

夏季の東京湾周辺に発生する雲列と局地気象 および午後の降水との関係

中西 幹郎*・菅谷 (大鶴) 真子*

要 旨

午前中晴れた夏の日(午前晴天日)の午後に東京湾周辺で発生する雲列と、関東平野規模の局地気象および午後の降水との関係を探るため、午前晴天日を静止気象衛星の可視画像に基づいて6つに分類し、特徴的な雲列が現れた2つのタイプと快晴に相当するタイプを解析した。東京湾を囲むような雲列の日は、相模湾沿岸で南寄りの風、鹿島灘沿岸で東寄りの風が吹き、午前晴天日の中でも格別、平野で午後に降水がある日(平野降水日)になりやすかった。平野降水日は850~500 hPaの上空の湿度が高く、14時頃までに山岳域で積乱雲が発生した。雲列は、この積乱雲やそれに伴う発散風が1つの誘因となって発達し、雲列の直下、多くは埼玉県南部に降水をもたらした。ほかの2つのタイプの日は、上空の湿度が平均的に低く積乱雲が発生しにくいだけでなく、関東平野全域で南寄りの風が吹いて山岳域の積乱雲や発散風の影響が平野に及びにくいため、平野降水日にほとんどならなかった。

1. はじめに

高気圧に覆われた晴天の日でも、山岳域では毎日のように広い範囲で雲が発生する。これは、日中発達する海風や谷風などの局地循環により平野域などから運ばれた水蒸気が、山の斜面を滑昇して凝結高度に達するためであると考えられる(水蒸気の輸送については例えば、木村ほか、1997)。

晴天日に雲が発生するのは山岳域だけではない。東京環状八号線道路付近の上空に列状の積雲が現れることは、1980年代前半には知られていた(塚本、1982)。いわゆる環八雲である。甲斐ほか(1995)は、この雲の成因は基本的に東京湾・相模湾からの海風とその収束による上昇流にあるとした。また、房総半島上にもよく積雲列が形成される。特に半島南部では山の斜面による滑昇も加わるが、この成因も基本的には太平洋・東京湾からの海風とその収束による上昇流であろう。このように、水蒸気を集める局地循環と、その水蒸気を凝結高度まで運ぶメカニズムがあれば、平野域でも組織的な雲が形成され得る。

一方、特に夏は、午前中よく晴れていても午後になって雷雨に見舞われることがしばしばある。この夏の午後の降水は、局地循環の一面である地上風系の影響を受けることが知られている。藤部ほか(2003)は、23年間のアメダスデータを用いて、午後の降水の地域分布と14時の地上風系には関係があることを示した。

組織的といえども平野域に発生する積雲が、いつも積乱雲まで発達し、降水の原因になるとは思えない。しかし、その積雲は局地循環の働きによって発生すること、局地循環と午後の降水分布には関係があることを考えると、積雲列の形成と午後の降水には何らかの関係があると予想される。

これまでも積雲の出現パターンと地上風系との関係を調べた研究はあった(例えば、井上、2003; Inoue and Kimura, 2004)。しかし、その出現パターンと午後の降水との関係まで言及した研究は見当たらない。この研究の目的は、衛星画像で捉えた平野域の雲列を分布パターンで分類し、その分布パターンと地上風系ならびに気温・湿度との対応を調べるとともに、平野での午後の降水との関係を調べることである。

第2節で使用データと解析日の選択方法を述べる。第3節では、解析日のうち、雲列の分布パターンが明瞭で風・気温のパターン間の差異が最も確認しやすい

* 防衛大学校応用科学群地球海洋学科。

—2004年3月11日受領—

—2004年9月14日受理—

雲頂高度にこだわらず、レベル値が25（アルベドは約0.15）以上のピクセルに存在するとみなした。ここで、閾値25は、14時前後のこれ以上の値は雲がある可能性が高いこと（甲斐ほか，1995）を考慮して決定した。

また、利根川から鬼怒川に一致した場所に、レベル値24が現れることが多い。雲がある可能性は否定できないが、やや不自然であることから、これを雲として拾わないように配慮したことも閾値25とした理由の1つである。

雲量は、北緯35～36°・東経139.5～140.5°の範囲（第1図参照）に着目し、雲が存在するとみなしたピクセルの面積率とした。この雲量が比較的少ないときに、2つの雲列パターンが明瞭に確認できる。そこで、雲列パターンを判別できないものも含めて、

- ① 雲量が5～30%で、房総半島から反時計回りに東京湾を囲むような雲列。雲列が我孫子付近でとぎれていてもよい（以下、タイプA）
- ② 雲量が5～30%で、房総半島から鹿島灘方面へほぼ直線で延びる雲列（以下、タイプB）
- ③ 雲量が5%未満（快晴に相当。以下、タイプC）
- ④ 雲量が30%以上
- ⑤ 雲量は5～30%であるが、①と②への分類困難
- ⑥ 14時、12時ともにGMS画像なし

に分類した。①、②および⑤の分類は主観的である。

第1表に分類結果を示す。⑥を除いて、各タイプの出現日数は20日前後であった。この中で、タイプAは約半数の9日が平野降水日であった。雲量が30%以上でも平野降水日は1日のみであったことから、タイプAの日は平野降水日になりやすいことがわかる。

この結果を統計的に確認するため、 $m \times n$ の分割表に関する独立性の検定を行った。これは、仮説「雲量・雲列型と平野降水の有無は独立（無関係）」が適合するときに期待される頻度と実際の頻度とのずれを表す統計量が、自由度 $(m-1) \times (n-1)$ の χ^2 分布に近似的に従うことを利用する検定である（例えば、橋本，1996）。ただし、分割表に5未満の頻度があると近似が悪くなるので、5以上になるように分割をまとめるなどの処理が必要である。そこで、タイプAの11日と9日および②～⑤をまとめた78日と5日の 2×2 の分割表にして χ^2 を求めると20.9となった。自由度1の χ^2 は危険率5%で3.84、同1%で6.63の値をとる。これは、期待頻度と実際の頻度のずれが十分大きく、独立性の仮説が1%未満の危険率で棄却できることを表している。すなわち、タイプAの雲列は、平野の降水

第1表 雲量・雲列型と平野での午後の降水の有無による午前晴天日の分類（日数）。雲量・雲列型の番号は第2.3節の分類番号に対応する。

	雲量・雲列型	平野晴天日	平野降水日	合計
解析日	① タイプA	11	9	20
	② タイプB	19	1	20
	③ タイプC	25	0	25
	小計	55	10	65
参考日	④ 雲量 $\geq 30\%$	18	1	19
	⑤ 分類困難	16	3	19
	⑥ 画像なし	3	1	4
	小計	37	5	42
	合計	92	15	107

の出現と深い関係があることが統計的に示された。なお、②～⑥をまとめても結果は同じである。

2.4 解析日の選択

解析日は、雲列と局地気象や午後の降水との関係を調べる観点から、タイプA～Cの65日とした（付録B参照）。タイプCは比較のために加えてある。

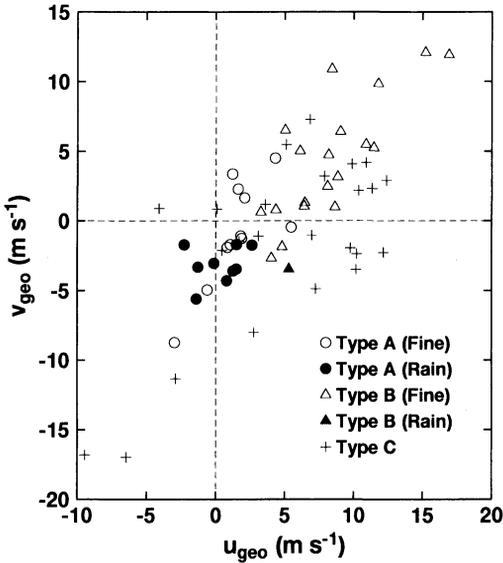
ここで、この3タイプに分類された日の総観場の状況を簡単に述べておく。タイプBとCの日は、太平洋高気圧に覆われたいわゆる夏型が多かった。ただし、タイプCの日には低気圧や台風の通過直後もあった。一方、タイプAの日は夏型が少なく、関東周辺の気圧傾度は緩やかであった。このため、藤部ほか（2002）にならって小名浜・銚子・石廊崎・高田・新潟の9時の海面気圧を平面近似して求めた地衡風は、タイプAの日に弱い日が多かった（第2図）。また、タイプAの日の風向は北寄りが多く、特に平野降水日はすべて北寄りであった。各タイプの地上風系の分布は次節で示すが、一般風が北～南西のときの風系分布を調べた河村（1977）の結果を参考にすれば、タイプAの日は北の一般風のときの風系分布、タイプBやCの日の多くは南西の一般風のときのそれになると予想される。

3. 代表日の雲、風および気温の特徴

3.1 水平分布

タイプAの平野晴天日（A (Fine)；以下、AF）、タイプAの平野降水日（A (Rain)；以下、AR）、タイプBおよびタイプCの代表日（日付は図に記載）の14時における雲、地上風および海面補正した地上気温の水平分布を第3図に示す。

タイプAF（第3図a）のとき、相模湾・東京湾沿岸では南寄りの風が吹き、鹿島灘沿岸では東寄りの風が



第2図 関東地方周辺の9時の海面気圧に基づいて計算した地衡風。タイプCの台風の通過直後(2002年8月20日)のみ、図からはみ出るので省略した。

吹いていた。この東寄りの風は茨城県南部を経由して我孫子・越谷付近まで侵入しており、東京湾からの南寄りの風との間に強い収束域を形成していた。この収束域付近に、東京湾を囲むように東西方向に雲の帯が出現した。気温は、群馬県南部から埼玉県をとって山梨県北部の地域が最も高くなっていた。

タイプAR(第3図b)でも相模湾・東京湾および鹿島灘沿岸の風向はタイプAFと同様であった。鹿島灘からの風の東京湾付近への侵入こそ見られなかったが、タイプAFと同様の雲の帯があった。タイプAFとの大きな違いは埼玉県西部の奥秩父周辺にあった。雲は多めで、気温は沿岸域よりも低めであった。この低温は、雲によって日照が減っただけでなく、すでに雨が降っていたところがあったためである。

タイプB(第3図c)では、相模湾・東京湾沿岸だけでなく、鹿島灘沿岸も含めて関東平野全域で南寄りの、広域海風(藤部・浅井, 1979)を思わせる風が吹いていた。細かく見ると、房総半島の西側、例えば千葉付近では南西の風であったのに対し、半島の東側では南風になっていた。このため、半島の中央あたりから鹿島灘沿岸にかけて収束線が形成され、そこに雲列が出現した。奥秩父周辺の雲は多めであったが雨は観測されず、気温は沿岸域よりも高めであった。

タイプC(第3図d)の風もタイプBとほぼ同様で

あった。ただし、東京湾から内陸へ風向に沿った地域の風速は強めで、それに伴って気温の等値線が内陸深く伸びていた。この日は西南西10 ms⁻¹を超える強めの地衡風であった。おそらくそのために房総半島から鹿島灘沿岸への収束線は顕著ではなく、そこに雲列は見られなかった。ただし、雲列がないことについては、第5節で示すように、対流圏下層～中層の湿度が低かったことが主に関係していたと考えられる。奥多摩・奥秩父周辺に雲はほとんどなく、そこは解析領域内で最も気温が高い地域であった。

代表日の14時の結果だけではあるが、雲列のタイプと地上風系はよく対応することがわかった。すなわち、タイプAのときは相模湾沿岸で南寄りの風、鹿島灘沿岸で東寄りの風であったが、タイプBやCのときは関東平野全域で南寄りの風であった。各タイプの地衡風を考えれば(第2図参照)、これは河村(1977)の結果と一致する。一方、平野での午後の降水の出現には、奥秩父周辺の気温が関係することが示唆された。すなわち、タイプARのときは、奥秩父周辺の気温が沿岸域の気温よりも低かった。

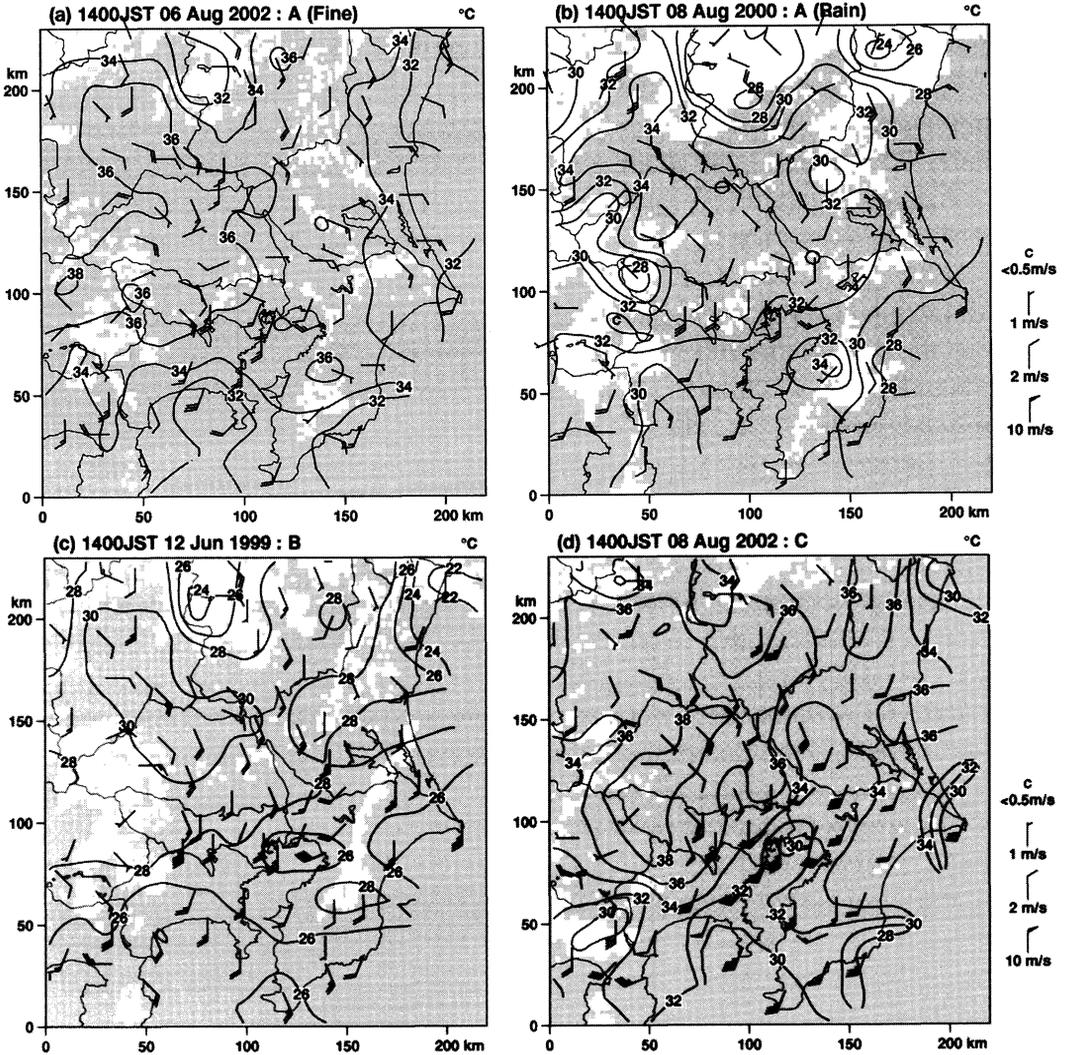
3.2 時間変化

14時以外の時間帯における局地気象の特徴を調べるため、前節と同じ代表日の風および気温の時間変化を示す。ただし、場所は相模地域、鹿島地域および秩父地域に絞る(第1図参照)。

第4図に、相模地域3地点および鹿島地域3地点におけるベクトル平均風の時間変化をタイプ別に示す。相模地域のタイプAFでは、9時頃は北寄りの風であったが、午後は南寄りの風が吹き続けた。タイプARもほぼ同様であったが、20時以降西風に变化した。これは、八王子周辺で10 mm h⁻¹を超える降水があったことが影響していた。タイプBとCはともに、午前中から終日、南寄りの風が優勢であった。

鹿島地域のタイプAFでは、午前中から継続して東寄りの風が吹いていた。タイプARでは、午前中は弱い西寄りの風であったが、午後はタイプAFと同様東寄りの風となった。タイプBとCでは、相模地域と同様ほぼ終日、南寄りの風であった。

このように、第3図で見られたタイプ別の風の特徴、すなわちタイプAのときの風向は相模湾沿岸(相模地域)で南寄り、鹿島灘沿岸(鹿島地域)で東寄り、タイプBとCのときはどちらの地域も南寄りという特徴は、遅くとも正午以降、降水があればその影響を受けるまで継続して見られた。



第3図 代表日の14時における雲(アルベド0.15以上;白抜き), 地上風(矢羽)および海面補正した地上気温(太い実線)の水平分布。(a) タイプAF, (b) タイプAR, (c) タイプBおよび(d) タイプC。図中の数字は等値線上の気温(°C)を表す。

第5図に、秩父地域3地点における相模地域3地点からの海面補正気温差の時間変化をタイプ別に示す。午前中は気温差にタイプによる違いはほとんど見られないが、13~14時を境に違いが明瞭に現れた。タイプBとCでは、20時頃まで秩父地域(山岳域)の気温の方が相模地域(沿岸域)の気温よりも高い状態が続いた。これは、広域海風のような風が発達する要因の一つとなる。タイプAFでは、同様の状態は長続きせず、17時頃には相模地域の気温の方が高くなった。タイプARの変化はもっと顕著で、秩父地域の気温は14時頃に急激に下がった。これは、前述のように、この頃に

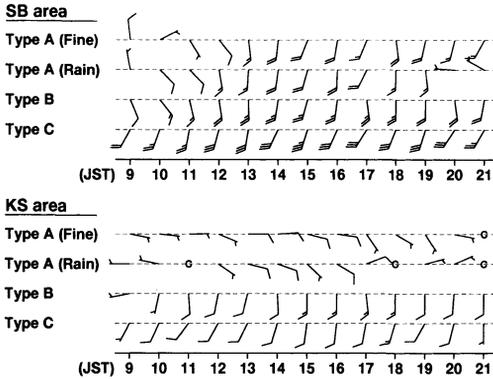
奥秩父周辺で降水があったためである。

このように、第3図で見られたタイプARでの奥秩父周辺(秩父地域)の気温が沿岸域(ここでは相模地域)の気温よりも低いという特徴は、タイプAFとの区別も考えると、14~16時に現れていた。

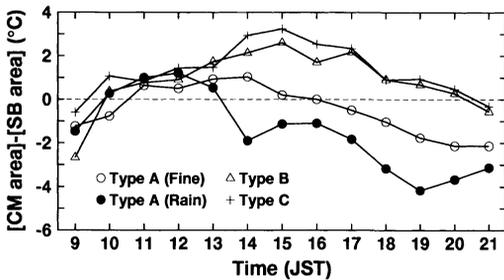
4. 解析日の風および気温の特徴

4.1 風の特徴

タイプA~Cのすべての解析日について、14時の鹿島地域と相模地域における風向の関係を第6図に示す。タイプAの事例は概ね左側の一点鎖線の枠内に



第4図 相模地域 (SB area; 横浜・海老名・府中) および鹿島地域 (KS area; 鹿島・銚田・土浦) におけるベクトル平均風の時間変化. それぞれのタイプの代表日は第3図と同じ. 矢羽と記号Cの凡例は第3図のとおり.



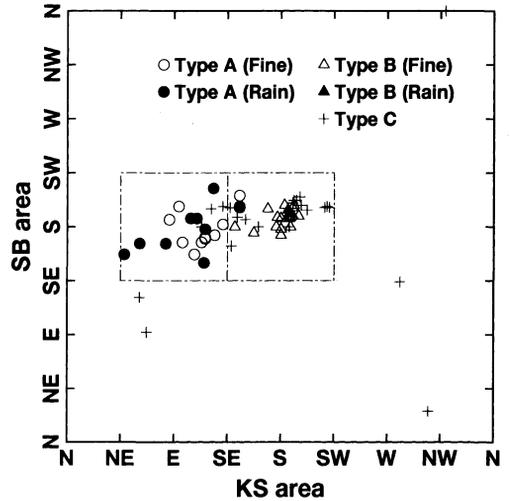
第5図 秩父地域 (CM area; 小河内・秩父・万場) における相模地域 (SB area; 横浜・海老名・府中) からの海面補正気温差の時間変化. それぞれのタイプの代表日は第3図と同じ.

入っており, タイプBやCの事例は概ね右側の一点鎖線の枠内に入っている. 2つの枠から外れたのはタイプCの5日のみで, 低気圧 (3日) や台風 (1日) の通過直後あるいは北東気流場 (1日) のときであった.

雲列のタイプと地上風の風向はよく対応し, タイプAとほかの2タイプとは, 鹿島地域の風向に顕著な差があることが示された. なお, タイプAFとARの鹿島地域の風向には, 分離できるほどの系統的な差はない. これは, 午後の降水の出現には, 当然, 地上風だけでなくほかの要素も関係することを表している.

4.2 気温の特徴

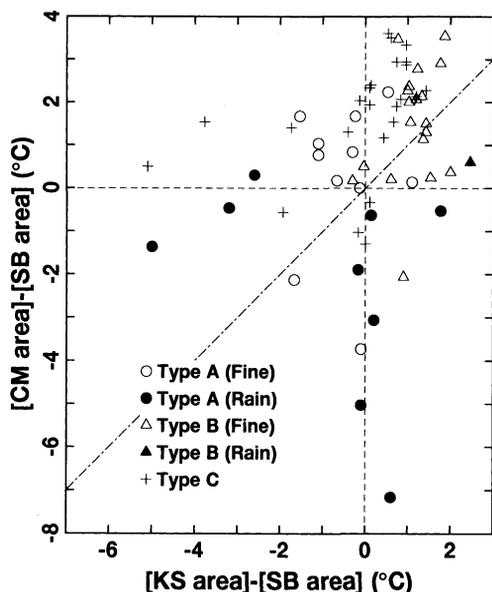
タイプA~Cのすべての解析日について, 14時の鹿島地域と秩父地域における相模地域からの海面補正気温差の関係を第7図に示す. タイプAF, BおよびCの



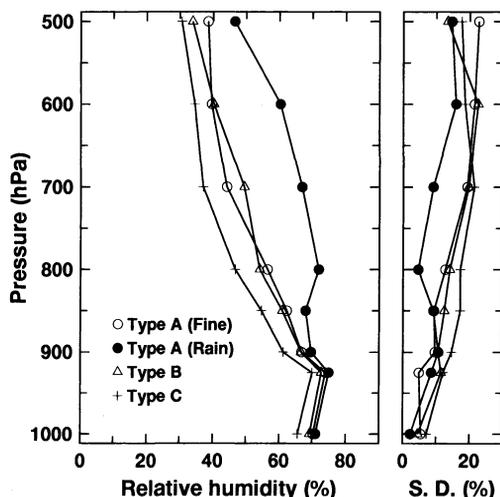
第6図 14時の鹿島地域と相模地域における風向の関係. 一点鎖線は, 相模地域の風向が南東~南西で, 鹿島地域の風向が北東~南東 (左側) と南東~南西 (右側) の範囲を表す.

事例は横の破線よりも上側に集中しているもので, これらのタイプの秩父地域の気温は, 概して相模地域の気温よりも高い. もう少し詳しく見てみる. タイプAFは縦の破線よりも左側に多く分布しているので, 3地域の中で鹿島地域の気温が最も低いタイプである. タイプBは反対に縦の破線の右側にほとんどが分布しており, 相模地域の気温が最も低いタイプである. 鹿島地域の低温は鹿島灘海風の優勢 (ここではタイプAF), 相模地域の低温は相模湾海風の優勢 (ここではタイプB) をそれぞれ示唆するので, これは必然の結果とも言える. タイプCは斜めの一点鎖線よりも左上側に多いので, 秩父地域の気温が最も高いタイプである.

これらに対し, タイプARの事例のみが1日を除いて横の破線よりも下側にある. このタイプの秩父地域の気温は, 相模地域の気温よりも低いという大きな特徴を持つ. この主な原因は, 第3節の代表日と同様, 14時までに秩父地域周辺で降水があったことであった (図は省略). なお, 秩父地域の降水による低温は, 第1表の参考日も含めて調べてみると, タイプARというより平野降水日の特徴であった. これは, 中部関東域で対流性降水がある日は, 日光周辺および奥秩父周辺でほかよりも早く降水が始まることが多いという齋藤・木村 (1998) の結果と符合する.



第7図 14時の鹿島地域と秩父地域における相模地域からの海面補正気温差の関係。



第8図 9時の館野におけるタイプ別に平均した相対湿度(左図)と標準偏差(右図)の鉛直分布。タイプBの平野降水日は1日のみであるので、平野晴天と区別せず平均した。

5. 解析日の湿度および安定度の特徴

5.1 相対湿度の鉛直分布

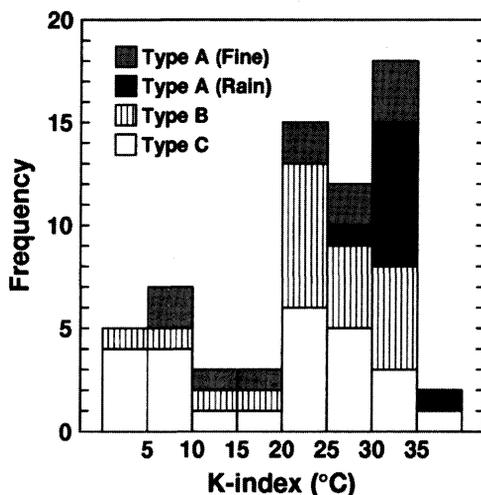
9時の館野の高層観測値を使って、対流圏下層～中層の湿度を調べた。第8図はタイプ別に平均した相対湿度と標準偏差の鉛直分布である。タイプによる湿度差は850 hPaより上空で大きい。ここではタイプCが最も乾燥し、タイプAFとBはそれよりもやや湿度が高く、タイプARが最も湿っていた。標準偏差は800～700 hPaにかけて、タイプARがひととき小さくなっていた。これらは、タイプARの日は850～500 hPaの高さが、特に800～700 hPaの高さはほとんど常に、よく湿っていることを表している。

5.2 安定度指数

前節の結果を見ると、雷雨を予測する際に利用される安定度指数の1つであるK-index(例えば、藤部ほか, 2002; 田口ほか, 2002; 河野ほか, 2004):

$$K-index = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$

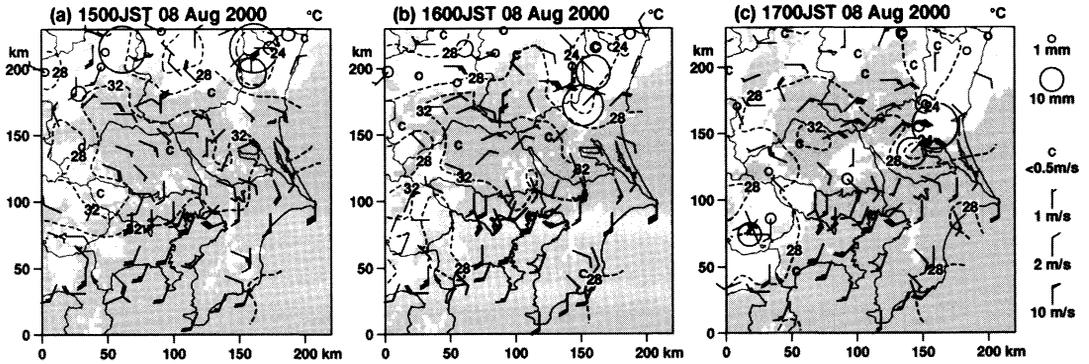
に、タイプによる差が現れやすいと予想される。9時の館野の高層観測値から求めたK-indexの頻度分布を第9図に示す。K-indexは値が大きいほど不安定度も大きいことを示唆するが、タイプARの9日はすべて25°C以上のところに分布している。第7～9図と第1表の参考日(図は省略)の結果をあわせると、平野降水日は850～500 hPaの湿度が高いため、K-indexが



第9図 9時の館野におけるK-indexの頻度分布。

大きくなって積乱雲が発達しやすく、14時頃までに秩父地域周辺で降水が発生して、その地域の気温が下がったとまとめられるだろう。

本題からはずれるが、K-indexを用いて平野降水日を予測するときは、雲列タイプ(あるいは鹿島地域の風向)も考慮すると空振りが少なくなることがわかる。例えば、タイプA～CでK-indexが25°C以上の日は32日あるが、タイプBとCの18日は予め候補から除くことができる。ただし、タイプA以外の日には平野降水



第10図 2000年8月8日の15～17時における1時間ごとの雲（アルベド0.15以上；白抜き）、地上風（矢羽）、1時間降水量（円）および海面補正気温（破線）の水平分布。降水量は円の面積に比例する。図中の数字は等値線上の気温（ $^{\circ}\text{C}$ ）を表す。

日がないというわけではないので(第1表参照)、見逃しについては言及しない。

6. 雲列の降水への関与

平野降水日には秩父地域などの山岳域で積乱雲が発生しやすかったという結果は、齋藤・木村（1998）も述べているように、平野での午後の降水の主な原因は、山岳域で発生した積乱雲の平野域への移動にあることを暗示する。ここでは、それよりもむしろタイプAの雲列が降水の出現に関与するかどうかを調べる。

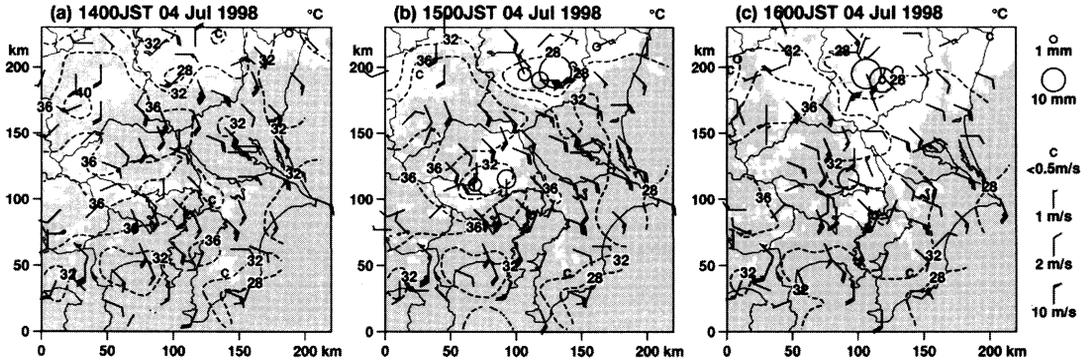
第10図に、2000年8月8日（代表日と同じ日）の15～17時における1時間ごとの雲、地上風、1時間降水量および海面補正気温の水平分布を示す。14時（第3図b）と比べて15時（第10図a）の雲列は、府中と我孫子付近で北上が顕著であった。16時（第10図b）になると、越谷付近の風向が南寄りに変わり、この付近の雲列も広がるように北上した。雲列が不明瞭になってきているのは、太陽高度が低くなったことによるアルベドの減少と考えられ、必ずしも雲が消滅しつつあったというわけではない。一方、15時に茨城県北部にあった降水域が中部まで南下してきていた。この降水域の西側には、 24°C 以下の冷気プールからの発散風と思われる 6 ms^{-1} 前後の強い風があった。17時（第10図c）には、発散風によって強まった東寄りの風は、埼玉県北部の高温域まで達していた。浦和の降水は、この強い風が雲列付近の海風の収束を強め、それによって発達した雲列がもたらしたものとみることができる。

もう一つの事例（1998年7月4日）を示す（第11図）。14時（第11図a）には、鹿島灘からの東風が越谷付近まで侵入しており、相模湾・東京湾からの風との間に雲

列が形成されていた。15時（第11図b）になると、雲列の位置から北側の埼玉県中央部に雲の固まりが出現し、直下の浦和では降水が観測された。栃木県南部に降水域と冷気プールがあった。しかし、そこからの発散風は確認できない。16時（第11図c）には、23区から栃木県にかけての地域は一続きの雲に覆われた。前2時間の雲の位置と降水域を見ると、降水には至らない雲が、西の山岳域から上空を足早に東進して雲列の発達を促したように思える。この論文で利用しているデータでは、この発達の原因はわからないが、雲列（この付近の海風の収束）が降水に関与していたことは間違いないようである。

タイプARにおける平野（ここでは、埼玉県・東京都・神奈川県の前野域）での降水への雲列の関与を第2表にまとめる。平野降水への雲列の関与があると判断できた日は、図で示した日も含めて9日のうち7日あった。この7日間の平野降水の開始時刻は14～17時で3時間程度の幅があったが、開始場所はほとんどが埼玉県南部であった。しかし、2000年8月10日は埼玉県北部にあった。この日14時の鹿島地域の風向は 145° で、タイプARの中では最も南寄りであった（第6図では唯一、右側の一点鎖線の枠内に入っている）。逆に、2001年8月1日の開始場所は神奈川県内にあった。鹿島地域の風向は 48° の最も北寄りであった。これらの結果は、タイプAの雲列に対応する降水の開始場所は、埼玉県南部に位置することが多いが、鹿島地域の東風の南成分が大きくなるときに北偏、北成分が大きくなるときに南偏することを示唆していると考えられる。

一方、雲列の関与が確認できなかった日は2日で、そのうち2002年8月1日は夜遅くなって降水域が南下



第11図 第10図と同様。ただし、1998年7月4日の14～16時の分布。

した。齋藤・木村 (1998) や岩崎・大林 (1998) は、日没後谷風から山風に交替する頃に呼応して、山麓域で積乱雲の発生が多くなることを指摘している。この日は、この山麓域で発生した積乱雲が、海風の後退とともに平野域に移動したものと推察される。

なお、第10図のように、山岳域で発生した積乱雲やそれに伴う発散風が雲列の発達に寄与すると判断できた日は、雲列の関与があると判断された7日のうち4日であった。

以上の結果を踏まえ、タイプBとCの日の降水も調べた(図は省略)。これらのタイプでも、山岳域で降水が観測された日はあった。しかし、第3、4および6図に示されるように、関東平野全域で南寄りの風が吹き、山岳域の積乱雲や発散風の影響が平野に及びにくいいため、平野降水日になりにくかったと考えられる。ただし、タイプAでも平野晴天日になることがあり、その日の上空の湿度はタイプBと同程度に低かったことから、平野降水日と平野晴天日に分ける主たる要因は、当然ながら上空の湿度にあると言える。

7. 考察

東京湾周辺にタイプAの雲列が現れるとき、一般風は弱いか北寄り、鹿島地域では東寄りの地上風が吹いていた。同様の結果はInoue and Kimura (2004) も示しているが、この論文では降水にも着目し、タイプAの日は平野降水日になりやすいことを示した。

タイプAの平野降水日であるタイプARの9日のうち7日で平野降水への雲列の関与があり、その7日のうち4日で積乱雲やそれに伴う発散風の寄与が認められた。積乱雲に伴う発散風が海風の収束域付近で積乱雲を発生・発達させ得ることは、東京の短時間強雨

第2表 雲列の平野降水への関与と降水開始に関する諸データ。

年月日	平野降水の開始 ¹⁾			雲列の関与 ²⁾	積乱雲 ³⁾ や発散風の寄与 ²⁾
	地点	起時(時)	降水量(mm h ⁻¹)		
1998.7.4	浦和	15	6	○	
1999.8.12	浦和	16	12	○	
2000.7.2	飯能	14	7	○	○
2000.8.8	浦和	17	2	○	○
2000.8.10	久喜	17	34	○	○
2001.7.24	越谷	17	2	○	
2001.7.31	— ⁴⁾	—	—		
2001.8.1	相模原	16	8	○	○
2002.8.1	熊谷	21	11		

- 1) 雲列の関与を見るため、埼玉県・東京都・神奈川県
の平野域のみを対象。2地点以上で降水が観測された場合は、降水量が最も多かった地点を記載。
- 2) 関与・寄与があると判断できる場合は○、できない場合は空欄。
- 3) アメダスの降水域から類推。
- 4) 埼玉県・東京都・神奈川県
の平野域では無観測。

を調べた中西・原 (2003) も示している。ところが、7日の残りの3日では積乱雲や発散風の寄与は確認できなかった。この3日間の雲列を発達させた原因を調べるには、赤外・水蒸気画像やレーダーなどのデータの利用も検討する必要がある。今後の課題である。

雲列の関与が認められなかった2日のうち1日は、夜遅くなって降水域が南下した。中西・原 (2003) にも20時以降に関東平野南部に南下した事例があった。岩崎・大林 (1998) は、群馬県半盆地域(山麓域)における積乱雲発生時刻に、14～16時と18～19時の2回のピークがあることを示している。上述の夜遅くの降水は、この2回目に発生した積乱雲が海風の後退とともに関東平野域に南下した結果と推察される。した

がって、関東平野域においても、タイプ A の雲列が関与する時間帯と、夜間の海風が後退する時間帯の、2回の降水が起りやすい時間帯があることが示唆される。多くのデータを集めて検討したい。

雲列が関与した降水の開始場所は、東京都心から目と鼻の先である埼玉県南部が多かった。第2.2節で述べたように、この論文では午前中よく晴れた日を選んだため、東京の短時間強雨日はほとんど対象日に含まれなかった。今後、雲が多い日にも対象を広げ、雲列と都市豪雨との関連も調べていきたい。雲列の位置は、鹿島地域の東風の北成分が大きくなるときに南偏すると示唆された。一方、吉門(1990)は、雲列の位置に対応すると考えられる海風前線の内陸への侵入(北上)が、東京のヒートアイランドによって抑制されることを指摘している。したがって、雲列と都市豪雨の関連を調べることは、ヒートアイランドと都市豪雨の関係の解明に貢献することも期待できる。

8. まとめ

① 1998~2002年の6~8月から107日の午前晴天日を抽出し、静止気象衛星「ひまわり」の可視画像に基づいて6つに分類した。

② 解析日は、6つのタイプのうち、東京湾を囲むような雲列がある日(タイプ A; 20日)、房総半島から鹿島灘方面に延びる雲列がある日(タイプ B; 20日)および東京湾周辺が快晴に相当する日(タイプ C; 25日)の3つとした。

③ 雲列のタイプと地上風系はよく対応し、タイプ A の日は相模地域で南寄りの風、鹿島地域で東寄りの風であった。一方、タイプ B や C の日は関東平野全域で南寄りの風であった。

④ 平野降水日は、午前晴天日107日中15日(解析日65日中10日)あり、そのうち9日はタイプ A の日であった。タイプ A の日が格段に平野降水日になりやすいことが統計的に示された。

⑤ 平野降水日は850~500 hPaの湿度が高いため、K-index が大きくなって積乱雲が発達しやすく、14時頃までに秩父地域周辺で降水が発生して、その地域の気温が相模地域の気温よりも低くなった。

⑥ タイプ A の雲列が降水に関与した日は、平野降水日9日のうち7日あった。この雲列は、秩父地域など山岳域で発生した積乱雲やそれに伴う発散風が1つの誘因となって発達し、雲列の直下、多くは埼玉県南部に降水をもたらした。ただし、この降水位置は雲列

とともに、鹿島地域の東風の南成分が大きくなるときに北偏、北成分が大きくなるときに南偏することが示唆された。

⑦ タイプ B や C の日は、850~500 hPaの湿度が平均的に低く積乱雲が発生しにくいだけでなく、関東平野全域で南寄りの風が吹いて山岳域の積乱雲や発散風の影響が平野に及びにくいと、平野降水日にほとんどならなかった。ただし、タイプ A でも平野晴天日になることがあり、その日の上空の湿度はタイプ B と同程度に低かったことから、平野降水日と平野晴天日に分ける主たる要因は、当然ながら上空の湿度にあると言える。

謝辞

2人の査読者ならびに担当編集委員の各氏には、貴重なご意見、有益なご助言をいただきました。ここに深く感謝申し上げます。

付録 A

高知大学気象情報頁にある PGM フォーマットで保存された GMS 画像(解像度 0.02°)は、原因は分からないが、全体的に緯度・経度位置がずれていることが多い。そこで、低解像度化した GMS 画像が、気象衛星センター提供の気象衛星観測月報の日本付近切り出し画像(解像度 0.06° ; 以下、JPN 画像)と一致するように、以下のようにずれを補正した。

- ① 北緯 $34.7\sim 35.6^\circ$ ・東経 $139.8\sim 140.7^\circ$ の範囲に着目する。
- ② JPN 画像の1つのピクセルに収まる GMS 画像のピクセルを選び出し平均アルベドを求める。
- ③ ①の範囲において、JPN 画像の各ピクセルのアルベドとそれに対応する②で求めた GMS 画像の平均アルベドとの平均2乗誤差を求める。
- ④ 東西、南北方向に GMS 画像をピクセル単位で全体的に移動させて③を計算し、平均2乗誤差が最小となる位置を求める。

GMS 画像と JPN 画像の各ピクセルに与えられたレベル値に対応するアルベド値が、両画像で異なっているため、得られた位置には1ピクセル程度の誤差はあるかもしれない。

位置補正量は時間ごとに異なっていた。ただし、この論文で対象としなかった2003年以降の「GOES」の位置補正量は、調べた範囲では一定で、西方向に5ピクセル、北方向に12ピクセルずらせばよい。

付録 B

解析日65日の年月日を第B1表に示す。

参 考 文 献

- 藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究, 第1部: 日変化を伴う風系の構造, 天気, 26, 595-604 (天気, 28, 202に訂正有).
- 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.
- 藤部文昭, 瀬古 弘, 小司禎教, 2003: 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, 天気, 50, 777-786.
- 橋本智雄, 1996: 入門統計学, 共立出版, 140-144.
- 井上忠雄, 2003: 暖候期の関東平野における積雲の出現パターンに及ぼす都市の影響, 修士論文 (筑波大学大学院環境科学研究科), 58pp.
- Inoue, T. and F. Kimura, 2004: Urban effects on low-level clouds around the Tokyo metropolitan area on clear summer days, Geophys. Res. Lett., 31, L05103, doi: 10.1029/2003GL018908.
- 岩崎博之, 大林裕子, 1998: 群馬県に降雹をもたらした積乱雲の出現特性, 天気, 45, 695-705.
- 甲斐憲次, 浦 健一, 河村 武, 朴(小野)恵淑, 1995: 東京環状八号線付近の上空に発生する雲 (環八雲) の事例解析—1989年8月21日の例—, 天気, 42, 417-427.
- 河村 武, 1977: 海陸風の気候, 南関東大気環境調査報告書 I, 気象庁, 46-52.
- 河野耕平, 廣川康隆, 大野久雄, 2004: ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断—太平洋高気圧下の夏の関東地方—, 天気, 51, 17-30.
- 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.
- 中西幹郎, 原 由紀男, 2003: 東京都部に短時間強雨

第B1表 解析日の年月日。下線は平野降水日を表す。

番号	タイプ A	タイプ B	タイプ C
1	1998.7.4	1999.6.12	1999.6.1
2	<u>1999.8.12</u>	1999.6.13	1999.7.24
3	1999.8.23	1999.6.14	1999.7.30
4	2000.6.2	1999.7.29	2000.7.11
5	2000.6.20	1999.7.31	2000.7.22
6	<u>2000.7.2</u>	1999.8.1	2000.8.1
7	2000.8.6	1999.8.11	2001.7.1
8	<u>2000.8.8</u>	1999.8.22	2001.7.2
9	<u>2000.8.10</u>	2000.7.30	2001.7.3
10	2000.8.29	2000.7.31	2001.7.5
11	2001.6.18	<u>2000.8.11</u>	2001.7.10
12	2001.7.9	2001.6.3	2001.7.12
13	2001.7.14	2001.7.11	2001.7.13
14	<u>2001.7.24</u>	2001.7.15	2001.7.30
15	<u>2001.7.31</u>	2001.7.16	2001.8.17
16	<u>2001.8.1</u>	2001.7.22	2002.6.7
17	2002.6.4	2002.7.21	2002.6.9
18	<u>2002.8.1</u>	2002.8.29	2002.6.19
19	2002.8.6	2002.8.30	2002.7.20
20	2002.8.7	2002.8.31	2002.7.31
21	—	—	2002.8.8
22	—	—	2002.8.9
23	—	—	2002.8.10
24	—	—	2002.8.11
25	—	—	2002.8.20

をもたらした降水系の強雨強化に結びつく局地風の特徴, 天気, 50, 91-103.

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.

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.

塚本治弘, 1982: 植物が作る雲, 環境汚染が作る雲, 気象, 26 (8), 28-30.

吉門 洋, 1990: 海岸の都市が海風と汚染質拡散に与える影響の数値実験, 天気, 37, 681-688.

Relationship of Clouds Appearing around Tokyo Bay to Rainfalls in the Kanto Plain, in the Afternoon of Summer Days

Mikio NAKANISHI* and Masako O. SUGAYA*

* Department of Earth and Ocean Sciences, National Defense Academy, Yokosuka 239-8686, Japan.

(Received 11 March 2004; Accepted 14 September 2004)