

〔論文〕

105:1092 (夏季午後の降水; 局地風系)

関東平野における夏季高温日午後の降水分布と地上風系との関係

藤部文昭*・瀬古弘**・小司禎教**

要旨

23年間のアメダス1時間値資料を使って、夏の午後に関東平野で発生する降水の分布と地上風系との関係を調べた。日最高気温が28°C以上で、午前中に降水がほとんどなく午後に降水のあった239日を対象にし、12~24時の降水量分布を fuzzy c-means method を利用して6つの型に分類した。このうち4つは主に北関東で降水がある型である。これらにおける14時の地上風系は、平野全体を南寄りの風がおおう“広域海風”を成すが、降水のない日に比べて平野中部の収束がやや大きい傾向がある。また、夕方以降になると北関東では北東風が吹く。この北東風は、降水に伴う冷却域からの北寄りの外出流と東寄りの海風とが重なったものと見なすことができ、かつ翌日にかけての総観的変化の1段階でもある。残る2つの降水型は、降水域が南関東に及ぶものである。そのうちの1つは東京23区に降水域の中心があり、14時の地上風系は鹿島灘から吹く東風と相模湾からの南寄りの風が東京付近で収束する状態になっている。

1. はじめに

近年、夏の午後に発生する対流性降水と局地循環との関連が注目されるようになった。高気圧におおわれた日、午後になると関東平野では南風が卓越する“広域海風”的な状態になるが、中部山岳域では積雲が発生し、しばしば局地的な降水をもたらす(木村, 1994; Kuwagata, 1997)。このような積雲の発生を促す要因として谷風循環による水蒸気輸送の役割が指摘され、その検証としてゾンデによる下層大気の観測やGPSによる可降水量の解析が行われてきた(木村ほか, 1997; 佐々木・木村, 2001; Iwasaki and Miki, 2001など)。

一方、平野部で広範囲の降水が起こるのは寒冷前線など総観規模の擾乱が近づいたときであることが多い。吉崎ほか(1998)は寒冷前線の南下時に北関東に発生した広域雷雨の事例について、メソβ規模における降水系と風系の特徴を解析し、気温・湿度の異なる

風系同士の収束域に降水が発生したこと、風系の1つは低温の北東風であり、その成因として既存の降水域からの冷気外出流が重要であると考えられることを指摘した。また、堀江・遠峰(1998)は雷雲群がより強い収束域に向かって移動する傾向を複数の事例を対象として示した。澤田・高橋(2002)も山岳部の降水域が平野へ移動していく際に移動経路に沿って収束域が存在することを指摘している。これらの場合、南関東では“広域海風”に相当する南寄りの風が吹いている。これに対し、南関東で強い降水が起こる日には鹿島灘からの東風が東京付近まで侵入し、相模湾から吹く南風と収束する状態になっていることが多い(藤部ほか, 2002; 中西・原, 2003)。しかし、平野の降水系の振舞や分布と地上風系との関連はまだ部分的な理解にとどまっている。

降水の分布は事例ごとに千差万別であるが、それなりの類型化は可能である。永保・三上(2001)は東京とその周辺の降水量分布に主成分分析を適用し、第1成分として23区を中心を持つパターンを得た。しかし、主成分分析で得られるパターンは事例ごとの変動を表現する多項式の1成分であり、降水分布そのものではない。より直接的に降水分布を表現する手法としてはク

* 気象研究所予報研究部, ffujibe@mri-jma.go.jp

** 気象研究所予報研究部。

—2003年5月12日受領—

—2003年9月10日受理—

© 2003 日本気象学会

2003年10月

ラスター分析がある。Fujibe(1989)はその一種であるfuzzy c -means method (FCM; Bezdek, 1981)を使って、本州中部のひと雨降水分布型を分類した。FCMは個々の事例をある1つのクラスターだけに振り分けるのではなく、各クラスターへの「所属率」を計算する点が特徴であり、多くの対象から少數の代表的なパターンを求めるのに適している。

本研究では、FCMを利用して関東平野で夏の高温日の午後に起こる降水の分布型を大づかみに捉え、それらと地上風系との関係を調べた。事例ごとの細かい特徴は平均化されて失われるが、多数の事例に共通する特徴を浮かび上がらせることによって、各事例の特異性と一般性を考える際の手がかりを見出すことを目指した。

2. 資料と解析方法

2.1 対象日の抽出

1979~2001年のアメダス1時間値を使った。まず関東地方(伊豆諸島と小笠原を除く)の海拔150 m未満にある地点について、(1) 日最高気温の平均値が28°C以上で、(2) 06~12時に1 mm以上の降水のあった地点が5つ以下である1018日を選び出した。これらを、(a)「平野降水日」: 上記地点における12~24時の降水量の平均値が1 mm以上であった239日、(b)「山岳降水日」: 平野降水日以外で、海拔150 m以上の地点における12~24時の降水量の平均値が1 mm以上であった229日、(c)「無降水日」: それ以外の550日に分けた。

なお、小倉ほか(2002a)は発雷域の地理的分布とその時間的变化から、関東の発雷パターンを山岳型・山岳から平野型・平野型・広域型の4種に区別した。これらと上記の平野降水日・山岳降水日とは、区分のやり方が違うので単純な対応づけはできないが、平野降水日は広範囲に降水が起こるという点で小倉らの広域型に最も近く、山岳降水日は山岳型に近いものと見なせる。

2.2 平野降水日の降水分布型の分類

夏の午後の降水発生時刻は、午後の前半から日没後までの範囲で日によって異なる。しかし、東京23区を対象にした藤部ほか(2002)によると、降水発生に先立つ地上風分布には降水発生時刻による違いは認められなかった。また、地上風分布の基本的なパターンは降水発生の数時間前から直前まで持続する日が多くた。そこで本解析では、必要以上の複雑性を避けるため、降水発生時刻の違いについては考慮せず平野降水

日の12~24時の降水量を対象にして FCM を適用した。手順は Fujibe (1989) と同様であり、以下に概説する。

まず、降水量分布を経験的直交関数 (EOF) の和に分解した。すなわち、

$$z_{ij} = \sum_{m=1}^M f_{jm} b_{im} + \text{残差項} \quad (1)$$

ここで z_{ij} は、第 i 地点における j 日目の12~24時の降水量を x_{ij} ($i = 1 \sim N$; $j = 1 \sim J$) として

$$z_{ij} = \sqrt{x_{ij}} - X_i \quad (2)$$

ただし

$$X_i = \frac{\sum_{j=1}^J \sqrt{x_{ij}}}{J} \quad (3)$$

である。降水量そのものではなく、その平方根を使ったのは、極端に大きい値の影響を緩和するためである。 b_{im} は m 番目の EOF, f_{jm} はそのスコアであり、直交条件

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^N b_{im} b_{in} &= 1 \quad (m = n \text{ の場合}) \\ &= 0 \quad (m \neq n \text{ の場合}) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\sum_{j=1}^J f_{jm} f_{jn} = 0 \quad (m \neq n \text{ の場合}) \quad (5)$$

が成り立つ。なお地点が移動した場合、移動距離が緯度・経度とも 0.03° 未満であれば同じ地点として扱った。また、欠測が対象日全体の20%を超える地点は除外した。

次に、得られたスコアを対象にして FCM の条件

$$\sum_{k=1}^K \sum_{j=1}^J u_{jk}^p S_j \sum_{m=1}^M \left(\frac{f_{jm}}{S_j} - a_{km} \right)^2 \rightarrow \text{最小} \quad (6)$$

を適用した。ただし

$$\sum_{m=1}^M a_{km}^2 = 1 \quad (7)$$

$$\sum_{k=1}^K u_{jk} = 1 \quad (8)$$

である。ここで未知数は a_{km} , u_{jk} , S_j であり、それぞれ

“天氣” 50. 10.

第 k クラスターの分布型, j 日目の降水量分布の第 k クラスターへの所属率, j 日目の降水の強さの指標である。 p は分類の粗さ・細かさを調節するパラメーターであり、試行錯誤で適当な値を与える必要がある。クラスター数 K は後述のように計算の過程で自動的に決まる。

(6) の解は

$$a_{km} = \frac{\sum_{j=1}^J u_{jk}^p f_{jm}}{\sqrt{\sum_{m=1}^M (\sum_{j=1}^J u_{jk}^p f_{jm})^2}} \quad (9)$$

$$u_{ik} = \frac{\left\{ \sum_{m=1}^M \left(\frac{f_{jm}}{s_j} - a_{km} \right)^2 \right\}^{-\frac{1}{p-1}}}{\sum_{k=1}^K \left\{ \sum_{m=1}^M \left(\frac{f_{jm}}{s_j} - a_{km} \right)^2 \right\}^{-\frac{1}{p-1}}} \quad (10)$$

$$s_j = \sqrt{\sum_{m=1}^M f_{jm}^2} \quad (11)$$

となる。解くときは、 u_{jk} と K を適当に与えてから (9) と (10) を交互に繰り返す。その途中で 2 つのクラスターが互いに似てきて、ついに同一になることがあるので、その場合は片方を除いて K を 1 つ減らす。こうして u_{jk} と a_{km} の変化がなくなるまで計算を続ける。最終的なクラスター数 K は、初期に与えた分類に関係なく p の値に応じて一意的に決まり、 p が小さいほど増す。ただし K の最終値がいくつになるかは実際にやってみないと分からぬ。また、 p が小さすぎると(今回の場合 $p < 1.45$)、 K の最終値やクラスター形が初期分類に依存し、一意的に決まらなくなる。

得られた a_{km} から

$$y_{ik} = \sum_{m=1}^M a_{km} b_{im} \quad (12)$$

によって第 k クラスターの降水量分布が得られる。ただし、これは式 (4) や (9) で正規化された値である。現実の降水量分布は式 (9) の分子の相似形

$$Y_{ik} = \frac{\sum_{j=1}^J u_{jk}^p x_{ij}}{\sum_{j=1}^J u_{jk}^p} \quad (13)$$

によって求めることができる。式 (13) は解析対象外

の地点(海拔150 m 以上)や降水量以外の要素(風、気温など)にも適用できる。なお、解析対象地点について式 (12) と (13) で求めた降水量分布を比べてみると、どのクラスターについても相関係数0.96以上でほぼ相似であった。

3. 降水型の分類結果

ここでは $M=20$, $p=1.5$ とした結果を示す。 $M=20$ というのは、EOF の累積寄与率が80%を超える値である。得られたクラスター数は $K=6$ であった。個々の事例の降水型を「 $k=1 \sim 6$ のうちで最も u_{jk} 値が大きいもの(以後 k^* と表す)」と定義した場合の、各降水型に属する事例数と、次式で定義される「寄与率」

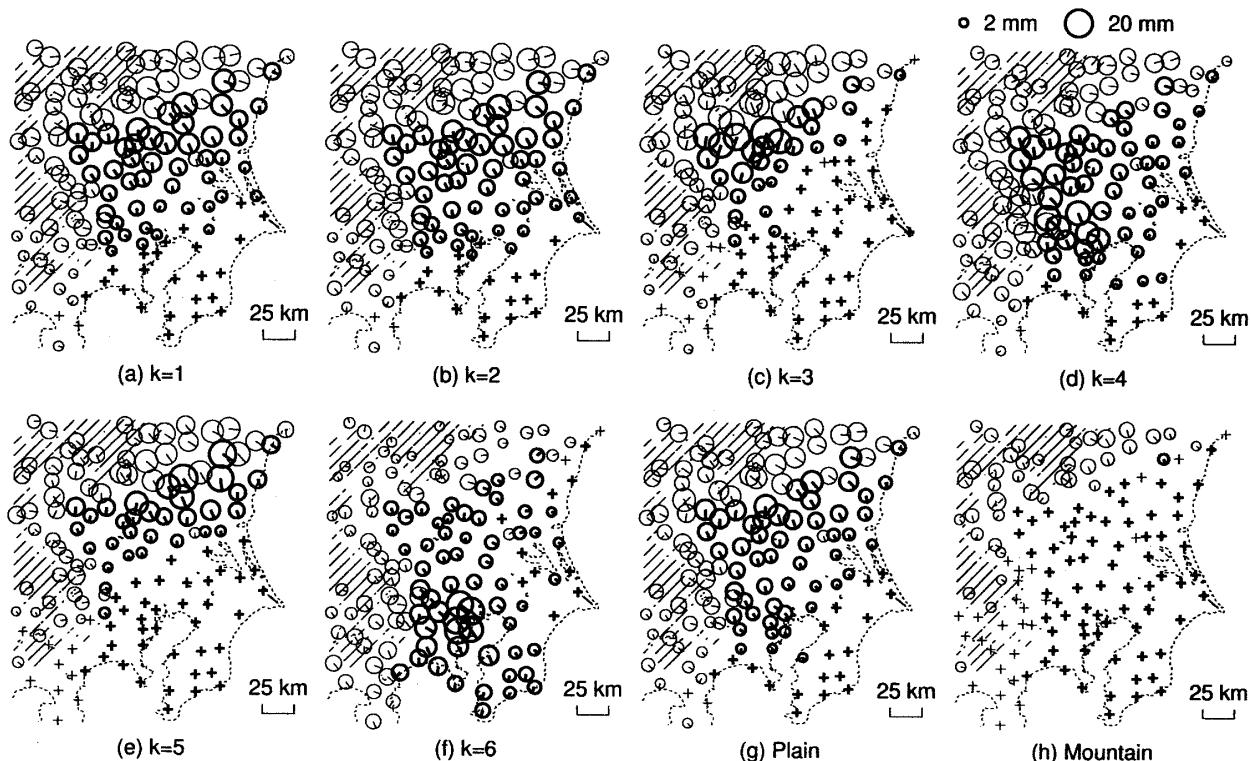
$$S_k = \frac{\sum_{j=1}^J u_{jk} s_j}{\sum_{j=1}^J s_j} \quad (14)$$

は、以下のようになる。

	k	1	2	3	4	5	6	計
事例数		19	37	63	38	49	33	239
寄与率(%)		18.3	18.1	17.2	17.1	15.9	13.4	100.0

第1図はこれら 6 型の降水量分布(式 (13) によるもの)を示す。 $k=1$ と $k=2$ は北関東を中心とした降水であり、互いによく似ているが、 $k=2$ のほうが降水域がやや南東へ広がっている。 $k=3$ と $k=5$ は降水域が山沿いに限られ、 $k=3$ では日光連山の南麓すなわち群馬～栃木県西部、 $k=5$ では東側すなわち栃木県中部～茨城県が主降水域である。一方 $k=4$ は降水域が西部の山沿いに南東へ延びて東京付近に及んでいる。 $k=6$ はさらに降水域が南へ偏り、その中心は東京都心にある。参考のため、平野降水日の平均状態と、山岳降水日の降水量分布も示す。平均状態においても東京都心は周囲よりやや降水量が多くなっている。これは藤部(1998)の結果と一致する。

第1図には、降水発現時刻の目安として、06時以降の降水量の積算値が翌日06時までの総降水量の25%になる時刻を示してある(正時と正時の間は直線内挿して求めた)。これによると、山岳域のほうが平野よりも降水発現が1～2時間早い。平野の中では北東部(茨城県)で比較的早く、北西部(群馬県)の山沿いでは遅めであり、特に $k=3$, 5 でそれが目立つ。また $k=4$,



第1図 平野降水日の6つの降水型($k=1\sim 6$)および平野降水日・山岳降水日の平均降水量分布。○の面積が降水量に比例し、+は2mm未満を表す。第2節の解析で使われた地点(関東平野の海拔150m未満の地点)については、○や+を太線で描いてある。○の中の線は降水発現時刻(本文参照)を時計の短針の向きで表す。斜線は海拔1000m以上の領域。

6においては、東京のほうが北西部の山沿いよりも早く降水が起こる傾向がある。北西部の遅れは、この地域で日没以後に降水系が発達しやすいこと(齋藤・木村, 1998; Iwasaki and Miki, 2002)に対応する。

M や κ の値を変えれば K は変化し、得られる降水分布型も変わるが、分類の基本的特徴は共通する。例えば $k=6$ のように東京に多降水域を持つ型は、ある程度以上分解能の高い分類においては常に現れる。

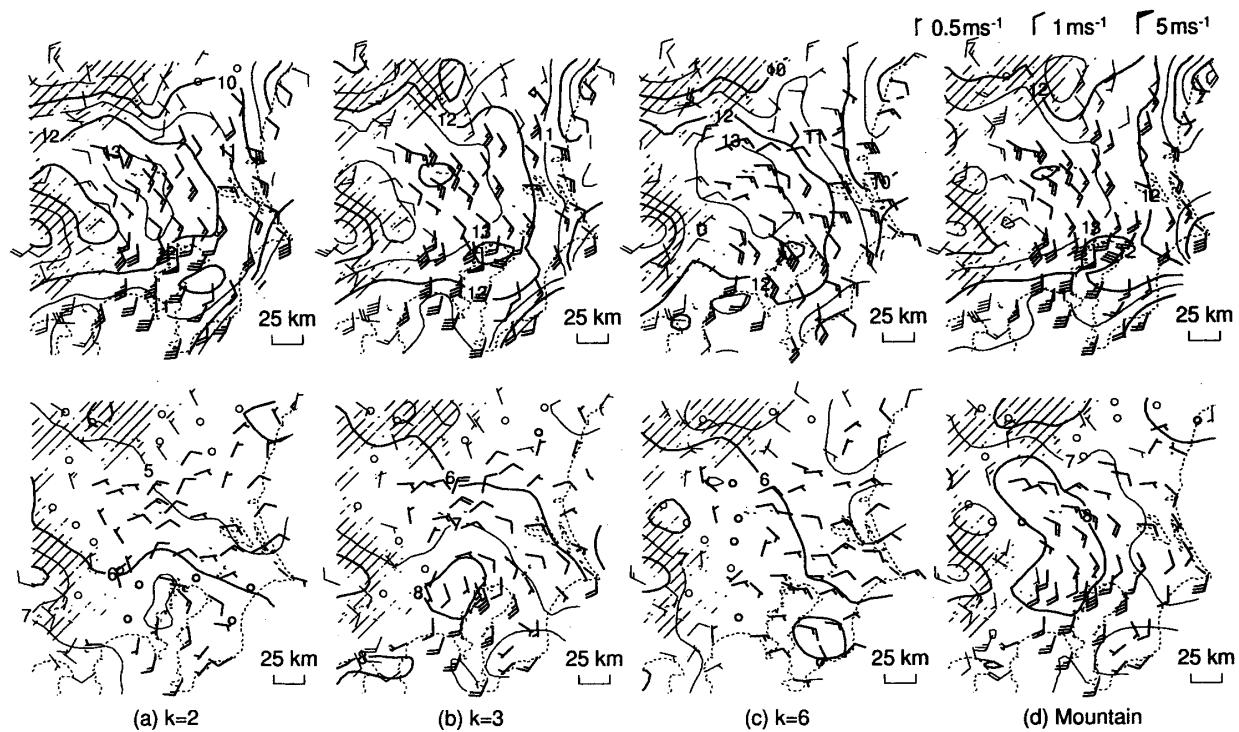
以下の記述では、誌面の節約のため一部の型についての結果を抜粋して紹介する。主として、北関東の広域、山沿い平野部、東京付近それぞれの降水の代表として $k=2, 3, 6$ を、山岳降水日とともに取り上げる。他の型については逐一記述しないが、一般的に、互いに似た型には似た特徴があり(例えば $k=2$ と $k=1$)、2つの型の中間的な型には中間的な特徴がある(例えば $k=2, 6$ に対する $k=4$)。

4. 各降水型における地上風系の特徴

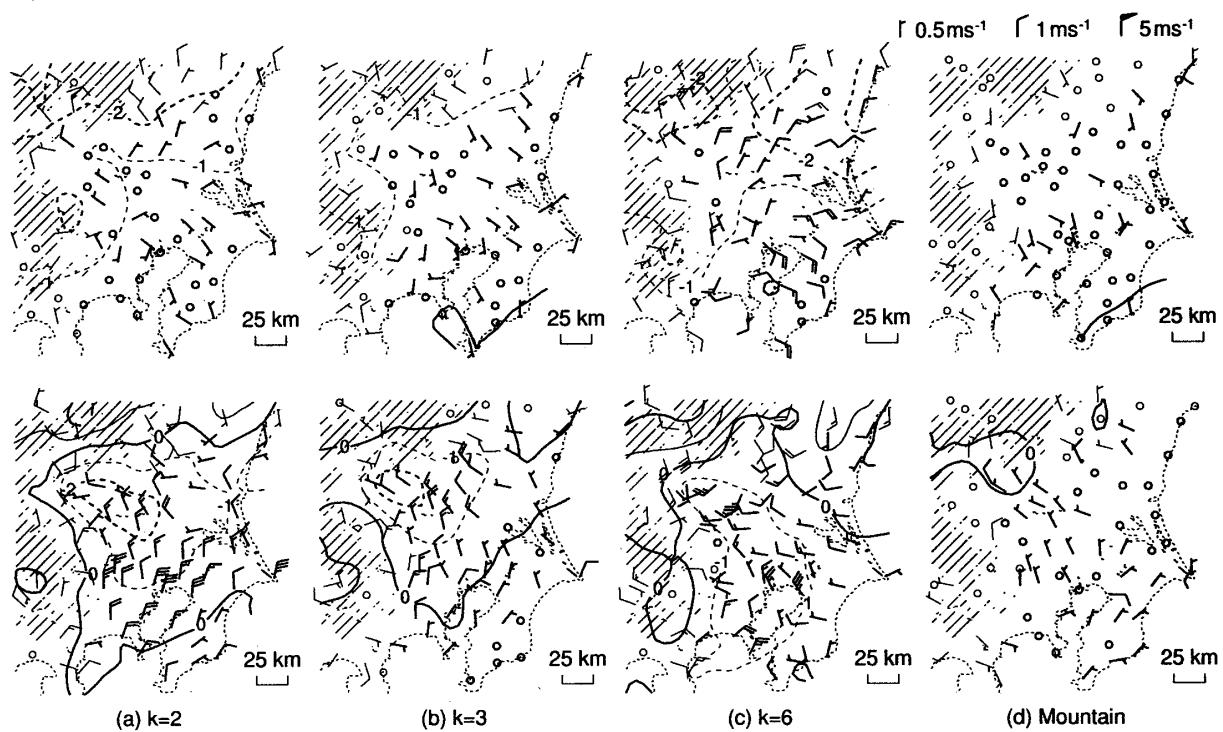
第2図は $k=2, 3, 6$ および山岳降水日における14時と20時の地上風と地上気温の分布を示す($k=2, 3, 6$ についての平均操作は式(13)による。気温は

09時の館野850 hPaの気温からの偏差である)。14時といふのは平野ではまだ降水がほとんど起きていない時刻であり、20時は統計的には降水のピークを過ぎた時刻である。 $k=2, 3$ と山岳降水日は南関東では南~南西風、北関東では南東風であり、全体として“広域海風”を成している。一方、 $k=6$ は鹿島灘沿岸から平野の中北部へ東風が吹き込み、相模湾沿岸では南風が吹いて、藤部ほか(2002)が東京の強雨に先立つ風系として指摘した「E-S型」の状態になっている。20時になると、 $k=2, 3$ では北部で北東風が吹くのに対し、山岳降水日はまだ東寄りの風であり、降水の有無による風系の違いが目立ってくる。

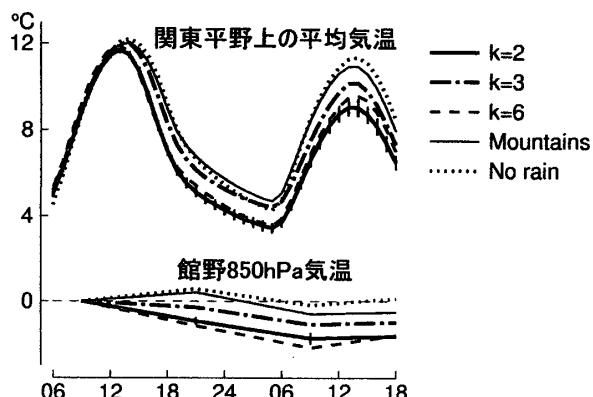
降水日と無降水日の違いを確かめるため、無降水日の平均状態からの偏差を調べてみた。さらに、この偏差の中から平均場の違いによるものを除くため、10時から14時までの変化量と、14時から20時までの変化量をそれぞれとった(ただし $k=6$ 以外の型は、時間変化をとってもらなくても結果に大きな違いはない)。第3図にその結果を示す。10時から14時までの変化(上段)を見ると、 $k=2$ では東京湾周辺で0.5 m/s程度の南東風偏差、北関東では北西~北東風偏差であり、全



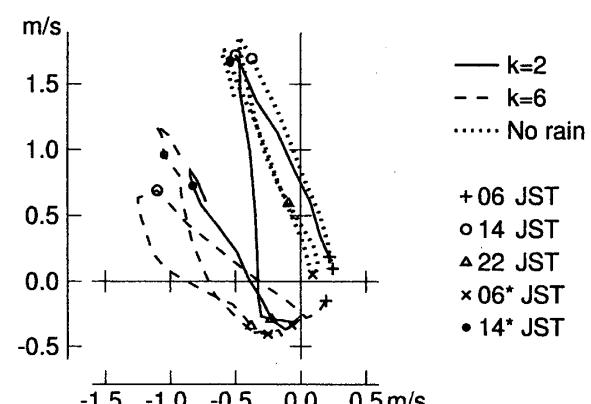
第2図 各降水型における地上風と地上気温分布。上段は14時、下段は20時。風は矢羽根で表し(○は0.25 m/s未満), 第2節の解析で使われた地点(関東平野の海抜150 m未満の地点)については太線で描いてある。気温は館野における09時の850 hPa 気温からの偏差を表し, かつこの図と第8図に限り0.005°C/mの高度補正をした。



第3図 地上風・地上気温の時間変化量について、各降水型と無降水日との差をとったもの。上段は10~14時、下段は14~20時。点線は負値(相対的な降温)を表す。

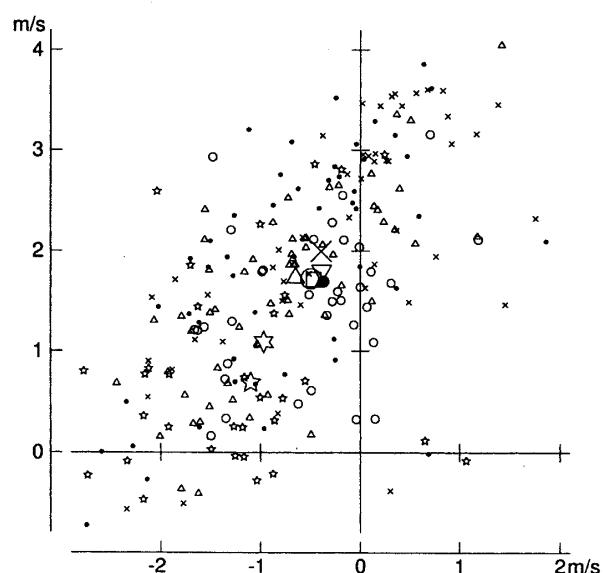


第4図 関東平野上の平均気温と館野の850 hPa 気温の時間変化(解析対象日～その翌日)。いずれも対象日における09時の850 hPa 気温からの偏差を表す。 $k=2$ については誤差の標準偏差の範囲を縦棒で示す。



第5図 関東平野上の平均風ベクトルの時間変化(解析対象日～その翌日)。

	$k^*=1$	$k^*=2$	$k^*=3$	$k^*=4$	$k^*=5$	$k^*=6$	Mts.	No rain
Mean	□	○	△	☆	▽	☆	×	●
Cases	○	△			☆	×	○	●



第6図 関東平野上の14時の平均風ベクトルを各降水型の事例ごとにプロットしたもの(山岳降水日については1998年以降の事例のみ表示)。併せて、式(13)による全期間の平均値を大きい記号で表す。

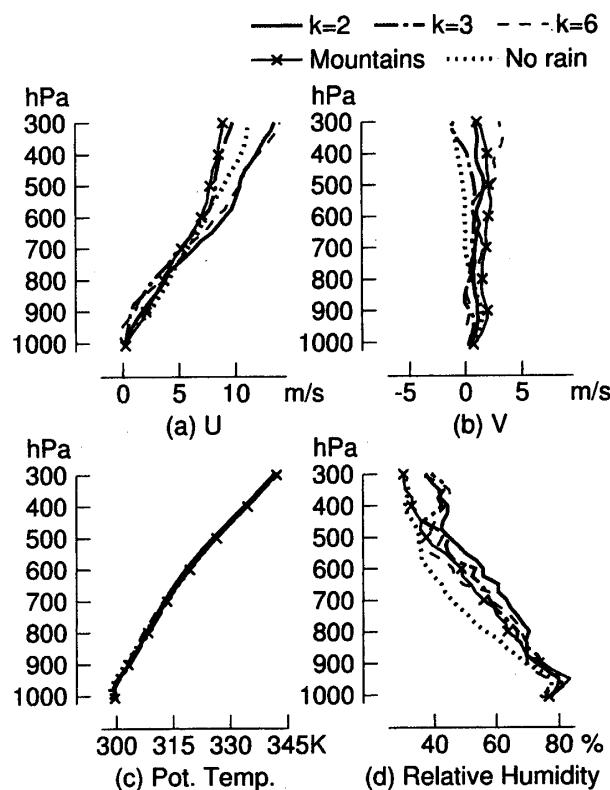
体として平野中部で収束する偏差が見られる。 $k=6$ においても、 $k=2$ よりやや南西寄りすなわち東京湾の西側付近を中心とする収束偏差が見られる。 $k=2$ も $k=6$ も北部の山岳域の気温変化量に2°C程度の負偏差があり、北風偏差はこの負偏差域から吹いてくるよう見える。

14時から20時までの変化(第3図下段)を見ると、降水日には平野の気温変化量に2~3°Cの負偏差が存在する。負偏差が大きいのは $k=2$ では北関東一帯、 $k=3$ では北西部の山沿い、 $k=6$ では東京とその周辺であり、各型の多降水域(第1図)とほぼ対応している。風の偏差は、これら負偏差域から吹き出すように $k=2$ では広範囲にわたって1~3 m/sの北西~北風、 $k=3$ では北関東を中心とする北西風となる。また $k=6$ では東京湾周辺で北寄りの偏差、北関東では南~南西風の偏差が見られる。一方、山岳降水日には0.5 m/s程度の北西~北風偏差があるに過ぎない。

降水日と無降水日の違いを時間を探るため、平野上の平均気温(海拔150 m未満の地点の平均値; 第5図と第6図の「平均風ベクトル」も同様)の時間変化を第4図に示す。正午過ぎまでは降水日も無降水日と同様に昇温するが、その後は無降水日よりも低温になり、翌日まで低温偏差が続く。第4図には館野850 hPaの変化も示されているが、これも降水日の夜から翌日にかけて低下する。低温偏差の大きさは $k=2$ と $k=6$ が最も大きく、次いで $k=3$ 、山岳降水日の順になっている。

第5図は平均風ベクトルの時間変化を $k=2, k=6$

と無降水日について示す。 $k=2$ の風は14時ごろまでは無降水日のものとほぼ一致するが、その後は左下(北東風偏差)にずれ始める。このずれは翌日に持ち越し、降水当日や無降水日に比べて北東風偏差を持ったまま新たな日変化サイクルに入る。 $k=3$ や山岳降水日(図は省略)についても、 $k=2$ よりは小さいが夕方から翌日にかけて北~北東風偏差が見られる。このように、降水日の午後以降の低温・北風偏差は、翌日にまたがる変化の一部分を成す(ただし $k=6$ の場合は降水当



第7図 館野における09時の各要素の平均プロファイル。1988年以降のデータに式(13)を適用して求めたもの。

日にすでに平均的な無降水日と比べて北東風寄りの偏差を持ち、それ以上偏差が増すことはない)。

以上に紹介した結果は降水型ごとの平均値であったが、ここで事例ごとのばらつきを簡単に見てみる。第6図は14時の平均風ベクトルを $k^* = 2, 3, 6$ と山岳降水日の各事例についてプロットしたものである(煩雑さを避けるため山岳降水日は1998年以降のものだけを表示)。どの型も、事例ごとの平均風ベクトルは広範囲にばらつき、その分布範囲は型ごとの平均値の差を超えている。本稿ではこの点にはこれ以上深入りしないが、降水時の風系は事例ごとに見れば多様であることが分かる。

最後に、上空の大気状態を比較してみる。第7図は館野における09時の風の u, v 成分、温位および相対湿度の鉛直分布を示す(対象期間は1988~2001年)。温位の分布には降水の有無や降水型による違いがほとんどないが、相対湿度には違いが目立ち、 $k = 2$ が最も高湿度で、無降水日が最も低湿度である。図は省略するが、いくつかの安定度指数の中で降水の有無との対応がいいのは K-index と可降水量、および SSI であり、CAPE は対応が悪い。これは関東地方の雷活動や東京

23区の短時間強雨に関して示されたこと(田口ほか、2002; 藤部ほか、2002)とほぼ一致する。また第7図を見ると、 $k = 2$ と $k = 6$ は、 $k = 3$ や山岳降水日・無降水日に比べて u 成分の鉛直シアが大きく、前線帶の存在が暗示される。実際に平野降水日の地上天気図を見てみると、本州中部付近、特に日本海沿岸に前線が描かれていることが多い。なお、900 hPa より上層では $k = 6$ も他の型と同様に西風 ($u > 0$) であり、地上の東風はせいぜい 1 km の厚さしかないことが分かる。

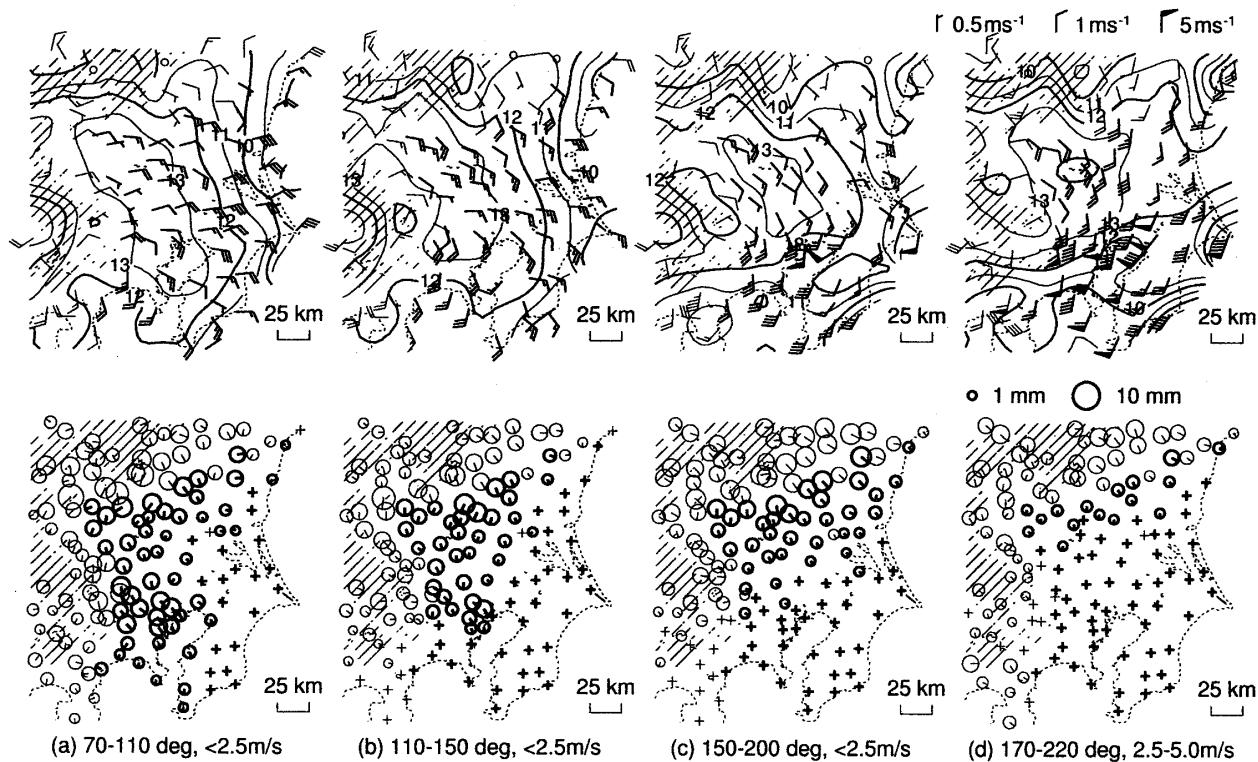
5. 風系別に見た降水分布

前節では、降水分布型を分類した後に、それぞれに対応する風系を求めてその特徴を比較検討してきた。しかし、事例ごとのばらつきが大きいこと(第6図)を考えると、逆にまず風系を与え、各風系に対応する平均的な降水分布を求めるのも興味深い。そこで、これについて簡単に調べてみた。

方法としては、2.1節で述べた1018事例を、14時の平均風ベクトルに基づいて以下のように分類した。

- (a) 風向70~110°、風速2.5 m/s 未満 (88例)
- (b) 風向110~150°、風速2.5 m/s 未満 (202例)
- (c) 風向150~200°、風速2.5 m/s 未満 (296例)
- (d) 風向170~220°、風速2.5 m/s 以上5.0 m/s 未満 (236例)
- (e) それ以外 (196例)

第8図 a~d は、それぞれ上記(a)~(d)に対応する14時の地上風・地上気温分布と、12~24時の降水量分布を示す。(a) は相模湾沿岸の一部を除いて東風が卓越している。(b) は東風と南寄りの風が東京付近で境を接する状態であり、ほぼ“E-S型”に相当する。(c) は南部では南~南西風、東部や北部では南東風であり、典型的な広域海風の状態である。(d) は南風がさらに強まった状態である。降水量分布を見ると、(a) と (b) は北関東のほか西部の山地から東京付近へ降水域が延び、第1図の $k = 6$ あるいは $k = 4$ に似ている。(c) は北関東の山沿いを中心として広範囲に降水があり、 $k = 1, 2$ と $k = 3$ の中間のような状態である。(d) は降水域が山地にほぼ限られる。このように、風系が南寄りの成分を強めるほど降水域は北に退く傾向がある。実際、南風が強い日には山岳域の降水がなかなか平野に広がってこないことをよく経験する。ただしその逆の関係が成り立たない(山岳降水日に南風が強い



第8図 風系別の統計（第5節）による14時の地上風・地上気温分布と12～24時の降水量分布。図の描き方は第1、2図と同じ（ただし下段の+は降水量1mm未満を表す）。

とは言えない）ことは第2図や第6図で示した通りである。

6. 議論

以上の結果を振り返りながら、注目される点について議論する。

平野降水日の6つの降水型のうち、4つは北関東を中心とするものである（第1図）。これらの中には、降水が広範囲に起こるもの（ $k=1, 2$ ）と山沿いを中心とするもの（ $k=3, 5$ ）があるが、いずれも午後の前半には南寄りの風が平野をおおっている（第2図）。この状態は晴れた日の“広域海風”とほぼ同じである。しかし、降水日は無降水日に比べ、午後前半に平野中部で収束が大きいように見受けられ（第3図）、夕方以降はしだいに北東風が吹くようになる（第2図）。このうち午後の前半の収束傾向は第1節で紹介した堀江・遠峰（1998）や澤田・高橋（2002）が指摘した「降水の発生・移動に先立つ収束域」に対応し、夕方以降の北東風は吉崎ほか（1998）などによって指摘されていたものである。今回の結果はこれらをより多くの事例を対象にした統計によって確認したものと言える。

吉崎ほか（1998）は北東風の成因として海風、総観

規模の風、降水による冷気外出流の3つの可能性を取り上げ、冷気外出流と解釈するのが妥当であると結論した。その上で、「北東風が選択的に強まるメカニズムを明らかにすること」が必要であるとし、1つの解釈として「日中高温の中部山岳や関東平野と低温の鹿島灘の関東スケールのコントラストがある中で、関東北部の降水（およびその蒸発）がさらにコントラストを大きくして北東風を強めているのかも知れない」としている。今回の結果（第3図）を見ると、降水域にほぼ対応して気温変化量の負偏差域があり、風ベクトル偏差はそこから吹き出す北西～北風になっている。このことは、冷気外出流の重要性を確認するとともに、北東風は冷気外出流と東寄りの海風とが重なった結果であることを示唆し、吉崎ほか（1998）の解釈を支持する。ただし、低温や北風偏差は翌日まで続く傾向があり（第4、5図）、これらが総観的な変化の1段階でもあること、言い替えると前線通過などに伴う総観的な冷気侵入や風向変化も関わっていることが分かる。このように、統計的に見れば冷気外出流・海風・総観変化のそれぞれが北東風の形成・維持に寄与することがうかがえる。

より詳しく吉崎ほか（1998）の結果を見ると、北部

の山沿いでは平野域の降水が始まる前（13～14時）からすでに北東風が吹き、その後この北東風の前面の収束域に新たな降雨系が発生する。そして、この降雨域が平野上を移動しながら発達するにつれ、北東風は強まって範囲も広がっていく。初期の北東風は、山岳域に先に発生した既存の降雨域から吹き出す冷気外出流と考えられるものである。このことは、降雨域が北東風を生成・強化するだけでなく、北東風に伴う収束の強化が新たな降雨系を発生させるという双方向の影響を示唆する。今回の結果のうち、降水日の午後の前半に見られる収束傾向には、先行する山岳域の降雨による冷気外出流が関わっている可能性が考えられる。

残る2つの型($k=4, 6$)は降水が南関東に及ぶもので、そのうち $k=6$ は東京23区を中心とする型である。このような降水型が統計的な分類によるパターンの1つとして得られたことは、都市防災の面からも注目に値する。この型における地上風系は鹿島灘沿岸から吹き込む東風と相模湾沿岸から吹く南風が特徴であり、過去の研究で指摘されたこと(藤部ほか, 2002; 中西・原, 2003)と一致する。近年はこのようなタイプの風系が現れやすくなったとの報告もあり(Fujibe, 2003), 都市ヒートアイランドによる風系の変化が東京都市域を中心とする降水の発生を増加させている可能性が考えられるが、この点についてはなお慎重に見極めていく必要がある。

本研究で取り上げなかった降水の発生時刻に関しては、前線や上空の擾乱など、総観的な要因を考慮した分析が必要であろう。小倉ほか(2002b)は、関東の雷雨に対する対流圈中～上層のトラフの影響を比較的大きいスケールの視点から論じているが、事例によってはメソスケールのトラフの通過に合わせて降水域が進んでくることもある。今はウインドプロファイラーによる観測網が整備され、上空の風の分布と時間変化を高分解能で知ることができるようになっている。これらを利用して降水系の発生環境を立体的に捉えていくのは今後の課題である。

謝 辞

気象官署・アメダスの資料は気象研究所所蔵のCD-ROMを利用した。本研究の実施に当たり日本学術振興会科学研究費補助金「首都圏の短時間豪雨をもたらす降水システムの研究」(基盤研究(C)(2)課題番号14540411)の交付を受けた。

2003年10月

参考文献

- Bezdek, J. C., 1981 : Pattern recognition with fuzzy objective function algorithms, Plenum Press, 256pp.
- Fujibe, F., 1989 : Short-term precipitation patterns in central Honshu, Japan. —Classification with the fuzzy c -means method, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 967–983.
- 藤部文昭, 1998 : 東京における降水の空間偏差と経年変化の実態—都市効果についての検討—, *天気*, **45**, 7–18.
- Fujibe, F., 2003 : Long-term surface wind changes in the Tokyo metropolitan area in the afternoon of sunny days in the warm season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 141–149.
- 藤部文昭, 坂上公平, 中鉢幸悦, 山下浩史, 2002 : 東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴, *天気*, **49**, 395–405.
- 堀江晴男, 遠峰菊郎, 1998 : 関東地方における熱雷の発生と移動について—1995年夏期の解析—, *天気*, **45**, 441–453.
- Iwasaki, H. and T. Miki, 2001 : Observational study on the diurnal variation in precipitable water associated with the thermally induced local circulation over the “semi-basin” around Maebashi using GPS data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1077–1092.
- Iwasaki, H. and T. Miki, 2002 : Diurnal variation of convective activity and precipitable water over the “semi-basin”. —Preliminary study on the mechanism responsible for the evening convective activity maximum, *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 439–450.
- 木村富士男, 1994 : 局地風による水蒸気の水平輸送—晴天日における日照時間の地形依存性の解析—, *天気*, **41**, 313–320.
- 木村富士男, 谷川亮一, 吉崎正憲, 1997 : 関東北部の山岳地における晴天日の可降水量の日変化, *天気*, **44**, 799–807.
- Kuwagata, T., 1997 : An analysis of summer rain showers over central Japan and its relation with the thermally induced circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 513–527.
- 永保敏伸, 三上岳彦, 2001 : 首都圏を中心をもつ暖候期の短時間強雨の特性, 日本気象学会予稿集, (79), 313.
- 中西幹郎, 原由紀男, 2003 : 東京都市部に短時間強雨をもたらした降水系の降雨強化に結びつく局地風の特徴, *天気*, **50**, 91–103.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002a : SAFIRで観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境I : 雷雨活動の概観と雷雨発生のメカニズム, *天気*, **49**, 541–553.

- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002b : SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境III : 上層の擾乱の影響, 天気, 49, 747-762.
- 齋藤智興, 木村富士男, 1998 : 中部関東域における夏期の対流性降水の日変化, 天気, 45, 541-549.
- 佐々木太一, 木村富士男, 2001 : GPS 可降水量からみた関東付近における夏期静穏日の水蒸気量の日変動, 天気, 48, 65-74.
- 澤田康徳, 高橋日出男, 2002 : 夏季の関東地方における

メソ β スケール降水域の発現と移動, 地理学評論, 75, 509-528.

- 田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 2002 : SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境II : 安定度指数による雷雨の予測, 天気, 49, 649-659.
- 吉崎正憲, 上清直隆, 瀬古 弘, 高山 大, 楠 研一, つくば域降雨観測実験グループ, 1998 : 1995年8月10日に関東平野に発生した雷雨の解析, 天気, 45, 19-33.

Relation Between Precipitation Distribution and Surface Wind Patterns in the Kanto Plain in the Afternoon of Summer

Fumiaki FUJIBE*, Hiromu SEKO** and Yoshinori SHOJI**

* (Corresponding author) Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.
E-mail : ffujibe@mri-jma.go.jp

** Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.

(Received 12 May 2003 ; Accepted 10 September 2003)

Abstract

Hourly data of the AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) network for 23 years were used to examine the relation between precipitation distribution and surface wind patterns in the Kanto plain in the afternoon of summer. The fuzzy c -means method was applied to classify the precipitation distribution on 239 days, which satisfied the conditions that : (1) the maximum temperature was 28°C or higher on the average over the plain, (2) precipitation was less than 1mm at all but five stations between 06 and 12 LT, and (3) precipitation was at least 1mm on the average over the plain between 12 and 24 LT. Among the six patterns thus obtained, four were characterized by precipitation in the northern part of the plain. The corresponding surface winds in the early afternoon exhibited southerly winds covering the plain in a similar manner to the "extended sea breeze" which prevails on fine days. However, days with precipitation showed a slightly larger convergence in the central plain than on days without precipitation. The difference of wind fields on days with and without precipitation became more evident after late afternoon, with northeasterly winds in the northern Kanto plain on precipitation days. This northeasterly winds were interpretable to be an outflow from the area cooled by precipitation superimposed on the easterly sea breeze, and also related to synoptic change on the interdiurnal time scale. The other two patterns corresponded to precipitation spreading to the south Kanto plain, including one which had a maximum over Tokyo. The early afternoon wind field in this pattern was characterized by convergence of easterly winds blowing from the east coast and southerly winds from the southern coast.