

## 季節内変動のモニタリング\*

河原 幹雄\*\*

### 1. はじめに

大気の変動には様々な時間スケールの現象が含まれている。このうち年々変動については、熱帯海洋が持つインパクトの大きさと重要性が、ENSOについての多くの観測的、解析的研究や、エル・ニーニョ現象(とくに1982/83年)の時の世界各地での異常天候の発生によって、十分認識されるようになってきた。日本について言えば、西部熱帯太平洋が夏の気温と密接な関係がある(栗原, 1985)。

一方、季節内変動(ここでは10日~60日位の周期を考えている)については、まだまだよくわからない部分が多いが、今話題となっている熱帯域を中心とした30-60日周期変動は、熱帯の大規模な熱源の変動であるという点では、ENSOと同様な面を持っているので、中緯度の循環系に大きな影響を与える可能性があり注目を集めている。

これらのことを背景に熱帯域での季節内変動のモニタリングが1984年6月から始められた。その目的とする所は、

- (1) 現在の30-60日周期変動の特徴(周期, 位相, 卓越度など)を把握すること。
  - (2) 中緯度循環場との相互作用をモニタリングすること。
  - (3) 季節変化との関連(とくに南北両半球のモンスーンとの関連)をモニタリングすること。
  - (4) ENSOとの関連をモニタリングすること。
- などである。

上述のことから、時間的なフィルターにより取り出されたこの現象の観測的研究の成果を念頭に置きながら、時間フィルターを通さないそのままのデータで見ていくことを基本としている。

### 2. データと解析

循環場については、NMC/NOAA 全球解析(12Z)による1000 mb, 500 mb, 200 mbの風と高度場を用いている。500 mb面は熱帯域では余り使われないが、亜熱帯高気圧の把握には有利である。流線関数の偏差場を計算するために、同じNMCの解析による風の気候値(200 mb, 500 mbは1968-83年の平均値, 1000 mbは1979-83年の平均値)を用意した。ただしこの気候値は50°N-50°Sに限られているので、流線関数の計算に際しては50°N, 50°Sでの境界条件をゼロと仮定した。1000 mbと200 mbについては速度ポテンシャルも計算している。

熱帯域での雲量あるいは対流活動の指標として、GMSの等価黒体温度(T<sub>B</sub>)を用いた。緯経度2.5°×2.5°内で平均された、1日8回の観測値である。ここでは特に断わらない限り-20°C以下のT<sub>B</sub>領域を活発な対流域と見なしている。

以上の要素はすべて5日平均、ならびに1ヵ月平均されており、これらに基づいてモニタリングを行った。

### 3. 1984/85年の冬

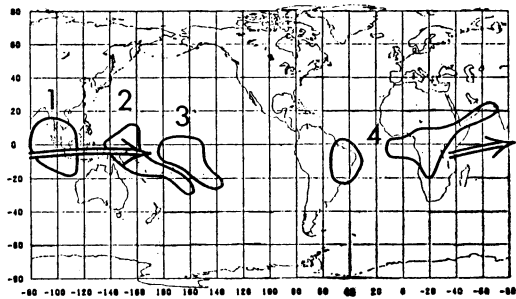
最近の解析的な研究(Weickmann *et al.*, 1985; Lau and Chan, 1985)によれば、冬期の30-60日周期変動の特徴は要約すると、東西波数1のスケールを持つ対流活発化域が、globalな規模で東進するということである(第1図)。このような特徴が、実際毎年毎年の季節内変動に見られるのであろうか。

第2図は、T<sub>B</sub>の10°S.での経度-時間断面図である。冬期は対流活動の中心が南半球にあり、30-60日周期帯での大きな変動度も東部赤道インド洋、北オーストラリア、西部赤道太平洋のEQ~20°Sに存在する。

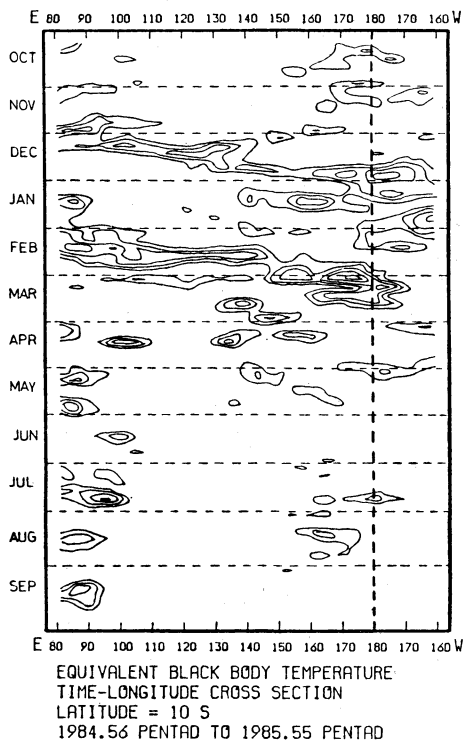
この冬には対流が活発化した時期が2回あった。1回目は1984年11月末から12月末にかけてで、2回目は1985年2月初めから3月初めにかけてである。2回共、初め80°~90°Eの東部赤道インド洋に現われた活発な対流域

\* Monitoring of intraseasonal variations during winter 1984/85 through summer 1985.

\*\* Mikio Kawahara, 気象庁長期予報課.

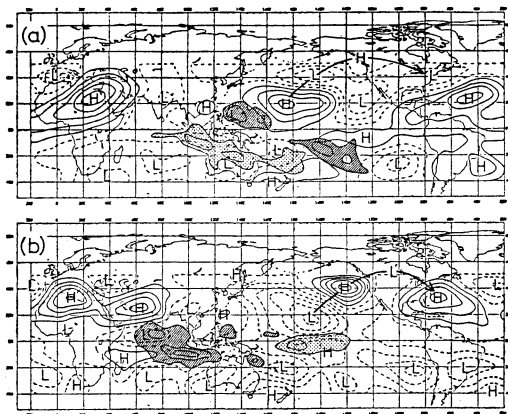


第1図 冬期の30—60日周期変動による OLR 偏差域の位相伝播を示す模式図。位相は1から2, 3, 4 と順次進み1サイクルを成す。1と3, 2と4はそれぞれ位相が180°ずれている(Weickmann *et al.*, 1985)。



第2図 5日平均 GMS 等価黒体温度(TBB)の10°Sでの経度—時間断面図(1984年10月~1985年9月)。-10°C以下の領域のみを等値線間隔10°Cで表わしてある。

は次第に東進し、約1カ月位で日付変更線付近に達している、対流活発域の2回の東進は、およそ60日の間をおいて出現しており、1回目の方が東進ははっきりと見られる。対流活発域は日付変更線付近に達した後、南米や

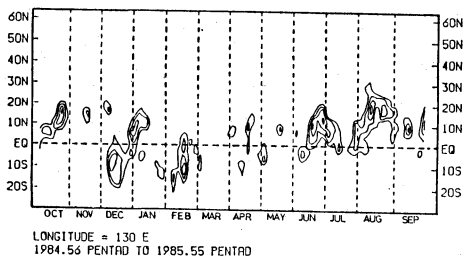


第3図 月平均500 mb 流線関数偏差と OLR 偏差。(a)1985年1月, (b)1985年2月  
流線関数偏差の等値線間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ で、実(点)線は正(負)偏差を表わしている。H(L)は北半球では高(低)気圧性偏差の中心を、南半球では低(高)気圧性偏差の中心を表わしている。太い曲線の矢印は PNA パターンに伴う波列を示している。  
OLR 偏差は NOAA 衛星の観測値でインド洋~中部太平洋の熱帯域のみを示した。15W/m<sup>2</sup>以上(点影:雲量減少域に相当)と-15W/m<sup>2</sup>以下(斜影:雲量増加域に相当)の領域を等値線間隔15W/m<sup>2</sup>で示している。

アフリカに移った(1回目では1月中旬頃, 2回目では3月中旬頃)ことが, NOAA 衛星の外向長波放射(OLR)(CAC, July 1985)や200 mb 速度ポテンシャルに現われている。すなわち GMS で観測された東進する対流活発域は、第1図に示されたような経過をたどり全球をめぐっている。

次に活発な対流域のこのような変動に伴い、中高緯度の循環場がどのように変動したかを見てみたい。ここには示していないが、TBB と500 mb 流線関数偏差\*の5日平均図の経過で見ると、赤道付近の強い対流域(-30°C以下)は12月の末に日付変更線付近に遷移した。循環場はこの遷移後、20°N 付近の中部太平洋が高気圧性偏差に変わり、さらにその後、アリューシャンの南で低気圧性偏差、北米北西部で高気圧性偏差、アメリカ東部

\* 流線関数偏差のパターンは、20°Nあるいは20°S 付近から極側では、200 mb でも500 mb とほとんど同じである。



第4図 第2図と同じくTBBの130°Eでの緯度-時間断面図。熱帯域の-10°C以下の領域のみを等値線間隔10°Cで表わしてある。

で低気圧性偏差といういわゆるPNAパターンが現われ、ほど1カ月間持続した。第3図(a)は1985年1月の500mb 流線関数偏差とOLR偏差で、このPNAパターンが月平均場として示されている。また同時に、東西方向に対照的なOLR偏差分布にも注目してもらいたい。

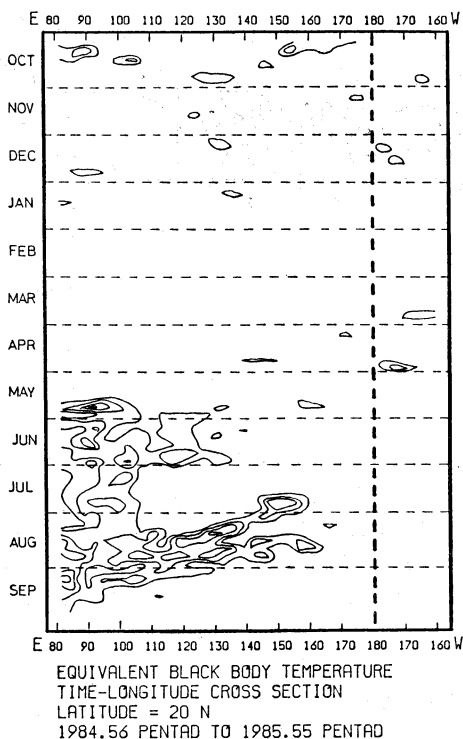
2月になると、赤道インド洋に強い対流域(-30°C以下)が、200mbでの強い東風と、赤道を挟んで南北一対の高気圧性偏差を伴って現われた。そして、20°N付近の中部太平洋では循環場が低気圧性偏差に変わり、その下流では、1月とは正負逆の偏差をもったPNAパターンが卓越した。第3図(b)は1985年2月の月平均場で、1月のPNAパターンとは正負逆の偏差をもったPNAパターンが、東西方向の正負がこれも1月と逆なOLR偏差分布と共に示されている。図は示さないが1984年12月の偏差分布も、PNAパターン、OLR偏差分布ともども、この2月の分布にきわめてよく似ている。

以上のことから1984/85年の冬においては、約60日の周期をもった大規模対流活動の変動が、中部熱帯太平洋～北米大陸での月ごとに対照的な月平均場に寄与していたと思われる。

#### 4. 1985年の夏

その後も約60日の周期は継続し、西部熱帯太平洋域では偶数月に対流活動が活発化した(第4図)。春にも弱しながら対流が活発化した時期(4月中旬頃)があったが、その前後で循環場の明瞭な変化は見られなかった。

夏期の30-60日周期変動の特徴は、1974-83年を全球的規模で解析したKnutson *et al.* (1986)によれば、空間スケールは冬と同じく東西波数1であるが、globalな規模での東進とアジアモンスーン域での北進が組合わさっている。アジアモンスーン域での雲域の周期的な北



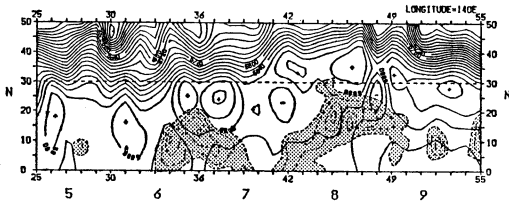
第5図 第2図と同じ、ただし20°Nでの経度-時間断面図。

進は、1966-73年について解析したYasunari (1979, 1980)によって、最初に見出されたものにほかならない。

第5図は、TBBの20°Nでの経度-時間断面図である。夏の場合、30-60日周期変動の大きな変動度は、南シナ海西部熱帯太平洋(EQ-20°N)とインドモンスーン域(10°S-20°N)にある。

第4図と第5図に示されるように、フィリピン付近の西部熱帯太平洋では、6月後半~7月前半と8月に対流が活発化した。両時期とも、冬の場合のような東進は見えず、むしろ北進がはっきりしている。とくに8月の場合、20°Nに沿っての雲域は西進している。しかし、5日平均図の経過を仔細に調べると、西進しているのはITCZの雲ではなく、35°N、170°E付近から南西にのびた雲バンドで、その中に熱帯低気圧を含んでいた。

このような対流の活発化に伴い、日本付近での循環場、とくに亜熱帯高気圧は大きく変化した。第6図は500mb高度の140°Eでの緯度-時間断面図に、130°EでのTBB断面図(第4図と同じもの)を重ねて示して



第6図 5日平均500 mb高度の140°Eでの緯度-時間断面図(1985年5月~9月). 点線で囲まれた陰影部は130°Eでの $-10^{\circ}\text{C}$ 以下の $T_{500}$ 領域を示す. 等値線間隔は高度が20 m,  $T_{500}$ が $10^{\circ}\text{C}$ . +(-)は500 mb高度の極大(極小), 横軸は半月番号を示す.

ある. 6月下旬~7月上旬と8月に亜熱帯高気圧は平年に比べ北偏して発達した. そしてこの北偏した時期は,  $130^{\circ}\text{E}$ に沿って対流が活発化し北進した時期とほとんど同じである. 6月下旬~7月上旬の亜熱帯高気圧は, 平年と比較すると, 8月の場合ほど北偏していない. 6月下旬~7月上旬は日本付近では, 偏西風が強まり, 梅雨前線の活動が活発化していた時期でもあった. 8月の異常に北偏して発達した亜熱帯高気圧(第7図)は, 日本の各地に記録破りの猛暑をもたらした.

フィリピン付近の西部熱帯太平洋域での対流活発化と, 日本付近での亜熱帯高気圧の北偏との密接な関係は, 同じく猛暑だった1984年8月にも観測されている(Kurihara and Kawahara, 1986). 夏に日本付近で発達するこの亜熱帯高気圧はパロトロピックで, その中にはハドレー循環がほとんど見られず, またその下流に波列を伴うことが多く, 定常ロスビー波の伝播による生成維持機構が考えられている(栗原・露木, 1986).

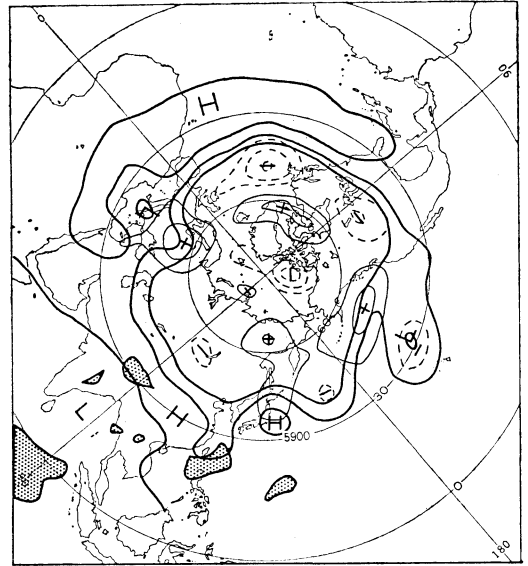
## 5. まとめ

最近の短い期間(1984~85年)についてではあるが, 熱帯域の季節内変動(30~60日周期)と大規模循環場の関連について興味深い知見が得られた.

卓越度に関しては, 1984年の夏以降は季節内変動(30~60日周期)がかなり卓越していたと思われる. これはそれ以前の2年間(1982年夏~1984年夏)の弱かった時期(CAC, Nov. 1985)とは対照的である.

次に周期に関しては, 1984年の10月から1985年の10月位までは約60日の周期が卓越し, その後(1985年12月~, 図は掲載していない)は約30~40日の周期が卓越した.

中緯度循環との結びつきは, 1984/85年の冬には, 東部赤道インド洋から中部赤道太平洋にかけての偏った



第7図 1985年46半月8月14日~18日の5日平均500 mb高度と偏差. 高度(太実線)は5800 m以上を等値線間隔50 mで, 正偏差(細実線)は50 m以上, 負偏差(点線)は $-50\text{ m}$ 以下のみを等値線間隔50 mで表してある. 点影部は同じ時期の5日平均 $T_{500}$ の $-30^{\circ}\text{C}$ 以下(強い対流域に相当)の領域を示す.

(とくに東西方向に)対流活動の分布が, 中部熱帯太平洋から北米大陸にかけて正負偏差が交互に連なった循環場パターン(PNAパターン)の形成と密接に関連していた. 1985年の夏には, フィリピン付近での大規模対流活動の活発化が, 日本付近での亜熱帯高気圧の発達をもたらした, さらに下流に波列(wave train)を伴っていた(第7図).

最後に, 短い経験からではあるが, この30~60日周期変動はかなり多様な面をもっているという印象が深い. それは過去のOLRの毎年毎年の経度(あるいは緯度)一時間断面図にも見られるように(Knutson *et al.*, 1986; Lau and Chan, 1985), 周期や卓越度及び伝播の仕方も決して一様ではない. また中緯度循環場との関連は, ここで取り上げたのは冬と夏のそれぞれ1例だけであるから, 断定的なことは言えないし, 言うべきでもない. ただ夏については, フィリピン付近での対流活発化と日本付近での亜熱帯高気圧の発達との密接な関係が, 他の年にも月平均場として観測されているので(河原・酒井, 1984), 季節内変動という観点からさらに調べられている. 今後もモニタリングに際しては, 現象そのものの様

相をありのままに見ていきたいと考えている。

### 文 献

CAC, July 1985: Climate Diagnostics Bulletin, Climate Analysis Center, NMC/NOAA, July 1985 issue.

CAC, Nov. 1985: Climate Diagnostics Bulletin, Climate Analysis Center, NMC/NOAA, Nov. 1985 issue.

河原幹雄・酒井重典, 1984: 夏期の亜熱帯高気圧について, 気候変動研究会報告集, 1984年10月, 44-48.

Knutson, T.R., K.M. Weickmann and J.E. Kutzbach, 1986: Global-scale intraseasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during northern hemisphere summer, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 605-623.

栗原弘一, 1985: 日本の夏季気温と西部熱帯太平洋域の海水温との関係, *天気*, **32**, 407-417.

———, 露木 義, 1986: 夏期に日本付近で発達する亜熱帯高気圧の生成維持機構—1984年8月の解析—, 気象学会 1986年春季大会 予稿集, **49**,

171.

Kurihara, K. and M. Kawahara, 1986: Extremes of East Asian weather during the post-ENSO years of 1983/84—Severe cold winter and hot dry summer—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, No. 4, 493-503.

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, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889-1909.

Weickmann, K.M., G.R., Lussky and J.E. Kutzbach, 1985: Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 941-961.

Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **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. Japan*, **58**, 225-229.

107 (ENSO モデル研究)

## ENSO モデル研究の最近の発展\*

山 形 俊 男\*\*

### 1. ENSO のモデリング

ビヤルクネスがちょうど20年前に指摘した様に, ENSO 現象では大規模な大気海洋相互作用が重要な役割を果たしていることが明らかになってきた。特に, この現象の物理過程の理解はこの数年間に著しく進展したが, これは1つには簡易なモデル研究の成果であり, 一方で最も良く観測され, また史上最強とも言われる1982/83年の ENSO 現象そのもののお陰でもある。それでは, ENSO 現象の主要な特徴を説明するには, どういう物理過程を考えればよいのだろうか。

第1に必要なことは, 海表面温度が大気風の風にどの様に影響を与えるかを明らかにすることである。この過程は大変に込み入っている。海表面温度と蒸発域との関係, 蒸発域と凝結域との関係, 凝結に伴う潜熱の放出が

風系に及ぼす効果, これらの連鎖を経由してはじめて海表面温度の異常と風の異常とが結ばれる。しかも相互の関係は線型とは限らない。例えば, 海表面温度が  $28^{\circ}\text{C}$  を超えると急に凝結に伴う雲量が増大するという様な事がある。加えて, 蒸発は海表面温度だけでなく大気温度や水蒸気量, さらには風速そのものにも依存する。凝結にしても風が収束する場が必要なのでフィード・バック機構を考える必要もある。それでは絶望的かという点と案外そうでもない。あまり細部にとらわれないことにするならば, 熱帯対流圏の加熱に対する応答は赤道ベータ面の鉛直方向に1つのモードしか持たない浅水方程式でよく記述できる。ENSO 研究の気象学的側面におけるこの驚くべき単純化は松野 (1966) によるもので, ビヤルクネス (1966) による大気海洋相互作用の重要性の指摘と時を同じくしているのは, その後の ENSO 研究史からも興味深い。1982/83年の ENSO の完熟期における風の場と加熱域の関係を見ると, 加熱域をまたいで南北

\* Recent development of simple air-sea coupled models of ENSO.

\*\* Toshio Yamagata, 九州大学応用力学研究所。