

76.2 km 格子間隔—プリミティブ・モデルを用いて の中間規模じょう乱の数値実験 (ケース・スタディ)*

加藤 政勝**

要旨

本州南岸に発生する規模の小さい低気圧は観測データが少ないため、発生・発達機構、立体構造に関する知識が不足している。しかし、近年 GMS データが得られ、画像上でこれらのじょう乱の様相が次第に明確になると共に、GMS 風ベクトルを利用することにより、運動場についての知識も得られるようになった。本論文は、限定領域でプリミティブ・モデルを用い、上記低気圧の発生期の特徴をシミュレートしたものである。

実験は2つ行なった。Case (i) では気象庁電子計算室のファインメッシュ・モデル (6 L-FLM) から内挿した初期値のみを用い、Case (ii) では下層 (750, 850 mb) の風に GMS より得られる風を用いた。

24時間積分の結果、Case (ii) は Case (i) より GMS 画像上のじょう乱に伴う雲域の動静を適切に表現した。又、そこでは発生期に下層の傾圧性が強化され、じょう乱の風速場の最大振幅は 750 mb に出現した。

1. はじめに

本州南岸に現われる規模の小さいじょう乱に関する調査、研究は多くなされてきた(たとえば、気象庁, 1971; 大阪管区気象台, 1976)。これらの報告によれば、確かに小じょう乱が現象的に存在するが、発生初期段階において背が低く、通常の天気図解析では観測網にかかわらず、唯一、レーダによってエコーの発生、動きがとらえられるのみで、運動場、温度場についての知識はほとんど得られていない。

GMS 画像が入手されてから、これらじょう乱に伴う孤立した雲域(ここでは低気圧ファミリーに伴うものは対象外とする)がしばしば観測され、これらについて櫃間 (1979)、長谷川 (1979)、櫃間・成川 (1980)、斎藤 (1980)、真島 (1980) 等が従来の天気図解析に GMS 画像および一部 GMS 風ベクトルを加味して、雲域の動静に即して解析を試みている。これらの解析は、雲域がそ

の発達段階に応じて、明らかに様相の変化を伴ういうことを重視し、種々の解析を試みている。

これらの報告で明らかにされてきたことをまとめると、

i) じょう乱の水平スケールは 1,000 km 未満であり、鉛直には 3 km 程度である。

ii) 下層 (約 3 km 以下) は東風成分をもち、かつ、地上から 3 km 間に強風核を持つことが多い。上層は偏西風になっており、過度ないし高度場において下層との結びつきが初期にはない。

iii) 初め背の低い対流圏下層の逆転層下 (約 700 mb 以上) の雲塊からなり、停滞ないし西進傾向をみせながら雲域を増大させ、過度ないし高度場が上層と結びつく段階で急速に発達、東進をはじめ。しかし、上記のような経過をとらずに消滅してしまうこともある。

iv) 春期、秋期に多く出現、発生初期において地上高気圧の南西象限に現われ、地形による下層風速場の変形および海洋上で顕熱、潜熱の補給をうけることにより、じょう乱の発達をうながしていると思われる。

しかし、データ不足のため、構造上ははっきりしない点が多い。

中間規模じょう乱についての理論的考察や数値実験と

* Numerical Experiment of Intermediate Scale Depression off South of Japan Using Fine-Mesh Primitive Equation Model.

** Masakatsu Kato, 気象衛星センター.

—1981年1月12日受領—

—1981年3月26日受理—

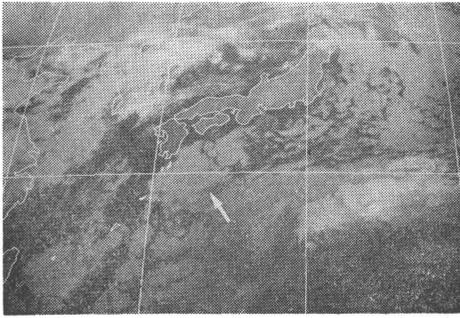


写真 1 1978年11月25日 00 Z, GMS 赤外画像.
矢印は対象とする雲域.

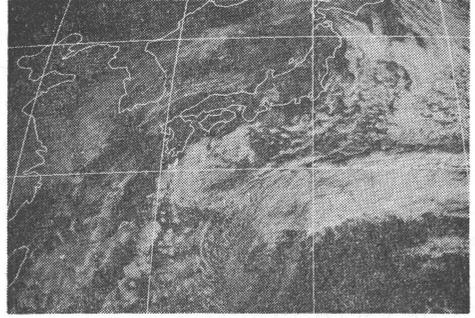


写真 2 1978年11月25日 00 Z, GMS 可視画像.

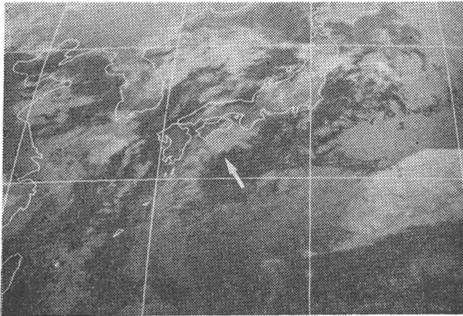
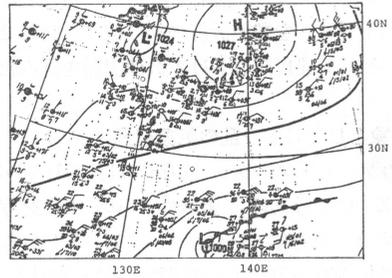
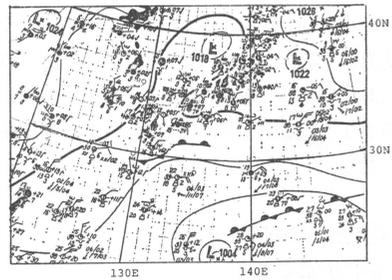


写真 3 1978年11月25日 12 Z, GMS 赤外画像.
矢印は対象とする雲域.



第 1 図 1978年11月25日 00 Z; 地上
天気図.



第 2 図 1978年11月26日 00 Z; 地上
天気図.

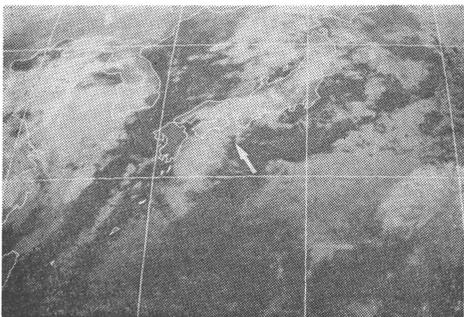


写真 4 1978年11月26日 00 Z, GMS 赤外画像.
矢印は対象とする雲域.

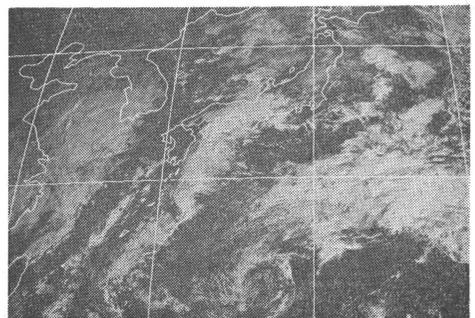


写真 5 1978年11月26日 00 Z, GMS 可視画像.

しては Gambo (1970 I, II), 浅井 (1971) があり, 大気が小さい Richardson 数を持つとき 1,000 km 内外の波長のじょう乱の発達がありうるという結果を得ている. Staley・Gall (1977) は, 下層における安定度の減少は最大発達率を持つバロクリニック波の波長を短かくすることを指摘している. 相原 (1980) は断熱準地衡風理論により, 上・下層のじょう乱のカップリングに関する考察を行なっている.

しかしながら, 実測データを初期値に使用しての高低気圧の数値実験は見当たらない.

そこで, 筆者は GMS 風ベクトルについての精度評価 (加藤, 1980, 1981) の結果を用いて, GMS 風ベクトル (主に下層風) を数値計算の初期値に反映させ, 南岸低気圧の初期発達段階における数値実験を試みた.

2. 対象としたじょう乱の気象経過

本稿のケース・スタディ (1978年11月25日 00 Z~11月26日 00 Z) にとりあげる雲域の GMS 画像を写真1~5に, スケッチを第5図に示す. 11月25日 00 Z に四国沖には南北 500~600 km, 東西幅 200~300 km に及ぶ背の低い, かなりまとまった雲域がみられる. 25日 12 Z には停滞ないし, 若干西進傾向を示し, 26日 00 Z には発達し, ゆっくり北東進している. 写真1, 2に対応する時刻の地上天気図 (第1図) をみると, 問題とする雲域は東北地方に中心をもつ高気圧の南西象限に位置する. 写真4, 5に対応する地上天気図 (第2図) をみると, 波動性のじょう乱が四国沖にみられるが, 等圧線は未だ閉じていない.

3. 数値モデルの概要

3.1. 基本方程式

基本方程式は, Anthes・Warner (1978) による. 断熱, 摩擦なしとし, 鉛直方向には σ 座標を用いる.

(1) 運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* u}{\partial t} = & -m^2 \left\{ \left(\frac{\partial p^* u u}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial p^* v u}{\partial y} \right) \right\} \\ & - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - m p^* \left\{ \frac{RT}{(p^* + p_T/\sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \right\} \\ & + p^* v f + p^* v m^2 \left\{ v \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{m} \right) - u \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{m} \right) \right\} \\ & + p^* F_x \quad (1) \\ \frac{\partial p^* v}{\partial t} = & -m^2 \left\{ \left(\frac{\partial p^* u v}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial p^* v v}{\partial y} \right) \right\} - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \\ & - m p^* \left\{ \frac{RT}{(p^* + p_T/\sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \right\} - p^* u f \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & - p^* u m^2 \left\{ v \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{m} \right) - u \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{m} \right) \right\} \\ & + p^* F_y \quad (2) \end{aligned}$$

ここで,

$$p^* = p_s - p_T$$

p_s : 地上気圧

p_T : モデル大気上限の気圧 $\equiv 200$ mb

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p^*}, \quad p \text{ は } \sigma \text{ 面の気圧}$$

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$$

m : マップ・ファクター

R : 乾燥空気の気体常数

ϕ : ジオポテンシャル

f : コリオリー係数

F_x, F_y : 水平拡散項

$$F_x = K_u \nabla^2 u, \quad F_y = K_v \nabla^2 v$$

その他は慣例に従った.

(2) 熱力学方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} = & -m^2 \left(\frac{\partial u p^* T}{\partial x} + \frac{\partial v p^* T}{\partial y} \right) \\ & - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{RT\omega}{C_p(\sigma + p_T/p^*)} + p^* F_T \quad (3) \end{aligned}$$

ここで,

C_p : 定圧比熱

$$\omega; \text{鉛直 } p \text{ 速度で } \frac{dp}{dt} = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt}$$

F_T : 水平拡散項 $= K_T \nabla^2 T$

(3) 静力学の方程式

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_T/p^*)} = -RT \quad (4)$$

(4) 連続の式

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^*}{\partial t} = & -m^2 \left(\frac{\partial p^* u}{\partial x} + \frac{\partial p^* v}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \\ & + K_p \nabla^2 p^* \quad (5) \end{aligned}$$

ここで, 右辺の $K_p \nabla^2 p^*$ の拡散項は物理的意味はなく, みせかけのじょう乱の発達を抑えるためのものである.

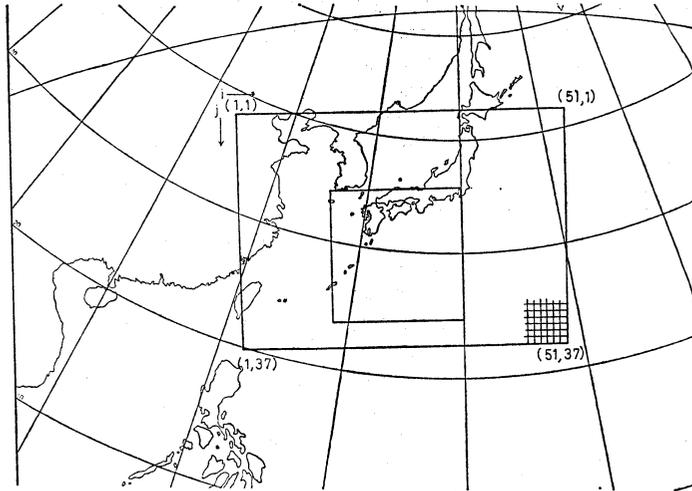
(5) 傾向方程式

$$\int_1^0 \frac{\partial p^*}{\partial t} d\sigma = -m^2 \int_1^0 \left(\frac{\partial p^* u}{\partial x} + \frac{\partial p^* v}{\partial y} \right) d\sigma \quad (6)$$

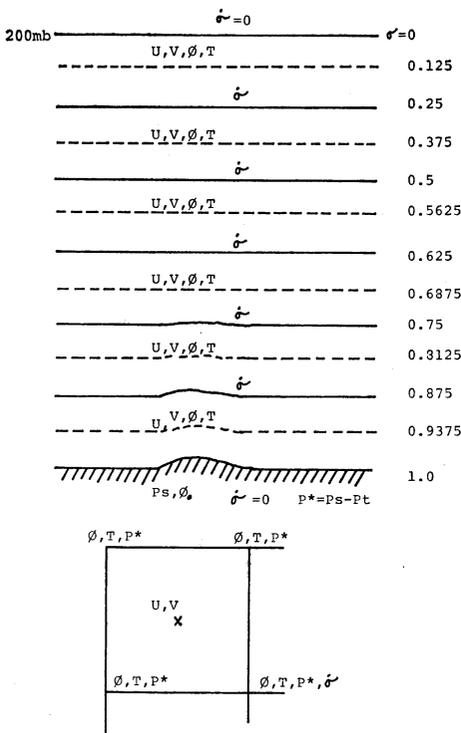
ここでは $K_u = K_v = K_T = K_p = 10^5 \text{ m}^2/\text{sec}$ として一定値を用いた. なお, 計算中に発生するノイズを除去するため, 若干大きめにとった.

3.2. 計算領域および差分形式

計算領域は第3図(a)の外側の線の範囲で, 51×37 格



第3図(a) 格子間隔 76.2 km (60°N)のプリミティブ・モデルの計算領域。内側の枠は GMS 風ベクトルを内挿した領域。右下は格子間隔。



第3図(b) プリミティブ・モデルの鉛直構造 (上) および水平方向の変数の定義位置 (下)。

子である。内側の線は GMS 風ベクトルとレーウィン・ゾンデの風データを用いて客観解析した結果を下層風 (750, 850 mb) として使用した領域で、 31×31 格子である。

右下の小さい格子は、実際に計算に用いた格子間隔を示す (ポーラステレオ投影法, 60°N で 76.2 km, 30°N で 61.3 km)。

第3図(b)に、鉛直方向のモデルの構造と水平方向における変数の定義位置を示す。鉛直方向は6層で、下層における分解能をよくするために、100 mb 間隔にし、上層は 200 mb 間隔である。上限の気圧 p_T を 200 mb に固定する。

変数に関する差分形式は Anthes・Warner (1978) による。但し、静力学の式で最下層の ϕ ($\sigma=0.9375$) を求める際に、地表温度 T_S が必要になるが、これは T ($\sigma=0.8125$)、 T ($\sigma=0.9375$) の2層から $\ln p$ についての線形外挿で求めた。

これらのスキームは、質量および運動量を保存し、全エネルギーを近似的に保存する。

なお、断熱で計算を行なったが、これは GMS 風ベクトルから求めた下層の風速場の初期値が、対象とする雲域付近で大きく変形を受けている (シアを持っている) ことに注目し、非断熱効果と力学的効果を分離して、先ず、断熱過程のみでどの程度これらじょう乱についての

i \ j	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47							
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	99	267	514	178	111	39	0	0	0	0						
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	54	194	144	404	309	174	46	2	0	0	0	0						
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	118	119	55	225	213	2	0	0	0	0	0	0						
4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	88	57	0	1	21	0	0	0	0	0	0	0	0					
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	25	62	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0				
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	138	216	46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	177	410	281	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	61	268	308	188	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	0	209	347	94	27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	6	20	67	529	331	63	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	38	139	247	545	577	344	103	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	168	465	776	708	593	322	149	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	109	124	145	122	75	352	561	972	891	403	24	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14	0	0	4	8	0	25	78	254	330	289	219	179	174	162	205	609	638	289	26	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
15	0	0	3	4	13	57	156	140	151	178	60	78	278	148	20	36	30	32	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	0	0	11	69	135	231	67	127	351	301	165	80	207	27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17	0	0	4	51	204	434	108	60	51	4	3	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	0	0	2	47	278	508	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	0	1	31	121	70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20	0	0	0	22	38	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

第4図 モデルに採用した地形 (m).
横軸, 縦軸の数字はそれぞれ第3図(a)の i, j 番号 (格子点番号) に対応.

数値計算が可能かを調べてみた.

3.3. 初期値の設定

2種類の初期値を用いた.

Case (i) の初期値は, 気象庁電子計算室のファインメッシュ・モデル (格子間隔 152.4 km; 以下 6L-FLM と略記) の初期値 (p 系) を σ 系に変換し, 内挿して求めるもの.

Case (ii) の初期値のうち, 下層 (750, 850 mb) の風の場合を GMS 風ベクトルを使用して求めたものである.

i) 6L-FLM の初期値の内挿より求めた初期値.

6L-FLM の初期値 (p 系) を σ 系に変換するにあたり, 変数の水平方向における内挿はすべて線形変換より求めた. 鉛直方向に関しては, lnp の2次式を用いた. 任意の物理量 S に関して,

$$S = \alpha + \beta lnp + \gamma (lnp)^2 \tag{7}$$

ここで, α, β, γ は係数

lnp は気圧

の関係を仮定し, 内挿した.

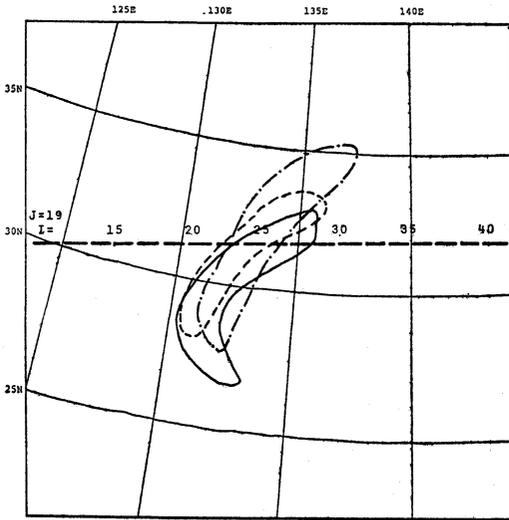
なお, 地形は第4図に示すものをモデルにとり入れた. 地表気圧 p_s は気象庁電子計算室の 4L-NHM3 と同じ方法で求めている (滝川, 1979).

ii) i) の初期値のうち下層風として GMS 風ベクトルを用いた初期値.

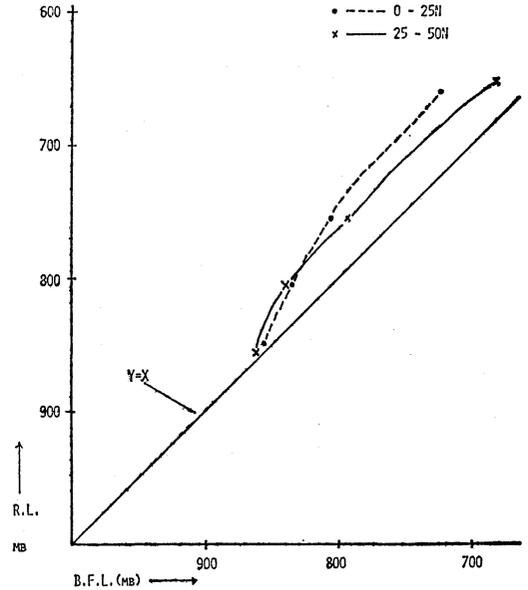
第3図(a)内側の線の範囲の下層風を GMS 風ベクトルで置きかえる. その他の変数は i) のまま.

ここで, このように置きかえることの意味を考えてみる. 6L-FLM の初期値は大規模場を表現していると考えられる. したがって, Case (i) の計算により, 小さな規模のじょう乱に関して適切な結果は期待できない.

これら大規模場の中に下層風を GMS 風ベクトルで置きかえる場合, 風速場からバランス方程式を解いて新しい高度場(温度場)を求めて初期値とすることも考えられる. しかし, 今回対象とするような小じょう乱が, 上記のような風と高度場の関係を満たしている保障はない. したがって, 高度場は大規模場のままに残しておき, GMS 風ベクトルはより真実な下層風として採用することにする.



第5図 対象としたじょう乱に伴う雲域のスケッチ。実線は1978年11月25日00Z, 破線は25日12Z, 1点鎖線は26日00Z, 太破線は東西断面図作成域。I, Jはそれぞれ第3図(a)の格子番号 i, j に対応。



第6図 GMS 風ベクトルの RL とレーウィン・ゾンデの風との対応図。比較期間は1980年1月14日～2月20日。
・印; 0～25°N, ×印; 25～50°N.

る。この際、風速場と高度場等とのアンバランスによるノイズの発生が懸念される。しかしながら、初期値より1時間積分状態においてすでに安定化した。

中緯度において、比較的スケールの小さなじょう乱は風速場が質量場を形成するように働く(地衡風調節)という理論(岸保, 1974)がある。

今回、対象とするじょう乱は、初期において今までで示してきたように、水平および鉛直方向のスケールは小さい。したがって、下層の風速場により実況(GMS 風ベクトル)に近いと思われる値を用いることは、おおいに意味のあることと思われる。

以下に GMS 風ベクトルを下層に内挿する方法について述べる。

第6図が、下層の GMS 風ベクトルの RL (GMS 風ベクトルに付加される雲頂高度)とレーウィン・ゾンデとの BFL (Best-Fit-Level; GMS 風ベクトルとレーウィン・ゾンデの風のベクトル差が最小となるレベル)の関係を示したものである(加藤, 1980, 1981)。

対象としたじょう乱は11月末で、第6図の期間との間には若干の相違がある。しかし、加藤(1981)で見たように、第6図の関係は季節による極端な相違がなく、したがって、ここでも第6図を採用する(図中の×印)。

すなわち、BFL が 700～800 mb に入る RL を持つ GMS 風ベクトル(74個)を 750 mb 面における風とし、また、BFL が 800～900 mb に入るもの(100個)を 850 mb 面における風とする。これらに加えて、第3図(a)の内側の線内に入るレーウィン・ゾンデの観測点の風データ(750 および 850 mb)に重みをつけて、領域内で Tripoli・Krishnamurti(1975), 加藤(1976)による手法で客観解析を施した。

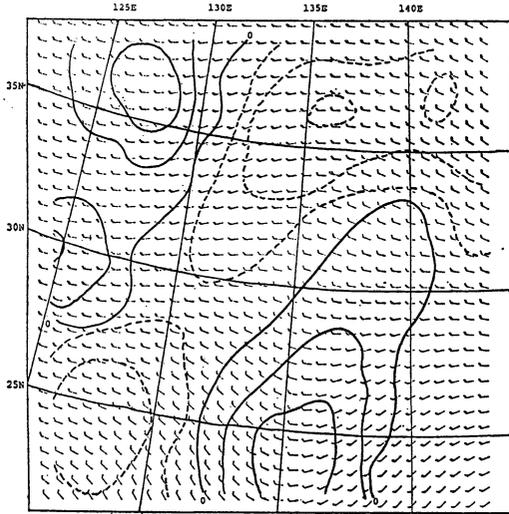
なお、GMS 風ベクトルを内挿するにあたり、6L-FLMの初期値との境界に不連続が起らないように、第3図(a)の内側線の内側2格子は両者の平均を取った。

3.4. 側面境界値条件, 時間積分法.

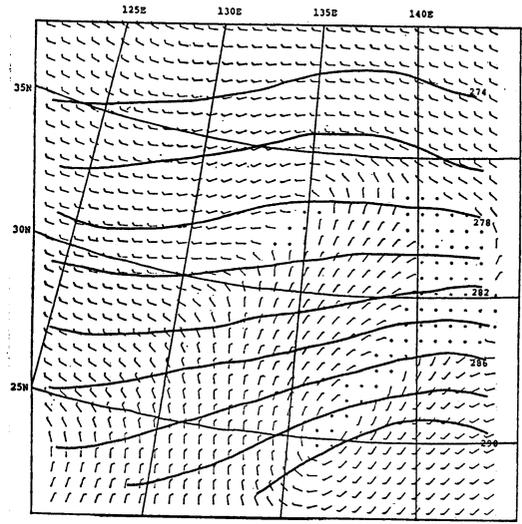
24時間積分を行ったが、積分領域の境界における物理量は、1978年11月25日00Zと11月26日00Zの6L-FLMの初期値が線形に変化すると仮定し、内挿して与えた。

この内挿時に境界にノイズが生じないように、第3図(a)の外側太線内の4格子に拡散係数をその内側に比して大きくとった(1番外側の格子点の値を内側に比して約10倍にとり、線形に変化するようにとる)。

時間積分は松野スキームを用い、積分時間間隔は75秒である。



第7図(a) 1978年11月25日 00 Z における 650 mb 面の渦度及び風速場。実線は正、破線は負の渦度、単位は $1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ごと、風速は長矢羽根が10ノット、短矢羽根は5ノット。



第7図(b) 1978年11月25日 00 Z における GMS 風ベクトルを内挿しない 750 mb における風速場。矢羽根は第7図(a)と同じ。実線は 800 mb 面の温度場 (K)。

4. 計算結果及び検討

本節では初期値場および計算結果を示して、検討をする。

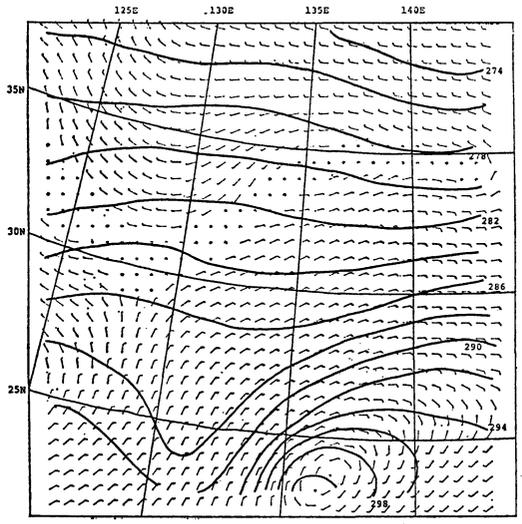
なお、総ての物理量は、3.3. で述べた(7)式によって p 面に変換したもので示す。

Case (i)

第7図(a)は Case (i) の初期値場で、650 mb における渦度および風速場である。第5図の雲域のスケッチを参照すると、この雲域は負の渦度の中にみられる。第7図(b),(c)は同じく初期値場で、それぞれ 750 mb の風速場に 800 mb の温度場を、850 mb の風速場に 900 mb の温度場を重ねて表示したものである。

両図によると、対象とする雲域は、ほぼこれらのレベルの風速場のシアラインに沿っている。温度場は 800 mb で雲域の西がやや低温、東側でやや高温傾向を示すが、900 mb ではほとんどフラットである。

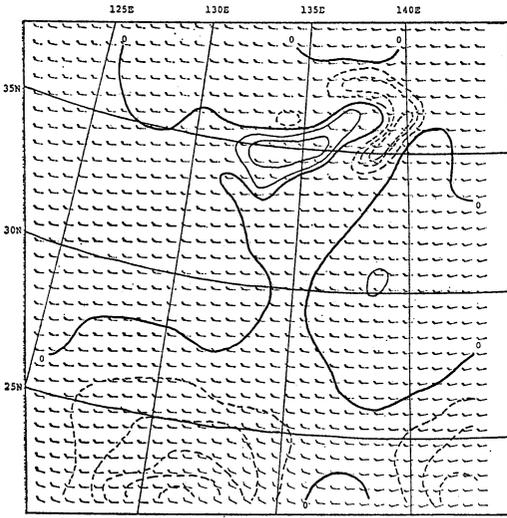
6 L-FLM から求めた初期値の下層風速場が、対象とする雲域に対応してシアを持っているが、雲域がより発達した24時間後の初期値では風速場(第9図(b))に第7図(b)のようなシアはみられず(温度場は大きく変形しているが)、したがって、雲域に対応する25日 00 Z の下層風のシアは、問題のじょう乱に対応するものという



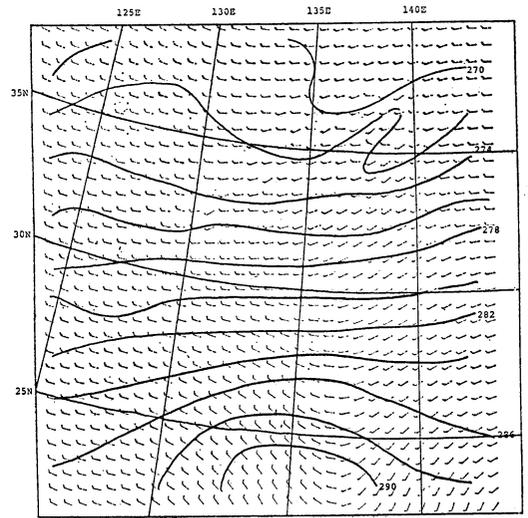
第7図(c) 第7図(b)と同じ、但し、風速場は 850 mb、温度場は 900 mb 面のもの。

より、第1図の地上天気図の 23°N , 137°E 付近にある低気圧の影響によるものと考えられる。

このことは、Case (ii) で述べる GMS 風ベクトルを入れて算出した下層風速場の初期値である第10, 11図を考慮すると、より一層明瞭となる。すなわち、両図によれ



第8図(a) 第7図(a)と同じ、但し、Case (i) の24時間積分値。



第8図(b) 第7図(b)と同じ、但し、24時間積分値。

ば、問題とする雲域は単なる風のシアラインではなく、風速の大きな南西流と南東流のほぼ合流点になっている。

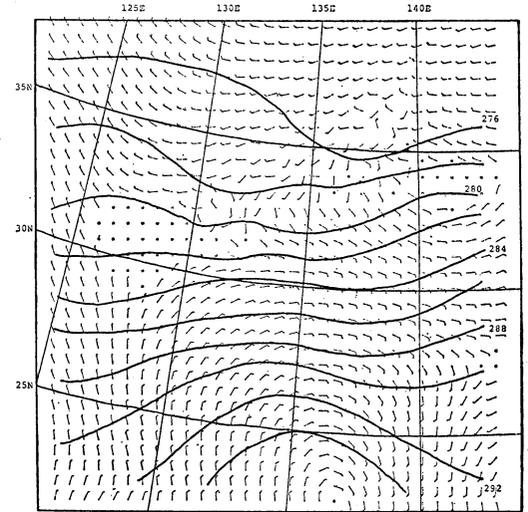
第8図(a), (b), (c)は Case (i) の24時間積分の結果である。物理量の表示は第7図(a), (b), (c)と同じである。第8図(a)と同時刻の6L-FLMの初期値(第9図(a))を比較すると、35°N, 135°E 付近の渦度分布に大きな相違がみられる。これは1つには、山岳系によって生じると思われる鉛直混合による効果モデルに入っていないこと、1つには山岳高度が高い所に物理量を $\ln p$ の2次式で σ 面から p 面に変換することによる誤差が考えられる。

しかしながら、30°N以南の領域における渦度分布はかなりの類似性がみられる。

風速場は両図ともほぼ東西流である。第5図と第8図(a)を対比すると、問題とする雲域は渦度0線付近に対応している。

第8図(b)と第9図(b)を比較すると、積分値の風速場は、問題とする雲域付近(33N, 133E)に弱いシアがみられる他は、相違は小さい。しかし、温度場は積分値がフラットなのに対し、6L-FLMの初期値は雲域の西側が低温、東側が高温というセンスを持ってきている。

第8図(b), (c)を併せて雲域との対比をみると、温度場においてははっきりした特徴はみられないが、風速場

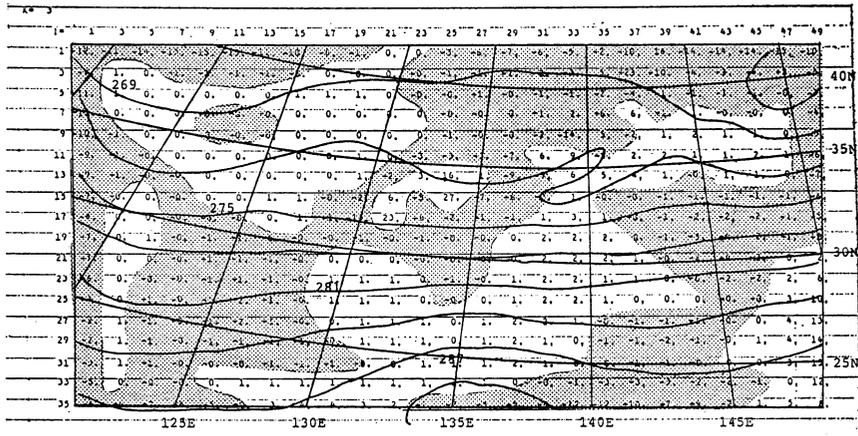


第8図(c) 第7図(c)と同じ、但し、24時間積分値。

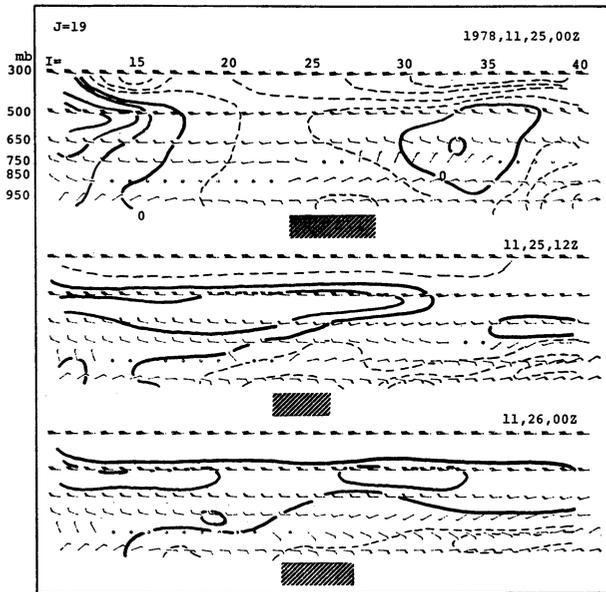
において弱いシアとして現われている。

第8図(d)は Case (i) の24時間積分の結果で、700 mb の ω と 800 mb の温度場である。問題とする雲域はほぼ上昇流域に対応する。

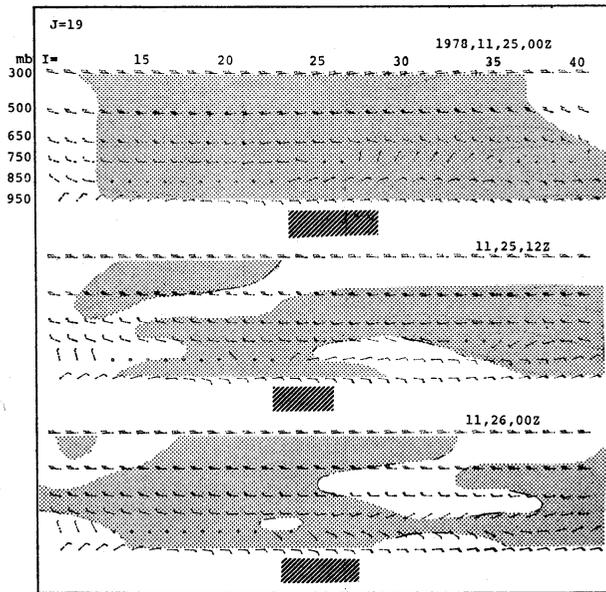
第8図(e), (f)は、第5図の太破線に沿った東西断面図である。第8図(e)は風速場に渦度を、第8図(f)は風速場に ω を重ねたものである。第8図(e)によれば、



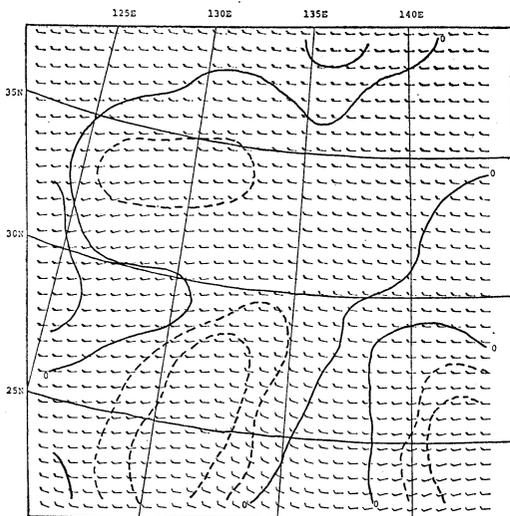
第8図(d) Case (i) の24時間積分における 700 mb 面の ω (mb/hr), 点彩は上昇流域. 実線は 800 mb 面における温度場 (K).



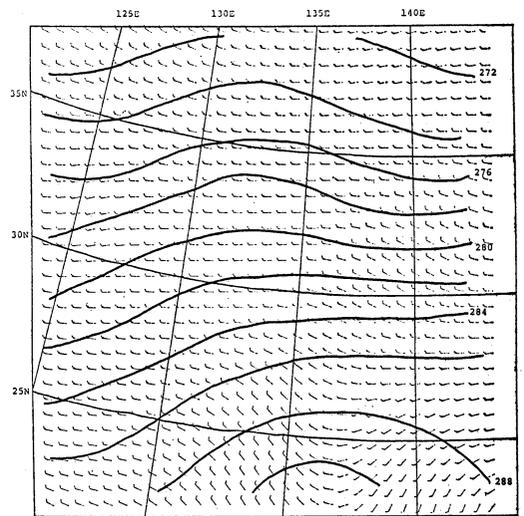
第8図(e) 温度及び風速場の鉛直断面 (GMS 風ベクトルの内挿なし) の時間経過図. 断面は第5図の太破線に沿うもの.
 上段, 1978年11月25日 00Z (初期値), 実線は正, 破線は負の渦度, 単位は $1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ ごと, 風速は白ぬき三角が 50ノット, 長矢羽根が 10ノット, 短矢雨根は 5ノット.
 下部のハッチは対象とする雲域の位置.
 I, J は第5図に同じ.
 中段: 12時間積分値,
 下段: 24時間積分値,



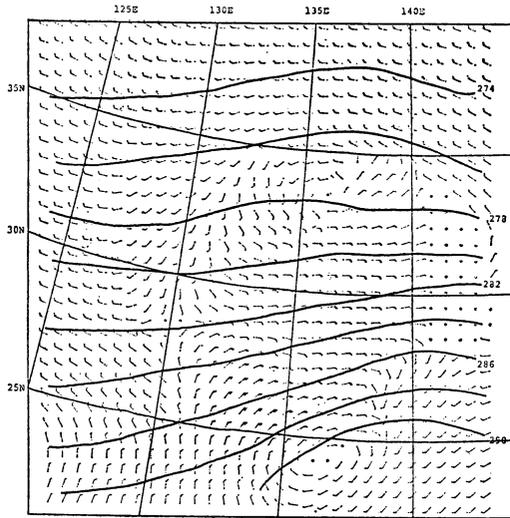
第8図(f) Case (i) の ω 及び風速場の時間経過図. 断面は第5図の太破線に沿うもの.
 上段1978年11月25日 00 Z (初期値). 点彩は上昇流域. 風速は第8図(e)に同じ.
 下部のハッチは対象とする雲域の位置.
 中段; 12時間積分値.
 下段; 24時間積分値.



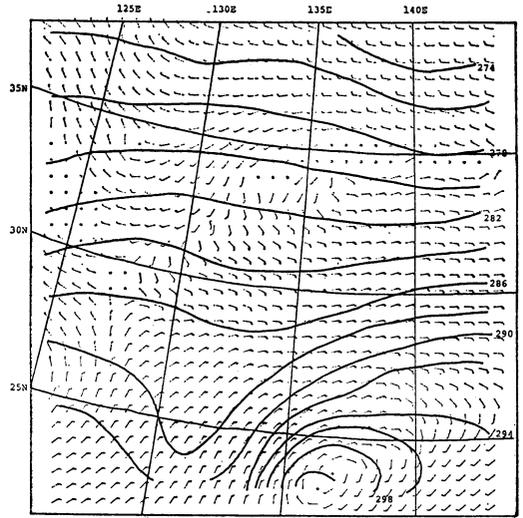
第9図(a) 第7図(a)に同じ, 但し, 26日 00 Z で第8図(a)に対応.



第9図(b) 第7図(b)に同じ, 但し, 26日 00 Z で第8図(b)に対応.



第10図 第7図(b)と同じ, 但し, GMS 風ベクトルを内挿したもの.



第11図 第7図(c)と同じ, 但し, GMS 風ベクトルを内挿したもの.

雲域の存在する領域に対応する初期下層における負の渦度は12時間, 24時間積分値においても, ほぼ同じ強さで持続し, しかも, 全期間を通して上層の正の渦度との結びつきはみられない. しかし, 雲域は下層の風のシア領域に対応している.

第8図(f)によれば, 初期の ω (6 L-FLM の初期値) はほぼ図の全領域が負であるが, 積分時間が進むにつれて下層の風のシアがみられる部分にややアクセントがついてくる.

Case (ii)

第10図は, GMS 風ベクトルとレーウィン・ゾンデに重みをつけた風を用い, 客観解析した 750 mb の風速場に 800 mb の温度場を重ねたものである (温度場は第7図(b)と同じもの).

Case (i) の第7図(b)に比して, 対象とする雲域 (25日 00 Z) 周辺の風速場は, 強い風のシアラインに沿うと同時に, 雲域の西側は強い南南西~南西風, 東側は南~南東の風速場となっており, かつ, 東側の風の場は雲域に向かって速度収束がみられる.

第11図は, 第10図と同様, GMS 風ベクトルおよびレーウィン・ゾンデを用いて求めた 850 mb の風速場および 900 mb の温度場である (温度場は第7図(c)と同じもの).

雲域付近の風速場は, 750 mb 同様, 雲域に沿って強いシアがみられ, 西側は南西風, 東側は南東風となって

おり, かつ, 雲域に向っての速度収束がみられる.

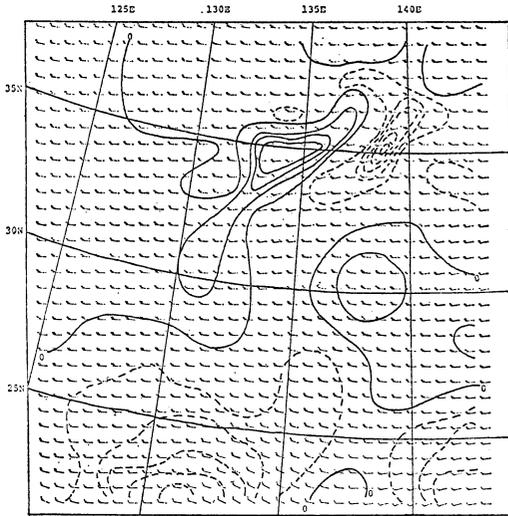
これら初期値における下層風速場の差異は, 第12図(e), (f)の上段の渦度分布ないし ω 分布に反映され, 6 L-FLM で求めた断面図である第8図(e), (f)の上段と様相を異にする.

第12図(a)は, 24時間積分した 650 mb の渦度および風速場である. Case (i) の第8図(a)と比較すると, 第5図で示した26日 00 Z の雲域のすぐ西側は, より大きな正渦度となっている. しかしながら, 27°N以南の渦度パターンは Case (i) に似ている.

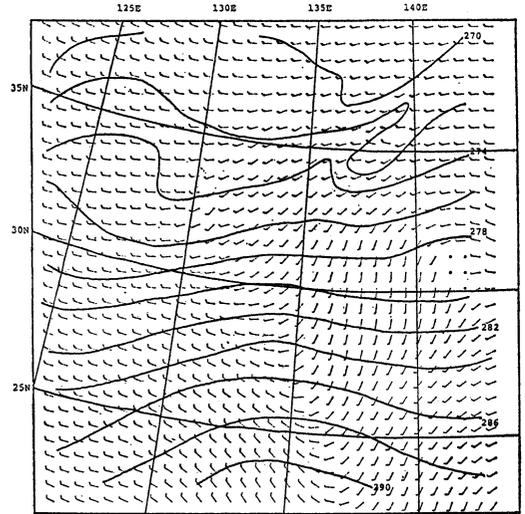
第12図(b)は24時間積分値で, 750 mb の風速場および 800 mb の温度場で, Case (i) における第8図(b)に対応する. 問題とする雲域は風速場の収れん域にみられ, しかも, 温度場は第10図に示した初期場に比して, 傾圧性を強めている. 又, 雲域はほぼ寒気移流から暖気移流に変わる領域にみられる.

しかしながら, 同時刻の第9図(b) (6 L-FLM) には対象とするじょう乱の北側に暖気の北上がみられるが第12図(b)にはみられない. これは1つには積分領域が狭く, かつ, 境界での扱いが適切でないため, 長波長のじょう乱に対してモデルが不十分なためと思われるが, 現時点でははっきりしたことはわからない.

第12図(c)は第12図(b)と同様積分値で, 850 mb の風速場および 900 mb の温度場であり, Case (i) の第8図(c)に対応する.



第12図(a) 第8図(a)と同じ、但し、Case(ii)のGMS風ベクトルを内挿したもの。



第12図(b) 第8図(b)と同じ、但し、GMS風ベクトルを内挿したもの。

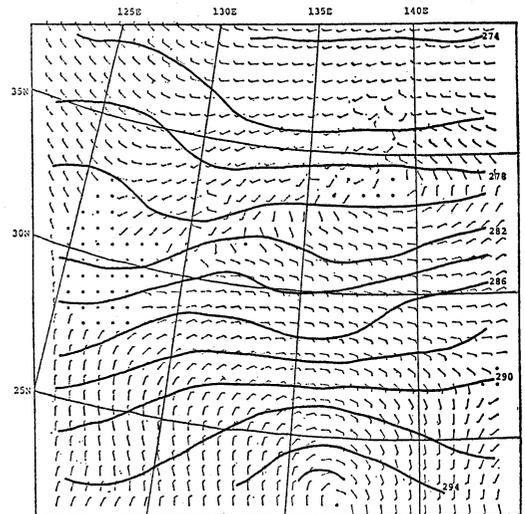
第12図(d)は700 mbにおける ω および800 mbの温度場である。対象とする雲域は上昇流域にあり、かつ、かなりの傾圧帯内にみられる。雲域を含む領域、およそ30°Nに沿う127~137°E付近で、位置エネルギーが力学的エネルギーに変換する目安である $\overline{\omega\alpha'}$ (α' は考える領域内での比容の deviation) をみると $\overline{\omega\alpha'} < 0$ というセンスを持っており、傾圧波の性質を示している。これはCase(i)の第8図(d)にはみられなかったものである。

第12図(e), (f)は鉛直断面図で、Case(i)の第8図(e), (f)に対応する。

第12図(e)によると、初期値における下層の渦度は、Case(i)の第8図(e)に比して高気圧性の渦度が強い。問題の雲域は高気圧性渦度の西側にみられる。

図の中段は12時間積分値であるが、雲域はやや西進、それに呼応するように下層の高気圧性セルも西進、高気圧性渦度は弱まっている。初期に雲域のはるか西方にみられた上層の正渦度場は東に伸びているものの、依然として下層との結びつきはない。

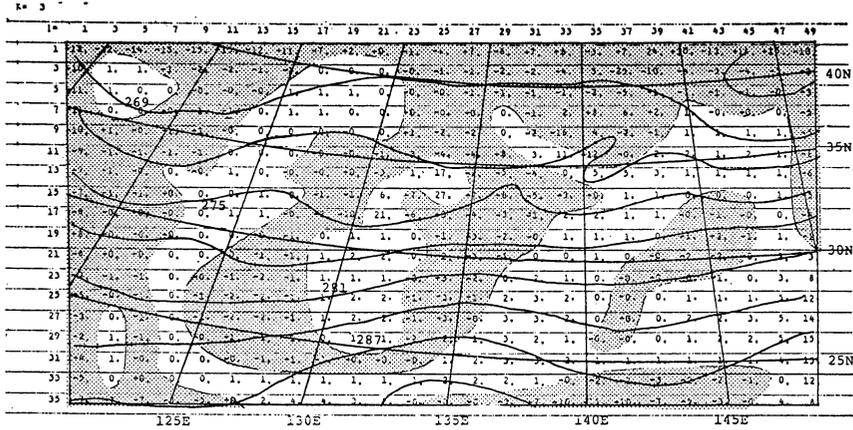
図の下段は24時間積分値である。雲域は下層の弱い高気圧性循環の西端にみられ、高気圧性渦度自身強度を弱め(より低気圧性を強め)ている。雲域は750 mbよりも下層の風の水平シア領域に一致している。対流圏中層、650 mbには雲域のすぐ西側に正の渦度がゆっくり移動してきており、下層との結びつきを示唆している。



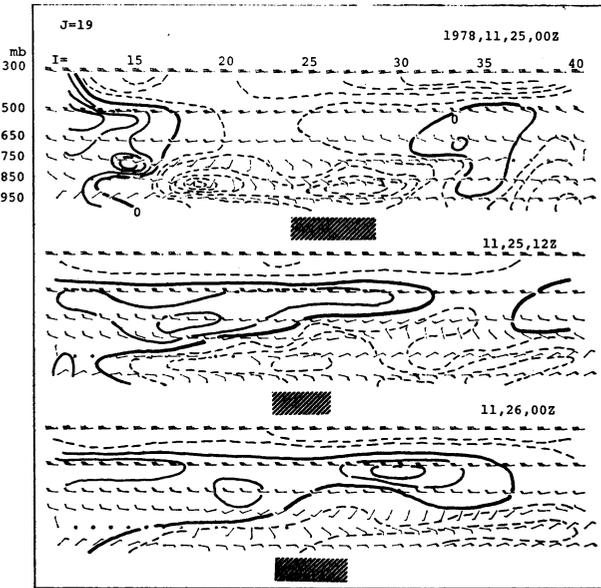
第12図(c) 第8図(c)と同じ、但し、GMS風ベクトルを内挿したもの。

しかしながら、より上層との結びつきはこの時点でもみられない。

第12図(f)の ω 分布をみると、初期においてはCase(i)の第8図(f)と異なり、雲域周辺は孤立した背の低い上昇流域になっている。この傾向は12時間積分値である中段にもみられるが、24時間後には、雲域はほぼ全層にわたる上昇流域となっている。この状態における下層



第12図(d) 第8図(d)と同じ、但し、GMS 風ベクトルを内挿したもの。



第12図(e) 第8図(e)と同じ、但し、GMS 風ベクトルを内挿したもの。

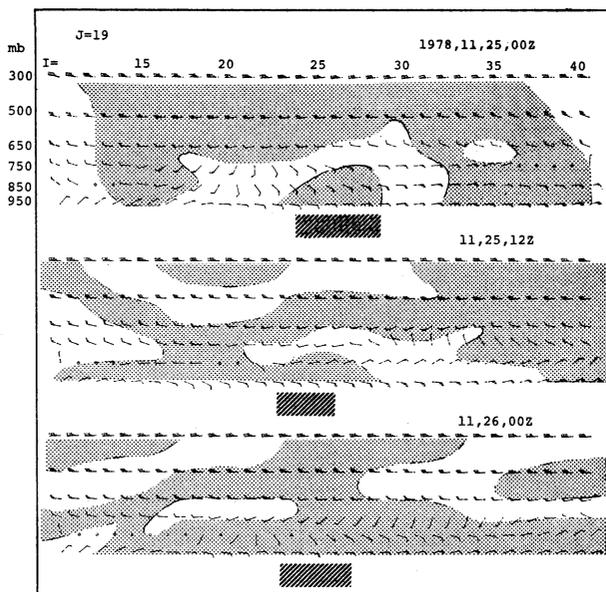
での上昇流は、第12図(e)にみられる 650 mb の正渦度移流および第12図(b), (c)における暖気移流の効果がかなりきいていると思われる(すでに述べてきたように、問題としているじょう乱が傾圧性を帯びてきているので、準地衡風的な見方ができる)。

第13図は 6 L-FLM の地上気圧場の初期値 (25日 00 Z) で、第1図に対応する。

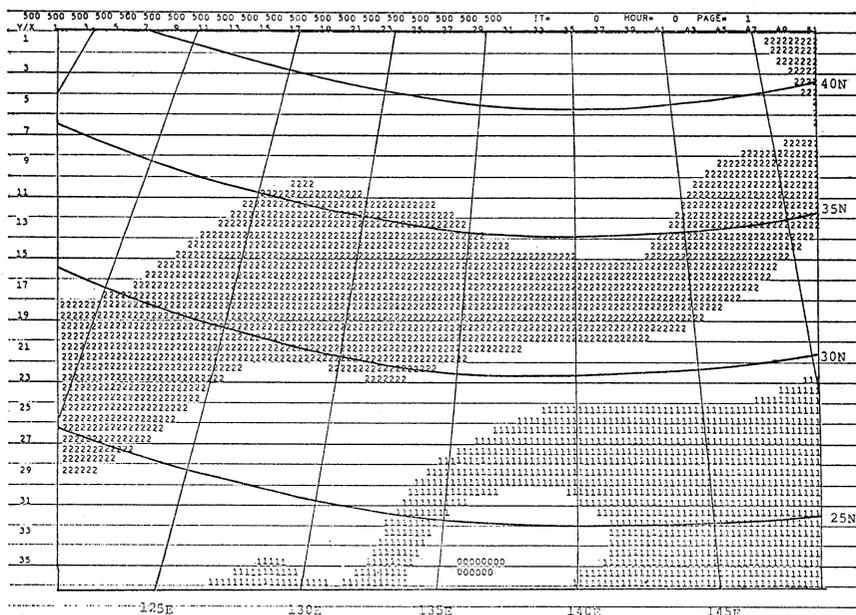
第14図は Case (ii) の24時間積分の地上気圧場である。対象とする雲域付近が低気圧性傾向を見せてきてい

る。すなわち、初期値において高気圧性であったものが、この時点では弱い低気圧性曲率の領域となっている。図示しなかったが、Case (i) の24時間積分した地上気圧場は Case (ii) との大きな差はみられない。これはこの発達ステージで、じょう乱が前述してきたように750 mb 面付近に最大振幅を持ち、地上気圧にはあまり反映されない結果と思われる。

第1表は、Case (ii) における第5図の太破線に沿って算出した Richardson 数の鉛直断面図である。対象の雲



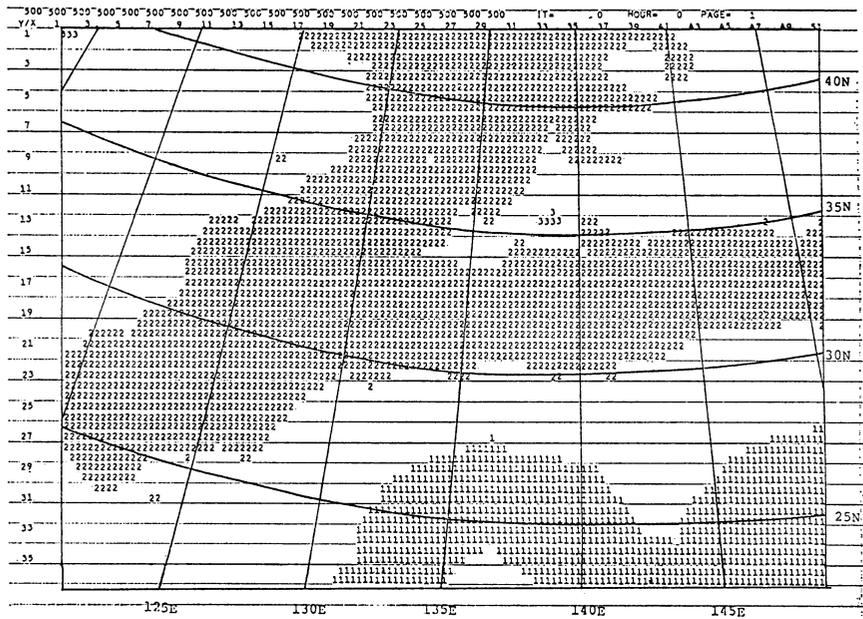
第12図(f) 第8図(f)に同じ。但し、GMS 風ベクトルを内挿したもの。



第13図 1978年11月25日 00 Z; 地上気圧 (6 L-FLM 初期値).

- 0; 1,000~1,005 mb
- 1; 1,010~1,015 mb
- 2; 1,020~1,025 mb

314 76.2 km 格子間隔一ブリミティブ・モデルを用いての中間規模じょう乱の数値実験 (ケース・スタディ)



第14図 第13図に同じ、但し、11月26日 00 Z で GMS 風ベクトルを入れての24時間積分値。

1978, 11, 25, 00Z

MSS= 0 J= 19

I=	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
405	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3
610	7	7	7	6	6	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	4	4	3	3	3
713	7	7	7	7	5	4	4	4	4	3	3	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	4	5	5	4	4	3
816	11	10	9	9	35	23	5	5	5	4	6	22	129	29	20	17	17	22	63	439	97	45	51	103	33	9	4	4	3	3	3
mb 919	5	5	5	6	4	2	1	1	1	1	3	9	8	3	2	4	7	7	10	36	132	34	25	27	7	5	4	3	3	3	2

11, 25, 12Z

MSS= 720 J= 19

I=	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	
405	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	3	3	3	4	4	5	5	5	4	4	4	3	3	3	3	3	3	
610	6	6	6	5	4	4	4	4	5	6	9	10	12	12	10	9	6	4	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	
713	7	9	11	13	17	21	32	60	48	87	14	10	4	3	3	5	6	7	6	4	3	3	4	7	14	25	30	27	24	22	20	
816	5	5	5	6	8	11	14	11	8	4	5	1	2	3	2	2	1	1	1	2	3	4	5	5	4	3	3	2	2	2	1	
mb 918	6	5	3	2	1	1	1	1	1	1	1	9	21	7	3	2	2	2	3	2	3	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3

11, 26, 00Z

MSS= 1440 J= 19

I=	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	
405	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	
610	6	6	6	6	7	6	6	6	6	5	5	4	4	4	4	4	4	5	6	8	9	10	10	9	8	7	7	6	5	5	4	
713	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3	5	4	4	4	4	3	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	3	3
816	7	7	6	7	7	9	9	12	11	8	31	10	8	6	5	5	4	6	6	8	10	11	12	13	13	13	12	11	9	8	6	
mb 919	9	8	6	4	3	2	2	2	1	1	0	1	3	3	3	3	4	3	4	3	3	3	2	2	2	2	2	3	3	3	4	3

第1表 リチャードソン数 $(g \frac{\partial \ln \theta}{\partial Z} / (\frac{\partial V}{\partial Z})^2)$ の鉛直断面における値。断面は第5図の太破線に沿うもの (GMS 風ベクトル入り)。I, J は第5図に同じ。

域は初期においてやや大きな値もみられるが、12時間および24時間積分値をみると、ほぼ3~4の領域にある。そして、雲域から400~500 km はなれた領域においては、値が大きくなっているのが特徴である。これらの結果は、Gambo (1970 I, II) 等の指摘したじょう乱と関係がありそうである。

なお、地形を入れず、その他は Case (ii) と同じ初期値のもとに24時間積分したが、結果は地形を入れたものと大きな差はみられなかった。これは1つには初期値そのものが地形による変形を受けていることが大きく作用し、その後24時間位の時間経過には今回のようなじょう乱に大きな役割をしないのかも知れない。

5. まとめ

第4節において、初期値を変えて本州南岸に発生した中間規模じょう乱の数値計算をし、その結果の比較を行った。

これらの検討より、下層風速場として GMS 風ベクトルを用いることの有効性が明らかとなった。

初期発達段階におけるじょう乱の特徴は、以下のよう

- i) じょう乱の運動場の最大振幅は 750 mb 面付近にみられる。地上気圧への反映は少ない。
- ii) 750 mb 面付近において、かなりの傾圧性を示し、位置エネルギーが力学エネルギーに変換するセンスを持つ。
- iii) 力学場が第1義的な作用をなし、非断熱効果はこれにアクセントをつける第2義的な作用をもつにすぎない可能性がある。
- iv) すでに地形変化をうけた場の中でじょう乱の発生がみられ、その後24時間位の間は地形は大きな作用を持たない可能性がある。

しかしながら、写真1~5でみられるように、雲域は積雲系の雲を主体としている。これは対流効果をモデルに入れる必要性を暗示している。したがって、海面からの潜熱、顕熱および鉛直混合効果を入れて、現実大気に近いシミュレーションをする必要がある、6L-FLM の初期値のうち、内水蒸気情報は他の量に比して悪いといわれる。幸い、GMS の赤外データはこれを一部補うことができる。

より、真実に近い初期データおよび物理過程をとり入れ、数値実験を進める必要があるが、これらについては今後の課題としたい。

また、今回の数値実験は、GMS 風ベクトルを上手に利用すると、日本付近の小じょう乱についての予測を今よりよい近似で求められる可能性を秘めていると思われる。

謝 辞

本稿起稿に当たり、松本誠一 衛星センター所長から多くの教示をいただいたことと、角 俊治 システム管理課長には研究を通して激励をいただいたことを感謝します。

本庁電計室の巽 保夫 プログラマーおよび中山 嵩 予報官にはファインメッシュ・モデルの初期値を提供してもらい、立平良三 予報課長および竹村行雄 技官には地形データを貸与していただきました。猪川元興 研究官には HITAC 8800/8700—FACOM 230 変換で助力いただきました。

衛星センターの多くの方々に、プログラミング上での相談および計算機のオペレーションでお世話になったことを感謝します。

文 献

相原正彦, 1980: 中間規模低気圧発達の一機構について, 1980年度春季大会講演予稿集, 59.

Anthes, R.A. and T.T. Warner, 1978: Development of Hydrodynamic Models Suitable for Air Pollution and Other Mesometeorological Studies, Mon. Wea. Rev., 106, 1045-1078.

浅井富雄, 1971: 中規模じょう乱の力学的特性, 1971年度春季大会講演予稿集, 50.

Gambo, K., 1970: The Characteristic Feature of Medium Scale Disturbances in the Atmosphere I, J. Met. Soc. Japan, 48, 173-184.

Gambo, K., 1970: The Characteristic Feature of Medium Scale Disturbances in the Atmosphere II, J. Met. Soc. Japan, 48, 315-330.

岸保勘三郎, 1974: 大気中の諸モードと相互調節, 数値予報特別研修のまとめ, 電計室報告, 別冊20号, 10-16.

長谷川隆司, 1979: 気象衛星資料からみた土佐沖低気圧, 1979年度春季大会講演予稿集, 12.

櫃間道夫, 1979: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域 (その2), 天気, 26, 605-610.

櫃間道夫, 成川二郎, 1980: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域 (その3), 天気, 27, 809-816.

加藤一靖, 1976: 客観解析用プログラム「OBJAN」, 気象衛星技術報告, 3, 1-22.

加藤政勝, 1980: GMS による雲移動ベクトルの検討—レーウィン・ゾンデとの比較, 気象衛星セン

316 76.2 km 格子間隔—プリミティブ・モデルを用いての中間規模じょう乱の数値実験（ケース・スタディ）

- ター技術報告, 2, 59-73.
———, 1981: GMS 風ベクトルとレーザイン・
ゾンデとの比較, 天気, 28, 83-92.
気象庁予報部, 1971: 中間規模じょう乱をめぐって, 電計室報告, 別冊15号.
真島恒裕, 1980: 北東気流による関東地方の局地的
悪天, 天気, 27, 553-564.
大阪管区気象台, 1976: 土佐沖低気圧, 大阪管区気
象台特別調査報告第5号.
斎藤直輔, 1980: 高気圧南縁の波動について（関東
地方の北高型の天気）, 1980年度秋季大会講演予
稿集, 41.
Staley, D.O. and R.L. Gall, 1977: On the Wave-
length of Maximum Baroclinic Instability, J.
Atmos. Sci., 34, 1679-1688.
滝川雄壯, 1979: 4層北半球プリミティブ・モデル
の改良について, 電計室報告, 別冊25号, 22-24.
Tripoli, G.J. and T.N. Krishnamurti, 1975: Low-
Level Flows over the GATE Area during Sum-
mer 1972, Mon. Wea. Rev., 103, 197-216.