冬季西南日本太平洋側に発生する雲バンドと 地上気象要素分布の関係

仁 科 淳 司*

On the Relation between the Band Clouds on the Pacific Ocean Side in Winter and the Distribution of the Surface Meteorological Elements

Junji NISHINA

Abstract

In his preceding paper (NISHINA 1984), the author discussed an orographic effect on the cloud distribution in the Central Japan under the winter monsoon situation. Such an orographic effect is considered to exist also in the Southwest Japan in winter. The purpose of this study is to examine the relation between the location of the band clouds on the Pacific Ocean side in the Southwest Japan and the distribution of surface meteorological elements, and to discuss an orographic effect on the distribution of these band clouds in this region.

In this study, the author used GMS sector visible pictures at 00 GMT on the all days in three winters (December, January and February) from December in 1978 to February in 1981. Of these all pictures, the pictures of the 42 days on which appeared at least four lines of band clouds of six as shown in Fig. 2 were analyzed. In my preceding paper, the result was obtained that the generation of local anticyclones and cyclones differs under different wind direction at 800—850mb altitude. According to this result, the 42 days were classified into four types (W, WNW, NW, NNW) by the wind direction at 850mb altitude in Shionomisaki. Meteorological elements at 850mb altitude and at the surface were analyzed in each type.

The results are summarized as follows:

1. The band clouds in the leeward of the Kii Mts., the Shikoku Mts., or the Kyushu Mts. all appear from the low pressure region in the leeward of these mountains. But the appearance rate of these band clouds differs under different upper (850mb level) wind direction, which can be explained by the relation between the upper wind direction and the direction of these mountains.

2. The band cloud from the Kii Strait appears along the line of discontinuity of wind extending from the low pressure region in the leeward of the Chugoku Mts. when north-northwesterly upper wind blows. Under westerly wind, it does on the outburst of the wind from the Kanmon Strait through the Seto Inland Sea. But in the latter case, no band

* 東京大学理学部地理学教室 Department of Geography, University of Tokyo

cloud appears when high pressure region expands strongly from the Shikoku Mts. to the Kii Mts.

3. The outburst of the wind from the Kanmon Strait plays basically an important role in the appearance of the band cloud from the Bungo Strait. Under westerly upper wind, a line of discontinuity of wind is made of this outburst and the wind from the anticyclone generating near Kumamoto in the windward of the Kyushu Mts.. A band cloud appears along this line. Under north-northwesterly upper wind, the cold air current from the anticyclone generating near Hita in the windward of the Kyushu Mts. is brought to the west of this outburst, where a band cloud appears.

I. はじめに

さきに、筆者は、冬季季節風下で中部日本周辺に見られる雲分布に対する地形効果について考察した(仁科 1984; 以下「前報」と呼ぶことにする)。その中で、筆者は、800~850mbの風向の違いによって、地形性高気圧・低気圧の発生のしかたが異なり、それが雲分布を規定していることを指摘した。

ところで、すでに岡林(1972)、TSUCHIYA and FUJITA(1967)、TSUCHIYA(1974)、黒坂(1981, 1982)などが指摘しているように、西南日本でも、冬季、太平洋側に雲バンドが発生する。しかし、これらの研究では、雲バンドの位置とその風上側の地形との対応が指摘されたのみである。樫間(1980)も、雲バンドの発生の原因として、地上風の収束である可能性を指摘しているが、実証するまでには至っていない。この地域には、紀伊山地、四国山地、九州山地などの、1,000~1,500m以上の山地が連なり、これらによって大気の自由な運動が制約されるため、中部日本と同様に、雲バンドの分布が、前報で述べたような地形効果によって決められている可能性がある。にもかかわらず、この地形効果は指摘されていない。

本研究では、西南日本を研究対象地域として、冬季太平洋側に発生する雲バンドと、地形性高気圧(高圧部)・低気圧(低圧部)の分布の特徴とを関連づけて検討し、地形効果について考察することを目的とする。

II. 資料と方法

本研究では、Fig. 1で示した地域内の各観測点における地上・高層データの解析と、GMS画像による西南日本太平洋側の雲バンドの解析とを対応させることにより、地上気象要素分布の特徴と、雲分布との関連を考察する。

GMSの画像によると、冬季、西南日本太平洋側に発生する雲バンドは、その発生位置を基準にすると、Fig. 2のように、a~fの6列が存在する。ここで、aは紀伊半島沖から発生するもの、bは紀伊水道から発生するもの、cは四国東部の沖で、剣山の風下に相当する位置から発生するもの、dは土佐湾から発生するもの、eは豊後水道から発生するもの、fは九州山地沖に発生するものである。

本研究では、1978年12月から1981年2月までの3冬季(12月、1月、2月)の毎日午前9時の部分円形可視画像のうち、上記の6列の雲バンド中、少なくとも4列の発生が認められる日を、解析対象日とした。この条件を満たす日は合計42日である。この42日の解析対象日は、YOSHINO and KAI(1974)の分類に従うと、すべて西高東低型(I型)に属する。また、黒坂(1982)、KUROSAKA(1983)は、太平洋側の雲バンドは、西高東低の気圧配置下で多く発生することを指摘している。したがって、この42日は、冬季の季節風が卓越する日であると見なすことができる。

さらに、前報で、800~850mbの風向の違いによって地形性高気圧、低気圧の発生のしかたが異なることがわかったので、この42日の解析対象日を、800~850mbの風向によって、いくつかの型に分類することを試みた。太平洋側の雲バンドの主体が対流性の積雲系の雲であることは、すでにTSUCHIYA and FUJITA

Fig. 1 Location of the observatories and stations

1: AMeDAS station (wind only), 2: weather observatory (wind, temperature, sea level pressure), 3: aerological observatory (surface wind, surface temperature, sea level pressure, 850mb isobaric surface wind, 850mb isobaric surface altitude). Contours are drawn at the height of 500m and 1000m, respectively. The areas over 1000m are shaded.

Fig. 2 Band clouds on the Pacific Ocean side in the Southwest Japan in winter

(1967), TSUCHIYA (1974) で示されており、また KUROSAKA (1983) は、伊豆半島沖ならびに紀伊山地沖の雲バンドについて、レーダーエコーから積雲の上端の高さを1~2kmとしている。したがって、800mb面の気象要素の値よりも、850mb面の方が、積雲の対流活動の上限を反映するものとして適当であり、前報でも触れたように、900mb面の値には地面摩擦の影響が現われていると考えられるので、850mb面の風向を分類の基準にした。ところで、地形効果は中部山岳の風下側に位置する浜松の風向の観測値に最もよく反映されることを、筆者は前報で指摘した。したがって、解析対象地域の風下側に位置する観測点(浜松・潮岬・鹿児島)のうち、西南日本全体を最もよく代表すると思われる潮岬における850mb面の風向によって、解析対象日を分類した。

潮岬における850mb面の風向により、Table 1のように、W, WNW, NW, NNWの4つの型に分類し、各型ごとに代表的と思われる1日を選び、その日の雲分布の模式図をFig. 3に示す。その上で、各型ごとに、850mb面の等圧面高度・風向・風速を解析し、ついで地上の風系・海面更正気圧・気温の解析を行なって、雲バンドの発生と地上気象要素分布との対応について、解析を進める。

また、Table 1に示した四つの型ごとに、Fig. 2に示したa~fの雲バンドの発生頻度をみると(Table 2)、雲バンドa, fの発生頻度の全体に対する割合(発生率)は、NNW型で低く(5例中1例)、W型で高い(10例中それぞれ8例, 10例)。雲バンドbの発生率は、W型で低く(10例中5例)、850mb面の風向の北成分が大きくなるにつれて高くなる。雲バンドc・dは、NNW型で最も発生率が高く(5例中5

Table 1 The classification of the 42 days for analysis into four types
Unit of wind direction : degree.

type	wind direction at 850mb height in Shionomisaki	date	total
W	260-285	'79.12.26, '80.1.7, '80.1.16, '80.1.21, '80.2.15, '80.12.13, '81.1.3, '81.1.5, '81.1.12, '81.1.13	10
WNW	285-310	'79.1.22, '79.2.6, '79.2.16, '79.2.18, '79.2.28, '80.1.11, '80.1.24, '80.1.31, '80.12.15, '80.12.21, '80.12.29, '80.12.31, '81.1.6, '81.2.11, '81.2.21	15
NW	310-335	'78.12.6, '78.12.24, '79.1.16, '79.1.19, '80.1.18, '80.2.6, '80.2.12, '81.1.4, '81.1.14, '81.1.22, '81.2.4, '81.2.27	12
NNW	335-360	'79.12.11, '79.12.24, '80.2.16, '81.1.17, '81.2.2	5

Fig. 3 Typical pattern of the cloud distribution in each type

1: convective band cloud (after Meteorological Satellite Center 1983; NISHINA 1984), 2: cloud streak (after OKABAYASHI 1972), 3: other cloud or snowcover, 4: band cloud (brighter part), 5: band cloud, 6: cloudless region.

例), 850mb 面の風向の北成分が小さくなるにつれて, 発生率は低くなる。雲バンド e は, すべての解析対象日に共通して発生する。本研究では, このような高層風向の違いによる発生率の違いについても考察する。

Table 2 The frequency of the appearance of each band cloud shown in Fig. 2

type	band cloud						total
	a	b	c	d	e	f	
W	8	5	7	9	10	10	10
WNW	11	9	12	9	15	13	15
NW	7	12	10	12	12	7	12
NNW	1	5	5	5	5	1	5

III. 地上・高層気象要素の解析

1) 850mb 面の解析

高層観測地点である福岡・米子・浜松・潮岬・鹿児島島の850mb面の等圧面高度・風向・風速の値を用いて、850mb面の解析を行なった(Fig. 4)。

この図の作成方法は以下のとおりである。まず、観測地点ごとの等圧面高度・風向・風速の平均値を、各型別に求めた。つぎに、風向・風速の平均値から、各観測地点における平均風ベクトルを描いた。さらに、

5点の高層観測地点を使って、潮岬を必ず頂点の一つに含むような4個の三角形を考えた。そして、この各三角形の重心に相当する点と、各辺の四等分点(ただし、福岡-鹿児島と潮岬-浜松を結ぶ辺については、距離が短いため、中点のみを対象にした)における等圧面高度の値を、内挿によって求めた。この値から、等高線を描いた。日本海上ならびに太平洋上では、想定される風ベクトルに対して、平行に近くなるよう描いた。

Fig. 4から、850mb面では、すべての型に共通して、紀伊・四国・九州の各山地の風下に、トラフが存在していることがわかる。NNW型の場合は、他の型よりも北にトラフが位置する。前報で、800~850mb面において中部山岳の風下にトラフが見られ、その時地上に局地低気圧(低圧部)が存在することから推定すると、西南日本においても、すべての型に共通して、これらの山地の風下側に局地低気圧(低圧部)が現われることが考えられる。

2) 地上風系図ならびに地上気圧・気温分布図の作成方法

つぎに、前報と同様に、地上風系図、地上気圧・気温分布図を作成して、各型ごとに、雲バンドの発生

Fig. 4 Distribution of wind vector and altitude at 850mb surface
Unit of altitude: gpm.

位置と、地上気象要素の分布の特徴との関連を検討する。

地上風系図は以下の方法で作成した。まず、各型ごとに、各観測点の風向を検討し、最も高い頻度を示す風向(最多風向)を求めた。このとき、静穏の場合は、「最多風向から風速 0 m/s の風が吹く」場合と解釈した。この最多風向から風の吹く日が、ある型に属する日の半数以上を占める場合は、その風向を卓越風向と定めた。それ以外の場合は、最多風向と、2 番目に頻度の高い風向を求めた。この 2 つの風向のなす角度が 22.5 度の範囲内の場合は、最多風向を卓越風向と定め、45 度の範囲内の場合は、2 つの風向の間を卓越風向とした。最多風向が 2 つある場合も、同様の方法で卓越風向を決定した。また、2 番目に頻度の高い風向が 2 つあり、かつ、この 2 つの風向と最多風向が連続して 45 度の範囲内にある時は、最多風向を卓越風向とした。以上のいずれの方法でも卓越風向が定まらない場合は、その観測点を不安定風域(unstable wind region)と認定した。

つぎに、こうして定められた卓越風向に対して、 ± 22.5 度の範囲内から吹く風だけについて、その風速の卓越風向成分を求めた。この値から各型ごとに平均値を算出し、その地点におけるその型の平均風速とした。

こうして求めた卓越風向と平均風速を用いて、地上風系図を描いた。平均風速については、4 m/s と 1 m/s の等値線を考え、平均風速 4 m/s 以上の地域を強風域(strong wind region)、1 m/s 未満の地域を静穏域(calm region)として図示した。海上の流線は風向・風速の内挿により描いた。

地上気圧と地上気温については、各観測点の値を各型ごとに平均し、この値を用いて分布図を作成した。地上気圧分布図については、上記の方法で作成した地上風系図を参考にして、等圧線を描いた。

以上のようにして作成した地上風系図、地上気圧・気温分布図を用いて、まず W 型と NNW 型、つぎにこの 2 つの間である WNW 型と NW 型の順に、地上気象要素分布の特徴を検討する。

3) W 型における地上気象要素分布の特徴

Fig. 5 は、W 型における地上風系図(a)および地上平均気圧・気温分布図(b)である。雲バンドの発生位置と地上気象要素分布図を対応させると、以下のことがわかる。

紀伊・四国・九州の各山地の風下から発生する雲バンド a・c・d・f の位置と、地上平均気圧分布図における低圧部の位置が一致している。すなわち、尾鷲・高知・延岡が低圧部に相当し、室戸岬の東側の四国山地風下にも小さな低圧部が現われる。

地上風系図から、雲バンド b の発生する位置には、強い風の吹き出しが認められる。この吹き出しの風上側の高松付近には低気圧が認められる。紀伊水道の両側の気温を見ると、東側の方が高く、西側、すなわち風上側の方が低いことがわかる。

雲バンド e が発生する豊後水道では、地上風系図から、大分付近で、関門海峡から吹き出した風と、九州山地の風上側からの風が収束していることがわかる。地上気圧分布図から、この収束の位置に、小さな低圧部が対応していることがわかる。九州山地の風上側には、熊本付近を中心とした局地高気圧が現われる。

4) NNW 型における地上気象要素分布の特徴

Fig. 6 は、NNW 型における地上風系図(a)および地上平均気圧・気温分布図(b)である。雲バンドの位置と地上気象要素との対応を見ると、雲バンド a・c・d・f は、地上平均気圧分布図における低圧部から発生していることがわかる。しかし、W 型に比べて、たとえば 1022 mb の等圧線で示されるように、尾鷲付近の低圧部は明瞭ではない。同様に九州山地の風下の低圧部も、W 型に比べてはっきりしない。九州山地の風上側に発生する高気圧の中心は、W 型では熊本付近にあるのに対し、NNW 型では日田付近にある。

雲バンド b に対応する地上気象要素分布の特徴は、W 型の場合とは大きく異なる。すなわち、NNW 型では、紀伊水道で明瞭な風の収束が見られる。中国山地の風下側には低圧部が認められる。紀伊水道の両

Fig. 5 Composite map of surface wind system (a), and sea level pressure (solid line, unit: mb.) and surface temperature (dashed line, unit: °C.) (b) in W type
 1: strong wind region, 2: calm region, 3: unstable wind region. See text for definitions.

側の地上気温を比べると、西側で高く、東側で低いことがわかる。ただし、大阪における気温の値は、ヒートアイランドの形成を考え、若干割り引いて考えている。

雲バンドeに対応する地上気象要素分布の特徴を検討すると、関門海峡からの風の吹き出しが認められる。地上風系図における風の流線は、豊後水道の九州側を通っている。豊後水道の四国側は弱い低圧部になっている。また、九州内陸部の地上気温と、豊後水道付近の地上気温との差は、W型に比べて大きい。九州内陸部に高気圧が存在し、豊後水道付近が弱い低圧部になっていることから、豊後水道付近には、九州内陸部の高気圧からの寒冷な気流が供給されていることが示唆される。

(5) WNW型・NW型における地上気象要素分布の特徴

WNW型・NW型においては、図は示さないが、雲バンドa・c・d・fの発生位置に対応するのは、紀伊・四国・九州の各山地の風下に現われる低圧部であり、この特徴はWNW型・NW型の双方に共通である。紀伊山地や九州山地の風下に現われる低圧部の周辺の等圧線の走向は、WNW型の場合はW型に近く、NW型の場合はNNW型に近い。九州山地の風上側に認められる高気圧の発生のしかたは、

Fig. 6 Same as in Fig. 5, but in NNW type

WNW 型の場合はW型に近く、NW 型の場合は NNW 型に近い。

紀伊水道付近の地上気象要素分布の特徴を検討すると、WNW 型における分布の特徴はW型に近い。地上風系図では、広島付近から紀伊水道にかけて、顕著な風の吹き出しが認められ、雲バンドbの発生する位置と、この吹き出しの位置が対応している。W型でも見られるように、高圧部が四国山地から紀伊山地側に張り出しているが、その張り出し方はW型に比べて弱い。W型と異なり、高松付近に低圧部は存在しない。また、NW 型の場合、中国山地の風下の低圧部は NNW ほど明瞭ではないが、地上風系図から、松江の南の中国山地の風下側に風の収束域が見られ、ここからほぼ南東に、風の不連続線が紀伊水道まで延びていることがわかる。NW 型では、この不連続線の位置と、雲バンドbの発生する位置が対応している。

雲バンドeに対応する地上気象要素分布の特徴を検討すると、WNW 型・NW 型ともに、関門海峡からの風の吹き出しが認められる。WNW 型の豊後水道付近における地上風系はW型に類似し、関門海峡からの風と、九州山地からの風が、大分付近で収束する。九州山地の風上側の局地高気圧は、中心が熊本付近にあるが、W型と異なり、大分付近の低圧部は不明瞭である。これに対して、NW 型の豊後水道付近における地上風系をみると、NNW 型と同様に、関門海峡からの風の吹き出しが認められ、風の流線は、豊後水道の四国側を通っている。九州山地の風上側の局地高気圧の中心は、日田付近に位置する。また、NNW 型ほどではないが、NW 型でも、九州内陸部と豊後水道付近の気温差は大きい。したがって、

NNW 型と同様に、九州山地の風上側の高気圧から、豊後水道付近に 冷氣流が供給されていることが示唆される。

IV. 考 察

以上の解析から、Fig. 2 に示した雲バンドごとに、地上気象要素分布の特徴との対応を考察する。あわせて、Table 2 で示したような、高層風向別の雲バンドの発生率の違いについても、考察の対象とする。

1. 雲バンド a・c・d・f は、紀伊・四国・九州の各山地の風下に認められた低圧部から発生することがわかる。ところで、山地の風上側に高圧部が、風下側に低圧部が出現することは、すでに QUENEY

(1948) などによって指摘されている。一方、宮本 (1981) は、Fig. 7 に示すように、寒冷前線通過直後の強い吹き出しの時に、九州・四国の各山地の風下に小低気圧が発生することを指摘した。また、CHOU and ATLAS (1982) や ATLAS *et al.* (1983) は、アメリカ合衆国ニュージャージー州沖の雲バンドが、海岸付近に発生する小低気圧から風下側に延びる風の不連続線上に発生することを指摘している。したがって、雲バンド a・c・d・f に関しても、山地の風下に発生する低圧部、ならびにここから延びる風の不連続線上に発生していると考えられる。

ところで、雲バンド a・f の発生率は、Table 2 に示すように、NW 型・NNW 型で低い。特に NNW 型では、5 例中 1 例(1981 年 2 月 2 日)で発生しているに過ぎない。そこで、2 月 2 日の地上気圧分布図(Fig. 8 (a))を

Fig. 7 Local weather map at 12Z on March 30 in 1979 (MIYAMOTO 1981)

Unit: mb., thick broken line: front.

Fig. 8 Local weather map at 00Z

(a) : on February 2 in 1981, (b) : on January 21 in 1980, (c) : on December 26 in 1979, (d) : on February 16 in 1979, (e) : on January 5 in 1981, (f) : on December 13 in 1980, unit: mb.

NNW 型の平均地上気圧分布図 (Fig. 6 (b)) と比較すると、2 月 2 日の方が、尾鷲・油津の低圧部が顕著に現われることがわかる。特に NNW 型の場合は、高層風向の北成分が強く、一般場の等圧線の走向は、ほぼ南北ないし北北東—南南西である。紀伊・九州両山地の走向も南北成分が大きく、一般場の等圧線の走向と並行的である。そのため、低圧部が発生しても、一般にはその低圧部は雲バンドが発生するだけの強さを持たない。したがって、高層風向の北成分が大きい時は、雲バンド a・f の発生率は低くなると考えられる。

雲バンド c・d の発生率は、高層風向の西成分が大きい時は、低くなる傾向にある。Fig. 8 (b) は 1980 年 1 月 21 日の局地天気図で、この日は雲バンド c が発生していない。この日は、高圧部が紀伊半島南部に向かって張り出し、室戸岬と潮岬の気圧差は 0.3mb である。そのため、室戸岬の東には低圧部が存在しない。Fig. 8 (c) は 1979 年 12 月 26 日の局地天気図である。この日は雲バンド d が発生していない。この日は、室戸岬の西に突起状の低圧部が現われ、ここから雲バンドが発生しているが、高層風の西成分が大きく、低圧部よりも東側で積雲系の雲が発生していると考えられる。また、この日は、尾鷲付近の等圧線の走向が NNW 型に近く、雲バンド a も、尾鷲付近の低圧部が弱いために発生しない。さらに、雲バンド c・d が双方とも発生していない日 (1979 年 2 月 16 日) の局地天気図を Fig. 8 (d) に示す。この日は室戸岬と潮岬の気圧差がなく、雲バンド c の発生する位置で低圧部が解析されていない。また、九州西部と四国西部の局地高気圧が明瞭で、九州山地の風下から豊後水道にかけての低圧部がはっきりしているのに対し、高知付近の低圧部は不明瞭である。雲バンド c・d の発生しない場合の特徴は、上記のように、低圧部が弱い、あるいは突起状の形をしていることである。四国山地はほぼ東西の走向を持つため、高層風が西寄りの時は、QUENEY (1948) の示したような、風上の高圧部・風下の低圧部が、十分には現われない時があると考えられる。

2. 雲バンド b は、高層風が西寄りの時は、関門海峡から瀬戸内海を吹き抜けた風が吹き出す位置に発生している。W 型の場合、高松付近に低圧部が現われるが、これは、西寄りの高層風に対して、高松付近が、中国・四国両山地の風下に相当するためと考えられる。しかし、W 型・WNW 型では、雲バンド b の発生率は低い。これを、1981 年 1 月 5 日と 1980 年 12 月 13 日の地上気圧分布図 (Fig. 8 (e), (f)) を比較することにより考察する。前者が雲バンド b の発生する場合、後者が発生しない場合である。1 月 5 日の地上気圧分布図では、高松付近の低圧部ははっきりせず、四国山地から紀伊山地にかけての等圧線の張り出し方は弱い。12 月 13 日の地上気圧分布図では、淡路島付近に低気圧が認められ、等圧線が四国山地から紀伊山地に強く張り出している。すでに、TSUCHIYA and FUJITA (1967), TSUCHIYA (1974), KUROSAKA (1983) などで明らかにされているように、雲バンドを形成する主体は、対流性の積雲系の雲である。したがって、四国山地から紀伊山地に張り出す高圧部が、積雲を形成するような対流を打ち消すだけの強さを持つ時は、雲バンド b は発生しないと考えられる。Fig. 8 (b) の例でも、高圧部の張り出し方が弱いので、雲バンド b は発生する。Fig. 8 (d) の場合は、高圧部の中に小さな低圧部が形成されており、この低圧部から雲バンド b が発生している。

NW 型・NNW 型の時は、中国山地の風下に低圧部が発生し、ここから風下側に延びる風の不連続線上に雲バンド b が発生する。すなわち、雲バンド a・c・d・f の発生と同様に、山地の風下に出現する低圧部に、雲バンドの発生位置を対応させることができる。中国山地はほぼ東西の走向を持つので、北成分の大きい高層風に対しては、QUENEY (1948) の示したような、風下の低圧部の発生が起りやすい状況下にある。したがって、NW 型・NNW 型の時は、雲バンド b の発生率が高くなると説明される。

3. 雲バンド e の発生は、関門海峡からの風の吹き出しで、基本的に説明される。しかし、W 型の場合は、この吹き出しの風と、九州山地の風上側からの風が、大分付近で収束し、ここに低圧部が出現する。宮本 (1981) が示した寒冷前線通過直後の強い吹き出し時の局地天気図 (Fig. 7) にも、大分付近に小低気圧が解析されている。雲バンド e はこの風の不連続線の上に発生し、東西成分が比較的大きい。したが

って、高層風の西成分が大きい時は、地上気象要素分布の特徴は、今まで述べたような他の雲バンドの発生の場合に類似している。

いっぽう、NW 型・NNW 型では、吹き出しの西側で温度勾配が大きく、豊後水道付近に比べて、九州内陸部の気温は著しく低い。九州内陸部には高気圧が認められ、豊後水道は相対的に低圧部になっている。それゆえ、豊後水道には、この高気圧から冷気流が供給されると考えられる。したがって、高層風の北成分が大きい時は、地上気象要素分布の特徴として、関門海峡からの風の吹き出しと、九州山地の風上側に発生する高気圧から供給される冷気流の、2つが指摘される。ATLAS *et al.* (1983) は、アメリカ合衆国 ニュージャージー州沖の雲バンドの発生に関して、雲バンドの西側で温度勾配が大きく、雲バンドの位置に相当する低圧部に、冷気流が供給されることを指摘しているが、これも同様の現象であろう。

V. ま と め

本研究では、冬季西南日本太平洋側に発生する雲バンドと、地上気象要素分布の特徴との関連について検討した。その結果、以下の点が明らかになった。

1. 紀伊・四国・九州の各山地の風下に発生する雲バンドは、すべてこれらの山地の風下の低圧部から発生している。その発生率は高層風向によって異なる。これは、これらの山地の走向と、高層風向との関連によって説明される。

2. 紀伊水道から発生する雲バンドは、高層風向が北北西寄りの時は、中国山地の風下の低圧部から伸びる風の不連続線上に発生する。西寄りの時は、関門海峡から瀬戸内海を通ってきた風の吹き出しの上に発生する。しかし、後者の場合、高圧部が四国山地から紀伊山地へ強く張り出す時は、雲バンドは発生しない。

3. 豊後水道の雲バンドの発生には、基本的に、関門海峡からの風の吹き出しが、重要な役割を果たす。高層風向が西寄りの時は、九州山地の風上側に発生する局地高気圧からの風と、この吹き出しによる風が収束し、風の不連続線が形成される。この不連続線上に雲バンドが発生する。高層風向が北北西寄りの時は、この吹き出しの西側に、九州山地の風上側に発生する高気圧からの冷気流が供給され、その上に雲バンドが発生する。

本研究では、海水温ならびに海上観測点のデータは使用しなかったが、特に海水温のデータの利用は、物理的な雲バンドの発生機構の解明に手がかりを与え得る。また、たとえば、寒気の吹き出し時の雲発生に関係した混合層の発達を説明する STAGE and BUSINGER (1981a, b) のようなモデルを導入すれば、より定量的な考察が可能となる。

また、もしも高層風向が西から北北西へ漸移する過程で、雲バンドの発生が継続して見られるのであれば、地上気象要素分布の変化と、雲バンドの発生の変化の双方を、時間を追って解析することができよう。雲バンドの発生から消滅に至る一連の過程を、地上気象要素分布の推移と関連づけて検討することも、今後の興味ある課題である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、常日頃よりご指導いただいた鈴木秀夫・阪口 豊両先生をはじめとする東京大学理学部地理学教室の諸先生方に深く感謝いたします。大学院生諸氏、気候コロキウム諸兄からは、有益なご意見をいただきました。資料等の閲覧の際には、気象衛生センター解析課の岡田健吉氏をはじめとする方々、ならびに気象庁統計課の方々に便宜を計っていただきました。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

引用文献

ATLAS, D., CHOU, S. -H. and BYERLY, W. P. (1983): The Influence of Coastal Shape on

- Winter Mesoscale Air-sea Interaction. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 245-252.
- CHOU, S. H. and ATLAS, D. (1982): Satellite Estimates of Ocean-air Heat Fluxes during Cold Air Outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1434-1450.
- 樫間道夫 (1980): 冬の季節風下での太平洋沿岸における筋状雲の分布. 地理評, **53**, 345-347.
- 気象衛生センター編 (1983): 「ひまわり画像の見方」. 日本気象協会, 271p.
- 黒坂裕之 (1981): 気象衛生写真より見た冬季の日本周辺の雲分布の特徴. 東北地理, **33**, 197-203.
- (1982): 冬季日本列島太平洋岸沖に出現するクラウド・ラインについて. 地理評, **55**, 779-788.
- KUROSAKA, H. (1983): Synoptic Climatological Study on the Conditions for Formation of the Cloud Bands around Japan in Winter as Revealed by Satellite Photographs. *Climatological Notes*, **32**, 1-66.
- 宮本正明 (1981): 九州, 中・四国山脈が西日本上の等圧線に及ぼす至作用. 日本気象学会秋季大会配布資料.
- 仁科淳司 (1984): 冬季季節風下における中部日本周辺の雲分布に与える地形効果. 地理評, **57**, 329-348.
- 岡林俊雄 (1972): 気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用. 気象研究ノート, **113**, 73-106.
- QUENEY, P. (1948): The Problem of Air Flow over Mountains: A Summary of Theoretical Studies. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **29**, 16-26.
- STAGE, S. A., BUSINGER, J. A. (1981a): A Model for Entrainment into a Cloud-topped Marine Boundary Layer. Part I: Model Description and Application to a Cold-air Outbreak Episode. *Jour. Atmos. Sci.*, **38**, 2213-2229.
- (1981b): A Model for Entrainment into a Cloud-topped Marine Boundary Layer. Part II: Discussion of Model Behavior and Comparison with Other Models. *Jour. Atmos. Sci.*, **38**, 2230-2242.
- TSUCHIYA, K. (1974): Cloud Features Associated with Mesoscale Phenomena during Cold Season as Revealed by Meteorological Satellite Pictures. *Geophys. Mag.*, **37**, 49-94.
- ・FUJITA, T. (1967): A Satellite Meteorological Study of Evaporation and Cloud Formation over the Western Pacific under the Influence of the Winter Monsoon. *Jour. Met. Soc. Japan*, **45**, 232-250.
- YOSHINO, M. M. and KAI, K. (1974): Pressure Pattern Calender of East Asia 1941-70, and Its Climatological Summary. *Climatological Notes*, **16**, 1-71.