

# 関東地方の局地的前線の数値シミュレーション\*

小 森 遵\*\* 大 西 外 史\*\*\*

## 要 旨

関東地方を例にとり、局地的不連続線を地形の凹凸の力学的影響のみで説明しようと数値実験を試みた。関東地方を含む一辺 620km の正方形を水平の計算領域とし、高さは 10km にとる。格子点は不等距離間隔に 18×18×9ヶ とり、境界上の地形は平坦で風速分布は与えられた分布とする。方程式はプリミティブ系とし、初期は地表は平坦で、比較的短い時間に所定の高度にあげ、ある時間経ち風速が変化しなくなった時を定常状態と仮定する。

上記の方法で種々の風向について数値計算した結果の主なものを述べる。ほとんどの風向で房総不連続線や宇都宮不連続線に相当する収束線が見られ、その場所は実測とかなりよく一致する。その他の収束線はある風向で現われる。山地の風上にも風下にも収束線が現われる。

## 1. はじめに

日本各地にはその地名で呼ばれる局地的な不連続線があり、局地的な気象もこれにより説明されることも多い。関東地方では、宇都宮不連続線や房総不連続線が知られている。これらの局地的気象を生ずる原因と考えられるものは、第一に地形の凹凸による影響（以下単に地形効果という）、第二に陸と海、山地と平地、森林と裸地のように地表の熱的性質の不均一によるもの（以下熱作用と略記する）、第三に極前線がある地域に長く停滞するような大規模な気象によるもの、その他がある。

このうち地形効果は、取り扱いが比較的単純なため多くの研究者により研究されて来たにもかかわらず、中小規模の現象では単純な山や山脈のようなモデルを用いた地形効果そのものの研究が多い。これらは、総合報告 中山等 (1975) に大要が述べられてある。しかし、多くの観測解析は地形効果が重要な局地不連続線生成の一要素であることを示しているため、具体的な地形を対象とした研究が望まれていた。本研究にては、地形効果のみにて局地不連続線がある程度説明することを目的とした。

その方法として、プリミティブ系のモデルを用いて定常状態を初期値問題の解として求め、具体的な地形により関東地方の局地的な気流を数値的に求めることにする。

## 2. モデル

### 2.1 方程式

大気の状態は、気圧、温度、密度のうち二者が定められると、他は一義的に決定される。ここでは、温位  $\theta$  と Exner 函数  $\pi$  を用いた。  $\pi$  は次式で与えられる。

$$\pi = c_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \quad (1)$$

ここに、  $c_p$  は定積比熱、  $p$  は気圧、  $p_0$  は標準気圧である。

座標系として、 Mahrer・Pielke (1975) の採用したものを 3次元空間に拡張した  $(x, y, z^*)$  系を用いた。これは、Cartesian 系  $(x, y, z)$  に対して次式で変換される。

$$z^* = \bar{S} \cdot \frac{z-h}{S-h} \quad (2)$$

ここに、  $S$  はモデルの上端の自由表面高度、  $\bar{S}$  は初期の  $S$  の値、  $h$  は地表面高度である。基本の式は静力学平衡の近似と Boussinesq 近似を仮定して次のように得られる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial z^*} \\ = f v - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{z^* - S}{\bar{S}} \frac{\partial h}{\partial x} - g \frac{z^*}{S} \frac{\partial S}{\partial x} \end{aligned}$$

\* A Numerical Simulation of Local Fronts in Kanto District.

\*\* J. Komori, 防衛大学校数物教室 (現航空自衛隊 保安管制気象団 気象群)

\*\*\* G. Onishi, 防衛大学校数物教室

—1978年 7月 8日 受領—

—1978年 9月 9日 受理—

$$+ \left( \frac{\bar{S}}{S-h} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w^* \frac{\partial v}{\partial z^*} \\ = -fu - \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \frac{z^* - S}{S} \frac{\partial h}{\partial y} - g \frac{z^*}{S} \frac{\partial S}{\partial y} \\ + \left( \frac{\bar{S}}{S-h} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K \frac{\partial v}{\partial z^*} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z^*} = -\frac{S-h}{S} \frac{g}{\theta} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 w^*}{\partial z^{*2}} = -\frac{\partial}{\partial z^*} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ - \frac{1}{S-h} \frac{\partial u}{\partial z^*} \left( \frac{\partial S}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \right) \\ - \frac{1}{S-h} \frac{\partial v}{\partial z^*} \left( \frac{\partial S}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w^* \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \\ = \left( \frac{\bar{S}}{S-h} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

ここに、 $u, v, w^*$ は $x, y, z^*$ 方向の風速成分、 $f$ はCoriolisのパラメータ、 $K$ は鉛直交換係数である。 $w^*$ と $w$ の関係は次式で与えられる。

$$\begin{aligned} w^* = \frac{\bar{S}}{S-h} w - \frac{z^*}{S-h} \left( \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} \right) \\ - \frac{\bar{S} - z^*}{S-h} \left( u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (8)$$

連続の式は次のように書ける。

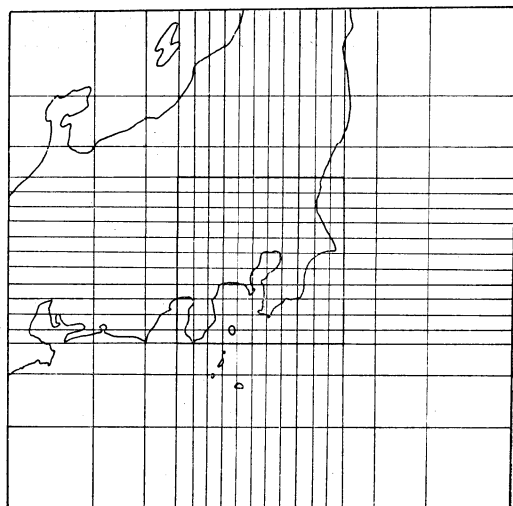
$$\begin{aligned} \frac{\partial w^*}{\partial z^*} = -\left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{1}{S-h} \left( u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \\ - \frac{1}{S-h} \left( \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (9)$$

(9)を $z^*$ で積分して上端の自由表面の式が得られる。すなわち、

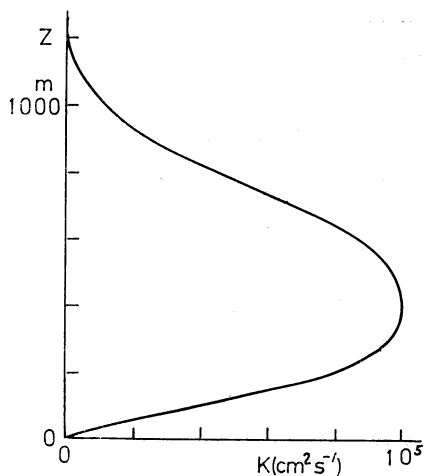
$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{1}{\bar{S}} \int_0^{\bar{S}} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} [u(S-h)] \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial y} [v(S-h)] \right\} dz^* \end{aligned} \quad (10)$$

式(6)は厳密な意味では連続の式ではないが、連続の式の代わりにこれを用いると外部重力波が除去される。 $(x, y, z)$ 座標系に対する(6)に相当する式を連続の式の代わりに用いても、Estoque (1961, 1962) や Moroz (1967) によると大きな誤まりは生じないという。本研究では簡単のため(6)を採用した。

## 2. 格子網



第1図 格子点網



第2図 鉛直交換係数

考える空間は(139.8°E, 35.5°N)を中心とした620 kmの正方形で高さは10 kmである。 $xy$ 面上に中心付近を密に、周囲を粗にした不等距離間隔で第1図のように18×18の格子点をとった。 $z$ 軸は9点、0, 200, 400, 600, 800, 1000, 1500, 3000, 10000 mにとった。

地表面の高さ $h$ は各格子点上で与え、その大きさはその格子点付近の平均高度とする。外周の4辺上では高度は海面上に等しくとった。

## 2.3 鉛直交換係数

鉛直交換係数は運動量と熱に対して同じ値とし、地形

により変わらず  $h$  よりの高さのみの函数とする。その形は、O'Brien (1970) に従い高さ 400m で極大値を持つ第2図に示すものとする。大気境界層は 1200m 以下とする。

海峡を通る地表風に対して、Onishi (1969) は地表面の粗度の効果が大きいことを示した。これは、陸地が海に比して粗度が大きいため海岸線近くで風速のシアを生ずるためである。当然この効果も考慮されるべきであるが、地形の高低の效果に重点をおいて本研究には粗度の効果は無視した。

2.4 境界条件

2.4.1 上端の境界条件として自由表面と剛体表面の両者を考えた。しかし、上端を 10km にしたモデルの数値実験の結果はこの条件の違いによる差が 1km 以下の下層にはほとんど現われなかった。そのため、実際の数値実験は剛体表面にした。具体的に上端の条件を書けば、

$$z^* = \bar{S} \text{ で}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(u, v, \pi, \theta) = 0$$

$$w^* = 0$$

2.4.2 下端では地表を剛体と考えて、

$$z^* = 0 \text{ で}$$

$$u = v = w^* = 0$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$$

2.4.3 水平の境界では、高度  $h$  は 0 とし、第二種の境界条件を考え、

$$\frac{\partial}{\partial x}(u, v, \pi, \theta) = 0$$

または、

$$\frac{\partial}{\partial y}(u, v, \pi, \theta) = 0$$

$$w^* = 0$$

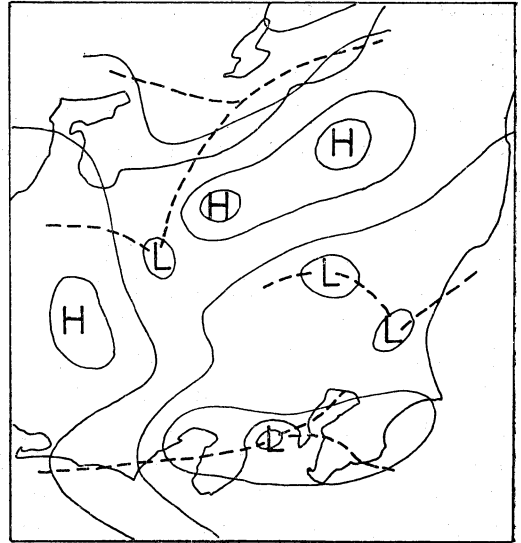
ただし、風上では上記の代わりに  $u, v, w^*$  が初期値と同じ値をとるとする。すなわち、

$$\frac{\partial}{\partial t}(u, v) = 0$$

$$w^* = 0$$

2.5 初期条件

初期には地表面高度  $h$  はすべて 0 で、静力学平衡が成立すると仮定する。全領域で風向、風速は水平には一様で、大気境界層以上では地衡風、境界層は Ekman 層とする。格子網の中心地点で、地表気温は 10°C、気温減



第3図 関東地方の局地天気図 1941年1月20日 6時。大井 (1951) による。

第1表 計算に用いた地衡風の値

風系 \ Z	1200m	3000m	10000m
北北西	0, -5	0, -15	15, 0
北東	-5, 0	-5, 1	15, 0
東*	-5, 0.5	5, -5	15, 0
南東	-3.5, 3.5	0, -5	15, 0
南*	0.2, 5.0	3.5, 3.5	15, 0
南西	3.5, 3.5	5, 0	15, 0
西*	5, 0	5, 0	15, 0

風速は第1項は  $u$  成分、第2項は  $v$  成分で、単位は m/s。\*をつけたのは本文では直接述べていない。

率は  $-8^\circ\text{C}/100\text{m}$  で地上気圧は 1010mb とし、上端の気温は水平に一様とする。

上記の仮定により全格子点上の  $\pi$  と  $\theta$  が決定できる。すなわち、格子網の中心地点では静力学平衡の仮定により気圧分布が求まる。他の地点では任意の高度でその地点と中心地点との気圧の差は地衡風を考慮して求まるので、気圧、気温が決定される。したがって、すべての格子点上で  $\pi, \theta$  が決定される。

境界層内では初期の風速は次式により求められる。

$$\frac{\partial}{\partial z^*} \left( K \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) + f(v - v_g) = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial z^*} \left( K \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) - f(u - u_g) = 0$$

ここに  $z^*=z$  で,  $u_g, v_g$  は地衡風,  $w^*$  は全格子点で 0 とする.

初期には  $h$  はすべて 0 とし, 時間と共に  $h$  を大きくし, 比較的短い時間で所定の大きさになるようにした.

ここで採用した  $u_g, v_g$  は, 第 1 表のようである. 風系の名称は地表風の風向に従った.

2.6 数値計算

前に述べた微分方程式を差分方程式に近似して数値計算を行なう. 変数は各格子点上で与え,  $K$  のみは上下の隣り合った格子点の中間点で与える. 空間に対しては中央差分, 時間に対しては松野のスキームを用いた.

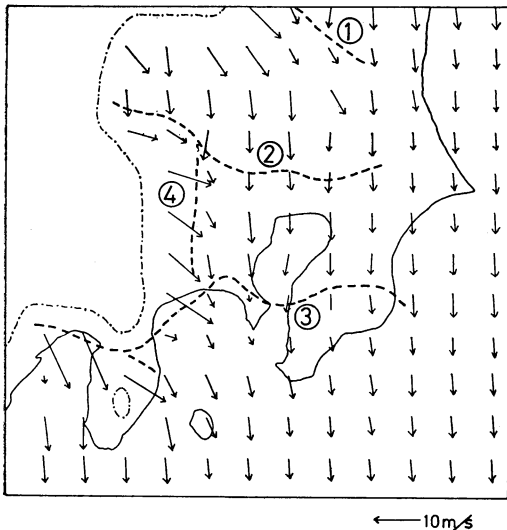
定常状態を求めるに初期値問題とした. すなわち, ある初期条件から出発し, 時間ステップ  $\Delta t$  毎に  $u, v, w^*, \pi, \theta$  を求め, 変化のなくなった時を定常状態と仮定する. 最小格子間隔は鉛直方向に 200m であるので安定に計算を進めるために  $\Delta t$  を 5 秒にとった. そして, 45 分後の値を定常状態とした.

3. 計算結果と考察

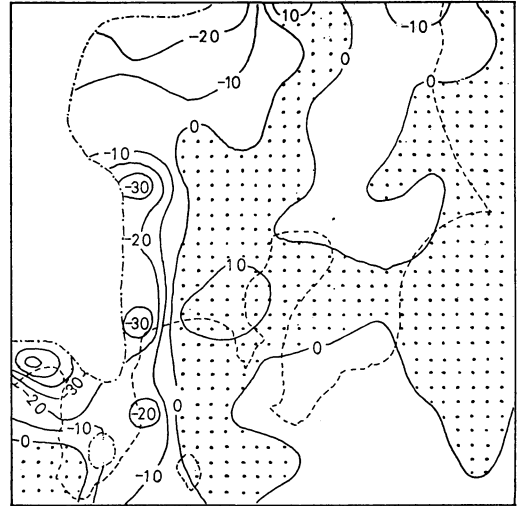
地表風の各種の風向について数値計算を行なった. その結果は次のようである.

3.1 北北西風

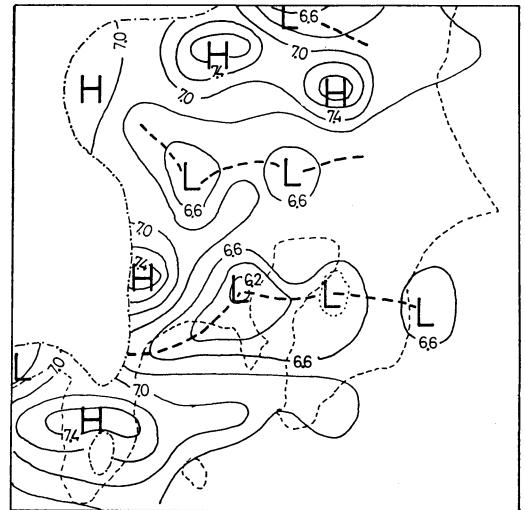
この風向のときは宇都宮不連続線と洋上の房総不連続線が観測されている. 第 3 図はその一例で, 大井(1951)によるものである. 筑波山付近に宇都宮不連続線が東西にのび, 房総不連続線は洋上にこれも東西にのびている.



第 4 図 北北西風時の水平流 (海拔 800m).



第 5 図 北北西風時の鉛直流 (海拔 800m), 単位は  $\text{cm s}^{-1}$ .



第 6 図 北北西風時の気圧分布  $-\pi$  の分布 (海拔 800m), 単位は  $10^4 \text{erg/gm} \cdot \text{deg}$  で,  $9.7 \times 10^6 \text{erg/gm} \cdot \text{deg}$  を引いた値である.

この場合に対する計算結果は 第 4, 5, 6 図に示す. これらは海拔 800m の高度 (以下高度 800m と略記する) の水平流, 鉛直流, 気圧分布である. この場合四つの大きな収束線が見られる. 1 は水平流のシアーに上昇流が伴い, 低気圧域も現われている. 足尾山地から降りてくる風と北部山岳からの風で水平シアーが発生し, 上昇流も  $10 \text{cm/s}$  以上の強いものである. これは宇都宮不連続

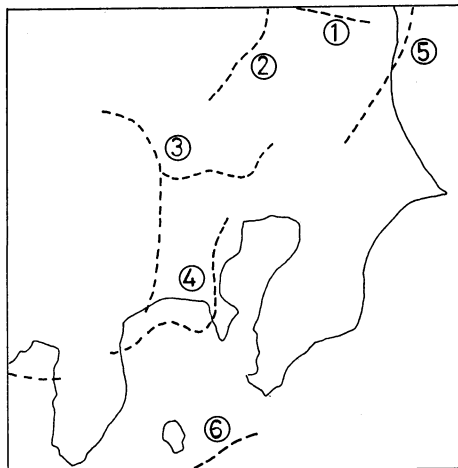
線に対するものと思われる。2は水平シアーは山沿いでは強いが平地では弱く、上昇流も平地で弱いので弱い収束線と言える。3は相模湾付近は上昇流、水平シアー、気圧低下が共に強く強い収束線をなして、房総不連続線の中核のように見える。伊豆半島にのびた収束線は水平シアーがあるが富士山や箱根山地からの下降流がみられ、房総半島にのびたものは水平シアー、上昇流共にそれ程ではない。4は風下の山麓におろし風により発生するもので、いずれの風向のときにも風下に発生するので以後特筆しない。第3図に示される洋上の不連続線は、計算結果からは出ていないで風速のシアーがあるだけである。これらの図より強い収束線と低圧帯の位置がおおむね一致していることが判る。以後は収束線の位置のみ図示することにする。

3.2 北東風

このときは、宇都宮・房総両不連続線があり、特に後者が活発で、収束域が地表では相模湾から関東平野南部にかけてあり、一般に天気の良いときが多い。

計算結果は第7図に高度800mの収束線図で示す。1は宇都宮不連続線に相当するもので、上昇流も10cm/s以上もあって強く、図示していないが気圧も宇都宮付近が低圧部になっている。また、この低圧部から2の収束線がのびている。3、4は北北西風のときと同様な場所にあり、3は上昇流を伴うかなり強いものであるが、4は山地の風上にできて風速のシアーが大きいにかかわらず収束線としてはそれ程強いものではないことが判る。

特に断目すべきは、相模湾付近に中心を持つ低気圧とこれから延びる収束線である。上昇流も強くてかなりの



第8図 南東風時の収束線

広い地域で10cm/s以上にもなり、水平流の収束も明白である。房総不連続線に対する収束線5はこの収束線の延長ともいえるがそれ程強いものでなく、房総不連続線の中心はむしろ相模湾にあり、一部は伊豆半島を越えて駿河湾にも伸びていると思われる。なお、6、7はこの一部とみられるが、それ程強いものではない。

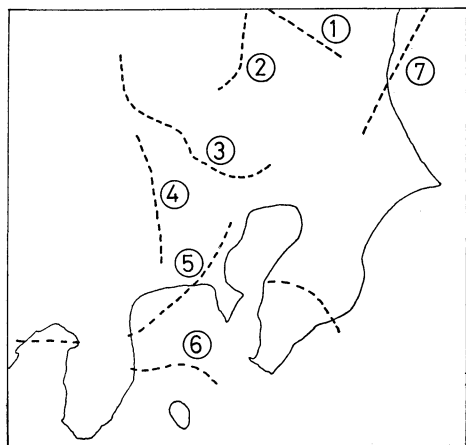
3.3 南東風

関東地方ではこの風系のとき関東北東部の山地（八溝山地または足尾山地）から南西部（丹沢山地）にかけて局地不連続線が走り、この付近に帯状の多雨域ができるといわれている。

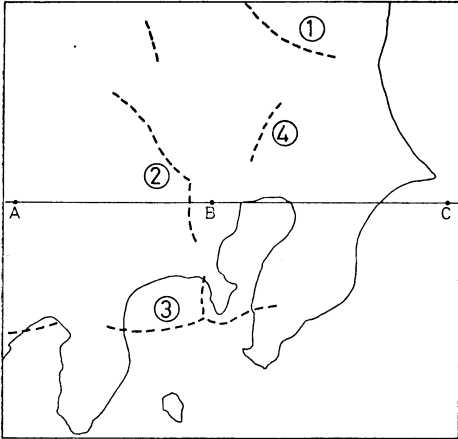
計算結果も上記の特性を裏づけている。高度800mの収束線の位置を第8図に示す。宇都宮不連続線に対応する収束線は1、2とみられるが、2は強く、山麓にできる3と共に部分的に強い上昇流があり関東山地の多雨域に対応しているものと考えられる。しかし、多雨域と強い上昇流の地域とは多少ずれている。房総不連続線に対応する4は一部は駿河湾にも伸びているが、東京湾西側と相模湾付近に強い上昇域がある。5は北東風のときにも現われたが、それ以外の風系には出現しない。東風の風系ではいずれも全体として第8図に似ているが房総収束線が一番強い。

3.4 南西風

計算結果の一部として高度800mの収束線の位置を第9図を示す。宇都宮不連続線に対応する収束線1は北部に強い上昇流を持ち、2の山麓風下の収束線は山麓と相模平野に部分的に強い上昇流がある。これに対して、房



第7図 北東風時の収束線



第9図 南西風時の収束線

総不連続線に対する3は、駿河湾から房総半島に及び東西に長くのびているが活発ではなく、強い収束はむしろ2にあり、見方によってはここも房総不連続線の一部ともいえる。

南風も西風のときも全般的に東西風に似ている。南風では最も活発な所は相模平野より三浦半島の所に少し移動している。西風では収束線は第9図に似ているが、一般に不活発である。

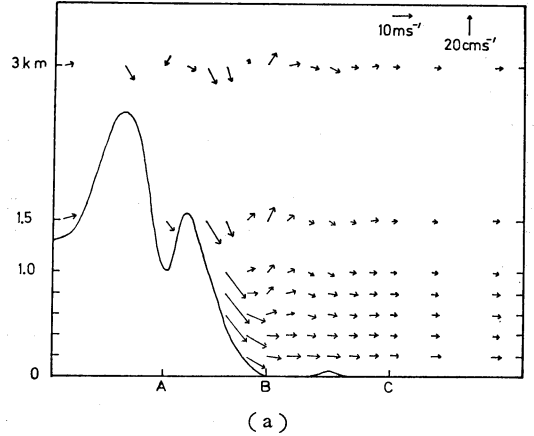
3.5 収束線の位置と風系

前に述べた種々の風系に対して、多少のずれはあっても、宇都宮付近、山沿いの東松山、入間、越谷を結ぶ線と相模湾より房総半島に至る線の三つの収束線が存在するのが恒であり、この収束線と低圧帯はおおよそ一致している。この他の山麓に風上になっても風下になっても収束線が現われる。

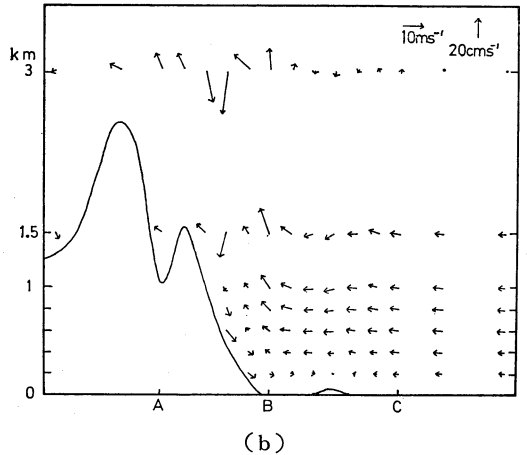
まず、房総不連続線は実測とこの計算で房総半島を横切るか洋上かの多少場所の相違があっても地形効果として説明されることが判った。詳しく言えば、地形効果により房総不連続線は相模湾付近に中心を持つ収束線で、力学的な地形効果からは房総半島を横切って存在しやすと言えよう。

宇都宮不連続線は風向により宇都宮付近から南東または南南西にのびるが、宇都宮付近はほとんど低圧域になっている。関東中部の収束線は前の二者程強くはないが、各風向とも現われている。山麓の収束線は風下になるとき特に強く、水平流、下降流共に強い場所がある。

ここで、注目すべきは、反対の風向に対しても収束線の場合が変わらない場合が多いことである。今、第9図



(a)



(b)

第10図 風速鉛直断面。図中のA, B, Cは第9図のA, B, Cの位置を示す。  
(a) 東風 (b) 南西風

のB点を中心とした東西断面に対して二つの風向、東風と南西風に対する風速鉛直断面図を第10図に示す。この図より、山の風上側、風下側でロータ流、山の風上での上昇、下降流の風下の風下波等がよく現われており、このB点の付近がいずれの場合でも高度800mの上昇流になっていることが判る。

4 結論

地形の力学的効果のみを考慮しただけで局地不連続線の発生をある程度説明できることが判った。関東地方では次のことが示される。

- (1) 関東山地の山沿いでは風向・風速に大きな変化を伴う下降流または上昇流が現われる。
- (2) 宇都宮収束線が風向によって多少場所は変わる

がすべての風向に対して現われる。

(3) 深谷, 東松山, 越谷を結ぶ線上に弱い収束線が発生しやすい。

(4) 相模湾一帯に中心を持つ駿河湾から房総半島に及ぶ収束線がすべての風向に対して発生しやすく, 相模湾付近は強い上昇域になっている。

(5) 風向により, 伊豆大島付近, 鹿島灘付近に弱い収束線が発生する。

上記の結果は全領域で風向・風速共に一様な基本流を考えて得られたが, 実際には日本付近の気圧配置をみてもこのようになることはなく, 熱作用も考慮しなかった。それに加え使用した電子計算機の性能から本研究の格子網はかなり荒くとした。これらの点を改良して実際の気象条件に近い状態で計算すれば, 実際の局地不連続線をよりよく説明できると思われるが, これらは今後の課題であろう。

文 献

Estoque, M.A., 1961: A theoretical investigation of the sea breeze, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 87,

136-146.

Estoque, M.A., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, *J. Atmos. Sci.*, 19, 244-250.

Mahrer, Y. and R.A. Pielke, 1975: A numerical study of the air flow over mountains using the two-dimensional version of the University of Virginia mesoscale model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 2144-2155.

Moroz, W.T., 1967: A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan, *J. Atmos. Sci.*, 24, 337-355.

O'Brien, J.J., 1970: A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 27, 1213-1215.

大井正一, 1951: 吉野正敏, 小気候, 地人書館 (1961) 274 pp. から引用。

Onishi, G., 1969: On the surface wind blowing over a strait, *J. Met. Soc. Japan*, 47, 199-204.

中山章, 菊地幸雄, 荒川正一, 大西外史, 古川武彦, 1975: 海陸風と山越え気流, 気象研究ノート, 125, 244pp.

研究調査への  
アドバイス

研究余聞

小林 寿太郎\*

「研究・調査へのアドバイス」の原稿を依頼されたが, 研究・調査の進め方の勘どころというほど大袈裟なものではなく, ここでは, 私の経験を通じ思い起こした事を「研究余聞」として紹介し, これが若い方々の参考になってくれる事を願うことで, 許していただくことにする。

1. 石炭と水

学生の頃, 中谷先生の教室に, 室蘭の製鉄所から, 石炭輸送の問題が持ち込まれた。当時, 夕張あたりから室

蘭に石炭が輸送されていたが, 冬季には, 輸送途次凍結のため, 塊炭が粉炭になり, 利用効率が低下するので, 簡便な防止策はないかという設問である。

無蓋の貨車に乗って現象を観察することから始まったのであるが, 冬場のことでもあり, 頑健とされていた友人が先生のお供をすることになった。

肌をつきさず寒さの中で, 写真機, 温度計, 野帳を手にして, 精力的に観察と測定を繰り返し, 駅に停車した時に暖をとったとのことである。

先生は, 寒さに憶せず, 終始, 鋭いまなざしで観察にあたられ, その結果, 最終の観測の時には, 貨車に水を

\* J. Kobayashi, 気象庁観測部.