# 温暖前線付近の雲の中規模構造(1)\*

----地表層付近の前線面上の積乱雲----

#### 中山 章\*\*

#### 要 旨

温暖前線の近くではしばしば、中・小規模じょう乱が発達し、ここでは激しい悪天が起こるので天気分布 は非常に複雑になる.この理由は前線面の傾斜が直線的でないためと考えられる.何故なら航空機で前線付 近の雲を観測してみると,

- (i)前線面傾斜の大きい所では、その面上に層状の雲(頂部が塔状化することはある)が発生するが、この雲による雨はそれ程強くない.
- (ii) 積乱雲群は地上の温暖前線と前線面傾斜の急になった区間のうすい寒気の上の前線面上に発達し,集 中豪雨はここで起こっているようである.

(ii) 項の地域に湿舌が流入すると境界面付近で大きな風の鉛直シャーを形成し、これが地形と関係して 中規模じょう乱を発達させるらしいこと、また、境界面に内部重力波を発生させこれが積乱雲の発達を助け ていることのように見える.

# 1. はじめに

温暖前線は暖気が寒気の上に滑昇して雲ができるとい う説明になっている.この場合,前線面の傾斜は直線的 で,暖気内の風速は一様と考えている.

しかし,実際の温暖前線では

- (i) 寒気側と暖気側の流れや鉛直流の違いによって 前線面の傾斜は変形し直線的ではない.
- (ii) 暖域内では、ある場合には低層に、狭い幅に湿 舌が発達すること.

のため単純に暖気が前線面に沿って上昇するという説 明だけでは不充分で、低層の空気がどのような機構で輸 送されるかまでを考えないといけない. これらの問題は 簡単に解決されるものではないので、本文ではこれらの 手がかりを得るために航空機から前線付近の雲の構造を 観測してみた. それによると

- (1) 前線面傾斜の急な所では前線面上に層状の雲(ある 場合-経験的には暖気移流の大きい時ーには塔状雲に
  - \* On the mesoscale structure of clouds around the warm front.
  - \*\* Akira Nakayama 東京航空地方気象台
    ——1968年12月5日受理 1969年1月27日改稿
    受理——
  - \*\*\* ここでいっている前線は普通の定義(大規模現象として見たもの)でなく地上での温度の違う 空気の境界である。

なる)が形成されるが、この中を航空機で降下し、観 測した結果では雨を降らせているのは前線面上に発生 した雲だけで雨はそれ程強くない. また aircraft turbulence も余り強くない(詳細は第2報).

(2) 活潑な積乱雲群の発生域は前線面傾斜の急な所と地上の温暖前線との間の低層の前線面上の暖気側である.ここでは積雲はしばしば地上の温暖前線を横切って流れの方向に発達するが、その流れの方向の限界は層状雲の発生している前線面傾斜の急な所である.この事実は低層の湿舌に伴って現われている強い風は、低層の空気が対流によって上方に輸送されなければ維持されないだろうことを示している.

したがって,温暖前線付近の天気構造を理解するのに は(1)項と(2)項とに分けて取扱うとよい.本文では(2)項に ついて述べる.

# 2. 大規模の前線系と中規模じょう乱

#### (1967年6月28日)

#### 2.1 大規模現象の特徴

第2図は1967年6月28日21時(日本標準時)の地上の等 E線および850mbの等温線である.これによると850mb では関東から西は暖域となっている.地上前線\*\*\* は28 日9時から21時の間は複雑な移動をしているが(第5図 参照),850mbの暖域内の風速は一様な分布をしていてこ の高度では前線はどの部分も同じ速さで移動している.

♥天気″ 16.5.



第1図 地形図および雨量分布

網目の部分は標高1000m以上の地域,細い実線は高度 500mの等高線,黒丸は自記記録の利用できた観測所, 観測所の横の数字は標高(m),A,B…Fは地上風を用 いて発散を計算した三角形,鎖線で囲まれた矩形の部分 は28~29日の雨量分布(40mm単位)を示す。





太い破線は地上の前線系,細い実線は850mbの等温線, 細い破線は地上の等圧線,矢羽根は850mbの風,XYは 第4図の断面図の方向,細い鎖線で囲まれた矩形は中規 模解析を行なった地域を示す.

温暖前線面の傾斜は950~800mb の付近で大きく(第 3 図参照),第2 図の XY に沿う断面図(第4図)によ ると等温位面運動を仮定した上昇流の極大は前線面上と 暖域内の700mb付近にあり,上昇流の大きい所では比湿 も大きい.なお第4 図には暖域の中層にも上昇流の極大 域があるが,これは暖域の中層にも層状の雲が発生して いるモデル<sup>(1)</sup>に対応する.

850mb(この高さに物理的意味があるのではなくて, 地上天気図の次の高さは850mbしかないからである)よ り上では第4図の上昇流分布からもわかるように暖気は



第3図a, b 1967年6月28日21時の296°K (a図), 305°K (b図)の等温位面図

太い破線は地上の前線系,矢印をもった太い実線はジェ ット軸,網目の部分は富士山レーダーによる強度が中以 上の対流性エコー,点々の部分は弱いエコー,小さい矢 印は21時から22時30分の間の PPI の写真から求めたエ コーの移動速度 (km/hr)を示す.なお, a図の中部地 方内陸の等温位線の書き方には任意性がある。

前線面上を滑昇し,従来の温暖前線のように解釈できる が,低層では本文の主題である中規模じょう乱がある.

2.2 前線付近の雲の構造

11時55分に羽田を離陸した商業航空機から観測した結果では温暖前線面上の中層雲の雲底は3.k6m(大島上空)で,この中層雲による雨域の北東方向の縁辺は温暖前線

1969年5月



## 温暖前線付近の雲の中規模構造



第4図 1967年6月28日21時の断面図(第2図のXYの 方向)

太い実線は前線面,温暖前線の記号は地上のものの位置 細い実線は比湿,破線は鉛直流 (cm/sec)を示す

北側の高気圧内の沈降域の境界\*に対応し、富士山レー ダーによると雨域の境界は非常に明瞭である.

第3b図の温位面傾斜の大きい地域の点々で囲まれた エコーがこの雲に対応するものである.その理由は

- (i) PPIの連続写真から移動速度(km/hr)を求める とエコーは前線面上の風の方向に移動している(もし, このエコーが前線面の下側の雲であるならば,その層 の風である南東から北西方向に移動すべきである.)
- (ii) 19時30分に羽田に着陸した時の観測によると中層 雲は前線面上に発生している.

からである.この降雨は中規模じょう乱ではないので 変化が小さく連続性も得られやすい.

しかし,前線傾斜の急な所と地上の温暖前線との間に は下層の湿潤暖気に伴う積乱雲が第3b図のように存在 している.そして,この図で重要なのは強い対流性エコ ーの消失する限界が前線面傾斜の大きい所(第3a図も

- \* この種の境界は非常に明瞭なことが多く、ここで は雲は不連続的に発生している。ただし地上から 観測した場合には摩擦層の雲で判別できないこと が多い。
- \*\* 温暖前線のもともとの定義は大規模現象のものであるから、ここでいっているような湿舌に伴う暖気の先端とは本質的に異っている。しかし、暖城内の暖気が一様な分布でないという立場にたてば変形という言葉も使える。

第1表 1967年6月21日21時の潮岬の風, 比湿, 相当温位

高度 km	<b>風 向</b> 360°	風 速 KTS	高度 mb	比 湿 g/kg	相当温位 °K
0.3	230	47	1000	19.4	348
0.6	240	51	950	17.0	346
0.9	250	51	900	15.2	343
1.2	250	51	850	13.4	342
1.5	250	47	800	11.2	339
1.8	250	43	750	11.0	341
2.1	250	45	700	10.7	346
2.4	250	51			

参照) なのである. これが§1の(2)項の理由である.

#### 2.3 湿舌と温暖前線

この例の温暖前線では大規模現象の暖域内の低層(850 mb以下)に湿舌があり(第1表),その先端(地上では 幅の狭い温暖前線として現われる)は第5図のように亜 熱帯高気圧の縁辺を先行している.

この湿舌に伴う地上の温暖前線の変形\*\*は、太平洋で も見らるので地形の影響ではなく、亜熱帯高気圧縁辺の 特徴である.したがって、温暖前線の構造を知るのには 湿舌による積乱雲の発達域(§1の(2)項の部分)を別に 考えることが必要で、このためには850mbの等温線が有 効である.



第5図 1967年6月28日21時の中規模天気図 太い破線は大規模現象として見た850mbの前線面のお よその位置(第2図の850mbの等温線参照),前線記号 は地上のもの,細い実線は地上の等圧線,細い破線は前 3時間の気圧変化,観測所の横の数字は気温を示す. 気圧傾向には伊豆半島の東で低気圧が発達していること が明らかに認められる.

\*天気″ 16.5.

# 3. 集中豪雨と湿舌および小低気圧の発達

集中豪雨が湿舌と密接に関係していることは今迄にい くつも報告されている.こ、ではこれらの関係ではなく 湿舌と小低気圧の発達および降雨について述べる.

3.1 湿舌内のレーダー・エコーの変化

湿舌内のレーダー・エコーだけを取出して,その変化 を調べると次の特徴がある(第6図参照).



第6図 1967年6月28日の下層ジェット付近のレーダー ・エコーの変化

全体として見ると17時55分から20時45分までは南下して いる傾向がある.

- 1. 強い対流性エコーは湿舌が地表層付近の寒気の上に 流入した地域(温暖前線の寒気側)にあり発生源は地 上の前線付近の収束域で,そこから流れの方向に線状 に発達している.
- 2. 強い対流性エコーのなくなる境界は前線面傾斜の大 きい所(第3a,b図参照)である.第6図のエコーの 東の境界が18時から21時の間殆んど同じであるのはこ のことを示している.
- 対流性エコーは湿舌内で流れの方向に対し右側に移 動して高気圧内の沈降域(2.2の注参照)で衰弱し、 21時には再び新らしいエコーが地上の前線付近に発生 している。
- 4. 21時に伊豆半島の東に発生したエコーは22時には流 れの方向に120kmの拡りに発達しこのエコーに伴って 集中豪雨(99mm/hr)が発生している.

3.2 小低気圧の発達

この例では集中豪雨の発生する直前に伊豆半島の東で 20時から22時の間に温暖前線の波動の部分(湿舌の先端) が直径70kmの994mbの低気圧に急に発達しているのが 特徴で次にこれについて述べる。

3.2.1 気圧変化図

この小低気圧を1時間ごとの気圧変化図(第7図)か ら見ると

- 1. 18-19時(a図)から19-20時(b図)にかけては湿 舌の先端(地上の温暖前線)の移動に伴い気圧下降域 は東に移動しているが、20-21時(c図)には移動は 認めにくく、低気圧は発達しただけのように見える.
- 21-22時(d図)には気圧下降域の移動は再び明瞭 に認められ、富崎では21-22時の間に-4.0mbの気圧 降下がある(第9 a 図も参照).
- 3. 22-23時(e図)には気圧下降域は勝浦付近まで移 動し、この通過の際、勝浦では99mm/hrの集中豪雨 が発生した.
- 3.2.2 小低気圧の発達

温暖前線の通過に際しては風向はSからSWに変化し 暖域内では風速は急に増している(第2表).21時のエ コーは地上前線のすぐ北の寒気側にあるから(第7 c 図 および第5図参照),エコーの付近では第1表,第2表 から推定すると風の鉛直シャーは非常に大きい.

この例では寒気の高さを決める資料はないが、地上前線の近くなので、低いことは推測できる。伊豆地方における湿舌が潮岬の風(第1表)と同じと仮定して前線付近の鉛直シヤーを推定すると Uz~10<sup>-2</sup>sec<sup>-1</sup> なので渦度 方程式の起上り項は非常に大きくなる.

いま, 東向きに *x* 軸, 北向きに *y* 軸をとれば渦度方程 式は次の式で表わされる.

$$\frac{d\zeta}{dt} = -\zeta_a \cdot \operatorname{div} \mathbf{V} + (w_y \cdot u_z - w_x \cdot v_z)$$

# $+(p_x\cdot\alpha_y-p_y\cdot\alpha_x)$

こ、でζ,ζαはそれぞれ鉛直軸のまわりの相対渦度お よび絶対渦度,右辺の第2項は起上り項,第3項はソレ ノイド項である.

各項の大きさの見積りでは第3項は非常に小さく,第 1項は10<sup>-8</sup>~10<sup>-9</sup>sec<sup>-2</sup>であるが,第2項は10<sup>-6</sup>~10<sup>-7</sup>sec<sup>-2</sup>

第2表 1967年6月28日の長津呂の気温,風

時間 (J.S.T) 要素	17	18	19	20	21	22	23
気温(℃)	20.8	21.0	21.8	22.1	23.2	23.6	23.6
風 向	SSW	s	S	SSW	SW	SW	SW
風速 m/s	7.0	7.2	11.0	8.0	16.5	15.5	15.0

(注)長津呂の風向は20時00分にSからSWに10分以内に急変し、風速は20時10分には10.0m/sなのが1~2分以内に18.0m/sに急増している.なお表中の風向は前10分間の平均である。

1969年5月



第7図 1967年6月28日18時~24時の前1時間の気圧変化図 なたは前1時間の気圧美 ちょだ囲まれた部分は - 2 0mb/brtl トの地域 網日の

観測所の横の数字は前1時間の気圧差,点々で囲まれた部分は-2.0mb/hr以上の地域,網目の部分は富士山 レーダーによるエコー域で時間は後の時間(例えば20-21時の気圧変化図には21時のエコーを記入),数字を 矩形で囲ったものは三角形内の発散量 (×10<sup>-4</sup>sec<sup>-1</sup>),f図の太い破線は気圧下降域の移動を示す.

ぐらいと推定されるから  $d\zeta/dt$  に寄与するのは起上り項 であろう.この場合の起上り項の大きさの見積りは次の ように仮想した.すなわち  $w_x$ は山の風下( ${}$ 能1図の伊豆 半島の山)の山岳波によるものが影響するだろうが,波

長の短いものは直径 70km の低気圧の形成には効かない だろう.しかし、山の下流の山岳波の発生する所と発生 しないところとの境界付近では波長の長い山岳波に伴っ た上昇流のため wy が大きくなり (10kmの間に0.1m/sec

28

の傾度とすれば10<sup>-5</sup>sec<sup>-1</sup>),また鉛直シャーも $u_z$ の方が $v_z$ より大きいので $w_y \cdot u_z$  が $w_x \cdot v_z$ より大きいだろう.ただしこのことについては今後観測してみなければ何んとも云えない. 18—19時(第7 a 図)から19—20時の間は気圧下降域は順調に移動しているのに20—21時には伊豆半島の東で気圧が全体に下降しているだけで見かけ上移動していないように見えるのは長津呂で20時10分頃、急に風が強くなったため(第2表), $u_z$ が大きくなり伊豆半島の東で正渦度の生成が起ったためと考えられる.以上の推論は伊豆半島の東で気圧が最も下降し、伊豆半島から120km下流の勝浦では伊豆半島の東個ほど低い気圧にならないことともむじゅんしない.

3.3 地表層の収束と積乱雲の発達

湿舌内を18時から21時にかけて南下した対流性エコー は21時には亜熱帯高気圧内の沈降域で衰弱しているが (第6図参照),これと同時に別の新らしいエコーが地上 の温暖前線の寒気側に発達している(第7c図).富士山レ ーダーの1時間ごとのスケッチ観測によると21時には伊 豆半島のエコーは大きさが約20×45km<sup>2</sup>であるが1時間 後の22時には約20×120km<sup>2</sup>の大きさに発達している.

21時には伊豆半島のエコーのあるD三角形内の収束量 は $-3.4 \times 10^{-4}$ sec<sup>-1</sup>であるが22時には同じ地区で $-1.0 \times$  $10^{-4}$ sec<sup>-1</sup>と小さくなり,特にE地区では大きなエコーが あるにもかかわらず収束量は0である.ところが,その 東のF地区の収束量は $-5.9 \times 10^{-4}$ sec<sup>-1</sup>と極めて大きい (第1図参照). この大きな収束量のある地域は湿暖前 線(湿舌の先端)に対応することは,富崎の自記々録と 降雨分布図(第8図)からわかる.

22時には収束量の大きいF地区では前1時間の気圧下 降量も大きい.気圧下降の極大域の移動は20-21時には 小低気圧が伊豆半島の東側で発達したため一時,不明瞭 になっているが全体として見ると18時から23時にかけて 東海道沖から関東南部を通過している(第7図参照).

21時から22時にかけてのエコーの変化は見かけ上,伊 豆半島に発生源のあるエコーが22時には流れの方向に線 状に大きく発達しているように見える.このように水平 方向に急に大きく発達させる機構はわからないが,見か け上は伊豆半島にできたエコーと気圧下降域(湿舌の先 端に対応)にできたエコーとが一緒になったように見え る.

3.4 降雨の状況

第8図の雨量変化図の特長は長津呂では温暖前線の通 過後の暖域内では降雨は殆んどないが,伊豆半島の東側 (大島,富崎,勝浦)では暖域内にも21~23時の間に降 雨があり,富崎では特にいちじるしい(ハッチを施した 部分). この降雨は第7d図のエコー分布に見られるよ うに温暖前線の通過後の暖域内で,伊豆半島の影響で発 生した積乱雲によるものであろう(3.2.2項参照).

一方,温暖前線の通過前には長津呂,大島,富崎,勝 浦とも明瞭な降雨のピークがある.この温暖前線は富崎 付近までは比較的一様な速さ(50~60km/hr)で移動し ているが富崎から勝浦までは約30km/hrと遅い.しかし この時間の一般流は長津呂で15m/sec(=54km/hr)だ から(第2表参照),勝浦付近では非常に大きな収束が あり第8図のような集中豪雨が発生したと考えられる、 この場合,前線の移動をおくらせた原因は温暖前線前方 の高気圧の構造と関連している(第2報で述べる).

第7 d 図の22時のエコーから10分~20分後に勝浦(同 図の×印)で集中豪雨が発生しているので22時のエコー は集中豪雨の発生する直前のものである.このエコーは 非常に大きいが,今まで行った航空機観測からは降雹や 集中豪雨がこの種の大きな積乱雲に伴って発生している ことは可成の程度わかっている<sup>(2)</sup>.

宮沢(1967)<sup>(3)</sup> は渦性じょう乱が発達する少し前には 線状エコーになることを報告しているが,この例の場。 合,集中豪雨の発生した時間に渦巻き状エコーになって いたかどうかは観測がないのでわからない.

しかし、今井(1960)<sup>(4)</sup>の指摘しているように、エコーが卵状に拡ったものに集中豪雨が発生していることとは一致している.

また,松本(1967)<sup>(5)</sup>の指摘している地形による渦管の屈曲効果もエコーが帯状に発達するための役割りを果たしているのかも知れない.

こ、では、これらの原因についてはふれないで現象だ けを記述するのにとどめる.

#### 4. 降雨と気圧波の型

第7図の気圧変化図は

- (i) 湿舌の先端(地上の温暖前線)付近の収束域に対応する気圧下降域(移動速度は富崎までは平均50~60 km/hr).
- (ii) 23-24時(第7 f 図)に関東の北西に現われて南 東進した気圧下降域(移動速度は約80km/hr).

の2つのものがある. (i)は既に述べたので, こ> では(ii)について述べる. (ii)項の気圧波は北西か ら南東に伝播し第9b図のように気圧波の通過前には周 期的な降雨がある. この気圧波は東京, 横浜付近で振幅

1969年5月

29



W.F. は温暖前線の通過した時間で Wind と書いてあるのは風で決定したという意味, 網目を施した降雨は 暖城内のもので,伊豆半島東側の大島,富崎,勝浦だけにしかない.なお,Uは第7f図の気圧波に伴う降 雨を示す.

が最も大きく東京(気象庁)で-5.5 mb/hr である.な お、この気圧波の型は(i)項によるもの(第9a図の 富崎の22時頃の気圧の最低)とは全く異なっている.

この気圧波の通過する以前に湿潤暖気が流入した地域 では気圧波の通過に際し強雨がある. 第8図のUはこの 降雨群である.

各地の自記気圧計の記録を詳細に調べると温暖前線北 側のうすい寒気のある静岡県内の気圧変動は第10a図で 第9a図とは全く異なっている.第10a図では暖気側に ある長津呂では気圧変動はないが北側の寒気側にある静 岡,三島,網代では微振動が見られ特に24時から1時の 間には顕著な気圧変動がある.気圧の自記紙を見ただけ でも第9 a 図と第10 a 図の差は認めることはできるが、 この二つの気圧波を分離するため、各地の自記紙からい くつかの方向に伝播したと仮定して伝播速度を求めると 第3表である.この表の中で星印のついたものは伝播速

▲天気/ 16.5.

#### 温暖前線付近の雲の中規模構造



Tokyo (J.M.A)

第9a,b図 1967年6月28~29日の各地の気圧変化 (a図)と東京(J.M.A.)の風,雨 (mm/10 min),気圧の変化(b図).

度が一様でないもので、その方向からの波の伝播と考えるのは不自然である.

第3表の(2)では関東地方の気圧波の伝播速度は大体80km/hrでほとんど一定しているが、前線に近い静岡県では320度方向からの伝播とすると伝播速度が一定でなく、低層の前線面上の暖気の風向である250度からの伝播とすると伝播速度は120~130km/hrでほぶ一定であり、第1表の湿舌の付近の風速(80~100 km/hr)よりも大きいのでこの境界面に発生した波であろう.この彼は静岡から網代までの約30分間は追跡できるが、その他の観測所には認められない.

この気圧波の通過の際の風,雨,気圧,気温の変化 (第10b図)は静岡も三島も殆んど同じで通過の前に降



第10a,b図 1967年6月28~29日の気圧変動(a図) と三島の風,雨 (mm/10min),気温の変化 (b図)

雨のピークがあり、風は反時計廻りである.三島,静岡 の自記々録を用い系が250度の方向から120km/hrの速度 で移動したと仮定して気圧波に伴う小低気圧の直径を求 めると14kmである(第11図).

積乱雲の付近では当然気圧変動も風の変化も起るが, 静岡も三島も同じような変化をしているのは,前線面に 衝撃波を形成させ,それが対流の発達を起こさせたとの 考え (Tepper)<sup>6)</sup>を支持する要素をもっているように見 える.この場合,衝撃波を発達させた原因はわからない が第7b図の気圧波が前線面に到達した時と大体時間が

1969年5月

225

第3表 伝播方向を仮定しての気圧波の移動速度 (1967年6月28日~29日)

(1)	西(270°)から移動したと仮定した場合			
	*秩父一東京 (J.M.A.)	78km/hr		
	*東京一千葉	96 <i>1</i> 1		
	*千葉—銚子	132 ″		
(2)	北西方向 (320°) からの伝	播と仮定した場合		
	秩父一東京 (J.M.A.)	81 <b>km/hr</b>		
	東京一千葉	84 ″		
	千葉一銚子	76 <i>1</i> /		
	千葉一勝浦	78 <i>"</i>		
	*静岡一三島	40 ″		
	*三島—綱代	180 ″		
(3)	西南西 (250°) 方向からの	伝播と仮定した場合		
	静岡一三島	120 <b>kɯ/hr</b>		
	三島一綱代	134 ″		

(注)\*印はその方向からの伝播とすると移動速度が一様でないもの



第11図 1967年6月29日00時30分の天気図 観測所の横の数字は00時20分~00時30分の間の雨量,太い破線は地上の前線系,細い実線は等圧線を示す.

合致している.そして第11図に見られるように駿河湾の 西で,前線上で波動性の低気圧を形成しているが,いま 問題としている気圧波はこの波動性の小低気圧よりも先 に進んでいる.この問題については議論の不充分さがあ るが資料がこれ以上ないので現象だけを述べる.

## 5. 結語および感謝

従来,温暖前線については前線面傾斜の大きい所では 上昇流が大きくなるので強い雨が降ると考えていた.飛 行機で観測してみるとたしかにこ、では前線面上の層状 雲(As)による雨は最も強い.しかし,集中豪雨を起す いうな強雨はその前方のうすい寒気の上の温暖前線面上 の積乱雲域に発生している.

したがって, 強雨を問題にする場合には最も重要なの はこの部分である. そしてこの強雨を説明するのには前 線面に沿って暖気が滑昇するとする考えは不適当で対流 雲の発達機構を考えなければならない.

本文ではこの種の境界面に湿舌が流入すると,風の鉛 直シヤーが大きくなるので,地形と関連して中規模じょ う乱が発生していること,また,もっと小さい規模では 前線面に内部重力波を発生させてそれが積乱雲の発達に 影響しているだろうことについて述べた.このように考 えると温暖前線面の傾斜の変形は重要な意義をもつこと になる.

この調査のため航空機塔乗に格別の御便宜をいただい た石田全日空東京支店長はじめ同社の関係者にお礼申上 げる.

なお、この報告は気象研究所と東京航空地方気象台と の共同研究、中規模解析の研究"の一部をなすもので、 この調査のためにいつも御指導、御便宜をいただいてい る伊藤東京航空地方気象台長、藤本次長、山田予報課 長、松本気象研究所第1研究室長に、製図をしていた、 いた浜田広子嬢に、本誌に掲載の折御批判いただいた予 報部神子プログラマーの各氏にお礼申上げる.

## 文 献

- Khrigian A Kh (1963): Cloud Physics Israel Program for Scientific Translation; Jersalem.
- 中山章(1968):総観的立場から見た雲 気象研研究ノート96号 129-238
- Miyazawa S (1967): On Vertical Mesoscale Disturbances observed during the Period of Heavy Snow or Rain in the Hokuriku District. J of Met Soc of Japan 45 166-176
- 4) 今井一郎,柳沢善次,廖学鑑(1960):1957年8 月5~8日の関東地方の局地性大雨のレーダー およびメソ解析,研究時報 12 9—37
- Matsumoto S (1967): Orographic Edge Effect on the Downstream Cumulus Activity. J of Met Soc of Japan 45 500-503
- Tepper. M (1950): A Proposed Mechanism of Squall Line; The Pressure Jump Line. J of Met 7 21-29