

# ENSO/モンスーン循環に関する ECMWF・NCEP 再解析データの相互比較

川村隆一\*・梶川義幸\*\*・安成哲三\*\*\*

## An Inter-comparison Between ECMWF and NCEP/NCAR Reanalysis Data Concerning the Asian Monsoon and ENSO Systems

By

Ryuichi KAWAMURA\*, Yoshiyuki KAJIKAWA\*\* and Tetsuzo YASUNARI\*\*\*

*\*Atmospheric and Hydrospheric Science Division,  
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan  
(Present Affiliation : Department of Earth Sciences, Toyama University)*

*\*\*Doctoral Program of Geoscience, University of Tsukuba, Japan*

*\*\*\*Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Japan*

### Abstract

This study comprises an inter-comparison between the NCEP/NCAR and ECMWF reanalysis datasets concerning seasonal climatology and interannual variability of the Asian Monsoon and ENSO system. Two different monsoon intensity indices, based on the summertime-mean vertical shear of zonal wind over the monsoon region and the meridional difference in summertime-mean, area-averaged upper-tropospheric thickness, are used to categorize strong and weak monsoon years.

In terms of climatological seasonal-mean fields, we have found that there are significant differences in both tropical lower- and upper-tropospheric circulations between the ECMWF and NCEP/NCAR datasets. Especially in northern hemisphere winters a significant difference can be seen in meridional winds and associated local Hadley circulation over the tropical Pacific, whereas in summer the upper-tropospheric velocity potential field is different especially over the eastern tropical Pacific, which suggests the difference in diabatic heating distributions between the two datasets. We next performed composite analyses based on the monsoon indices which represent the interannual activity of the monsoon, using both data. Results show that large-circulation anomalies and thickness anomalies appearing in both data are reasonably consistent with OLR anomalies. Focusing on tropical upper-tropospheric velocity potential and divergent wind fields, however, the ECMWF data had a better correlation with the OLR anomalies indicating a measure of convective heating, than the NCEP/NCAR data.

In examining large-scale monsoon circulations there are no serious problems between the use of the ECMWF reanalysis data and that of the NCEP/NCAR reanalysis data, but more careful consideration in using velocity potential and divergent wind fields in terms of the strength of tropical east-west circulation is required.

**Key words :** Monsoon circulation, ENSO system, Reanalysis data, Convective activity

---

\*防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部 (現所属: 富山大学理学部)

\*\*筑波大学大学院地球科学研究科

\*\*\*筑波大学地球科学系

## 1 はじめに

El Niño は熱帯太平洋に見られる現象であり、この現象は一つの大規模な大気海洋結合システムであることを Bjerknes (1966) らが最初に指摘した。この仮説は、1980年代に入ってから、El Niño Southern Oscillation (ENSO) としてさらに広く認識されるようになった。なかでも 1982-83年や 1997-98年にかけて起こった顕著な El Niño から推察されるように、北半球の冬季に最盛期を迎えるようなこの現象の平均的な時空間構造は既に明らかにされている (e.g., Rasmusson and Carpenter, 1982; Philander *et al.*, 1984; Schopf and Suarez, 1988)。

一方、グローバルな大気大循環を特徴づける重要なシステムの一つである夏季・冬季のアジアモンスーンの年々変動に関しては、モンスーン地域の大規模洪水災害、干ばつ被害などの災害の軽減へ寄与するべく、これまで数多くの観測・モデル研究が行われてきた。特に ENSO とモンスーンのカップリング (相互作用) は、熱帯-亜熱帯における大循環においても重要な役割を果たしているとして、多くの解析的研究や大気大循環モデル (GCM) を用いた感度実験などが行われてきた。その結果として、ENSO がモンスーンに対して直接的に影響を与えるシナリオや間接的に影響を与えるシナリオなど様々な仮説などが提唱されてきた。 (e. g., Webster and Yang, 1992; Yasunari and Seki, 1992; Ju and Slingo, 1995; Meehl, 1997; Yang and Lau, 1998; Shen *et al.*, 1998; Kawamura, 1998)。しかしながら、どの仮説がカップリングのメカニズムの本質を捉えているのか未だ十分なコンセンサスが得られていないのが現状である。

ところで、近年、衛星観測や地上観測などにおいても、観測技術の進歩やネットワークを使ったデータベースの整備が進むにつれて、多種多様なデータが利用できるようになってきた。上述したように多くの説が提案されるなかで、異なるデータセットを用いて解析を行った際に仮に異なる結果を得ると、その説の信頼性もしくはそのデータセットの信頼性というものが危ぶまれてくる。そのため、異なるデータセットについて特定の現象について比較を行うことは、互いのデータの特徴を理解し、今後の解析の上で留意すべき情報を得ることができる。また、GCM 実験で再現されたモンスーン循環などを検証する際にも有効に活用できる。

そこで、本研究では過去の研究において多用されている NCEP/NCAR の再解析データと、最近配布され始めたもう 1 つの再解析データである ECMWF のデータという、2 つの異なる全球格子点データを用いて、ENSO、モンスーン循環、各々について、また両システム間のカップリングについての比較を行った。それにより、ENSO とモンスーンの平均場、年々変動場について、2 つのデータセット間における相違点を明らかにし、それらの年々変動場などが共通の特徴をもっているかどうかの考察を行った。

## 2 再解析データと速度ポテンシャルの計算

全球解析データとして National Centers for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR) の再解析データ (Kalnay *et al.*, 1996) と、European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) の再解析データの二種類を使用した。一般に再解析データとは、ある特定の全球予報モデルに過去に遡って様々な観測手法で既に得られている観測データを初期条件・境界条件として与え、ある一定時間積分し、最新の観測データがある場合には取り込み、なければ予報値をそのまま解析値とし、再び時間積分を行うというように、モデル予報値と観測値を同化させることによって得られた解析値のことを言う。再解析データの品質は大循環モデル (GCM) やデータ同化システムの性能、観測の精度などに大きく依存している。しかしながら、途中で GCM の物理過程のパラメタリゼーションや計算スキームなどの変更がないため、解析期間にわたって比較的均質なデータセットが得られるという大きな利点をもっている。

NCEP/NCAR の再解析データ (以下 NCEP と略す) は、T 62 (水平解像度 210 km)、鉛直 28 層の予報モデルを使って計算されたものであり、Global GTS を中心に世界各国から集められたゾンデのデータ、飛行機のデータ、SIRS, VTRR, TOVS sounders, SSMI, COADS、といったデータを取り込んでいる。境界条件には、海面水温 (SST) は 1982 以降は Reynolds が作成した SST を、それ以前には UK Meteorological Office (UKMO) の GISST を、また積雪面積には、週平均の NOAA-NESDIS を海氷には SMMR/SSMI, GISST を用いている。

これに対して ECMWF の再解析データは、Global GTS の他に、FGGE level II-b を入力データの主としている。また、T 106 (水平解像度 125 km) の鉛直 31 層の高分解能予報モデルが使われているところが特筆すべき点である。尚、SST、海氷などの境界条件は NCEP ほぼ同じデータを使用して計算されている。

本研究ではこの他に、熱帯域の対流活動の指標として OLR (Outgoing Longwave Radiation) を用いた。2 種類の再解析データ及び OLR データは、それぞれ月平均値を用いた。

また、平面上の風を解析をする上で用いられるのが、収束発散と速度ポテンシャルである。水平の流れは  $v$ 、一般的に流体の回転に関係している流線関数  $\psi$  と、発散に関係している速度ポテンシャル  $\chi$  の成分の和として表すことができる。

$$v = k \times \nabla \psi + \nabla \chi \quad (1)$$

ここで直交座標系の  $x, y$  方向の速度成分を  $u, v$  とすると、それぞれ次の様に書くことができる。

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial \chi}{\partial x} \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial y} \quad (2)$$

$u, v$  とともに右辺第 1 項が回転風を、右辺第 2 項が発散風

を表している。続いて収束発散  $D$  を考えてみると、収束発散は水平風の  $\nabla$  であるので、以下の様に表せる。

$$D = \nabla \cdot \mathbf{v} = -\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial y^2} = \nabla^2 \chi \quad (3)$$

このように発散風は速度ポテンシャルの勾配であり、発散風の勾配が収束発散になっている。発散循環を見るのに多くの論文で用いられてきた発散風の湧き出しを意味している速度ポテンシャルは積分値であることに注意されたい。すなわち、低緯度域の大規模な循環場を調べる際には有効であるが、局地的な収束・発散場をみるのには適していない。本研究では、球面調和関数を用いて計算された発散風、速度ポテンシャルを循環場を見る際に用いる。

### 3 冬季、夏季の大循環の比較

熱帯-亜熱帯の大循環には季節によって様相を大きく異にするモンスーンも含まれている。その為、ここでは北半球の冬季（冬季モンスーン）と北半球の夏季（夏季モンスーン）における季節平均場についての比較を行った。尚、ここでいう平均場とは、両データセットについて、共に1979年から1993年の間で平均した場のことを指している。また、両データセットの差を扱う際には、NCEP/NCARの値からECMWFの値を引いた値を用いる。

#### 3.1 北半球冬季（12月-2月）の季節平均循環場

図1aはNCEP/NCARデータによる、北半球冬季の850 hPa面での風ベクトル、つまり対流圏下層の循環を示している。熱帯太平洋からインド洋を含めた広域に渡って東風領域（貿易風）が広がり、20°N付近を境にしてそれより北では西風領域（偏西風）になっている。インド洋に注目すると北東の季節風が北半球側で卓越し、赤道を超えると転向して次第に西風領域が広がるというモンスーン循環が卓越していることがわかる。このような大規模な循環場の特徴は、ECMWFデータによる図でも同様に見られる（図1b）。両データセット間の差を見ると（図1c）、熱帯太平洋に偏差の大きな領域が見られる。つまり、東部太平洋ではNCEP/NCARのデータの方が東風を強く再現している。また、中部太平洋から西部太平洋にかけては、主に北半球側で（赤道から20°N付近まで）南風の偏差、つまりECMWFの方が北風成分が強い傾向がある。熱帯インド洋においても両データ間の差が大きい。南米上の赤道付近にも両データ間の差の大きな領域が見られる。

対流圏上層200 hPa面での風のベクトルについても、NCEP及びECMWF共に大規模な循環場の特徴に大きな差は見られない（図2a, 2b）。熱帯太平洋上では、日付変更線を境に東側では西風領域が卓越し西側では東風領域（東風ジェット）が卓越している。インド洋からユーラシア大陸にかけては850 hPa面での風向とは逆向きの南西の季節風が卓越しており、このような鉛直シアがモンスーン循環を特徴づけている。両データセット間

の差については、西部太平洋上に北風偏差が見られ、850 hPa面で見られた特徴と逆になっていることがわかる（図2c）。つまり、西部太平洋上ではNCEPとECMWFとの間には局所ハドレー循環に有意な差が生じている。また、赤道インド洋上では東風の偏差が見られ、NCEPの方が偏東風ジェットが強い傾向を示している。

図3に200 hPa面における速度ポテンシャルと発散風を示した。西部太平洋上に発散域の中心をもちユーラシア大陸の広域に渡って南風の発散風が卓越している点が両データセットともに共通した点である。しかし、ECMWFの方が速度ポテンシャルでみられる発散域の中心がNCEPと較べて南東方向にずれ、さらに発散も強い。また、ECMWFの方が熱帯太平洋上の広域において、発散風の南風成分が強いことがわかる。インド洋からアフリカにかけてはNCEPの方が発散風の東風成分が強

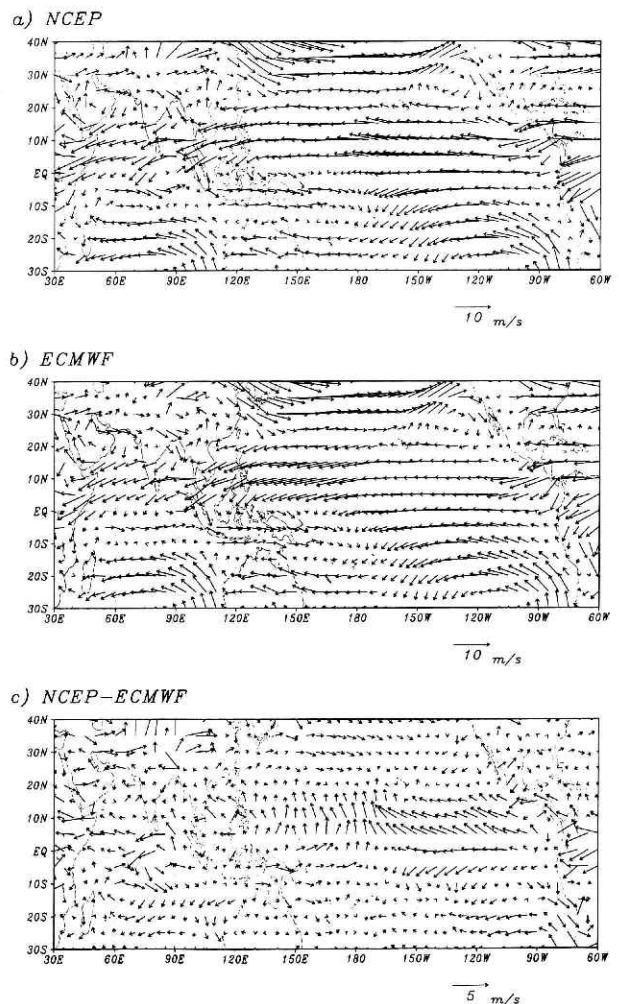


図1 北半球冬季（12月-2月）平均した850hPa面の風ベクトル分布図

a) NCEP b) ECMWF c) NCEP-ECMWF

Fig. 1 A vector distribution map of 850hPa wind for an averaged boreal winter (Dec-Feb), a) NCEP, b) ECMWF, c) NCEP-ECMWF.

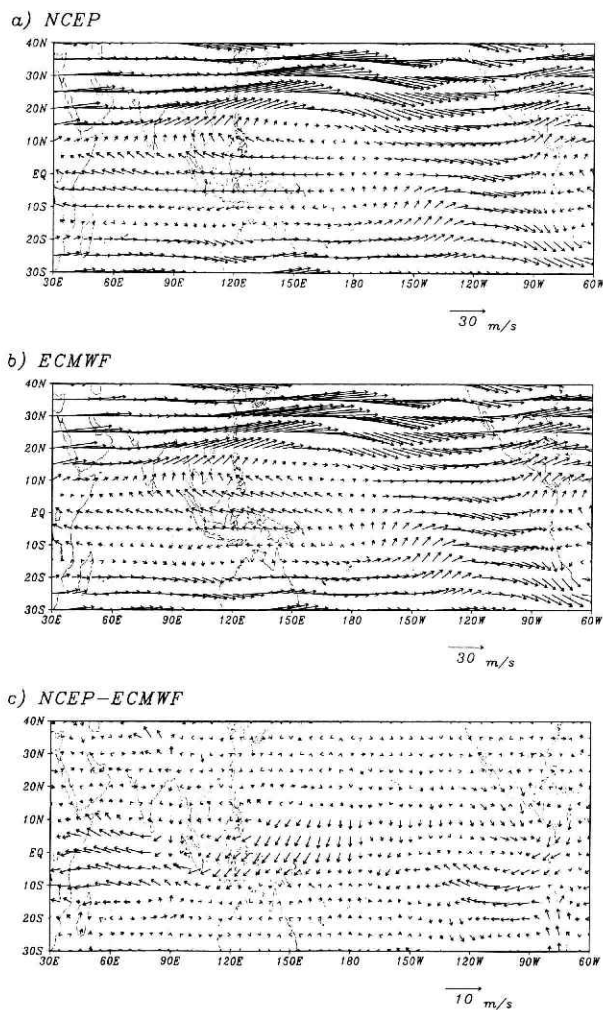


図2 図1と同様な期間での、200 hPa面の風ベクトル分布図  
 Fig.2 Same period as for Fig.1 but for a 200 hPa wind field.

いことがわかり、太平洋とは趣を異にしている。  
 3.2 北半球夏季(6月-9月)の季節平均循環場

同様に北半球の夏季についても季節平均場をみていく。尚、本研究ではモンスーン循環に着目しているので平均場は6月から9月までの4ヶ月平均としている。図4a, bにそれぞれNCEPおよびECMWFの850 hPa面での風ベクトルを示す。夏のモンスーン季にはインド洋からユーラシア大陸に向かって強い南西季節風がみられるのが特徴である。この季節風は南半球では南東の風になっていることも明確に示されている。北太平洋高気圧の低緯度側では偏東風が卓越し、フィリピン東の西部太平洋付近でインド洋からのモンスーン西風と共に収束帯を形成している。冬季と同様に、大規模な循環場の特徴は、NCEP, ECMWFの両方に共通してみられる。図4cは、両データセット間の差であるが、冬季と異なり南半球側に偏差が見られる。東部太平洋の南半球側では北東風の偏差が見られ、ECMEFの方が南風成分が強く東風成分が弱いという傾向を示している。同様な結果はインド洋

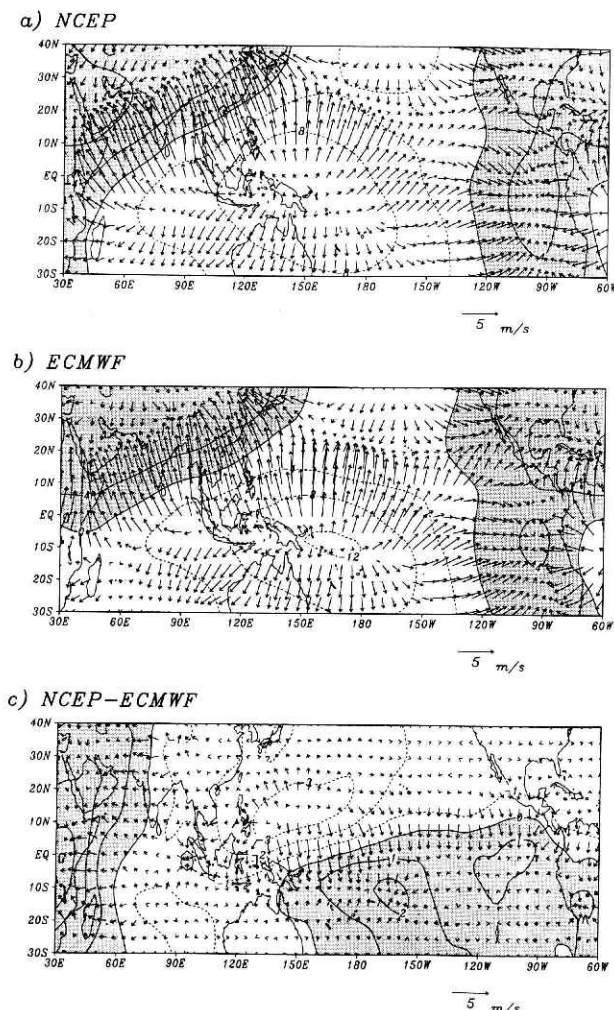


図3 図1と同様な期間での200 hPa面の速度ポテンシャルと発散風  
 等値線間隔は a), b)  $4 \times 10^6 (m^2/s)$ , c)  $1 \times 10^6 (m^2/s)$

Fig.3 Same period as for Fig.1 but for a 200 hPa velocity potential and divergent wind field. The contour interval is  $4 \times 10^6 (m^2/s)$  in a), b) and  $1 \times 10^6 (m^2/s)$  in c).

の南半球側にも言える。またフィリピンの北に見られる収束域は、ECMWFに対してNCEP/NCARは東に寄っていることがわかる。つまり、西部太平洋へのモンスーン西風の侵入がNCEPで強調されている。その他アラビア半島や南米大陸上でも局所的に偏差のある領域も見受けられる。

対流圏上層の循環場である200 hPa面の風ベクトルも見る(図5a, b)。北半球の西風ジェットは冬季に比べて北上し、ユーラシア大陸上にチベット高気圧に対応する高気圧性循環が見られる。海洋性大陸上から熱帯インド洋にかけては、いわゆる東風ジェットが卓越している。図5cにNCEPとECMWFの差を示す。西部太平洋からインドネシア付近において北東風成分の偏差が見られる。その他に偏差の大きなところは東部太平洋であり、

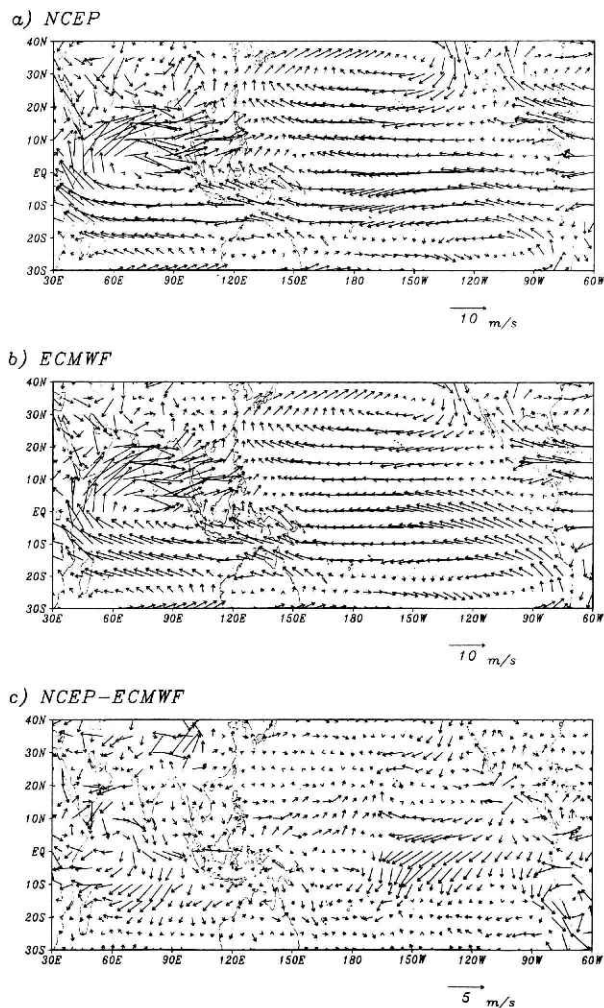


図4 図1と同様、ただし北半球夏季(6月-9月)平均場

Fig. 4 Same as Fig. 1 but for a boreal summer (Jun-Sep) wind field.

この偏差から東部太平洋上では 120°W 付近で ECMWF の方が北風成分を強く再現している。また、その東側では NCEP の方が東風を強く再現していることがわかる。この東部太平洋の差は上述の対流圏下層にも見られたものである。

次に冬季と同様に 200 hPa 面の速度ポテンシャルと発散風の様子を見てみると (図 6 a, b), NCEP と ECMWF とともに速度ポテンシャルの発散域の中心はフィリピン上にありほぼ一致している。中心から西側のユーラシア大陸へは南風から東風の発散風が卓越しており、南インド洋やオーストラリアへは強い北風が卓越している。しかし、速度ポテンシャルの正負の分布からも分かるように東部太平洋上に見られる収束域が両データセット間で異なっていることがわかる。NCEP は東部太平洋 120°W 付近で発散風の東西方向の収束が顕著であり、その為収束帯が南北方向に伸びている。一方 ECMWF では収束領域は東部太平洋の南部に偏っており、10°N から南では発散風に東西成分はほとんど見ら

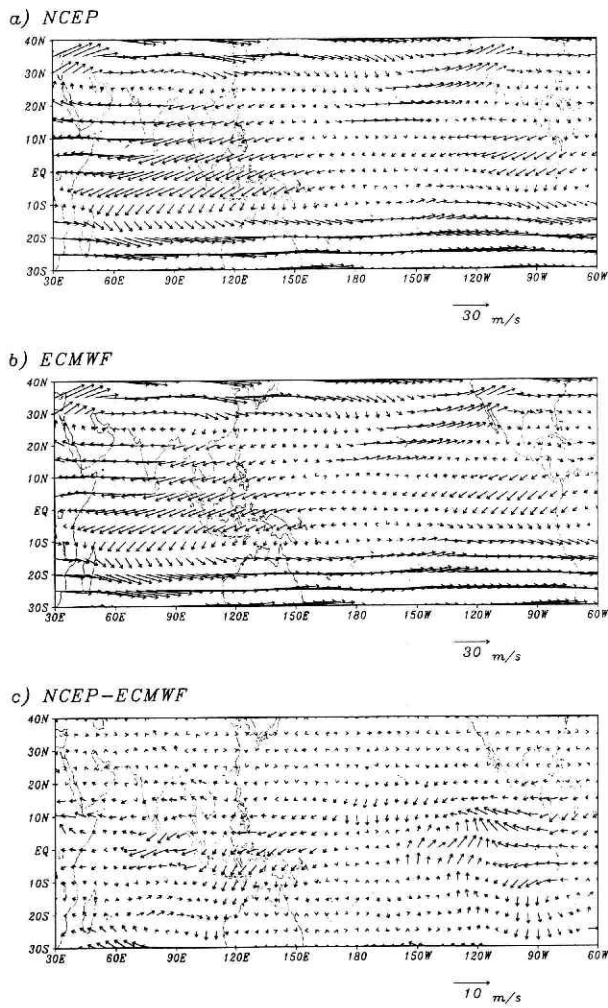


図5 図2と同様、ただし北半球夏季(6月-9月)平均場

Fig. 5 Same as Fig. 2 but for a boreal summer (Jun-Sep) wind field.

れず北風が卓越している。この結果として、NCEP と ECMWF 間の差 (図 6 c) では、東部太平洋に大きな値が見られ、その差は 10°N 付近に南北風が収束しているようになっている。一方、フィリピン付近の発散域は NCEP の方が強い傾向になっている。このように、夏季の熱帯太平洋域における対流圏上層の速度ポテンシャル分布は東西で異なる違いがみられた。この東西の差異は冬季の速度ポテンシャルで見られた赤道を挟む南北の差 (図 3 c 参照) と明瞭に区別される。

### 3. 3 典型的な El Niño 年 (1982-83) の比較

1982 年から 1983 年にかけては、東部太平洋の SST が平年より異常に高くなるという、当時には史上最大と言われた El Niño 現象が見られた年である。この El Niño 現象に伴い熱源分布に対する大気への応答が大きく変化したことは多くの研究からも明らかである。ここでは、両データセットで熱帯及び中緯度大気への応答を比較する。

図 7 a, b は、両データセットによる、1982-83 年の冬季の 850 hPa 面における風ベクトルの前節での述べた

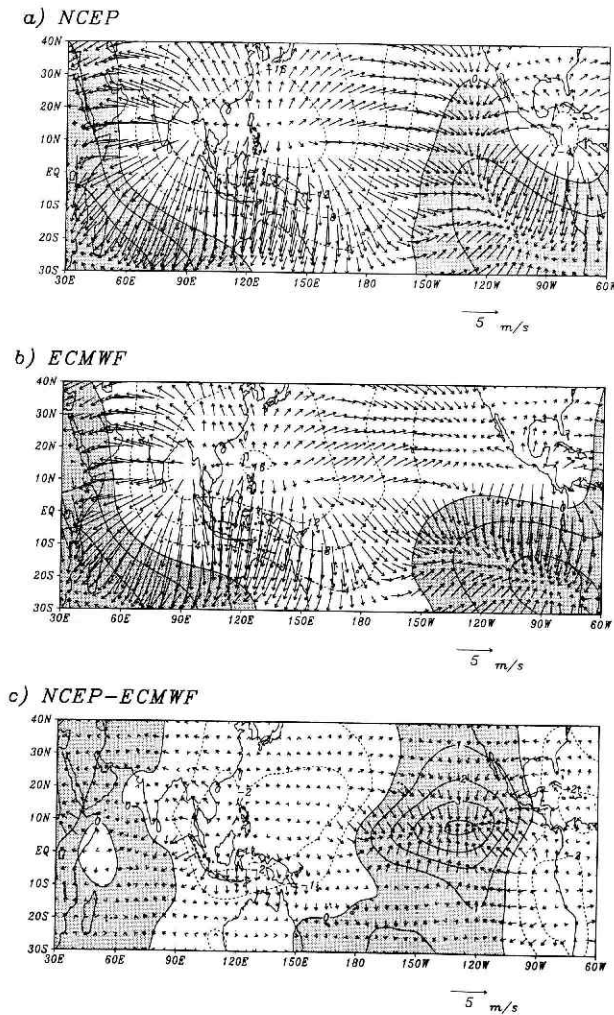


図6 図3と同様、ただし北半球夏季(6月-9月)平均場  
 Fig. 6 Same as Fig. 3 but for a boreal summer (Jun-Sep) wind field.

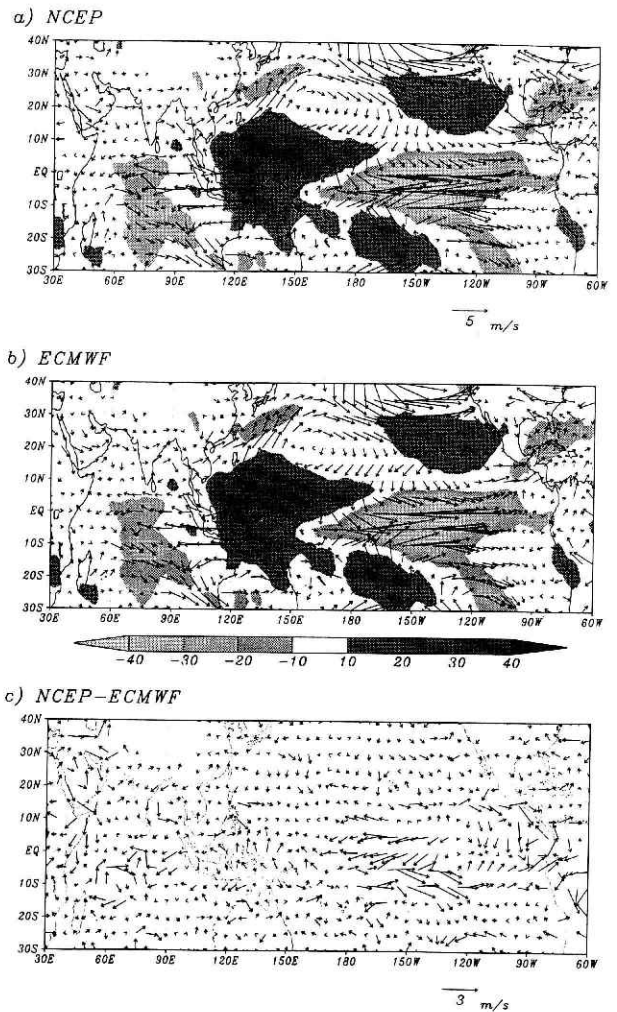


図7 1982年12月から83年2月で平均された850hPaの風ベクトル偏差  
 陰影部はOLR偏差, 単位は  $W/m^2$   
 Fig. 7 Spatial distribution of a 850hPa wind and OLR anomalies averaged between December 1982 and February 1983.

気候値に対する偏差図である。陰影部はOLRの偏差を示している。対流活動の偏差に伴って、中部・東部熱帯太平洋上のOLRが負の偏差の領域では西風偏差が、正偏差である西部太平洋上からインド洋にかけては東風の偏差が卓越していることがわかる。また、北太平洋の中緯度では、高気圧性循環も両データセットに共通して見られる。熱帯太平洋のOLRが負の偏差の領域に向かって両半球から風の収束が見られる。データセット間の差(図7c)は、特に、OLRが負偏差、つまり相対的に対流活動が活発化している領域での差が顕著になっている。特徴的な赤道付近の差は北側でECMWFの西風偏差が強く、南側でNCEPの西風偏差が強いことである。一方、インド洋においては、NCEPの方がインド洋の中心付近での収束が強いことがわかる。

次に同じ時期の200hPa面での速度ポテンシャルと発散風の偏差の図(図8a, b)を見てみる。陰影部は前の図と同様にOLRの偏差を示している。中部・東部熱帯太平洋の対流活動の活発なところに対応して、速度ポ

テンシャルの負の領域とそれに伴う発散風偏差が見られる。逆に西部太平洋から海洋性大陸上では、対流活動が抑制された状況と一致した速度ポテンシャルの正偏差と収束風偏差が見られる。またインド洋にもOLR偏差に対応した発散域が見られる。図8cは両データセット間の差を示しているが、中部・東部熱帯太平洋のOLR負偏差域を中心として東西に速度ポテンシャルの大きな違いが見られる。つまり、ECMWFの発散偏差の中心がNCEPに較べて西偏していることを意味する。熱帯域の非断熱加熱分布は積雲対流加熱の寄与が非常に大きいので、図8bをみてわかるように熱帯太平洋のOLR偏差と速度ポテンシャルの対応がよいECMWFの方が、少なくともその地域では、NCEPより対流圏上層の発散風がより現実に近いと考えられる。インド洋の発散域はNCEPの方が大きく、それに伴う循環も強くなっている。南米上の収束に関してはECMWFの方が西側に

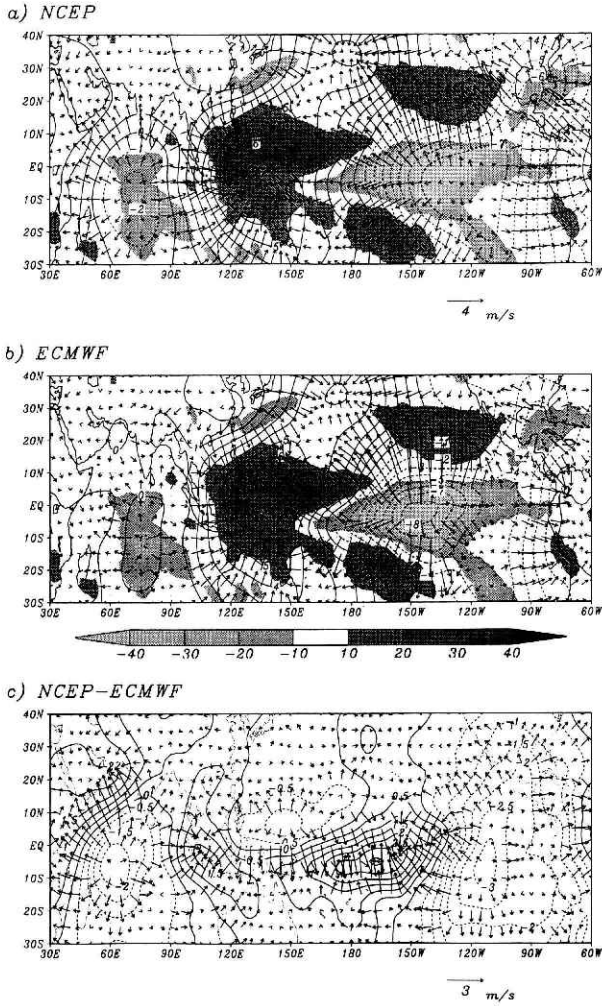


図8 図7と同様な期間での200hPa面の速度ポテンシャル偏差と発散風偏差  
陰影部は図7と同じ  
Fig. 8 Spatial distribution of a 200hPa velocity potential, divergent wind and OLR anomalies averaged between December 1982 and February 1983.

よっているとも言える。中緯度については特筆すべき差は見られない。

#### 4 アジアモンスーン/ENSO カップリングの比較 4.1 モンスーンインデックス

ここでは、夏季アジアモンスーンの強さを定量的に扱うために異なる二つのインデックスを定義することにする。1つは、Webster and Yang (1992) による鉛直シアインデックスで、これは 850 hPa の帯状風偏差から 200 hPa の帯状風偏差を引いたものに、40°E-120°E, 5°N-20°N の領域平均を施したものであり、広域のモンスーンインデックスとして多くの論文で使用されているものである。もう1つのインデックスは、kawamura (1998) による層厚の南北差を用いたものである。具体的には 200 hPa と 500 hPa 間の層厚について、北部インド洋上 (EQ-20°N, 50°E-100°E) とチベット高原周辺

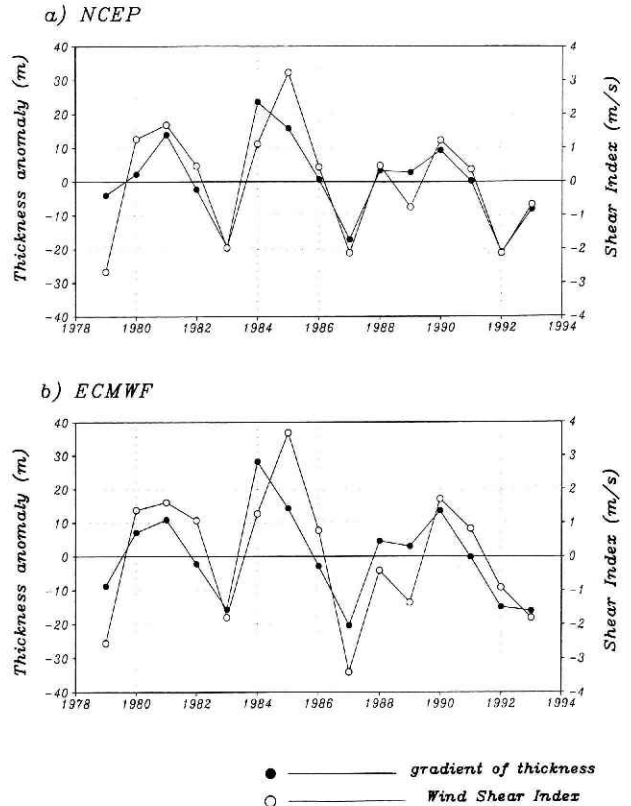


図9 夏季(6月-9月)平均モンスーン強度インデックスの経年変動  
a) NCEP b) ECMWF, 黒丸は Kawamura (1998) に基づく対流圏上層(200hPa-500hPa)の層厚の南北差(20°Nを境界とした海域と陸域の差), 白丸は Webster and Yang (1992) に基づくモンスーン領域の東西風鉛直シア。

Fig. 9 a) Interannual variations for the mean summer (Jun-Sep) monsoon index using NCEP data. The monsoon index is defined as the meridional difference in area averaged upper-tropospheric (200hPa-500hPa) thickness, based on Kawamura (1998), and as the area averaged vertical shear of zonal wind based on Webster and Yang(1992). b) Same as a) but for ECMWF data.

(20°N-40°N, 50°E-100°E)で各々偏差について領域平均を施し、南北差をとったものをインデックスとしている。両インデックスともに正(負)はモンスーンが強い(弱い)ことを、示している。

図9 a, b は上述の両インデックスについて NCEP, ECMWF 各々計算したものである。NCEP, ECMWF ともに 1984年と1985年で両インデックスに差が出ている他は、データごとのインデックス同士はよく類似していることがわかる。特に1993年において、NCEPとECMWFで値が異なるもののインデックス同士では同じような傾向を取っていることは特徴的である。温度風の関係から、この両インデックスがほぼ同様な傾向を示すということ是不思議ではない。NCEPとECMWFの

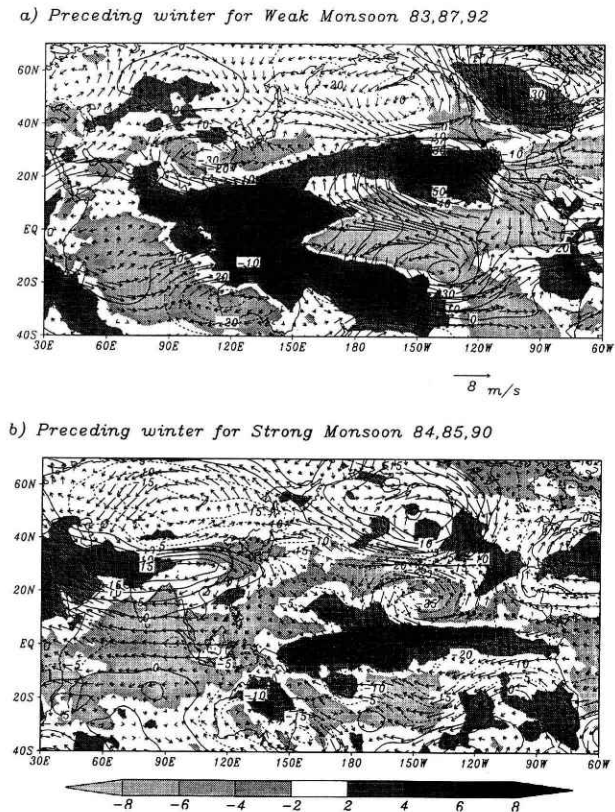


図10 モンスーンに先行する冬季における層厚 (200 hPa - 500hPa), 200 hPa 風ベクトル, OLR のそれぞれ偏差の合成図  
 a) 弱モンスーン年(1983, 1987, 1992年), b) 強モンスーン年(1984, 1985, 1990年), 等値線間隔は 5 m, ベクトルの単位は 8 m/s, 陰影部は OLR の偏差で単位は  $W/m^2$ .

Fig. 10 a) Composite patterns of upper-tropospheric (200hPa-500hPa) thickness, 200 hPa wind vector and OLR anomalies in the preceding winter for a weak monsoon year (1983, 1987, 1992) using NCEP data. The contour interval for thickness is 5m, and the unit is 8m/s. b) Same as in a) but for a strong monsoon year (1984, 1985, 1990).

両データに関してもモンスーンの強弱年についてほぼ一致した経年変動をしており, 両方とも GCM を用いたモンスーン実験の検証用で使用できる精度は確保されていると考えられる。

#### 4.2 モンスーンの年々変動場

夏季モンスーンの年々変動場を議論するために, 前節で用いた両インデックスに従い, 強いモンスーン年を3例 (1984, 1985, 1990年) と弱いモンスーン年を3例 (1983, 1987, 1992) を抽出し, 合成図解析を各々のデータセットについて行った。

図 10 a, b は夏季モンスーンが弱かった年と強かった年に分けた年に対して先行する冬季の 200 hPa 面の風, OLR, 及び 200 hPa-500 hPa の層厚の偏差について

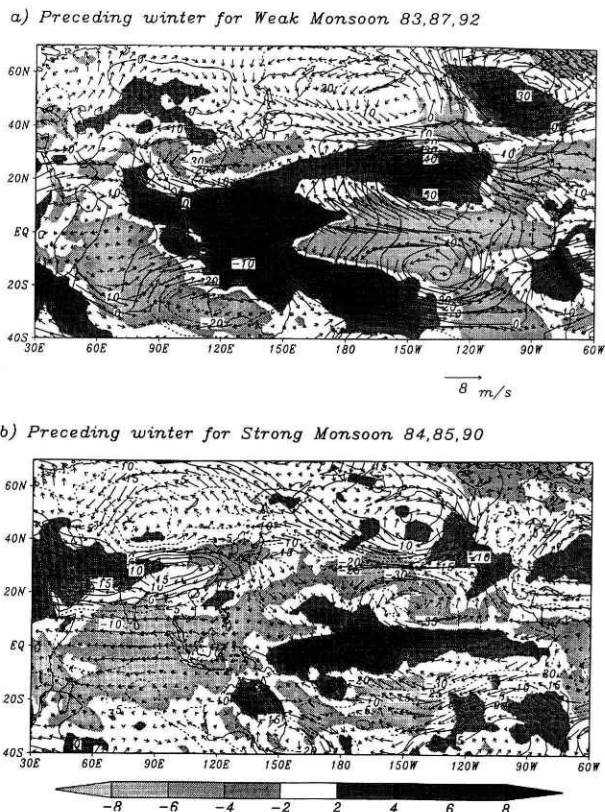


図11 図10と同様, ただしデータは ECMWF  
 Fig. 11 Same as in Fig. 10 but for ECMWF data.

NCEP のデータを用いて合成偏差図を作成したものである。弱いモンスーンに先立つ冬季 (図 10 a) では, 中部・東部熱帯太平洋上に見られる OLR の負偏差領域に対応して, 南北両半球で  $10^{\circ}$  から  $20^{\circ}$  付近に高気圧性循環, 正の層厚の偏差 (双極子構造) が見られるのが特徴的である。その北側のアラスカ沖には低気圧性循環が卓越しており, 負の層厚偏差が見られる。一方西部太平洋や海洋性大陸上には OLR の正偏差が見られ, 赤道上では太平洋で東風の偏差, インド洋で西風の偏差が卓越しており一般によく知られている赤道東西循環が弱まっていることがわかる。すなわち, El Niño のような応答がみられる。また, 熱帯太平洋西部の OLR 正偏差は赤道上だけでなく南北に広域に広がっており, 両半球の  $30^{\circ}$  付近に低気圧性循環を形成に寄与していると考えられる。モンスーンの強い年 (図 10 b) に関しては, 赤道上の太平洋では西風の偏差, インド洋では東風の偏差と熱帯東西循環が強まっており, 中部・東部熱帯太平洋の OLR の負の偏差に対応して, 北半球側が若干強いものの両半球に低気圧性循環が見られる。一方ユーラシア大陸南部には, 正の層厚偏差が東西方向に広がっている。同様に ECMWF のデータを用いて作成した合成図が図 11 a, b である。全体的な対流活動の偏差に伴う循環場, 層厚は NCEP と同様である。ただし, モンスーンが弱い年における中部・東部熱帯太平洋での赤道を挟んだ双極子構造に注目すると, ECMWF の方が NCEP と比較して南北



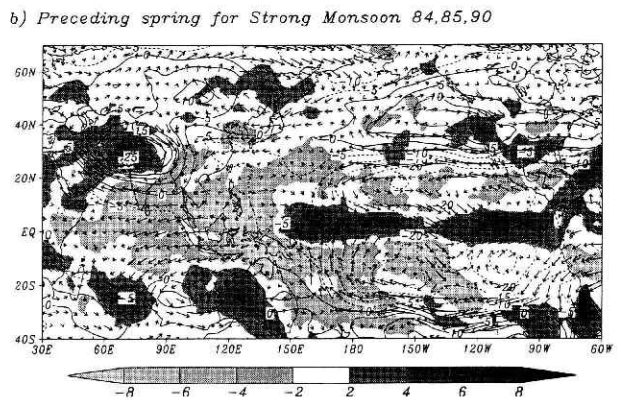
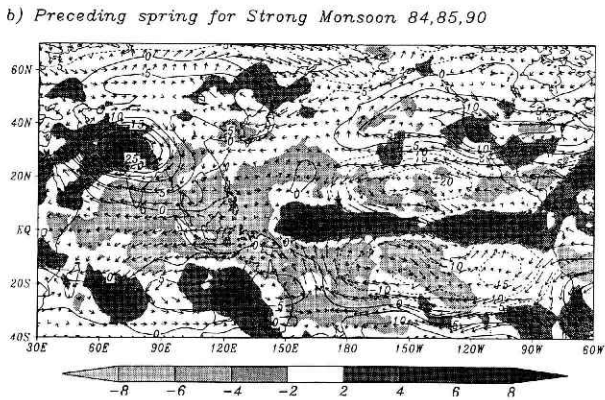
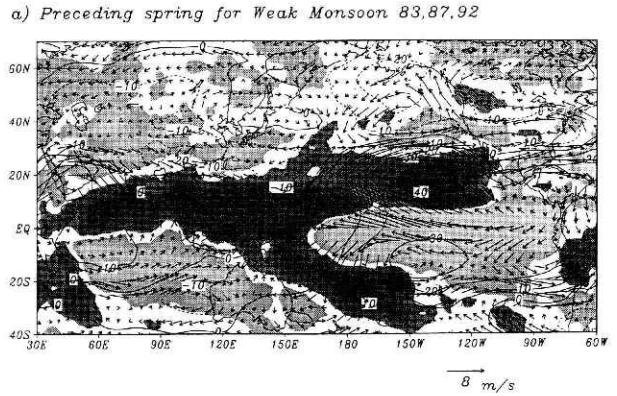
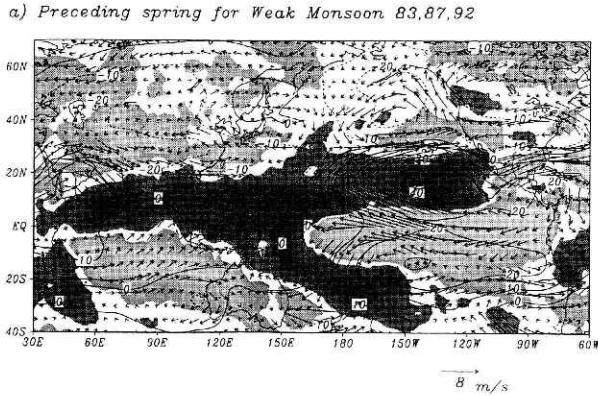


図12 モンスーンに先行する春季における合成図要素などは図10と同じ

図13 図12と同様、ただしデータはECMWF  
Fig. 13 Same as in Fig. 12 but for ECMWF data.

Fig. 12 Same as in Fig. 10 but for the preceding spring's monsoons.

対称性が強い。層厚の差では、モンスーンが強かった年に関して ECMWF の方にだけインド洋上に負の偏差が出ていることが特徴的である。

次に、それぞれ強弱のモンスーンに先立つ春季の偏差場について図 10, 11 と同様な合成偏差図を作成した。NCEP のデータを用いた合成図 (図 12 a) を見てみると、弱いモンスーンに先立つ春季では、中部・東部熱帯太平洋では冬季と同様に赤道を挟んで対称な高気圧性循環が顕著で、西部太平洋に向かって東風偏差が見られる。一方、ユーラシア大陸南部には冬季には東方に位置していた負の層厚偏差及び低気圧性循環が強化され、インド洋北部を中心に西風偏差が卓越している。またモンスーンが強かった年 (図 12 b) に関しては、熱帯太平洋・インド洋域では基本的に偏差の符号が反転した分布を示している。ユーラシア大陸南部で東西方向に伸びていた層厚の正偏差の領域は、チベット高原の西に局在化し、偏差の値も大きく高気圧性循環も強くなっている。ユーラシア大陸南部のこのような層厚、循環場の偏差は、モンスーンが強いの年についても弱い年についても、その領域の OLR 偏差とよく対応しているのは興味深い。

同様に ECMWF のデータを用いて作成した合成図が図 13 a, b である。モンスーンが弱かった年では NCEP では顕著に見られていたユーラシア大陸南部の負の層厚

偏差が、チベット高原の東側に位置し、同様にインド洋での層厚の正偏差は東に広がっている。それに伴いアラビア海上の風の偏差は ECMWF の方が強くなっている。熱帯太平洋の対流活動偏差に対する大気への応答にはさほどの違いは見受けられなかった。モンスーンが強いの年に関してはチベット高原西方の層厚の正偏差、熱帯太平洋の赤道対称偏差ともによく一致した。

さらにモンスーン季の偏差場について図 10, 11 と同様にモンスーンの強弱のカテゴリー別に見る。図 14 a は NCEP のデータを用いて作成されたモンスーン季の層厚、200 hPa の風、OLR の偏差の合成図である。日本の北からチベットまで広範囲で負の層厚偏差が見られ、逆にインド洋ではベンガル湾の南を中心に正の層厚偏差がみられる。それに伴いユーラシア大陸南部からインド洋までの広域で西風偏差が卓越し、モンスーンの弱化を示している。また、北米大陸上にも負の層厚偏差と低気圧性循環が見られる。一方、オーストラリア大陸上にも、負の層厚偏差と低気圧性循環が見られる。モンスーンが強かった年 (図 14 b) はチベット高原北西の中央アジア域に強い層厚の正偏差と高気圧性循環がみられる。それに伴いインド洋では東風偏差が卓越し、モンスーンの強化を示している。オーストラリアの西側にも層厚の正偏差と高気圧性循環がみられる。北半球側は北米沖などで、比較的小規模での循環偏差がみられる。日本付近にも顕著な正の層厚偏差がみられている。同様に ECMWF の

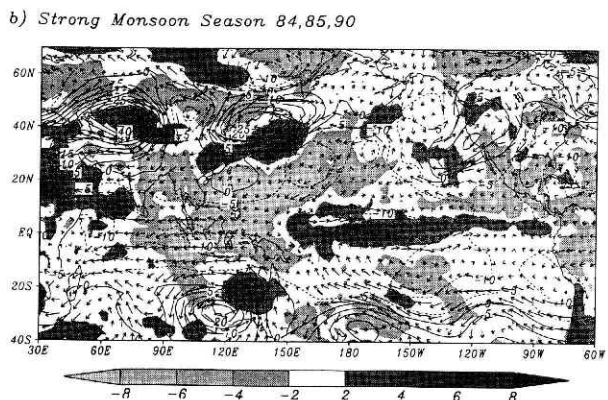
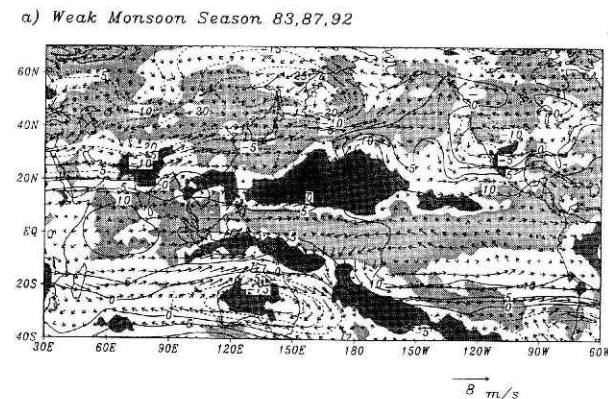


図14 モンスーン季における合成図  
要素などは図10と同じ

Fig. 14 Same as in Fig. 10 but for the monsoon season.

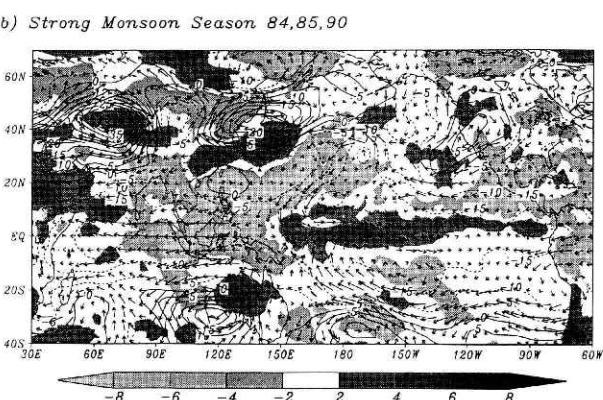
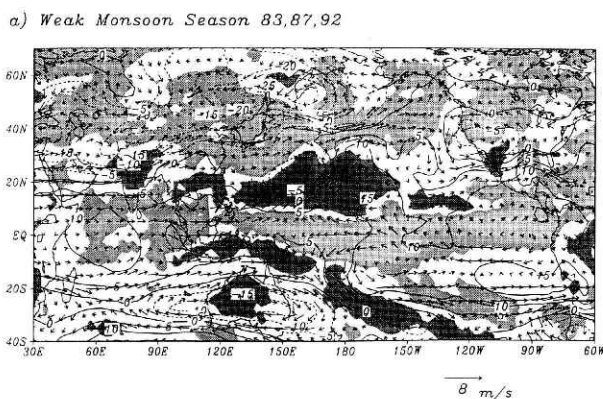


図15 図14と同様、ただしデータはECMWF  
Fig. 15 Same as in Fig. 14 but for ECMWF data.

データを用いて作成した合成偏差図(図15 a, b)を比較する。ユーラシア大陸からインド洋にかけての層厚や循環場の偏差に関してはモンスーンが強い年でも弱い年でも、ほぼ一致している。一方で中部熱帯太平洋の収束偏差域への南北風の違いはやはりみられ、ECMWFの方が偏差場に関しても南北風成分を強く表現していると考えられる。ペルー沖やカリフォルニア沖の東風偏差などもECMWFの方が強い傾向がある。

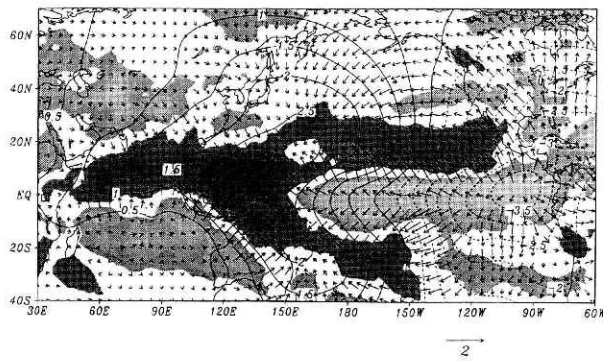
これまでモンスーンインデックスに基づいたモンスーン強弱の典型年に注目して再解析データの比較を行った。モンスーン強弱の前兆現象はモンスーン開始に先立つ春季や冬季の循環場に明瞭にみられ、ENSO現象と密接に関連していることが理解できる。ただ、モンスーンとENSOのカップリングのメカニズムを調べるために、限られた観測期間内でモンスーン強弱の指標だけを考慮すると、必然的にENSOシグナルと無関係の年々変動成分もコンポジットに含まれてしまい、カップリングを調べるには必ずしも適当ではない危惧がある。もし、Palmer and Anderson (1994) が指摘しているように、モンスーンの年々変動に対する内部力学の変動の寄与が大きいとすればなおさら注意が必要である。そこで、Kawamura (1998) で定義された弱モンスーン/エルニーニョ年(1979, 1983, 1987, 1991, 1992, 1993年)と強

モンスーン/ラニーニャ年(1981, 1984, 1985, 1988, 1989, 1990年)という別の角度から調べてみる。春季の200 hPa面の速度ポテンシャル、発散風偏差とOLR偏差のカテゴリー別のコンポジットをNCEP, ECMWFについてそれぞれ図16, 17に示した。OLR偏差分布は図12, 13と比較して基本的な違いはみられない。中部・東部熱帯太平洋と西部熱帯太平洋・インド洋域のOLR偏差は両カテゴリーでほぼ反転する。それに対応する速度ポテンシャル偏差は熱帯東西循環の強弱を説明している。熱帯域のOLR偏差と速度ポテンシャル及び発散風偏差との対応はECMWFデータの方が良く、これは冬季や夏季の合成偏差図においても当てはまる(図略)。定量的な議論の余地があるが、既に3.3節で述べたように、NCEPと比較してECMWFデータの対流圏上層の発散風のが現実に近いと考えられる。チベット高原西方の中央アジア域で、やはり図12, 13と同様に顕著なOLR偏差がみられる。OLRの負(正)偏差域とほぼ一致して、周辺地域と比較して相対的に弱い発散(収束)偏差が両データ共にみられ、降水活動の強弱を反映していることが示唆される。

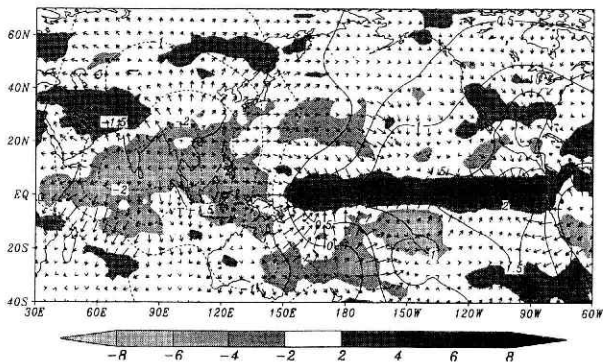
### 5 おわりに

異なる2つの再解析データ、NCEPとECMWFのデータを用いることにより、ENSO/モンスーン循環の平均場、経年変動場について比較した結果を以下にまとめ

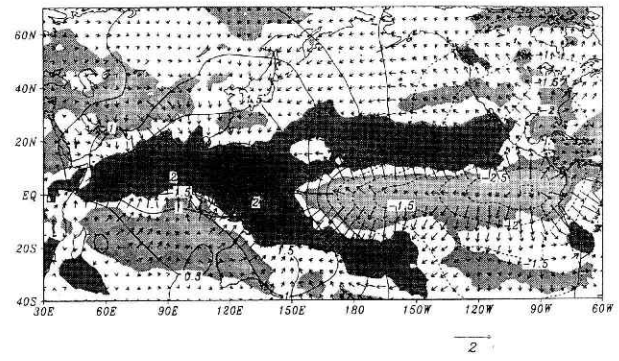
a) Preceding spring for Weak Monsoon 79,83,87,91,92,93



b) Preceding spring for Strong Monsoon 81,84,85,88,89,90



a) Preceding spring for Weak Monsoon 79,83,87,91,92,93



b) Preceding spring for Strong Monsoon 81,84,85,88,89,90

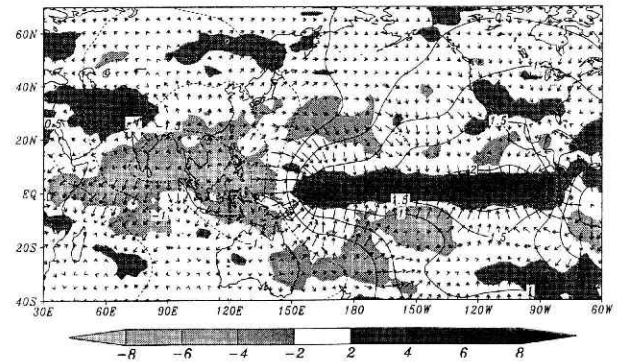


図16 モンスーンに先行する春季における、速度ポテンシャルと発散風の偏差  
陰影部は OLR の偏差。等値線間隔は  $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。

図17 図16と同様、ただしデータは ECMWF。  
Fig. 17 Same as in Fig. 16 but for ECMWF data.

Fig. 16 a) Composite patterns of velocity potential, divergent winds and OLR anomalies in the preceding spring for a weak monsoon year using NCEP data. The contour interval is  $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$  b) Same as a) but for a strong monsoon year.

3. モンスーン強弱のインデックスについて鉛直シアとモンスーン領域の層厚の南北差で定義をしたが、1993年という例外を除けば両データセットで同じ経年変動が見られ、インデックス同士の関係も明瞭であった。そのインデックスを用い、モンスーンの強弱に対して先行する冬季、春季、そしてモンスーン季における合成図解析をおこなった結果、両データセット共に対流活動の偏差と一致した循環場や層厚の偏差がみられた。
4. 熱帯域の OLR 偏差と対流圏上層の速度ポテンシャル及び発散風偏差との対応を調べると、定量的な議論の余地はあるが、NCEPと比較して ECMWF データの対流圏上層の発散風の方が現実に近いと思われる。

る。

1. 北半球冬季・夏季の季節平均循環場について両データを比較すると、熱帯域を中心に対流圏下層、上層に顕著な差が生じている。冬季では太平洋の赤道を挟んで速度ポテンシャルの違いが顕著であり、非断熱加熱の分布と強さの違いにより、熱帯域の南北風成分や局所ハドレー循環に影響を与えていると考えられる。夏季の熱帯太平洋域における対流圏上層の速度ポテンシャル分布は冬季とは違い、むしろ東西で異なる差異がみられた。特に東部熱帯太平洋域で差が顕著で、両者間の非断熱加熱分布の違いが反映されていると考えられる。両季節を通じて、インド洋上でも顕著な差がみられた。
2. 典型的な El Niño 期間については、両データセット共に熱帯対流活動の偏差に対する典型的な熱帯大気の応答がみられたが、振幅の大きい領域でデータ間の差も大きく、発散偏差域が少なからず異なっていることがわかった。

このような差異が生じる主な原因の一つとして、全球予報モデルの系統的誤差、特に積雲対流パラメタリゼーションに依存したモデル降水量の分布の違いが、非断熱加熱分布の違いをもたらしていることが考えられる。非断熱加熱の分布と強さの違いは、対流圏上層の発散風や局所ハドレー循環に影響を与えると考えられる。特に東部熱帯太平洋やインド洋など、モデルに組み込むべきデータが少ない領域において、再解析データを作る際に用いられたモデルの特性が、両データ間の非断熱加熱分布の違いを生じさせているものと思われる。しかしながら、他の様々な要因も影響しており、これらの差異に対する

他の様々な要因も影響しており、これらの差異に対する明確な答えはまだ見つかっていない。

解析的研究や GCM 実験の検証用としてモンスーン循環の大規模場を調べる上では、二つの再解析データ共に極端な優劣はないが、たとえば熱帯東西循環の強弱を調べるために、対流圏上層の速度ポテンシャルなどの2次的に計算される物理量を用いる際には両データセットの特性を十分に考慮に入れておく必要があると考えられる。

#### 参考文献

- 1) Bjerknes, J. (1966): A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus.*, **18**, 820-829.
- 2) Ju, J. and J. M. Slingo (1995): The Asian summer monsoon and ENSO. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 1133-1168.
- 3) Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne and Dennis Joseph (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- 4) Kawamura, R. (1998): A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, itdefault in press.
- 5) Meehl, G. A. (1997): The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation. itdefault J.

Climate, **10**, 1921-1943.

- 6) Palmer, T. N. and D. L. T. Anderson (1994): The prospects for seasonal forecasting - A review paper. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 755-793.
- 7) Philander, S. G. H., T. Yamagata and R. C. Pacanowski (1984): Unstable air-sea interaction in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604-613.
- 8) 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.
- 9) Schopf, P. S. and M. J. Suarez (1988): Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 549-566.
- 10) Shen, X.-S., M. Kimoto and A. Sumi (1998): Role of land surface processes associated with interannual variability of broad-scale Asian summer monsoon as simulated by the CCSR/NIES AGCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 217-236.
- 11) Webster, P. J. and S. Yang (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-928.
- 12) Yang, S. and K.-M. Lau (1998): Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon. *J. Climate*, itdefault in press.
- 13) Yasunari, T. and Y. Seki (1992): Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 177-189.

(原稿受理: 1999年2月11日)

#### 要旨

モンスーン循環と ENSO 現象に注目して、二種類の全球再解析データ (ECMWF 及び NCEP/NCAR) の相互比較を行った。モンスーン強弱年を分類するために、東西風の鉛直シアーと対流圏上層の層厚の南北傾度に基づいたモンスーンインデックスを用いた。

北半球冬季・夏季の季節平均循環場について両データを比較すると、熱帯域を中心に対流圏下層、上層共に顕著な差が生じている。特に冬季では熱帯太平洋上の南北風成分や局所ハドレー循環に差異がみられ、夏季では東部熱帯太平洋域で差が顕著で、両者間の非断熱加熱分布の違いが反映されていると思われる。モンスーンの強弱年について合成図解析を行った結果、両データセット共に対流活動の偏差と一致した循環場や層厚の偏差がみられた。

しかしながら、熱帯域の OLR 偏差と対流圏上層の速度ポテンシャル及び発散風偏差との対応に関しては、定量的な議論の余地はあるが、NCEP と比較して ECMWF データの対流圏上層の発散風の方が OLR との対応が良いと思われる。

モンスーン循環の大規模場などを調べる際には、二つの再解析データ共に極端な優劣はないが、たとえば熱帯東西循環の強弱を調べるために、対流圏上層の速度ポテンシャルなどの積分値を用いる際には注意を要する。

キーワード: モンスーン循環, ENSO システム, 再解析データ, 対流活動