

## 海面水温と長波放射の30—60日周期振動\*

村上 多喜雄\*\*

## 要旨

1975～79年の熱帯域における海面水温 (SST) と長波放射 (OLR) データを用いて30—60日振動の解析を行った。SST と OLR の30～60日周期振動には10日ないし15日ていどの位相差がある。SST が最も高温 (正の偏差) になってから約10～15日後に積雲活動が最も活発 (負の OLR 偏差) になる。更に10日ないし15日 (約1/4 サイクル) 経つと SST は最低の値 (負の偏差) に変わり、雲の少ない乾燥期 (正の OLR 偏差) が始まる。

## 1. はじめに

大気中の30—60日周期振動は Madden and Julian (1972) によって発見された。その後多くの研究者 [Yasunari (1982); Krishnamurti and Subrahmanyam (1982); Murakami, T., Nakazawa, and He (1983); Murakami, M. (1984)] によって季節内振動 (30～60日) が東南アジアにおけるモンスーン活動と深い関係にあることが示された。大気中の季節内振動は厳密な周期現象ではなく、30日位から60日に及ぶ広い周期帯内での準振動であり、全球的規模 (波数1) の定常波の性格もっている。振幅が最も大きくなるのは、積雲活動が盛んなインド洋や西部太平洋の熱帯域 (60°E—180°, 15°N—15°S) である。これらの熱帯域では5—10 m/s の位相速度で東進する傾向がある。大気中の上昇流の指標である OLR と対流圏下層風の東西成分には約1/4波長のずれがある。例えば負の OLR 偏差 (上昇流) がインドネシアに、正の OLR 偏差 (下降流) が中部太平洋に出現すると、西部太平洋の下層対流圏では東風偏差が強化される。卓越する東風はインドネシアに下層収斂、中部太平洋に下層発散をもたらす。言い替えば30—60日振動の一環としてウォーカー—東西循環が異常に強くなったことになる。約20—30日 (半サイクル) 後にはインドネシア (中部太平洋) は下降 (上昇) 域に変

り、ウォーカー循環は通常より弱くなる。

海洋中での30—60日振動の存在が確認されたのはごく最近のことである。Mysak and Mertz (1984) はケニア東方におけるソマリ海流の水温と流速が約40日の周期をもって変動していることを見つけた。Enfield and Lukas (1984) や Spillane, Enfield and Allen (1987) はペルーからカルフォルニアに至る沿岸潮汐観測データを用いて海面水位の30—60日周期変動の性質について調べた。このように海洋中における30—60日振動の研究は時間的に連続したデータがえられる特定の狭い海域に限られていた。

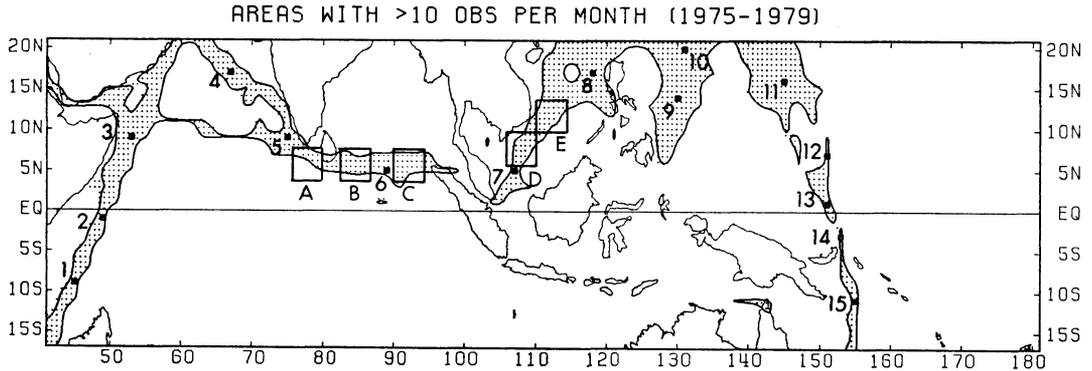
この研究の主な目的は大気循環の指標である OLR と海洋循環の重要なパラメータである SST を用いて広い範囲における大気と海洋の相互作用 (30—60日周期) について詳しく記述することである。次章では SST の観測密度が最も高いベンガル湾や南シナ海上での季節内振動の特性について論ずる。同様な解析方法をもっと広大なインド洋とインドネシア海、更に西部南北両太平洋や東部北太平洋の SST データに適用した結果を3章で紹介する。

## 2. ベンガル湾と南シナ海における SST と OLR の30—60日周期振動

ベンガル湾や南シナ海の商船航路に沿って豊富な SST データが得られている。観測されたすべての SST データは Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (COADS) に報告されている。第1図にしめす1から15までの領域 (経度2度、緯度2度) では1975—79年の5年間を通じて毎月少なくとも10回以上の SST 観測が

\* Relationship between sea surface temperature and outgoing longwave radiation on intraseasonal time scales.

\*\* Takio Murakami, ハワイ大学気象教室。  
——昭和63年5月19日受領——  
——昭和63年8月2日受理——



第1図  $\tilde{T}_*$  と OLR の解析に用いた経度  $4^\circ$ 、緯度  $4^\circ$  の領域 A, B, C, D, E. 詳細については本文参照.

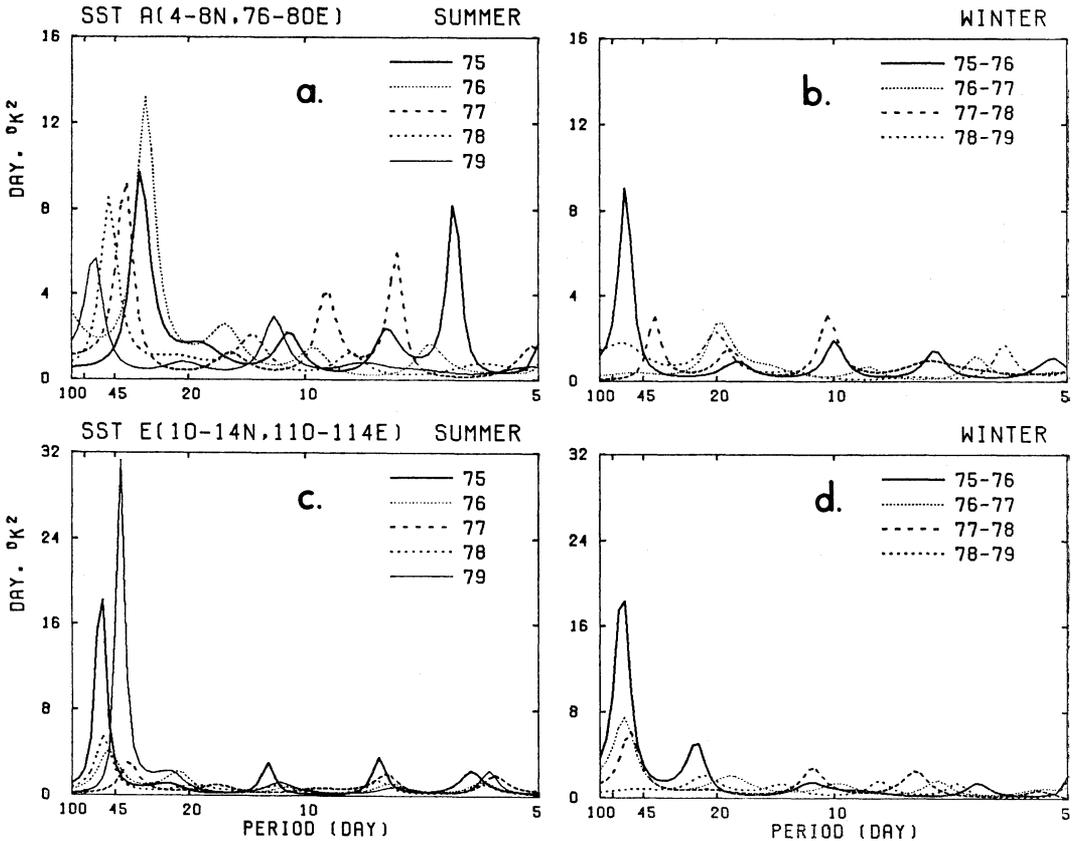
実施された。割合に高い観測密度であり、気候変動の研究には十分な精度である。しかしこの程度のデータ密度では時間スケールの短い季節内振動の記述には必ずしも十分ではない。そこで領域をもっと広げて観測頻度を調べ直した。第1図における A, B, C, D, E (経度  $4^\circ$ 、緯度  $4^\circ$ ) の領域内では毎日少なくとも1回の SST 観測が行われている。南シナ海上の領域 D と E では観測頻度が高く、連日10回以上(時には30回以上)である。ベンガル湾上の A, B, C でも観測数が3以下になることは稀である。従ってこれらの領域における SST の日平均値の精度はきわめて高い(近似的に誤差は観測数の平方根に逆比例して減少する)。一方30—60日振動の水平スケール(波数1)が大きいので経度  $4^\circ$ 、緯度  $4^\circ$  の領域での平均 SST を用いることも正当化される。

この研究の焦点は SST のスペクトル解析を行って30—60日振動の存在の有無を確かめることである。Murakami, T. (1987, 88 a) が指摘したように大気中の季節内振動の性質(振巾, 周期, 移動速度)は一定ではなく、常に変化している。例えば振幅が大きくなると規則的な東進が現われ、逆に弱い振幅の時には位相変化(周期変動)も不明瞭になる。SST の季節内振動も同様な傾向をもつ可能性がある。従って必要以上に長期間の SST データに対してスペクトル解析を適用すると30—60日振動の検出が困難になる恐れがある。この研究では北半球の夏(4—9月)と北半球の冬(10—3月)に分け、各季節(半年)毎に SST のスペクトル解析を行う。[この論文での季節は北半球における夏と冬を意味する。便宜の為に今後“北半球”を省略して季節を表現する。]

あらかじめ半年以上の周期をもつ気候変動成分を除去しておけば計算されたスペクトルに赤色ノイズ(red noise)は現われない。最も簡単な除去法は全期間(1975—79)のデータに対して調和解析を行い、半年以上の長周期成分の総和を元のデータからフィルターすることである。スペクトル解析には最大エントロピー法(MEM)を用いた。インド南の領域 A と南シナ海中央部に位置する領域 E におけるスペクトルが第2図に示されている。

これらの領域では毎年夏にモンスーン活動が活発になる。また領域 E では冬季にしばしば寒波(北風)の吹き出しがある。Murakami, T. (1988 a) によると数日程度の短周期の吹き出しばかりでなく、30—60日周期の吹き出しも起こる。夏のモンスーン変動に伴い SST にも明瞭な30—60日振動が現われる(第2図 a, c)。特に領域 A における1976年夏の35日スペクトルと領域 E の1979年夏の35日スペクトルと領域 E の1979年夏の40日スペクトルが顕著である。これらのスペクトルはピーク状になっていて30日以下の短周期成分と明確に分離されている。恐らく統計的に有意であろうと思われる(MEMでは正確なスペクトル信頼度の判定ができない)。夏と冬とではスペクトルに大きな差がある。一般的に冬になると30—60日振動は弱まる。ただし領域 E では寒波の吹き出しによって励起されたと思われる SST の長周期変動(約50ないし65日)が存在する。後述するように冬になると南半球(夏)で30—60日振動が卓越する傾向がある。

SST と OLR の相互関係を調べる為に Murakami, M. (1979) の方式を用いて30—60日周期帯のフィルターを適用する。便宜上フィルターしたデータを  $\tilde{T}_*$ 、

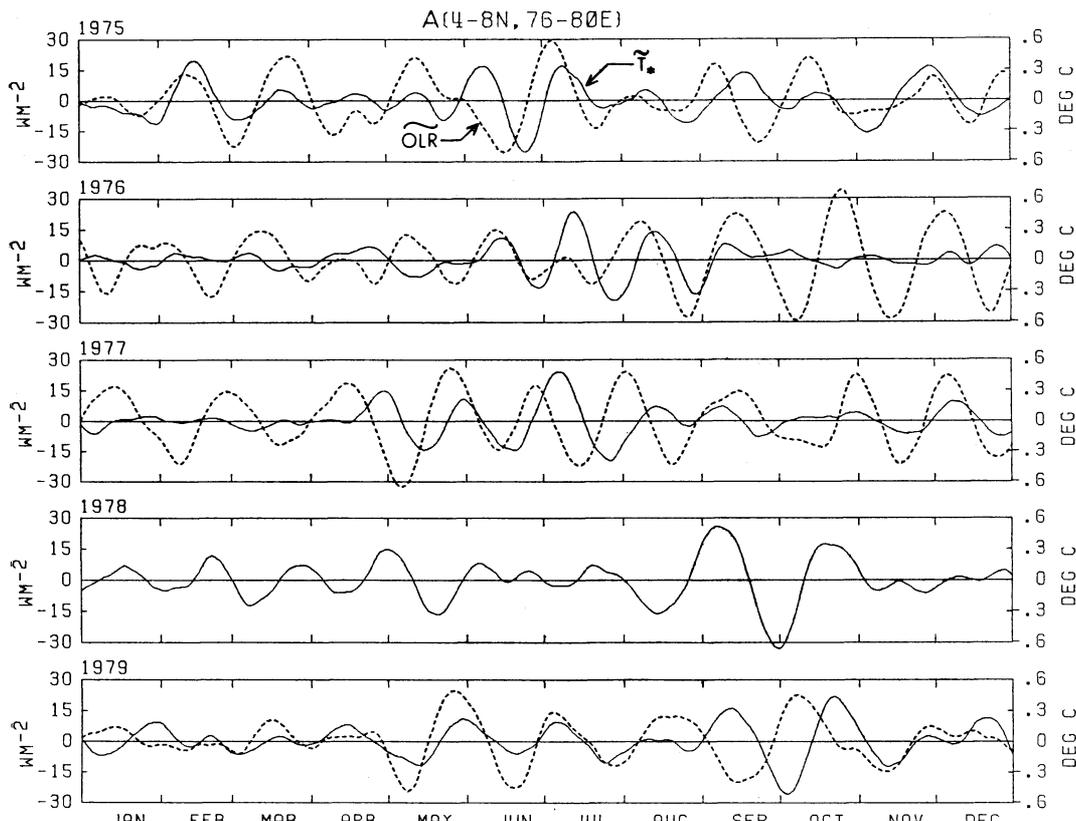


第2図 MEMによるSSTスペクトル. a(領域A, 夏); b(領域A, 冬); c(領域E, 夏); d(領域E, 冬)

$\tilde{T}_*$  と書くことにする. 第3図は領域Aにおける  $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{O}LR$  の時系列を示す(1978 OLR 欠測).  $\tilde{T}_*$  の変動は夏に強く ( $\pm 0.3-0.5^\circ\text{C}$ ), 冬になると弱く ( $\pm 0.1-0.2^\circ\text{C}$ ) なる傾向がある. 年平均の振幅は約  $0.2^\circ$  であり,  $\tilde{T}_*$  が大気中の季節内振動に重要な影響を及ぼしているものと想像される. 事実第3図において  $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{O}LR$  に約10日の位相差があることに気付く. 例えば1975年6月7日の  $\tilde{T}_*$  極大 ( $+0.3^\circ\text{C}$ ) に対応して6月16日に  $\tilde{O}LR$  極小 ( $-25 \text{ Wm}^{-2}$ ) が起こっている. すなわち59日後に積雲活動が最も盛んになった. 正確な  $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{O}LR$  の位相差を知る為に  $\tilde{T}_*$  を基準にして  $\tilde{O}LR$  との時差相関係数 ( $-20, +20$ 日) を計算した(第1表). 相関係数  $\pm 0.3$  は95%の信頼度をもつ. 元来フィルターしたデータについての相関係数は偶然に高い値をとることがある. この研究では4年間(1978年を除く)

の夏または冬(180日)のデータを用いているので少なくとも16サイクル(1サイクル約45日)の振動が含まれている. したがって偶然に  $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{O}LR$  が高い相関をもつ確率は小さい. 夏(第1表上)には全ての領域で時差+10日ないし+15日の相関係数は負である. これらの負相関は殆ど全ての領域で95%以上の信頼度がある. これに反し同時相関 ( $\tau=0$ は全ての領域で正である. 言い替えば  $\tilde{T}_*$  が最も高くなった時点では  $\tilde{O}LR$  は未だ正の偏差(乾燥期)である. 夏と同様に冬でも(第1表下)全ての領域で時差+10日ないし+15日の相関係数は負である. 但し統計的信頼度は夏ほど高くない.

多くの研究者(例えば Murakami and Nakazawa, 1985)によって  $\tilde{O}LR$  擾乱の東進性が確認されている. もし  $\tilde{T}_*$  擾乱も東進すると仮定した場合には,  $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{O}LR$  の相互関係は第4図のように図式化できる. 積雲

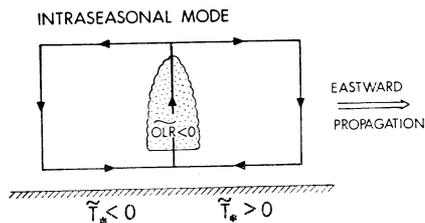


第3図 領域Aにおける  $\tilde{T}_*$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) と  $\tilde{\text{OLR}}$  ( $\text{w}\text{m}^{-2}$ ) の時系列

		R( $\tilde{T}_*$ , $\tilde{\text{OLR}}$ ) Summer								
Box	$\tau$	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20
A		-0.11	0.16	0.41	0.39	0.04	-0.39	-0.58	-0.37	0.08
B		0.01	-0.01	0.10	0.19	0.17	0.05	-0.10	-0.19	-0.19
C		-0.22	-0.02	0.31	0.53	0.43	0.34	-0.34	-0.46	-0.28
D		-0.26	0.15	0.56	0.70	0.43	-0.12	-0.60	-0.71	-0.39
E		0.11	0.53	0.72	0.56	0.12	-0.38	-0.62	-0.51	-0.15

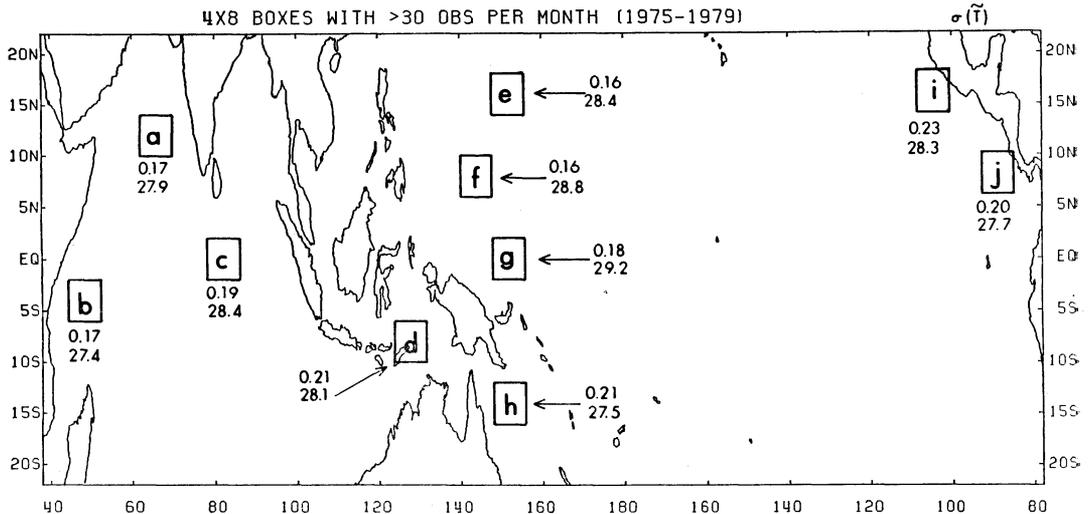
		R( $\tilde{T}_*$ , $\tilde{\text{OLR}}$ ) Winter								
Box	$\tau$	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20
A		-0.22	-0.12	0.06	0.16	0.25	0.39	-0.13	-0.20	-0.11
B		-0.15	-0.16	0.10	0.29	-0.04	-0.06	-0.22	-0.32	-0.20
C		0.02	-0.10	0.11	0.33	0.07	-0.15	-0.26	-0.26	-0.01
D		0.24	0.20	0.13	0.04	0.05	-0.28	-0.49	-0.31	-0.06
E		0.05	0.18	-0.01	-0.07	-0.07	-0.17	-0.24	-0.19	0.03

第1表 1975~79年夏(4~9月)と冬(10~3月)における領域A, B, C, D, E(図1)での  $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{\text{OLR}}$  ( $\tau = -20, +20$ 日) の相関係数。詳細については本文参照。



第4図 30~60日振動 ( $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{\text{OLR}}$ ) の図式モデル

活動 ( $\tilde{\text{OLR}} < 0$ ) によって東西垂直循環が励起される。積雲群の西側では対流圏下層に西風の偏差, 上層で東風の偏差が発生する。下層の西風領域では海水温  $\tilde{T}_*$  は負(偏差)である。一方積雲群の東側では対流圏下層の東風に対応して正の  $\tilde{T}_*$  (異常高温) が現われる。積雲群の東側に高温域 ( $\tilde{T}_* > 0$ ) が存在することは積雲群の東



第5図  $\tilde{T}_*$  と  $\tilde{O}LR$  の解析に用いた経度4°, 緯度8°の領域 a, b, …, j と各領域における5年間(1975~79)の  $\tilde{T}_*$  の標準偏差と平均水温。

進に好都合である。即ち  $\tilde{T}_* > 0$  と  $\tilde{O}LR$  は一定の位相差をもって東進する。この為にある特定の地点で観測すれば異常高温 ( $\tilde{T}_* > 0$ ) が起こってから約10日後に積雲活動 ( $\tilde{O}LR < 0$ ) が盛んになる。

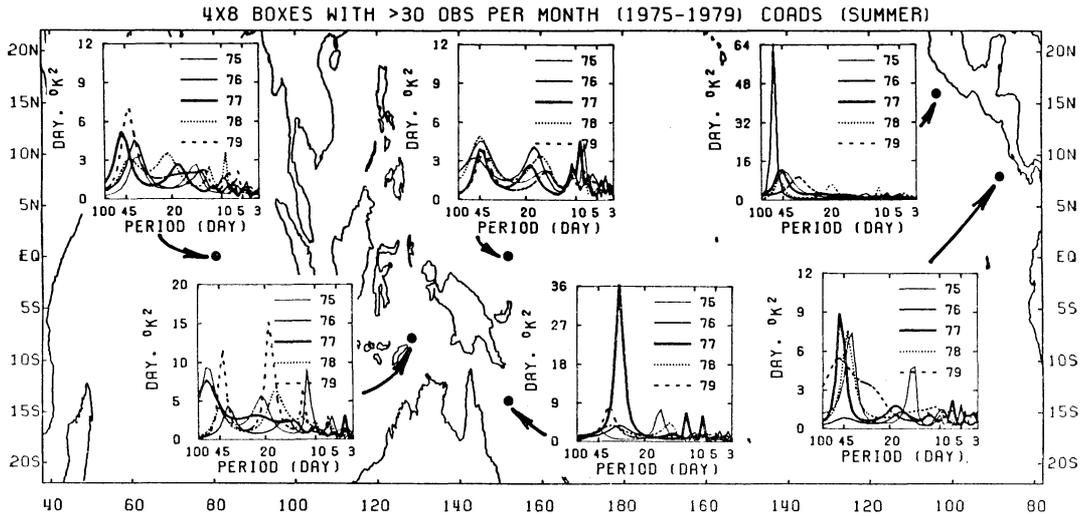
最近 Hayashi and Sumi (1986) や Lan and Peng (1987) は大気だけの数値モデルを用いて凝結熱(CISK)の為に季節内振動が東進しうることを示した。一方第4図のモデルでは大気中の凝結効果ばかりでなく大気と海洋の相互作用も強調されている。但しこの論文では大気と海洋の相互作用についての詳しい物理的説明がなされていないし、なぜ大気下層の東(西)風と海水温の高(低)と相関があるのかという問題点も未解決のまま残されている。恐らく大気-海洋結合系において、積雲活動に伴う大気下層風が SST の水平移流を起こしている為と思われるが、SST データ (COADS) の精度が悪く実証できなかった。前にも述べたように第4図において  $\tilde{S}ST$  の東進が仮定されている。 $\tilde{S}ST$  のデータはごく限られた領域(例えばベンガル湾や南シナ海)だけで与えられている為、時差相関係数による位相解析では  $\tilde{S}ST$  の東進が認められなかった。然し  $\tilde{S}ST$  に東進性がない場合でも、雲と日射によるフィードバックの為に第4図に示したような  $\tilde{O}LR$  と  $\tilde{S}ST$  の位相関係が起こりうる。

### 3. インド洋と太平洋における SST と OLR の30—60日周期振動

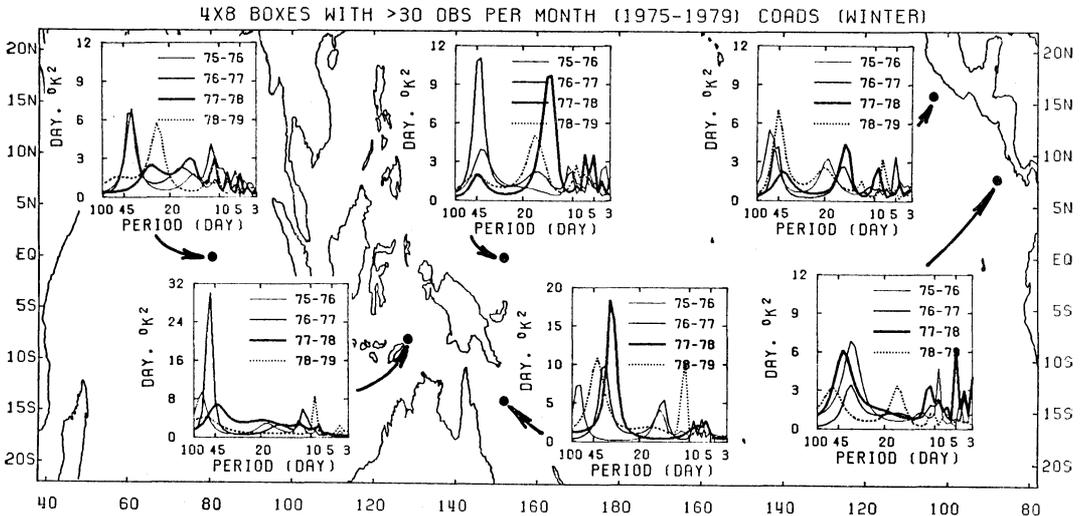
インド洋や太平洋では SST の観測密度が低いので経度4度、緯度8度の比較的大きな広がりをもつ領域 a, b, c, …, j (第5図) を考慮する。これらの領域では毎月30以上の SST 観測値がえられる。しかし連日のように SST データがえられるのは領域 a, i, j だけである。インドネシア海上の領域 d での観測密度はあまりよくない。希には一週間近くもデータが得られないことがある。欠測日の SST データは前後の値から内挿によって推定する。

観測密度の悪い領域 d で30—60日スペクトルが十分な精度で検出できるかどうか疑問である。この疑問に答える一つの方法として前章の領域 A, B, …, E の SST データが領域 d と同じ頻度でしか与えられないと仮定して再度スペクトル解析を行う。計算されたスペクトルを元の A, B, …, E におけるスペクトルと比較する。周期10日以下の短周期スペクトルには大きな違いがあるが、30日以上の長周期スペクトルは殆んど変わらない。従って領域 d での長周期スペクトル成分も十分信頼できるものと思われる。

MEM スペクトル解析の結果が第6図(夏)と第7図(冬)に示されている。インド洋東部の領域 a におけるスペクトルは第2図(上)の領域 A のスペクトルとよ



第6図 1975~79年夏(4~9月)における領域 c, d, g, h, i, j での SST スペクトル ( $^{\circ}\text{K}^2 \cdot \text{day}$ )



第7図 冬季(10~3月)の SST スペクトル

く似ているので省略した。インドネシア海上(領域d)では1976—77年冬(南半球夏)に顕著な50日スペクトルが存在する(第7図)。南半球モンスーンに起因するものと思われる。同様なモンスーンの影響がニューギニア東方の領域g, hでも現われている。この地域における季節内振動の卓越周期や振幅は年とともに大きく変わる。例えば領域hでは1977—78年冬の卓越周期は33日、振幅

$18^{\circ}\text{K}^2 \cdot \text{day}$ であるが、1975—76年冬には卓越周期は長く(80日)振幅は小さい( $8^{\circ}\text{K}^2 \cdot \text{day}$ )。このような周期や振幅の変調と年々の南半球モンスーン活動との関係については Murakami, T. (1988 b) の論文を参照されたい。

パナマ西方海上の領域では夏でも冬でも30—60日振動が存在する(第6, 7図)。この附近の SST 観測密度は高く、計算されたスペクトルの信頼度も高い。アメリカ

		R( $\tilde{T}_*$ , $\tilde{O}LR$ ) Summer									
Box	$\tau$	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	
a		0.37	0.51	0.45	0.19	-0.21	-0.52	-0.57	-0.34	0.01	
b		0.05	0.14	0.15	0.06	-0.10	-0.20	-0.15	0.00	0.15	
c		-0.04	-0.09	0.34	0.55	0.39	-0.02	-0.33	-0.33	-0.12	
d		-0.19	-0.30	-0.24	-0.38	0.07	0.15	0.13	0.03	-0.07	
e		-0.18	-0.19	-0.07	0.11	0.25	0.27	0.15	-0.07	-0.26	
f		-0.06	0.29	0.54	0.50	0.17	-0.26	-0.50	-0.47	-0.24	
g		-0.07	0.08	0.22	0.29	0.23	0.08	-0.11	-0.21	-0.20	
h		0.03	0.38	0.16	0.18	0.10	-0.04	-0.22	-0.36	-0.33	
i		-0.10	0.32	0.60	0.57	0.23	-0.10	-0.49	-0.55	-0.33	
j		-0.04	0.39	0.67	0.63	0.20	-0.36	-0.70	-0.64	-0.24	

		R( $\tilde{T}_*$ , $\tilde{O}LR$ ) Winter									
Box	$\tau$	-20	-15	-10	-5	0	5	10	15	20	
a		-0.03	-0.08	0.18	0.17	-0.03	-0.10	-0.39	-0.13	-0.06	
b		-0.07	-0.01	0.25	0.23	0.09	-0.15	-0.31	-0.31	-0.16	
c		0.00	0.02	0.22	0.44	3.22	-0.09	-0.51	-0.25	-0.05	
d		0.04	-0.02	0.29	0.51	0.20	-0.06	-0.26	-0.30	-0.15	
e		0.10	0.22	0.30	0.14	-0.08	-0.18	-0.21	-0.05	0.01	
f		0.21	0.24	0.20	0.08	0.09	-0.10	-0.14	-0.01	0.19	
g		0.23	0.08	0.17	0.41	0.26	-0.04	-0.31	-0.42	-0.20	
h		0.20	0.25	0.17	0.03	0.01	-0.19	-0.25	-0.17	0.07	
i		-0.11	-0.07	-0.24	-0.19	0.03	0.12	0.10	-0.06	-0.19	
j		0.05	0.03	-0.01	0.12	0.03	-0.02	0.02	0.18	0.24	

第2表 1975~79年夏(4~9月)と冬(10~3月)における領域a, b, ..., j (図5)での $\tilde{T}_*$ と $\tilde{O}LR$  ( $\tau = -20, +20$ 日)の相関係数。

カ大陸西岸に沿う海面水位の30—60日振動については既に Enfield and Lukas (1984) や Spillane, Enfield, and Allen (1987) によって論じられている。

各領域(a, b, ..., j)における $\tilde{T}_*$ の標準偏差(1975—79)が第5図に示されている。標準偏差( $\tilde{T}_*$ の振幅に比例)はほぼ一様であるが、領域eとf(西部北太平洋)でやや小さく(0.16°C)、領域iとj(東部北太平洋)でやや大きい(0.2°C以上)。また標準偏差は必ずしも平均水温に比例しない。平均水温の最も高い(29.2°C)領域gでの標準偏差は比較的小さく0.18°Cにすぎない。

次に各領域において $\tilde{T}_*$ を基準にして $\tilde{O}LR$ との相関係数を計算する(第2表)。夏と冬の相関係数には大きな差違がみられる。先ず北半球の領域a, f, i, jでの時差相関係数( $\tau = +10-15$ 日)は夏には全て負で95%以上の高い信頼度をもっているが、冬になると統計的有意性を失ってしまう(領域i, jでは相関係数の符号が変わる)。一方南半球の領域b, d, hでの夏(南半球冬)の時差相関係数は正であったり、または小さい負の値をとるが、冬(南半球夏)になると全て負に変わり、また値も大きくなる。要約すると夏半球では $\tilde{T}_*$ 極大の約10日ないし15日後に積雲活動( $\tilde{O}LR < 0$ )が最も盛んにな

るといわけである。この関係は冬半球には適用されない。言い替えば南北両半球における夏のモンスーンが30—60日振動( $\tilde{T}_*$ や $\tilde{O}LR$ )の発生、維持に重要な影響を及ぼしていることを暗示する。前章で提案された図式モデル(第4図)は主として夏半球熱帯域で適用されるもので、必ずしも冬半球における30—60日振動の垂直構造を表現しているものではない。

#### 4. まとめ

この論文では30—60日時間スケールでの大気と海洋の相互作用の重要性と夏半球におけるモンスーン効果が強調されている。これに対して Hayashi and Sumi(1986) や Lau and Peng (1987) の数値モデルでは大気中の凝結効果が重視されている。実際の気象や海洋における30—60日振動には上に述べた両方の効果が重要であろう。定量的に確かめるには海陸分布に寄因するモンスーン現象や大気と海の相互交換を含む総合的数値モデルの開発が必要であろう。

Murakami, T. (1987, 1988 a) が指摘したように大気中の30—60日振動の性質(振幅, 移動, 構造)は年により、また季節によって違ってくる。例えば振幅が大きい時期には30—60日擾乱は規則的に東進し、振幅が小さくなると停滞波の性質を持つ。同様な性質の違いが海面水温の30—60日振動にも現われている可能性がある。 $\tilde{T}_*$ の振幅が大きい時と小さい時の季節内振動の違いについてもっと詳しく検討する必要がある。この為には通常のMEMではなく、非定常スペクトル解析法を用いて振幅や卓越周期の時間的変化を忠実に記述しなければならない。今迄に開発されたいくつかの非定常スペクトル解析法を試してみたが満足すべき結果は未だえられていない。この問題については機会を改めて発表する。

#### 謝辞

この論文は昭和63年初夏日本滞在中に書き終えた。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・ズィー夫人に協力して頂いた。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は初稿の閲読をお願いし多くのコメントを頂いた。心からお礼申し上げる。

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

- Enfield, D.B. and R.B. Lukas, 1984: Low-frequency sea level variability along the South American coast in 1982-83, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 28, 2-4.
- Hayashi, Y., and A. Sumi, 1986: The 30-40 day oscillations in an "aqua planet" model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 451-467.
- Krishnamurti, T.N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX, *J. Atmos. Sci.* 39, 2088-2095.
- Lau, K-M., and L. Peng, 1987: Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I. The basic theory, *J. Atmos. Sci.* 44, 950-972.
- Madden, R.A., and P.R. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.
- Murakami, M., 1979: Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon. Wea. Rev.* 107, 994-1013.
- , 1984: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. Part II: Seasonal and intraseasonal variations during northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 88-108.
- 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. of Climate*, 1, 117-131.
- , 1986 b: Westevly bursts during the 1982/83 ENSO Accepted for publication in *J. of climate*
- , T. Nakazawa, and J. He, 1983: 40-50 day oscillations during the 1979 northern heisphere summer. UHMET 83-02. Department of Meteorology, University of Hawaii.
- . 1985: Tropical 45 day oscillation using the 1979 northern hemisphere summer. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1107-1122.
- Mysak, L.A., and G.J. Mertz, 1984: A 40-60 day oscillation in the source region of the somali current during 1976, *J. Gesphys. Res.* 89, 711-715.
- Spillane, M.C., D.B. Enfield, and J.S. Allen, 1987: Intra-seasonal oscillations in sea level along the west coast of the Americas, *J. Phys. Oceanogr.* 17, 313-325.
- Yasunari, T. 1980: A quasi-stationary appearance of 30-40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 225-229.

## 国際学術研究集会への出席補助金受領候補者の募集のお知らせ

国際学術交流事業（天気 32 巻 5 号参照）の一環として、国際学術研究集会への出席の旅費もしくは滞在費の補助を下記により行いますので、希望者は期日までに応募願います

## 記

## 1. 対象の集会

- A : 昭和64年 6 月 1 ~ 11 月 30 日および  
B : 昭和64年 12 月 1 日 ~ 昭和65年 5 月 31 日  
の期間外国で開かれる国際学術研究集会

## 2. 応募資格

日本気象学会会員で国際学術研究集会に出席し論文の発表もしくは議事の進行に携わる予定のもの。

## 3. 募集人員

若干名

## 4. 補助金額

年総額 40万円

## 5. 応募手続

所定の申請書類（日本気象学会事務局備付）を期日までに国際学術交流委員会（東京都千代田区大手町 1-3, 〒100 気象庁内日本気象学会気付）に提出する。大学院生は指導教官の推薦状を併せて提出する。

期日：A 昭和64年 2 月 28 日

B : 昭和64年 8 月 31 日

## 6. 補助金受領者の選考・義務

国際学術交流基金運用の方針に基づいて行う。

募金額 63.10.15現在 15,961,534円