

## 羽田に発生する気圧波動の研究\*

渡 辺 明\*\*

## 要 旨

羽田に発生する気圧波動は、Local Weather Map の pattern の統計的認識方法によって、その67%が、地表の収束帯に伴って発生していることが分った。この収束帯は、温度集中帯を形成し、気圧波動は、この温度集中帯に発生していた。この収束帯の synoptic 構造は、下層が収束域で、全層にわたり上昇流域となっている。さらに、安定度からその層構造を見ると、安定層をはさんで、その上下層が不安定層である三重構造になっている。上層の不安定層は Wind shear を伴い、下層は、湿潤領域であった。また、こうした状態の温位分布から、二層 model によって、その気圧摂動量が十分に地上で観測し得る値である事が期待できた。

## §1. はしがき

羽田空港において時々4分～30分前後の顕著な気圧波動を観測することがある。この気圧波動と関東地域の Pilot report による turbulence の有無を調べて見ると、1971年では Turbulence report の63% (127通) が、何んらかの気圧波動と共存していることが分った。

こうした気圧波動の研究は、現在までに多くの人によって研究されており、伝播規模から分類すれば、日本列島を西から東へ伝播するような擾乱の移動としての気圧波動(力武, 1958, 1960 a, b, 1961 a, b; Yamamoto, 1957) と、局地的に発生する気圧波動(Yamamoto, 1957; Herron, 1969; 小花, 1965; 草野, 1969) とに分けられる。また日巻の Aneroid 自記気圧計に記録された波形から分類すれば、強風時 Wind breath による気圧波, Meso 機構では容易に説明できない程発達した低気圧の急速な移動によって生ずる気圧 Jump(綾, 1971), 数分～数十分の周期的な気圧波とに分類できる。今回対象とすべき気圧波は大変局地的な、しかも、収束帯という条件下で発生したもので、1973年1月から5月まで Statoscope で観測したものの中で、最も顕著な、最も短周期の気圧波動を中心に調査、研究を行なった。

## §2. 気圧波動出現時の総観場の特徴

今回問題にしている気圧波動という Meso 現象と総観場との間には必ずしも一次的な関連があるとは考えては

いない。しかし、こうした Meso 現象は独立して Meso 現象のみで発生、消滅していないことは事実であり、こうした現象を1つの元とする集合である特徴的な総観場があるのではないかと考えた。

## 1) Synoptic pattern の分類

気圧波動の月別出現頻度を調べてみると、冬期に多く(Max 3月, 11月), 夏期に少ない(Min 8月)という季節変化があることが分る。これから総観場の特徴を示す Index として輪島と館野の気圧差(x軸, 輪島の値-館野の値)と温度差(y軸)とにとりて plot すると、それぞれの高度で(1000 mb から 100 mb 毎に 500 mb まで調べた。)温度差:  $\Delta T$ , 気圧差:  $\Delta P$  とすると、同じ様な分布をする。例えば 900 mb では、①  $\Delta T < -5^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta P > 30 \text{ g.p.m.}$  (geopotential meter), ②  $-20^{\circ}\text{C} < \Delta T < +1^{\circ}\text{C}$ ,  $-10 \text{ g.p.m.} < \Delta P < +20 \text{ g.p.m.}$  ③  $+5^{\circ}\text{C}$  と  $-50 \text{ g.p.m.}$  を結ぶ直線付近と  $+50 \text{ g.p.m.} -5^{\circ}\text{C}$  を結ぶ直線付近に分布するもの(月平均差の分布は  $-4^{\circ}\text{C} < \Delta T < +1^{\circ}\text{C}$ ,  $-10 \text{ g.p.m.} < \Delta P < +15 \text{ g.p.m.}$  である。)とに分類される。①は吹き出しに相当する synoptic pattern であり、②は高気圧、③は低気圧に相当する synoptic pattern であった。③が2に分類できるのは低気圧が日本海側を通過した場合と太平洋岸を通過した時とに分れるからだと考える。

## 2) synoptic scale における物理量の特徴

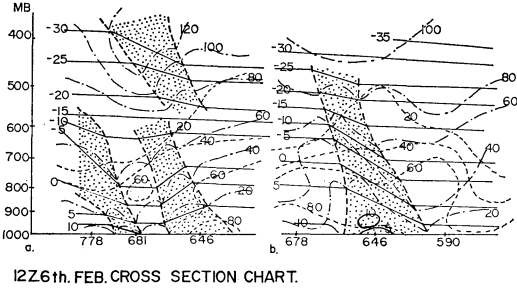
前述の①, ②, ③の3つの Type について考察する。先づ、気圧波動発生前または、発生中に、必ず、前線がある。①の場合は cold front 系, ②, ③の場合は Warm front 系である。しかし、このいずれの場合にも 900

\* A Study of the Pressure wave at Haneda

\*\* Akira Watanabe (気象庁電計室)

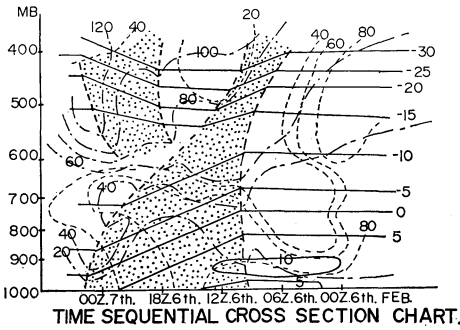
—1975年8月13日受領—

—1975年10月16日受理—



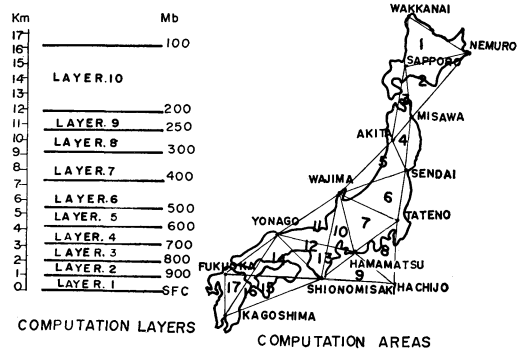
12Z 6th. FEB. CROSS SECTION CHART.

第1図 (a): East-West, (b): North-South——: Isotherm, - - - - : Isotach, .....: Isoline of Relative humidity, stippled region is frontal zone. On X-axis Numbers are observational station ones.



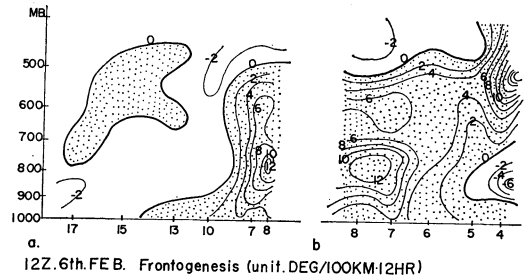
第2図 At Tateno, ——: Isotherm, - - - - : Isotach, .....: Iso-Relative humidity line stippled region is frontal zone

mb 前後の層付近に、逆転層や等温層が見られる。①の場合の断面図(1973年2月6日21時)を図1に示す。また、この日の前後の館野における断面図を図2に示す。図1 aでは館野付近下層に cold front 系があり、上層には Warm front 系がある。また、浜松付近にも Warm front 系が存在する。もし、館野上空の Warm front 系、が浜松の下層の front 系と同一のものと仮定すれば、地形、その他の影響による上下層の流れの不連続性を示すものとする。また、これを図2から見ると、館野上層で7日3時頃には Warm front 系が到達しているのに、下層(600 mb 以下)では7日9時まで、まだ浜松付近にあった Warm front 系が通過していないことになる。また、900 mb 付近には6日9時以前から、寒冷前線通過以前の暖気が残留している。顕著な不連続層は、この暖気との間に表われている。しかも、湿潤暖気であった。一方、等風速線は、cold front 系に伴って、下降している。次に、図3で示した領域での物理量の特徴を

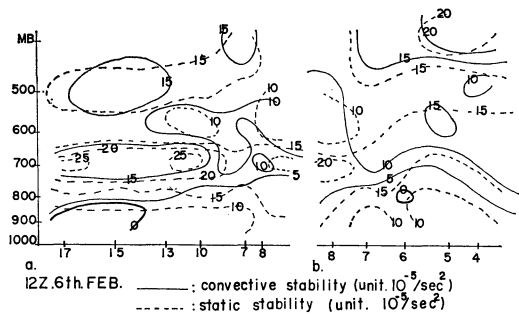


第3図 The computation layers and areas for calculated physical quantity.

述べる。館野—輪島—浜松(7領域)、浜松—八丈島—館野(8領域)の領域では、synoptic pattern から予報される通り、500 mb 以下では、どの例も上昇流域で正渦度の領域であり、しかも取東領域であった。その渦度の極大値は、6日12zの例では、800 mb 付近にあり、取東の極大値も、同じ所に存在している。温度移流( $V \cdot \text{grad } T$ )は正の温度移流(極値は800 mb 付近で $+25^\circ/12 \text{ hour}$ )であった。また水蒸気移流( $V \cdot \text{grad } Q$ )も正の水蒸気移流があり(極値は800 mb 付近で $+8 \text{ g/kg} \cdot \text{hour}$ )であった。こうした状況下において Frontogenesis  $\left[ \frac{(\nabla\theta \cdot \nabla V) \cdot \nabla\theta}{|\nabla\theta|} \right]$  を計算すると図4に示すように800 mb 程度で frontogenesis の状態にあることが分る。また、安定成層を作るために、水蒸気がどの程度寄与するか見るために、図5に static stability  $\left[ \frac{g^2 \bar{\rho}}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P} \right]$  ( $\theta$ : 温位)と convective stability  $\left[ \frac{g^2 \bar{\rho}}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial P} \right]$  ( $\theta_e$ : 相当温位)を示した。注目すべき7, 8領域 800 mb 付近では



第4図 (a): East-West, (b): North-South, Stippled region is Frontogenesis. On X-Axis numbers are computation areas number. (Fig. 3).



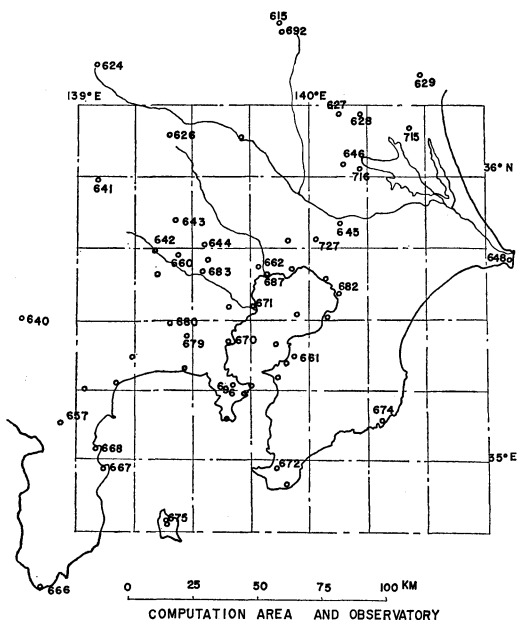
第5図 (a): East-West, (b): North-South, On X-axis numbers are computation areas number. (図3).

static stability では  $20 \times 10^{-5}/\text{sec}^2$  程度のものが convective stability では  $5 \sim 10 \times 10^{-5}/\text{sec}^2$  と約 1/2 程度の量に減少している。これは、水蒸気が安定層生成、維持に大きく作用していることを示すものである。

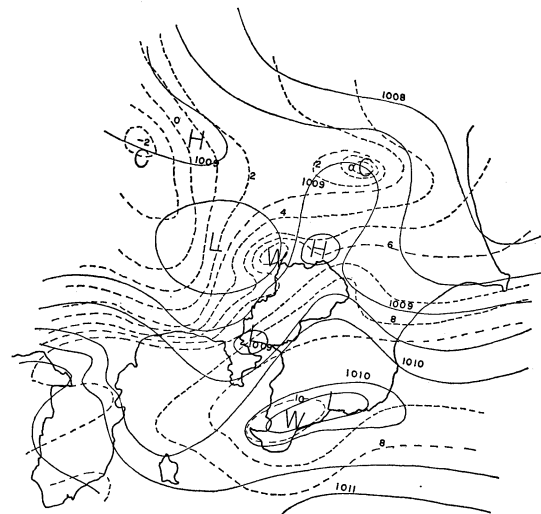
§3. 気圧波動発生時の Meso scale 場の特徴

1) Local Weather Map の分類と特徴、

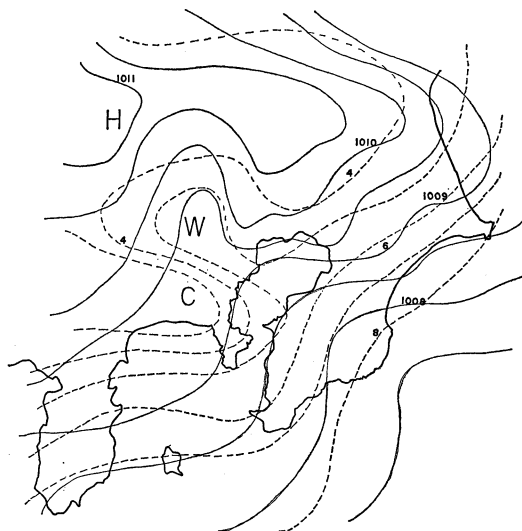
局地天気図の解析から、気圧波動は峰の通過による場合(草野, 庄山, 1969)と谷の通過による場合(陵, 渡辺, 1971)とに大別できるようである。そこで、まず、統計的手法(Lund, 1963; Nomoto, 1971)によって6時間毎の観測時刻に現われている気圧波動を対象に



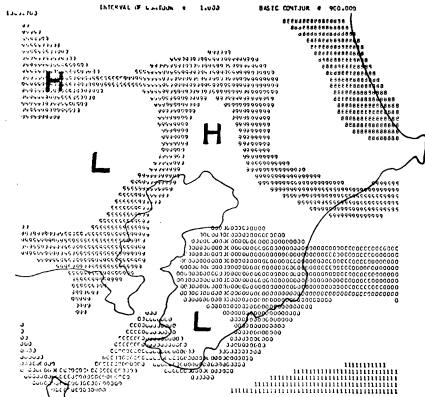
第6図 Used the verification map patterns.



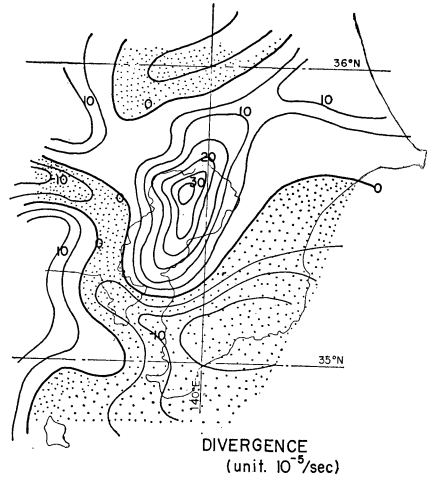
第7図 a The most representative map pattern at occurring pressure wave. —: Iso-bar, .....: Isotherm.



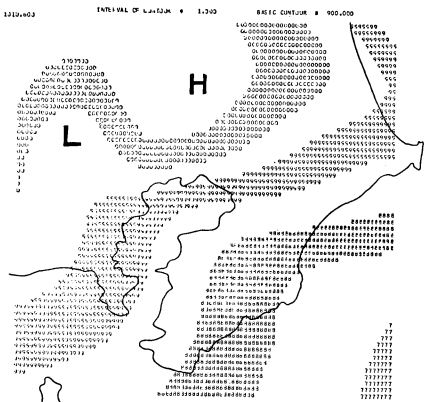
第8図 a The second representative map pattern at occurring Pressure wave. —: Iso-bar, .....: Isotherm.



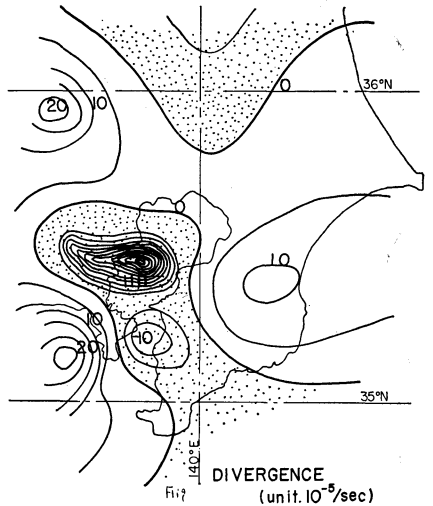
第7図b Reproduction map of Fig. 7 a pressure pattern.



第7図c Stippled region is convergence area.



第8図b Reproduction map of Fig. 8 a Pressure pattern.



第8図c Stippled region is convergence area.

合も、類似示数を用いた場合も、代表的 Pattern には、ほとんど差はない。ただ気圧傾度が考慮される類似示数では、同類のものとして認識される Pattern 数が少ない。(相関係数の場合 27 Patterns, 類似示数の場合 13 Patterns) 同様な方法で、次に多く Pattern を含むものを第2の代表的 Pattern と定義する。(同類のものとして認識された Pattern 数, 相関係数の場合 19 Patterns, 類似示数の場合 7 patterns), 最も代表的な Pattern を図7 aに第2の代表的 Pattern を図8 aに示す。これは第1の代表的 Pattern が、関東北西部より東京湾北部にかけて低圧部が伸びているのに対し、第2 Pattern は南東部より東京湾にかけて低圧部が伸びている。この2つの Pattern は、いずれも東京湾近傍に低圧部が存在している点で共通している。さらに、これら 56 の格子点が

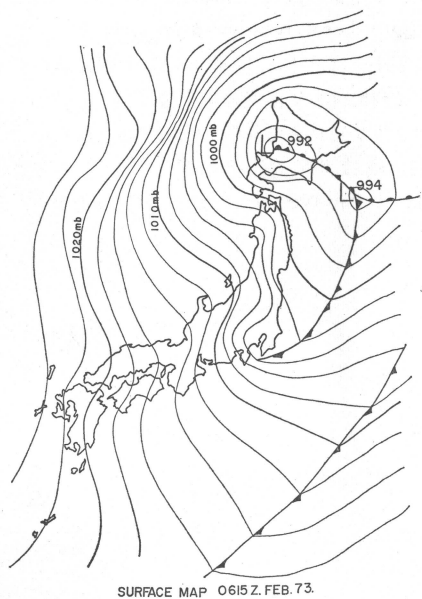
Pattern の代表性を示しうるものかどうか見るために、4次補間を使って Pattern を再現した。これが図7 b, 図8 bである。これは、前示の Local Weather Map とほとんど同じ Pattern を再現していることが分る。また、これらの Pattern の発散を Bellamy 法によって計算すると、図7 c, 図8 cが与えられる。これから、いずれも低圧部に対応した収束帯がみられる。また、図7 a, 図8 aと対応させると、この収束帯に対応して等温線の集中域が収束の中心、あるいは発散域と収束域の境目に存在している。以上、気圧波動が現われる局地気圧 Pattern の特徴は、収束帯を伴った低圧部が存在し

これに沿った等温線の集中域が存在することである。なお、この等温線の集中域の南東部に沿って太平洋岸から入り込んでくる強風域を解析することがある。

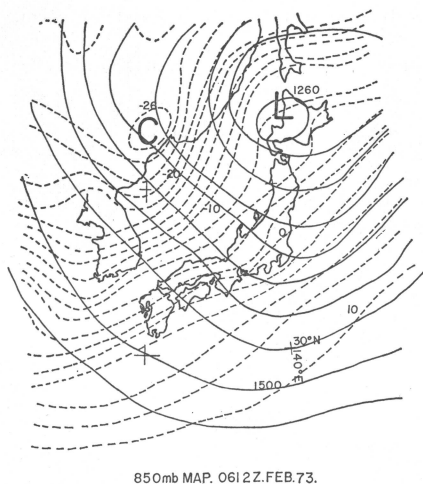
2) Case Study からの考察.

(1973年2月7日の気圧波動について.) Statoscope (2時間巻) によって観測した中で、最も顕著で、最も短周期の気圧波動である。この時の地上天気図を図9に示す。発達した低気圧が三陸沖にあって、そこから伸びる寒冷前線が関東南部に達している。このため関東南部

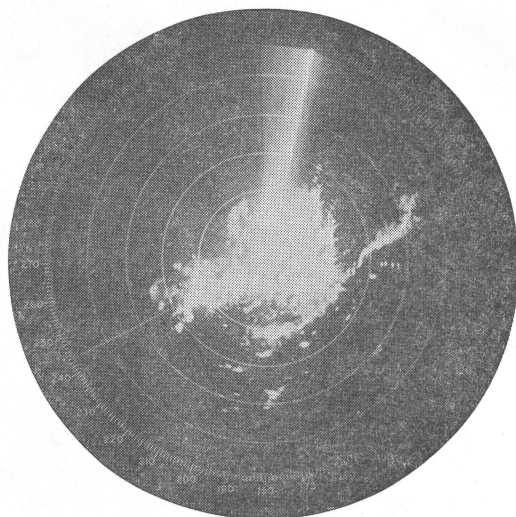
は、地形効果(中山, 1969)によって袋状の低圧部ができていいる。一方、大陸からは、冬型特有の張り出し型を成している。これに最も近い、2月6日12zの上層850mb面の天気図を図10に示す。上層においても、気圧の谷は、はっきりと通過していることが分る。これは、また図11のRadar echoからも、すでに2月6日8時4分の観測で、この前線が房総南岸に抜けている。大陸からの寒気はウラジオ付近にその中心を持って、日本へ張り出している。こうした状況下で、気圧波動が発生する約20分前のLocal Weather Mapを図12に示す。関東東部より低圧部が東京湾かから伊豆半島へと伸びている。特に、関東北部の収束帯は、2月6日15時の東京Radarのsketchからはっきり現われていることが知れ



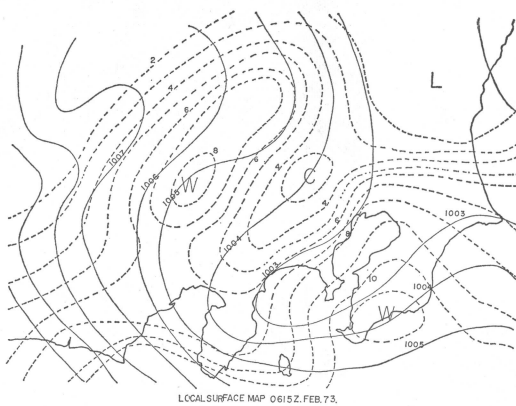
第9図



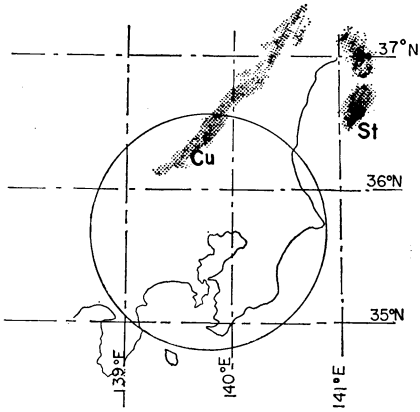
第10図 —: Isophyse, .....: Isotherm.



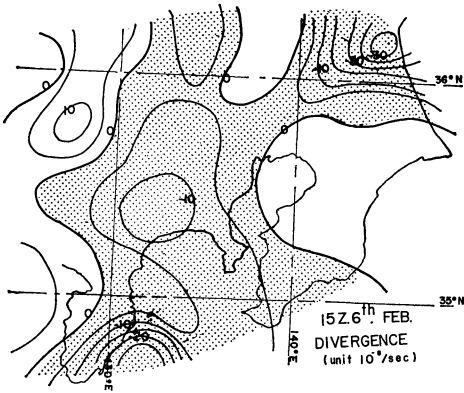
第11図 Radar echo at 8 h 4 m 6 th Feb. 1973.



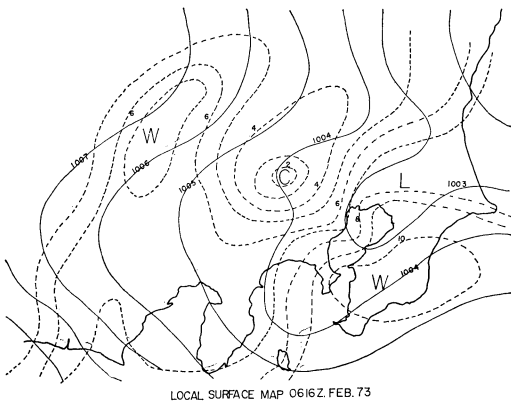
第12図 —: Isobar, .....: Isotherm.



第13図 Radar sketch at 6z, 6th Feb. 1973. Stippled region is echo.

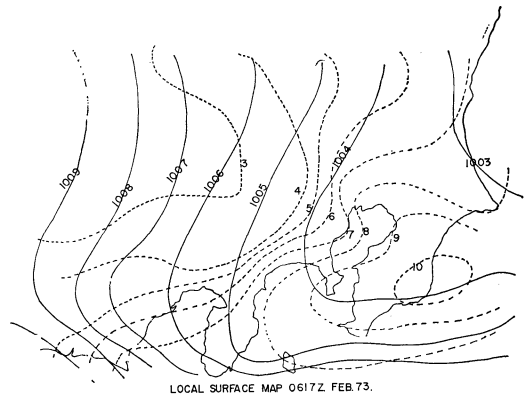


第14図 Distribution of divergence. Stippled region is convergence area.

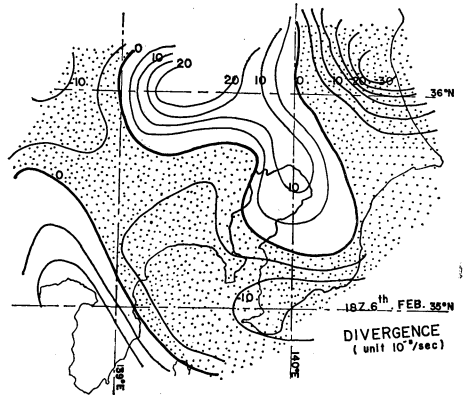


第15図 —: Isobar, .....: Isotherm.

る(図13)。その低圧部の後面には $6^{\circ}\text{C}$ 前後の差のある寒気が存在し、低圧部後面に沿って温度の集中帯がある。また、この時の発散を計算すると、図14のようになる。低圧部の後面、すなわち、温度の集中帯に沿って収束域が存在することが分る。なお、この Local Weather Map の Pattern は第1の類似 Pattern に族している。次に、1時間後(気圧波動発中)の Local Weather Map を図15に示す。1003 mb の等圧線に着目すると、80 km/hour 程度の速度で北東進している。それに伴って温度の集中帯は、いくぶん南東進している。さらに、1時間後の Local Weather Map を図16に示す。1003 mb の等圧線は、ほぼ同様な速度で以前北東進をしている。これに伴って温度の集中帯は南下している。1時間後の2月7日18zで発散を計算すると図17のようになり、収束域は相模湾付近にまで南下していることが分る。この Local Weather Map の時間変化から、北西側



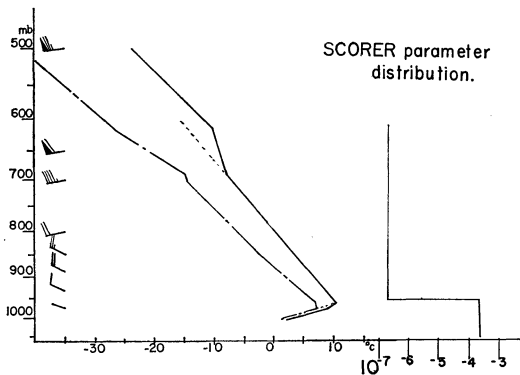
第16図 —: Isobar, .....: Isotherm.



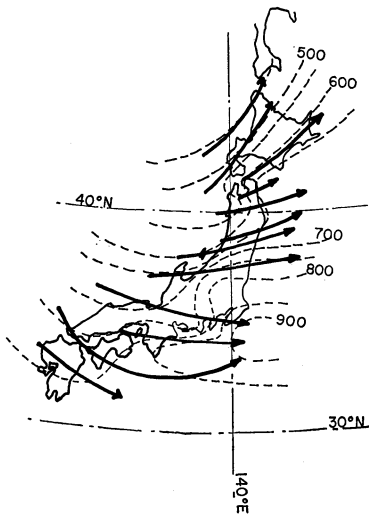
第17図 Distribution of divergence. Stippled region is convergence area.

の寒気が南東側の暖気の下に Local front (等温線の集中域) を作り, その安定層が重力波の発生と上層 Energy の trapping を容易にさせていると思われる。しかし, 関東南部の袋状低圧部はいざんと存在しているし, 一般にこの袋状低圧部は, 長い時には 3~4 日も存在するが, 顕著な気圧波動は一度しか発生していない場合が多い。これは収束帯が割合に南に位置する傾向をもっているため (巽, 1973), この収束帯が羽田を通過するのは, 北ないし, 北西から, 次第に南下していく 1 つの過程にのみ羽田を通過し, 気圧波動を発生せしめると考える。2 月 6 日 21 時の館野の状態曲線を図 18 に示す。安定層は 960 mb に存在し, 鉛直 shear は, 900 mb 付近に

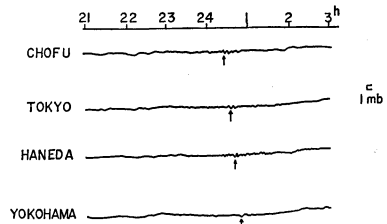
10 kts 程度存在している。前述の断面図からも分るように, 館野の地上には, 寒気が存在し, この地上の低温は, 仙台や浜松と比べて, それよりも低い。これは, 放射冷却, あるいは地面水蒸気の蒸発による冷却とも考えられる。安定層付近 960 mb から 850 mb の所は, 高温域になっていて, 850 mb の上方は, 前述の鉛直 shear がある。いま, 寒気移流の様子を見るために, 295°K の温位面の流線を図 19 に示す。地上風が, 関東地方では, 北西よりに対して, 等温位面の流線図からは, 南西よりに関東東部の収束域に下降流入している。従って地上北西にある Local Weather Map の低温は, これからも放射冷却や蒸発熱による冷却と考えた方がよい事が分る。各観測所の気圧の自記記録を見ると, 羽田と同じ気圧波動と思われる。波動が観測されたのは, 図 20 に示した 4 地点のみであった。その最大振幅時の時刻から気圧波動の等時線を書くと同図 21 のようになる。これから, この波動の移動速度を推定すると, 約 22 m/sec で南へ移動していることになる。しかし, これが, 気圧波動の位相速度であるとは一意的に断定しがたい。前述の Local



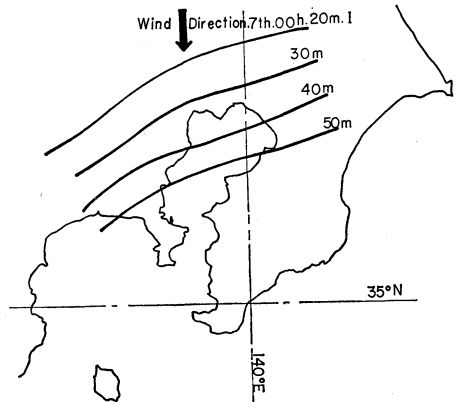
第18図 State curve at Tateno (Solid line), and modeling state curve (broken line).



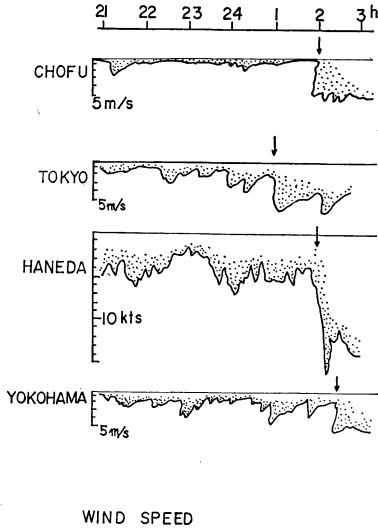
第19図 Isentropic surface on 295° K solid line is streamline, broken line is isobar.



第20図 Record of aneroid barograph.

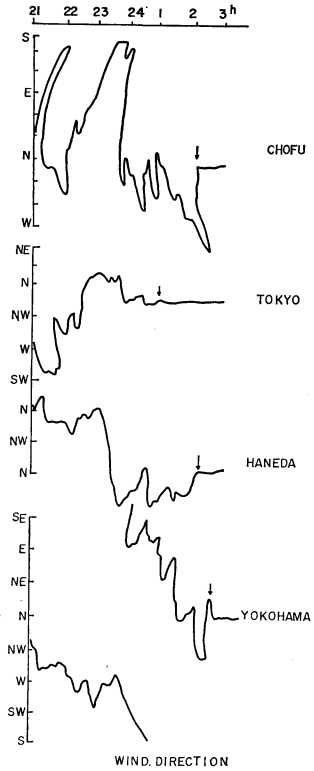


第21図 Isochronous chart of the propagation pressure wave.

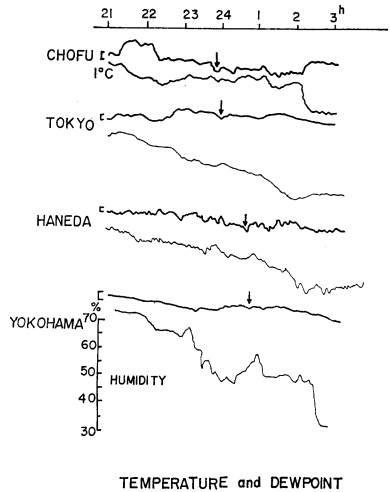


第22図 Record of areo vane, (wind speed)

Weather Map で分るように、収束帯の中心は、ほぼこれと近い速度で南下している。もし、収束帯や、温度集中帯が波動源と考えると、波動源の移動速度と考えられる。これから、気圧波動は波群としての取扱いが必要になる。この時の areo vane の自記紙を図22に示す。これから気圧波動終了後、早い所では30分、遅い所でも1時間後遅く来て、割合強い風が吹きはじめています。図23には、同時刻の風向の記録を示す。これを見ると気圧波動発現時刻には、割合い風向の変化が大きい。前述の強風時と同時に風向は安定し、それ以前に気圧波動は、消滅している。また、この風向の変化に注目すると、調布、横浜が反時計回り、東京、羽田が時計回りで、いずれも北系の風向に安定している。地上風は局地的な要因が多く断定しかねるが、これが自然系によって起った風向変化だとするならば、少なくとも2つの収束帯があり、それが北東進したと考えると前述の風向変化は説明される。すなわち、東京、調布間と羽田、横浜間に収束帯があったことになる。Local Weather Map では1つの収束帯しか存在しないが、この収束帯には複数個の収束線があると考えられる。また、前述の解析結果からは、関東北東部から東京湾に沿ってあった収束帯が、一部はそのまま北東進して関東北東部に抜け、残りの一部は、相模湾へ移動し、その過程で気圧波動は起っている。これだけでは、気圧波動を起す Meso 収束帯が、どちらの系で動いたのか断定できない。同じ気圧 Pattern



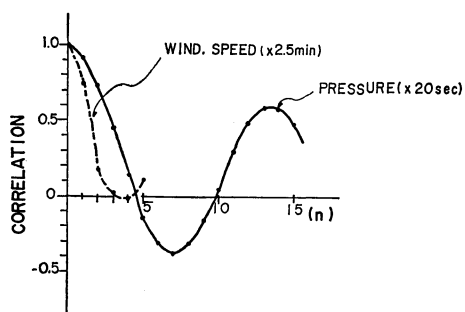
第23図 Record of areo vane (wind direction)



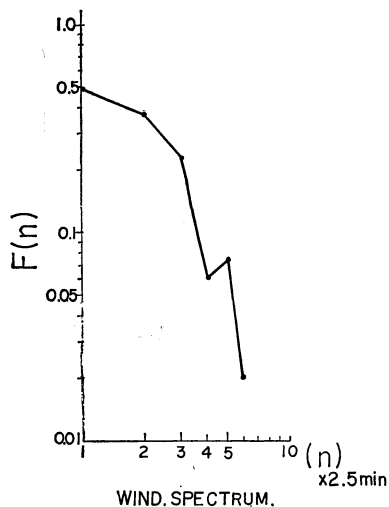
第24図 Record of temperature and dew point. (Yokohama is relative humidity)



の時 Radar echo が線状に北東進する場合が知られている (村木, 1973). また, この地域で問題になっている取束線の屈曲は (中山, 1972), こうした複数の取束帯の合体に因るものとも考えることもできる. 図24に温度の自記記録を示す. これからまず, 気圧波動発現時は, 強風時より, 低温で起っていることが分る. 気圧波動は単独な波動現象ではなく, 気温, 風向, 風速, 視程, ceiling 等 (草野, 1969, 1972), 色々な観測量にも波動が存在する. この場合の気圧波動は, 割合, 風速の小さい時刻に発生していることが分かった. この時の風速と気圧の自己相関を示したものが図25である. ずれ数  $[n]$  はエルゴード性を満足する範囲を考え  $[N/10]$  ( $N$ は資料数) とした. 風速については, 観測周期の最小が2.5分と長いために資料数が少なく充分にその周期性を論じられない. しかし,  $[n=4]$  において minimum が現われている. また, 気圧の自記記録からは  $[14 \times 20 = 280 \text{ sec}]$



第25図 Correlation of wind speed and pressure.



第26図

のはっきりした周期が検出された. この時の風速 spectrum を図26に示す.  $[n=4]$  以前では  $-9/2$  乗, 以後では  $-7$  乗程度の減衰がみられる. なお,  $n=4$  からの Energy source は気圧周期の約2倍に相当している.

§4. 2層 model による2月7日の気圧波動の考察 (Gossard, 1954, 1962, 1970, 荒川, 1973)

線形化した水平方向の運動方程式

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla \mathbf{V} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \nabla P \quad (1)$$

- $\mathbf{V}$ : じょう乱による水平風
- $P$ : じょう乱による気圧摂動量
- $\mathbf{U}$ : 一般風
- $\bar{\rho}$ : 平均密度

とする. (1) 式の解を

$$\mathbf{V} = \exp [i (\mathbf{K} \cdot \mathbf{X} - \sigma t)]$$

と仮定すると

$$(-\sigma + \mathbf{K} \cdot \mathbf{U}) \mathbf{V} = -\mathbf{K} \frac{P}{\bar{\rho}} \quad (2)$$

$\sigma$ : 固定点で観測された振動数

$\mathbf{K}$ : 波数 Vector

$\mathbf{X}$ : 水平 Vector

いま, 一般流  $[\mathbf{U}]$  とともに移動する系からみた振動数  $\nu$  は

$$\nu = \sigma - \mathbf{K} \cdot \mathbf{U} \quad (3)$$

で与えられる. これと, Gossard and Munk (1954) による手法によって, この日の波動の位相速度を計算したのが表1である. さらに,  $x-z$  面における運動を考える.  $x$  方向への一般流  $[U(z)]$ , 鉛直方向には静力学平衡を仮定する. これと小擾乱を支配する水平, 鉛直, 連続, 断熱変化の式を解く. その時, 次のような変換 (荒川, 1973) を行う.

$$\sqrt{\bar{\rho}} u = u^*, \quad \sqrt{\bar{\rho}} w = w^*, \quad \sqrt{\frac{\rho}{\bar{\rho}}} = \rho^* \frac{P}{\sqrt{\bar{\rho}}} = P^*$$

とすると, 各, 小擾乱を支配する運動方程式を満す解として,  $x$  方向へ  $[c]$  で伝播する波動方程式の解は次の様に仮定できる.

$$\begin{pmatrix} u^* \\ w^* \\ P^* \\ \rho^* \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \hat{u}(z) \\ \hat{w}(z) \\ \hat{P}(z) \\ \hat{\rho}(z) \end{pmatrix} \exp [ik(x-ct)] \quad (4)$$

これを,  $\hat{w}(z)$  の関数に対して, 鉛直方向の運動方程式に代入すると,

$$\frac{\alpha^2 \hat{w}(z)}{\alpha z^2} + \left\{ \frac{g^2 s^2}{(U-c)^2} - \frac{1}{U-c} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right\}$$

第1表 2月7日の波動の特性

発現時刻	位相速度と方向	観測された周期 (min)	波長 (km)	波数 (km <sup>-1</sup> )	振動数 (sec <sup>-2</sup> )	一般風向速	気圧振幅 (mb)
2月7日 0時20分 1時30分	42.3 m/sec ESE(120°)	4.7	11.65	0.538	0.0228	1.3 m/sec NNW (345°)	1.1

$$+ \frac{2\beta}{U-c} \frac{\partial U}{\partial z} - \beta^2 - k^2 \} \hat{w}(z) = 0 \quad (5)$$

となる。

ここで

$u$  : 小擾乱による水平風速摂動量

$w$  : 小擾乱による鉛直流摂動量

$P$  : 小擾乱による気圧摂動量

$\rho$  : 小擾乱による密度摂動量

$$\beta = -\frac{1}{2} \frac{dz}{d} \ln \bar{\rho} \quad s = \frac{d}{dz} \ln \bar{\theta} = 2\beta - g/c_s^2$$

$c_s$  : 断熱過程による音速

$\bar{\theta}$  : 基本場の温位

としている。

Brunt 振動数  $\nu_0 = gs$  とし、かつ、この内の第4項を無視すると、鉛直構造を支配する運動方程式は

$$\frac{d^2 \hat{w}(z)}{dz^2} + (l^2 - k^2) \hat{w}(z) = 0 \quad (6)$$

$$l^2 = \nu_0^2 / (U-c)^2 - \frac{1}{U-c} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (7)$$

となる。ここで  $c \neq 0$  かつ  $U = \text{const.}$  とすれば (7) 式は

$$l^2 = \nu_0^2 / (U-c)^2 \quad (8)$$

$$c = \sigma/k, \quad \nu = \sigma - kU$$

だから (8) 式は

$$l^2 = \frac{\nu_0^2}{\nu^2} k^2 \quad (8')$$

となる。(8') を (6) 式に代入すると

$$\frac{d^2 \hat{w}(z)}{dz^2} + \frac{k^2}{\nu^2} (\nu_0^2 - \nu^2) \hat{w}(z) = 0 \quad (9)$$

が得られる。今、図18に点線で示した2層 model と表1で示した資料からこの波動方程式を解く。境界条件として

$$z=0 \text{ で } \hat{w}_1(z) = 0 \quad (10)$$

(suffix は層を表わし 1 : 下層, 2 : 上層)

$$z=h \text{ で } \hat{w}_1(z) = \hat{w}_2(z) \quad (11)$$

$$z=h \text{ で } \frac{d\hat{w}_1(z)}{dz} = \frac{d\hat{w}_2(z)}{dz} \quad (12)$$

$$z=\infty \text{ で } \hat{w}_2(z) = 0 \quad (13)$$

を与える。

(9) の方程式に次のような解を仮定する。

$$\hat{w}_j(z) = a_j e^{in_j z} + b_j e^{-in_j z} (j=1, 2) \quad (14)$$

各層における分散関係は、

$$n_j = \frac{k^2}{\nu^2} (\nu_{0j} - \nu^2)$$

となる。表1の関係より、この時の2層 model で第1層に内部波型、第2層に外部波型が定義されるから、(10)の境界条件より、 $h$  (逆転層の高さ) で  $\hat{w}_h$  とすると、

$$\hat{w}_1(z) = \hat{w}_h \frac{\sin n_1 z}{\sin n_1 h} \quad (15)$$

$$n_1^2 = \frac{k^2}{\nu^2} (\nu_{01}^2 - \nu^2)$$

が得られる。さらに境界条件(11), (13)より

$$\hat{w}_2(z) = \hat{w}_h e^{-\gamma(z-h)} \quad (16)$$

$$\gamma^2 = \frac{k^2}{\nu^2} (\nu^2 - \nu_{02}^2)$$

となる。さらにこの系の特性方程式は、境界条件(12)から得られる。

$$n_1 \cot(n_1 h) = -\gamma \quad (17)$$

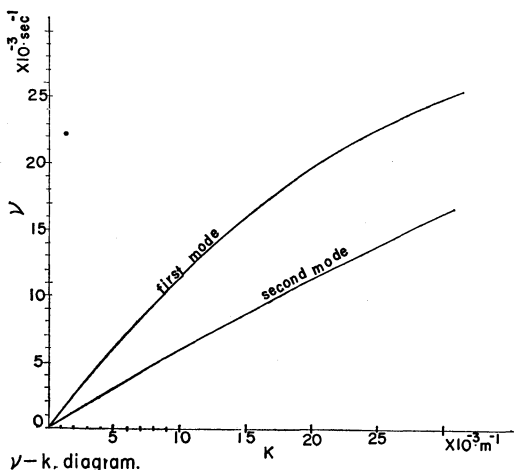
この(17)式から前述の波動方程式の解を満足する  $\nu$  と  $k$  の関係を図27に示す。また、実際の観測した  $\nu$  と  $k$  を同図に plot してある。これから、かなり相異があるが、最も近い第1 mode を仮定して  $\hat{u}(z)$ ,  $\hat{P}(z)$ ,  $\hat{\rho}(z)$  を求めると、

$$\hat{u}(z) = \frac{i}{k} \left( \frac{\partial}{\partial z} + \beta \right) \hat{w}(z) \quad (18)$$

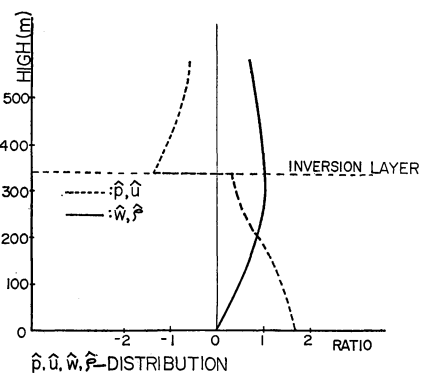
$$\hat{P}(z) = \frac{i(c-U)}{k} \left( \frac{\partial}{\partial z} + \beta \right) \hat{w}(z) \quad (19)$$

$$\hat{\rho}(z) = \frac{s}{ik(U-c)} \hat{w}(z) \quad (20)$$

与えられる。第1 mode でこれら  $\hat{w}(z)$ ,  $\hat{u}(z)$ ,  $\hat{P}$



第27図 Black point is practical value V and K.



第28図 At first mode.

( $z$ ),  $\hat{\rho}(z)$  の  $z$  に関する実数部の分布を図28に示した。モデルとしては、shear を考慮していないこと、観測地として、羽田の資料を使いながら、鉛直構造としては館野の sonde の資料を使用したことでまだ問題がある。しかし、図28に示したように、逆転層に trap された重力波は、内部波型層内で  $n_1$  と  $\beta$  の値によっては気圧摂動量は増大して地上に達することが分かった。この例では、逆転層 328 m の高さで 0.3 mb 程度の摂動があると、地上では観測された 1.1 mb 程度の気圧摂動量が期待できる。

§5. ま と め

現在まで気圧波動は高気圧場の放射冷却によって、あるいは、低気圧、前線等によって作られる安定層によって発生することが報告されて来た。私は同一の現象には何か、同一の原因があるという観点から、まず、Local

Weather Map Pattern 分類より、少なくとも、羽田に発生する気圧波動の70%以上が局地的な収束帯を伴い、この収束帯に伴う温度集中帯の通過時に気圧波動が発生している事が分った。また、このとき総観場においては、上昇流域で、正のうず度をもった area に発生し、その鉛直構造は、下層に湿潤暖域が存在し、地上と、上層は、割合低温である。不安定層が、逆転層の上下に2つ存在し、上層の不安定層は Wind shear の大きい area と結合している。また、中層の安定層は、下層の湿潤空気によって継続することが分かった。さらに自記紙等からの考察では、気圧波動発生時は割合地上風速は弱く、強風時前に発生する。地上気温は、気圧波動発生時前後より低い時に発生する。また、明確ではないが、こうした収束線は必ずしも1つだけ存在するものではないと思われる。model からは地上で十分観測でき得る気圧摂動量を得ることができた。spectrum 解析を見ると、この model から得られた第1 model (周期約8分)の周期の近傍で  $-9/2$  乗則で減衰している。これは明らかに重力波の存在を示している。以上から、気圧波動の発生機構を考察すると、まず synoptic な場において、低気圧場が形成されることである。これによってできた上昇流は、下層にある湿潤空気を上空に運び、安定層を生成、継続させる。また、地上では、この上昇流によってできた収束域に local front が形成され、これに地上より早く寒気の吹きだしがある上層との間に温度、風速 shear をつくり、この Energy が安定層によって trap され、気圧波動として観測されるものである。こうした場が形成され易い時として、冬期、低気圧通過後、吹き出しがある場合、以上の条件を満足することが分る。従って最初提示した気圧波動の月別頻度も解釈できる。

§6. 辞 謝

御指導を戴きました、気象大学校齊藤実先生、荒川正一先生、東京航空地方気象台橋場予報課長、三谷観測課長、森子報官、気象庁、牧石検定官、東管調査課、巽技官また、資料収集に御協力下さいました、東管調査課をはじめ、各官署の皆様様に心から謝意を申し上げます。

文 献

荒川正一, 1973: 対流圏内の重力波, 天気, 20, 571-583.  
 綾一, 渡辺 明, 1971: 北西季節風時に出来る関東地方の袋状低圧部について, 東管地区研究会誌,

- 4, 5.
- Gossard, E., Munk, W. 1954: On gravity wave in the Atmosphere, Jour. Met 11, 259-270.
- Gossard, E. 1962: Vertical Flux of Energy into the Lower Ionosphere from Internal Gravity Wave Generated in the Troposphere, Jour, Geoph. Res., 67, 745-757.
- Gossard, E., Richter, J.H., 1970: Internal wave in the Atmosphere from High-Resolution Radar Measurements, Jour. Geoph. Res., 75, 3523-3536.
- Herron, T.J., Tolstoy, I., Kraft, D.W., 1969: Atmospheric Pressure Background Fluctuations in the Mesoscale Range, Journ, Geoph. Res., 74, 1321-1329.
- 小花隆行, 1965: 1964年12月24日の関東地方における微気圧波について, 研究時報, 17, 415-424.
- 草野和夫, 庄山卓爾, 1969: 風と気圧の短周期変動 '研究時報, 21, 85-98.
- 草野和夫, 1971: 透過率のスペクトル解析, 研究時報, 23, 391-400.
- 草野和夫, 1972: 透過率の変動と重力波の役割り, 天気, 19, 43-45.
- Lung, A., 1963: Map pattern classification by statistical methods, Jour. Apple. Meteor., 2, 56-65.
- 村木彦磨, 1973: 大きな収束帯を伴った寒冷前線, 20, 345-350.
- 中山 章, 石崎秀夫, 井上恵一, 浜田広子, 1969: 地形効果による収束線, 3, 23-28.
- 中山 章, 1972: 東京湾突風調査報告書(中間報告), 東京管区気象台技術部調査課.
- Nomoto, S., Tatum, Y., 1971: Classification of phenomera patterns and verification of prognostic map based on "Analogy Index", Jour, Met. Soc. Japan, 49, 467-483.
- Panofsky, J.A., Brier, G.W. 1965: Some Application of Statistics to Meteorology, The Pennsylvania state University Press, 138-161.
- 力武恒雄, 1958: 気圧じょう乱について(1), 研究時報, 10, 826-833.
- 力武恒雄, 1960, a: 気圧じょう乱について(2), 研究時報, 12, 71-80.
- 力武恒雄, 1960, b: 気圧じょう乱の変形について, 研究時報, 12, 350-356.
- 力武恒雄, 1961, a: 気圧じょう乱について(3), 研究時報, 13, 288-330.
- 力武恒雄, 1961, b: 気圧じょう乱について(4), 研究時報, 13, 845-860.
- 巽 保夫, 1973: 冬期寒気内に発生する東京湾付近の shear ling の統計的研究, 東管地区研究会誌, 6, 42-44.
- 小岸米二郎, 1971: 気象要素のパワースパクトルの二, 三の特性, 研究時報, 23, 483-497.
- Yamamoto, R.: A Study of the Microbarographic Depression and Elevation-Types (1), Journ, Met. Soc. Japan, 35, No. 2, 33-44.
- Yamamoto, R. 1957: A study of the Microbarographic Depression and Elevation-Type (continued), Journ, Met. Soc. Japan. 35, No. 3, 10-16.

### 昭和49年度大学院卒業論文(気象学関係)追加

#### 修士論文

明石 秀平(東北大地球物理)

Numerical Studies on the Two-Dimensional Flow in

the Horizontally Homogeneous Canopy Layers.

印刷予定