

ENSO とモンスーン*

村上 多喜雄**

要 旨

用いたデータや記号は前の論文(村上, 1988b)と同じである。個々の U_L (30~60日)バーストは約 5 ms^{-1} で東進する。 U_M (7~20日)と U_S (1~6日)バーストはそれぞれ 9 ms^{-1} と 15 ms^{-1} で西進する。一方バースト群の波束 (K_L , K_M , K_S) は ENSO モードと同じ速度 (0.3 ms^{-1}) でゆっくり東進する。従ってバースト群と ENSO モードとのバロトロピック交換が可能である。更にバースト群は海面水温 T_{*} を低下させる傾向がある。

南北両半球のモンスーンは間接的に赤道に沿う卓越風の方向と強さを規定する。ENSOモードの東進、発達、衰弱は卓越風の方向と強さに関係しているようである。海面水温の水平傾度や大気放射も重要な影響を及ぼす。

1. はじめに

天気を発表した著者の最近の論文(1988b)では ENSO と西風バーストの関係について論じた。前論文を MTB と略称する。(主な略称や記号; 付録参照)。従来の文献では“西風バースト”の概念が、時間や水平スケールを明確に定義しないまま曖昧に用いられていた(文献; MTB 参照)。このことは西風バーストについての従来の研究(解析, モデル実験)結果の物理的解釈を困難にした。MTB では西風バーストの時間スケールを三つの周期帯(1~6日, 7~20日, 30~60日)で規定し、それぞれの時間スケールをもつ西風バーストの水平スケールや性質について調べた。この論文の目的は ENSO と西風バーストとの関係を統計的、物理的観点に立ってもう一度見直してみることである。

もう一つの目的はインド・モンスーンやオーストラリア・モンスーンと ENSO との相関関係について研究することである。北半球夏にはインドを中心とした東南アジア全域でモンスーン活動が盛んである。モンスーン域は南東に向かって移動し、秋には海洋大陸(スマトラ, ボルネオ, ニューギニア)に達する。さらに季節が進むとモンスーン域は南半球に侵入し、インドネシアやオーストラリア北部を掩う。このようにモンスーン域の南東

方向への季節的移動は極めて組織的である。次の半年間(1月~7月)にモンスーン域はオーストラリアからインドに向かって逆行する。しかし南東方向への移動に比べると、北西方向への逆行はやや非組織的である。このことは長年の月平均のUやOLRの経度分布図により確かめられる。すなわち赤道におけるモンスーン擾乱は夏から冬にかけてインド洋から西太平洋に向かって東進し、日付変更線付近で消滅する。翌年春には新しい擾乱がインド洋に出現し、暫く停滞した後、夏の終り頃から再び赤道に沿って東進し始める(図省略)。このように赤道における季節変動はインド洋を起源にして繰り返している。そこで Meehl (1987) はインド大陸上の平均雨量を東半球全域における年々のモンスーン変動の代表的インデクスとして使用した。この試みは妥当である。インド・モンスーンが平年以上に強い年には積雲アノマリー域はインドから通常南東方向に移動し、翌年1月までにオーストラリアに達する性質がある。このようにインド・モンスーンが強い年には、海洋大陸でも、オーストラリアでも順次モンスーンが平年より活発になる。インド・モンスーンが平年より弱い年にも、弱いモンスーン域(アノマリー)は次第に南東方向に移動する。要するに Meehl (1987) は ENSO モードのゆっくりした東進はモンスーンの一年周期(季節)変動に伴う変調(modulation)によるものと考えた。

ある特定の地域で積雲活動(アノマリー)が最も盛んになるのは、その地域で SST(アノマリー)が最高に

* ENSO and monsoons.

** Takio Muramaki, ハワイ大学気象学教室。

—1989年2月1日受領—

—1989年6月6日受理—

達してから約3カ月経ってからである (Murakami and Sumathipala, 1988b; MSB). ENSO モードの東進速度は 0.3 ms^{-1} であるから, 3カ月の時間差 (lag) は約 2000 km の距離に相当する. 積雲域の前面で SST アノマリーが正であるために ENSO モードは東進しやすい. オーストラリア付近における ENSO モードの東進について考えてみよう. この地域ではモンスーンに伴う強い西風と活発な擾乱活動によって海面からの熱輸送が増すとともに, 海水混合が盛んになり, 従って SST は低下する (負のアノマリー). 正の SST アノマリーは SPCZ 付近に存在する. このために積雲活動の盛んな領域はオーストラリアから SPCZ に向かって移動する. 初春(4月頃)になると積雲活動域 (SPCZ) は低圧部 (アノマリー) となる. 低圧部の東側では北風 (アノマリー) が赤道域から温かい SST を運ぶ. 低圧部北側の赤道近傍では気圧傾度によって西風 (アノマリー) が発生する. 赤道における西風アノマリーは Lukas *et al.* (1984) が提唱している西太平洋での短周期的西風バーストではなく, 長い時間スケールをもつ ENSO モードそれ自身である. 西風アノマリーはゆっくり東進し, 東太平洋に達すると SST の温暖化と活発な積雲活動をもたらす. 赤道に沿う東西垂直循環は通常とは逆に東側 (東太平洋) で上昇し, 西側 (インド洋) で下降する. このような夏にはインド洋のモンスーン活動は平年より弱くなる. 次に弱いモンスーン域は南東に向かって移動し始め, 翌年1月頃にはオーストラリア・モンスーンも通常より弱くなる. SPCZ 付近で地上気圧が高く (アノマリー) なるのは翌年4月頃であり, 最後に東太平洋で SST が低くなって ENSO の一生を終わる.

上述の ENSO とモンスーンに関するモデルは基本的には Meehl (1987) の提案したモデルと同等である. ただし最近の Murakami and Sumathipala (1988 a, b, and c; MSA, MSB, and MSC) による研究結果を加味して多少の修正が施されている. モデルは ENSO モードの発生から消滅までの過程を含み, 大変興味深い. またモデルはインド洋から東太平洋に至る広大な熱帯海洋上での大気-海洋インタラクションを強調している. Philander and Seigel (1985) も ENSO が単に太平洋に限られた現象ではなく, もっと広大な地域における長周期大気-海洋結合モードであると指摘した.

Meehl のモデルでは ENSO モードが何故ゆっくり東進するのかという点が必ずしも明確にされていない. この疑問に答えるためには ENSO モードに伴う SST, 積

雲活動 (OLR), 赤道に沿う風 (U, V), および熱帯擾乱の強度などのパラメータ相互の位相関係について調べる必要がある. 既に Meehl (1987) や Yasunari (1988) によって指摘されているように ENSO モードは準二年周期振動 (QBO) の性格をもつ. 本論文の第4節では西風バースト群の波束 (K_L'' , K_M'' , K_S'') も準二年周期で変動していることを示す.

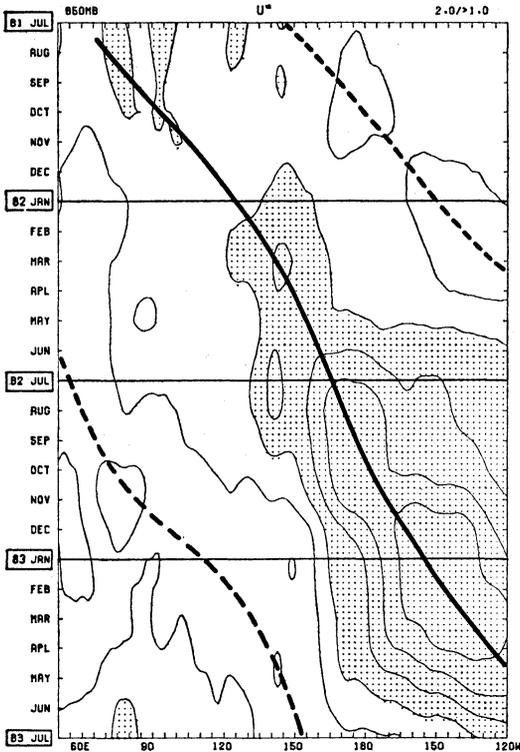
2. データ

用いたデータと計算処理について簡単にふれておく. 詳細については MTB を参照されたい. ENSO モードは (U'' , V'' , OLR'' ; SST'') で定義する. 季節内擾乱の記述には三つの周期帯でフィルターしたデータを用いる. (U_L , V_L , OLR_L ; SST_L) を L モード, (U_M , V_M , OLR_M ; SST_M) を M モード, (U_S , V_S , OLR_S ; SST_S) を S モードと呼ぶ. それぞれの周期帯に分類された西風バーストは 850 mb における (U_L , U_M , U_S) で表現される. 次に運動エネルギーの3カ月平均アノマリー (K_L'' , K_M'' , K_S'') を計算する. これらの量は個々の西風バーストではなく, バースト群の振幅変調 (波束) に対応する. 次節で示すように西風バースト群の波束 (K_L'' , K_M'' , K_S'') は ENSO モード (U'' , または OLR'') の変動と密接な関係がある.

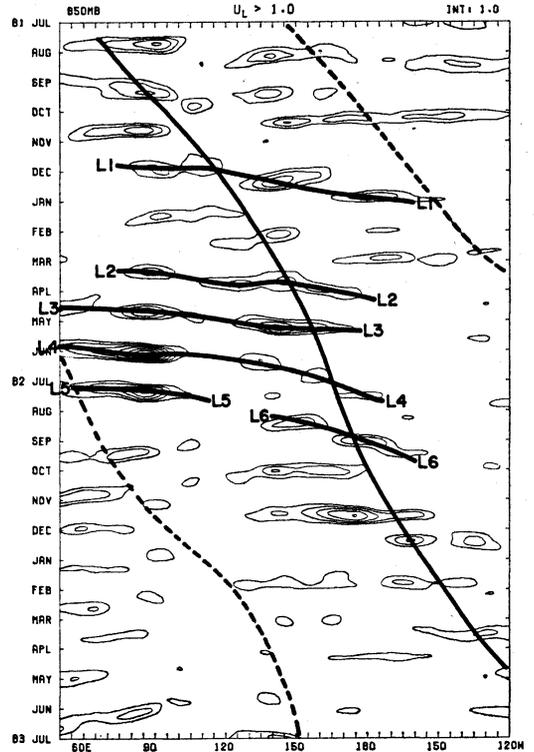
季節内擾乱に伴う西風バースト (U_L , U_M , U_S) は海洋ケルビン波を誘起する (Lukas *et al.* 1984). この論文では (U_L , U_M , U_S) バーストばかりでなく, (V_L , V_M , V_S) バーストについても言及する. 第5節では (V_L , V_M , V_S) バースト群が (U_L , U_M , U_S) バースト群と同様に, ENSO モードの維持, 発達, 移動に貢献していることを示す.

3. ENSO モードと季節内擾乱

第1図において, 1981年7月インド洋西部で発生した西風アノマリー ($U'' > 0$) はゆっくり東進し, 海洋大陸上 ($100^\circ \sim 130^\circ \text{E}$) で一旦弱くなるが, 西太平洋に達した後急速に再発達する. ENSO の最盛期 (1983年3月頃) に西風アノマリーは東太平洋の 140°W 付近で最も強くなる. インド洋から東太平洋に到達するまでの所要時間は1年半以上である. 平均速度は 0.3 ms^{-1} で海洋中のケルビン波の位相速度 (3 ms^{-1}) よりも一桁遅い. 東風アノマリー ($U'' < 0$) の東進は西風アノマリーの東進よりも, もっと組織的である (MSA参照). すなわち東風アノマリーの東進も, 西風アノマリーの東進も, と



第1図 赤道に沿う U' の時間一経度分布図。等値線間隔 2 ms^{-1} ($\pm 1, \pm 3, \dots; \text{ms}^{-1}$)。陰影は西風アノマリー ($U' > 1 \text{ ms}^{-1}$) 領域。太実(点)線は西(東)風アノマリー中心点の軌跡。



第2図 赤道における西風 $U_L (> 1 \text{ ms}^{-1})$ 擾乱の時間一経度分布図。等値線間隔 1 ms^{-1} 。 L_1, L_2, \dots, L_6 は代表的西風 U_L 擾乱。太実(点)線は第1図は同じ。

もに ENSO モードの固有な性質なのである。ある特定の地点での ENSO の入り(明け)は東(西)風アノマリーから西(東)風アノマリーへの転換に対応する。もちろん相の転換は ENSO モードの東進に起因する。

一般に西風アノマリー ($U' > 0$) の領域では積雲活動が卓越し ($OLR' < 0$)、また海水温が高い ($T_*' > 0$)。逆に $U' < 0$ の領域では $OLR' > 0$ 、 $T_*' < 0$ である (MSB, MSC 参照)。従って ENSO の最盛期 (1983年3月) には東太平洋は東西垂直循環の上昇域 ($U' > 0$ 、 $OLR' < 0$ 、 $T_*' > 0$) に、また西太平洋は下降域 ($U' < 0$ 、 $OLR' > 0$ 、 $T_*' < 0$) に対応する。全く逆に、一年前の1982年3月には西太平洋に上昇域、東太平洋に下降域が存在していた (第1図)。

よく知られているように L モードは赤道に沿って東進する性質がある (Murakami, 1987, 1988a)。例えば第2図における西風擾乱 (L_1) はインド洋で1981年11月下

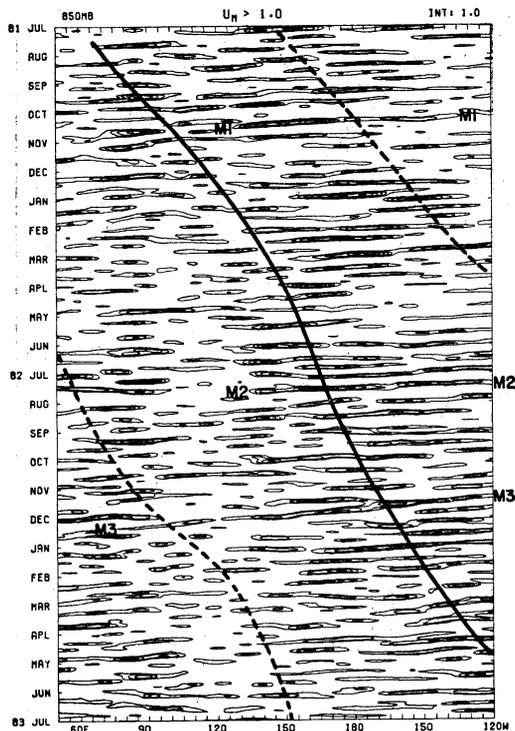
旬に発生した後、海洋大陸や西太平洋を越えて東進し、12月上旬に東太平洋に到達した。1982年3月から8月までの約半年間における西風擾乱 (L_2, L_3, \dots, L_6) の東進も組織的である。平均の東進速度は 5 ms^{-1} である。個々の西風擾乱に伴って西風バーストが起こる。特にインド洋中部 (90°E) では1982年6月初旬と7月上旬に 5 ms^{-1} 以上の強い西風バースト (30~60日周期) が観測された。Lau and Shen (1988) は L モードが ENSO オンセットに重要な役割を果たしていると考えた。事実第2図に示される L_2, L_3, L_4 といった個々の西風擾乱が、第1図に示される西風 ENSO モード東進のきっかけをつくっているように見ることができる。この意味で L モードが ENSO オンセットに何等かの影響を及ぼしている可能性がある。しかし L モードの東風擾乱は ENSO の東風擾乱の発達と東進に貢献しえない。何故なら東風 ENSO モードが東太平洋に到達する1982年1月頃 (第

1 図) や、1985年1月頃(第5図, MSC)にはLモードの振幅は極めて小さくなり、さらに東進ではなく西進する傾向があるからである。いずれにしても時間スケールの短い西風バーストや東風バーストが果たして全球的規模をもつ ENSO モードの西風 ($U'' > 0$), 東風 ($U'' < 0$) 擾乱を励起できるものかどうか疑問が残る。この問題の解決には数値モデルの導入が必要となろう。MTBで紹介したように従来試みられた数値実験では月平均や季節平均値を用いて初期条件を定義している。このことは ENSO モードそれ自身を初期に与えたことになる。極端な場合には大きな熱容量をもつ季節平均 SST 偏差値を初期条件にしている。正確に言えば、短い時間スケールと小さい水平スケールをもつ擾乱群(第5, 7, 9図; MSB)を初期に与えて、果して ENSO モードが励起できるかどうか検討する必要がある。

全く時間スケールの異なるモードと ENSO モードの因果関係(インタラクション)を解明することは難しい。Lモードの東進速度が 5 ms^{-1} であるのに対し、ENSO モードの東進は極めてゆっくり (0.3 ms^{-1}) している。[第2図の太実線は西風アノマリー ($U'' > 0$), また太点線は東風アノマリー ($U'' < 0$), の軌跡を示す。] 単に U'' と U_L の相関係数を計算すれば零になる。だからと言って二つの擾乱に関係がないわけではない。大雑把に言って U_L 擾乱は $U'' > 0$ の領域で卓越し、 $U'' < 0$ の領域で弱まるようである(第2図)。従って U'' と U_L の相関は零であるが、 U_L の振幅、または運動エネルギー ($U_L^2/2$)、との相関は正の値をとる筈である。この点については後で詳しく述べる。

Lモードの振幅はインド洋と西太平洋で大きい。海洋大陸上 ($100^\circ \sim 130^\circ \text{E}$) を通過する際には減衰する(第2図)。前にも述べたように ENSO モードも海洋大陸上で弱まる(第1図)。同様にMモードも Sモードもともに海洋大陸上で衰える(第3, 4図)。なぜ全ての季節内擾乱や ENSO モードが海洋大陸上で減衰するのか? 面白い問題であるが、この論文の範疇を超えるので、これ以上言及しないことにする。もう一つの海洋大陸の特徴は日変化がきわめて顕著なことである (Houze *et al.*, 1981)。

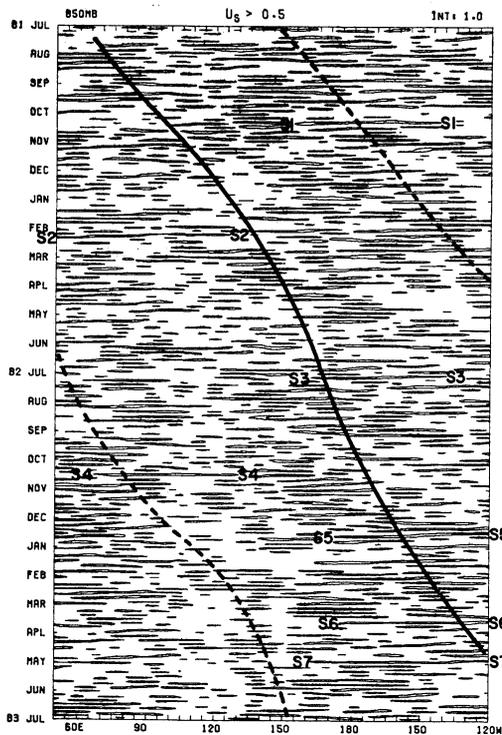
第3図において U_M 擾乱が西進する傾向があることに気付く。[V_M 擾乱も西進する(図省略)]。特に太平洋上で U_M 擾乱の西進が明瞭である(第3図の M1 や M2)。時には東太平洋から西インド洋に達するまで追跡できる(第3図の M3)。平均の位相速度は約 9 ms^{-1} で



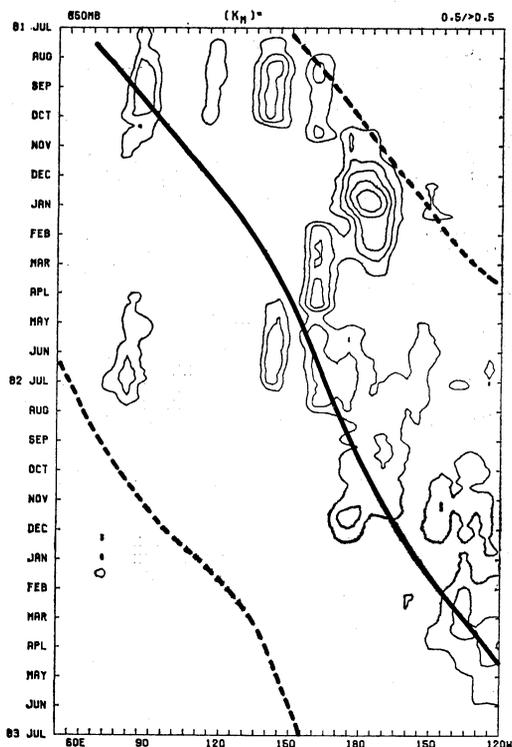
第3図 赤道における西風 U_M ($>1 \text{ ms}^{-1}$) 擾乱。等値線間隔 1 ms^{-1} 。M1, M2, M3 は代表的西風 U_M 擾乱。

ある。個々の U_M 擾乱の通過に伴って、ある特定の地点では時間スケール7日あるいは20日の西風バーストが発生する。前にも述べたように Lukas *et al.* (1984) は西太平洋で発生する時間スケール7~10日ぐらいの西風バーストが東太平洋でのエル・ニーニョ発生を引き金になるという仮説を立てた。第3図で明らかのように、 U_M バーストは西太平洋ばかりでなく、インド洋でも東太平洋でも発生する。まして個々の U_M バーストは東太平洋から西太平洋に向かって西進している。とにかく、第3図だけから二つの異なるモード、すなわちゆっくり東進する ENSO モードと急速に西に向かって進むMモードとの因果関係を探ることは至難である。後述するように ENSO モードとのインタラクションを論ずるためには、個々の U_M 擾乱ではなく、擾乱群の振幅変調について考慮する必要がある。

第4図の S1, S2, ..., S7 は U_S ($1 \sim 6$ 日) 擾乱も西進する傾向があることを示す。平均速度は 15 ms^{-1} 、いわゆる偏東風波動 (easterly waves) の西進速度に等



第4図 赤道における西風 U_s ($>0.5 \text{ ms}^{-1}$) 擾乱。等値線間隔 1 ms^{-1} ($0.5, 1.5, \dots; \text{ms}^{-1}$)。S1, ..., S7 は代表的西風 U_s 擾乱。



第5図 赤道に沿う K_M'' (>0) の経度—時間変化図。等値線間隔 $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ($0.5, 1.0, \dots; \text{m}^2\text{s}^{-2}$)。

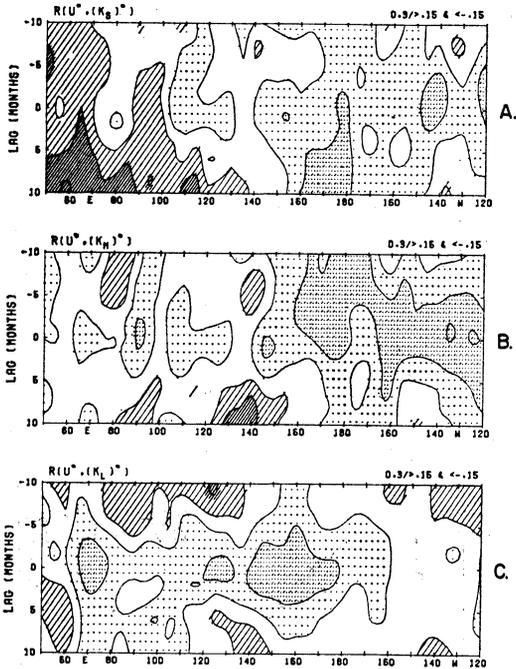
しい。(赤道における V_s 擾乱も西進する。) U_s 擾乱は海洋大陸上で弱まる。

第2図のLモードは東進する。一方第3図のMモードと第4図のSモードはともに西進する。このようなLモードとM, Sモードとの関係は Nakazawa (1988) が論じた30~60日周期擾乱と短周期擾乱との関係に似ている。ただし詳しい対応については将来の研究にまたねばならない。

さて ENSO モードと西風バースト (U_L, U_M, U_S) との関係についてもっと詳しく調べてみよう。先ず運動エネルギーの3カ月移動平均アンモリー (K_L'', K_M'', K_S'') を計算する。これらの量は西風擾乱群の振幅変調に比例する。一例として第5図に K_M'' の計算結果をしめす。予期していたように K_M'' が正の領域は近似的に U'' の正の領域と並行して、同じ速度で東進している。[第5図には K_M'' が正で、 $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 以上の領域だけが示されている。この領域では K_M が平均値より遙かに大きいことを意味する。] 要するに個々の U_M バーストは

西進する(第3図)、バースト群の波束 (K_M'') はゆっくりと東進する(第5図)。 K_M'' と U'' が同じ時間スケールをもつのでバースト群と ENSO モードのパロトロピック交換が可能になる。[交換は U'' と ($U_M U_M, U_M V_M, U_M \omega_M$)'' の発散との相関係数に比例する]。さらに個々の U_M バーストの水平スケールは3~4000 Km程度に過ぎないが(MSA 参照) K_M'' の水平スケールは U'' と等しくグローバル・スケールをもつ(図省略)。 K_M'' と U'' の時間—空間スケールがともに等しくなったので両者の相関係数はもちろん零ではない。

1980~85年の U'' と (K_L'', K_M'', K_S'') のデータを用いて両者の相関係数(6年間)を計算した。第6図において濃い陰影(斜線)の領域では相関係数が+0.45 (-0.45) 以上(以下)であり、従って95%以上の高い信頼度がある。インド洋中部(70°E)や西太平洋(120°E~180°)では U'' と K_L'' との同時相関(第6図C; lag=0)は極めて有意である。これらの熱帯海洋域に ENSO モードの西風アンモリー ($U'' > 0$) が到達すると U_L バ



第6図 赤道 (50°E~120°W) に沿う U'' と K_S'' (A), K_M'' (B), 及び K_L'' (C) との位相差相関 (間隔0.3). 薄 (濃) 陰影は相関係数 0.15 (0.45) 以上; 薄 (濃) 斜線は相関係数 -0.15 (-0.45) 以下の領域. 詳細本文参照.

ーラスト群が活発化 ($K_L'' > 0$) する.

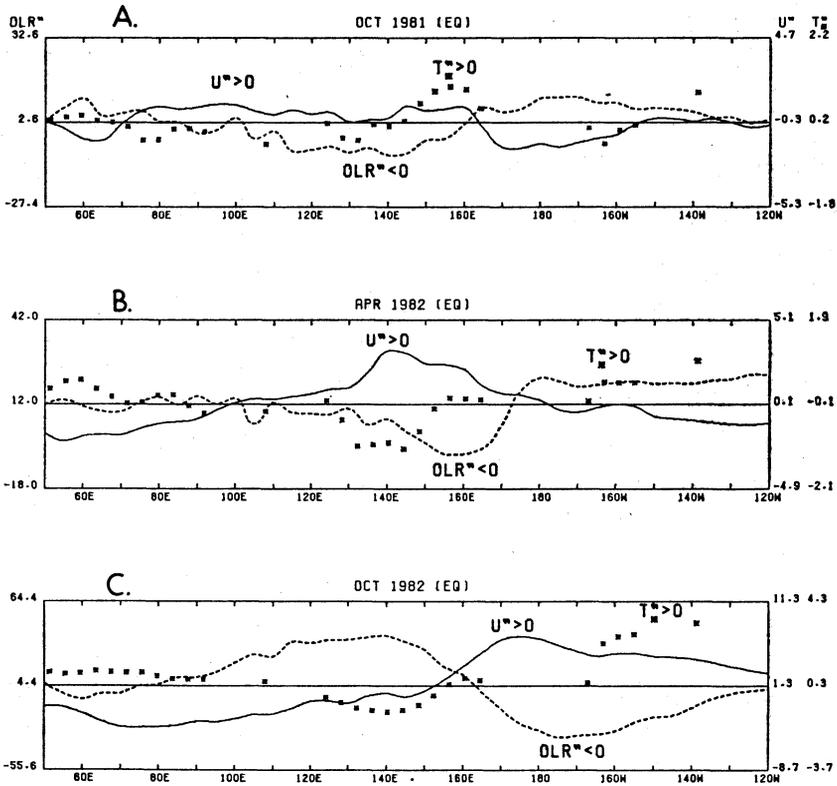
K_M'' と U'' の同時相関はインド洋から東太平洋に至る全ての経度で正である (第6図B). 特に 160°E 以東の太平洋では同時相関ばかりでなく, 負の位相差相関 ($\text{lag} < 0$) も 95% 以上の信頼度がある. 例えば日付変更線におけるラグ相関係数は -5 カ月で最大値 ($+0.61$) に達する. すなわちこの付近では U'' が最大 (ENSO 最盛期) になる約 5 カ月も前にバースト群 (K_M'') が最も活発になる. 一方 150°W 以東の東太平洋では ENSO 最盛期の約 1 カ月前に K_M'' が最大になる. 今まで論じてきたのはある特定の地点における K_M'' と U'' との位相差についてである. しかし U'' が組織的に東進することを考慮すると, 離れた地点での K_M'' と U'' との関係についても推定しうる. 例えば日付変更線付近における U_M バースト群の活動度 (K_M'') が東太平洋での 5 カ月後の U'' 変動に対して遠隔作用を及ぼしうる. 一方第6図Aによると K_S'' と U'' の相関係数の信頼度が低い

で, 日付変更線 (または西太平洋) における K_S'' 活動度が東太平洋上の U'' 変動に貢献している可能性は薄い. とにかく第6図A, B, Cに示した U'' と (K_L'' , K_M'' , K_S'') との位相関係は ENSO モードそれ自身の構造, 移動, 発達を考察する際に極めて重要になってくる (次節参照).

インド洋や西太平洋で卓越する Lモードと Mモードの構造は極めて組織的である (第5, 7図; MSB). 一方 Sモードは比較的不規則な構造をもつ. K_S'' の値も $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 以下に過ぎない. 従って第6図Aにおける東太平洋での U'' と K_S'' の高い相関係数は必ずしも Sモードと ENSO モードとの強い相互作用を意味しない. 一方 Lモード, 特に Mモードは ENSO モードにとって重要な熱帯擾乱である. 一般に K_L'' は U'' の西風極大域で顕著 ($2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 程度) であり, K_M'' は OLR'' の極小 (積雲) 域で大きな値 ($2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 以上) をもつ (図省略). その上 K_M'' の活動は $U'' > 0$ (西風) や $\text{OLR}'' < 0$ (積雲) に先立って活発化する (第6図B). 要約すると Mモードは ENSO 現象の移動と維持にとって極めて重要な役割を果たしているようである.

4. モンスーンと ENSO

第一節で紹介した Meehl (1987) のモンスーンと ENSO に関するモデルは西風バーストのような外力を必要とせず, 極めて理解しやすい. 第1図においてモンスーンと ENSO の問題をもう一度見直してみよう. 1981年7月はインド・モンスーンが平年以上に顕著な月である. なぜならインド洋 (70°~90°E) で西風アノマリー ($U'' > 0$) が吹き (第1図), 同時に積雲活動 ($\text{OLR}'' < 0$) が盛んであった (図省略). 1982年1月までにモンスーン活動域 ($U'' > 0$, $\text{OLR}'' < 0$) はボルネオ-ニューギニア地方 (130°~160°E) に移動した. 従って南半球の夏のモンスーンは例年になく強い. さらに半年経った1982年7月には上昇域 ($U'' > 0$, $\text{OLR}'' < 0$) が日付変更線付近にまで移動し, 新たな下降域 ($U'' < 0$, $\text{OLR}'' > 0$) がインド洋西部に出現した. インド・モンスーンは平年より弱かったに違いない. 新たな下降域は1983年1月までにインドネシア地方 (110°~130°E) に達し, モンスーンを弱める. このようにインドやインドネシアのモンスーン変動は ENSO モードの東進と深い関係がある. 明らかのように南北両半球のモンスーンは, とともに準二年周期で変動している. 事実1983年7月には ($U'' > 0$, $\text{OLR}'' < 0$) 域は 80°E 付近に, また ($U'' < 0$, $\text{OLR}'' >$



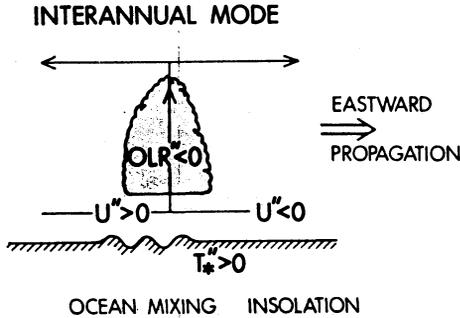
第7図 赤道に沿う U^* (ms^{-1}), OLR^* (Wm^{-2}), 及び T_*^* ($^{\circ}\text{C}$) の経度分布 ; 1981年10月(A), 1982年4月(B), 1982年10月(C).

0) 域は 150°E 付近に存在し、2年前の1981年7月の状況に似ている。ENSO が準2年振動の性質をもつことはすでに Meehl (1987) や Yasunari (1988) によって指摘されている。

なぜ ENSO モードが東進するのであろうか? Meehl (1987) はインドからインドネシアに向かうモンスーンの南東方向への季節移動に伴う変調 (modulation) のためであろうと考えた。この説明にはモンスーンの北西方向への季節的逆移動が全く考慮されていない。ENSO モードの東進を理解するためには U^* , OLR^* , T_*^* および (K_L^* , K_M^* , K_S^*) などのパラメータ相互の位相関係を知ることが必要である。第6図では擾乱群 (K_L^* , K_M^* , K_S^*) の活動と、同じ場所における U^* 変動との相関を示した。MSB によると T_*^* が最大に達してから約3ヵ月後に OLR^* が最小、すなわち積雲活動が最も盛んになるという。 OLR^* と U^* の位相関係は第7図に明瞭に示されている。季節の変わり目(4月と10月)には

モンスーンの影響が小さいので、第7図の結果はモンスーンによるものではなく、ENSO モードそのものの構造を反映しているものと考えられる。(第7図における T_*^* は1980~85年の全ての月で1回以上の T_* 観測のある経度 4° 、緯度 4° のボックス上で計算した。条件を満たさないボックスについては T_*^* は欠測とした。) 第7図Cによると T_*^* の極大は 150°W 付近に存在する。この T_*^* 極大に相対的に、 OLR^* 極小は経度約 20° 西にずれた 170°W 付近に、また U^* 極大は経度約 40° 西に離れた 170°E 近傍に現われている。 T_*^* 極大が OLR^* 極小の東側に存在することは積雲域の東進にとって好都合である。同様な条件が第7図Aでも第7図Bでも認められる。

第7図の計算結果に基づいて ENSO モードの構造をモデル化すると第8図のようになる。MSB で提案されたモデルと似ているが、擾乱群の影響を考慮して多少改良されている。対流圏下層の西風アノマリーも東風アノ



第8図 ENSO モード (U'' , OLR'' , T_*'')
の図式モデル。

マリーも、ともに積雲域 ($OLR'' < 0$) に向かって吹きこむ*。積雲域 ($OLR'' < 0$) や西風アノマリー域 ($U'' > 0$) では季節内擾乱群 (K_L'' , K_M'' , K_S'') が活発で (第6図)、海面の荒れと盛んな垂直混合のために海面水温が低下するであろう。 T_*'' の変動度は $\pm 3^\circ\text{C}$ 程度であるが (第7図)、季節内擾乱群の影響は無視できないくらいのオーダーであろうと思われる。とにかく ($U'' > 0$, $OLR'' < 0$) の領域では海面水温アノマリー T_*'' が正にならない。一方積雲域の前面では連日の晴天と、強い日射により海面水温が上昇 ($T_*'' > 0$) する。次に大気-海洋間のエネルギー交換は対流圏下層の風、すなわち U'' ばかりでなく卓越風の強さと方向に関係している。インド洋から西太平洋にかけての赤道域ではモンスーン循環に伴い一年中西風が卓越する。ENSO モードがこの地域に侵入すると、西風アノマリー ($U'' > 0$) の領域では全風速 ($U'' + \text{卓越風}$) が増し、従って海面からの多量の熱エネルギー放出によって海面水温が低くなる。反対に ENSO モード前面の東風アノマリー ($U'' < 0$) 域では全風速が弱くなって、海面水温アノマリー T_*'' が正になる。ENSO モード前面では東風 ($U'' + \text{卓越風}$) の強化に伴って海面からの熱放出の増加と T_*'' の低下が起こる。従って大気中の熱エネルギーは通常より多くなるのであるが、元来東太平洋の海水温が低いために、他の地域に比べればエネルギー量は少ない。結局 T_*'' 低下の影響によって ENSO モードは東太平洋で減衰する

* 第7図Cにおける T_*'' は東太平洋の 140°W 付近で最も高い。一方西風 ($U'' > 0$) や積雲 ($OLR'' < 0$) 領域は 140°W 以東にまで拡がっている。従って、厳密に言えば、第8図の模式図は適用されない。ただし U'' 極大、 OLR'' 極小、 T_*'' 極大、の位相関係は第8図のモデルと本質的に一致している。

はずである。このことは第1図における ENSO モードが経度 140°W 以東の東太平洋で衰弱していることで立証される。面白いことに 140°W 以西の中部太平洋では ENSO モードが発達し続けている。この発達には ENSO モードの時間スケールにおける海面水温の水平輸送 (アドベクション) 効果によるものと考えられる。平均場の海面水温傾度 ($\delta T_*'' / \delta x$) はインド洋では小さい正の値をもつが、太平洋では大きな負の値をもつ。Lau and Shen (1988) は大気-海洋結合モデルを用いて U'' による海面水温輸送効果が ENSO モードの発達と東進に重要な役割を果していることを指摘した。ただし海面水温輸送効果がインド洋と太平洋で全く逆の作用を及ぼしている点に留意しなければならない。

さて、第8図のモデルはインド洋から東太平洋にいたる全ての赤道域で適用できるのであるが、モデルの物理的解釈のためには地域差を考慮する必要がある。ここでそれぞれの物理過程についてもう一度整理してみよう。

4.1 季節内擾乱の影響 (DIS 効果)

季節内擾乱は ENSO モードに対して2重の効果及ぼす。第6図に示した U'' と (K_L'' , K_M'' , K_S'') との大きな正相関は ENSO モードと大気中の擾乱群とのバロトロピック交換を暗示する。海洋大陸上では U'' も (K_L'' , K_M'' , K_S'') も、ともに減衰するので非線型バロトロピック過程も弱まることであろう。一方西太平洋では強い U'' と (K_L'' , K_M'' , K_S'') の活動に伴いバロトロピック・インタラクションも盛んである。[厳密に言えば、バロトロピック過程は U'' と ($U_L U_L$, $U_L V_L$)', ($U_M U_M$, $U_M V_M$)', ($U_S U_S$, $U_S V_S$)' の水平発散との相関に関する。ただし、大雑把にみて、 U'' と ($U_L U_L$, $U_M U_M$, $U_S U_S$)' の相関はバロトロピック・インタラクションの可能性を暗示する。] もう一つの重要な擾乱効果は海面水温の低下をもたらすことである。例えば台風直下の荒れた海面の水温は異常に低い。従って擾乱群の活動が通常以上に活発になる時期、すなわち ($K_L'' > 0$, $K_M'' > 0$, $K_S'' > 0$) の時期には負の海面水温アノマリー ($T_*'' < 0$) を誘発する。このような DIS-効果は ENSO モードの構造と気候の時間スケールの海洋-大気交換に対して重要な役割を果しているものと思われる。この意味で、個々の西風バーストではなく、西風バースト群全体としての効果を重視している。

4.2 モンスーンの影響 (MON 効果)

インド洋や西太平洋では、赤道上の年平均卓越風は西風であり、東太平洋での卓越風は東風である。このよう

な風系は直接、または間接的に南北両半球モンスーンによって誘起されたものである。一方海洋-大気間の熱交換は地表面での風速(平均風+ U'' アノマリー)によってきまる。従って ENSO モードのどの部分が、どの海域を通過中であるかによって海面水温アノマリー T_*'' への影響が違って来る。簡単のためにモンスーン循環が海面水温アノマリーに及ぼす影響を MON 効果と呼ぶ。この論文における MON 効果は Meehl (1987) のモデルにおけるモンスーン効果と全く異なる観点に立っている。

4.3 海面水温傾度の影響 (STG 効果)

ニューギニア東方海上では一年を通じて海面水温が高い。従って平均海面水温の傾度はインド洋で正、太平洋で負である。ENSO モードに伴う対流圏下層の U'' によって平均海面水温の水平輸送が起こり、ついで海面水温アノマリー T_*'' が誘起される。このような ENSO モードの時間スケールでの海流による T_* の水平輸送を STG 効果と呼ぶ。前に述べた DIS 効果は水平輸送によるものではない。Lau and Shen (1988) の大気-海洋結合モデルには STG 効果だけが含まれている。STG 効果も MON 効果もともに赤道海洋混合層内のプロセスの一環である。この論文ではこれら二つの効果を別々に考慮することにする。

4.4 大気放射の影響 (RAD 効果)

積雲域と晴天域とは大気放射の違いのために温度傾度が生ずる。ここでは地表(海面)に達する日射の影響だけを考慮する。晴天域 ($OLR'' > 0$) では強い日射のために海面水温が高くなる。水温上昇は積雲域 ($OLR'' < 0$) がその地点に到達するまで続く。従って T_*'' アノマリーの極大は積雲域の東縁近くに現われるはずである。このような RAD 効果もまた ENSO モードにとって重要な要素となろう。

DIS, MON, STG, RAD の全ての効果を総合的に判断してインド洋、海洋大陸、西太平洋、および東太平洋上での ENSO モードの東進と発達(維持を含む)について考えてみる。

(i) インド洋 ($60^\circ \sim 100^\circ E$)

季節内擾乱の活動が盛んである(第2~4図)。従って DIS 効果が働いて積雲域 ($OLR'' < 0$) の直下と後面において T_*'' は負となる。西風アノマリー域 ($U'' > 0$) ではモンスーン西風と相まって MON 効果が大きく、 T_*'' を負にする傾向がある。逆に積雲前面の東風アノマリー域 ($U'' < 0$) では卓越西風と相殺して海面からのエネルギー

放出が減少し、 T_*'' アノマリーは正になりやすい。もちろん RAD 効果は積雲域 ($OLR'' < 0$) 前面に正の T_*'' アノマリーをもたらす。STG 効果は小さい。従ってインド洋上を ENSO モードが東進するのは STG 効果のためではなく、その他の効果 (DIS, MON, RAD) による。

(ii) 海洋大陸 ($100^\circ \sim 130^\circ E$)

一部に海洋を含むけれども、全体としては STG 効果は期待できない。ENSO モード (U'' , OLR'') も季節内擾乱群の活動 (K_L'' , K_M'' , K_S'') も弱まる。しかし大気中における OLR'' と U'' の位相関係は第8図に示した通りであろう。

(iii) 西太平洋 ($130^\circ \sim 180^\circ E$)

東進する ENSO モードは西太平洋で急速に発達する(第1図)。これは全ての効果 (DIS, MON, STG, RAD) が有効に作用しているためである。DIS や MON 効果は他のどの海上よりも顕著である。大気中の ENSO モードによって強い海流(アノマリー)が発生することであろうから水平輸送 (STG) 効果も盛んになる。

(iv) 東太平洋 ($150^\circ W \sim 120^\circ W$)

DIS 効果も STG 効果もともに西太平洋と同程度に重要である。しかし平均海面水温が低いので積雲が発達しにくく、ENSO モードは減衰しやすい。さらに MON 効果も ENSO モードを衰弱させる。第1図における ENSO モードは $140^\circ W$ を越えて東太平洋に侵入すると急速に減衰している。今までに提案されている大気-海洋結合数値モデルには STG 効果は含まれているが、MON 効果が入っていないので東太平洋における ENSO モードの減衰が十分に説明されていない。

太平洋で STG 効果が顕著なのは西太平洋で平均海面水温が高く、東太平洋で平均海面水温が低いためである。熱帯海上で海面水温が高いのは当然のことである。この意味で東太平洋で平均海面水温が異常に低いのは不思議なことである。太平洋赤道域における東西温度傾度は東風(貿易風)に対する海洋のレスポンスと考えられているが、詳しい議論はこの論文の範疇をこえるので省略する。東太平洋で発するエルニーニョについても言及しないことにする。

第8図に示した定性的な ENSO (U'' , OLR'' , T_*'') モデルは L モードにおける (U_L , OLR_L , T_{*L}) の位相関係とよく似ている (MTC, 第4図参照)。ただし L モードでは STG 効果が相対的に小さいと思われる。なぜなら L モードの時間スケールは40日程度に過ぎず、大気

中の風 U_L に対する海流反応が強くなりえないからである。STG 効果よりも MON 効果の方がより重要であろう。一般に L モードの西(東)風アノマリーの時期には M や S モード群が増幅(減衰)する。事実 U_L と $(K_M, K_S)_L$ との相関係数は高い有意性をもつ(図省略)。L モードにおける MON 効果は三つの成分の和(平均風 $+U''+U_L$) に比例する。インド洋や西太平洋では平均風は西風であるが、年々の U'' の変動に伴って(平均風 $+U''$) が負(東寄り)になることもある。このような時期には MON 効果によって L モードが西進することも可能である。よく知られているように通常 L モードは東進しているが、時には西進したり、停滞したりする時期がある(MTA 参照)。MTC(第4図)に示した L モードの定性的モデルは組織的に東進している時期における (U_L, OLR_L, T_{*L}) の位相関係を表わしている。定量的に位相関係を確認することは難しい。 T_{*L} の大きさは $\pm 0.5^\circ\text{C}$ 程度で(第3図, MTC)、海面水温の観測誤差(精度および密度)と同じオーダーである。もっと厄介な問題は L モードの相変化(東進, 西進, 停滞)に伴って (U_L, OLR_L, T_{*L}) の位相関係が違ってくるために、データ処理が極めて難しくなることである。

この節では ENSO とモンスーン、および西風バーストとの相互関係について論じた。誤解を避けるために、これら三つの現象の区分について再確認しておく必要がある。モンスーン循環に伴う西風域は春(3, 4, 5月)には赤道を越えて南半球から北半球へ移動し、逆に秋(9, 10, 11月)には北半球から南半球へ戻る。このためにインド洋東部や西太平洋の赤道付近では春と秋の過渡期に連日西風が吹き続けている。Keen (1987) は赤道において西風を観測した日数を西風バーストのインデクス(index)として用いた。もちろんインデクスが春と秋に著しく大きくなるので、西風バーストが頻発しているものと解釈した。この解釈は正しくない。というのは大きなインデクスは単にモンスーン西風の季節移動を反映しているに過ぎないからである。赤道におけるモンスーン西風の強さは年によってかなり違う。このような年々のモンスーン変動は U'' によって記述される。この論文では U'' と西風バースト (U_L, U_M, U_S) は画然と分離されている。

5. まとめ

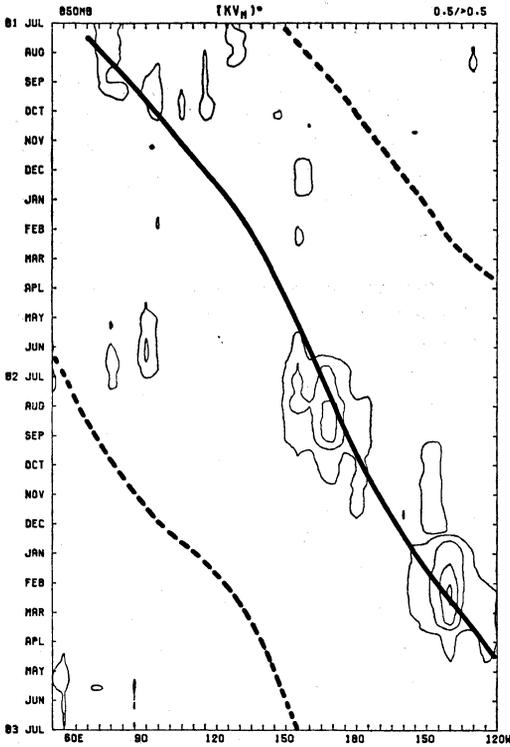
主な結果は次のとおりである。

1) 個々の西風バーストは ENSO モードの移動、発

達に貢献しない。個々の U_L (30~60日) バーストは比較的早く (5 ms^{-1}) 東進するのに対し、バースト群 (K_L'') は ENSO モード (U'') と同じ速度 (0.3 ms^{-1}) でゆっくり東進する。一方個々の U_M (7~20日) バーストの急速な西進 (9 ms^{-1}) と、バースト群 (K_M'') のゆっくりした東進 (0.3 ms^{-1}) とは極めて対照的である。同様に個々の U_S (1~6日) バーストは西進 (15 ms^{-1}) し、バースト群 (K_S'') は東進 (0.3 ms^{-1}) する。面白いことに全てのバースト群 (K_L'', K_M'', K_S'') が ENSO モードと同じ位相速度(時間スケール)をもつので、両者の非線型パロトピック交換が可能となる。この意味でバースト群は ENSO に対し重要な貢献をしている。もっと大切なことはバースト群の海面水温アノマリー (T_{*}'') 変動に対する寄与である。バースト群の活動は積雲域 ($OLR'' < 0$) や西風アノマリー域 ($U'' > 0$) で活発である。このような海域では海面の荒れと盛んな垂直混合によって T_{*}'' アノマリーが低下する傾向がある。

2) 海面水温アノマリー (T_{*}'') は積雲域の東側で最も高い(第8図)。このような構造は ENSO モードの東進に好都合である。 T_{*}'' アノマリーの分布はバースト群の影響ばかりでなく、他のいろいろの効果によって決まる。例えば平均卓越風(モンスーン)の影響、平均海面水温傾度の影響、および放射効果などが重要であろう。インド洋では平均海面水温傾度は小さい。東太平洋では平均卓越風による効果が放射効果と相殺する傾向がある。このためにインド洋や東太平洋では ENSO モードの東進も発達もあまり顕著ではない。一方西太平洋では全ての効果が協調して ENSO モードの組織的東進を助け、また発達に貢献する。

南北方向の (V_L, V_M, V_S) バーストはこの論文の中心課題ではない。しかし東西方向のバースト (U_L, U_M, U_S) と比較すると季節内擾乱の性質を知ることができる。第9図は $V_M/2$ の3カ月平均アノマリー、すなわち $(V_M/2)''$ の時間一経度分布図である。面白いことに、 $(V_M/2)''$ は $(U_M/2)''$ と同様に ENSO モード U'' と同じ速度 (0.3 ms^{-1}) で東進している。言い替えれば V_M バースト群も U_M バースト群と同様に ENSO モードの重要な一員なのである。さらに $(V_M/2)''$ がほぼ $(U_M/2)''$ に比例しているので、第6図Bの相関係数は ENSO モード U'' と M モードの全エネルギー $(U_M^2 + V_M^2)''/2$ との位相関係を表わしているものと解釈できる。同様に第6図Aは U'' と $(U_S^2 + V_S^2)''/2$ 、第6図Cは U'' と $(U_L^2 + V_L^2)''/2$ の相関係数と解釈しうる



第9図 第5図と同じ。但し $(V_M^2)/2$ の経度-時間変化図。

(図省略)。かくて第8図で論じた DIS 効果は西風バースト群 $(U_L^2, U_M^2, U_S^2)/2$ ばかりでなく、全体としての擾乱群 $(U_L^2 + V_L^2, U_M^2 + V_M^2, U_S^2 + V_S^2)/2$ そのものに関係している。言い替えれば、南北バースト群 $(V_L^2, V_M^2, V_S^2)/2$ は東西バースト群 $(U_L^2, U_M^2, U_S^2)/2$ と同等に海面水温アノマリー T_*'' の発生と維持に貢献しているのである。この意味で東西バースト (U_L, U_M, U_S) だけを強調するのは妥当でない。元来 ENSO モードの発達と維持にとって必要なのはバースト群ではなく、季節内擾乱群そのものの気候的変動なのである。この意味で“バースト”という概念は必ずしも適切でなく、また誤解をまねきやすい。

なぜ ENSO モードがインド洋西部で発生するかという問題が未解決のまま残されている。多分インド・モンスーンの年々の変動に関連しているものと思われる。Van Loon (1984) はインド・モンスーンが平年以上に強(弱)い年には南半球中緯度高気圧が例年になく強(弱)いことを見出した。Yasunari (1987) は北半球中

緯度からの影響に注目した。著者の研究によるとエジプト-サウジアラビア北部における対流圏下層の V (南北成分)の年々の変動が大きい。一旦熱帯地方にアノマリー擾乱、すなわち ENSO モードが発生すれば、モード固有の性質によってインド洋から東太平洋に向かって東進し始める。しかし一様に東進するのではなく、さまざまな影響(例えば中緯度)によって速度、強さ、時には移動方向すらも変動することであろう。対流圏上層からの影響も考慮する必要がある。現在 200 mb のデータを用いてエネルギー伝播、および ENSO モードの垂直構造の年々変動について調査中である。

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ソン・ズイー夫人に協力して頂いた。厚くお礼申上げる。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。

付 録

主な記号と略語

- OLR : 長波放射 (outgoing longwave radiation)
- SST : 海面水温 (sea surface temperature)
- T_* : SST
- ENSO : エル・ニーニョ/南方振動 (El Nino/Southern Oscillation)
- QBO : 準2年周期変動 (quasi-biennial oscillation)
- SPCZ : South Pacific Convergence Zone
- ()'' : 3カ月平均アノマリー
- ()_L : 30~60日フィルター
- ()_M : 7~20日フィルター
- ()_S : 1~6日フィルター
- ENSOモード : (U'', V'', OLR'', SST'') アノマリ場
- Lモード : $(U_L, V_L, OLR_L; SST_L)$ アノマリ場
- Mモード : $(U_M, V_M, OLR_M; SST_M)$ アノマリ場
- Sモード : $(U_S, V_S, OLR_S; SST_S)$ アノマリ場
- K_L : $U_L^2/2$
- K_M : $U_M^2/2$
- K_S : $U_S^2/2$
- DIS効果 : 季節内擾乱の影響
- MON効果 : モンスーンの影響
- STG効果 : 海面水温傾度の影響
- RAD効果 : 大気放射の影響

MTA : (Murakami, 1988 a) 文献参照

MTB : (村上, 1988 b)

MTC : (村上, 1988 c)

MSA : (Murakami and Sumathipala, 1988 a)

MSB : (Murakami and Sumathipala, 1988 b)

MSC : (Murakami and Sumathipala, 1989)

参考文献

- Houze, R.A., S.G. Geotis, F.D. Marks and A.K. West, 1981: Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1596-1614.
- Keen, R., 1987: Equatorial westerlies and the southern oscillation, To be published in *Mon. Wea. Rev.*
- Lau, K.-M., and S.H. Shen, 1988: On the dynamics of intraseasonal oscillation and ENSO, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1781-1797.
- Lukas, R., S.P. Hayes and K. Wyrski, 1984: Equatorial sea level response during the 1982-83 El Nino, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10425-10430.
- Meehl, G.A., 1987: The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 27-50.
- Murakami, T., 1987: Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the Northern Hemisphere summer, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2133-2154.
- , 1988 a: Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the Northern Hemisphere winter, *J. Climate*, **1**, 117-131.
- 村上多喜雄, 1988 b: ENSO と西風バースト, *天*

気, **35**, 673-686.

- , 1988 c: 海面水温と長波放射の30~60日周期振動, *天気*, **35**, 715-722.
- Murakami, T. and W.L. Sumathipala, 1988 a: Equatorward surges, equatorial westerlies and convection on interannual and intraseasonal time scales, UHMET88-02, Department of Meteorology, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, U.S.A.
- , and —————, 1988 b: Relationship between outgoing longwave radiation and sea surface temperature on interannual time scales, UHMET88-03, Department of Meteorology, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, U.S.A.
- , and —————, 1989: Westerly bursts during the 1982/83 ENSO, *J. Climate*, **2**, 71-85.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823-839.
- Philander, S.G.H., and A.D. Seigel, 1985: Simulation of the El Nino of 1982-83, Coupled Ocean-Atmosphere Models, Elsevier Oceanogr. Ser., **40**, Elsevier, 517-541.
- Van Loon, H., 1984: The Southern Oscillation. Part III: Associations with the trades and with the trough in the westerlies of the South Pacific Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 947-954.
- Yasunari, T., 1987: Global structure of the El Nino/Southern Oscillation. Part I: El Nino composites. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 67-98.
- , 1988: Global teleconnections associated with the Asian monsoon and the ENSO, Jacob Bjerknæs Symposium on Air-Sea Interaction, February 1-5, 1988, Anaheim, California.

秋季大会参加の皆様へ

秋季大会の航空便利用申込が特定の便に集中した場合、適宜分散をお願いすることがあります。その場合は電話で申込者に連絡して承諾を得る予定です。

「天気」4・6月号の航空機搭乗の設定便、あるいは記入例便以外についても特別料金を適用できる見込みです。

搭乗引き換え券、宿泊券、オープンショナルツアーの案内等は10月24日までに本人宛に送ります。

以上 沖縄ツーリスト