

成熟した台風の温帯低気圧化の過程について*

—台風 7916 号 (OWEN)—

村 松 照 男**

要 旨

成熟期の構造をもった台風7916号の偏西風帯領域での三次元構造の変化及びその温帯低気圧化を、GMS・レーダ・高層観測データをもとに解析した。

台風は次の過程を経て温帯低気圧化した。偏西風帯領域への侵入で、1) 下層の温度場で非対称化が進み、次いで 2) 中心付近(内核)の深い組織的な対流域の消失、3) 暖気核と中心集中性の崩壊、4) 降雨域の極側への移行と非対称化、5) 最終的には、大気中層での循環の消滅と乾燥域の循環中心までの侵入という時点で台風の特性すべてが失われ、温帯低気圧化が完了する。

この台風では、東進する偏西風じょう乱と下層に強い渦度をもつ台風循環とを分離する安定層の消滅と大気中層の台風循環の消滅とともに併合吸収され温帯低気圧化するメカニズムが解析された。

1. はじめに

北緯15~30度付近で成熟期に達した台風が偏西風帯領域へ北上した場合、弱い熱帯低気圧をへて消滅するか、温帯低気圧へ変化し、再発達・衰弱するという過程をへて一生を終える。北上して偏西風帯領域へ侵入した台風の周辺の場合は、それまでの水平方向にはほぼ様な熱帯大気の場合から南北に温度傾度をもつ場に急変する。このような周辺場における台風の非対称化・温帯低気圧へ遷移する過程の三次元構造の変化、そして温帯低気圧化の定義とその完了の条件なども議論した研究はほとんどない。

今回の研究では、典型的な秋台風であった台風7916号(OWEN)について、これらの過程を高層観測網・レーダおよびGMSデータである可視・赤外画像及び雲頂温度データ等を利用し、三次元構造の解析を行う。

台風の温帯低気圧化(以下略して『温帯化』とする)の研究については、Sekioka (1956), Sekioka (1970), Matano and Sekioka (1971 a, b) が主に総観場との関

連で議論した。Sekioka (1956) は『台風それ自体が温帯低気圧に変わるのではなく、台風域内で既存の前線上に新たに温帯低気圧が誘発され、これと台風との複合系(complex system)が生じ、やがて台風本体は衰弱し、温帯低気圧のみが天気図にあらわれて来て見かけ上の台風の温帯化が完了する』という仮説をたて、いくつかの台風の温帯化を論じた。Sekioka (1970) は ESSA の写真(1枚/日)の雲パターンの変化を論じた。また Matano・Sekioka (1971 a) は、さらに pre-existing (先駆的にある)温帯低気圧と重合して温帯化する重合系(compound system)を加え、典型的な例として台風 Cora, 1969 を解析した。さらに Matano・Sekioka (1971 b) は、強い outbreaks 下(恐らく強い傾圧性の場での温帯化)での前二者(複合系・重合系)に加え、弱い outbreaks 下での温帯化を解析し分類に加えた。いずれも12時間間隔の高層観測と総観場を主とした解析である。

一方、大西洋での台風の衰弱過程については、Shenk・Rodger (1978) がハリケーン Camille, 1969 について Nimbus 3/ATS 3 でのチャンネル(可視・赤外・水蒸気)で測定した上陸後の埋積過程を議論し、またハリケーン Hilda, 1964 の上陸後の埋積・衰弱過程を Hawkins・Rubsam (1968 c) が報告している。また Ramage (1974) は南シナ海での台風の発達と衰弱を海

* Extratropical transformation of mature typhoon
—The case study of typhoon 7916, OWEN—.

** Teruo Muramatsu, 気象研究所台風研究部。
—1982年5月20日受領—
—1982年10月1日受理—

第1表 台風と温帯低気圧の特性

	大気の状態	渦		風速分布		水平温度分布 と移流
		渦の変形	渦度の分布	鉛直シャー	大気下層の最大風速の分布	
台風	バトロビック (順圧) ウォームコア (暖気核)	ほとんど円(軸) 対称	下層ほど正の渦 度が強い。	一般に低気圧性 循環は高さとも に減少。	循環中心を取り 巻く眼の壁雲付 近。 中心集中性が顕 著。	200~300 mb で温 度正偏差十数度の ウォームコアをも つ。温度勾配は中 心から外側に向っ て減少、移流はほ んど又は全然な い。
温帯低気圧	バロクリニック (傾圧) コールドコア (寒気核)	非対称、非円形	中部対流圏に渦 度の極大があ る。	一般に中部対流 圏まで高さとも に増大。	広範囲に分布。 中心集中性に乏 しい。	下部と中部対流圏 又はいずれか一方 に強い温度傾度と 温度移流がある。

面水温との関係で調べている。台風の転向後の温帯低気圧の研究としては、Riehl (1972), Brand・Guard (1979) があるが、いずれも再発達後の特性を主眼に議論している。

この論文では、まず衛星画像から雲システム全体の变化を調べる。次いで6時間間隔の観測の高層観測網で捕えられた台風の構造の変化をレーダエコーの変化とともに調べ、温帯化への構造変化・完了の条件を調べ、偏西風じょう乱との併合過程を議論する。

2. データ

GMS データは可視及び赤外面像(波長、10.5~12.5 μ , 赤外の窓領域)を用い、赤外の相当黒体温度 (T_{BB}) を0.1度メッシュで内挿し、分布を求めた。観測は通常3時間間隔で、日本付近に台風が接近した場合 毎時観測となる。これら画像シリーズを用いた。

高層ゾンデ観測は通常00Z及び12Zゾンデ観測(06, 18Zはレーウィン観測のみ)であるが、台風臨時観測期間には06, 18Zともゾンデ観測となる。今回は6時間間隔のデータを解析した。ゾンデの位置補正を行なった。

レーダエコーは台風の移動経路に沿った観測点でのレーダ Fax 用のスケッチ図を用い、沖繩(那覇)、名瀬(本茶峠)、種ヶ島、室戸岬、富士山、函館、札幌、釧路と連続的に追跡した。富士山レーダ(10cm波)を除いて

全て5cm波の気象用レーダで、スケッチ図の範囲は300km, エコー強度は0, 0~4, 4~16, 16mm/hrへの4段階表示のものに統一されている。

3. 温帯低気圧への構造の遷移

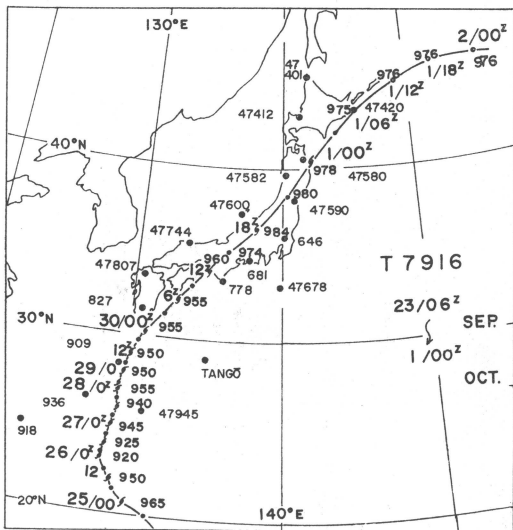
この台風7916号(OWEN)は1979年9月23日06Z13.2°N, 136.8°Eで発生、26日には急激に発達し、918mbとなった。第1図に見られるように、南西諸島沿いをゆっくり北上し、29日06Zには転向し始め、30日00Z以後加速し北東進し、1日12Zにはすでに温帯低気圧として千島列島中部へ抜けた。

台風の最盛期の構造は、村松(1982)に述べられている様に、i) 軸対称性、ii) その中心集中性が明瞭、iii) 250mb付近に正偏差の極大をもつ暖気核が存在、iv) 境界層より上では傾度風平衡がよく成立、v) 大気中層では風速の鉛直シャーは小さい、vi) 大気下層に強い渦度をもつ、等の特徴を有する渦循環である。

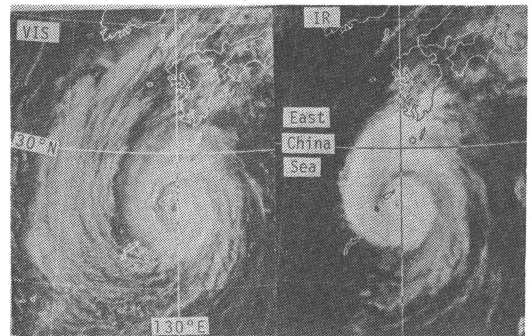
このような特性をもつ台風循環が偏西風帯で温帯低気圧へ遷移する三次元構造の変化を議論するため、まず成熟期の台風と典型的な温帯低気圧との特徴的な差とエネルギー論の立場での分類を第1表に示した。この表は、Spiegler (1972) の分類に、Hobbs (1978), Palmén・Newton (1969) らの温帯低気圧の特性の記述と、台風の構造に関して Collón *et al.* (1961), Hawkins *et al.*

及びエネルギー論.

上昇流場と降雨域の分布			EYEの有無	エネルギー論	備考
(上昇流場)鉛直運動場	対流性降雨とその分布	非対流性降雨			
中心より半径 100 ~ 200 km 以内に上昇流場が集中. 軸対称分布. 十分遠い対流圏上部で弱い下降流域. 眼内で下降流.	中心より半径 200 ~ 300 km 内に集中. 外域はスパイラルバンドが存在. 雲頂は圏界面 (16 km) に到達.	対流性降雨に比べ弱く, 組織性に乏しい.	有り	凝結の潜熱→運動エネルギーへの変換	Anthes (1974) Collón <i>et al.</i> (1961) Hawkins <i>et al.</i> (1968 a, b, c) Gentry <i>et al.</i> (1970) Krihara・Tuleya (1974)
下層循環中心に対し, 進行前方(一般には東~北東象限)に上昇流, 後面に下降流, 非対称分布	寒令前線の先駆, 前線上のバンド状, 及び後面の背の低いcloud band帯. (非対称分布)	主に warm front 前面での上昇流場.	なし	温度傾度に関連した有効位置エネルギー→運動エネルギー変換	Hobbs (1978) Palmén・Newton (1969)



第1図 台風7916号(OWEN)の軌跡と高層観測点.



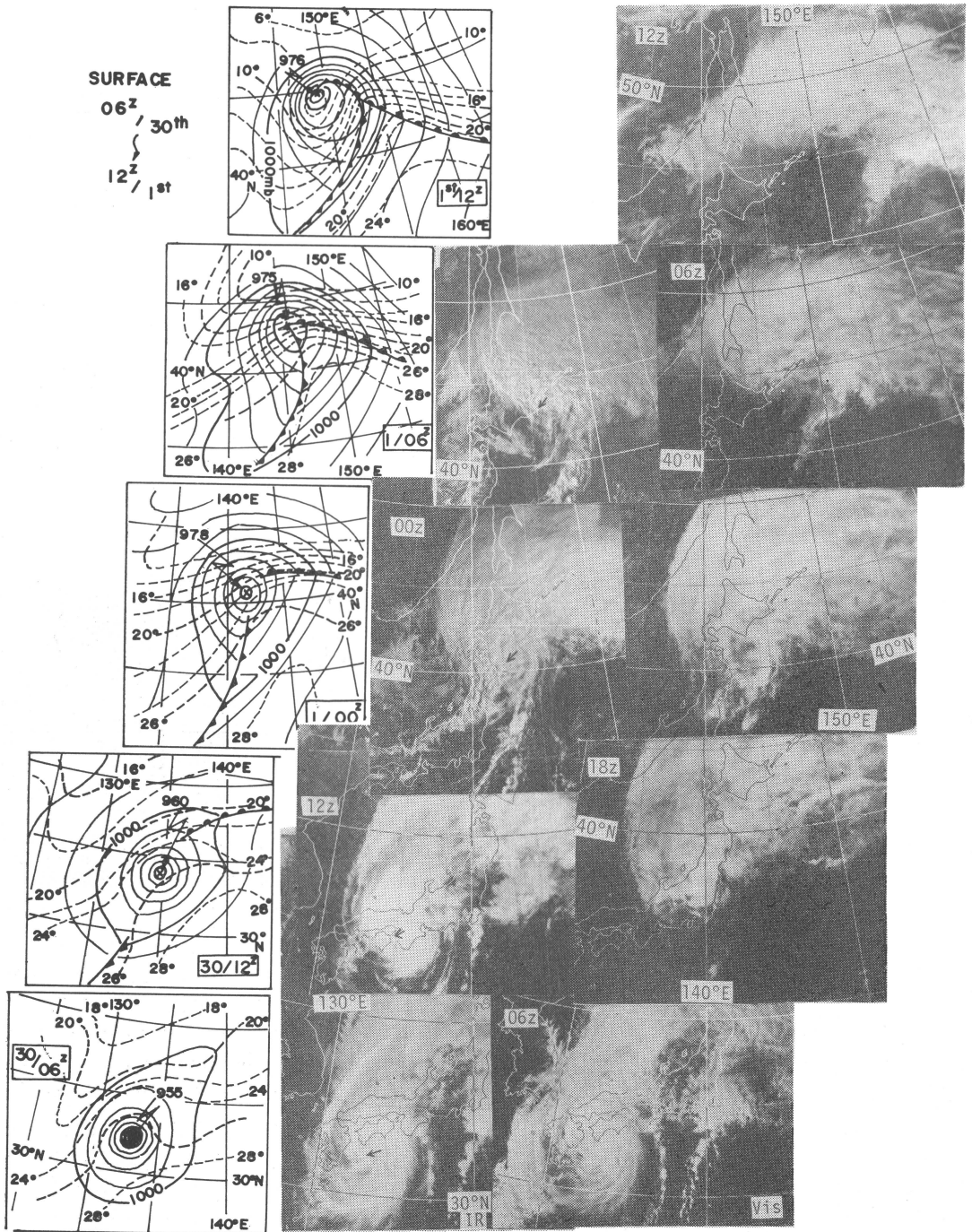
第2図 最盛期の台風7916号; 29日00Z, 可視・赤外画像.

(1968 a, b, c), Gently *et al.* (1970) 及び数値シミュレーションでの Kurihara・Tuleya (1974) 等の記述をもとに, 両者の構造の差を求め再分類したものである. 偏西風帯で第1表の上段の特性がどう変化し, 下段の温帯低気圧へどう変わるかを調べよう.

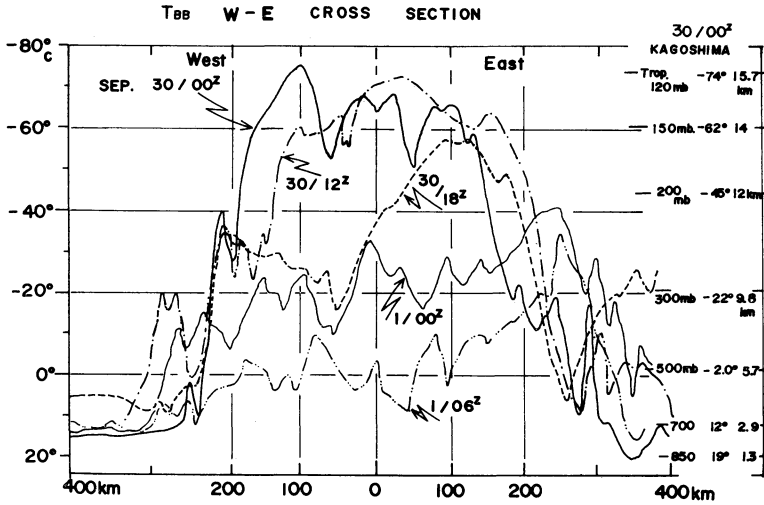
3.1. GMS 画像及び地上天気図上での変化

第2図は最盛期にあたる29日00Zの可視と赤外の画像であり, 上述の典型的な台風の形状を備えているとともに, 温帯低気圧化の第1段階が既に始まっていることを示している. 即ち, 東シナ海には赤外で見てほとんど海面と識別できないほど雲頂温度が暖かい(約10°C前後)背の低い層積雲で覆われ, 台風の西象限約300kmまで弱い寒気移流を示している. 背の高い積乱雲のラインが見られる東象限とは好対照で, 温度場の非対称化が始まったことを物語っている.

第2図の29日00Z以後, 偏西風帯領域に入った台風のGMS画像での変化を第3図に示す. 四国へ上陸直前の



第3図 可視・赤外画像のシリーズで見た台風の温帯化過程（9月30日06Z～10月1日12Z）と地上天気図の変化。



第4図 循環中心を通る T_{BB} の東西断面の変化, 30日00Z~1日06Z.

30日06Z (955 mb) では第2図に比べて眼は認められなくなったが、まだ台風を中心構造を示唆する形状やそれを取り巻くスパイラル構造は明瞭であり、円形度は四国上陸後の30日12Z (960 mb) でも台風循環を示す CDO (central dense overcast) が顕著である。しかしながら、上陸後9時間たった30日18Z (12Zの右の写真) では台風の中心域の円形度は崩壊し、北～北東象限にのみ活発な Cb 域が存在しているのみである。一方、台風の北西象限では、高気圧性曲率をもって絹雲の吹き出した覆いが明瞭化してきている。次いで、10月1日00Zでは矢印に下層の循環中心があるが、形状から見て温暖前線に対応する東西方向へ延びる幅広い雲バンド、上昇流域に対応する北海道の上を覆う濃密な雲域の存在と、その雲域の北～北西側の縁が高気圧性曲率をもち鋭く切れていることなど、発達期から閉塞期へかけての温帯低気圧の雲システムの特徴を具えている。しかしながら、下層循環中心 (40.5°N, 142.0°E) の東には前線性雲バンドとは異なった走向の、可視・赤外両画像ともに台風循環を示唆する強い曲率をもった雲域がまだ残っていた。この特徴的な雲域は04Z (画像略) に釧路の南の海上で認められるが、第3図の06Zには、この循環を示唆する雲域はすでに消失し、温帯低気圧の雲システムに変化した。GMS 画像上の雲システムとしては1日06Zで温帯化が完了していると言えよう。10月1日の12Zには天気図、画像上ともに閉塞期の温帯低気圧となって再発達過程へ進んだ。

3.2. 地上及び 850 mb 天気図での遷移

大気下層の地上及び 850 mb 天気図によりこの台風の温帯化を追跡する。第3図で示したように、地上天気図では台風循環が偏西風帯の南北温度傾度をもつ領域に侵入すると、下層から温度の非対称化と循環場の変化が進行する(30日06~12Z)。次いで30日18Z~1日00Zでは前線も形成され、温度場は温帯低気圧の特徴を具えてくる。そして1日06Zには下層循環中心まで西南西~東北東走向の 14°C の等温線と温度集中帯である前線帯が侵入し、温帯低気圧の構造となり、1日12Zには完全に閉塞期のパターンとなった。850 mb でも地上とはほぼ同様な過程で変化している。台風循環において周辺から次第に非対称化・温帯化が進行し、台風の温度場の特徴が失われ、後述する700 mb より上の大気中層とは異なって、連続的に温帯化過程をたどって行ったことがわかる。

3.3. T_{BB} 東西断面での変化

次に、台風を構成する組織的な対流雲域の消長をGMSで観測された雲頂温度で議論するため、台風中心を通る T_{BB} の東西断面の時間変化を第4図に示す。 T_{BB} は射出率が1の場合、物体の赤外温度を示し、一般には対流雲頂はほぼ射出率が1であるので雲頂温度を示し、高度-温度変換で雲頂高度も得られる。

第4図から明らかなように、30日00Zでは種ヶ島レーダの観測で得られたエコー分布(第9図)に対応して台風中心から西側180 km, 東側150 kmの範囲で活発な対流雲を示唆する T_{BB} の -60°C 以下(雲頂高度にして約

14 km) が拡がり、最も低温なところで -74°C と、鹿児島で観測された 圏界面 (15.7 km , -74°C , 120 mb) にまで達する低温域が存在し、CDO の存在を示している。西側 100 km 及び東側の 100 km 付近に対に出ている低温の極値は、エコー (第 9 図) から見て眼の壁雲に対応している。

次いで上陸 3 時間後の 30 日 12 Z では、第 3 図の画像でも明らかなように、まだ台風中心で -70°C 以下であり、 -60°C 以下の領域も 200 km 以上に存在し、依然として CDO が組織的に認められる。しかし -40°C 以下の領域で見ると、西側 120 km 、東側 200 km と全体に東側へずれつつあることがわかる。また 00, 12 Z ともに西側の T_{BB} の変化が鋭く変化し、雲域の西側の縁が鋭く切れていることが画像 T_{BB} を通して明らかである。上陸後約 9 時間後の本州中部 (36.5°N , 138.0°E) に進んだ 18 Z では、台風中心の西象限で T_{BB} は急激に上昇、低温域は東側に移り、その中心そのものには組織的な背の高い (深い) 対流雲域が見られなくなった。

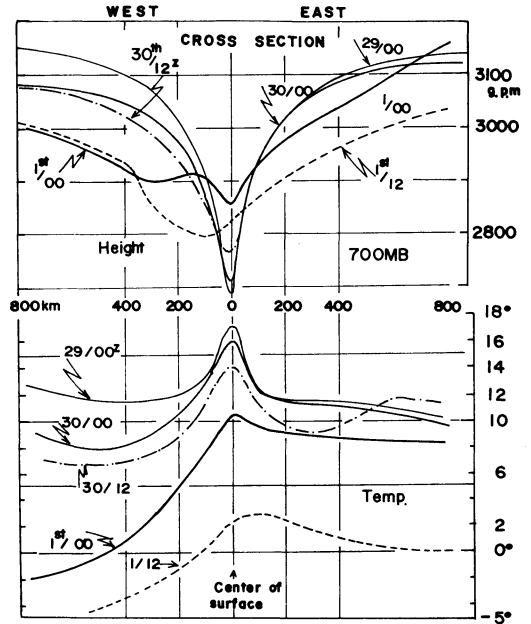
次の 1 日 00 Z では、台風中心から 200 km 内の領域でも -30°C より高く、雲頂も 10 km 前後と圏界面に達するような組織的な雲域はすでに消失していた。06 Z ではさらに T_{BB} が上昇している。即ち台風特有な中心付近での組織的な深い対流は 18 Z 以後は認められない。

T_{BB} の変化では台風の特徴の一つである中心付近の深い対流雲域—GMS 画像上では CDO として認められる—が消失した 18 Z 以後、 T_{BB} から見た温低化が完了したと言える。一方、29 日の軸対称性から偏西風帯に入った 30 日 00 Z 以後、雲頂温度の分布において、極少の部分の温度が $-76^{\circ}\text{C} \rightarrow -70^{\circ}\text{C} \rightarrow -58^{\circ}\text{C} \rightarrow -42^{\circ}\text{C} \rightarrow -35^{\circ}\text{C}$ と上昇し、中心から低温域が時間の経過とともに東へ移行し、1 日 00 Z には東 220 km まで移行した。温低化過程の一つの形態を示している。

3.4. 700 mb 面での東西断面の変化

飛行機観測を含めデータが最も多く、また地上~850 mb の大気下層と異なった変化をする 700 mb 面の東西断面の変化を第 5 図に示す。

高度場から見ると、29 日 00 Z ではほぼ対称分布であり、台風中心付近の勾配は急で中心集中性が顕著であり、暖気核の存在が特徴的である。30 日 00 Z から 12 Z へと時間が経過するに従い、偏西風帯領域に入り、上述の台風の特徴である温度の中心集中性は緩み、西象限での高度の低下傾向が続き非対称化が進行する。1 日 00 Z には偏西風じょう乱に伴う低圧部に台風循環の消滅直前の低圧部



第 5 図 700 mb 高度場及び温度場の東西断面の変化, 29 日 00 Z ~ 1 日 12 Z.

が重なりついているのが解析されている。そして、1 日 12 Z (06 Z は風速場のみ観測されている) では台風循環も消滅し、中心の暖気核は消滅、中心まで 2°C の寒気に満たされ温帯低気圧構造となっており、1 日 00 Z と 12 Z との間で温低化が完了したことを示している。

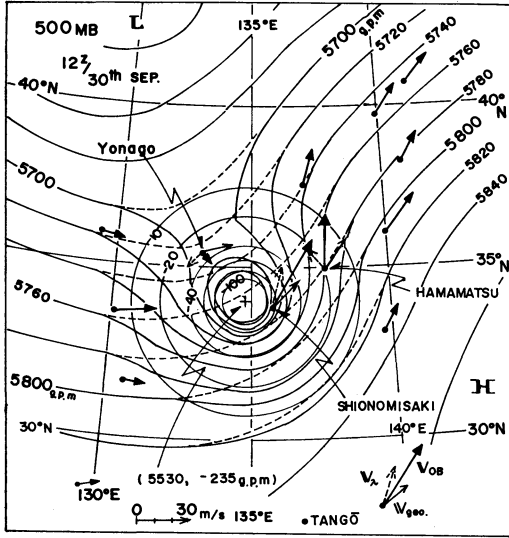
3.5. 500 mb 面で見えた変化

台風循環は大気中層で傾度風平衡がよく成立している。一方、中緯度偏西風帯領域では地衡風平衡が第一近似として成り立っている。台風循環が偏西風帯領域へ侵入すると、実際に観測された高度場・風の場合は両者の合成されたものと考えられる。ここでは大気中層の非発散レベルである 500 mb 面で検討する。

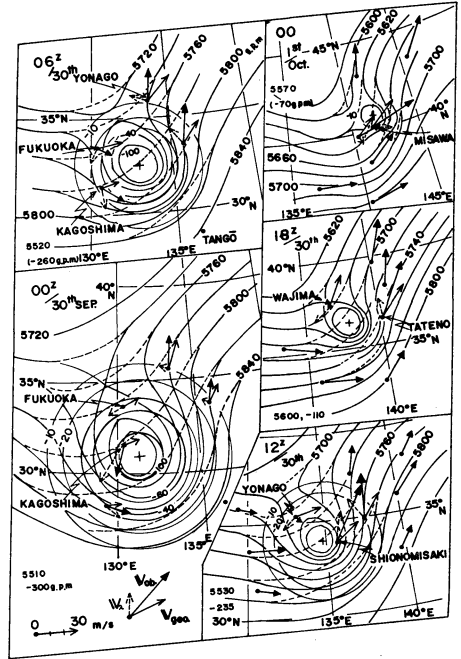
30 日 12 Z, 台風中心の北西約 200 km にあたる米子 (地点番号, 47744) では 500 mb の風が 321° , 8 m/s 、一方、東南東 80 km 地点 (潮岬の観測を位置補正したもの) では 211° , 45 m/s と、台風循環の低気圧性の接線風速が偏西風と合成され減 (加) 速されていることがわかる。

500 mb 面はほぼ非発散面であることから、このレベルでの実測風のベクトルを V_{OB} 、高度を ϕ_{OB} (ジオポテンシャル) とすると、台風を取りまく偏西風場即ち地衡風の式は、

$$f \cdot k \times V_g = -\nabla \phi_g$$



第6図 500 mb 面での台風循環場と偏西風地衡風場, 30日12Z, 実線は観測された高度場, 破線は台風循環を除いた地衡風場, V_{OB} : 実測風, V_{geo} : 地衡風, V_{λ} : 台風循環の傾度風速.



第7図 第6図と同様, 500 mb の高度, 風場の变化, 30日00Z~1日00Z.

(V_g : 地衡風; ϕ_g : 高度場; k : 鉛直方向の単位ベクトル)

傾度風平衡の式は, 台風中心を原点とする円筒座標系で

$$fv_{\lambda} + \frac{v_{\lambda}^2}{r} = -\frac{\partial \phi_{\lambda}}{\partial r}$$

となる.

但し, r は台風中心からの距離, $\partial \phi_{\lambda} / \partial r$ は等圧面の傾き, v_{λ} : 接線風速.

$$\phi_{OB} = \phi_g + \phi_{\lambda}$$

となる.

台風の中心位置と6時間間隔で観測された高層の場を平滑化した地衡風場 ϕ_g , V_g が与えられれば, ϕ_{OB} と V_{OB} から V_{λ} , ϕ_{λ} の分布が得られることになる.

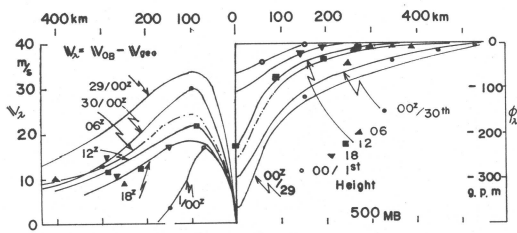
第6図は30日12Zの500 mb の台風循環場とそれを取り巻く偏西風の場を分離したもので, 高度場及び風速のベクトルをそれぞれ表わしている. この時の高層の観測点は台風中心に対し解析に好適な分布をしている. 偏西風場の高度 ϕ_g は, 台風循環の及ばない領域での地衡風平衡を考慮し, 6時間ごとに500 mb 面の天気図解析を行い外挿して用いた.

この第6図で潮岬の場合, V_{OB} は 211° , 45 m/s であり, V_g の 225° , 21 m/s から推定された台風の V_{λ} は

190° ; 24 m/s となった. 一方, 台風の北西 230 km の米子の場合 V_{OB} は 321° , 8 m/s であり, 図のように西風の地衡風と打ち消し合うような傾度風が求められる. 同様に台風をとり巻くすべての高層観測点で推算し, 第12図のベクトルが得られた. 図中, 実線は台風の循環場 ϕ_r と偏西風場 ϕ_g との和, 即ち実際に観測された ϕ_{OB} の分布である. 台風循環がまだ強い状態での偏西風帯域での特徴的な分布をしている. また求めた V_{λ} の分布と ϕ_r の分布とは矛盾していない.

第6図と同様に6時間ごとの500 mb 面の台風循環と一般場(偏西風場)との分離を行ったのが第7図である. 30日00Z(上陸より9時間前の転向して北東へ加速しながら移動しつつある時)では, すでに西~西南西 15 m/s 以上の場の中に台風循環が入り, 06Z, 12Z(第6図)と循環域を減少させながら北東進した. 1日00Zに 40.5° N , 142.0° E の海上へ抜けた時には, 循環の直径は約 200 km 以下となった.

第7図の中で, 30日00Zの分布で興味ある点は台風中心の北 310 km の福岡での観測値である. 台風の傾度風と偏西風場の地衡風がほぼ釣り合い打ち消しあってしまったため, 実際の風が 1 m/s とほぼ流れの特異点となっ



第8図 500 mb 面の台風循環のみ風速と高度成分，
29日00Z～1日00Z.

ている点である。次の30日06Zでは鹿児島・福岡・米子・潮岬の4観測点に囲まれるように台風が位置し、00Zとは異なった好適な分布をしていた。12Zは第6図と同じものであり、18Zでは輪島の V_{OB} が 171° 、 7 m/s となり、 205° 、 24 m/s の一般場と 40° 、 17 m/s の傾度風との合成ベクトルとなっている。館野では 212° 、 41 m/s で台風の傾度風と偏西風場が加えられた合成ベクトルとなり、台風の南東象限で一般流との合成でより強風が吹いていることがわかる。

1日00Zの場合では、三沢の観測が飛揚時刻0045Zと通常より1時間15分遅れて実施されている。このため台風との相対位置補正を行うと観測点は中心の南西80 kmの地点となり、500 mbで観測値が5603 m、 246° 、 19 m/s と観測され、高度偏差から見ても未だ直径200 kmたらずの循環が残っていることが解析できる。観測の時間分解能と空間分解能を良くすれば、偏西風場との分離は可能である。

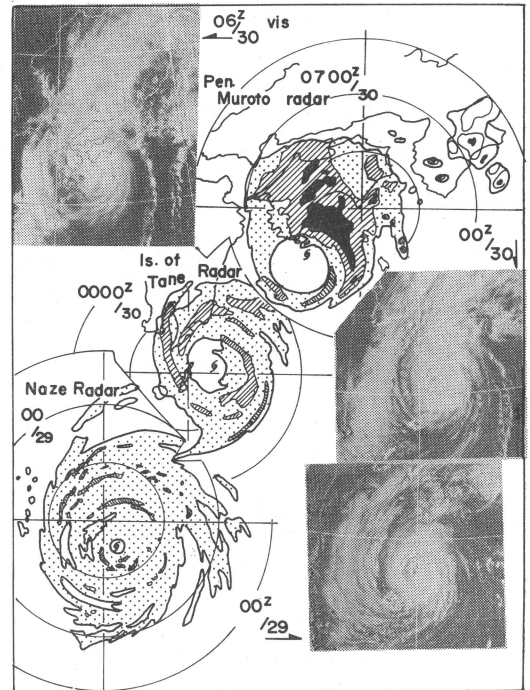
以上の6時間間隔の観測で、台風循環のみの500 mb面での高度(ϕ_λ)と風速(v_λ)の30日00Zから1日00Zまでの変化を第8図に示す。

台風の変化の特徴は次の通りである。

- i) 上陸(09Z)後の急激な衰弱、
- ii) 1日00Zでもまだ台風循環場が解析されること、
- iii) 変化傾向を外挿すると1日06Zには循環はほぼ消滅したこと。即ち大気中層における台風の循環場即ち運動エネルギー場では1日06Zに消滅したと言える。

3.6. レーダエコーから見た構造の変化

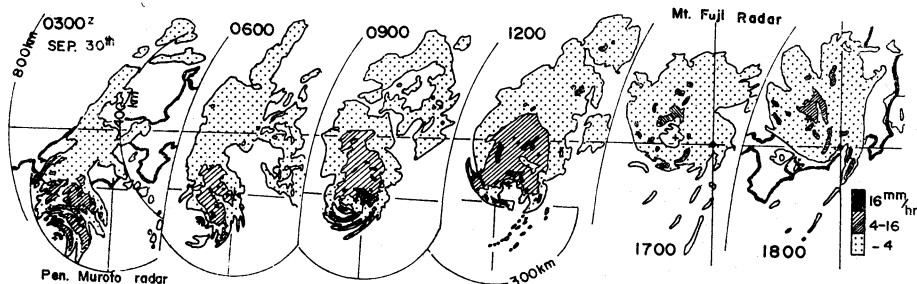
29日00Zの最盛期を過ぎ偏西風帯に入った台風の中心構造の変化を、レーダエコーで追跡する。第9図は台風の軌跡上の名瀬・種ヶ島・室戸の各レーダから見た台風眼の拡大過程を観測したものである。明瞭な台風眼とそれを取り巻く眼の壁雲(eye wall)は29日07Z(エコー図略)まで29日00Zと同様、組織的なものであったが、08



第9図 台風眼の拡大(レーダエコー)と可視画像上での眼の消滅(29日00Z～30日06Z);
レーダは名瀬(29日00Z)、種ヶ島(30日00Z)、室戸(30日00Z)。

Z以後は中心構造の不明瞭化が進み、29日18Zには直径90 kmの眼の壁雲内にドーナツ状の直径25 kmの眼を含む二重眼の構造となった。21Zまで同様な傾向が続き、このあと種ヶ島レーダで継続して追ってみると、30日00Z(第9図)のエコー分布となった。二重眼の内側の壁雲が崩れ、東側に三日月型となって一部を残しながら消失し、眼の径の拡大が進んだ。さらに室戸レーダで引きつづいて追跡すると、第9図の上段の07Zエコー分布となった。偏西風帯領域に入った29日06Z以後、加速しながら北東進する台風の眼の拡大化・非組織化が明らかである。

この変化をGMSの画像シリーズで見ると、29日00Zの画像から引き続いて29日12Zまで明瞭な眼が存在していたが、18Zの赤外画像にはすでに眼は確認できない。30日00Zの可視画像でも同様である。しかしこの時刻の T_{BB} の東西断面である第4図で見れば、中心より東側50 km、西側60 km付近に -50°C 前後の相対的な高温域がある。中心と外側の眼の壁雲域とが不明瞭ながら分離



第10図 エコーから見た台風の温帯化、富士山レーダ（30日03Z～18Z）、12Zまで室戸レーダと合成。

している点が指摘できる。次いで、06Zでは00Zとは異なり、レーダエコーでも二重眼構造はなく、画像上でも全く眼は観測されなくなった。これらの経過はレーダ眼の拡大・不明瞭化と対応して衛星画像上での眼の消失の過程を表わしていることがわかった。

この第9図のあと、800 km レンジの広域探知の富士山レーダ（波長、10 cm）で追跡したのが第10図である。30日12Zまで室戸レーダ（波長 5 cm）のエコー図と合成してある。眼構造は四国上陸後、3時間たった12Zでもなお組織的な眼の壁雲と眼が観測され、さらに中部山岳地方に入る直前の17Zまで眼は不明瞭化しながらも確認できる。18Zでは急激に眼の構造が崩壊している。この点は第4図の T_{BB} の東西断面の時間変化と一致している。

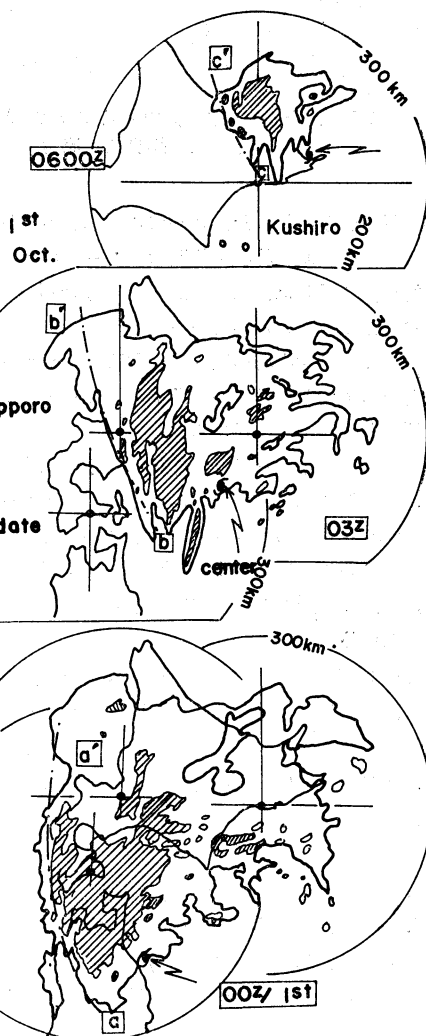
この第10図から明らかな台風の温帯低気圧への遷移の特徴点は次のとおりである。

i) 台風の北側の前線性雲バンドへ台風の東側からの湿潤な南成分をもった気流が合流し、台風の北～北東象限でエコーが活発化し、06Zで北 200 km、09Zでは北 380 km へと拡大し、さらに 12Zには組織化はさらに明瞭となっている。一方、台風の南～南西象限では150 kmより外域でエコーがなく、著しい非対称性を呈している。この点は GMS 画像上でも同様であり、偏西風帯域での台風と前線性雲バンドとの関連の降雨構造の一つの特徴であろう。

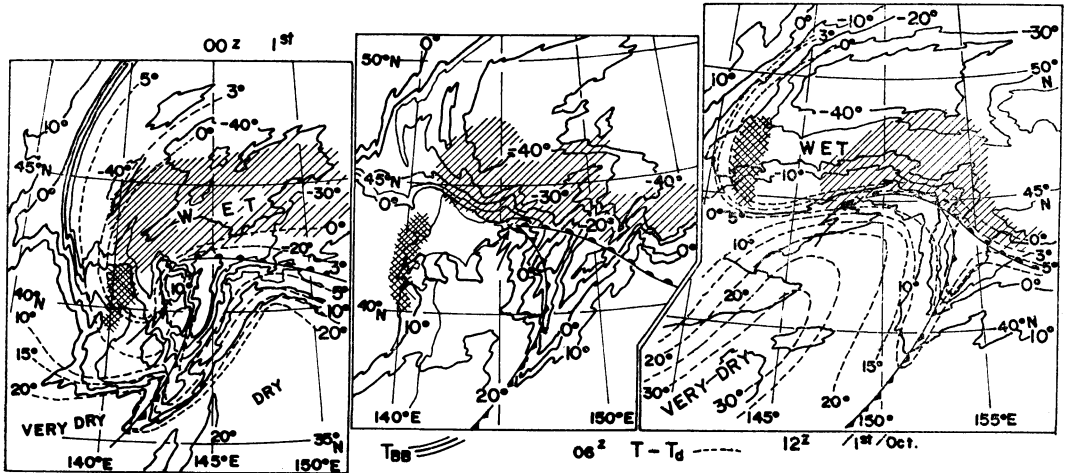
ii) 上陸（09Z）後は非組織化が進み、特に本州へ再上陸した13Z以後は中心をとりまく組織的な対流雲域が減少、15Z以後はその傾向が著しい。

iii) 眼の構造は四国上陸後約9時間たってから急激に崩壊した（18Z）。 T_{BB} の変化と一致している。

21Zには対流性エコーも観測されなくなり、台風としての組織的の形状はエコー分布即ち降水粒子の組織的な分



第11図 温帯化直前のエコー変化、10月1日00Z～06Z、函館・釧路・札幌の3レーダ合成図。



第12図 T_{BB} 分布 (実線) 及び 700 mb $T-T_d$ (破線) の分布の変化, 1日 00Z~12Z. 斜線域は非対流性降雨域, 網目は対流性降雨域, 矢印の先の (×) 印が下層循環中心.

布で見る限り失われた. さらにこのあとの1日00Zから06Zまでの函館・札幌・釧路の3レーダのエコー合成図を第11図に示した. この図から, 上述のi)~iii)の特徴に加えて次のことがわかる.

iv) 下層循環中心の南~南西象限は「エコーなし」領域となっており, 逆に西~北西象限には一部対流性を含む活発な面状エコーがある.

v) a-a' で区切られた西側の縁は高気圧性曲率をもち, 明瞭に切れ, その西側の日本海の「エコーなし」域(画像では晴天域)と明確に分離している.

vi) この傾向は03Z (b-b'), 06Z (c-c') と同様に続き, 時間の経過とともに曲率を増し, 循環中心へ近づいて来ている.

これら i), ii), …… , vi) のエコーの特徴的分布の変化は, 温帯低気圧の発達期から閉塞期へのパターンの典型的な形状変化と一致している. エコー分布の変化からは, 1日00Zにはすでに温帯化は完了していると見なせる.

4. 温帯低気圧化の完了

3.1. 節では GMS 画像シリーズでの温帯化完了を10月1日06Zとしたが, ここでは T_{BB} の分布と 700 mb の乾燥域との関係を議論する. 村松 (1982) によれば, 大気中層には29日00Z~30日00Zで既に, 台風の西~南西象限に非常に乾燥した領域が明瞭化して来たことが解析されている. 第2図の29日00Zの場合も, 西象限の200

km 以西の東シナ海の海上では 700 mb より低い雲頂をもつ層積雲域で満たされ, 逆転層の上である 700 mb より高いところでは非常に乾燥していた. このあと 700 mb 面で追跡しても同様である. 30日12Zの場合も台風の東側 500 km 以上が湿潤領域であるのに反し, 西側は 190 km ですでに大気中層が乾燥域となっていた. 18Zをへて, 1日00Zでは仙台で比較的乾燥 ($T-T_d$ で 10°C) しているのに比べ, 三沢・秋田ではまだ飽和した状態であり, まだ中心域まで侵入していない. 1日12Zでは既に下層循環中心にまで乾燥領域が侵入し, 温帯低気圧として特有な形態となっている. この間の1日06Zには温度・湿度・高度の観測はないが, 00Zと12Zの T_{BB} 分布と 700 mb の乾燥領域との分布を比較 (第12図) して議論する. 00Zの観測では T_{BB} の 0°C 又は 10°C (可視画像上で下層雲領域か, もしくは晴天域) の等値線と乾燥領域の分布とがよい対応関係を表わし, 12Zでも同様である. 従って, この間の06Zの T_{BB} の分布 (第12図中) を比較すると, この時点ですでに T_{BB} の 0°C の等値線は循環中心まで侵入し, 可視画像 (第3図) でも晴天域と雲域との境界に対応していた. 大気中層の湿度場からも, この06Zには温帯化が完了していることが明らかである. 第18図の中で斜線の部分が地雨性の降雨を観測した領域で, 降雨分布からも06Zの温帯化が言えよう.

以上, 各気象要素から見た台風の温帯化への構造の遷移と完了の時点についてまとめると,

i) GMS の可視・赤外画像上での雲システムの形態から1日06Zとなる。

ii) 地上 -850 mb の大気下層の循環については温低化への不連続な時刻はなく、周辺部より変形が進行し、連続的に変化していく。温度集中帯（前線）が循環中心付近まで到達した時点をとれば1日06Zである。

iii) T_{BB} 東西断面の変化からは、30日18Zで既に台風特有な中心域での深い組織的な対流雲域が崩壊している。

iv) 700 mb 東西断面では非対称化が進み、1日00Zまでは台風循環は認められるが、1日06Zには消滅している。

v) 500 mb 面では台風循環は06Zで消滅している。

vi) レーダエコー分布では30日18Zで急激な中心構造の崩壊が起り、1日00Zではすでに温低構造となっている。

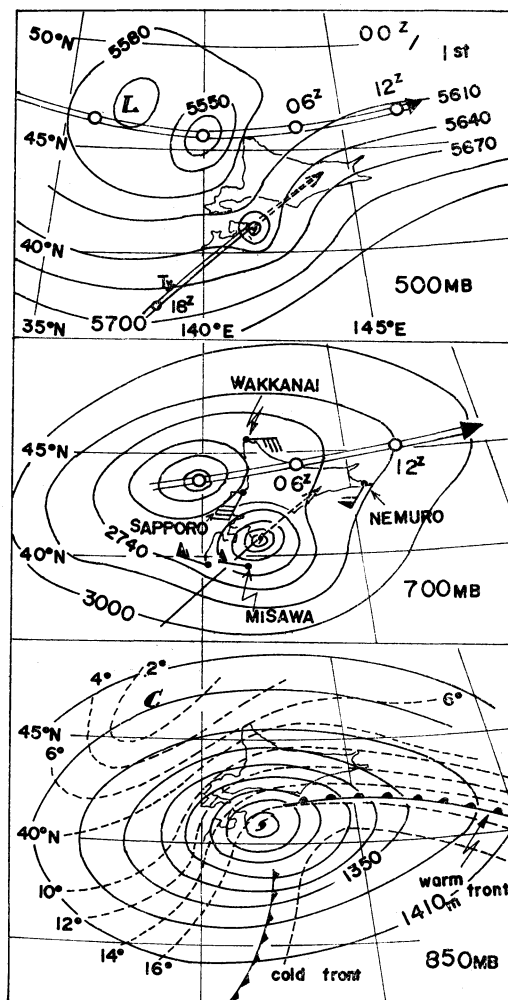
vii) 700 mb の乾燥域から見て、1日06Zには乾燥域の循環中心まで到達し、この時点で完了している。降雨域分布も同様である。

即ち、降雨分布を反映するエコー分布、対流雲の消長を示す T_{BB} 東西断面などの変化から温低化完了が先行し、台風を中心構造が崩壊（30日18Z）する。そのあと衛星画像から広域の雲システム、700 mb の乾燥域で代表される大気中層の乾燥域の下層循環中心までの侵入した1日06Zが温低化完了の最終的な時刻で、台風循環の大気中・上層での消滅した時点とも一致している。1日06Zの時点をもって、全ての意味で温低化が完了したといえる。

5. 偏西風じょう乱への吸収併合過程

第8図から見て、台風7916号は大気中～上層で1日06Zには台風循環が消滅している。しかしながら、地上～850 mb など大気下層の低気圧性循環は第3図の地上天気図で示すように連続的に遷移してから温帯低気圧となっている。この大気、中・上層及び下層の1日00Zから12Zの間の鉛直構造の変化を調べよう。

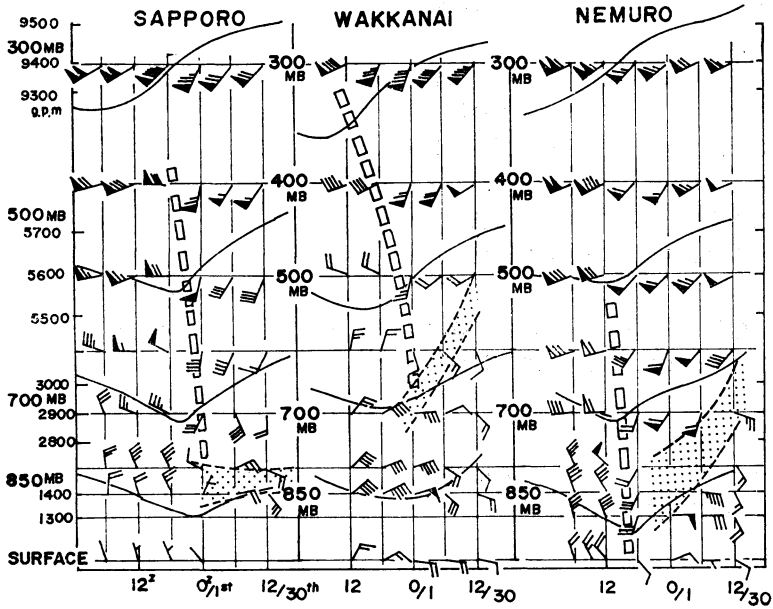
第13図は1日00Zの850, 700, 500 mb 面の台風循環を中心とした高度場である。1日00Zまでの500 mb 面での変化は第8図で示したように偏西風帯域での衰弱を示しており、第13図へと続くのである。台風循環の軸はほぼ鉛直で下層に強い渦度が集中している。さらに日本海北部には東～東南東進してきた偏西風じょう乱があり、700 mb 面まで対応した渦があり渦管の軸は上層ほ



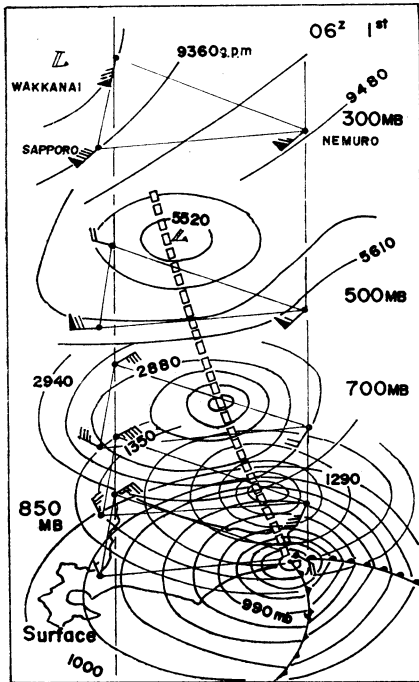
第13図 1日00Zの850 mb から500 mb までの台風付近の鉛直構造。

ど北へ傾いている。下層では台風循環に覆い隠された渦は解析されていない。両者は各々の特性を示しながら明確に分離されている。

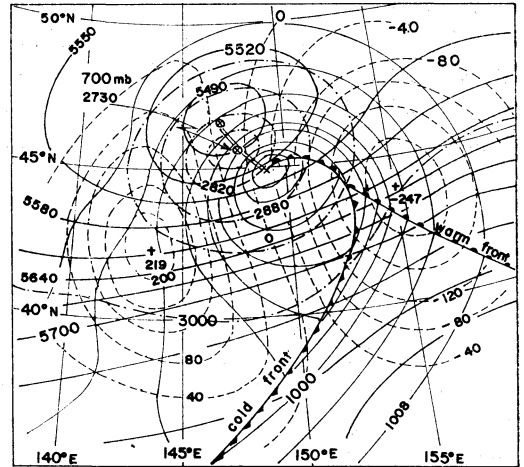
この時刻を含み、30日12Zから1日12Zの間の札幌・根室・稚内における高層の時刻別分布を第14図に示す。偏西風じょう乱の中心付近が通過した稚内では、660 mb (1日00Z)の安定層上端より上層ほど偏西風じょう乱の渦管が西へ傾き、即ち発達傾向の気圧の谷（トラフ）が東進し、500 mb で見て1日00Zから06Zの間に稚内の上を通過し、これに対応して札幌では350～700 mb で明瞭なトラフの通過が認められ、大気中層の渦の東進



第14図 札幌・稚内・根室のタイムシーケンス, 30日12Z~2日00Z. 破線は安定層(遷移層)を示す.



第15図 温帯化完了時の地上~300 mb の鉛直構造, 1日06Z.



第16図 1日12Z, 温帯性低気圧の閉塞期の構造. 地上: 細実線, 700 mb: 鎖線, 500 mb: 実線, 700 mb ω (上昇流場) の分布: 破線.

通過を示している. 両地点とも安定層より下層での渦の通過が認められない.

3観測点とも安定層が風の場合での遷移層と一致しており, 安定層より上の大気中層で偏西風 じょう乱が卓越

し、下層では台風の下層循環の場が卓越している。3観測点とも観測されている900~700 mb付近の安定層(風の遷移層でもある)で台風循環と偏西風じょう乱場が明確に分離されており、矛盾なく両者の共存を可能としている。

1日06Zの鉛直構造を第15図に示す。この1日06Zは前章の結論で述べたごとく台風の温低化が全ての意味で完了した時点である。この間、

i) 台風循環は大気中~上層で消滅した。

ii) 台風循環として連続的に追跡されてきた地上~850 mbの下層の渦と、東進してきた大気中層を主体とする偏西風じょう乱の渦管が結合した。軸は上へ行くほど北々西へ傾いている。

iii) 00Zまで観測された遷移(安定層)はii)とともに消失した。

以上、鉛直構造上、矛盾なく温帯低気圧へ遷移したことが考察される。第16図はこの6時間後の12Zの構造を示すが、第1表で分類した閉塞期(成熟期)の構造上の特徴を示す典型的な温帯低気圧となっている。

この併合過程は、Sekioka (1956) で提案されている、「前線上に新たに低気圧が誘発され、複合系を生じ、温低化する」という範疇とは明らかに構造的に異なる。上述のごとく、東進する偏西風じょう乱との併合吸収される過程から見て、Matano・Sekioka (1971 a) の重合系(compound system)の温低化過程の分類上の範疇に入るものであろう。しかしながら、この過程は台風の強さ、とくに下層循環の強さと大気中層の渦度の極大をもつ偏西風じょう乱の強さとの相対関係で偏西風じょう乱の先駆となる下層じょう乱の東進が認められる場合(Matano・Sekioka, 1971 b) と、今回の解析で明らかのように下層でじょう乱が顕在化しない場合とに分かれよう。

いずれの場合でも、台風の温低化は偏西風帯の強さとその領域へ侵入した時の台風の循環の強さとの両者の関係で決まると考えられよう。

6. まとめ

成熟した台風7916号(OWEN)の偏西風帯領域での温帯低気圧への構造の変化を、GMS、高層レーダ等のデータをもとに解析した。

この台風の温低化過程をまとめると次の様になる。

台風が偏西風帯領域に侵入すると非対称化が進行する。台風の特徴である軸対称性・順圧性の変質は、台風の周辺、特に西側から始まる。偏西風帯の緯度にもよる

が、台風7916号の場合は29日00Zの最盛期(運動エネルギーの極大期)に達した時点ですでに西側象限に700 mbより上で乾燥域の侵入、その下の安定層下で層積雲系の密な雲域で示唆される変質が始まり、始めはゆるやかに進み傾圧帯に入るほど急速に進行する。

台風の温帯低気圧への構造の最終段階での遷移過程は偏西風帯領域で、

i) 中心をとり巻く活発で組織的な深い対流雲域の消滅(30日18Z)、ii) 暖気核と中心方向へ向かう温度勾配の消滅と前線帯への水平温度集中帯の形成、iii) 中心集中性の崩壊と非対称化への急激な進行、iv) 降雨域の進行前方又は極側への移行、v) 大気中層の台風循環の消滅(1日06Z)、vi) 大気中層の乾燥域の循環中心までの侵入(06Z)、という過程をへて温低化することがわかった。台風の特徴すべてが消滅した時点の1日06Zで温低化が完了したといえる。

この期間を通して、主に大気中層の非連続変化に対し、大気下層の地上~850 mbでは連続的な変化を経て台風循環そのものが温帯低気圧循環へ変化する。この台風の場合は典型的な秋台風の進路をたどり、勢力も中心気圧950 mb(転向点)であった台風が上陸して984 mbまで衰えたが、偏西風じょう乱との併合吸収過程をへて閉塞期の温帯低気圧へ変化し再発達したケースである。

データの疎な海上での温低化が多かったので温低化の完了の条件は十分研究されていないが、上述の結論から、時間・空間分解能のよいGMS画像と高層データから見た温低化完了での条件は、大気中層の700~500 mbの循環の後面から侵入してきた乾燥域が中心まで到達した時点をとる。GMS画像、 T_{BB} 分布で見れば、下降流による乾燥域に対応する画像上の晴天域又は下層雲域が、一方赤外での T_{BB} 分布では 0°C 又は 10°C の等値線が循環中心へ到達した時点(両者は同時現象である)を条件にし、定義すればよいであろう。

7. あとがき

この論文を書くにあたって終始ご指導して頂きました気象庁予報課 山下主任予報官、ならびに気象研究所台風研究部 山岬第1研究室長に謝意を表するとともに、レーダエコー図を心よく提供して頂きました沖繩気象台、名瀬測候所、室戸岬測候所、東京管区気象台、札幌管区気象台の関係者に謝意を表します。

文 献

Anthes, R.A., 1974: The dynamics and energetics

- of mature tropical cyclones, *Rev. Geophys. and Space Phys.* **12**, 495-522.
- Brand, S. and C.P. Guard, 1979: An observational study of extratropical storms evolved from tropical cyclones in the western north Pacific, *J. Met. Soc. Japan*, **57**, 479-483.
- Collón, J.A. and staff, 1961: On the structure of hurricane Daisy (1958), National Hurricane Research Project, U.S.A. Weather Bureau, Report No. 48, 102 pp.
- Gentry, R.C., T.T. Fujita and R.C. Sheets, 1970: Aircraft, spacecraft, satellite and radar observations of hurricane Gladys 1968, *J. Appl. Met.*, **19**, 837-850.
- Hawkins, H.F. and D.T. Rubsam, 1968 a: Hurricane Hilda 1964; I. genesis, as revealed by satellite photographs, conventional and aircraft data, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 428-452.
- , 1968 b: Hurricane Hilda 1964, II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 617-636.
- , 1968 c: Hurricane Hilda, 1964, III. degradation of the hurricane, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 701-707.
- Hobbs, P.V., 1978: Organization and structure of cloud and precipitation of the mesoscale and microscale in cyclonic storms, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **16**, 741-755.
- Kurihara, Y. and R.E. Tuleya, 1974: Structure of a tropical cyclone developed in the three-dimensional simulation model, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 893-919.
- Matano, H. and M. Sekioka, 1971 a: On the synoptic structure of typhoon Cora, 1969, as the compound system of tropical and extratropical cyclones, *J. Met. Soc. Japan*, **49**, 282-295.
- , 1971 b: Some aspects of the extratropical transformation of a tropical cyclone, *J. Met. Soc. Japan*, **49**, 736-743.
- 村松照男, 1982: 台風7916 (OWEN) の成熟期の構造, *天気*, **29**, 1115-1128.
- 中島暢太郎, 光田 寧, 後町幸雄, 田中正昭, 藤井健, 文字信貴, 1980: 台風7916号について, 京都大学防災研究所年報, 第23号, 87-111.
- Ramage, C.S., 1974: The typhoon of October 1970 in the South China sea; Intensification, decay and ocean interaction, *J. Appl. Met.*, **13**, 739-751.
- Palmén, E. and C.W. Newton, 1969: Atmospheric Circulation System; Academic Press, 603 pp.
- Riehl, H., 1972: Intensity of recurved typhoons, *J. Appl. Met.*, **11**, 613-615.
- Sekioka, W., 1956: A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitude, I. Synoptic structure of typhoon Marie passing over the Japan Sea, *J. Met. Soc. Japan*, **34**, 276-287.
- , 1970: On the behavior of cloud patterns as seen on satellite photographs in the transformation of a typhoon into an extratropical cyclone, *J. Met. Soc. Japan*, **48**, 224-233.
- Shenk, W.E. and E.B. Rodgers, 1978: Nimbus 3/ATS 3 observations of the evolution of hurricane Camille, *J. Appl. Met.*, **17**, 458-476.
- Spiegler, D.B., 1972: Cyclone categories and definitions; Some proposed revisions, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **53**, 1174-1178.