1959年8月14日、台風7号の北上に際し津付近に 発生した集中豪雨について

佐々木 良一

気 象 庁

Local Heavy Rainfall in the Vicinity of Tsu City Accompanied the Typhoon 5907

By R. Sasaki

Japan Meteorological Agency

(Manuscript received 8 January 1963)

Abstract

Two remarkable groups of precipitation were observed as the typhoon 5907 advanced northward through the central part of Japan. One of these groups was observed in the vicinity of Tsu city west of the typhoon path, showing a heavy rainfall amounting to 95.3mm hr^{-1} . The other group brought about one-third hourly precipitation of the former on the mountainous areas in front of the typhoon. The mechanism of these rainfalls is analyzed using isobaric and isentropic charts, with the following results:

- (1) These rainfalls are qualitatively explainable by use of isentropic analysis, though the observed precipitation does not coincide with a computed one based on the large scale analysis.
- (2) From the observed value of the former precipitation, a small scale disturbance is presumed, which took birth on the westside of the typhoon trajectory owing to an interaction of westerly currents and the typhoon, and the horizontal scale of the disturbance is estimated to be about 50 km. In other words, this is inferred to be a meso-scale disturbance possessing an ascending velocity of 2m sec^{-1} , or an isentropic slope of $1/20$.

1. は し が き

1959年8月は初旬から本邦の西方に長波の谷が停滞し、その影響で本邦付近には前線が停滞しがちであった。特に11日から14日にかけてはこの特長が顕著で、関東以西に雨が多く、場所によっては集中豪雨を伴った。このような偏西風循環の場に、台風7号が介入して津市に記録的な強雨をもたらした。観測によると1時間最大降水量は(14日0130時~0230時) 95.3mm である。

津市は西方20km位の所に南北に走る鈴鹿山系をひかえているが、伊勢湾にのぞむ海岸線に位置しているので、特にこの雨に対し地形の影響を強調することは困難である。記録として、この程

度の雨は屈指のものであり、幸いに継続時間が短かったのもそれほど実害はおこらなかったが、防災予報の立場からはいろいろと興味深い点が多い。たとえば、「山地でもない津市でこんな豪雨が発生したのは何故か?」、「一般に観測事実としては、台風の東半円より西半円の方が雨の弱い場合が多いが、この場合はむしろ反対の現象とみなせるが何故か?」、「雨勢そのものは1957年の練早付近の大雨に匹敵するが、その場合にくらべ継続時間が短かったのは何故か?」など。問題点はまだまだあると思われるけれども、これらの疑問に合理的なそして総合的な解釈を与えるために、主として等温位面解析を行なった。この論文の主な論旨は、おりから朝鮮付近に存在した寒気のドー

ムの斜面を台風7号によって輸送された湿潤空気
がはい上った状態と、最大上昇速度と大雨とが一
致することを等温位面解析によって示す。

2. 8月14日未明に発生した強雨の特長

一般に台風の進行前面に前線が停滞している場
合、台風による雨と前線による雨を明確に区別す
ることは困難である。しかし台風が前線に接近す
ると時間雨量の増加する場合が多いので、厳密で
はないが、この場合大きな時間雨量はすべて台風
またはそれに関連した現象によって誘起せしめら
れたものとする。こういう立場で台風と大雨の

Fig. 1. Distribution of hourly heavy rainfall. Thin full lines are isohyets in mm, dashed lines isochrones of maximum hourly rainfall, a thick full line with dots represents position of typhoon showing the trajectory of typhoon 5907, and mountainous area is hatched.

関係を調べるには気象官署からの風雨特別報告に
記載される最大一時間降水量が有効なのでこれを
使用した。1図はこの解析を示す。

この図によると主な強雨群が2つあり、1つはA
群で台風進路の西側、志摩半島から琵琶湖付近に
かけて存在し、もう1つはB群で台風進路の東側、
関東山塊に存在する。これら2降雨群をくらべると、
明確な違いが認められる。B群が台風の東半
円の中心付近に発生したのに対し、A群は西半円
側で、しかもその中心からかなり離れた所に発生
している。雨の降り方についても、A群はB群に
くらべて相当強く、その範囲は広い。しかもA群
がほとんど地形には無関係と思われるのに対し、
B群はほぼ山地に発生している。なお、これら降
雨群のほぼ中間に相当する中部山岳地帯では、あ
まり強い雨は降らなかった。これは台風の進路に
近かったにもかかわらず発生した現象で、別な意
味でこの場合の特長といえよう。

とにかく、このような雨の降り方およびその分
布の特性から逆に台風渦動と寒気のドームとの相
互作用に、その特異性が認められる。

3. 地上および高層解析

2図は集中豪雨が発生した直前の13日21時の
地上および850 mb、500 mb、300 mbの各等圧面

Fig. 2.1. Surface chart for 1200 Z Aug. 13, 1959. Fig. 2.2. 850 mb chart for 1200 Z Aug. 13, 1959.

天気図および13日21時～14日9時の4地点における断熱図である。これらの解析図からこの大雨の事前情報となりそうな特長をひろうと：

3.1 地上解析 (2.1図)： 前線の西端が東北南部にひっかかっているかどうかという状態で、少なくとも関東以西はほぼ同質の湿った亜熱帯気団におおわれている。台風7号が鳥島付近まで北上してきており、下層には湿った空気が充満しているので、台風の進路と大雨の可能性を結びつけることは比較的容易である。しかし、降雨群Aに関する事前情報としては何もみいだすことはできない。

3.2 850 mb 面解析* (2.2図)： 台風周辺の等高線の型は本邦西方にある長波の影響で変形し、中心からやや西方にのびる卵形になっている。この結果、本州南岸に沿い、この気圧場にたがって東風がほぼ組織的に連吹している。この東風は紀伊半島付近において朝鮮からの寒気のドームにほぼ直交している。こ

* ここでは省略したが 700 mb 面の状態もほぼこれと同じである。

の事実はそこに温度傾度の大きさと、風速の相乗積に比例する上昇気流の存在を意味する(佐々木, 1962)。

3.3 500 mb 面解析 (2.3 図)： バイカル湖から南東にのびる谷が北朝鮮付近に切離低気圧を伴って本州中部に達し、この谷の先端と台風7号が接触している状態を示している。この谷線の東方には三陸沖から北日本をへて沿海州にのびる強い尾根がある。これら谷線と尾根線の間には南南東風が展開している。この場合は風と等温線との交角がほとんどなく、この点が下層の状態とは異なる。過去数日間、この偏西風波動の状態はほとんど変化していない。この場合経験的予報則によると、台風7号の予想進路は紀伊半島から関東地方の間を指向するが、しかし降雨群Aに関し事前示唆をうけるような情報をこの図からみつけることはできない。

3.4 300 mb 面解析 (2.4 図)： 500 mb で述べた大規模な谷および尾根がさらに明確に表現されている。しかも 500 mb 面ではあまりは

Fig. 2.3. 500 mb-chart for 1200 Z Aug. 13, 1959.

Fig. 2.4. 300 mb-chart for 1200 Z Aug. 13, 1959. Thick full line with arrow represents a jet stream on the 300 mb surface, dashed line another jet stream on the 850 mb surface.

っきりしなかった強風帯がこの谷の周辺をV状にめぐって、朝鮮から西日本一帯に存在する。この谷線付近の水平シアーは大きく、九州の北西風に対して紀伊半島では南南東風である。この偏南風の上層ジェットと台風の周辺における偏東風下層ジェットを重ねると、その交点がほぼ大雨域付近におちる。この事実はこの場合、降雨群Aに関する有力な情報と考えられる。〔Showalter and Fulks (1943), Fawbush and Miller (1952), House, Beebe and collaborators (1955), House (1959)〕

3.5 断熱図解析 [2.5図(a-d), 2.5.1図]:

この現象が発生した場所は館野と米子および輪島と潮岬をそれぞれ結ぶ直線のほぼ交点に相当し、発生時刻も14日の2時から5時までが最盛期で、定時高層観測のほぼ中間時に相当する。したがってここでは上記4地点の状態曲線の外に空間的および時間的な補間によって大雨時における津付近の状態曲線を推定した(2.5.1図)。これは2.5.2図に示される×点の14日03時の状態曲線とみなせるものである。

一般に、潜在不安定の解消には持上げ凝結高

Fig. 2.5 (a-d). Soundings for Tateno, Wajima, Shionomisaki and Yonago, at 132100 (I) and 140900 (I), thick solid line showing the p - T curve, thick dotted line the p - T_d curve, thin solid line an adiabat, and thin broken line a wet-adiabat. LCL means "lifting condensation level" and LFC "level of free convection."

Fig. 2.5.1. Estimated sounding curve over the point X.

度 (LCL) および自由対流高度 (LFC) の低いことが望ましいので, 2.5 図 (a-d) および 2.5.1 図には 1000 mb 面の気塊に対する LCL および LFC が示されている。

3.5.1 館野(2.5a 図): 13 日 21 時の館野の観測はほとんど対流圏中層まで混合比の増加を示し, そのため成層は潜在不安定となっている。もちろん, LCL, LFC はともに低い。しかし状態曲線から明らかなように, 不安定エネルギーは比較的小さい。したがってこの場合は浮力による上昇気流はあまり期待できない。14 日 9 時には, 台風はすでに本邦に上陸して, 長野県松代付近まで北上している。そのため館野は暖気と水蒸気の移流を強くうける結果となった。状態は約 600 mb 面以下の層で飽和を示し, 13 日 21 時より安定度は悪くなっているが, 同様に不安定エネルギーは小さい。この場合は LCL は 1000 mb にとれるが, LFC は 800 mb 付近以下の層がほぼ中立状態のため定めにくい。

総括すると, 2.1-2.4 図から明らかなようにこのころ関東地方には台風の北上に伴って

Fig. 2.5.2. Point X is the middle point of EF, point E and F being middle points of AB and CD respectively. Estimated sounding shown in Fig. 2.5.1 corresponds to a sounding over this X point.

暖気と水蒸気の移流が大きい。このうち水蒸気移流は不安定度を高め, 暖気移流はこれを緩和した結果になっている。つまり, 館野付近 (関東地方全般) は飽和しているわりには静安定度が悪くなく, その結果降雨は地形上昇の助けにめぐまれる山間部に強くでている。これは降雨群 B に相当する。(1 図参照)

3.5.2 輪島(2.5b 図): 台風進路のほぼ前面に位置した輪島はその東側の館野にくらべて成層状態は大差ないようであるが, 中層における混合比の増加と下層における温度上昇がやや顕著である。この結果, 下層の安定度は館野より大きい。13 日 21 時, LCL は 980 mb に, LFC はかなり高く 780 mb に認められ, もちろん不安定エネルギーは小さい。14 日 9 時には LCL はほとんど変化なく 970 mb 付近にあるが, 上層の温度上昇の影響で LFC は存在せず, したがって不安定エネルギーはゼロである。

輪島がかなり広範囲にわたる中部地方全域を代表できるかどうかは, 特に台風が上陸後

急速に衰えていたこの場合には問題である。しかし、指定等圧面解析によると、観測網にひっかかった限りでは台風の前面における温度分布にほぼ連続性が認められる。したがって台風の進行に対し相対的に輪島が示した温度変化の傾向はその他の地域に対しても大体あてはまる傾向であろう。もしこの推測を容認すれば、1図に現われた降雨分布の特長、すなわち、中部地方全般に雨が少なくかつ弱かったという事実を説明することができる。つまり、台風の進行前面に終始随伴した暖気舌がその地域の静安定度を高める結果となり、このような特殊な状態を示したのであろう。一般に長波の東側では台風は再発達*する可能性があり、また台風の進行前面では大きな収束が期待できるが、この場合はいずれも反対の結果が示されている。

3.5.3 潮岬 (2.5c 図): 潮岬は台風の進路に対して西側に位置している。しかも問題の津付近に最も近かった場所である。13日21時の状態は前2者とあまり差はないが、700~550 mb 付近でやや気温が高いため、LCL が低いにもかかわらず、比較的安定となっている。14日9時には台風の後面に入り対流圏中層で顕著な沈降現象が認められる。このため安定度はさらに良化している。

3.5.4 米子 (2.5d 図): 米子は朝鮮の寒冷低気圧と台風のほぼ中間に位し、台風の規模が小さかったため、その影響はあまりうけていない。上記3地点にくらべ、13, 14日ともに700 mb 付近から上層で混合比の小さいのが顕著である。気温減率はほぼ湿潤減率を示し、LCL は低い、LFC は比較的高い。もちろん不安定エネルギーは小さい。

3.5.5 ×点 (2.5.1 図): この状態曲線は

(3.5) の冒頭で述べたように、2.5.2 図に示されている×点における14日3時の推定曲線である。これは台風が衰弱段階に入っている時の推測図なので、時間的補間法の採択についてはかなり問題はあがあるが、×点付近の大気成層は十分対流不安定状態を現わしている。たとえば、Showalter 指数*を計算すると、約 $-2.1^{\circ}\text{C}^{**}$ になる。この数値は、Showalter (1953) の統計によると、雷雨発生程度の不安定状態を示す。なお、この数値は補間によってかなり緩和されていると思われるので、実際はもっと不安定な状態を推定した方が妥当かもしれない。

4. 等温位面解析

目的とする現象のスケール、季節および地域などによって選定されるべき、指定等温位面はいろいろに変わりうるが、ここでは中緯度に対する Namias (1940) の勧告にしたがって $\theta=310^{\circ}$ を使用する。この等温位面に沿って解析する要素は同時に気温分布をも表わす気圧 (p)、ほぼ相対湿度を示す量の $(p-p_c)$ 、ここに p_c は凝結気圧、および流れの状態を現わす Montgomery 関数 ϕ である。

p , $(p-p_c)$ は断熱図から容易に読みとれる。

3.1(a-c) 図および 3.2(a-c) 図は、それぞれの (a: 13日21時), (b: 14日9時), (c: 14日3時一補間値) における状態を示す。3.1 図 (p 解析) によると、偏西風とともに東進するサーマル・トラフおよび台風とともに北上する暖域、およびこれら異質のじょう乱系の接触によって生じた形状の複雑な変化などがよみとれる。3.2 図 ($p-p_c$ 解析) からはほぼ台風の進路に沿って最も湿ったと

* 本序予報課では Showalter 指数を少し変形したもの、すなわち 1000 mb と 850 mb の平均気温を有する空気粒子を断熱的に上昇させた時の指数を使用している。

** この数値は予報課増田博氏によって計算された。

* たとえば 1954 年の洞爺丸台風。

Fig. 3.1 (a-c). Pressure of the 310° isentropic surface.

Fig. 3.2 (a-c). Adiabatic saturation pressure of the 310° isentropic surface.

Fig. 3.3 (a-c). Streamlines or isolines of ψ in unit of 10^7 erg gr^{-1} of the 310° isentropic surface.

ころがあり、サーマル・トラフの西方には九州付近でその極値を示す乾燥域がある。この期間、湿潤域は台風の北上とともに多少北上したあとが認められるが、乾燥域は九州付近にほとんど停滞し維持された。

Montgomery 関数 $\phi = c_p T + gz$ に関しては、Saucier (1955) の教科書に示されるように、 T を絶対温度、 z をゼオポテンシャル・キロメートル (gpkm) で表わすと、

$$\phi = (10.04 T^{\circ}K + 98z \text{ gpkm}) \times 10^6 \text{ erg gr}^{-1}$$

各観測値から上式によって各地点における ϕ を求め、 10^7 erg gr^{-1} ごとに等値線を引くと 3.3 (a-c) 図となる。

ϕ は等圧面解析における z と同じ役割によってこの水平傾度から地衡風が求められる。この場合同距離はなれて $\Delta\phi = 10^7 \text{ erg gr}^{-1}$ と $\Delta z = 100 \text{ gpm}$ はほぼ同値の地衡風を与える。たとえば、3.3 図

において AB 間の平均地衡風 (東西成分) を求めると、

a (13日21時) — 約 $200 \text{ m sec}^{-1}(\text{E})$

b (14日9時) — 約 $50 \text{ m sec}^{-1}(\text{W})$

c (14日3時) — 約 $60 \text{ m sec}^{-1}(\text{E})$

となる。これらの解析から明らかなように、台風が偏西風の場合に突入した後に中心付近のポテンシャルが急増し、そのため周辺の地衡風が激減している。これは実際に観測された実測風の変化の傾向と一致する。

台風の移動、じょう乱系の相互干渉、その際生じた大雨の経過などを総合的に把握するには、これらの解析図の合成が望ましい。そういう目的で作られたものが 3.4 (a-c) 図で表現される構成図である。これらは 3.1 (a-c) 図、3.2 (a-c) 図および 3.3 (a-c) 図をそれぞれ時間別に合成したものである。

Fig. 3.4 (a-c). Composite map of P , $P-P_c$ and ϕ on the 310° isentropic surface. Thick full lines show isobar, thin full lines saturation pressure and thin broken lines with arrows isentropic stream lines. Thick shadows represent the most moist area and thin shadows the driest area.

これらの解析図によると、台風が鳥島付近に位置した13日21時(3.4 a 図)には、東海道からその沖合にかけて組織的かつ強大な偏東風が存在し、問題の強雨域Aに対して風上に湿潤源がある。しかしこの場合はA域付近の等圧線と流線がほぼ平行のため断熱過程では主として水平運動が

期待され、したがって降水量はあまり望めない。観測事実とはこれと一致する。

3.4 b 図は台風が本土に上陸し、松本付近に位置している時の状態である。西方から急峻なサーマル・トラフがさらにA域に接近しているが、同域付近の流線と等圧線の関係は平均して下降流の

存在を示している。したがって同域の強雨はすでに終了したものと判断されるが、観測された事実もよくこれを裏付けている。

前述したように、A域付近で特に雨が強かったのは14日の3時前後である。この時の状態を知るために補間値をもとにして構成した図が3・4c図である。これによると、サーマル・トラフが日本海から山陰、四国をへてほぼ南北にのび、A域はその東側に相当する。この東方の北陸付近には湿潤源の中心があり、東海道から東北地方にかけて偏東風が卓越している。しかもドームの傾斜がA域付近から西方に急増している。この状態は観測された強雨を定性的に納得せしむるにたりる。

次に、これらの解析をもとにして鉛直速度および計算降水量を定量的に求めると：

a) 鉛直速度 (w)

断熱を仮定し、Saucier (1955) にしたがうと、

$$w = -\alpha \frac{C_r}{g} \left(\frac{\partial p}{\partial s} \right)_\theta \quad (1)$$

ここに

α : 比容積

g : 重力加速度

$-\left(\frac{\partial p}{\partial s}\right)_\theta$: 等温位面上における気圧傾度、ただ

し s は C_r の方向に測るものとする。

C_r : 移動する等温位面に相対的な風の水平成分、すなわち等温位面の水平移動速度を C_θ 、地衡風を C とすると、

$C_r = C - C_\theta$ 。ただし C_r は C と同方向の時は正で反対の時は負とする。

解析によって

$$\begin{aligned} C_r &= 60 \text{ m sec}^{-1} - 600 \text{ km (12 hr)}^{-1} \\ &= 46 \text{ m sec}^{-1} \end{aligned}$$

A域付近でおおよそ

$$\begin{aligned} -\left(\frac{\partial p}{\partial s}\right)_\theta &= 60 \text{ mb (5} \times 10^5 \text{ m)}^{-1} \\ &= \frac{6}{5} 10^{-2} \text{ kg m}^{-2} \text{ sec}^{-2} \end{aligned}$$

α および g については標準値を用いると、

$$\alpha = 0.774 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}, \quad g = 9.8 \text{ m sec}^{-2}$$

(1)式から

$$w \approx +4.4 \text{ cm sec}^{-1} \text{ (上昇流)}$$

この数値は 500 km 格子内の平均鉛直速度を表わすもので、このような大規模な取扱いではむしろ大きい値といえよう。

b) 計算降水量 (p)

この平均鉛直速度と2・5・1図に示された推定状態曲線をもとにして×点付近の降水量を計算する。J. R. Fuks (1935) の図表にしたがい、期待される1時間降水量を p とすれば、

$$p = \overline{r} \overline{w} \Delta h \quad (2)$$

ここに

r : 100 m の気柱が 1 m sec⁻¹ の鉛直速度のもとに mm hr⁻¹ 単位で示される降水強度

$$\overline{r} = \frac{1}{p_{400} - p_{1000}} \int_{p_{1000}}^{p_{400}} r dp: 1000 \text{ mb から } 400$$

mb の間で 100 mb ごとに算出された r の相加平均で代用する。

$\overline{w} \approx w_{\theta=310^\circ}$: $\theta=310^\circ$ 面における w を 1000 - 400 mb の間の平均値とする。

Δh : 1000 mb から 400 mb までの層厚を 100 m 単位で表わす。

解析によって

$$\overline{r} \approx 0.62, \quad \overline{w} \approx 0.044, \quad \Delta h \approx 70$$

よって

$$p \approx 2.0 \text{ mm hr}^{-1}$$

5. ま と め

前章の計算によると、とうてい津付近の豪雨 (95.3 mm hr⁻¹) を直接説明できないが、これはむしろ当然で、この種の多くの調査結果に対してこの場合のみが例外ではありえなかった。問題は

この程度の大規模な状態が、多分対流機構と思われるが、そういう小規模のじょう乱を誘発し維持したということである。この場合得られた諸量から逆算すると、 95.3 mm hr^{-1} の降雨に必要な鉛直速度は大体 2.2 m sec^{-1} になる。この鉛直速度を得るために必要とする局所的なドームのこう配は等温位面のこう配 (1/1000) の約 50 倍、すなわち 1/20 になる。この数値はおおよそ地形こう配と同等のオーダーである。前述のように、豪雨の発生した場所は山岳部でないから、逆ではあるが、同地域にこのようなこう配の局所的寒冷ドーム (メソ高気圧) の存在が暗示される。

次に、A 降雨群と B 降雨群に対する見解をまとめると、A については、まず東進する偏西風じょう乱と北上する台風の接触が本邦のほぼ中央部で起こり、その副次現象として台風の進路の西側、つまり津付近にある小じょう乱が発生し、このじょう乱が主としてこの大雨に寄与したと思われる。このじょう乱の規模は実測された一時間降水量から推算すると、1/20 位のこう配を有する寒冷ドームで、海上の資料がないので明らかではないが、このドームの寿命はかなり短く、数時間程度に見積もられる (1 図参照)。なお、これは発生後ある距離をおいて台風に先行し、台風が内陸において衰弱するまで維持されたい。

一方、主として山間部に発生した B 降雨群については 3・5・1 章で説明したように、また館野のゾンデ観測 (2・5 a 図) が代表するように、このころ B 域は全般に飽和していたにもかかわらずおおむね不安定エネルギーが小さく、また台風のほぼ進行前面に相当したにもかかわらず断熱的にはむしろ下降流の場におかれた (3・4 c 図)。したがって大規模な循環からこの地域の不安定解消を積極的に支援する作用はほとんど見当たらない。つまり局所的な地形上昇のみが不安定解消を促進し、その結果、A 群よりも不活発な降雨現象として顕わ

れたものと考えられる。

6. む す び

多くの解析例、たとえば Newton (1950) の解析と同様にこの場合も偏西風長波の東側で台風を媒介として小規模じょう乱 (強雨のセル) が発生した。こういう事実は、よくいわれている “大規模なじょう乱が小じょう乱の引金作用をなす” という抽象的にかつ現象論的な見方に肯定的でもあるけれど、かく解析的に掘り下げると、もう少し具体的な結論がえられそうに思われる。ここでは 1 例調査のため決定的なことはいえないが、異質のじょう乱系のそれぞれの位相のその結びつき方が小じょう乱発生と維持に関する鍵をにぎっているように思われる。また、逆算によってえられた小じょう乱の規模からみて、防災気象の立場でこの種のじょう乱の機構を正確に把握するためには、ゾンデ観測網を現在の格子面積の 1/100、すなわち単位格子として $10 \sim 50 \text{ km}$ 位の規模が望ましいことになる。

この実例調査が示すように、等温位面解析 (3・4 図) は、等圧面解析 (2・2-2・4 図) よりも解析的には明確にこの豪雨の存在を強調している。この原因として考えられることは、気圧 p と Montgomery 関数 ϕ が、大気状態の変化に応じて演ずるそれぞれの役割と感度に本質的な差異が秘められているためである。いうまでなく、気圧は大気の上限からその面までの質量の積分値であるから、気柱内の特殊な小変動のみに注目すると、補償の原理によって一般に感度はおちる。一方、Montgomery 関数 ϕ は、温位面を適当にえらぶことによってその小変動に直接応ずることが可能である*。したがってこれらの傾度によって示さ

* 傾向方程式 $\frac{\partial p}{\partial t} = - \oint_{\phi} \nabla_h (\rho \mathbf{V}_h) d\phi + (\rho g w)_{\phi}$ および Montgomery 関数 ϕ の局所変化 $\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{\theta} = - \mathbf{V} \left(\frac{\partial \phi}{\partial n} \right)_{\theta}$ (断熱過程では ϕ は保存量である) からそれぞれの物理的意義を考慮すれば明らかである。

れる風の場合には当然解析的に大きな違いが現われる。風は天気変化に対して中枢的な役割を果たすから、この立場からみれば、等圧面解析と等温位面解析を同意義のもとに論ずることはできない。なお ϕ の算出に関しては精度の点で本質的困難性が手順の中に潜在しているけれども*、地衡風近似によって合理的に鉛直速度が求められる点はこの方法の大きな魅力といえよう。

末筆ながらこの論文作成に当たり、終始御激励と御批判をいただいた斎藤予報課長、仁科前予報課長、桜庭博士、毛利博士、須田博士、宮本、石原防災気象官および気象研究所の井沢研究官に深く感謝します。なお、製図に御援助をいただいた気象協会、福島美佐子、小宮蓉子、前川優子の諸氏にあわせて謝意を表明いたします。

文 献

- Fawbush, E.H. and Miller, R. (1952): Air Weather Service Manual.
- Fulks, J. R. (1935): Rates of precipitation from adiabatically ascending air. *Mon. Wea. Rev.*, **63**, 291-294.
- House, D. G. and Beebe, R. G. (1955): SELS Forecasting Procedure. U. S. Wea. Bureau.
- House, D. G. (1959): The mechanics of instability-line formation. *J. Met.*, **16**, 108-120.
- 井沢竜夫 (1960): 降雨量の予報. 研究時報, **12**, 1-8.
- Namias, J. *et. al.* (1940): Air Mass and Isentropic Analysis. Milton, Mass.
- Newton, C. W. (1950): Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Met.*, **7**, 210-222.
- 佐々木良一 (1962): 垂直速度の簡便算出法. 天気, **9**, 371-373.
- Soucier, W. J. (1955): Principles of Meteorological Analysis.
- Showalter, A. K. and Fulks, J. R. (1943): Preliminary Report on Tornadoes. U. S. Wea. Bureau.
- Showalter, A. K. (1953): A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **34**, 250-252.
- 高橋喜彦 (1935): 水蒸気凝結の速さについて (I). 気象集誌, II, **13**, 453-455.

* 大気の成層が中立すなわち気温減率が乾燥断熱減率に近くなると、状態曲線と乾燥断熱線がほぼ平行になるため、 ϕ の読みとり値の精度が一般に急減する。