

# 急激に発達した低気圧の数値シミュレーション (I)

## —初期場の影響と総観的構造の特徴—

古賀 晴成・山岸米二郎・柏木 啓一\*\*・二宮 洸三\*\*\*

### 要 旨

1982年10月24日9時、日本海で発生、12時間に16 mb という急激な発達を示した低気圧について、23日21時を初期値とした数値シミュレーションを行った。

この低気圧の予想には、初期場の小規模な風場が非常に重要で、細かい格子を用いた解析で初期値化をしない方が良い予想結果が得られた。低気圧の発生初期には擾乱はごく下層にしか存在しないが、次第にそれが上層へ運ばれ中層のトラフと結びつくことを示した。

また、数値予報モデルでシミュレートされた低気圧は、正渦度、上昇流の極大域は非常に下層(900~800 mb)にあり、傾圧不安定波にはほぼ近い構造をもっていることがわかった。

### 1. はじめに

最近、解析・予報システムが改善され、数値予報による総観規模擾乱の予想は大幅に精度が向上している。しかし、発生期の低気圧や中間規模以下の擾乱の予想はまだ不十分である。ここに取り上げたのは発生期の水平規模の小さい低気圧の例であり、当時の気象庁のルーチンモデル(8L-NHM, 10L-FLM)では、この低気圧の発達は全く予想できなかった。

1982年10月24日00Zに能登半島付近に発生した低気圧は、12時間に16 mbの急激な発達を示し、24日12Zには津軽半島付近で994 mbになった。この低気圧の発生・発達を数値予報モデルで予想するために必要なものが何であるかを探るため、10月23日12Zを初期値として、客観解析法、初期値化の方法を変更した数値実験を行うとともに、低気圧の構造的特徴や低気圧の発達に及ぼす潜熱放出の効果を検討した。得られた結果は次のよ

うに要約される。

(1) 低気圧の発生と初期の発達を数値予報モデルで予測するためには、大気下層(~850 mb)の小スケールのじょう乱(特に風場)の解析が重要である。

(2) 低気圧の発生初期には下層のみにじょう乱が存在し、大気中層(~500 mb)の正渦度(移流)と直接の関係はない。

(3) 発生初期に下層に存在した正渦度は、より下層の収束によって強められ、次第に上方へ運ばれ、中層の正渦度と結びつく。

(4) 潜熱放出の効果も低気圧の発達に及ぼす影響が大きい。

(5) 発達段階でこの低気圧は傾圧不安定波とはほぼ同じ構造を示すが、正渦度、上昇流の極大域は非常に下層(900~800 mb)に存在する。

### 2. 実況の経過(第1図, 第2図)

23日12Zの500 mbの低気圧の中心は、50°N 130°E付近にあり、その低気圧をまわるトラフの一つが黄海方面に伸びており、その後面には強い寒気がある。日本付近は西南西の風が卓越する場になっている。850 mbでは日本海からモンゴリア方面にかけて幅の広い傾圧帯が存在し、朝鮮半島北部に擾乱が認められる。朝鮮半島から西日本にかけては寒気移流場である。地上では本州日

\* Numerical simulation of a rapidly developed extratropical cyclone.

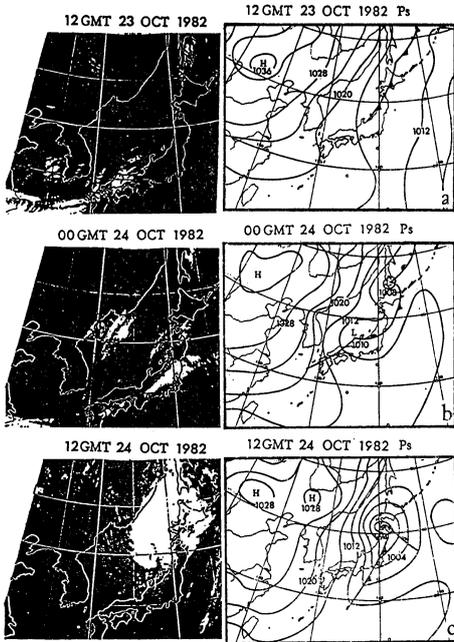
—Influence of the initial field and characteristic features of the synoptic structure—

\*\* Harushige Koga, Yonejiro Yamagishi and Keiichi Kashiwagi, 気象庁電子計算室.

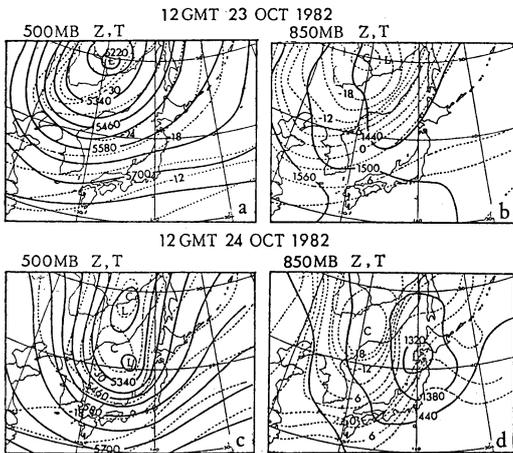
\*\*\* Kozo Ninomiya, 仙台管区気象台.

—1984年1月19日受領—

—1984年2月28日受理—



第1図 衛星雲画像と地上天気図.



第2図 500 mb, 850 mb の高度, 気温分布.

本海沿いに南西に伸びる寒冷前線が存在し, 24日00Zにはこの前線上の能登半島付近に1010 mbの低気圧が発生した.

24日12Zでは500 mbの低気圧の中心がやや南下し, 日本海中部に寒気を伴う閉じた低気圧が新たに発生し, そこから南へトラフが伸び, 日本海は深い気圧の谷場になった. この500 mbの低気圧の東に850 mbの低気圧

があり, 日本海西部は強い寒気場になり東北地方太平洋側では暖気移流が顕著である. 地上低気圧は津軽半島付近にあり, 中心示度は994 mbである.

衛星の雲画像では, 23日12Zにこの図では不明瞭だが, 前線に伴う低い雲域が本州日本海沿いにあり, 40°N, 130°E付近にも低い雲域がある. この雲域は次第に活発化し, 24日12Zには日本海東部をすっかり覆い, 佐渡の北方に500 mbの閉じた低気圧に対応する渦パターンが見られる.

### 3. 実験の概要と結果

#### 3. 1. 予報モデル

実験には, 11層の格子間隔 63.5 km (60°N) のプリミティブモデルを使用した.

#### 3. 2. 客観解析

この実験には, ルーチンで使用している解析 (格子間隔  $d=254$  km, 以後 FANL と称する) と格子間隔  $d=127$  km の解析 (以後 VFANL と称する) の2つを用いた.

#### 3. 3. 初期値化

運動場の初期値として, 客観解析の等圧面高度場からバランス方程式を解いて得られる非発散風と準地衡風オメガ方程式を解いて得られる発散風を加え合わせた風を予報モデルの  $\sigma$  面, 格子間隔 63.5 km に内挿したもの (初期値化したもの. INT と称する) と客観解析で得られた風をそのまま  $\sigma$  面, 63.5 km の格子に内挿したもの (初期値化なし. NOINT と称する) を使用した.

なお, 予報モデル, 客観解析, 初期値化についての詳細は Electronic Computation Center (1983), 電子計算室報告 別冊29号 (1983) 等を参照されたい (上記外簡単なモデルの紹介は山岸 (1983) 参照).

実験は解析法及び初期値を変更した次の組み合わせについて行った.

1982年10月23日12Zについて

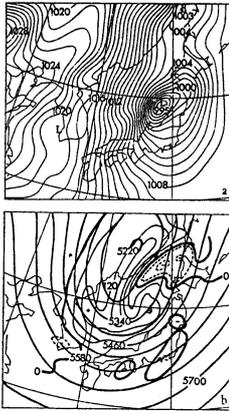
実験1 FANL-INT (254 km 格子の解析で初期値化したものを初期値とする).

実験2 FANL-NOINT (254 km 格子の解析で初期値化しないものを初期値とする).

実験3 VFANL-NOINT (127 km 格子の解析で初期値化しないものを初期値とする).

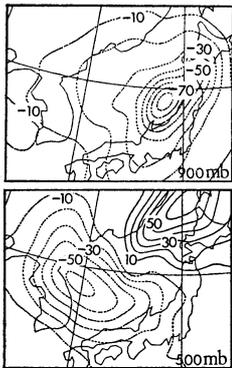
実験4 VFANL-NOINT(DRY) (同上で, 予報モデルで潜熱放出の効果を取り除いたもの).

第3図に実験3で得られた24時間予想の地上と500



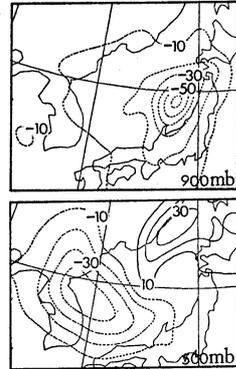
第3図 予想天気図(地上, 500 mb).  
1982年10月23日12Zを初期値とする24時間  
予想値(実験3の結果).

- (a) 地上天気図(等値線 1 mb 毎)
- (b) 500 mb 天気図
- 実線 等高度線(60m 毎)
- 太実線 渦度零線
- 細実線 正渦度 ( $60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$  毎)
- 点線 負渦度 ( $-60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$  毎)

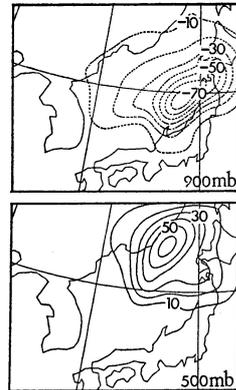


第4図 実験3と実験1との比較.  
実験3 (VFANL-NOINT) の24時間予想  
高度から実験1 (FANL-INT) の24時間予  
想高度を差し引いたもの. 単位はm.

mb 天気図を示す. 地上低気圧の中心示度は 995 mb で秋田県沖にある. 解析された低気圧(第1図(c))は中心示度 994 mb, 津軽半島付近にあり両者に若干のずれはあるものの, 中心示度, 位置ともよく予想できたといえよう. 500 mb でも, 秋田沖の閉じた低気圧(第2図(c))は予想されていないものの正渦度の極大域(第3図(b))は存在し, 衛星の雲画像(第1図(c))の渦パターンの



第5図 実験3と実験2との比較(第4図と同様の図).



第6図 実験3と実験4との比較(第4図と同様の図).

中心にはほぼ一致し, 朝鮮半島付近の等高線の混んだところともよく予想されている. そこで, 実験1, 2, 4でどの程度低気圧がシミュレートされているかを, 予想結果が実況に最も近かった実験3との比較で見ることとする.

第4図に実験3と実験1との900 mb, 500 mbの24時間予想高度の差を示す. 900 mbでは, 実験3の方が秋田県沖で80 m以上も低く実験1では低気圧の深まりがかなり不足していることを示している. 500 mbでは日本海全般に高度場の深まりが不足し, とくに朝鮮半島東の日本海で顕著である. これは実況図(第2図(c))に見られる朝鮮半島付近のトラフの予想が不十分なことを示している. また, 北海道から樺太方面にある正偏差域は, 実況でこの辺りに存在しているリッジが実験1ではよく予想されていないことを示している.

第5図は実験3と実験2の比較である。実験1との比較とほとんど同じパターンを示すが900 mbでの高度差は60 m位で実験1より低気圧の発達はやや良く予想されている。

以上2つの比較から、実験3、即ち解析を細かい格子を用いて行い初期値化をしないものを初期値とした予想が最も良く、次いで実験2の254 km格子の解析で初期値化をしないもの、実験1の初期値化したものは最も予想が悪くなっている。

第6図には実験4との比較を示すが、900 mbで70 m以上も高度が浅くなっており、潜熱放出の効果も低気圧の発達に大きく寄与していることを示している。

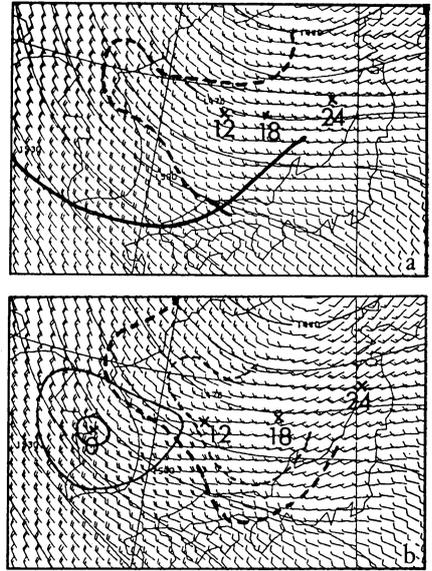
500 mbで日本海に見られた実験1と2の高度場の不足は、実況(第2図(a))で $45^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}$ 付近の傾圧性の強い等高線の混んだところの解析、初期値化での差(実験1, 2とも3との差は $\sim 10\text{ m}$ )が次第に増幅し、移動してきた結果である。一方、実験4では全く差がない(第6図500 mb)にもかかわらず、地上低気圧の発達は不十分であったことから、実験1, 2の500 mbの日本海でのトラフの深まり不足は、この低気圧の発達にはあまり関係がないものと思われる。

#### 4. 実験結果の検討

##### 4. 1. 初期値化の影響

実験1と2で使用した850 mbの風、高度場の初期値を第7図に示す。この図には $T=0$ (初期値, 以下 $T=\times\times$ で予報時間を示す)の着目している低気圧と関係のある850 mbの正渦度域、 $T=12, 18, 24$ の正渦度極大域、 $T=0$ の収束域を示す。(a)図は初期値化したもので朝鮮半島付近は弱い正渦度域、極大値は $20\times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$ に達しておらず、朝鮮半島北部へ日本海から伸びる収束域も弱い。(b)図は初期値化しないものであり、朝鮮半島付近に正渦度域(極大値 $42\times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$ )があり $40^{\circ}\text{N}$   $130^{\circ}\text{E}$ へやや強い収束域が日本海から伸びている。この差は初期値化の有無によって生じたものであり、初期値化によって風の場をかなりスムーズ化していることがわかる。850 mbより上層でももちろん差はあるが上層ほど差は少なくなっている。この差が24時間予報で前述のような差となって現われたものである。

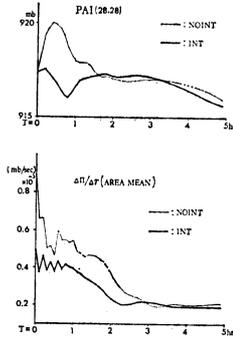
初期値化の目的は、予報モデルの時間積分初期に発生する振幅の大きな重力波成分を可能な限り初期値から取り除くことである。従って、初期値化なしで予報する場合には発生するノイズの振る舞いを確かめておく必要が



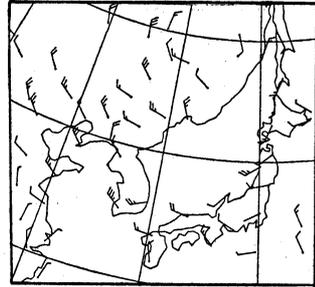
第7図 実験1と2で初期値として使った850 mbの風、高度場(1982年10月23日12Z)  
 (a) 実験1 (FANL-INT).  
 (b) 実験2 (FANL-NOINT).  
 矢羽: 風速(ノット)  
 太実線: 高度の零線((a)図のみ)  
 細実線: 正渦度の等値線は $20\times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$  毎  
 太点線: 収束の零線(900 mb)  
 細点線: 収束の $5\times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$ の等値線(900 mb)  
 ×印: 正渦度極大域、添数字は予報時間を示す。

ある。ここでは、 $\text{PAI}(=\pi=P_s-P_{top}, P_s; \text{モデルの現地気圧}, P_{top}; \text{モデルの上部境界の気圧}(100\text{ mb}))$ の予報領域の中央格子点での値と領域平均のPAIの時間変化( $|d\pi/dt|$ )を予報のタイムステップ毎に見た値を第8図に示す。予報開始数時間以内に初期値化の有無による差はほとんどなくなっており、時間積分初期の予想値を扱うのでなければ初期値化をしなくても実用上問題はなさそうである。このモデルでは側面境界域で広領域モデルとスムーズにつなげるために一種の強い平滑化を作用させている。このことも初期のノイズを比較的早期に抑制するのに大きな役割を果たしているものと思われる。従って、初期値化をしないことによって発生するノイズより、初期値化によって解析でとらえている情報を落としてしまっていることの方が問題である。

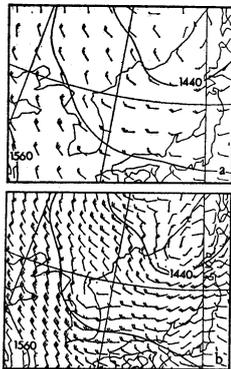
##### 4. 2. 解析の影響



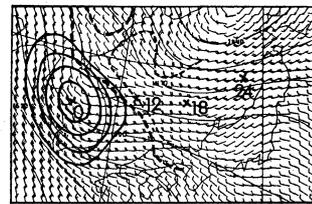
第8図 初期値化の有無によるノイズの発生状況 (本文参照)。



第10図 1982年10月23日12Z  
850 mb 観測値。  
矢羽：風向風速 (単位ノット)



第9図 1982年10月23日12Zの850 mb 解析。  
(a) FANL (b) VFANL



第11図 実験3と4で使用した850 mbの初期値 (第7図と同じ)。

実験1と2で使用した解析結果 (FANL) を第9図(a)に、実験3と4で使用した解析結果 (VFANL) を第9図(b)、観測値を第10図に示す。

観測値 (第10図) を見ると、 $40^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E}$  を中心に、その北側を中国東北区、ウラジオストクから日本海にかけての高気圧性の曲率をもつ強風軸と南側の黄海、朝鮮半島南部をまわる低気圧性の曲率をもつ強風軸が存在する。この2本の強風軸を VFANL (第9図(b)) はかなり忠実に表現しているが FANL (第9図(a)) ではあまりよく表現されていない。この VFANL をもとにした初期値 (実験3、4で使用) を第11図に示す。朝鮮半島付近の正渦度の極大値は  $92 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$  を示し、衛星の雲画像で  $40^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E}$  付近に見られる低い雲域に対応すると見られる収束域も存在している。

このように観測値をより忠実に初期値にとり入れたことにより、低気圧の発生、発達が発験3では良く予想できたと考えられる。

#### 4. 3. 潜熱の効果

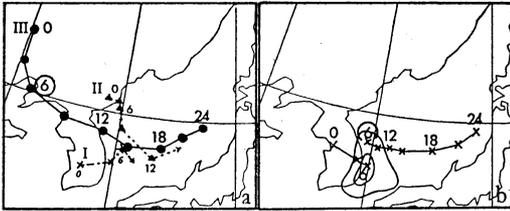
実験3と4の比較により、この低気圧の発達に潜熱放出の効果が非常に重要であることを示唆しているが、詳細は別に報告する。

#### 5. 数値予報モデルでシミュレートされた低気圧の発生・発達の経緯と総観的構造

ここでは、予想結果が最も実況に近かった実験3 (VFANL-NOINT) でシミュレートされた低気圧の発生・発達の経緯とその構造を詳しく検討する。

##### 5. 1. 正渦度 (500 mb, 900 mb) の極大域の追跡

第12図(a)に示すように24時間の予想期間中に日本海に出現し追跡可能な500 mbの正渦度極大域は3つ存在した。Ⅰは初期値で朝鮮半島南西部にあり、 $T=8$  に日本海西部で追跡不能となった。Ⅱは初期値で  $40^{\circ}\text{N}$ 、 $130^{\circ}\text{E}$  付近にあったものが、 $T=14$  に日本海中部で追跡不能となった。Ⅲは初期値では、 $45^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}$  付近にあり後述するように  $T=15 \sim 18$  で発達した低気圧に伴う下層の渦と結びつく。第13図には、 $T=6$  でのⅢの500 mb正渦度極大域と900 mbの正渦度極大域 (第12図(a)、(b)に○を付けてある) を通るように西北西～東南東に切った渦度の鉛直断面図を示す。900 mbの正渦度極大域は



第12図 正渦度極大域の移動 (500 mb, 900 mb)

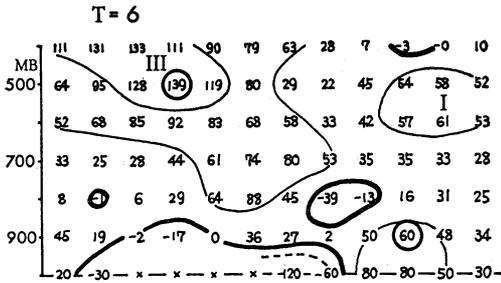
a : 500 mb

I, II, III; 追跡した正渦度極大域の番号  
数字は予報時間を示す。

b : 900 mb

数字は予報時間

等値線は  $T=6$  における正渦度の分布で  $20 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$ ,  $40 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$  を示す。



第13図 渦度の西北西～東南東断面図 ( $T=6$ )。

太実線：渦度零線

細実線：正渦度 (等値線  $60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$  毎)

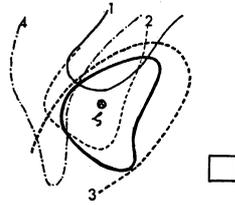
細点線：負渦度

格子点の値は  $10^{-6} \text{sec}^{-1}$  単位である。

1000 mb の  $\times$  は朝鮮半島の山の中になるので値を略したところである。

西北西の 800 mb 付近に負渦度域があり 500 mb 正渦度 (III) とは結びついていない。また、図中に I と示した 500~600 mb の正渦度極大域は、第12図 (a) の I の 500 mb 正渦度極大域であり、800 mb 辺りに極小域が存在すること、第12図 (b) に示した 900 mb の渦度極大域の移動がほぼ東であるのに対し、この 500 mb 渦度の極大域は南東進しまもなく消滅していることから下層から中層に及んだ渦軸を形成しているとはいえない。同様に渦の断面図 (図略) を見ると、I, II,  $T=15$  までの III の 500 mb 正渦度極大域は、下層の正渦度との結びつきはみられない。

900 mb の正渦度極大域は、第12図 (b) に示すように初期値では朝鮮半島中西部にあり、 $T=6$  で朝鮮半島東の日本海に進んで来るが、その北側に 2 次的な極大域が



第14図 渦度方程式の各項の値の分布 ( $T=6$ , 900 mb)。

$\partial\zeta/\partial t$  : ———

1. 水平移流項 : ———

2. 鉛直移流項 : - - - - -

3. 発散項 : .....

4. 立ち上がり項 : - · -

いずれも  $5 \times 10^{-9} \text{sec}^{-2}$  の等値線で  $\partial\zeta/\partial t$  の生成成分のみ。⊗ は 900 mb の正渦度の時間変化 ( $\partial\zeta/\partial t$ ) の極大域を示す。

図の右下の四角形は 1 格子 (1 辺 ~ 60 km) の大きさを示す。

出現する。まとまった正渦度域として捉えると初期値の正渦度が東進しているとも見られるが、少し細かく見ると  $T=6$  でもとの正渦度極大域の北側に出現した正渦度の極大域が  $T=7$  以後は主となり、地上低気圧の発達とともに強まり  $T=24$  では  $500 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$  を越える渦度となる。

5. 2.  $T=6$  における 900 mb 正渦度極大域の生成

$T=0$  から追跡できる 900 mb 正渦度極大域の北側に  $T=6$  で出現した 2 次的な極大域の生成因を見るため、渦度方程式

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} = -u \frac{\partial\zeta}{\partial x} - v \frac{\partial\zeta}{\partial y} - \omega \frac{\partial\zeta}{\partial p} - \eta D$$

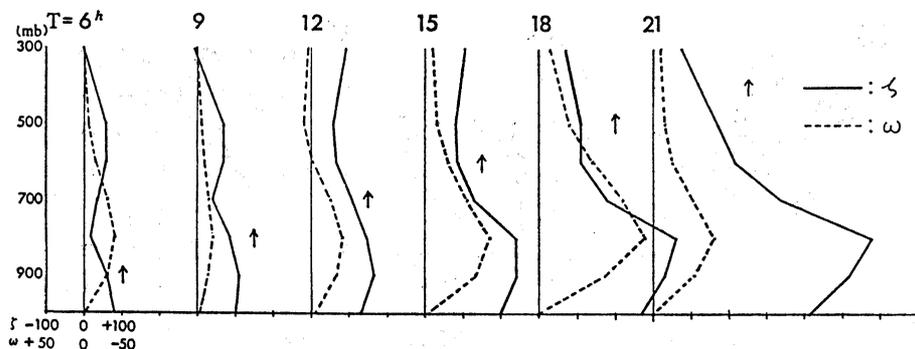
水平移流項   鉛直移流項   ↓   発散項

$$- \frac{\partial\omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial\omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - v \frac{\partial f}{\partial y} - u \frac{\partial f}{\partial x}$$

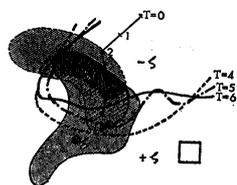
立ち上がり項                      β 項

の各項を計算する。記号は通常使用されているものであり、各項の下に記した名称を以後用いる。ただし、β 項は他項に比べ 1~2 オーダ小さいので無視する。

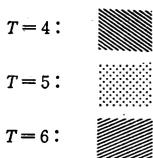
$T=6$  における北の 900 mb 正渦度極大域 (第12図 (b) ⑥) 付近の各項の分布を第14図に示す。鉛直移流項 (2) と発散項 (3) の 2 項が正渦度の生成項として大きく寄与している。第15図  $T=6$  の渦度と上昇流の鉛直分布を見ると、正渦度の鉛直移流は下層からの移流によるものであることがわかる。また、第16図を見ると  $T=4, 5$  では負渦度域内に収束場が存在しているため、収束による正渦



第15図 900 mb 渦度極大域付近の渦度と上昇流の鉛直プロフィール。  
 矢印は正渦度の鉛直移流の層が予想時間とともに次第に上層へ及んで行く様子を示す。  
 横軸  $\zeta$  の単位  $10^{-6}\text{sec}^{-1}$   
 $\omega$  の単位  $\text{mb/hr}$   
 縦軸 高度 (mb)



第16図 900 mb における渦度零線 ( $T=4\sim 6$ ), 発散 ( $T=4\sim 6$ ), 発散極大域 ( $T=0\sim 6$ ) の変化。  
 渦度零線  $T=4$ : .....  
 ( $\zeta=0$ )  $T=5$ : -.-.-  
 $T=6$ : \_\_\_\_\_  
 なお,  $\zeta=0$  の上側が  $-\zeta$ , 下側が  $+\zeta$  の領域である。発散  $-5 \times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$  以上の領域



負発散 (収束) 極大域の移動  $\times$  —  $\times$   
 図の右下の四角形は1格子 (1辺 $\sim 60\text{km}$ ) の大きさを示す。  
 $\otimes$ は  $T=6$  における900 mb の正渦度の時間変化 ( $\partial\zeta/\partial t$ ) の極大域を示す。

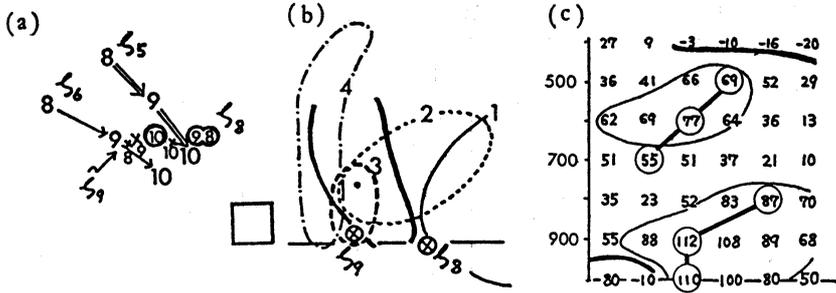
度の生成は負渦度を弱める作用をしていた。しかし,  $T=6$  になると正渦度域に収束場が伸びてきたため正渦度を強めるようになり, 前述の下層からの正渦度移流と相

俟って $\otimes$ 印の地点に渦度の時間変化 ( $\partial\zeta/\partial t$ ) の正の極大域が出現し, その近傍に (南東側に1格子ずれたところ) 正渦度極大域が出現したと考えられる。したがって初期値での900 mb の  $40^\circ\text{N}, 130^\circ\text{E}$  付近の収束が  $T=6$  における正渦度極大 (第12図(b)  $\otimes$ ) の出現に大きな役割を果たしていることを示している (第11図  $40^\circ\text{N}, 130^\circ\text{E}$  付近の収束の極大値  $17 \times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$  (実験3), 実験1, 2のそれ (第7図(a), (b)) はそれぞれ  $< 3 \times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$ ,  $< 5 \times 10^{-6}\text{sec}^{-1}$  と小さい)。

5. 3. 渦度の上層への伸長

第17図 (a)に  $T=8\sim 10$  の500, 600, 800, 900 mb の正渦度極大域の移動を示す。500, 600 mb の正渦度極大域はともに南東進, 900 mb の正渦度極大域はゆっくり東進しているが, 800 mb の正渦度極大域は西進しているように見える。  $T=9$  で800 mb の渦度方程式の各項の分布を第17図 (b)に示す。収束の下層からの鉛直移流の効果が大きく (第15図  $T=9$  参照), 800 mb の正渦度極大域 ( $\otimes\zeta_8$ ) の西方に正渦度の時間変化 ( $\partial\zeta/\partial t$ ) の極大域が出現し, 次第に800 mb の正渦度の極大域は900 mb の極大域 ( $\otimes\zeta_9$ ) の上方に生成され渦軸が鉛直に立った状態になる。

第17図 (c)は  $T=9$  の900 mb の正渦度極大域付近の渦度の東西断面図 (第17図 (b)の直線部分) である。下層 (900, 800 mb) の渦と中層 (600, 500 mb) の渦とはつながったものでないことは図からわかる。また, この中層の正渦度の極大域は第12図(a)に示したIIであり,

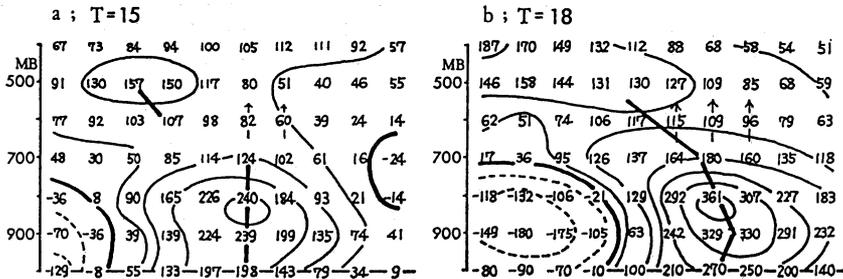


第17図 渦度の移動, 渦度方程式の各項の分布. 渦度の鉛直分布図.

(a) 渦度極大域の追跡 ( $T=8\sim 10$ ).  
 $\zeta_5$  (500 mb の渦度極大域)  $\Rightarrow$   
 $\zeta_6$  (600 mb の渦度極大域)  $\rightarrow$   
 $\zeta_8$  (800 mb の渦度極大域)  $\circ$   
 $\zeta_9$  (900 mb の渦度極大域)  $\times$   
 数字は予報時間を示す.  
 右下の四角形は1格子の大きさ  
 (b) 図にも共通.

(b) 渦度方程式の各項の値の分布  $T=9$ .  
 第14図と同じ. ただし  $3 \times 10^{-9} \text{sec}^{-2}$  の等値線.  
 $\otimes \zeta_9$ ,  $\otimes \zeta_8$  はそれぞれ 900 mb, 800 mb の渦度極大域.  
 $\cdot$  は  $\partial \zeta / \partial t$  の 800 mb の極大域.

(c) 渦度の鉛直分布図 ( $T=9$ , b 図の—の線上). 900 mb 面 112 の値を示すところが (b) 図の  $\otimes_9$  になる.



第18図 渦度の東西断面図.

(a)  $T=15$ , (b)  $T=18$   
 (第13図と同じ)

下層の渦とは異なる動きを示している.

$T=6$  で 900 mb に出現した正渦度の極大域は,  $T=9$  には前述の如く 800 mb に及び, さらに  $T=12$  には 700 mb にまで達する. 第18図に  $T=15$  と  $T=18$  の渦度の断面図を示す.  $T=15$  では 700 mb に達した下層の渦度の西方に 600, 500 mb の正渦度域 (Ⅲ) が存在するが,  $T=18$  になるとこの下層と中層の渦が接近し対流圏中層に達する渦軸が形成される.

第1表に発達した低気圧付近で, 各等圧面で前1時間の渦度変化 ( $\partial \zeta / \partial t$ ) の値が極大値を示した地点の渦度方程式の各項の値を示す.

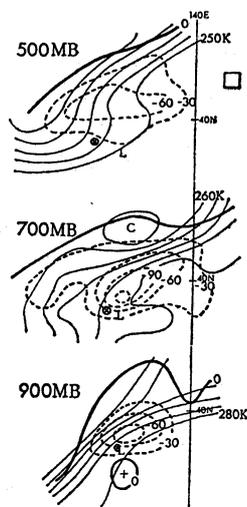
この表と第15図から, 900 mb の正渦度が 700 mb へと及んでいくこと, および中層 (600, 500 mb) の渦度と結びつけるのに大きな役割を果たしているのが, 鉛直移流であることがわかる (鉛直移流項の値とそれが予想時間とともに上方へ及んでいくことに注意). 表の  $T=12$

第1表 渦度方程式の各項の値.

予報時間 (hr)	等圧面 (mb)	水 平 移 流	鉛 直 移 流	発 散	立 ち 上 が り	備 考
T = 6	900	-0.4	1.1	0.6	0.0	(I)
	800	0.0	0.2	0.2	0.3	
	500	0.5	0.0	-0.3	0.0	
9	900	-0.2	-0.1	0.8	0.1	(II)
	800	0.0	0.3	0.3	0.0	
	700	0.5	0.0	-0.3	0.5	
	500	0.6	0.0	0.3	0.2	
12	900	-0.1	-0.5	1.8	-0.4	(II)
	800	0.0	1.0	-0.6	1.5	
	700	0.8	0.9	-1.4	1.2	
	600	1.2	-0.1	-0.4	0.1	
	500	1.0	0.1	0.2	-0.1	
15	900	-0.3	-0.4	2.3	1.1	
	800	0.0	3.2	-0.9	1.4	
	700	0.8	0.7	-1.8	0.6	
	600	0.4	0.3	0.2	0.0	
	500	1.1	0.0	0.6	0.1	
18	900	-1.1	-1.5	9.3	0.3	
	800	0.0	5.9	-1.2	2.2	
	700	1.5	2.7	-1.6	0.4	
	600	2.3	0.5	-1.7	0.2	
	500	2.0	0.3	-1.1	0.2	
21	900	0.0	-3.7	9.4	1.6	
	800	0.6	4.9	-2.4	5.7	
	700	1.8	8.4	-6.9	2.9	
	600	2.0	1.3	-3.9	1.1	
	500	1.8	0.6	-1.9	0.7	
24	900	0.2	-1.7	4.4	0.2	
	800	2.0	1.9	1.4	2.8	
	700	0.1	2.8	1.3	1.6	
	600	2.1	4.6	0.5	-2.4	
	500	2.3	1.3	-1.4	0.2	

発達した低気圧に対応する渦度変化 ( $\partial\zeta/\partial t$ ) の前1時間の極大域での値. 500 mb については T=12までは I, II の渦度に対応するもの(備考欄参照).  $\beta$  項は省略 (単位;  $10^{-8} \text{ sec}^{-2}$ ).

でわかるように, 下層の渦と中層と渦 (II) との結びつきがなかった時には鉛直移流の効果がない. また, T=12以後, 700 mb 以下で立ち上がり項の効果もかなり大きい. T=21, 24 では 600, 500 mb で鉛直移流項と水



第19図 発達した低気圧付近の T=21 における気温, 上昇流の分布 (900~500 mb)  
 気温: 細実線 等値線は 2°K 毎  
 上昇流: 太線 零線  
 点線 上昇流 (mb/hour)  
 L: 地上の低気圧  
 ⊗: 各等圧面の渦度極大域  
 500 mb 面の右側の四角形は, 1 格子の大きさ (1 辺~60 km) を示す.

平流項のオーダが同じである.

#### 5. 4. シミュレートされた低気圧の構造

第15図に見られるように, この低気圧の渦度の極大は 900~800 mb で非常に下層にあり, 上昇流の極大も 800 mb にある.

第19図に T=21 の 900~500 mb の気温, 上昇流分布と正渦度の極大域と地上低気圧の中心 (L) を示す. 低気圧の進行方向は東北東である. 渦軸はやや後面, 進行方向の左 (北側) に傾いている. 温度構造は下層 (900, 800 mb) では地上低気圧の真上が高温, 700~500 mb では前面が高温で高温域での上昇流が顕著である. 正渦度, 上昇流の極大を示す高度が下層にある以外, 傾圧不安定波の構造に近いが, 低温域での下降流は明瞭でない.

#### 6. まとめ

このような低気圧の発生・発達を数値予報モデルで予測するためには, 初期場で小さなスケールのじょう乱をとらえることが非常に重要であり, 細かい格子を用いた

解析をし、初期値化やスムーズ化でその情報を落とすことのないようにすることが大切である。

数値予報モデルでシミュレートされた低気圧は、発生初期の段階では下層にのみ認められ、対流圏中層での正の相対渦度の増加は下層の正渦度の鉛直移流と水平移流で生じ、ほぼ同じ大きさである。

この低気圧の構造は、発達段階において相対渦度と上昇流の極大域が 900~800 mb に存在する以外傾圧不安定波とはほぼ同じである。

## 文献

Electronic Computation Center, JMA, 1983: Outline of operational numerical weather prediction at Japan Meteorological Agency, Appendix to periodic report on numerical weather prediction, 7-62.

気象庁予報部, 1983: 電子計算室報告・別冊29号, 北半球およびファインメッシュ予報モデル (8L NHM および 10L FLM) と解析システム, 5-17, 45-58.

山岸米二郎, 1983: 関東地方の局地的悪天時の場の特徴の数値シミュレーション, 天気, 30, 531-538.

## 日本気象学会誌 気象集誌

### 第II輯 第62巻 第1号 1984年2月

- 山中大・田中 浩: 中層大気慣性内部重力波の臨界高度近傍の伝播と碎波  
 松田佳久: 輻射条件のもとにおける傾圧流の安定性についてのノート  
 高谷美正: 順圧シア一流の線型初期問題に関する一般論  
 神沢 博: 変形されたオイラー方程式に基づく準地衡風エネルギー論と波動・平均流相互作用問題への適用  
 高橋正明: 赤道中層大気における東西風の半年周期振動のモデル  
 村上多喜雄・岩嶋樹也・中沢哲夫: 南半球モンスーン (1978~79) 開始前後における熱, 水蒸気, および渦度の収支  
 村上勝人: 西太平洋および東南アジア地域における深い積雲対流活動の解析 第2部 北半球の夏にみられる季節変化と季節内変動  
 椎野純一: 軸対称積雲モデルにおける雨滴の成長 第2部 パイモダル粒径分布の形成  
 山下 晃・大野隆行: 自然循環型クラウドチェンバー中で成長する氷の結晶  
 山下 晃・浅野浅春:  $-4 \sim 1.5^{\circ}\text{C}$  の範囲で気相成長する氷の結晶の形態  
 太田幸雄・田中正之: 霧及び雲の存在する大気に対する  $P_3$  近似法の適用  
 広田道夫・村松久史・牧野行雄・佐々木徹・外山芳男: 日本上空における  $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ ,  $\text{CFCl}_3$  および  $\text{N}_2\text{O}$  の鉛直分布

#### 要報と質疑

- 武田喬男・池山雅美: 北西太平洋域における約30日周期の雲量の変動  
 青木 孝・吉野正敏: 台風の発生数と海面水温との関係  
 山中大・田中 浩: 成層圏風系の中小規模構造: 気球観測速報  
 森 信成: EOF を適用した重回帰式による 192 時間降水予想  
 権田武彦・山崎利夫: 凍結雲粒から成長する雪結晶の初期の形態  
 佐藤隆夫: 任意の傾斜面に於る快晴直達日射量及び日照時間の計算