



天 気

1985年9月
Vol. 32, No. 9

103 (30~50日周期変動)

大気循環の30~50日周期変動*

村上 勝人**

1. はじめに

最近、大気の30~50日周期変動に関する論文や研究報告をよくみかけるようになった。しかし一口に「30~50日周期」と言っても、その規定する時間間隔はかなり漠然としており、ある研究では「30~40日周期」、また他の研究では「40~50日周期」などと称されている。これらの研究に際して念頭に置かれている時間スケールを要約して言えば、「短期予報の対象となる数日~10日程度の周期の変動と、季節変化との間にあるもの」といえよう。このような時間スケールを持つ変動が存在することは、何も最近になって発見されたわけではない。第1図および第2図は、もう今から一世代30年以上も前の例であるが、いわゆる index cycle として親しまれている（そして未だにその実体のよく分かっていない）変動を示したものである。第1図は北緯35度と55度の地上気圧の差を経度平均して中緯度東西流の強さを示す index としてある。この図の index は、ほぼ1カ月程度の間隔で極大/極小の変動を繰り返しているのが見受けられる。このような時間スケールを持つ帯状平均東西流の変動の様相を、その緯度分布の変化と共に示したのが第2図である。この図では700 mb 面で帯状平均された東西方向の運動量を扱い、季節変化を除くために月平均値からの偏差をとっている。前の第1図でみたのは北緯35度~55度のいわゆる中緯度での変動であるが、この図を見ると帯状平均流の変動はさらに低緯度および高緯度を

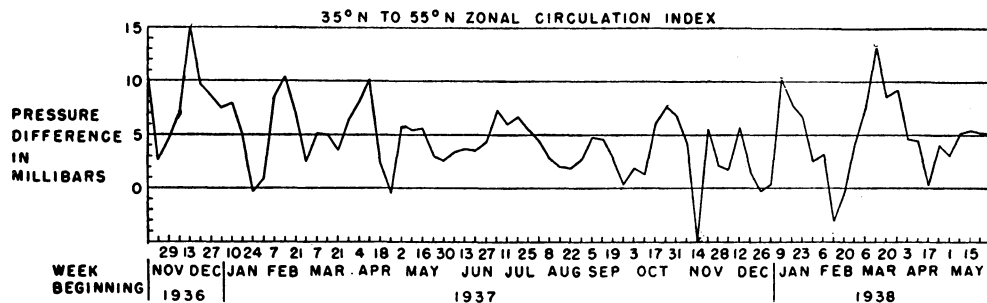
も含めた範囲で起こっていることが分かる。運動量の極大あるいは極小領域の振舞を見てみると、それが緯度圏を横切って北にあるいは南に徐々に移動していることが特徴的である。移動の速度は緯度にして約1~5度/日で、極大や極小に伴う正負の帯は数週間から1カ月以上にもわたって辿ることができる。また移動の方向を見てみると、北半球の夏（6月~8月）に北上の傾向が強いように見受けられる。話が前後するが、この現象はすくなくとも北半球の夏の期間においてはモンスーンの30~50日周期変動と関連していることが分かってきた。この点については後に本論の中で述べることにする。ともあれ、ここに掲げた例は大気の30~50日周期変動が短期予報の次にチャレンジすべき目標の1つとして古くから注目されていたことを示している。ちなみに、この第1、第2の両図は古く荒川（1958）によっても大気大循環の変動の例として紹介されたものであるが、彼はその紹介を「上述のような運動量の北上または南下は極めて著しい現象で、大循環論が是非とも解明せねばならぬ問題である」と結んでいる。それから四半世紀、25年以上たった今、我々は依然として同じ言葉を繰り返さねばならない。しかし少なくともその解析的記述の分野では過去10年、とりわけ FGGE 観測資料が利用可能となったこの5年間で急速な進歩が見られつつある。本論ではそのような進歩を跡づけつつ現時点における「大気循環の30~50日周期変動」像を議論してみたい。

* On the 30-50 day period variations of the atmospheric circulation.

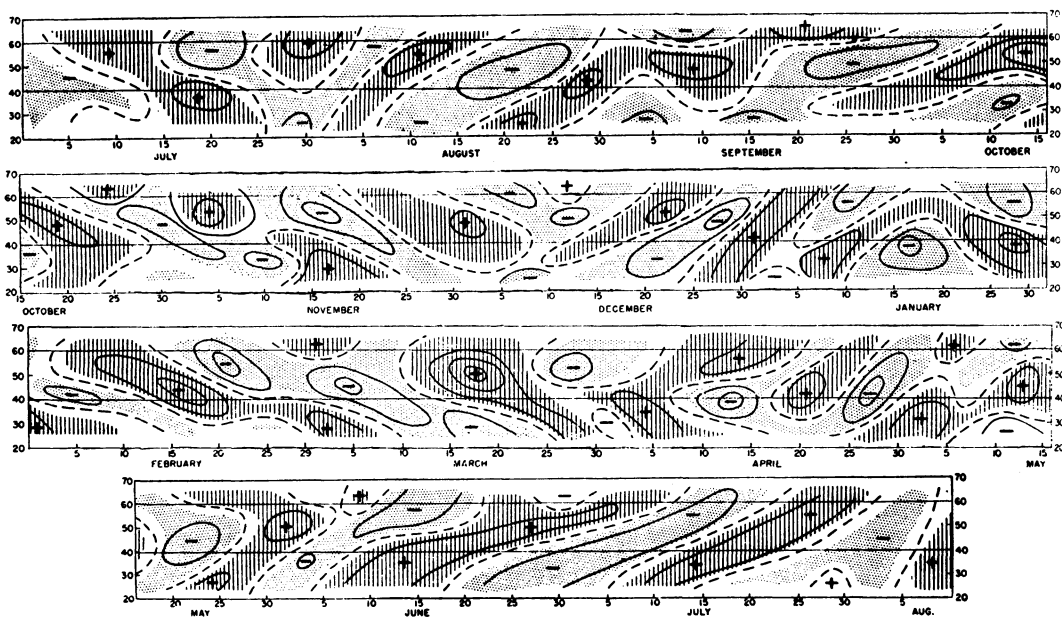
** Masato Murakami, 気象研究所合風研究部.

2. 赤道地域における変動

最近における30~50日周期変動の研究は熱帯気象学の



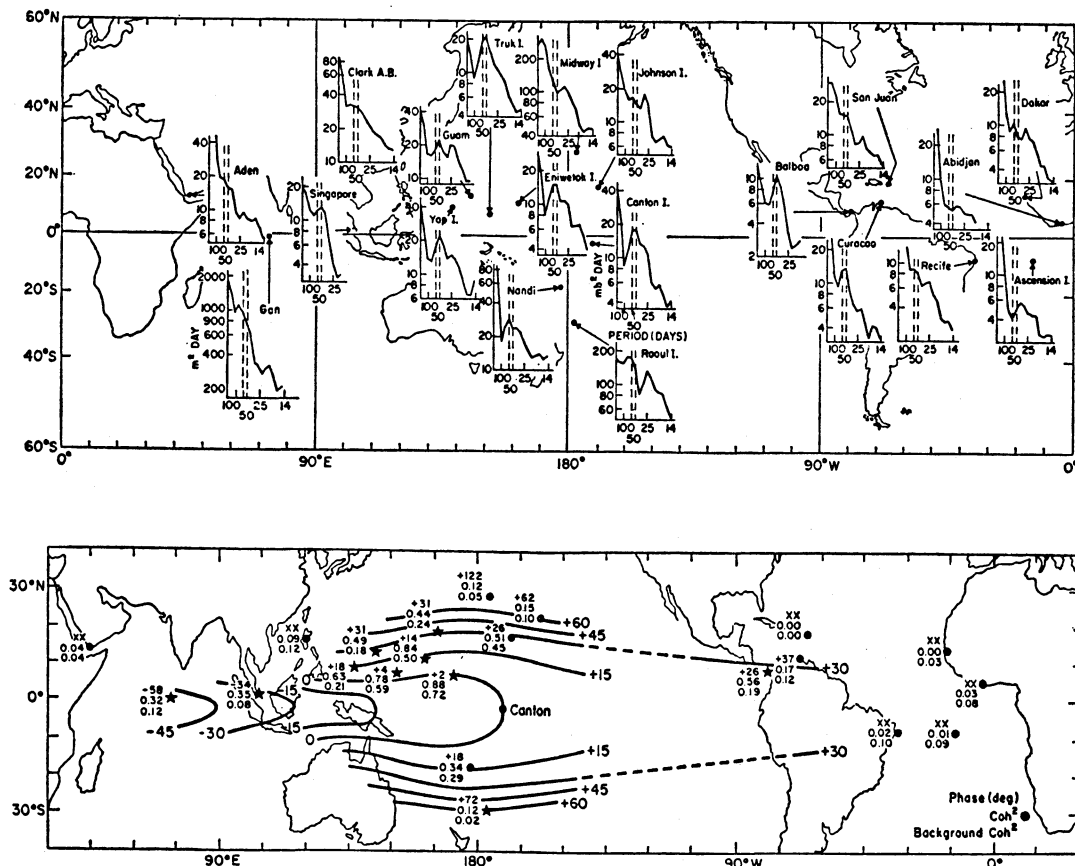
第1図 地上における北緯35度-55度間の zonal index の週平均値の変動 (Namias, 1951).



第2図 700 mb 面における東西方向の運動量 (5日平均) から月平均値を引いた偏差の緯度-時間分布。期間は1947年7月から1948年8月まで。等値線の間隔は $50 \times (4\pi a^3 \times 10^{-4})^{-1} \text{ g} \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。aは地球の半径。破線は0線をあらわし、絶対値が20以上の領域ハッチをしてある (Riehl et al., 1950)。

分野から活発になってきた。その端緒となったのが Madden・Julian (1972) による研究である。彼らは1957年から10年間にわたる熱帯各地点での地上気圧の変動をスペクトル解析の手法で調べ、インド洋から太平洋における赤道にそった地域で顕著な「40~50日周期変動」が存在することを明らかにした。第3図の上段に熱帯各地点でのパワー・スペクトルを示す。この図においては中米から西、太平洋を越えてシンガポールに至る赤道域で40~50日周期のスペクトル・ピークが現れてい

る。彼らはこのようなスペクトル・ピークの現れかたから、変動の存在を赤道から緯度にして南北10度以内の範囲で議論した。今日までに蓄積された解析結果は、後で述べるように、この時間スケールの変動が少なくとも中緯度までつながったものであることを示している。彼らの解析した地上気圧の変動は、熱帯から中緯度に近づくにつれ季節变化的な長周期の成分が強くなり(第3図上段での各地点における縦軸のスケールに注意されたい)、結果として40~50日周期が独立して検出されにく



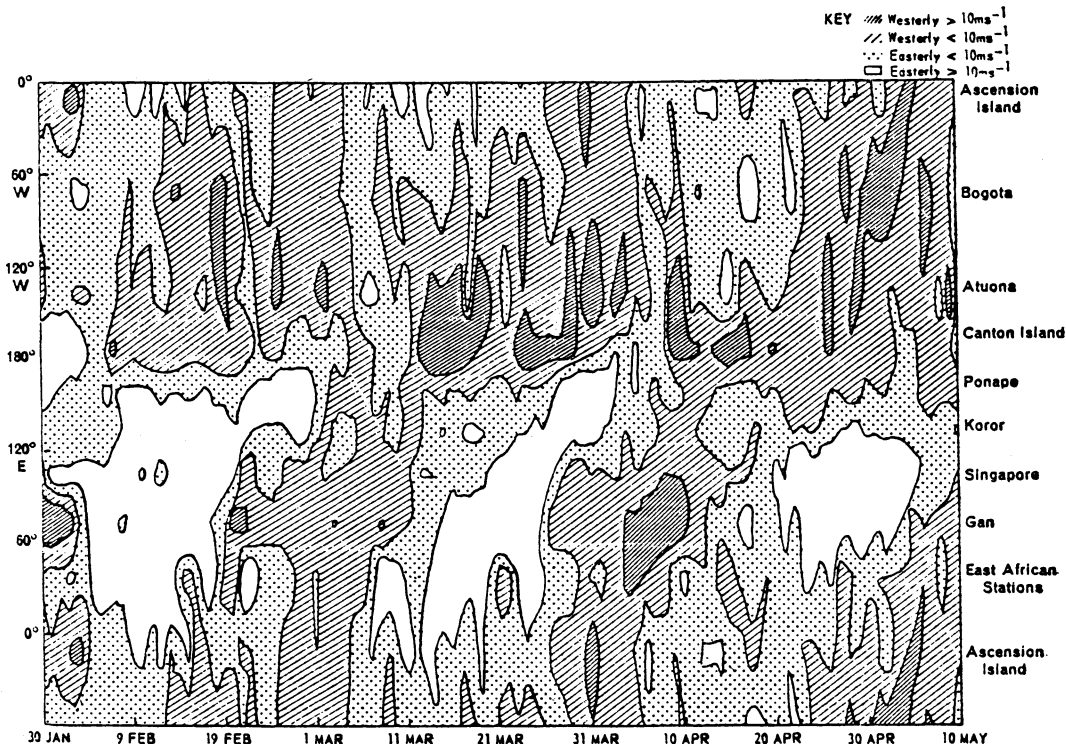
第3図 上段：熱帯各地点での地上気圧のパワー・スペクトル。縦軸はパワー密度を $\text{mb}^2 \text{ day}^{-1}$ 単位であらわし、横軸は周期を日単位で示す。破線は40日と50日周期に対応。下段：36-50日周期帯変動のカントン島を基準とした位相差分布。単位は度 (Madden and Julian, 1972)。

くなるものと考えられる。その意味では彼らの解析した熱帯域は地上気圧の40~50日周期変動が現れやすい場所であったと言ってよからう。

ともあれ赤道域における30~50日周期に対応する変動の存在が確認されると、当然次にその空間的振舞が興味の対象になってくる。彼らはクロス・スペクトル解析の手法で、この変動が赤道に沿って東進する成分を持つことを明らかにした。第3図の下段は太平洋上のカントン島(3°N, 17°W)を基準にした変動の位相差を示したものである。位相差の正の値はカントン島からの位相の遅れを意味している。インド洋から太平洋にかけての赤道沿いでは、東に向かうにつれて位相の遅れる様子が系統的に現れており、変動が東向きに伝播していることを示している。東進傾向の現れる範囲は、彼らの議論するように赤道から緯度にして南北約10度以内である。この図

でもう1つ目につくのは、熱帯から中緯度に向けての伝播が、赤道から離れた地域で見られることである。位相差からみた伝播速度は緯度にして1~3度/日である。この南北方向の伝播は、少なくとも北太平洋においては経度方向に同位相で起こっていることが特徴的で、帯状平均場における変動の存在を示唆している。

ところで、赤道上における大気の30~50日周期変動にはさらに standing oscillation 的な成分も存在することを指摘しておかねばならない。この様相は風の東西成分の変動に顕著に現れる。第4図には赤道に沿った100 mb面での風の東西成分の変動の例を示した。この図においてはインド洋・太平洋を中心とした経度帯(60°E~90°W)において顕著な30~50日周期変動が見受けられる。経度方向の全球的分布は東風と西風の領域が一對となった東西波数1の様相を示している。また東風・西風



第4図 赤道にそった地点における 100 mb 面での風の東西成分の変動を示した経度-時間分布. 期間は 1966年 (Parker, 1973).

領域の経度-時間分布を追跡すると、確かに上述のような東進成分も認められる。しかしながら同時に目につく特徴は、東経160度付近を node とした standing oscillation の存在である。このような node は、最近の衛星による cloud wind vector を用いた研究によっても解析されている (Maruyama, 1982)。同図における東西風の30~50日周期変動には、この経度を境として、東太平洋と西太平洋・インド洋間での out of phase な状況が明瞭に現われている。風の東西成分で node であるということは同成分による収束/発散の変動が最大振幅を持つことを意味する。ちなみに node が存在する東経160度付近の経度帯は西太平洋上に位置し、海面温度も相対的に高く、積雲対流活動が活発な領域である。この積雲対流活動の変動が風の変動における node の存在と密接に関連していることは、最近の理論的研究によっても指摘されている (Yamagata and Hayashi, 1984)。

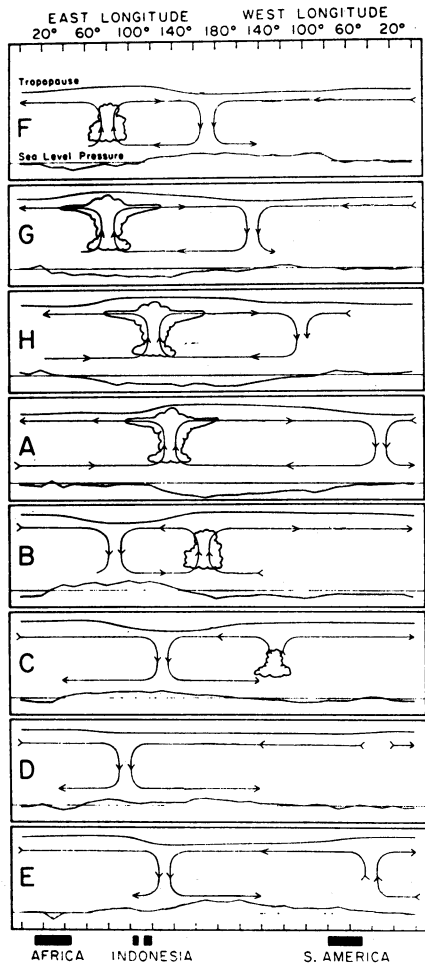
上に述べた解析結果から赤道域における30~50日周期変動について次のような特徴が明らかになった。

- 1) 東西方向に波数1のスケールを持つ東進波成分お

よび standing oscillation の成分からなる。

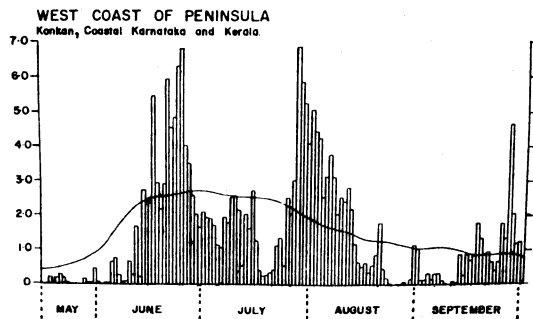
2) standing oscillation に伴う風の東西成分の変動は西太平洋上に node を持つ。

もっとも、これまでの結果はいずれもある1つのレベル(地表面または対流圏上部)についてのものである。前出の Madden and Julian (1972) は、1957年から1958年にかけて実施された国際地球観測年 (IGY) の資料を用いて、さらに変動の垂直構造を調査し、結論として赤道上の垂直面内で東西に広がった大規模な大気循環のイメージに到達した。第5図に彼らによって描かれた、赤道上での30~50日周期変動に伴う東西循環の変動の模式図を示す。この図は変動による1 cycle を8段階 (A~H) に分け、各段階における循環の状況、積雲対流活動および海面気圧の分布を示している。30~50日周期を8つの段階に分けたのであるから、各段階の間の時間間隔は4日~6日に相当する。彼らの描くところによれば、積雲対流活動はまずインド洋上で活発化し(段階F)、同領域での大規模上昇流、海面気圧の低下を伴う。東西循環による補償下降流は中部太平洋上に現れる。



第5図 赤道地域における30~50日周期変動に伴う東西循環の変動の様相を模式的に示したものの (Madden and Julian, 1972).

時間が進むにつれ、活発な積雲対流活動と大規模上昇流の領域は東に移動し、インドネシア東方の西太平洋上に達する(段階H)。この時期に積雲対流活動および東西循環の強さは最も活発となる。大規模上昇流および下降流は、西および東太平洋上に位置し、Bjerknes (1969) によって提唱された“Walker circulation”と同じ様相を呈している。もっとも Bjerknes は、この東西循環の変動を時間スケール約4年程度のいわゆる Southern Oscillation との関連で議論した。それに対し、ここではずっと時間スケールの短い30~50日周期変動について再び同じ構造を示したわけである。第5図における東西循環の cell は時間とともにさらに東進する。しかし積



第6図 1979年夏のインド西岸部における平均日雨量の変化。実線は平年値 (インド気象局 Indian Daily Weather Report, 1979)。

雲対流活動は東太平洋に向かうにつれて弱まり、また循環の強さも減少する(段階A~E)。

ここに描かれた変動の構造は、さきに述べた2つの特徴をよく説明している。すなわち東進成分として解析された結果は、波数1のスケールを持つ東西循環 cell の東への移動に伴う変動として理解することができる。また風の東西成分に顕著に現れた、西太平洋上に node を持つ standing oscillation は、同地域での積雲対流活動に伴う東西循環 cell の standing な変動として理解し得る。両種の変動をつなぐポイントは、西太平洋上において両者の cell がお互いに補強しあうように同期 (synchronize) している点である。このことは赤道域の30~50日周期変動に伴う東進成分の形成・維持にあたっては、西太平洋~インドネシア諸島方面の積雲対流活動が重要な役割を果たしていることを示唆している。余談になるが、Madden・Julian (1972) が到達した上述のようなイメージも明らかに Bjerknes (1969) の影響を受けたものである。彼の鋭い洞察は、この研究のみならず例えばモンスーンに伴う東西循環の解析 (Krishnamurti, 1971他)、さらには最近注目をあびている Southern Oscillation に関する解析等に際して、1つの原型 (prototype) を与えた。現象の理解に関する breakthrough が後続の研究に新しい approach の指針を与える好例といえよう。

ともあれ赤道域における30~50日周期変動については以上のような様相が明らかになった。しかしながら、この章の初めにも述べたように、変動はなにも赤道域に局限されたものではない。顕著な例としては夏のインド・モンスーンにおける30~50日周期変動が挙げられる。第6図に夏のモンスーン期におけるインド西岸部の日雨

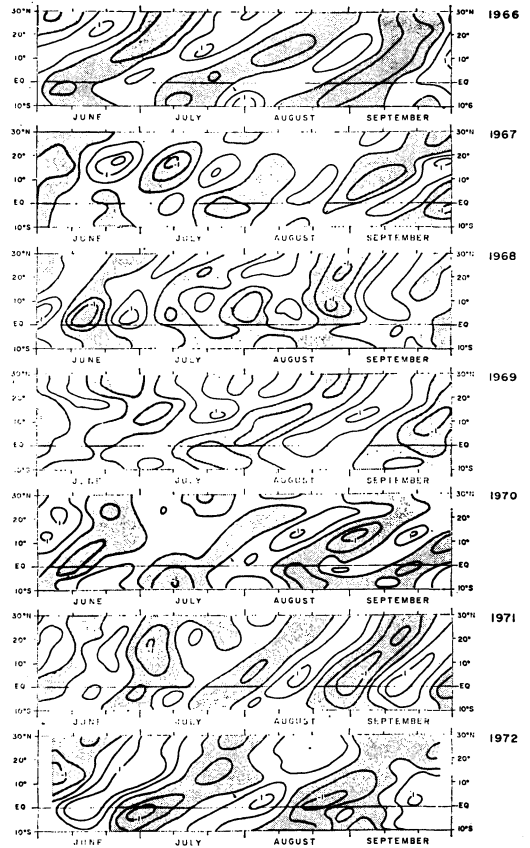
量の変動を示した。この変動はいわゆるモンスーンの active/break cycle として現地における社会・経済活動にも大きな影響を与えている現象である。次の章ではこのようなモンスーンに伴う30~50日周期変動を議論する。

3. モンスーンとの関連

3.1. 北半球の夏/南半球の冬

前章において議論した特徴は、熱帯における数少ない観測点の資料を苦勞して収集し、解析した結果に基づくものであった。これに対し、衛星資料を利用した解析は大気の30~50日周期変動の研究に新しい展望をもたらした。衛星資料、特に画像資料からまず把握できるのは雲量分布である。Yasunari (1980) と Sikka・Gadgil (1980) はインド付近を通る経度帯での雲量分布を調べ、上述の active/break cycle に伴う極めて興味ある特徴を明らかにした。彼らの得た結果によればモンスーンの onset および active/break cycle は、赤道付近から30~50日周期で次々に北進する cloud band によってひき起こされる。第7図を見ると、このような北進が1966年から1972年の夏の期間、毎年のように起こっていることが分かる。変動に伴う雲量の正の偏差が北緯20度付近に達した時期がインド・モンスーンの active phase に対応する。北進の位相速度は緯度にして約1度/日の程度である。ところで熱帯およびモンスーン域での雲量の増減は主として積雲群の増減によるところが大きい。このことから同図に見られるような雲量増大域の北進は、同時に積雲群を伴った大規模上昇流の北進を予想させる。

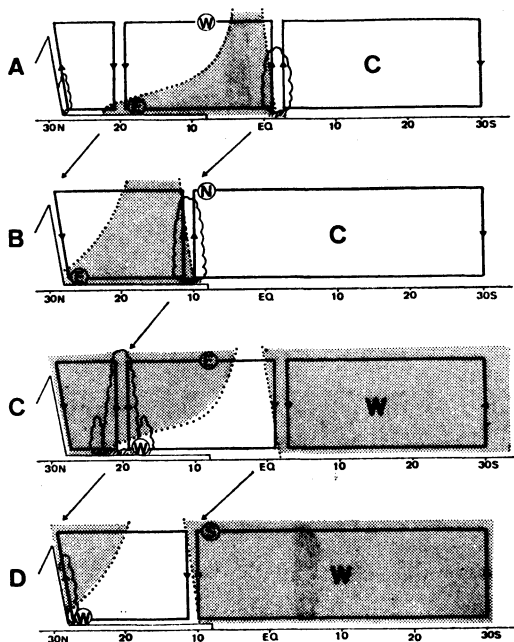
Yasunari (1981) はインド亜大陸上や南半球での高層観測資料による解析を加え、第8図に示すような様相を描いた。この図は変動による1 cycle を4段階(A~D)に分け、各段階における循環の状況、雲量増大域および大気の温度 anomaly の分布を模式的に示したものである。ここに描かれた循環は南北方向のいわゆるハドレー循環的なものであるが、インド・モンスーンの active/break phase において multi cell の構造を示すのが特徴的である。すなわち break phase (段階A) における大規模上昇流は、赤道付近およびヒマラヤ南麓に存在し、北緯20度付近のインド亜大陸上は下降流の場となっている。実際、インド・モンスーンの break 期には降水量および雲量の分布は赤道付近およびヒマラヤ南麓を中心として存在することが知られている (Hamilton, 1977他)。時間が進むにつれて、赤道付近の大規模上昇



第7図 時間フィルターにより取り出された雲量の30~50日周期変動の緯度-時間分布図。雲量の値は東経70度-90度で平均された偏差を示す。陰影部は負の領域 (Yasunari, 1980)。

流は北に移動し、雲量増大域もこれに伴って北進する。インド・モンスーンの active phase (段階C) においては、大規模上昇流および雲量増大域ともに北緯20度付近に位置し、赤道付近およびヒマラヤ南麓は下降流の場となっている。この状況から次の break phase にむけて、今度は赤道付近の下降流が北進して来る (段階D)。

第8図にはさらに南北両半球にかけての温度 anomaly の分布が描かれており、それによるとインド・モンスーンが active phase に向かう時期 (段階A~B) には南半球に低温の anomaly が現れる。前出の Yasunari (1981) は、この時期の南半球 (冬半球) 中・高緯度における寒気の吹き出しが夏のインド・モンスーンの active/break cycle に関連している可能性を議論した。



第8図 インドおよびインド洋方面における30~50日周期変動に伴う南北循環の様相を模式的に示したもの。陰影部は相対的に高温の領域をあらわす (Yasunari, 1981).

このような冬半球の寒波と夏半球のモンスーンとの繋がりは十分に考えられる事柄である。しかし、それがどのように繋がっているのか、ある経度帯における個々の寒波が、対応する夏半球でのモンスーンの変動と直接に結びついているとは、必ずしも言えない面がある。今後さらに研究を進める必要のある分野である。

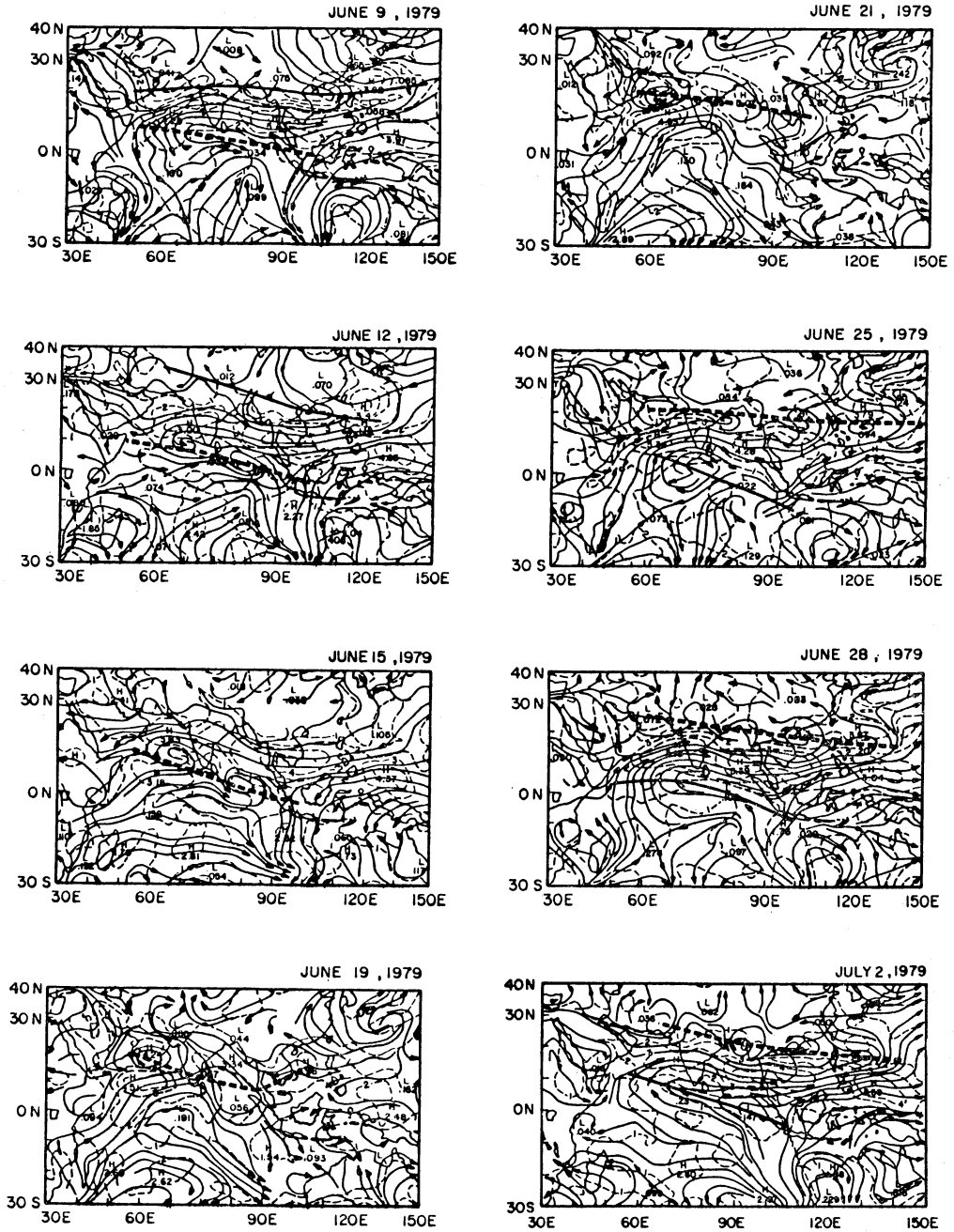
ともあれインド・モンスーンの30~50日周期変動に伴って見られる大気循環の北進は前章で議論した赤道地域での様相とは全く異なった一面であり、かつ極めて顕著な現象である。1978年末から1979年にかけて実施されたFGGE* (First GARP Global Experiment) 観測資料の整備は、この現象に対する一層の研究を触発した。FGGE 期間中に展開された観測船、精力的に収集された衛星の cloud wind vector 等の資料は、全球を覆う格子点のデータとして編集され、従来資料の乏しかった熱帯海洋上でのより詳細な解析を可能にした。第9図に示したのは、そのような資料を用いて得られた、850mb面における風の30~50日周期変動成分の平面分布である。ここに掲げた8枚の分布図は1979年6月をほぼカバーしている。まず目につく特徴は、東西方向に長大なス

ケールを持つトラフ (太破線)、リッジ (太実線) の存在であろう。6月9日から7月2日までの時間経過を追っていくと、この東西方向にのびたトラフ/リッジが北進して行く様を明瞭に追跡できる。この北進の出発点は、上述の cloud band と同じく、赤道付近にある。この年のインドでのモンスーンの onset は6月15日頃であるが、同図を見るとこの日の前後にトラフがインド亜大陸の南端にかかり、以後北上して行ったのが分かる。図は省略したが、このようなトラフ/リッジの北進は onset の時期だけではなく、モンスーンの active/break cycle に伴って繰り返している。

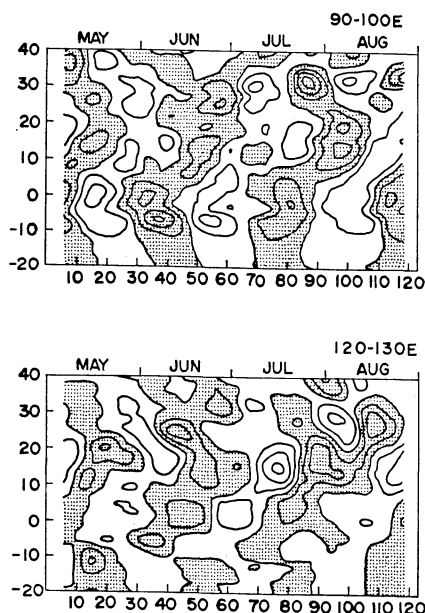
さて、この第9図に見られるトラフ/リッジの東西方向の拡がり、モンスーンの30~50日周期変動が、いわゆる「インド・モンスーン」地域に限られたものでないことを示している。少なくとも東南アジア、西太平洋を含んだ、夏の「アジア・モンスーン」の変動として捉える必要がある。日本および中国の梅雨もこのアジア・モンスーンに伴う現象であり、30~50日周期変動の影響を受けている可能性が強い。ちなみに、この年の九州・西日本各地をはじめとする「梅雨入り」は6月初旬であった。しかし後の梅雨前線の活動は不活発であり、6月中旬からは「中休み」の状況になった。東京では6月18日から21日まで、4日間真夏日が続いている。この期間の状況を第9図で見ると、日本は北上しつつあるトラフのはるか北に位置し、高気圧性循環が卓越している。梅雨の状況が一変したのは6月27日頃からである。特に6月30日から7月2日にかけては、北九州・西日本を中心に、死者20名以上をだす豪雨となった。この時期は、丁度第9図のトラフが北緯30度付近に到達した時である。日本付近の循環は低気圧性となり、西太平洋熱帯域からの気流の流入が強化されていた状況が見られる。このように対比してみると、北半球の夏のモンスーンに現れる30~50日周期変動は、梅雨も含めた夏の東アジアの雨季における季節内変動 (中休み、活発期など) を理解する、1つの鍵になるのかもしれない。

最近 Murakami (1983, 1984) は我が国の静止気象衛星 GMS「ひまわり」の赤外資料と大気の大気垂直温度分布を併用して、東南アジア・西太平洋における積雲対流の活動度を評価し、そこに現れた30~50日周期変動を解析した。第10図は、積雲対流活動の強度指数 (I_c) の変動成分の緯度-時間分布を、2つの経度帯について示し

* 現在の WMO における公式名称は GWE (Global Weather Experiment)



第9図 850 mb 面における風の30~50日周期成分の流線(実線)および等風速線。風速の単位は m/s
 太い破線はトラフ, 太い実線はリッジをあらわす (Krishnamurti and Subrahmanyam, 1982).



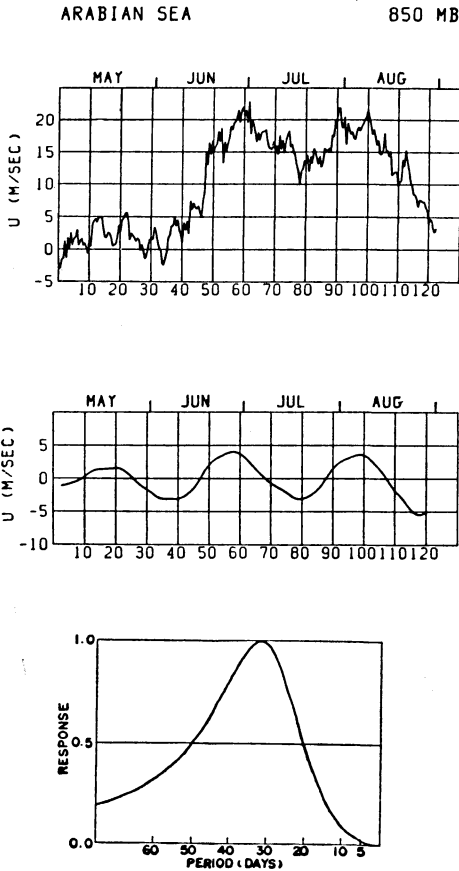
第10図 30~50日周期のバンドパス・フィルターで処理した積雲強度示数 I_c の偏差の緯度-時間分布。上段は東経90度-100度で平均したもので、下段は東経120度-130度で平均したものを示す。等値線の間隔は0.4、陰影部は正の偏差をあらわす。横軸の数字は1979年5月1日からの日数(Murakami, 1984)。

たものである。同図の上段は、ベンガル湾東部~インドシナ半島西部を通る経度帯で平均された偏差の振舞を示し、下段はフィリピン東方の西太平洋を通る経度帯についての振舞を示している。上段の図における I_c の振舞をみると、前出の雲量分布の変動で議論したように、30~50日周期変動はベンガル湾およびインドシナ半島上を繰り返して北上する大規模積雲活動に伴って起きていることが分かる。ここでも積雲域の北上は赤道付近から始まり、その速度は緯度にして約1度/日である。それに加えて、この空間分解能の高い(緯度・経度1度四方)解析は、中緯度のチベット高原方面から南下してくる成分のあることも明らかにしている。上述の第9図とも関連して興味深いのは、ずっと東方に離れた西太平洋上(第10図下段)でも同様の振舞が、 I_c の30~50日周期変動に見られることである。第10図の上下両段における偏差の分布は、その位相も含めて極めて類似した特徴を示している。更にこの2枚の図と第9図との日付を対応させつつ見ていくならば、後者の図に現れた東西方向のトラフが、実際に東南アジアおよび西太平洋で活発

な積雲対流活動を伴いつつ北上していくことが分かる。最近 T. Murakami et al. (1984 a, b) は第9図と同様の領域について対流圏上層まで含めた解析を行い、30~50日周期変動に伴う熱および水蒸気の収支を調べた。彼らの得た結果も、モンスーンが活発化する際には、水蒸気の消費を伴った熱源領域がアラビア海・ベンガル湾地域を北および東に伝わって行くことを示している。

それでは、この様に東西に広い範囲にわたって南・北進する大規模積雲対流活動は、モンスーンの active/break 各 phase で、どのような分布の特徴を示すのであろうか。このことを調べるために、まず実際のモンスーン西風の変動を1979年夏について見ておこう。第11図に示したのは、アラビア海上、850 mb 面における5月から8月にかけてのモンスーン西風の変動の様子である。上段に示した1日2回のオリジナルな時系列では、インド・モンスーンの開始に伴う西風の急速な増大が6月中旬に起こっている。このような stepwise な季節的推移の他に、同時系列には周期約1ヵ月程度の変動が存在しているのが見受けられる。この30~50日周期変動成分をバンドパス・フィルターで取り出したのが同図の中段である。この上・中両段を比較してみると、30~50日周期成分はオリジナルな時系列に見られる5月中旬、6月下旬、8月上旬の西風の強まりをよく説明していることが分かる。そこで、このフィルターされた西風の変動の極大・極小の時期に実現する、積雲対流活動の偏差の分布を合成 (composite) して示したのが第12図である。同図の上段には30~50日周期変動によりモンスーン西風が極大となった時期 (Category 5 と呼ぶ)、下段には極小となった時期 (Category 1) での積雲活動の強度示数 I_c の偏差の分布を示してある。

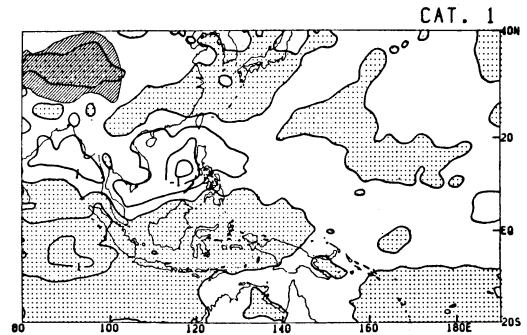
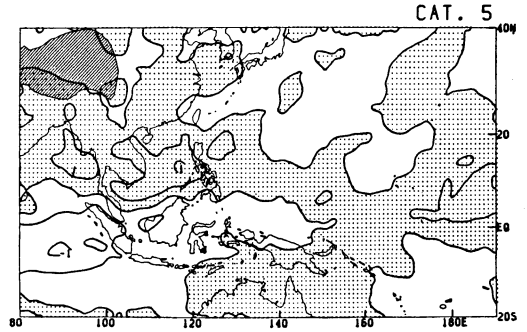
第12図上段のモンスーン西風極大期における I_c の偏差の分布を見ると、陰影部で示される積雲対流活動の活発な領域は、まずベンガル湾から南シナ海にかけての緯度で顕著に現れる。その南のボルネオ・赤道インド洋方面、および北のチベット高原上では、積雲対流活動が抑制されているのが分かる。活発な積雲活動の領域は南シナ海からさらに東に帯状に連なり、中部太平洋赤道域の顕著な活発領域に至る。この西太平洋から中部太平洋にかけて形成される帯状の積雲活動域は、北半球の夏における同地域での熱帯収束帯 (ITCZ) の位置と符合している。このことは、モンスーン西風の極大期にはベンガル湾・インドシナ半島付近で積雲対流活動が強化され



第11図 アラビア海上、北緯10度-20度、東経60度-70度の領域で平均された、850 mb 面における風の東西成分の変動(上段)と、バンドパス・フィルターで処理した偏差の変動(中段)。横軸の数字は1979年5月からの日数を示す。下段は使用したバンドパス・フィルターのレスポンス。

のみならず、同時に ITCZ の活動も活発化していることを示すものである。

モンスーン西風極小期の積雲活動の分布(第12図下段)は、極大期とはほぼ反対の特徴を示す。この上下両段の図の途中経過を追って、モンスーンの30~50日周期の active/break cycle に伴う積雲活動の地理的分布の変化を読み取ると、いままで議論してきた南北方向の移動に加えて、東西方向の変動も明らかになった。第12図についてみるならば、この変動はボルネオ・赤道インド洋方面と中部太平洋赤道域の、対照的な積雲活動の分布として現れている。すなわち、モンスーン西風の極大期には

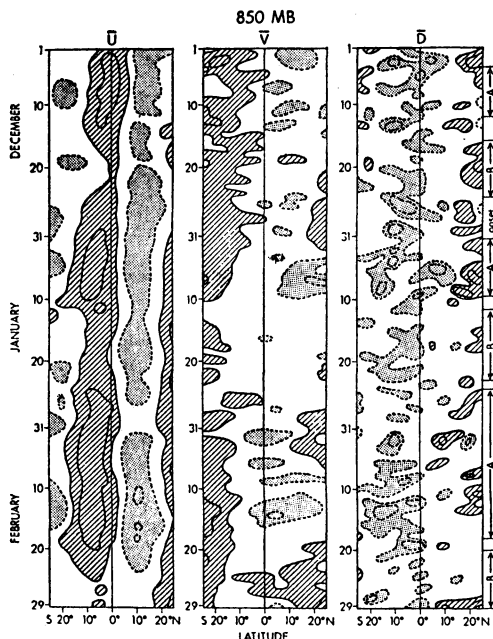


第12図 アラビア海におけるモンスーン西風の極大期(上段)および極小期(下段)でコンポジットされた I_c の偏差分布。等値線の間隔は0.5、陰影部は正の偏差をあらわす(Murakami, 1984)。

積雲対流活動は前者の領域で不活発、後者の領域で活発なのが特徴的である。これに対して、西風の極小期には逆に前者で活発、後者で不活発となる。この結果はモンスーンの30~50日周期変動に伴う大規模積雲活動が、中緯度も含んだ南北方向の変動の他に、赤道域における東西方向の変動をも伴っていることを示している。前章において我々は、赤道上で東西方向の大気循環の変動を見てきた。この赤道域における変動と、夏のモンスーンの30~50日周期変動とを統一して理解する1つの手掛かりを、上述の積雲対流活動の解析結果は与えている。この両者の関連については、次の節でさらに議論することとしたい。

3.2. 南半球の夏/北半球の冬

さて今までは専ら北半球の夏のモンスーンについて見てきた。そしてモンスーンに伴う大規模積雲活動の変動が、大気の30~50日周期変動と密接な関連をもっていることを論じた。それでは、南半球の夏についてはどうなのであろうか。南半球の夏において大規模積雲対流活動

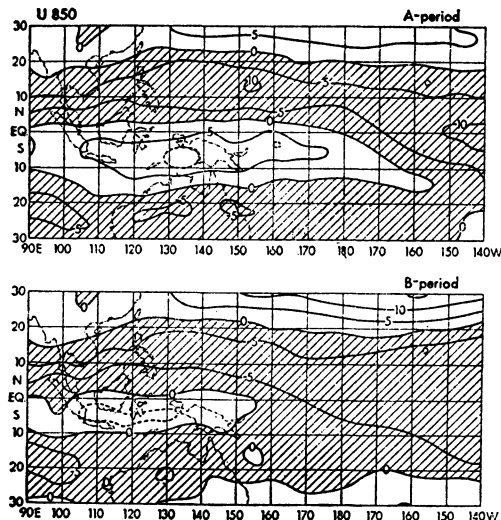


第13図 東経90度から170度で平均された 850 mb 面における風の東西成分 (左), 南北成分 (中央) および発散 (右) の緯度-時間分布. 左の図の等値線の間隔は 5 m/s, 中央の図においては 2 m/s, 右の図では $10^{-6} s^{-1}$. いずれも斜線部は正の値をあらわす (住・村上, 1984).

を伴うものとして、オーストラリア・モンスーンが挙げられる。これは大体12月から2月の期間に見られ、オーストラリア北端に沿った緯度帯で、対流圏下層の西風が卓越する。このオーストラリア・モンスーンにも30~50日周期の active/break cycle があることが知られている。第13図に示したのは1979年12月から1980年2月の例であるが、南緯10度付近を中心として卓越している西風のなかに、明らかに周期約1カ月程度の強弱の変動があることが分かる。対応する変動は北半球側の東風の中にも認められる。住・村上 (1984) はこの西風の変動に着目して、同図の右端に示すように active (A) period, break (B) period を取り出し、それぞれの期間の大気循環の特徴を論じた。第14図にその一例を示す。

この図は上に述べた active, break 両 period において平均された風の東西成分の分布を示したものである。住・村上(1984)の議論に従ってその特徴を述べてみると、

1) active period では西風領域が日付変更線を越えて西経160度付近にまで達している。また西風の風速も



第14図 active period (上段) および break period (下段) で平均された風の東西成分の分布. 等値線の間隔は 5 m/s, 斜線部は東風領域をあらわす (住・村上, 1984).

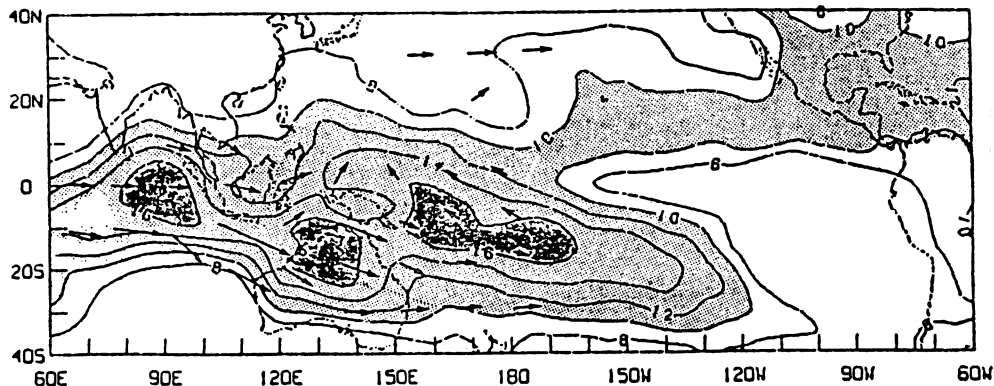
強い。これに対して、break period では西風領域は著しく西に後退し、風速も弱まる。

2) 西風領域の東に存在する南半球の trade wind は、active period において強化されている。

3) 西風領域の北に存在する北半球側の trade wind も、active period の方が強い。

これらの特徴のうち 1), 2) はオーストラリア・モンスーンの active period において、第1章にみたような東西循環が強化されていることを示すものであり、また 3) は南北両半球の繋がりを示唆している。また同図に見られる西風の領域は、オーストラリア大陸よりも遙かに大きなスケールを持ち、いわゆる「オーストラリア」モンスーンが、単に同大陸上のローカルな現象ではないことも明白である。

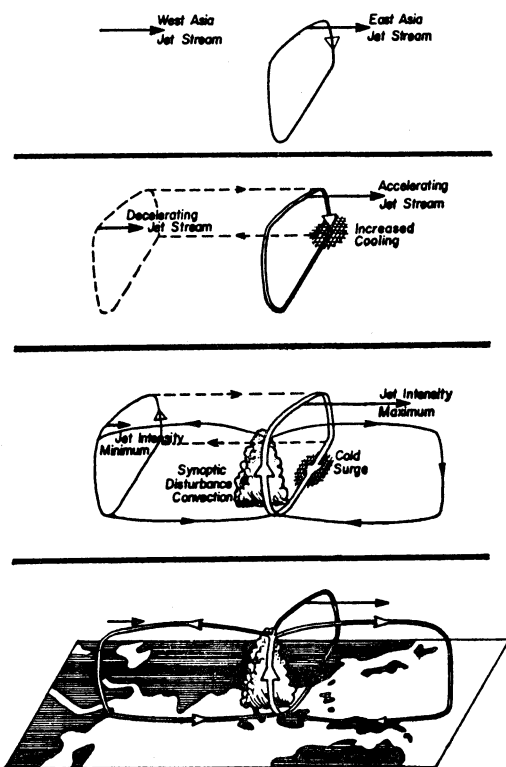
最近 Lau・Chan (1985) は NOAA 軌道衛星による外向き長波放射 (OLR) の資料を用いて、1974年から1983年に至る南半球の夏 (11月-3月) におけるインド洋、太平洋上での30~50日周期変動を解析した。彼らの示すところによれば、OLR の変動の振幅は北緯10度から南緯20度の間、インド洋から中部太平洋にかけての領域で大きい (第15図)。なかでも赤道インド洋、オーストラリア北端部および中部太平洋には振幅の local maximum が現れている。ラグ相関から推定される変動の伝播方向は、赤道インド洋からオーストラリアにかけ



第15図 OLR の 30~50日周期変動成分による標準偏差の空間分布. 単位は $W \cdot m^{-2}$. 図中の矢印は 5日間のラグ相関から求められた移動方向 (Lau and Chan, 1985)

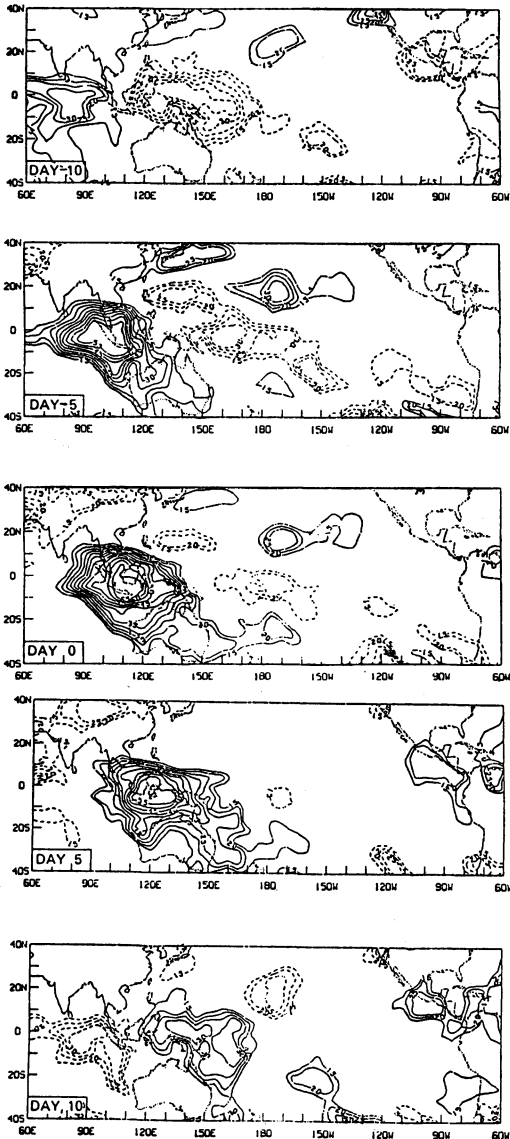
て東進の傾向を示している. 中部太平洋付近では stationary な様相も見受けられる. ところで彼らの用いた OLR 資料は, 緯度・経度 2.5 度四方で平均された長波放射量の値である. この平均値は勿論地表温度の影響も含んでおり, 陸地を含むような領域では, その解釈に際して注意が必要である. しかし一般に熱帯海洋上では海面温度の変動が小さいことから, 積雲対流活動の指標 (積雲活動が活発なとき OLR 値が小さく, 不活発なとき大きい) として用いることができる. つまり第15図に現れた振幅の大なる領域は, ほぼ南半球の夏のモンスーンに伴う大規模積雲活動の30~50日周期変動が, 活発である領域とみなし得るわけである.

一方かつて Chang・Lau (1980) は東アジアにおける寒気の吹き出しに伴う, 大規模積雲活動や大気循環の変動を論じて, 第16図に示すような様相を描いた. ここには吹き出しに伴う南北のハドレー循環の強化, 寒気の流入によるインドネシア諸島域での積雲活動の活発化が描かれ, またこの積雲活動の変動と関連して, 赤道域での東西循環の変動が議論されている. 上に紹介した Lau・Chan (1985) は, このようなイメージを念頭におきつつ, 大規模積雲活動の変動の様相をインドネシア諸島域を基準とするラグ相関の手法で調べた. 第17図にその結果を示す. ここに掲げた 5枚の図は, 10日前 (DAY-10) から10日後 (DAY 10) までの各時間ラグでの相関係数の分布を示したものである. この各分布図の経過を追うことによって, OLR の変動で現される積雲活動の30~50日周期成分の位相差や, 分布の移り変わりを見ることが出来る. まず目につく特徴は, 相関係数の分布が東西方向に正・負の pair をなしていることである. こ



第16図 寒気の吹き出しに伴う大気循環の変動を模式的に描いたもの (Chang and Lau, 1980).

のことは, 片方の領域で積雲活動が活発である時, その東 (西) 側の領域では同じ時期に不活発であることを意味している. このような東西対照的な分布は, 片方の領域が赤道インド洋~インドネシア諸島方面に, もう一方



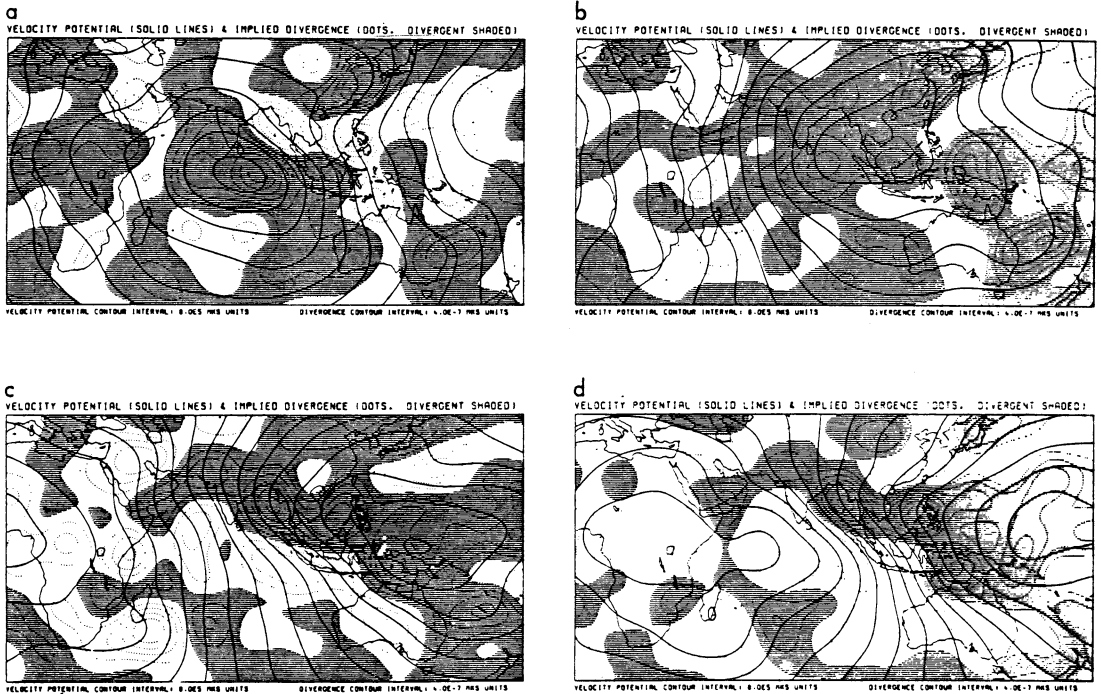
第17図 各時間ラグにおける、インドネシア領域 (5°S-5°N, 100-120°E) での OLR 変動を基準とした相関係数の分布。破線は負の相関係数を示す (Lau and Chan, 1985)

の領域が西中部太平洋方面に存在するとき、最も顕著となる (DAY-10, -5 および 10)。この結果は、前の第16図に描かれた東西循環の東側の cell に符合する状況であり、上に述べた2つの領域の間で、大規模上昇流・下降流の変動が30~50日周期で起こっていることを示唆している。

南北方向の様相に関して言えば、DAY-5 の段階で日本の南方海上に比較的高い相関係数が現れているのが興味をひく。このことは、インドネシア諸島域で積雲対流活動が極大となる約5日前に、日本南方で活発な積雲活動 (もしくは雲量の増大) が現れることを意味している。一般に冬季の日本近海の雲量増大は、寒気の吹き出しを伴う低気圧の通過に対応することが多い。この結果は、第16図に描かれたような cold surge とインドネシア諸島域の積雲活動との関連を裏付けるものかもしれない。ただ、前に北半球の夏のモンスーンの30~50日周期変動め関しても述べたことだが、個々の寒波はもっと短い時間スケールで起こるのが普通であり、直ちに結びつけて議論することには疑問がある。大規模な cold surge の起こり方自身に30~50日周期に対応する季節内変動があるかどうか。こういった点も含めて、今後さらに研究する必要があるだろう。

さて上述のような、いわば地理的に固定された standing な特徴を持つ変動に加えて、第17図は顕著な東進成分の存在を示している。相関係数の分布でみた東進の範囲はインド洋に始まり中部太平洋に至る。東部太平洋に近づくにつれ相関係数は減少し、同地域では積雲活動の変動が弱いことを示している。彼らはオーストラリア・モンスーンの active/break cycle との関連を議論していないが、この図にみられるような積雲対流活動の空間分布は、前に紹介した西風の変動範囲とその舞台を一にしている。インド洋方面から、大規模積雲活動の領域が中部太平洋に向けて東進していく、その通過に伴ってオーストラリア・モンスーンのいわゆる active/break cycle が生じている可能性が強い。もっとも、これはまだ解析的に確認されたわけではなく、今後の検証を要する課題である。

このように見てくると、前の第2章で紹介した赤道域における東西循環の変動が、モンスーンとの関連において改めて浮かび上がってくる。前章で議論したのは、東西波数1といった大きな水平スケールを持つ変動の存在、それが東進の成分を持ち、また西~中部太平洋を中心とする standing な成分も示していること、等であった。これらの状況は、北半球の夏、南半球の夏、それぞれのモンスーンの変動に伴う大規模積雲活動の振舞のうちに現れている。いずれの季節においても、西太平洋を中心として中部太平洋、インドネシア諸島域~赤道インド洋を含む地域は重要な役割を演じていた。それに加えて北半球の夏においては、アジア大陸自身やチベット高原に



第18図 200 mb 面における速度ポテンシャルの変動のうちの第1主成分と第2主成分から合成された変動の分布を北緯46度-南緯46度、東経0度-180度の範囲につき示したものの、30~50日周期変動の1/2 cycleを4つの段階(a~d)に分けて示してある。図中の陰影部は発散領域をあらわす (Lorenc, 1984)。

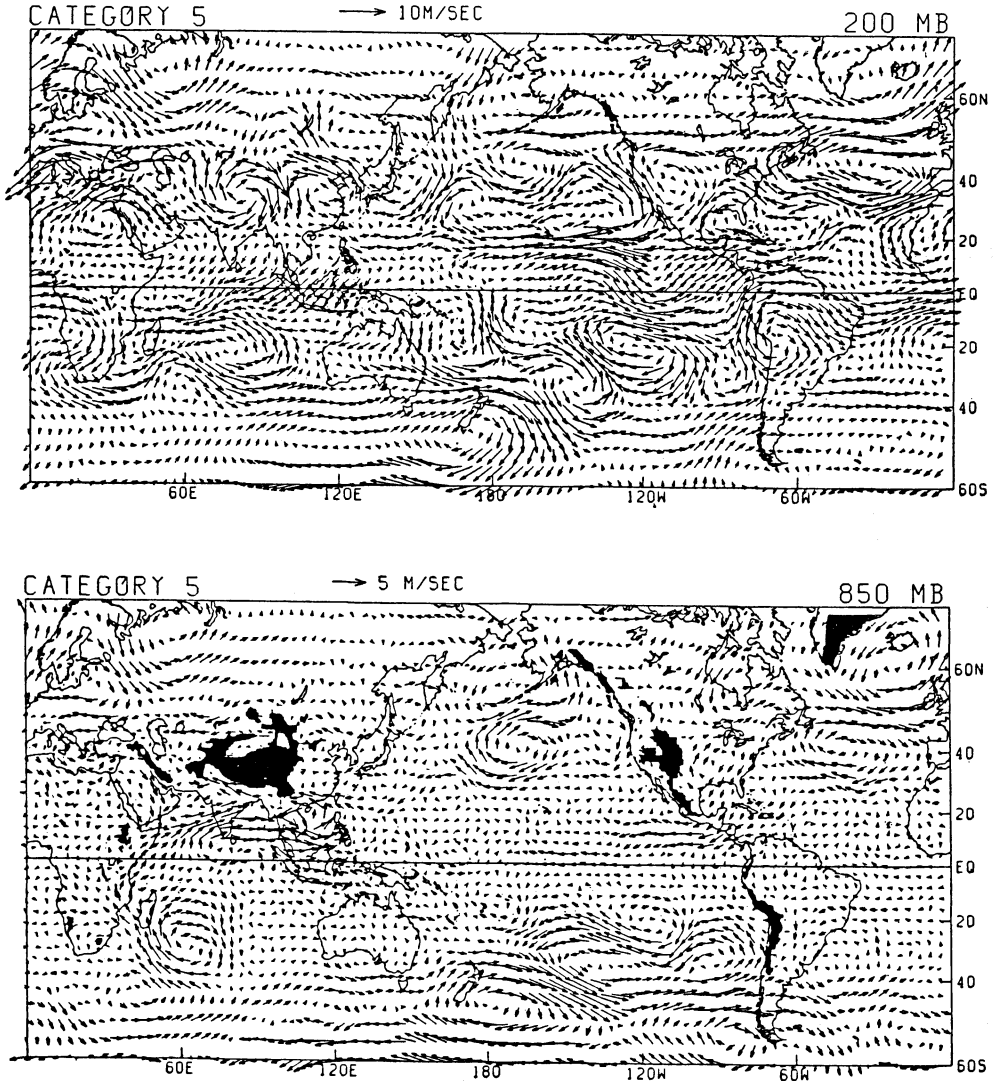
よる熱的・運動学的な影響があり、初めにみたような顕著な南北方向の変動を生じている。夏の南半球には、これらに匹敵するような広大な大陸、大規模な高原は存在しない。しかし北半球(冬半球)のアジア大陸は、今度は強い冷源としての役割を果たしており、モンスーンの重要な側面の1つである夏冬両半球間の大気循環に欠かせない要素となっている。この季節における南北循環の変動とモンスーンの30~50日周期変動との係りは、上に述べたように、まだよく理解されていない。夏・冬いずれの季節にせよ、これからは東西・南北両方向を含むグローバルな視野から大気循環の解析を進めていく必要があることは明らかである。そこで次の章では、このグローバルな大気循環の模様について、比較的解析の進んでいる北半球の夏を中心に議論してみる。

4. グローバルな視点から

前に紹介した1978~79年にかけてのFGGE実施以前には、グローバルな解析といっても、データの蓄積による東西・南北断面での議論を主力としていた。特に南半球での観測資料の欠如は、現象のグローバルな3次元

構造を明らかにするうえで、大きな障害であった。このような障害を克服すべく作成されたFGGE観測資料には、当然研究者の期待が集まっており、同資料を利用した研究は現在も活発に進行中である。大気の30~50日周期変動についても、同資料の利用により、前の第9図に示したような興味ある特徴が明らかになりつつある。最近Lorenc (1984)はFGGE期間中の200 mb面における発散場の解析を行い、前2章でたびたび出てきた東西波数1のスケールを持つ擾乱の存在を明らかにした。第18図に結果の例を示す。これは発散場から求められた速度ポテンシャルの季節内変動成分を経験的直交関数(EOF)により解析し、得られた第1、第2主成分を合成して示したものである。実際の発散領域の分布も陰影部により示してある。

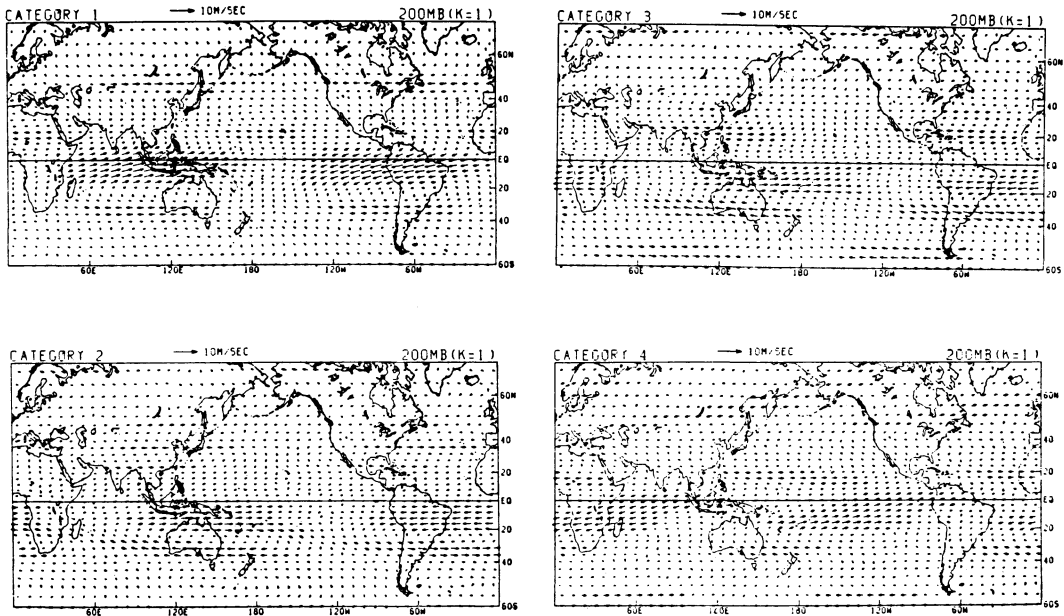
この図に掲げられた4枚の分布は、彼の得た30~50日周期変動の1/2 cycleに相当する期間を4つの時点に分けて示している。第18図aからdに至る時間の経過を辿ると、赤道付近に中心を持つ速度ポテンシャルの極大および極小が、西から東へ進行している有様がよく分かる。これらの図は東西方向に半球分の領域しか示してい



第19図 30~50日周期変動によるモンスーン西風極大期についてコンポジットされた 200 mb 面(上段) および 850 mb 面 (下段) における風の偏差ベクトルの分布。

ないが、速度ポテンシャルの極大と極小部分の間隔は、擾乱が東西波数1のグローバル・スケールを持つことを示している。上述の Lorenc (1984)は、この図に示されたような進行と夏のアジア・モンスーンの active/break cycle との関連も議論した。彼の議論するところによれば、第18図 a~bはモンスーンが active phase に向かいつつある時期に相当し、第18図 cは active phase のピークに対応する。この時の速度ポテンシャルの分布はインド洋上で東西方向の勾配が卓越し、東風の発散風成分が強いことを示している。

このような対流圏上層の擾乱とモンスーン変動との対応は、第18図 a~cの時期が前の第9図における赤道からのトラフの北進の時期に対応していることを意味する。このことは、第18図の陰影部で示された発散領域の移動によっても推察することができる。ところで、この図の発散領域と速度ポテンシャルの分布を比べても分かることだが、前者の分布に見られる南北方向30~40度程度の空間スケールは、後者の分布において必ずしも良く表現されていない。一般に速度ポテンシャルを計算する際には、発散場の空間積分を伴う。この過程は空間スケ



第20図 200面における東西波数1の成分による30~50日周期変動の風の偏差ベクトル分布を、モンスーン西風極小期 (Category 1) から極大期の約5日前 (Category 4) について示したもの。

ールの小さな (波数の大きな) 成分を相対的に弱める効果を伴い、結果は常にスケールの一番大きな状況を強く表現する傾向がある。実際の現象がこのような大きなスケールだけから構成されている場合は問題ないが、この例のように東西方向と南北方向の空間スケールがかなり違う可能性がある時は、注意が必要である。それでは夏のアジア・モンスーンの30~50日周期変動に伴う、実際のグローバルな変動はどのようなものであるか。それを同じく FGGE 資料をもとにした解析で紹介してみたい。

第19図に示したのは、30~50日周期変動によりアラビア海上でのモンスーン西風が極大になった時期 (Category 5) につき composite された、対流圏上層 200mb と下層 850 mb 面における風の偏差ベクトルである。composite の基準となるモンスーン西風の変動としては前の第11図中段に示したのを取り、Category の呼び方は第12図で紹介したのと同じ方法に従う。まず850mb面の状況を見てみると、当然のことながら、風の偏差は強い西風ベクトルをアラビア海上において示す。西風ベクトルは、単にインド亜大陸周辺のみならず、南シナ海を越えてフィリピン諸島にまで及ぶ。これはモンスーン西風の強化が大きな東西スケールを持った現象である

ことを示している。やや北の緯度、つまりチベット高原南縁から台湾東方にかけては東風ベクトルが現れ、2つの風系に挟まれた長大なトラフが存在することが分かる。このトラフの東西スケールは前に第9図で見たトラフ/リッジ・システムの拡がりとはほぼ一致している。

目を赤道に沿って西方に転ずると、アフリカ東岸ソマリア沖で南風ベクトルが現れ、南からの赤道越え気流が強化されていることが分かる。この南風ベクトルはアフリカ東岸に沿ってさらに南に連なり、マダガスカルの方でも強い南風ベクトルが現れている点は興味深い。注目したいのは、季節平均に見られるマスカリン高気圧とは逆の低気圧性循環が、この時南インド洋の偏差ベクトル分布に現れることである。このことは30~50日周期変動が、季節変化の一環であるマスカリン高気圧の形成・強化とは別の機構で起こっていることを示唆している。さらに視野を広げて対流圏下層における風の分布を見ると、北半球の太平洋および大西洋上には、亜熱帯高気圧の強化を示唆する高気圧性循環の偏差ベクトルが現われている。赤道付近の偏東風の状況を見ると、中米から東太平洋にかけて偏東風が強化されているのが分かる。この東風ベクトルとモンスーン強化に伴う西風ベクトルは同じ緯度帯に存在し、しかも両者は地球のほぼ反対側

に位置している。赤道地域における東西波数1の空間変動を示唆する状況である。

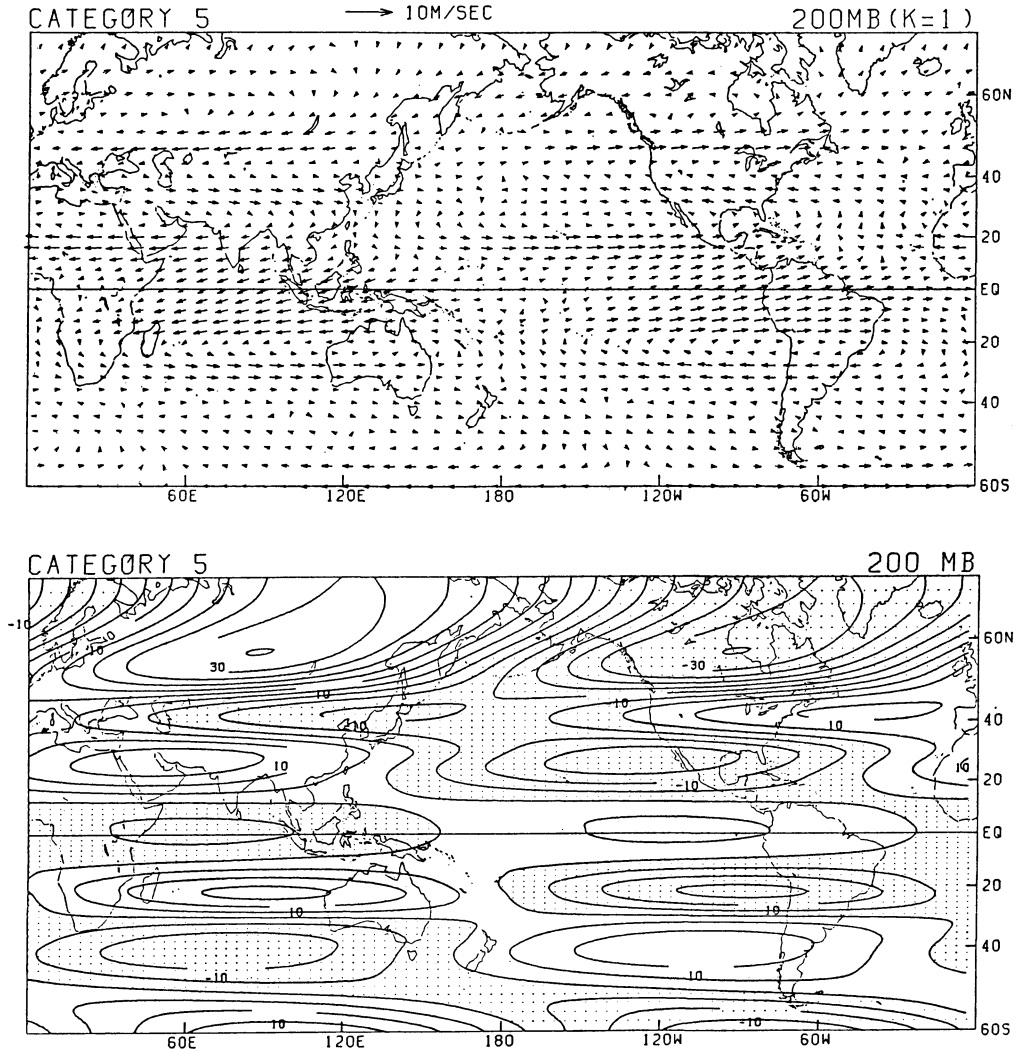
次に対流圏上層 200 mb 面の状況を見ると、目につく特徴は赤道に沿って風の東西成分の変動が大きく、しかもその向きは 850 mb 面の分布とほぼ反対になっていることである。すなわち下層でモンスーン西風が極大となる、インド洋からインドネシア諸島にかけての経度帯には東風ベクトルが現れ、いわゆる「東風ジェット」の強化を示している。逆に下層で偏東風が強まる東太平洋から中南米上層には西風成分が現れる。この 200 mb 面における赤道に沿った東風・西風ベクトルの分布も、やはり東西波数1の様相を呈し、下層での逆方向の風向きと併せて考えると、地球をぐるりと取り巻く東西循環の存在が想像される。200 mb 面でもう1つ指摘したいのは、赤道付近の東風・西風ベクトルの分布を通して見ると、西風領域の方が東風よりもずっと広範囲で風速も強いことである。このことは、もし赤道付近に沿って地球を1回りする帯状平均をとれば、Category 5 においては西風成分の偏差が現れてくることを意味している。後で議論するが、この帯状平均場に現れる変動も30~50日周期変動の興味ある側面の1つである。

では上述のようなモンスーン西風極大期の状況は如何にして実現されるのであろうか。特に本論を通じて度々出てきた、波数1の振舞について見てみよう。第20図に示したのは、モンスーン西風極小期から極大期の間を約5日毎に区切った時点での composite である。200 mb 面における東西波数1の成分による、30~50日周期変動の風の偏差ベクトルの分布を時間順に Category 1 から Category 4 として示した。全体的にいって、風の場の波数1成分の変動はその東西成分に卓越し、赤道に沿って主要な振幅の一領域が現れている。Category 1 での分布を見ると、インド洋からインドネシア諸島域にかけて西風領域、東太平洋から中南米にかけて東風領域が存在する。これは前の第19図で見られたのとはほぼ逆の特徴である。さらに Category 1 から4に至る経過を辿ってみると、振幅の変化はあるものの、時間とともに東進して行く状況が明瞭に認められる。このような赤道沿いの東風・西風の pair は明らかに風の収束・発散成分を表しており、これが前の第18図で見た速度ポテンシャルの変動に対応している。ただ南北方向の拡がりには東西方向に比べてずっと狭く、その意味では第18図は現象を十分表現できていない。そのことは次の図にもよく現れている。

第21図は、モンスーン西風極大期 (Category 5) における 200 mb 面での風の偏差ベクトルとジオポテンシャルの偏差の分布を示した composite で、時期としては前図の Category 4 に引き続くものである。赤道付近の東西風の分布は、インド洋からインドネシア諸島にかけて東風、東太平洋から中南米上で西風を示し、前の第19図で議論した特徴と一致する。この赤道域での風を同じ領域でのジオポテンシャルと比較すると、両者が同位相、つまり西風域で高圧、東風域で低圧であることが分かる。この関係を両者が赤道上を東進する事実と考え合わせると、これは東西波数1の赤道ケルヴィン波の性質を持つものであることが推論できる。ちなみに赤道波理論によるケルヴィン波の水平モードを第22図に掲げる。ところで、この第21図は30~50日周期変動成分の振幅が中・高緯度にも存在することを示している。風とジオポテンシャルの分布を比較すると、中・高緯度では両者が地衡風的な関係を保っていることが分かる。赤道および中・高緯度の振幅はほぼ同じ経度帯に現れ、南北スケールは緯度にして約40度程度、さらにその緯度分布が南北両半球で対称的であるのが特徴である。このモードは、熱帯と中・高緯度の相互作用を担う1つの要素として興味深い、その性質はよく分かっていない。

一方、対流圏下層における波数1の変動にはやや異なった特徴がみられる。第23図は、850 mb 面における風の東西波数1の成分を前の第21図と同じ形式で示したものである。この図においても、波数1の変動は主として東西成分に卓越し、赤道付近に主要な振幅が現れている。しかし Category 1 から4への経過を辿ってみると、850 mb 面における波数1の変動成分は 200 mb 面のように東進する様相をみせず、むしろ同一領域にとどまった東風/西風の振動を繰り返している (Category 5 以降は逆符号の変動)。つまり 850 mb 面における赤道付近の風の変動は standing oscillation の特徴を示しているわけである。

もっとも前にも議論したように、詳細に解析すれば対流圏上層にも standing な成分が検出できる。今回の第21, 23図の結果は、対流圏上層においては東進波成分が、下層においては standing な成分が相対的に卓越していることを意味している。最近 Yamagata・Hayashi (1984) は赤道上での熱源による standing な30~50日周期の forcing を与え、励起される擾乱として東西方向に準 standing なモードを得た (第24図)。彼らのモデルは風の鉛直シアーを含んでいないが、赤道付近の帯状流



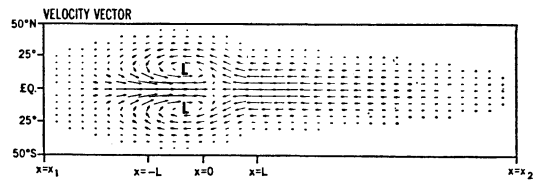
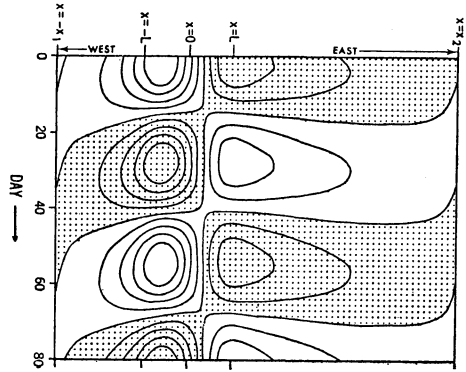
第21図 30~50日周期変動によるモンスーン西風極大期での200 mb面における東西波数1の成分による風の偏差ベクトル(上段)およびジオポテンシャルの偏差(下段)の分布。下段の等値線の間隔は5 gpm, 陰影部は負の偏差をあらわす。

には高度とともに東風が強まる東風シアアが存在する(特に北半球の夏)。この東風シアアと積雲活動による擾乱の standing な forcing の組合せで、上述の対流圏上・下層の相違が説明できるかもしれないが、理論的な検証は今後の研究に待たねばならない。

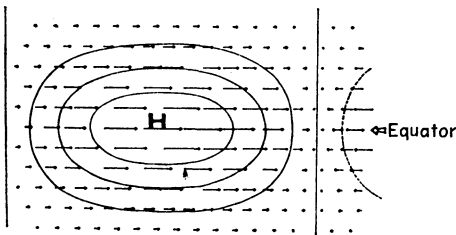
さて本論の最後にモンスーン西風の30~50日周期変動に伴った帯状平均場の変動を紹介してみたい。第25図の上段は、1日2回のオリジナルな時系列による帯状平均東西流の変動を200 mb 面について示したものである。

この図でまず目につくのは、初夏から夏にかけて赤道付近の東風領域が増大してゆくことである。しかし、その増大の有様、特に風の南北シアアの比較的弱い北半球での等値線の傾きを注意して見ると、そこにはやはり約1ヵ月程度の時間スケールの変動が認められる。そこでこの時系列を前の第11図と同じバンドパス・フィルターで処理した結果が、第25図下段の偏差分布である。上段のオリジナルな分布では平均場の南北シアアや季節変化などによってマスクされていた、帯状平均東西流の30~50

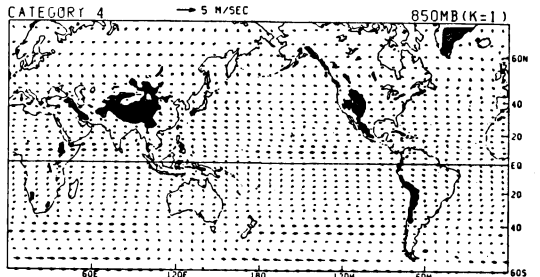
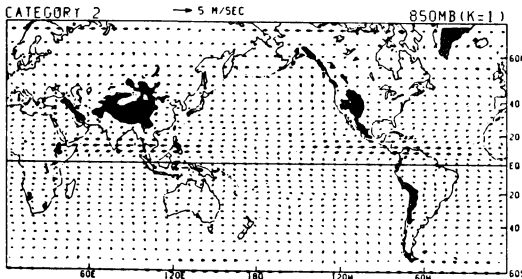
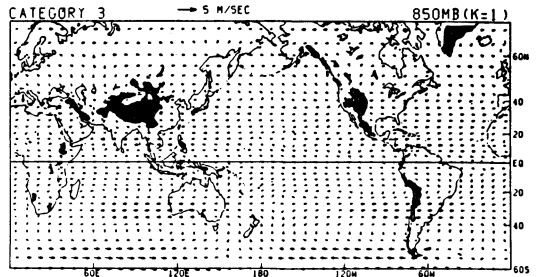
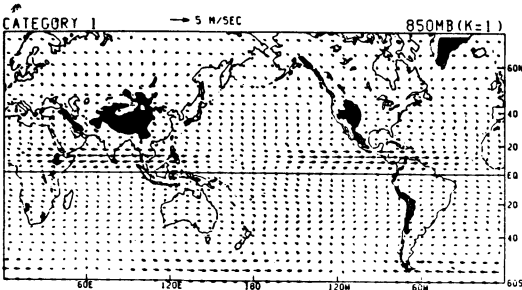
日周期変動の持つ特徴が、極めて明瞭に浮かび上がっている。すなわち帯状平均東西流の変動は北半球のみならず南半球にも現れ、両半球とも低緯度から高緯度側への伝播を示す。また南北両半球での分布には赤道に関して対称性が見られることが分かる。さらに赤道上の東西流の変動に目を向けると、そこでは5月中旬、6月下旬、そして8月上旬に西風の偏差が現れている。この時期はまさに前の第11図で示したモンスーン西風の極大期である。このことはモンスーン西風の30~50日周期変動が、帯状平均流で表現されるような大気大循環の変動とも密接に関連した現象であることを示している。以下にその様相を再び composite により議論してみよう。



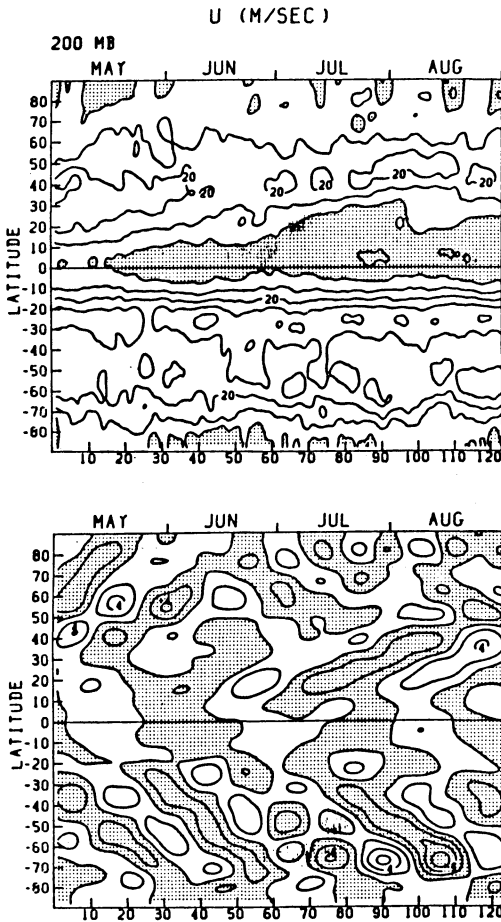
第24図 数値モデルにより得られた赤道上での風の東西成分の経度-時間分布 (上段) および maximum heating 時における風ベクトルの分布(下段)。上段の陰影部は負の領域をあらわす (Yamagata and Hayashi, 1984)。



第22図 赤道ケルヴィン波に伴う気圧および風の変動成分の分布 (Matsuno, 1966)。

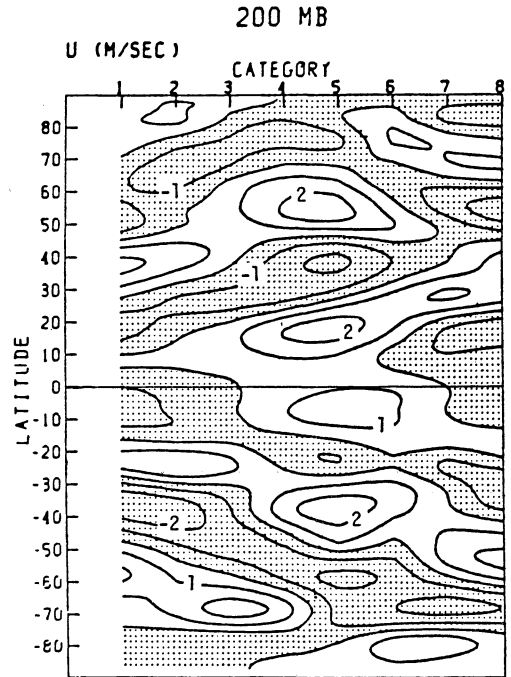


第23図 850 mb 面における東西波数1の成分による風の偏差ベクトル分布。他は第17図と同じ。



第25図 200 mb 面における帯状平均流の東西成分 (上段) とバンドパス・フィルターで処理した偏差 (下段) の緯度-時間分布. 横軸の数字は1979年5月1日からの日数を示す. 上段の等値線の間隔は 10 m/s, 下段は 2 m/s. 陰影部は負の値 (東風成分) をあらわす.

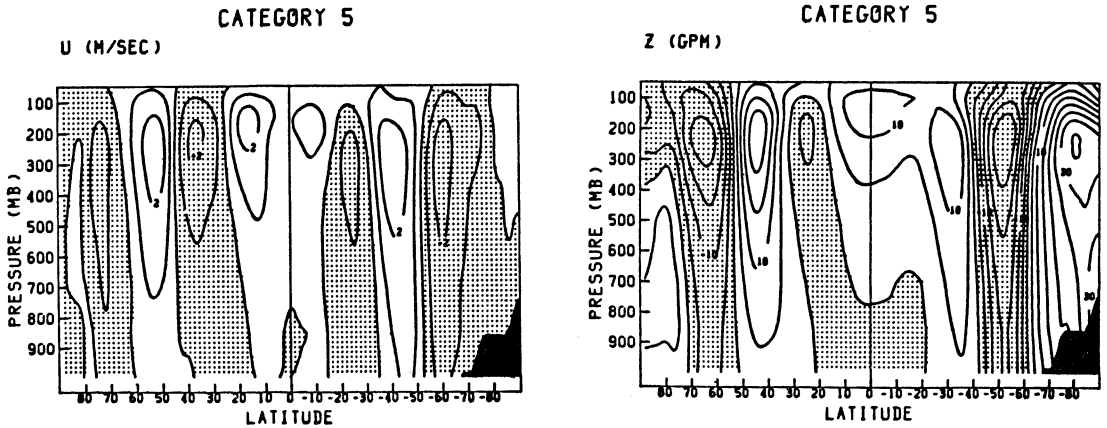
第26図は、上に述べた帯状平均東西流の変動とモンスーン西風の変動との関係を composite により示したものである。ここでは30~50日周期変動の 1 cycle を8つの Category に分けて composite してある。Category 1 および 5 は、今まで議論してきたものと同じく、モンスーン西風の極小期および極大期に対応する。モンスーン西風の極大時である Category 5 においては、帯状平均東西流は赤道およびその両側で西風偏差を示し、北半球では北緯35度付近に東風、ついで北緯55度付近に西風偏差という分布をなしている。別の見方をすれば、



第26図 200 mb 面における帯状平均流の東西成分のコンポジットされた偏差の緯度-Category 分布. 陰影部は負の偏差をあらわす.

この時期には北緯度30付近に低気圧性シア、北緯45度付近に高気圧性シアの場が偏差として形成されている。やはり北緯45度付近に位置するチベット高原上の対流圏上層では、モンスーン西風極大時にチベット高気圧の強化がみられる。しかし地球全体の風系としては、この時期にむしろ低気圧性シアの形成が同じ緯度帯に見られることは興味深い。さて、このような帯状平均東西流の分布を南北両半球を含めて観察すると、赤道をはさんで南北に対称な成分が卓越していることが認められる。しかも緯度-時間分布における偏差の伝播は、両半球とも低緯度から高緯度側に向かうものであることを示している。

帯状平均場における30~50日周期変動は、200 mb 面のみならず対流圏全層にわたって検出することができる。第27図はモンスーン西風極大期について composite された帯状平均東西流とジオポテンシャルの偏差の垂直分布を示したものである。東西流の変動の最大振幅は、対流圏上層 200 mb から 300 mb 面を中心として現れる。その大きさは低緯度、高緯度とも約 2 m/s 強である。同図に現れた変動の垂直分布は、赤道付近を除い



第27図 モンスーン西風極大期においてコンポジットされた偏差の緯度-高度分布を帯状平均流の東西成分(左)と帯状平均ジオポテンシャル(右)について示したものである。等値線の間隔はそれぞれ1m/s(左)および5gpm。陰影部は負の偏差をあらわす。

ては上下にほぼ同位相の変化をすることを示している。200 mb 面における緯度方向の分布の特徴は前図で議論したが、帯状平均の東西流は各高度とも緯度にして約40度の波長を持つモードを南北両半球において示す。同様の状況はジオポテンシャルの分布についてもいえる。さらにこのジオポテンシャルの緯度方向の勾配を東西流の分布と比較すると、両者が地衡風の関係をもって分布していることが分かる。

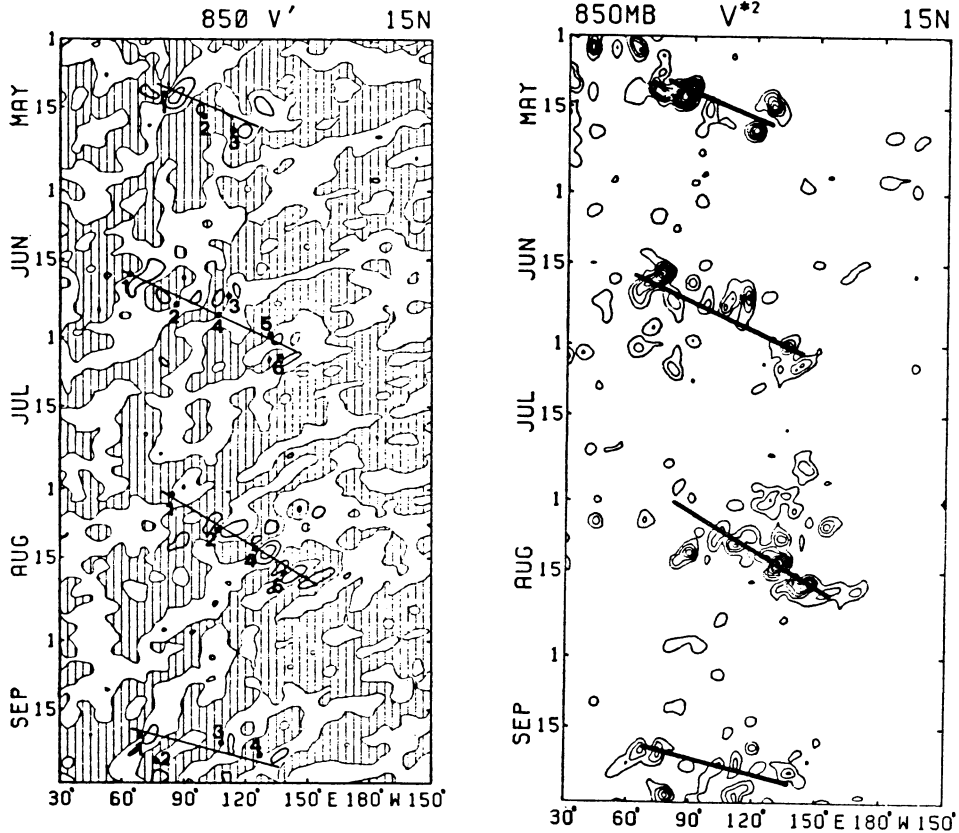
最近Anderson・Rosen (1983) は、帯状平均した大気角運動量に周期約40日程度の変動が存在することを解析し、その位相が赤道から極に向かうものであることを議論した。この角運動量変動の積分された効果は、地球自身の自転周期にも30~50日周期変動をもたらしている(Rosen and Salstein, 1983; Hara and Yokoyama, 1984)。ここに紹介した解析の結果は、そのような特徴を持つ大気循環の変動が、少なくとも北半球の夏においては、アジア・モンスーンの30~50日周期変動に伴って起こっていることを示している。また、この図に示された帯状平均東西流の緯度方向の変動は、本論冒頭の第2図に紹介した index cycle に伴う帯状平均流の変動と、夏の期間においては共通した特徴を持っている。我々は、大気循環の30~50日周期変動の解説を index cycle の紹介から始め、赤道域における変動、モンスーンとの関連という具合にみてきたが、ここに至ってまた当初の問題に通じる様相が現れてきたわけである。

5. 今後の問題

本論をとおして、大気循環の30~50日周期変動研究の

いわば「現場報告」的な解説を行ってきた。実際、この現象について本来の意味での「解説」ができるのは、まだ先の話だと思う。今のところ先行している解析的研究にしても、個々の側面を解明するうえでの貢献は大きかった。しかしグローバルな変動の全体的理解に関しては、まだ「群盲、象を撫でる」という状況にある(と思う)。今までに明らかになってきた側面を2, 3拾い出してみても、帯状平均成分と波動成分、東進波成分と standing 成分、東西変動と南北変動といった具合に、なかなか多面的である。このような種々の側面がどのように組み合わせられて、30~50日周期変動の全体を構成しているのか。今後一層の洞察を要する課題であるし、あるいは上のような現象の捉え方が間違っているのかもしれない。しかしジグソーパズルのように、未知のある要素が解明されると後の理解が急速に進むという可能性もある。そのような可能性をもたらすための今後の課題としては、

1) 変動が各季節において示す特徴、また変動の各地域での現れ方をもっと解明する必要がある。たとえば前章の帯状平均場で見たとような特徴が、北半球の冬にも現れているかどうか、まだ明らかではない。最近 Quah (1984) はこの季節における大気の30~50日周期変動をインド洋・太平洋を中心として解析し、変動の振幅が同時期の積雲活動域を中心として、風の東西成分に現れることを示した。また彼は東太平洋上でトラフ/リッジの赤道からの北進が見られることを報告している。一方 Yasunari (1984) は500 mb 等圧面高度の資料を用いて、北半球では同季節に帯状平均東西流の赤道向き移動



第28図 850 mb 面における風の南北成分の季節内変動(左)および時間変動成分の2乗(右)の北緯15度をこった経度-時間分布. 左の図の等値線の間隔は5 m/s, 陰影部は北風の偏差をあらわす. 右の図の等値線の間隔は20 m²/s² (T. Murakami, et al., 1984 a).

がみられることを議論した。しかしながらグローバルな視点からの組織的な解析はまだ十分ではない。一般的にいて、南北両半球にわたる冷・熱源の分布は、夏と冬では大きく異なる。両季節における変動の異同を明らかにすることは、積雲活動との関連を理解する手掛かりを与えるものと期待される。この関連は、より地域的な変動、例えばオーストラリア・モンスーンや東アジアの梅雨の active break/cycle としても現れていると考えられる。このようなスケールでの積雲活動の変動と、それを取り巻くより大規模な大気循環の30~50日周期変動との関係を明らかにすることは、その理論的研究をもふくめて、極めて興味ある課題である。

2) 大気循環の30~50日周期変動と、他の時間・空間スケールの擾乱との関係を明らかにする必要がある。今までみてきた同時間スケールの変動は、片やグローバル

・スケールであり、もう一方の極は積雲対流活動であった。しかし総観規模の擾乱もこの変動と密接な関連を持っている。第28図は、このことを示す1つの例である。同図の左に見られる風の南北成分の経度-時間分布は、波長数千 km、周期3~10日の擾乱が西太平洋からベンガル湾にかけて西進して行くことを示している。しかし、その変動の振幅は各擾乱について一定ではなく、むしろ振幅の強い時期が時間的・経度的に集中しており、しかもその経度がしだいに東へ移動しているのが見受けられる。このことを強調して示したのが同図の右の分布図である。この図を見ると、振幅の増大もやはり30~50日の間隔で起こっている。同図の直線から見積もられた平均の東進速度は、経度にして1日約7度である。これは1979年の例であるが、振幅の増大が起こる5月中旬、6月下旬、8月上旬は、前の第11図にみられたモンスーン

西風の極大期に一致しているのが興味深い。このような総観規模の擾乱と大気循環の相互作用を解明するためには、異なったスケール間でのエネルギー収支も含めた、より力学的な解析が必要である。

3) 最後に基本的な問題として、なぜ30~50日という時間スケールの変動が起こるのかを考究する必要がある。これは理論的研究を主体とすることになるが、理論の進展は的を射た解析を進めるためにも不可欠である。今までにも Webster (1983) は大陸上の hydrology cycle との相互作用により、積雲活動の時間変動と空間的移動を説明しようと試みた。最近では積雲対流活動による加熱と放射冷却との相互作用も注目されている。

放射に関係した要素としては雲量変動も重要であるが、30~50日周期の雲量変動は我が国およびその周辺でも広くみられることが解析されている (Takeda and Ikeyama, 1984; Matsuo, 1985)。現在の大気大循環モデルは、このような hydrology cycle や放射に関係した諸要素の変動を explicit に取り入れるには至っていないが、大循環モデルにより大気の大気30~50日周期変動を再現することに成功したならば、それは現象解明のための極めて有力な手段を提供することとなる。

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. Sci.* **40**, 1584-1591.
- 荒川昭夫, 1958 : 最近の大気大循環論, 気象研究ノート, 第9巻, 第4号.
- Bjerknes, J., 1969 : Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.* **97**, 163-172.
- Chang, C.P. and K.M. Lau, 1980 : Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over winter MONEX during December 1974, Part II : Planetary scale aspects, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298-312.
- Hamilton, M.G., 1977 : Some aspects of break and active monsoon over southern Asia during summer, *Tellus*, **29**, 335-344.
- Hara, T. and K. Yokoyama, 1984 : Comparison of astrometric EOP and atmospheric angular momentum. 昭和59年度緯経度研究会集録.
- Krishnamurti, T.N., 1971 : Tropical east-west circulations during the northern summer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1342-1347.
- , and D. Subrahmanyam, 1982 : The 30 to 50 day mode at 850 mb during MONEX, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095.
- Lau, K.M. and P.H. Chan, 1985 : Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation (To be submitted).
- Lorenz, A.C., 1984 : The evolution of planetary scale 200 mb divergences during the FGGE year, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 427-441.
- 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.
- Maruyama, T., 1982 : Upper tropospheric zonal wind oscillation with a 30-50 day period over the equatorial western Pacific observed in cloud movement vectors, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 172-182.
- Matsuno, T., 1966 : Quasi geostrophic motions in the equatorial area, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Matsuo, T., 1985 : The features of cloud amount time variations of cloud forms around Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 136-143.
- Murakami, M., 1983 : Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia, Part I : Diurnal variation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 60-76.
- , 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., T. Nakazawa and J. He, 1984 a : On the 40-50 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer, Part I : Phase propagation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440-468.
- , ——, and ——, 1984 b : On the 40-50 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer, Part II : Heat and moisture budget, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 469-484.
- Namias, J., 1951 : Observational studies of general circulation patterns, *Compendium of Meteorology*, Amer. Meteor. Soc. Boston, Mass.
- Parker, D.E., 1973 : Equatorial Kelvin waves at 100 millibars, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 116-129.
- Quah, L.C., 1984 : On the 30-50 day tropospheric oscillation during the northern winter, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 261-272.
- Reihl, H. T.C. Yeh and N.E. LeSeur, 1950 : A study of variations of the general circulation. *J. Meteor.*, **7**, 181-194.

- Rosen, R.D. and D.A. Salstein, 1983: Variations in atmospheric angular momentum on global and regional scale and the length of day, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5451-5470.
- Sikka D.R. and S. Gadgil, 1980: On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840-1853.
- 住 明正, 村上多喜雄, 1984: モンスーンをめぐる諸問題, 気象研究ノート, 第149号.
- Takeda, T. and M. Ikeyama, 1984: Time variation of cloud amount with about 30-day period in the western north Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 165-171.
- Webster, P. J., 1983: Mechanisms of monsoon low-frequency variability: Surface hydrological effects, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2110-2124.
- Yamagata, T. and Y. Hayashi, 1984: A simple diagnostic model for the 30-50 day oscillation in the tropics, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 709-717.
- Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225-229.
- , 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 336-354.
- , 1984: Seasonal and interannual fluctuations of the 30-50 day mode in the zonal mean westerly flow, *Proc. FGGE Tropics Seminar, Tallahassee*, 8-12 October 1984.

==== 会員の広場 =====

ラジオたんば “朝の海上気象” の再開を求める

丸 山 健 人*

台風6号が日本列島を襲った7月1日の早朝、気象放送番組が一つ中止された。ラジオたんば・日本短波放送の“朝の海上気象”である。毎朝5時50分から10分たらずの短い時間で、午前3時の地上データと天気図の概要が放送され、朝予報の理解を深め、1日の行動計画を考えるのに役立ってきた。この番組をずっと愛用してきたものにとって、生活の一部が奪われたような気持である。

一般国民の天気図愛用者が減るということは、気象界を狭め、気象学の衰退にもつながる。この番組は、1959年に始まり、1976年4月、スポンサーが見つからず一時中止されたあと、1978年10月から現在のスタイルで今年6月まで放送されてきた歴史を持つ。この番組を復活させるスポンサーの現れることを期待し、放送局に対し、早期再開を要請したい。

要請先: 〒107 東京・港区赤坂

ラジオたんば・朝の海上気象係

* Taketo Maruyama, 気象研究所予報研究部.