

京都府の冬型降水分布に関する統計的解析

水越祐一*・里村雄彦**

要旨

冬型気圧配置時の京都府の降水分布について、1988～94年の66事例から統計解析を行った。

はじめに、レーダーエコーデータを用いた主成分分析を行い、エコー分布を沿岸型・平均型・内陸型の3つに分類した。

分類した沿岸型・内陸型の総観的な気象状況について解析したところ、風向や対流混合層の厚さ、トラフ・寒気の位置に差があることが分かった。

次にエコーの移動速度を求め、その移動速度から得たエコーの成長・減衰率について、地形要素を用いた重回帰分析を行った。沿岸型では地形要素との相関は小さかったが、内陸型では相関は大きく、地形性上昇による降水雲の増強が内陸型での降水に大きく寄与していた。

1. はじめに

冬型気圧配置時に、京都府では日本海に面した北部を中心に降水が見られる。そして、時にその降水は京都府の南部にあたる京都盆地(第1図 a, b)にまで及ぶことがある。この様な時、京都盆地では晴れたかと思うと雲がかかって雨が降り、雲が去るとまた晴れ間がのぞくといった、しぐれが見られる。京都盆地のしぐれは「北山しぐれ」と呼ばれている。昔から京都では晩秋北山しぐれが降ると冬支度を始めるならわしがあった。冬になるとそれは雪しぐれに変わり、はらはらと舞う小雪は、古くから風雅なものとして和歌や文学にもしばしば登場している。このような冬型気圧配置時の京都府の降水現象について、その分布を調べ、しくみを明らかにするのが本研究の目的である。

京都府の地形を見ると(第1図 b)、若狭湾と京都盆地の間には丹波山地の山々が連なっている。標高は高いものでも1000 m未満で、中部山岳に比べると規模は

小さい。冬型気圧配置時の京都府の降水は、この地形とも関連して、また独特の様相を見せると考えられる。

冬の日本海側では、大陸からの季節風の吹き出しと日本海上での気団変質によって降水がもたらされる。シベリアの乾燥・寒冷な大気に日本海上で水蒸気と顕熱が供給されて対流圏下層に対流混合層が形成され、積雲が発達する。この時日本海上には、季節風の吹き出しに平行なすじ雲、垂直にロール軸を持つ雲列、渦状の雲など様々な構造を持った雲系が分布し、それが朝鮮北部の山岳地帯や風の収束や鉛直シアーと大きく関係していることが分っている。(Asai, 1964; 八木ほか, 1986)

冬型気圧配置時の降水分布についても多くの研究が行われ、気候区分に利用されてきた。日本全域を対象とした解析では、河村(1964)が降水分布と総観場の関係について、850 hPaの風に代表される下層風向と地形が大きな要因となって各地域の降水分布が特徴づけられていることを示した。脇坂(1986)は日降水量からクラスター分析によって地域区分を行って降水の特性を調べ、寒冷渦との位置関係の重要性を指摘している。

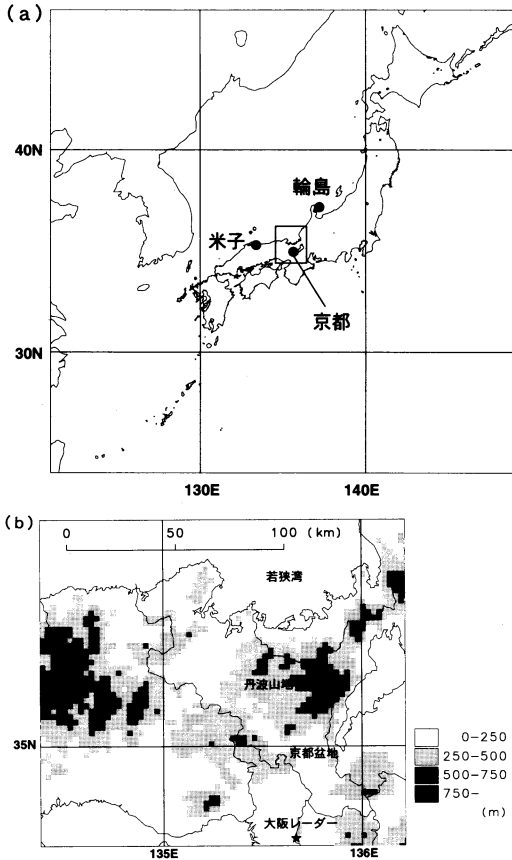
各地域ごとの研究も数多くある。例えば、北陸地方の降雪分布については、山間部に降雪が多い場合を「山

* 京都大学理学研究科地球物理学教室(現:財団法人日本気象協会関西本部)。

** 京都大学理学研究科地球物理学教室。

—1998年4月9日受領—

—1999年1月6日受理—



第1図 (a) 京都と、高層観測点である輪島、米子の位置。b に示した範囲を太実線で示す。(b) 京都府周辺の地形。陰影は標高を表す。

雪」、平野部に降雪が多い場合を「里雪」という分類がされてきた(藤田, 1966; Miyazawa, 1968)。これらの解析によると、山雪の時の地上天気図は、等圧線が南北に走る気圧配置となる。上空の寒気は日本海北部から北日本にあり、北陸上空にはない。このため、積雲は逆転層に押えられて3~4 kmの高さまでしか成長しないが、地形性上昇により山間部に大雪を降らす。一方、里雪の地上天気図は、等圧線が湾曲して日本海を袋状に包む気圧配置となる。上空の強い寒気が日本海の中南部に侵入するため大気の状態が不安定になり、高さ5~6 kmの積乱雲が発達し、平野部に大雪をもたらす。また里雪には寒冷渦や小低気圧が降雪に関係している場合が多い。

Akiyama (1981 a, b) は、新潟県の冬期日降水量の時間・空間変動を EOF (経験直交関数) によって解析

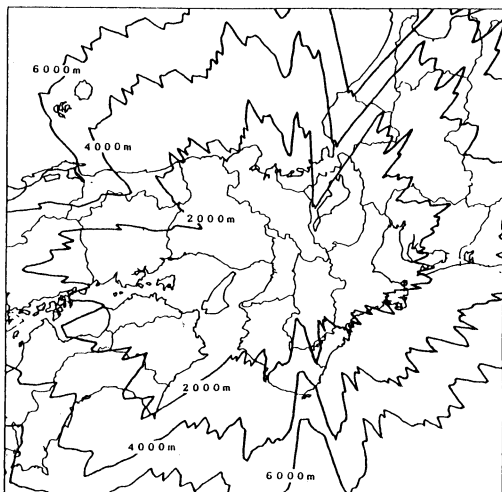
して山地型・平均型・平野型に分類し、これらの型の総観場の特徴を述べている。それによると、山地型の豪雪は、くさび型の深いトラフが日本列島上を通過、それに伴って急激に発達した地上低気圧の後面の強い季節風下で発生する。下層の風は西北西~北西で中部山岳に対してほぼ直角になり、このために起こる地形性上昇が山地型では重要である。一方、平野型の豪雪は、上層の寒冷渦が日本海上で南下した後ゆっくりと東方に向かう時、その寒気内で発生する。このため、上層の気温は山地型より低く、対流混合層もより上層まで発達している。しかし、下層の季節風は西南西~西北西で中部山岳に対して直角ではなく風速も弱いため、里雪型では地形性上昇は副次的である。

Tachibana (1995) は、北海道石狩平野の降雪分布についてアメダス毎時降水量データを用いて REOF (rotated empirical orthogonal function) 解析を行い、その第1成分が山雪パターン、第2成分が里雪パターンになることを示した。そして、北海道内陸部から海上への寒気の流れであるカタバ風が海岸付近に形成する収束帯によって、里雪型の降水がもたらされ、総観場が、偏西風が弱く上空の気温が非常に低いといった、カタバ風の発生に好都合なものであると述べている。

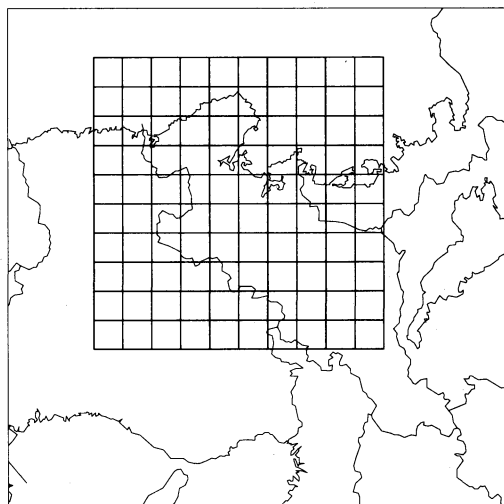
京都府の降雪分布に関しては、堀口・竹内 (1993)、堀口 (1994) が地上天気図の気圧パターンから、北西風型・北東風型の2つに主観的に分類し、それぞれの型の事例解析から北西風型では丹後半島を中心に降水量が多いが降水雲は内陸まで侵入しにくいこと、北東風型では降水量は全般に少ないが内陸まで分布が及ぶことを示し、風向がしぐれ雲の侵入と関係があることを指摘した。

瀧 (1996) は、レーダーデータから冬型気圧配置時の京都府におけるエコー分布パターンを経験的に作成し、数値予報データから京都府の降雪分布を予想するプログラムを作成した。その解析によると、西風の時はエコーは丹後半島にかかるだけで内陸部には侵入してこないが、西~北西風になるとエコーは次第に内陸に侵入してくる。さらに北西~北風の時、寒気が弱い場合はエコーは丹波山地でブロックされるが、寒気が強い場合はエコーは丹波山地を越えて京都府南部の平地にまで侵入してくる、というエコー分布を示した。

京都府の降水分布についても、分布型の分類や、総観場や地形の影響などその要因の究明に、Akiyama (1981 a, b) や Tachibana (1995) のように統計的な手法を使うことが重要と考える。そこでこの研究では、



第2図 気象庁大阪レーダーの観測範囲。等値線はレーダーの2000 m毎の等ビーム高度線。



第3図 主成分分析に用いた格子網。1つが10×10 kmの格子を10×10個配置。

第1表 エコー強度のレベルと降水強度。

レベル	降水強度
0	エコーなし
1	1 mm/h 未満
2	1 mm/h 以上 2 mm/h 未満
3	2 mm/h 以上 4 mm/h 未満
4	4 mm/h 以上 8 mm/h 未満
5	8 mm/h 以上 12 mm/h 未満
6	12 mm/h 以上 16 mm/h 未満
7	16 mm/h 以上 24 mm/h 未満
8	24 mm/h 以上 32 mm/h 未満
9	32 mm/h 以上 40 mm/h 未満
10	40 mm/h 以上 48 mm/h 未満
11	48 mm/h 以上 56 mm/h 未満
12	56 mm/h 以上 64 mm/h 未満
13	64 mm/h 以上 80 mm/h 未満
14	80 mm/h 以上 90 mm/h 未満
15	90 mm/h 以上

1988～1994年の冬季（1～3，11～12月）で、9時と21時両方の地上天気図に西高東低の冬型気圧配置が見られる日を66日選び、解析の対象とした。

レーダーデータは、気象庁大阪レーダーのエコー強度データを用いた。第2図にその観測範囲を示す。レーダーデータは、500 km×500 kmの範囲を2.5 km×2.5 kmのメッシュに区切り、それぞれのメッシュについてのエコー強度として求められている。このデータは、仰角2°以下で3仰角を設定して順次データを収集し、高度およそ2 kmの水平面内でエコー強度が得られるように各仰角のデータを合成したものである。エコー強度は降水強度に換算され、0～15のレベルにデジタル化されて（第1表）、1時間に8回、7.5分ごとに磁気ディスクに記録されている（気象庁，1986）。

また、総観場の特徴を調べるため、NCEP/NCARの日平均（世界標準時0時～24時の平均）の再解析データ（緯度経度2.5°×2.5°格子、詳細はKalnay *et al.*, 1996を参照）と、京都府から見て季節風の上流側の大気構造を示すと考えられる輪島、米子の気象庁高層観測資料を使用した。地形については、GLOBE(Global Land One-km Base Elevation)の平均標高データ（緯度経度30秒×30秒格子）を使用した。

京都府の降水分布の特徴を統計的に抽出するため、まずレーダーデータを用いた主成分分析を行って分布型に分類する。そして、各分布型の総観場の特徴を調べ、降水分布との関連を考察する。次に、エコーの移動速度を求め、その移動速度から得たエコーの成長・減衰率について地形要素を用いた重回帰分析を行い、降水分布への地形の効果を見る。

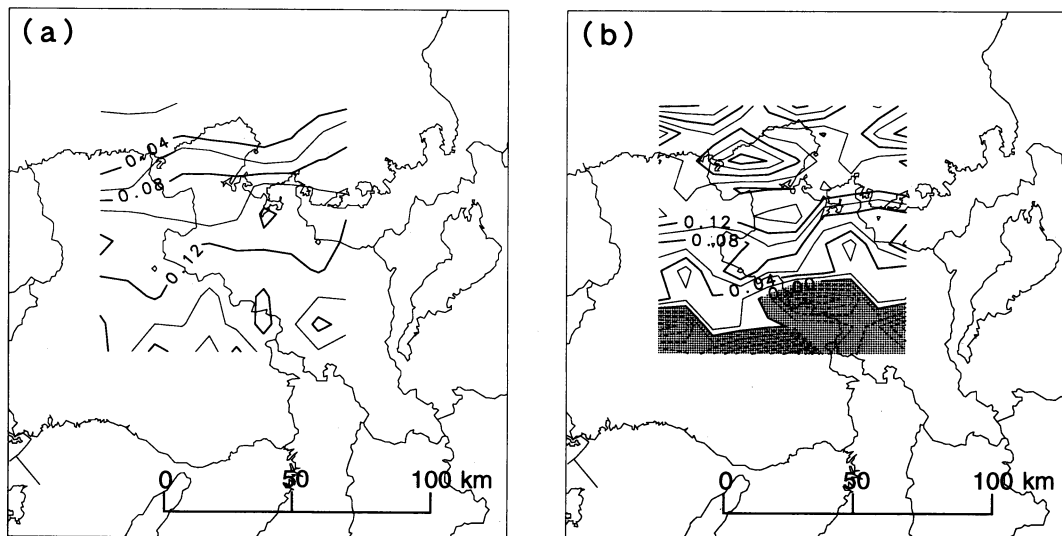
2. データ

デジタル化されたレーダーデータが得られている

3. 降水分布の分類

3.1 解析の方法

降水分布の特徴を抽出し、分布型に分類するため、



第4図 (a)第1主成分, (b)第2主成分の固有ベクトルの要素の水平分布. ドット域は要素が負の領域を表す. 等値線は0.02毎.

第2表 第1～第3主成分の寄与率と累積寄与率.

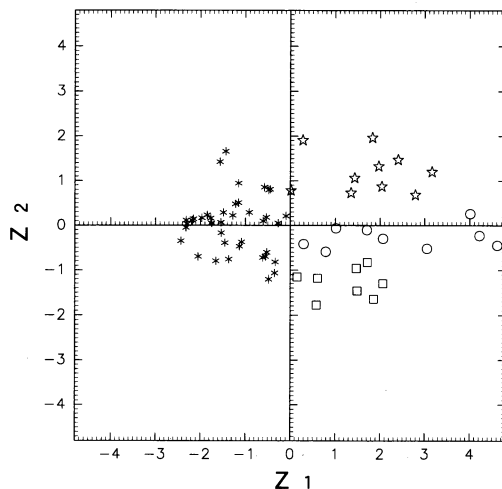
	第1主成分	第2主成分	第3主成分
寄与率	0.640	0.146	0.078
累積寄与率	0.640	0.785	0.846

1つが10×10 kmの格子を10×10個配置した格子網を定め(第3図), 各格子内のエコー強度の日平均値を計算する. このように各格子を元々のレーダーデータの解像度より粗い10×10 kmにし, 1日の平均をとって時間スケールも長くすることによって, 比較的滑らかな分布を得ることができる. こうして得た各格子の日平均エコー強度のデータを説明変数にして, 主成分分析を行った.

主成分分析には, 分散共分散行列に対して行う方法と相関行列に対して行う方法がある(奥野ほか, 1971). 前者の方法ではデータの分散をそのまま用いるが, 後者の方法ではデータを標準化するため各説明変数の変動の大きさの差も標準化される. つまり後者の方法では, 大きな平均値を持つ変数の大きな変動と, 小さな平均値を持つ変数の小さな変動が同等に評価されてしまう. このため, 今回は前者の分散共分散行列に対する方法を選んだ.

3.2 結果

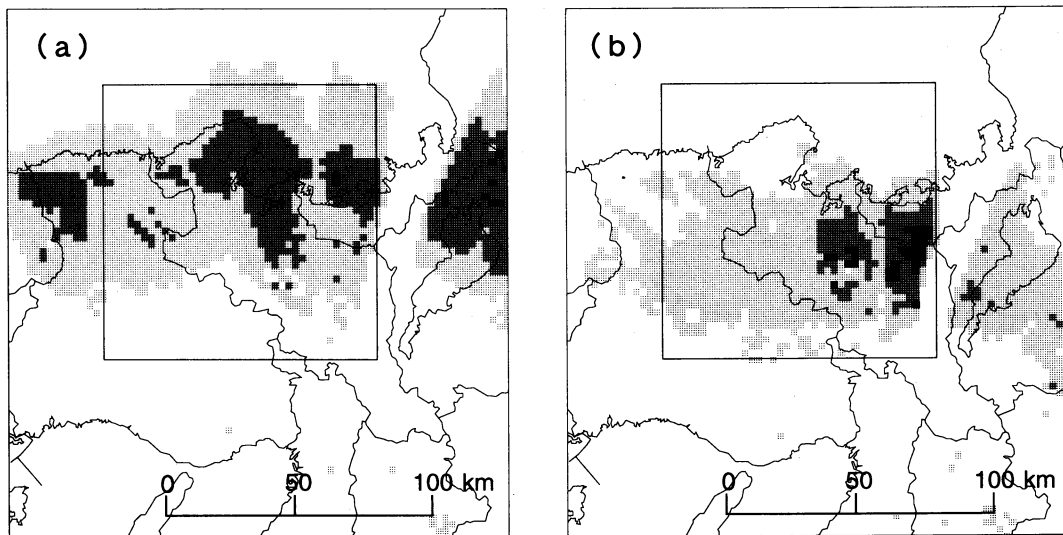
主成分分析による第1～第3主成分の寄与率・累積寄与率を, 第2表に示す. 寄与率は第1主成分が64.0%, 第2主成分が14.6%である. 第2主成分まで



第5図 第1, 第2主成分の主成分得点による散布図. ☆:沿岸型, ○:平均型, □:内陸型, *:その他の事例を示す. 主成分得点の単位はレーダーエコーのレベル値(第1表).

で累積寄与率は80%近くに達しているため, 第2主成分まで考慮すれば大まかな特徴は表現できると言える.

第1・第2主成分の固有ベクトルの要素は, 第4図のような水平分布になった. 第1主成分の固有ベクトルの要素は全領域で正である. したがって, 第1主成分は全域のエコー総量の因子である. 一方, 第2主成分



第6図 (a)沿岸型, (b)内陸型の平均エコー分布. 薄いドット域は, 日平均エコー強度のレベル値(第1表)が0.2以上, 濃いドット域は0.4以上, 黒塗り域は0.6以上の領域を表す. 枠は主成分分析の対象領域.

分の固有ベクトルの要素は北部で正, 南部で負である. つまり, 第2主成分の値が大きいことは北部でエコーが多いことを示す. したがって, 第2主成分は南北分布の因子である.

取り上げた66事例について, 第1・第2主成分の主成分得点 Z_1, Z_2 を求める. Z_1 が大きいほどエコーが全域で多いことを, Z_2 が大きいほど北部に偏ったエコー分布であることを示している. 第5図は Z_1, Z_2 の散佈図である.

第5図より, まず $Z_1 \geq 0$ の27事例を全域のエコー総量が多かった事例として選ぶ. これらをエコー分布の南北の偏りによって分類するため, 南北分布の因子である Z_2 について, 各分布型の事例数がほぼ均等になるように, 次の規準を定めた.

$$\begin{cases} 0.6 < Z_2 & \text{沿岸型} \\ -0.6 < Z_2 \leq 0.6 & \text{平均型} \\ Z_2 \leq -0.6 & \text{内陸型} \end{cases}$$

このように分類した事例を沿岸型(10事例)と内陸型(8事例)それぞれについて平均したのが第6図である. 沿岸型は, エコー分布の最大は海岸域に見られ内陸に入るに従ってエコーは減衰している. 一方, 内陸型は, 海岸域でのエコーは少なくエコー分布の最大は内陸の山岳地帯にある. つまり, 冬型気圧配置で京都府北部にエコーの多い日には, 海岸域に多い場合と内陸に多い場合がある. そして, 内陸型の時に降水分布が京都市にまで及び, しぐれをもたらすと考えられる.

以下では, 内陸型と沿岸型に注目して解析を進める.

4. 総観的な気象状況の特徴

4.1 解析の方法

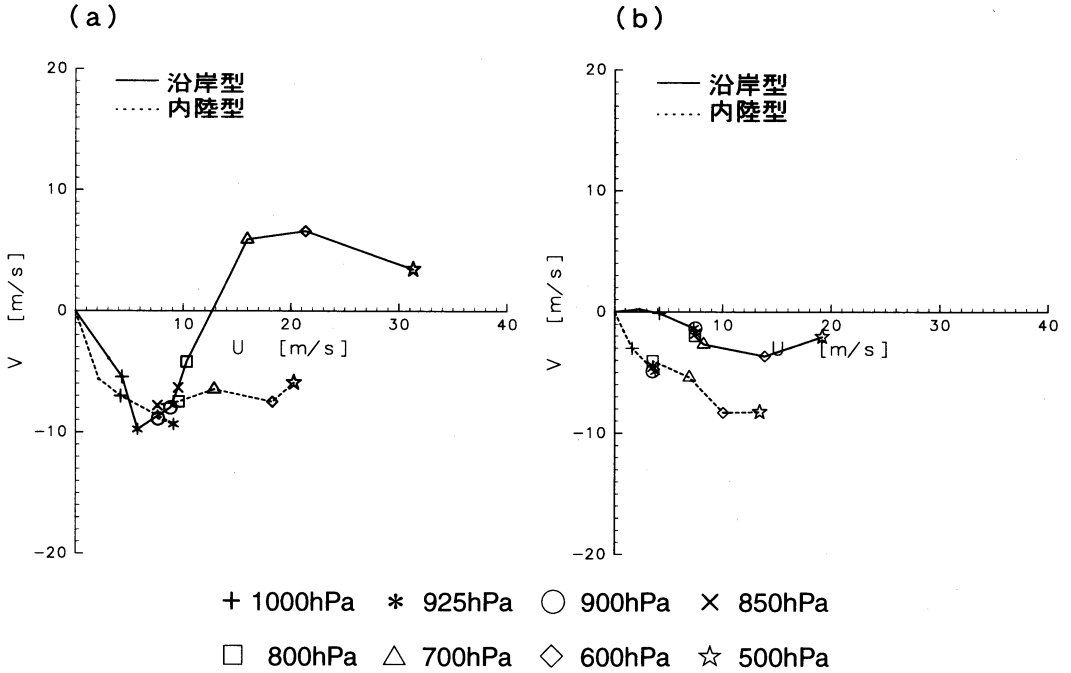
この節では沿岸型・内陸型の時の総観的な気象状況について解析し, 降水分布と総観場との関連を調べる. 沿岸型・内陸型それぞれの事例について, 輪島・米子の気象庁高層観測資料から各高度の風と温度の平均を求め, その鉛直分布を作成する. NCEP/NCARの日平均再解析データから, 500 hPa, 850 hPa 等圧面高度の合成天気図を作成する.

4.2 結果

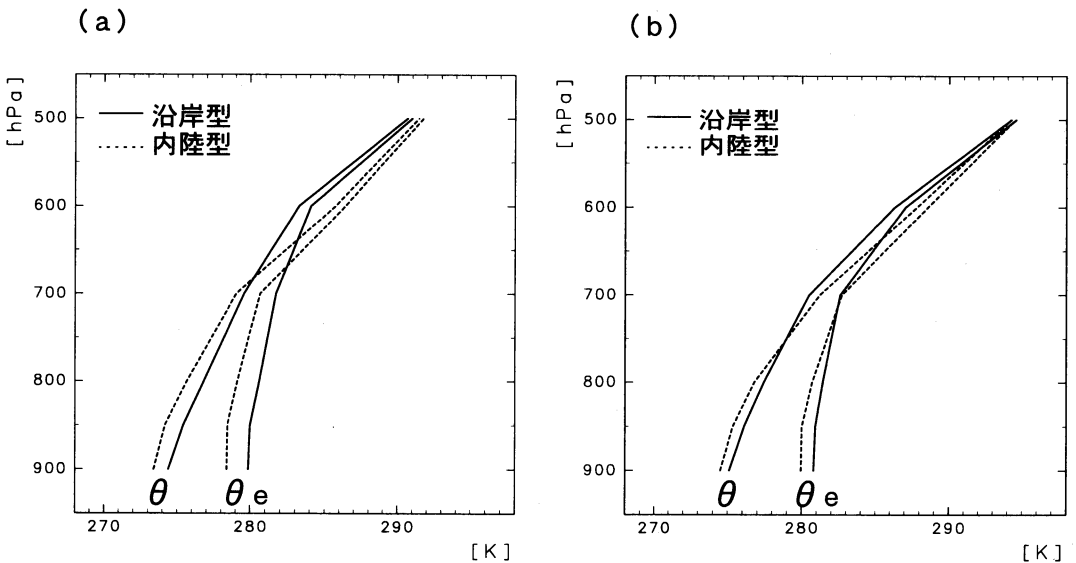
風の鉛直構造をまず輪島の平均 hodograph (第7図 a) から見ると, 下層925 hPa~850 hPa の風向は, 沿岸型, 内陸型とも北西で大きな差はないが, 850 hPa より上層では, 沿岸型では西~西南西, 内陸型では北西~西北西と, 内陸型の方が北寄りである.

米子の平均 hodograph (第7図 b) では, 下層から上層までほぼ一様に, 沿岸型では西北西~西風, 内陸型では北西風で, やはり内陸型の方が北寄りである.

第8図 a, b に, 温位 θ と相当温位 θ_e の平均鉛直分布を示す. 下層には安定度の小さい層があり, 対流混合層と考えられる. 対流混合層の厚さは, 沿岸型では輪島で~600 hPa, 米子で~700 hPa なのに対して, 内陸型では輪島で~700 hPa, 米子で~800 hPa と, 輪島・米子とも沿岸型のほうが内陸型より対流混合層が100



第7図 (a) 輪島, (b) 米子における沿岸型 (実線), 内陸型 (点線) の平均ホドグラフ。

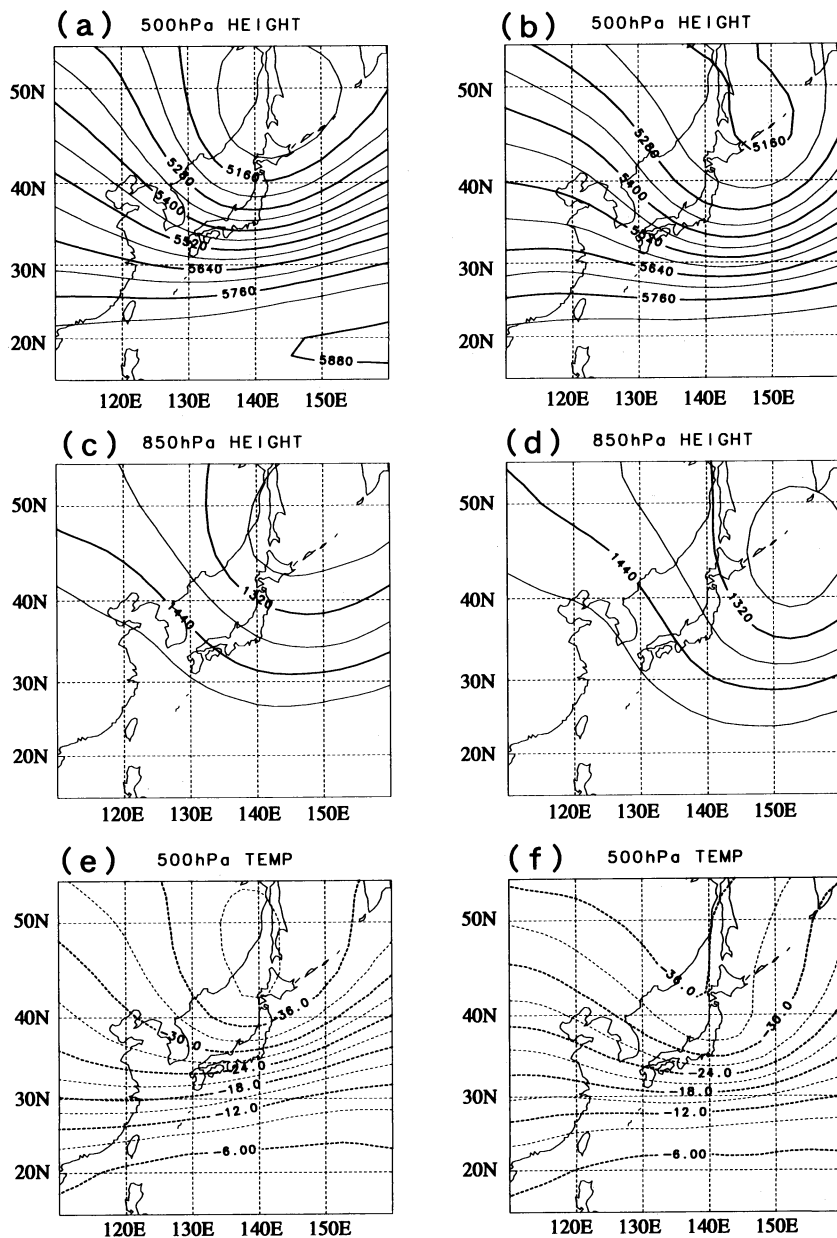


第8図 (a) 輪島, (b) 米子における沿岸型 (実線), 内陸型 (点線) の温位・相当温位の平均鉛直分布。

hPa 程度厚くなっている。このことから、対流混合層は沿岸型より内陸型で、より発達していることが分る。

次に、合成天気図について見る。500 hPa, 850 hPa の等圧面高度を見ると (第9図 a~d), 上空のトラフ

は、沿岸型では日本列島のほぼ真上にあるが、内陸型では日本の東海上にあり日本列島はトラフの後面になっている。このため、日本付近の等高度線の走行は沿岸型より内陸型のほうが南北に立っている。この走



第9図 合成天気図。(a) 500 hPa 等圧面高度 (沿岸型), (b) 500 hPa 等圧面高度 (内陸型), (c) 850 hPa 等圧面高度 (沿岸型), (d) 850 hPa 等圧面高度 (内陸型), (e) 500 hPa 気温 (沿岸型), (f) 500 hPa 気温 (内陸型)。等値線は等圧面高度は60 m 毎, 気温は3°C毎。

行と平行に地衡風が吹くと考えると、風向は内陸型のほうが北寄りになり、 hodograph で見た風向の特徴と一致する。

500 hPa の気温を見ると(第9図 e, f)、寒気のも、沿岸型では日本列島の真上にあるのに対して、内

陸型では日本列島の東にある。

以上から総観場の特徴をまとめると、沿岸型ではトラフと寒気と中心が日本列島のほぼ真上にあり、対流混合層が発達している。これに対して、内陸型ではトラフ・寒気と軸が日本列島の東にずれており、対流混

合層の発達は弱くなっている。そして、トラフの位置から日本付近の風向は、沿岸型よりも北寄りになっている。

これらの総観場の特徴を北陸地方に関する解析（藤田, 1966; Akiyama, 1981 a, b)と比較すると, 沿岸型の特徴は北陸地方の「里雪型」に, 内陸型の特徴は「山雪型」に類似している。このことから, 京都府北部と北陸地方では, 冬型気圧配置時の降水分布と総観的な気象状況との因果関係に共通点があると推測できる。

5. レーダーエコーの移動速度

5.1 解析の方法

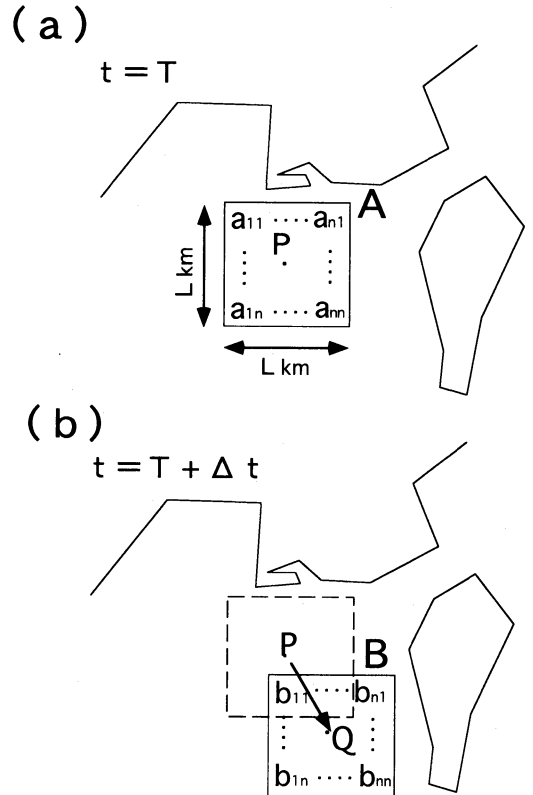
この節では, レーダーエコーを追跡して移動速度を求め, エコー分布との関連について考察する。

レーダーエコーや衛星画像の雲域を追跡してその移動ベクトルを導出する方法は, 大きく2つに分類できる(立平, 1980; 遊馬ほか, 1984 a, b, c)。1つは, エコー域や雲域をパターン認識してその重心の移動方向を求める方法である。もう1つは, ある時間間隔の2枚の画像を少しずつずらせながら相互相関係数を計算し, 相関係数が最大になる位置を移動後の位置とする方法である。この研究では, 計算方法の簡単な後者の方法を用いる。

まず, 今回用いた移動ベクトルの導出方法について説明する(第10図)。ある時刻 $t = T$ のレーダー画像において, 格子点 P を中心とした $L \text{ km} \times L \text{ km}$ の格子を計算領域 A とし, そこに含まれる $n \times n$ 個のデータを a_{ij} とする (第10図 a)。

そして, $t = T + \Delta t$ のレーダー画像に, 同じ大きさの計算領域 B (格子点 Q を中心として, 同様に $n \times n$ 個のデータ b_{ij} を含む) を $|\vec{PQ}| \leq V_{\max} \Delta t$ の範囲内でずらせながら a_{ij} と b_{ij} の相互相関係数を計算していき, 相互相関係数が最大になった時の \vec{PQ} をエコーの移動ベクトルとする (第10図 b)。

移動量に上限を設けたのは, 計算量の節約のためと, 全く関係のない遠くのエコーを誤って移動後のエコーと認識するのを防ぐためである。この速度の上限は, 積雲が存在すると考えられる対流混合層の上限が600 hPa 程度であった (第7図) こと, その高度付近の風速が25 m/s くらいで, 積雲は600 hPa より下層のより遅い風で流されていると推測して, $V_{\max} = 25 \text{ m/s}$ とした。また, Δt は, エコーデータの時間間隔7.5 min である。

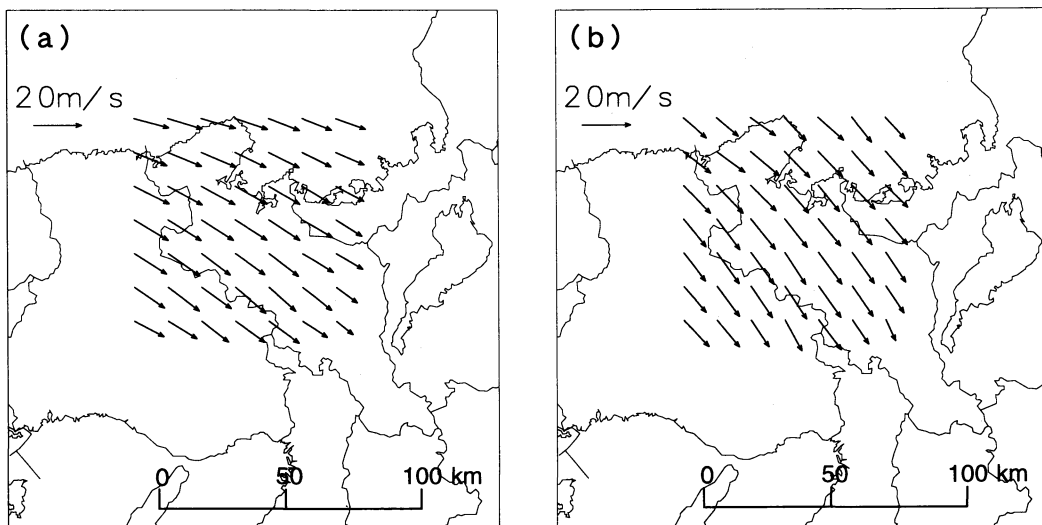


第10図 レーダーエコー追跡手法の模式図。(a) $t = T$ のレーダー画像。A は, 格子点 P を中心として, $n \times n$ 個のデータ a_{ij} を含む, $L \text{ km} \times L \text{ km}$ の計算領域。(b) $t = T + \Delta t$ のレーダー画像。B は, 中心 Q , $n \times n$ 個のデータ b_{ij} を含む, A と同じ大きさの計算領域。

こうして求めた相互相関係数の最大値が $\sqrt{0.5}$ 以下の時には, 相関が小さく, A と B の一致に十分な信頼性がないと考え (Asai *et al.*, 1977), 移動ベクトルは用いていない。

また, エコーの面積が小さすぎると, 少ないデータの一一致から誤った移動ベクトルを求めてしまう危険がある。エコー面積が小さい場合は相互相関係数の最大値の分散が大きく, 信頼性に欠ける。そこで, 計算領域 A, B の中のエコーが観測された面積の割合が20% 以下になると, 相関係数の分散が大きくなるので, 移動ベクトルを求めない。

計算領域の大きさについて, Asai *et al.* (1977) は $L = 33 \text{ km}$, $n = 33$, 遊馬ほか (1984 a, b, c) は $L = 100 \text{ km}$, $n = 100$ としている。計算領域を大きくすると



第11図 (a)沿岸型, (b)内陸型のエコーの移動ベクトル平均水平分布.

相互相関係数の計算に用いるデータ数を増やせるが、細かい動向を捉えられなくなる。今回の解析では $L=25$ km, $n=10$ とした。

5.2 結果

第11図は、こうして求めた移動ベクトルを沿岸型10事例、内陸型8事例について平均したものである。沿岸型では、西北西から東南東に向かってエコーが移動している。特に海岸域ではほぼ海岸沿いに西から東に向かって移動し、内陸への侵入は少ない。これに対して、内陸型では、北西から南東に向かってエコーが移動している。海岸線と移動方向の角度はより直角に近づき、エコーは内陸に侵入している。そして、この移動方向は、前節で見た総観場の風向と良く対応しており、降水雲が総観場の風に乗って移動していることが分る。

冬型気圧配置時の京都府の降水に降水雲の移動方向が重要であることは、堀口・竹内(1993)と堀口(1994)、でも指摘されている。今回の解析でも、沿岸型の時は西から西北西の風によって降水雲は海岸線に沿って移動し、内陸への侵入は少ないが、内陸型の時は北西の風によって降水雲が内陸に侵入することが示され、降水雲の移動方向と降水分布との関連が確認できた。

6. エコーの成長・減衰

6.1 解析の方法

内陸型の時には、エコーが北寄りの風に乗って内陸

まで侵入しているだけでなく、海岸より内陸でエコー強度が強くなっている(第6図b)。この節では、エコーの成長・減衰率に対する地形要素の影響を調べるため、地形要素を説明変量とする重回帰分析を行う。

まず、沿岸型・内陸型それぞれの事例から、エコーの移動方向の変動が少ない状態(領域で平均した移動速度の変動が 4 m/s 以内、移動方向の変動が 20° 以内)が8時間以上持続する時間帯を、解析の対象として選ぶ。沿岸型で6事例、内陸型で5事例から、上述の条件を満足する時間帯を選ぶことができた(第3表)。上の条件から、エコーの移動ベクトルは時間に関し定常、また移動ベクトルは領域内で一様と仮定し、時間的、空間的に平均した移動ベクトルを各時間帯の代表の移動ベクトル \vec{V} とした。

成長・減衰率は次のようにして求める。 $t=T$ における格子 A は、 $t=T+\Delta t$ には $\vec{V} \cdot \Delta t$ 動いて A' に移ったとして、 A のエコー強度 R_A 、 A' のエコー強度 $R_{A'}$ から、エコーの時間変化率を、

$$r = R_A / R_{A'} \quad (1)$$

と定義する(第12図)。

次に、計算された r において、各事例の時間帯内で時間平均をとる。このように、まず個々の移動ベクトルを用いず時間、空間平均した移動ベクトルを用いて r を計算し、さらに時間平均することにより、個々のエ

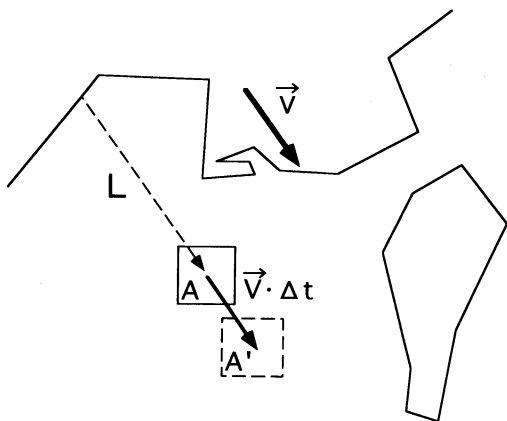
第3表 エコーの成長・減衰を解析した日と時間帯、およびエコーの平均移動方向（北を0°として時計回り）と速度。

(a) 沿岸型

解析した日	時間帯	平均移動方向	平均移動速度 (m/s)
1988年1月10日	0-24時	303°	12.5
1988年12月16日	12-24時	308°	15.5
1991年12月12日	11-20時	305°	12.8
1992年1月23日	1-9時	291°	10.5
1993年1月28日	12-24時	299°	17.5
1993年12月22日	1-9時	288°	15.0

(b) 内陸型

解析した日	時間帯	平均移動方向	平均移動速度 (m/s)
1989年1月28日	2-16時	320°	15.2
1992年2月1日	11-22時	330°	16.4
1993年2月2日	1-16時	329°	15.9
1994年2月10日	5-12時	315°	16.2
1994年2月13日	1-10時	316°	17.3

第12図 成長・減衰率の求め方の模式図。t=Tの格子Aはt=T+Δtには $\vec{V} \cdot \Delta t$ 動いてA'に移ったとする。 \vec{V} :レーダーエコーの平均移動ベクトル、L:海岸からの走行距離。

コーのばらつきや誤差を消去し、各事例の平均的な特徴をみることができる。こうして各事例、各格子ごとのエコーの成長・減衰率を得た。

このエコーの成長・減衰率について、地形要素を説明変量に重回帰分析を行う。目的変量は、2倍と1/2倍が同等に評価されるように、

$$Y = \log_{10} r \quad (2)$$

と決めた。説明変量は、移動ベクトル \vec{V} に沿った海岸からの走行距離L(km)、地形による強制上昇W(m/s)とした。Wは、格子A、A'の平均標高H(A)、H(A')から、

$$W = \frac{H(A') - H(A)}{\Delta t} \quad (3)$$

として求める。

こうして得た各事例、各格子ごとの(Y, L, W)を重回帰分析の変量とした。ただし、海上の格子点は除外した。沿岸型について422、内陸型について406の変量を得た。

6.2 結果

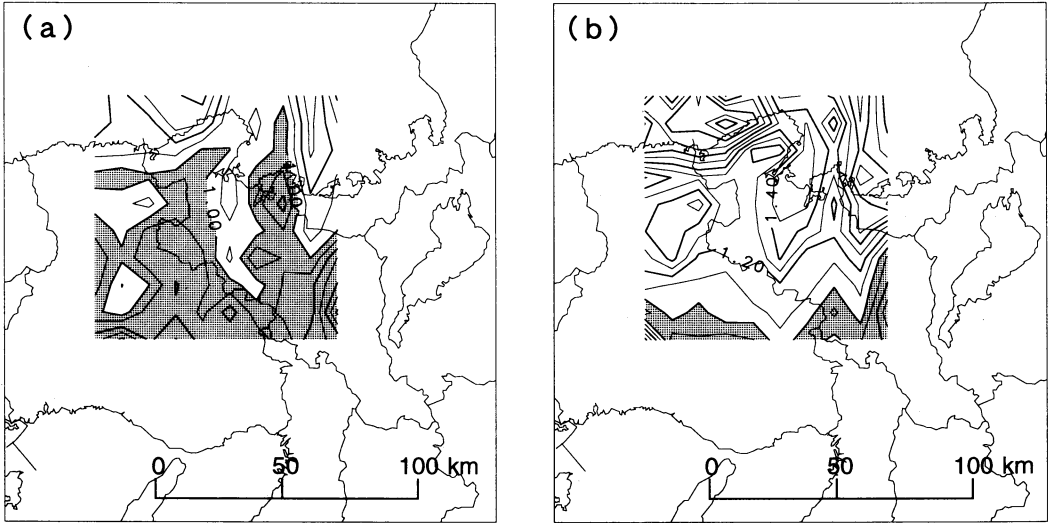
第13図は、沿岸型・内陸型それぞれについて平均したエコーの成長・減衰率の分布である。沿岸型ではエコーの成長域は海上から海岸部に限られ、内陸は減衰域である。それに対して、内陸型ではエコーの成長域が沿岸型に比べて、より内陸にまで広がっている。

重回帰分析の結果、沿岸型では

$$Y = -0.00109L + 0.134W + 0.0461 \quad (4)$$

内陸型では

$$Y = -0.00249L + 0.177W + 0.137 \quad (5)$$



第13図 (a)沿岸型, (b)内陸型のエコーの成長・減衰率の平均水平分布. ドット域は減衰域を表す. 等値線は0.1毎.

の重回帰式を得た. 回帰係数は L が負, W が正になっていて, 降水雲が海上から離れて顕熱・水蒸気の供給を断たれ減衰する過程と, 地形による強制上昇によって成長する過程を表している.

第4表に, 重回帰式の検定結果を示す. 沿岸型, 内陸型とも, 式の有意性は10%の危険率で満たされた. しかし, 沿岸型では寄与率, 重相関係数の値が小さく, エコーの成長・減衰率と地形要素の相関が小さい. つまり, 沿岸型では, 降水雲の成長・減衰過程において地形的な要素は大きな役割を果たしておらず, 別の要素が働いていると考えられる.

一方, 内陸型では, 寄与率, 重相関係数の値が大きく, エコーの成長・減衰率と地形要素との相関は大きい. このことから, 内陸型では降水雲の成長・減衰過程において, 地形的な要素が大きな役割を果たしていると考えられる.

7. 北山しぐれに関する考察

京都府の降水分布に関して, これまでは堀口・竹内(1993)と堀口(1994)や瀧(1996)のように, 主として季節風向に着目した研究がなされてきた. 本研究においても風向とエコーの内陸への侵入(内陸型)とは良い対応を示しているが, 前節までの総観場の解析と重回帰分析から, 北山しぐれに対応するであろう内陸型と北陸地方の山雪との類似, および地形性上昇流の重要性を示すことができた.

第4表 重回帰式の寄与率, 重相関係数, 分散比.

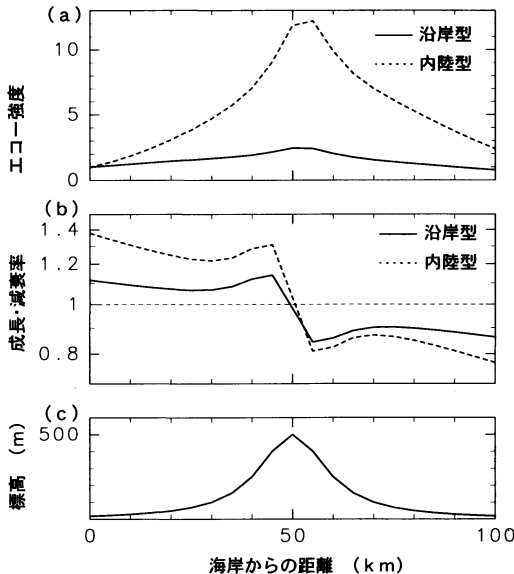
TYPE	寄与率	重相関係数	分散比
沿岸型	0.246	0.496	68.2
内陸型	0.593	0.770	293.2

そこで, 求められた重回帰式から, 沿岸型・内陸型のエコー強度, エコーの成長・減衰率を単純な地形に対して計算してみる. 地形として, 丹波山地を模した高さ500 m, 半値幅10 kmのベル型の山を海岸から50 km地点に頂上が来るように配置した.(第14図c). 第2表の風速を沿岸・内陸型それぞれの事例について平均し(沿岸型14.0 m/s, 内陸型16.2 m/s), 各型の一様風とする. これをこの地形に当てたときの強制上昇流を(3)式と同様な関係式

$$W = V \frac{\partial H}{\partial x} \tag{6}$$

を用いて計算したときのエコーの成長・減衰率 r は, (2), (4)~(6)式から計算できて第14図bのようになる. これから, 海岸でのエコー強度を1としたときのエコー強度が計算できる(第14図a).

第14図を見ると, 沿岸型では地形による成長率増加は小さいが, 内陸型では地形による成長率増加が大きく海岸からの侵入距離による減衰を山の頂上付近に達するまで上回り続け, 成長していくことが分る. この



第14図 重回帰式から再現した沿岸型(実線)・内陸型(点線)の(a)エコー強度(海岸での値を1とする), (b)エコーの成長・減衰率, および(c)使用したベル型地形(高さ500 m, 半値幅10 km).

ように、内陸型では山岳が降水雲の生成・発達に大きな役割を果たしている。すなわち、内陸型の降水には、日本海で発生した降水雲が単に海岸線と大きな角度をなす季節風によって運ばれてくる効果だけではなく、上陸後の地形性上昇流による雲の成長が大きく寄与していると結論される。この意味で、風向と降水分布とは相関が高いが、原因としては副次的な役割と考えられる。

まとめると、以下のようなシナリオで京都府の降水が発生していると思われる：

(i) 沿岸型では500 hPaの寒気が日本海～日本上空にあって対流混合層が比較的発達し、季節風に乗って日本海から来る積雲は日本上陸前後に降水をもたらす。

(ii) 内陸型では500 hPaの寒気の軸が日本の東海上にあって、対流混合層は厚くならない。このため積雲は日本海上で発達せず、日本上陸前後には降水をもたらさない。しかし、季節風が山の風上斜面で作り出す地形性上昇流によって積雲は上陸後の山岳地帯で発達し、内陸に降水をもたらす。

これは、Akiyama (1981 a, b) が解析した豪雪時の新潟県の里雪・山雪とほぼ同じメカニズムである。京

都府には新潟のような平野部がないにもかかわらず、同様な特徴を持った降水分布となっていることは興味深い。本論文冒頭に触れた北山しぐれは、このような京都府での「山雪」の降水雲が、それ自身内陸の山地で成長したが故に山を越えた盆地まで消え去らずにいることが時折可能で、そのような場合に京都盆地に降水をもたらすものだと解釈できる。

8. まとめ

冬型気圧配置時の京都府の降水について、1988～94年の66事例の分布を統計的に調べて、以下の結果を得た。

(i) 大阪レーダーのエコー強度の値を説明変量に主成分分析を行った結果、第1・第2主成分で累積寄与率は80%近くに達した。第1主成分は全域の降水量、第2主成分は降水分布の南北の偏りを示す。降水分布の南北の偏りに注目し、第2主成分の主成分得点からエコー分布を沿岸型・内陸型に分類した。

(ii) 沿岸型・内陸型の総観的な気象状況の解析によると、沿岸型ではトラフと寒気のコアが日本のほぼ真上にあり、対流混合層が発達している。これに対して、内陸型ではトラフ・寒気のコアが日本の東に抜けていて、対流混合層の発達が弱くなっている。そして、日本付近の風向は沿岸型よりも北寄りになっている。

これらの特徴を北陸地方に関する解析(藤田, 1966; Akiyama, 1981 a, b)と比較すると、沿岸型の特徴は北陸地方の「里雪型」に、内陸型の特徴は「山雪型」に相当する。このことから京都府と北陸地方では、冬型気圧配置の時の降水分布と総観的な気象状況との因果関係に、共通点があると推測できる。

(iii) レーダーエコーを追跡して、エコーの移動速度を求めたところ、沿岸型は西北西から東南東に、内陸型は北西から南東にエコーが移動していることが分かった。この移動方向は総観場の風向と良く対応していることから、降水雲は一般風に乗って移動すること、その移動方向と降水分布には強い関連があることが示された。

(iv) レーダーエコーの成長・減衰率を求め、地形要素による重回帰分析を行った。沿岸型では成長・減衰率と地形要素の相関係数は小さく、降水雲の成長・減衰過程において地形以外の要素が大きく働いていると考えられる。これに対して、内陸型では成長・減衰率と地形要素の相関係数は大きく、降水雲の成長・減衰過程において地形的な要素の役割が大きいこと、つま

り上陸後の地形性上昇による降水雲の増強が内陸での降水に大きく寄与していることが示された。

本研究では型の分類の原因まで議論することができなかった。沿岸型と内陸型とに分れる原因を明らかにするためには、個々の降水雲の構造や発達・衰弱過程を解析する必要がある。そこには地形による収束・発散、山越え気流の違いなど多くの要素が働いているため、より稠密な観測や、数値モデルを用いた解析等を行うことになるが、それは今後の課題としたい。

謝 辞

本研究には、大阪管区気象台から大阪気象レーダーのデータを提供して頂きました。深く御礼申し上げます。また、作図には地球流体電脳ライブラリーを使用しました。

参 考 文 献

- Akiyama, T., 1981 a : Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region, Part I. Principal time and space variations of precipitation described by EOF, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 578-590.
- Akiyama, T., 1981 b : Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part II. Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 591-601.
- Asai, T., 1964 : Cumulus convection in the atmosphere with vertical shear : numerical experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **42**, 245-259.
- Asai, T., M. Yoshizaki and K. Ishikawa, 1977 : Some results on an objective analysis for tracking radar echoes of convective clouds, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 553-558.
- 遊馬芳雄, 菊地勝弘, 今 久, 1984 a : 簡易気象レーダーによるエコーの移動速度について, 北海道大学地球物理学研究報告, **44**, 23-34.
- 遊馬芳雄, 菊地勝弘, 今 久, 1984 b : 簡易気象レーダーによる降雪の短時間予測実験(その1), 北海道大学地球物理学研究報告, **44**, 35-51.
- 遊馬芳雄, 菊地勝弘, 今 久, 1984 c : 簡易気象レーダーによる降雪の短時間予測実験(その2), 北海道大学地球物理学研究報告, **44**, 53-65.
- 藤田敏夫, 1966 : 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴, *天気*, **13**, 359-366.
- 堀口善一, 1994 : 京都府北部における気圧パターンとしぐれ分布の特性(その2), 平成6年度大阪管区府県気象研究会誌, 96-97.
- 堀口善一, 竹内克夫, 1993 : 京都府北部における気圧パターンとしぐれ分布の特性, 平成5年度大阪管区府県気象研究会誌, 72-73.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph, 1996 : The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- 河村 武, 1964 : 日本における冬の天候分布の総観気候学的解析, *地理学評論*, **37**, 64-78.
- 気象庁, 1986 : レーダー気象観測指針—デジタル化編一, 105 pp.
- Miyazawa, S., 1968 : A mesoclimatological study on heavy snowfall, *Papers Meteor. Geophys.*, **19**, 487-550.
- 奥野忠一, 久米 均, 芳賀敏郎, 吉澤 正, 1971 : 多変量解析法, 日科技連出版社, 430 pp.
- Tachibana, Y., 1995 : A statistical study of the snowfall distribution on the Japan Sea side of Hokkaido and its relation to synoptic-scale and meso-scale environments, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 697-715.
- 瀧 良二, 1996 : 京都府の降雪分布予測プログラムの作成, 平成8年度大阪管区府県気象研究会誌, 150-151.
- 立平良三, 1980 : レーダによる雨量測定と短時間予報, *気象研究ノート*, (139), 79-108.
- 八木正允, 村松照男, 内山徳栄, 黒川信彦, 1986 : 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の'帯状収束雲'と'Cu-Cbライン', *天気*, **33**, 453-465.
- 脇坂義和, 1986 : 日本列島における冬型降水分布の地域特性, *地理学評論*, **59**, 85-97.

A Statistical Study of the Precipitation Distribution over the Kyoto Prefecture during the Winter Monsoon

Yuichi Mizukoshi* and Takehiko Satomura**

* (*Corresponding author*) *Division of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University*
(*Present affiliation : Kansai Regional Head Office, Japan Weather Association, Minamisenba*
Heart Bldg., 2-3-2 Minamisenba, Chuoku, Osaka, 542-0081 Japan)

** *Division of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University*

(Received 9 April 1998 ; Accepted 6 January 1999)

Abstract

Distributions of precipitation over the Kyoto Prefecture during the winter monsoon of 1988~1994 are statistically analysed.

A principal component analysis is applied to the radar echo data. Echo patterns over the region are classified into three types ; coastal, normal, and inland type.

We examine the synoptic situations of the coastal and inland type. Wind directions, depths of convective mixed layer, and positions of troughs and upper cold air mass differ between the coastal and inland type.

Growth rates of radar echoes are also calculated by using displacement of echoes. Multiple regression analysis reveals that the correlation between the growth rates and orographic elements is low in the coastal type, while it is high in the inland type. It is concluded that the orographic lifting intensify the precipitation cloud of the inland type.
