエクマン輸送量であり、(2)式の右辺第2項は熱移流の発散の効果を表す。エクマン輸送量は、Large and Pond (1981) を用いて得た海面応力から求めた。モンスーン風が強い夏期と冬期には混合層が100m程度の深さになることから、エクマン層は混合層よりも

浅いと仮定した。

Fig. 3は(2)式左辺の値とSSTの第2モードの変化量である。推定された水温変化はモンスーン風が発達する夏に負の値を示す。これは潜熱フラックスの増加に加えて、アラビア海西部の冷水がエクマン流によって沖に移流され冷却の効果が生じているためである。冬期にもモンスーン風が発達するため、潜熱フラックスの増加によって水温が下降する。春期と秋期にはモンスーン風が弱く、冷却の効果が年平均より弱いいため、水温の変化量が正の値を示している。第2モードのSSTもおおむねこのような季節サイクルを示していることが分かる。特に強い冷却が生じる夏期の値は位相も振幅もよく一致している。これらのことから、第2モードのSSTの変動はモンスーン風によって引き起こされていると考えられる。春期と秋期に両者が一致していないのは、(1)式と同様、(2)式にディレイメントによる混合層からの熱の排出の効果を含まなかったためであろう。

このように、第1および第2モードの季節サイクルはそれぞれ日射とモンスーン風によって引き

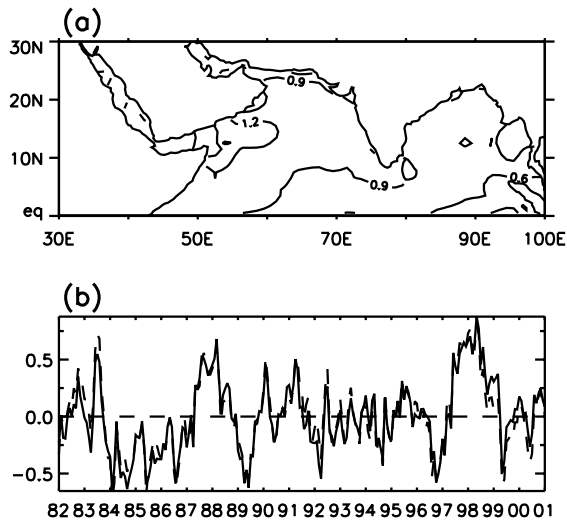


Fig.4 (a) The spatial pattern and (b) the EOF component of the leading mode of the SST anomaly. The dashed line in (b) shows the anomaly of the 2nd mode of the SST.

起こされていることが分かった。年々変動については、第1モードは日射の年々変動に引き起こされた成分、第2モードはモンスーン風の年々変動に引き起こされた成分であろうと推測できる。しかし、年々変動スケールでどちらがより変動が大きいかということについてはいまだ明らかではない。そこで、あらかじめ季節サイクルを除いた SST アノマリーを用いて、その主要な成分を EOF 解析によって抽出し、SST の第1および第2モードと比較した。Fig. 4 が SST アノマリーの主要な成分である。このモードは39%の寄与率を持つ。海盆全体に正の値が分布しており、特にアラビア海西部で振幅が大きいという特徴はSSTの第2モード (Fig. 1 c,d) とよく似ている。時間発展についても第2モードのアノマリーと非常によい一致が見られ、相関係数は0.96と非常に高い (99%有意)。つまり、インド洋のSSTアノマリーの主要な成分はモンスーン風に引き起こされた成分によって説明できることがわかる。

これらのことから、日射よりもモンスーン風の年々変動の方がインド洋のSSTアノマリーに対する影響が強いことが分かる。インド洋のSSTと ENSO の関係にはモンスーン風が重要な役割を果たしていると考えられる。

4. モンスーン風の年々変動の二つのモード

夏期のモンスーン風の年々変動には複数のモー

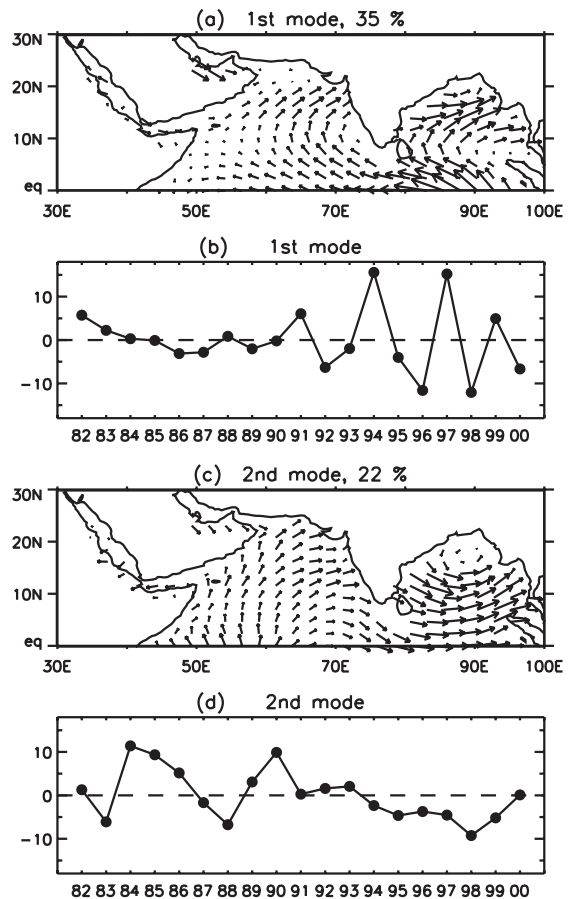


Fig.5 (a) The spatial pattern and (b) the EOF component of the 1st mode of the sea surface wind. (c),(d) Same as (a) and (b), but the 2nd mode.

ドがある可能性が考えられるため、EOF解析を用いて海上風を分解した。Fig. 5 は海上風アノマリーの6-8月平均値をreal vector EOF (Kaihatu et al., 1998)によって分解した第1モードと第2モードである。どちらのモードも南から北に吹く風を表しており、夏期のモンスーン風の空間分布によく似ている。第1モードは南東風が海盆の途中で南西風に転向するのに対し、第2モードは領域のほとんどで南西風なのが特徴である。寄与率は35%, 22%とほぼ同程度であることから、これらは両方ともモンスーン風の年々変動の主要な成分であると考えられる。

これらのモードは空間分布はよく似ているにも関わらず、時間発展は大きく異なっている。Fig.6は二つのモードの時間発展と ENSO の相関関係を表す。 ENSO の指標にはNino3領域 (150°W-90°W, 5°S-5°N) のSSTアノマリーを用いた。Fig.6aの6月の値はNino3 SSTの6月の値と第1モードのEOF係数の相関係数を表している。他の月についても同様である。つまり、陰のついている部分が第1モードとNino3

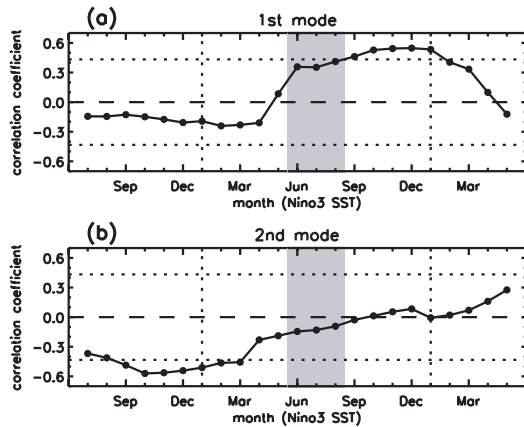


Fig.6 (a) The correlation coefficient between the EOF component of the 1st mode and the SST anomaly in the Nino3 region. The horizontal line denotes the month of the Nino3 SST anomaly. The dotted line shows the 95% significance level. (b) Same as (a), but the 2nd mode.

SSTの同時的な相関を、陰より右側（左側）が Nino3 SSTが季節的に遅れている（先行している）ことを表している。第1モードは次の冬のNino3 SSTと有意な正相関があり、エルニーニョが起こった年に南風アノマリーになる傾向がある。ENSOが夏に発達し始めて冬に成熟すること（Rasmusson and Carpenter, 1982）を考慮すると、第1モードはエルニーニョの発達期にその影響を受け夏のモンスーン風を強化すると考えられる。ラニーニャの発達期には逆に第1モードがモンスーン風を弱化する。一方、第2モードは前年の冬のNino3 SSTと負の相関関係を持っている。つまり、冬にエルニーニョ（ラニーニャ）が成熟すると、続く夏に第2モードが北風アノマリー（南風アノマリー）になりモンスーン風を弱める（強める）働きをしていることが分かる。このように、ENSOが起こった場合にモンスーン風を強めるのか弱めるのかという点で二つのモードは対照的な性質を持っている。

これらのことから、海上風の二つのモードは異なったメカニズムでENSOの影響を受けているのではないかと考えられる。そこで二つのモードの駆動力を調べた。ENSOの発達期の夏期におけるOLRアノマリーをFig. 7 aに示す。エルニーニョの発達期とラニーニャの発達期のアノマリーは符号が逆になることを除けばほぼ同じ空間パターンを持っていたため、図にはエルニーニョ年とラニーニャ年の差を示しエルニーニョの起こった年についてのみ説明を行う。エルニーニョの発達期には、イ

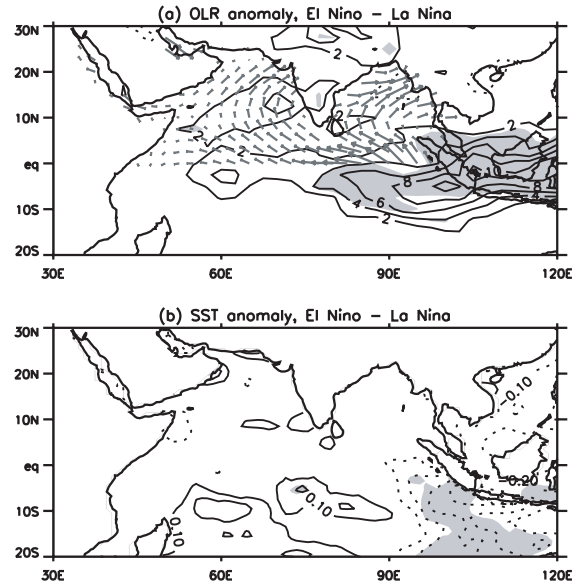


Fig.7 (a) The El Niño minus La Niña of the June-August mean OLR anomaly during the developing phase of ENSO. The El Niño (La Niña) years include 1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997 (1983, 1984, 1985, 1988, 1995, 1996, 1998, 1999). The dark shaded region denotes 95% significance. The zero line is omitted. The gray arrows show the spatial pattern of the 1st mode. (b) Same as (a), but the SST anomaly.

ンド洋東部赤道域で積雲活動が抑制され、ベンガル湾北部でわずかに活発になっていることが分かる。第1モードの風は積雲活動の弱い領域から強い領域に吹き込む。このことから、ENSOに関連してインド洋東部に積雲活動の南北差が発生し、第1モードの風が駆動されていると考えられる。Fig. 7 bはSSTアノマリーについての同じ図である。エルニーニョの発達期に赤道インド洋東部から多島海域にかけてSSTアノマリーが低くなる傾向が見られる。3.で調べたように、北インド洋西部から中央部を中心とした海盆規模のSSTの年々変動はモンスーン風の影響を強く受けるが、一方でインド洋東部赤道域の局所的なSSTはモンスーン風の駆動力と密接な関係を持つ。これは、この二つの海域のSST変動が異なるというKonda et al. (2002)の結果とも矛盾しない。つまり、インド洋東部赤道域のSSTはより直接的にENSOの支配を受けており、このSSTの影響を受けて発達したインド洋東部の積雲活動が海盆全体のモンスーン風を駆動するため、結果としてインド洋西部から中央部のSSTの変動が引き起こされる、というメカニズムが働いているのではないかと考えられる。

第2モードについては、ENSOが成熟した次の夏期にその影響を受ける。そこでENSOの翌年のOLR

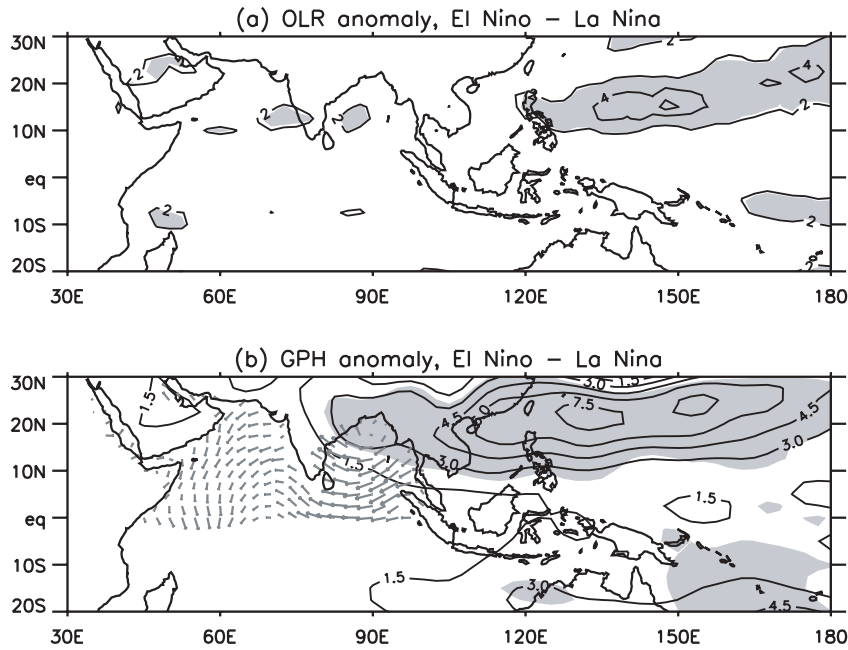


Fig.8 (a) The El Niño minus La Niña of the June-August mean OLR anomaly during the subsequent summer to the mature phase of ENSO. The years subsequent to El Niño (La Niña) include 1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998 (1984, 1985, 1986, 1989, 1996, 1997, 1999, 2000). The dark shaded region denotes 95% significance. The zero line is omitted. (b) Same as (a), but the 850hPa geopotential height anomaly. The gray arrows show the spatial pattern of the 2nd mode.

アノマリーをFig. 8aに示した。Fig. 7と同様に、ここでもエルニーニョ年とラニーニャ年の差を示している。前年の冬にエルニーニョが起こった年には、続く夏期にフィリピンの東方で積雲活動が弱くなっていることが分かる。また、850hPaのジオポテンシャル高度アノマリーについての図 (Fig. 8b) から、積雲活動が弱いことに対応してフィリピン沖に高気圧アノマリーが発生していることが分かる。この高気圧アノマリーは北インド洋にまで広がっており、第2モードの風はそこから吹き出す。赤道から離れた海域の熱源に対する赤道波の応答を理論的に求めたLim and Chang (1981) に従えば、フィリピン沖の積雲活動が弱まることによって生じた大気ロスビー波が西方に放射され、第2モードの北風アノマリーを駆動していると考えることができる。

このように、風の二つのモードは駆動される過程が異なっており、ENSOに対して対照的な関係を持つと考えられる。どちらのモードもモンスーン風の年々変動を表しているため、これらのモードの振幅の相対的な大小が重要である。二つのモードのEOF係数を比較したところ (Fig. 9a)、第1モードは1990年代に振幅が大きく、第2モードより卓越する傾向がある。一方、1980年代には第

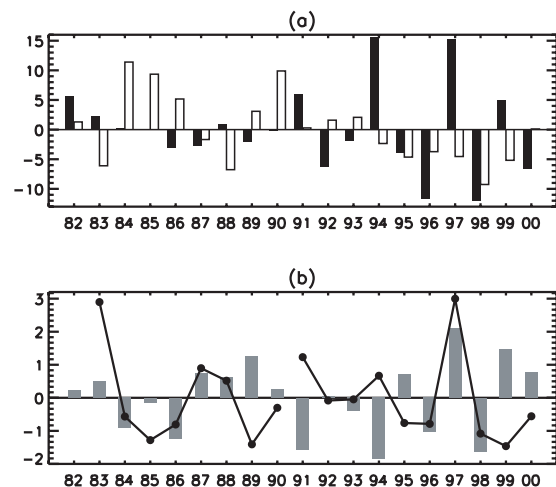


Fig.9 (a) The EOF component of the 1st mode of the surface wind (solid box) and that of the 2nd mode (white box). (b) The time change rate of the principal SST anomaly during June-August in the northern Indian ocean (gray box) and the Nino3 SST anomaly during December - February (line). The time change during June-August is calculated as the difference between September and May. The Nino3 SST from 1982 to 1989 is plotted from 1983 to 1990.

第2モードのほうが支配的であった。インド洋のSSTの年々変動はどちらのモードからも影響を受けると考えられるため、インド洋のSSTとENSOの関

係も1980年代と1990年代で大きく異なるはずである。

3. で得られたインド洋のSSTアノマリーの夏期の変化量とNino3 SSTアノマリーの関係をFig. 9bに示した。モンスーン風の第2モードは前年の冬のENSOと関連するため、このモードが発達する1980年代は前の年のNino3 SSTをプロットしている。1990年代は同年のNino3 SSTを示した。1990年代には、エルニーニョの発達期にインド洋のSSTが下降し、ラニーニャの発達期に上昇するという関係が見られる。これはLanzante(1996)が指摘したインド洋のSSTとENSOの関係とは反対である。このような変動が生じるのは、風の第1モードが卓越するためエルニーニョの発達期に南風アノマリーが生じ、夏期のモンスーン風が強まったためであると考えられる。ラニーニャの年は逆である。このように、従来ENSOとの関係では説明できないとされていたインド洋のSSTの変動は、風の第1モードによって引き起こされていると考えられる。対照的に、1980年代には第2モードが支配的であるため、エルニーニョ（ラニーニャ）が起こるとその翌年に北風アノマリー（南風アノマリー）が生じる。この時期に見られる、エルニーニョ（ラニーニャ）が起こるとインド洋のSSTが上昇（下降）するという関係は第2モードの風が原因であると考えられる。このことから、Lanzante(1996)らが指摘していたインド洋のSSTとENSOの関係は第2モードの風の変動によって説明できると考えられる。

5. まとめ

インド洋のSSTとENSOの関係を支配するメカニズムについて考察した。最初に、インド洋のSSTに対するモンスーン風の影響を調べた。NCEP再解析データの熱フラックスと海上風、およびWOA98データから推定した混合層深を用いて海洋表層の貯熱量変動を評価し、Reynolds SSTと比較したところ、SSTのEOF第2モードがモンスーン風による局所的な熱的強制と一致していることが分かった。このように、モンスーン風に引き起こされるSSTの変動は2番目のモードによって表される。しかし、SSTの年々変動については、その主要な変動と第2モードの年々変動成分が時間発展・空間分布共によく一致していた。この結果から、インド洋のSSTアノマリーの主要な成分はモンスーン風の年々変動に引き起こされていると考えられ

る。

このことから、インド洋のSSTとENSOの関係に対してモンスーン風が重要な役割を果たしていると期待できる。NCEP再解析データの海上風アノマリーの6-8月平均値をEOF解析によって分解したところ、モンスーン風には寄与率がほぼ同じで時間発展の異なる二つのモードが存在することが明らかになった。Nino3領域のSSTアノマリーとの相関係数から、海上風の第1モードはエルニーニョの発達期に南風アノマリーになる傾向があることが分かった。ラニーニャの発達期には北風アノマリーになる。一方、第2モードはエルニーニョ（ラニーニャ）の成熟期の翌年の夏期に北風アノマリー（南風アノマリー）になる傾向を持つ。NOAA OLRデータを用いてこれら二つのモードと積雲活動の関連について調べたところ、第1モードはインド洋東部の積雲活動に、第2モードはフィリピン沖の積雲活動に駆動されていることが分かった。二つのモードがENSOと対照的な関係を持つのは、異なる領域の積雲活動に別々に駆動されているためであると考えられる。

インド洋のSSTアノマリーは二つのモードの両方に影響を受けると考えられるため、二つのモードの相対的な振幅が重要である。第1モードは1990年代に振幅が大きく、第2モードよりも支配的である。この期間には、エルニーニョの発達期にインド洋のSSTアノマリーが下降する傾向が見られるが、これは第1モードが南風アノマリーになり夏期のモンスーン風を強化するためであると考えられる。ラニーニャの発達期には逆に第1モードが北風アノマリーになりインド洋のSSTアノマリーが上昇する傾向がある。一方、第1モードは1980年代には振幅が小さく、この期間には第2モードが卓越する。このため、この期間にはエルニーニョ（ラニーニャ）の成熟期の翌年の夏期に北風アノマリー（南風アノマリー）が生じ夏期のモンスーン風が弱体化（強化）される。これはこの期間に見られる、エルニーニョ（ラニーニャ）の翌年にインド洋のSSTアノマリーが上昇（下降）するという関係を説明できる。

このように、モンスーン風の二つのモードの相対的な強弱がインド洋のSSTとENSOの関係を支配していると考えられる。第1モードの引き起こすインド洋のSSTの変動は、従来はENSOとの関係では説明できないと考えられていたものである。しかし、本研究によって、このような変動が起こる原因はモンスーン風の一方向のモードが従来考えられていたENSOとモンスーンの関係と反対であるためであることが分かった。一方、第2モードが原因となつて

生じる関係は従来Lanzante(1996)によって指摘されていた関係を説明するものである。今後、夏期以外の季節についても解析を進めると共に、海上風の第1モードの振幅が時期によって大きく異なる原因を調べる事が課題である。

謝 辞

データの解析と計算には the library of the Interactive Data Language (IDL)を使用しました。この研究は文部科学省の科学研究費補助金(2002年、14740275、1999年、11740265)による補助を受けて行われたものです。

参考文献

- 久保田拓志・寺尾徹・岩嶋樹也(2001): エルニーニョ・南方振動に関連する熱帯対流圏温度場の季節規模持続性に関する研究、京都大学防災研究所年報、第44号B-1、pp. 71-81.
- Gautier, C., Peterson, P., and Jones, C. (1998): Variability of air-sea interactions over the Indian ocean derived from satellite observations, *J. Climate*, Vol.11, pp. 1859-1873.
- Kaihatu, J.M., Handler, R.A., Marmorino, G.O., and Shay, L.K. (1998): Empirical orthogonal function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol.15, pp. 927-941.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. (1996): The NCEP / NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol.77, No.3, pp. 437-471.
- Kawamura, R. (1998): A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.76, No.6, pp. 1009-1027.
- Kawamura, R., Matsuura, T., and Iizuka, S. (2001): Role of equatorially asymmetric sea surface temperature anomalies in the Indian ocean in the Asian summer monsoon and El Niño - Southern Oscillation coupling, *J. Geophys. Res.*, Vol.106, No.D5, pp. 4681-4693.
- Klein, S.A., Soden, B.J., and Lau N.-C. (1999): Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge, *J. Climate*, Vol.12, pp. 917-932.
- Konda, M., Imasato, N., and Shibata, A. (2002): Inter-annual variability of the sea surface temperature in the Indian ocean in response to the air-sea turbulent heat exchange, *Deep-Sea Res. II*, Vol.49, pp. 1527-1548.
- Lanzante, J.R. (1996): Lag relationships involving tropical sea surface temperatures, *J. Climate*, Vol.9, pp. 2568-2578.
- Large, W.G., and Pond, S. (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.11, pp. 324-336.
- Liebmman, B., and Smith, C.A. (1996): Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol.77, No.6, pp. 1275-1277.
- Lim, H., and Chang, C.-P. (1981): A theory for mid-latitude forcing of tropical motions during winter monsoons, *J. Atmos. Sci.*, Vol.38, pp. 2377-2392.
- Loschnigg, J., and Webster, P.J. (2000): A coupled ocean-atmosphere system of SST modulation for the Indian ocean, *J. Climate*, Vol.13, pp. 3342-3360.
- Lukas, R., and Lindstrom, E. (1991): The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol.96, supplement, pp. 3343-3357.
- McCreary, J.P., Jr, and Kundu, P.K. (1988): A numerical investigation of the Somali current during the southwest monsoon, *J. Mar. Res.*, Vol.46, pp. 25-58.
- McCreary, J.P., Jr, Kundu, P.K., and Molinari, R.L. (1993): A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian ocean, *Prog. Oceanog.*, Vol.31, pp. 181-244.
- Millero, F.J., and Poisson, A. (1981): International one-atmosphere equation of state of seawater, *Deep-Sea Res.*, Vol.28A, No.6, pp. 625-629.
- Rasmusson, E.M., and Carpenter, T.H. (1982): Variations in the tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation / El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.110, pp. 354-384.
- Reynolds, R.W., and Smith, T.M. (1994): Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation, *J. Climate*, Vol.7, pp. 929-948.
- Slingo, J.M., and Annamalai, H. (2000): 1997: The El Niño of the century and the response of the Indian summer monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.128, pp. 1778-1797.
- Tourre, Y.M., and White, W.B. (1997): Evolution of the ENSO signal over the Ind-Pacific domain, *J. Phys. Oceanog.*, Vol.27, pp. 683-696.

The Relationship between the Interannual Variation of the Indian Ocean SST induced by the Indian Monsoon and ENSO

Motoki NAGURA*, Masanori KONDA*, Takuji KUBOTA*, Toru TERA0**

* Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University

** Faculty of Informatics, Osaka Gakuin University

Synopsis

We investigate the mechanism which governs the relationship between the Indian ocean SST and ENSO. It is found that the interannual variation of the Indian ocean SST is mainly controlled by the monsoonal wind. The analysis of NCEP Reanalysis data shows that the interannual variation of the surface monsoonal wind consists of two different modes. The response to ENSO of each mode is opposite to each other. Therefore, it is considered that the relative magnitude of these two modes can control the tendency of the Indian ocean SST anomaly in response to ENSO.

Keywords: Tropical Indian ocean, SST, Monsoonal wind, ENSO