

# 関東地方の下層風速極大について\*

原 田 朗\*\*

## 要 旨

関東地方に発生する下層風速極大(下層ジェット)について、既存の観測資料を用いて解析し、その発生度数、大気構造、日変化等の特徴について述べた。この現象は、主として夜間に、約400mの高度を中心に、南南西と東北東の風向で発生する。この現象の発生と維持の機構に関連した解析を示し、かつ中部山岳が主要な原因となっていることについて議論した。

## 1. まえがき

大気境界層で風速の鉛直分布に極大値を示す高度が現れる現象について、下層ジェット(low level jet)、下層風速極大(low-level wind maximum)、南西下層ジェット流(southerly low level jet stream)などの呼び名で1950年代から研究が進められてきた(Means, 1954; Wexler, 1961)。なかでも、合衆国の大平原地帯で夜間に発達する下層ジェットに対して特に注目されてきた(Blackadar, 1957; Buajitti・Blackadar, 1957)。

この現象は、大西洋高気圧の西の縁辺で、南寄りの風の場合でみられるもので(Hoecker, 1963; Bonner, 1968)、西側にロッキー山脈をひかえた地勢をその発生機構に説明した報告もある(Wexler, 1961; Holton, 1967)。しかしロッキー山脈の西側においても同様の現象が観測され、また、しばしば北風の下層風速極大も発生している(Rider, 1966; Rider・Armendariz, 1966, 1971)。

一方、数値シミュレーションによるこの現象の再現も行われてきた。山本ら(1973)は、数値的には不十分だがそれを再現した。Yamada・Mellor(1975)の数値シミュレーションは、ワングラ資料と比較しながら、かつBlackadar(1957)が指摘したように、乱流応力の日変化に関連しておこる慣性振動によって説明された。しかしこれらの数値シミュレーションは、南関東大気環境調査資料による原田(1981)の示した解析例にみる下層風速極大の現象を、そのまま説明するものではない。

これに対して、木村・荒川(1983)が行った関東地方を対象にした下層ジェットの数値シミュレーションは、山岳地形を考慮した3次元モデルによるもので、原田の示した現象をほぼ再現している。

これまで示された関東地方における下層風速極大現象の指摘は、南関東大気環境調査の行われた期間に限られていた。本報告は、同調査の行われた地域内にある高層気象台(茨城県研究学園都市、館野)における高層気象観測資料によって、この地域の下層風速極大の現象を統計的に示し、かつ解析結果より発生機構の考察を行うものである。

## 2. 下層風速極大の発生度数

900 mb 面高度の風速より5 m/s 以上大きい風速を示す風の特異点が900 mb 面以下の高度にあるときを、下層風速極大の発生したときと定めた。この定義にしたがって、1975年から1979年の5年間について(この期間は南関東大気環境調査が行われた期間を含んでいる)、1日4回の高層風観測資料より求められる現象の発生度数を求めると、観測対象総回数7.5%となる。第1図と第2図は、下層風速極大の月平均発生度数を、総発生度数に対する相対度数として、それぞれ風向別および時刻別に示したものである。

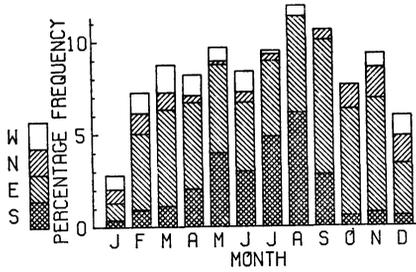
第1図によると、下層風速極大は1月を除くと年間わたってほとんどまんべんなく発生していることがわかる。風向別にみると、東風(45°~134°の風向、北・南・西風についても同様)の下層風速極大は、年間ほぼ一様に発生しており、全体の55%を占めている。南風の場合は春から夏にかけて発生度数が高く、全体に対する割合は27%にあたる。この2方向の風向で全体の80%

\* Low-level wind maxima in the Kanto plains.

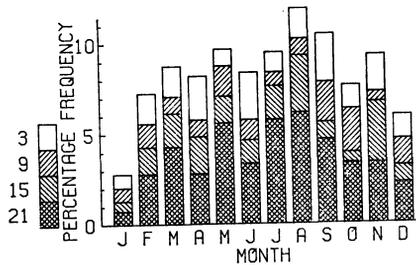
\*\* Akira Harada, 磁地気観測所。

—1984年7月2日受領—

—1984年9月21日受理—



第1図 下層風速極大の風向別平均発生度数。総発生度数に対する相対度数(%)で表示。



第2図 下層風速極大の時刻別月平均発生度数。単位は第1図と同じ。

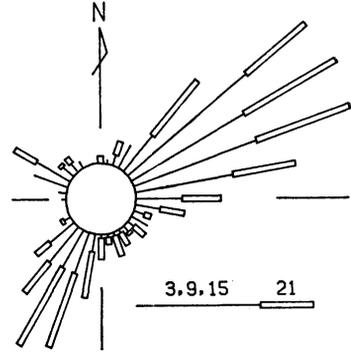
第1表 下層風速極大の時刻別・風向別平均発生度数。単位は第1図と同じ。

Time \ Wind dir.	3	9	15	21	
W	3.0	1.7	1.1	2.8	8.6
N	3.2	1.5	1.7	2.8	9.2
E	11.0	11.9	10.1	22.3	55.3
S	3.2	1.7	4.8	17.1	26.8
	20.4	16.8	17.7	45.0	

を上回り、北風および西風の下層風速極大の発生は全体に度数が小さく、夏期には特に小さい。

1日のうちの発生時刻でみると、暖候期の21時にやや多い傾向を示し、全体の45%を占めている。他の時刻の発生度数は、月別には特に顕著な傾向は示していない。また、それらの発生度数は、それぞれ全体の20%またはそれ以下で、21時に比べるとその割合は小さい。

第1表の下層風速極大の時刻別・風向別年平均発生度数は、さらに興味のある分布を示している。全体で80%を越す東風と南風の下層風速極大の発生は、その半分の



第3図 下層風速極大の風配図。実線は3, 9, 15時の合計、中抜き棒は21時。

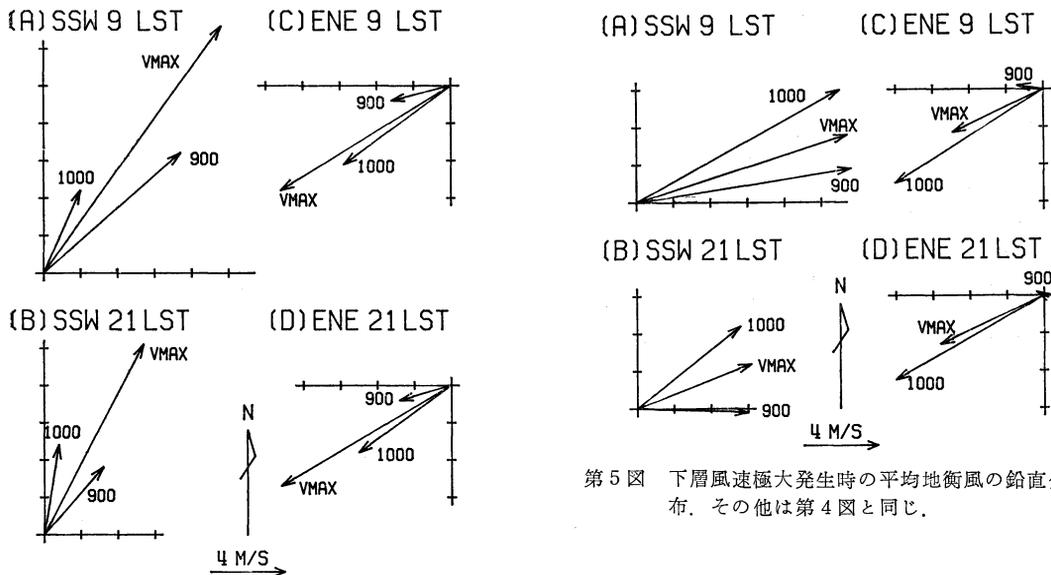
40%が21時に集中している。そのうち、東風については、いずれの時刻についても10%を越える発生度数を示すなかで、21時には特に高い22%の発生度数となっている。一方、南風については、21時の発生度数のみが際立って大きい。このことは、下層風速極大の構造と発生機構にもかかわりがあると考えられるので、あとで再び述べることになる。

下層風速極大の風向別発生分布を詳しく示したのが第3図である。風向は10°ごとに、発生時刻は21時と他の3時刻に分けて風配図に示したものである。いずれの発生時刻についても、北東ないし東北東および南南西の二つの主風向の発生度数が大きいことが顕著に認められる。これは、第1図、第2図および第1表で示した東風と南風の下層風速極大は、この二つの主風向によるものであることを示して、今後この二つの主風向を、便宜上、東北東および南南西の風と呼ぶことにする。

以上の統計的解析の結果を要約すると次のようになる。館野における下層風速極大の発生は、東北東と南南西の風に顕著に現れる。時間的には21時に発生度数が高く、南南西の風の場合には暖候期にその傾向が強い。また、季節的には南南西の風による発生度数は主として暖候期に高く、東北東の風はほぼいずれの季節でも下層風速極大を発生させている。

### 3. 下層風速極大の構造

下層風速極大の風配図にみた二つの主風向を、45°~75°および185°~235°の風向について取り出し、高層気象観測の行われる9時と21時について下層風速極大の構造を調べた。この時刻は、3時と15時に比べて海陸風の影響が相対的に小さいと考えられる。取り扱った資料は、



第4図 下層風速極大発生時の平均風の鉛直分布, 時刻別(9時と21時)および風向別(南南西と東北東)で表示. 風向は,  $185^{\circ}\sim 234^{\circ}$ を南南西,  $45^{\circ}\sim 74^{\circ}$ を東北東とした. 1000, 900, VMAX は, それぞれ 1000 mb 面, 900 mb 面および下層風速極大の 高度を示す.

この期間の下層風速極大の総数の大半である63%にあたる.

第4図は, 下層風速極大の発生したときの, 1000 mb 面高度, 極大風速高度, 900 mb 面高度の平均風を示したものである. 平均極大風速高度は, 南南西および東北東の風向について, それぞれ地抜高度で 400 m および 370 m である. 南南西の風向の場合の平均風の鉛直分布は, 風向は両時刻ともほぼ同じだが, 1000 mb を除き 9 時の風速が 21 時に比べてきわめて大きい. しかし現象の強さを示すのは 900 mb 面高度から極大風速高度への風速の増加量もしくは増加率であり, 極大風速の大きさ自身ではないので, この結果は, 9 時は 21 時より現象がより顕著であることを示しているものではない. これに対して東北東の場合は, 両時刻ともきわめて似通っており, 下層風速極大の現象に時刻による差は認め難い.

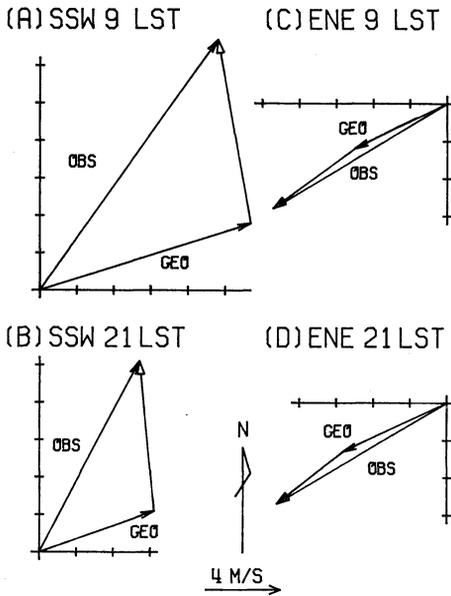
同様に, 地衡風についての平均風の鉛直分布を第5図に示した. 地衡風の算定は, 1000 mb は館野とそれを囲む8測定点(宇都宮, 熊谷, 水戸, 館野, 銚子, 東京, 横浜, 館山)の海面気圧, 900 mb 面は5測定点(仙台, 輪島, 館野, 八丈島, 浜松)の高度のそれぞれの平

第5図 下層風速極大発生時の平均地衡風の鉛直分布. その他は第4図と同じ.

均勾配より求めた. また, 極大風速高度の地衡風は, 8 測定点上に計算された 900 mb 面高度とその地点の海面気圧より算定される極大風速高度の気圧の内挿値の平均勾配より得た.

第5図によると, 南南西の風の場合の地衡風は時刻による風速の差が大きいことが特徴である. いずれの高度も, 9 時の平均風速は 21 時の約 2 倍で 10 m/s を越す大きさであるが, 下層 1000 m の温度構造はいずれの時刻も約 4 m/s の北風の温度風をつくる状態である. このことは, 両時刻の気圧場の違いは大気下層の温度構造によるものではなく, 総観気圧場の違いによってもたらされたことを示している. また, 南南西の下層風速極大の発生機構については, 9 時に観測される下層風速極大は地衡風が強いときに働く機構のもとに, 21 時に観測されるものは強い地衡風を伴わないでも働く機構のもとに発生するものと考えられる. さらに, 第5図の南南西の風の場合の地衡風の鉛直分布は, そのときの下層の気象状況をよく示している. 地上の地衡風は南西から西南西で, 温度風はいずれの時刻でも同程度の大きさの北風である. これは, 総観気圧場では高気圧の北西側の部分に対応し, 下層の温度場は東側が冷たく西側が暖かいことを示している.

東北東の風の場合の地衡風は, 1000 mb 面から 900 mb 面にかけて 8~9 m/s の南西の温度風を示し, 実測風の場合と同様に, 時刻による違いは小さい. この温度風は, 総観気圧場では偏西風帯における気圧の谷の東側にあたる大気の構造に対応しており, そのときの天気は



第6図 下層風速極大の平均非地衡風成分（中抜き矢印ベクトル）および同高度の平均風（OBS）と平均地衡風（GEO）その他は第4図と同じ。

曇雨天で、地上付近の気温の日変化は小さい日にあっている。しかし、極大風速高度から900 mb 面にかけての温度風にはかなり大きい差が認められる。この層の温度風はほぼ西南西で、21時は9時より約4割大きい6 m/s である。これは、もしこの差が有意なものであれば、大気下層の約400 m から1000 m の高度の層の温度風の下層風速極大に対する寄与は、21時は9時の場合より高く、第1表でみた21時の東風の下層風速極大の高い発生度数を間接的に説明するものとみることができる。

第6図は、極大風速高度における実測風、地衡風、およびその差である非地衡風成分を示したものである。実測風と地衡風の風速の比は、9時と21時について、南南西の場合は1.2と1.8、東北東の場合は2.0と1.8で、いずれも超地衡風となっている。南南西の場合について、地衡風に対する非地衡風成分の比をみると、9時と21時では、それぞれ0.8および1.3ある。これは下層風速極大の発生に必要な非地衡風成分を、9時の場合は21時に対してより強い地衡風のもとで維持していることを意味している。さらに、第1表でみた下層風速極大の発生度数が、9時は21時の1/10であることを併せて考慮すると、9時には下層風速極大は一般には発生しがないが、地衡風が強いときには9時においても発生するも

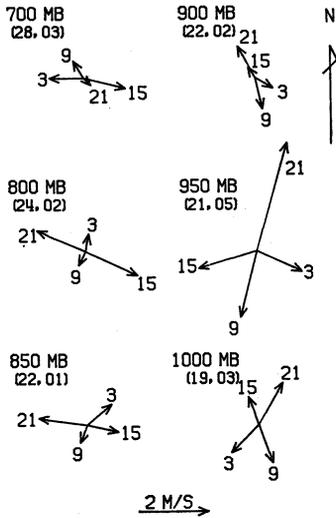
のと理解することができる。

4. 下層風の日変化

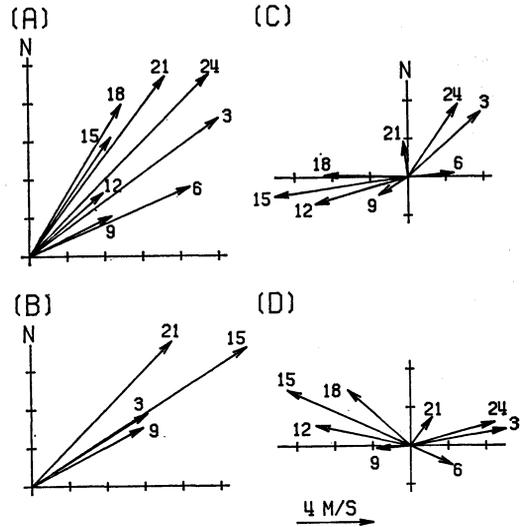
下層風速極大の現象は、その発生度数や構造にみられるように、1日のうちの時刻に大きく依存している。したがって、この現象は関東地方の下層風の日変化に海陸風や山谷風などとともに大きな影響を及ぼしていると考えられ、この現象の日変化を調べることが必要である。日変化現象の解析にあたっては、振幅の大きい大規模現象を差し引くか、その変化の小さい期間について取り扱う必要がある。ここでは後者の取り扱いによった。そのため、下層風速極大が数日続いて発生した期間について、平均の日変化を求めた。

第7図は、それぞれ南南西および東北東の下層風速極大について、4日または3日続いて発生したときの合計10数日間について時刻別平均風速を、その日平均風速からの偏差で高度別に表示した風のホドグラフである。ただし、1日のうちの観測回数に不整があるので、そのうち2日間を除いた9日ないし10日間の平均風が示されている。それらの期間は、南南西の風については、1975年8月3～5日、1977年7月29日～8月1日、1978年8月13～16日、東北東の風については、1975年12月6～8日、1976年7月18～20日、1977年3月18～20日、1978年10月31日～11月2日である。また、南南西の場合の気象状況は晴天で、東北東の場合は雨天を含む曇天である。

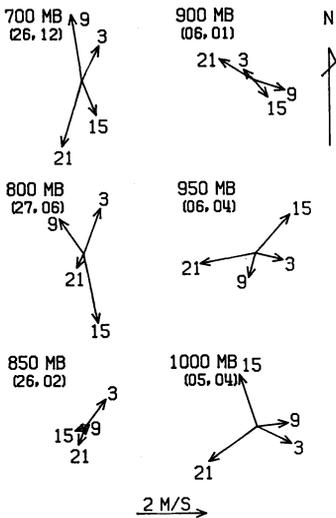
第7図(A)は南南西の下層風速極大の場合で、950 mb で大きな振幅がみられる。この高度では、風のホドグラフが時計回りに回転し、1000 mb の高度とともに21時に南南西ないし南の日平均風をより強めるような位相となっている。その上の900 mb の高度では、その上と下の高度に比べて日変化が小さい。さらに上空の800 mb を中心とする高度では、再び日変化の振幅が大きくなっている。下層風速極大の現象が発生している期間に、藤部・浅井(1979)が指摘した「関東地方全域をおおう風系」のスケールに対応した現象を求めると、15時に下層で東風、上層で西風、3時に下層で西風、上層で東風をもつ風系がもっともよく対応する。第7図(B)に、東北東の風の場合のホドグラフが示されている。900 mb から850 mb の高度を境にして、その上側に800 mb から700 mb の高度に及ぶ共通した日変化をする層があり、その下には東北東の日平均風を21時に強める日変化をする厚さが1000 m 以内の層がある。800～700 mb の層の日変化は、早朝に南風成分、夕刻に北風成分が顕著



第7図(A) 南南西の下層風速極大が発生した日の平均風の高度別日変化。各高度の日平均風からの偏差のホドグラフとして表示。括弧内の数字は、風向(36方位)と風速(m/s)。



第8図 南南西の下層風速極大が発生した日の高度400mの風の日変化。(A)実測風,(B)地衡風,(C)非地衡風成分,(D)非地衡風成分の地衡風(右向きベクトル)に相対的な表示。関東南東部の5地点の平均。期間は1975年8月2~3日と4~5日。



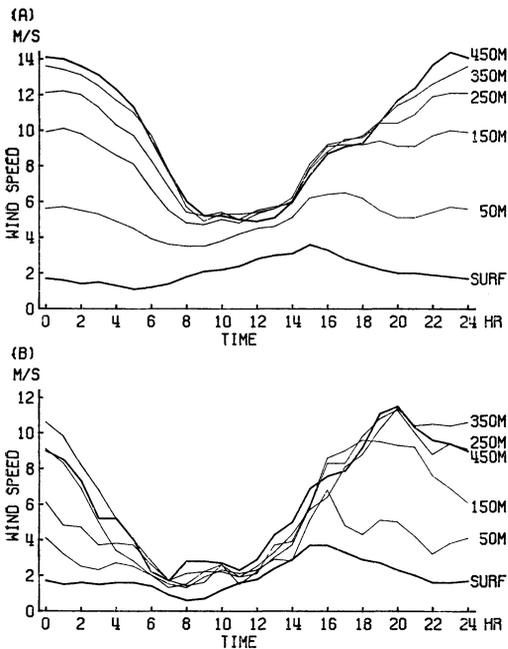
第7図(B) 東北東の下層風速極大が発生した日の平均風の高度別日変化。表示方法は(A)と同じ。

に現れており、気温の日較差の小さい日の「関東地方全域をおおう風系」の一部に対応している。

風の日変化のなかにみられる二つの風向の下層風速極大は、いずれも空間的には関東全域をおおう風系と同じ

鉛直スケールをもっており、かつ21時にその高度の日平均風の風向で風速を強めるような変化をしている。しかし、この現象は、海陸風や山谷風とは異なり、時間的・空間的に反対の位相の現象を求めるのは困難である。

日変化の時間的推移の詳細は、ルーチン高層気象観測では十分にとらえることができない。先の第7図(A)に示した南南西の場合の資料に含まれている期間に行われた南関東大気環境調査では、1975年8月2~3日と4~5日について、昼夜におよぶ毎時観測資料を提供している。第8図は、この2昼夜の資料により、現象の顕著な400mの高度について、実測風(A)、地衡風(B)、非地衡風成分(C)、非地衡風成分の地衡風(右向きベクトル)に相対的な表示(D)のそれぞれの時間変化を、2日間の平均値で示したものである。風ベクトルは、下層風速極大現象の地理的な中心部にあたる関東平野の南東側地域の成田とその周辺の4地点(船橋、袖ヶ浦、九十九里、鹿島)の平均値を、時間・空間について平滑して用いた。地衡風は、これらの5地点をかこむ6気象官署(水戸、館野、銚子、東京、横浜、館山)の地上気圧と、先に用いた5高層観測点を用いて同様の方法によって求めた。0時、6時、12時、18時の地衡風は、3時間前後の時刻の値の平均とした。



第9図 南南西の下層風速極大が発生した日のスカラー平均風速の高度別日変化。期間は第8図と同じ。(A) 関東南東部の5地点の平均、(B) 館野。

実測風の hodograph は時計回りの回転を示し、風速の最大は24時頃に現れている。先の館野における1日4回の観測では、風速の最大は21時に現れていた。これは現象の地域による違いであることが示されており(原田, 1981), また、関東平野では一般風を差し引いた夜間の高さ1 kmにおよぶ厚い北風が、夕刻から真夜にかけて西もしくは北西から東へ移動する現象(藤部・浅井, 1979)とも関係していると考えられる。したがって、南南西の下層風速極大は、関東平野の南東部では24時頃、それより西もしくは北西の地域ではより早い時刻に現象が最盛期になると理解することができる。

実測風の日変化を非地衡風成分の hodograph でみると、日中と夜間の風の構造の違いがよくわかる。日中は、東風の非地衡風成分をもって低圧部に向かって地衡風より小さい風速で吹き込むエクマン層の特徴を備えている。これに対して、夜間は超地衡風で、真夜に下層風速極大に対応した南西の非地衡風成分が大きい。この非地衡風成分は、21時から6時にかけて90°の時計回りの風向変化している。これは、慣性振動の角速度の約2/3であるが、地面摩擦の拘束をとかれた非地衡風成分の慣性

振動が下層風速極大に寄与しているとする根拠となる。しかし、この地域の気圧傾度と風系が風上の地域にも一様に広がっているとは考えられないので、南西の強い非地衡風分を慣性振動として説明するのは困難と思われる。

第9図は、第8図で示した期間について、スカラー平均風速の高度別日変化を、第8図と同じ地点(A)および館野(B)について、時間的平滑をほどこして示したものである。いずれも、地上風は15~16時に日最大風速があらわれ、下層風速極大の高度に近づくにしたがってその時刻が遅くなる。第9図(B)は、花房ら(1980)が気象観測用鉄塔による観測にもとづいて指摘した、平均日最大風速が50 mから200 mの高度まで5時間の位相差で分布している状態をよく表している。下層風速極大が24時頃現れる第9図(A)の地域では、50~450 mの高度にかけて24時頃に極大風速がみられ、地上から50 mにかけては15~17時頃に別の極大風速が現れる。このことは、地上から400~500 mの高度の風速の日変化は二つの現象が影響を及ぼしており、館野においては両者が時間的に重なっているとみることができる。一つは、15時頃地上で日最大風速が現れて、上方にその位相が遅れて伝わる大気安定度の日変化に起因するもので、地域に共通な現象である。もう一つは、下層風速極大によるもので、その現象にしたがって高度50 m付近まで影響が現れる。

## 5. 討論と発生機構に関する考察

山岳地形を考慮した3次元数値モデルを用いた木村・荒川(1983)のシミュレーションは、南西5 m/sの一般風のもとにいくつかの外的条件を設定して行われている。その結果は、一般風が中部地方の山岳によって力学的に変形される効果によって下層ジェットが形成されることを示している。また、この効果に加えて山の熱効果はこのジェットを強化し、乱流ストレスとともに風速に日変化を与えていることを示している。ここで行った解析では、一地点での風速分布を主として取り扱ったので、鉛直方向の風の分布である下層風速極大に注目したが、両者は同じ現象を扱っている。しかし、ここで示した地衡風は、いわば局地的地衡風であり、数値モデルが取り扱った一般風には対応しない。一般風としての地衡風は、山岳の影響を直接受けていない気象要素から、別に算定しなければならない。

中部山岳の周辺地域では、山岳に近い地域を除いて

も、海岸から内陸に入った地域では気圧の日変化の振幅が大きく、その地点の地上気圧より求めた地衡風は一般風に対応した地衡風とはならない。一般風としての地衡風を求めるためには、気圧の日変化の振幅の小さい地点の地上気圧を用いる必要がある(原田, 1980)。そのため、中部山岳地域の周辺の海岸に接した6地点(小名浜, 新潟, 福井, 浜松, 銚子, 館山)の地上気圧をもとに、400 mの高度の地衡風を求めた。第8図の(B)に対応した一般風としての地衡風は4 m/sの西風で、日変化は南北方向に約1 m/sの範囲にある。この地上の地衡風を用いて求めた高度400 mの一般風としての地衡風と、第8図(A)の実測風を比較すると、時刻によらず超地衡風となっている。風向は西と南西の違いはあるが、数値シミュレーションにおいても関東平野の南東部に一般風としての地衡風に対して南西風の超地衡風をもたらしており、実測風の解析と数値シミュレーションはこのことに関して一致した結果を示している。

第8図(B)で示した関東平野南東部を中心にした局地的地衡風と一般風としての地衡風の差は南～南西の風で4～10 m/sで、3時には南南西5 m/s、15時には南西10 m/sである。この両地衡風の差は、一つは海陸風をもたらす気圧分布が原因である。しかし、その風向が昼夜ほぼ同一であることから、海陸風をもたらす気圧分布に加えて、その風向に対応した局地的な地衡風をつくる気圧分布も含まれている。したがって、下層風速極大の現象は、終日、一般風に対しては超地衡風であり、その風速の一部は局地的な地衡風によってバランスしていることがわかる。これは数値シミュレーションの結果が指摘した、山が力学的に風系を変形する効果と山の熱効果によってつくられる局地的な気温分布をもたらす局地的な地衡風によるものと考えられる。

数値シミュレーションによる下層ジェットの日変化は午前中に風速の極小値を得ており、下層風速極大の統計は同じく午前の発生度数が小さいことを示している。これは、午前はこの現象の発生に好適でない時刻であることを示している。しかし、一方では地衡風が強い状態では午前でも下層風速極大が発生している。これらのことは、一般風が中部山岳によって下層風速極大をおこす力学的な効果は、一般風が強いとき、より顕著に働くことを示唆しており、また、下層風速極大の現象の一部は、日変化に関係なく、山岳によって風が変形される機構によって維持されていることを示している。

東北東の風による下層風速極大については、ここで取

り扱っているような局地的な現象を対象とした数値シミュレーションは行われていない。しかし、総観気象の立場から、関東地方に局地的悪天をもたらすいわゆる東気流の現象について、興味のある数値シミュレーションが行われている(山岸, 1983)。これは、中部山岳を取り入れたモデルによって、偏西風帯の中で関東地方の下層大気に顕著な東寄りの風を得ている。この状態は、東北東の下層風速極大の風の分布と類似していることから、中部山岳が東北東の下層風速極大をもたらす要因となっていると考えられる。これについては、今後の研究が必要である。

## 6. まとめ

館野のルーチン高層気象観測と南関東大気環境調査による資料を用いて、関東地方における下層風速極大(下層ジェット)についてその発生状況と大気の構造を調べ、現象の発生機構の考察を行った。

この現象は、南南西と東北東の風について、観測対象総回数に対して、7.5%の率で発生している。また、季節的には、南南西の場合は主として暖候期に、東北東の場合はほぼ年間をとおして現れる。1日のうちでは、21時に発生率が高い。南南西の風の場合の密度の高い観測網によると、房総半島上空で真夜にこの現象が顕著である。この現象が発生するときの総観気象場は、南南西の風の場合は、高気圧の北西側にあたり晴天で、東北東の風の場合は気圧の谷の東側にあたり曇雨天である。風の構造は、南南西および東北東の風でそれぞれ400 mおよび370 mの高度に平均の極大風速が現れる。夜間に発生する下層風速極大は、局地的な地衡風に対しても、風向によらず超地衡風である。一般風としての地衡風に対しては、南南西の下層風速極大の発生する日は、時刻によらず超地衡風である。この非地衡風成分の一部は、中部山岳を越える風がもたらす局地的な気温分布がつくる地衡風と釣合っていると考えられる。一方、強い一般風は南南西の下層風速極大の発生に好適な条件となっている。下層風速極大の現象は、下層1000 mの層内で日平均風をその風向で強めるような日変化を伴っている。南南西の風の場合は特に顕著で、その変化は反時計廻りのホドグラフをつくる。この極大風速に対しては、時間的・空間的な反対位相の現象は認められない。東北東の下層風速極大については、総観気象で注目されている関東地方の局地現象であるいわゆる北東気流の現象と類似性があるが、これは今後の検討課題である。

本報告は、著者が気象研究所に在勤中に行った「局地気候現象とその物理機構に関する研究」による資料を整理したものである。

### 文 献

- Blackadar, A.K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 38, 283-290.
- Bonner, W.D., 1968: Climatology of the low level jet, *Mon. Wea. Rev.*, 96, 833-850.
- Buajitti, K. and A.K. Blackadar, 1957: Theoretical studies of diurnal wind-structure variations in the planetary boundary layer, *Quart J. Roy. Met. Soc.*, 83, 486-500.
- 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.
- 花房龍男, 藤谷徳之助, 伴野 登, 1980: 筑波研究学園都市における風の特性, *気象研究所研究報告*, 31, 125-152 (英文).
- 原田 朗, 1980: 中部地方の熱的低気圧の実態について, *研究時報*, 31, 199-202.
- , 1981: 関東地方において夜間に発達する下層ジェット流について, *気象研究所研究報告*, 32, 233-245 (英文).
- Hoecker, W.H.Jr., 1963: Three southerly low level jet systems delineated by the Weather Bureau special pibal network of 1961, *Mon. Wea. Rev.*, 91, 573-582.

Holton, J.R., 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain, *Tellus*, 14, 199-205.

木村富士男, 荒川正一, 1983: 関東地方の下層ジェットの数值シミュレーション, *気象集誌*, 61, 848-861 (英文).

Means, L.L., 1954: A study of the mean southerly wind-maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the Middle West, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 35, 166-170.

Rider, L.J., 1966: Low-level jet at White Sands missile range. *J. Appl. Met.*, 5, 283-287.

———, and M. Armendariz, 1966: Low level jet winds at Green River, Utah, *J. Appl. Met.*, 5, 733-736.

———, 1971: Nocturnal maximum winds in the planetary boundary-layer at White Sands missile range, New Mexico, *J. Appl. Met.*, 10, 1154-1161.

Wexler, H., 1961: A boundary layer interpretation of low-level jet, *Tellus*, 13, 368-378.

Yamada, T., and G. Mellor, 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data, *J. Atmos. Sci.*, 34, 2309-2329.

山岸米二郎, 1983: 関東地方の局地的悪天時の場の特徴の数值シミュレーション, *天気*, 30, 531-538.

山本義一, 高貫 陸, 会田 勝, 安田延寿, 1973: エクマン層の風速と温度場の日変化, *気象集誌*, 51, 377-387 (英文).

## 第13期日本学術会議会員の候補者を日本気象学会として選定するに際し

### その対象とすべき日本気象学会会員を募る件について (告示)

第13期日本学術会議会員の候補者を日本気象学会として選定するに際し、その対象とすべき日本気象学会会員を募ります。自薦・他薦を問いませんが次の要件を満たす必要があります。

- (1) 5年以上の研究歴を有し、優れた研究又は業績がある科学者であること。
- (2) 過去において、通じて9年を超えて日本学術会議会員であったことが無いもの。
- (3) 日本国籍を有すること。

なお日本気象学会が選定する日本学術会議会員の候補

者は日本気象学会の推薦委員会の選考に基づき理事会が決定します。

応募は下記要領にて受け付けます。

### 記

- (1) 被推薦者の  
氏名, 住所・連絡先(住所と異なる場合), 日本学術会議会員歴, 勤務機関及び職名, ならびに, 推薦理由と推薦者氏名, 連絡先を書面で明らかにすること。
- (2) 受付: 日本気象学会事務局,
- (3) 締切: 昭和60年1月10日(必着)。