

## 東アジア・西太平洋地域における地上気圧場の長期的変動

西森基貴\*・安成哲三\*

東アジア・西太平洋地域における月平均地上気圧場の 1900~1988 年の変動を、回転主成分分析で表される作用中心の長期的変動という形で明らかにした。1月では、アリューシャン低気圧の勢力と位置の変動を表す NP・OK, シベリア高気圧の勢力を表す SB, 南への張り出しを表す CT, 日本付近の気圧変動を表す JS などの各パターンが得られた。アリューシャン低気圧の勢力・位置は 20 年以上のスケールで、シベリア高気圧の勢力・張り出しは年々変動のスケールでそれぞれ変動している。7月では、オホーツク海高気圧の消長を表す OK, 小笠原高気圧の発達・衰弱を表す MP, その位置と張り出し方向の変動を表す NP・JS・OS, 大陸上の気圧変動を表す NW の各パターンが得られた。小笠原高気圧は 1900 年代から現在まで弱まる傾向にあるが、その位置と張り出し方向の変動にはそれぞれ約 30 年周期が見られた。各々の偏差パターンについては、500hPa 高度との相関からその鉛直構造も調べた。

キーワード：地上気圧, 東アジア, テレコネクションパターン, 回転主成分分析, 長周期変動

## I 序 論

ユーラシア大陸と太平洋の境界に位置する中緯度の弧状列島である日本においては、日々の天候から数十年スケールの気候変動に至るまで、季節ごとに影響する作用中心あるいは大気循環はさまざまである。ある一つの気圧場・循環場でも、日本において現れる天候状態は、地域によりさまざまであることが多い。

日本における気候変動に関する研究は数多く行われているが、気候要素の変動とその地域的差異を客観的に表現する手法として、主成分分析 (principal component analysis, 以下 PCA と略す) がよく用いられる。たとえば三上 (1975) が、PCA により求めた日本の夏季気温変動の二つのパターンの時系列と北半球 500hPa 高度との相関係数分布から、地域的な気温変動と関連する大気循環型を示した。この結果から、日本の気温変動は卓越する循環場のスケールと比較的よく一致する空間スケールを持っていることがわかる。しかしながら、Ninomiya and Mizuno (1987) や村田・吉野 (1988) の梅雨降水量の PCA によれば、日本の降水量は

\*筑波大学地球科学系

その変動の地域スケールが小さく、対応する循環場のスケールも小さい。このため降水量変動と循環場の関連の研究は、従来の気象庁の長期予報で用いられていたように直接 500hPa 高度場との相関を求める方法 (たとえば、朝倉・久保木, 1963) では不十分であり、山本 (1972) などのように地上気圧の詳細な変動と対応づける必要がある。

地上気圧場は地上の天候現象と密接に関連しており、総観規模の地上および対流圏下層における風や温度および湿度の場をよく表現できる。また上層データと異なり 100 年程度の長期間データが使用可能であり、気候変動の研究には欠かすことができない。

日々の天気図型または気圧配置型の研究はすでに長い歴史を持っている。たとえば高橋 (1955) は、日本付近の天気図の型を 12 に分類している。現在よく引用されるのは、吉野・福岡 (1967) が提唱し、吉野・甲斐 (1977) や山川 (1988, 1989) などにより進められた地上気圧配置ごよみの解析である。この一連の研究は過去 40 年以上にもわたる毎日の天気図型を分類しており、簡単に参照できる利点はある。しかしながら、分類結果がそれを行う人により異なりがちな主観的解析であること、またそのため

他の気候要素との関連を統計的に調べることが必ずしも容易ではない、という問題点もある。

このため大気循環パターンの研究においても、PCAを用いた研究が後述のように数多く行われている。しかしながらPCAには、類似した空間パターンが対象要素や解析領域を問わず出現する、微少な変動を拡大して抽出する、データの領域の形に依存する、など多くの問題点がRichman (1986)らにより指摘されている。またRichman (1986)は、それらの問題点の解決のために、PCAで得られる固有ベクトル軸を回転する回転主成分分析 (rotated PCA, 以下RPCAと略す) が有効であり、気候要素の解析にも積極的に用いることを提唱している。このRPCAにより、北半球500hPa高度場に出現する偏差場の遠隔伝播パターン、すなわちテレコネクションパターンが抽出され (Horel, 1981; Barnston and Livezey, 1987)、半球規模での気候変動の周期性や十～数十年スケールの長期的変動の実態が明らかにされた。

PCAを用いることにより、北半球スケールでは、地上気温については三上 (1978) が、地上気圧についてはKutzbach (1970)、Kidson (1975) やTrenberth and Paolino (1981) が、その長期変動を明らかにしている。また地上気圧変動と上層の高度場や上記テレコネクションパターンとの関係、すなわち対流圏中部までの鉛直構造はBlackmon *et al.* (1979) やHsu and Wallace (1985) によって明らかにされている。しかしながら、日本の天候変動とより密接に関連している東アジア・西太平洋地域 (以下単に東アジア域とする) の地上循環変動およびその鉛直構造の解析は、倉嶋 (1969) のオホーツク海高気圧や根山 (1968) や三上 (1974) の亜熱帯高気圧など単一の作用中心に焦点をおいたものが主であり、いくつかの作用中心とその組み合わせを対象とする地上の気圧配置や変動パターンの研究は、前述のような天気図の分類に基づく研究が主

であったといわざるをえない。

本研究では、日本における気候要素、とくに変動の空間スケールの小さい降水量の長期的変動を大気循環の変動と関連づけて説明するための前段階として、過去90年にわたる東アジア域の地上気圧の偏差パターンとその変動傾向および鉛直構造を客観的に明らかにすることを目的とする。RPCAを東アジア域の地上気圧場に適用することにより、大規模高低気圧の位置や強さ、張り出しとその相互関係の長期的な変動の実態を明らかにする。次に、この地上気圧場の変動と、半球スケールの大きな気候変動を代表する北半球500hPa高度場の偏差やその波列であるテレコネクションパターンとが、どのように対応しているのかを明らかにする。

## II データと方法

### 1. データ

地上気圧データとして、アメリカ大気科学研究センター編集の5度グリッドの日データを月ごとに平均したものを用いた。このデータセットの信頼度を詳細に調べたWilliams and van Loon (1976) やTrenberth and Paolino (1980) らによると、今回の解析対象である東アジア域 (北緯20～60度、東経100～180度とする) において、ある年を境とする急激な値の変動や近くの観測点データとの比較などから問題となったグリッドはほとんどない。さらに日本付近においては、著者が独自に気象庁統計室編集の地上気象官署気圧とこのグリッド値を比較し、変動傾向および絶対値ともほぼ等しいことを確認した。よってこの領域のデータは信頼できるものとする。欠測は、とくに第一次および第二次世界大戦中に多いが、月日数の25%以上の欠測がある場合は月平均値としての欠測とした。データの存在期間は1899～1988年 (1945年を除く) の90年間であるが、1899年は欠測が多いため解析は1900年からとした。中途の欠測年を除くと実際の解析年数は、

月により多少異なるが 80~82 年分となる。

## 2. RPCA の特性

第 1 章で述べたように、一般に用いられる PCA には多くの欠点がある。RPCA では、PCA により得られる固有ベクトル軸を回転することにより、これらの欠点が解消されている。さらに、RPCA の回転方法の一つとして広く用いられており、本研究でも用いるバリマックス回転では、因子負荷量の二乗値の分散が最大になるように回転するため、各変数の因子負荷量が 0 と 1 に近くなり、成分ごとに変数を分離しやすく、変動パターンの地域性を表現しやすい<sup>2)</sup>。Richman (1986) が指摘したこれらの利点に加えて、Barnston and Livezey (1987) は、RPCA では解析誤差が小さく、変数よりも少ないデータ数の解析で得られる解も統計的に安定であることを示した。このような理由により現在では RPCA は PCA よりも優れているという認識が深まっている。

## 3. 解析の手順

RPCA のような多変量解析にあたっては、グリッドデータをすべてそのまま用いたのでは経度間の距離の短い高緯度の変動を重く抽出してしまう。通常は、どの緯度でもグリッド間の距離を等しくするように高緯度グリッドの間引きを行うが、この方法ではデータセットのメリットである 5 度グリッドの利点を失うので、ここでは North *et al.* (1982) にならい、各緯度における各グリッドの分散が  $\cos \theta$  ( $\theta$ =緯度) になるように重みをかけた。つまり各グリッドにおいて、全解析期間における平均からの偏差を標準偏差で除した規準化データに、それぞれ  $\cos \theta$  の平方根の重みをかけ分散共分散行列により解析を行った。この処理により高緯度の変動の寄与は経度間距離に応じて小さくなり、全グリッドの重みが等しくなる。解析は月ごとに行い、固有ベ

クトル軸の回転を行う成分数は、下位成分との固有値の差が急に大きくなるまでとした。結果として上位 6~8 成分でバリマックス回転を行った。

## III 卓越する月平均地上気圧の変動パターン

まず、各月ごとの RPCA により得られた各成分の因子負荷量分布を調べた。因子負荷量分布は、主成分スコアの極性と大きさに対応しており、平均値からの偏差の極性と大きさを表す。各成分の変動に寄与する主要な高低気圧、およびその勢力と位置の関係は季節により異なり、得られる因子負荷量分布は月ごとに若干の相異が見られるが、因子負荷量が大きく変動の中心が現れるのは 1 年を通じておおむね共通な 8 地域に限られている。これは、東アジア域の月平均地上気圧の変動は、大規模高低気圧の中心とは必ずしも一致しない八つの地域に中心を持つ偏差パターンの変動により記述できることを意味している。そこで、その変動の中心地域の名称をとった八つの変動パターンを設定した。第 1 図にその 8 パターンの因子負荷量分布を、第 1 表に各月ごとの寄与率の変化を示し、各変動パターンの季節的な出現特性を以下にまとめて述べる。

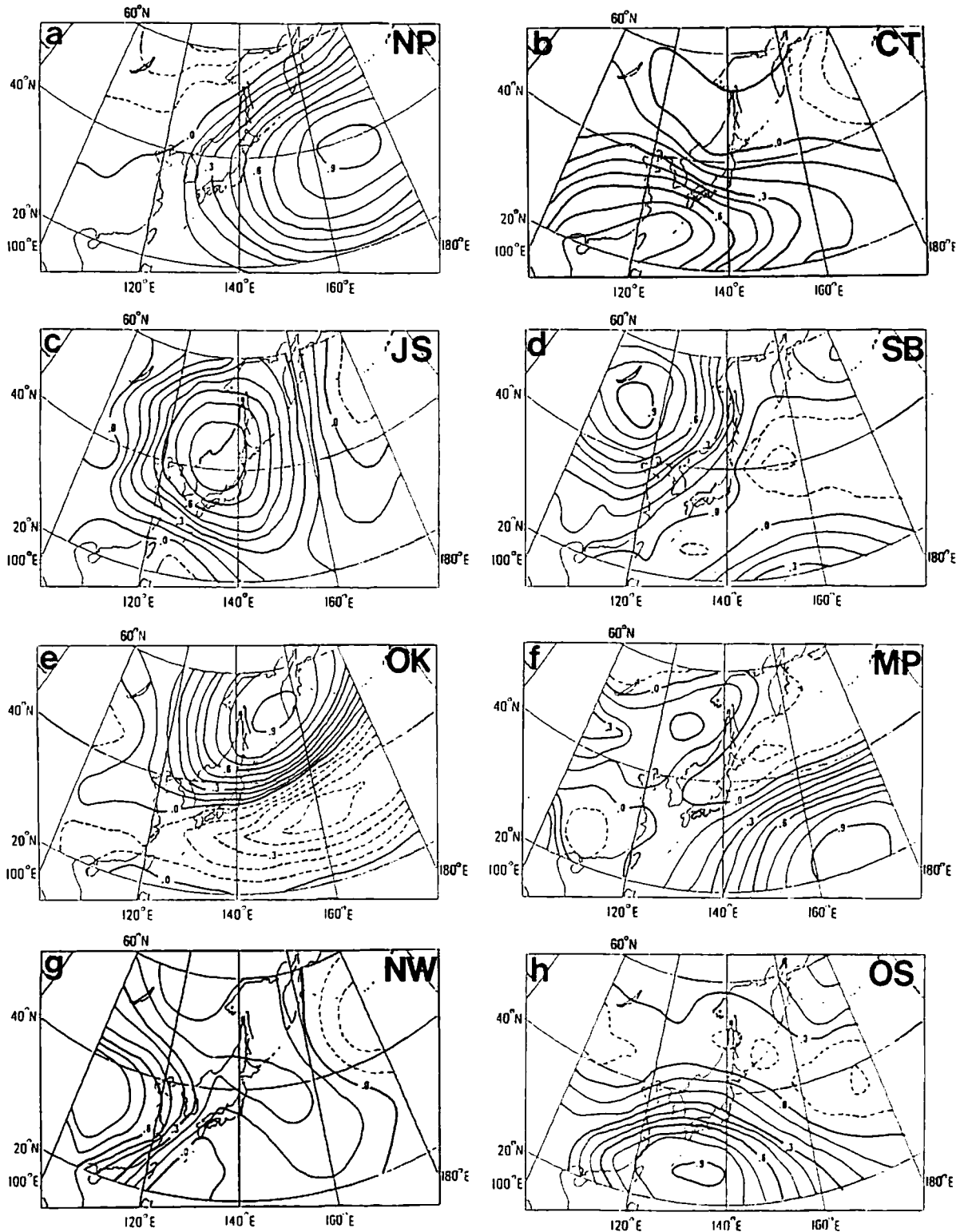
- Northern Pacific (NP) パターン：秋季から春季にかけて卓越し、とくに冬季に寄与率が高い。偏差の中心は、ほぼ北緯 40 度・東経 170 度の北太平洋域にある (第 1 図-a)。

- China-Taiwan (CT) パターン：NP パターンと同じく寒候期に卓越する。偏差の中心は中国華南地域から台湾にかけて位置している (第 1 図-b)。

- Japan Sea (JS) パターン：同じく寒候期に卓越する。偏差の中心は月により多少異なるものの、おおむね日本海周辺地域にある (第 1 図-c)。

- Siberia-Baikal (SB) パターン：春季に最も卓越するが、秋~冬季にも見られる。バイカル湖付近に偏差の中心を持つ (第 1 図-d)。

- Okhotsk-Kamchatka (OK) パターン：春



第1図 東アジア域月平均地上気圧場 (1900~1988) のRPCA解析により得られる8偏差パターンの因子負荷量分布

a: NPパターン (1月), b: CTパターン (2月), c: JSパターン (1月), d: SBパターン (1月), e: OKパターン (6月), f: MPパターン (7月), g: NWパターン (8月), h: OSパターン (9月)

Fig. 1 Geographical distributions of factor loading of eight anomaly patterns derived from RPCA for the monthly SLP in East Asia (1900-1988)

a: NP (Jan.), b: CT (Feb.), c: JS (Jan.), d: SB (Jan.), e: OK (Jun.), f: MP (Jul.), g: NW (Aug.), h: OS (Sep.)

第1表 地上気圧変動パターンの月別寄与率  
Table 1 Monthly percentage variances of each circulation pattern.

	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Mar.
NP	○	△	×	×	△	○	○	○	○	◎	◎	◎
CT	△	△	×		△	×	△	◎	◎	○	◎	◎
JS		×	×	×	△	×	×	○	○	○	○	△
SB	○	◎	○	×	×	△	○	×	○	×	○	△
OK	○	○	◎	○	×	△	×	×	△	△	△	△
MP	△	◎	△	○	○	○	○	△	○	△	×	×
NW	△			△	○	△				×		
OS	△		△	◎	△	△	×	×				

◎ : 15.0%~    ○ : 12.5%~15.0%    △ : 10.0%~12.5%    × : ~10.0%

空白はそのパターンが出現しないことを示す。

Blanks indicate that the pattern did not appear.

季から梅雨季にかけて卓越する。オホーツク海～カムチャツカ半島付近に偏差の中心を持ち、また絶対値は小さいが逆の極性を持つ偏差の中心が日本の南東海上にある (第1図-e)。

・Mid Pacific (MP) パターン：主に暖候期に卓越する。北緯 25 度・東経 170 度付近の中部太平洋域に偏差の中心を持つ (第1図-f)。

・Northwestern China (NW) パターン：夏季のみ出現するが寄与率は低い。チベット高原の東側の中国西北地域に偏差の中心域を持つ (第1図-g)。

・Ogasawara-Southwestern Islands (OS) パターン：暖候期のみ出現する。偏差の中心は小笠原諸島域と南西諸島間の海域およそ北緯 30 度・東経 135 度にある (第1図-h)。

第1表を見ると、11月から3月まではNP、CT、JSの各パターンの寄与率が大きい傾向で一致している。このため11月～3月は地上気圧配置パターンから見た寒候期であるといえ、以下では1月の変動を代表例として取り上げる。一方で、暖候期の代表として何月を取り上げるかは第1表を見る限り難しい。ここでは北半球スケールでの過去の研究例が多く (たとえば、Kutzbach, 1970)、対比の容易な7月を取り上げた。しかしながら東アジア域では暖候期の気圧配置変化は大きく、梅雨期の6月や盛夏

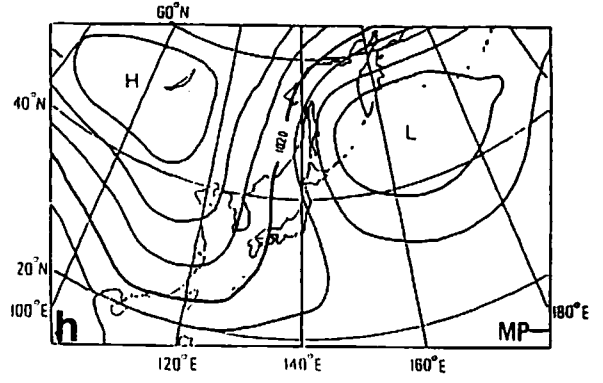
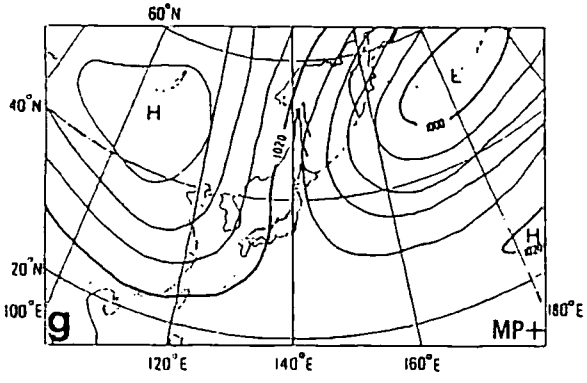
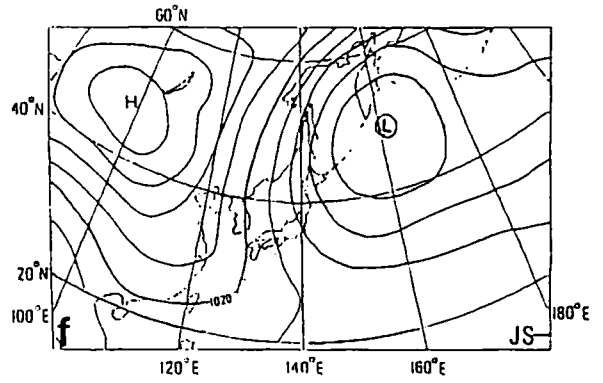
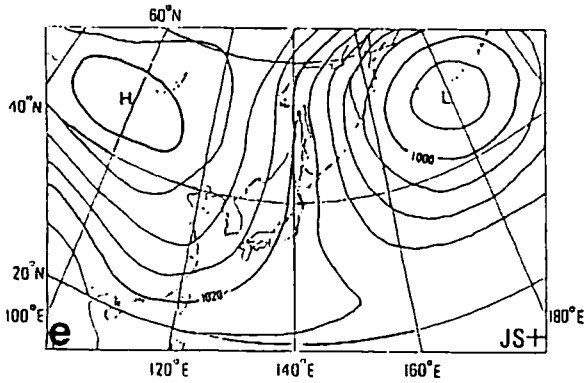
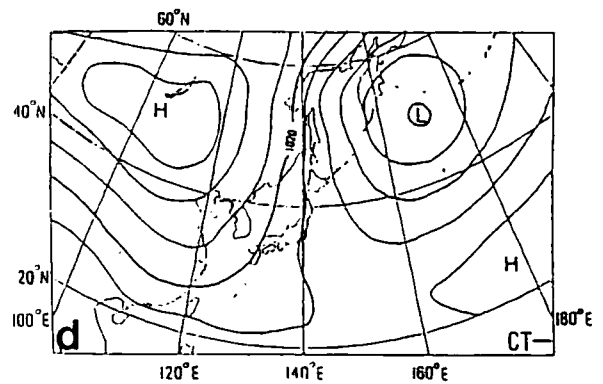
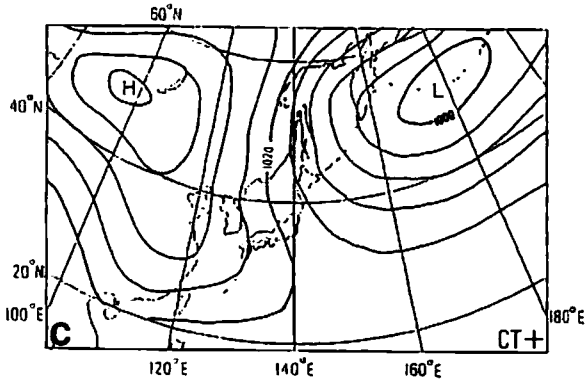
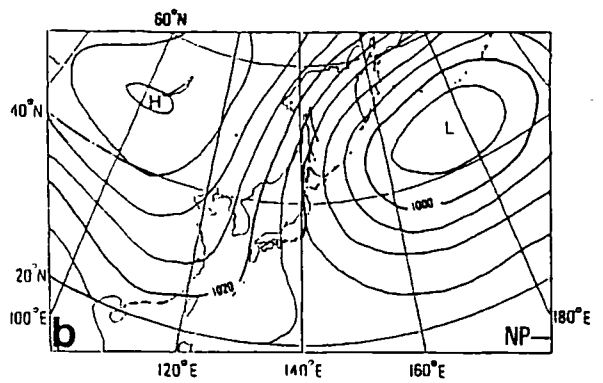
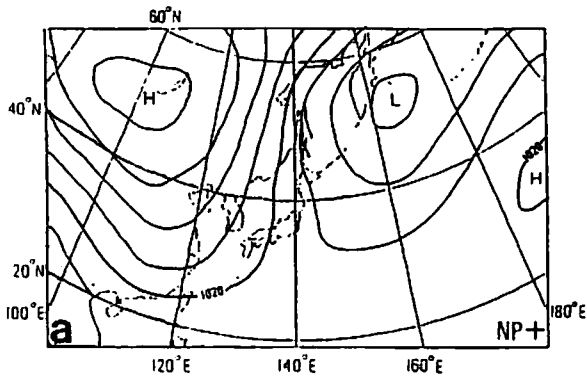
期の8月、秋霖期の9月なども論ずる必要があると思われるが、他の月についての議論は稿を改める。

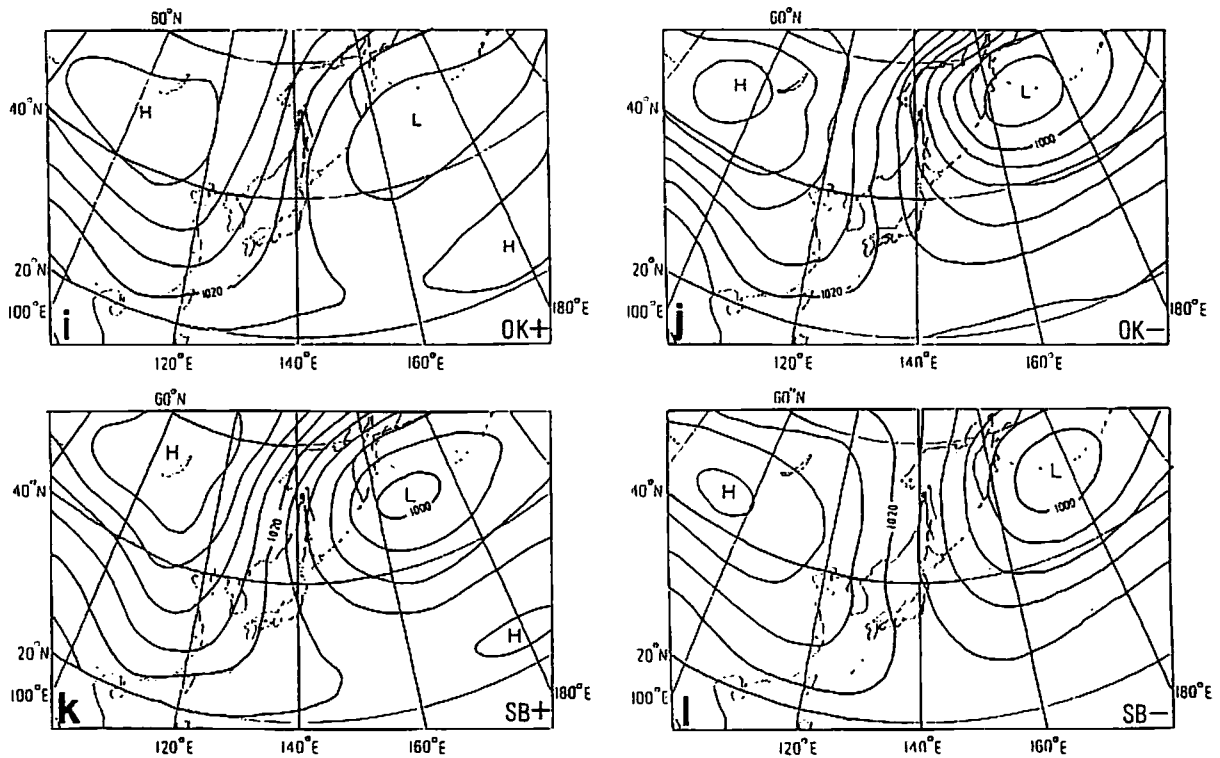
1月と7月の主要6パターンの主成分スコア上下位5年 (+および-) のコンポジットを、1月は第2図、7月は第3図に示す。以下では各パターンが、その月の各高低気圧の中心示度で示される勢力や中心位置、張り出しの方向と強さなどの変動をどのように表しているかを明らかにする。なおHは高気圧、Lは低気圧を示す略号とする。

#### 1. 1月

第1成分は太平洋域に偏差の中心を持つNPパターンである (第1図-a)。主成分スコアが正の年と負の年を比べると、シベリアHの位置や強さはあまり変化していないが、スコアが正の時にはアリューシャンLの勢力が弱く、またその中心位置も北寄りでカムチャツカ半島に近い (第2図-a)。これに対して、負の時にはアリューシャンLの勢力が強く、その位置もアリューシャン列島の南方へと南下している (第2図-b)。

第2成分はCTパターンで (第1図-b)。スコアが正の時にはシベリアHが南方へ、とくに東シナ海から南西諸島付近へ大きく張り出しているのに対して (第2図-c)、負の時にはその張り出しは弱い





第2図 1月の各地上気圧パターンにおける主成分スコア上位 (+) および下位 (-) 5年のコンポジット

a: NP+ b: NP- c: CT+ d: CT- e: JS+ f: JS- g: MP+ h: MP- i: OK+  
j: OK- k: SB+ l: SB-

Fig. 2 Composite maps of the SLP in the five most positive (+) and negative (-) years in terms of the component score of the SLP anomaly pattern in January

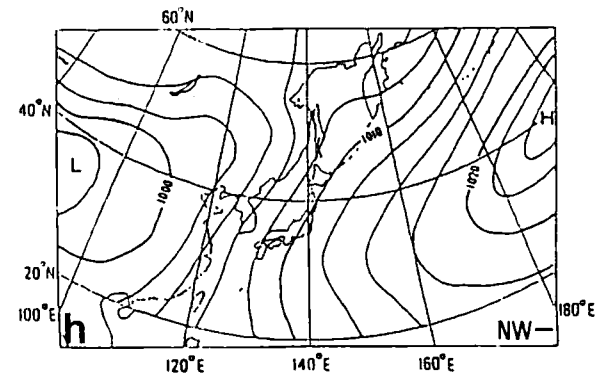
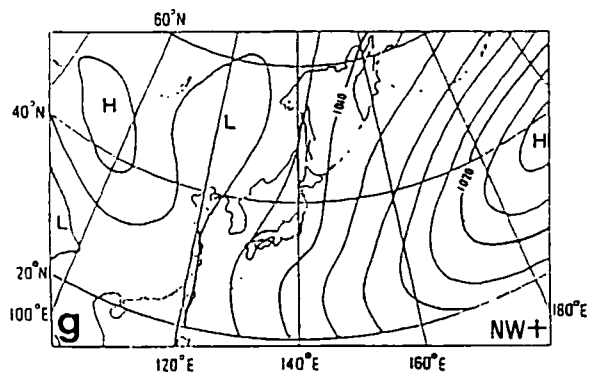
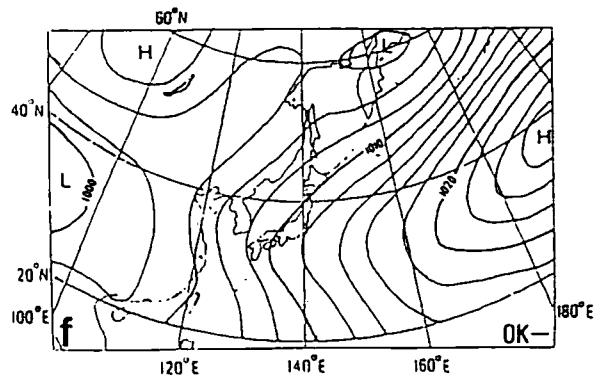
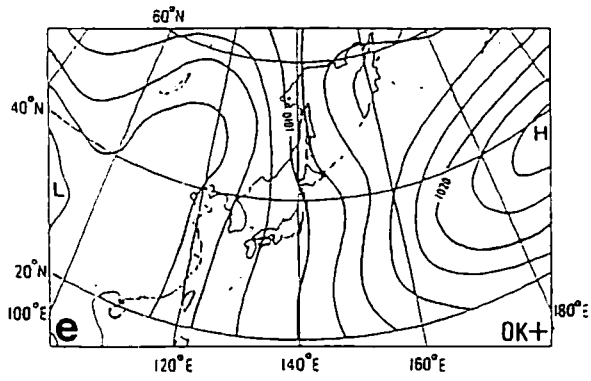
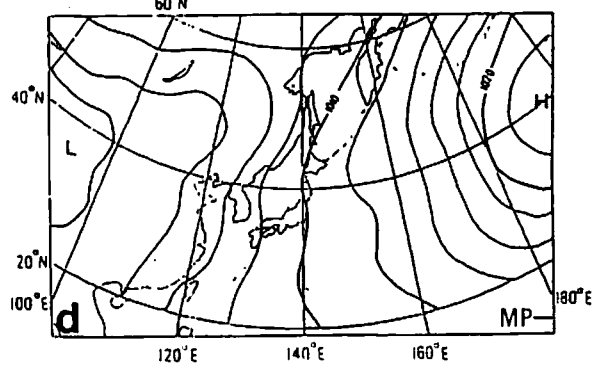
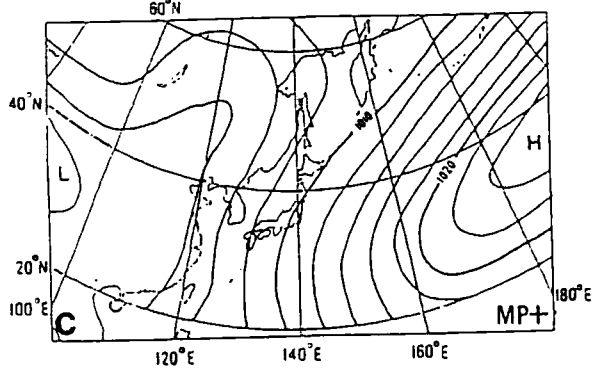
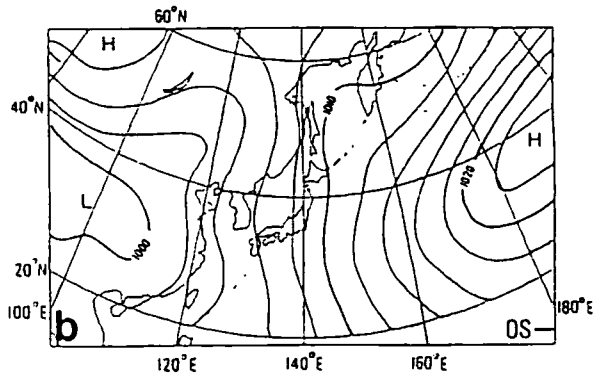
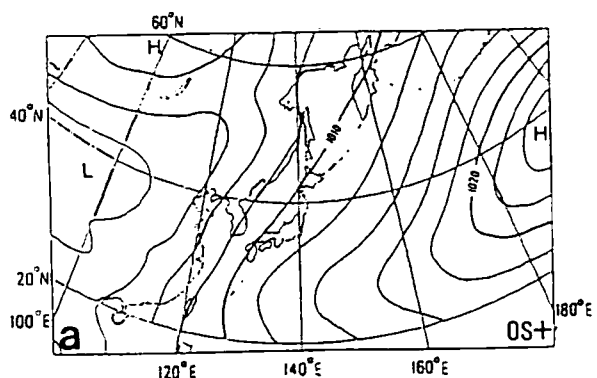
(第2図-d).

第3成分はJSパターンで(第1図-c), スコアが正の時には, 1020hPaの等圧線でもわかるようにシベリアHの日本海への張り出しが強く, 北日本の日本海側の気圧は他のパターンに比べて高い(第2図-e). 負の時にはアリューシャンLが, その勢力はやや弱いものの中心位置が東経160度にまで西偏しており, 日本付近を南北に走る等圧線は日本海付近で湾曲し北日本の日本海側の気圧は低い(第2図-f).

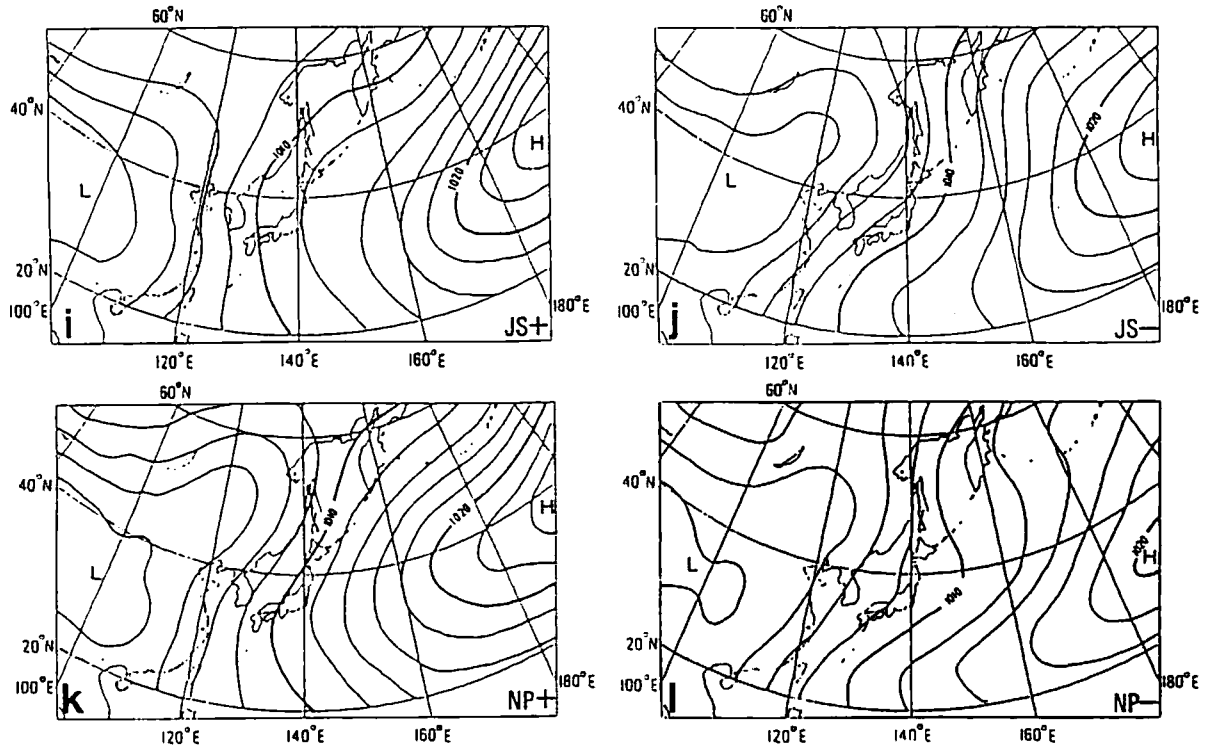
第4成分のMPパターンは偏差域がNPパターンよりも南にあり, 日本のはるか南東海域の気圧変動を表す(第1図-f). 主成分スコアが正の時, 1020hPaの等圧線で表される北太平洋Hの西端部が東経180度線にかかり, この海域の気圧が他の

ケースに比べても高いことがわかる.(第2図-g). スコアが負の時には, この海域には1020hPaの等圧線は見られず, 気圧は低い(第2図-h).

第5成分のOKパターンは, NPパターンよりも偏差域が北にある(第1図-e). スコアが正の時, アリューシャンLは勢力が弱く中心域はやや南寄りであり, 1020hPaの等圧線からシベリアHがハバロフスク地方からオホーツク海北部まで張り出していることがわかる(第2図-i). 負の時はアリューシャンLの勢力が強く, その中心位置はアリューシャン列島付近とやや北寄りであり, シベリアHの張り出しはハバロフスク地方までは及んでいない.(第2図-j). 正・負の時のアリューシャンLの違いはシベリアHに比べて大きく, OKパターンは主にアリューシャンLの変動によると考えられる. よっ







第3図 7月の各地上気圧パターンにおける主成分スコア上位(+)および下位(-)5年のコンポジット  
 a: OS+ b: OS- c: MP+ d: MP- e: OK+ f: OK- g: NW+ h: NW- i: JS+  
 j: JS- k: NP+ l: NP-

Fig. 3 Composite maps of the SLP in the five most positive (+) and negative (-) years in terms of the component score of the SLP anomaly pattern in July

てNPパターンがアリューシャンLの北上弱化/南下強化を表すのに対して、このOKパターンは南下弱化/北上強化を表す、とする。

第7成分のSBパターンは偏差の中心をバイカル湖付近に持つ(第1図-d)。スコアが正の時にはシベリアHの中心が位置するバイカル湖付近の気圧が高く、シベリアHの勢力が強いことを表している(第2図-k)。スコアが負の時はバイカル湖付近の気圧は低く、シベリアHの勢力は弱いほか中心もやや南偏している(第2図-l)。CTパターンがシベリアHの南方への張り出しを表しているのに対して、このSBパターンはその勢力の変動を表している。

1月にはこのほか第6成分にNWパターンが出現しているが、寒候期の他の月には出現していない(第1表)。よって寒候期を代表する1月の東アジア域の地上気圧変動は、主としてシベリアHおよびア

リューシャンLの勢力、南北方向の位置と張り出しの変化、および日本付近への東西方向の張り出しによって表される。すなわちアリューシャンLについて、その勢力と中心位置を表すNP、OKパターン、シベリアHについて、その勢力を表すSBパターンおよび南方への張り出しを表すCTパターン、シベリアHとアリューシャンLの東西方向の張り出しと移動を表すJSパターン、日本の南東海域の気圧変動を表すMPパターンである。

Kutzbach (1970) は1月平均の、Trenberth and Paolino (1981) は冬季(12月~2月)平均の、それぞれ北半球地上気圧場にPCAを適用した。両者の第1および第2成分はほぼ類似しているが<sup>3)</sup>、いずれも本研究の対象領域である東アジア域には、その一部が含まれているにすぎない。しかも第1および第2成分で北太平洋のほぼ同じ領域に偏

差が現れていることは、回転しない PCA では同じ領域の変動を分離して抽出したと考えられる。本研究では、東アジア域の地上気圧に回転する RPCA を用いたことにより、たとえば北太平洋域におけるアリューシャンLの位置・強さの変動を NP および OK パターンという独立した新たな二つの成分として抽出することができた。

## 2. 7月

第1成分は第1図-hに示される OS パターンで日本の南方に偏差域を持つ。スコアが正の時、北太平洋Hの西側部分、いわゆる小笠原H<sup>4)</sup>が西方へ、つまり日本の南海上まで張り出し、日本付近の気圧の南北傾度が大きくなる(第3図-a)。スコアが負の時はその張り出しがなく、台湾から南西諸島付近にトラフが見られる(第3図-b)。

第2成分の MP パターン(第1図-f)は小笠原Hの発達・衰弱を表し、スコアが正の時には発達しており(第3図-c)、負の時には衰弱している(第3図-d)。

第3成分の OK パターン(第1図-e)でスコアが負の時には、小笠原Hの西日本付近への西北西方向の張り出しが強く、日本の東海上で南北の気圧傾度が大きくなっている(第3図-f)。正の時にはその張り出しは弱く、またオホーツク海付近に高圧部があり、等圧線は閉じていないものの、オホーツク海Hの出現を示していると考えられる。さらに日本付近を南北に走る 1010hPa および 1012hPa の等圧線は日本付近でくびれており、トラフの存在を示す(第3図-e)。小笠原Hの西日本への張り出しが強い(弱い)時にオホーツク海Hが出現しない(出現する)という両者の対称的な関係は、OKパターンが他のパターンに比べて日本の梅雨後期の天候とくに関連深い地上気圧変動パターンであることを示している。

第4成分は中国北西地域に偏差の中心域を持つ

NW パターンである(第1図-g)。スコアが正の時にはバイカル湖付近に高圧部があり、この地域の気圧は高く(第3図-g)、負の時には西方からの低圧部に覆われ、この地域の気圧は低くなっている(第3図-h)。西方からの低圧部はモンスーンLと考えられ、第IV章で議論する。

第5成分の JS パターン(第1図-c)は、小笠原Hの北日本への張り出しを表し、スコアが正の時には日本のほぼ全域が小笠原Hの勢力下に入る(第3図-i)のに対して、負の時は北日本に気圧の谷が位置する(第3図-j)。

第6成分の NP パターン(第1図-a)は、小笠原Hの南北移動を表し、正の時に小笠原Hのリッジは北緯 30 度よりも北に位置し(第3図-k)、負の時は北緯 25 度よりも南に下がる(第3図-l)。

7月には第7成分として SB パターンも出現しているが、寄与率は低い(第1表)。よって7月の東アジア域の地上気圧変動は主として、小笠原Hについて、発達・衰弱を表す MP パターン、南北位置を表す NP パターン、日本の南海上(東西方向)への張り出しを表す OS パターン、北日本(北北西方向)への張り出しを表す JS パターン、オホーツク海Hの消長と小笠原Hの西日本(西北西方向)への張り出しを表す OK パターン、ユーラシア大陸東部の気圧変動を表す NW パターンの計6パターンで表される。

一般に、夏季の大気循環場の変動は冬季に比べて空間的スケールが小さいとされる。実際に、Kutzbach (1970) と Trenberth and Paolino (1981) の PCA による冬季の北半球地上気圧変動パターンは比較的一致していたが、夏季(6月~8月)のパターンは異なっており<sup>5)</sup>、いずれも東アジア域における固有ベクトル値は小さい。また暖候期においては、冬季における Hsu and Wallace (1985) のような北半球域の RPCA の解析は行われていない。さらに本研究で対象とする東アジア域においては、

オホーツク海Hについての倉嶋 (1969) や北太平洋Hについての根山 (1968), 三上 (1974) など単一の作用中心に焦点をおいたものか, 吉野・福岡 (1967) の気圧配置ごよみなど, 主観的な解析であった。よって本研究で RPCA を適用することにより, 小笠原Hの張り出しの方向やオホーツク海Hとの相互の位置関係など, より地域性の強い六つの変動パターンを得たことは意義がある。

#### IV 地上気圧変動パターンの時間的変動

本章では, 第Ⅲ章で得られた東アジア域に卓越する地上気圧変動パターンの時間的変化について明らかにする。第4図および第5図には, それぞれ1月および7月の6パターンのスコア時系列とその11年移動平均を示す<sup>6)</sup>。

##### 1. 1月

NP パターンのスコア時系列 (第4図-a) を見ると, 20年以上の時間スケールを持つ長周期の変動傾向が見られる。正偏差の持続期は1900年代半ばから1910年代まで, および1940年代半ばから1950年代にかけてであり, この期間のアリュージョンLの北上・弱化を示す。負偏差の持続期は1920~1940年頃および1975~1985年頃であり, この期間のアリュージョンLの南下・強化を示す。

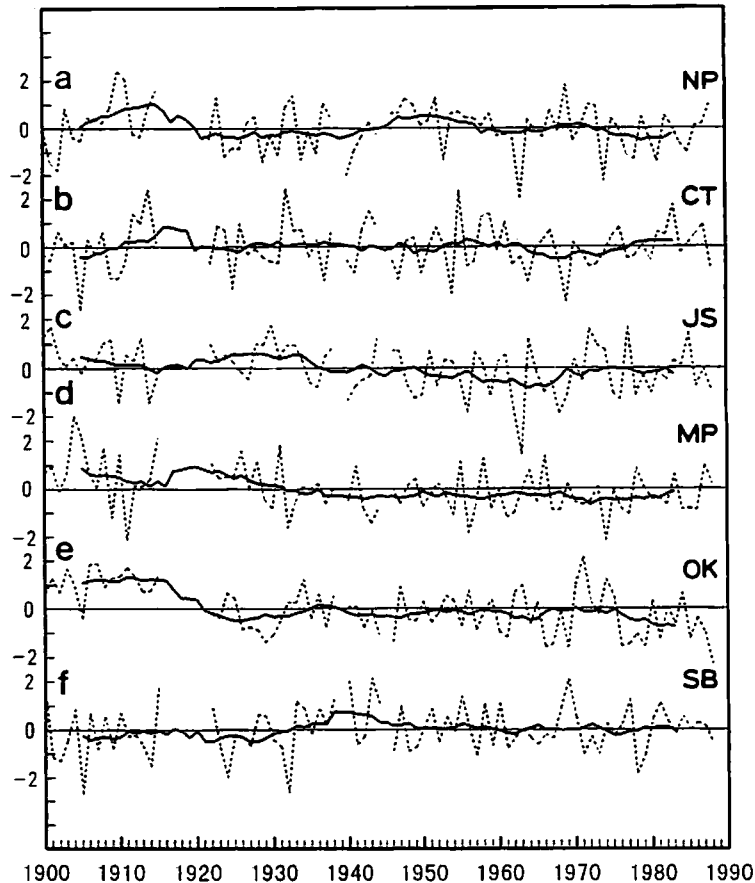
OK パターンは1915年以前は顕著な正偏差であり, アリュージョンLの南下・弱化を示す。その後は負偏差に転じ, とくに1960年代および1970年代半ば以降の負の傾向は顕著で, 強いアリュージョンLが北偏している (第4図-e)。またMPパターンのスコアには1930年代前半に大きなギャップが見られ, それ以前の正の傾向から持続的な負の傾向へと転換している (第4図-d)。

CT パターンは長期変動よりも年々変動が大きく, わずかに1910年代の正偏差期, つまりシベリアHの南下と, 1965~1975年の負偏差期, つまりシベ

リアHの北方への後退が示されている (第4図-b)。またSBパターンにも1940年前後の正の期間, つまりシベリアHの強化期以外には明確な長周期変動は見られない。一方JSパターンには長周期的な変動が見られ, 1900年代と1920~1930年代には正のスコアが持続して日本海へのシベリアHの張り出しが強く, 1945年から1970年頃にかけては負のスコアが卓越し, アリュージョンLの中心域が西偏していたことがわかる (第4図-c)。

以上の結果から, 北西太平洋域に偏差の中心を持ち, 主にアリュージョンLの位置や強さの変動を示すNP, OK およびMPパターンには, いずれもトレンドやギャップを含む長周期的変動が見られる。これに対して, ユーラシア大陸域に偏差の中心を持ちシベリアHの勢力や張り出しを表すCT およびSBパターンには明確な長周期変動がなく, アリュージョンLの変動とは対照的である。Hsu and Wallace (1985) は, 1946年以降の北半球領域の地上気圧変動について, 冬季 (11月~3月) の半月データにRPCAを適用し, 本研究の主要6パターンのうち, JSおよびMP以外の4パターンと類似のパターンを抽出している<sup>7)</sup>が, その時系列変動は示されていない。本研究では各変動パターンの時系列を示し, シベリアHとアリュージョンLの変動の時間スケールの違いと実際の変動傾向を示した。

時間を追って東アジア域の地上気圧場の変動を見ていくと, まず1910年頃を中心とする, NP+およびOK+で表されるアリュージョンLの弱化が顕著である。両パターンとも第一次世界大戦中の欠測を挟み, 1920年代から負に転じており, 解析手法やデータの質に疑問が生じるおそれがある。しかしながら, NPパターンの時系列変動は, 1970年までではあるがKutzbach (1970) の第1成分の傾向とほぼ一致している。このことから対象領域や解析手法の違いではない。またこのデータセットの質を詳しく調べたTrenberth and Paolino (1980)



第4図 1月地上気圧パターンの主成分スコア時系列

実線は11年移動平均を表す。

a: NP b: CT c: JS d: MP e: OK c: SB

Fig. 4 Time series of component scores of SLP anomaly patterns in January

Broken line shows raw value, solid line shows 11-year running mean.

は、東アジア域ではとくに問題なしとしている。実際 Parker *et al.* (1994) による別データセットの解析でも、冬季(12月~2月)平均では、1901~1910年におけるアリューシャンLの西側部分での弱化が示されている。この期間ではSBおよびCTパターンもやや負の傾向にあり、1900年代はシベリアH・アリューシャンLという冬季東アジア域に卓越する二つの大きな作用中心の勢力はともに弱かったことがわかる。

1920年~1930年頃にかけては、NP-, OK-, JS+の傾向にあり、シベリアHの日本海への張り出しとともに、アリューシャンLの勢力が強く、日本付近における西高東低のいわゆる冬型の気圧配置

が強まったと考えられる。また1940年頃を中心にSB+が顕著であるが、この期間のシベリアHの強化はParker *et al.* (1994) にも示されている。

1970年代半ば以降は、NP-およびOK-がともに顕著であり、アリューシャンLの強化を示す。これについては柏原(1987)やNitta and Yamada(1989)が、1980年代半ばまでの500hPa高度の変動、とくに熱帯の海面水温に対応して変動するとされるdecadal scaleの気候変動の観点から注目している。しかしながら、NPパターンは1985年以降正に転じているが、OKパターンは引き続き負の傾向にあり、アリューシャンLはその位置が北寄りながら引き続き勢力は強い。これは、近年のアリュ

ーションLの強化と東偏という指摘 (Trenberth, 1990) とおおむね対応している。このことは、アリューシャンLについてはその勢力のみならず位置の違いにも着目する必要があることを意味しており、本研究で RPCA を用いて、NP および OK という独立な二つの変動パターンを得たことは、今後の解析の大きな展望となる。

試みとして、日本の各地点の1月平均気温とNPおよびOKパターンの時系列との相関係数を求めた。NPパターンと1月気温の間には、西日本を中心に有意な正の相関、つまりアリューシャンLが北上弱化した時に暖冬、南下強化した時に寒冬、という関係が成り立つ。しかしながらOKパターンと気温の間には有意な相関が見られなかった。本稿では、他の気候要素との関係についてこれ以上の詳細な議論は行わないが、第V章で述べる500hPa高度場との対応と併せ、日本の気候を考える上では地上のより詳細な気圧変動に着目する必要があるといえる。

## 2. 7月

小笠原Hの発達・衰弱を表すMPパターンの時系列(第5図-b)には顕著な負のトレンドが見られ、小笠原Hは今世紀前半には現在よりも発達していたが、近年弱まっていることを示す。

またユーラシア大陸東部の気圧変動を表すNWパターンは1900年代前半、1910年代半ば、1930年前後および1970年代後半以降の正偏差と、1920年代および1940年~1970年代前半までの負偏差が顕著である(第5図-d)。NWパターンには、1960年代まではMPパターンと類似の負のトレンドがあり、1970年代以降、正に転じ始めている。

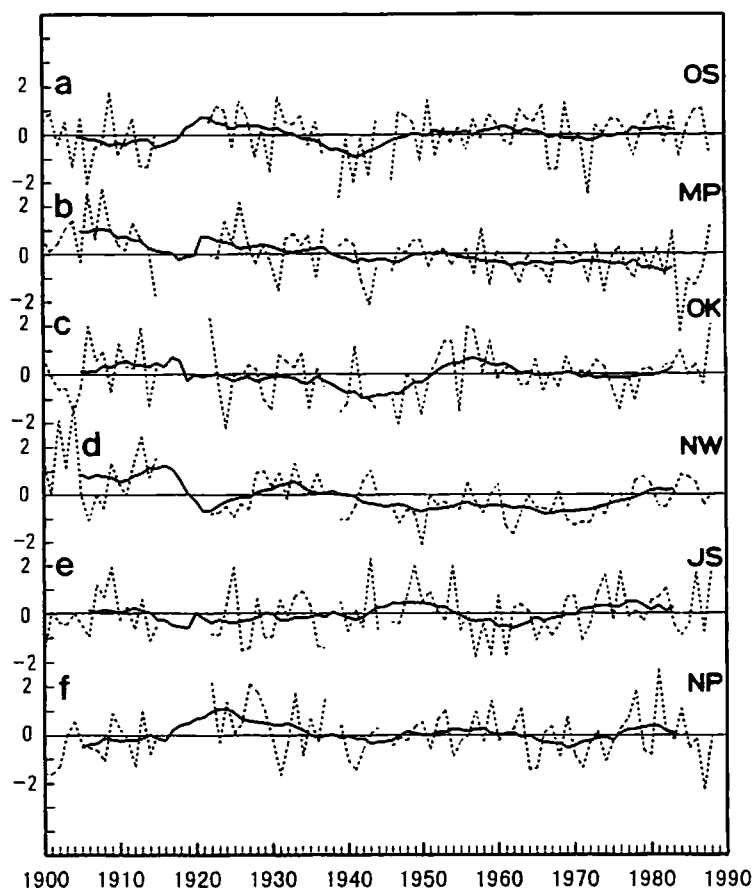
NWパターンの時系列と Parthasarathy *et al.* (1994) の示す全インドモンスーン期降水量は、年々変動においてはその相関は見られないものの、NWパターンの長期的な正(負)偏差期は、モン

soon降水量の長周期的な負(正)偏差期にはほぼ一致している。つまりNWパターンが表すユーラシア大陸東部の気圧変動はモンスーンLの東方への張り出しの強さを示し、スコアが負の時に張り出しが強く、正の時には弱い。したがってNWパターンはインドモンスーンの長周期的な活動そのものの指標となりうる。

オホーツク海Hの出現と小笠原Hの西北西方向への張り出しを表すOKパターンには約30年周期の変動が見られる。すなわち1910年前後、1950年代および1980年代後半に正であり、オホーツク海Hの頻発および持続を示す。また1940年代および1970年代後半に負で、小笠原Hが西日本へ張り出していたことを示す(第5図-c)。

小笠原Hの日本の南海上への張り出しを表すOSパターンの時系列は、1920年代、1950~1965年および1980年以降の正偏差(張り出し)、ならびに1915年以前、1940~1950年および1970年前後の負偏差(後退)を示しており、約30年周期の変動が見られる(第5図-a)。また小笠原Hの北北西方向への張り出しを表すJSパターンにも約30年周期の変動が見られ(第5図-e)、1910年前後、1940年代および1970年代には小笠原Hが北日本に張り出し、1920年代後半および1960年前後は北日本の気圧の谷が発達する傾向にあったことがわかる。さらに、小笠原Hの南北位置を表すNPパターンの時系列にも約30年周期が見られ、小笠原Hは1920年代、1950年代および1980年前後に北寄り、1910年以前、1940年頃および1960年代後半には南寄りであったことを示す。

OK、OS、JSおよびNPパターンに共通した約30年周期の変動から、小笠原Hが南北移動、日本の南方への西向き、西日本への西北西向き、および北日本への北北西向きの張り出しの各成分を持ち、それぞれが独立に約30年周期で変動していることがわかる。この周期に近い時間スケールを持つ気候



第5図 7月地上気圧パターンの主成分スコア時系列  
 実線は、11年移動平均を表す。

a: OS b: MP c: OK d: NW e: JS c: NP

Fig. 5 Time series of component scores of SLP anomaly patterns in July

Broken line shows raw value, solid line shows 11-year running mean.

周期として、カスピ海の湖面変動から発見され、多くの気候要素や経済現象にまで現れる約35年のブリュックナー周期(河村, 1986)がある。吉野(1984)は日本の降水量変動にもこのブリュックナー周期の存在を指摘しており、小笠原Hの変動がこのブリュックナー周期に相当するかどうかは、降水量変動などと併せて稿を改めて議論したい。

時間を追って地上気圧配置の変化を見ていくと、まず1915年以前はMP+およびNW+が顕著で、小笠原Hは発達し、同時にモンスーンLの東方への張り出しは弱い。これはPaker *et al.* (1994)の1901~1910年の夏季(6月~8月)平均図とほぼ一致する。

1920年代は、MP+, OS+, NP+が顕著であり、北太平洋Hは発達し、その位置は北寄りで、かつ日本の南方へ張り出していた。山本(1972)は日本の酷暑寡雨に関連した1911~1950年における北太平洋Hの北西偏を指摘しているが、小笠原Hの変動周期が約30年であるという本研究の結果は、この時間スケールの日本の天候と小笠原Hの関係を示唆している。

1930年代半ば以降MPパターンはトレンド的に、またNWパターンはそれ以前との間にギャップを挟みながら、それぞれ負の傾向にある。つまり小笠原Hは徐々に弱まり、アジアモンスーンの活動は活発である。海洋域や大陸域におけるトレンドやギャ

ップを持つ気圧変化は、データの不均一に依る可能性も考えられるが、第Ⅱ章で述べた東アジア領域におけるデータの均質性、Kutzbach (1970) や Trenberth and Paolino (1981) の結果、NW パターンと全インドモンスーン降水量の長期的変動の一致、などから真の変動であるといえる。1970 年以降は MP パターンの負偏差が持続し、小笠原H は引き続き弱い、NW パターンは 1970 年代以降正に転じ始めている。このことから、北太平洋H の発達・衰弱とインドモンスーンの活動の長期的な傾向は必ずしも一致しない。

これらの結果、本研究では梅雨後期から盛夏期に相当する 7 月の東アジア域地上気圧の変動を、RP CA を用いて詳細に明らかにしたといえる。

#### V 東アジア域に卓越する地上気圧パターンと北半球スケールの大気循環との関係

本章では、これまでの解析で得られた東アジア域の地上気圧パターンが、よりスケールの大きな対流圏での大気循環場とどのような関係にあるか、その鉛直構造も含めて調べる。1 月および 7 月の東アジア域の地上気圧パターンの時系列スコアと、気象庁長期予報課編集の北半球 500hPa 高度偏差場の 1946~1988 年における相関係数分布を、それぞれ第 6 図および第 7 図に示す。なお第Ⅲ章および第Ⅳ章の結果から、この地域に卓越する地上気圧偏差パターンの中心は大規模高低気圧の中心とは必ずしも一致せず、偏差の中心こそが地上気圧変動のキーとなることを示したので、以降第 1 図に示される各偏差パターンの中心を作用中心と称する。

##### 1. 1 月

第 6 図-a は NP パターンのスコアと 500hPa 高度との相関係数分布である。日本の東海上に中心を持ち北西太平洋域に広がる正相関域と、その北側の東シベリアから北米北西岸に連なる負相関域が見ら

れ、地上の作用中心と 500hPa の正相関域の中心はおおむね一致する。

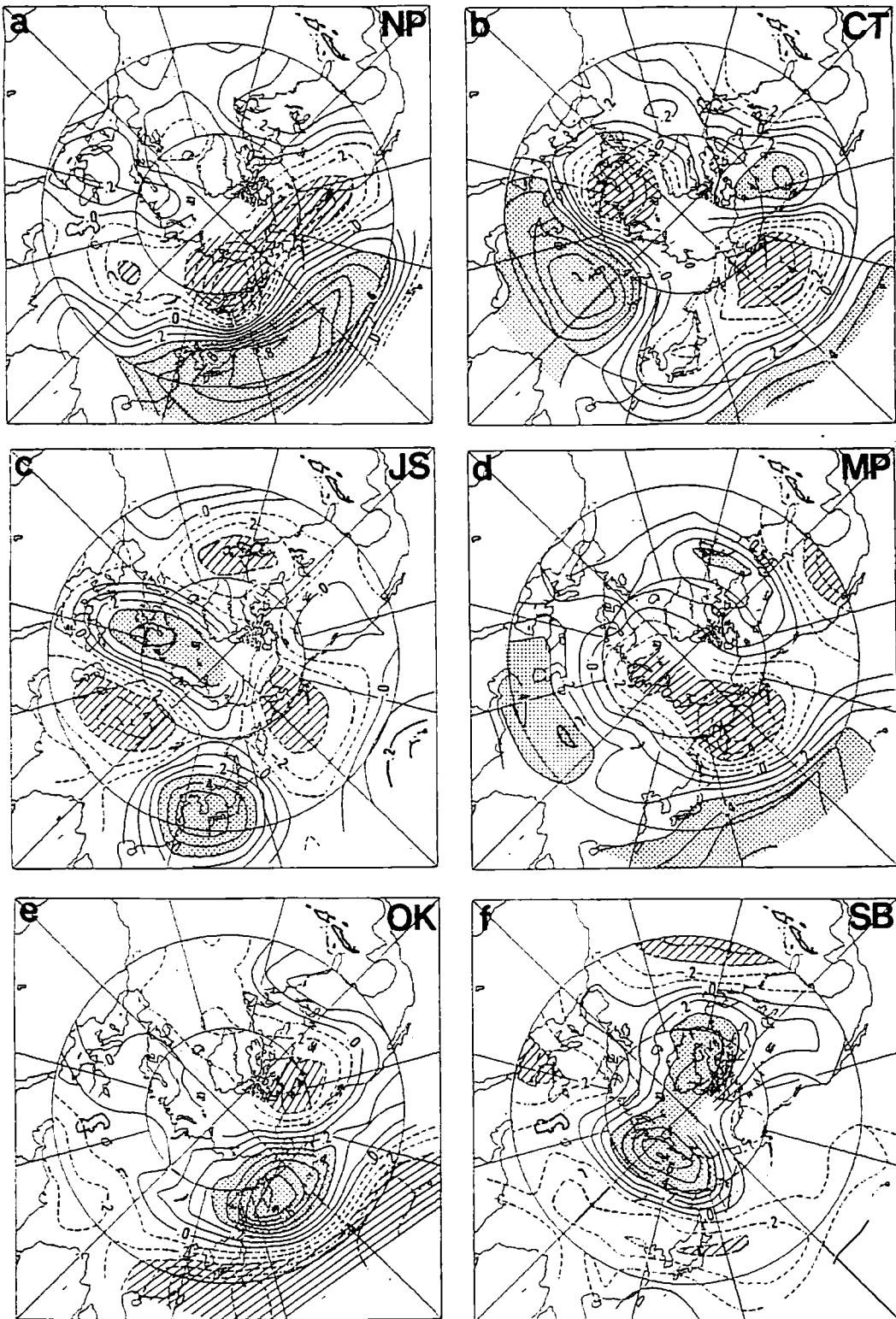
CT パターンと 500hPa 高度との相関分布では、北太平洋域からアリューシャン列島を経てカナダ西部へ正・負・正と並ぶ有意な相関域がある。またこれとは別にバルハシ湖付近に中心を持ち中央アジアに広がる正相関域と、スカンジナビア半島に中心を持つ負相関域が見られる (第 6 図-b)。地上の作用中心は、500hPa 高度における中国東岸の正相関と負相関の境界部にほぼ一致している。

JS パターンでは、カナダ北東部、スカンジナビア半島、中央アジア、朝鮮半島、ベーリング海とほぼ地球を 1 周する波数 3 の相関係数分布が見られる (第 6 図-c)。日本付近の正相関域はおおむね地上の作用中心に一致しており、日本付近の地上気圧変動を決定するシベリアH とアリューシャンL の東西位置は、より広範囲の半球全体の循環に対応していることがわかる。

MP パターンとの相関分布では、NP パターンと同様に北太平洋上の南北逆相関パターンが見られるが、その位置は NP パターンの分布より緯度にして 10 度ほど南寄りであり、北太平洋域の正相関域は同じく地上の作用中心に一致する。 (第 6 図-d)。また OK パターンでは日本の南部を含む北西太平洋、カムチャツカ半島、カナダ北西部へ負・正・負と相関域が並ぶ (第 6 図-e)。カムチャツカ半島の正相関域は地上の作用中心に一致し、相関係数分布は NP パターンよりも緯度にして 10~20 度ほど北寄りである。

SB パターンではタイミル半島とバフィン湾に中心を持つ極・高緯度域の正相関と、北大西洋、地中海東部、北日本など中緯度域に負相関が見られる (第 6 図-f)。地上の作用中心はユーラシア大陸東部の正・負相関域の境界にほぼ一致する。

以上の結果をまとめると、地上の作用中心を海洋側に持つ NP、MP および OK の各パターンでは、



第6図 1月地上気圧パターンの時系列スコアと500hPa高度の相関係数分布  
 実線は正、破線は負を表す。点域および陰影域はそれぞれ危険率5%で有意な相関係数を示す。  
 a:NP b:CT c:JS d:MP e:OK f:SB

Fig. 6 Distributions of correlation coefficient between component scores of SLP anomaly patterns and 500hPa geopotential height in January  
 Straight (broken) line shows positive (negative) value. Dotted (shaded) area shows the range of significant positive (negative) coefficient at the 5% level.



地上の作用中心は上層の正相関域の中心に一致し、NP および OK パターンでは有意な相関域は太平洋～北米域に限られる。これに対して地上の作用中心を大陸側に持つ SB および CT パターンでは、その作用中心が上層の正・負相関域の境界に位置し、いずれも有意な相関域は大西洋域を含む北半球全体に分布している。

Blackmon *et al.* (1979) は冬季北半球域の地上気圧と 500hPa 高度場の相関を調べ、海洋側では両者は正相関で順圧構造、大陸側では無相関もしくは負相関で傾圧構造であることを指摘した。また Hsu and Wallace (1985) は、北半球全域の RPCA で得られた地上気圧パターンと 500hPa 高度との相関係数から同様の結果を得ているが、半旬平均気圧を用いているため有意な相関係数は地上の作用中心付近に限られている。本研究の結果も、おおむね海洋側で順圧構造、大陸側で傾圧構造であり、上記の研究結果とはほぼ一致するが、月平均地上気圧で見した場合有意な相関係数はより広範囲に分布することを明らかにした。

第 6 図の相関係数分布から求められる偏差パターンは、実際の大気循環場に見られるものであるかという疑問を解決するために、以下では RPCA により得られるテレコネクションパターンとの関連を考える。従来の研究 (Wallace and Gutzler, 1981; Barnston and Livezey, 1987) によると、冬季北半球 500hPa 高度場に見られるテレコネクションパターンのうち、東アジア域に卓越するものとして次の 4 パターンが挙げられる。北太平洋域に大きな偏差域を持ち、ロッキー山脈、米国南部とおのおの逆の偏差域が波列のように続く Pacific/North American (PNA) パターン、日本の東側の北西太平洋における南北の逆偏差を示す Western Pacific (WP) パターン、北太平洋、バルカン半島、西シベリア、朝鮮半島と正負の偏差域が波列上に並んでいる Eurasian (EU) パターン<sup>8)</sup>、ユー

ラシア大陸東部の極・高緯度地域での南北逆偏差を示す Northern Asian (NA) パターンである。地上の JS パターンの相関係数分布は 500hPa 高度における EU パターンに、SB パターンのそれは 500hPa の NA パターンにそれぞれほぼ一致しているが、地上の NP および OK パターンの相関係数分布には、それぞれ PNA および WP パターンの特徴が混在している (第 6 図)。

この関係をより明確にするために、地上の NP および OK パターンの経年変動と、これとは独立に得られた 500hPa 高度場のテレコネクションパターンの経年変動 (Yasunari and Ueno, 1996) との相関係数を求めた。その結果 OK パターンは、PNA パターンと 0.43、WP パターンと 0.73 とともに危険率 1% で有意な正相関にある。一方、NP パターンは、PNA とは 0.42 で同じく有意な正相関にあるが、WP とは  $-0.62$  で有意な負相関にある。

上層で PNA+, すなわち北太平洋域に広大な正偏差が卓越すると、地上では NP+ および OK+ となる。この両者に共通するのはアリューシャン L の弱化である。逆に PNA-, すなわち北太平洋域が広大な負偏差でおおわれるときには NP- および OK- で、アリューシャン L が強化される。一方、上層で WP+, すなわち東アジア域における偏西風の流れが、日本の東側で東西流型の時には、地上では OK+, NP- となり、両者に共通なのはアリューシャン L の南下である。逆に WP- の時には偏西風の流れは南北流型となり、地上では OK-, NP+ で、アリューシャン L の北上を表す。つまり上層の PNA パターンがアリューシャン L の勢力に対応するのに対して、WP パターンはその南北の位置に対応しているという違いがある。

PNA パターンが 1970 年代の後半から 1980 年代の後半にかけて、アリューシャン域の負偏差が深まるように強化されたことは他の多くの研究で明ら

かになっている (たとえば Nitta and Yamada, 1989). しかしながら, 500hPa 高度場における PNA および WP パターンと地上の NP および OK パターンは 1 対 1 では対応せず, 互いに二つのパターン同士が混在する形で対応する. また第 IV 章で示したように, NP パターンと日本の気温の間には有意な相関があるが, OK パターンにはない. 本研究のこのような結果は, 気象庁の長期予報のようにエルニーニョおよびそれと関連する PNA パターンと日本の天候を一義的に結びつけることはできず, 地域性の大きい日本の気候変動との関連を考える上では, 地上気圧の詳細な変動をも考慮する必要があるといえる.

## 2. 7 月

第 7 図に各地上気圧パターンと 500hPa 高度との相関係数分布を示す. OS パターンでは, 日本の南方, 西部北太平洋, 東部北太平洋, 米国西海岸および北米中部と, 南西~北東方向に正・負相関域が並ぶ (第 7 図-a). 日本の南方において地上の作用中心と 500hPa の正相関域はほぼ一致しており, 地上の小笠原Hが日本の南方へ張り出す OS+の時は上層の亜熱帯Hの西偏強化に対応している.

MP パターンとの相関では, 中部太平洋からアリューシャン列島, ボーフォート海に至る南北の波列が見られ (第 7 図-b), 中部太平洋において地上の作用中心と正相関域がほぼ一致している. 小笠原Hが発達する MP+の時は, 500hPa 高度においても正偏差である. また NP パターンとの相関では, ベーリング海から北日本に広がる正相関域が見られ, 地上の作用中心とほぼ一致している (第 7 図-f).

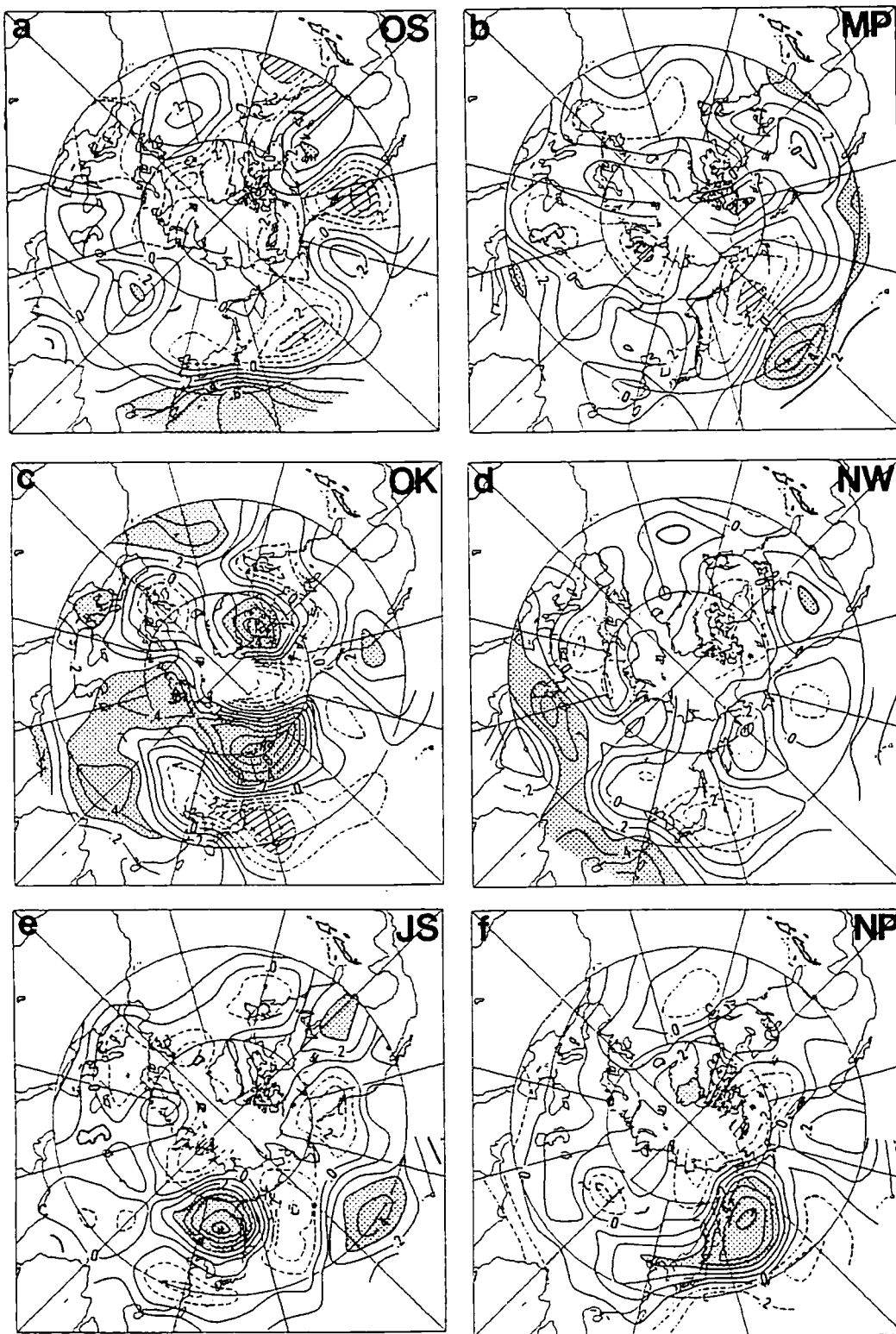
このように小笠原Hの変動を表す地上気圧パターンでは地上と上層の偏差がほぼ一致する順圧構造が見られ, 北太平洋Hの西側に当たる小笠原Hは背の高い順圧構造をしている (根山, 1968) という従来の結果と一致している.

OK パターンでは, カムチャツカ半島と日本の東海上の南北逆相関パターンが見られる (第 7 図-c). 地上でオホーツク海Hが発達する OK+の時, 上層ではカムチャツカ半島付近にブロッキングが見られ, 月平均でみたオホーツク海Hも順圧構造をしている. この南北逆偏差は, ボーフォート海, バフィン島へ続く波列構造をも示している. このほかシベリア中部からチベット高原にかけて有意な正相関が見られ, OK パターンに対応する上層の循環場の変動は, 比較的広い空間スケールを持っている.

NW パターンでは, 東南アジアからカスピ海に至る帯状の正相関域が見られるが, 地上の作用中心とは一致していない (第 7 図-d). また JS パターンとの相関図には, 中部太平洋上と中国東北部の正相関域が見られる. 中国東北部に位置する正相関域の中心は OK パターンのそれよりも南西方向にあるが, 地上の作用中心とは一致していない (第 7 図-e).

夏季の上層の循環型の研究は, 冬季と同様に古くから数多く行われているが (たとえば, 高橋・飯田, 1955), PCA や RPCA により得られるテレコネクションパターンという概念が導入されてからの解析は, Barnston and Livezey (1987) の 700hPa 高度場の解析などに限られている. 本研究の結果, 7 月の相関係数分布は, OK および OS パターンを除いて全体的に有意な相関域の範囲は小さく, その分布も 1 月のように半球全体に分布しておらず偏在していることが明らかになった. また海洋側に作用中心を持つ OK, OS, MP および NP パターンでは, 作用中心の位置と 500hPa 高度の正偏差が一致する順圧構造を示し, 冬季と同様 Blackmon *et al.* (1979) の結果と一致していることを明らかにした.

OS パターンの相関係数分布は, 日本の南海上から太平洋を通り北米に至る波列パターンである. 過去の研究より, 西太平洋上フィリピン付近の海面水



第7図 7月地上気圧パターンの時系列スコアと500hPa高度の相関係数分布  
 a: IO b: MP c: OK d: NC e: JS f: NP

Fig. 7 Distributions of correlation coefficient between component scores of SLP anomaly patterns and 500hPa geopotential height in July

温が高い時にこのような波列が出現することが指摘されている (Tsuyuki and Kurihara, 1989; Nitta, 1990). つまり OS パターンが示す小笠原Hの日本の南方への張り出しは、西太平洋の海面水温の変動に関連していると考えられ、実際この領域の海面水温が高い時に亜熱帯Hが発達することが指摘されている (気象庁予報部長期予報課, 1987). しかしながら、小笠原Hの発達・衰弱を表す MP パターンと 500hPa 高度場との相関分布には南北波列が見られ、東西波列は見られない。また NP および JS パターンの相関係数分布は局所的であり、波列分布は見られない。つまり地上ではわずかな気圧パターンの変動も上層の大きな循環場が異なっている。よって本研究では RPCA の適用により、小笠原Hの詳細な位置・強さの変動とその鉛直構造の違いを明らかにしたといえる。

また6パターンのうちとくに梅雨後期の気圧配置と関連深いと考えられる OK パターンでも、有意な相関係数が比較的広範囲に広がっている。東アジア域における南北の偏差波列のほか、タイミル半島からチベット付近にかけてのユーラシア大陸中部の正相関が特徴である。この地域の大気循環や陸面状態と日本の梅雨期の気候との関係については、モンスーン降水量と梅雨降水量との相関 (たとえば、朝倉, 1970) や、春の西シベリア積雪とオホーツク海Hの強さとの相関 (千葉・小寺, 1989) などの統計的研究が行われている。日本の気候要素の変動と関連づけた考察については稿を改めるが、本研究では東アジア・西太平洋領域における、梅雨後期に当たる7月の主要な大気循環パターンとして OS および OK パターンを得たことは意義がある。

## VI 結 論

東アジア・西太平洋地域における地上気圧場の長年の変動を、回転主成分分析 (RPCA) で表される作用中心の長期的変動という形で明らかにした。

結果は以下の通りである。

① 1月の地上気圧変動は、アリューシャンLについて北上弱化/南下強化を表す NP パターン、南下弱化/北上強化を表す OK パターン、日本の南東海域の気圧変動を表す MP パターン、シベリアHについて、その中心付近の強さ (勢力) を表す SB パターン、南への張り出しを表す CT パターン、日本付近でのシベリアHとアリューシャンLの位置関係を表す JS パターン、の6偏差パターンの変動で主に記述される。各パターンの時系列変化および500hPa 高度場の循環との関係より、以下のことが明らかになった。

- ・ NP および OK パターンで表される北西太平洋の気圧変動、とくにアリューシャンLの勢力や位置の変動には、トレンドや20年以上の時間スケールの長周期変動が見られる。これに対して SB および CT パターンで表されるシベリアHの勢力や位置の変動には、主に年々変動で代表されるより短い時間スケールの変動が卓越している。

- ・ 1900年代はシベリアH・アリューシャンLともその勢力は弱い。シベリアHの勢力は1930年代から1940年代前半にかけて、アリューシャンLの勢力は1970年代以降に、それぞれ極大に達している。

- ・ アリューシャンLの中心位置は1940年代後半以降日本寄りに位置し、とくにそれは1950~1960年代にかけて顕著である。

- ・ 地上の JS および SB パターンは、500hPa 高度場の EU および NA パターンとそれぞれほぼ1対1で対応している。これに対して、NP および OK パターンはともに、500 hPa 高度場の PNA および WP パターンとは1対1では対応せず、相関分布は両者の特徴を合わせ持つ。

- ・ 1970年代半ば以降 PNA パターンが卓越しているが、地上の強いアリューシャンLの中心位置は1980年代半ばから北偏しており、単に勢力だけで

なく位置の変動にも注目する必要がある。

②7月の地上気圧変動は、小笠原Hについて、その発達・衰弱を表すMPパターン、南北位置を表すNPパターン、日本の南海上への張り出しを表すOSパターン、北日本への張り出しを表すJSパターン、オホーツク海Hの消長と小笠原Hの西日本への張り出しを表すOKパターン、モンスーンLの拡大に伴うユーラシア大陸東部の気圧変動を表すNWパターンの6つの偏差パターンで表される。以下に長期的変動と500hPa高度場との関連の要点を示す。

・NWパターンで表されるモンスーンLの西方への張り出しは、今世紀初頭から1960年代まで強まる傾向にあったが、1970年代以降再び弱まっている。これは全インドのモンスーン期降水量の変動傾向と一致し、NWパターンはインドモンスーン活動の指標となりうる。

・MPパターンで表される小笠原Hは、今世紀初頭から現在まで引き続き弱まる傾向にある。またその位置の変動を表すOS、JS、NP、OKの各パターンには、それぞれ約30年周期の変動が見られ、地上の小笠原Hについては発達・衰弱のみならず、とくに日本への張り出しとその方向に着目する必要がある。

・とくに梅雨後期の気圧配置と関連深いOKパターンは、1940年代の負偏差と、1950年代の正偏差が顕著であり、オホーツク海Hの活発・不活発を示している。

・地上気圧配置と500hPa循環場との対応は、大陸側に作用中心を持つNWおよびJSパターンを除き、海洋上ではおおむね順圧的である。全体的に1月に比べてその空間スケールが小さいが、OKパターンは比較的大きなスケールの500hPa循環と関連しており、カムチャツカ半島付近のブロッキング循環とそれに続いた北米北部への南北波列構造のほか、ユーラシア中部やチベット域にも有意な相

関を持つ分布を示す。またOSパターンは亜熱帯Hの西偏のほか、そこから北米に至る東西波列状の相関分布を示す。

本研究の遂行に当たっては、気象庁統計室には地上気圧データの、また同長期予報課には北半球500hPa高度偏差データの提供を受けた。さらにアメリカ大気科学研究センターには、地上気圧データの提供を受けるとともに、地図作成システムを使用させていただいた。ここに深く感謝の意を記す。

本研究は、筆頭著者が筑波大学大学院地球科学研究科に提出した博士論文の一部であり、1993年4月の日本地理学会春季学術大会において発表した内容の一部に加筆修正したものである。また本研究の遂行に当たっては、平成7年度文部省科学研究費補助金「日本における気温変動とアジアモンスーンの変動との関連に関する研究」(奨励研究B、代表者：西森基貴、課題番号：07916006)、および平成6～7年度同補助金「気候システムの年々変動における季節サイクルと季節内変動の役割」(一般研究B、代表者：安成哲三、課題番号：05452077)を使用した。

(投稿 1995年12月19日)

(受理 1996年7月6日)

## 注

- 1) 計算上は固有ベクトル軸ではなく、因子分析で用いられる共通性で規準化した因子負荷量軸に対して回転を行う。
- 2) 特定の要因による時間的に無相関な変動が、空間的に必ずしも直交している必要はない。直交回転を施すと、たかだか相関係数0.01のオーダーであるが空間的直交性が崩れる。これにより、逆に要因ごとに対応した変動をはるかに抽出しやすくなる。Richman (1986) は斜交回転を施すと空間的な解釈がさらに容易になるとも述べているが、時間的な直交性を崩してしまうので本研究では採用しなかった。
- 3) 第1成分は、極域を挟みアラスカ南方の北太平洋域と西ヨーロッパ～北大西洋域に同位相の偏差を持つ変動パターンを、また第2成分は極域と北太平洋域で同位相の偏差を持つ変動パターンを示している。
- 4) 最近では小笠原Hという語は用いられる機会が少なくなっているが、本研究では東経180度以西の地上気圧を対象としており、それ以东のハワイHを含む北太平洋Hとの混同を避けるためにあえて用いる。
- 5) Kutzbach (1970) の7月第1成分は、極および高緯

度に大きな偏差を持ち、中緯度に弱いながら逆位相の偏差を持つ。東アジア域にはオホーツク海に極からの偏差が張り出しており、本研究の OK+ に相当する。また第3成分は、アリューシャン列島の北側に正の、日本の南東の中部太平洋および中国に負の、それぞれ偏差を示し、本研究の MP- および NW- に相当する。一方、Trenberth and Paolino (1981) の夏季 (6月~8月) 第2成分は、東アジア域においてオホーツク海から中国を経て日本の南方海上に至る、日本の西側を迂回するような偏差域が見られ、本研究の OK-, NW- および OS- と対応している。また第3成分は北東太平洋から中部太平洋に連なる偏差を持ち、本研究の MP+ に相当する。

6) 欠測がある場合も、11年の内でスコアの計算された年数分の平均値を11年移動平均値とした。

7) 本研究の NP パターンを PNA (Pacific North/American) パターン、以下 CT を C (Chinese) パターン、OK を P (Pacific) パターン、SB パターンを S (Siberian) パターンとして抽出している。

8) Barnston and Livezey (1987) では、北大西洋からユーラシア大陸を経て東アジアに至る中心位置のずれた2つの波列パターンが得られており、このうち Wallace and Gutzler (1981) が得た EU パターンに相当するものを EU1 としている。ここでは頻繁に引用される Wallace and Gutzler (1981) の呼称に統一した。

## 文 献

- 朝倉 正 (1970) : 日本の気候変動と大気の大気熱冷源の研究。気象研究ノート, 105, 277-290.
- 朝倉 正・久保木光熙 (1963) : 冬季の月降水量と月平均北半球 500mb 天気図との関係——降水量の長期予報 (第2報) ——。研究時報, 15, 94-105.
- 柏原辰吉 (1987) : 北太平洋を中心とした最近の冬季の冷化について。天気, 34, 777-781.
- 河村 武 (1986) : 『気候変動の周期性と地域性』, 古今書院, 304p.
- 気象庁予報部長期予報課 (1987) : 夏の3カ月予報の検討。研究時報, 39, 163-171.
- 倉嶋 厚 (1969) : オホーツク海高気圧について。研究時報, 21, 170-193.
- 高橋浩一郎 (1955) : 『動気候学』, 岩波書店, 316p.
- 高橋浩一郎・飯田陸治朗 (1955) : 700mb 偏差図型の分類について。研究時報, 7, 687-695.
- 千葉 長・小寺邦彦 (1989) : 西シベリアの春の積雪面積と6月の東アジアの循環。昭和63年度全国長期予報技術検討資料, 1-11.
- 根山芳晴 (1968) : 北太平洋高気圧の構造と気候変動。気象研究ノート, 97, 294-312.
- 三上岳彦 (1974) : 北太平洋高気圧領域の経年変動。地学雑誌, 83, 38-47.
- 三上岳彦 (1975) : 主成分分析による夏季気温分布型の表現とその動気候学的考察。地理学評論, 48, 784-797.
- 三上岳彦 (1978) : 北半球における気候変動の地域差に関する動気候学的研究。地理学評論, 51, 38-59.
- 村田昌彦・吉野正敏 (1988) : 日本における梅雨期の降水量変動の復元。地理学評論, 61A, 643-656.
- 山川修治 (1988) : 東アジアにおける卓越気圧配置型の季節推移からみた近年の気候変動。地理学評論, 61A, 381-403.
- 山川修治 (1989) : 20世紀の寒冷期・温暖期・変動期における東アジア地上気圧配置の季節内変動と特異性。地学雑誌, 98, 833-852.
- 山本武夫 (1972) : 極東における降水量の長期変動。地学雑誌, 81, 199-222.
- 吉野正敏 (1984) : 『気候学』, 大明堂, 350p.
- 吉野正敏・福岡義隆 (1967) : 半旬別の気圧配置ごよみ。天気, 14, 250-255.
- 吉野正敏・甲斐啓子 (1977) : 日本の季節区分と各季節の特徴。地理学評論, 50, 635-651.
- Barnston, A. G. and Livezey, R. E. (1987): Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083-1126.
- Blackmon, M. L., Madden, R. A., Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1979): Geographical variations in the vertical structure of geopotential height fluctuations. *J. Atmos. Sci.*, 36, 2450-2466.
- Horel, J. D. (1981): A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2080-2092.
- Hsu, H. H. and Wallace, J. M. (1985): Vertical structure of wintertime teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1693-1710.
- Kidson, J. W. (1975): Eigenvector analysis of monthly mean surface data. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 177-186.
- Kutzbach, J. E. (1970): Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 708-716.
- Ninomiya, K. and Mizuno, H. (1987): Variations of Baiu Precipitation over Japan in 1951-1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 65, 115-127.
- Nitta, T. (1990): Unusual summer weather over

- Japan in 1988 and its relationship to the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 575-588.
- Nitta, T. and Yamada, S. (1989): Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 375-383.
- North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F. and Moeng, F. J. (1982): Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 699-706.
- Parker, D. E., Jones, P. D., Folland, C. K. and Bevan, A. (1994): Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 99, 14373-14399.
- Parthasarathy, B., Munot, A. A. and Kothawale, D. R. (1994): All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993. *Theoretical and Applied Climatology*, 49, 217-224.
- Richman, M. B. (1986): Rotation of principal components. *Jour. Climatol.*, 6, 293-335.
- Trenberth, K. E. (1990): Recent observed interdecadal climatic change in the Northern Hemisphere. *Bulletin American Meteorological Society*, 71, 988-992.
- Trenberth, K. E. and Paolino, D. A. (1980): The Northern Hemisphere sea-level pressure data set; Trend, errors and discontinuities. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 855-872.
- Trenberth, K. E. and Paolino, D. A. (1981): Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1169-1189.
- Tsuyuki, T. and Kurihara, K. (1989): Impact of convective activity in the Western Tropical Pacific on the East Asia summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 231-247.
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.
- Williams, J. and van Loon, H. (1976): An examination of the Northern Hemisphere sea-level pressure data set. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1354-1361.
- Yasunari, T. and Ueno, K. (1996): Seasonal and interannual variability of teleconnection patterns in the Northern Hemisphere. Forthcoming.

## Long-term Variation of the Sea Level Pressure Field in the East Asia and Western Pacific Region

Motoki NISHIMORI\* and Tetsuzo YASUNARI\*

The purpose of this study is to clarify the long-term variations of the sea level pressure (SLP) field in the East Asia and Western Pacific region. The monthly average SLP in this region is objectively analyzed using rotated principal component analysis (RPCA), and the correlations between obtained SLP anomaly patterns and the 500hPa geopotential height field are examined. The results are described as follows.

1) Six anomaly patterns are derived in January. The Northern Pacific (NP) and Okhotsk-Kamchatka (OK) patterns represent the northward/weakened or southward/intensified and southward/weakened or northward/intensified Aleutian Low, respectively. The Mid Pacific (MP) pattern represents the fluctuation of the SLP over the southeastern ocean area of Japan. The Siberia-Baikal (SB) and China-Taiwan (CT) patterns represent the intensity and southward extension of the Siberian High, respectively. The Japan Sea (JS) pattern represents the east-westward extension of the Siberian High or Aleutian Low over Japan.

2) The intensity and location of the Aleutian Low, represented by the NP and OK patterns, fluctuate with the interdecadal period scale or linear trend. On the other hand, those of the Siberian High, represented by the SB and CT patterns, have variability on a year-to-year scale. In the 1900s, a weakened Aleutian Low and Siberian High were seen. The Siberian High intensified in the period from the 1930s to early-1940s. The Aleutian Low was located westward after the late-1940s, which was especially remarkable in the 1950s and 1960s. The Aleutian Low developed after the 1970s, and its location was northward after the mid-1980s.

3) The surface JS and SB patterns correspond to the Eurasian (EU) and Northern Asian (NA) patterns at the 500hPa height field, respectively. On the other hand, the surface NP and OK patterns do not have one-to-one correspondence to the Pacific / North American (PNA) and Western Pacific (WP) patterns at 500hPa. Although the PNA pattern has dominated continuously after the mid-1970s, the surface Aleutian Low located westward after the mid-1980s.

4) Six anomaly patterns are also derived in July. The MP pattern represents the developing of the Ogasawara High, corresponding to the western side of the North Pacific High. The NP pattern represents the north-southward location of the Ogasawara High, and the Ogasawara-Southwestern Islands (OS) and JS patterns represent the extension of the Ogasawara High to the southern ocean area and to the northern parts of Japan, respectively. The OK pattern represents the appearance of the Okhotsk High and the extension of the Ogasawara High over the western part of Japan, and the Northwestern China (NW) pattern represents the fluctuation of the SLP in the eastern parts of the Eurasian continent.

5) The intensity of the Ogasawara High, represented by the MP pattern, has shown a decreasing trend of intensity since the 1900s, while the variations of its extension, represented by the OS, JS and NP patterns, have about a thirty-year period, respectively. The activity of the Monsoon Low, represented by the NW pattern, had a tendency to intensify before the 1960s, but to weaken again after the 1970s. This feature corresponds to the variation of monsoon rainfall in India, which indicates that the NW pattern may represent the activity of the Indian monsoon.

6) The relationships between circulation patterns of the surface and 500 hPa in July are not so clear as those in January. However, the surface OS and OK patterns are closely related to large-scale circulation change at 500 hPa. The OK pattern is related to blocking phenomena over the Kamchatka Peninsula, and also correlated with the change in geopotential height over central Eurasia and the Tibetan plateau. The OS pattern is closely related to the westerly extension of the Subtropical High over the western Pacific, and is correlated with the circulation field further eastward, to North America.

**Key words :** sea level pressure, East Asia, teleconnection pattern, rotated principal component analysis, long-term variation