

日本の梅雨期における降水量の年々変動と東アジアの 500 mb 循環場

寺尾 徹・村松 久史・井上 治郎

YEAR-TO-YEAR VARIATION OF BAIU PRECIPITATION OVER JAPAN AND 500 mb LARGE-SCALE CIRCULATIONS OVER EAST ASIA.

By Toru TERAU and Hisafumi MURAMATSU and Jiro INOUE

Synopsis

In order to study relations between Baiu precipitation over Japan and large-scale circulations over East Asia, EOF (Empirical Orthogonal Function) and REOF (Varimax-Rotated EOF) analyses are applied to monthly total precipitation in June and July for a 40-year period between 1948 and 1987, and correlations between monthly mean height anomaly field and EOF and REOF components are examined.

From EOF and REOF analysis, indexes of variations of Baiu precipitation are obtained; 1st components of EOF which are assumed to represent intensity of Baiu front around Japan, REOF components which represent variations of precipitation in objectively divided regions, and so on.

From comparison between the height field and EOF and REOF components, it is shown that, in June, the intensity of Baiu precipitation is positively correlated with the height anomaly in the northern periphery of the Pacific subtropical anticyclone, and that, to the contrary, in July, it is highly correlated with middle-latitude circulations (ex. Baiu ridge or Baiu trough) instead of subtropical circulations.

1 は じ め に

梅雨前線を取りまく循環系、特にその南側と北側の循環系の変動が梅雨の活動にどのような影響を与えるのか、また、梅雨前線と東アジアの循環系の関係が時期によってどのように変化するかを明らかにすることは重要である。また、梅雨は年によってその特徴も異なり、その年々変動を記述することも必要である。特に梅雨期の日本の降水量は、梅雨前線の活動を評価する重要な指標であり、梅雨期の日本の降水量の空間的な分布について、年々変動を含めて日本付近の循環場との関係で系統的に解析することが求められている。

Ninomiya and Mizuno (1987)¹⁾は、日本各地の月雨量と、気温の月平均値・月日照時間に対しての EOF (Empirical Orthogonal Function) 解析を行って、主としてその第1主成分に対して日本付近の循環場との関係を議論した。その結果、梅雨トラフ・リッジなど中緯度の循環系、太平洋高気圧縁辺の状況が、それぞれ独立に変化して日本の雨量を変動させていることを示した。ただしこの研究では、6、7月それぞれについての雨量と循環場の関係についての考察はなされておらず、梅雨の時期による違いについては示されていない。また、考察は主に EOF 第1主成分を対象にしており、雨量の地域的な変動をもたらす循環系の特徴については述べられていない。

一方、Yoshino and Murata(1988)²⁾は日本の梅雨期の雨量に対する回転 EOF 解析を行い、それをも

とに日本の雨量変動を代表する観測点を見だし、過去の古い資料から日本の各年の雨量を推定している。回転 EOF を用いた結果、EOF 主成分とはまったく異なる、客観的に区分された地域毎の雨量変動を示す鮮明な主成分がえられている。そして、更に中国大陆の各地の雨量との関連を取っている。ただし、この研究では、循環場との関係を直接気象学的に考察することはしていない。

梅雨前線に影響を与える大規模な循環系の特徴については、事例解析を中心に、これまでも多くの研究がなされてきた。

最近では、Ninomiya and Muraki(1986)³⁾は、10日平均場に基づいて、1979年の梅雨期の東アジアの大規模場の変動を、特に中高緯度側の変動に注意して記述し、さらに、Ninomiya(1989)⁴⁾は、同じ期間についての雲分布の特徴を詳しく調べ、梅雨期の大規模場の特徴のいくつかを明らかにした。これらの研究から、梅雨初期から、ベーリング海低気圧から中国大陆へと梅雨トラフが、チベット高原から北へ梅雨リッジが伸びていること。梅雨前線は太平洋高気圧の北西縁辺にあり、太平洋高気圧の縁辺の西南西風系と中緯度の偏西風の合流・収束域にあたることなどが示された。また、大規模場の変動に伴う傾圧性や大気安定度の変化につれて、時期によって日本付近の梅雨前線帯の様子が変化していることが示された。

二宮と秋山(1990)⁵⁾は、梅雨末期の梅雨前線帯と中緯度擾乱の関連について考察し、梅雨リッジの南回りの cut-off low が、梅雨前線を活発化させている例を示した。Akiyama(1989, 1990a, b)⁶⁾⁷⁾⁸⁾は、1982年7月の梅雨前線帯の擾乱と中高緯度側の擾乱との関係を詳しく調べ、梅雨前線帯の活動の状況の変化と中高緯度の循環系の変動が強く関連していることを示した。

我々は、日本の梅雨期の6、7月の月雨量を、それぞれ梅雨の前半期(6月)と後半期(7月)の梅雨の特徴として考え、その年々変動と、東アジアの循環場の基本的な特徴を示すと考えられる東アジアの500 mb 月平均高度場とを比較することによって、日本の梅雨を特徴づける大規模場の変動を考察する。特に、事例解析でえられた結果にも注意しながら、梅雨前線帯の南側と北側のシステムの梅雨に与える影響の違いと、その季節差(梅雨前半/後半)に重点をおいて考察する。また、雨量の解析にあたっては EOF 解析に加えてバリマックス回転 EOF (Varimax-Rotated EOF) 解析も用い、いっそう詳しい雨量変動の記述を試みる。

2 データについて

雨量については各気象官署の6、7月の雨量40年分(1948-87)を用いた。ただし、40年間6、7月それぞれについて欠測のない気象官署のデータのみを用いた。

500 mb 高度場については、NMC の 47×51 otagonal-grid 北半球 Twicedaily データから、 $80-180^\circ$ E, $20-80^\circ$ N の $5^\circ \times 5^\circ$ グリッドの6、7月の月平均高度場22年分(1963-84)を作成した。そして、6、7月について22年間平均月平均高度を求め、月平均高度偏差データ22年分を作成し、これらを解析に用いた。

3 月雨量の EOF 解析

我々は、日本の梅雨の年々変動を記述するために、各気象官署の月雨量データに対して、EOF 解析とバリマックス回転 EOF 解析を行った。

3.1 EOFと回転EOF

回転 EOF 解析は、降水量変動や高度場のパターン分析に広く用いられている統計的方法である。例えば Horel(1981)⁹⁾は、北半球の月平均500 mb 高度偏差に対して回転 EOF 解析を行い、北半球にあらわれ

るテレコネクションパターンを得ている。

通常の EOF 解析は、観測値ベクトルの時系列を

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{P} &= {}^T(\mathbf{p}_1, \mathbf{p}_2, \dots, \mathbf{p}_t) \\ \mathbf{p}_l &= (p_{l1}, p_{l2}, \dots, p_{ln}) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

で表すとき、その変動を、少数の主成分ベクトルによって次のように表す手法である。

$$\begin{aligned} \mathbf{P} &= \mathbf{M} + \mathbf{A}\mathbf{Q} \\ &= \mathbf{M} + \mathbf{A}\mathbf{Q} + \mathbf{D}' \end{aligned} \dots\dots\dots (2)$$

但し、

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{A} &= (\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2, \dots, \mathbf{a}_{m'}) \\ \mathbf{Q} &= {}^T(\mathbf{q}_1, \mathbf{q}_2, \dots, \mathbf{q}_{m'}) \\ \mathbf{A} &= (\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2, \dots, \mathbf{a}_m) \\ \mathbf{Q} &= {}^T(\mathbf{q}_1, \mathbf{q}_2, \dots, \mathbf{q}_m) \\ \mathbf{M} &= {}^T(\mathbf{m}, \mathbf{m}, \dots, \mathbf{m}) \\ \mathbf{a}_j &= {}^T(a_{j1}, a_{j2}, \dots, a_{jn}) \\ \mathbf{q}_j &= (q_{j1}, q_{j2}, \dots, q_{jn}) \\ \mathbf{m} &= (m_1, m_2, \dots, m_n) \\ | \mathbf{a}_j | &= n\sigma(p_{lk}), \quad | \mathbf{q}_j | = \sqrt{\lambda_j}, \quad | q_{jk} | \leq 1 \\ m_k &= \overline{p_{lk}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 n は観測点の数、 k は観測点番号、 t は観測回数である。また、 m' はえられる主成分の個数、 m は採用する主成分の数 ($m \leq m' = \min(n, t) - 1$)、 j は主成分番号である。 p_{lk} は、 l 回目、観測点 k の観測値を示す。ベクトルまたは行列の左肩の T は、転置を示す。 $\mathbf{q}_j$ を EOF 第 j 主成分ベクトルとよび、 $\mathbf{a}_j$ を、EOF 第 j 主成分ベクトルの時間係数とよぶ。 λ_j は、EOF 第 j 主成分ベクトルが代表する変動の分散を表わし、 $\lambda_j > \lambda_{j+1}$ と定義する。 $\sigma(p_{lk})$ は、すべての l, k についての観測値の標準偏差を表す。 $\mathbf{M}$ は、 $\mathbf{P}$ の $t = 1, 2, \dots, t$ の各点の平均値を表す行列である。また、 $\overline{p_{lk}}$ は、地点 k の観測値時系列の平均値を表す。 $\mathbf{D}'$ は、残差を表す行列である。今後、簡単のため、 $\mathbf{M} + \mathbf{D}' = \mathbf{D}$ と書く。 λ_j と $\mathbf{a}_j, \mathbf{q}_j$ は、 $\mathbf{P}$ の分散共分散行列 (covariance matrix) に対する固有値・固有ベクトルを求めることによってえられる。

回転 EOF 主成分は、EOF 主成分をもとめたあと、(2) 式に対して、次のような変形を施すことによってえられる。

$$\begin{aligned} \mathbf{P} &= \mathbf{A}\mathbf{R}^{-1}\mathbf{R}\mathbf{Q} + \mathbf{D} \\ &= (\mathbf{A}\mathbf{R}^{-1})(\mathbf{R}\mathbf{Q}) + \mathbf{D} \\ &= \mathbf{A}^*\mathbf{Q} + \mathbf{D} \end{aligned} \dots\dots\dots (4)$$

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{A}^* &= (*\mathbf{a}_1, * \mathbf{a}_2, \dots, * \mathbf{a}_m) \\ \mathbf{Q} &= {}^T(*\mathbf{q}_1, * \mathbf{q}_2, \dots, * \mathbf{q}_m) \\ * \mathbf{a}_j &= {}^T(*a_{j1}, * a_{j2}, \dots, * a_{jn}) \\ * \mathbf{q}_j &= (*q_{j1}, * q_{j2}, \dots, * q_{jn}) \\ | * \mathbf{a}_j | &= n\sigma(p_{lk}), \quad | * \mathbf{q}_j | = \sqrt{\lambda_j}, \quad | * q_{jk} | \leq 1 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 $\mathbf{R}$ は回転行列である。我々が行ったバリマックス回転 EOF では、回転後の行列 ($\mathbf{R}\mathbf{Q} = \mathbf{Q}^*$) の要素の自乗の分散ができるだけ大きくなるように回転行列 $\mathbf{R}$ を決定することによって、主成分ベクトル $*\mathbf{q}_j$ を決定する。このとき、各回転 EOF 主成分ベクトル $*\mathbf{q}_j$ の要素の絶対値は、0 か、または 1 に近づく。ここで、 $\mathbf{q}_j$ は直交しているが、その絶対値が互いに異なるため $*\mathbf{q}_j$ は直交しない。回転 EOF 第 j 主成分の時間係数は、 $*\mathbf{a}_j$ である。この $*\mathbf{a}_j$ は、 $\mathbf{a}_j$ と同様互いに直交している。このことは、各回転 EOF 主成分ベ

クトルは、それぞれ時間的には無相関に変化していることを示している。

また、EOF/回転 EOF 主成分に対しては、つぎのように寄与率 ε_j が定義できる。

$$\varepsilon_j = \frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^m \lambda_j} \dots\dots\dots (6)$$

回転 EOF の利点については、いくつか指摘されている (Horel(1981)⁹⁾など参照)。まず、回転 EOF ベクトルはそのパターンが鮮明であり、考察にあたっては有利である。例えば日本の月雨量の場合についてえられる回転 EOF 主成分ベクトルは、共通な雨量変動を見せる地域に区分されたようなわかりやすいパターンがえられると考えられる。これに関連して、回転 EOF ベクトルはその空間関数の直交性を満たす必要がないことも重要な特徴のひとつである。EOF 解析の場合、その定義から必然的に、各 EOF ベクトルは直交している。しかし、時間的に無相関に現れる複数の重要な変動成分が、空間的に直交している必然性はなく、EOF 解析で前提としている空間的に直交するモデルが適当であるとはかぎらない。むしろ空間的な直交性という束縛条件を持たない回転 EOF の方が有利である場合もあるといえる。

また、回転 EOF ベクトルは与えるデータの変化に対して安定 (robust) であることも利点のひとつである。例えば Barnston and Livezey(1987)¹⁰⁾は、35 年間のデータを用いて北半球の月平均 700 mb 高度偏差に対して回転 EOF 解析を適用し、さらに、35 年間のデータから無作為に 5 年間のデータを抜き去った上で同じ解析を行ってえられる (回転) EOF 主成分ベクトルと、35 年間のデータのすべてを用いてえられた (回転) EOF 主成分ベクトルとの相関を調べ、通常の EOF ベクトルにくらべて回転 EOF ベクトルの方がこのような操作に対して相対的に安定であることを示した。

ところで、月雨量をあつかう場合、サンプリングエラーがたいへん大きいため、その見積りが重要になる。雨量の日々の変動がきわめて不規則で、しかも大きいため、月雨量は、観測期間の選び方のわずかな違いによって大きく変動する。この期間の選び方の違いは、月単位のタイムスケールの現象にとって意味を持たない。従って、月雨量を月単位のタイムスケールの現象のメジャーとして用いる際には、不可避免的な値の任意性 (ゆらぎ) が生じることになる。この点で、回転 EOF が、データの変動に対して比較的安定であることは有利な特徴である可能性がある。

我々が日本各地の月雨量に対して回転 EOF 解析も行った理由は、梅雨期における大規模な循環場の変動が、地形の影響も受けて比較的小さな領域の雨量変動に現れる可能性があるために、回転 EOF の有効性が高まると考えられること。さらに、回転 EOF 主成分が安定であることから、比較的大きな雨量のサンプリングエラーの影響を受けにくい可能性があると考えられることによる。

EOF 解析に加えて回転 EOF 解析を行うことによって、より詳しい雨量変動の記述を試みる。

3.2 雨量データの正規化と主成分の数の決定

EOF 解析は、各観測点でのデータの時系列が正規分布をしているとしたとき、大きな妥当性をもつ。ところが、Fig. 1 にあるように、月雨量データは実際には正規分布から大きくかけ離れた分布を示す。そこで、月雨量データを、その順序をそこなわずに正規分布に近い分布をしたデータに変形するために、次のような変換を行った。

$$p'_{ik} = \sqrt[3]{D_{ik}} \dots\dots\dots (7)$$

正規化 (平均 0 標準偏差 1 に変換) した生の観測値、(7)式の変換値によってえられる値の正規化した確率関数は、Fig. 1 に示したとおりになった。(7)式の変換によって、データ分布が正規分布に近づいていることがわかる。さらに、このまま p'_{ik} を用いると、雨量の大きな地域の雨量変動が結果に強く影響するので、今回の解析では、雨量の少ない地域での雨量の年々変動も雨量の大きな地域と同様に結果に反映させるために、各観測点の月雨量を、以下のように平均値 0、標準偏差 1 に正規化した。

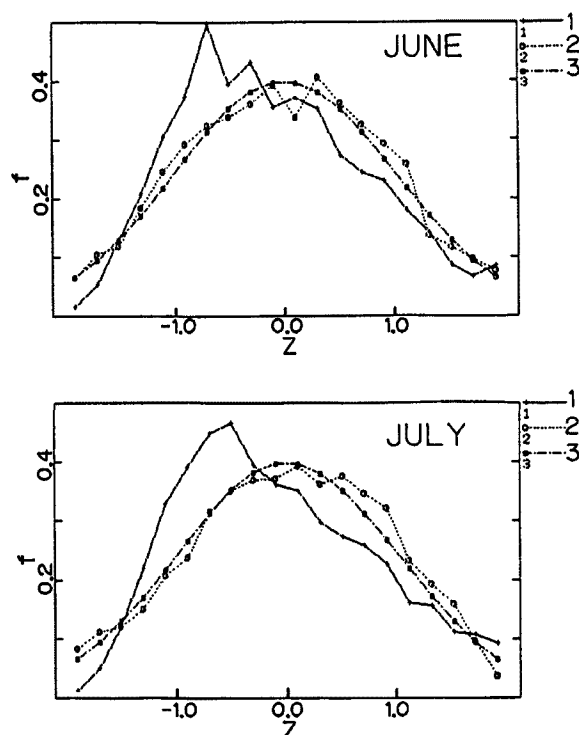


Fig. 1. Probability function of monthly total precipitation data. 1: Original data, 2: Cubic root of data from equation. (7), 3: Normal distribution. f: Value of probability function, z: Normalized data.

$$p''_{lk} = \frac{p'_{lk} - \overline{p'_{lk}}}{\sigma(p'_{lk})} \dots\dots\dots (8)$$

こうしてえられる p''_{lk} を, (1) 式の p_{lk} の値として用いた EOF 解析を行った。

EOF 主成分については, 寄与率が 1 年分のデータ以上 ($\geq 1/40$) あるものを採用した。回転 EOF 主成分は, そうしてえられた EOF 主成分からとめた。

3.3 EOF 主成分の特徴

以下, えられた EOF 主成分の特徴について記す。

(1) 6 月の EOF 主成分

6 月については, 7 つの EOF 主成分がえられた。しかし, その第 5 主成分以下は寄与率も小さく, はっきりしたパターンが見られないので考察の対象としない。

Fig. 2 に, 6 月の EOF 第 1-4 主成分ベクトルを, **Table 1** には, それらの EOF 主成分の寄与率とその特徴を示す。

6 月の EOF 第 1 主成分ベクトルは, 東北以南の日本全域で正の値を持っている (**Fig. 2 (a)**)。寄与率は 30.57% である。日本付近の梅雨の活発さを示しているといえる。EOF 第 1 主成分ベクトルの時間係数が大きい年には 6 月の梅雨は活発であり, 小さい年には梅雨は不活発であると考えてよい。なお, このベクトルパターンから, 6 月における梅雨の影響は, 東北南部以南に及んでいると考えられる。

EOF 第 2 主成分ベクトルは, 関東地方を中心に正の値, 北海道と北九州を中心に負の値が広がっている。

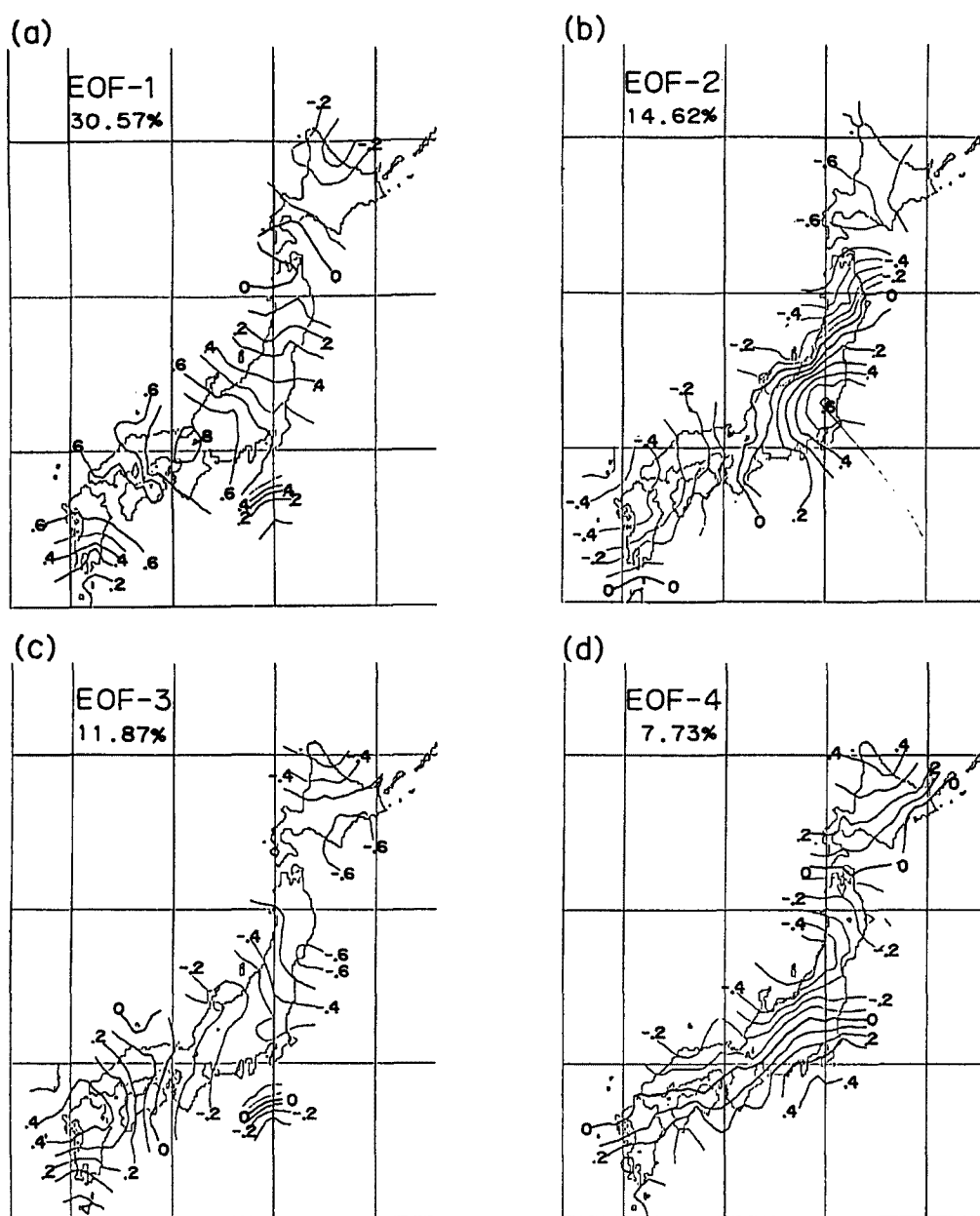


Fig. 2. EOF vector loading patterns (June). Contour interval is 0.1.

Table 1. Contribution rate (C. R.) and feature of EOF components under consideration (June)

EOF. No.	C. R. (%)	FEATURE
EOF-1	30.57	Positive south of Tohoku.
EOF-2	14.62	Negative except for Kanto.
EOF-3	11.87	Negative except for Kitakyusyu.
EOF-4	7.73	Positive except for Hokuriku and Tohoku.

る (Fig. 2 (b))。寄与率は 14.62% である。全国的には少雨 (多雨) 傾向のとき、関東地方でのみ多雨 (少雨) 傾向を示すパターンである。

EOF 第 3 主成分ベクトルは、東北から北海道にかけて負の値、北九州で正の値となっている (Fig. 2 (c))。寄与率は 11.87% である。北日本で多雨 (少雨) 傾向のとき、北九州を中心に南日本では少雨 (多雨) 傾向を示すパターンである。

EOF 第 4 主成分ベクトルは、北陸から東北にかけて負の値、日本南岸と北海道で正の値となっている (Fig. 2 (d))。寄与率は 7.73% である。日本海側で少雨 (多雨) 傾向のとき、太平洋側で多雨 (少雨) 傾向を示すパターンである。

各 EOF 主成分の時間係数の経年変化については今回の報告では考察しない。

(2) 7 月の EOF 主成分

7 月については、8 つの EOF 主成分がえられた。しかし、第 3 主成分以下は寄与率も小さく、はっきりしたパターンが見られないので考察の対象としない、Fig. 3 に、7 月の EOF 第 1, 2 主成分ベクトルを、Table 2 に、それらの EOF 主成分の寄与率とその特徴を示す。

7 月の EOF 第 1 主成分ベクトルは、北海道を含む日本全域で正の値を持っている (Fig. 3 (a))。寄与率は 30.53% である。6 月の EOF 第 1 主成分と同じように、日本付近の梅雨の活発さの度合を示しているといえる。このベクトルパターンから、7 月における梅雨の影響は 6 月よりも拡大しており、東北全域にまで及んでいることがわかる。

EOF 第 2 主成分ベクトルは、北陸以北で正の値、南岸で負の値を示している (Fig. 3 (b))。寄与率は

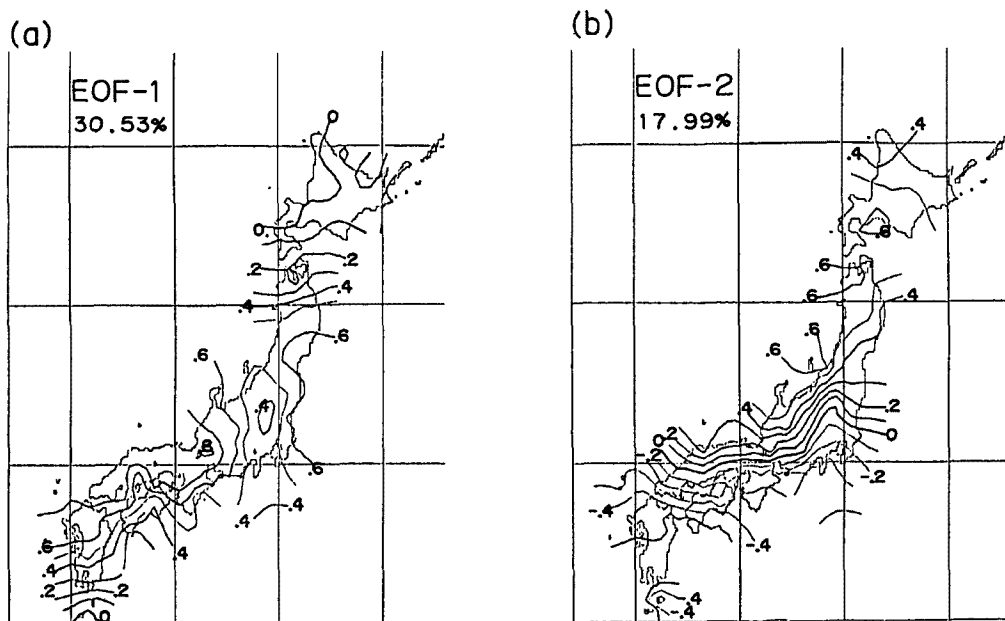


Fig. 3. Same as Fig. 2, except for July.

Table 2. Same as Table 1, except for July

EOF. No	C. R. (%)	FEATURE
EOF-1	30.53	Positive in whole area.
EOF-2	17.99	Positive north of Hokuriku, Negative south coast.

17.99%である。北陸から北日本にかけて多雨（少雨）傾向のとき、南岸で少雨（多雨）傾向を示すパターンである。

3.4 回転EOF主成分の特徴

前節でえられた EOF 主成分に対して回転を施して回転 EOF 主成分をえた。Fig. 4 に、えられた回転 EOF 主成分ベクトルの例（6月の第1主成分）を示す。Fig. 4にあるように、回転 EOF 主成分ベクトルは、その大きな値が比較的小さな領域に現れるようなパターンとしてえられる。以下に各月の回転 EOF 主成分の特徴を示す。

（1）6月の回転 EOF 主成分

7つの主成分がえられた。Fig. 5に回転 EOF 主成分ベクトル値が0.6以上の領域を示す。各主成分は空間的に連続した互いに異なる領域を代表している。Table 3に、6月の回転 EOF 主成分の寄与率とその代表する地域を示す。

Table 3. Contribution rate (C. R.) and feature of REOF components (June)

EOF. No.	C. R. (%)	REGION
REOF-1	13.77	Northern Kyusyu, Cyugoku
REOF-2	13.64	Kanto
REOF-3	11.42	Hokkaido
REOF-4	8.11	Tohoku
REOF-5	10.04	Hokuriku
REOF-6	10.97	Kinki, Tokai
REOF-7	8.50	Southern Kyusyu

（2）7月の回転 EOF 主成分

8つの主成分がえられた。Fig. 6に回転 EOF 主成分ベクトル値が0.6以上の領域を示す。各主成分は空間的に連続した互いに異なる領域を代表している。Table 4に、7月の回転 EOF 主成分の寄与率とその代表する地域を示す。

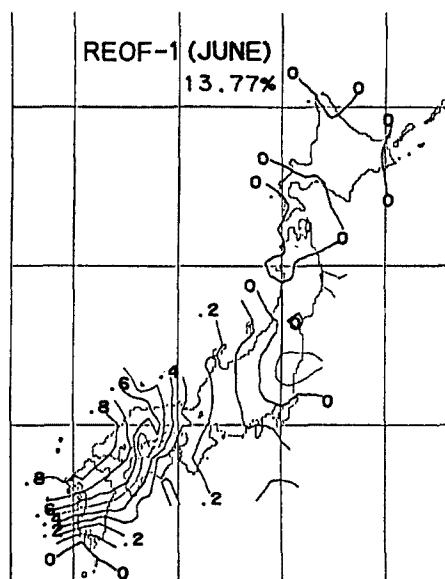


Fig. 4. A sample of REOF vector loading pattern (REOF-1 in June). Contour interval is 0.1.

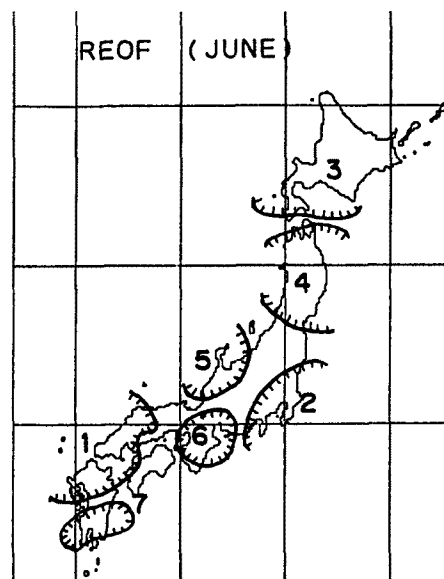


Fig. 5. Areas where the value of REOF vectors exceeds 0.6. (June)

Table 4. Same as Table 3, except for July

EOF. No.	C. R. (%)	REGION
REOF-1	13.62	Kyusyu
REOF-2	10.05	Southern Tohoku
REOF-3	7.70	Hokkaido
REOF-4	8.51	Southern Kanto
REOF-5	9.72	Kinki
REOF-6	7.97	Northern Tohoku
REOF-7	11.27	Hokuriku, San'in
REOF-8	6.34	Northern Kanto

4 日本の月雨量と 500 mb 高度場

前節でえられた EOF・回転 EOF 主成分の時間係数の年々変動と、東アジアの月平均高度偏差場との関連を調べた。

日本の雨量と東アジアの月平均高度場との関係を明らかにするために、前節の Table 1-Table 4 に掲げた各 EOF 主成分に対して、各 EOF 主成分の時間係数についての東アジアの月平均 500 mb 高度場の合成図を作成した。(回転) EOF 第 j 主成分にたいする合成図の各点の値は、 x 軸に (回転) EOF 主成分の時間係数、 y 軸にその点での高度偏差をとったときの回帰直線の傾きを表している。

以下の考察では、EOF 主成分については、**EOF-3**、**REOF-1** などのように書く。有意な相関を持つ主成分を中心に考察を加える。

4.1 6月の日本の雨量と500mb高度場

Fig. 7 に 6 月の 22 年平均高度場を示す。太平洋上には、太平洋高気圧がみられる。二宮と秋山(1990)⁵⁾ などによれば、梅雨期にはベーリング海低気圧から中国大陆にかけて梅雨トラフが、チベット高原からバイカル湖付近をとってさらにオホーツク海の北方へと梅雨リッジが伸びているが、この図にもその傾向がみられる。

(1) 東アジアの循環場と 6 月の EOF 主成分

Fig. 8 に 6 月の EOF 主成分に対する合成図を示す。今節では、以下断わらない限り、EOF 主成分は 6 月のものである。

EOF-1 は、全国的な雨量の変動に対応している。合成図には、日本付近で有意な正の相関を持つ領域がある。ここから、日本付近の正(負)偏差が梅雨の強まり(弱まり)に関連していることがわかる。日本南岸の高度場は太平洋高気圧の強さに関連している。このことから、太平洋高気圧の強化が、梅雨の強化に関連する大規模な変動であることがわかる。つまり、6 月の日本の雨量は特に太平洋高気圧の強化に密接に関連している。一方、梅雨リッジに関連すると考えられる沿海州の北方で負偏差の領域がみられるが、**EOF-1** との相関は有意ではない。梅雨前線の北の中高緯度側には有意な相関は見られず、6 月においては、梅雨トラフや梅雨リッジと日本の梅雨との関連は、太平洋高気圧との関連にくらべても弱いと考えられる。むしろ、沿海州の北方の負相関の領域は、梅雨リッジの強さと日本の梅雨の強さが逆相関を示

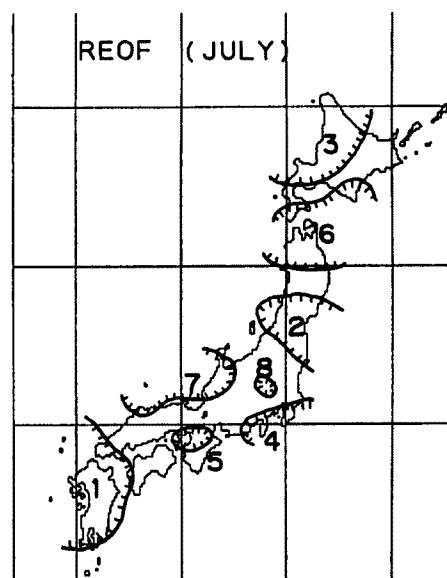


Fig. 6. Areas where the value of REOF vectors exceeds 0.6. (July)

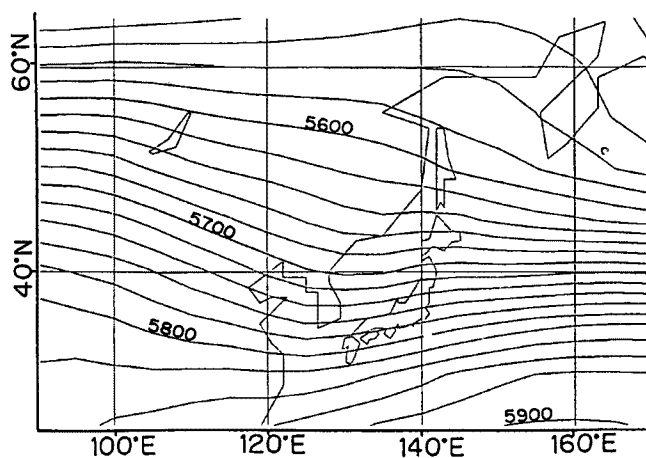


Fig. 7. Mean 500mb geopotential height during 22-year period from 1963 to 1984 (June). Contour interval is 20m.

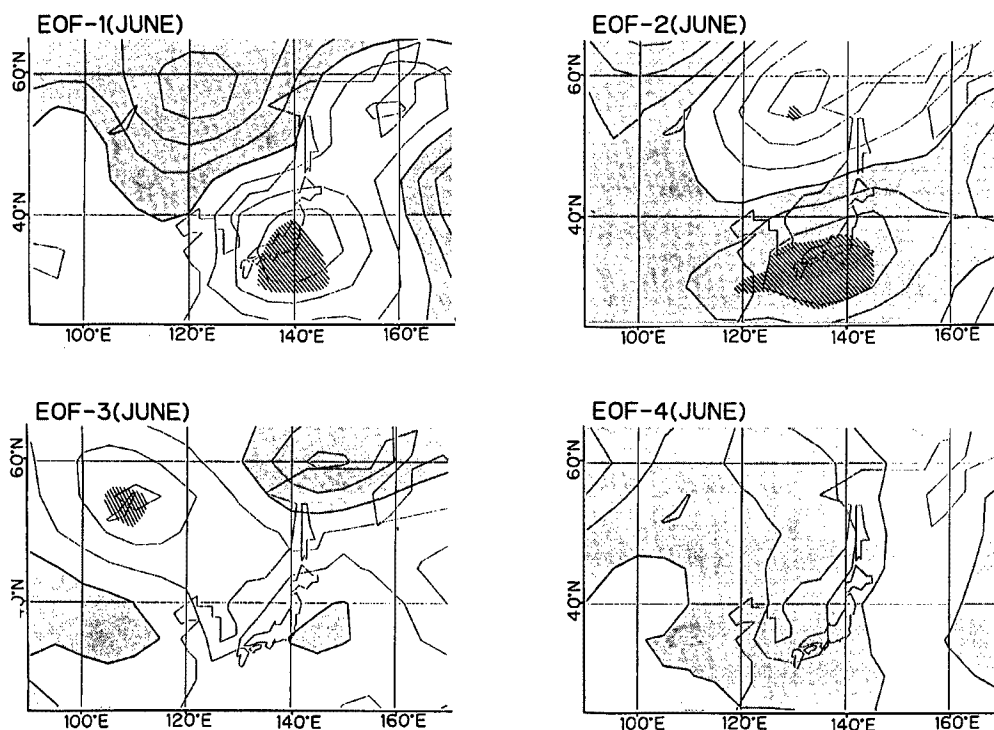


Fig. 8. Distribution of geopotential tendency with time coefficients of EOF components for June, with negative regions shaded. Contour interval is 5m. Areas exceeding 95% local significance are indicated by hatching.

すことを表している。

EOF-2は関東地方で雨量が多いパターンである。このパターンは、関東地方や東北地方の東岸で雨の多い北東気流型と対応しているとみられる。EOF-2の合成図については、日本の南岸付近で有意な負の相関を持ち、沿海州の北に有意な正の相関が見られる。したがって、太平洋高気圧が弱いときに、関東地

方で北東気流型にともなう雨が多い傾向があることがわかる。

次に、**EOF-3** は、北九州の雨量と北東日本の雨量とが反対の符号で変化するものとなっている。主成分ベクトルの時間係数が大きいとき、北九州で雨量が多く、時間係数が小さいとき、北東日本で雨量が多いことになる。**EOF-3** の合成図を見ると、バイカル湖方面に正の有意な相関が見られ、そこから正偏差の領域が南東に伸びている。バイカル湖付近は梅雨期にリッジが発達する地域である。梅雨リッジの発達には、6 月においては、梅雨の西日本での活発化とは正の相関を持つといえる。

EOF-4 の相関図には、有意な相関はみられない。

(2) 東アジアの循環場と 6 月の回転 EOF 主成分

Fig. 9 に 6 月の回転 EOF 主成分に対する合成図を示す。

REOF-1 は、北九州・中国地方の雨量変動を表す主成分である。合成図を見ると、日本の南東沿岸に正の有意な相関がみられる。**EOF-1** と似た傾向を持っている。6 月の北九州・中国地方の雨量には、太平洋高気圧の発達が重要であることを示している。

REOF-2 は、関東地方の雨量変動を表す主成分である。合成図を見ると、バイカル湖周辺で有意な負の相関がみられる。太平洋高気圧の北縁にあたる東シナ海から日本の東方海上にかけても負偏差の領域が広がり、東シナ海・40°N170°E 付近に有意な相関が見られる。また、オホーツク海の北方に有意な正の相関がみられる。6 月の関東地方の雨量は、太平洋高気圧が弱いこと、梅雨リッジが未発達であること、オホーツク海周辺にリッジが発達することによって増加することがわかる。オホーツク海周辺のリッジは、背の高いオホーツク海高気圧に対応していると考えられる。**REOF-2** の合成図は、他の 6 月の合成図とくらべてたいへん特徴的なパターンを示している。このことから、関東地方の雨量は、他の地域とはかなり異なった要因によって左右されていると思われる。

REOF-5 は、北陸地方の雨量変動を示す主成分である。合成図を見ると全体として、有意な相関を示す領域は少ないが、日本のすぐ西側に正偏差の領域が見られ、朝鮮半島付近では有意な相関を持っている。日本の西に偏って太平洋高気圧が張り出すときに、北陸地方で雨量が多くなる傾向があることがわかる。**Fig. 7** にあるように、日本付近の偏西風は、西南西の風となっており、日本の西側で正の偏差を持つということは、偏西風の南風成分が小さくなり、zonal に近くなることを意味する。南風成分が小さくなり、偏西風が日本海側から太平洋側にぬける状況のとき、地形の影響も受けて北陸地方の雨量を増加させる傾向があることを示唆している。

REOF-6 は、近畿・東海地方の雨量変動を示す主成分である。合成図を見ると、太平洋高気圧の縁辺で正の有意な相関を持ち、沿海州の北方で負の有意な相関をもっている。これは **EOF-1** と似た傾向を持つパターンである。太平洋高気圧の発達が 6 月の近畿・東海地方の雨量を増加させる要因である。また、この地方の雨量については、梅雨リッジの発達と、有意な負の相関をもっていることがわかる。

REOF-3, 4, 7 は、それぞれ北海道・東北地方・南九州地方の雨量変動を示す主成分である。しかし、合成図には有意な相関を示す領域は見られない。

4.2 7月の日本の雨量と500mb高度場

Fig. 10 に 7 月の 22 年平均高度場を示す。太平洋高気圧が 6 月にくらべてはるかに強くなり、高度場は zonal に変化している。梅雨トラフや梅雨リッジは、22 年平均場ではほとんどわからなくなっている。

(1) 東アジアの循環場と 7 月の EOF 主成分

Fig. 11 に 7 月の EOF 主成分に対する合成図を示す。以下断わらない限り、EOF 主成分は 7 月のものである。

EOF-1 は、全国的な雨量の変動に対応している。

その合成図では、日本海周辺に有意な負の相関を持つ領域が広がっている。また、日本の南東海上には、有意な正の相関域が見られる。沿海州以北は有意ではないが、正偏差の領域が広がっている。**Fig. 12** は、

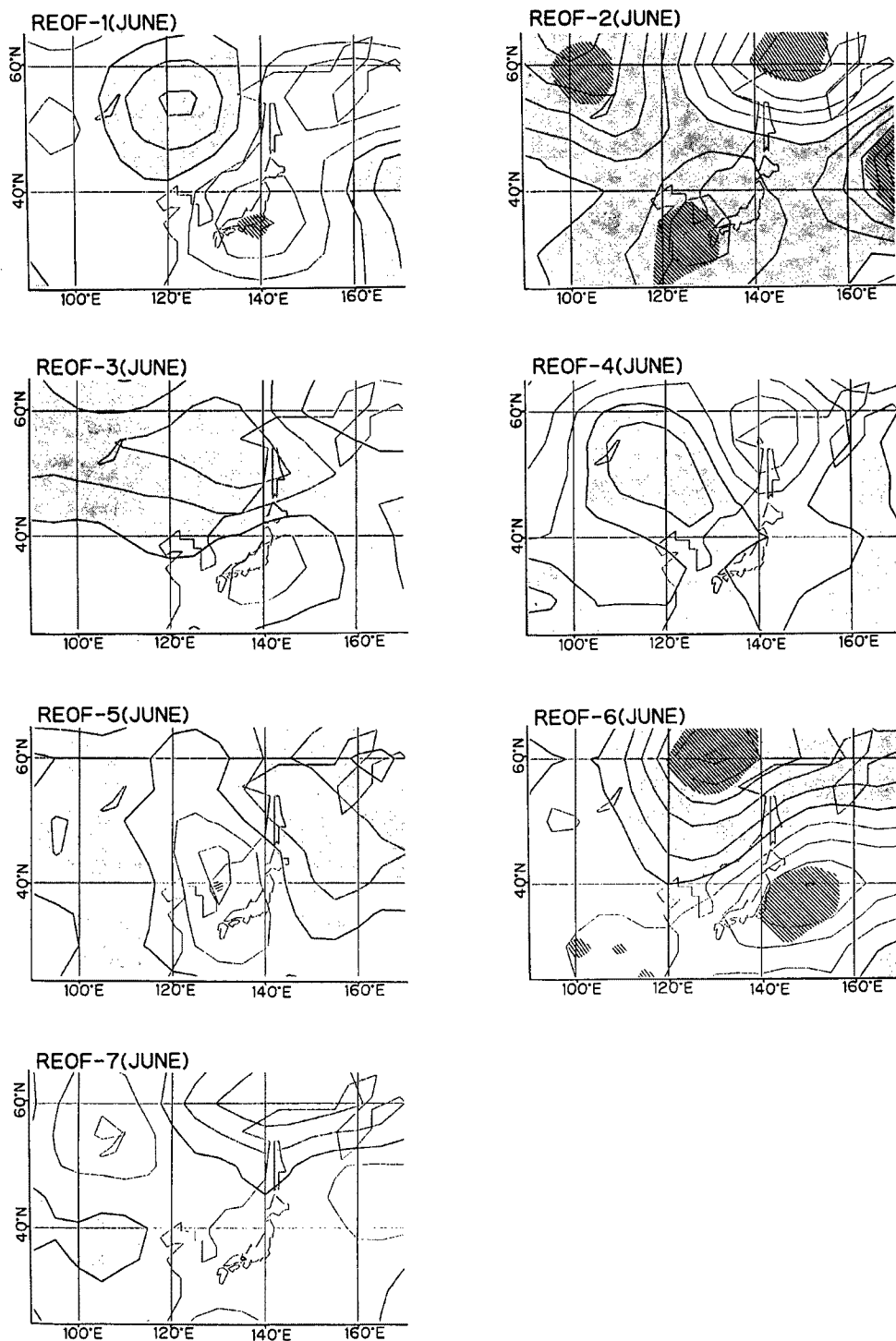


Fig. 9. Same as Fig. 8, except for REOF components.

EOF-1 の時間係数が正の値の時だけについて、時間係数を Index にして高度場を合成した図である。この図を Fig. 10 とくらべながら考えてみると、EOF-1 の時間係数が正の年には、ベーリング海低気圧から中国に伸びる梅雨トラフと、沿海州から北で顕著なブロッキングリッジ（梅雨リッジ）が例年にくらべ

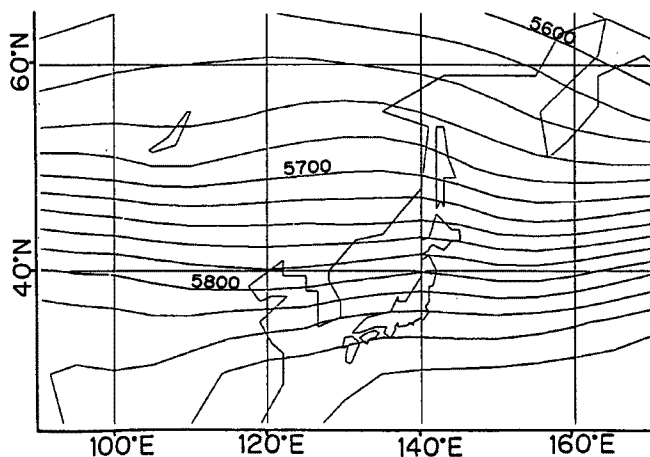


Fig. 10. Same as Fig. 7, except for July.

て発達しているのがわかる。日本付近に東西に広がる負偏差は、梅雨トラフがベーリング海から中国に向けて伸びていることを示す。また、Fig. 11 の EOF-1 の図にみられる沿海州から北でみられる正相関は、このブロッキングリッジに対応している。これらのことから、7月については、南海上で高気圧が強く、日本付近でトラフが、その北側でリッジが発達するときに、日本の雨量が多くなることを示している。EOF-2 は、中国地方から関道地方北部を結ぶ線を境に、北で正、南で負の値を持つ主成分であり、時間係数が大きいときに多雨域（梅雨の活動域）が北に偏り、時間係数が小さい

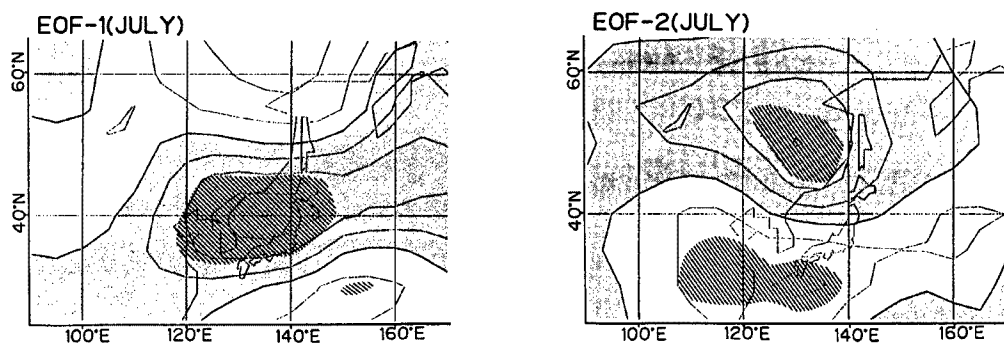


Fig. 11. Same as Fig. 8, except for July.

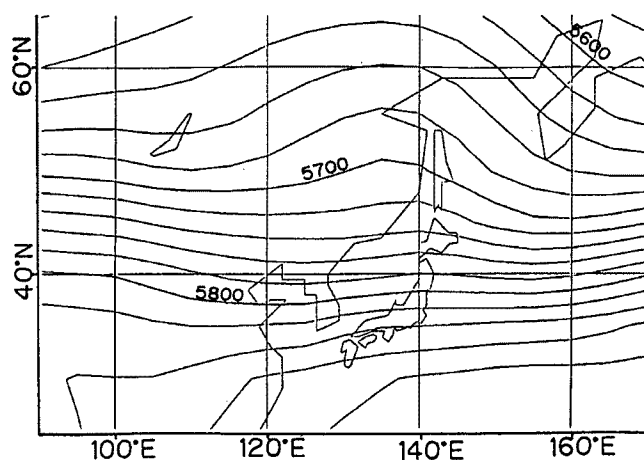


Fig. 12. Geopotential tendency with positive time coefficients of EOF-1 for July. Contour interval is 4m.

ときに南に偏る。EOF-2の相関図を見ると、沿海州で有意な負の相関、日本の南海上で有意な正の相関を持つ。沿海州付近の負の相関は、梅雨トラフが北に押し上げられることに対応していると思われる。相関図から、太平洋高気圧が日本付近に張り出して発達し、沿海州付近にトラフが押し上げられるとき、前線が北に押し上げられることを示していると考えられる。また、太平洋高気圧の発達が遅れるときに南日本で雨量が多くなる傾向を示している。

(2) 東アジアの循環場と7月の回転 EOF 主成分

Fig. 13 に7月の回転 EOF 主成分に対する合成図を示す。

合成図をそれぞれ見ていくと、REOF-1, 2, 4, 5 には、微妙な違いはありつつそれぞれに共通する特徴がみられる。ここで、REOF-1 は九州の、REOF-2 は東北地方南部の、REOF-4 は関東地方南部の、REOF-5 は東海地方の雨量変動を表す主成分である。それぞれ東北地方南部以南の地域である。

これらの合成図では、日本付近から東の海上にのびる有意な負の相関域が広がっている。また、沿海州から北方に、正相関の領域がみられる。この結果は、EOF-1 からえられた結果と似ており、日本付近で梅雨トラフが発達し、梅雨リッジも強化されることによってこの地方の雨量が増加することがわかる。

REOF-2 についてのみ、南の海上の太平洋高気圧内に有意な正の相関がみられる。このことは、東北地方南部の雨量についてはさらに、太平洋高気圧の発達による梅雨トラフのおしあげが雨量を増加させる要因の一つとなっていることを示す。

REOF-3 は、北海道の雨量変動を表す主成分である。その合成図については、日本の南東海上に有意な正の相関域、沿海州に有意な負の相関域が見られる。太平洋高気圧が強いことが北海道での多雨の要因であることがわかる。また、沿海州の負の相関は、ブロッキングの解消に対応していると考えられることができる。

REOF-7 は、中国・北陸地方の雨量変動を表す主成分である。その合成図については、他の回転 EOF 主成分のものと大きく異なり、バイカル湖の周辺に有意な負の相関域があり、オホーツク海の北には有意な正の相関域がみられる。このことの持つ気象学的な意味はよくわからない。

REOF-6, 8 には有意な相関域は見られなかった。

4.3 太平洋高気圧と中緯度循環系の梅雨に対する影響の月による差

以上のように、日本の梅雨の基本的変動を示す EOF-1 などからも、6月の日本の雨量は主に太平洋高気圧の強さによって変動するが、7月にはむしろ中高緯度側の循環系の変動が重要であることがわかる。

この点についてさらに詳しく調べるために、日本付近の太平洋高気圧の強度・梅雨トラフ・梅雨リッジ・日本の雨量のそれぞれの変動の関係を表す Index を定義して相関を求めた。太平洋高気圧については、 $30^{\circ}\text{N}130^{\circ}\text{E}$ — 145°E の平均高度偏差 S を日本付近における太平洋高気圧の強さを表す Index と定義した。梅雨トラフ・梅雨リッジについては、Ninomiya and Mizuno(1987)¹⁾ の定義した Index を用いた。梅雨リッジの強さは、 $60^{\circ}\text{N}120^{\circ}\text{E}$ の 500 mb 高度の値 B_r で、梅雨トラフの強さは、 $40^{\circ}\text{N}130^{\circ}\text{E}$ の 500 mb 高度の値 B_t で表す。そして、これら梅雨トラフ・リッジの強さをを用いて、ブロッキングの強さを示す Index $B=B_r-B_t$ を定義した。さらに、日本の雨量を示す Index R には、EOF-1 の時間係数を用いた。

Table 5 に、6, 7月の各 Index の相関を示した。梅雨の活発さ R と太平洋高気圧の強度 S との相関を見ると、6月については大きな正の相関が見られるのに対し、7月についてはほとんど相関がみられない。つまり、6月の日本の梅雨には、太平洋高気圧の日本付近における強度が特に大きく影響することがわかる。

一方、梅雨の活発さ R と中緯度の循環系 B の関連を見ると、6月においては、梅雨トラフ・リッジの発達と負の相関を持つことがわかる (-0.507)。7月は逆に、梅雨トラフ・リッジの発達が、梅雨の活発さと大きな正の相関を持つ ($+0.595$)。

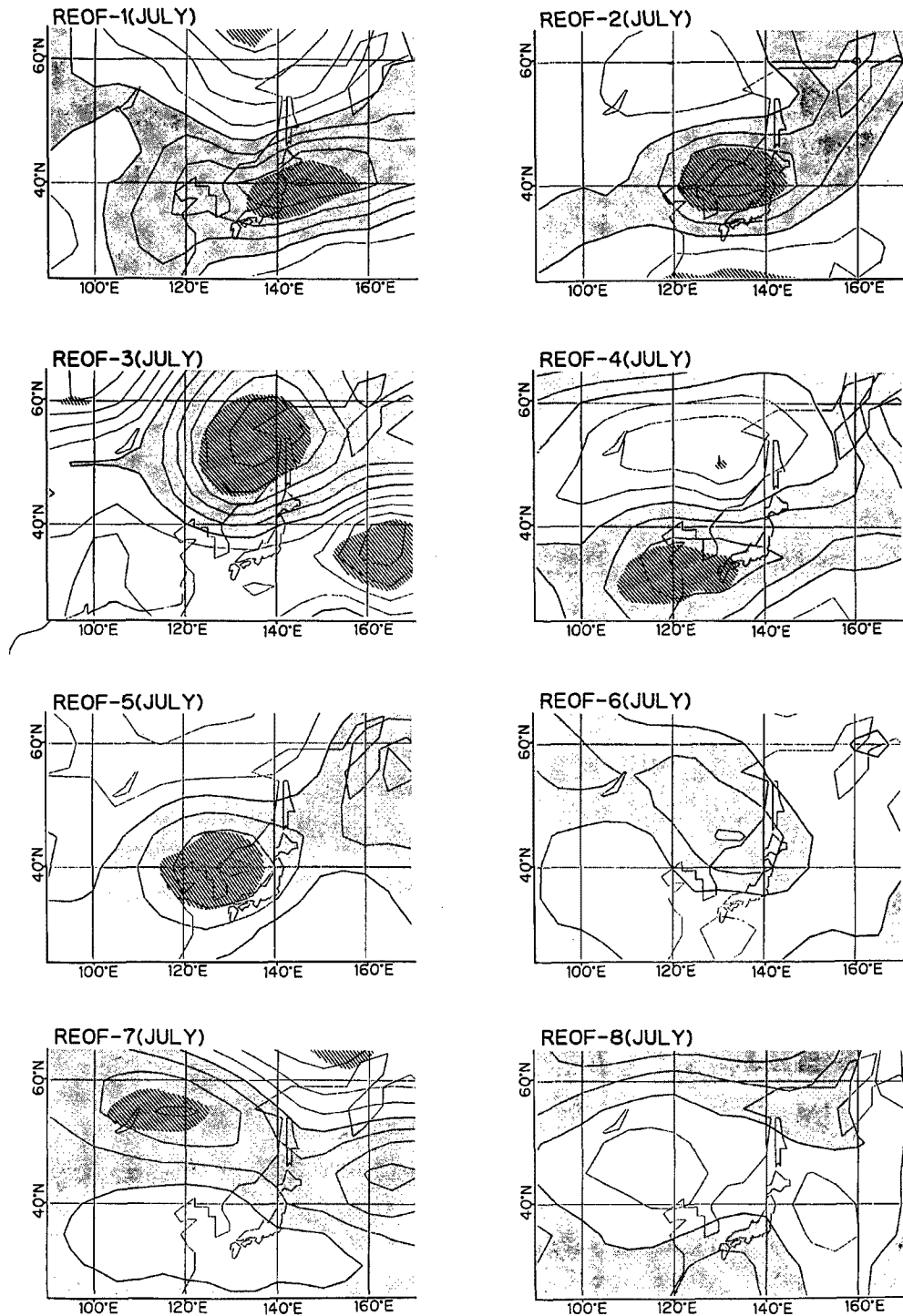


Fig. 13. Same as Fig. 9, except for July.

中緯度の循環系 B と太平洋高気圧 S の動向との関連を見ると、7 月についてはほとんど無相関である。このことから、7 月には、中緯度の循環系と太平洋高気圧とは無相関的に変動していると考えられる。

これらの結果から、6 月（梅雨の前半）には太平洋高気圧の発達、7 月（梅雨の後半）には中緯度の

Table 5. Correlations among Indexes

June					
	R	S	B	B _r	B _i
R	—	0.517	-0.507	-0.378	0.325
S	0.517	—	-0.599	-0.185	0.735
B	-0.507	-0.599	—	—	—
B _r	-0.378	-0.185	—	—	—
B _i	0.325	0.735	—	—	—

July					
	R	S	B	B _r	B _i
R	—	0.105	0.595	0.240	-0.704
S	0.105	—	0.073	-0.095	-0.132
B	0.595	0.073	—	—	—
B _r	0.240	-0.095	—	—	—
B _i	-0.704	-0.132	—	—	—

循環系の梅雨リッジ・トラフの発達、日本付近の梅雨の活発化に重要な役割を果たしていることが示された。

5 結 論

日本の梅雨期（6、7月）の月間雨量に対して EOF 解析・回転 EOF 解析を行い、その主成分と東アジアの高度場との相関解析を行った。

EOF 解析の結果 6 月については 7 つ、7 月については 8 つの主成分がえられたが、そのうち日本全体の雨量変動を示す主成分（EOF-1 (JUNE), EOF-1 (JULY)）など、6 月については 4 つ、7 月については 2 つの主成分について考察した。また、回転 EOF 解析の結果、日本各地の雨量変動を示す主成分が、6 月については 7 つ、7 月については 8 つえられ、それぞれ考察した。

さらに東アジアの循環場と日本の梅雨の関係を考察した結果をまとめると、以下のようなことがわかった。

- EOF-1 (JUNE) にあるように、6 月の日本付近の梅雨は、太平洋高気圧の強化とは密接な関係を持ち、太平洋高気圧が強いほど、梅雨は活発である。ところが、梅雨トラフ・梅雨リッジなどの中緯度のシステムと梅雨の活発化との関係はあまり深くない。REOF-6 (JUNE) にも見られるように、梅雨リッジと日本南部の雨量が負の相関を持つ場合もあるなど、6 月の日本付近の梅雨の活発化は、主として太平洋高気圧の動向によって決まる。
- 7 月には、EOF-1 (JULY) などに見られるように、6 月とは異なり日本の雨量と中緯度側の循環系との関係は強い。7 月には、日本付近の梅雨トラフとブロッキングリッジ（梅雨リッジ）の強化が、日本の梅雨を強化する重要な要因となっていることを示している。

- やはり EOF-1 (JULY) にあるように、7 月には、太平洋高気圧の南の海上での発達には梅雨の活発化に関連していると言える。しかし、太平洋高気圧が日本付近で発達し、張り出すときには、梅雨前線が北に押し上げられ、北日本をのぞき、雨量は減少する。
- REOF-2 (JUNE) に見られるように、6 月の関東地方の雨量は、そのほかの地域とは異なる傾向で変化する。関東地方で雨量が多いときの 500 mb 高度場に見られる特徴は、太平洋高気圧が弱いこと、オホーツク海に正偏差が見られること、梅雨リッジが弱いこと、つまり北高型である。
- REOF-5 (JUNE) から、6 月の北陸地方の雨量と日本のすぐ西側の 500 mb 高度に正の相関があることがわかる。日本付近の偏西風の軸が日本海側から太平洋側へ吹き抜ける傾向を持つことによって、地形の影響もあって日本海側の雨量を増加させている可能性がある。

また、今回の研究において EOF 解析に加えて回転 EOF 解析を行ったことにより、REOF-2 (JUNE) や、REOF-5 (JUNE)、REOF-7 (JULY) などに見られるように、EOF 解析からは得られなかったいくつかの特徴が明らかになった。

EOF 解析では、直交性の制約があるとはいえ、その第 1 主成分は、全国的な雨量変動を代表する客観的な指標を与える。また、回転 EOF 解析は、EOF-1 に見られるような全国的な雨量変動の指標をえるようなことはできないが、EOF では通常えられない地域的な変動の客観的な指標をえることができる。したがって、特に雨量解析などの場合、EOF 解析に加えて回転 EOF 解析も行うことに意味があるといえる。

残された課題としては、以下のような点が挙げられる。

第 1 に、この研究で、6 月と 7 月の違いが明らかになったが、まだこの「違い」の内容まで明らかになったとは言えない。例えば、一口に「7 月には中高緯度循環との関連が強い」といっても、それだけでは詳しいことはよくわからない。この点について、より短いタイムスケールの変動と結び付けるなどして考察する必要がある。

第 2 に、500 mb 高度のみでは、循環場の一つの側面を調べたに過ぎない。また、6 月と 7 月の「違い」についても、物理的解釈を可能にするためには、500 mb 高度のみでは限界がある。したがって、気温や風など他の気象要素や、他の気圧面（特に梅雨と関係が深いと思われる、より下層の循環場など）についての関連を調べることが、結果をよりはっきりさせるためには重要である。

さらに、今回のように月雨量をあつかう場合のサンプリングエラーの見積りと、その EOF 主成分に対する影響の評価が重要になる。

山元(1983)¹¹⁾によれば、ある物理量の期間 T の平均値のサンプリングエラーの平均自乗誤差 S_μ は、

$$S_\mu = \frac{1}{T} \int_{-T}^T \left(1 - \frac{|\tau|}{T}\right) C_X(\tau) d\tau \dots\dots\dots (9)$$

で与えられる。ここで、 $C_X(\tau)$ は、タイムラグが τ であるときの自己共分散関数である。今後、このサンプリングエラーを正しく見積り、EOF および回転 EOF の結果がどの程度の誤差を含んでいるのか定量的に把握する必要がある。

謝 辞

多河英雄技官には、データ解析のための環境、プログラムを整備して頂くなど、たいへんお世話になりました。田中正昭助教授、西憲敬助手、大学院生の角野有香さんはじめ、研究室の皆さんには、たびたび貴重な助言をしていただきました。また、この研究において、防災科学資料センターのコンピューターを使わせていただきました。深く感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Ninomiya, K. and H. Mizuno: Variations of Baiu Precipitation over Japan in 1951 - 1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 65, 1987, pp.115 - 127.
- 2) Yoshino, M.M. and A. Murata: Reconstruction of rainfall variation in the Bai-u rainy season in Japan, In Stanley Gregory, editor, Recent Climatic Change, Belhaven Press, London, 1988, pp.272 - 284.
- 3) Ninomiya, K. and H. Muraki: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.64, 1986, pp.409 - 429.
- 4) Ninomiya, K.: Cloud distribution over East Asia during Baiu period of 1979, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.67, 1989, pp.639 - 658.
- 5) 二宮洸三・秋山孝子: 梅雨前線帯周辺の循環系と梅雨前線の多重スケール構造, 文部省科学研究費「集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究」の報告書, 1990, pp.91 - 111.
- 6) Akiyama, T.: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982 part I: cloud features, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.67, 1989, pp.57 - 81.
- 7) Akiyama, T.: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982 part II: frontal structure and disturbances, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.68, 1990, pp.557 - 575.
- 8) Akiyama, T.: Large, synoptic and meso scale variations of the Baiu front, during July 1982 part III: space-time scale and structure of frontal disturbances, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.68, 1990, pp.705 - 727.
- 9) Horel, J.D.: A rotated principal component analysis of the interannual variability of the northern hemisphere 500 mb height field, Mon. Wea. Rev., Vol.109, 1981, pp.2080 - 2092.
- 10) Barnston, A.G. and R.E. Livezey: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, Mon. Wea. Rev., Vol.115, 1987, pp.1083 - 1126.
- 11) 山元龍三郎: 気候データの特性, 測候時報, Vol.50, 1983, pp.263 - 268.