

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

藤部文昭 浅井富雄**

要旨

関東地方における風の日変化を構成する風系の性状を、南関東大気環境調査特別観測資料およびルーチン高層風観測資料を用いて調べた。その結果、沿岸地域に存在する通常の高層風系のほかに、関東地方全域をほぼ一様におおう風系が存在し、風の日変化に重要な役割を果たしていることが見出された。二つの風系は鉛直スケールによって区別され、後者は高さ3kmまで及んでいることが見出された。

1. はじめに

関東地方における風の日変化については、すでにくつかりの研究が行なわれている。河村(1977)、広瀬(1977)らは、長期間の地上風の資料を用いて、風の日変化が関東地方全域に及び、朝はだいたい北寄り、午後は南寄りの風が吹くことを示した。注目されるのは、正午頃にはそれぞれの海岸線の向きに風向がよく対応した明瞭な海風が現われるのに対して、午後になると全体に南寄りの風が強まってきて、やがて関東地方全域が一続きの南風におおわれてしまうことである。また、武井(1967)、鶴田他(1974)、Mizuma・Kakuta(1974)、吉門(1976)、谷治・会田(1978)らは、特別観測により、上空の風の調査を行なっている。武井は、羽田における風の日変化の鉛直スケールが東西成分と南北成分とで異なることを見出し、東西成分の日変化が東京湾と多摩川流域との間の海陸風系に対応するのに対して、南北成分の日変化はもっとスケールの大きい風系に対応すると推論している。鶴田他、谷治・会田は関東地方南西部における観測で、夜間に通常の陸風や山風では説明し難い厚さ1km程度の北風が吹き出す現象を見出している。

これらの結果はいずれも、それぞれの地域における風の日変化が単一の風系ではなく成因や規模の異なる種々の風系に支配されていることを示唆している。しかしながら、これまでの多くの研究では沿岸地域に重点が置かれ、河村や広瀬の地上風の研究を除いて対象地域が比較的狭かった。そのため、得られた結果の中には断片的なものが多く、各風系の構造やそれらの相互関係を充分明らかにするには至っていないように思われる。

1974年から1976年にかけて、初めて関東地方のほぼ全域にわたる特別観測が気象庁と環境庁によって行なわれた。この研究ではその資料を利用して、関東地方における風の日変化を構成している風系を分析し、それらの性状を明らかにすることを試みた。その際あまり細かい点を問題にするのはやめ、むしろそれぞれの風系の特徴を大まかにつかむことを主なねらいとした。

2. 資料

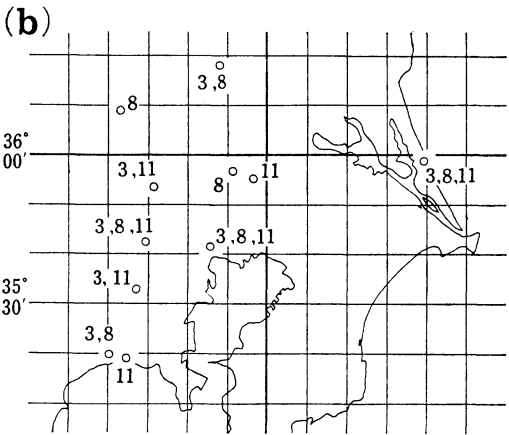
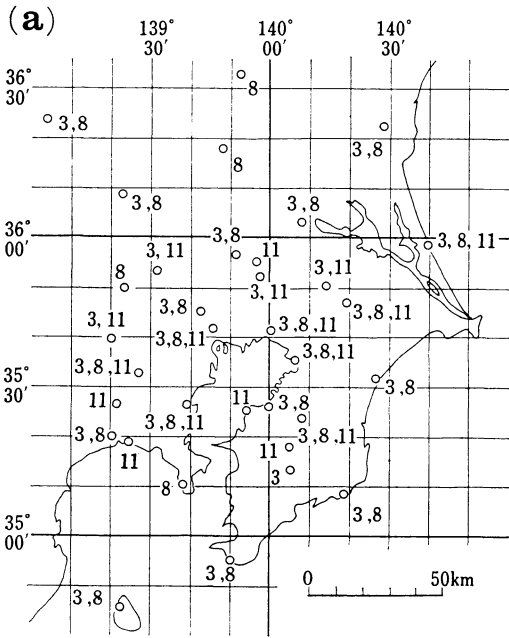
この研究で用いたのは、南関東大気環境調査特別観測資料およびルーチン高層風観測資料である。

2.1 南関東大気環境調査特別観測資料

「南関東大気環境調査」は、気象庁と環境庁が合同で1974年から1976年にかけて行なったものである。特別観測(気象庁、1975~76)は、1974年11月、1975年8月、1975年12月および1976年3月の4回実施され、南関東を中心に関東平野一帯の高さ2kmまでの風と気温の観測が行なわれた。期間はそれぞれ約1週間であるが、夜間(22

* A study of local winds in Kanto District.
Part I: Structures of wind systems with diurnal variation.

** F. Fujibe and T. Asai, 東京大学海洋研究所。
—1979年7月17日受領—
—1979年8月15日受理—



第1図 特別観測における風(a)と気温・気圧(b)の観測点分布図。数字はその地点で観測が行なわれた月(ただし12月は省略)。

時~05時)の観測が行なわれたのは各2日だけであった。観測網は第1図に示される。風は1時間毎にパイボールで観測され、気温は3時間毎に低層ゾンデで観測された。また気温の観測の際、アネロイド気圧計で地上気圧が測定された。

今回は、12月を除く3回の観測期間の中でシノプティックな気象状態が比較的安定していた、11月25~29日、8月1~5日、3月4~8日の5日間ずつを対象にして

解析を行なった。12月の資料は、観測期間中北風が卓越し、雲が多く、風の日変化を調べるには適当でないと思われたので用いなかった。

2.2 ルーチン高層風観測資料

館野、輪島、鳥島における15カ月間(1961~65年の6~8月)の1日4回(03, 09, 15, 21時)の高層風観測資料を用いた。夏の資料を用いたのは、シノプティックな気象状態が穏やかな日が多く、風の日変化を調べるのに都合がよいと思われたためである。

3. 解析方法

解析の対象にした気象要素は、風、気圧、気温である。風は東西成分と南北成分に分けて扱い、西風と南風を正にとった。また、気圧は直接観測されていないので、地上気圧と上空の気温から静水圧の式を使って求めた。

この研究では、日変化成分(1日周期成分と半日周期成分)だけを対象にし、特に1日周期成分に重点を置いた。日変化成分は以下に述べる方法で求めた。

3.1 特別観測資料

各点における気象要素の時間変化を次の関数で近似し、最小2乗法により係数の値を決めた。

$$Y(t) = a_1 \sin \Omega t + a_2 \cos \Omega t + a_3 \sin 2\Omega t + a_4 \cos 2\Omega t + a_5 + a_6 t + a_7 t^2 + a_8 t^3$$

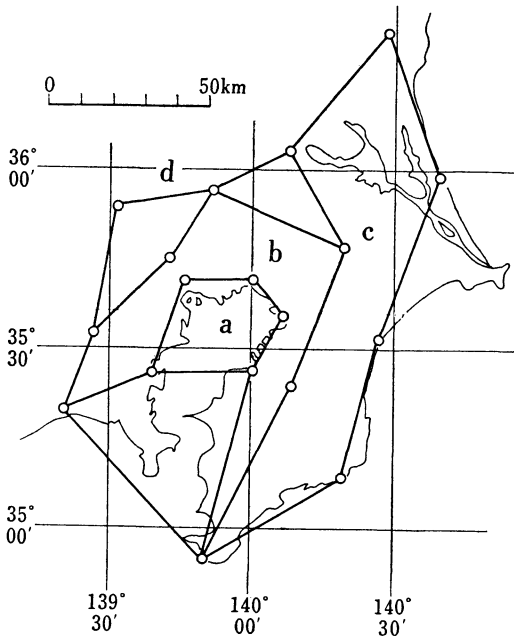
tは時間、Ωは2π/24時間である。初めの4項が日変化を、あとの4項がシノプティックスケールの変動を表わす。気圧と気温については、観測回数が少ないので最後の項は省いた。

3.2 ルーチン高層風観測資料

各点における風の観測値から一般風の値を引いたものを日変化成分とみなして時刻別に集計し、平均値とその標準偏差を求めた。そしてそれをもとに、1日周期成分の振幅、位相およびそれらの標準偏差を求めた。一般風としては前後24時間の平均風を用いた。ただし、03時と15時の資料には欠測が少なくないので、一般風を求める際には09時と21時の資料だけを用いた。また、台風などの強い擾乱が存在して風速の変動が激しい場合を含めないよう、高さ2kmにおける一般風の風速が3地点のいずれかで15 m/sec以上である場合は対象から除いた。

4. 結果

特別観測資料から得られた結果には期間によって多少の差異があるが、ここでは三つの期間に共通して見出す



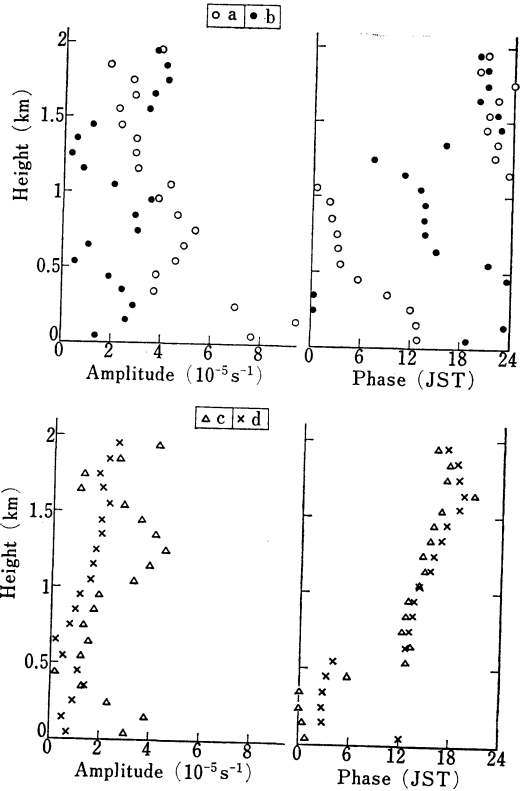
第2図 発散の計算の対象地域。a, b, cはそれぞれの記号を囲む最も内側の多角形。dは一番外側の大きな多角形。すなわち、aは東京湾上、bは湾のまわりのコの字形の陸地、cは東海岸に沿った帯状の陸地、dは南関東全域。

れる特徴に注目する。以下の議論では、観測点が豊富な8月と3月の資料の解析結果を合成して得られた結果を用いるが、それらは11月の資料からも支持される。なお、観測点の配置が8月と3月とで多少異なっているが、合成の際に近接する2地点は同一の地点として扱った。

4.1 海陸風系

海陸風という言葉は、ここでは海陸の表面温度差の日変化に起因する風という本来の意味で用いる。この節では、風の水平発散（以下単に「発散」と言う）の日変化をもとにして議論を進める。東京湾のようにまわりを陸地に囲まれた領域における発散は、湾から海岸線を横切って吹き出す風の総量をほぼそのまま表わすので、海陸風系を調べる指標としては都合がよいと考えられる。第2図に対象となった四つの地域を、第3図にそれらの地域における発散の日変化を示す。

地上付近を見ると、東京湾上(a)では正午頃、まわりの陸地(b)では夜半に発散が最大になる。これに対して、高さ0.5 kmより上では地上付近とは逆に、湾上で夜半、まわりの陸地で正午頃発散が最大になる。この



第3図 発散の日変化(1日周期成分)の振幅と位相。a, b(上)とc, d(下)に分けて示す。位相は最大値が出る時刻を表わす(以下同じ)。対象期間は8月と3月の合計10日間(以下断わない限り同じ)。

ような発散の日変化は、明らかに東京湾沿岸の海陸風系に対応している。図によると、海陸風の厚さは約0.5 km、上空の反流を含めた海陸風循環全体の高さは1~1.5 kmである。また、下層における発散の日変化の振幅は、海岸線に直角な方向の風の風速に換算して約1 m/secであり、これは東京湾沿岸の海陸風の風速をほぼそのまま表わしていると考えられる。なぜなら、一般に中緯度における海陸風の風向は、海岸線に直角な方向から20~30°しかずれないからである。

東海岸に沿った帯状の陸地(c)における発散の日変化は、東京湾のまわりの陸地(b)のものに似ており、東京湾沿岸の海陸風系と鹿島灘沿岸の海陸風系との間に大きな相違点は見出されない。また、南関東全域(d)における発散の日変化は、沿岸地域(b, c)のものに比べて振幅がかなり小さい。したがって、海陸風系はほぼ海岸線

から20~40 km の範囲にとどまり、あまり内陸へは侵入しないと考えられる。鹿島灘あるいは相模湾からの海風は、東京湾からの海風に比べてスケールが大きくかなり内陸まで吹き込むと言われることがあるが、これは、次に述べる関東地方全域をおおう風系に伴う風のことをさしていると思われる。後述のように、その形成には海陸の表面温度差とは異なる要因が作用していると考えられ、したがってその風系と、本節で述べた海陸の表面温度差に基づく、いわば通常海陸風系とは、区別して考えるべきであろう。

4.2 関東地方全域をおおう風系

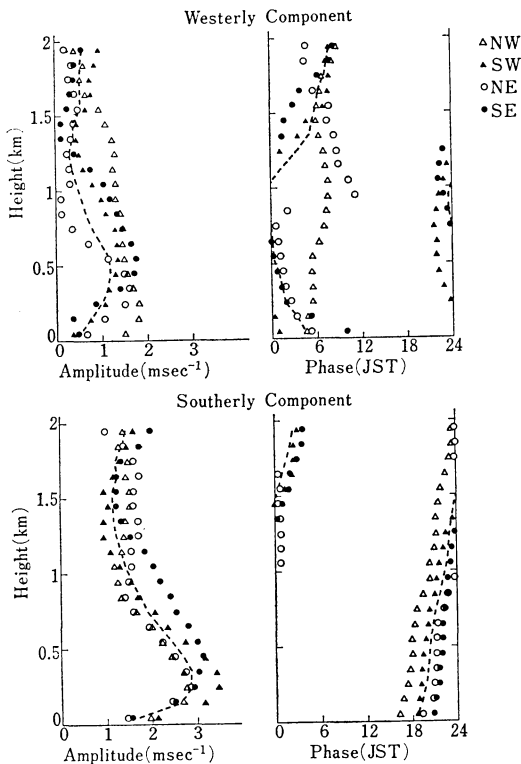
4.2.1 風の日変化の実態

第4図は、風の日変化を地域別に示したものである。振幅が小さい東西成分の日変化には多少の地域差が存在するが、振幅の大きい南北成分の日変化は地域にほとんどよらない。このように、現実には、大まかに見て関東

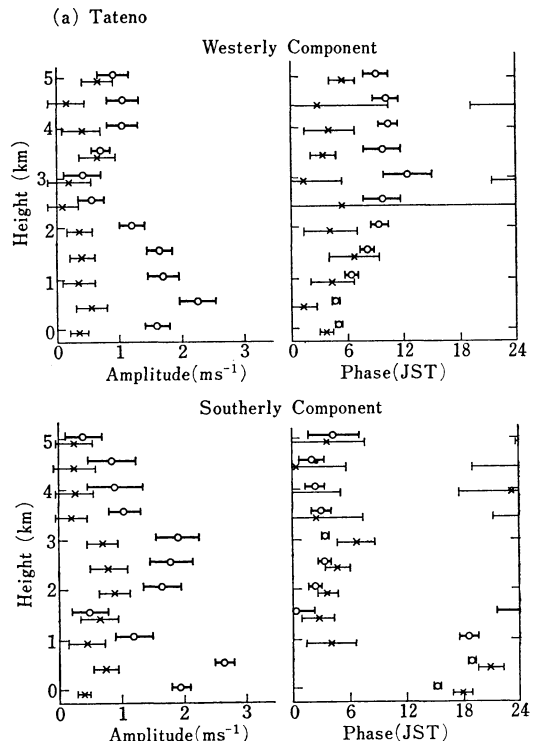
地方全域にわたって一様な風の日変化が起きているのである。

日変化の振幅は高さ0.4 km 付近で最も大きく、南北成分は約3 m/sec、東西成分は約1 m/sec である。南風は夕方、西風は夜半過ぎに最大になる。すなわち、下層の日変化は主に南北方向に起こり、時間と共に風向が時計回りに変わる。上空へ行くにつれて位相が変化し、高さ2 km 付近では南北成分の位相が地上付近とほぼ反対になる。

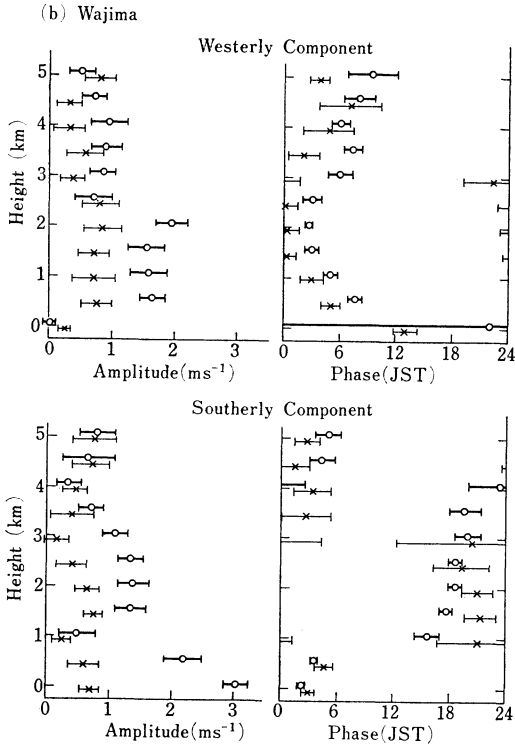
この風の日変化を、前節で示された発散の日変化と比べてみると、両者の鉛直構造が明らかに異なり、前者は後者に比べてかなり鉛直スケールが大きいことに気づく。このことは、風の日変化が、通常海陸風系ではなくむしろもっと鉛直スケールの大きい風系に主として支配されていることを意味している。そのことは、風の日変化の振幅が約3 m/sec あるのに対して、海陸風の風速は約1 m/sec しかないことからもうかがわれる。また、風の日変化は関東地方全域でほぼ一様に起きているので、この風系は鉛直スケールだけでなく水平スケールも



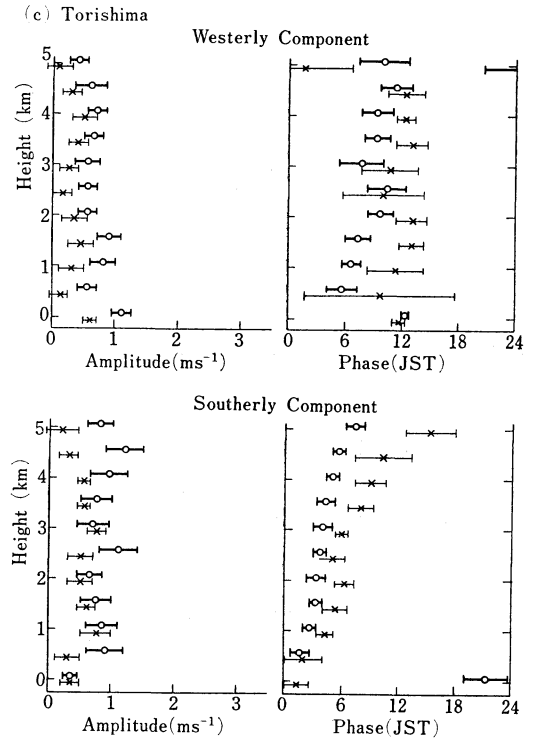
第4図 北緯35°50′、東経140°の経緯度線で分けられる四つの地域における風の日変化(1日周期成分)の振幅と位相。NW, SW, …は、北西部、南西部、…を表わす。破線は関東地方全域について平均した風の日変化。



第5図(a)



第5図 (b)



第5図 (c)

第5図 ルーテン高層風観測資料から求めた風の日変化 (1日周期成分) の振幅と位相。期間は1961~1965年の6~8月。白丸は東京の気温日較差が8°C以上の日、×印は6°C未満の日。横棒は標準偏差の範囲。

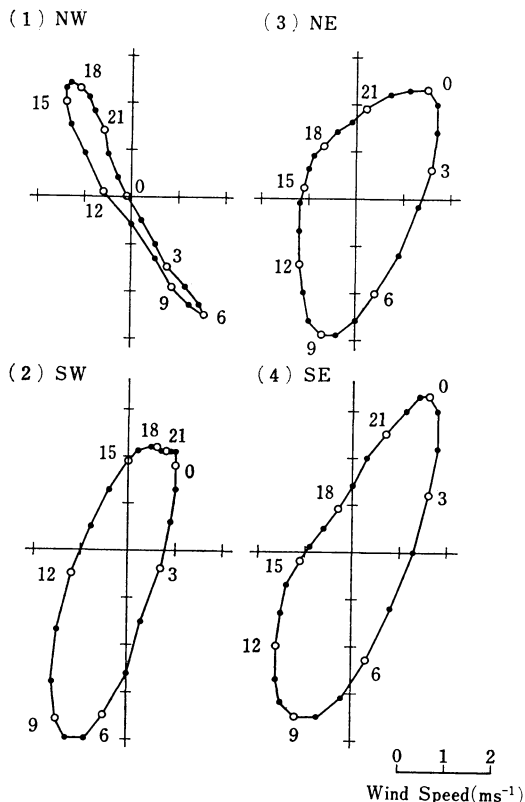
大きいことがわかる。実際この風系は、地上風の日変化 (河村, 1977; 広瀬, 1977) の過程で昼過ぎから夕方にかけて現われる一続きの南風に対応するものである。

次に、長期間の高層風観測資料の解析結果を使って、風系の性質をさらに詳しく見てみる。第5図は、東京における気温日較差が大きい日と小さい日それぞれについて、各地点における高さ5 kmまでの風の日変化を示したものである。まず館野(a)を見ると、気温日較差が8°C以上の日には、振幅・位相共に第4図とよく似た日変化が存在し、南北成分については地上付近と逆位相の日変化が高さ3 kmまで及んでいる。これに対して、気温日較差が6°C未満の日には、日変化の振幅が1 m/sec以下となり、小さい。また、鳥島(c)では、気温日較差の大小にかかわらず振幅はおおむね1 m/sec以下であり、小さい。このことから、この日変化が関東地方あるいはその周辺の地表面の加熱・冷却に起因することが推定される。

輪島(b)では、気温日較差が8°C以上の日に、地上で約3 m/secの振幅を持つ日変化が存在する。館野に

における日変化と比較すると、位相は南北逆になっているが、やはり高さ3 kmまで及んでいる。このことは、太平洋側と日本海側と同じような構造を持つ大きな風系が本州をはさんで対称な形で存在している可能性を示唆している。

なお、図には示さないが、下層の一般風の風向が異なっても風の日変化の構造に基本的な違いは生じない。したがって、一般風が風の日変化に及ぼす影響はさほど重大ではないと考えられる。また、第4図でも第5図でも、東西成分の日変化の鉛直構造には、南北成分と違って高さ1 km付近を境にした位相の反転がはっきり見出されないが、これは広範囲に起きている大気潮汐に伴う日変化が重なっているためではないかと思われる。なぜなら、館野と輪島における風の日変化の平均をとると鳥島における日変化と似たものが得られ、差をとると高さ



第6図 第4図と同じ四つの地域の高さ450 mにおける日変化のホドグラフ。西風・南風を正(右・上)にとる。数字は時刻(JST)。

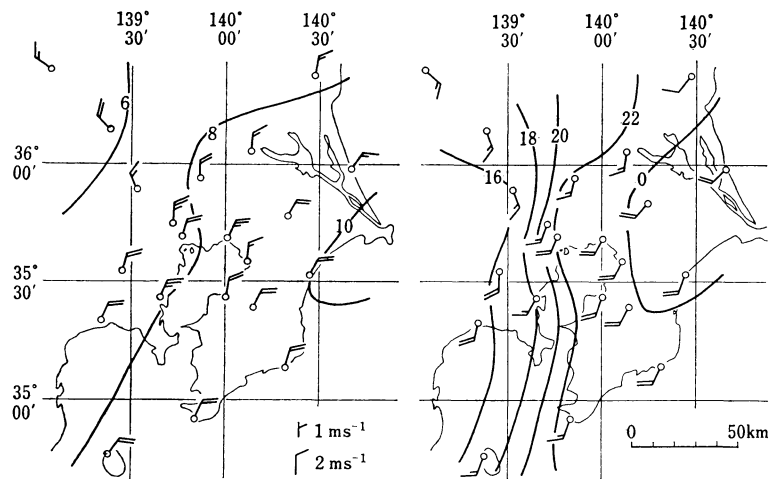
1 km 付近を境にした位相の反転が南北成分はもとより東西成分にも現われるからである。

4.2.2 地域的特性と夜の北風

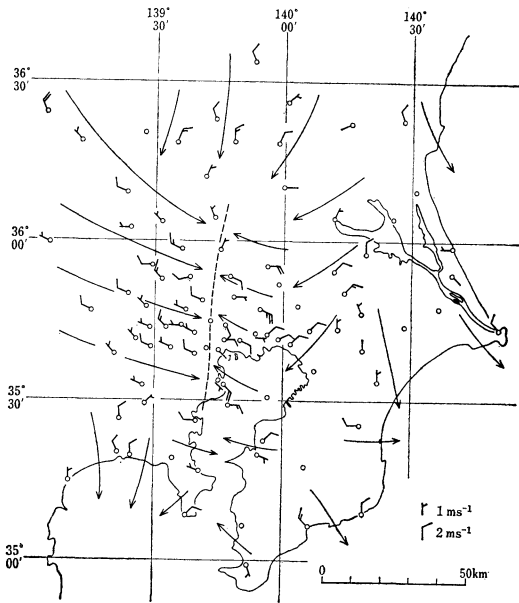
前に、風の日変化が関東地方全域ではほぼ一様であると述べたが、その根拠となった第4図を細かく見ると、多少の地域差の存在が認められる。そこで、風の日変化の地域的特性を詳しく見てみる。ここでは、振幅が大きく海陸風系の影響を受けにくい高さ450 mを代表として選んだが、第6図や第7図に見られる特徴は1 km以下の高さにも共通して見出される。

第6図は各地域における日変化のホドグラフを、第7図は個々の地点で日変化に伴う風の風速が最大になる時刻とその時の風向・風速を示したものである。日変化のパターンは、北西部でやや風向が異なるほかは、伊豆大島を含むほとんどの地域でだいたい同じである。一方、風速が最大になる時刻は西へ行くほど早くなっており、西部ほど日変化の位相が進むことがわかる。事実、夜間に南風から北風が変わっていく際には、西部で吹き始めた北風が東へ広がっていく現象ははっきりと見られる。この現象はいくつかの興味深い点を含んでいるので、以下に詳しく述べる。

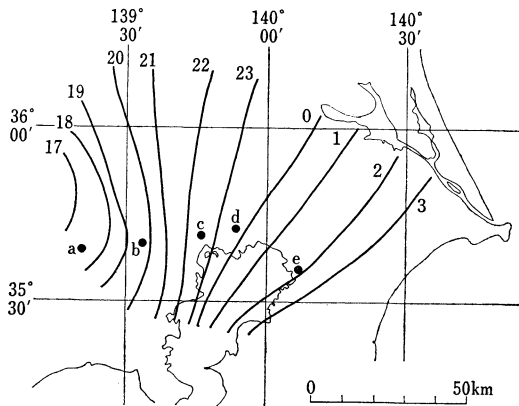
一例として、1974年11月25日夜~26日朝の場合を取り上げる。第8図は25日22時の地上風を示す。関東平野中部で東寄りの風が吹いているのに対して西部では北西の風が吹いており、その間にはっきりとした収束線が存在している。この収束線は、夕方西部の山沿いの地域に現わ



第7図 最大風速の出現時刻(朝夕1回ずつ)とその風向・風速。高さは450 m。数字は時刻(JST)。

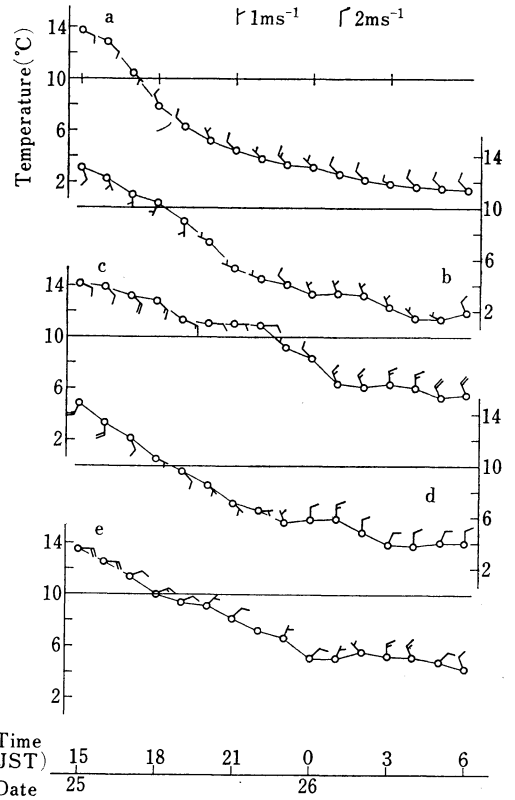


第8図 1974年11月25日22時における地上風。破線は収束線。



第9図 25日夜～26日朝にかけての地上の収束線の毎時の位置。数字は時刻 (JST)。

れたもので、その後第9図に示すように約 10 km/hr で東へ進み、夜半過ぎには房総北部に達している。これに伴って、北西の風は範囲を広げ、夜明け前には東海岸に到達する。第10図と第11図は、この間の地上風、地上気温および上空の風の時間変化を示したものである。西の方から順に、風向が北西ないし北に変わると同時に気温が下がる (ただし地点 d および e ではこの夜は気温の降



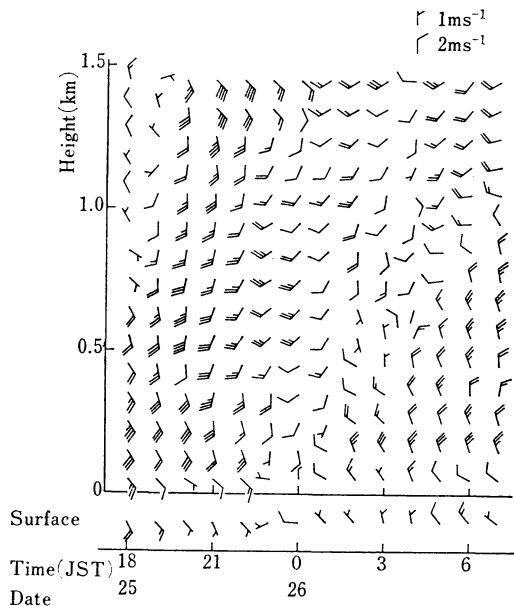
第10図 第9図に示される5地点 a～e における25～26日の地上の風と気温の時間変化。

下がはっきりしない)。また、北風の厚さは時間と共に増していき、明け方には 1 km に達する。

同様の現象は、4回の特別観測期間中晴れて一般風の弱い夜にはいつも現われている。南寄りの一般風が吹いていて北風が見掛け上東京付近までしか達しない場合でも、一般風を差し引いて調べてみると北風は必ず東海岸まで到達している。鶴田他(1974)、谷治・会田(1978)が見出した関東地方南西部における厚い北風の吹出しも、同一の現象であると思われる。この現象は、山風のような性質を持っており、西方の山地が関東地方の風の日変化に重要な影響を及ぼしている可能性をうかがわせているが、現象のスケールは通常 mountain wind に比べてかなり大きいので、その解釈にはなお検討を要する。

4.3 気圧と気温の日変化

気圧については、シノプティックスケールの変動を除くために、鹿島(第13図参照)との気圧差を問題にする。各地点における日変化を第12図に、高さ100 m における



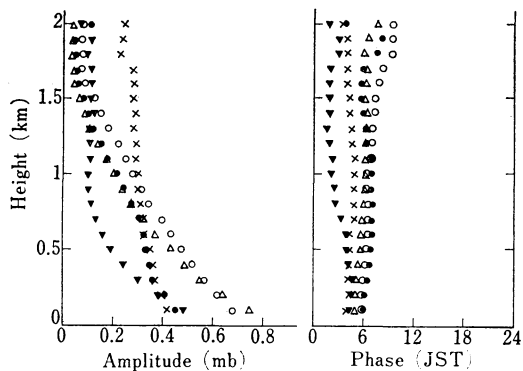
第11図 第9図の地点c (大手町)における25~26日の地上と上空の風の時間変化. 前後24時間の平均からの偏差を用いている.

振幅の水平分布を第13図に示す. 地上付近では, すべての地点で明け方に鹿島に比べて気圧が高くなり, その振幅は西部の内陸部で最も大きい. すなわち, 内陸部には明け方に高圧部, 夕方に低圧部が現われる. これは, 「熱的高低気圧」の名で以前から知られている現象である. 気圧傾度の振幅は100 kmあたり 0.7~0.8 mb, すなわち, 地衡風速にして7~8 m/sec である.

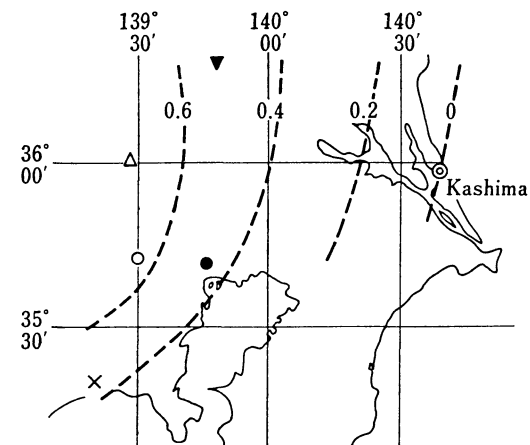
振幅は, 宇田川 (1968) が示しているように上空へ行くにつれて小さくなり, 高さ2 km 付近ではほぼ0になる. したがって, 地上付近における気圧傾度の日変化は, 大気下層の気温の水平勾配の日変化に対応することがわかる. 第14図は, 鹿島との気温差の日変化を示したもので, いずれの地点でも夕方に気温差が最大になり, 振幅は西部の内陸部で最も大きくなっている.

熱的高低気圧の実態については, 清水 (1964), 宇田川 (1968) らが調べているが, その後の研究はほとんどなく, 詳細な性質はまだ明らかになっていない. しかし, 熱的高低気圧は関東地方の風の日変化を考える上で見落とせない現象であり, これに関する調査・研究の充実が望まれる.

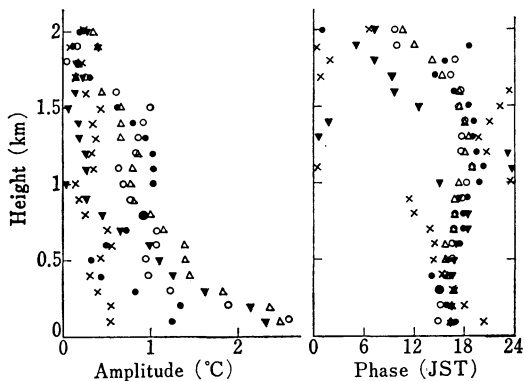
最後に, 本章で議論した2種類の風系の特徴をまとめて第1表に示す.



第12図 鹿島との気圧差の日変化 (1日周期成分)の振幅と位相. 各記号は各地点に対応し, その位置は第13図に示される. 高さは海拔.



第13図 高さ (海拔) 100 m における鹿島との気圧差の日変化 (1日周期成分)の振幅の水平分布. 単位は mb.



第14図 鹿島との気温差の日変化 (1日周期成分)の振幅と位相. 記号は第12図と同じ. 高さは海拔.

第1表 各風系の特徴

	通常の高陸風系	関東地方全域をおおう風系
風系が及ぶ地域	沿岸地域 (20~40 km)	関東地方全域 (200~300 km)
風系の高さ	1~1.5 km	約3 km
位相が反転する高さ	約0.5 km	1~1.5 km
地上付近の風速	約1 m/sec	2~3 m/sec
同 風向	海岸線の向きによる	ほぼ南北方向
同 位相	正午頃に海風最強	夕方に南風最強
その他の特徴		西部で位相が進む
成 因	海岸線をはさむ海陸の表面温度差	地表面の加熱・冷却に起因すると推定されるが詳細は不明

5. 考察

第4章では、沿岸地域における発散の日変化と関東地方全域をおおう風の日変化とが互いに異なる鉛直スケールを持つことを示し、これを根拠にして、関東地方全域をおおう風系は通常の高陸風系ではないと考えた。しかし別の見方として、沿岸地域に存在する比較的小規模な海陸風系とは別に、太平洋と関東平野の表面温度差に基づくスケールの大きい海陸風系が存在し、それが関東地方全域をおおう風系に他ならないと考えることも不可能ではない。そしてそのような趣旨の記述はしばしば行なわれる。しかしながら、第3図の南関東全域(d)における発散の日変化を見る限り、関東地方全域をおおう風系に対応する鉛直スケールの大きい海陸風系の存在は認められない。また、風の日変化の位相は西部の内陸部で最も進んでおり、海陸風の位相が一般に沿岸地域で進むのとは逆の傾向になっている。これらのことから見て、この風系を海陸の表面温度差だけで説明することは困難であると言えよう。

したがって、風系の成因を説明するには他の要因を考えざるを得ない。その中で最も有力なのは山の効果であろう。夜間北風が吹き出す際に見られるいくつかの特徴は、山の熱的な作用の重要性を示唆している。風系の形成機構を解明するためには、山に伴う熱的循環についての研究を進めることが第一に必要であると思われる。

山の効果という点で興味深いのは、北米のグレート・プレーンズにおける風の日変化である。これは、夜間に低層ジェットを伴うことで知られているが、この日変化を引き起こす要因の一つとして、ロッキー山脈の斜面の加熱・冷却による気圧傾度の日変化があげられている(Lettau, 1967; Bonner・Paegle, 1970)。その振幅は地衡風速にして4 m/sec程度であり、関東地方に見られるものと同程度である。なお、グレート・プレーンズにおける風の日変化の成因としては、この他に乱流混合の強さの日変化に伴う一般風の加速・減速の効果が重視されているが、この効果は関東地方における風の日変化に対してはあまり重要でないと思われる。なぜなら、関東地方における風の日変化は一般風にさほど大きく左右されないからである。

海陸風系に関しては、今回得られた結果は、瀬戸内海(宮田・岡本, 1972)、大阪湾(橋本・桜井, 1977)、その他中緯度の諸地域(中山, 1975)における観測結果と比較して妥当であると思われる。風速がやや小さいが、これは主として、今回の解析が10日間の敷地点における平均的な風を対象とし、また1日周期成分だけに着目しているためであり、日によっては、また局所的瞬間的には、もっと大きな風速(東京湾沿岸で4~5 m/sec)が現われ得る。同様のことは関東地方全域をおおう風系についても言える。

この研究で用いられた資料は、沿岸地域に重点が置かれているため、内陸部の風系については詳しく調べられなかった。河村(1977)や広瀬(1977)の地上風の研究によると、山沿いの地域には小規模な山谷風らしい風が見られ、霞ヶ浦沿岸には湖陸風が存在する。また、中山(1977)は、利根川下流域の水田地帯と西部山沿いの市街地の多い畑地との間に地表面温度の差による循環系が存在すると述べている。これらの風系の実態を明らかにするには、沿岸地域に比べて進んでいない内陸部における局地風の調査が必要である。

6. まとめ

関東地方における風の日変化を構成する風系として、沿岸地域に存在する通常の高陸風系および関東地方全域をおおう風系が見出された。二つの風系は鉛直スケールが異なっている。それぞれの特徴は第1表に示される。

二つの風系のうち、風の日変化に果たす役割は関東地方全域をおおう風系の方が大きい。これまでの研究の中で、関東地方の沿岸地域における風の日変化に通常の高

陸風系と異なる風系が作用している可能性が指摘され、さまざまな見方がされてきたが、それらはいずれもこれと同一の風系であろう。この風系の形成には海陸の温度差以外の要因、すなわち山の効果が寄与していることが示唆される。

内陸部には、明け方に高圧部、夕方に低圧部が現われる。それは大気下層の気温の水平勾配に対応している。気圧傾度の大きさは地衡風速にして7~8 m/secである。この現象に関する詳しい調査研究が望まれる。

謝辞

本研究で使用した南関東大気環境調査特別観測資料を提供して下さった、気象庁および環境庁の関係各位に謝意を表す。なお、研究費の一部として文部省科学研究費補助金の交付を受けた。

文 献

Bonner, W.D. and J. Paegle, 1970: Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central United States in summer, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 735-744.

橋本清美, 桜井邦雄, 1977: 大阪湾沿岸の海陸風 (1976年8月上旬の観測結果), *海と空*, 53, 33-40.

広瀬元孝, 1977: 数値統計モデルによる低層大気のシミュレーション, 南関東大気環境調査報告書Ⅱ, 気象庁, 130-174.

河村 武, 1977: 拡散場の気候値, 南関東大気環境調査報告書Ⅱ, 気象庁, 175-194.

気象庁, 1975~1976: 南関東大気環境調査特別観測

資料 (全4冊), 気象庁.

Lettau, H.H., 1967: Small to large-scale features of boundary layer structure over mountain slopes, *Proc. Symp. Mountain Meteorology*, Dept. Atmos. Sci., Colorado State Univ., 1-74.

宮田賢二, 岡本雅典, 1972: 瀬戸内海の高気圧に関する研究 (第1報), 広島女子大学家政学部紀要, 7, 71-88.

Mizuma, M. and M. Kakuta, 1974: An observational study on land and sea breezes in the Tokai Village area, *J. Met. Soc. Japan*, 52, 417-427.

中山 章, 1975: 海陸風現象の概要と問題点, 気象研究ノート, 125, 1-19.

———, 1977: 夏期の海風, 陸風前線, 南関東大気環境調査報告書Ⅱ, 気象庁, 58-68.

清水重喜, 1964: 中部日本の熱的高低気圧に伴う風の日変化について, *天気*, 11, 138-141.

武井久徳, 1967: 東京国際空港周辺の高気圧, *研究時報*, 19, 329-331.

鶴田治雄他 (環境モデル設計グループ), 1974: 関東南部における局地風の立体構造, 日本気象学会予稿集, 25, 13.

宇田川和夫, 1968: 熱的低気圧と雷雨との関連について (第2報), *研究時報*, 20, 657-665.

谷治正孝, 会田 勝, 1978: 相模平野における海陸風循環と汚染物質の輸送, 文部省科学研究費補助金による特定研究「海洋環境保全の基礎的研究」, 大気より海洋への汚染物質の降下に関する研究, 23-28.

吉門 洋, 1976: 鹿島灘系海風の構造, *天気*, 23, 88-93.