

ENSO と西風バースト*

村上 多喜雄**

要 旨

ENSO モードを3カ月移動平均の偏差値(長年平均からのずれ)で定義する。太平洋での ENSO オンセットはインド洋西部で発した ENSO モードの東進と増幅に関係している。季節内擾乱に伴う西風バーストは3つの周期帯に分類される。Lモード(30—60日擾乱)による西風バーストはインド洋で最も顕著である。西太平洋におけるMモード(7—20日擾乱)は冬季にシベリアからの強い吹き出しを伴うが、赤道における西風バーストは比較的弱い。インド洋でも太平洋でもSモード(1—6日擾乱)による西風バーストは極めて弱い。

1. はじめに

Wyrski (1975) は初めて西風バースト (westerly bursts) という概念を導入した。彼の仮説を要約すると、(イ) 西部太平洋の熱帯擾乱に伴って対流圏下層の西風が急に強くなる、(ロ) 強い西風は海洋中にケルビン波を励起する、(ハ) ケルビン波は早い速度で東進し、約3カ月後に東部太平洋にエル・ニーニョをもたらすとのことである。その後多くの研究者によって西風バーストと ENSO (エル・ニーニョ—南方振動) との関連が調べられた [Keen, 1982; Luther *et al.*, 1983; Lukas *et al.*, 1984]。新田と元木 (1987) によると 1986—87 年の ENSO の入り (オンセット) も西風バーストに起因するようである。

ENSO の物理的機構は次第に明らかになってきたが、然し多くの問題が未解決のまま残されている。例えば西風バーストとは一体何を意味するのかが明瞭でない。著者によって西風バーストの時間スケールがまちまちに定義されている。Wyrski (1975) は数日程度(3—7日)の現象を考慮した。新田と元木 (1987) は30—60日振動に伴う西風強化を西風バーストと考えた。極端な場合には ENSO の時間スケール(数カ月以上)での西風擾乱を西風バーストと呼んでいる著者もいる。水平スケールについてもよく判っていない。どのような気象擾乱に伴

う現象なのか? 西部太平洋だけに起こる擾乱なのか? このように局地的で、しかも時間スケールの短い西風バーストが果たして全球的規模をもつ ENSO 現象を励起できるものかどうか疑問が残る。これ等の問題点を再検討することがこの論文の目的の一つである。

もう一つの目的は ENSO オンセットに伴う大規模循環の変動を出来る限り忠実に記述することである。モンスーンのオンセット(入り)は季節的な時間スケールで見ると急激である。モンスーン入りの時期は風向、風速、雨量、雲量、運動エネルギー、水蒸気輸送、その他の量の時系列を総合的に判断して決定する。一つの量だけからモンスーン入りを決定することは危険である。いくつもの量は一週間程度の時間スケールで階段関数的に変化する [村上多喜雄著: モンスーン (1986) 参照]。一方 ENSO オンセットの明確な定義が未だ与えられていない。どの程度の時間スケールの現象なのかも判っていない。これ等の点について3章で詳しく論ずる。

2. データ

1980—85年の6年間における熱帯域(30°N—30°S)での長波放射(OLR)と850 mbの風(u, v)のデータを用いる。風のデータはECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts)において客観解析法により求められた。まず OLR, u, v について3カ月移動平均値を計算する。例えばuの移動平均 $\langle u \rangle_i$ は次のように書ける。

$$\langle u \rangle_i = 0.25 \bar{u}_{i-1} + 0.5 \bar{u}_i + 0.25 \bar{u}_{i+1} \quad (1)$$

ここで \bar{u}_i は i 月における月平均値である。次に6

* Relationship between EL Nino-Southern Oscillation and westerly bursts.

** Takio Murakami, ハワイ大学気象学教室。
—1988年5月19日受領—
—1988年8月2日受理—

年間の各月の平均値 \bar{u}_i からノルマルの季節変動 u_N をきめる。3カ月移動平均 $\langle u \rangle_i$ から i 月における u_N を差引くと気候変動成分 u'' がえられる。

$$u'' = \langle u \rangle_i - u_N \quad (2)$$

同様に v'' や OLR'' を計算する。便宜の為に (u'' , v'' , OLR'') を ENSO モードと呼ぶことにする。

日々の u データから u'' 成分を除くと季節内変動 u' が得られる。更に u' を三つの周期帯に分類する。まず 30—60日周期帯でフィルターしたデータを u_L と書く。次に u_M や u_S はそれぞれ 7—20日, 1—6日の周期帯でフィルターしたデータを意味する。同様の分類を v' や OLR' についても実施する。便宜上 (u_L, v_L, OLR_L) を Lモード, (u_M, v_M, OLR_M) を Mモード, (u_S, v_S, OLR_S) を Sモードと定義する。

この論文の主な目的はインド洋から東太平洋までの熱帯海洋域 (30°N—30°S, 40°E—80°W) における ENSO モードと各種の季節内変動, すなわち Lモード, Mモードおよび Sモード, との関連について研究することがある。次章では ENSO モードの特徴 (オンセット, 位相速度構造) について記述する。3章では u_L, u_M, u_S の解析を通じてインド洋と太平洋における西風バーストの共通点や違いについて言及する。

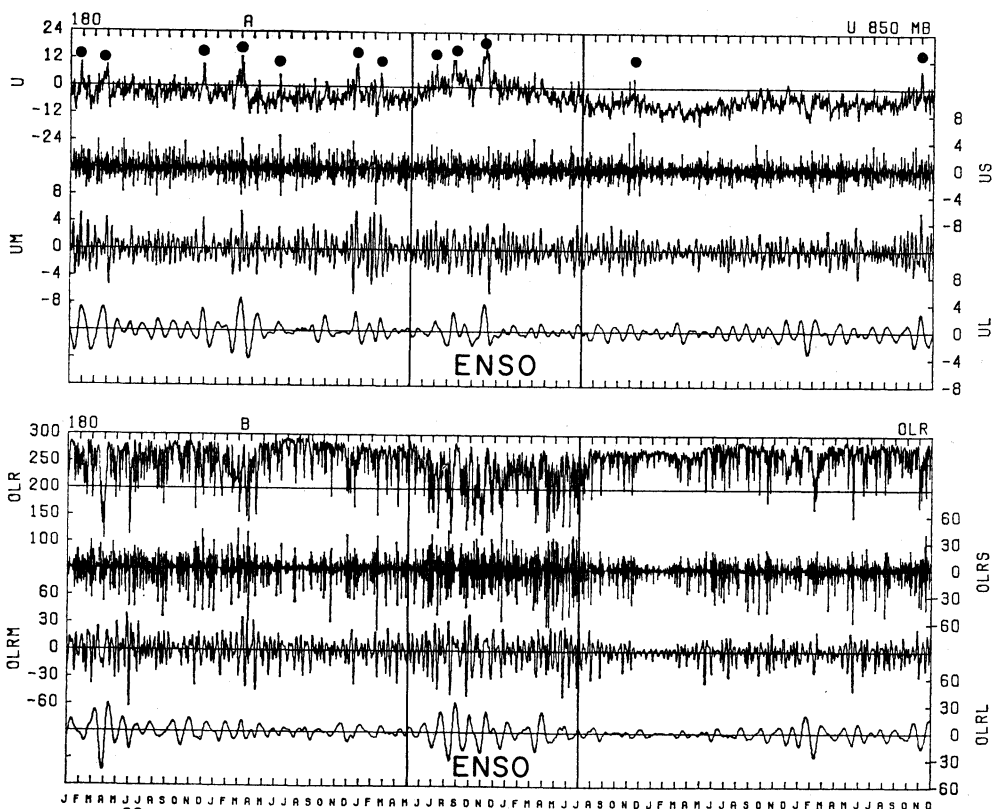
3. ENSO モードの特徴

中部太平洋 (0°, 180°) における日々の u, u_S, u_M, u_L の時系列が第1A図に示されている (前節で述べたように本論文では 850 mb の風だけを使用する。従って u, u_S, u_M, u_L は全て 850 mb の値である)。一方 OLR, OLR_S, OLR_M, OLR_L の時系列を第1B図にしめす。日々の u や OLR から ENSO の入り (onset) や明け (withdrawal) を明確に定義することは難しい。強いて言えば1982年5月から7月にかけての2—3カ月間をオンセット期と見做すことができよう。というのはこの過渡期に比較的急速な u の増加と OLR の減少が起こっているからである。とにかく ENSO オンセットの時間スケールは少なくとも2ないし3カ月である。1982年10月頃には西風 ($u > 0$) が最も強くなり、逆に OLR は最も小さくなっている。従って ENSO の最盛期に対応する。最盛期を過ぎると西風は次第に弱まり、 OLR はゆっくりと増加し始める。ENSO の最終期は1983年7月頃と思われるが、 u や OLR の変化が極めて緩やかなので明けの時期を正確に決定することはできない。

Wyrtki の仮説 (1975) によるとエル・ニーニョの直

前 (約3カ月前) に西太平洋で西風バーストが頻発する筈である。第1A図の丸印は強い西風加速の起こった日を示す。[西風バーストは西風加速 ($\partial u / \partial t > 0$) を意味する。貿易風が急に弱まると ($\partial u / \partial t > 0$) 強い海洋の応答が起こりうる。一方連日強い西風が吹いていても ($\partial u / \partial t = 0$) 海洋変動は起こらない]。顕著な西風バーストは1980年と1981年に3回ずつ発生しているが、1982年の前半には1回しか起こっていない。むしろ ENSO オンセット後の1982年7月から11月にかけて多発している。一般に西風バーストが起こると OLR は小さくなり、従って積雲活動が活発になる。(第1B図参照)。また西風バーストの起こった日は殆んど例外なく30—60日振動の西風位相 ($u_L > 0$) の時期に対応している。Lau and Chan (1985) は Lモードが ENSO オンセットの引き金 (trigger) の役目を引いたしていると考えた。ところが第1図の u_L や OLR_L の振幅は ENSO オンセット前にむしろ小さくなっている。従って Lモードが直接 ENSO オンセットに貢献している可能性は薄い。Sモードの貢献度も小さい。第1A図における u_S の振幅は ENSO に無関係に、全期間 (1980—85) を通じてほぼ一定である。一方 u_M の振幅は ENSO の3—5カ月前に増大している。このことは Mモードの振幅変調を意味する。個々の擾乱の時間スケールは極めて短い (7—20日) がグループ (振幅変調) としての時間スケールは ENSO モードと同程度の長い時間スケールになりうる。従って Mモードはグループとして ENSO モードと非線型相互作用を行う可能性がある。Murakami and Sumathipala (1988) は季節内擾乱の集団的効果が ENSO モードの発生、維持に重要な役割を果たしていることを示唆した。

第1図における最も重要な問題点は個々の u_S, u_M, u_L による西風バーストが中部太平洋 (0°, 180°) における ENSO オンセットと無関係に起こっている点である。従来の慣習では西風バーストは西太平洋における風の短周期変動に対応し、また ENSO は東太平洋における異常気候変動を意味する。この論文での ENSO モードは東太平洋ばかりでなく、西太平洋, インド洋を含めた広大な地域における3カ月移動平均偏差値 (u'', v'', OLR'') で定義されている。同様に西風バーストはインド洋から東太平洋までの領域における季節内擾乱 (u_S, u_M, u_L) を意味する。西太平洋における個々の (u_S, u_M, u_L) 西風バーストと東太平洋での ENSO オンセットには直接的関係がないことは既に Murakami and Sumathipala (1988) によって指摘されている。もう一度



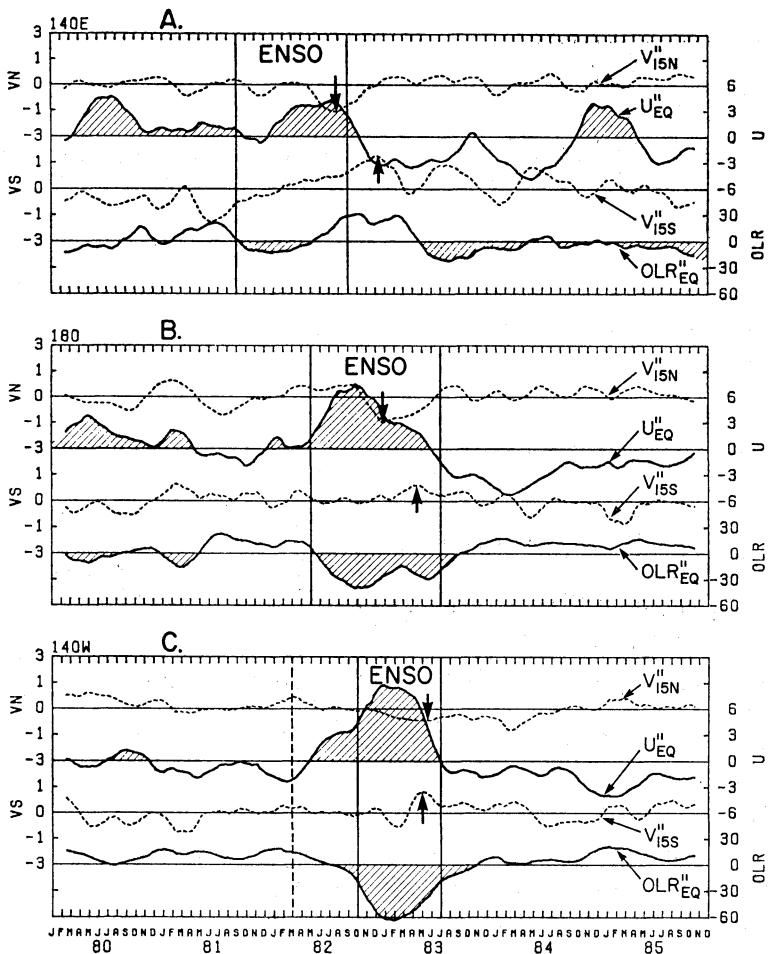
第1図 中部太平洋 ($0^\circ, 180^\circ$) における日々の u, u_s, u_M, u_L (A) と OLR, OLR_s, OLR_M, OLR_L (B) のタイムシリーズ (1980-85). 黒点は westerly bursts (u) の起こった日をしめす. 記号については本文参照.

ENSO オンセットについて考えてみる. オンセットの時期は地域によって異なる. 前にも述べたように日付変更線附近の ENSO 期間は1982年5月から1983年7月までの約15カ月間と判定されている. しかしこの判定が決してユニークでないことが第2B図の u'' や OLR'' の時系列から判断される. ENSO の入りについても明けについても1-2カ月の誤差がありうる. 要するに ENSO の入りや明けは急激な変化ではなく, 数カ月の時間スケールでゆっくり起こっていることを認識しておくことが大切である.

東太平洋の $140^\circ W$ 附近 (第2C図) では ENSO の入りが1982年10-12月頃に, また明けは1983年7月頃に起こった. 面白いことにオンセット前 (1982年3月-10月) にも u'' の緩慢な増加と OLR'' の緩やかな減少

がみられる. このような ENSO の前駆現象が起こるのは東太平洋に限られている. ボルネオから日付変更線までの西太平洋では u'' や OLR'' の時系列は複雑な様相を呈し (第2A図), 局所の変化だけから ENSO の入りや明けを決めることは至難である. 後述するように特定の地点における ENSO の入りや明けは ENSO モード (u'', OLR'') の東進によって決まる. このことを考慮して $140^\circ E$ 附近における ENSO の期間を決定した (第2A図参照). ENSO モードの東進の為に $140^\circ E$ での ENSO オンセットは日付変更線でのオンセットより半数以上も早く始まる.

Mitchum (1987) は西太平洋における ENSO オンセットに先立って v'' による赤道収斂が顕著になると指摘した. しかし第2A図の $15^\circ N$ や $15^\circ S$ における v'' に

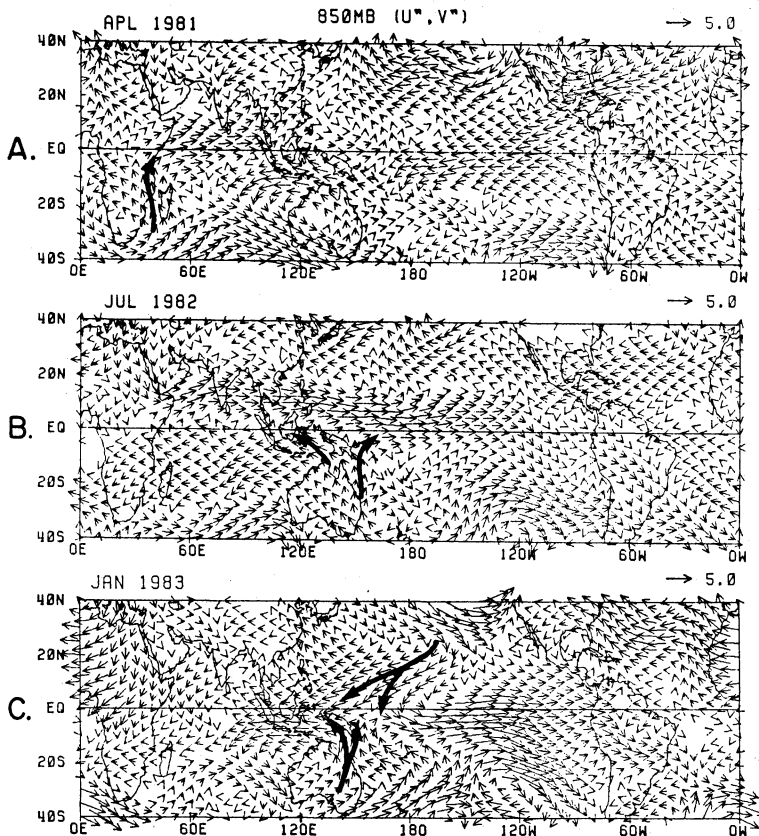


第2図 赤道における u'' と OLR'' 、 $15^{\circ}N$ と $15^{\circ}S$ における v'' のタイムシリーズ (1980-85) 西部 (A; $140^{\circ}E$)、中部 (B; 180°)、東部 (C; $140^{\circ}W$) 太平洋における ENSO の期間が示されている。矢印は $15^{\circ}N$ で北風 ($v'' < 0$)、 $15^{\circ}S$ で南風 ($v'' > 0$) が強くなった日。

はこのような徴候はみられない。 $15^{\circ}N$ で強い北風 ($v'' < 0$) が現われるのは ENSO 末期であり、また $15^{\circ}S$ の v'' が顕著な南風 (> 0) になるのは ENSO が明けてからである。従ってある特定の地点でみる限り、 v'' による赤道収斂は ENSO 前半ではなく、後半に大きくなる。このことは ENSO モードの構造と東進に関係している。第3図は ENSO モードの風の場 (u'' , v'') をしめす。一般に西風 ($u'' > 0$) は降水域 ($OLR'' < 0$) と一致しているので、第3図には OLR'' の等値線は

省略してある。

ENSO の最盛期 (第3C図) には東太平洋で偏西風 (アノマリー) が卓越し、積雲活動も活発である。反対に西太平洋の偏東風域では積雲活動は通常より弱い。この為にウォーカー-東西循環ははるか東に移動し、 $140^{\circ}W$ 附近に中心をもつ。一方ハドレー-南北循環も強まっている。日付変更線から $150^{\circ}E$ 附近の北太平洋では北寄りの風 ($v'' < 0$) が吹き、南太平洋では南寄りの風 ($v'' > 0$) が赤道に向かって収斂している。いずれにしても第3C



第3図 850 mb (u' , v') ベクトル (単位 5 ms^{-1}); A (1981年4月15日), B (1982年7月15日), C (1983年1月15日). 矢印は v' による吹き出しをしめす.

図における 850 mb (u' , v') 風系は Gill (1980) による定常ケルビン波に似ている.

第3図Aによるとインド洋西部で赤道偏西風が出現する時期は東太平洋で ENSO が始まる1年半も前の1981年春の頃である. 西インド洋の偏西風域はゆっくり北上し, 1982年7月にはアジアのモンスーン域(アラビア海, ベンガル湾, 南シナ海)を掩う. 同時に1カ月につき経度 $5^\circ-8^\circ$ のゆっくりした速度で東進し, 1982年7月には西太平洋に到達する(第3B図). このような ENSO モードの北進と東進はインド・モンスーン期間中にみられる L モードの北進と東進に似ている. 大きな違いは ENSO モードの移動速度が L モードの位相速度の15分の1の程度にすぎないことである.

Wyrтки (1975) は西太平洋の西風バーストによって

励起される海洋ケルビン波について考察した. 海洋ケルビン波は大気中の西風バーストに対して隷属的に振る舞い, 比較的早く太平洋を横切り, 3カ月以内に南アメリカ西岸に達する. 一方第3図に示した大気中の ENSO モードの移動速度は遅く, 海洋ケルビン波の位相速度の5分の1以下に過ぎない. 第2図の東部太平洋における ENSO オンセットはインド洋や西部太平洋からの u' モードのゆっくりした東進によって起こった.

この論文での ENSO モードは3カ月移動平均の偏差値 (u' , v' , OLR') で定義されている(式2). 一方 Murakami and Sumathipala (1988) は海面水温偏差 SST' も含めて ENSO モードを定義した. なぜならば ENSO モードは大気-海洋結合モードだからである. いずれにしても ENSO モードに伴う u' と, 季節内擾

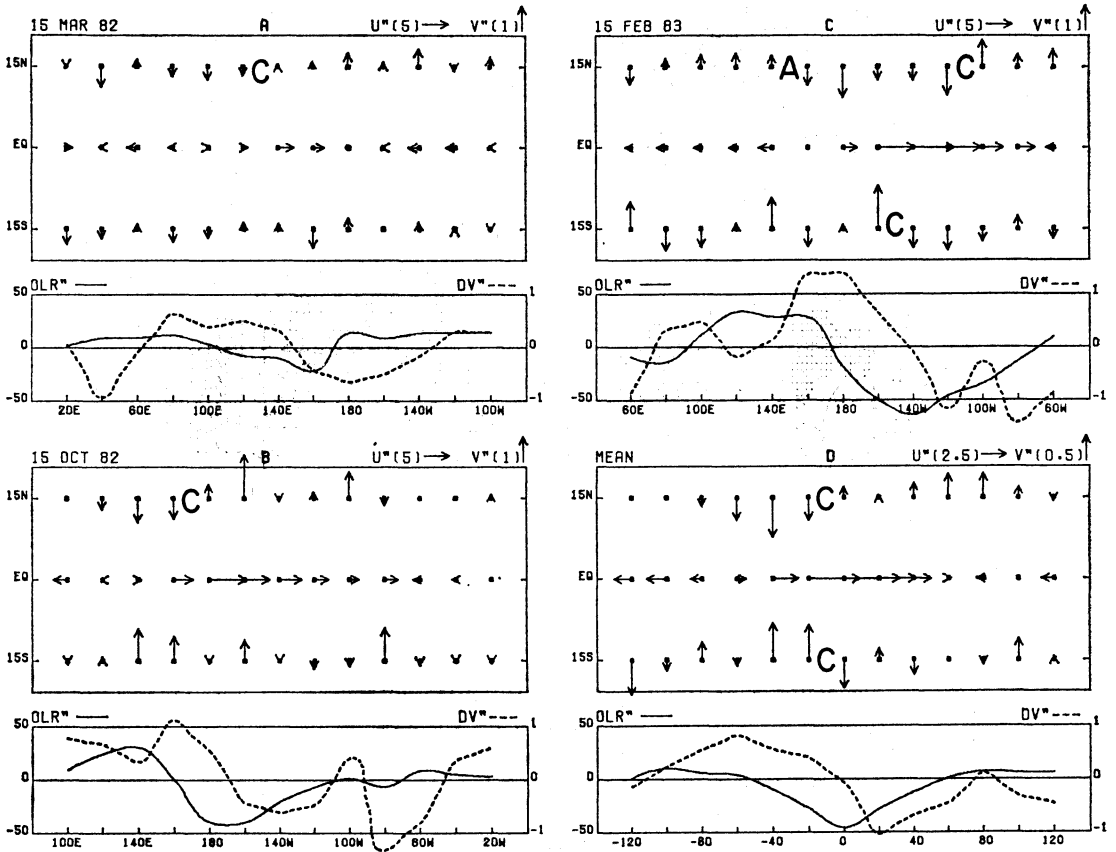
乱に伴う西風バースト (u_s, u_m, u_L) とは明確に区別されている。Keen (1982) は西風を観測した日数の多い期間について平均した風の場合によって西風バーストを定義した。このような定義では真の西風バーストと ENSO に伴う長周期西風変動を分離することができない。というのはある地域で ENSO が始まると連日西風が卓越し、積雲活動が盛んになる。従ってこの期間中の西風の日数は必然的に多くなり、 u' は正になるが、必ずしも強い西風バーストが起こったことにならない(第1図)。

さて問題の焦点は西太平洋における局地的、短周期的西風バーストが、インド洋から東太平洋にまで広がる広大な ENSO モードに対してどのような影響を及ぼするかという点である。山形 (1988) は大気-海洋結合モデルを用いて数値実験を試みた。適切と考えられる初期条件を西太平洋に与えると、ENSO モードがゆっくりと東進し、増幅しながら東太平洋に到達することを示した。東進と増幅は第2図に示した実験の東進速度と増幅率によく似ている。この意味で山形の数値実験は高く評価される。然し用いた初期条件について再検討する必要がある。東太平洋で ENSO が始まる半年以上も前から西太平洋では既に連日のように西風が吹き、 u' は正の偏差(西風)に変わった(第2図上参照)。同時に(1981年10月-1982年1月頃)西太平洋の SST'' も負から正に変わった(Murakami and Sumathiipala, 1988)。山形の用いた初期条件は1981年末から1982年初めまでの期間に西太平洋で観測された(u'', v'', SST'')の偏差場そのものである。要するに山形の数値実験は ENSO モード(u'', v'', SST'')が西太平洋に達した状態を初期条件として、ENSO モードが増幅しながら太平洋を横切って東進することを再現(または予報)したことになる。基本的な問題は西太平洋での ENSO モードを数値実験により再現することである。ENSO モードが完全に再現されれば、初期($t=0$)にもモデルと初期条件はバランス状態になっている。次に大気中の西風バースト(u', v')と、それに伴う海洋中の季節内擾乱(SST')を与えて数値積分を開始する。著者の知る限りでは季節内擾乱に伴う西風バーストの影響を正確に捉えた大気-海洋結合数値実験は未だ実施されていない。著者の想像では季節内西風バーストの影響は比較的早く消滅し、ENSO モードそれ自身の変動にはあまり貢献しないのではないかと思う。

山形のモデルでは東太平洋に到達した ENSO モード

($u''>0, SST''>0$)を終息させる可能性の一つとして西太平洋で逆 ENSO モード($u''<0, SST''<0$)を外力として加えることが提案されている。逆 ENSO モードは東に移動して東太平洋の ENSO モードを終息させることであろう。このように山形の数値実験では西太平洋の条件が決定的に重要である。さて実際の気候-海洋結合系でどうなっているかを調べる為に、もう一度第3図に戻る。東太平洋での ENSO 最盛期(第3C図)には既にインド洋東部からニューギニアにかけての海洋大陸上で負の u'' 偏差(東風)が卓越している。すなわち山形が期待した偏差場である。逆 ENSO モード($u''<0, SST''<0$)の東進は“東風バースト”と無関係である。事実1983年1月頃には西太平洋では連日東風偏差($u''<0$)が卓越し、季節内擾乱(u_s, u_m, u_L)の活動は極めて弱まった。従って“東風バースト”は起こりえない。第3B図とCによると東風偏差域($u''<0$)は1982年7月に西インド洋で発生した後、インド洋を横切って東進し、1983年1月までに海洋大陸に達する。その後太平洋を横切って東進し、東太平洋の $120^\circ W$ に達するのは1985年1月頃である(Murakami and Sumathiipala, 1988)。要約すると ENSO モードの緩かいエピソード($SST''>0, u''>0$)も、冷たいエピソード($SST''<0, u''<0$)もともにゆっくりした東進に伴う位相変化に対応する。また西太平洋における個々の西風バーストと東太平洋での ENSO オンセットとは直接関係してないようである。同様に西太平洋の東風バーストは東太平洋の逆 ENSO 発生と無関係である。紙面の都合上東風バーストや逆 ENSO ($u''<0, SST''<0$)についての記述は今後省略する。

実際のデータから ENSO モードの構造をもっと詳しく調べてみよう。第4図は赤道における u'', OLR'', DV'' , および $15^\circ N$ と $15^\circ S$ における v'' の経度分布図である。 DV'' は $(\partial u''/\partial x + \partial v''/\partial y)$ を表わし、 $\partial v''/\partial y$ は $15^\circ N$ と $15^\circ S$ の v'' から推定する。第4A図は西太平洋で ENSO が始まる前の1982年3月15日の状況をしめす。 $140^\circ E$ 付近には既に弱い西風が吹いている。 OLR'' は $160^\circ E$ で極小 ($-22 Wm^{-2}$)、 DV'' は 180° で収斂 ($-0.6 \times 10^{-6} S^{-1}$) である。ENSO モードは次第に発達し、赤道上の西風($u''>0$)も強くなる(第4B, 4C)図。平均的な構造を知る為に1982年1月から1983年7月までの約1年半の間における合成図を作る。第4D図はゆっくり東進する OLR'' の極小点を基準にして合成したものである。従って OLR'' の合成値



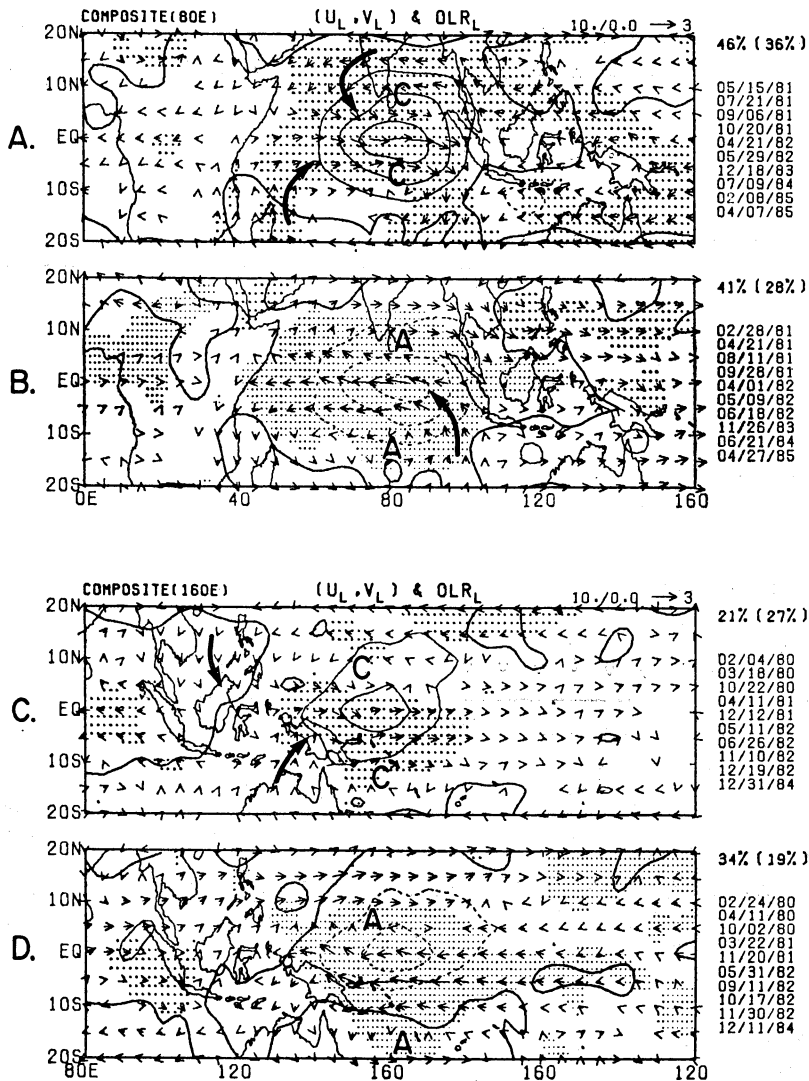
第4図 赤道における u'' , OLR'' , DV'' , および $15^\circ N$ と $15^\circ S$ における v'' の経度分布図; A (1982年3月15日), B (1982年10月15日), C (1983年2月15日), D (1982年1月-1983年7月平均). 記号については本文参照.

は経度0で極小値 (-45 Wm^{-2}) をとる. 経度 -60° から $+60^\circ$ までの領域では OLR'' は負 (対流活動), u'' は正 (西風) である. この領域は ENSO モードの水平スケールを規定する. 基準経度附近では西風は 3 ms^{-1} 以上 (アノマリー) に達し, 西側で発散 ($\partial u''/\partial x > 0$), 東側で収斂 ($\partial u''/\partial x < 0$) を伴う. 北半球でも南半球でも経度 -10° 附近に低気圧性循環が存在する. これらの低気圧循環の西側では v'' が赤道に向かって吹き込んでいる. 然し v'' による収斂は u'' による発散よりも小さく, DV'' は基準経度の西側で正となる. 反対に基準経度の東側では $DV'' < 0$ で, 経度 $+20^\circ$ で最小値 ($-1 \times 10^{-6} \text{ S}^{-1}$) をとる. なぜ $DV'' < 0$ と $OLR'' < 0$ の間に経度 20° もの位相差があるのかよく判らない. 恐らく 850 mb における発散, 収斂よりも地表附近の発散, 収

斂が積雲活動 ($OLR'' < 0$) にとってより重要なであろう.

4. 季節内擾乱の構造

季節内擾乱の構造, 特に時間, 空間スケールを知ることは数値実験ばかりでなく, ENSO の物理的理解の為にも重要である. この論文では西風バーストの時間スケールを三つの周期帯 (u_s, u_M, u_L) に分類する. 西風バースト (u_s, u_M, u_L) の特徴は季節内擾乱, すなわち S, M, L モードの構造によってきまる. それぞれのモードの統計的構造を知る為に合成図を作成する. 基準として日々の OLR_L, OLR_M, OLR_S のタイム・シリーズを用いた (タイム・シリーズの一例が第1B図に示されている). これらの OLR の値が通常より遙かに小さ

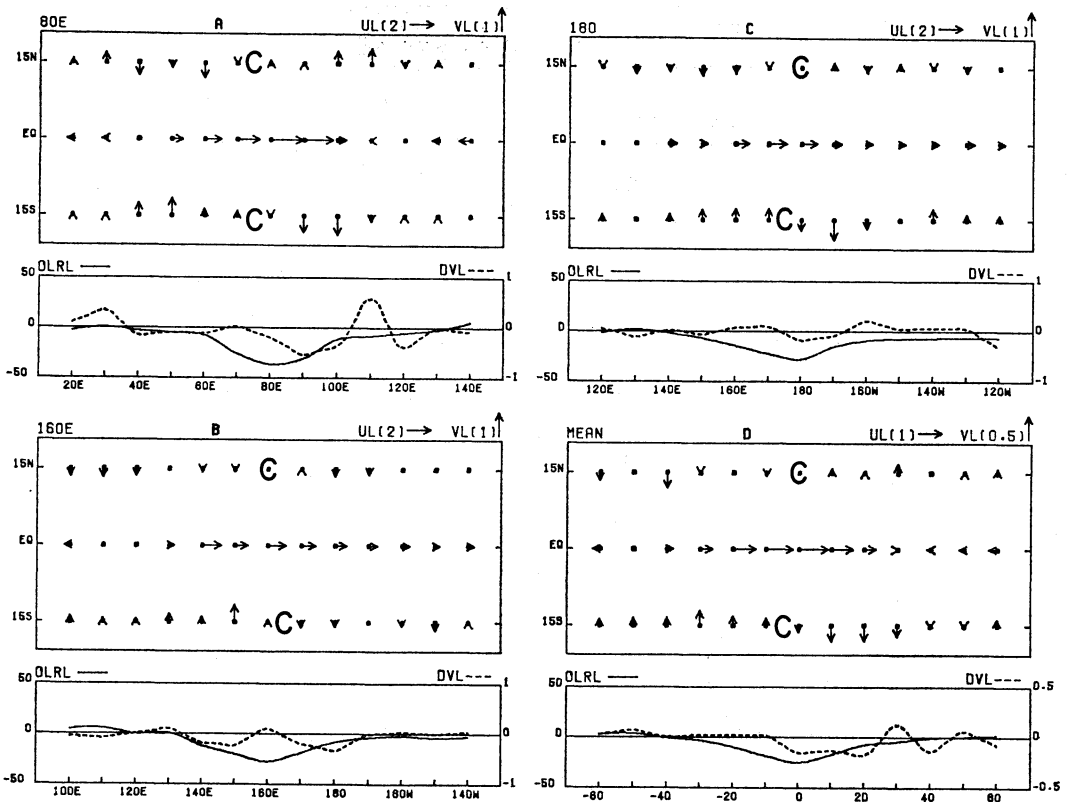


第5図 A: 基準点 (0°, 80°E) において OLR_L が極小 (負) になった日に対する風 (u_L, v_L) と OLR_L の合成図. B: 同じ基準点において OLR_L が極大 (正) になった日の合成図. C, D: 基準点 (0°, 160°E) に対する合成図.

くなくなった日と逆に異常に大きくなった日を選び出して合成図を作る. このような合成図をインド洋-太平洋 (60°E-100°W) 地域の赤道に沿う経度 20° 毎の基準点に対して作成する. 地域による性質の違いを調べる為である. また全期間 (1980年1月-1985年12月) について合成した図と, 夏 (5-10月) や冬 (11-4月) だけについて合成した図の比較も試みた. 紙面の都合上全ての

合成図を掲載することは出来ない.

第5A図は全期間のデータから作成した中部インド洋 (0°, 80°E) におけるLモードの合成図である. 念の為にもう一度合成図の作り方について説明する. 基準点 (0°, 80°E) において OLR_L が最も小さくなった日, 2番目に小さくなった日, …, 10番目に小さくなった日を選び出す (第5A図右端). 次に基準点ばかりでな

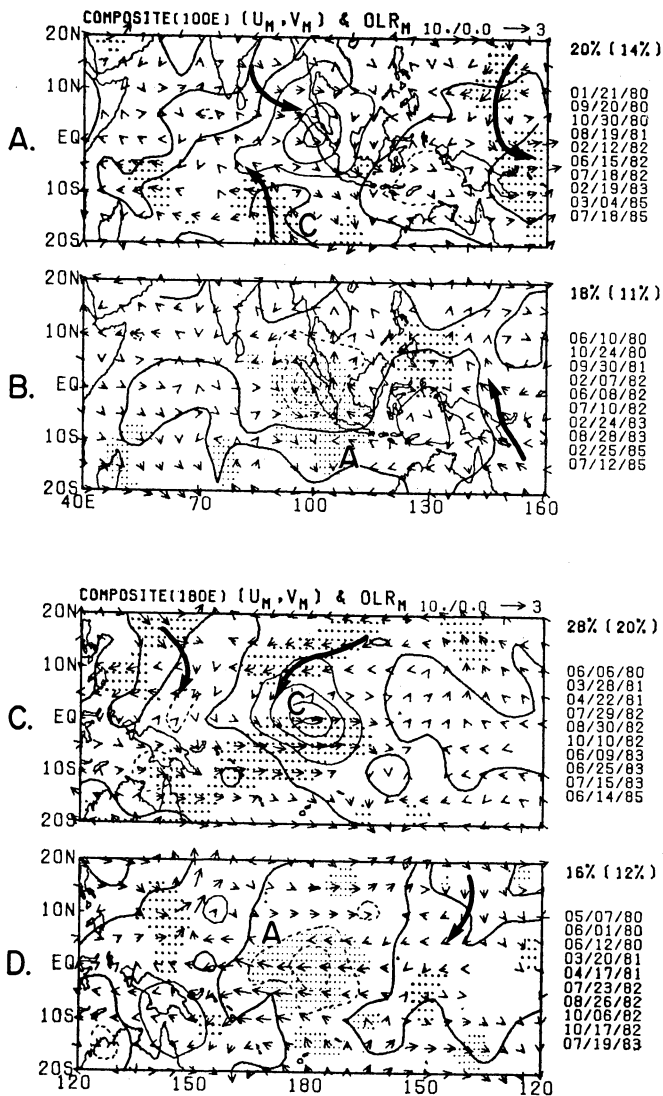


第6図 赤道における u_L , ORL_L , DV_L , および $15^\circ N$ と $15^\circ S$ における v_L の経度分布図; A (基準 $80^\circ E$), B (基準 $160^\circ E$), C (基準 180°), D ($60^\circ E-100^\circ W$ 平均).

く、その周辺における ORL_L , u_L , v_L の10日平均値を計算する。基準点から遠く離れた地点での10日平均値は信用できないので、第5A図には緯度 $20^\circ N-20^\circ S$, 経度 $0^\circ-160^\circ E$ の領域における合成値だけが示されている。定義によって基準点における ORL_L の10日平均値は最も小さい (-35 Wm^{-2})。同様な方法を用いて ORL_L の値が異常に大きくなった日を選んで合成図を作る(第5B図)。この図における ORL_L や (u_L , v_L) の合成場は第5A図における平均場の逆になっている。二つの ORL_L の合成場の統計的有意性は Panofsky and Brier (1958) の方法によりテストする。全領域の41%の地点で95%以上の有意性がある。簡単に為に $LS=41\%$ と書く(第5B図右)。流線関数 ψ_L を用いてテストすると風の場の LS は46%である(第5A図右)。領域全体として合成場が統計的に有意かどうかをきめる為にはモンテカルロ法で AS の値を求めねばならない。

LS が AS より大きいと、その合成場は領域全体として統計的有意性をもつ[詳しいことは村上(1987)参照]。 ORL_L については $LS=41\%$, $AS=28\%$, また ψ_L については $LS=46\%$, $AS=36\%$ であるので、これらの合成場はともに領域全体として95%以上の統計的有意性をもつ。

基準点 (0° , $80^\circ E$) において対流活動が盛んな場合(第5A図)の合成場についてのみ記述する。インド洋の赤道近傍 ($5^\circ N-5^\circ S$) では西風が卓越し、 $80^\circ E$ 附近で 3 ms^{-1} を超える。赤道偏西風帯を挟んで一対の低気圧性擾乱が存在する。これらの低気圧は赤道を挟んで対称的に並んでいる。アラビア海では北寄りの風、西インド洋では南寄りの風が吹いている。このような赤道に向かう収斂流は南北両半球中緯度域からの吹き出しに対応する。Lモード(30-60日振動)に伴う吹き出しと赤道偏西風、及び対流活動との関係については既に村上



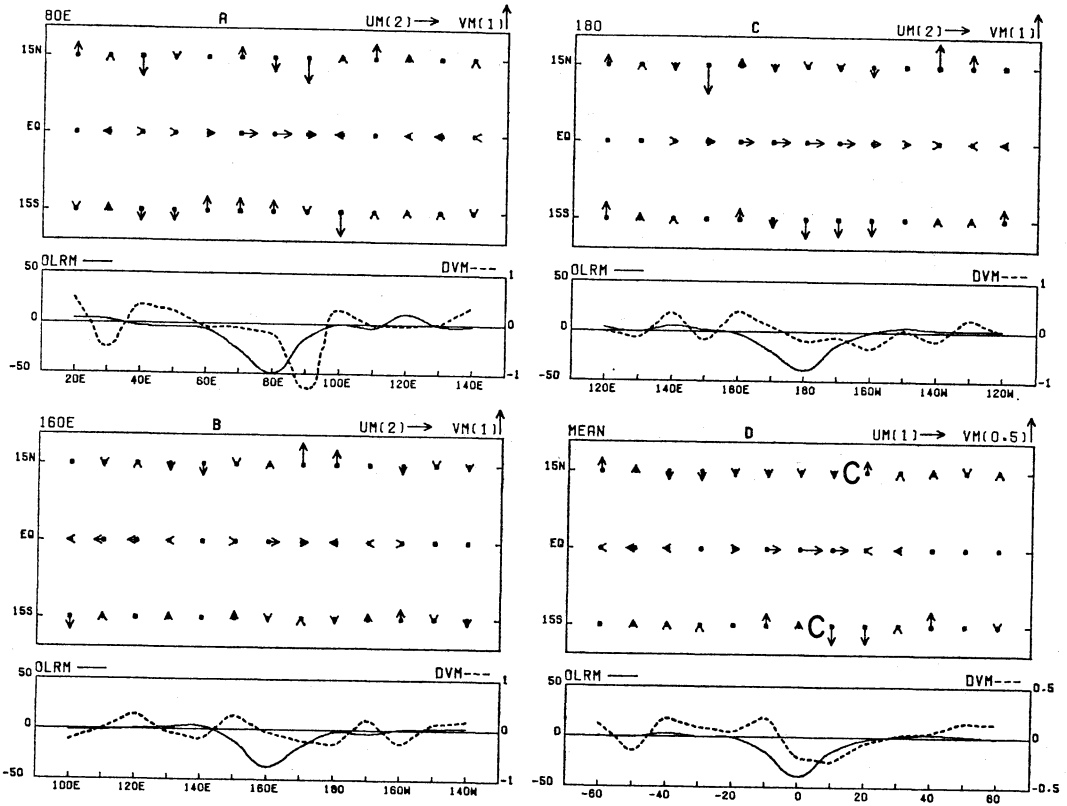
第7図 図5と同じ。但しMモードの合成図

(1987, 1988) によって詳しく論ぜられている。

Lモードはインド洋ばかりでなく西太平洋でも顕著である。第5C図は基準点 ($0^\circ, 160^\circ E$) において OLR_M が異常に小さく (負) になった場合の合成図であり、逆に第5D図は異常に大きく (正) になった時の合成図である。インド洋の場合と比べると OLR_L 擾乱も赤道における u_L 擾乱もともに弱い。例えばインド洋 ($0^\circ, 80^\circ$) における偏西風は 3 ms^{-1} を超えるが、西太平洋 ($0^\circ, 160^\circ E$) での偏西風は 2 ms^{-1} 以下である。赤道を挟む

双子の低気圧群もインド洋における場合ほど顕著ではない。更に南北両半球中緯度域からの吹き出し、すなわち南シナ海での北風とインドネシア海での南風はともに弱い。いずれにしても第5C, D図に示した風の合成場の統計的信頼度は低い。なぜなら ϕ_L に対する LS は 21% で AS の値27%より小さいからである。

Keen (1982) は赤道を挟んで双子の台風が発生した時に西風バーストが強くなることを見つけた。このような双子の熱帯擾乱はLモード (30—60日振動) の西風位



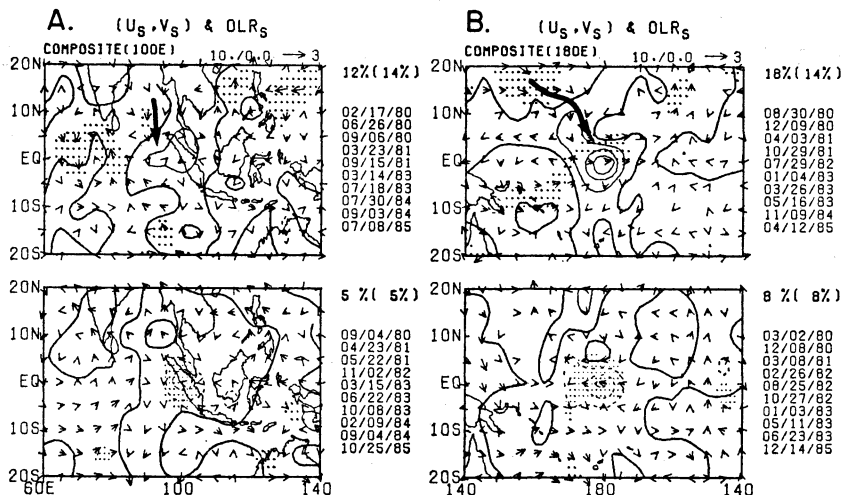
第8図 図6と同じ。但しMモードの経度分布図。

相 ($u_L > 0$) の時に発生し易いのではないかと想像される。なぜなら第5図に示したようなLモードは赤道に対して対称なケルビン波に似ているからである。後に述べるようにMモードやSモードは非対称性が強く、従って双子の熱帯擾乱が起りにくいと思われる。要するに熱帯擾乱の性質は周期によって敏感に違ってくる。

第6図はLモードの構造を判り易く模式的に描写したものである。赤道での u_L , OLR_L , DV_L が $15^\circ N$, $15^\circ S$ における v_L の経度分布と比較されている。第6A, B, C図はそれぞれ (0° , $80^\circ E$), (0° , $160^\circ E$), (0° , 180°) を基準点にした模式図である。細かい点を除けばLモードの構造はどの模式図でもよく似ている。そこで経度 20° 毎に作った全ての模式図 ($60^\circ E$, $80^\circ E$, ..., $100^\circ W$) を平均してみる。平均は OLR_L 極小の経度に相対的に行う。従って平均第6D図において OLR_L は基準経度 0° で最小値 (-28 Wm^{-2}) となる。経度 -40° から $+40^\circ$ の領域では OLR_L は負 (対流活動), u_L は

正 (西風) である。この領域は ENSO モードのスケール (経度 120°) よりだいぶ小さい。Lモードに伴う南北成分 v_L は比較的小さい (0.5 ms^{-2} 以下)。また, DV_L , すなわち ($\partial u_L / \partial x + \partial v_L / \partial y$) は経度 -10° から $+25^\circ$ にわたって負 (収斂) である。特に面白いのは経度 0° で DL_L が収斂 ($-0.15 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) になっている点である。この意味でLモードは ENSO モードと違った一面をもっている。

次にMモードの構造を調べてみよう。第7A, B図はスマトラ上空 (0° , $100^\circ E$) を基準にした OLR_M と (u_M , v_M) の合成図である。これらの合成図はともに95%以上の統計的有意性 ($LS > AS$) をもつ。第7A図において (ア) OLR_M は赤道に対し近似的に対称であるが, (u_M , v_M) は非対称である, (イ) 赤道を挟む双子 (対称) 低気圧は存在しない, (ウ) 南向きの v_M がベンガル湾から赤道を横切ってオーストラリア西岸附近にまで侵入している, (エ) 赤道越えの北風が西太平洋



第9図 図5と同じ。但しSモードの合成図

(150°E)でもみられる。

太平洋における合成第7C図でも非対称性が現われている。OLR_Mは赤道に対してほぼ対称であるが、偏西風(u_M>0)は赤道よりも、むしろ5°S附近では最も強い。更に太平洋北東部を掩う優勢な低気圧循環も強い非対称性を象徴している。

第8D図には平均的なMモードの構造が示されている。第6D図と比較すればMモードとLモードの違いが歴然としてくる。Mモードの特徴は次のとおりである。(ア) OLR_M<0やu_M>0の経度方向の拡がりは40°ぐらいに過ぎない。(イ) 赤道偏西風は弱く、1ms⁻¹以下である。(ウ) OLR_MとDV_Mの位相差は比較的小さく、経度程度0°-10°である。

Sモードについての局地的信頼度LSは極めて低い。第9図に示した二つの例では考慮した領域(緯度40°幅、経度80°幅)が小さいにもかかわらずLSの値はOLR_Sに対しても(u_S, v_S)に対しても20%以下である。このことは合成の為に選ばれた日によってOLR_Sや(u_S, v_S)の値が大きくバラついていることを意味する。当然のことながら平均(合成)値の信頼度は低い。然って第9図に示した合成図は用心して観察する必要がある。強いてSモードの特徴をあげれば、(ア)赤道に沿うSモードの経度方向のスケールはせいぜい20°程度である、(イ)v_Sはu_Sと同程度の強さをもつ。

風の東西成分の大きさを|u|、南北成分の大きさを|v|と書くことにする。二つの成分の比|v|/|u|は擾

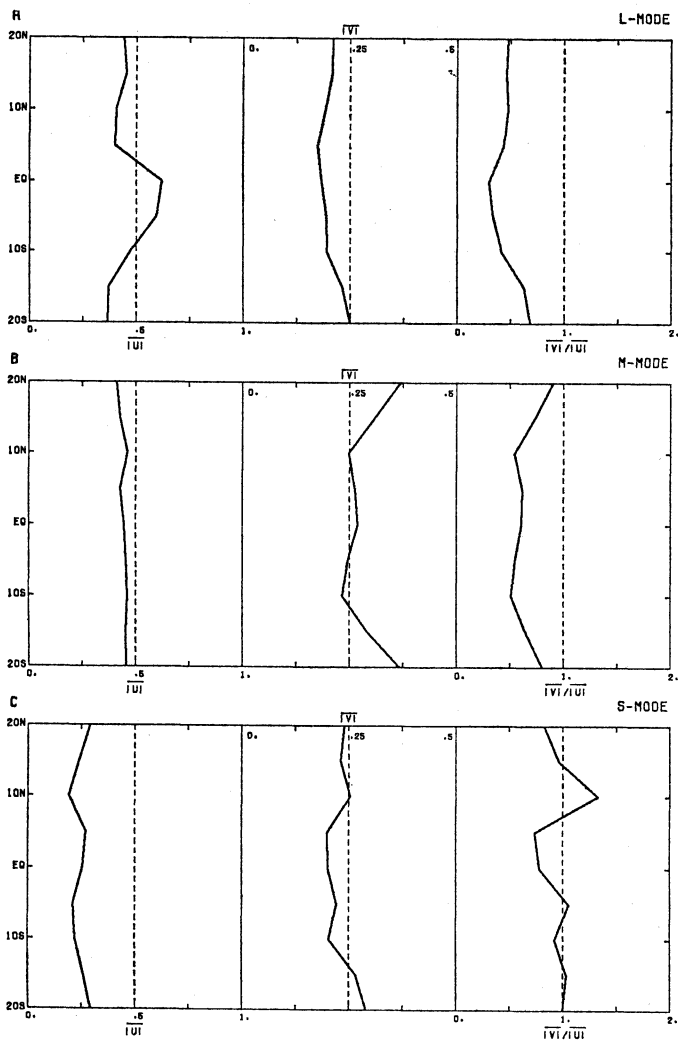
乱の周期によって違い、擾乱の性質を知る上で重要な因子である。松野(1966)の取り扱った赤道定常波では|v|と|u|の比は極めて小さい。一方中緯度の擾乱はロスビー波なので|v|は|u|と同程度に重要である。すなわち|v|/|u|~1。

第10A図はLモードに対する $\overline{|u_L|}$ 、 $\overline{|v_L|}$ 、および比 $\overline{|v_L|}/\overline{|u_L|}$ の緯度分布を示す。ここで $\overline{|u_L|}$ 、 $\overline{|v_L|}$ はLモードについての全ての合成図(一例として第5図)における風の絶対値|u_L|、|v_L|の帯状平均値を表わす。緯度5°Nから10°Sまでの赤道チャンネルでは $\overline{|u_L|}$ は大きく、 $\overline{|v_L|}$ は小さい。 $\overline{|u_L|}$ は赤道で特に大きい(0.6ms⁻¹)ので、 $\overline{|v_L|}/\overline{|u_L|}$ の比は赤道で最小(0.3以下)となる。このことはLモードがケルビン波的性格をもっていることを示唆する。Mモード(第10B図)の性質を列挙すると、(ア) $\overline{|u_M|}$ は全ての緯度でほぼ一様に0.4ms⁻¹程度にすぎない。(イ)全ての緯度で $\overline{|v_M|}$ が $\overline{|v_L|}$ より大きい、(ウ) $\overline{|v_M|}/\overline{|u_M|}$ の比は亜熱帯域で大きい、赤道チャンネルでは0.5程度である。このようにMモードは多少Lモードに似た一面も持っている。Sモードは全く違った性質をもち、 $\overline{|v_S|}$ と $\overline{|u_S|}$ の比は全ての緯度で1に近い値である。

5. まとめ

主な結果は次のとおりである。

- (ア) 東太平洋における ENSO オンセットは、ENSO モードのインド洋からの東進と増幅によって起こる。



第10図 A: $|u_L|$, $|v_L|$, と $|v_L|/|u_L|$ の緯度分布図。記号については本文参照。B: Mモード, C: Sモード。

ENSO モードの東進については既に Yasunari (1987) が指摘している。東太平洋における逆 ENSO ($u'' < 0$, $SST'' < 0$) の発生もインド洋からの位相伝播による。
 (イ) 西太平洋における個々の西 (東) 風バーストは東太平洋の ENSO (逆 ENSO) オンセットに直接貢献していないようである。然しバーストの集団的効果が ENSO (逆 ENSO) モードの発生, 維持に重要な役割を果たしている可能性がある (Murakami and Sumathipala, 1988)。この意味で季節内擾乱に伴う西 (東)

風バーストは ENSO 現象の重要な因子である。
 (ウ) Lモード (30—60日擾乱) に伴う西風バーストはインド洋で最も顕著である (第5図)。個々の u_L バーストは ENSO オンセットと無関係である (第1A図)。
 (エ) Mモード (7—20日擾乱) に伴う u_M バーストは比較的弱い (第7, 8, 10図)。冬季西太平洋で卓越するMモードは強いシベリアからの吹き出しを伴う (図省略)。

(オ) Sモード(1-6日擾乱)の水平スケールは小さい(約2000 km). v_s は u_s と同じ程度の大きさである。

将来の重要な研究課題は ENSO モードと海洋ケルビン波の相互関係を調べることである。この為大気-海洋結合モデルの導入が必要となろう。この数値モデルには大気-海洋相互作用ばかりでなく、大気中の ENSO モードと季節内擾乱(L, M, Sモード)との非線型相互作用も含まれている。主な目的は ENSO モードのゆっくりした東進と西太平洋における急激な増幅を説明することである。

謝辞

データ処理やプログラミングはハワイ大学のディクシー・ブイー夫人に協力して頂いた。昭和63年初夏日本滞在中に書き終えた初稿の閲読は京都大学の岩嶋樹也助教授と東京大学の住明正助教授にお願いし多くのコメントを頂いた。心からお礼申上げる。

この研究は National Science Foundation, Washington D.C. の科学研究費(ATM 86-09968)によって遂行された。

参考文献

- Gill, A.E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulations. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 106, 447-462.
- Keen, R.A., 1982: The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 110, 1405-1416.
- Lau, K-M., and P.H. Chan, 1985: Aspects of 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1889-1909.
- _____, 1986: The 40-50 day oscillation and the El Nino, Southern Oscillation: A new perspective. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 67, 533-534.
- Lukas, R., S.P. Hayes, and K. Wyrtki, 1984: Equatorial sea level response during the 1982-83 El Nino. *J. Geophys. Res.* 89, 10425-10430.
- Luther, D.S., D.E. Harrison, and R.A. Knox, 1983: Zonal winds in the central equatorial Pacific and El Nino. *Science*, 222, 327-330.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in equatorial areas. *J. Meteor. Soc. Japan.* 44, 25-43.
- Mitchum, G.T., 1987: Trade wind fluctuations associated with El Nino Southern Oscillation events. *J. Geophys. Res.* 92, 9464-9468.
- 村上多喜雄, 1986: モンスーン, 第Ⅱ期気象学のプロムナード 3, 東京堂, 198頁.
- Murakami, T., 1987: Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the northern hemisphere summer. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2133-2154.
- _____, 1988: Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the northern hemisphere winter. *J. of Climate*, 1, 117-131.
- _____, and W.L. Sumathipala, 1988: Westerly bursts during the 1982/83 ENSO. *J. of Climate*, In press
- _____, 1988b: Westerly bursts during the ENSO. Submitted to *J. of Climate*.
- Nitta, T., and T. Motoki, 1987: Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1986-87 El Nino. *J. Met. Soc. Japan.* 65, 497-506.
- Pansfsky, H.A., and G.W. Brier, 1958: Some applications of statistics to Meteorology. Pennsylvania State University, 219 pp.
- Wyrtki, K., 1975: El Nino the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 572-584.
- 山形俊男, 1988: ENSO 現象の発生の予報について. *グロースベッター*, 26, 2, 98-105.
- Yasunari, T., 1987: Global structure of the El Nino Southern Oscillation Part I: El Nino composites. *J. Meteor. Soc. Japan.* 65, 67-98.