

# 関東地域における運動学的量の平均場について\*

渡 辺 明\*\*

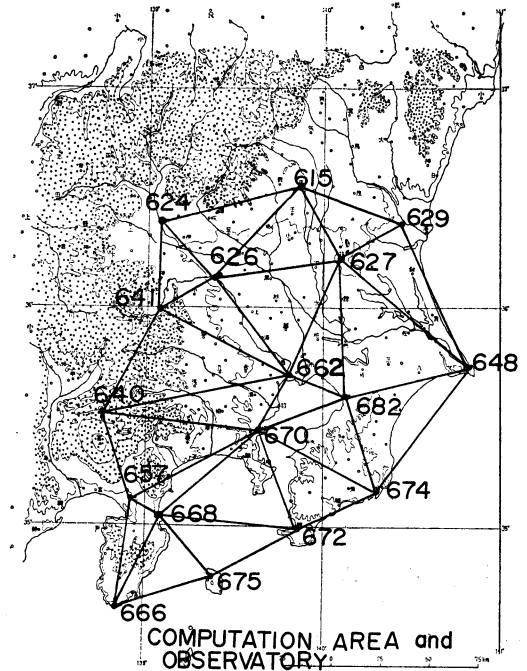
## 要 旨

大気運動に及ぼす地形的效果はある一定の条件の運動場において定常的に影響しているものと考え、遷移的現象を平均値をとることによってフィルターした運動学的量の平均場から局地効果について考察した。その結果、関東山地、東京湾、伊豆半島などの地形による運動学的量への影響が明らかになった。特に東京湾を境に北と南で各種の運動学的量に明確な差異があること、関東地域に現われる不連続線が平均場に明確に現われ、収束、正の渦度、水平 Shear を伴っていること、海風は相対的に暖気の、陸風は相対的に寒気の運動であることなどが分かった。

## 1. はしがき

関東地域における種々の量の平均場は、すでに気候学的観点より多くの研究がなされている(和達, 1958; Kayane, 1966; 河村, 1966; 1970)。しかし、運動学的量の平均場については全く報告がない。これは運動学的量の平均場がいったい何を意味するのか、また各々の観測点における観測値が運動学的にどの程度の空間代表性を持ち得るかといった点に多くの問題があるからだと思う。しかし、基本的には気候学的な平均場は大気の運動の結果として構成されると考えるべきであり、運動学的量は気候学的平均場の因果関係を考察することができるはずである。また、1地点での代表性を考えるよりは、十分な統計期間の Data による面的な運動学的量の方が空間代表性も拡大するものと考えた。山元(1977, 1978)も実測風の値による鉛直流の算定には誤差が大きくなるが、月平均風速場についての鉛直流の算定には平均場として十分意味があることを述べている。

ここでは5年間3時間毎の平均値を使用して種々の運動学的量を計算し、この分布を用いて関東地域の特性、局地効果について議論をする。



第1図 使用した観測地点と計算領域。ハッチの部分は高度 500 m 以上の地域、615 (宇都宮)、624 (前橋)、626 (熊谷)、627 (筑波)、629 (水戸)、640 (河口湖)、641 (秩父)、648 (銚子)、657 (三島)、662 (東京)、666 (石廊崎)、668 (網代)、670 (横浜)、674 (勝浦)、672 (館山)、675 (大島)、682 (千葉) の各地点番号を示す。

## 2. 解析資料及び解析方法

解析した資料は、その均一性を保つために気象官署17

\* Study of Mean Field of Dynamical Quantity in Kanto District

\*\* Akira Watanabe, 福島大学地学教室

—1978年11月27日受領—

—1980年12月25日受理—

第1表 各地点間の風速の  $u$  (東西) 成分と  $v$  (南北) 成分の相関係数表. 観測地点番号は第1図に同じ.

Wind Speed (V) Correlation Coefficient Table (Northward component of wind)

| Station Number | 615  | 624  | 626  | 627  | 629  | 640   | 641  | 648   | 657   | 662  | 666   | 668   | 670  | 672   | 674   | 675   | 682  |
|----------------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|------|-------|-------|-------|------|
| 615            | 1.00 | 0.32 | 0.40 | 0.36 | 0.60 | 0.02  | 0.02 | 0.35  | 0.12  | 0.49 | 0.18  | 0.22  | 0.48 | 0.30  | 0.30  | 0.28  | 0.36 |
| 624            | 0.28 | 1.00 | 0.61 | 0.24 | 0.29 | 0.24  | 0.20 | 0.21  | -0.03 | 0.34 | -0.04 | -0.12 | 0.30 | 0.18  | 0.15  | 0.03  | 0.17 |
| 626            | 0.30 | 0.67 | 1.00 | 0.31 | 0.41 | 0.28  | 0.33 | 0.30  | -0.05 | 0.50 | 0.06  | 0.01  | 0.43 | 0.31  | 0.23  | 0.19  | 0.30 |
| 627            | 0.27 | 0.27 | 0.35 | 1.00 | 0.49 | 0.02  | 0.07 | 0.64  | 0.08  | 0.56 | 0.30  | 0.30  | 0.55 | 0.52  | 0.52  | 0.45  | 0.52 |
| 629            | 0.40 | 0.40 | 0.42 | 0.49 | 1.00 | -0.00 | 0.10 | 0.61  | 0.12  | 0.69 | 0.36  | 0.35  | 0.64 | 0.53  | 0.53  | 0.49  | 0.61 |
| 640            | 0.25 | 0.29 | 0.33 | 0.45 | 0.48 | 1.00  | 0.18 | -0.05 | -0.04 | 0.04 | -0.16 | -0.21 | 0.01 | -0.03 | -0.11 | -0.17 | 0.05 |
| 641            | 0.27 | 0.48 | 0.45 | 0.23 | 0.37 | 0.32  | 1.00 | 0.08  | -0.12 | 0.11 | -0.03 | 0.01  | 0.04 | 0.08  | 0.00  | 0.02  | 0.07 |
| 648            | 0.28 | 0.32 | 0.34 | 0.62 | 0.55 | 0.55  | 0.32 | 1.00  | 0.06  | 0.71 | 0.48  | 0.42  | 0.70 | 0.72  | 0.79  | 0.68  | 0.75 |
| 657            | 0.17 | 0.07 | 0.08 | 0.36 | 0.32 | 0.47  | 0.09 | 0.45  | 1.00  | 0.14 | 0.15  | 0.23  | 0.16 | 0.11  | 0.13  | 0.10  | 0.20 |
| 662            | 0.28 | 0.38 | 0.45 | 0.45 | 0.51 | 0.47  | 0.35 | 0.55  | 0.38  | 1.00 | 0.44  | 0.40  | 0.86 | 0.66  | 0.67  | 0.61  | 0.82 |
| 666            | 0.22 | 0.30 | 0.27 | 0.54 | 0.42 | 0.51  | 0.21 | 0.59  | 0.57  | 0.42 | 1.00  | 0.45  | 0.46 | 0.51  | 0.58  | 0.64  | 0.50 |
| 668            | 0.17 | 0.16 | 0.12 | 0.43 | 0.32 | 0.49  | 0.14 | 0.52  | 0.57  | 0.35 | 0.61  | 1.00  | 0.46 | 0.46  | 0.49  | 0.61  | 0.48 |
| 670            | 0.22 | 0.22 | 0.19 | 0.36 | 0.42 | 0.47  | 0.23 | 0.51  | 0.52  | 0.59 | 0.46  | 0.52  | 1.00 | 0.70  | 0.71  | 0.68  | 0.80 |
| 672            | 0.21 | 0.21 | 0.17 | 0.38 | 0.38 | 0.51  | 0.19 | 0.53  | 0.68  | 0.45 | 0.62  | 0.64  | 0.59 | 1.00  | 0.75  | 0.74  | 0.70 |
| 674            | 0.22 | 0.35 | 0.32 | 0.36 | 0.46 | 0.48  | 0.30 | 0.58  | 0.46  | 0.49 | 0.51  | 0.50  | 0.57 | 0.62  | 1.00  | 0.77  | 0.74 |
| 675            | 0.16 | 0.08 | 0.03 | 0.48 | 0.29 | 0.47  | 0.07 | 0.54  | 0.67  | 0.36 | 0.80  | 0.70  | 0.53 | 0.72  | 0.45  | 1.00  | 0.67 |
| 682            | 0.25 | 0.30 | 0.37 | 0.43 | 0.48 | 0.53  | 0.30 | 0.61  | 0.49  | 0.58 | 0.48  | 0.42  | 0.53 | 0.57  | 0.59  | 0.44  | 1.00 |

Wind Speed (U) Correlation Coefficient Table (Eastward component of wind)

ヶ所の1970年1月1日03時から1974年12月31日24時までの3時間毎の Data 5年分を使用した. 運動量を計算するためには第1図に示す各々の3点を使用して Bellamy (1949) の方法によって求める. 渡辺 (1952) のように, 各々の点の風向風速 ( $U_i, V_i$ ), 気温 ( $T_i$ ) を,

$$\left. \begin{aligned} U_i &= ax_i + by_i + c \\ V_i &= a'x_i + b'y_i + c' \\ T_i &= a''x_i + b''y_i + c'' \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

によって座標 ( $x_i, y_i$ ) の1次式で表わされるとすれば ( $x_i, y_i$  は任意の原点からの水平距離である), (1) 式を  $x, y$  で微分することによって,

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial x} &= a & \frac{\partial U}{\partial y} &= b \\ \frac{\partial V}{\partial x} &= a' & \frac{\partial V}{\partial y} &= b' \\ \frac{\partial T}{\partial x} &= a'' & \frac{\partial T}{\partial y} &= b'' \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

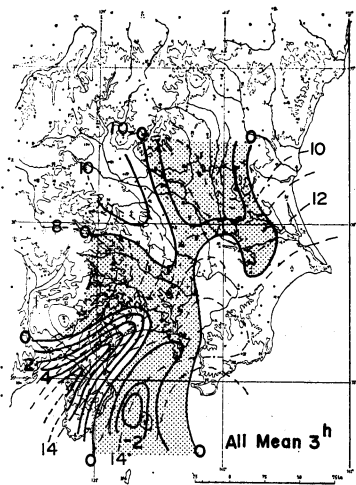
となり, 各々の計算領域の重心の位置における種々の量が計算される. 運動学的量は,

$$\left. \begin{aligned} \text{Divergence} \quad [D] &= \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = a + b' \\ \text{Vorticity} \quad [\xi] &= \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y} = a' - b \\ \text{Stretching Deformation} \quad [D_{stre}] &= \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} = a - b' \\ \text{Shearing Deformation} \quad [D_{she}] &= \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} = a' + b \\ \text{Deformation} \quad [Df] &= \sqrt{D_{stre}^2 + D_{she}^2} \\ &= \sqrt{(a-b')^2 + (a'+b)^2} \\ \text{Advection Temperature} \quad [T_{ad}] &= U_0 \frac{\partial T}{\partial x} + V_0 \frac{\partial T}{\partial y} \\ &= U_0 a'' + V_0 b'' \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

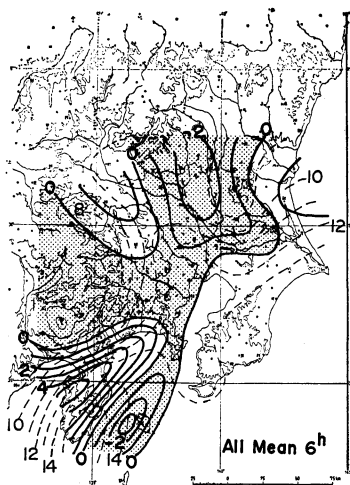
で定義し, これらの量の特徴について議論を行なう. ここでの時間間隔は3時間であるから, 3時間内でそれぞれの量が定常であると仮定すれば, 温度移流量は,

$$[T_{ad}] = - \int_{t_1}^{t_2} \mathbf{V} \cdot \nabla T dt, \quad t_2 - t_1 = 3 \text{時間} \quad (4)$$

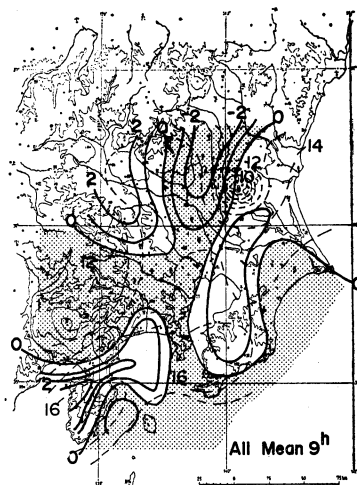
となり, これに対して, 非断熱量  $[T_{dia}]$  を,



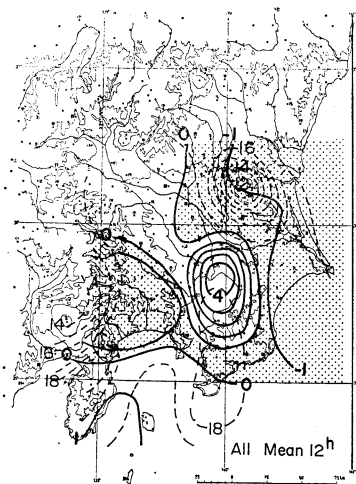
(a)



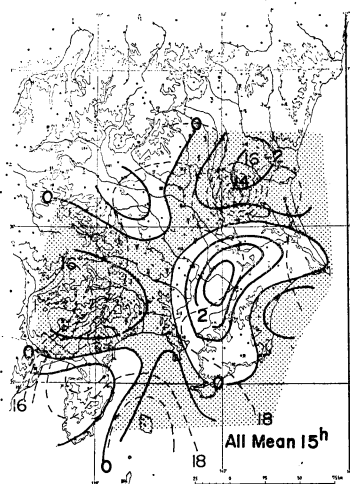
第2図 (b)



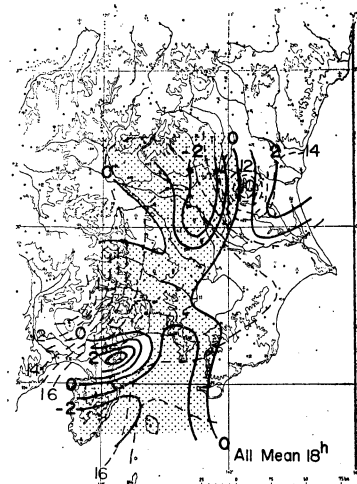
(c)



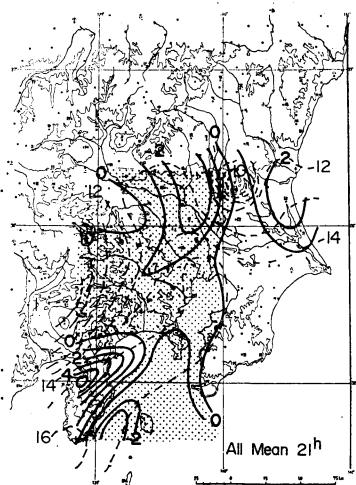
(d)



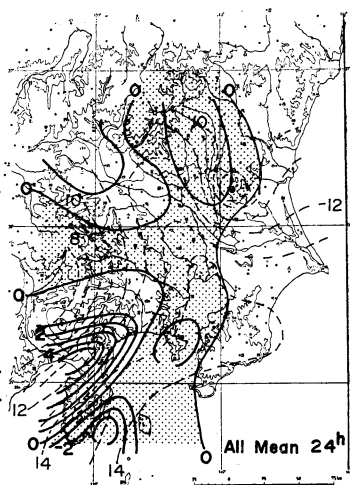
第2図 (e)



(f)

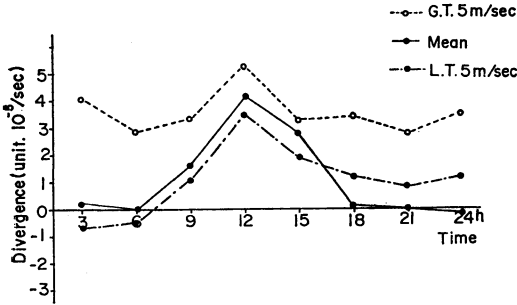


(g)



(h)

第2図 収束発散分布と気温分布. 実線は等収束, 発散量線 ( $\times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ). 点線は等温線 ( $^{\circ}\text{C}$ ). ハッチの部分は収束領域を示す.  
 a. 03時, b. 06時, c. 09時,  
 d. 12時, e. 15時, f. 18時,  
 g. 21時, h. 24時



第3図 東京—横浜—千葉の領域における収束，発散日変化。

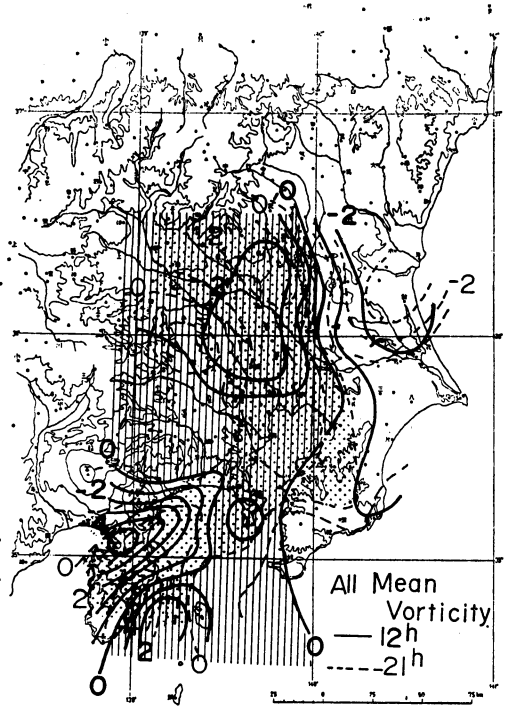
$$[T_{dia}] = \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T}{\partial t} dt + \int_{t_1}^{t_2} \mathbf{V} \cdot \nabla T dt \quad (5)$$

と定義する。これらの運動学的量を決定するには最低3つの観測点が必要であり、この3地点の選択方法によって運動学的量も当然異なってくる。また、この3地点は少なくとも3地点で囲まれた領域内の空間代表性を持つことが必要である。こうした観点から、できるだけ等質領域であること、3地点の3時間毎の5年間の種々の量の相関係数が、できるだけ高い地点間を選択することを基本に第1図の計算領域を決定した。しかし、面積の問題では、最小が東京—横浜—千葉の領域で 129.3 km<sup>2</sup>，最大が千葉—銚子—筑波領域で 1484.0 km<sup>2</sup>，と約 11 倍程度の差がある。一方、相関係数については、気温の場合ほどの地点間でも 0.93 以上の相関係数を示しているが、第1表に示すように  $U$ -成分では使用した地点間の最小相関係数は宇都宮—筑波間で 0.27， $V$ -成分では河口湖—横浜間で 0.01 であった。全体的には  $U$ -成分の場合は西部と北部の山地との間で 0.3~0.5 程度と低い値を示すが海岸付近や平野部では 0.6~0.8 と割合高い値を示す。また、 $V$ -成分でも特に河口湖との各点での相関係数が低い他は、南部で 0.5~0.8，北部で 0.2~0.6 前後の値を示している。これらの相関係数は統計的な意味では 99% の有意性で  $\pm 0.021$  となり、統計上の有意性は考えられる。しかし、相関係数の有意性がそのまま各領域の空間代表性の有意性ではない。各地点間の相関係数の大小が前述のように地域的な特性に関係していることも明らかであり、平均場として十分使用できるものと判断した。

### 3. 全平均場の特性

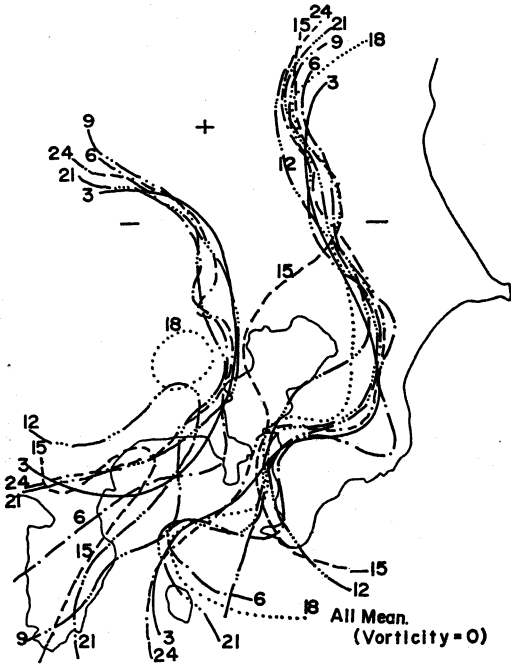
#### 3.1. 水平収束，発散分布

5年間の風向，風速の資料より，3時間毎の平均値を求め，それから計算された水平収束，発散分布図を第2



第4図 全平均のうず度分布図。実線は12時の等うず度線。点線は21時の等うず度線。|||領域は12時の正渦度領域，---領域は21時の正渦度領域を示す。

図に示す。丹沢山地付近の東部領域，足尾山地付近の領域では常に収束の傾向を示し，房総半島から銚子，水戸にかけての海岸部では，09時から15時の平均場を除いて，発散場を示している。また，前橋，熊谷，秩父で囲まれた領域と，三島，網代付近の領域でも常に発散場を示している。前者，前橋，熊谷，秩父で囲まれた領域は，河村(1966)が風道として示した領域を含んでおり，後者，三島，網代付近は不連続線(収束帯)として示された領域を含んでいる。後者は確かに風系から解析すると，丹沢山地を南へまわり込んだ風と駿河湾から入り込む風との合流地点である。しかし，これは，伊豆半島西側に形成されるもので，東側は，こうして合流したものが吐き出される領域となっている。これは，同平均値より計算された変形量のうち，横浜，三島，網代，館山の領域で割合大きい正の Stretching deformation が計算されることから裏付けられる。水平収束，発散の時間的変動が顕著な領域に東京湾があげられる。東京湾における水平収束，発散の日変化を第3図に示す。これを平均的にみると 09時から15時の間が顕著な発散を示

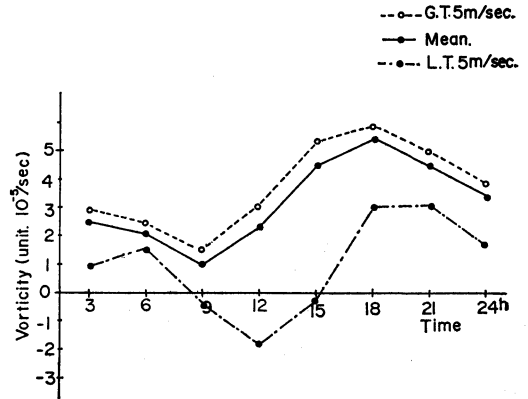


第5図 全平均のうず度 Zero 線の時間変化。数字は時刻を表わす。——: 03時, - - - -: 06時, - · - · - ·: 09時, - · - · - ·: 12時, - - - -: 15時, ·····: 18時, - · - · - ·: 21時, - - - -: 24時を示す。

し、18時から06時の間は弱い収束の傾向を示す日変化が現われている。これは、日中、日射による陸部の昇温で相対的に発散場となり、逆に夜間、冷却によって収束場を示すいわゆる海陸風に伴う収束、発散の傾向と一致する。平均場における関東地域の水平収束、発散分布は、山裾付近で割合収束傾向が多いこと、海岸付近で発散傾向が多いこと、さらに東京湾における水平収束発散の時間変動によって特徴づけられる。また、平均場における関東地域の収束帯の位置は、相模湾から東京湾西部を通り、足尾山地東部と南北に現われる傾向が大きいことが分かった。

### 3.2. うず度分布

関東地域のうず度分布は、東経140°以東の海岸付近の領域で常に負のうず度が現われる。一方、関東北西部(前橋、熊谷)、東京湾から三浦半島・伊豆半島東部にかけて正のうず度が現われている。これは地形摩擦効果による正のうず度の生成と考えられる。すなわち、うず度 zero line に沿う南西から北東に強風軸を対応させると、その強風軸によって風速 Shear がつくられる結果

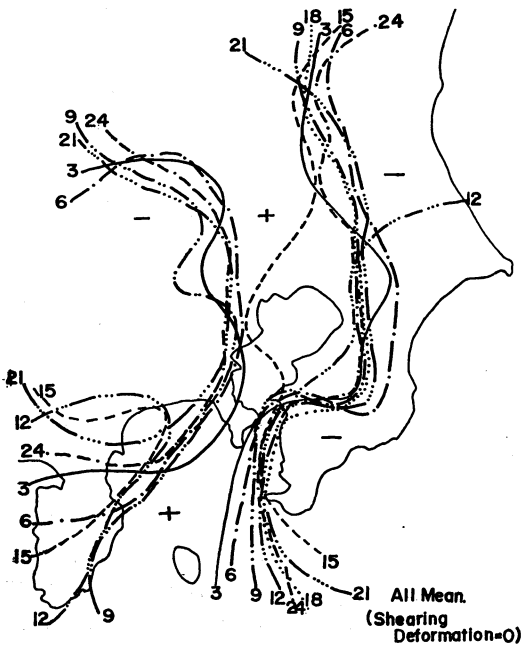


第6図 網代—大島—石廊崎の領域におけるうず度の日変化。

と考えられる。また、この正のうず度領域は前述の収束帯の位置に等しく現われているのが特徴である。その例を第4図に示した。15時、18時は、ほぼ第4図の12時と同じ分布を示し、他は21時の分布とほぼ同じである。これらから、うず度 zero line の時間変動を示したものが第5図である。この line の変動をみても関東地域ではほぼ一定のうず度分布が現われることが理解できる。特に東京湾から北の地域では変化が少なく、平均場では時間変化がない。これに対して、東京湾より南の地域ではかなりの時間変化がみられる。特に伊豆半島東部(大島、網代、石廊崎)では常に正のうず度が現われているが、この時間変化は、第6図に示されるように、一般的な傾向として09時から12時頃最小となり、18時頃に最大となる。しかし、この変化傾向は海陸風による風速変動のみでは理解できない。

### 3.3. 変形量分布

前述で定義した変形量について見ると変形量の大きい所はほぼ決まっている。変形量の大きさそのものは、計算領域の差異にも依存するので確定的ではないが、伊豆半島の付け根の領域では常に大きな変形量が示されている。しかも、この変形量のうち、日中(09時、12時、15時)は負の Shearing deformation が大きく、その他は負の Stretching deformation が大きい。第7図は Shearing deformation の zero line の3時間毎の位置を示したものである。伊豆半島を除いた地域では、ほとんど時間的変動はみられない。また、第5図に示したうず度 zero line と、この Shearing deformation zero line が房総、三浦半島付近と北緯35°以北の領域では、ほとんど同じ場所に位置し、符号も等しい。これは、式(3)の定義



第7図 全平均の Shearing deformation zero 線の時間変化. 線は第5図と同じ.

から明らかなように、変動の少ない地域においては、 $\left[\frac{\partial U}{\partial y}\right] \approx 0$  で、 $\left[\frac{\partial V}{\partial x}\right]$  の値が、こうした地域の運動学的量を決定づけていることになる。この結果は関東地域の地形から推測できる効果、すなわち、西系の風に対しては、関東山地にさえぎられ直接風が吹くことができず、大部分は Shearing deformation zero lines (西側の lines) に沿って吹き、一方、東系の風においては房総半島の一部を除いて障害となる地形がないため、直接吹くことができる結果と考えられる。

3.4. 温度移流量と非断熱量分布

熱力学第1法則から導かれる。ある地点での温度変化は、

$$\frac{dT}{dt} - \frac{RT}{C_p p} W = \frac{1}{C_p} \cdot \frac{dQ}{dt} \quad (6)$$

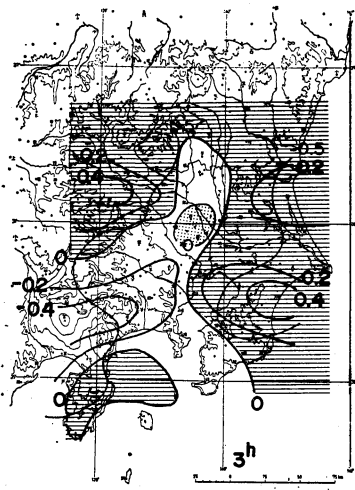
で表わされる。これは、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{RT}{C_p p}\right) W + \frac{1}{C_p} \cdot \frac{dQ}{dt} \quad (6)'$$

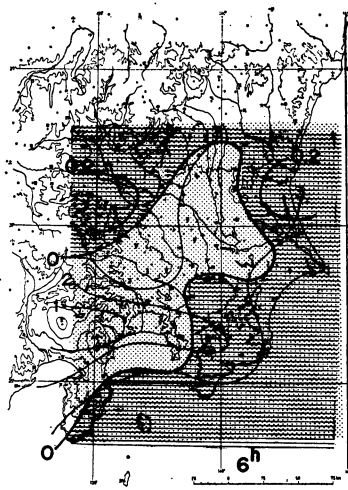
Q: 熱量, P: 気圧, W: 鉛直流,  $C_p$ : 定圧比熱, R: 空気の気体常数

とかける。ここでは地面に沿う運動を考えているから、

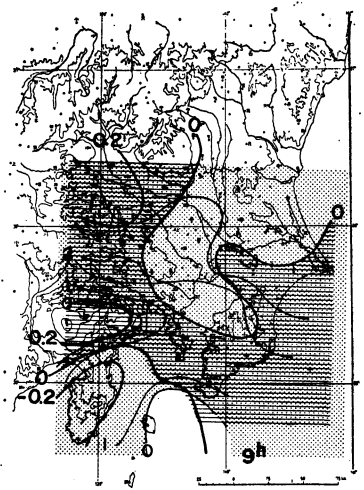
(6)' 式の右辺第2項は高度補正を行なうことによって近似できる。そこで、第2項を除いた移流量を計算するため、高度補正を行なった温度を使って移流項を議論する。高度補正は  $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$  とした。式(4)、(5)の定義に基づいて、同様な計算領域を使用して温度移流量と非断熱量を計算した結果を第8図に示した。温度移流の order は最大で  $0.66^\circ\text{C}/3\text{h}$  で一般には  $10^{-1}^\circ\text{C} \sim 10^{-2}^\circ\text{C}/3\text{h}$  程度である。その分布の特徴は伊豆半島東部の相模湾上や、水戸、銚子、勝浦付近など海岸地域で、09時と21時を除いて常に正の温度移流を示していること、前橋、熊谷などの内陸部では日中(12時, 15時, 18時)負の温度移流で他は正の温度移流を示していること、また東京湾では日中(09時, 12時, 15時, 18時)負の温度移流を示し、夜間(21時, 24時, 03時, 06時)には正の温度移流を示していることである。日中内陸部での負の温度移流領域は第2図の水平収束発散分布図と対応させると収束領域になっており、また、高度補正を行なった気温分布も温度傾度が小さくなるだけで基本的には第2図の等温線の分布パターンと変わらず、高温域で収束を示していることから理解できる。また、東京湾での負の温度移流時は発散場に対応し、正の温度移流時は収束場に対応している。これらは日中暖気が東京湾からその周辺の内陸部に移動し、夜間は周辺の内陸部から東京湾に寒気が移動することに対応している。一般に海陸風の運動は相対的に寒気の運動として扱われているが熱源としての役割と、それに伴って運動する大気温度とは必ずしも一致する必要はなく、平均的にみればこの地域の海風は相対的に暖気の運動であり、陸風は寒気の運動であると考えられる。これに対して非断熱効果量は  $3.45^\circ\text{C}/3\text{h}$  から  $-4.08^\circ\text{C}/3\text{h}$  と移流効果量の10倍から100倍の order である。非断熱効果量分布の特徴は06時から12時までがほぼ全域で正の非断熱効果量を示し、他は負の非断熱効果量を示している。これは太陽放射による平均的な温度変化を考えれば当然の結果である。しかし、富士山麓および秩父、河口湖周辺では必ずしもこうした傾向とは一致しない。この領域では全体的に非断熱効果量が少なく、09時, 12時にはむしろ負の非断熱効果を示し、18時から24時までは正の非断熱効果を示している。これは網代や三島付近で温度傾度が大きく、西風も強いことから正の温度移流量が非断熱効果量よりも大きくなるためと考えられるが、これが実際の運動に対応しているか、あるいは高度補正によるみかけ上だけの問題であるかは、さらに検討しなくてはならない。



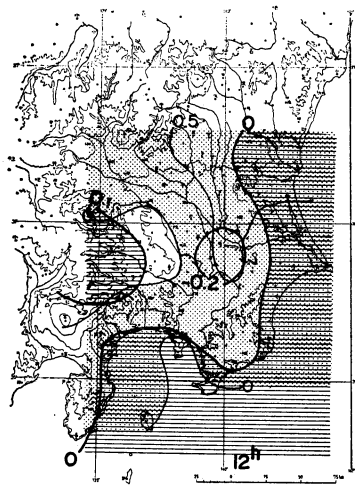
(a)



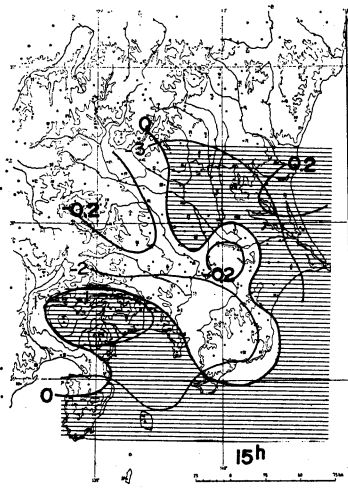
第8図 (b)



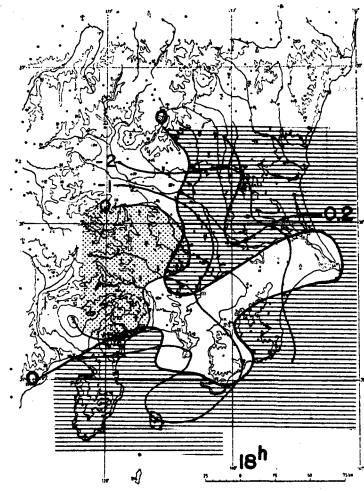
(c)



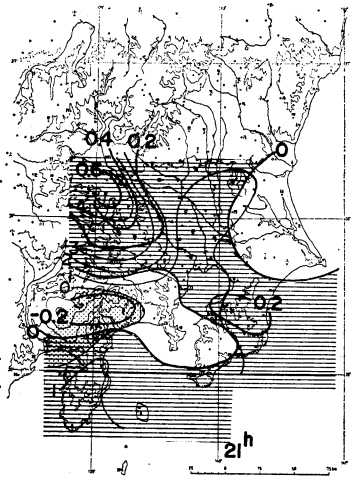
(d)



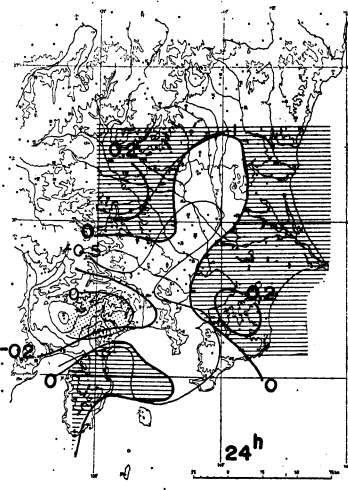
第8図 (e)



(f)



(g)



(h)

第8図 温度移流 ( $^{\circ}\text{C}/3$  時間) と非断熱効果 ( $^{\circ}\text{C}/3$  時間) 分布図。  
 太実線が等温度移流量線, 細実線が等非断熱効果量線  
 〳〳〳〳は正の温度移流領域, 〳〳〳〳は正の非断熱効果領域を示す。  
 a. 03時, b. 06時, c. 09時, d. 12時, e. 15時, f. 18時, g. 21時, h. 24時

一方、関東北部の内陸では06時から09時までが正の大きい非断熱効果量を示し、他の時間は負の大きな値を示している。また、東京湾の非断熱効果量の時間変化は第9図に示したように、移流効果量に比べて約10倍程度の大きさを示している。その変化は06時から12時までが正の非断熱効果を示し、15時から03時までは負の非断熱効果を示している。これもほぼ太陽放射による平均的な温

度変化として理解することができる。しかも、内陸部での非断熱効果量の変動より小さいことは合理的である。

以上、3時間毎の Data 5年間についての各々の運動学的量の平均場について考察をしてきた。この結果、

(1) 山裾の領域で収束の傾向を示し、海岸近くの平野で発散を示す。

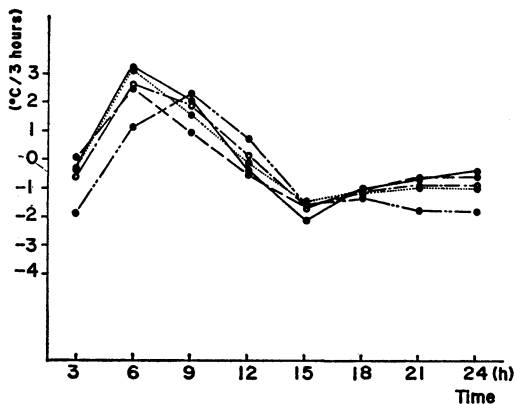
(2) 関東北部から東京湾、三浦半島、伊豆半島にかけて常に現われる収束帯は、正のうず度と温度の集中帯を伴っている。

(3) 関東地域の運動学的量は  $\left[\frac{\partial U}{\partial y}\right] \approx 0$  で、 $\left[\frac{\partial V}{\partial x}\right]$  が地域差を生じさせている。

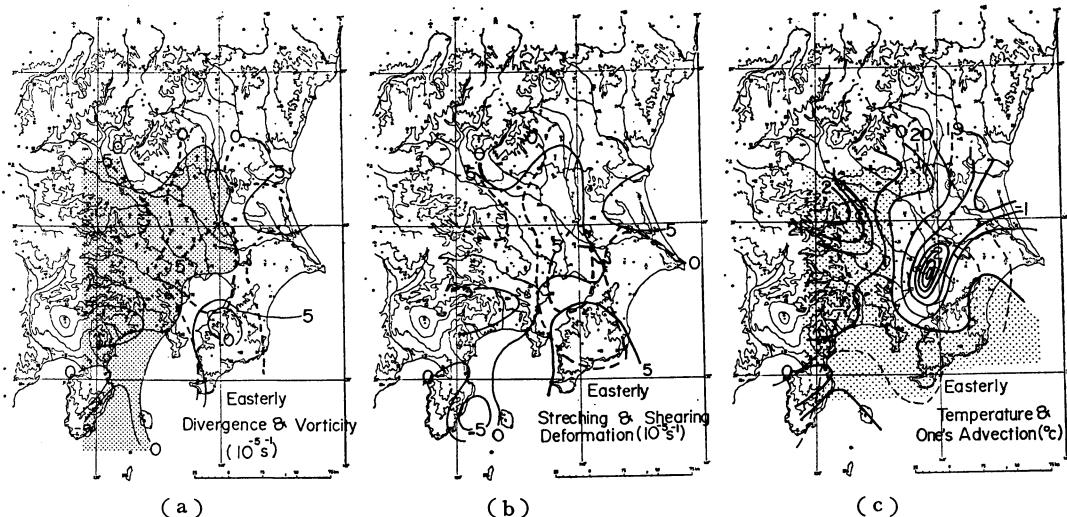
(4) 東京湾の収束、発散は海陸風の運動と一致するが、温度移流については海風は相対的に暖気の運動として、また陸風は相対的に寒気の運動として把握しなければならない。

(5) 非断熱効果量はほぼ太陽放射による平均的な温度変化に対応し、変動は内陸部で大きく、海岸部で小さい。

などが明らかになった。このような平均場に顕著に現われた特徴が必ずしも関東地域に定常的に発生している気象現象に対応しているとは考えられないが、特に(3)の特徴は、関東平野で問題にされている多くの不連続的な運動と対応させることができる。また相模湾に平均的に現われる正のうず度も12時を除いてほとんどが収束傾



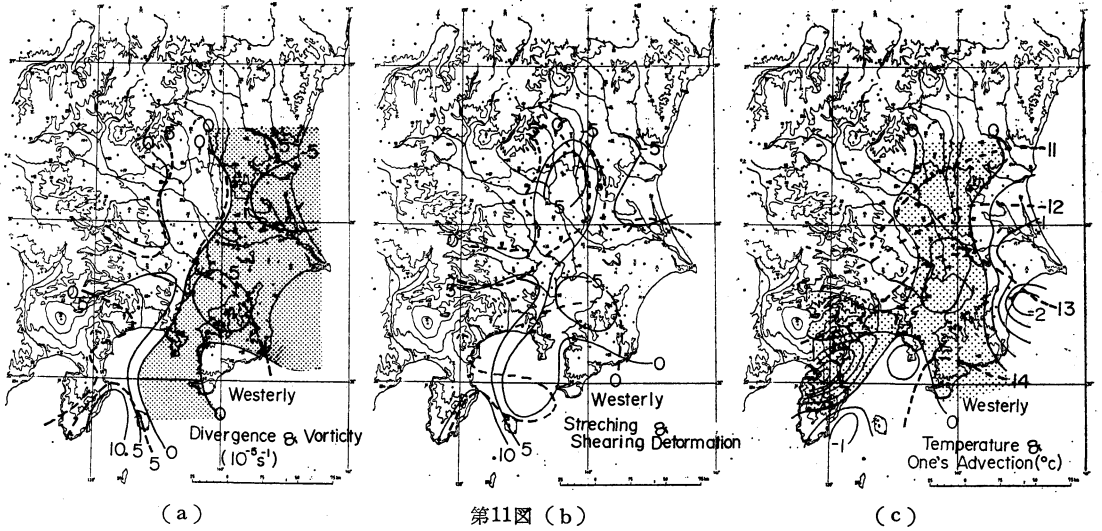
第9図 東京湾の非断熱効果量の時間変化。  
 一○一全平均、-----○-----春季、  
 一●一冬季、-----●-----秋季、  
 一○一夏季



第10図 東系の場合の運動学的量の平均分布図。

- a. 収束、発散量 (—,  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) とうず度 (---,  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) 分布図、ハッチの部分は収束領域を示す。
- b. Stretching deformation (—,  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) と Shearing deformation (---,  $10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ) 分布図。
- c. 温度移流量 (—,  $^{\circ}\text{C}/3 \text{ h}$ ) と高度補正をした気温 ( $^{\circ}\text{C}$ ) 分布図、ハッチの部分は正の温度移流領域。





第11図 西系の場合の運動学的量の平均分布図. 図 a, b, c は第10図と同じ.

向を持っており、冬期に集中して発生している相模湾低気圧が地形的効果であることを示唆している。

4. 条件別に見た平均場の特性

これまで関東地域の運動学的量の全平均場の特性について述べてきた。この全平均場の特性がどのような条件によって構成されているのかをより明らかにするため、同一の資料から同時刻において同一条件に入場の場合の資料のみを平均化して運動学的量を計算した。その運動学的平均場の特性について考察を行なう。

4.1. 風向別に見た運動学的量の平均場の特性

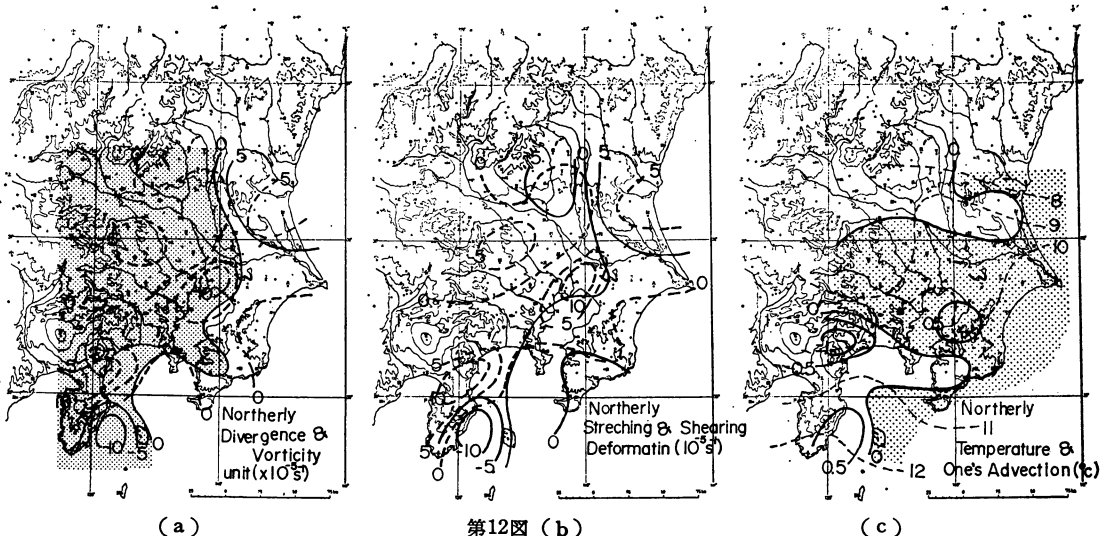
4.1.1. 東系の場合 (同時刻における全観測値の風向 [θ] が 0° < θ < 180° を満たしている場合, 322例の平均場)。

水平収束、発散分布は第10図 a が示すように、筑波、東京、大島を結ぶ線を境に東が発散、西が収束となっている。これは西側の山地のために相対的に風速が弱くなる結果と考えられる。したがって、第10図 b にみられるように Stretching deformation も負の値を示す領域となっている。一方、前橋、熊谷、宇都宮での発散は相対的な前橋の強風によるものであり、三島、網代、石廊崎の発散も石廊崎の強風によるものと考えられる。これは Stretching deformation が正の値であることから裏付けられる。うず度分布は、宇都宮、東京、館山とはほぼ関東中央部が正のうず度、その東西両側が負のうず度となっている。これは、風向が東系をとっても、関東地域に吹く風は北東系と南東系で占められることが原因と考え

られる。すなわち、北東系は西側のうず度 zero line に、南東系は東側のうず度 zero line に沿って相対的に強風が吹くと考えられる。これは第10図 b の Shearing deformation zero line にほぼ一致していることから分かる。温度移流については、全平均場とはかなり異なった特徴が第10図 c よりみられる。東系の平均気温分布は、全平均場ではほぼ緯度に平行なのに対して、南北に等温線が走り、西側が高温、東側が低温となっている。この結果、北東部で負の温度移流、他では正の温度移流となっている。特に北東部から東京湾にかけては、温度移流が -3°C/3h と大きく、北東気流による悪天の現われる 1 つの原因を平均場として示している。

4.1.2. 西系の場合 (180° < θ < 360°, 373例の平均場)。

水平収束、発散分布を、第11図 a に示す。東系とは逆に前橋、東京、大島を結ぶ line より東で収束、西で発散の傾向を示している。ただ前橋、熊谷地域の発散は前橋の相対的な強風によるものと思われる。一方、うず度分布は伊豆半島西側と筑波、千葉、勝浦より東部で負のうず度、他は正のうず度になっている。これは河口湖付近からの西風が北西成分をもって西側のうず度 zero line に沿って南下する場合と、南西風の南の成分が東側のうず度 zero line に沿って北上する場合に対応して生成されるうず度分布になっている。このため伊豆半島と大島の間では相対的に大きい正渦度領域が形成されている。また、変形場も特にこの領域で大きくなっている。Shearing deformation zero line とうず度 zero line はあ



第12図 (a) (b) (c)  
 第12図 北系の場合の運動学的量の平均分布図。図 a, b, c は第10図に同じ。

まり一致せず、西系風の場合は  $U, V$  の南北変動が無視できないことを示している。しかし、Shearing deformation が収束、発散場とよい一致を示しており、 $V$ -成分の南北方向の変動は少ないことを示している。

温度移流は、筑波、東京湾、富士山麓、房総半島などで正の温度移流、他は負の温度移流である。これは東系で南北に等温線が走っているのに対して、西系では緯度に平行に等温線が走り、北が低く、南が高い気温分布になっており、関東北西部の負の温度移流は前橋付近で北西風系が卓越することに対応し、正の温度移流の領域で南西風の卓越を考えれば理解できる。

4.1.3. 北系の場合 ( $270^\circ < \theta \leq 360^\circ, 0^\circ \leq \theta < 90^\circ, 213$  例の平均場)。

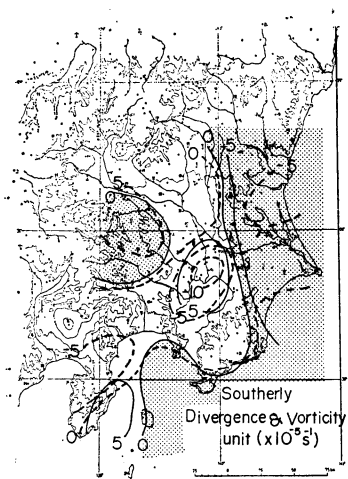
第12図 a に示すように水平収束、発散分布は三浦半島付近の収束域の増加を除いて東系の場合によく似ている。これは北成分の風に対する地形効果が卓越しているためと考えられる。すなわち、三浦半島や房総半島が流れの障害となり、風速が東京や千葉、横浜に比べて小さくなっている。また、うず度分布は伊豆半島、東京湾、鹿島浦にかけて正のうず度、関東北西部、相模湾、九十九里地域で負のうず度となっている。このうず度の zero line は東京湾より北で第12図 b の Shearing deformation zero line により一致がみられる。また、Stretching deformation は山地付近でちぢみの変形を示し、収束域とよい一致がみられる。これは

$$\left[ \frac{\partial U}{\partial y} \right], \left[ \frac{\partial V}{\partial y} \right] \text{ が } \left[ \frac{\partial U}{\partial x} \right], \left[ \frac{\partial V}{\partial x} \right]$$

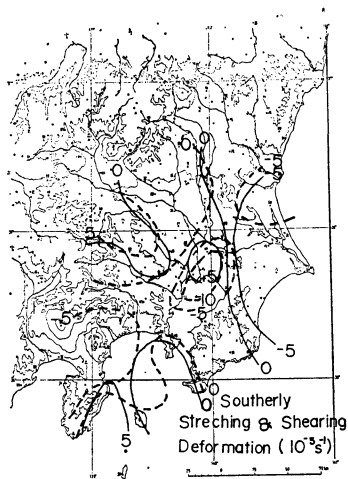
に比べてほとんど無視できる量であるためである。さらに、のび変形場は鹿島浦から東京湾、相模湾にかけて現われ北東風の吹きやすい地域と一致している。温度移流は北部と南西部で負、他は正の温度移流を示している。北系の風向の平均気温分布は西系の気温分布に似て、ほぼ緯度に平行に分布するが相模湾から東京、関東中央部にやや高温域ができ、千葉から館山にかけてと前橋から相模湾にかけてが低温域になっている。このため、北部では前橋から水戸方向への負の温度移流があり、南部では河口湖から相模湾にかけて負の温度移流があるものと思われる。なお、関東中央部の正の温度移流は南東方向に気温が増加する分布を示しているためと考えられる。しかし、移流量は他の場合に比べて 1 order 小さい量となっている。

4.1.4. 南系の場合 ( $90^\circ < \theta < 270^\circ, 114$  例の平均場)。

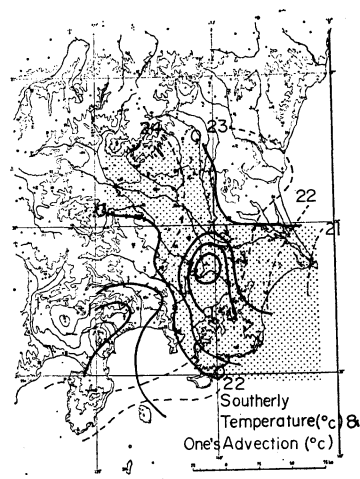
第13図 a に水平収束、発散分布を示す。前橋付近の一部と海岸部で収束、他で発散領域となっていて、西系の場合と似た分布を示している。これは南西風が卓越して運動学的量を支配していることを意味する。そして、海上から吹く風は一般に陸に入って急速に弱まり、その結果海岸付近で収束となるためである。これは同地域でちぢみ変形を示していることから理解できる。また、うず度分布は南東部の海岸付近と、北西部で正のうず度、中央部が負のうず度を示している。 $\left[ \frac{\partial U}{\partial y} \right]$  の量は小さく、うず度 zero line も割合 Shearing deformation zero line に一致している。さらに、うず度分布そのものは北系の場合とは逆になっていることが特徴的である。こ



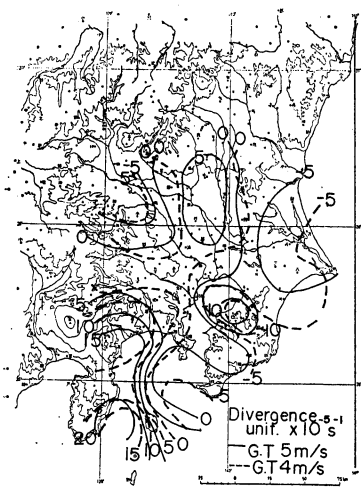
(a)



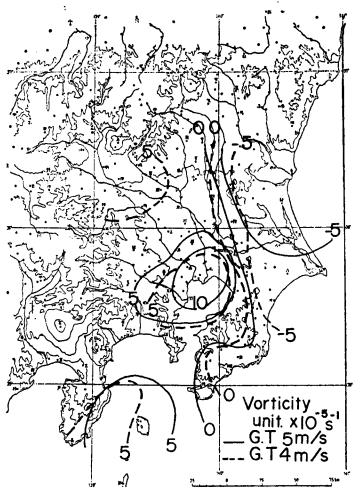
第13図 (b)



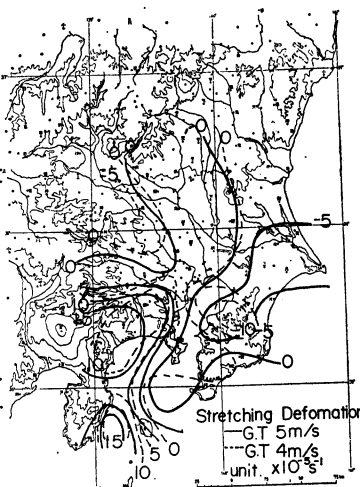
(c)



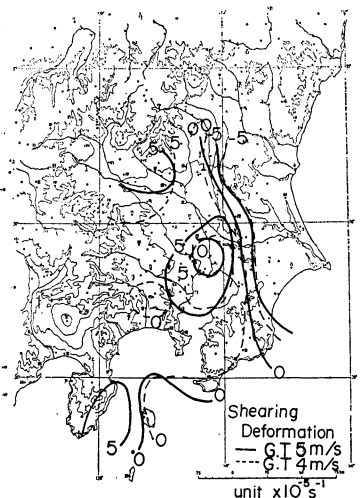
(a)



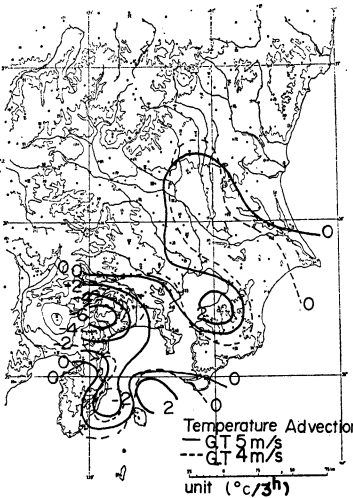
第14図 (b)



(c)



(d)



(e)

第14図

第13図 南系の場合の運動学的量の平均分布図。図 a, b, c は第10図に同じ。

第14図 5 m/sec 以上と 4 m/sec 以上の場合の運動学的量の平均分布図。実線は 5 m/sec 以上、点線は 4 m/sec 以上の各量の等値線を示す。  
 a. 収束と発散分布図。  
 b. うず度分布図。  
 c. Stretching deformation 分布図。  
 d. Shearing deformation 分布図。  
 e. 温度移流量分布図。

れは風の南北成分に対する相対的な強風域が限られていることによると思われる。

温度移流は北西部から南東部にかけて正の温度移流、北東部と南西部、富士山麓付近が負の温度移流を示している。第13図cに示したように、気温分布は東系の場合に似て、西高東低の分布を示し、やや南東方向に高温部が付き出した型になっており、南成分の風を考えると、この温度移流の分布は理解できる。

以上、 $180^\circ$  以内で同一風向を示す場合の平均場について議論してきた。従来一般風として高層風を使って議論をしているが、高層風がそのまま地上の一般風として降ろせるかどうか問題があると考え、実際の場で全平均と比較することにより局地効果を分離しようと考えた。しかし、同時に $180^\circ$  以内で同一風向である場合は1022例で全体の10%たらずであることから、これらの差が局地効果であるとは断言できない。しかし、高度補正をした等温線が北系、西系の場合は東西に走り、南系、東系では南北に走ること、東系、南系では内陸部が高温になること、さらに、水平収束、発散分布、うず度、変形量の分布では、特に、北系と南系で分布形態が等しく、符号が逆になっていることから、北系、南系とも風速の大きい地域は限られており、風向のみが逆になること、すなわち、これらに対する局地効果は南北に対して等しいことが考えられる。温度移流については、一般的に東京湾を含む中央部で常に正の温度移流を示すが、東系の場合顕著な負の温度移流が北東部にあり、関東地域の北東風時の寒冷状態が平均場にも明確に現われていることなどが分かった。

#### 4.2. 風速別にみた運動学的量の平均場の特性

風速によってどのように平均場が変化するかを知るため同じ資料から5 m/sec 以上が同時に関東地域で観測される場合と、4 m/sec 以上が観測される場合について、その運動学的平均場について考察をした。

第14図は各運動学的量について5 m/sec より大きい場合と4 m/sec より大きい場合について、重ねて作図したものである。全体的には、ほぼ同じ分布が示されていることが分かる。ただ各種の運動学的量の平均場の量は当然のことながら5 m/sec 以上の場合が大きくなっている。水平収束、発散については風速が強くなると発散場が拡大する傾向にあるが、前橋付近と海岸部で収束、他で発散という西系の分布に似ている。また、うず度分布も値そのものは大きくなっているが、分布形態は東部海岸で負、他で正といった西系に似た分布を示している。

一方、変形量は第14図c, dに示すように、4 m/sec 以上と5 m/sec 以上の場合とほとんど差がない。また、Stretching deformation が割合西系の場合に似ているのに対して、Shearing deformation の分布は西系の場合にあまり似ていないことが分かる。さらに、うず度とShearing deformation の分布も西系の場合に似ているが、収束、発散分布とStretching deformation の分布はあまり似ていないことが分かる。これは、強風時の場合はU-成分の南北方向への変化がV-成分の東西方向への変化に対して小さいことを意味し、さらに、V-成分の南北方向への変化は、U-成分の東西方向への変化に対して無視できない結果であることを示すものである。すなわち、西風によって強風がもたらされた場合、関東山地によるU-成分の南北方向の風速の差はほとんど生じないことを示している。温度移流についても、5 m/sec 以上と4 m/sec 以上の場合の分布はよく似ているが、5 m/sec 以上の場合の方が正の温度移流領域が小さくなっていることが分かる。すなわち、強風時の場合は負の温度移流がより卓越することを示している。また、気温分布は東京湾と勝浦を結ぶ領域で高温、それより遠ざかるに従って低温となっている。このため西系の場合とはかなり異なった温度移流分布を示している。

#### 5. 運動学的量と気候因子

5年間の平均運動学的量(収束、発散、うず度、温度移流、非断熱効果)と気候因子(平均雲量、日照時間、日照率、降水量、晴れ日数、不照日数、雪日数、霧日数、雷日数とこれらの分散)との相関を求めた。ただし、運動学的量は3観測地点の重心の値であるので、これより等値線解析を行ない、各地点の運動学的量を読みとった。また90%の有意水準の相関係数は $\pm 0.39$ であるので、これ以上の相関係数を示したものについて以下考察を行なう。まず水平収束、発散との関係であるが日照時間、 $(-0.39)$ 、その分散 $(-0.44)$ 、日照率 $(-0.40)$ 、および雪日数 $(-0.41)$ と有意な相関係数を示しているが、物理過程を考えると収束領域で日照時間が多いことを意味し矛盾がある。しかし、雪日数では収束場に雪日数が多いことを示している。また、うず度についてはここにあげた気候因子とはほとんど有意な相関がなかった。さらに、温度移流については平均雲量 $(-0.42)$ 、降水量 $(-0.39)$ 、晴れ日数の分散 $(-0.40)$ にそれぞれ有意な相関を示し、寒気移流によって雲量や降水量が増大する傾向を示している。また非断熱効果では日照時

間 (0.44), 日照率 (0.39) に有意な相関関係を示し, 非断熱効果量が太陽放射に支配されていることが裏付けられた。しかし全体的にみれば運動学的量による気候因子の説明は必ずしも十分であるとはいえない。これは平均雲量のように5年間の運動学的量の全平均場と必ずしも現象スケールが一致していない問題がある。5年間の全平均雲量と水平収束, 発散の相関係数は +0.18 であるが, 09時, 15時, 21時の時間別の5年間の平均値では -0.21 (90%の有意水準の相関係数  $\pm 0.23$ ) とほぼ物理過程に合う相関係数が計算された。また, 気候因子は1つの運動学的量によって支配されているわけではないことにもよると考えられる。しかし温度移流量と各気候因子との相関は必ずしも高くはないが各々の気候因子の物理過程を考えるのに運動学的量の平均場は矛盾するものではなく, その有用性が考えられる。

## 6. まとめ

関東地域における運動学的量の平均場の分布, 形態について述べてきたが, この旨の研究では, 空間代表性の問題や Panard (1977) もその重要性を指摘している水平拡散係数を無視して地上の議論をしている点など多くの問題がある。空間代表性については統計期間を長くとることによって統計的には有意なものと考えられるが, しかし, 実際にもっと細かい地点間を使って比較検討することも必要である。また, 水平拡散係数を無視した点についてはこの効果が random であれば平均値をとることによって filter されていると考えられるし, 定常的な場合は1つの局地効果としてこの研究結果の中に含まれているものと考えられる。いずれにせよ, こうした解析では, 例えば収束帯など特異な現象が頻繁にあるから平均場にもでるのか, 平均場にこうした場があるから収束帯が現われるのかといった因果関係を明らかにすることはできず, また, 平均場が即実際に現われている頻度の大きい pattern であるともいえない。しかし, 以下の特徴的傾向が明らかになった。

(1) 全平均場としては, 前橋, 熊谷付近を除いて関東西部地域は常に収束傾向にあり, 海岸付近の地域では発散傾向が強い。しかし, これは東系や北系の風の場によって形成される場に対応し, 西系, 南系や強風時にはこの傾向はむしろ逆で, 東経  $140^\circ$  以西では発散, 正過度の伴う場となっている。

(2) うず度, 変形量は関東地域をほぼ南北に3区分して分布する(前橋, 熊谷, 横浜, 網代を結ぶ線より西側, この東側から宇都宮, 館野, 房総半島中央部, 館山

を結ぶ線までの間, とこの東部)。

(3) うず度, 変形量などの時間変化量などから変動の少ない相模湾より北部と, 割合変動の多い南部とにも区分される。

(4) 運動学的量を風向別にみると特に北系と南系の分布は符号が逆で分布形態が似ている。これらは関東山地の効果と, 関東地域そのものの地形がかなり定常的に関東地域の運動に影響を及ぼしている結果と考えられる。

(5) さらに(4)と同様な効果で形成されていると考えられる関東北部から東京湾西部を通り, 伊豆半島付近に伸びる収束帯は, 温度傾度も大きく, 正のうず度を伴っているものである。(このことは中山, 1972が関東南部に発生する前線構造は関東地方南部地域全体の scale で形成されている収束線と指摘したことを支持する。)

(6) 東京湾の収束, 発散分布の時間変化は, いわゆる海陸風の運動に対応し, 平均場に顕著に現われている。しかも, この周辺的全平均場の収束, 発散の日変化の主な役割を担っている。

(7) 全平均場の温度移流では海岸地域で正の温度移流, 内陸部で負の温度移流を示すが, 風向, 風速別にみると, これと同様な分布はない。これは温度分布そのものが全平均場では南が高温でその高温部が東京湾からつき出している分布であるのに対して, 東と南系では西高東低型の, また北と西系では南高北低型の温度分布になっているためと考えられる。今後, これらの平均場がいかなる物理過程によって説明し得るかが課題になろう。

おわりに, 御指導戴きました矢沢大二都立大学名誉教授, 前島郁雄都立大学教授, 気象庁予報部電計室 久保田効氏, 東京航空気象台 森俊八氏, 並びに都立大学院生各位に心から謝意を申し上げます。

## 文 献

- Bellamy, J. C., 1949: Objective Calculation of Divergence, vertical velocity and vorticity, Bull. Amer. Met. Soc., 30, p. 45-49.
- Kayane, I., 1966: Meso-climatological Research on the Temperature Distribution in the Kanto Plain, Japan Science report of the Tokyo Kyoiku Daigaku Sections, 9, No. 87, p. 125-187.
- 河村 武, 1966: 中部日本における冬の地上風系, 地理学評論, 39, p. 538-554.
- , 1970: 中部日本における地上風系, 研究時報, 22, p. 33-39.
- 中山 章, 1972: 東京湾を南下する寒冷前線の構造, 東京湾突風調査報告書, No. 1, p. 1-32.
- Panard, M., 1977: A Simple Model for Mesoscale Effects of Topography on surface Winds,

Monthly Weather Review, 105, p. 572-581.

山元龍三郎, 1977: オメガ気候学(序論), 気象学会秋季大会講演予稿集, 32.

———, 1978: オメガ気候学, 気象学会春季大会

講演予稿集, 33, p. 81.

和達清夫, 1958: 日本の気候, 東京堂, p. 280-305.

渡辺次雄, 1952: 渦度計算—渦度解析法の基礎—(1), 測候時報, 19, p. 177-182.

### 気象学会および関連学会行事予定

| 行 事 名                           | 開 催 年 月 日        | 主 催 団 体 等 | 場 所        |
|---------------------------------|------------------|-----------|------------|
| 研 究 集 会                         | 昭和56年 5月26日      | 日本気象学会    | 国立極地研究所    |
| 日本気象学会昭和56年春季大会                 | 昭和56年 5月27日～29日  | 日本気象学会    | 日本教育会館     |
| 第25回山の気象シンポジウム                  | 1981年 6月20日      |           | 気象庁        |
| 第18回理工学における同位元素研究発表会            | 昭和56年 6月29日～7月1日 |           | 国立教育会館     |
| IAMAP Third Scientific Assembly | 1981年 8月17日～28日  |           | 西独ハンブルグ市   |
| グローバル水収支の変動に関するシンポジウム           | 1981年 8月9日～15日   |           | 英国オックスフォード |