

### 北太平洋西部地域の冬季の気候経年変化の特徴

三瓶, 達成 / SAMPEI, Tatsunari

---

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY / 法政地理

(巻 / Volume)

34

(開始ページ / Start Page)

1

(終了ページ / End Page)

16

(発行年 / Year)

2002-03-24

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00025903>

## 北太平洋西部地域の冬季の気候経年変化の特徴

### 三 瓶 達 成

冬季の太平洋西部地域の地上気圧場に主成分分析を適用することで、代表的な地上気圧場の変動パターンと、そのパターンの強く現れている年を客観的に抽出した。選ばれたそれぞれの年について500 hPa面の気温および200 hPa面における中緯度偏西風ジェットに見られる特徴について明らかにすることで、地上気圧場の経年変化に伴う気候環境の変化について考察を試みた。その結果、第1主成分は偏西風の南北循環の強弱の変動に伴う、地上気圧場の中・高緯度間の変動を示すものであり、日本海への寒気の南下頻度に年による格差をもたらす。第2主成分は、太平洋西部の東西の気圧場の変動であり、偏西風の北太平洋東部のリッジの位置の変動に伴われる変動であった。この変動では、北太平洋東部の南北成分の風の卓越する領域が大きく変動するため、太平洋東部地域の冬季の気温環境への影響がより大であると考えられた。

キーワード：冬季気候、寒気の吹き出し、経年変化、主成分分析、偏西風、北太平洋西部

Key words : climatic condition in winter, cold air outbreak, interannual variability, principal component analysis, westerlies, western part of North Pacific area

### I はじめに

ある地域で起こる気象要素の経年変動は、単独に起こるものではなく、時間・空間的に様々なスケールを持つ変動の相互作用の一側面である。複雑な大気システムの構造を明らかにする事は気候学および気象学の重要な研究課題である。半球規模、もしくは全球規模で、地球大気は相互作用を持つことが分かっていることから、現在ではグローバルスケールの観測網や観測プロジェクトが整備され、この分野の研究は進んできている。

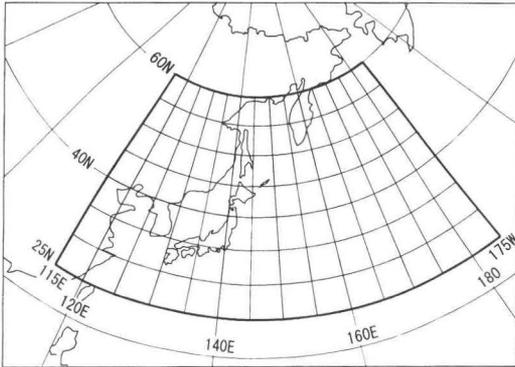
アジア地域の気候変動の研究においても長期予測の必要性から、気温、降水量の変動を扱ったものなど多く存在する。冬季の降水量を偏西風の状態と結びつけて長期予測の可能性を示した朝倉・久保木(1963)、地上気圧場の変動と降水量の変動の関係を記した山本(1972)、梅雨期の降水量の変動に主成分分析を適用した村田・吉野(1988)、季節風の強弱と日本海の海水温に注目し、日本の冬季気候の経年変動について述べた松村・謝(1998)など挙げる事が出来る。

気候変動を明らかにするためには、ある気象要

素に注目して気候の経年変化を明らかにする方法が考えられる。その際に問題となるのは、対象とする要素の空間的な変動スケールに見合うデータの客観性と時間、空間的な妥当性である。従来の研究においても、点として存在する観測データをいかにある範囲を持った地域の傾向として扱うかということに工夫がなされてきた。近年ではグリッドデータのようなこの分野の研究に有効なデータセットが充実してきていることから、過去の研究におけるデータ上の制約の問題を解決し、新しい視点から検討し直すことも重要となる。

本研究では、気候の経年変化の特徴を明らかにする上で、地上における降水量や気温の変動に注目するのではなく、地上気圧場の経年変動に注目した。冬の極東地域には、冬季の天気を支配するシベリア高気圧、アリューシャン低気圧の二つの大きな作用中心が存在しており、その勢力を表す地上気圧場の変動からアプローチする事は、気候の経年変化を研究する立場からも有意義である。

地上気圧場のような面としての情報の時間的な変動のパターンを客観的に評価する方法として、気候学の研究では主成分分析がよく用いられる。



第1図 研究対象地域および地上気圧場の解析に用いた $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ の計98グリッド。

極東地域の地上気圧場の変動に主成分分析を適用した研究として西森・安成（1996）が存在する。この研究では、極東地域の地上気圧場を経年的に変動させている作用中心を主成分分析を用いて明らかにしている。今回の研究においても、冬季の気候の特徴をとらえる際の解析対象年を客観的に選択する目的で、ほぼ同地域に主成分分析を適用した。その結果、冬季の変動パターンとしてやはり同様な結果を得ており、その中から主要な2つのパターンについて今回は気候の経年変化の特徴を明らかにしていく。

## II 地上気圧場の変動パターンの抽出

本研究では、まず、主成分分析により地上気圧場の変動パターンを抽出する。抽出されたパターン毎に主成分スコアの値から変動が強く現れている年を選ぶ。これにより、解析対象年が客観的に選ばれたこととなる。それぞれの年の気候状態を比較することで、地上気圧場の変動に伴った気候変動を明らかにする。その際、冬季の地上気圧場の変動は上空のより大きな循環の変化（例えば偏西風の蛇行）と結びつけて考える視点が必要であると考えたため、今回は地上における降水量や気温との対応を扱うのではなく、特に、偏西風の蛇行の変化に注目することで冬季の極東域の気候の経年変化について考察を行った。

### 1. 方法

地上気圧場の変動パターンを抽出する客観的な方法として、主成分分析を用いた。主成分分析にかけたデータは、NCEP / NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) の再解析データによる $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ グリッドの月平均1000 hPa面高度データである。第1図に解析に使用した領域を示した。対象とした期間は、データの都合上1959年12月に始まる冬季から1999年2月までの40冬季である。本研究では冬季を12月、1月、2月の3ヶ月間とし、ある年の冬季は前年の12月から始まる冬季とした。つまり、1963年冬季の場合、1962年12月、1963年1月、2月からなる。毎月の $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ グリッドの1000 hPa面高度データは、グリッド毎にまず1冬季平均した。そうして出来たグリッド毎の40冬季のデータをさらに全期間平均し本研究におけるグリッド毎の平年値とした。実際に主成分分析にかけられるデータはこの平年値からの各冬季の偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータである。つまり、1グリッド毎に40冬季分の時系列データが出来、それが対象とした98グリッド分存在する<sup>1)</sup>。多変量解析にグリッドデータを用いる際の問題点として、高緯度ほどグリッドが密になる事で、高緯度の変動が強められるということがいわれている（西森・安成 1996）。よって今回はほぼ同地域の地上気圧場に主成分分析を適用した西森・安成（1996）の研究に習い、各グリッドの中心緯度の $\cos\theta$ の平方根をそれぞれのデータに乗じる事で重み付けを行った。

主成分分析は $n$ 個からなる変数の行列を、情報の損失を最大限に抑えたより少ない変数に集約することを目的とする分析法である。よって、主成分分析では上位主成分のみを扱うのが普通であるが、本研究において求められた主成分の第何主成分まで扱うかという事に関しては以下に示す通りとした。

主成分分析を気候学に適用する場合の問題点として、主成分分析の直交性のため、求められた主成分が物理的に意味のある主成分か疑問となる場

合があるといわれている（村田・吉野 1988, 西森・安成 1996）。この問題を解決するために、因子軸を回転するという方法がある（村田・吉野 1988, 西森・安成 1996）。本研究においては抽出された主成分の因子軸の回転は行っていない。しかし、上記の問題点が指摘されていることから、ほぼ同じ領域で地上気圧に回転主成分分析を行った西森・安成（1996）によって求められた変動パターンとほぼ同様となった、第1主成分と第2主成分についてのみ解析の対象とした<sup>2)</sup>。主成分分析の計算は分散共分散行列をもとに行った。

## 2. 抽出結果

第2図に、40冬季の1000 hPa面高度データをもとに主成分分析を行った結果として得られた、第1主成分と第2主成分の因子負荷量分布図を示した。以下、それぞれの主成分毎に考察を行う。

第2図aは、第1主成分の変動パターンを示している。基としたデータが規準化した1000 hPa面高度の年平均偏差のデータのため、因子負荷量の値は、グリッド毎の地上気圧の高低の変化を意味している。この主成分は、全体の変動の約46%を説明しており、対象期間の地上気圧場の変動をかなり反映している変動である。因子負荷量は150° E, 40° N付近に変動の中心を持つような分布になっており、南東方向に因子負荷量の大きな

領域が広がっている。因子負荷量分布から第1主成分は、中緯度と高緯度の気圧の高低の変動を示したパターンであると考えることが出来る。

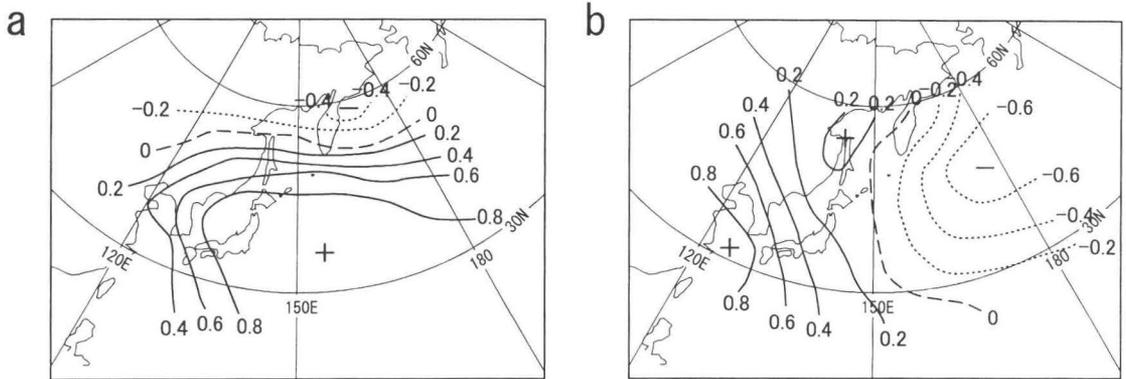
第2主成分の因子負荷量は180° E, 55° N付近に負の大きな値、115° E, 35° N付近に正の大きな値が各々見られる。この場合も因子負荷量は地上気圧の年平均偏差の高低の変動を示しているの、第2主成分は地上気圧の年平均偏差の東西のシーソーパターンであると考えられる。

## 3. 地上気圧場の時間的な変動パターン

主成分分析では主成分スコアを見ることで、年ごとに主成分の示す変動がどのくらい強く現れているかを知る事が可能である。第3図に主成分毎の主成分スコアの時系列の変化を示した。

主成分分析では、個々の変数に固有ベクトルを乗じその和を求めることで主成分スコアが算出される<sup>3)</sup>。従って、第2図に示した因子負荷量の絶対値が大きな領域において、その年の気圧の高低により、年毎のスコアの値に変化が現れる。つまり、スコアの正の年、負の年上位数年を選ぶことで、地上気圧場における変動の極端な年を客観的に抽出することが出来る。今回は主成分毎に正の年、負の年ともに上位3年を対象年に選んだ。

第3図aは第1主成分のスコアの時間的な変化を示している。主成分スコアが正の値で大きい年



第2図 主成分分析により求められた各主成分の因子負荷量分布図 (a 第1主成分 寄与率 46.41% : b 第2主成分 寄与率 20.50%)。等値線は0を破線とし、負の領域は点線、0.2毎に引いた。

は、1973年、1979年、1989年、1990年などであり、スコアが負の方向に強い年は、1962年、1963年、1974年、1981年、などである。それぞれ上位3年として抜き出された年は、スコアが正の年は、スコアの大きい順に1990年、1989年、1973年であり、スコアが負の年は、負の値に大きい順に1963年、1981年、1962年である。負の年の上位1位と2位に、記録的な豪雪年である1963と1981年（サンパチ豪雪とゴウロク豪雪）が選ばれた事は注目に値する。

第2主成分において、スコアが正の方向に強い年は、1964年、1977年、1987年、1996年などであり、負の方向に強い年は1966年、1969年、1979年、1985年、1994年などである。その結果、第2主成分の変動を強く示している年として、スコアが正の年は1977年、1964年、1996年の3ヶ年を、スコアが負の年として1969年、1979年、1966年をそれぞれ選択した。

主成分スコアの時間的な変化について、各主成分のスコアを5年移動平均したグラフを見ると、第1主成分は、1960年代終わりから1970年代始めと、1980年代終わりから1990年代始めにかけて正であり、1960年代始めと、1970年代終わりから1980年代始め、そして、1990年代終わりが負となる。第2主成分は、1974年までは負の値で推移している。しかし、1975年から急に正の値へ転向し、その傾向は対象期間の終わりまで続いている。しかし最近はまだ負の傾向になってきているようである。

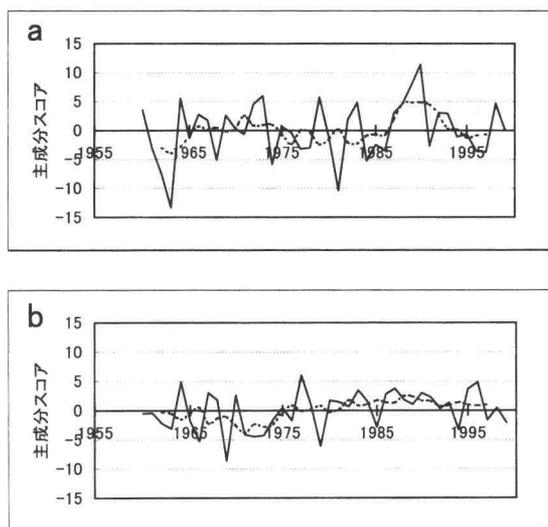
次章から、主成分スコアの値から選ばれた上位3年を対象に、各主成分として抽出された地上気圧場の変動が極端に現れた年の極東地域冬季の気候の特徴について考察を行っていく。

### Ⅲ 地上気圧場の変動に伴う冬季の気候の特徴

#### 1. 第1主成分に伴う冬季の気候の特徴

##### 1) 気圧場の特徴

因子負荷量分布図（第2図）に加え、主成分ス

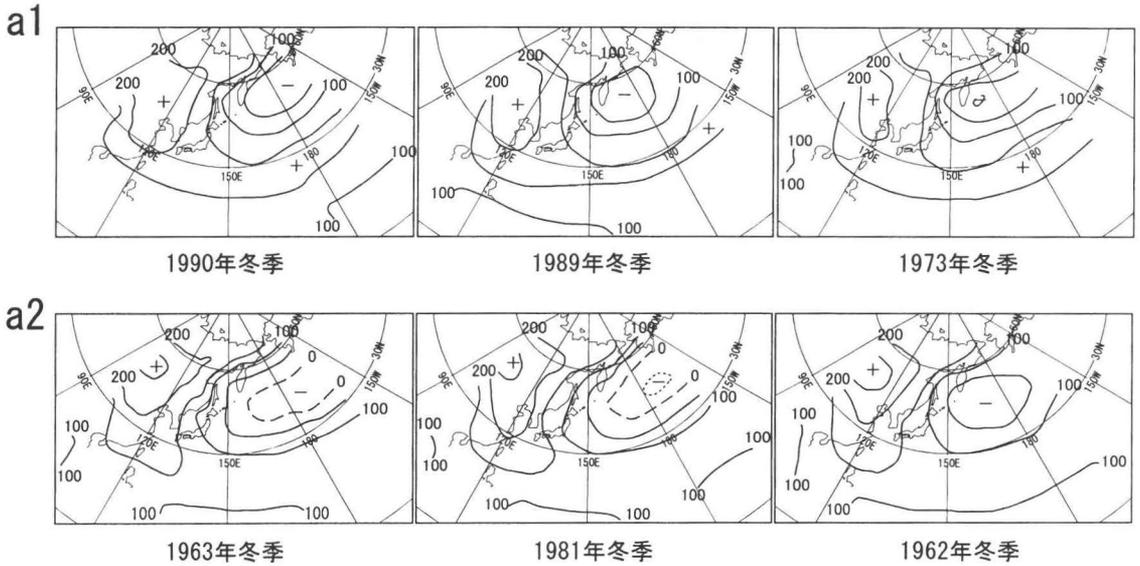


第3図 各主成分のスコアの経年変化 (a 第1主成分：b 第2主成分)。実線は主成分スコアの時系列変化。点線は5年移動平均。

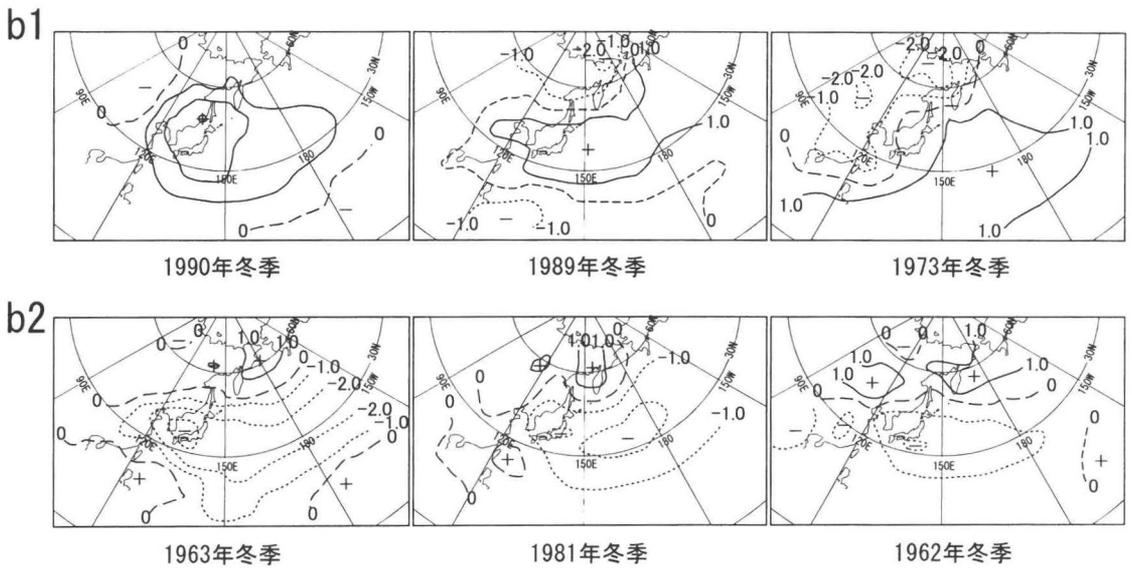
コアの値から選ばれた年の、1000 hPa 面高度のデータから、第1主成分として抽出された変動の特徴を明らかにする。第4図 a にスコアが正の年、負の年それぞれ上位3年の1000 hPa 面高度の等高線図を示した。正の年と、負の年を比較すると、アリューシャン低気圧の南北の位置に違いが見られる。このパターンは因子負荷量の分布がほぼ同様であることから、西森・安成（1996）において抽出されたNPパターンに相当すると考えられ、アリューシャン低気圧の南下・強化、北上・弱化のパターンであると指摘できる。しかし、因子負荷量分布から判断すると、このパターンはむしろ、中緯度高压帯の一部である北太平洋高気圧の勢力の変動を現していると考えた方が妥当であり、アリューシャン低気圧の南下強化は、中緯度域の気圧の低下の結果起こっているものであると判断できる。事実、主成分スコアが正の年に見られる、中緯度の高度150 m以上の領域は、負の年には見られない。このことについて、1000 hPa 面高度の平年偏差の分布図から説明する。

第4図 b に1000 hPa 面高度の平年偏差の分布

冬季の気候経年変化



第4図a 第1主成分のスコアが正・負上位3年の1000 hPa面高度の等高線図 (a1スコアが正の年：a2スコアが負の年)。等値線は0を破線とし、負の領域は点線。50 m 毎に引いた。



第4図b 第1主成分のスコアが正・負上位3年の1000 hPa面高度の年平均偏差分布図 (b1スコアが正の年：b2スコアが負の年)。グリッド毎に高度の年平均偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。よって単位はmではない。等値線は0を破線とし、負の領域は点線。1.0 毎に引いた。

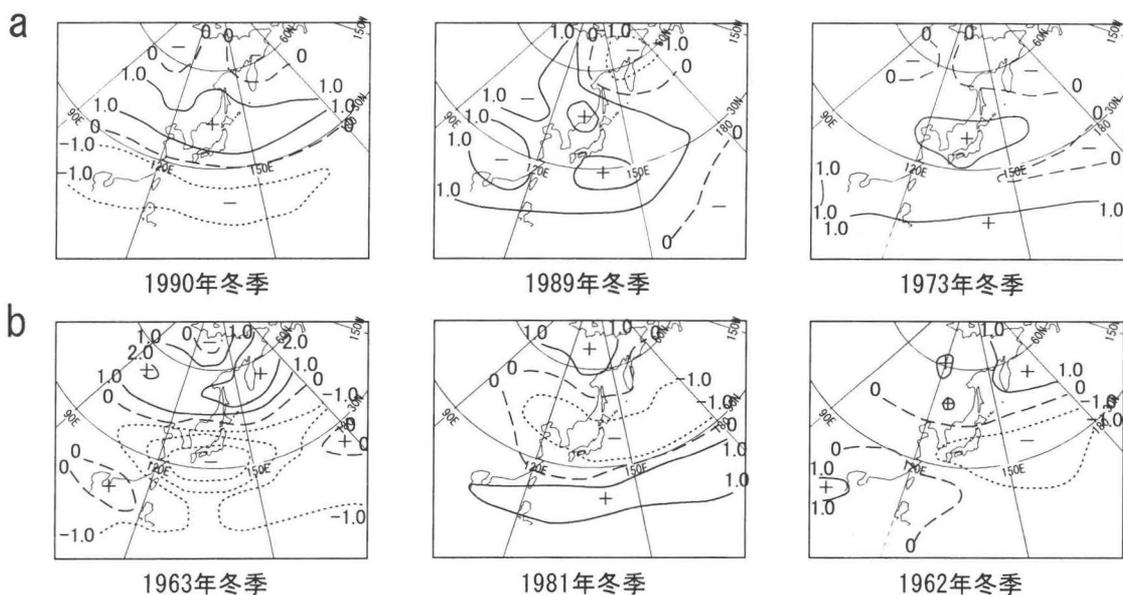
図を示した。主成分スコアが正の年と負の年を比較すると、中緯度北太平洋上の平年偏差の分布が異なっている。スコアが正の年は中緯度域の気圧は平年よりも高く、高緯度の気圧は平年よりも低い。一方、スコアが負の年には、中緯度の気圧は平年よりも低く、高緯度の気圧が平年より高い。これは、冬季の降水量の多い年と少ない年を抽出し、それぞれの年の偏西風の状態で注目した朝倉・久保木（1963）に指摘されている、高指数型の環流時と低指数型の環流時の気圧場の性質と一致している。本研究の結果とあわせると、主成分スコアが正の年は中緯度の気圧が高く、地上レベルでは北太平洋高気圧の勢力の広がりが見られ、高緯度側の気圧は低下傾向であるためにアリューシャン低気圧は高緯度に位置する。逆にスコアが負の年は中緯度の気圧が低下傾向にあるため、北太平洋高気圧の勢力は弱まり、高緯度の気圧が高くなる。その結果アリューシャン低気圧は低緯度側に現れると考えられる。よって、第1主成分として抽出された地上気圧場の変動は上空の偏西風と関係を持った中緯度と高緯度の南北の気圧傾度

の変動パターンであることがわかる。

朝倉・久保木（1963）の研究によれば、高指数型環流の年の冬季は、日本海側で少雨、低指数型環流の年の冬季は日本海側で多雨であった。今回の第1主成分の気圧パターンと照らし合わせると、高指数型環流の年がスコアの正の年に対応し、低指数型環流の年がスコアの負の年に対応する。スコアが負の年として1963年と1981年が選ばれていることから、本研究における第1主成分は、上空の偏西風循環の変動に伴う、日本海側の降雪量に変動をもたらすパターンであると予想される。以下、偏西風循環および日本海側に降雪をもたらす条件に注目して解析を行う。

## 2) 気温環境

冬季に日本海側へ降雪をもたらす重要な要素に、大陸からの寒気のある存在がある。冬季に大陸の放射冷却が進むことで蓄積された寒気は、やがて氾濫するように拡散する。これを一般に寒気の吹き出しと呼び、日本海は寒気の吹き出しが盛んなところであり、日本列島の日本海側に豪雪地帯を

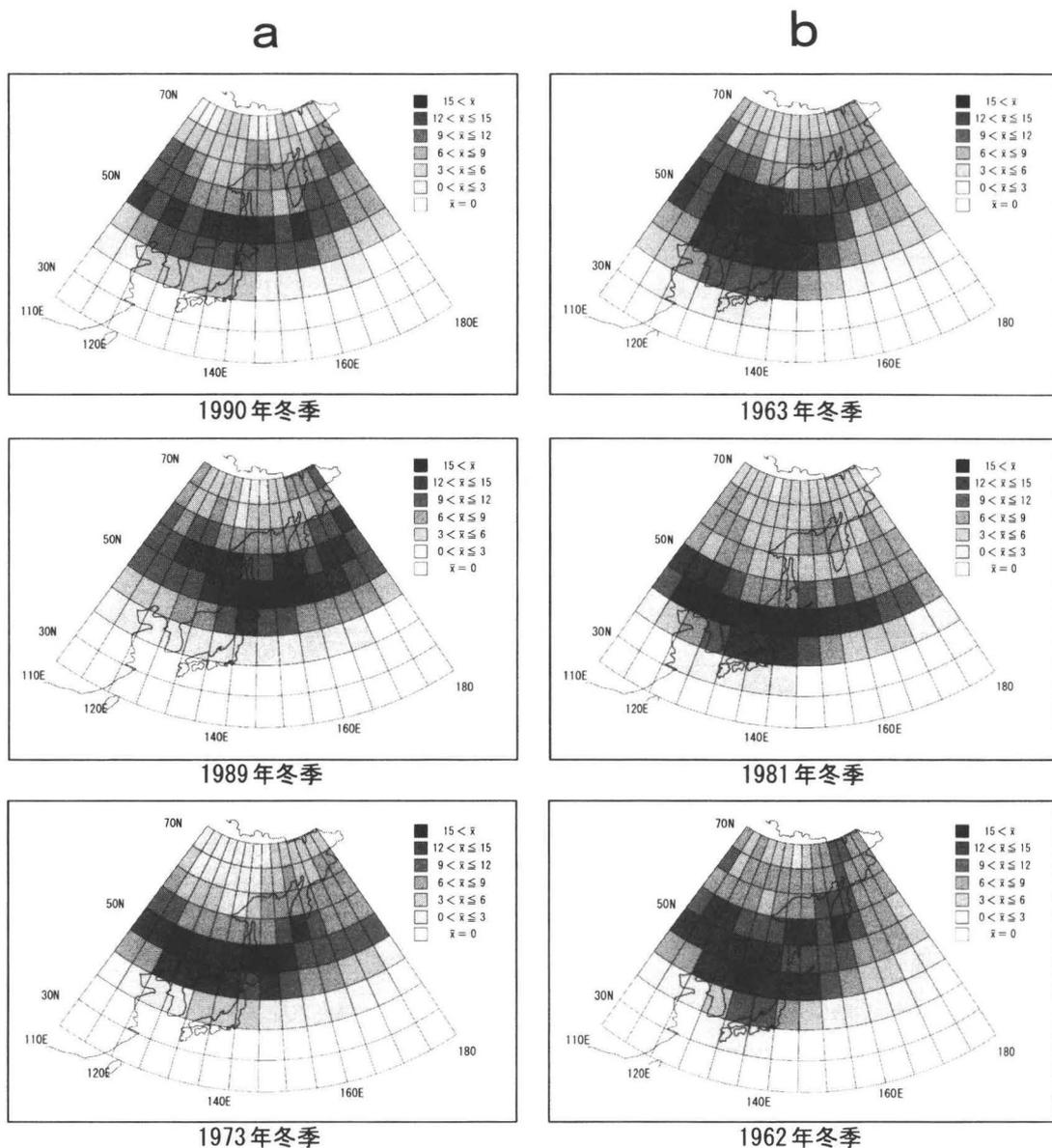


第5図 第1主成分のスコアが正・負上位3年の500 hPa面気温の平年偏差分布図 (a スコアが正の年 : b スコアが負の年)。グリッド毎に気温の平年偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。よって単位は℃ではない。等値線は0を破線とし、負の領域は点線。1.0毎に引いた。

冬季の気候経年変化

形成する。日本海側に降雪をもたらす寒気の状態を見るのにもっとも適しているといわれるのが500 hPa面高度の気温であり、輪島の上空500 hPa面の気温が $-35^{\circ}\text{C}$ 以下になることが、大雪

の目安といわれる。本研究では、寒気の状態を見るため、500 hPa面高度の気温に注目した(第5図)。使用したデータはNCEP/NCARの再解析データから、 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ のグリッド毎の500 hPa面

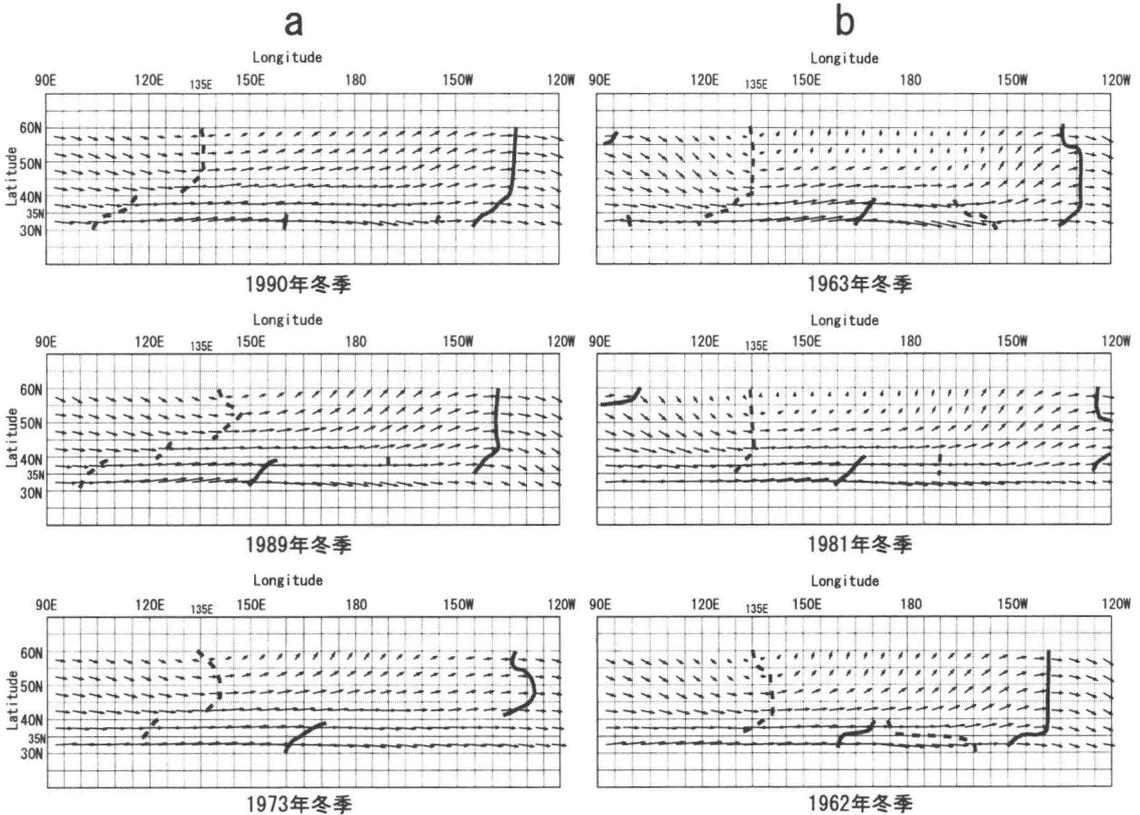


第6図 第1主成分のスコアが正・負上位3年の500 hPa面における $-35^{\circ}\text{C}$ の等温線の出現頻度(aスコアが正の年:bスコアが負の年)。毎日の天気図から $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ のグリッド内に存在する等温線の本数を集計。値は各冬季のひと月あたりの平均頻度。

高度の月平均気温データであり、対象とした範囲は100° Eから180° E, 10° Nから70° Nの範囲である。1000 hPa面高度と同様、月平均データを1冬季毎に平均して40冬季の平年値からの偏差で示した。第5図において、主成分スコアが正の年には、正偏差の領域が中緯度に見られ、高緯度では偏差の値が低くなる。一方、負の年には中緯度の偏差が低く、高緯度側の偏差が高い。この結果は、おそらく偏西風の蛇行に関係しており、スコアが正の年には偏西風の蛇行が弱いため極の気温はより低下し、中緯度の気温は高くなり、逆に負の年には、偏西風の蛇行が強いため中緯度と高緯度の熱交換が盛んに行われ、中緯度の気温は低く現れ、高緯度側の気温は高くなるという関係が現れた結果であろう。偏西風に関連した考察は

次の項で詳述したい。

第1主成分のスコアが負の年には、日本海側で記録的な豪雪を記録した年が選ばれた。スコアの正負と、日本上空への寒気の南下とに関係があると想定されるため、寒気の南下の頻度を集計した。第6図に、500 hPa面高度における、 $-35^{\circ}\text{C}$ の等温線の出現頻度の分布図を示した。使用した資料は、気象庁発行の「印刷天気図」より、毎日の500 hPa面高度の天気図であり、 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ のグリッド毎に、そのグリッド内に入る $-35^{\circ}\text{C}$ の等温線の本数を集計した。頻度はひと月毎に合計したあと、3ヶ月で平均した。よって、グリッド毎の値は、対象年のひと月あたりの等温線の平均頻度となる。図より、主成分スコアが正の年と負の年を比較すると、負の年の方が、より低緯度に-



第7図 第1主成分のスコアが正・負上位3年の200 hPa面におけるベクトル平均風 (aスコアが正の年：bスコアが負の年)。風が北寄りから南寄りに変化する境界に太点線、その逆に太実線を引いた。つまり点線は谷線、実線は尾根線を表す。

35°Cの線が到達していることがわかる。このことは寒気の南下の頻度の多かったことを示している。さらに、スコアが負の年には、130°Eから140°Eの間の頻度が高くなっており、日本海上空への寒気の吹き出しの頻度が高かったことを示す分布である。特に1981年の冬季は等温線の出現頻度が日本列島上空で高い。スコアが正の年は、45°N以南への寒気の到達は稀であり、日本海側へ多降雪をもたらす条件には成り難くなっている。

これまでの結果をまとめると、冬季に北太平洋中緯度の気圧が平年より高くなり（北太平洋高気圧の勢力が広がり）、高緯度の気圧が平年より低くなる年には、日本海上空への寒気の南下が起きにくくなる。逆に、北太平洋中緯度の気圧が平年よりも低くなり、高緯度の気圧が平年よりも高くなる年には、日本海上空への寒気の進入が頻繁であり、日本海側の降水量が多くなる条件になりやすい。中緯度と、高緯度の気圧場の変動は、偏西風の循環と強く関係しているため、上記の関係を説明するには、偏西風循環の状態を考察することが必要不可欠である。よって、次の項では、偏西風循環に関して記す。

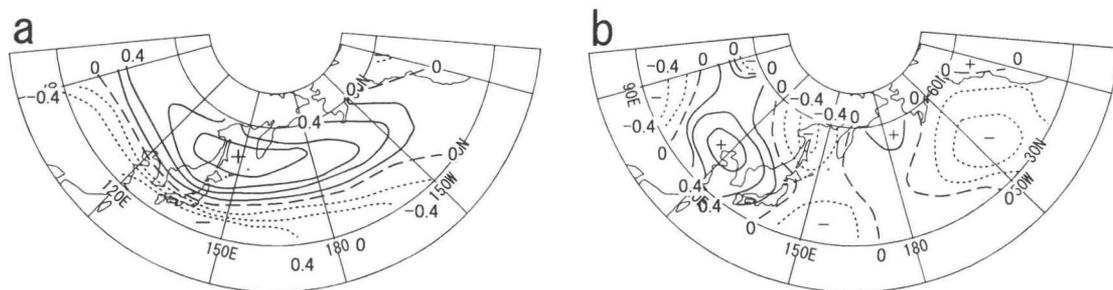
### 3) 偏西風の循環場の特徴

これまでの結果から、第1主成分として示される地上気圧場のパターンは日本海側の降水量の変動を伴うという特徴を持つことがわかった。朝

倉・久保木（1963）は、日本海側の代表として新潟・金沢の降水量の多い年、少ない年を抜き出し、上空の偏西風の循環場の特徴を示したが、これは、本研究における、第1主成分として抜き出された変動を扱っていたものと考えられる。500 hPa面高度の気温分布からも、極東での偏西風の南北蛇行の強さがこのパターンに強く関係していることが推測されるため、以下では北太平洋上空の偏西風の状態について考察を進める。

第7図に第1主成分スコアから対象年として選んだ各年の、200 hPa面高度における1冬季のベクトル平均風の状態を示した。使用したデータはNCEP/NCARの再解析データから、5°×5°のグリッド毎の200 hPa面高度の月平均の風速のU成分（東西成分）とV成分（南北成分）データであり、3ヶ月のデータを平均し、1冬季のデータとした後、三角関数を使用し、風向、風速を算出した。つまり、その年の冬季を通した偏西風の特徴を示した図である。第7図から、スコアの正負の違いに注目していくと、負の年には極東域の谷が深く北太平洋東部の尾根もはっきりしている。それに対し主成分スコアが正の年には南北の蛇行が弱い。この点が大きな違いであり、やはり、第1主成分として抽出された地上気圧場の変動パターンは、偏西風の南北蛇行の強弱の変動を伴ったものであることがわかる。

次に第8図に、200 hPa面高度における風のU成分（東西成分）とV成分（南北成分）のグ



第8図 200 hPa面偏西風ジェットの風成分の経年変化と第1主成分スコアの経年変化との相関係数分布図（a U成分とスコアの相関；b V成分とスコアの相関）。等値線は0を破線とし、負の領域は点線、0.2毎に引いた。

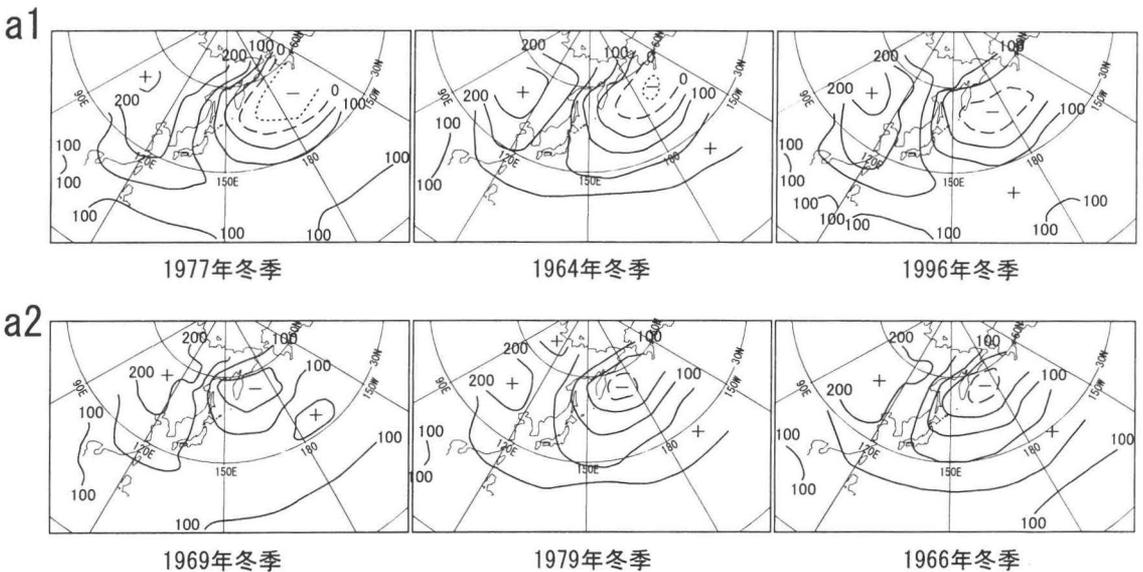
リッド毎の40冬季の時系列データと第1主成分の主成分スコアの時系列データとの相関係数の分布図を示した。この解析により、第1主成分の変動に伴って偏西風の成分が変化している領域が明らかになり、その関係が、ポジティブであるか、ネガティブであるかを知ることが出来る。まず、U成分について見る(第8図a)。中緯度から高緯度にかけて正の相関係数の領域が広がっている。対象としている領域は偏西風帯であるので、相関係数が正の領域はスコアが正の年に西風成分が強まる領域であると置き換えることが出来る。それをもとに図を見ると、スコアが正の年には西風成分が強まり、スコアが負の年には西風成分が弱まる事が分かる。V成分との相関係数分布(第8図b)では、偏西風の蛇行パターンに沿ってV成分の値と逆符号の相関係数の領域が分布している。これは、スコアが正の年にV成分の値がうち消され、スコアが負の年にはV成分の値が強められることを示す分布である。両者の関係をまとめると、スコアが正の年には偏西風の西風成分は強まり、南北成分が弱まっている。スコアが負の年にはその逆の傾向となる。つまり、ス

コアが正の年には偏西風は東西流型、スコアが負の年には南北流型となることが分かる。

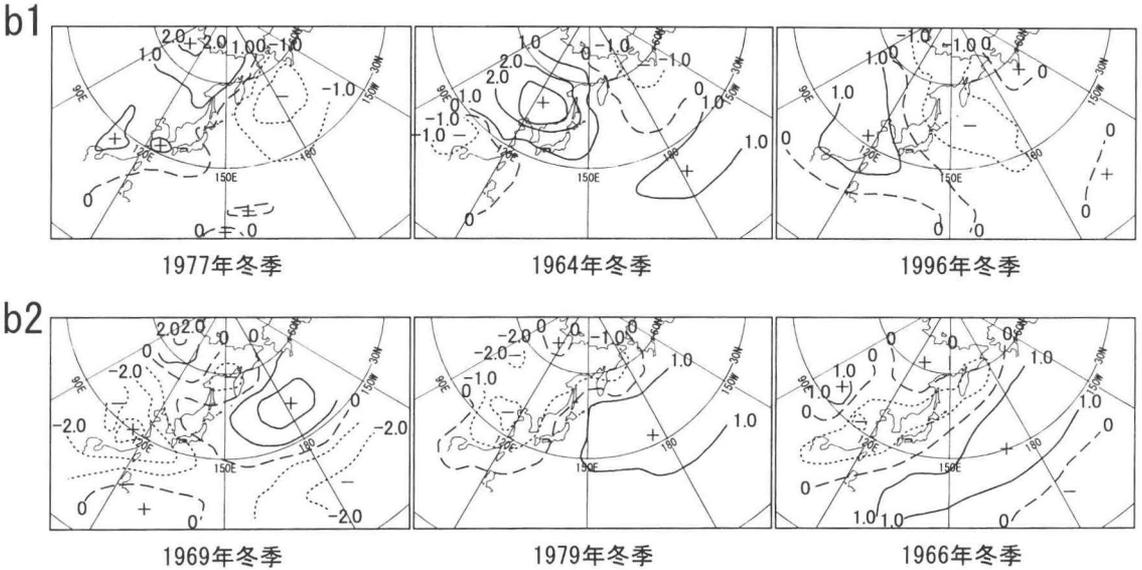
2. 第2主成分に伴う冬季気候の特徴

1) 気圧場の特徴

第2主成分として抽出された変動についても、因子負荷量の分布(第2図b)および、1000 hPa面高度のデータより、変動の特徴を明らかにする。第9図aにスコアが正の年、負の年のそれぞれ上位3年の1000 hPa面高度の等高線図を示した。スコアが正の年と負の年を比較すると、明確な違いを示すのはアリューシャン低気圧の東西の位置および、大陸付近の気圧の違いである。スコアが正の年は経度180°線を境に東側にアリューシャン低気圧の中心が存在し、負の年には西側に位置する傾向にある。この傾向は、因子負荷量の分布図とも整合し、主成分スコアが正の年には、シベリア高気圧の東への張り出し、およびアリューシャン低気圧の東偏強化が見られるようである。その結果、極東地域の東西の気圧傾度にも変動が現れる。しかし、主成分スコアが正の値で



第9図a 第2主成分のスコアが正・負上位3年の1000 hPa面高度の等高線図(a1スコアが正の年:a2スコアが負の年)。等値線は0を破線とし、負の領域は点線。50 m 毎に引いた。



第9図b 第2主成分のスコアが正・負上位3年の1000 hPa面高度の年平均偏差分布図 (b1スコアが正の年:b2スコアが負の年)。グリッド毎に高度の年平均偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。よって単位はmではない。等値線は0を破線とし、負の領域は点線。1.0毎に引いた。

も、1996年はシベリアの高気圧の気圧は高いものの、アリューシャン低気圧の位置はあまり東偏していない。このことを考えると、地上気圧場の状態からのみ変動の特徴を判断するのは危険である。そこで、第1主成分と同様、1000 hPa面高度の年平均偏差の分布と照らし合わせて考察を行う。

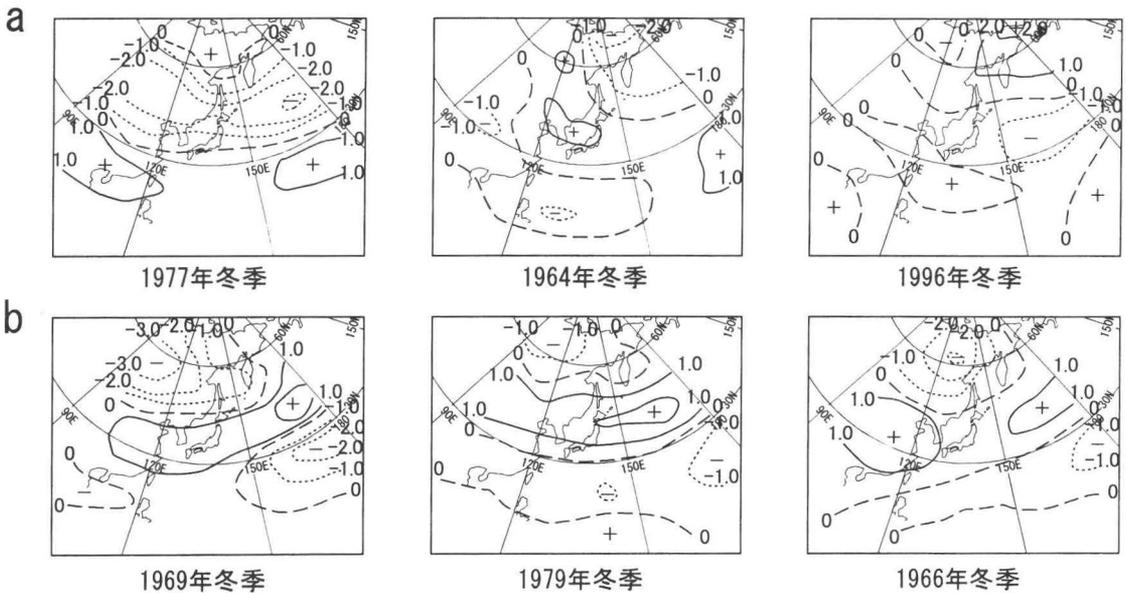
第9図bに、第1主成分の時と同様、1000 hPa面高度の年平均偏差の分布図を示した。スコアが正の年と、負の年を比較してみると、正の年には北太平洋上の気圧が負、大陸は正となる。スコアが負の年にはその逆の傾向である。しかし、主成分スコアの符号が同じ年でも、第1主成分の時ほど共通性が見られないようではある。第1主成分が、気圧の南北の変動パターンを抽出したのに対し、第2主成分では気圧の東西の変動パターンを抽出したと考えられる。この変動パターンが主成分の直交性からくる物理的に意味をなさない変動パターン(村田・吉野1988)であるかどうかの検討を行っていく。以下第2主成分として抽出された地上気圧の変動パターンについて、それに

伴う気候変動の特徴を明らかにしていく。

## 2) 気温環境

第2主成分により抽出された変動パターンについて、気温環境の変化を明らかにするために、500 hPa面の気温に注目する。第10図に500 hPa面気温の年平均偏差の分布図を示した。使用したデータは第5図と同様である。

第1主成分と異なり、スコアが正の3カ年には、はっきりした傾向が見られない。このことは、抽出した変動パターンが、上空500 hPa面の気温の変動と必ずしも相関の高くない変動である可能性を示している。スコアが正の年でも、1977年と1996年には中緯度の気温が低く、低・高緯度では気温が高くなる傾向が見えるようであるが、1964年は傾向が全く異なる年である。むしろ負の年の傾向に近い。1000 hPa面高度の年平均偏差図においても、1964年は大陸からの高気圧の張り出しが異常に強かった年であり、異常年である可能性がある。大陸縁辺部の値の強さからのみ選ばれてしまった可能性もあり、そういった可



第 10 図 第 2 主成分のスコアが正・負上位 3 年の 500 hPa 面気温の年平均偏差分布図 (a スコアが正の年 : b スコアが負の年)。グリッド毎に気温の年平均偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。よって単位は℃ではない。等値線は 0 を破線とし、負の領域は点線。1.0 毎に引いた。

能性も念頭に入れつつ考察を行っていく必要がある。

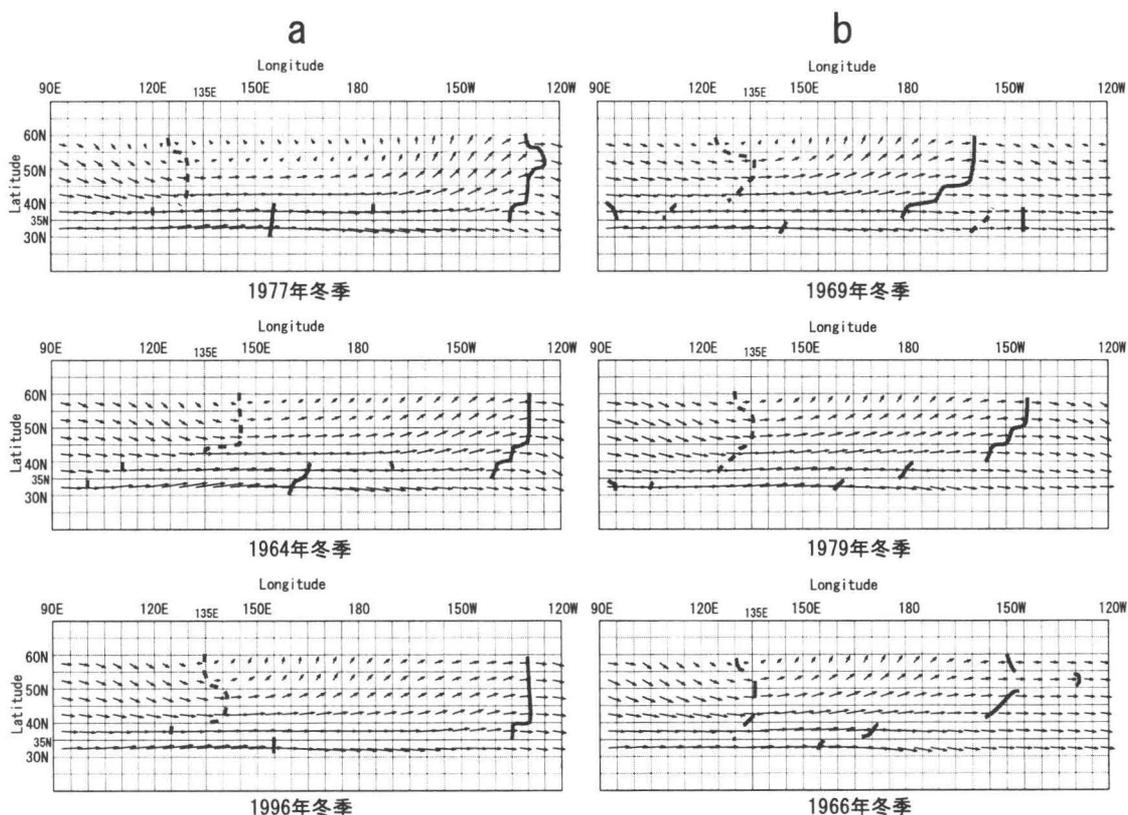
一方、スコアが負の年には、中緯度において気温の正偏差の領域が帯状に分布し、高緯度の西部と低緯度の東部に負偏差の領域が存在するというかなりはっきりした傾向を示す事は注目に値する。第 2 主成分について 500 hPa 面高度の気温に現れた以上のような傾向も、やはり、さらに上空の偏西風との関係が重要であると思われる為、偏西風の状態を明らかにした後改めて考察を行う。

### 3) 偏西風循環の特徴

第 2 主成分として抽出された地上気圧場の変動について、上空 500 hPa 面の気温の状態を見てきた。主成分スコアが正の年は、傾向は弱いながらも中緯度で気温の年平均偏差が負になり、高緯度で気温の年平均偏差が正になるパターンが見られた。逆に、スコアが負の年には中緯度に高温偏差の領域が帯状に分布し、高緯度東部、低緯度西部に低

温偏差の領域が分布するというはっきりとした傾向となった。スコアが負の年には日本列島は気温の正偏差の領域に入っており、日本の気温環境に大きな影響をもつ変動であると考えられる。こういった気温分布の特徴も第 1 主成分と同様により上空の偏西風の蛇行の状態とあわせて考察することが重要である。第 11 図に第 7 図と同様、1 冬季の 200 hPa 面高度の風の平均ベクトル図を示した。主成分スコアが正の年と負の年の特徴として、スコアが負の年は全て、北太平洋東部に出来る偏西風のリッジが極端に西にシフトして存在している事を挙げることが出来る。選択された 3 年ともほぼ同じ傾向を示している。この状態はアラスカ付近にブロッキング的なリッジが形成される、Ω 型ブロッキングと呼ばれる現象<sup>1)</sup>が起きているとも考えることができる。アラスカ付近に平年より西偏してリッジが形成されていることを受け、極東のトラフの幅も狭くなり、南風成分の強い領域も西偏していることがわかる。地上気圧場

冬季の気候経年変化

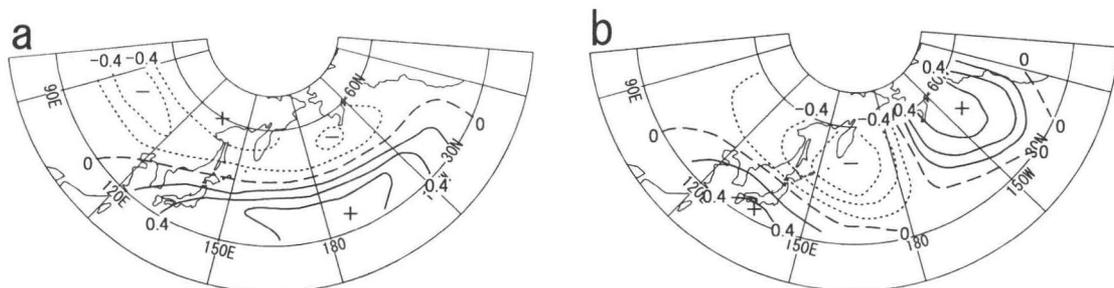


第 11 図 第 2 主成分のスコアが正・負上位 3 年の 200 hPa 面におけるベクトル平均風 (a スコアが正の年 : b スコアが負の年)。風が北寄りから南寄りに変化する境界に太点線, その逆に太実線を引いた。つまり点線は谷線, 実線は尾根線を表す。

との対応としては, アラスカ付近のリッジがブロッキング高気圧的に働き, アリューシャン低気圧が西よりに形成されると想定される。極東地域の偏西風のトラフにも若干の相違が見られ, スコアが負の年は正の年に比べ北風領域が西偏する傾

向がある。その結果, 日本付近は谷の前面に位置し, さらに, 150° E から 180° E にかけて南風成分が強まること, 500 hPa 面の中緯度域を高温偏差にしている要因であると考えられる。

スコアが負の年の大きな特徴であった北太平洋



第 12 図 200 hPa 面偏西風ジェットの前成分の経年変化と第 2 主成分スコアの経年変化との相関係数分布図 (a U 成分とスコアの相関 : b V 成分とスコアの相関)。等値線は 0 を破線とし, 負の領域は点線, 0.2 毎に引いた。

東部のリッジの存在は、その後面には暖気の北上を、前面にあたる地域には寒気の南下をもたらすため、北太平洋上の中緯度では気温上昇、アラスカ東部からアメリカ大陸西岸地域には寒冬をもたらすと考えられる。

第1主成分と同様、200 hPa 面高度における風のU成分（東西成分）とV成分（南北成分）のグリッド毎の40冬季の時系列データと主成分スコアの時系列データとの相関係数の分布図を示した（第12図）。風のU成分（東西成分）については、スコアが正の年には高緯度で西風成分が弱くなり、低緯度で強くなる。負の年にはその逆である。V成分については、第1主成分の結果と異なり、偏西風の蛇行の東西位置の変動を示唆するような、北太平洋を二分する分布となっている。スコアが負の年には170° Wの付近にリッジが出来ることで、西側では南風成分が強まり、東側は北風成分の領域となることをよく示している。

#### IV 本研究のまとめ および 冬季気候の経年変化に対する考察

先の章までに主に500 hPa 面の気温と中緯度の偏西風循環の状態から第1主成分、第2主成分それぞれに伴う気候の特徴について考察を行った。結果、地上気圧場の経年変動における第1主成分は、偏西風のトラフとリッジの深さの変動を反映したものであり、第2主成分は偏西風のトラフと、リッジの東西の位置の変動に伴うものである事が明らかになった。個々に詳しく述べると、第1主成分として抽出された地上気圧場のパターンは、極東域では、北太平洋高気圧の勢力の強化・弱体化、それに伴うアリューシャン低気圧の位置の北偏・南偏の変動を現すものであった。主成分スコアの絶対値の大きな年を抽出しその気候的な特徴の解析を進めた結果、スコアが正の年には500 hPa 面の気温は中緯度で高温偏差、高緯度で低温偏差の分布となり、負の年にはその逆の傾向となった。さらに、負の年には日本上空に寒気が南下しやすいことがわかった。このような気温環境の特徴は上空の偏西風循環の状態と関係してお

り、スコアが正の年には南北蛇行が弱く東西流型、スコアが負の年には極東域のトラフと、北太平洋東部のリッジがはっきりした南北流型となる。よって、今回第1主成分として抽出した変動は、偏西風の南北流型と東西流型の間の変動に伴う地上気圧場の変動パターンであったことが明らかとなった。

第2主成分は、冬季地上気圧場の東西変動のパターンであったが、その気候的にもっとも大きな特徴は、スコアが負の年には北太平洋東部のリッジが極端に西偏するという点であった。それに伴い地上気圧場では、アリューシャン低気圧の位置も西偏し、極東域のトラフも西偏するため、大陸の高気圧の日本への張り出しも弱い。上空500 hPa 面の気温と併せると、北太平洋西部では中緯度で高温偏差、高緯度・低緯度で低温偏差になりやすい。さらに、偏西風の北太平洋東部のリッジが西偏するのに伴い、リッジの南北成分の風の卓越する領域が大きく変動するため、太平洋東部地域の冬季の気温環境に大きな影響を与えていると思われる。気温環境については今回のように北太平洋西部に限った解析ではなく北太平洋東部まで含めて検討することが今後の課題となる。

以上のような気候的な特徴をふまえ、第3図に示した主成分スコアの時間的な変化をもとに、北太平洋中・高緯度地域の冬季の気候経年変化について考察を試みる。

第1主成分として抽出された地上気圧場の変動に伴い、偏西風循環と日本海への寒気の南下頻度にも違いが見られた。つまり、主成分スコアが正であるか負であるかということは、偏西風の循環型の変動および、日本上空への寒気の南下と関係があり、日本海側の降水量の変動に関係する。時間的な変化に注目すると、スコアが正の傾向にあった1960年代終わりから、1970年代初めと1980年代終わりから1990年代初めにかけては、日本海側で少雪傾向、スコアが負の傾向にあった1960年代初めと、1970年代終わりから1980年代初め、そして1990年代終わりは、多雪傾向にあったと考えられるが、年毎の変動も大きい。長期的な変動周期について明らかにするためには今

後、解析対象年を増やしていく必要がある。

第2主成分は、対象期間の前半1974年までは負の傾向が強く、1975年を境に正の傾向が強くなるという時間変化の特徴を持つ変動であった。今回明らかとなった変動の特徴と併せて考えると、1975年以降、北太平洋東部のリッジの位置が西偏する傾向は少なくなっているという様に考えられる。このことが持つ意味については今回の研究ではこれ以上明らかにすることが出来ないが、アラスカ付近に高気圧のリッジが形成され、周辺の大気圏に突然の昇温をもたらしたという報告もある（早崎・田中，1999）ことから、偏西風ジェットの前太平洋東部のリッジの位置が長周期で大規模に移動している可能性を示した今回の第2主成分の時系列変化の結果は今後改めて検討していくこととする。最近では再びスコアが負の傾向に移行するような気配を示している。1970年代半ばを境にアリューシャン低気圧の勢力が強化したという指摘は多くあり、注目されている研究課題である（柏原，1987；Tachibana，1996；小出・小寺，1997；渡部・新田，1997他）。そういった指摘も今回明らかになった第2主成分の経年変化の特徴と一致している。今回の結果から述べると、アリューシャン低気圧の東偏・強化は、第2主成分のスコアが正の年の特徴であり、北太平洋東部のリッジの東西位置の変動と関係している。

## V 終わりに

本研究では、主成分分析により地上気圧場の変動パターンを抽出することで、変動の極端な位相にある年を客観的に選択した。地上気圧場の変動パターンを抽出するための範囲を、以前の研究との比較のため、および統計上の制約から、北太平洋西部に限って行った。今回の結果から、冬季北太平洋西部の地上気圧場は、上空の偏西風の状態をかなり反映していることがわかり、今回の研究においても半球規模の偏西風の循環場との対応を見る視点を組み込む必要性を感じた。さらに、実際の冬季の気温環境など北太平洋全域にわたる解

析を行っていない点は今後の課題である。

今回は冬季気候の経年変化を明らかにする目的から、冬季3ヶ月の平均場を解析した。波長の長い偏西風波動を扱ったとはいえ、実際の気候にはより時間スケールの短い波動も関係していることから、上空の偏西風については、日平均のデータを使ってアイソプレスを作成し、短い時間スケールの変動についての考察も行っている（図省略）。その結果、たいいていの年については冬季を通して平均場での特徴と同様の特徴を持つ事がわかったが、年によっては一時的に強い傾向が現れた結果平均場に影響していることも考えられる結果も得た。そのため、現象の時間スケールをより短くした解析を行う必要性も感じた。

主成分分析を気候学に用いる場合、対象とする範囲を広くとるか、狭くとるかによって同じ地域でも抽出されてくる変動が異なってくる可能性がある（村田・吉野，1988）という問題もあるが、それ以前に、気候変動というものはその地域に限った閉鎖的なシステムによってもたらされるものではなく、半球規模、もしくは全球規模の気候システムによってもたらされていると考えることが現在では常識である。北半球スケールでの循環系の特徴を組み込んだ視点を加えて冬季の気候変動の特徴を明らかにすることが重要となる。

## 注記

- 1) 主成分分析は変数行列を対象とするため、今回はグリッドを列、年次を行にとって主成分分析を行った。対象としたグリッドの数は98グリッドであるので、40行の時間的要素をもつ98列の変数で主成分分析を行ったことになる。
- 2) 主成分分析により得られる因子負荷量の軸を回転させると、得られた結果をより解釈しやすくなる。しかし今回の研究ではこの因子軸の回転をあえて行っていない。今回の分析の結果、第3主成分でも約13%の寄与率を持っていたが、因子軸の回転を行った西森・安成（1996）の結果と第1主成分、第2主成分まではほぼ一致を見たが、第3主成分以降傾向が大きく異なった。今回は、複数の変動の作用中心を明らかにするよりも、主たる変動の時系列変化の方に注目するため、今回得られた第1主成分と第2主成分を対象とすることで十分であると判断した。

- 3) 因子負荷量は固有ベクトルに固有値の平方根を乗じたものである。固有値は主成分毎に一つ値が定まるので、一般に因子負荷量と固有ベクトルは同様の傾向を示すものとして扱う。
- 4) アラスカ付近に発生する高気圧のリッジについては早崎・田中(1999)に詳しい。この研究では1989年にアラスカに $\Omega$ 型ブロッキングができたことにより、アラスカ付近の気温が突然昇温したことに注目し、力学的な検討も加えその発生機構を明らかにしている。問題のブロッキングは1989年の1月末から2月初めにかけて発生したものであり、アラスカの周辺地域の昇温、北アメリカ西岸部の降温をもたらした。今回の研究の中での第2主成分との比較で考えると1989年は第2主成分ではスコアの値が負になってはいない。しかし、日平均のアイソプレス(図省略)では、確かに1月末から2月のはじめにかけてアラスカ付近(150°W付近)にリッジの強まりが見られる。今回は1冬季平均の気候状態を解析するため3ヶ月平均という立場をとったが、冬季平均というスケールでは、時間スケールの短いブロッキングリッジをとらえることが出来ないということになる。しかし、1冬季を通してリッジが西偏していた1969年などは1989年よりもより顕著にこういった気候環境に影響を与えている可能性もあるので、今回の第2主成分のスコアの時系列変化をもとに検討していく価値はあると考えられる。

### 謝辞

本論文を作成するにあたり終始ご指導いただきました指導教授である佐藤典人教授に深く感謝いたします。また、山川修治先生(日本大学教授)、原昭宏先生(愛知教育大学名誉教授)には、大学院のゼミにて有益なご教示をいただきました。記して感謝の意を表させていただきたいと思っております。最後に、ゼミにて有意義な議論を交わ

していただきました大学院の気候ゼミの同窓の皆様にもお礼申し上げます。

本稿は2001年度法政大学大学院人文科学研究科に提出した修士論文の一部に加筆・修正したものである。

### 参考文献

- 朝倉 正・久保木光熙(1963): 冬季の月降水量と月平均北半球500 mb 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気候冷化について. 天気, 34, 777-781.
- 小出 寛・小寺邦彦(1997): 冬季における最近の大気・海洋の長周期変動の特徴について. 天気, 44, 535-549.
- 西森基貴・安成哲三(1996): 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. 地理学評論, 69 A, 793-816.
- 早崎将光・田中 博(1999): 対流圏における急激な温度上昇に関する研究-1989年冬季アラスカの事例解析. 天気, 46, 123-135.
- 松村伸治・謝 尚平(1998): 日本列島および日本海上の経年気候変動に及ぼす冬季季節風の影響. 天気, 45, 781-791.
- 村田昌彦・吉野正敏(1988): 日本における梅雨季の降水量変動の復元. 地理学評論, 61 A, 643-656.
- 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.
- 渡部雅浩・新田 勅(1997): 冬季北半球における近年の気候変化と10年規模変動. 天気, 44, 59-64.
- Tachibana, Y., M. Honda and K. Takeuchi (1996): "The Abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian low" J. Meteor. Soc. Japan, 74, 579-584.