

# グロースベッター

第22巻 第2号

モンスーンの30-50日周期変動と 中・高緯度循環 .....	安成哲三 .....	1
1979年1月の東西波数1の増幅および 鉛直伝播について .....	田中博 .....	17
文献紹介		
海洋上におけるアジアモンスーンの風の場の構造 .....	田崎允一 .....	26
東部赤道太平洋海面水温とインド及び スリランカの降水量との関係 .....	栗原弘一 .....	34
気候系のモニターに関する専門家会議(紹介) .....	栗原弘一 .....	40
エル・ニーニョ現象について .....	栗原弘一 .....	52

1984年3月

L. F. グループ

1. はじめに

この小論は、モンスーンにみられる 30 - 50 日（約 40 日）の周期変動と、北半球の中・高緯度循環との関連について、これまでの研究成果に、著者の若干の解析結果も加えて、考察を行ったものである。しかし、現在著者の頭の中でモヤモヤとしている問題意識を、そのまま記したあくまでメモ的なものにすぎない。多くの方々のご批判やコメントをいただいて、今後の研究の糧としたい。

インドを中心とする夏のアジアモンスーンの変動に関する研究は、1970 年代に入ってから非常に活発になってきた。とくに気象衛星資料の蓄積と 1979 年の MONEX によって、古くから知られているモンスーンの季節内変動（*active/break* サイクル）にともなう広域の雲量・降水量分布、循環場の時間的・空間的特性が明らかとなってきた。

モンスーンの季節内変動として、約 40 日（30 - 50 日）の周期性がほぼ毎年のように卓越して見出されることは、著者の解析（*Yasunari*, 1979; 1980; 1981）の他にも、すでにいくつかの研究（*Krishnamurti and Subrahmanyam*, 1982; *M. Murakami*, 1983; *T. Murakami et al.*, 1983 など）によって確認されている。この周期の変動にともなう空間的構造としては、以下のような特徴が挙げられる。

1. 雲量（対流活動）の極大・極小域が、赤道付近からヒマラヤへと、 $0.5 \sim 1^\circ(\text{緯度})/\text{day}$  のゆっくりとした位相速度でくり返し北上し、その南北スケールは緯度にして約  $30^\circ$  である。極大域の最初の北上がモンスーンの開始（*onset*）に対応する。（図 1 参照）

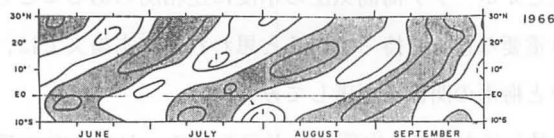


図 1. インド付近 ( $70^\circ \sim 100^\circ E$ ) の経度帯における約 40 日周期の雲量の北上の例 (1966)。負の偏差を示す。

2. 南北方向の短い空間スケールに対し、東西方向には、アラビア海から西部太平洋の細長い領域（経度にして  $80^\circ \sim 90^\circ$ ）で、ほぼ同位

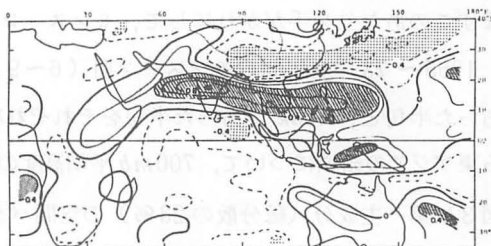


図 2. 雲量変動の同時相関分布図。中部インドを参照点とする。陰影部は 0.4 以上、点彩部は -0.4 以下を示す。

\* 筑波大学地球科学系

相の変動を示す。(図2参照)

3. 対流活動の極大(極小)域に対応して、対流圏下層には、はっきりとした低気圧性(高気圧性)循環がみられる。

すなわち、この変動は、夏のモンスーン地域における *ITCZ* の周期的北上現象と、これに対応したモンスーン循環セルの南北断面での変動として把握することができる。

インドでは古くから、モンスーンの *active* 時には中部インドを中心として降水量が多いが、*break* 時にはヒマラヤ周辺とインド半島最南部において、より降水量が多くなることが知られている。これらの様相も *ITCZ* のくり返し北上にともなう、ある時間断面での降水量分布と考えれば理解できる。また、北上の位相のはじまる赤道域での対流活動の強弱は、*Madden and Julian* (1971, 1972) が検出した 40 - 50 日周期の、東進する大規模赤道擾乱に関連したものであることも指摘されている (*Yasunari*, 1979; *Jurian and Madden*, 1981)。

## 2. モンスーンと梅雨活動の変動

南インドにおけるモンスーンの開始日と、東京における梅雨の入り日を、年々について比べると非常に良い並行性があると指摘したのは朝倉 (1955) であった。当時としてはかなりセンセーショナルな論文であったようで、あちこちで紹介されている。しかしそのすぐ後、荒川 (1958) による強い反論が出ている。そのせいか (どうかは知らないが)、その後のモンスーンと梅雨との関係に関する研究では、たとえば水蒸気収支からみた平均場におけるモンスーン気流の梅雨に対する役割といった研究が盛んになったのに比べ、モンスーンと梅雨活動をめぐる循環場の変動の研究は、むしろ捨ておかれた感さえする。

朝倉 (1955) の論文では、良くも悪くも問題にされたそれぞれの開始日の並行性ということのほかに、インドにおけるモンスーントラフの示度とオホーツク海高気圧の示度に逆相関のあることも指摘されている。著者にはこの事実の方がより重要な意味を持っていると思われる。本論文では、まずこのあたりを手がかりにして、モンスーンと梅雨の関係を再考してみたい。

1965 ~ 73 の 9 年間のモンスーン期 (6 ~ 9 月) において、中部インドのモンスーンが *active* であった半旬と、*break* であった半旬をそれぞれ約 50 例 (計 96 例) 選び出し、その時の南アジアから東アジアの領域について、700 mb 平均高度の平年偏差の、共分散行列の主成分分析を行ってみた。図3に第一主成分 (総分散の 23%) の空間パターンを示す。モンスーントラフの示度と日本付近の高度とが、逆相関で変動しており、朝倉 (1955) の指摘を裏付けている。またこの図では、チベットをはさんだ西と東とで、逆相関の変動のあることも示している。図3と同様な相関分布は、図2の1973年の雲量を用いた相関分布にも現われており、モンスーンの変動と夏の日本付近の天候の変動には、統計的にみてやはり何らかの強い相関のあることを示唆させる。次に、1979年のMONEX時における、対流圏下層 (850 mb) の詳しい流線解析を行った *Krishnamurti and Subrahmanyam*

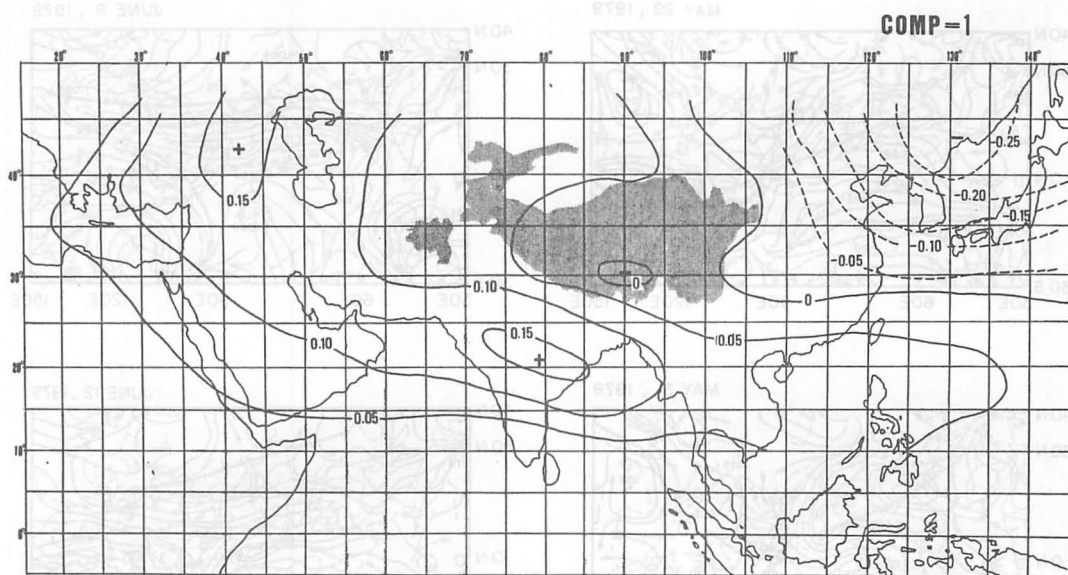


図3. 中部インドでのモンスーンの active/break に対応した半旬それぞれ約 50 例 (計 96 例) の 700 mb 高度平年偏差 ( $10^{\circ}-45^{\circ}N$ ,  $20^{\circ}-140^{\circ}E$ ) についての主成分分析の第一主成分 (総分散の約 23%) の空間パターン

(1982) の結果を用いて、このことを総観的に調べてみよう。

1979 年も、インドモンスーンに関連したいくつかの気象要素に、約 40 日の周期性が卓越していた。かれらは 850 mb の風の  $u$ ,  $v$  成分について、この周期帯の変動成分を取り出し、偏差としての流線場を、日々について作成した。図 4 に 5 月末から 7 月末までの分を、3 日ごとに示す。前節で述べた、ほぼ東西に長くつながった (偏差としての) トラフ (破線), リッジ (実線) の軸が、赤道インド洋付近から、くり返し出現しては北上していく様子がよくわかる。軸は全くの東西方向ではなく、全体に西北西から東南東の方向に傾いて北上しており、東西断面でみると、東進波として現われる。しかしながら、インドから東南アジアにかけてのモンスーン地域 ( $10^{\circ}-25^{\circ}N$  付近) では、日々のシノプティックスケール程度のじょう乱 (たとえばベンガル湾付近のモンスーン低気圧や、西部太平洋での台風・熱低など) は、全般に西進するじょう乱である。最近村上 (多) らは、この現象を東へ伝播する群速度現象として、うまく説明している (Murakami et al., 1983)。すなわち、発生したじょう乱そのものは、西進 (又は北西進) するが、その発生 (cyclogenesis) の場所が、アラビア海からベンガル湾、南シナ海、さらに西部太平洋域へと、約  $6^{\circ}$  (経度)/day の位相速度で東へ伝播していくことが、約 40 日の周期でくり返されるというものである。

さて、ここでは日本付近にまでのびた図 4 でのトラフ・リッジが、梅雨期の天候の変動とどのように関連しているかを、季節予報資料を参照しながら述べてみよう。

6 月 6 ~ 7 日、西日本の梅雨入りを宣言。図 4 の流線図では、とくにこれと対応した特徴は見ら

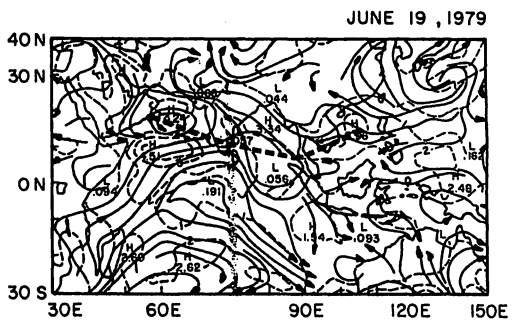
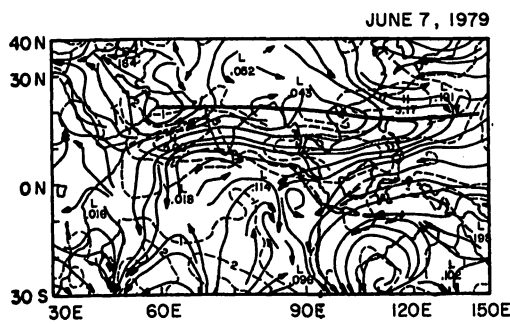
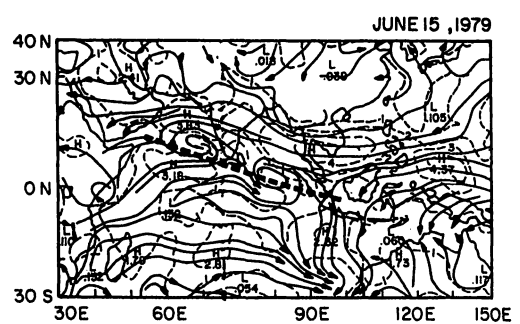
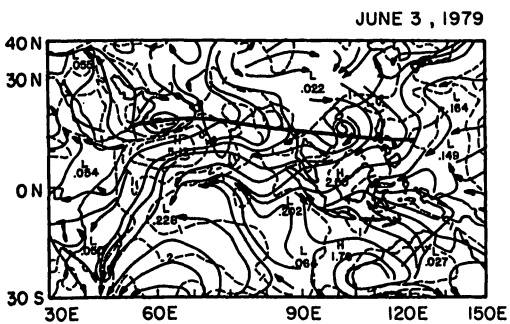
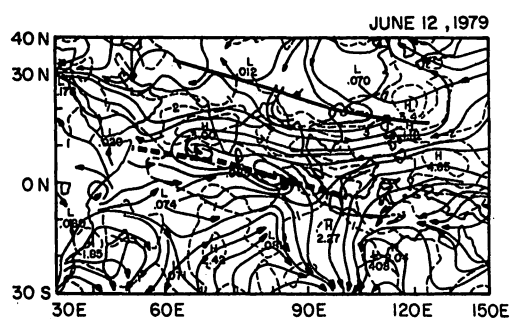
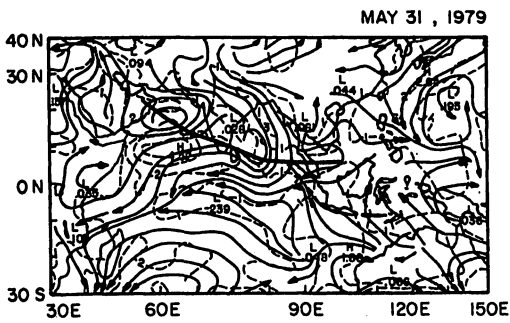
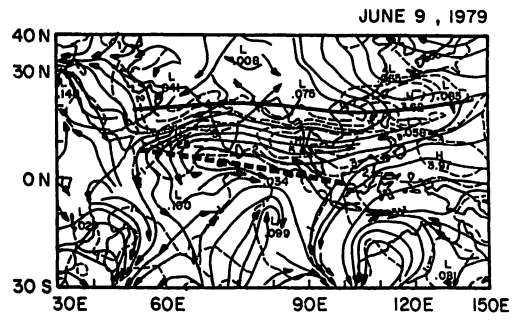
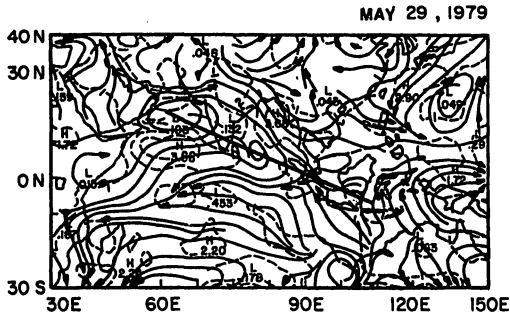


図4の1 風の30-50日周期成分の流線(実線)と等風速線(破線)。太い破線はトラフ軸, 太い実線はリッジ軸を示す (Krishnamurti and Subrahmanyam, 1982)。

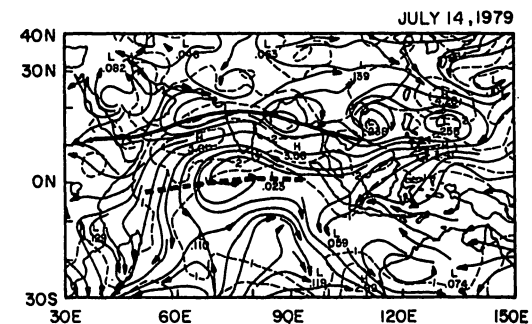
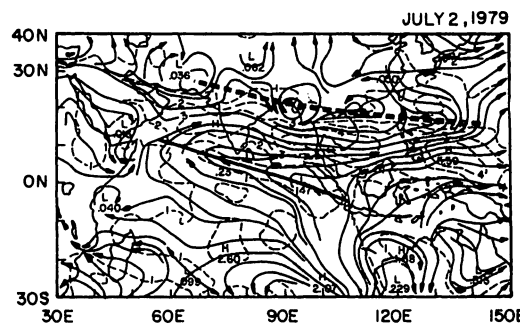
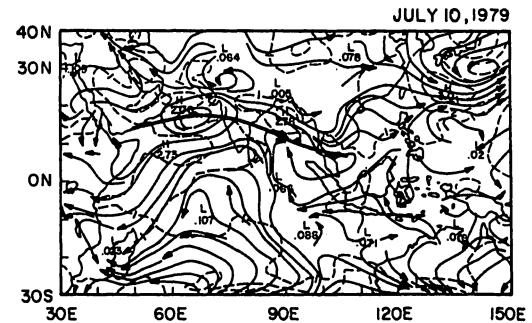
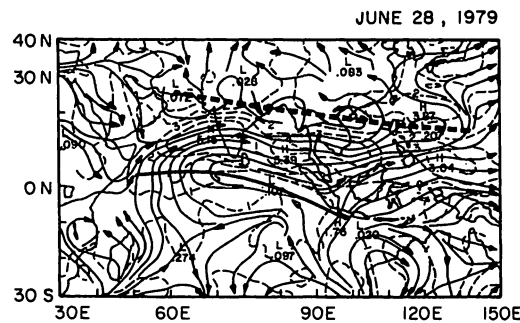
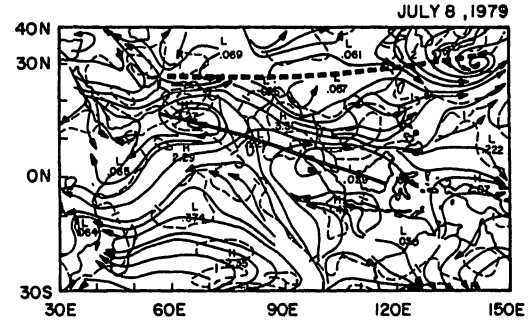
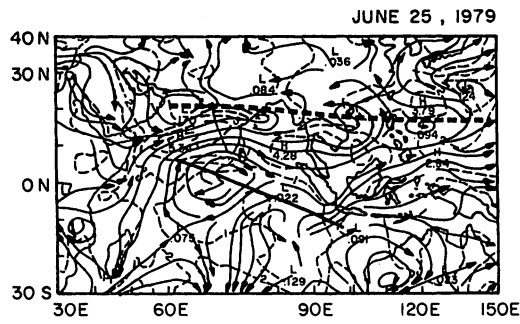
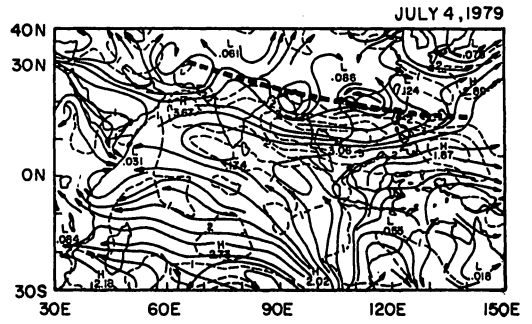
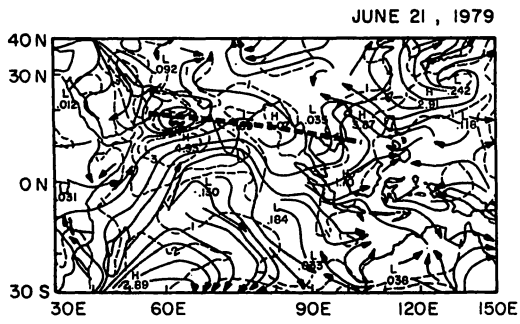


図4の2 (図4の1に同じ)

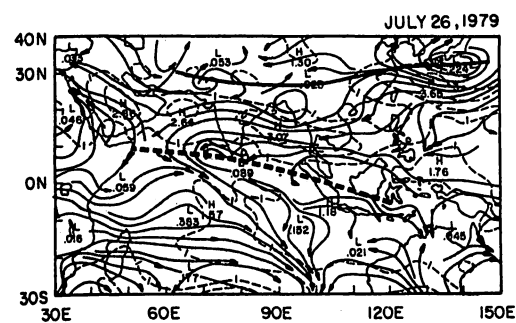
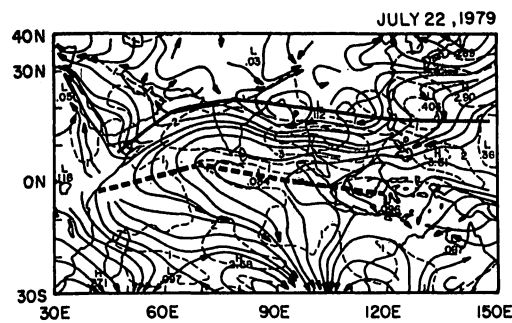
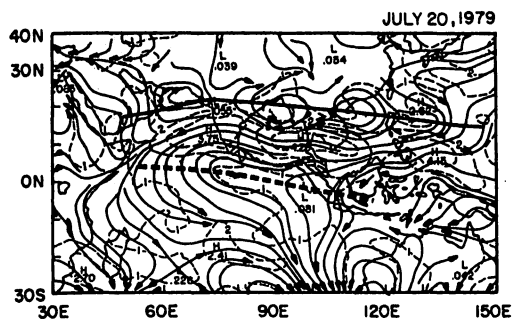
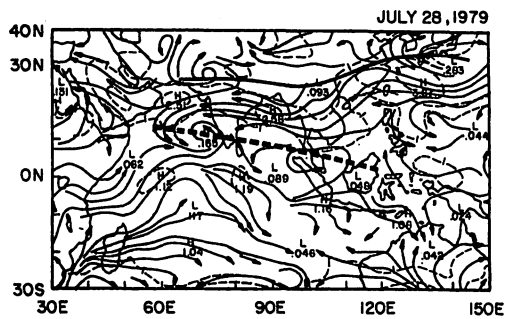
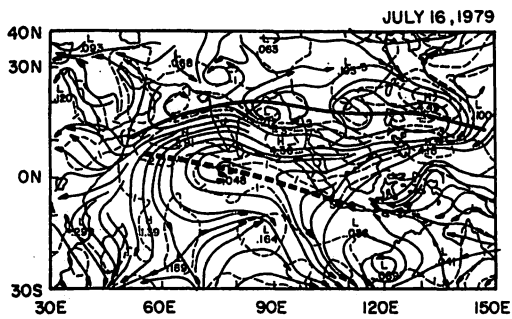


図4の3 (図4の1と同じ)

れない。しかし、その直後、6月9日頃より太平洋高気圧が異常に強まり、中旬頃まで梅雨の中休み状態となる。図4の6月7, 9, 12日には、インド北部から東にのびるリッジが、日本の南方海上に達しており、太平洋高気圧の強化は、インド付近の偏差としての高気圧性循環（弱いモンスーントラフ）と関連して起こっていることがわかる。インド付近でのこのリッジの存在は、この年の非常に遅れているモンスーンの開始という状態と対応している。6月19日、トラフがインド半島南端に達し、インドではようやく南インドでのモンスーンの開始が宣言された。このトラフの北上と共にインド全域でのモンスーンの開始が、南から次第に北へと移っていく。このトラフが北インドからヒマラヤ付近に達して、日本付近までのびた6月末から7月上旬にかけて、梅雨前線は活発化し、西日本の各地で大雨となった。図4に示した7月8日には、前線上を発達した低気圧が通過している。しかしこの大雨期も、トラフの消滅した7月10日頃を境に終わっている。その後、次のリッジが北上すると共に、太平洋高気圧は次第に強くなり、リッジがヒマラヤ付近から日本付近に達した7月22日ー26日の間に、西日本、中部日本は梅雨明けとなった。このように、約40日周期のモンスーン循環の変動と梅雨期の日本付近の循環の変動は、東西に連なった（偏差としての）トラフ・リッジの周期的北上という形で、密接に関連し合っていることがわかる。

ここで、指摘したい点は、トラフ（リッジ）の軸が東西に長く連なって、インドと日本付近の循環が強い相関を持つ時期は、これらの軸が、いわゆるモンスーントラフの平均位置（ $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$ N付近）にある時ではなく、ヒマラヤ付近にまで北上した時だ、ということである。さらに細かく見れば、それまで東南東の方向にのびていた軸が、日本付近で北よりにジャンプして、やや東北東の方向に向きを変える傾向がうかがえる。ここで、例としてトラフ軸の北上に伴う実際の状況を述べてみる。モンスーントラフは示度が最も深まり、中部インドの降水量が極大に達する（例えば、6月28日頃）。このあと、ヒマラヤ付近にシフトする（トラフ軸が北上する）のに伴って、中部インドの降水量は減少し、ヒマラヤ付近の降水量が増加してくる。この時期（例えば7月8日頃）に、日本付近には気圧の谷が出現するか、または深まって、梅雨前線が活発となる。

すなわち、モンスーンの強弱と梅雨活動の強弱の関係は、同時的な相関としてよりも、多少の時差を持った相関として扱った方がよいといえる。

### 3. モンスーンの変動と中・高緯度循環

まず、モンスーンの強弱と北半球の中・高緯度循環との間に、有意な相関があるか否かを、統計的に調べてみる。図4での主成分分析に用いたのと同じモンスーンの *active* 時と *break* 時に対応する半月（それぞれ約50半月）の500mb高度年間偏差を、それぞれについて平均し、さらに *break* 時マイナス *active* 時として合成した偏差図を図5に示す。南アジアから極東における偏差のパターンは、図3に示した700mb高度における卓越パターンときわめて良く似ており、モンスーンの弱い（強い）時には、モンスーントラフ域から中央アジアへと西北にのびる正（負）の偏差、チベッ



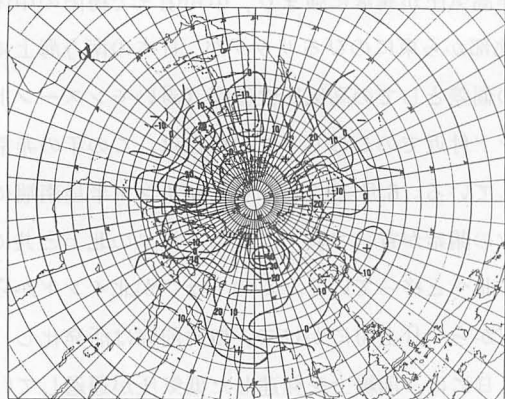


図5. 中部インドでのモンスーンの *active/break* に対応した半旬それぞれ約50例(計96例)の500mb高度偏差(*break - active*)の平均合成図。単位は *m*。

ト東部から極東にかけての負(正)の偏差の存在する確率の高いことを示している。同時に、中央アジアの正の偏差は、シベリア中部の大きな正偏差域に、極東付近の負の偏差は、アリューシャン方面の負偏差域へとつながっているように見える。40°Nから70°Nの偏西風帯全域のパターンは、大きくみて3つの正負の偏差域が交互に現われており、モンスーンの強弱が、この緯度帯においては、波数3程度の定常波の(振幅・位相)変動と関連していることを示唆させる。

しかし、前節で指摘したように、中部インドにおけるモンスーンの強弱と中・高緯度循環の変動は、多少の時間のズレを持った関係であることが予想される。図5のような合成図では、年ごとのモンスーンの変動と中・高緯度循環の動きの、時間的推移を含めた関係は不明である。そこで、6~9月の半旬ごとのモンスーントラフの示度(700mb高度年偏差)をモンスーンの強弱の指標として、これと北半球中・高緯度(30°-80°N)の10°×10°の格子点における500mb高度年偏差との時差相関図を、各年(1965~82)ごとに作成した。半旬平均の年偏差値を用いることにより、10日程度より短周期の変動と季節推移のトレンドは除去され、結局30-50日周期の変動に対応した循環場の変動を、最もはっきりとみることができる。1例として、1965年における-2半旬から+2半旬までの時差相関図を図6に示す。1965年は大きなエル・ニーニョ現象が起った年であり、これと関連してモンスーンは、平均的にかなり不活発であったとされている。

まず  $LAG = 0$  の図を見よう。この図はモンスーントラフが極大に達した時(モンスーン *break* の最盛期)の同時相関図である。多少の分布のずれはあるが、中・高緯度の大きなパターンは図5にかなり似ている。特に、ベーリング海からアリューシャン域の負相関に、やはりはっきりと示されている。しかし、図6の5つの相関図で、正負の相関が全体に大きく、より明瞭な相関パターンが現われているのは、むしろ  $LAG = 0$  以外の時であることがわかる。さらに、 $LAG = -1$  や  $-2$  ( $-2$  はモンスーントラフの示度の極大時と、その2半旬前の500mb高度偏差との相関)と  $LAG = 1$  や  $2$  は、北半球全域ではほぼ正負が逆転した相関パターンを示している。図4で示した(偏差としての)トラフ・リッジの北上現象を重ね合わせて考えると、例えば  $LAG = 1$  は、リッジが中部インドのモンスーントラフ域にある時( $LAG = 0$ )から1半旬後、すなわちヒマラヤ付近に達した時の高度偏差分布図と読みかえることができる。同様に、 $LAG = -2$  は、リッジがモンスーントラフ域に達する2半旬前の高度偏差分布と見なせるが、この年の約30日(6半旬)の周期的変動を仮定

1965 LAG = -3

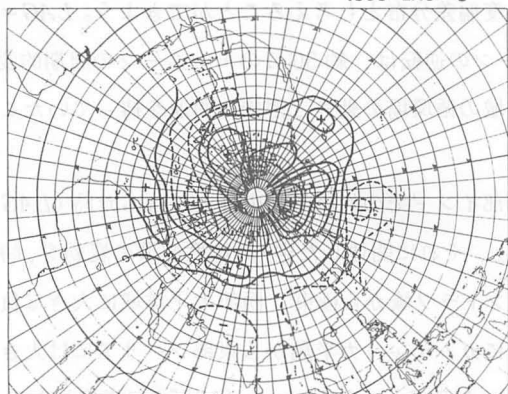


図6の1

1965 LAG = 0

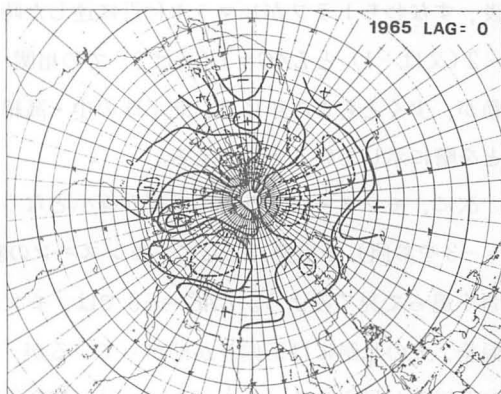


図6の4

1965 LAG = -2

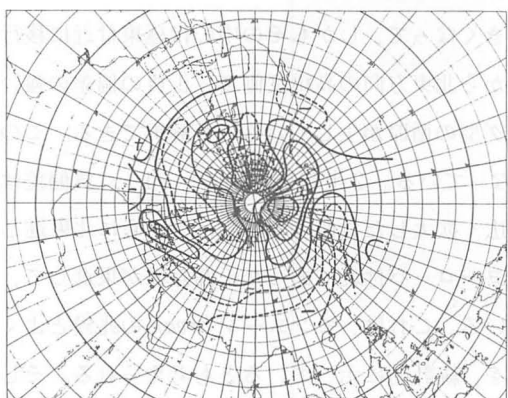


図6の2

1965 LAG = 1

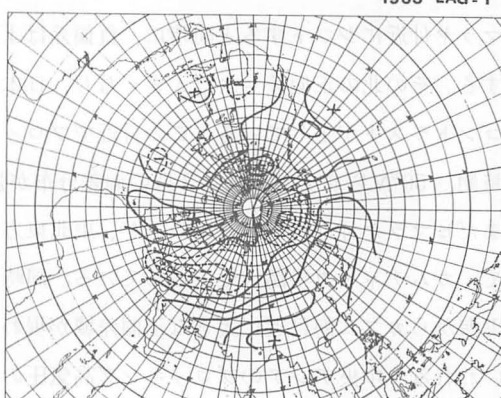


図6の5

1965 LAG = -1

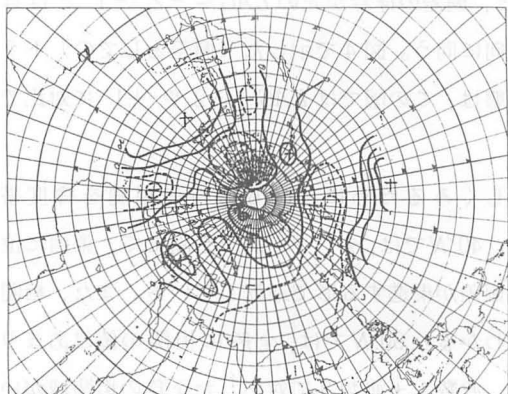


図6の3

1965 LAG = 2

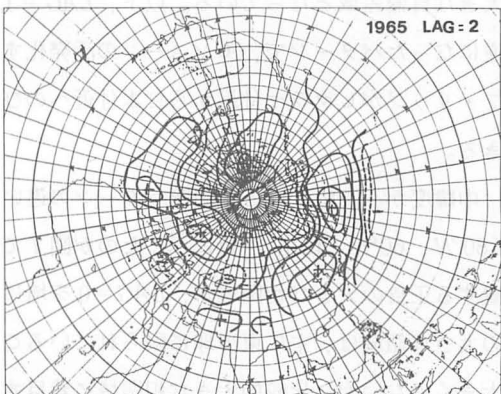


図6の6

モンスーントラフの示度に対応した 500 mb 高度 (半旬平均の平年偏差) の  
時差相関の空間分布図, -3 半旬から +2 半旬までを示す。等値線の間隔は 0.2。破線は負。

すると、モンスーントラフの示度の極小時（中部インドでのモンスーンの *active* 時）から約 1 半旬後、すなわちトラフがヒマラヤ付近に達した時の高度偏差分布とも考えることができよう。 $LAG = -2$ （又は  $-1$ ）と  $LAG = 1$ （又は  $2$ ）での相関パターンの逆転は、約 30 日のモンスーンの周期的変動が、少くともこの年には、北半球の中・高緯度全域の循環場の動きと密接な関連を持っていたことを暗に示しているともいえる。

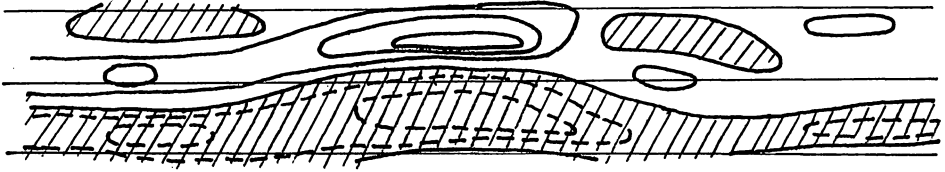
次に、モンスーントラフの示度が極小となり、中部インドでの対流活動の極大になった時（ $LAG = -3$ を参照）を出発点として、モンスーンの変動と、それに関連した中・高緯度循環の変動を、時間を追って見てみよう。 $LAG = -3$ では、モンスーントラフ域から極東、西部太平洋域に大きな負偏差、その北側には正偏差が拡がっているが、とくにカムチャッカ半島から東部シベリアには大きな正偏差が見られる。このパターンは、朝倉（1955）や *Suda and Asakura*（1955）の指摘した、オホーツク海高気圧とモンスーントラフの逆相関を裏づけている。（但しここでの相関は梅雨期だけではなく、夏の 4 ヶ月を通しての相関である。） 1 半旬後（ $LAG = -2$ ）、モンスーントラフがヒマラヤ付近にシフトすると同時に、負偏差はより大きくなって、しかもその中心は極東付近に移行する。その北の正偏差もより大きくなり、日本付近から北東方向の高緯度側で、正負の偏差の強いコントラストが生じている。この付近でブロッキング型の循環が生じているとも解釈できる。この時期、 $50^{\circ}N$ 以北では、波数 3 型の偏差分布が強くなっている。2 半旬後（ $LAG = -1$ ）、負偏差はまだヒマラヤ付近にも残っているが、東北東方向に広く拡大した負偏差の中心は、さらに北東進して、カムチャッカ半島付近に移っている。同時に、ヨーロッパ付近にあった正偏差域が東進して、黒海からカスピ海付近に大きな正偏差域が現われている。これは、モンスーン *break* の兆候とよくいわれる、中央アジアのブロッキング高気圧の出現を、統計的に示しているとも考えられる。そして 3 半旬後（ $LAG = 0$ ）、その正偏差域はさらに東進し、モンスーントラフ域も正偏差となって、中部インドのモンスーン *break* となる。カムチャッカ半島から極東域は、 $LAG = -3$ の時とほぼ逆に大きな負偏差域となっている。以下、 $LAG = 1, 2$ と、偏差の符号が先の  $LAG = -2, -1$ とほぼ逆になったパターンで、モンスーンの活発化する方向に向う。図 4 で示した（偏差としての）トラフ・リッジがヒマラヤ付近から日本付近へのびた状態は、この図では  $LAG = -2$  や  $+1$  に対比できる。

中緯度から高緯度へと、相関パターンの違いを詳しくみるために、図 6 の時差相関を緯度帯（ $80^{\circ}N, 60^{\circ}N, 40^{\circ}N$ ）毎に示したのが図 7 である。 $40^{\circ}N$ では、チベット高原を隔てて、東西に位置する正負の大きな相関域が、 $LAG = 0$ を境に正の偏差が東進する形で逆転している。また、相関の大きな領域は、主に東半球に限られていることもわかる。 $60^{\circ}N$ では、全般に相関の値はあまり大きくはないが、比較的大きな相関域に着目すると、波数 1 + 波数 3 に対応した正負の相関域がいずれも東進する様相がうかがえる。これに対し  $80^{\circ}N$ では、 $180^{\circ}$ 付近に最大振幅を持つ波数 1 の定常振動に対応した相関分布を示し、しかもモンスーン変動との相関が、中緯度よりはるかに大きい

YEAR= 1965  
LAT= 80

5E 25E 45E 65E 85E 105E 125E 145E 165E 175W 155W 135W 115W 95W 75W 55W 35W 15W

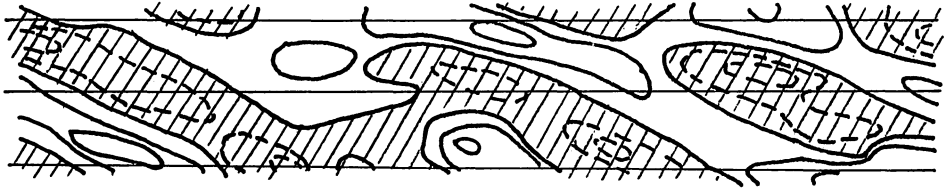
LAG= -4  
LAG= -3  
LAG= -2  
LAG= -1  
LAG= 0  
LAG= 1  
LAG= 2  
LAG= 3  
LAG= 4



YEAR= 1965  
LAT= 60

5E 25E 45E 65E 85E 105E 125E 145E 165E 175W 155W 135W 115W 95W 75W 55W 35W 15W

LAG= -4  
LAG= -3  
LAG= -2  
LAG= -1  
LAG= 0  
LAG= 1  
LAG= 2  
LAG= 3  
LAG= 4



YEAR= 1965  
LAT= 40

5E 25E 45E 65E 85E 105E 125E 145E 165E 175W 155W 135W 115W 95W 75W 55W 35W 15W

LAG= -4  
LAG= -3  
LAG= -2  
LAG= -1  
LAG= 0  
LAG= 1  
LAG= 2  
LAG= 3  
LAG= 4

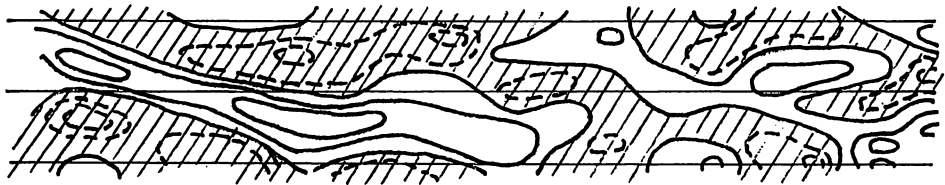


図7. 図6の分布を、-4半旬から+4半旬までについて求め、緯度帯ごと(40°N, 60°N, 80°N)に示す。負の相関係数域を斜線で示す。

のが特徴である。また、先にも述べたように、どの緯度帯においても、 $LAG = \pm 1$  又は  $\pm 2$  あたりすなわち対流活動の極大(極小)域が、中部インドからヒマラヤ付近にシフトした時に、正負の相関の値が最も大きくなっている。

モンスーンの強弱に対応した中・高緯度での高度偏差パターンの変化は、著者が調べた18年間では、年々かなり異なることは確かである。年によっては、はっきりとした相関分布が見られない年もある。しかし、インド付近の正(負)の相関が、1~2半旬後極東域に移ること、および、高緯度(70°~80°N)で波数1型の相関分布が出現することは、多くの年に共通して現われた特徴であった。

#### 4. 中緯度への影響か、中緯度からの影響か

ここで問題になるのは、前節までに示したようなモンスーンの30-50日周期変動と中・高緯度循環の関係、モンスーンの変動に対する中・高緯度の応答とみるべきか、あるいは中・高緯度循環の変動のモンスーンへの影響とみるべきか、ということであろう。前節で示した時差相関解析では、モンスーンの変動が約30日程度のサイクリックな変動であったため、どちらが物理的に先行する

過程であるかははっきりしない。

モンスーンの 30—50 日周期振動の機構に関連して、現在いくつかの力学的説明(例えば *Chang*, 1977; *Stevens*, 1983; 山形・林, 1983 など)が提出されているが、まだ決定的なものはない。しかし、その伝播特性からすると、この周期の振動は、赤道付近(又は南半球)での熱的・力学的強制に関係していると思われる。もしこのことを前提とするならば、図 5~7 に示したような中・高緯度の相関パターンは、モンスーンの対流活動域(すなわち熱源)の北上に伴う中・高緯度の応答過程とみることができる。以下にこの線に沿った簡単なスペキュレーションを試みよう。

低緯度の熱源に対する大気の応答については、前号(第 22 巻 1 号)に時岡達志氏の詳しい解説があるので省略する。時岡氏の解説はエル・ニーニョに伴う高い海面温度による熱的強制を主に扱ったものだが、ここではモンスーンの対流活動による熱的強制を考える。熱源に対する大気の定常状態での応答の強さは、熱源の位置する緯度によって大きく異なることが、*Hoskins and Karoly* (1981) や *Webster* (1981) によって明らかにされている。例えば、*Hoskins and Karoly* (1981) は、次の無次元量  $r$  を考えた。

$$r = \frac{f^2 [\bar{u}]}{\beta N^2 H_Q H}$$

$[\bar{u}]$  は時間・東西平均した東西風、 $N$  はプラント・パイサラ振動数、 $H_Q$  は加熱項の鉛直スケール、 $H = \min(H_Q, H_U)$ 、 $H_U$  は東西風の鉛直スケールである。 $H_Q = \bar{Q}/Q_z$ 、 $H_U = [\bar{u}]/[\bar{u}]_z$  と定義している。

この  $r$  は、熱力学方程式における水平移流項と鉛直移流項の大きさを比較するパラメーターである。すなわち、 $r \ll 1$  ならば鉛直移流項と非断熱加熱項がつり合った直接循環型のバランスであり、 $r \gg 1$  ならば水平移流項と非断熱加熱項がつり合ったバランスである。*Webster* (1981) は、前者のバランスを“*adiabatic limit*”，後者のバランスを“*advective limit*”とそれぞれ名付けた。そして、有効位置エネルギーの生成の効率からいって、いわゆるテレコネクションをもたらすような応答は、一般には *adiabatic limit* のバランスの時に起りやすいとされている。(詳しくは、原論文又は時岡(1983)を参照されたい。)

この式からすぐわかるように、 $\beta$  が大きく  $f$  が小さい低緯度では *adiabatic limit* が起りやすく、中・高緯度では *advective limit* が起りやすい。しかし  $[\bar{u}]$  の全般に弱いような夏半球では、中緯度でも *adiabatic limit* のバランスが起りうる。

さて、図 6, 7 の時差相関分布を、約 30 日周期で北上する熱源の極大域に対する中・高緯度の応答と解釈する時、各半旬毎での相関パターンを、定常波としての応答のパターンと考えるか、あるいは極大加熱時に対する応答の伝播過程と考えるかは、議論の大きな分れ目であろう。今のところ、これに対する答はわからないが、極付近(70°—80°N)にいくほど相関が大きく、しかも波数 1 のパターンが卓越することなどは *Hoskins and Karoly* (1981) らの理論ともよく符合しており、少

くともモンスーン熱源の変動に対する応答という見方そのものは、妥当なように思える。また、対流活動域がヒマラヤ付近まで北上したと同時に、負の大きな偏差域が極東域に急に広がることは、熱源に対する流れのバランスが、*diabatic limit* から *advective limit* へと急に変わることを示唆しているとも思える。(ヒマラヤの地形の効果も、何らかの形で寄与しているとも考えられるが。)

一方、モンスーンの強弱の変動は、北半球中・高緯度の偏西風波動の影響であるとする見方も、特にインドの研究者の間で根強い。インド気象学界の大御所 *Ramaswamy* (1962) が、モンスーンの *break* は、チベット付近への偏西風の深い気圧の谷の侵入、すなわちこの付近における低指数型循環に対応して起っている、という論文を発表して以来、最近の *MONEX* データを用いた解析に至るまで、この視点からの研究(例えば、*Kalsi*, 1980; *Raman*, 1981; *Pant*, 1983 など)は多い。私事にわたって恐縮だが、著者は1982年に約3ヶ月間、インド気象局と熱帯気象研究所に滞在した。その時、著者の解析した30—50日周期変動に関する講演を何回かさせられたが、いくつかの、時として挑戦的な質問は、この北(中・高緯度)からの影響による *break* という現象をどう説明するのか、というものであった。例えば、*Pant* (1983) は、*MONEX* 年(1979)の *active* 時と *break* 時の比較解析から、高緯度からの深い気圧の谷がチベット上空に入り、寒気を高原上に流入させると同時に、モンスーンの南北循環が弱まり、中部インドのモンスーン *break* が始まったとして、中緯度からの影響を強調している。

しかし、*Pant* が述べたような寒気の流入は、必ずしもモンスーン *break* の原因として捉える必要がないことをここで指摘したい。もし南から北上してきた熱源が、ヒマラヤ付近という中緯度(約30°N)にさしかかり、しかも  $[\bar{u}]$  が比較的大きい場\*であったとすると、それまでの *diabatic limit* のバランスから、急に *advective limit* のバランスに変わる。対流活動はこの時期、ヒマラヤからチベット南東部で活発なことが知られており、熱源の急速な弱화가なければ、寒気の水平移流とバランスした状態にならざるを得ない。熱源あつての寒気の流入というわけである。またこの時期モンスーン域の北側のアジア大陸上で、極向き渦熱輸送が非常に大きく、モンスーン循環の維持に必要な有効位置エネルギーの生成が起っていないことも、*Pant* (1983) は指摘している。このことはまさに、中部インドにおける *active* と *break* の時期が、それぞれ *diabatic limit* と *advective limit* に対応していることを示している。もちろん、*advective limit* になりやすい条件として、例えば気圧の谷の侵入という形で、偏西風帯が南下した状況は必要であろう。その意味では中緯度からの影響という言い方もできるかもしれない。しかし、より正しくは、南から北上してきたモンスーン熱源と中緯度の偏西風循環の相互作用により、*break* の状態が生成され、強化されるといった方がいいのではないだろうか。ただし、以上の考え方に問題がないわけではない。例えば、図6、

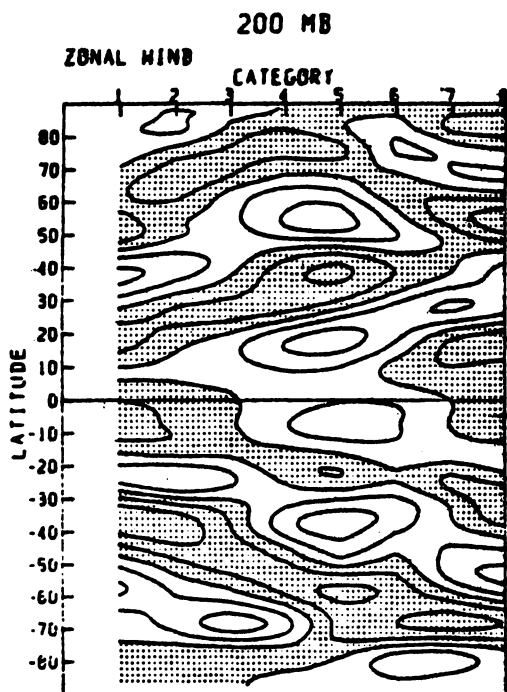
---

\* この場合の東西平均は、帯状平均ではなくチベット付近の経度帯の平均と考えている。また、偏西風そのものは、高緯度に比べると、はるかに弱いであろうが、偏西風と偏東風の境い目としての基本場  $[\bar{u}] \approx 0$  に比べると大きい、と解釈して欲しい。

図7に示したように、中・高緯度とモンスーン変動との相関の極大は、中部インドでの対流活動が極大（極小）の時ではなく、1～2半旬ずれた、むしろ *advective limit* に対応した時期に現れている。このことは、遠隔地での定常波応答が、*diabatic limit* の時に最も大きいということと矛盾するようでもある。

いずれにせよ、以上の議論を敷衍すると30—50日周期変動に代表されるモンスーンの季節内変動と、中・高緯度循環の変動の相関の大きさは、夏の少くともアジア大陸付近での平均東西流の分布によって大きく異なることが予想される。ただし、平均東西流の分布そのものが、平均的なモンスーン循環の強弱によって（例えば、チベット高気圧の強弱を通して）決められている面もある。熱源の強さそのものも、*diabatic limit* が卓越するか、*advective limit* が卓越するかによっても大きく変わる。その意味では、モンスーン循環と中・高緯度の偏西風循環の関係は、複雑な非線型相互作用と考えざるを得ない。話は振り出しに戻ってしまいそうである。

ここで、最近明らかになった30—50日周期振動の別の側面を最後に紹介したい。*Anderson and Rosen* (1983) は、緯度帯毎に帯状平均した大気の角運動量には、この周期帯の変動が卓越し、その極大（極小）の位相が赤道から南北両半球の極側にくり返し伝播している興味深い事実を見出した。さらに村上（勝）は、この現象がモンスーンの30—50日周期変動と密接に関連していることを明らかにした（村上，1983）。図8に中部インドにおけるモンスーンの強弱に対応して、平均帯



状風の極大・極小が、両極付近にまで伝播している様相を示す。これらの事実、モンスーンの変動と中・高緯度循環の関係が基本的には、やはりモンスーン（又は熱帯）に対する中・高緯度の応答であることを示唆している。しかしながら、図8に示した様相が、果して毎年同じように見られるのか、その季節依存性はどうかまた、この現象に対応した実際の循環場の変動はどう現われているのかなど、新たな疑問も生じてくる。30—50日周期振動の機構とも関連して、今後の大きな課題であろう。

図8. 帯状平均流の東西成分における30—40日周期変動成分の緯度—時間分布。同一周期によるモンスーンの変動の各ステージ（*Category 1*が南西モンスーン気流の極小、*Category 5*が極大に対応）において合成されたもの。等値線の間隔は1 m/s，陰影部は東風成分を示す。（村上，1983）

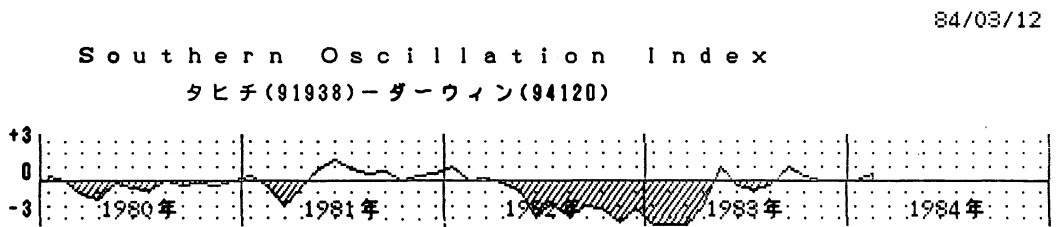
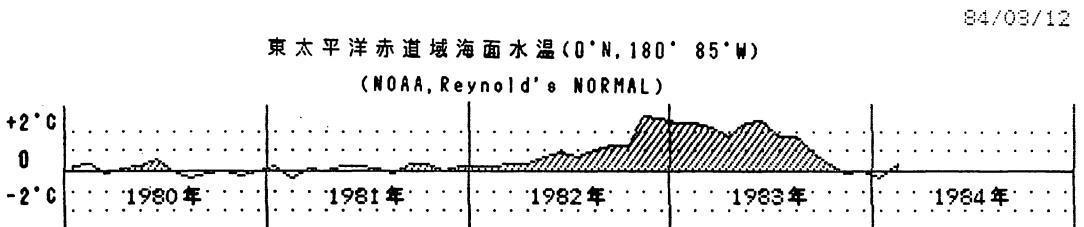
## 参 考 文 献

- Anderson, J.R. and R.D. Rosen, 1983: The Latitude–Height Structure of 40–50 Day Variations in Atmospheric Angular Momentum. *J. Atmos. Soc.*, **40**, 1584–1591.
- 荒川秀俊, 1958 : アジアの季節風と梅雨, 天気, 5, 79–80,
- 朝倉 正, 1955 : 梅雨の入りとモンスーンの入り, 天気, 2, 186
- Chang, C.P., 1977: Viscous Internal Gravity Waves and Low-Frequency Oscillations in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 901–910.
- Hoskins, B.J., and D.J. Karoly, 1981: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179–1196.
- Julian, P.R., and R.A. Madden, 1981: Comments on a paper by T. Yasunari, “A Quasi-Stationary Appearance of 30 to 40-Day Period in the Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon over India”. *J. Meteor. Soc.*, **59**, 435–437.
- Kalsi, S.R., 1980: On Some Aspects of Interaction between Middle Latitude Westerlies and Monsoon Circulations, *Mausam*, **31**, 305–308.
- Krishnamurti, T.N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30 to 50 Day Mode at 850mb during Monex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088–2095.
- Madden, R.A., and P.R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- \_\_\_\_\_, 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
- Murakami, M., 1983: Analysis of the Deep Convective Activity over the Western Pacific and Southeast Asia. Part II: Seasonal and Intraseasonal Variations during Northern Summer. Submitted to *J. Meteor. Soc.*, **61**.
- 村上勝人, 1983 : モンスーンの季節内変動と大気大循環 — 帯状平均場にあられる変動, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, 36
- 山形俊男, 林 良一, 1983 : 熱帯対流圏にあられる 30–50 日振動の簡単な診断モデル, 日本気象学会秋季大会講演予稿集 39
- Murakami, M., T. Nakazawa, and J. He, 1983: 40–50 Day Oscillations during the 1979 Northern Hemisphere Summer. Dept. of Meteor., University of Hawaii.
- Pant, P.S., 1983: A Physical Basis for Changes in the Phases of the Summer Monsoon over India. *Mon. Wea. Rev.*, **11**, 487–495.
- Raman, C.R.V., 1981: Blocking Highs over Eurasia and Their Influence on Breaks in Summer Monsoon over India. Extended Abstracts of International Conference on the Scientific Results of the Monsoon Experiment, Denpasar, Bali, Indonesia, 1-21-26.
- Ramaswamy, C., 1962: Breaks in the Indian Summer Monsoon as a Phenomenon of Interaction between the Easterly and the Sub-Tropical Westerly Jet Streams. *Tellus*, **14**, 337–349.
- Stevens, D.E., 1983: On Symmetric Stability and Instability of Zonal Mean Flows near the Equator. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 882–893.
- Suda, K., and T. Asakura, 1955: A Study on the Unusual “Baiu” Season in 1954 by Means of Northern Hemisphere Upper Air Mean Charts. *J. Meteor. Soc.*, **33**, 233–244.
- 時岡達志, 1983 : エル・ニーニョに対する大気の応答。グロースベッター, 22, 1–17
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness Fluctuations Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc.*, **57**, 227–242.
- \_\_\_\_\_, 1980: A Quasi-Stationary Appearance of 30 to 40 Day Period in the Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon over India, *J. Meteor. Soc.*, **58**, 225–229.



\_\_\_\_\_, 1981: Structure of an Indian Summer Monsoon System with around 40-Day Period. J. Meteor. Soc., 59, 336-354.

Webster, P.J., 1981: Mechanisms Determining the Atmospheric Response to Sea Surface Temperature Anomalies. J. Atmos. Sci., 38, 554-571.



# 1979年1月の東西波数1の増幅および鉛直伝播について

田中 博\*

## 1. はじめに

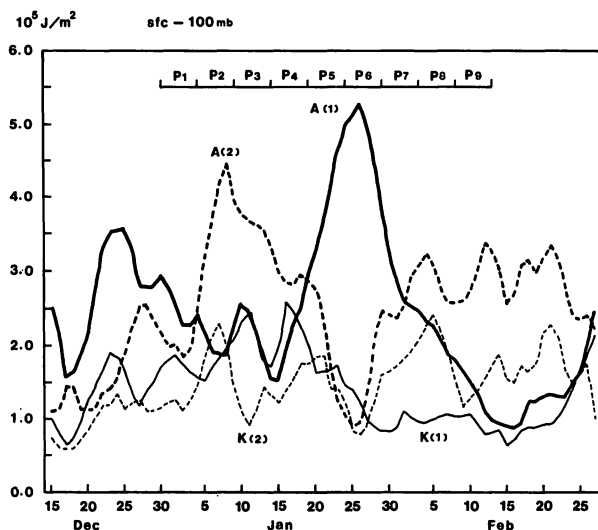
長期予報およびブロッキング現象においてプラネタリー波がなぜ増幅するかは中心課題的に重要な問題であり、多くの説が提唱されている (Egger, 1978; Tung and Lindzen, 1979; Charney and DeVore, 1979)。Madden and Labitzke (1981) は、解析的研究により、強制波と自由波の非線形相互作用の重要性を指摘している。これらの研究に対し、観測に基づいて、波数領域におけるエネルギーの流れの時間変化を検討することは、各々のモデルに優劣を与える重要な手がかりとなる。近年、大規模に実施されたFGGEにより得られたデータは上記の問題に解答を与える有力な資料として期待されている。

本報では、1979年1月中旬から下旬にかけて北半球において観測された顕著な波数1の増幅および鉛直伝播に対し、波数領域におけるエネルギーの流れを検討し、増幅の原因をエネルギー的に調べるとともに、増幅した波数1の鉛直伝播に対し、波数1の南北スケールの変化という観点から伝播の原因を検討した。

本報で用いた資料は、1978年暮から行なわれたFGGE level IIIb データのSOP-1 (Special Observation Period 1), GFDL version である。ただし、00Zと12Zのものを用いた。

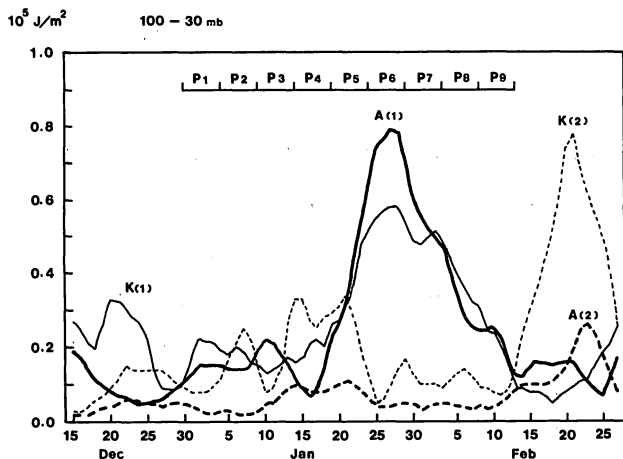
## 2. 東西波数1の増幅および鉛直伝播

はじめに、1979年1月中旬から下旬にかけての波数1の増幅および鉛直伝播の観測事実を明らかにしておく。北半球の対流圏(地上から100 mbまで)および下部成層圏(100 mbから30 mbまで)における波数1および波数2の運動エネルギー $K_{(1)}$ ,  $K_{(2)}$ , 有効位置エネルギー $A_{(1)}$ ,  $A_{(2)}$ の時間変化を第1図に示す。対流圏では、 $A_{(1)}$ は1月15日から26日までの約10日間のうちに $1.5 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ から約3.5倍の $5.3 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ に増大した。ピーク時には渦動有効位置エネルギーの大部分を波数1が占めたわけである。 $A_{(1)}$ の増大に伴い、 $A_{(2)}$ ,  $K_{(1)}$  および  $K_{(2)}$ の減少が見られ



第1-a 図

\* U.S.A. ミズリー大学大気科学教室



第 1-b 図

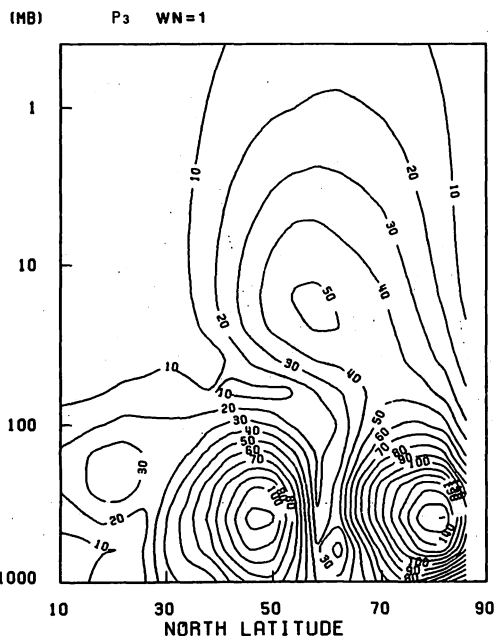
北半球における波数 1 と波数 2 の運動エネルギー  $K_{(1)}$ ,  $K_{(2)}$  および有効位置エネルギー  $A_{(1)}$ ,  $A_{(2)}$  の時間変化。対流圏(a), 下部成層圏(b)。図中の  $P_1$  から  $P_9$  は本報で定義した期間。

を 5 日間ごとに区分し、各々の期間を順に  $P_1$  から  $P_9$  と命名する。また、1 月 16 日から 25 日までの 10 日間を増幅期、26 日から 2 月 4 日までの 10 日間を減衰期と定義した。

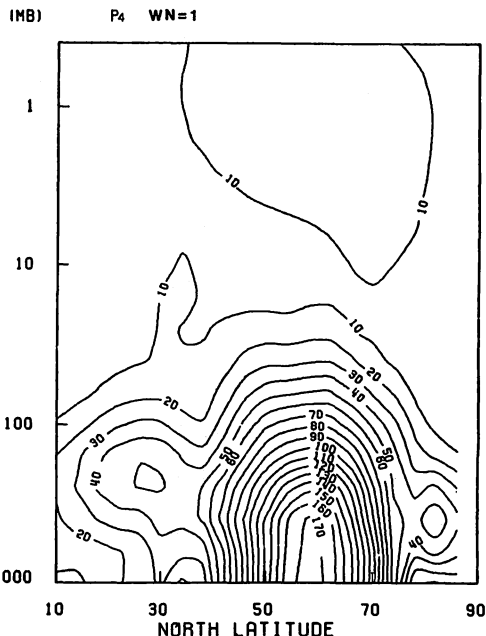
波数 1 の増幅の開始直前の  $P_3$  からピーク  $P_6$  に至るまでの波数 1 のジオポテンシャル高度の振

るが、 $A_{(2)}$  の減少が著しい。一方、成層圏では、対流圏における  $A_{(1)}$ ,  $K_{(1)}$  が急増し、1 日遅れの 27 日にピークに達している。ピーク時のエネルギーレベルは、 $A_{(1)}$  に関して増幅前の約 10 倍、 $K_{(1)}$  に関して約 5 倍となっている。この急激なエネルギーの増大に対応して成層圏では、*minor warming* が発生しているが、*major warming* には至らなかった (Labitzke, 1981)。2 月下旬の  $K_{(2)}$  の増大に対応して *major warming* が発生しているが、これについては Palmer (1981) の報告があり、1 月下旬の波数 1 の減衰から *major warming* に至るまでの過程は Palmer and Hsu (1983) により報告されている。

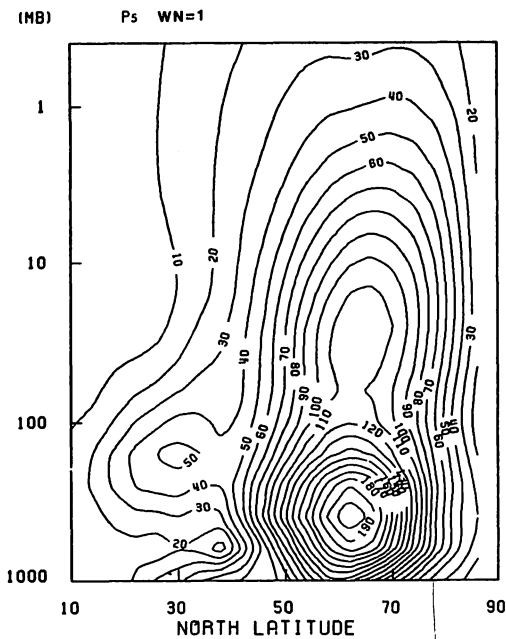
本報では、12 月 30 日以降、2 月 12 日まで



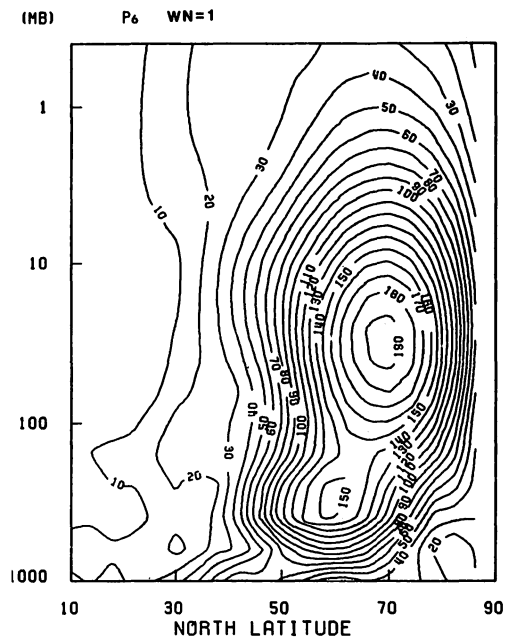
第 2-a 図



第 2-b 図



第 2-c 図

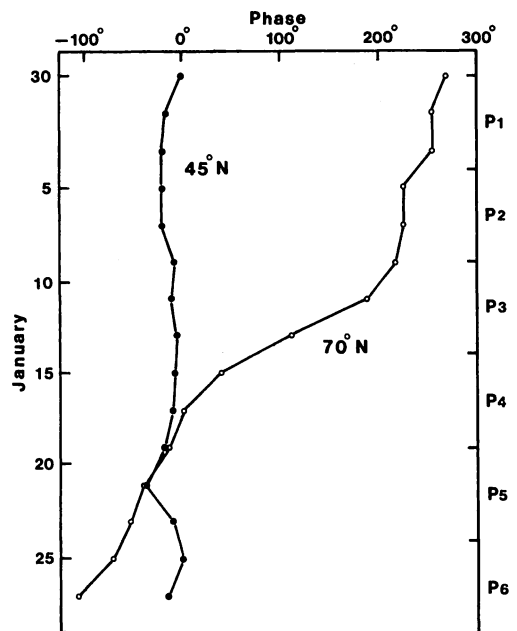


第 2-d 図

5 日平均ジオポテンシャル高度の鉛直子午面分布。ただし、図中の値には  $\exp(-z/2)$  が乗じてある。(a)は波数 1 の増幅直前、(d)は増幅のピークに相当する。単位は (m)。

幅の鉛直子午面分布を第 2 図に示す。ただし、この図の値には  $\exp(-z/2)$  が乗じてある (Matsuno 1970)。ここで  $Z = \ln(P_0/P)$  である。 $P_3$  では、対流圏において位相の異なる 2 つの振幅の極大が形成された。位相は中緯度の極大で  $10^\circ W$ 、高緯度の極大で  $170^\circ E$  であった (第 3 図)。 $P_4$  では、 $60^\circ N$  に単一の振幅の極大を持つ分布を呈した。 $P_5$  では、対流圏から成層圏への波数 1 の伝播が開始し、 $A_{(1)}$  のピーク時に相当する  $P_6$  では、 $70^\circ N$  の下部成層圏に極大が形成された。対流圏から成層圏への波数 1 の伝播が明瞭である。

複素表示された波数 1 のジオポテンシャル高度を対流圏内で鉛直積分し、その位相の変化を調べた結果を第 3 図に示す。中緯度 ( $45^\circ N$ ) における位相は  $10^\circ W$  付近で停滞し強制波としての特徴を示しているのに対し、高緯度 ( $70^\circ N$ ) における位



第 3 図

$45^\circ N$  および  $70^\circ N$  における対流圏平均ジオポテンシャル高度の波数 1 の位相 (リッジの経度) の時間変化。

相は約 27 日周期で西進し、自由波としての特徴を呈している。*Madden and Labitzke* (1981) は、 $60^{\circ}N$  について解析を行ない約 16 日周期を見出しているが、第 2-a 図から明らかなように、 $60^{\circ}N$  は  $P_3$  において振幅の最も小さい緯度であるため  $70^{\circ}N$  を用いた。 $P_3$  では逆位相だった強制波と自由波が  $P_4$  では自由波の西進により同位相となった。 $60^{\circ}N$  に単一の極大を持つ波数 1 の振幅の分布 (第 2-b 図) は、強制波と自由波の重ね合わせとしてある程度解釈できる。強制波と自由波が同位相になった時に  $A_{(1)}$  が増大し、成層圏への鉛直伝播が開始されている。自由波はその後も西進を続けるが、 $A_{(1)}$  がピークに達した  $P_6$  以降は不明瞭となった。

以上のことから、1 月中旬以降に観測された波数 1 の増幅はエネルギー的には波数 1 の有効位置エネルギーの増大として特徴づけられ、増幅および成層圏への鉛直伝播に関し、高緯度における西進波が、中緯度における停滞波と同位相になったことが重要であると指摘できる。

### 3. 東西流と波数 1 の南北スケール

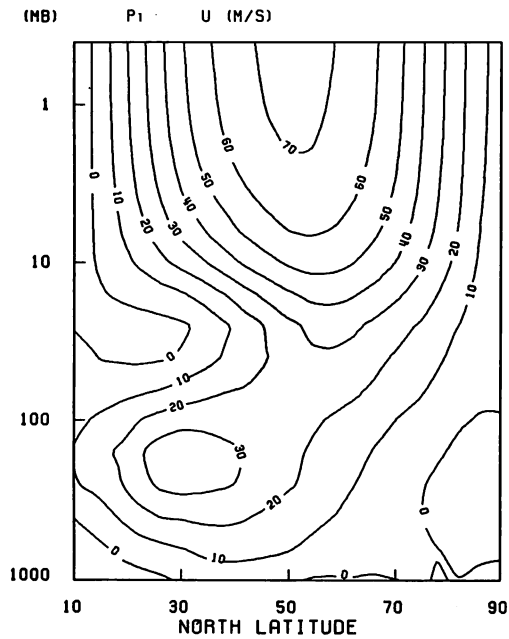
プラネタリー波の鉛直伝播の構造を比較的簡単に、しかも精巧に表現するものとして、松野のポテンシャル渦度保存式があげられる (*Matsuno, 1970*)。定常の場合の式を以下に書きおろす。

$$\phi(\lambda, \theta, z) = \sum_{m=1}^{\infty} \psi_m(\theta, z) \exp(im\lambda + \frac{z}{2}) \quad (1)$$

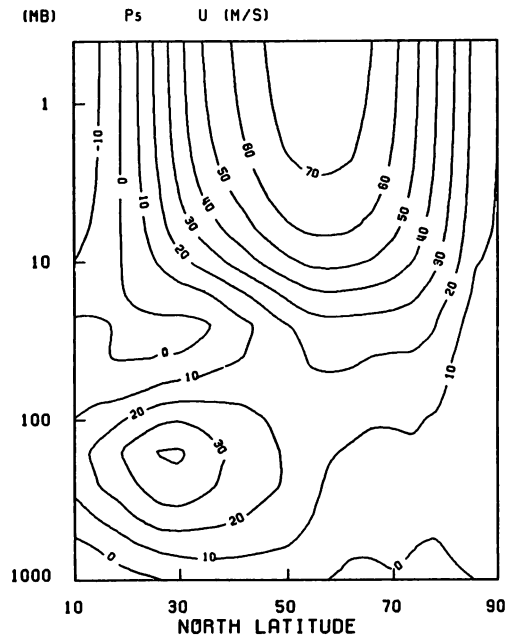
$$\frac{\sin^2 \theta}{\cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \frac{\cos \theta}{\sin^2 \theta} \frac{\partial \psi_m}{\partial \theta} \right) + l^2 \sin^2 \theta \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + Q \psi_m = 0 \quad (2)$$

ここで  $l = 2a\Omega/N$ 、 $\phi$  はジオポテンシャルである。式の詳細は原論文を参照されたい。この方程式に従うとプラネタリー波の鉛直伝播は、その南北構造および *refractive index*,  $Q$  の分布に依存する。 $Q$  は  $\bar{u}$  の関数である。成層圏突然昇温に関し、 $Q$  の鉛直子午面分布の変化により  $E-P$  フラックスの方向および強さが変化することが重要であると *O'Neill and Youngbuilt* (1982), *Kanzawa* (1982) は指摘している。1979 年の場合、1 月下旬に *minor warming* をもたらした波数 1 の増幅および鉛直伝播により  $Q$  が変化し、これが *preconditioning* となって 2 月下旬の *major warming* を導いている (*Palmer and Hsu, 1983*)。一方、*Boyd* (1982) はプラネタリー波の鉛直伝播に関して、 $Q$  の変化よりもプラネタリー波の南北構造の変化が重要であると指摘している。そこで、本報では 1979 年、1 月の波数 1 の鉛直伝播がどのような条件のもとで生じたかという問題に対し、この両者の立場から検討した。

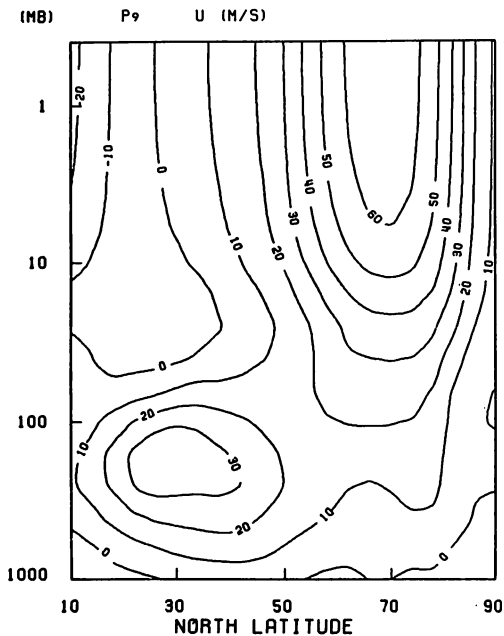
第 4 図は、 $P_1, P_5, P_9$  の各々の期間における東西流  $\bar{u}$  の鉛直子午面分布を示す。第 4-a 図と第 4-b 図に示された  $\bar{u}$  の分布は、その緯度方向の微分も合わせてほぼ同一のパターンを示しているといえる。一方、第 4-c 図に示された鉛直伝播後の  $\bar{u}$  の分布からは極夜ジェット約  $15^{\circ}$  極方向への変位と衰退が明らかである。この *preconditioning* として特徴づけられる  $\bar{u}$  の分布の変化と 2 月下旬の波数 2 の鉛直伝播の関係については上述した。ここで重要なことは 1 月中旬以降の波数 1 の



第 4-a 図



第 4-b 図



第 4-c 図

東西流,  $\bar{u}$  の鉛直子午面分布, 波数 1 の増幅前(a), 増幅時(b), 増幅後(c)。

鉛直伝播に関し, それに先行する  $\bar{u}$  の分布に明瞭な変化が見出せないということである。従って  $Q$  の変化は 1 月中旬以降の波数 1 の鉛直伝播に対して本質的でないと考えられる。

次に, 波数 1 の南北構造の変化を検討した。第 2 図から推測されるように, 鉛直伝播以前の波数 1 の南北スケールは小さく, 伝播の際の南北スケールは大きい。擾乱の空間スケールが大きくなり一定の臨界値を越えた時に鉛直伝播が生じることは良く知られている (Charney and Drazin, 1961)。そこで, 波数 1 の南北スケールの時間変化を定量的に表現するために, 100 mb までの鉛直平均に対し, Hough 関数展開を行なった結果を第 5 図に示す。Hough 関数展開に関する詳細は, Kasahara (1976) に準拠した。縦軸に外部ロビー波に対応する南北モード番号,  $l_R$  をとり, 図

中の振幅の単位は ( $m$ ) で表現してある。12月下旬に  $l_R = 10$  に出現した  $100m$  を越える大振幅が時間とともに、より低次の *antisymmetric* モードへ移り、 $l_R = 4$  に達した1月中旬には波数1の鉛直伝播が開始した。波数1の南北スケールが組織的に伸びたことは明らかである。注目すべきことは、 $l_R = 6$  で最大振幅に達した時点では鉛直伝播は生じていないのに対し、 $l_R = 4$  が  $100m$  を越えた段階で急激に鉛直伝播が開始されたことである。第4-b 図から中緯度の  $\bar{u}$  は圏界面付近で  $25m/s$  であり、球面座標系における鉛直伝播が可能な南北モードは Dickinson, (1968) によると  $l_R \leq 4$  である。従って、増幅した波数1の南北スケールが伸びた結果、鉛直伝播が可能な臨界値を越え、伝播が開始されたと解釈できる。

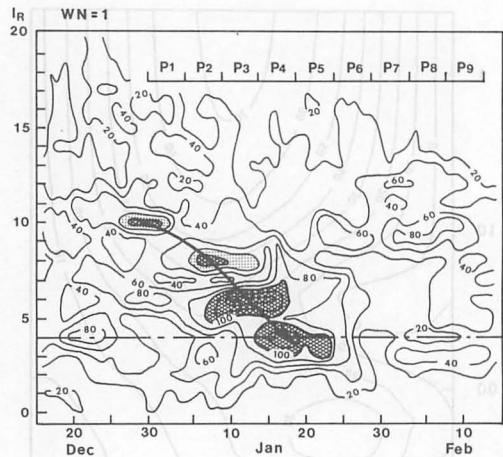
以上のことから、1月中旬以降の波数1の急激な鉛直伝播は *refractive index* の変化ではなく、波数1自身の南北スケールの伸びが原因であったと指摘できる。この南北スケールの伸びに関しては中緯度における停滞波と高緯度における西進波が同位相となることが重要と考えられる。

#### 4. 有効位置エネルギー収支

北半球の対流圏における波数1の増幅は有効位置エネルギーの増大として特徴づけられた (第1図)。そこで、波数1の有効位置エネルギーがどのような過程により増大したかが問題となる。この問題を明らかにするために北半球の対流圏に関する有効位置エネルギー方程式各項の時間変化を調べた。波数領域におけるエネルギー方程式の詳細は Saltzman (1957), (1970) に従った。ただし、赤道を通過するフラックス項が方程式に考慮されている。FGGE SOP-1, SOP-2に関する地球全体の波数領域でのエネルギー収支は Kung and Tanaka (1983), (1984) により解析され、渦動有効位置エネルギーの大部分がプラネタリー波に含まれていることが明らかにされている。波数1の有効位置エネルギーの時間変化は以下の式で表わされる。

$$\frac{\partial A_{(1)}}{\partial t} = R_{(1)} + S_{(1)} - C_{(1)} + H_{(1)} \quad (3)$$

ここで、 $R_{(1)}$ ,  $S_{(1)}$ ,  $C_{(1)}$ ,  $H_{(1)}$  はそれぞれ *zonal-wave interaction*, *nonlinear wave-wave interaction*, 有効位置エネルギーから運動エネルギーへのエネルギー変換, 非断熱加熱によるエネルギーの供給を示す。また、カッコ内の数字は波数1を示す。方程式の残差として  $H_{(1)}$  が求められている。



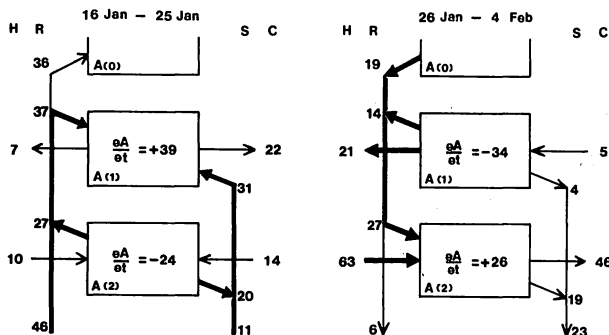
第5図

波数1の外部ロスビー波に相当する Hough モード ( $0 \leq l_R \leq 20$ ) の時間変化。単位は ( $m$ )。図中には鉛直伝播が可能な臨界モードが点線で記入されている。

方程式の右辺各項の時間変化に対し、 $SOP-1$ の平均を除去し、さらに10日以下の周期を除去するローパス数値フィルターを適用した結果を第6図に示す。

増幅期には、 $R_{(1)}$  および  $S_{(1)}$  が正であることから、波数1の増幅には、*zonal-wave interaction* および *nonlinear wave-wave interaction* が重要であったことが指摘される。 $C_{(1)}$  は急激な  $A_{(1)}$  の増大を緩衝させるように作用している。減衰期には  $S_{(1)}$  は負に転じ、 $A_{(1)}$  の初期の減少に主要な役割を果たしていることが指摘されるが、その後、再び正に転じている。2月に入ってからの正の  $S_{(1)}$  は、負に転じた  $R_{(1)}$  と打ち消し合い、結果的には  $A_{(1)}$  の時間変化に影響を及ぼしていない。減衰の主要な原因はむしろ長期間にわたり負の値を示した  $H_{(1)}$  にあると言える。以上のことから、1月中旬以降に  $A_{(1)}$  が急激に増大した原因は、 $R_{(1)}$  による  $A_{(1)}$  の増大と、 $S_{(1)}$  による  $A_{(1)}$  の増大が同時に作用したためと解釈できる。

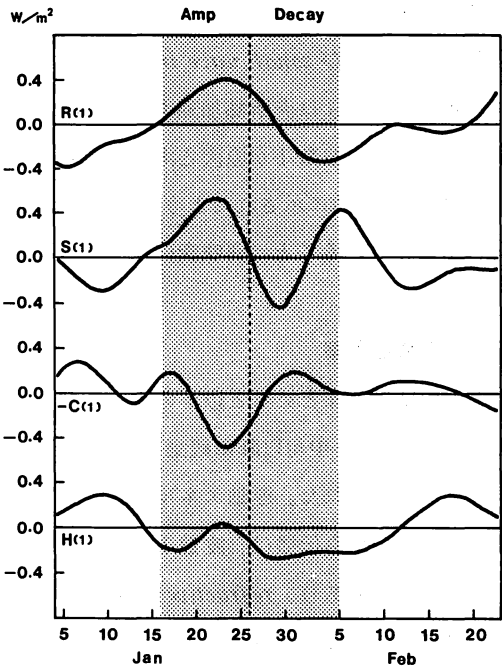
増幅期および減衰期の各々の10日間平均に対する有効位置エネルギー収支を波数2との関係で調べた結果を第7図のボックスダイアグラムに示す。方程式右辺の  $H, R, S, C$  に対応する図中の



第7図

対流圏における波数1、波数2の有効位置エネルギーに関するエネルギーフローダイアグラム。増幅期(a)、減衰期(b)。

図中の値 ( $10^{-2} W/m^2$ ) は  $SOP-1$  平均からの偏差で示されている。



第6図

対流圏における波数1の有効位置エネルギー方程式、(3)各項の時間変化。ただし、平均および10日以下の周期を除去するローパス数値フィルターが適用されている。増幅期および減衰期を陰影で示した。

矢印でエネルギーの流れの方向を表現し、大きさを数値で添えた。ただし、図中の値は  $SOP-1$  平均値からの偏差で示されている。エネルギーの時間変化の原因となった項を太い矢印で表現した。波数1の増幅期において、第1図からも推測されるように、 $S_{(1)}$  の増大の多くは波数2からのエネルギーの供給であったことが明らかである。また、 $R_{(1)}$  が増大している際に  $R_{(2)}$  が負を示していることから、 $A_{(0)}$  から  $A_{(2)}$  に流れるべ



きエネルギーが、 $A_{(1)}$  に集中してしまったと考えられる。波数 1 の減衰期において、 $A_{(1)}$  の減少は非断熱冷却および *zonal-wave interaction* により生じている。また、一旦 *interaction* プロセスにより減少した  $A_{(2)}$  は非断熱加熱および *zonal-wave interaction* の増大により元のエネルギーレベルまで増大した。波数 1 が原因と考えられる波数 2 の有効位置エネルギーの減少および増大が、結果的には第 1-a 図に示されたように、*Matsuno* (1971) の突然昇温モデルの境界条件と同様の変化を引き起こしていることは興味深い。

## 5. まとめと考察

本報の結果をまとめると以下のようになる。

1. 1979 年 1 月中旬以降に観測された波数 1 の増幅は、波数 1 の有効位置エネルギーの増大として特徴づけられた。運動エネルギーは成層圏では増大したが、対流圏では減少した。
2. 波数 1 の鉛直伝播は、波数 1 の南北スケールが伸びて鉛直伝播可能な条件を満足したことにより生じたのであり、*refractive index* の分布の変化によるものではない。
3. 対流圏の高緯度 ( $70^{\circ}N$ ) で顕著な波数 1 の西進波 (約 27 日周期) が観測され、これが中緯度で停滞する波数 1 と同位相になった時に南北スケールが伸び、増幅および鉛直伝播が生じた。
4. 波数 1 の有効位置エネルギーの増大は、*zonal-wave interaction* および *nonlinear wave-wave interaction* の同時作用により生じた。波数 2 の有効位置エネルギーの貢献が大きかった。また、増幅した波数 1 は非断熱冷却および *zonal-wave interaction* により減衰した。

本報の結果から、プラネタリー波の増幅に関し 1979 年 1 月の波数 1 の増幅においては、観測された波数 1 の西進波 (自由波) と波数 1 および 2 の停滞波 (強制波) との非線形相互作用 (顕熱輸送) が重要と考えられる。また、成層圏への鉛直伝播に関しては、波数 1 の西進波と停滞波の干渉作用が重要と考えられる。波数 1 の西進波に対する今後の一層の研究が望まれる。

## 謝 辞

本研究は *National Science Foundation (NSF)*, *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, および *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* の *GARP Grant ATM-8108216* の共同支援による総合的 *FGGE* エネルギー解析の一環として進行中のものである。本報の執筆を許可された *U.S.A.* ミズリー大学大気科学教室の *E. C. Kung* 教授には感謝いたします。

## References

- Boyd, J.P., (1982): The influence of meridional shear on planetary waves. Part I: Nonsingular wind profiles. *J. Atmos. Sci.*, 39, 756-769.
- Charney, J.G., and J.G. DeVore, (1979): Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1205-1216.
- Charney, J.G., and P.G. Drazin, (1961): Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 66, 83-109.
- Dickinson, R.E., (1968): On the exact and approximate linear theory of vertically propagating planetary Rossby waves forced at a spherical lower boundary. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 405-415.
- Egger, J., (1978): Dynamics of blocking highs. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1788-1801.
- Kanzawa, H., (1982): Eliassen-Palm flux diagnostics and the effect of the mean wind on planetary wave propagation for an observed sudden stratospheric warming. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1063-1072.
- Kasahara, A., (1976): Normal modes of ultralong waves in the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 669-690.
- Kung, E.C., and H. Tanaka, (1983): Energetics analysis of the global circulation during the special observation periods of FGGE. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2575-2592.
- Kung, E.C., and H. Tanaka, (1984): Spectral characteristics and meridional variations of energy transformations during the first and second special observation periods of FGGE. (submitted)
- Labitzke, K., (1981): The amplification of height wave-1 in January 1979: A characteristic precondition for the major warming in February. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 983-989.
- Madden R.A., and K. Labitzke, (1981): A free Rossby wave in the troposphere and stratosphere during January 1979. *J. Geophys. Res.*, 86, 1247-1254.
- Matsuno, T., (1970): Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter northern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 27, 871-883.
- Matsuno, T., (1971): A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479-1494.
- O'Neill, A., and C.E. Youngblut, (1982): Stratospheric warmings diagnosed using the transformed Eulerian-mean equations and the effect of the mean state on wave propagation. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1370-1386.
- Palmer, T.N., (1981): Diagnostic study of a wavenumber-2 stratospheric sudden warming in a transformed Eulerian-mean formalism. *J. Atmos. Sci.*, 38, 844-855.
- Palmer, T.N., and C.P.F. Hsu, (1983): Stratospheric sudden coolings and the role of nonlinear wave interactions in preconditioning the circumpolar flow. *J. Atmos. Sci.*, 40, 909-928.
- Saltzman, B., (1957): Equations governing the energetics of the large scales of atmospheric turbulence in the domain of wavenumber. *J. Meteor.*, 14, 513-523.
- Saltzman, B., (1970): Large-scale atmospheric energetics in the wavenumber domain. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 8, 289-302.
- Tung, K.K., and R.S. Lindzen, (1979): A theory of stationary long waves. Part I: A simple theory of blocking. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 714-734.

## The Structure of the Asian Monsoon Surface Wind Field over the Ocean

C. Fu, J. Fletcher and R. Slutz

Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 22, p.1242—1252, 1983

### 「海洋上におけるアジア・モンスーンの風の場の構造」\*

この論文は、1860年～1970年の海上気象データを用いた地上風の解析により、インド洋と西太平洋上の夏期モンスーンの構造を調査したものである。巨大なモンスーン低気圧の南縁には、アフリカ、インド、インドシナ半島の東端に3つの谷が存在することが判明した。各谷場の東には強制された風の吹く広い領域があり、それぞれアラビア海西部、ベンガル湾、南シナ海に分岐している。我々はこれを南西モンスーンに分岐現象と呼ぶことにする。

これらの分岐はそれぞれの特徴を持ち、南アジアの降水分布に影響している。このことは降水分布の観測から明らかにされ、各半島の西海岸において最大の降水量となっている。

分岐現象と海陸分布関係の検討によると、この南西モンスーン波動の構造は中緯度における偏西風帯の波動とは非常に異っていることを示している。3つのモンスーントラフは、下層における気温場の変動と一致しており、又この領域の海陸の温度対照を反映し、モンスーン期の地上風が強調される特徴を持つ、赤道を横切る強い流れの経度と一致している。

#### 1. はじめに

大気大循環の突然の変化に伴う過程をより明確にするため、全球気候系においてもっとも energetic でかつ variable な構造を持つアジアモンスーンの振舞いを調査した。モンスーン降雨による潜熱の放出は、大気大循環に重要な役割をはたし世界の天候に影響を与えている。最近の研究によると、北米の冬の循環はアジアモンスーンの降雨分布と強く関係している (Horel and Wallace, 1981; Hoskins and Karoly, 1981; Webster, 1982)。

普通、大陸上の降雨を使って、夏期モンスーンの期間の変動を示す。即ちモンスーン降雨の開始日、雨期の期間等である (Gao, 1965; Banerjee and Ramon, 1976)。しかし、大陸上のモンスーン降雨は大陸上の大気循環を示すのみで、大規模なモンスーン循環のわずか一部にすぎない。

この研究では、主に海上気象データを用いて全モンスーン循環のもう一方の部分であるインド洋と西太平洋上のモンスーンの振舞いを調査した。大陸上のモンスーンの振舞いをこれと結びつけて

---

\* 田崎 允一 (気象庁長期予報課)

比較し、モンスーンによる熱源とその変動全体の一般的特徴の理解に努めた。また、海洋上と大陸上の夏期モンスーンを関係づけ、海洋上のモンスーンの振舞から大陸上のモンスーン降雨を予報する糸口を見つけることを試みた。

## 2. データ

モンスーン変動の構造を調査するには3次元のデータが必要であるが、そのような時系列データは充分ではない。そこで海洋上の地上風データが、海洋上のモンスーンの振舞いを調査するために、主に用いられた。

海洋上の月平均地上風の気候図は、National Climate Centerにおいて1860～1970年の“Historical Sea Surface Temperature Project”(HSSTP)の海洋データファイルを用いて計算された。我々はアジアの夏期モンスーンに焦点を合わせたので、 $40^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 、 $30^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{S}$ のインド洋と西太平洋領域を選択した。データセットの解像度は、 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ (緯経度)の格子である。モンスーンの特徴を示すために用いた要素は、scalar wind, vector wind,  $u, v$ -成分である。

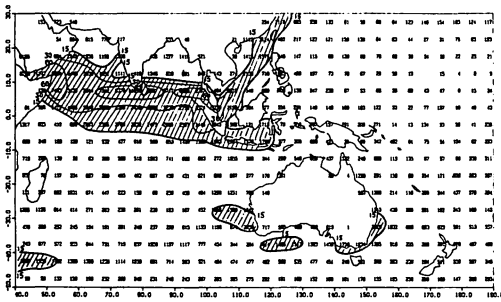


図1. 7月の風の観測回数分布

これらの理由により、モンスーン活動を気候的に示している地上風のデータは、統計的信頼性を満していると信じている。

## 3. 海洋上のモンスーン分岐現象とモンスーン低気圧

図2aと2bは各々1月と7月のインド洋と西部太平洋上の地上風を示している。これらのマップを比較すると、この領域の地上風場のモンスーンの特徴は、以前の下層モンスーン循環の研究とよく類似している(e.g. Ramage, 1971; Young, 1981; Shukla and Baker, 1982)。北半球の冬には、海洋の北部では北東風が卓越し、西部域では北東モンスーンと呼ばれている。即ち冬の

モンスーンである。赤道を越えた後、南東方向に転向し、10°S 付近で南東貿易風と出会い、南半球の夏の主ITCZを形成する。赤道の北側の北東モンスーンは、西部アラビア海、西部ベンガル湾、南シナ海とフィリピン付近の西部太平洋に3つの中心を持っている。最も強い北東モンスーンは東部地域に最も弱いものはベンガル湾に現われる。

北半球の夏には地上風は劇的な変化を示している。南半球からの強い南東貿易風は赤道を横切り、そして南西流に変わるので、南西モンスーンまたは夏のモンスーンと呼ばれる。南西モンスーンの南の境界は赤道付近にあり、貿易風と出会い西部太平洋のITCZを形成する。ITCZの位置は緯度で約20度の季節変動をする。それは他の研究で述べられているように気候変動の鋭敏な指標でもある。

モンスーン気候学 (Ramage, 1971) では討論されていない興味ある特徴の1つは、海洋上の南西モンスーンは3つの最大風速の主な中心を持つことで、それぞれ西アラビア海、ベンガル湾、南シナ海に位置している。我々はこれを夏のモンスーン分岐現象と呼ぶことにする。海洋上の南西モンスーンは、主にこれら3つの通路を通してモンスーン低気圧に流れ込みアジアの風の場に収束するように見える。南西モンスーンのこれら3分岐の強さは西から東へ弱まる傾向がある。この分岐現象は5月から9月までの夏のモンスーンシーズン全期間に存在する。解像度  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  の *Climatic Atlas of the Indian Ocean* の合成風マップ (Hastenrath and Lamb, 1979) では、南西モンスーンの3分岐が非常に明確に示されている。

南西モンスーンに分岐現象は、地上風の南北成分の季節変動を反映している。我々は、モンスーンの特徴を表すために地上風の7月と1月の  $v$ -成分の差である指数  $\Delta v$  を定義した。通常は7月には南風 ( $v$ : 正), 1月には北風 ( $v$ : 負) になるので、大きな  $\Delta v$  は強い季節変化を示す。 $u$ -成分は  $v$ -成分程大きくはないが同じ事である。図3の  $\Delta v$  分布は、最も強いモンスーンの指標がどこにあるかを示している。最も強い指標は主に北半球に現われる。南西モンスーンの3分岐の位置は  $\Delta v$  の正の中心にある。7月のベクトル風の標準偏差マップ図4bは、最も活発な夏のモン

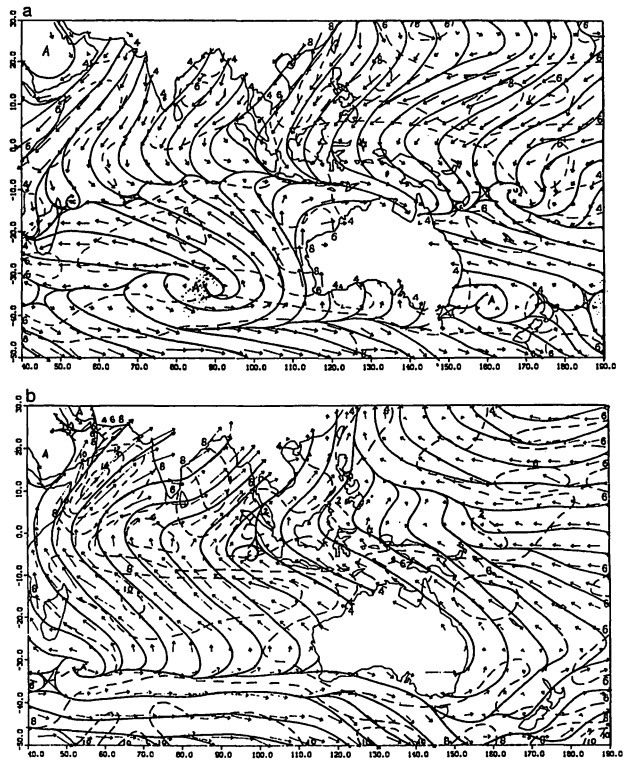


FIG. 2. Surface wind field (10-year mean for the period 1860-1970): (a) January; (b) July [dashed lines are isobars ( $m s^{-1}$ )].

図2. 地上風 (a. 1月, b. 7月)

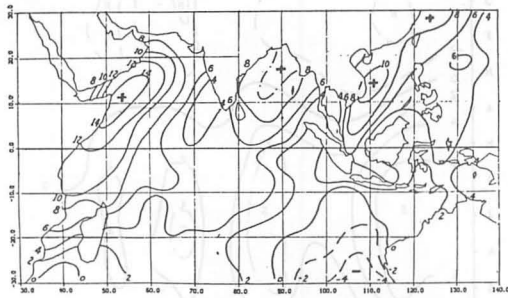


FIG. 3. January-July difference of  $v$  component ( $m s^{-1}$ ) of surface wind (July minus January) [10-year mean as Fig. 2].

図3. 地上風南北成分の7月と1月の差スーンの領域を示し、例えば3つの分岐の中心は北東貿易風の地域を除いては北半球の夏の大きな標準偏差の領域になっている。これは3つの分岐の強い年々変動を反映している。しかし北半球の冬(図4a)における北東モンスーン地域の標準偏差は、北東貿易風系と比較して全く小さいものである。このように海洋上の北東モンスーンの、年々変動は小さく、かなり定常的なものである。

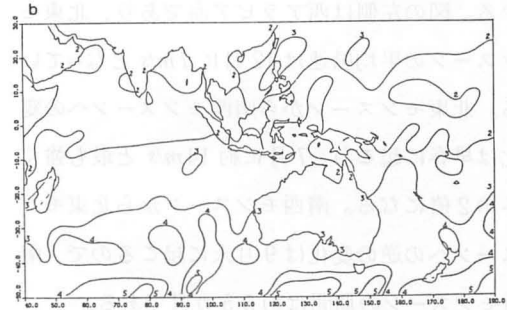
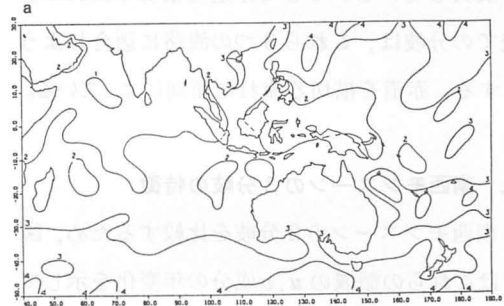


FIG. 4. Standard deviation for modular wind ( $m s^{-1}$ ) for the period 1860-1970 for (a) January, (b) July.

図4. 風速の標準偏差

図5は、7月北半球海面気圧分布図である。南西モンスーンの分岐は、巨大なモンスーン低気圧

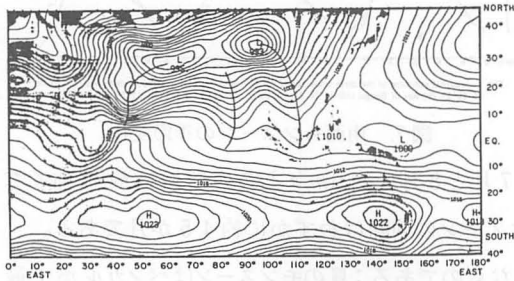


FIG. 5. Sea-level pressure field (mb) over the Indian and western Pacific Oceans in July (from van de Boogaard, 1977).

図5. 地上気圧場

を示している。

の南の縁の3つの波と良く一致している。気圧場の大陸の東海岸にある3つのモンスーントラフを表わしている。南西モンスーンの3つの分岐は、対応するモンスーントラフの下流に位置している。この3波分布は大気下層の700 mb(図略)にも見られる。気圧場の3波分布、3つのモンスーントラフの位置、南西モンスーンの3分岐の位置は分岐現象での海陸分布の影響

しかしながら、この領域で赤道を横切る流れはやはり分岐現象を示すが、特別な海陸分布が赤道沿いにあるわけではない。図6は赤道を横切る流れの様子を示している。40~140°Eの赤道に沿った地上風の $v$ -成分の断面図である。

これは4月から5月に赤道を横切る流れが北から南へ変化する平均的時間を示し、140°E近くを除いて西から東へ時間が遅れる傾向を持っている。北半球の夏期には、赤道をおよそ50, 90, 110, 130°Eで横切る流れがある。これらの初めの3つの枝は、南西モンスーンと同経度である。最後のものは西太平洋の弱い南西モンスーンと一致している。南西モンスーンに分岐現象は主に海陸分布

を反映している。そして赤道を横切る流れの上流での分岐は、これら3つの流路に適合しようとする、赤道を横切る流れの傾向によっている。

#### 4. 南西モンスーンの3分岐の特徴

南西モンスーンの3分岐を比較するため、図7はこれらの領域の  $u, v$  成分の年変化を示している。図の左側は西アラビア海であり、北東モンスーンは12月に  $7\text{ m/s}$  となっている。北東モンスーンから南西モンスーンへの変化は早春に起こり、7月に約  $14\text{ m/s}$  と最も強く冬の2倍になる。南西モンスーンから北東モンスーンへの変化は9月末に起こるので、南西モンスーンの期間は約5.5カ月である。

ベンガル湾における北東モンスーンは12~1月に約  $6.5\text{ m/s}$  と最も強くなる。北東から南西への変化は3月中頃に起こり、南西モンスーンは7月に約  $7\text{ m/s}$  と最も強くなる。南西から北東への変化は10月中頃に起こり、南西モンスーンは約7か月続く。

南シナ海では北東モンスーンは1月に  $8\text{ m/s}$  と最も強く、北東から南西へは5月初めに変わり、7月と8月に約  $6\text{ m/s}$  とこの領域は最も強くなる。南西から北東への変化は9月中頃で、南西モンスーンの期間はわずかに約4.5カ月である。

夏期モンスーンのこれら3分岐の特徴は次のようなものである：夏のモンスーンはベンガル湾で最も早く始まりそして最も遅く終る。西部アラビア海ではより強い風が吹くが期間は短い。これら2領域では夏のモンスーンは冬のモンスーンよりも強く吹く。しかし、南シナ海では北のモンスーンが南のものより強く、3領域では最も強い冬のモンスーンとなっている。このように夏のモンスーンはベンガル湾で最も活発であり、冬のモンスーンは南シナ海である。

他の疑問は：なぜベンガル湾での南西モンスーンが他の2領域よりも早く始まるかという事である。これはモンスーン構造における海陸分布の影響のように思われる。図8は4月の地上風を示す。北部海洋上のはほとんどの地域ではまだ冬のモンスーンが優勢な春に、南西の流れがベンガル湾の西部で最初に現われる（事実南西風はこの領域では3月に始まる）。この時点では、赤道を横切る流れは見られず、インド大陸上に深い谷が有り海陸分布が密接に関係していると思われる。この谷の

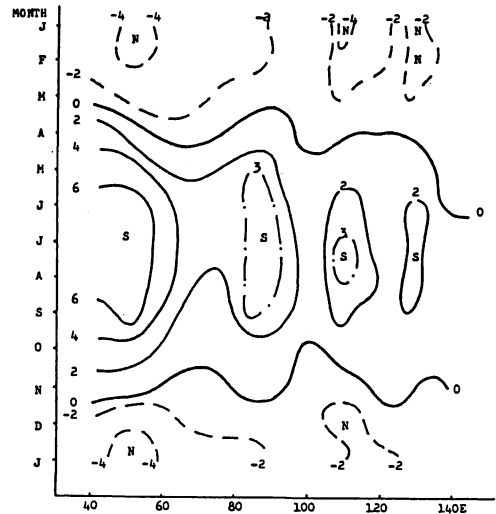


FIG. 6. Cross section of  $v$ -component of the surface wind ( $\text{m s}^{-1}$ ) along the equator from 40 to 140°E.

図6. 地上風の南北成分

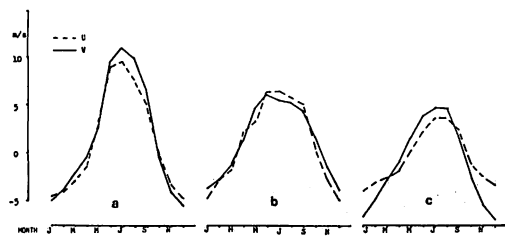


FIG. 7. Seasonal variation of the three branches of the SW-monsoon: (a) western Arabian Sea ( $10\text{--}15^\circ\text{N}$ ,  $55\text{--}60^\circ\text{E}$ ), (b) Bay of Bengal ( $10\text{--}15^\circ\text{N}$ ,  $85\text{--}90^\circ\text{E}$ ), (c) South China Sea ( $10\text{--}15^\circ\text{N}$ ,  $110\text{--}115^\circ\text{E}$ ).

図7. 南西モンスーンの季節変化

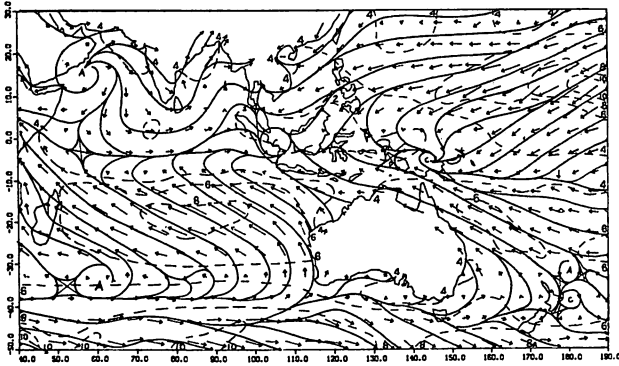


FIG. 8. As Fig. 2, but for April.

図8. 地上風（4月）

TABLE 1. Mean temperature ( $T$ ) and dew point temperature difference ( $T - T_d$ ) in the lower troposphere (at 850 mb) of three branches of the SW-monsoon:

43003—Bombay (19°07'N, 72°51'E)  
 43333—Port Blair (11°40'N, 92°43'E)  
 59981—Hsi Sha Chou Parcel (16°51'N, 112°20'E)

[data from van de Boogaard (1977) and Crutcher and Meserve (1970)].

Element (°C)	Station		
	43003	43333	59981
$T$	18.52	18.73	19.17
$T - T_d$	2.40	3.64	4.58

TABLE 2. Vertical temperature gradients (°C) between standard pressure levels [data from van de Boogaard (1977) and Crutcher and Meserve (1970)].

Layer (mb)	Station		
	43003	43333	59981
850-700	-7.40	-8.51	-8.19
700-500	-14.10	-14.77	-14.55
500-300	-22.77	-24.55	-23.98
300-200	-22.46	-22.64	-23.26

ら3地点での7月の850 mbにおける気温と露点温度差を示す。データはCrutcher and Meserve (1970)とvan de Boogaard (1977)の図表による。前者は新しいものを含まず、後者はわずか5年間のデータしか含まないので我々は気候の特徴を示すため両者の平均を求めた。西から東へ気温は上昇し湿度は減少するようにみえる。このことは、モンスーンの湿度は下流で増加するという今までの概念とは一致しない。

表2はこれらの地点での指定気圧面間の垂直温度傾度を示している。300 mb以下ではベンガル湾が最も不安定な温度成層をしているが、300 mb以上では南シナ海になっている。分岐現象は南アジアの雨期の降水分布に影響しているように思われる。図9は世界の7月の降水量(mm)分布図で(Jaeger, 1976),世界の降水量分布図としては最新のものであり、過去の結果と降水量の格子点値を集約したものである。熱帯に焦点を合わせると、特に南アジアでは、主な降水域はモンスーン流が海岸によって上昇するよう強制される3つのモンスーントラフの前面に位置しているように思える。主な降水域の中心はインド半島の西海岸、インドシナ半島の西海岸、中国南部とフィリピンに位置している。これら3つのトラフの風下には、比較的降水量の少ない領域がある。これらのマッ

東側に早い南西モンスーンが存在する。

季節の進行と共に、赤道を横切る流れが発達し南西流に合流さらにそれを強化する。そこで我々は、この領域での南西モンスーンの形成と分岐現象は南半球からの赤道を横切る流れよりも海陸分布が主に関係していると結論する。

次に南西モンスーンの3分岐における温度と湿度構造の比較である。

Bombay (アラビア海東岸), Port Blair (ベンガル湾東部), Hsi Sha Chu Parcel (南シナ海)で表1はこれ



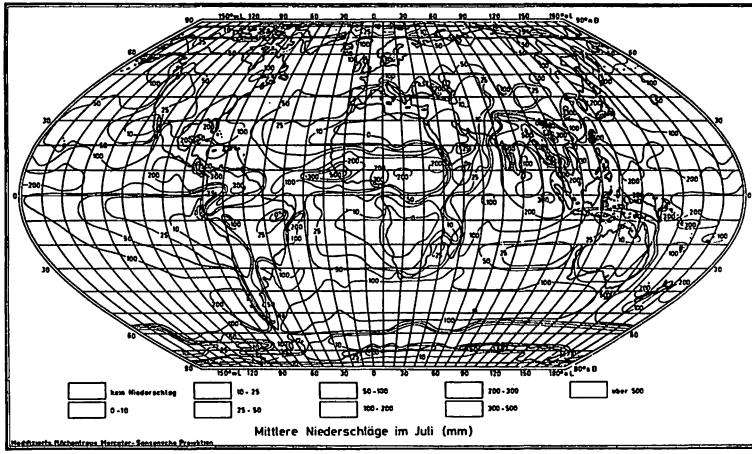


FIG. 9. Long-term mean global precipitation map (mm) for the month of July (from Jaeger, 1976).

図 9. 全球降水量分布図

プには、夏のモンスーンの南よりの流れに対応して2つの強い熱帯降水域がみられる。それは西アフリカモンスーンと南アフリカモンスーンである。

## 5. 結論と討論

インド洋と西太平洋における夏のモンスーンの振舞いには主に次のような特徴がある：

- 1) インド洋と西太平洋上の地上風場はモンスーンの特徴を持っている。赤道を横切る流れの北部海洋域での卓越風向は伝統的な季節変化を示している。
- 2) インド洋と西太平洋での南西モンスーンは、西アラビア海、ベンガル湾、南シナ海に位置する主に3分岐を持っており、モンスーン低気圧の南側にある地上気圧場の3つのモンスーントラフと一致している。
- 3) 南西モンスーンの3分岐は各々の特徴を持っている。ベンガル湾の南西モンスーンは最も期間が長く、一方南シナ海では冬のモンスーン（北東モンスーン）が他の2領域よりも強くなっている。南西モンスーンの各分岐は赤道を横切る流れを持っている。それはモンスーン全体を形成するソマリ海岸付近の赤道を横切る流れ（Somali jet）ではなく、3分岐に沿った相互作用が存在すると考える。
- 4) 3つのトラフを伴った南西モンスーンの3分岐は大陸の東海岸にあり、この分岐現象に対する海陸分布の主要な役割を反映している。さらに図 10 は7月の熱帯地方の平均温度場を示している。南アジアの広域の地勢の影響を除くため地上の代りに850 mbの温度を用いた。温度場における3波分布は海陸の温度対照を反映している。地上気圧場の3つのモンスーントラフの位置は海陸分布を明らかに示す熱せられた陸上の3つの温度場のリッジと一致している。上の解析にもとづいて、南西モンスーンの分岐現象の一般的模式図が図 11 にまとめられている。地上気圧場の巨大なモンスーン低気圧の南側地域には、3波分布がみられる。それは対流圏下層の温度場における3波分布に合い、北半球側の夏期海陸温度傾度を主に反映し、この領域の海陸分布と一致している。各モンスーントラフの東には、南西モンスーンに分岐がある。各分岐と一致する経度には、南半球から入って来る赤道を横切る流れがある。各分岐の下流には、半島の西海岸に位置する主な降水域があ

る。これらは北半球の夏におけるアジアモンスーン気候の主な特徴である。

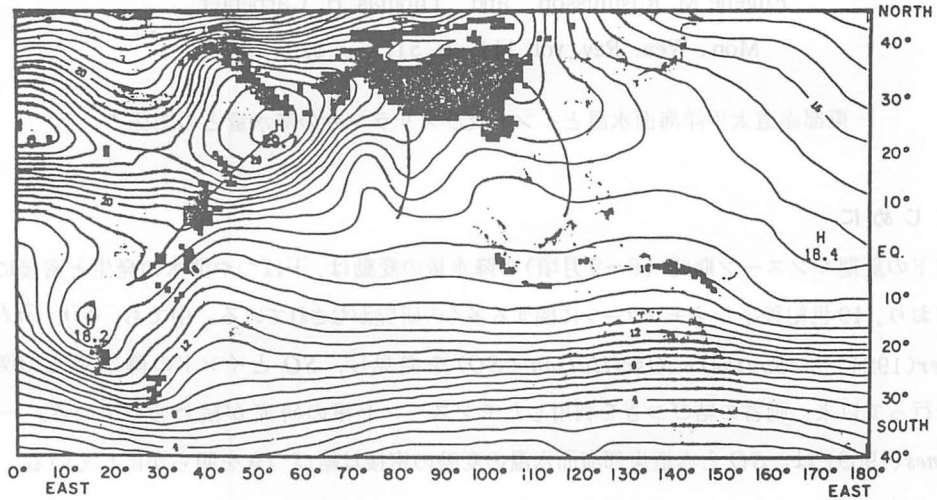


FIG. 10. Temperature field ( $^{\circ}\text{C}$ ) at 850 mb over the Indian and western Pacific Oceans in July (from van de Boogaard, 1977).

図 10. 850 mb の温度場

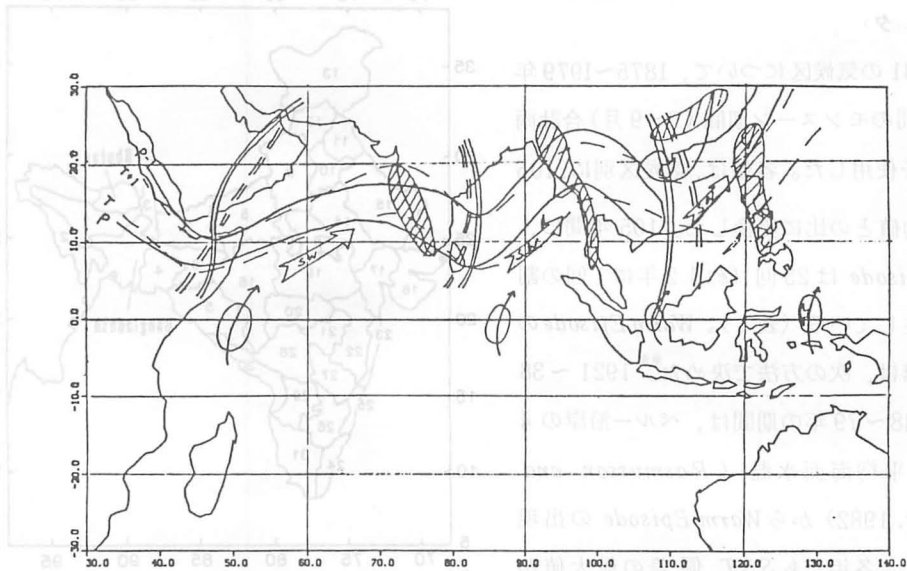


FIG. 11. Schematic map of the branching phenomenon of the SW-monsoon over the Indian and Western Pacific Oceans. Pressure ( $P$ ) and temperature ( $T$ ) waves are shown as solid and dashed contours, respectively; the branches of the SW-monsoon are indicated by broad arrows; the monsoon troughs and temperature ridges are shown as double solid lines and double dashed lines, respectively; and ovals with arrows represent the branches of the cross-equatorial flow. Cross-hatched areas indicate precipitation belts.

図 11. 南西モンスーン分岐現象の模式図

文献紹介

The Relationship Between Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures and Rainfall over India and Sri Lanka

Eugene M. Rasmusson and Thomas H. Carpenter

Mon. Wea. Rev. vol. 111, p. 517 — 528, 1983

東部赤道太平洋海面水温とインド及びスリランカの降水量との関係\*

1. はじめに

インドの夏期モンスーン期間(6~9月頃)の降水量の変動は、干ばつや洪水の発生と密接に結びついており、19世紀後半からモンスーンに関する多くの研究がなされている。中でも、Sir Gilbert Walker(1924)が Southern Oscillation (SO)を発見し、SOとインドの降水量との関係の調査を行って以来、両者の結びつきを利用したモンスーン予報の研究が続けられている。一方、Bjerknes(1969)は、SOと赤道東部海面水温の変動の密接な結びつきを明らかにしている。

東部赤道太平洋の海面水温の異常昇温(Warm Episode)とインドの夏のモンスーン雨量との関係を明らかにするため、本調査が行なわれた。

2. データ

図1の31の気候区について、1875~1979年の105年間のモンスーン期間(6~9月)合計雨量累年値を使用した。各値は、気候区別に、105年間の平均値との比に変換した。105年間に、Warm Episodeは25回(約4.2年に1回の割合)で発生している(表1)。Warm Episodeの発生の有無は、次の方法で決めた\*\*。1921~38年及び1948~79年の期間は、ペルー沿岸の4~12°Sの平均海面水温(Rasmusson and Carpenter, 1982)からWarm Episodeの出現年を決めた。各年ともSST偏差の最大値が

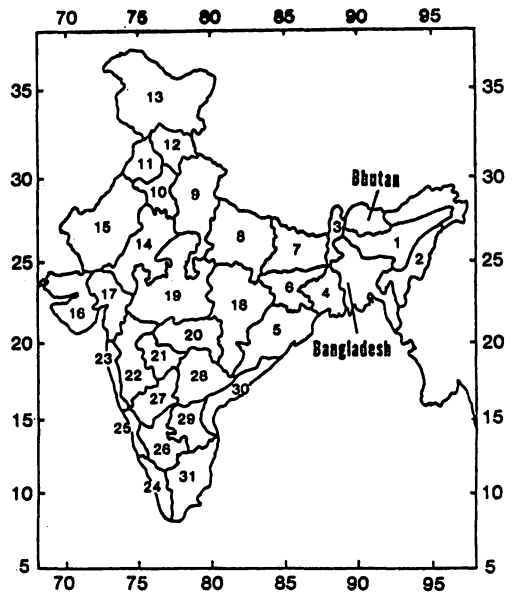


図1 Indian climate subdivisions.

\* 栗原弘一(気象庁長期予報課)

\*\* 著者は“主観的”に warm episode year を決めたと述べている。佐伯(1983)によれば、今世紀に入ってエルニーニョは '25/'26, '30, '40/'41, '51\* '53\* '57/'58, '63\* '65/'66, '69\* '72/'73, '76\* '82/'83の12回発生している(\*印は小規模)。表1には '40, '63年は含まれていない。また、1941年を除き、2年続きの場合、最初の年が選ばれている。

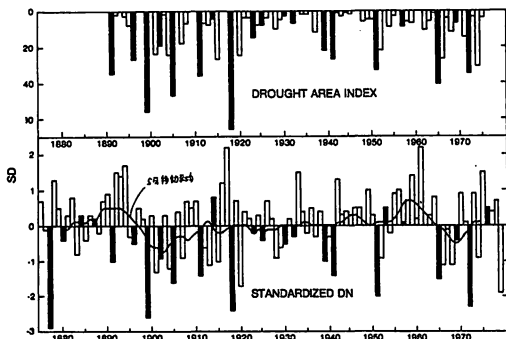
+1°C以上、前年からの SST 変化量は+2.5°C以上である。1875～1920年及び1939～47年の期間は、Quinn et al. (1978)による。Warm Episodeが続いている間の毎月の降水量の変動をみるため、インド国内31地点の月別降水量も併せて使用した。

### 3. 解析結果

モンスーン期間(6～9月)の降水量の平均値と標準偏差を表2に示す。降水分布の特徴は次のとおりである。

- 1) 東部の気候区(1～7, 12, 18区)及び南西インド洋岸(23～25区)で降水量が多い(1000～2000mm以上)。
- 2) ラジャスタン州(13～15区)で降水量が最も少ない(500mm以下)。
- 3) 年々変動は東部の各区で小さく、北西の気候区で大きい。

図2は、Bhalme and Mooley (1980)の干ばつ地域指数(DAI)と、標準偏差で割り規格化したモンスーン降水量偏差の年々変動を示す。黒色で表示された25年のwarm episode year (WEY(0))のうち19年が、平年以下の降水量である。Bhalme等(1980)の定義によれば、



Upper: Drought Area Index (from Bhalme and Mooley, 1980). Lower: Standardized summer monsoon precipitation anomalies. Solid bars indicate moderate/strong warm episode years [WEY(0)].

図 2.

表 1. Warm episode years [WEY(0)].

Year	Source
1877	Q
1880	Q
1884	Q
1887	Q
1891	Q
1896	Q
1899	Q
1902	Q
1905	Q
1911	Q
1914	Q
1918	Q
1923	R
1925	R
1930	R
1932	R
1939	Q
1941	Q
1951	R
1953	R
1957	R
1965	R
1969	R
1972	R
1976	R

R, Rasmusson and Carpenter (1982); Q, Quinn et al. (1978).

表 2. Indian subdivision precipitation statistics\*

No.	Subdivision	Summer monsoon precipitation (1875–1979)		
		Mean (mm)	Standard deviation (mm)	(percent of mean)
1	North Assam	1606	208	13
2	South Assam	1916	258	13
3	Sub Himalayan and West Bengal	2377	370	16
4	Gangetic West Bengal	1088	169	16
5	Orissa	1145	157	14
6	Bihar Plateau	1119	151	13
7	Bihar Plains	1012	178	18
8	East Uttar Pradesh	887	200	23
9	West Uttar Pradesh	869	196	23
10	Haryana	456	139	30
11	Punjab	556	177	32
12	Himachal Pradesh	1196	277	23
13	Jammu and Kashmir	484	192	40
14	East Rajasthan	661	178	27
15	West Rajasthan	284	117	41
16	Saurashtra and Kutch	472	179	38
17	Gujarat	905	294	32
18	East Madhya Pradesh	1221	193	16
19	West Madhya Pradesh	945	174	18
20	Vidarbha	957	182	19
21	Marathwade	678	175	26
22	Madhya Maharashtra	781	137	18
23	Konkan	2781	485	17
24	Kerala	1968	390	20
25	Coastal Karnataka	2884	499	17
26	South Interior Karnataka	867	178	21
27	North Interior Karnataka	460	88	19
28	Telangana	767	172	22
29	Rayalaseema	355	97	27
30	Coastal Andhra Pradesh	573	117	20
31	Tamilnadu	337	73	22
All India		901	87	9.7

\* From Banerjee and Raman (1976).

DAI > 25 の年はインドにおける大規模干ばつ年に対応している。1890 ~ 1975 年に 14 回大規模干ばつが発生しているが、そのうち 11 回は WEY (0) に発生していることが図 2 より明らかである。表 3 は、モンスーン期間降水量の偏差と 105 年間の順位を示す。降水量の大きな負偏差の出現が、WEY (0) と強く関係していることがわかる。\*

表 3 Ranked precipitation departures.

Rank	Anomaly (SD)	Year	Rank	Anomaly (SD)	Year	Rank	Anomaly (SD)	Year
1	-2.9	1877*	41	-0.2	○ 1954	81	0.7	○ 1910
2	-2.6	▲ 1899*	42	-0.1	1876	82	0.7	1919
3	-2.4	▲ 1918*	43	-0.1	1967	83	0.7	○ 1926
4	-2.3	▲ 1972*	44	0.0	1962	84	0.7	1958
5	-2.0	1951*	45	0.1	1948	85	0.7	1978
6	-1.9	1979	46	0.1	▲ 1957*	86	0.8	1882
7	-1.7	1920	47	0.1	1971	87	0.8	▲ 1914*
8	-1.6	1905*	48	0.2	1887*	88	0.8	1964
9	-1.5	▲ 1965*	49	0.2	1898	89	0.9	1890
10	-1.4	▲ 1911*	50	0.2	○ 1922	90	0.9	○ 1955
11	-1.4	▲ 1941*	51	0.2	1927	91	0.9	○ 1970
12	-1.3	1901	52	0.2	1931	92	0.9	○ 1973
13	-1.2	▲ 1904	53	0.2	1960	93	1.0	○ 1949
14	-1.1	▲ 1913	54	0.3	1881	94	1.0	1956
15	-1.1	○ 1966	55	0.3	1884*	95	1.2	○ 1916
16	-1.1	▲ 1968	56	0.3	1886	96	1.3	1878
17	-1.0	1891*	57	0.3	1900	97	1.3	○ 1942
18	-1.0	○ 1915	58	0.3	○ 1903	98	1.4	1893
19	-1.0	▲ 1939*	59	0.3	○ 1924	99	1.4	1959
20	-0.9	▲ 1902*	60	0.3	1943	100	1.5	1892
21	-0.9	1907	61	0.3	1945	101	1.5	○ 1933
22	-0.9	1928	62	0.3	1950	102	1.5	○ 1975
23	-0.9	▲ 1952	63	0.3	▲ 1963	103	1.7	1894
24	-0.9	1974	64	0.4	1906	104	2.2	1917
25	-0.8	1883	65	0.4	1921	105	2.2	○ 1961
26	-0.6	1912	66	0.4	1934			
27	-0.6	1929	67	0.4	○ 1938			
28	-0.5	1896*	68	0.4	○ 1944			
29	-0.5	▲ 1930*	69	0.4	▲ 1977			
30	-0.4	1880*	70	0.5	1879			
31	-0.4	1885	71	0.5	1897			
32	-0.4	▲ 1925*	72	0.5	1909			
33	-0.4	▲ 1969*	73	0.5	1936			
34	-0.3	1895	74	0.5	1946			
35	-0.3	1932*	75	0.5	1947			
36	-0.3	○ 1937	76	0.5	1953*			
37	-0.3	▲ 1940	77	0.5	▲ 1976*			
38	-0.2	1888	78	0.7	1875			
39	-0.2	1923*	79	0.7	1889			
40	-0.2	1935	80	0.7	1908			

▲ LOW / WET year  
○ HIGH/ DRY year  
after Van Loon & Madden (1981)

\* Warm episode year.

\* 表 3 に Van Loon and Madden (1981) が定義した LOW/WET year (▲) と HIGH/DRY year (○) を付加した。LOW/WET year は、北半球の冬にあたる 12 ~ 1 月に SO が極小期にあり、東部赤道太平洋の降水量増加がピークに達した年に当り、本報告中の warm episode year にほぼ一致する。HIGH/DRY year はこの逆の条件が出現した年で、表より、インドモンスーン降水量が多い月に該当している。インドのモンスーン降水量の顕著な正 (負) 偏差は、東部赤道太平洋の負 (正) 偏差あるいは SO の高 (低) 指数期に関係しているようである。

Van Loon H. and R. A. Madden (1981); *The Southern Oscillation. Part I: Global Association With Pressure and Temperature in Northern Winter*, *Món. Wea. Rev.*, 109, 1150-1162

図3は、WEY(0)の降水量年比の合成図を示す。各気候区とも年比は負の値をとる。東部の各区は-0.1~-0.3、西部~南部では-0.5~-0.7の値をとり、31区の平均は-0.9である。WEY(0)には東部よりも西部~南部で顕著な少雨の状態が出現する傾向がある。東部の気候区でアノマリーが小さいのは、それらの気候区降水量とSOとの相関が弱いこと(Walker, 1924)と一致している。

なお、WEY(0)の前年(WEY(-1))のモンスーン降水量は、105年間の平均に比べ有意な差はみられない。翌年(WEY(+1))には各区とも降水量が年より多く、31区の平均偏差は標準偏差の0.3倍である。WEY(+1)には、モンスーン降水量が平均より多い傾向があるようである(表略)。

Warm Episodeは、一度発生すると1年以上続くことが多い。この期間の降水量の変動を調べるため、WEY(-1)~WEY(+1)の毎月の降水量指数\*を図4に示す。モンスーンに入る前の2~5月には、降水量指数は中央値50を基準として負の状態が続く。モンスーンに入ると負偏差が極端に大きくなり、その終了とともに正偏差に変わる。翌年のモンスーン期には、指数の正偏差が最大になる。一方、図5にMinicoy(8°18'N, 73°00'E)とスリランカの3地点平均の降水量指数を示す。インド南部~スリランカでは、インド亜大陸における降水量変動とは異なる経過を辿るようである。WEY(0)の8月までは負偏差が続くが、それ以降1月まで大きな正偏差が出現する。これは、降水量の年最大値が冬に出現すること、あるいは雨期が2度あることと関連しているのかもしれない。

\*インドの31地点の各月の降水量について、降水量が少ない年の順に1~105位に0~100%値をふり当てる。次に月別に31地点の平均値を求め、WET(-1)~WET(+1)の各月について25年間の平均値を計算した。降水量の場合、ある特定の地点で極端に大きな

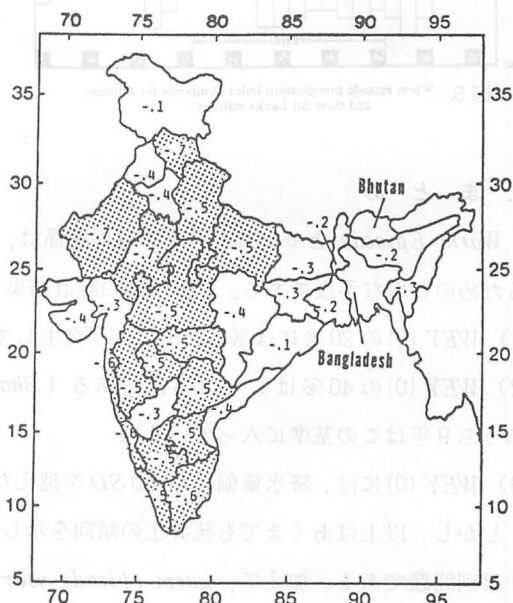


図3. Average standardized anomalies for WEY(0). Subdivisions with values equal to or less than -0.5 are shaded.

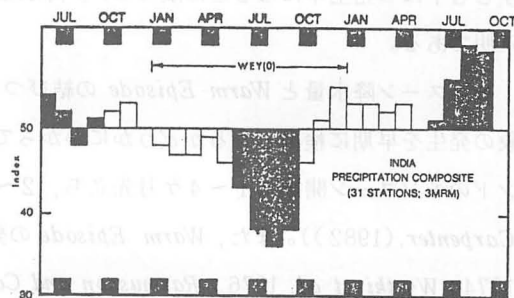


図4. Warm episode precipitation index composite for 31 Indian stations. WEY(0) indicates the year of above normal SST in the eastern equatorial Pacific. The four-month summer monsoon seasons are shaded.

Minicoy and Sri Lanka

1	Minicoy	8°18'N	73°00'E
2	Trincomalee	8°36'N	81°12'E
3	Nawara Eliya	7°00'N	80°48'E
4	Hambantola	6°06'N	81°06'E

値が出ることがある。この場合、平均値がその値に引きずられてしまう。これを防ぐため上述の操作(順位の平均)を行なった。

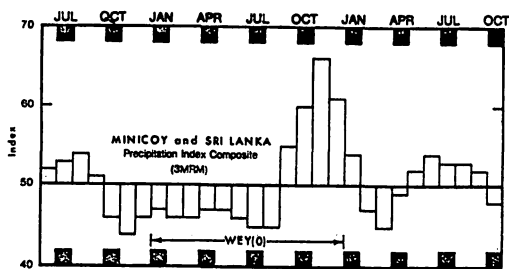


図 5. Warm episode precipitation index composite for Minicoy and three Sri Lanka stations.

表 4. Distribution of standardized precipitation departures, all India (1875-1979).\*

	Percent of years with departures equal to or less than						
	-2.0 SD	-1.5 SD	-1.0 SD	-0.5 SD	0.0 SD	+0.5 SD	+1.0 SD
WEY (0) (25)	20	28	44	56	76	96	100
Other (80)	0	3	10	20	32	66	86

\* 1 SD = 87 mm.

#### 4. まとめ

*Warm Episode* とモンスーン降水量の関係は、モンスーン期間における大規模干ばつ年を特定するための有用な手段である。105 年間の統計結果 (表 4) から、以下のことがわかる。

- 1) WEY (0) の 20% には厳しい干ばつが発生している (降水量偏差  $\leq -2.0$  SD)。
- 2) WEY (0) の 40% は  $\leq -1.0$  SD である (Bhalme 等 (1978) が算定した大規模干ばつ年 10 年のうち 9 年はこの基準に入っている)。
- 3) WEY (0) には、降水量偏差が 1.0 SD を越えない。

しかし、以上はあくまでも統計上の傾向を示しているものであり、個々の年にこれらがあてはまるかは別問題である。加えて、*warm episode year* の決め方は必ずしも客観的なものではない。例えば 1979 年のように、WEY (0) 以外にも大干ばつは発生しているし、1976 年のように WEY (0) が必ずしも干ばつ発生年になるとは限らない。降水量の長周期変動 (図 2 の実線) の理由も今のところ不明である。

モンスーン降水量と *Warm Episode* の結びつきをもたらす予報上の利点は、エル・ニーニョ現象の発生を早期に検出するかどうかにかかっている。*Moderate/Strong Warm Episode* は、インドのモンスーン開始に 1~4 ヶ月先立ち、2~5 月頃までには明らかになる (Rasmusson and Carpenter, (1982))。また、*Warm Episode* の発生に先行する多くの現象が発見されている (Quinn, 1974; Wyrski et al. 1976; Rasmusson and Carpenter, 1982, など)。こうした先行現象がなければ、数ヶ月前からモンスーン期間に干ばつが発生しないという予報が可能であろう。また *Warm Episode* が発生した場合、翌年の夏には干ばつが発生しない、あるいは平年を上回る降水量が期待されると予想されるだろう。

## REFERENCES

- Angell, J. K., 1981: Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 230-243.
- Banerjee, A. K., and C. R. V. Raman, 1976: One hundred years of southwest monsoon rainfall over India. Sci. Rep. No. 76/6, Meteor. Office, Poona, India. 7 pp.
- Bhalme, H. N., and D. A. Mooley, 1980: Large-scale drought/floods and monsoon circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1197-1211.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Blanford, H. F., 1884: On the connexion of the Himalaya snowfall and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, **37**, 3-22.
- Davis, R. E., 1976: Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 249-266.
- Fleer, H. E., 1981: Teleconnections of rainfall anomalies in the tropics. *Monsoon Dynamics*, J. Lighthill and R. P. Pearce, Eds., Cambridge University Press, 5-18.
- Hildebrandsson, H. H., 1897: Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère. *Kon. Svenska Vetens.-Akad. Handl.*, **29**, 33 pp.
- Khandekar, M. L., 1979: Climate teleconnections from the equatorial Pacific to the Indian Monsoon—analysis and implications. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **A28**, 159-168.
- , 1982: Comments on "Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation." *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1495-1496.
- Lockyer, N., and W. J. S. Lockyer, 1902: On the similarity of the short-period pressure variation over large areas. *Proc. Roy. Soc. London*, **73**, 457-470.
- Meisner, B. N., 1976: A study of Hawaiian and Line Island rainfall. Rep. UH-MET 76-4, Dept. Meteor., University of Hawaii, 83 pp.
- Normand, C., 1953: Monsoon seasonal forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **79**, 463-473.
- North, G. E., T. H. Bell, R. F. Cahalan and F. J. Moeng, 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699-706.
- Pant, G. B., and B. Parthasarathy, 1981: Some aspects of an association between the Southern Oscillation and Indian summer monsoon. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **B29**, 245-252.
- Quinn, W. H., 1974: Monitoring and predicting El Niño invasions. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 825-830.
- , D. O. Zopf, K. S. Short and R. T. W. Kuo Yang, 1978: Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish. Bull.*, **76**, 663-678.
- Raman, C. V. R., and Y. P. Rao, 1981: Blocking highs over Asia and monsoon droughts over India. *Nature*, **289**, 271-273.
- Rao, Y. P., 1981: The climate of the Indian subcontinent. *World Survey of Climatology*, Vol. 9, K. Takahashi and H. Arakawa, Eds., Elsevier, 67-118.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Shukla, J., and B. M. Misra, 1977: Relationships between sea surface temperature and wind speed over the central Arabian Sea, and monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 998-1002.
- Sikka, D. R., 1980: Some aspects of the large-scale fluctuations of summer monsoon rainfall over India in relation to fluctuations in the planetary and regional scale circulation parameters. *Proc. Indian Acad. Science. (Earth Planetary Science)*, **89**, 179-195.
- Tanaka, M., 1982: Interannual fluctuations of the tropical easterly jet and the summer monsoon in the Asian region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 865-875.
- Walker, G. T., 1923: Correlations in seasonal variations of weather, VIII. *Mem. India Meteor. Dept.*, **24**, 75-131.
- , 1924: Correlations in seasonal variations of Weather, IX. *Mem. India Meteor. Dept.*, **24**, 333-345.
- Weare, B. C., 1979: A statistical study of the relationship between ocean surface temperatures and the Indian Monsoon. *J. Atmos. Soc.*, **36**, 2279-2291.
- Wright, P. B., 1977: The Southern Oscillation—Patterns and mechanisms of the teleconnections and the persistence. Rep. HIG-77-13, Hawaii Institute of Geophysics, 107 pp.
- Wyrki, K., E. Stroup, W. Patzert, R. Williams and W. Quinn, 1976: Predicting and observing El Niño. *Science*, **191**, 343-346.



# Meeting of Experts on Climate System Monitoring

Geneva, 5 - 9 Dec, 1983

## 気候系のモニターに関する専門家会議（紹介）\*

### 1. はじめに

昨年12月、WMO事務局（WCP office）が主催する表記の会議がもたれ、専門家の1人として朝倉気候変動対策室長が会議に出席した。同会議の報告書（案）から、WCDP（世界気候資料計画）の一環としてWMOが中心になって推進しようとしている気候情報収集・配布システム計画の概要を紹介する（このプロジェクトは現時点では固まったものではなく、以下の内容も専門家の見解を取りまとめたものである）。

### 2. 専門家会議

会議の主たる仕事は、WMOや他の国際機関の下に運営されている既存のデータ収集・配布（信）システムを使い、関係各国が必要とする気候情報を *timely* に利用できる組織の確立について検討することであった。そうした機構の下に、収集・配布すべき気候情報の内容、配布の形式や *Time schedule*、現行の気候モニタリング実施機関の実状、将来計画について検討された。

### 3. Climate System Monitoring (CSM)

CSMとは、既存の *data source* から *data* を収集・選択・解析し、気候系（大気-海洋-雪氷-陸地-生物圏）に関する情報を作成し、この情報を地域ごと、あるいは地球全体をカバーする気候情報にまとめあげ、各国の気象機関や国際機関に配布するまでの一連の流れを指している。CSMの目的は、気候系の状態や最近起りつつある気候変動について記述し、*timely* で権威ある *overview* を提供することにある。また、急激に変化する異常現象や特異な現象（エルニーニョなど）に関する情報を迅速に提供することも、目的の一部である。

CSMのユーザーは、各国の気象・水文機関やその他の政府機関、国際機関（ICSU, UNEP, etc.）である。この情報は各国の気象機関やWMO、他の国際機関を通してユーザーに配布される。

CSMでは、どのような情報がモニターされ配布されるべきだろうか。CSMでは、数週間～1年/数年～10年の *time scale* をもつ気候系の変動をモニターする。モニターすべき *key variable* は、大気・海洋・放射・雪氷に関する要素である（表1）。これらは高い優先順位が与えられる。表2に示した各種循環指数や、上述の *key variable* のある特定地域の平均値の時系列 *data* は、コンサイスな情報となるだろう。特定地域における気候変動が、しばしば他の広範囲の地域や全球的に影

---

\* 栗原 弘一（気象庁長期予報課）

表 1. Key variables (Global distribution)

I. Atmosphere

- Surface air temperature (absolute/anomalies)
- Surface sea level pressure (anomalies)
- Precipitation (absolute/anomalies)
- Surface wind flow pattern or streamlines (tropics)
- Cloud distribution
- 500 mb geopotential height (anomalies)
- 1000 mb – 500 mb thickness
- 200 mb geopotential height (anomalies)
- 200 mb wind flow patterns or streamlines (tropics).

II. Ocean

- Sea surface temperature (anomalies)
- Sea wind (vector average stress)
- Sub-Surface heat storage in limited regions

III. Radiation

- Outgoing IR radiation
- Planetary albedo

IV. Cryosphere

- Continental snow cover
- Sea ice cover and boundaries
- Fluctuations of perannial surface ice masses

響を及ぼすことがわかっている。表 2 の指数等は、こうした事実を踏まえて作られたものである。以上に加えて、地理的には限定されている表 3 の要素についてもモニターすべきである。将来は、植生分布や大規模火山噴火による成層圏ダスト・エアロゾル等のモニターも CSM に含まれることになるだろう。気候系をより深く理解するためには、上述の気候系要素や各種指数のモニターに加え、各種物理過程に関する情報も必要である。特に、表 4 の物理過程について注目すべきであろう。

以上に示された *variable*, *parameter/index*, 各種 *process* はモニターすべき要素として固まったものではない。専門家会議は WMO が関係機関に意見照会するよう勧告した。

表 2. High priority area-averaged parameters and climatic indices:

- Area-averaged snow cover (anomalies) over individual Northern Hemispheric continental land masses and over the hemisphere as a whole.
- Area-averaged sea surface temperature anomalies over those parts of the ocean where large interannual variability is known to occur (e.g. the upwelling regions off the Peruvian, West African, Somali and California coasts).
- Sea ice – hemispheric (anomalies).
- Sea level (in limited region)
- Area-averaged precipitation and anomaly over climate zones which are particularly susceptible to frequent droughts and floods (e.g. Sahel, the monsoon regions in Asia and Africa).
- Global and hemispheric means of surface air temperature.
- Global-mean levels of trace gases and contaminants such as ozone (at different levels or satellite derived global totals), CO<sub>2</sub> (from several stations), NO<sub>x</sub>, CH<sub>4</sub>, CFMs, etc.

Indicators depicting large-scale changes in the atmospheric circulation patterns.

- Sea level pressure indices of the Southern Oscillation.
- The North Atlantic Oscillation and the North Pacific Oscillation.
- Zonal flow index, blocking index, trade wind index.
- Amplitude and phase of the quasi-biennial oscillation in the stratosphere.
- Various indices describing different characteristic teleconnection patterns in the middle troposphere.

表 4. Essential processes indicators

- a) Transfer of sensible and latent heat across the air-sea and air-land interfaces.
- b) Latent heat release associated with precipitation processes in the atmosphere.
- c) Interaction of solar and terrestrial radiation with clouds, water vapour, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, aerosols and other atmospheric constituents.
- d) Geophysical parameters; atmospheric turbidity, and parameters relating to the hydrological cycle (including discharge of major river basins and lake levels)

## 表 5. Variable for Annual Sammaries

Global analyses of surface pressure anomalies, surface streamlines (tropics), surface temperature (absolute and anomalies), precipitation (absolute, anomalies), sea surface temperature (anomalies), sea-ice cover, snow cover, long wave radiation, net radiation, vegetation index (satellite derived), cloud maps, 500 mb and 200 mb geopotential (anomalies), 200 mb streamlines (anomalies).

Time series of the zonal flow index, blocking index, Southern Oscillation index, trade wind index, hemispheric sea-ice and snow cover (anomalies), CO<sub>2</sub> (from several stations), O<sub>3</sub> (satellite global totals), concentration of radiatively active trace gases.

### 4. 各国が実施している Climate System Monitoring

前項で検討された各種気候データは、既に各国の気象機関が独自にモニターを行っている（我が国から報告した内容を原文のまま、後に掲載しておく）。従って、既存の気象機関が協力することにより、気候情報を WMO を通じて配布する機構をつくるのが可能である。この場合、1つの機関が必要とする全ての情報を提供するのには困難なことから、複数の機関の協力が必要となろう。

### 5. Climate System Monitoring Reports

会議では、CSM情報を関係機関に提供する手段として、*Monthly Bulletin*, *Special issue*, *Annual summaries* を WMO 事務局が発行することが提案された。これらの報告に掲載する資料は、各機関が作成している資料を WMO に送付するよう協力を求める。WMO は、それらの資料を編集して希望する機関に送付する、という機構が考えられている。

#### 1) *Monthly Bulletin*

月平均気温・降水量の分布が、少なくともこの資料に含まれる。他に掲載すべき資料についての記述はない。発行のスケジュールは、発行に協力する機関が前月のデータを1週間以内に WMO に送り、これを取りまとめて30日以内にユーザーの手に渡るようにする。

#### 2) *Special issue*

*Monthly Bulletin* のように定期的に発行するのではなく、特別な気候 *events* が発生した時に臨時に発行する。

#### 3) *Annual Summaries*

毎年定期的に発行する。各国が作成している資料はその国特有の問題に重点が置かれているので *Annual Summary* は世界的に見て重要な気候情報の提供を行う。これを発行するため、WMO 内に試験的に発行機関を設置することが勧告された。*Summary* に掲載すべき気候情報として、表5に掲げたものが考えられる。この *Bulletin* の作成に当って複数の各国の気候解析センターの参加を求める必要がある。*Bulletin* の形式、作成手順、発行スケジュール等を決めるため、この計画に参加

する機関の代表による調整会議の開催も勧告された。

*Bulletin* の発行に協力が期待される機関には、*World Meteorological Centers* (ワシントン, モスクワ, メルボルン), *Regional Meteorological Centers* (日本を含めた6ヶ国), *World Data Centers* (ICSU), その他の国際機関 (IOC, UNESCO, UNEP) などがあげられている。

## 6. Annual/bi-annual Scientific review/assessments

前項の *Bulletin* の発行に加え、それらを補うため、毎年 (あるいは隔年ごとに) 気候系の状態や気候変動の実状を評価する機会を設ける。このため、WMO が指名した専門家による *consultative meeting* を開催する。この会議に各国の気候センターが作成した資料を持ちより、過去1(2)年の気候の状態を *review* する。

## 7. おわりに

この計画が、WMO 事務局が中心となって実際に動き出し、我々にとって有益な情報を提供できるようになるまでには、まだ相当時間がかかるだろう。*Bulletin* に含める気候情報等も詳細な検討が必要であろう。いずれにしても、異常天候の監視や長期予報に役立つ気候情報が迅速に入手できることは望ましいことであり、CSMが早急 to 実施されることを期待したい。そのためには応分の協力も果していかなばならないだろう。

表3.

- **The easterly, sub-tropical and polar front jetstreams;**
- **Principal storm tracks;**
- **The tropical trade wind systems;**
- **The inter-tropical convergence zones;**
- **Principal centres of action such as the Aleutian and Icelandic lows and the sub-tropical high pressure systems. In some cases these would be apparent on the global maps, but appropriate indices would usefully supplement these maps.**

Existing Operational/Data Analysis Activities supporting Climate System Monitoring in Japan Meteorological Agency

Japan Meteorological Agency has been monitoring climate systems of atmosphere, ocean and cryosphere. Main components of climate system are as follows.

1. Global atmospheric structure (daily, 5, 30, 90 day mean and anomaly)
2. Unusual weather monitoring (monthly)
3. Solar radiation, ozone
4. Sea surface temperature over Northwest Pacific Ocean (decade, monthly)
5. Sea ice over Okhotsk Sea
6. Cloud amount by Geostationary Satellite
7. Others (CO<sub>2</sub>, stratospheric aerosol by lidar at Meteorological Institute)

1. Atmospheric structure

1-1 Treatment of data

Hemispheric atmosphere is analysed routinely twice in a day (00Z, 12Z) in JMA. Data sources and elements used in the analysis are:

SYNOP, SHIP, DRIBU	: Vs, Ps, Ts, Tds
TEMP	: V, Z, T, T-Td
PILOT, AIREP, SATOB	: V
SATEM	: thickness

Using above data, following elements at each grid point (2.5° x 2.5°) are analysed.

SFC	: Ps, Vs, Ts, Ts-Tds
850, 700, 500, 400mb	: Z, V, T, T-Td
300, 250, 200, 150, 100mb	: Z, V, T
70, 50, 30, 20, 10mb	: Z, V, T

1-2 Monitoring of large-scale atmospheric disturbances by using time mean and its anomaly charts.

JMA has issued operationally long-range forecast for one month, three month and half year ahead. To issue forecast, large-scale atmospheric disturbances are monitored in a global scale based on time mean charts and their anomaly charts. Data over the S-hemisphere is obtained through GTS from Washington.

Period of mean: 5 days, 30 days, three months  
 Element : Isobaric height, its anomaly  
 Area

N-Hem.		S-Hem. (NOAA)	
SFC	Ps and anomaly	1000mb	Z and anomaly
500mb	Z and anomaly	500	" "
300	" "	200	" "
100	" "	100	" "
30	" "	50	" "
1000-500	H and anomaly	1000-500	H and anomaly
500-100	" "	500-100	" "

Ps: Surface pressure      Z: Isobaric height  
 H: Thickness

Special attention is paid on the analysis of atmospheric motion over the tropical region (30°N - 30°S) by using cloud imaginary observed by GMS "Himawari", stream function at 200, 700, 1000mb levels and velocity potential at 200 and 1000mb levels. Wind data is gained daily through GTS circuit from Washington to Tokyo, then analysed and averaged every ten days and month.

**1-3 Diagnostic monitoring of indices of large-scale atmospheric motions**

Indices which are representative of behavior of large-scale atmospheric motions are monitored routinely in JMA. Indices are based on 5-day mean 500mb height and its anomaly data. Example of indices are:

- a. Zonal index (40° - 60°N)
- b. Polar vortex index
- c. Blocking index
- d. Index of mid-latitude high belt
- e. Index of Pacific high and so on

These indices are also monitored from viewpoint of analogous behavior for the past pattern since 1946, which is shown as Annex 1.

**1-4 Time-series monitoring of indices of large-scale atmospheric motions**

To monitor the variations whose life cycle is from several decades to several months, time series of indices of large-scale atmospheric motions are routinely prepared in JMA.

Examples of time series indices are:

- a. Zonal indices (40° - 60°N) for hemispheric and regional mean
- b. Polar vortex index
- c. Blocking index
- d. North-south heat exchange index
- e. Zonal mean thickness anomaly
- f. Trough-ridge of each harmonic wave

- g. 100mb height over Tibetan Plateau and Japan
- h. Southern Oscillation Index ( SOI )
- i. Out-going long-wave radiation over the tropics(in preparation)

To monitor longer period variations, time series of indices averaged for winter and summer seasons are routinely prepared for each year. Examples of above indices are:

- a. Index of winter monsoon
- b. Index of summer monsoon
- c. Zonal index for winter, summer
- d. SST along 137°E ( 30°N - 5°S ) in January and July
- e. Relative sunspot number
- f. Others

## 2. Monitoring of unusual weather in the world

To monitor world-wide unusual weather persisting for more than one month, JMA has been collecting following data and has been issuing the report twice a year.

### 2-1 Monitoring based on daily chart

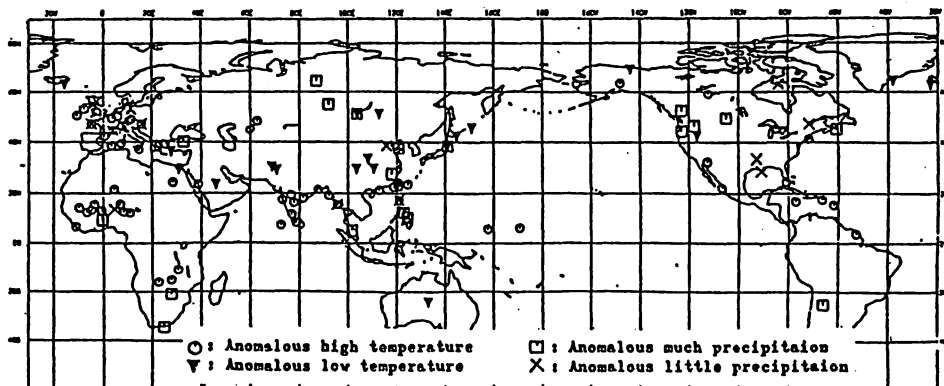
To trace a process of large-scale anomalous flow pattern, as a reflection of unusual weather, following maps are prepared for daily.

- N-hemisphere 500mb space mean height and anomaly height
- N-hemisphere 500mb Ultra long wave pattern composed of wave number 0-5

### 2-2 Monitoring based on CLIMAT

Monthly mean state of climate in the world has been monitored by collecting CLIMAT data which are disseminated through GTS circuit for every month. Pressure, temperature, precipitation amount and so on at reported station is plotted on a same map as well as their anomaly values. Number of stations is about 800.

The map is analysed to find unusual weather in the world. Unusual weather is defined as (i) monthly mean temperature deviates more than twice of standard deviation from normal value, (ii) monthly total precipitation is larger(less) than the value for last 30 years. Following map is an example of monitoring unusual weather in the world.





### 2-3 Monitoring based on SYNOP message

Monitoring of unusual weather is also prepared by using SYNOP message through GTS circuit. Data used in this case is

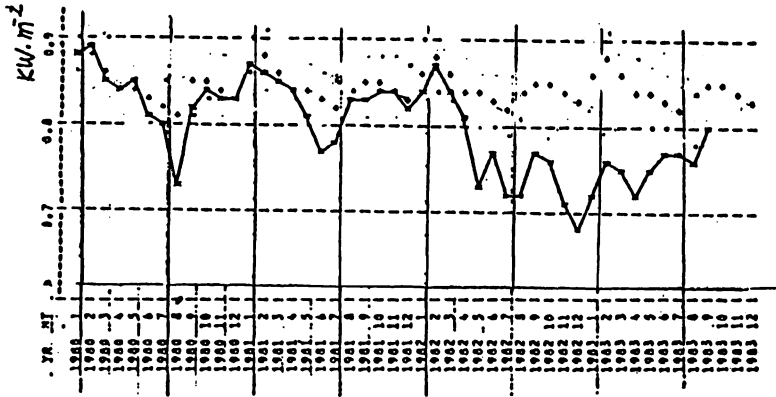
Time : 4 times (00Z, 06Z, 12Z, 18Z)  
 Station: about 1700 stations  
 Element: temperature, humidity, wind speed and precipitation

5-day mean temperature and its anomaly and 5-day total precipitation and its ratio to normal value are tabulated as a following table. Data over the granaries are plotted in a graph to monitor the weather process and are sent to the Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries in Japan.

FIVE-DAY SUMMARY OF THE WORLD											
1982 NO. 55 09.28 ~ 10.02											
NO.	STATION	TEMP(0-1C) MEAN DEV	RAIN(MM) TOTAL RRR	NO.	STATION	TEMP(0-1C) MEAN DEV	RAIN(MM) TOTAL RRR	NO.	STATION	TEMP(0-1C) MEAN DEV	RAIN(MM) TOTAL RRR
01001	JAN HAYEN	44N 21	14 156	06089	SAEDENSTRAND	130	5	12375	WARSZAWA-OKEC	113 7	0 6
01025	TROHSO/LANGHE	67N	2	06106	KOBENHAVN/KAS	144 30	0 0	12882	DEBRECEN	161 29	0 0
01028	BJORNOYA	16N	0	06266	DE BILT	137 16	2 29	12982	SIEGED	172N	2
01055	FRIJHOLMEN FYR	79N	2	06447	UCCLE	140 16	7 100	13131	ZAGREB/PLESO	154N	12
01062	HOPEN	-23N	1	06610	PAYERNE (ST.	124	0	13272	BEOGRAD/SURCI	190N	1N
01152	BODDVI	112N 40	3 74	07110	BREST/GUIPAVA	133	0 41 441	13333	SPLIT/KASTEL	266N 14	1 15
01205	SVINDY FYR	127N	5	07136	RENNES	141	0	13462	TITOGRAD/GOLU	210N 20	0 0
01241	ORLAND III	116N 32	9N	07156	PARIS/LE BOUR	130	19	13506	SKOPJE-PETROV	187N	2
01304	OSLO/GARDERND	90N 26	22 265	07186	NANCY/ESSEY	138	5 91	13815	TIRANA	203N 7	12N
01415	STAVANGER/SOL	115N 11	25 202	07240	TOURS/ST-SYMP	140	27	15120	CLUJ	151N 37	0 296
01482	FERDER	133N	111	07460	CLERMONT-FERR	146	10	15310	GALATI	151N	4N
02120	KVIKKJOKK	78N	2N	07510	BORDEAUX/MERI	155	6 14 167	15420	BUCURESTI/BAN	156N 5	4 116
02188	LULEA/KALLAK	66N	1N	07630	TOULOUSE/BLAG	161	6 12 218	15552	VARNA	173	52
02226	OSTERSUND/FRO	93N 30	1N	07650	MARSEILLE/MAR	180	6 17 236	15614	SOFIA (OBSERV	166	2 40
02366	SUNDSVALL-MAR	97N	1N	07690	NICE/COTE D'AZ	190	0 5 46	16059	TORINO/CASELL	165	1
02376	SODERHAMN	95N	7N	07747	PERPIGNAN	177	-4 1 11	16680	MILAN/LINATE	165 11	2N
02464	STOCKHOLM/BRO	119 23	0N	07761	AJACCIO/CAMPO	191 7	36 480	16105	VENEZIA/TESSER	184N 24	7 86
02590	VISBY FLYGPLA	108N 3	0N	08001	LA CORUNA	158N	-7 30 375	16158	PISA/S. GIUST	195N 13	25 195
02672	KALMAR	116	1	08027	SAN SEBASTIAN	172N	11	16242	RDHA/FIUHICIN	208N 14	20 204
02836	SODANKYLA	65N 51	2 42	08045	VIGO/VIGO	144N	60	16261	AHENDOLA	214N	0

### 3. Monitoring of solar radiation, ozone and upper stratosphere

Direct solar radiation, flux of global solar radiation are routinely observed at fourteen stations in Japan and their interannual variations are monitored. Following figure is an example of monitoring the direct solar radiation for 1982/83 in Japan after El Chichon eruption in April 1982. Marked decline of the direct solar radiation is observed in December 1983.



Monthly average of direct solar radiation in Japan(12 LMT)

Total ozone and its vertical distribution is observed at four stations in Japan. By observation at Tateno, ozone amount is decreasing in the troposphere but is increasing in the stratosphere.

Rocket observation of upper stratosphere has been carried out at Ryori since 1970.

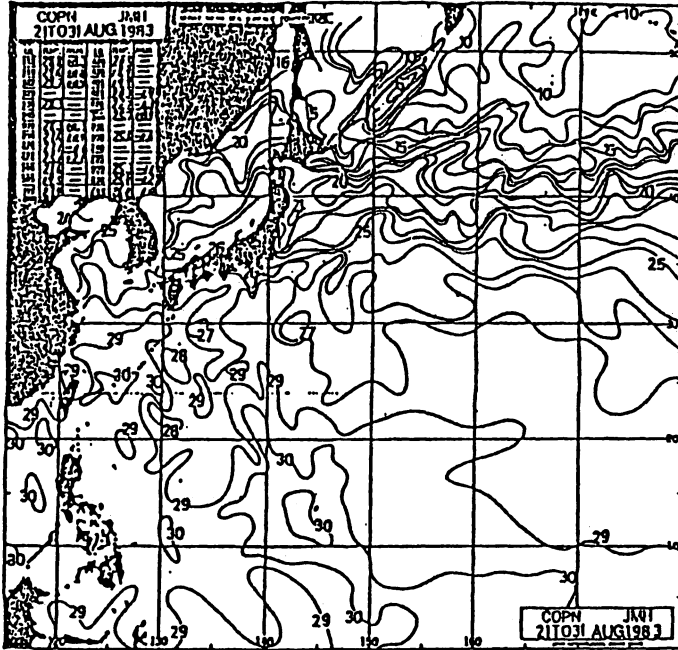
#### 4. Monitoring of SST over Northwestern Pacific

The activities on the IGOSS Programme in Japan almostly are carried out under the co-operation of the governmental agencies: JMA, the Maritime Safety Agency and the Fisheries Agency. They are contributing to all or a part of elements of the programme.

JMA is routinely preparing the analyses of sea surface current in the seas adjacent to Japan and of subsurface temperature in the Northwestern Pacific from the data obtained through the GTS, domestic tele-facsimile and mail.

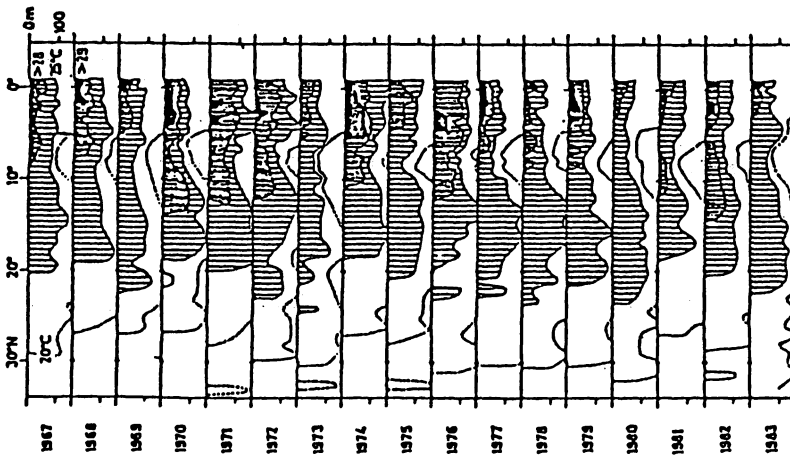
JMA also produces the analyses of sea surface temperature in the Northwestern Pacific and in the whole of the western Pacific. They are based upon the sea surface temperature extracted from the maritime meteorological messages from ships and those derived from the infra-red information obtained from the Geostationary Meteorological Satellite operated by JMA and the US NOAA orbital meteorological satellite. An example of sea surface temperature is given in the following chart.

All of the products above are generated every ten days for dissemination over the meteorological radio facsimile and by copies of "Ten-Day Marine Report".



An example of sea surface temperature analysis in the western North Pacific issued from the Japan Meteorological Agency.

In addition, JMA has regularly observed the SST along 137°E longitude from Japan to 1°S by R/V Ryofumaru in January(1967 - ) and July(1972 - ). Following is a results of SST monitoring.



Subsurface temperature along 137°E in winter

(56 ページに続く)

# エル・ニーニョ現象について

栗原 弘一\*

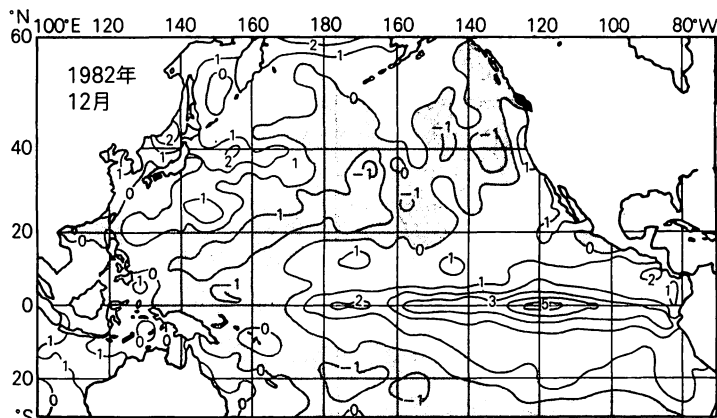


図1\*

## 1 はじめに

昨年の秋以来、エル・ニーニョ\*\*という言葉がしばしばマスコミに登場し、世界の異常気象と関連つけた様々な解説がなされている。

昨年の春から夏にかけて、赤道太平洋の大気大循環にエル・ニーニョ時にみられる2、3の特徴が観測されたため、赤道太平洋における海水温分布の推移が注目された。9～10月ごろまでには、東部赤道太平洋の海水温が平年より1～2℃高くなり、エル・ニーニョ現象の発生が明らかになった。12月～本年1月には、この異常昇温現象はピークに達し、その規

\*図1——太平洋の海面水温の平年偏差(1982年12月、℃)

●は平年より低いことを示す。〔気候解析センター、NOAA, 1982〕

\*\* エル・ニーニョ(スペイン語で神の子)という用語は、ペルー・エクアドルの沖合で毎年12月～3月ごろに海水温が上昇する現象に対して古くから使われていた。この時期には、寒流系のアンチョビーがこの海域から姿を消すことが知られている。本文では、この局地的な現象を指すのではなく、沿岸から日付変更線に至る赤道東部太平洋の海水温の異常昇温現象を指す。この大規模な異常現象が起こると、赤道上の大気の大気循環のみならず両半球の中、高緯度の大気の流れも影響されることがわかっている。気象関係者は、「エル・ニーニョ イベント」とか「Warm episode」という言葉を用い、前者との混同を避けている。

模は、今世紀最大といわれた'72/'73年のエル・ニーニョを上回るほどであることがわかった(図1, 2)。

本文では、エル・ニーニョ現象の発達のプロセスや、それに関連して大気の流れがどのような特徴的な動きを示し、それが日本をはじめ北半球の天候とどうかかわっているかについて、簡単に紹介する。

## 2 エル・ニーニョ現象

太平洋の赤道に沿った海水温の分布は、東西の温度差が大きいのが特徴である(図3)。これは、1)赤道上を西向きに吹く南東貿易風のために赤道上の暖水が西太平洋に吹き寄せられていること、2)南米沿岸を北上する寒流のペルー海流(またはフンボルト海流)が赤道付近で西に向きをかえ南赤道海流として西に流れていること、3)こうしたことから、ペルー沿岸では表層の海水は西に運ばれ、下層の冷たい海水が上昇してくる現象(湧昇, upwelling)がみられるためである(図4)。

このため赤道上の海水温は東西の温度こう配をもつが、海水が西側に吹き寄せられているため東西の水位にも差を生じ、水位差は約40cmといわれている。

\* 気象庁長期予報課

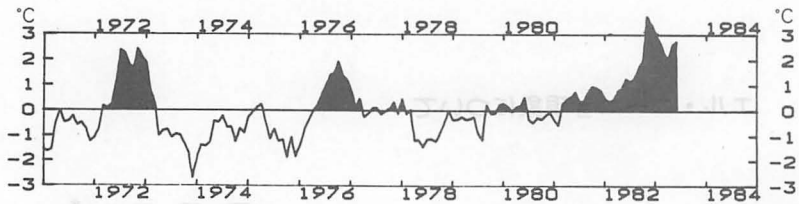


図2 — 東部赤道太平洋の海水温偏差 (180°—85°W平均) の経年変化

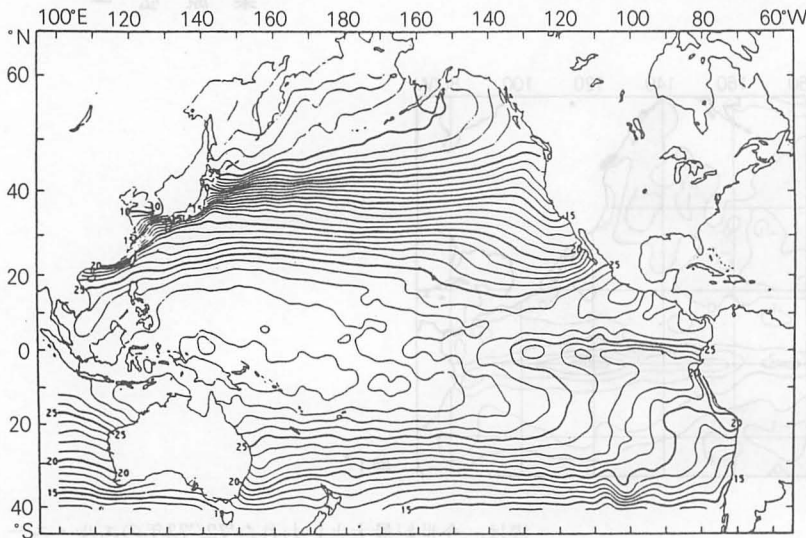


図3 — 太平洋の海面水温の平年値 (12月, °C) [気候解析センター, NOAA, 1982]

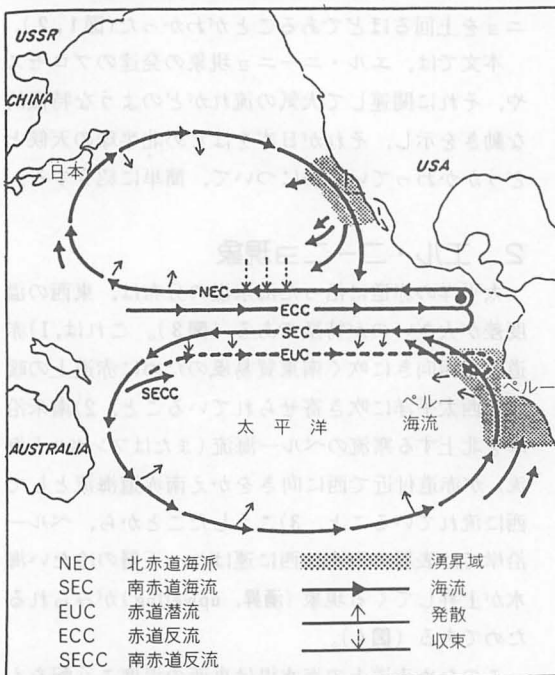


図4 — 太平洋の海流系 [Paulik, 1981]

東部赤道太平洋の海水温はどのような原因により、数年に1度異常昇温を示すのだろうか。以前は、ペルー沖で南東貿易風が弱まり湧昇が不活発になるため海水温が上昇すると説明されていた。最近では、ハワイ大学のWyrtki教授(1975)が提案した、エル・ニーニョ現象発生の機構に関する仮説が広く支

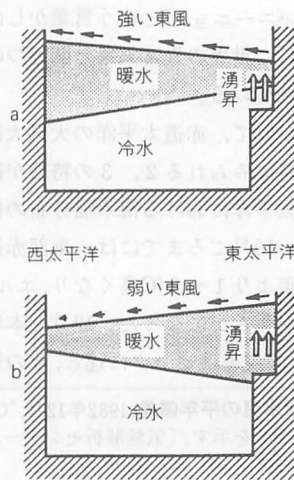


図5 — 太平洋の貿易風の強弱と暖水の移動 [長坂, 1983]

持されている。彼の説によると、比較的規模の大きいエル・ニーニョ現象は、以下のようなプロセスを経て発生する。

- a エル・ニーニョ発生の前年までに一定期間南東貿易風が強まる。南赤道海流が強まり赤道上の暖水が西側(サモア〜ソロモン諸島など)に蓄積される(赤道太平洋上の水位の東西傾斜が増す, 図5-a)。
- b なんらかの原因により貿易風が弱まるや否や、西太平洋に蓄積されていた暖水が東進を開始する(赤道逆流や赤道潜流は強まり、逆に南赤道海流の流れは弱まる)。
- c ペルー沖の海域を暖水が占めるようになる。沿

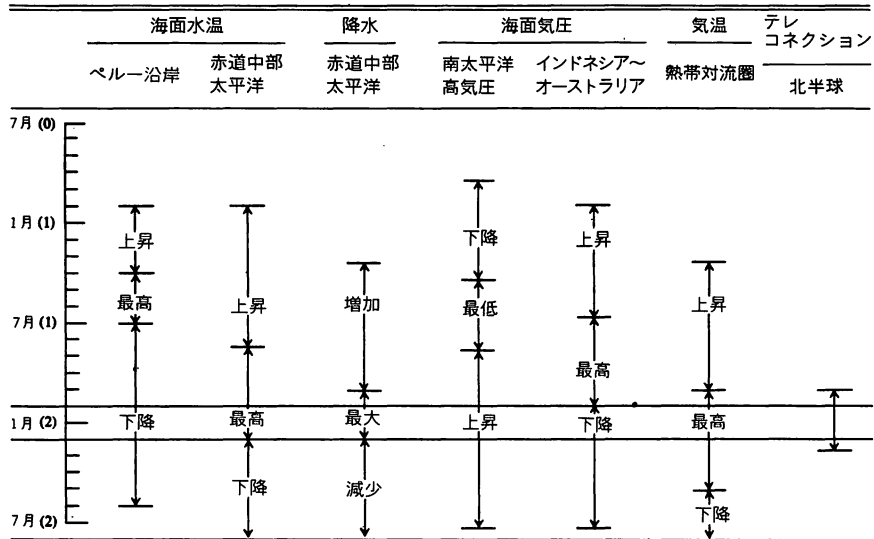


図6—典型的なエル・ニーニョ発達のモデル [Horel et al, 1981] 時間経過を示す各月の( )の数字は、エル・ニーニョ最盛期の前年(0)、当年(1)、翌年(2)を意味する。

岸では湧昇がみられるが、暖水をポンプアップするよう働き、沿岸の海水温が急上昇する(図5-b)。その後3~6か月かかって、暖水がペルーから日付変更線付近まで広がる。

強い貿易風が一定期間続いたのち、貿易風の突然の弱まりに海洋が応答してエル・ニーニョが出現する、というのが上述のプロセスである。

それでは、いつ、どこで貿易風が弱まり、それに応じて東部太平洋の海水温はいつごろから上昇を開始するのだろうか。また海水温の変化とともに、大気はどのような特性を示すのだろうか。Rasmussonら(1982)は1949~1973年の6回のエル・ニーニョ時における海水温・風系・気圧分布等を解析して、その発生から最盛期までのシナリオを作り上げた。以下、主に彼らの解析に基づき、時間を追って大気と海洋の変化を概観しよう。

〈エル・ニーニョの発生から最盛期までの変化〉

- a エル・ニーニョ年の前年の9月ごろ：
  - 南太平洋の高気圧が急速に弱まり始め、南東貿易風が年末にかけて弱まってゆく。
  - 西太平洋で貿易風は強い状態が続くが、10~11月ごろまでには衰える。
- b 前年12月ごろ：
  - チリ西岸の海水温の上昇が顕著になる。ペルー沿岸でも上昇が始まる。
  - インドネシア地域の海面気圧が上昇を始める。
  - インドネシア付近の多雨域が東に移り、日付変更線の西側で降水が増加する。
- c 当年4月ごろ：
  - ペルー沿岸では海水温はピークを迎え、こののち

- 急速に下降する。
  - 高水温の領域が、ペルー沿岸から日付変更線に向かって広がり始める。
  - 貿易風の弱い領域は160°W付近まで東進する。
  - d 当年9月ごろ：
    - 高水温が中、東部太平洋をおおい始める。沿岸では、海水温は平年の状態まで下がることが多い。
    - ナウル島(図7参照)付近の降水の増加はピークを迎える。
  - e 翌年1月：
    - 平年より1.5~2.0°C以上高い海水温が中、東部太平洋の赤道沿いをおおう。
    - 北半球とのテレコネクションが顕著になる。
- Horelら(1981)も、以上と同様のプロセスを描いている(図6)。

3 エル・ニーニョと Southern Oscillation (S. O.)

前述のプロセスで大気にもみられる特徴の1つに、南太平洋東部(南太平洋高気圧の中心にあたる)の気圧が下降し、数か月遅れてインドネシア付近の低圧部の気圧が上昇する現象がある。これについて考えてみよう。

図7は、インドネシアのジャカルタにおける年平均海面気圧(SLP)と各地のSLPの相関係数の分布を示す。ジャカルタのSLPが上昇(下降)する時にはイースター島付近のSLPが下降(上昇)するすなわち、両者はシーソーのように変動していることがわかる。赤道太平洋上の対流圏下層では西向き

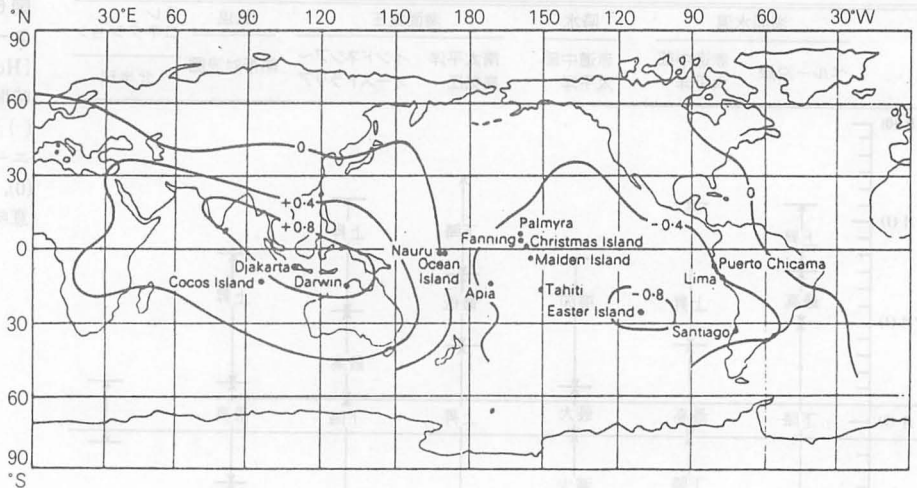


図7—ジャカルタ（インドネシア）の 年 平均海面  
気圧（SLP）と各地のSLPの相関係数の分布〔Parker, 1982〕

上層では東向きの流れがあり、全体として大気の東西循環が形成されている（図8）。循環の強さは数年のリズムで変動するが、それが両地域のSLPの変動に現われているのである。この振動現象はSouthern Oscillation（S.O.）と呼ばれている。S.O.は東部赤道海域の海水温の変動に関係することがBjerknes（1969）により示された。東部赤道太平洋の海水温が低い時には東西循環は活発になり、貿易風も強まる。エル・ニーニョ発生時のように、海水温が高くなると、貿易風は弱まるのである。

S.O.の強さを表わす指数として、S.O. Index（SOI）がよく用いられる（図9）。エル・ニーニョの発生はSOIのマイナス期に対応していることがわかる。

このように、エル・ニーニョ現象は単に海水温の異常昇温だけでなく、熱帯地方における大気と海洋の循環が相互に関係して起こる現象である。したがって、この現象を「El Niño-Southern Oscillation（ENSO）」と呼ぶ研究者が増えている。

#### 4 エル・ニーニョ年の天候

##### 1) 北半球の天候

エル・ニーニョが最盛期になるのは、北半球の秋から冬にかけてである。この時期の北半球の中、高緯度の大気大循環に、エル・ニーニョの影響が現われるとされている。海水温の上昇がピークに近いことに加え、亜熱帯ジェット気流が南下して熱輸送に関与することがテレコネクションの条件とされているからである。この条件は北半球では冬の間だけである。エル・ニーニョ最盛期における北半球の大気循環のモデルを、図10に示す。北半球ではこの気圧配置にしたがって矢印のような偏西風の流れが形成される。この場合、北米西岸には南風による暖気が入り、気温が高くなる。一方米国東、南部には北西から寒気が流入して低温になることが多い。

このほかに、エル・ニーニョ年にはインドのモンスーン（6～9月）が不活発なことが多く、大規模な干ばつが発生しやすいことも報告されている（Rasmusson et al, 1983）。

##### 2) 日本の天候

エル・ニーニョ年の日本の天候の特徴については、

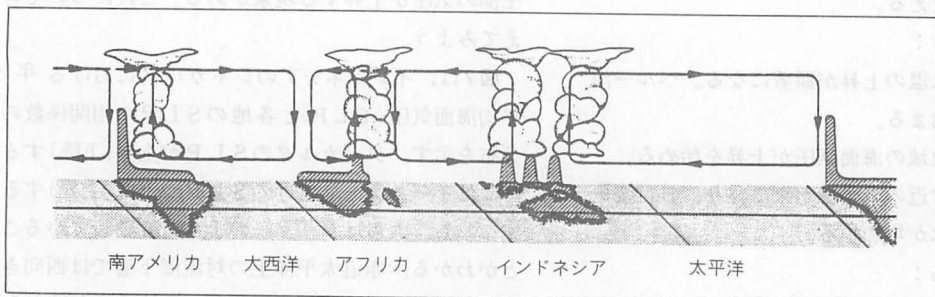


図8—赤道上の東西循環の模式図（Wyrtki, 1982）— 54 —

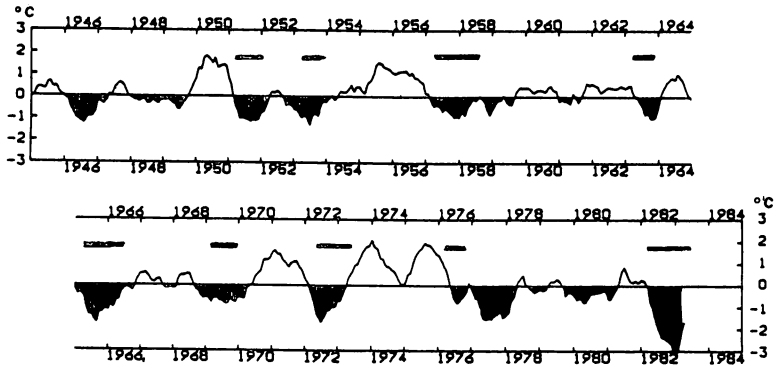
**表1 エル・ニーニョ年の日本の天候**

北日本の平均気温は稚内、網走、根室、帯広、旭川、札幌、函館、秋田、宮古、仙台の平均。中部日本は新潟、輪島、名古屋、松本、東京の平均。西日本は大坂、潮岬、広島、福岡、宮崎の平均。

\*印はエル・ニーニョの規模が小さかった年

	夏の平均気温 (7, 8月平均°C)			冬の平均気温 (12, 1, 2月平均°C)			夏の天候特徴
	西日本	中部日本	北日本	西日本	中部日本	北日本	
1951*	-0.6	-0.2	1.1	-0.7	-0.4	-0.3	諫早豪雨(7月) 梅雨期の大雨 西日本、北陸で豪雨(6~9月) 梅雨暴風雨(6月) ゲリラ豪雨(8月) 47.7豪雨(7月) 長崎豪雨(7月)
53*	0.0	-0.9	-0.5	1.3	0.7	0.4	
57	-0.3	-0.4	-0.3	0.3	0.7	1.1	
63*	0.2	0.2	0.0	0.2	0.3	0.7	
65	0.2	-0.6	-0.8	0.2	0.2	0.2	
69*	-0.1	-0.3	-0.5	-0.4	-0.5	-0.9	
72	-0.7	-0.3	0.6	0.9	0.9	1.6	
76*	-0.9	-1.5	-0.8	-1.5	-1.2	-1.8	
82	-1.2	-1.0	0.4	0.3	0.7	0.8	
平均	-0.4	-0.6	-0.1	0.1	0.2	0.2	

**図9 Southern Oscillation Index (SOI)の経年変化** タヒチとダーウィン(図7参照)の月平均海面気圧の差により、SOIを定義。各月の値は標準偏差で割り規格化し、5か月移動平均してある。  
—はエル・ニーニョ発生年



今のところまとまった報告はない。1951年以降のエル・ニーニョ年に共通する特徴について簡単に述べる(表1)。

〈夏の天候〉 関東以西では夏(7, 8月平均)の気温が平年より低い年が9例中8例である。また諫早豪雨や昨年の長崎豪雨のように、大災害を伴う集中豪雨が発生しているのも特徴である。梅雨明けが遅れる年も多く、関東地方の出梅は平均して約6日遅くなっている。

〈冬の天候〉 暖冬の年が多いが、'76/'77年のような大寒冬年も含まれている。また冬の3か月間を通して暖冬となる例も少ない。

こうした天候とエル・ニーニョとはどう結びついているのだろうか。エル・ニーニョの時には亜熱帯高気圧が南偏して強まることが多い。夏には、この場合、日本付近に前線帯が停滞しやすい。これが出梅の遅れ・集中豪雨・低温などと結びついているのかもしれない。

## 5 おわりに

エル・ニーニョ現象はその寿命が長く、発生すると1~1年半も持続する。したがって、その規模に応じて大気の応答の仕方(その場所や時期)があらかじめわかれば、エル・ニーニョの発生が予想・確認

**図10 エル・ニーニョ最盛期の北半球における大気の流れ** (Horel et al, 1981) 影をつけた領域は降水増加域を示す。実線は対流圏中~上部(高度5~10km)のジオポテンシャル高度の平年偏差を示し、H(L)は高度または気圧が平年より高(低)いことを意味する。



された時点で、数か月~1年以上先の天候予報が可能となるかもしれない。現在、熱帯における海洋・大気の循環・相互作用等について精力的に研究がすすめられている。その進展を期待したい。

ページ数の制限から、'82/'83年のエル・ニーニョ現象やそれに関連すると思われる最近の世界の異常天候については触れなかった。今回のエル・ニーニョは、本文で紹介した一般的な発達のプロセスを必ずしもたどっていない。二重の意味で異常な海洋・大気現象が、今もなお熱帯地方で続いていることを付記しておく。  
(1983年8月 記)



(50 ページより続く)

## 5. Monitoring of sea ice over the Okhotsk Sea

**Sea ice over the Okhotsk Sea is the southernmost tip of the sea ice in the Northern hemisphere. The observation of sea ice has started in 1892 in the coast, by plane in 1957, by lidar in 1965 and by satellite in 1966. Sea ice information is issued, if necessary, by facsimile.**

### 編 集 後 記

昭和 58 年度第 2 号をお届けします。何とか年度内に発行することができて役員一同ひと安心と  
いったところです。

さて、エル・ニーニョ現象もようやく一段落した感がありますが、これをきっかけに熱帯への関  
心は一層高まったように思われます。

☆今回は、特にお願いして筑波大学の安成さんに、モンスーンと中・高緯度循環の関連について、  
最近の氏の研究を中心に紹介していただきました。

☆一方、ブロッキングの研究も新たな局面を迎えつつあるように思われます。現在ミズリー大学で  
研究を続けておられる田中さんに、FGGEのデータを用いた超長波の増幅と鉛直伝播に関する解析  
を紹介していただきました。

☆論文紹介は今回は 2 編です。田崎さんと栗原さんをお願いしました。

☆昨年 12 月に行われた「気候系のモニターに関する専門家会議」について、朝倉気候変動対策室長  
の了解を得て、栗原さんにその概要をとりまとめ報告してもらいました。

☆栗原さんにはまた、エル・ニーニョ現象に関して、大気との関連を中心に、総合的かつ簡潔に概  
説していただきました。これは東京書籍の好意で転載させてもらったものです。

☆次号は夏に予定しています。次号掲載を希望する原稿は 6 月末を目途にお送り下さい。

(T. U.)

☆昭和 58 年度の会費未納の方は、なるべく早く納入して下さい。納入方法は次のいずれかの口座を  
御利用下さい。

(1) 郵便口座      口座番号：東京 5 - 165913      加入者名：L.F. グループ

(2) 銀行口座      富士銀行本店営業部（店番号：110）

                    口座番号：203156                      加入者名：L.F. グループ