



## お天気の見方・楽しみ方 (7)

### 二つ玉低気圧 (その1)

小倉 義光\*・西村 修司\*\*・隈部 良司\*\*\*

#### 1. 問題の発端

本シリーズ (1) 序章で述べたように、日本付近は世界でも温帯低気圧が最も多発する地域の1つである。冬から春にかけて、日本の気象に影響を及ぼす主な低気圧は、通路別としては2種類ある。1つは南岸低気圧、もう1つは日本海低気圧である。時としては、この2種類の低気圧がほぼ同時に発生し、日本列島を南北に挟みながら東進して、悪天候をもたらすことがある。このような総観規模の気象状態は、日本人には馴染みで、二つ玉低気圧と呼ばれている。

二つ玉低気圧といっても、北側の低気圧と南側の低気圧の大きさ・通過時刻・強度などの違いによって、いろいろの気圧パターンが出現する。今回は、1998年12月7～9日に見られた二つ玉低気圧の例について述べたい。この例を選んだ理由は、現在では廃刊となってしまった日本気象協会発行の月刊誌「気象」の連載記事「ひまわり画像」に、宮崎 (1999) が取り上げていたからである。その主な狙いは、北側と南側の低気圧に伴う雲塊の中間領域に、新たに雲塊が発生し、最終段階では3つの雲塊が全体としてλ状の雲パターンを形成することの記述である。λ状というのは、閉塞点の高緯度側が閉塞前線、低緯度側に寒冷前線と温暖前線があるパターンである。ただ、宮崎の解説では、2ページというページ制限から、今月はこんな顕著な現象が「ひまわり」で見えましたよ、というお話に終わっている。この例に限らず、本シリーズで前に述べたことであるが、わが国では天気系の解説というと、

天気図と気象雲画像とレーダー図を並べただけのものが多い。気象予報士のレベルならば、天気図だけからは認識しにくい3次元的な空気の流れや熱力学的な場 (温度・水蒸気量・成層安定度指数など) と関連付けて、気象衛星やレーダーで見た雲のパターンを理解あるいは解釈しようとする方が、お天気をもっと楽しめるのではないだろうか。殊に、上昇・下降運動は雲の発生・消滅に直接関係するし、安定度指数は発生する雲が対流性か層状性か、決めるのに重要である。

それで、今回は上記二つ玉低気圧のケースをもう少し詳しく眺めて、そうした二つ玉低気圧や雲のパターンが発生するプロセスを考えてみようというわけである。一般的に、二つ玉低気圧には、寒帯ジェットと亜熱帯ジェットの両者が絡み、複雑なものであるが、今回も例外ではなかった。また、観測データの解析だけでは、十分理解できない点もあった。ちなみに、このケースに伴う悪天候としては、「気象」の「天気図日記」によれば、「北海道強風、8日最大瞬間風速室蘭25.0 m/s、留萌30.1 m/s」となっている。

#### 2. 低気圧の概況と団子三兄弟の瞬間閉塞

第1図は、1998年12月6日12 UTC から9日00 UTCまでの期間、12時間毎に、今回話題とする日本海低気圧 (記号はL) と南岸低気圧 (記号はC) の中心位置と中心気圧を示したものである。ただし、低気圧Lの発生期間だけは例外的に6時間ごとにしてある。その理由として、第2図に12月6日18 UTCにおける地上天気図を示す。大きく見ると、本州東方洋上170°Eあたりに、中心気圧988 hPaの先発した低気圧があり、その西方、日本海および日本列島は高気圧/リッジに覆われている。そのさらに西に逆向きトラフがあり、その中に

\* Yoshimitsu OGURA, 東京大学海洋研究所。

\*\* Syuji NISHIMURA, 気象衛星センター。

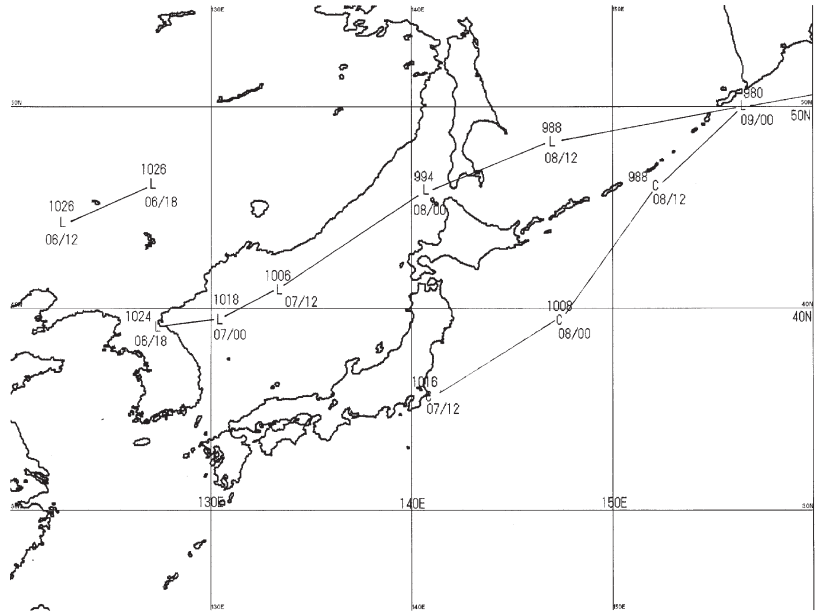
\*\*\* Ryoji KUMABE, 函館海洋気象台。

© 2006 日本気象学会

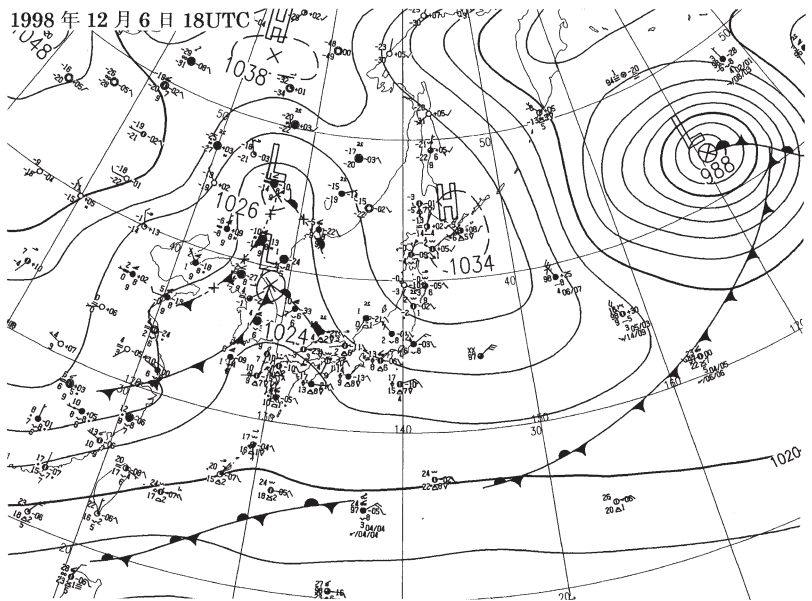
2つ低気圧がある。北側の低気圧は、第1図に見るように、中国東部の西部にあった低気圧が発達することなく北東に移動してきたもので、この時刻以降は消滅してしまう。その南側、朝鮮半島の東岸近くの低気圧がこの時刻に新たに発生したもので、これが今後二つ玉低気圧の片割れとなる。逆向きトラフの中に2つ低気圧があれば、南方の低気圧だけが生き延びること、その低気圧の東側では強い南風が吹き、西側では西風が吹く傾向があることは、本シリーズで繰り返し述べてきたことである。ただし、逆向きトラフの低緯度側には、今回は東西方向に長々と高気圧の帯が延びているので、逆向きトラフは直接赤道低圧帯には連なっていない。

第2図でもう1つ重要なのが、フィリピンの北からほぼ東北東に伸びている停滞前線である。この停滞前線は今後次に北上して、7日12 UTCには、その先端が関東地方近くに接近して、二つ玉低気圧のもう1つの片割れ低気圧Cが発生する(第1図)。

第1図によると、低気圧Lは発生後6時間経った7日00 UTCから8日00 UTCまでの24時間に、中心気圧が24 hPaも下がっている。一方、低気圧Cは発生直後の7日12 UTCからの24時間に28 hPaも降下している。いずれも爆弾低気圧と呼ばれる資格を持つ。



第1図 1998年12月6日12 UTC から9日00 UTCの期間、日本海低気圧(記号はL)と南岸低気圧(記号はC)の原則12時間おきの中心位置と中心気圧(気象庁印刷地上天気図より作成)。



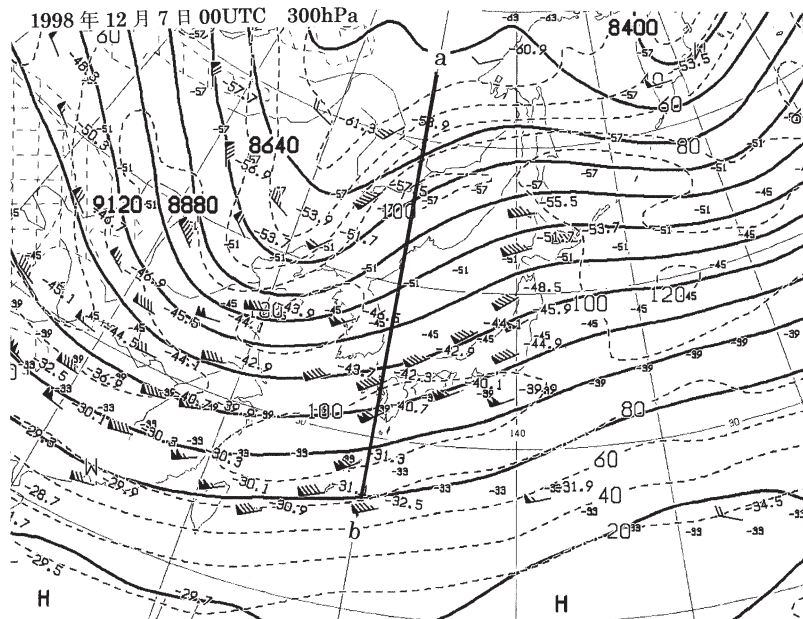
第2図 1998年12月6日18 UTCにおける地上天気図(気象庁)。

ほぼ12時間おきに、しかも離れた場所で、爆弾低気圧を2つも発生・発達させるとは、よほど広い領域で

大気の傾圧性が高かったに違いない。第3図に7日00 UTCにおける300 hPaの高層天気図を示す。予想通り、大きくて(すなわち、東西方向の波長が長くて)深い(すなわち、南北方向の振幅が大きい)トラフがあり、その軸は120~125°E線に沿って位置している。また、発達する傾圧不安定波がそうであるように(本シリーズ(2))、このトラフの東側に地上の低気圧がある(換言すれば、サーマルトラフはトラフの西側にある)。気温の最低は約-60°Cである。

その構造をさらに見やすくするために、第4図にトラフとリッジのほぼ中間にあたる130°E線に沿った鉛直断面上で(a)等風速線、(b)等温線と風、(c)等鉛直 $\rho$ 速度( $\omega$ )の分布を示す。第4図aにおいては、32°N、200 hPaあたりに最大150ノットの亜熱帯ジェット(subtropical jet, 記号は $J_s$ )、47°N、300 hPaあたりに最大110ノットの寒帯ジェット(polar jet, 記号は $J_p$ )が位置しているのがわかる。また亜熱帯ジェットに伴う強風が対流圏上層だけに止まらず、対流圏下層に及んでいるのが目につく。第4図bでは、ほぼ一様に温度の南北傾度が強い。700 hPaの高度で、30°Nと50°N温度差は約24°Cもあり、傾圧性は高い。このように下層でも傾圧性が高いために、上に述べた南西諸島南方の停滞前線に強い前線形成作用が働いて、寒冷前線を急速に発達させていく。また、やはり教科書に書いてあるように、寒帯ジェット軸の少し低緯度側で、対流圏界面の高度が殆ど不連続的に低くなっている。第4図cにおいては、これも教科書通り、トラフとその下流のリッジの間に上昇流がある。130°Eという経度で低気圧Lの中心は約38°Nに位置しており、それに伴う上昇流は、最大-90 hPa/hの程度である。

ここで記述の都合上、第5図に1998年12月7日00 UTCから8日06 UTCまでの12時間ないし6時間おきの「ひまわり」気象衛星(GMS)の赤外雲画像を示す。まず、7日00 UTCにおける雲画像を見ると(第5

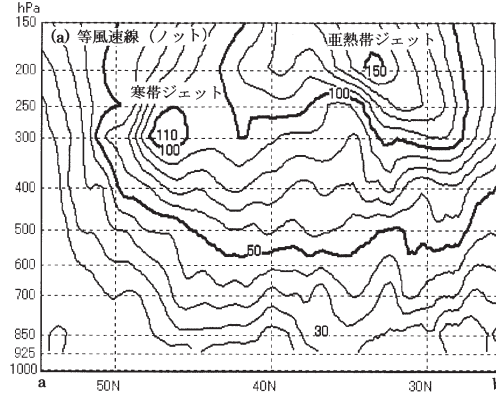


第3図 1998年12月7日00 UTCにおける300 hPaの高層天気図(気象庁)。

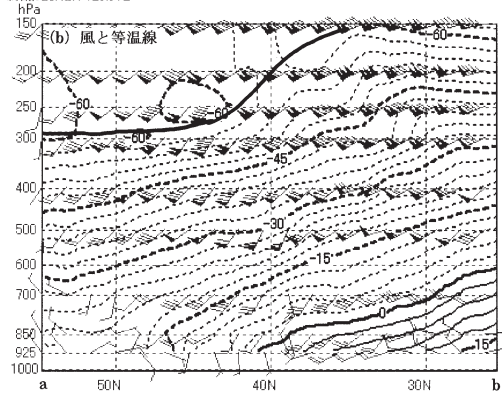
図a)、朝鮮半島北の低気圧Lに対応する雲域( $C_N$ と記号する)があるが、図の下端にもう1つ $C_S$ と記した雲域がある。やがて発生する低気圧Cに伴う前線の雲となる運命を持つ雲帯である。そして、雲域 $C_N$ と雲域 $C_S$ の間の日本海海上にも雲があるが、この段階では主に上層雲であり、後刻出現する雲域 $C_M$ との関係はよく分からない。12時間後の7日12 UTCには(第5図b)、雲域 $C_N$ は低気圧Lの中心の北側で円形となるが、南側は乾燥貫入(dry intrusion)のため雲がない。一方、本州南方には第5図aでその一部分だけを示した雲域 $C_S$ が北東に進行してきて、いまやその全貌を現している。その先端部は明るく、尾を引く部分ではトランスパース・バンドの構造が明瞭である。この時刻までに、雲域 $C_M$ も明確に存在するようになる。その後は700 hPaから上の層で卓越する南西風のおかげで、 $C_M$ は北東に進み、12時間後の8日00 UTC(第5図c)では、雲域 $C_N$ のほぼ東に位置するようになる。低気圧中心Lの南に位置する日本海には、季節風の吹き出しに伴う筋状の雲が認められる。

さらに6時間後の8日06 UTCの第5図dでは、雲域 $C_N$ と雲域 $C_M$ がほぼ東西に並ぶ。それに加えてもう1つの雲域( $C_3$ )までもが新たに発生し急速に発達し、雲域 $C_M$ と並んでいる。アニメーションで見ると、雲域 $C_3$ がクラゲのように湧き上ってくる様子は誠に印象

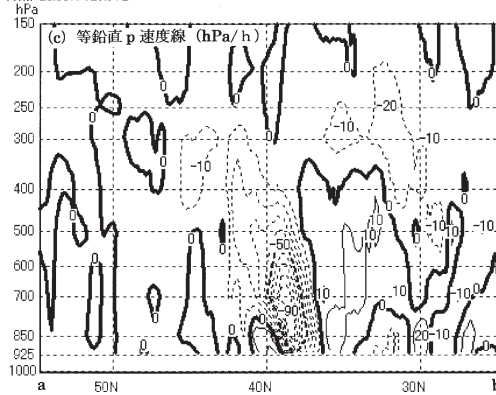
1999-12-06 23:39UTC  
始点: 56.00N 129.97E  
終点: 25.42N 129.97E



1999-12-06 23:39UTC  
始点: 56.00N 129.97E  
終点: 25.42N 129.97E



1998-12-06 23:39UTC  
始点: 54.94N 129.97E  
終点: 25.00N 129.97E



第4図 12月7日00 UTCにおいて、第3図の線分 a-b に沿った鉛直断面上の気象要素の分布図。(a) 等風速線 (風速の単位はノット)。(b) 等温線 ( $3^{\circ}\text{C}$ 毎) と風 (短い矢羽は 5 ノット, 長い矢羽は 10 ノット, ペナントは 50 ノット)。太い実線は対流圏界面のおよその位置。(c) 等鉛直  $w$  速度線 ( $10 \text{ hPa/h}$  毎)。実線は正の値 (下降運動), 破線は負の値 (上昇運動)。

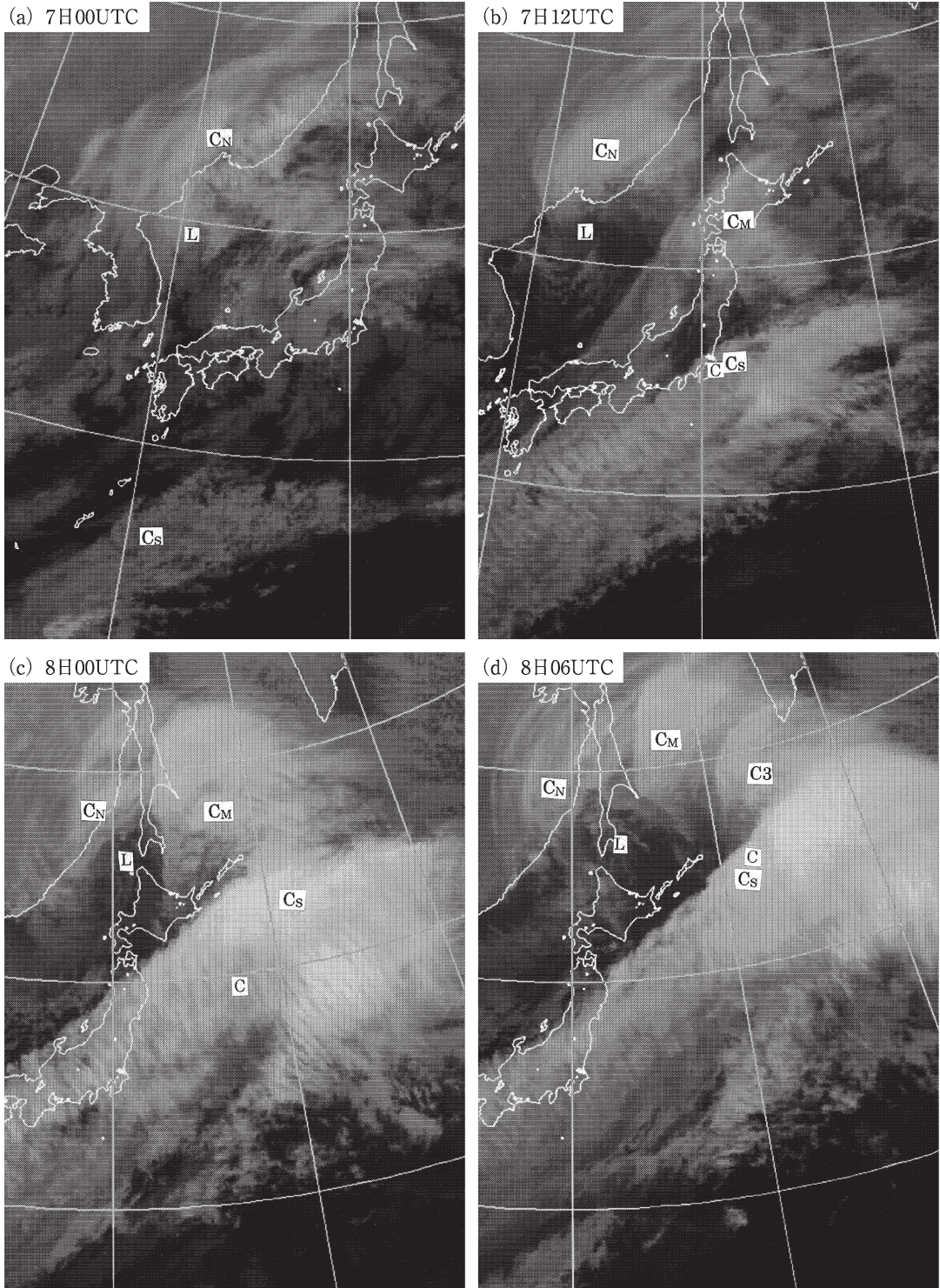
的である。著者が入手した観測データはこの地帯まではカバーしてなかったため、雲域 C3 の正体は調べていないが、第 5 図 d を見ると、数年前に流行した団子三兄弟のように、雲域  $C_N$ 、 $C_M$ 、 $C_3$  の 3 つが、あたかも雲域  $C_S$  を寒冷前線とする低気圧の閉塞前線の雲を形成しているように見える。これが瞬間閉塞あるいは即席閉塞 (instant occlusion あるいは pseudo-occlusion) の例である。瞬間閉塞にもいろいろな変種があるが、ここでは深入りはしない。

### 3. 雲域 $C_M$ の進化

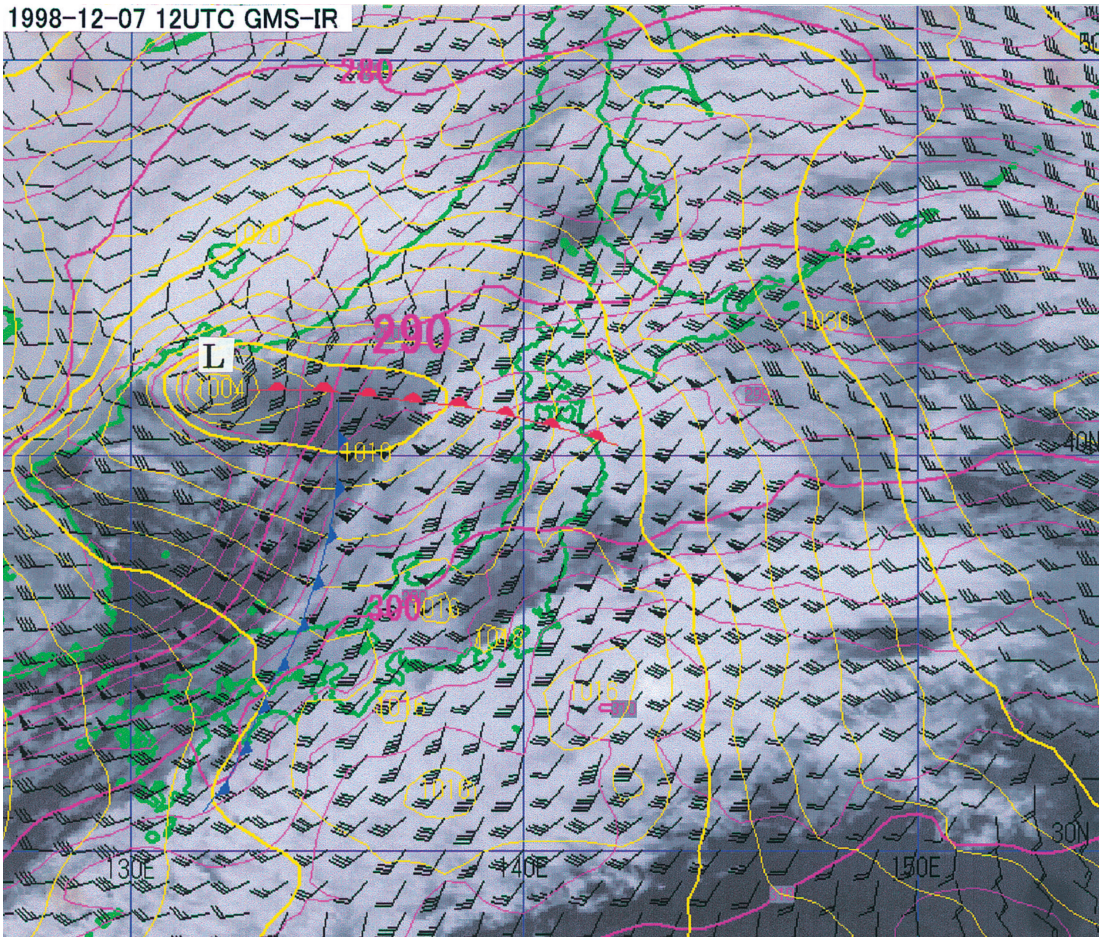
最初の問題は、何故雲域  $C_M$  が発生したかである。確実なことはいえないが、低気圧 L に伴う温暖コンベヤー・ベルトの雲と思われる。まず、第 5 図 a の 7 日 00 UTC において、雲域  $C_S$  の北、南西諸島にほぼ並行して走る下層雲帯がその出来始めであろう。12 時間後の 7 日 12 UTC (第 5 図 b) になると事態はもう少し明

瞭になる。

第 6 図は同時刻、地上気圧と 925 hPa の温位と 700 hPa の風を赤外画像に重ねた図である。低気圧 L に伴う地表面の温暖前線と寒冷前線も記入してあるが、これらの前線は地表面における温位・風・渦度などから解析したものである。低気圧 L に伴う前線系は、本シリーズ (3) で解説したシャピロ・カイザーのモデルに似ていて、断裂した寒冷前線の西側には西風があり、東側には 50 ノット以上の南西風あるいは南南西風の強い風が吹いている。今回のケースの特徴は傾圧性が高いことであるが、図に見るように、290 K と 300 K の間の等温位線は密集している。このため、南よりの風が吹く地域での温度移流は大きく、下層で上昇気流が起こり (最大で  $-40 \text{ hPa/h}$  程度)、これが雲域  $C_N$  から離れて雲域  $C_M$  を発生させたと思われる。この時刻の段階では、雲域  $C_M$  の雲頂高度は最大で 500 hPa の程度である。雲に覆われている地域のアメダスデータを見る



第5図 12時間あるいは6時間毎の赤外雲画像。LとCはそれぞれ第1図に示した地上低気圧中心の位置。  
 (a) 7日00 UTC, (b) 7日12 UTC, (c) 8日00 UTC, (d) 8日06 UTC。雲の記号は本文参照。



第6図 7日12 UTC (第5図bと同時刻), 赤外雲画像に重ねた地上気圧 (黄色, 2 hPa 毎) と700 hPa における風 (記号は第4図 (b) に同じ) と925 hPa における温位 (ピンク色, 3 K 毎)。

と、多くの地点で1時間に1～2 mm程度の降雨を観測している。

第5図cでは、雲域 $C_M$ はほぼ円形にまとまって雲域 $C_N$ に接近している。低気圧の周りの流れがドライ・スロットを作っているので、雲域 $C_M$ とは分離されている。この配置は以前に小倉(2003)が解析した秋雨前線に伴う小低気圧の雲パターンとよく似ている。さらに、雲域 $C_N$ 、 $C_M$ 、 $C_S$ という3つの雲域の配置は北島・三井(1998)が解析した事例とよく似ている。一方で、Bader *et al.*(1995)のガイドブックには、こうした事例は載っていないから、案外東アジアに特有の雲のパターンかもしれない。

さらに付け加えると、北島・三井(1998)のケースは、 $C_N$ 、 $C_M$ 、 $C_S$ という3つの雲域があり、南北に2本

の上層ジェットがあるものの、二つ玉低気圧ではない。従って雲域 $C_M$ については、Browning and Robert (1994)が提案した「主要な温暖コンベヤー・ベルトの下から剥離 (peel off) した二次的な温暖コンベヤー・ベルトとの類似」を引用し、これを成因としている。今回の場合でも、第5図bを見ると、雲域 $C_M$ は「主要な温暖コンベヤー・ベルト (今回の例で言えば雲域 $C_S$ )」の境界層から這い出た (剥離した) 気流から成るよう見えなくもないが、上述のように、今回の雲域 $C_M$ は雲域 $C_S$ に直接関係はないものと思われるから、北島・三井の説明とは異なる。ちなみに、上記の「主要な」と「副次的 (二次的) な」の使い分けは一般的に重要なので、第5節でもっと詳しく述べることにする。 [(その2)は「天気」53巻第12号に掲載]