

インド洋における積雲活動の形態

西 憲 敬

CUMULUS ACTIVITY IN THE INDIAN OCEAN

By Noriyuki NISHI

Synopsis

On the cumulus activity in the Indian Ocean, the outgoing longwave radiation data from the satellites were analyzed, centered on the interannual change of the tropical 30-60 day variation. The main results are following: (i) Near the equator, the cumulus activity is large all the year in the Indian Ocean. (ii) The most dominant mode of the interannual change of the OLR is accompanied by El Niño Event. However, the patterns of OLR in the two separated Event differ much. No other clear large-scale interannual change mode can be attained. (iii) The amplitude of the 30-60 day variation near the equator is large in usual years even in the Northern/Southern summer. However, in several Northern Summer, the 30-60 day variation is suppressed near the equator and the center of it moves to 10-15°N, though the cumulus activity is normal.

1. 序

人工衛星からの長波放射 (Outgoing Longwave Radiation, 以下 OLR) データの蓄積も10年を越え, これを用いた積雲活動の年々変化に関する研究も可能になってきた。この研究では, 特に熱帯域で顕著にみられる30—60日変動 (Thirty to Sixty day Variation, 以下 TSV)^{1), 2), 3)} の振幅の変化を中心にインド洋の積雲活動についての解析をおこなった。

インド洋域では, 従来からの高層観測点の数がとても少ない。北緯10°から南緯10°の間にあり, ここ10年間継続した観測がおこなわれ, そのデータが気象庁に入電している地点は, インド半島を除くと皆無である⁴⁾。したがって, 数値予報モデルによる客観解析データの質にも疑問があると考えられる。また, 観測の行われている島もあまりないことから, 降雨データを用いた積雲活動の推定も容易でないと思われる。これらの理由から, 空間的に全インド洋域を含み, 積雲活動をよく代表する OLR データを用いて, この地域の気象現象の年々変動を調べることの意義は大きいと考えられる。

現象的にみても, インド洋域は興味深い地域である。熱帯域の積雲活動に顕著な変調をもたらす30—60日変動は, 積雲活動で見える限り, 主としてインド洋中・東部から太平洋西・中部にかけてに限られている。この変動においては, 積雲活動の活発な領域は東進するのであるが, インド洋はその出発点にあたる。したがって, この地域の場合の状態が, 30—60日変動の励起に大きな影響を与えている可能性が考えられる。さらに, この地域は北隣にインド半島とチベット高原をもち, 顕著なモンスーン域となっている。そのために, 独特な30—60日変動の位相の北進などがみられる。このため, 緯度方向の構造にも特別な興味をもたれる。

インド洋における30—60日変動の年々変化については, いくつかの所見が得られている。Murakami et al. (1986)⁵⁾ は, 熱帯域全域における約8年の積雲活動のデータに対して EOF 解析を行い, 30—60日変動の活

動の変調について調べた。その結果、東部インド洋域に大きな成分をもつ代表的なパターンの時系列における30—60日変動の振幅には、2—3年のスケールの変調が認められた。また、Lau and Chan (1988)⁶⁾は、El Niño Eventの直前の北半球の春頃に30—60日変動の振幅が大きくなり、Eventの最盛期には逆にかなり小さくなるということをみいだした。このEl Niñoの時の30—60日変動の振る舞いについては、Wang and Murakami (1988)⁷⁾が詳細に調べている。

積雲活動以外では、Gutzler (1989)⁸⁾がインド洋から太平洋の数点の20年以上の長さの風の時系列に対して、30—60日変動の振幅の年々変動を、特にEl Niñoとの関係において調べた。これによると、西太平洋域の地点では、El Niñoに同期した振幅の変調がみられたが、インド洋ではあまりはっきりしなかった。また、短期間ながらMehta and Krishnamurti (1988)⁹⁾は、ECMWF作成の格子点データを用いて、インド付近を中心とする、おもに対流圏上層の30—60日変動の活動の年々変化について調べた。そして、インド付近のトラフの北進がはっきりした年と、そうでない年があることを示したが、赤道インド洋の30—60日変動の活動については、はっきりとふれてはいない。

このように、30—60日変動のインド洋における活動形態の年々変化についての研究は十分であるとはいえないため、OLRデータを用いてこれを詳細に調べることに、意義があると考えられる。

2. データと手法

NOAAの長波放射データを用いる。期間は主として1979年1月から1988年8月までを扱う。これは、欠測期間である1978年3月から12月の前と後の期間を比べると、はっきりとしたバイアスが認められている¹⁰⁾ため、それ以前のデータを一樣に扱って解析をすることには問題があるためである。データは複数個の衛星の観測結果からなっているが、それぞれの衛星は、異なった局地時間に各地域の頭上を通過する。この影響を小さくするためには、日変化が大まかにみると24時間周期となっていることを用いて、昼と夜のデータを平均したものをを用いると良いことが提案されている¹¹⁾ので、ここではそれを採用し、1日1個のデータを作成する。30—60日変動のシグナルをみるために、Lanczos filter¹²⁾を用いて28日から70日周期帯成分をとりだす。

30—60日変動の振幅の指標としては、28—70日周期帯のパワーを用いる。パワーとしては、約4ヶ月の長さのフィルターされた時系列の分散を用いている。また、これと対応させるためにOLR自身およびその偏差についても4ヶ月平均したものを図示している。これらの量は約10日ごとに計算されている。振幅の指標としては、分散以外に、標準偏差を用いるなどの別の方法が考えられる。いくつかの解析事実について、これらの量を用いた結果を得て比較してみたが、両者の間には重要な差異はみとめられなかった。したがって、当解析の結果は、振幅の指標として何を選ぶかには、敏感ではないと考えられる。

平均的な季節サイクルとしては、上に述べた方法で得られた、4ヶ月のパワー、平均値をそれぞれの日付で約9年分平均し、その1年の時系列から年平均、フーリエ成分の1, 2, 3(周期約12, 6, 4ヶ月)をとりだして用いた。また、偏差としてはこの平均値をそれぞれの年の各時期の値から引いたものをを用いた。

変動の空間パターンを得るために経験的直交関数展開(EOF)解析をおこなうが、相関係数を用いず、共分散を用いておこなう。これは、振幅の大きいところに、それ相応の重みをつけた結果を得るためである。

3. 結 果

3.1 季節変化

インド洋域の積雲活動の季節変化において注目すべきことのひとつは、赤道付近において、季節による強度の変化が小さいということである。両半球の夏において、積雲活動の中心は夏半球側にそれぞれ移動するが、この時、赤道付近の活動がはっきりと弱まるわけではない。Fig. 1にインド洋中部付近のOLRの平均

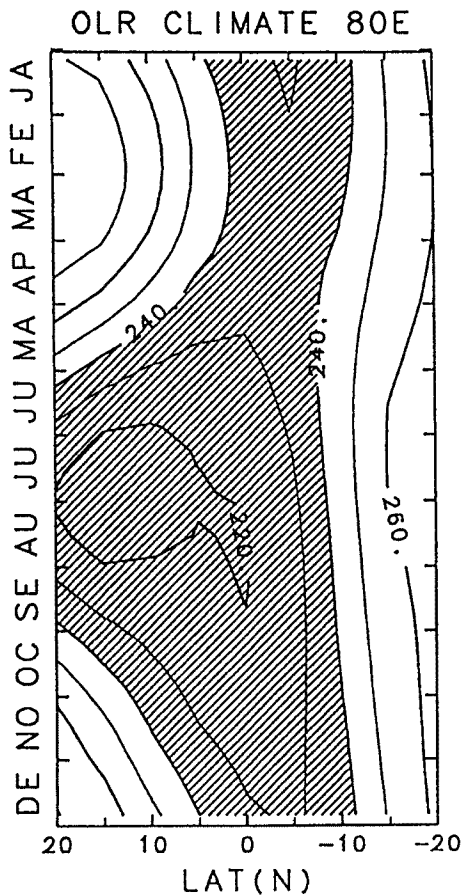


Fig. 1. Time-latitude section of climatological (1979-1988) OLR (Unit w/m^2) along 80°E . See section 2 about the smoothing in the time direction. Contour interval is 10 w/m^2 . The shading indicates that OLR is below 240 w/m^2 .

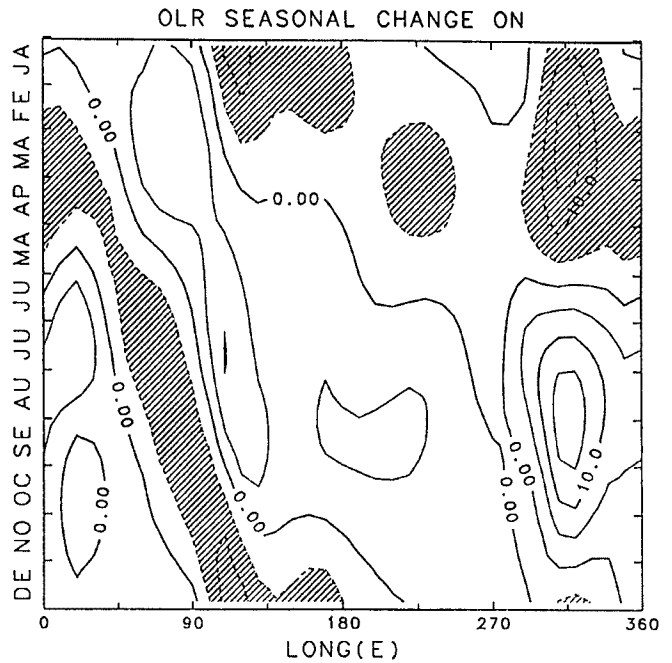


Fig. 2. The climatic seasonal cycle of OLR (1979-88) from which the annual mean is subtracted along the equator (Unit w/m^2). Contour interval is 5 w/m^2 . The shading indicates that the value is below -5 w/m^2 .

的な季節変化を示す。全体的にみて、北半球の夏のほうが、OLR の値が小さく、つまり積雲活動が活発になっている。これは、北半球の冬には積雲活動の中心がオーストラリアモンスーンの領域である東経 120° 付近を中心とする領域に移るためである。注目されるのは、北半球の夏における様相である。積雲活動の中心が北緯 15° 付近のインド半島上に移っている。これは顕著なインドモンスーンの現れである。しかし、この時でも赤道付近の積雲活動は他の季節と比べてもあまり弱まっているとはいえないし、また北緯 15° 付近と比べても差はおおむね 10 w/m^2 と小さいといえる。一方、南半球の夏には中心の南への移動は 5° 程度であるが、この南北非対称性は、海陸分布の差がモンスーン活動の差となって現れているものと解釈できる。インド洋の他の経緯帯でもこの様子は大きく変わらない。重要なことは両半球の夏といえども、積雲活動は赤道付近から離れてしまうのではなく、赤道付近を含んで、夏半球側に広がるということである。

次に赤道付近に限って、経度による季節変化の違いを示す。前に述べたように、この季節変化は振幅としては小さいものである。赤道付近の各経度で平均的な季節変化を求め、それからさらにその場所の通年平均値を差し引いたものを Fig. 2 に示す。値としてはほとんどの時期に 10 w/m^2 と大きくないが、東西に同期していない成分がはっきりと現れている。すなわち、北半球の春にアフリカ上で最大になった積雲活動の活

発な領域はその後東に移り、約一年かかってスマトラ付近に達する。しかし、振幅が小さいため、後述する30—60日変動の活動強度には、あまり影響を与えていないようにみられる (Fig. 9)。

3.2 年々変化

太平洋域では、El Niño 現象に伴う極めて顕著な年々変化が見られることが知られている。しかしこの解析では、インド洋では大規模に組織化された積雲活動の、年々変化をみとめることはできなかった。また、El Niño 現象に伴う変化はインド洋でも見られるものの、解析した二つの El Niño Event の間で、その形態がかなり異なることから、はっきりとした結論を得ることはできなかった。以下にその詳細を示す。

Fig. 3 は、積雲活動の強度の全期間についての平均と、積雲活動に見られる年々変化の大きさを示したものである。後者は、各年各季節の偏差の、標準偏差が図示されている。この値が大きいことは、年々変化が大きいことを意味する。太平洋域では、他の地域に比べてはるかに年々変動が大きい。特に、El Niño 現象による海面水温の年々変動が大きい中部太平洋では、積雲活動自身の一年平均としてはあまり活発でないにもかかわらず、特に大きい年々変化を示している。これに対してインド洋では、年平均の積雲活動としては熱帯域のなかでも最も大きいにもかかわらず、年々変動の大きさは太平洋に比べると小さくなっている。同程度の積雲活動の強度をもつ南アメリカ大陸とほぼ同程度といえる。

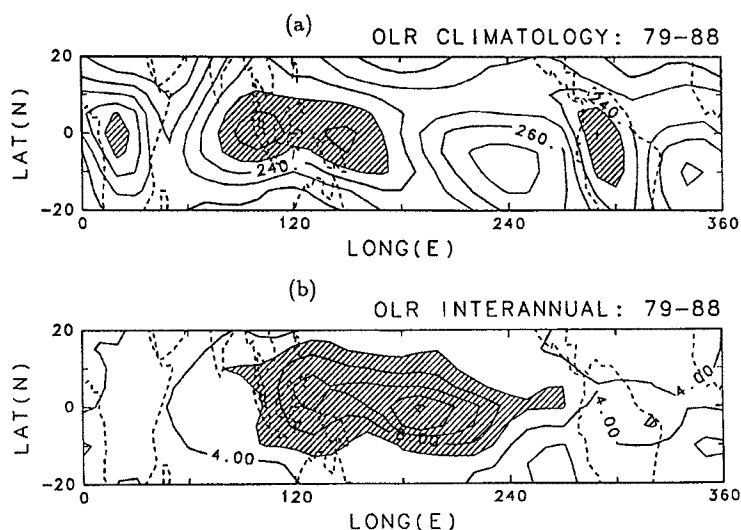


Fig. 3. (a) The OLR climatic (1977-88) annual mean. Contour interval is 10 w/m^2 . The shading indicates that the value is below 230 w/m^2 . (b) The standard deviation of the OLR anomaly from the climatical seasonal cycle. In the region where the standard deviation is large, the interannual change of OLR is large. Contour interval is 2 w/m^2 . The shading indicates that the value is above 6 w/m^2 : the interannual change is large.

Fig. 4 は、赤道付近のインド洋東部・西部の OLR 値の偏差の時系列である。パターンは小刻みであり、はっきりとした数年のタイムスケールの変化パターンを示してはいない。

最初に、El Niño 現象との関係についてさらにはっきりさせるために、El Niño Event が最盛期にある頃の熱帯域の積雲活動の分布を Fig. 5 に示す。1982—83年の時は、西インド洋で積雲活動が活発になっており、東インド洋は、西インド洋の負偏差と西太平洋の正偏差の節にあたっている。一方、1986—87年は、インド洋全域を通してあまりはっきりしたパターンが得られない。この解析の範囲からは、インド洋では El Niño 現象の影響は支配的でないように思える。特に、後述するように、30—60日変動の活動の顕著な東インド洋

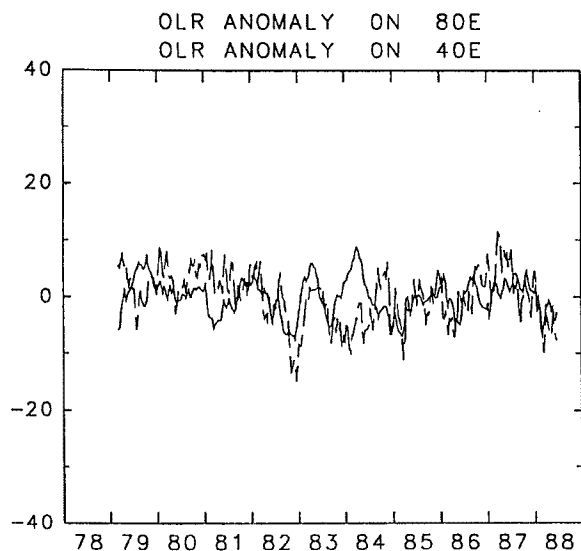


Fig. 4. OLR anomaly (Unit w/m^2). Solid line shows one at $0^\circ N$ $80^\circ E$, broken one $0^\circ N$ $40^\circ E$.

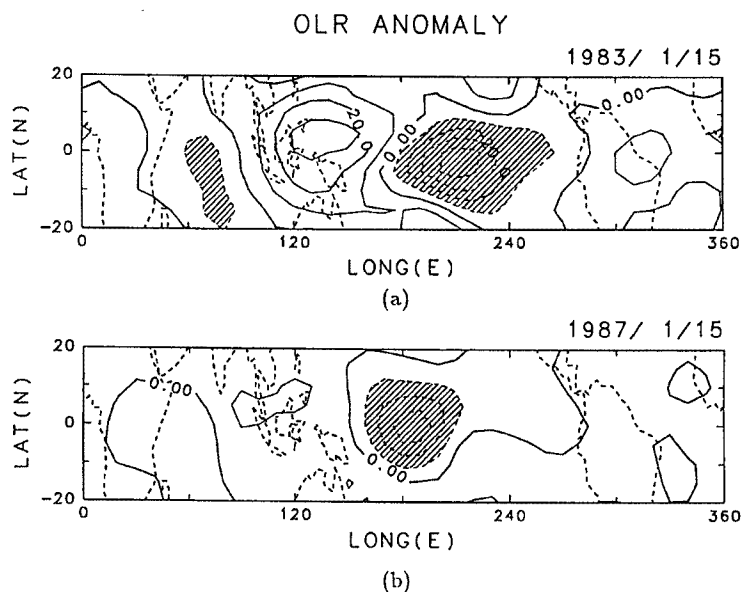


Fig. 5. OLR anomaly (Unit w/m^2) in the mature phase of El Niño Event (a) Jan 1983, (b) Jan 1987. Contour interval is $10 w/m^2$ and the broken lines show negative values. The shading indicates that the value is below $-10 w/m^2$ where the cumulus activity is larger.

で、はっきりした傾向がみとめられないということが、注目に値する。

次に、El Niño 現象に同期しないインド洋に固有の年々変動モードを見いだすため、領域をインド洋域に限って EOF 解析を試みてみた (Fig. 6)。主成分 1 が、時系列の形からみて、El Niño Event の時の変化に最もよく対応しているようである。しかし、各時期の偏差の空間分布図 (示さず) と主成分 1 を見比べてみると、El Niño Event の時の OLR の変化がこの成分に集約的に現れているとはみえない。また、主成分 2 以下も、その時系列からわかるように、はっきりとした大規模なモードを表しているとはいえない。

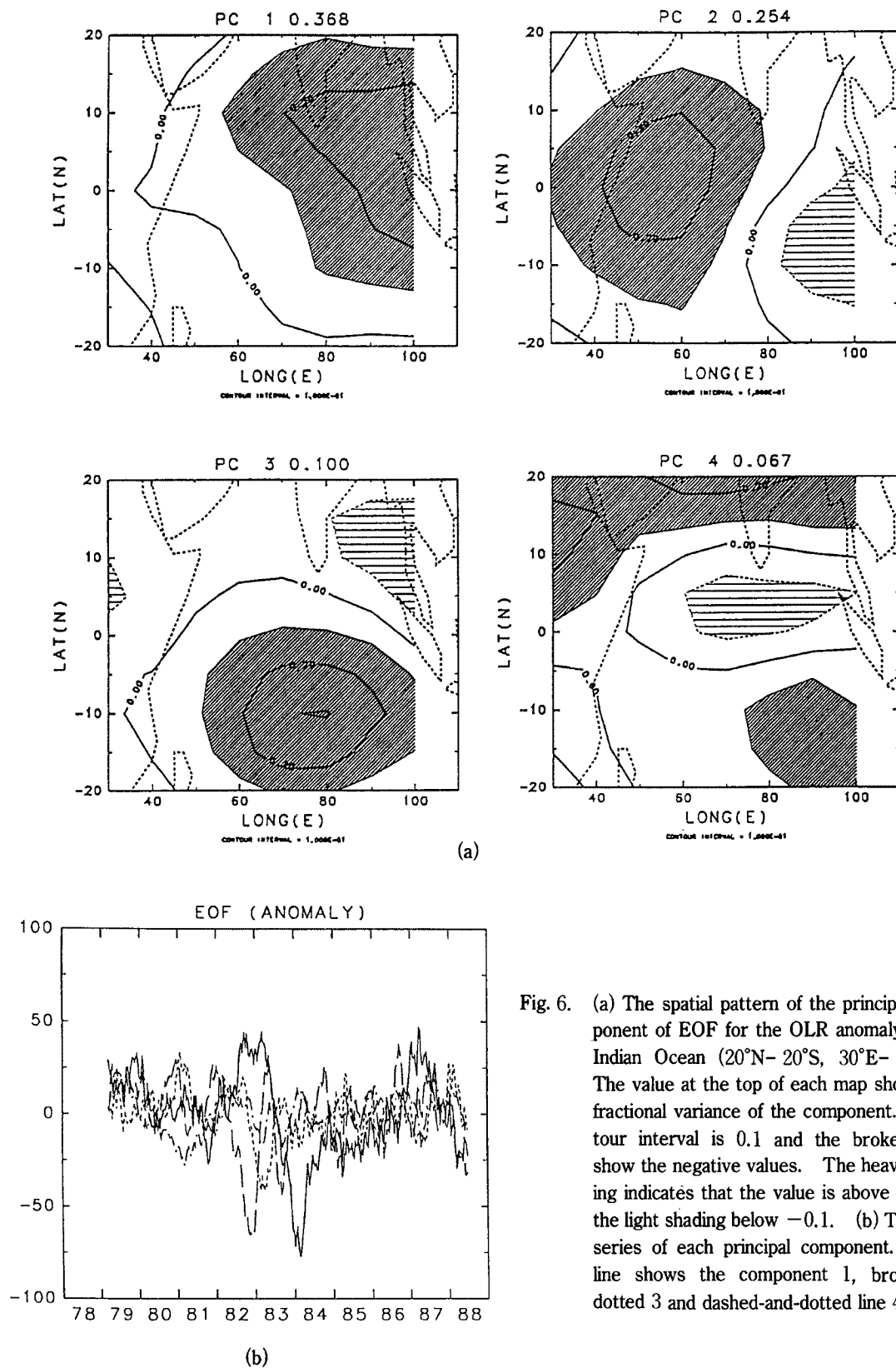


Fig. 6. (a) The spatial pattern of the principal component of EOF for the OLR anomaly in the Indian Ocean (20°N–20°S, 30°E–100°E). The value at the top of each map shows the fractional variance of the component. Contour interval is 0.1 and the broken lines show the negative values. The heavy shading indicates that the value is above 0.1 and the light shading below -0.1. (b) The time series of each principal component. Solid line shows the component 1, broken 2, dotted 3 and dashed-and-dotted line 4.

インド洋域でも El Niño 現象に伴う年々変化のモードがいちばんはっきりしているが、これも El Niño のイベントごとによりかなり違っており、またそれに並べような大規模な他の年々変化のパターンは認められなかったといえる。

3.3 季節内変動

Fig. 7 は、30—60日変動の振幅が平均的に大きいところと、振幅の年々変動が大きいところを示したものである。以下、30—60日変動の振幅はすべて、28—70日の周期帯のパワーで代表されている。東部インド洋は、熱帯の中で最も振幅の大きいところである。次に大きいところは西太平洋である。また、Fig. 7 (b) から見られるように、東部インド洋は振幅の年々変動も最も大きいところである。

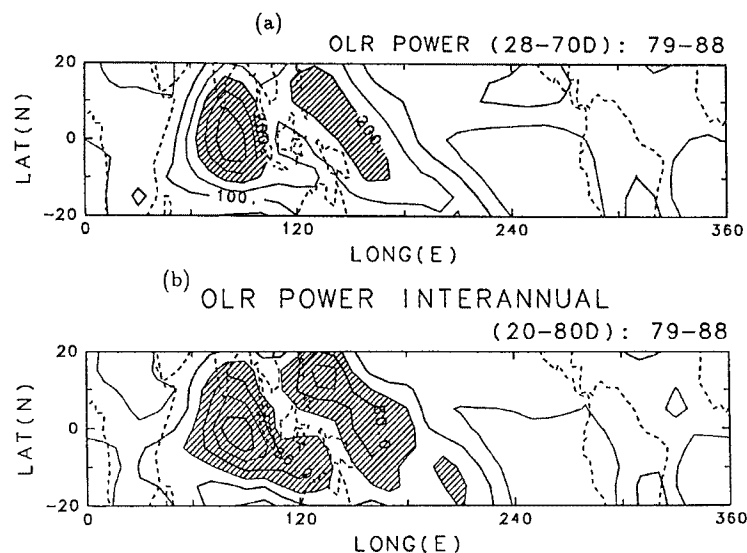


Fig. 7. (a) The climatic (1979-87) annual mean of the OLR power in the 28-70 day period range. Contour interval is 50 (w/m^2)². The shading indicates that the value is above 200 (w/m^2)². (b) The standard deviation of the anomaly of the OLR power (28-70 day period) from the climatological seasonal cycle of the power. In the region where the standard deviation is large, the interannual change of OLR power is large. Contour interval is 20 (w/m^2)². The shading indicates that the value is above 60 (w/m^2)²; the interannual change of the power is large.

その振幅の年々変化を詳しくみることにする。Fig. 8 は OLR のパワーの平年からの偏差に EOF 解析をおこなったものである。第 1 主成分は、インド洋域全体で、同じ傾向を示すパターンである。また、寄与率も主成分 2 以下に比べて 3 倍以上大きく、非常に卓越したパターンだといえる。つまり、30—60日変動のインド洋における最も顕著な年々変化の時系列は、この主成分 1 によく現れているといえる。1981, 82, 85, 87 年にインド洋では振幅が大きくなっており、逆に 1980, 83, 87 年に小さくなっていることがわかる。特に、El Niño Event が発生する直前の 1982 年前半の振幅の増大と、Event の最盛期である 1983 年の減少は、El Niño Event との関係が指摘されているものである^{6), 7)}。この傾向は 1986—87 年の Event の時にも見られるといえる。このことは、Fig. 6 における OLR 偏差の第 1 主成分の時系列との比較でもわかる。しかし、その他の時期については、この 2 者の時系列はあまり似ていない。例えば、1980 年は El Niño の時のような OLR 値の変化は見られないのに、30—60日変動の振幅はかなり小さくなっている。

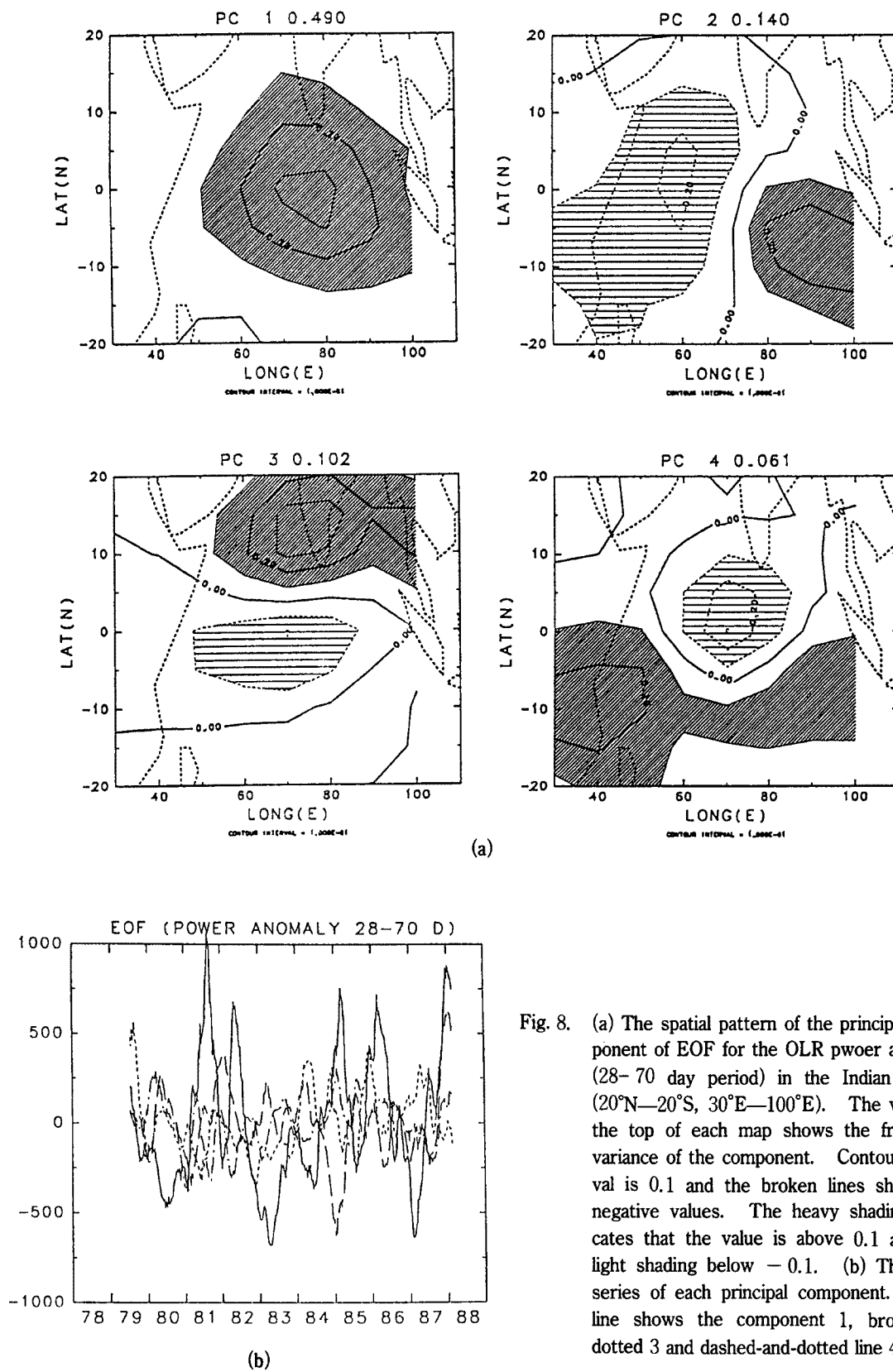


Fig. 8. (a) The spatial pattern of the principal component of EOF for the OLR power anomaly (28–70 day period) in the Indian Ocean (20°N–20°S, 30°E–100°E). The value at the top of each map shows the fractional variance of the component. Contour interval is 0.1 and the broken lines show the negative values. The heavy shading indicates that the value is above 0.1 and the light shading below -0.1. (b) The time series of each principal component. Solid line shows the component 1, broken 2, dotted 3 and dashed-and-dotted line 4.

ここでの解析結果からは、インド洋の積雲活動の消長が30—60日変動の振幅変調に大きくくいているとは結論できない。なぜなら、ひとつは前節で述べたように、OLRの偏差が 10 w/m^2 程度の小さなものであること、さらには El Niño Event の前後でしか関係が見いだされないことによる。El Niño Event の時には、積雲活動だけでなく、全球的にいろいろな場が変化する。したがって、El Niño にともなう振幅変調のメカニズムを知るためには、もっと広範囲の物理量との比較が必要であると考えられる。

また、ここでは示さなかったが、東隣の西太平洋における振幅の変化は、東インド洋の振幅の変化とはあまり相関がないように思われる。したがって、インド洋の変化には、インド洋独特の要因がからんでいる可能性があるのだが、今回の解析からは、これに関する原因や背景についてはまとまった結果を得ることはできなかった。

一方、このような全インド洋共通の年々変化パターンとは別に、30—60日変動の振幅が大きくなっている

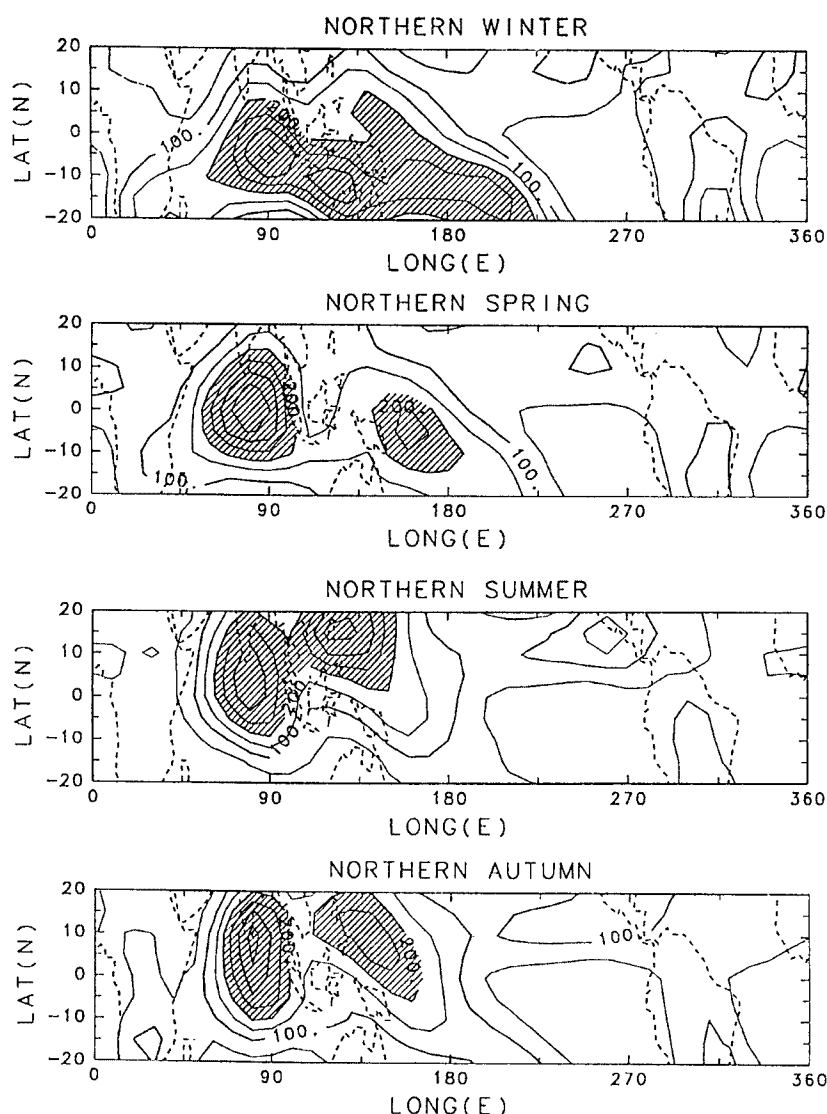


Fig. 9. The climatological (1979–88) power of the OLR in the 28–70 day period range. Contour interval is $50 (\text{w/m}^2)^2$. The shading indicates that the value is above $200 (\text{w/m}^2)^2$: the power is large.

緯度が、年によって大きく異なることが見いだされた。これは Fig. 8 の第3主成分などに現れているものである。Fig. 9 は、9年平均の28—70日帯の、それぞれの季節のパワーを示したものである。それぞれの半球の夏には、振幅の大きい地域の中心が夏半球側に移動するが、インド洋に限れば赤道付近では一年中振幅はあまり変わらず、中心が赤道からずれたからといって小さくはない。(インドネシア付近では、年間を通して、島の領域ではパワーが小さくなっていて、そのために夏半球に極端にパワーの大きい場所が移っているようにみえる。なぜ、島の上でパワーが小さくなるのかは、よく知られてはいない。)

ところが、年によってはインド洋の状況が大きく異なる。Fig. 10 は、1979、1981年のインド洋中部にあたる経度における、30—60日変動のパワーおよびその平年からの偏差の、緯度時間断面である。1981年は平均的な年に近く、北半球の夏においても赤道付近において振幅が大きくなっている。これに対して、1979年の北半球の夏には、振幅の大きいところの中心が北緯15°あたりまで北偏しており、一方赤道付近の振幅はそれに比べるとずいぶん小さくなっている。このことは、パワーの偏差 (Fig. 10 (b)) をみればいっそう明らかであり、北緯15°付近には正の偏差が認められるが、赤道付近では負の偏差がはっきりしている。

この原因として、まず疑われるのは積雲活動の分布が平均的な年と大きく異なっているのではないかということであるが、Fig. 11 にみられるように、この年のこの季節の積雲活動はふだんの年と同程度か、むしろ少し赤道付近で活発なくらいである。したがって、30—60日変動の振幅が小さいのは、他の理由によるものだと考えられる。

さらにこの事実は、1979年の北半球の夏には、赤道インド洋においては積雲活

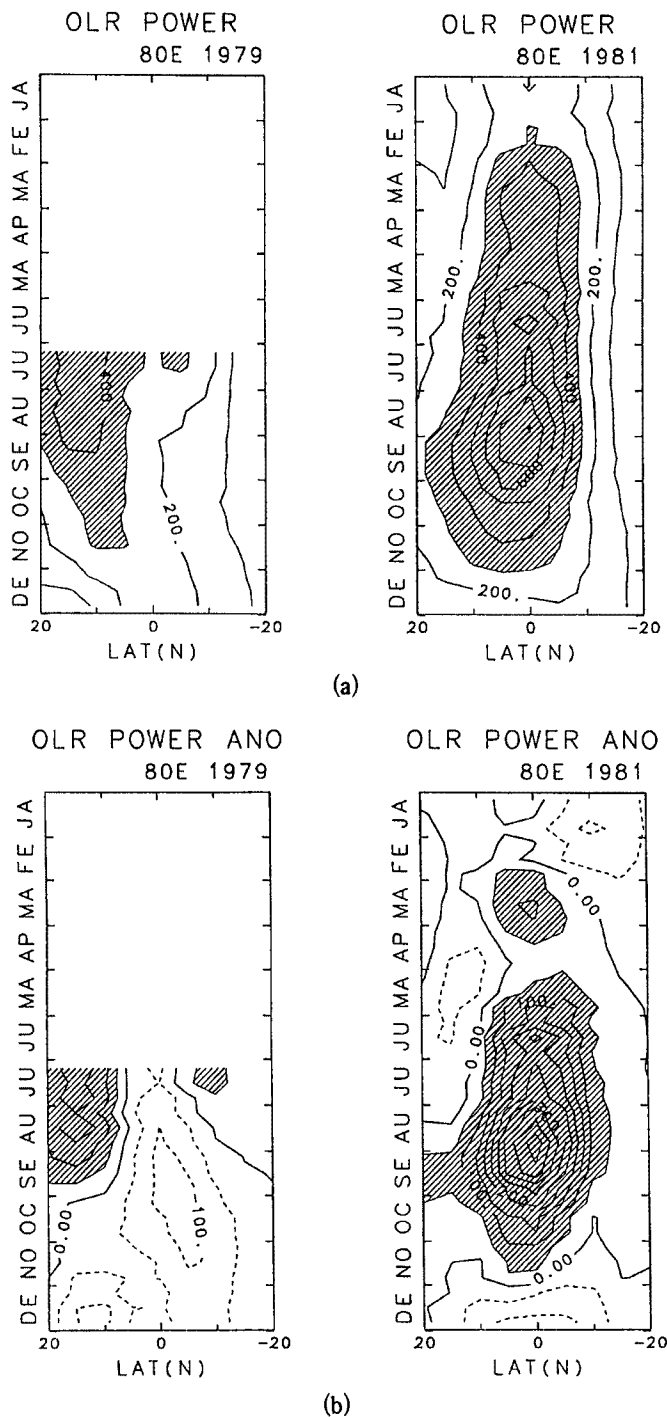


Fig. 10. (a) Time-latitude section of OLR power in the 28–70 day period range (Unit $(w/m^2)^2$) along 80°E in 1979 (left) and 1981 (right). Contour interval is 100 $(w/m^2)^2$. The shading indicates that the power is above 300 $(w/m^2)^2$. (b) Same as (a) but for power anomaly. Contour interval is 50 $(w/m^2)^2$. The broken lines show negative value and the shading indicates that the value is below 50 $(w/m^2)^2$.

動が活発におこなわれていたのに、これが30—60日変動によってあまり変調されなかったことを意味している。この点については次節でさらに議論したい。このような赤道付近の振幅の減少は1984年の北半球の夏にも、規模は小さいもののみられている。これらの時にも赤道付近の積雲活動はそれほど小さくなっていない。

4. 結論および議論

インド洋の積雲活動について、30—60日変動の振幅の年々変化を中心に、衛星からの長波放射 (OLR) データを用いた解析をおこなった。主な結果は以下のとおりである。

(I) インド洋域では、盛んなモンスーン活動が北方でみとめられるにもかかわらず、赤道付近で一年中積雲活動が活発である。

(II) 積雲活動において、インド洋に特有な大規模年々変動のモードを見いだすことはできなかった。また、El Niño Event の時のインド洋のパターンも、解析期間中の2回の El Niño でかなり異なっており、はっきりとした結果を得ることはできなかった。

(III) 30—60日変動の振幅の年々変化は、東インド洋で大きい、インド洋の季節平均の積雲活動量の結果には、これと同期した成分を見いだすことはできなかった。

(IV) 30—60日変動が赤道から10°以上離れたところで大きな振幅をもち、赤道付近ではむしろ抑えられている年がある。このような年でも、赤道付近の積雲活動は弱まっているわけではなく、積雲活動は十分あるのに30—60日変動による変調をあまり受けない、という状況になっているようである。

30—60日変動のメカニズムについては、モデル及び理論の研究から、赤道ケ

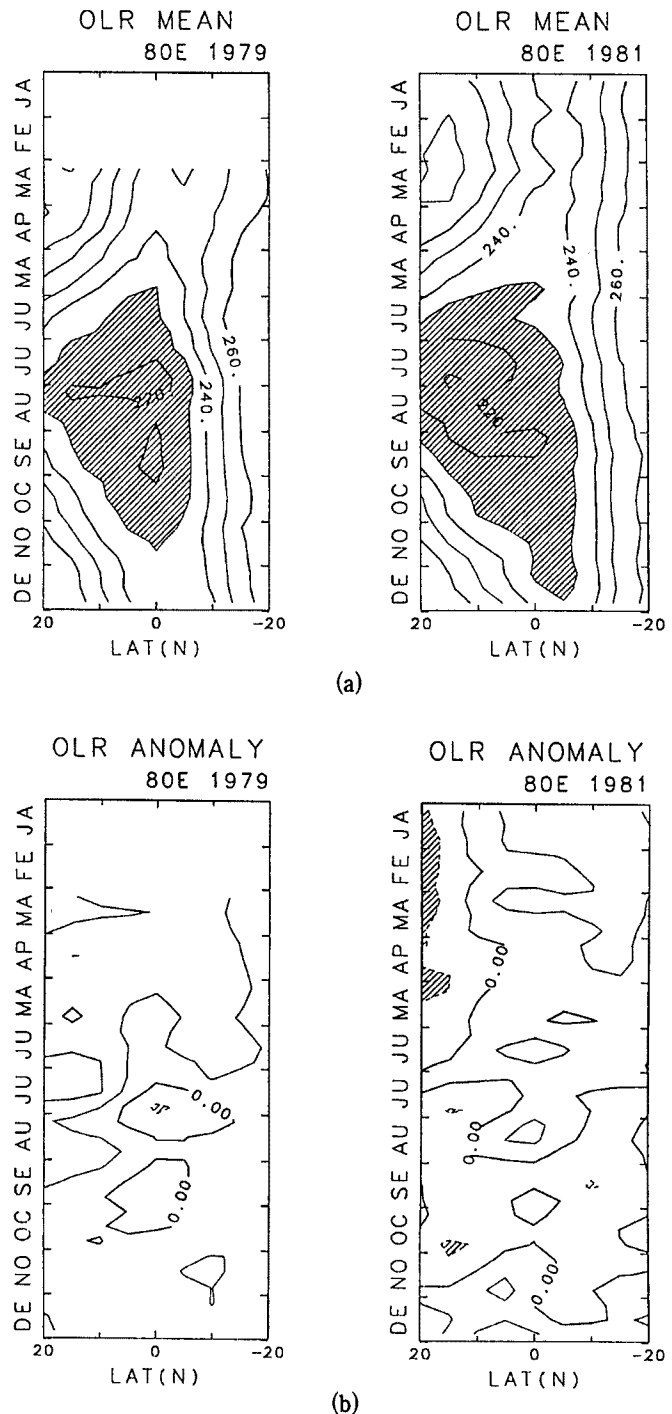


Fig. 11. (a) Time-latitude section of OLR (Unit w/m^2) along 80°E in 1979 (left) and 1981 (right). Contour interval is 10 w/m^2 . The shading indicates that OLR is below 240 w/m^2 . (b) Same as (a) but for OLR anomaly. Contour interval is 5 w/m^2 . The broken lines show negative value and the shading indicates that the value is below -5 w/m^2 .

ルビンモードを主体とし、赤道ロスビーモードを副次的に加えたような形で、東進性や位相速度を説明できるとされている(例えば13))。これによると、主要な集束、発散場はケルビンモードに伴っており、赤道のごく近くにあると考えられる。インドネシア付近のように地形的な要因その他で、赤道付近で局所的に30—60日変動がはっきり観測されないところがあるが、それ以外の、赤道付近が暖かい海洋であるところでは、赤道付近に積雲活動がさかんであれば、これが30—60日変動にともなって変調しているようすが観測されてもよさそうである。しかし、1979年のように、赤道付近で積雲活動がふだんと同じ程度に認められて、北緯10—15°と比べても遜色ないにもかかわらず、30—60日変動の振幅が小さくなっているときがあるようだ。

この地域はモンスーン活動が盛んな地域であるから、それにともなった力学過程を考慮すれば、なんらかのすっきりした説明が得られるのかもしれない。簡単な30—60日変動のモデルを片半球だけに加熱を与えるようにして走らせてみても、変動の形態は変わるものの、はっきりした東進がみられるという報告もあるから¹⁴⁾、直ちに今までの理論的な説明と矛盾しているとは思えない。しかし、なぜ緯度構造の年々変化が起こるのかということについてははっきりした説明を与える必要があると考えられる。

参 考 文 献

- 1) Madden, R. A. and P. R. Julian: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 29, 1972, pp. 1109–1123.
- 2) Lau, K. M. and P. H. Chan, 1985: Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1889–1909.
- 3) Lau, K. M. and P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354–1367.
- 4) Nishi, N., 1989: Observational study on the 30–60 day variations in the geopotential and temperature fields in the equatorial region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 187–203.
- 5) Murakami, T., L. X. Chen, A. Xie and M. L. Shrestha: Eastward propagation of 30–60 day perturbations as revealed from outgoing longwave radiation data, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, 1986, pp. 961–971.
- 6) Lau, K. M. and P. H. Chan: Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40–50 day oscillation and ENSO?, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, 1988, pp. 506–521.
- 7) Wang, X.—L. and T. Murakami: Intraseasonal disturbance activity before, during and after the 1982–83 ENSO, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, 1988, pp. 3754–3770.
- 8) Gutzler, D. S.: Interannual fluctuations of intraseasonal variance of near-equatorial zonal winds. *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, 1991, pp. 3173–3185.
- 9) Mehta, A. V. and T. N. Krishnamurti: Interannual variability of the 30 to 50 day wave motions, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 66, 1988, pp. 535–548.
- 10) Gadgil, S., A. Guruprasad and J. Srinivasan: Systematic bias in the NOAA outgoing longwave radiation data set? *J. Climate*, Vol. 5, 1992, pp. 867–875.
- 11) Gruber, A. and A. F. Krueger: The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 65, 1984, pp. 958–962.
- 12) Duchon, C.E.: Lanczos filtering on one or two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 18, 1979, pp. 1016–1022.
- 13) Lau, K. M., and L. Peng: Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere Part I: Basic theory. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 44, 1987, pp. 950–972.
- 14) Hendon, H. H.: A simple model of the 40–50 day oscillation. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, 1988, pp. 569–584.