

## 第5章 総観規模の現象\*

### 5.1 前線の解析

#### 5.1.1 前線の概念

前線は気団の境界として定義される。こうした境界では異なる密度を持つ気団の接触面に沿って鉛直循環が励起され雲が発生するので、一般に総観スケールの前線は帯状の雲域(雲バンド)として認められる。従って衛星画像による前線解析では、まず大規模な雲バンドに着目することが手始めとなる。ただし乾燥した大陸上では鉛直循環が励起されても雲が形成されないこともあり、一方で上層の強風で移流してくる上層雲のみの雲バンドもある。雲バンドの有無だけでは前線を決定できない場合もあるので、注意が必要である。

Browning(1990)は擾乱の構造を説明するため、WCB(Warm Conveyor Belt)やCCB(Cold Conveyor Belt)などコンベヤベルトの概念を提唱した。コンベヤベルトは擾乱に相対的な座標系でみた大気の流れをいう。Carlson(1980)は、WCBとCCBの概念を用いて低気圧や前線の構造を説明した

(図5-1-1)。

WCBは低緯度から高緯度に向かって暖かく湿った気塊を運ぶ大気の流れで、雲域の形成に強く関与する。WCBは、高気圧縁辺の下層の南東風として発生し、低気圧の暖域内を北上し、次第に時計まわり方向に向きを変える。この流れはトラフ前面の暖気移流に関連し、北上するにつれ次第に高度を上げる。凝結高度に達すると雲を発生させ、北へ進むほど雲頂高度は高くなる。上空のジェット気流軸に遭遇したWCBは、そこで北上を抑えられ東に向きを変える。

CCBは、温暖前線前面を前線と平行に低気圧中心方向に向かう流れである。衛星からみた場合、CCBはまず温暖前線前面の下層雲として認められる。CCBが西進するとWCBの下に潜り込むため衛星では確認できなくなるが、その後WCBの雲バンド西縁からWCBと大きな角度で交差して、更に西に伸びる中下層雲主体の雲域として認識される。西に伸びるにつれ、一部は高度を上昇させ高気圧性に流れを変えてジェット気流高度に達した

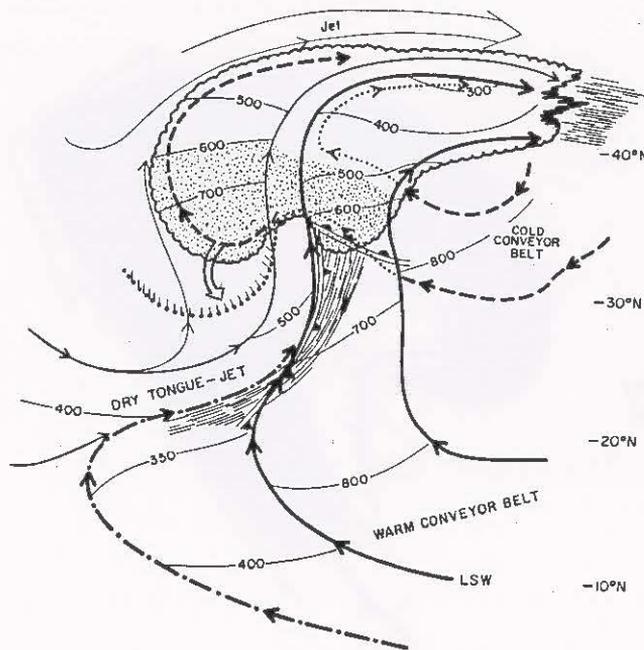


図5-1-1 コンベヤベルトモデル (Carlson(1980)に白矢印を加筆)

太実線：WCB. 破線：CCB. 数字：それぞれの気流の高度.

しっぱ付ドット：下層雲縁

\* 鈴木 和史

ところで東に向かう。一部は高度を上昇させず、中下層雲のまま低気圧性の流れによって低気圧中心方向に向かう（図に二重線矢印で加筆）。Bader et al(1995)は、CCBのうち高度を上昇させ高気圧性曲率に変わる流れを二次的な WCB(W2)とし（図5-1-2）、W2は短波のトラフ前面での上昇流によりWCBの下から発生するとしている。Bader et alによれば、CCBは低気圧中心に向かう高度の低い流れのみを指す。

図5-1-3にコンベヤベルトの例を示す。赤外画像においてW-Wで示した雲域がWCBに伴うものである。W-Wは南ほど雲頂高度が低く、北へ行くほど雲頂高度が上昇し層状性雲域が広がっている。可視画像とも比べると、この雲域は厚い雲か

ら成っている。雲域の東端(E)では薄いCiから成っており、WCBがジェット気流軸に遭遇し東に向きを変え、上層雲が先行していることを表している。C1-C2-C3がCCBに伴う雲バンドである。C1付近はCCBの上を滑昇する雲のため、上層雲が多くなっている。CCBはWCBより雲頂高度が低いので、WCBの下では確認できない。CCBは、WCBの雲バンドから西側につきだしたところ（C2付近）で、再び確認できる。C2-C3は西に進むほど雲頂高度が上昇し、ジェット軸に遭遇したところで東向きに流れを変えWCBと合流する。CCBから分流して低気圧循環に巻き込む流れ（C2からdへの流れ）も存在し、この流れの雲頂高度は低いままである。

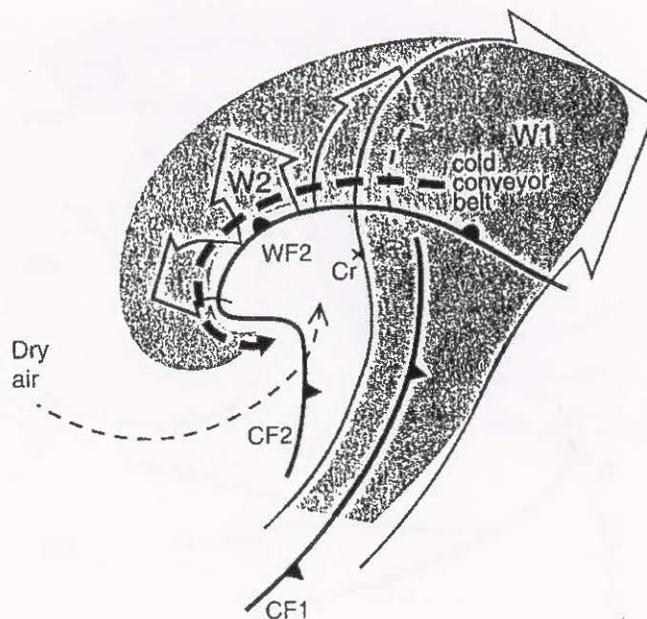


図5-1-2 二次的なWCBのモデル (Bader et al(1995)). W1がWCB、W2が二次的なWCB.

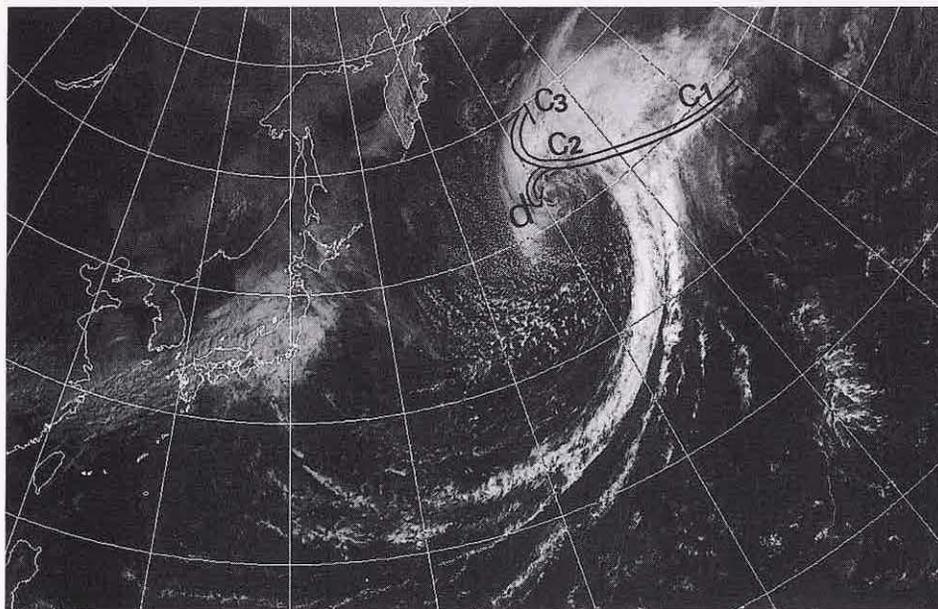
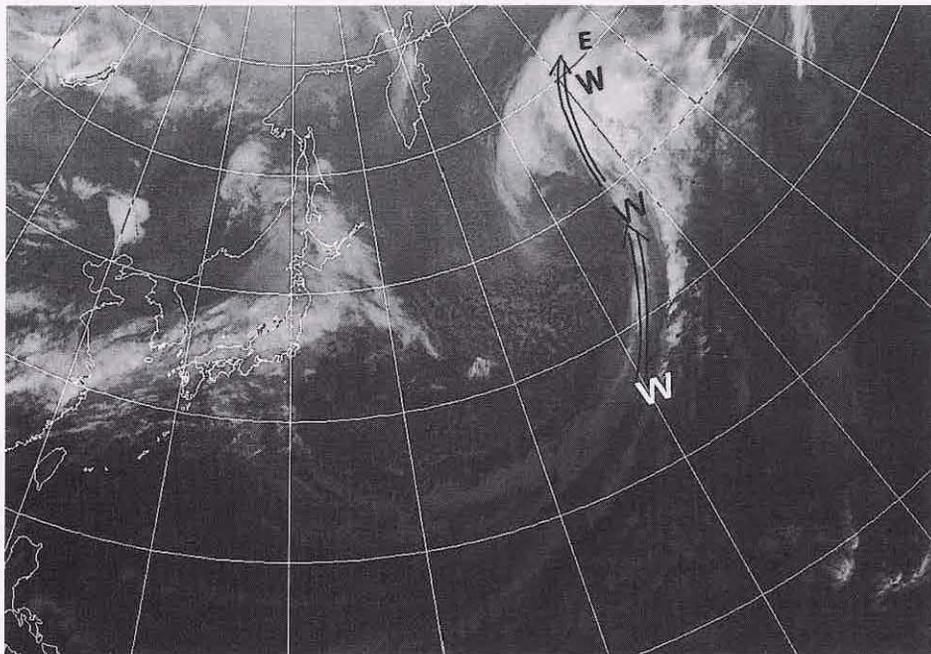


図 5-1-3 コンベヤベルトの例 (1998年3月27日00UTC)  
 上：赤外画像. 矢印はWCBを表す. 下：可視画像. 矢印はCCBを表す.

### 5.1.2 温暖前線

温暖前線は寒気側へ移動する気団の境界と定義され、暖気が寒気をはい上げる構造をしている。これはCCBの上をWCBが滑昇していることで説明できる。暖域から北上する流れであるWCBが低気圧中心に向かう寒気の流れであるCCBの上を滑昇し始める境界を、温暖前線として解析できる。これはWCBに伴う流れの中で、層状性の雲が形成され始める南端にあたる。またNeiman (1993)がCCBとWCBの交差域付近の所々にメソスケール対流雲の存在を提唱しているように(エスカレータ・エレベータモデル、(図5-1-4))、前線近傍では層状雲ばかりでなく対流雲も発生する。

温暖前線がこのようなモデル構造をしていると、衛星画像では対流雲を含んだ広がりを持った雲域の南縁に対応させることができる。とはいえ、一般に、衛星画像から温暖前線を決定するのは難しい。それは、暖域内に雲が発生したり上・中層雲に覆われたりして、温暖前線に伴う雲域の南縁を決定しにくいことが多いからである。また、発生期の低気圧やコンマ型低気圧(5.2節参照)ではCCBの形成が十分でなく、温暖前線に伴う下層

雲が不明瞭なことが多い。

図5-1-5は温暖前線の決定が比較的容易な例である。日本の南海上に低気圧に伴う雲域がみられる。雲域の南縁(W-W)は明瞭で、所々に対流雲が並び、北の部分は上中層雲から構成されている。衛星画像からは、雲域の南縁に沿って温暖前線を決定できる。850hPa客観解析図を参考にしても、相当温位集中帯や風のシアからW-Wに温暖前線を解析できる。

温暖前線に伴う下層雲が不明瞭な場合、低気圧の前面に広がる寒気場内の雲パターンから寒気領域を推定したり、下層雲の動きから風向を推定して、温暖前線を決定できる。図5-1-6では、発達した低気圧の後面に広がる下層寒気の領域は、S-Sを南限と推定できる。このS-Sを西方に延長したところには下層雲列Wがある。この雲列Wは全体として東進していること、雲列を構成する個々の雲や雲列東側の下層雲は北西に移動していること(温暖前線前面の南東風の場合であると推定できる)から、日本付近を通過中の低気圧に伴う温暖前線は、W-Wの雲列に沿って決定できる。

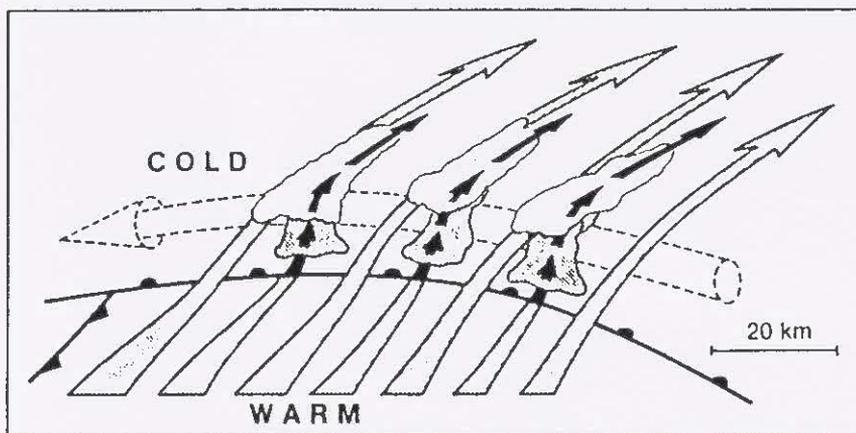


図5-1-4 エレベータエスカレータモデル (Neiman(1993))

破線：CCB.                      白い実矢印：WCB (エスカレータ).  
 点彩域：雲を表す.              黒い実矢印：メソ対流による上昇 (エレベータ).

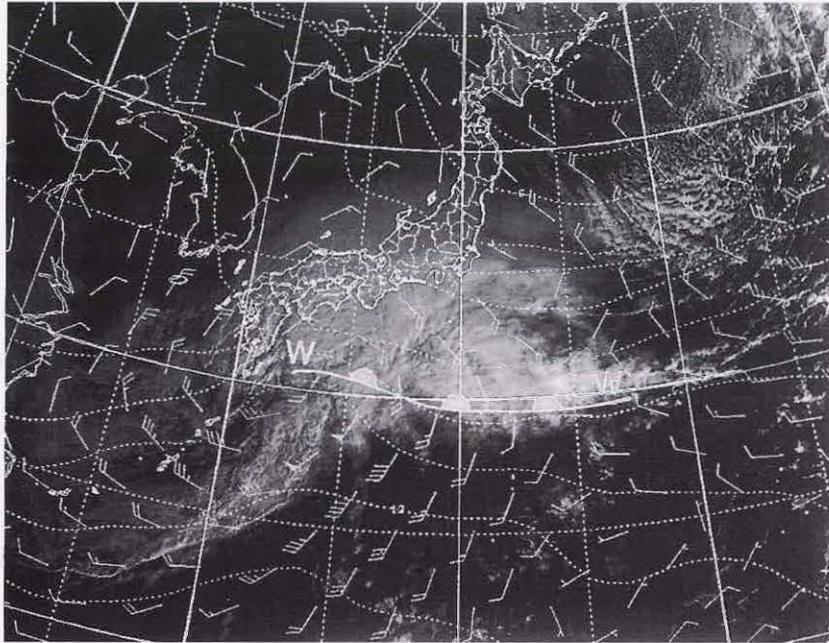


図 5-1-5 温暖前線の解析例 (1998 年 3 月 5 日 00UTC)  
 可視画像と 850hPa の客観解析 (温度、風)、および温暖前線を示す。  
 記号は本文参照.

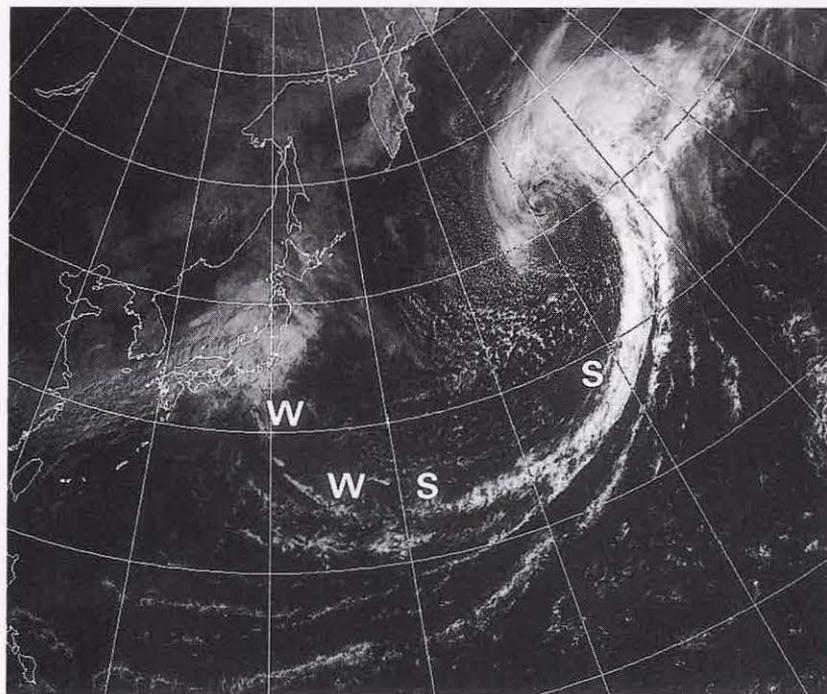


図 5-1-6 温暖前線の解析しにくい例 (1998 年 3 月 27 日 00UTC)  
 記号は本文参照.

### 5.1.3 寒冷前線

寒冷前線には、前線付近で気象の変化が激しいアナ型と気象の変化が穏やかなカタ型のタイプに分かれる。アナ型は教科書等で多く紹介され、アナ型構造で寒冷前線を解析することが多いが、カタ型の前線も多くみられる。ここでは衛星画像によるそれぞれのタイプの特徴を示すと共に、寒冷前線を解析する上での留意点について述べる。

#### (1) アナ型寒冷前線

アナ型寒冷前線は、Browning(1990)の後方傾斜上昇型 WCB モデルがあてはまる(図5-1-7)。寒気流入が強い場合に相当し、WCBは寒気に対し相対的に後方に傾く。寒冷前線付近で強い上昇流が発生し、暖気は前線後面に向かって比較的緩やかに上昇する。前線を構成する雲バンドは、前縁(暖気側)の狭い部分に活発な対流雲が並び(ラインコンベクション)、雲バンドの後縁は層状性の雲からなる。衛星画像で見れば、暖気側に対流雲が並ぶ構造をした雲バンドがアナ型に対応しており、寒冷前線の位置は雲バンド前縁の対流雲列に相当する。このほか、寒候期の海上では寒気の流入により前線後面でセル状対流雲が発生・発達するの

で、雲バンド後面のセル状雲の有無や活動度からアナ型を判別する手がかりとすることもできる。

図5-1-8では、千島列島付近の低気圧から南西に伸びる雲バンドがある。雲バンドの南東縁(暖気側)のC-Cに活発な対流雲がつらなっていることから、この雲バンドはアナ型と判断できる。寒冷前線の位置は、C-Cに沿って決定できる。

図5-1-9では雲バンド前縁のC-Cにロープクラウドがみられる。ロープクラウドは、最盛期や衰弱期の低気圧から伸びる雲バンドの進行前縁で観測されることが多く、ロープクラウドの位置に寒冷前線を決定できる。なお、C-Cの西にも雲列D-Dが存在するが、雲バンドとかなり離れていることや途切れ途切れになっていることから、寒冷前線に対応しているとは考えられない。前線後面の海上にはセル状対流雲(A)が広がっている。ロープクラウドの前面に幅100~200km程度の活発な対流性の雲バンド(R-R)がみられるが、これは暖域内のレインバンドである。暖域内ではしばしばこの種のレインバンドがみられるので、寒冷前線と誤らないよう注意が必要である。

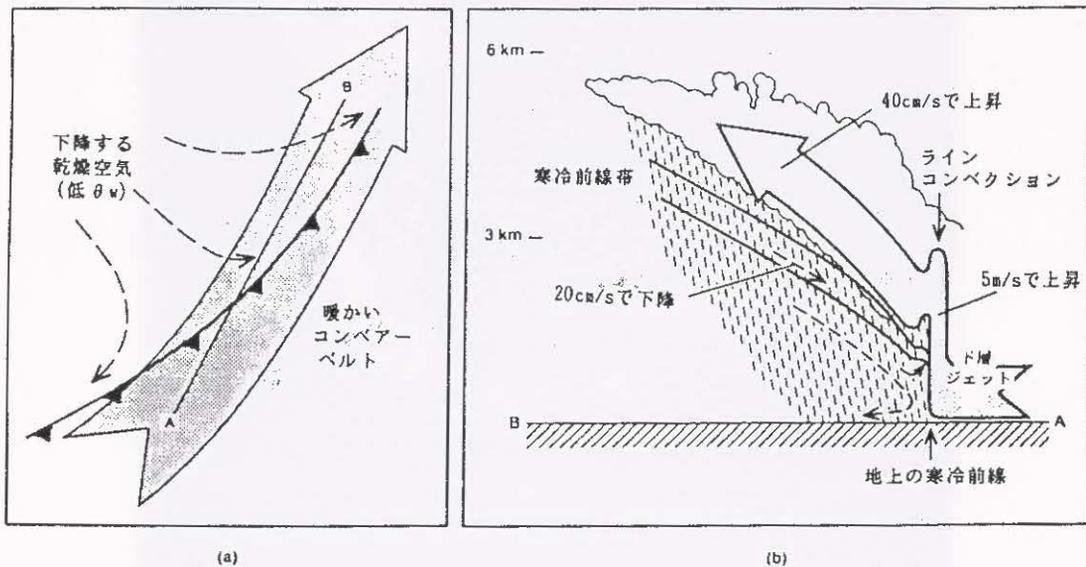


図5-1-7 古典的なアナ型寒冷前線における流れの模式図(北畠ほか(1995)から引用)

太い矢印は寒冷前線で後方傾斜上昇しているWCB、その下方を寒気(破線)が下降している。

(a): 平面図。 (b): (a)のA-Bに沿った断面。

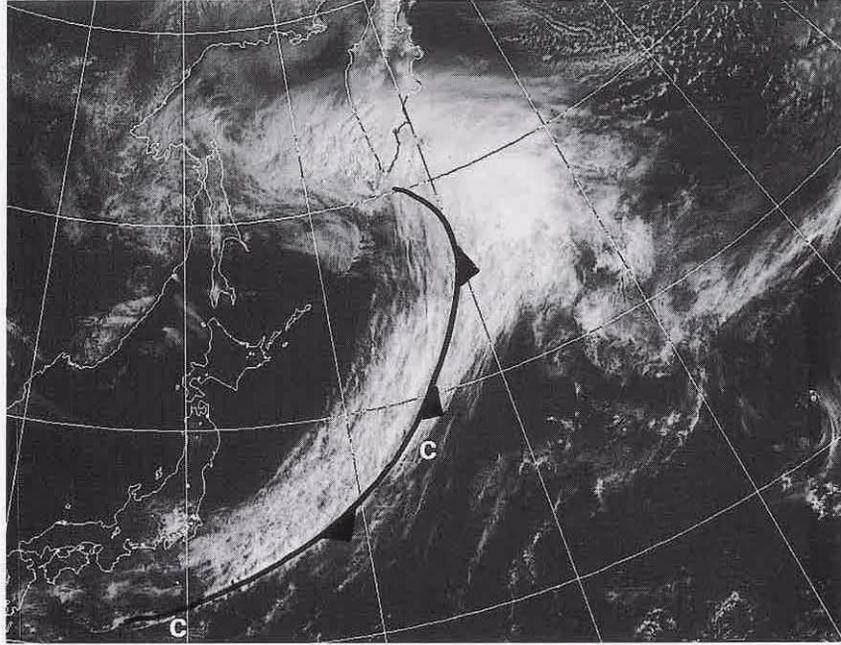


図 5-1-8 アナフロントの例 (1998年5月9日 00UTC)  
可視画像と寒冷前線の位置を示す。 記号は本文参照。

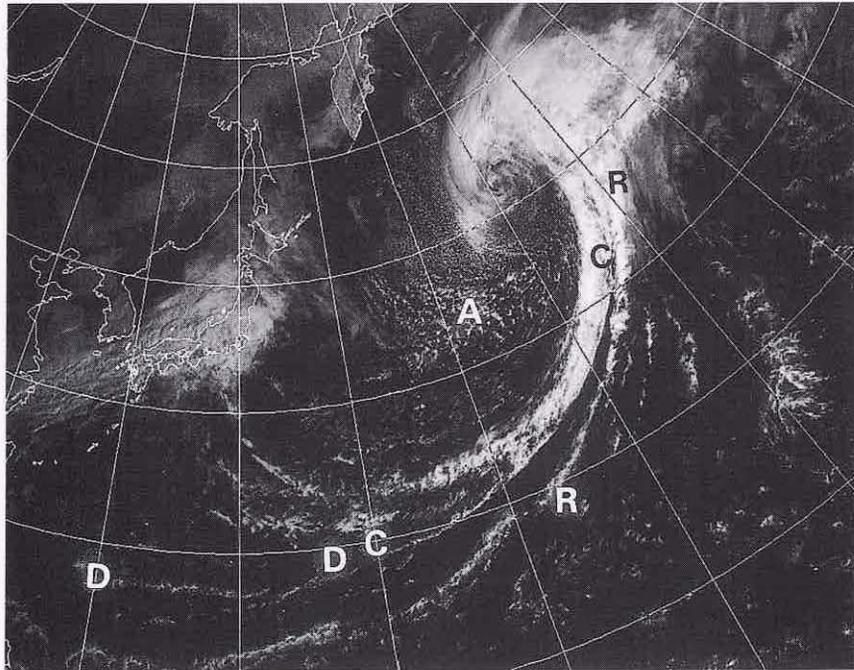


図 5-1-9 アナフロントの例 (1998年3月27日 00UTC)  
可視画像と寒冷前線の位置を示す。 記号は本文参照。

(2) カタ型寒冷前線

カタ型寒冷前線は、Browning(1990)の前方傾斜上昇型WCBモデルがあてはまる(図5-1-10)。上空の乾燥した相当温位の低い気塊が下降して地上寒冷前線を追い越し、UCF(Upper Cold Front)がみられることもある。UCFはその下層に存在するWCBや暖域内の暖湿な気塊との間で対流不安定を助長させ、レインバンドを発達させやすい。強雨や突風などシビアな現象はレインバンドに伴って現れる。レインバンドと地上寒冷前線の間に

は、弱い雨を伴った背の低い雲からなる領域(SMZ: Shallow Moist Zone)が存在することがある。こうしたタイプのカタ型前線はスプリットフロント(split front)と呼ばれる。

カタ型寒冷前線では、レインバンドの通過に比べ、地上寒冷前線通過に伴う天気の変化は乏しい。衛星画像でも、レインバンドやUCFは明確に認識できるが、地上寒冷前線は下層雲から構成され雲の組織化も粗い場合が多く特定は難しい。

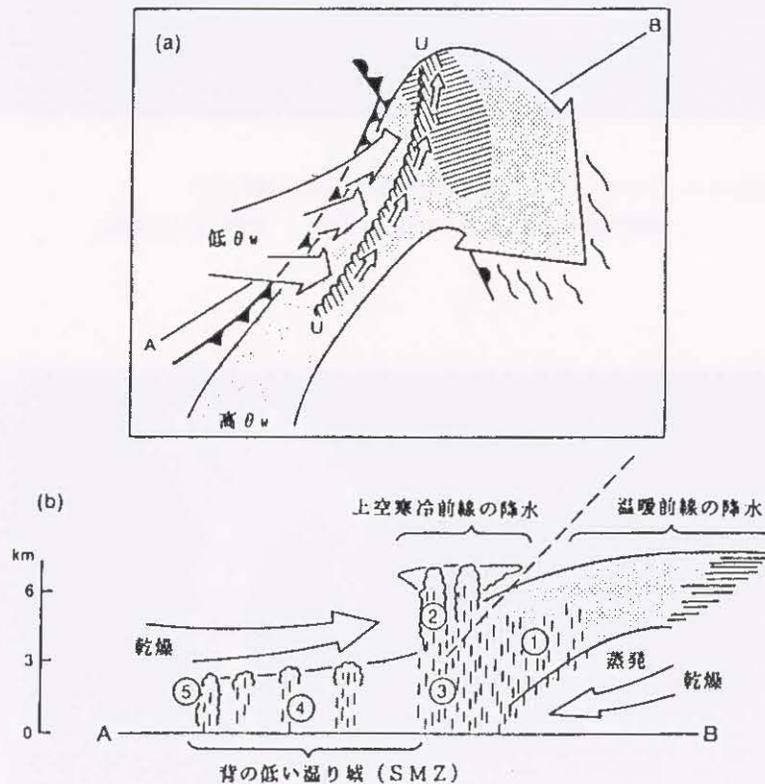


図5-1-10 カタ型寒冷前線(スプリットフロント)のモデル図(北畠ほか(1995)から引用)。

(a): 平面図。点彩した太い矢印: 前方傾斜型のWCB。白い矢印は乾燥気塊。

(b): (a)のA-Bに沿う断面。図中の番号は

- ① 温暖前線の降水
- ② UCF ((a)でU-Uで示されている)に伴う対流性降水を生成する上空のセル
- ③ UCFからの降水
- ④ UCFと地上寒冷前線との間の背の低い湿り域(SMZ)
- ⑤ 寒冷前線による背の低い降水

図5-1-11では、サハリン中部の低気圧から伸びる雲バンドが北海道を通過中である。背の高い対流雲(A-A)が北海道中央部にあって強い雨を伴っている。この雲域が地上寒冷前線に対応していると考えられそうだが、そうではない。札幌の地上観測データ(図略)では、背に低い雲域(B)が通過した24日23UTC~25日01UTCにかけ気温降下(約2度)・気圧上昇(1hPa)・風速の強まり(2m/s→5m/s)がみられた。背の高い対流雲(A-A)が通過した24日21-22UTCには露点温度の低

下しか認められなかった。従って地上寒冷前線は、対流雲(A-A)の西側の背の低い雲域(B、雲頂高度は700hPaより低い)の西縁と合致する。25日00UTCの札幌の高層観測では700hPaより上の層が乾燥しており、背の低い雲域(B)はこの乾燥気塊によって雲頂を抑えられていた。乾燥気塊は、上・中層の強い南西風によって地上寒冷前線を追い越したもので、カタフロント型前線の特徴を表している。この事例では、A-AはUCFに、BはSMZに相当し、スプリットフロント構造を示している。

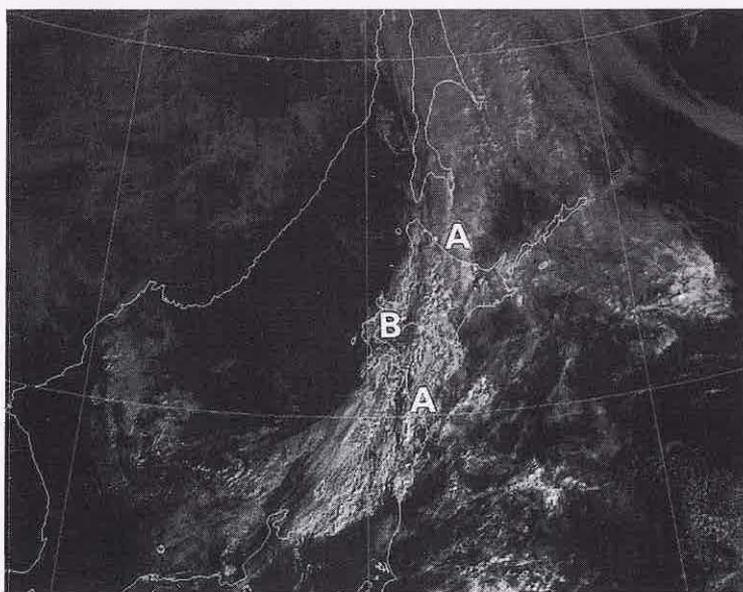
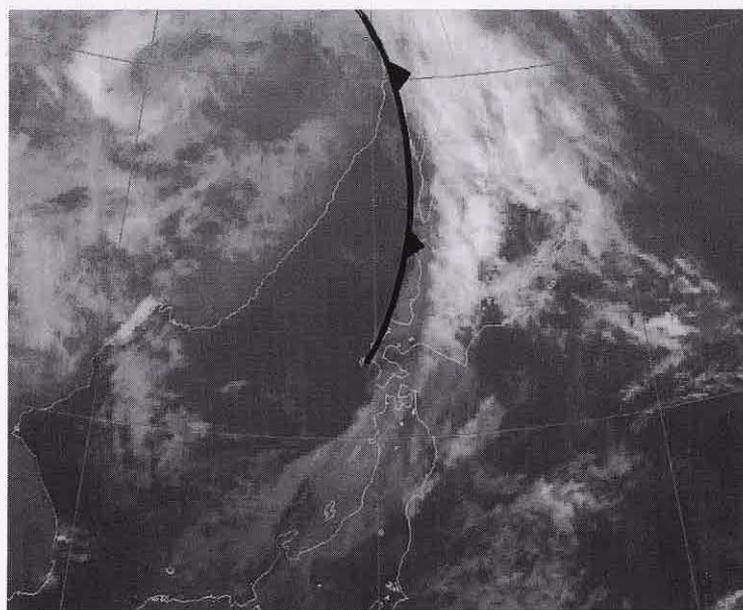


図5-1-11 カタ型寒冷前線の例(1997年10月25日00UTC)  
上:赤外画像。下:可視画像。記号は本文参照。

### (3) 解析上の留意点

衛星画像により寒冷前線を解析する上での留意点を以下に示す（図 5-1-12 参照）。

①一本の寒冷前線の中でも、低気圧中心に近い部分では上空からの乾燥気塊の降下によりカタ型構造を、低気圧中心から離れた部分ではアナ型構造を示しやすい。低気圧が発達期以降にこのような構造をする傾向が多い。従って発達している低気圧に伴う寒冷前線は、低気圧中心に近いところは雲バンドの西縁（図中白矢印）に、遠いところは雲バンドの南縁（図中黒矢印）に、位置するのが一般的である。

②アナ型の場合、ロープクラウドの位置に前線を

決定できる。但し、ロープクラウドも複数存在したり雲バンドに伴わないものがあったり、暖域内の対流雲列と間違えやすいものがあるなど様々なパターンがあるので、留意して解析することが必要である。

③暖域内では対流雲が卓越し、線状構造を示しながら高気圧縁辺流に沿って寒冷前線に合流する動きを示すことがある（例えば図中 A の雲）。このような対流雲列は寒冷前線と間違えやすい。この場合、対流雲が高気圧性の軌跡をたどったか、雲列が高気圧性曲率を帯びているかなどで、暖域内の対流雲列と判断できる。

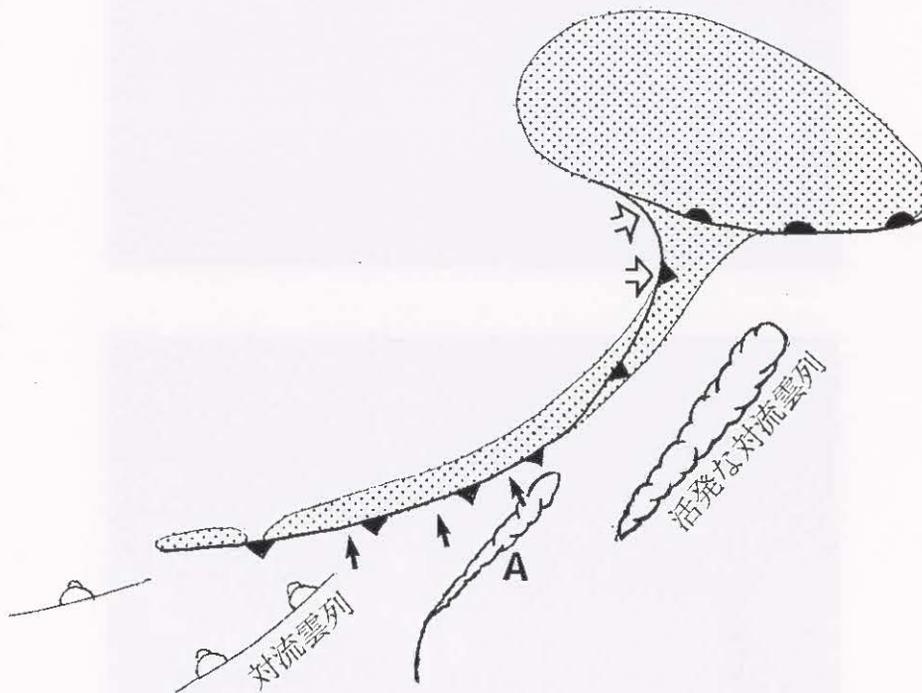


図 5-1-12 寒冷前線決定の留意点を示したモデル図

点彩域：雲域。 太実線：対流雲列。

スキヤロップ：活発な対流雲列を示す。

記号・矢印は本文参照。

### 5.1.4 閉塞前線

閉塞には、寒冷型閉塞と温暖型閉塞がある(図5-1-13)。寒冷型閉塞は、追いついた寒冷前線の寒気の方が温暖前線前面の寒気より寒冷であるため、寒冷前線に似た構造を持つ。温暖型閉塞は、追いついた寒冷前線後方の寒気より温暖前線前面の寒気の方が寒冷なため、温暖前線と似た構造を持つ。寒冷型閉塞と温暖型閉塞の中間として中立型閉塞を分類することもあるが、ここでは衛星画像からの特徴が明瞭である寒冷型閉塞と温暖型閉塞のパターンを示す。

#### (1) 閉塞点の決定

齊藤(1979)は、低気圧の暖域が地上から消失しているという閉塞の特徴から、閉塞の判定条件として次の項目を挙げている。

- ・気圧降下が大きい
- ・500hPaの谷線と地表の低気圧の位相差が急速に減少する

・地上または850hPaの流線のシアあるいは気圧の谷が一本しかない

・上層のくさび状の暖気が谷線の真上か少し前方にあって同時にその暖気の周辺の温度傾度がもはや増大しなくなっている

・上層の強風帯の位置が地上の低気圧中心よりも南にある

上の閉塞判定項目の中で、衛星画像から把握できるのは強風帯の位置である。強風軸は、水蒸気画像におけるバウンダリーや赤外画像におけるCiストリークから、その位置を推定できる。

このほか、強風軸にほぼ平行に伸びる前線性雲バンド、前線性雲バンドと交差して極側に伸びるCCBに対応した雲バンドなどから、閉塞前線を特定できる。

閉塞点を決定する一般的な手順を次に示す(図5-1-14)

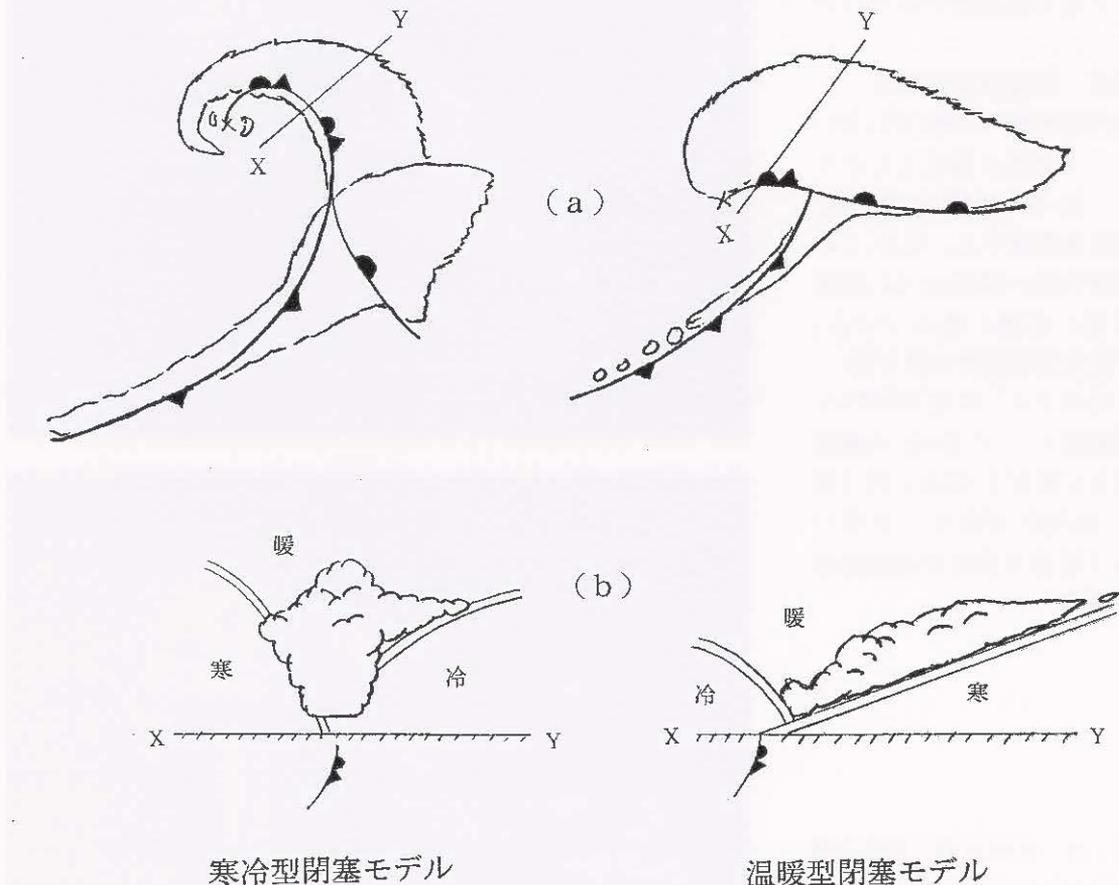


図5-1-13 閉塞前線のモデル図

(a) は平面図。 (b) は X-Y に沿った断面。

二重線：気団の境界、寒く冷く暖の順に気温が高いことを表す。

#### ①強風軸の決定

水蒸気画像では、J-Jにジェット気流に対応したバウンダリーがみられる。このバウンダリーに沿って上空の強風軸を特定できる。

#### ②寒冷前線の決定

可視画像・赤外画像とも、B-Bに沿って幅200-400kmの明瞭な雲バンドが認識でき、この雲バンドが寒冷前線に対応する。

#### ③温暖前線の決定

可視画像でW1-O-W2はCCBに相当する雲バンドで、寒冷前線雲バンドの東側(W1-O)では温暖前線に対応する。この雲バンドは寒冷前線雲バンドと交差して極側に伸びている(O-W2)。CCBの雲バンドは可視画像で見つけやすい。

#### ④閉塞点・閉塞前線の決定

CCBの暖気側の南縁(W1-W2)とジェット気流に対応したバウンダリー(J-J)との交点(O)付近に閉塞点を推定する。なお、この例では背の高い雲域(A)は、閉塞点より更に東側に進んでいる。閉塞が進み衰弱段階に移る頃に、こうしたパターンになりやすい。寒冷前線雲バンド(B-B)の極側から西方に延びるCCBに伴う雲バンド(O-W2)があり、この雲バンドの下層雲の南縁が閉塞前線に対応する。

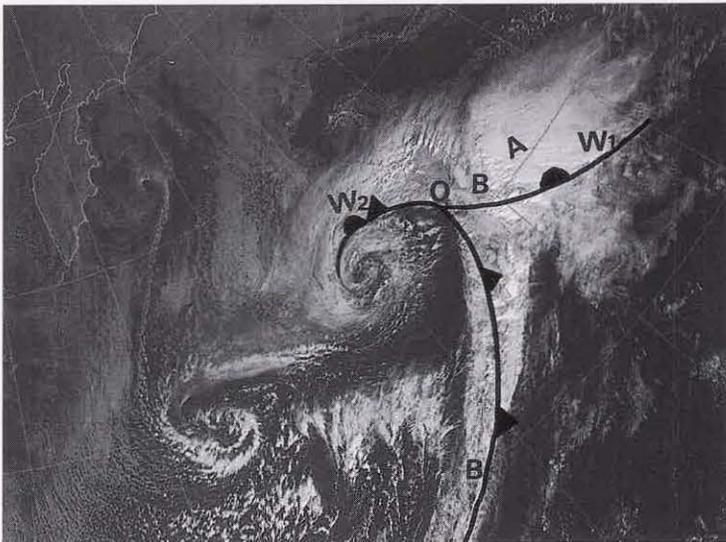
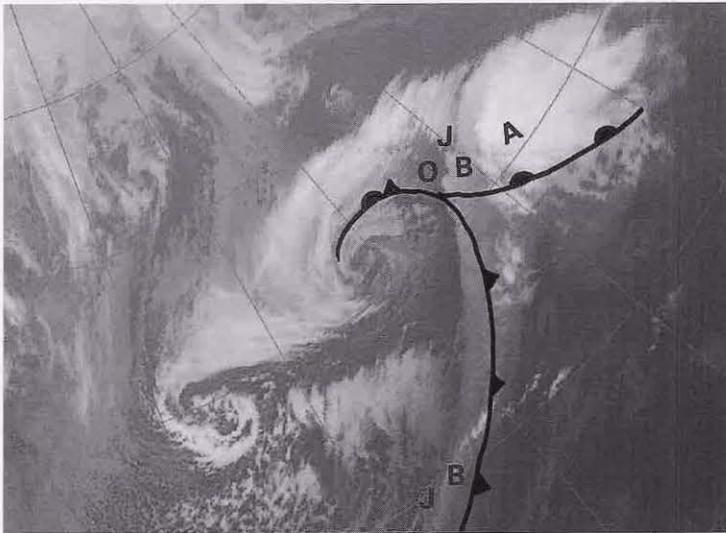
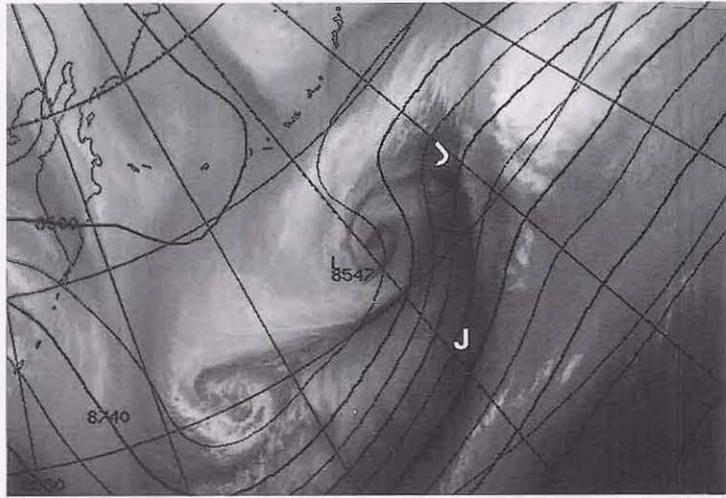


図5-1-14 閉塞前線の決定手順  
(1998年2月19日00UTC)  
上：水蒸気画像、300hPa等高度線。  
中：赤外画像。 下：可視画像。  
記号・矢印は本文参照。

## (2) 寒冷型閉塞

寒冷型閉塞は、極側から南下する強い寒気を伴ったトラフの前面で発達する低気圧に伴ってみられることが多い。衛星画像における寒冷型閉塞の特徴は、「コンマ形状をした南北に伸びた雲パターンとなる」「寒冷前線に対応する雲バンドは明瞭であるが温暖前線の特定は難しい」「低気圧の後面には強い寒気に伴うセル状対流雲が広がる」「ドライスロットが明瞭に現れる」などがあげられる。こうした特徴は、低気圧後面から強い寒気が流入していることを表している。一方、温暖前線構造は不明瞭なことが多く（CCBが不明瞭なので）、閉塞点の決定は難しい。

日本の東にある低気圧（図5-1-15）は、「コンマ形状をしている」「低気圧後面にはオープンセルの雲域（B）が広がっている」「ドライスロットが中心まで巻き込んでいる」などの特徴から、寒冷型閉塞と判断できる。

水蒸気画像でJ-Jはバウンダリで、ジェット軸はこのバウンダリに沿っている。温暖前線は下層雲が疎らで決定し難しいが、寒気に対応するオープンセル状雲域の南限（W-W）の走向から推定する。寒冷前線は雲バンド（C-C）に対応している。閉塞点（O）は寒冷前線雲バンド（C-C）と温暖前線対応下層雲列（W-W）との交点付近、あるいは上層の強風軸を表すJ-JとW-Wとの交点付近に、決定する。ドライスロットを形成する上空の乾燥気塊は、水蒸気画像の暗域として、閉塞点の北側を

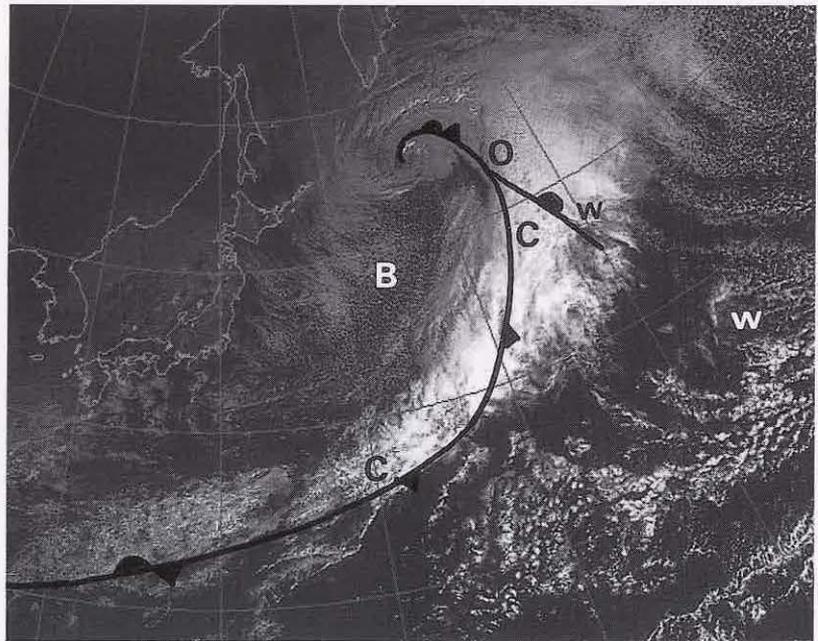
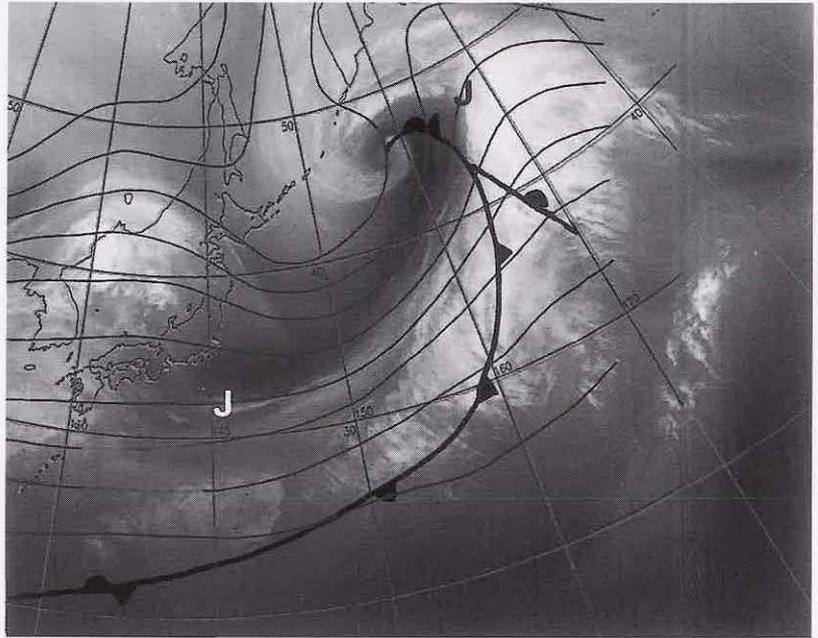


図5-1-15 寒冷型閉塞の例（1998年1月17日00UTC）

上：水蒸気画像、300hPa等高度線。 下：可視画像。記号は本文参照。

中心に巻き込んでいる。この例では、ドライスロットは閉塞点を追い越して更に北側へ進んでいる。

### (3) 温暖型閉塞

温暖型閉塞は低気圧後面からの寒気の流入が弱い場合に相当する。衛星画像では「λ型あるいはT字型をした東西に伸びた雲パターンとなる」「寒冷型閉塞に比べ温暖前線に対応する雲バンドは明瞭である」「寒冷前線は活発な例もあれば不活発な例もある」「ドライスロットは不明瞭である」「低気圧後面の寒気に伴うセル状雲は不明瞭で広がりも小さい」などの特徴を持つ。これらの特徴は寒冷型閉塞の時と対照的であり、寒気の強い流入がないことを示している。

日本の南にある低気圧(図5-1-16)は、「λ型の雲パターンをしている」「温暖前線対応の雲バンド(W-W)が明瞭である」「低気圧後面が晴天域となってセル状雲がみられない」「ドライスロットは不明瞭である」ことから、温暖型閉塞と判断できる。

水蒸気画像でJ-Jはバウンダリーで、ジェット軸はこのバウンダリーに沿っている。温暖前線は東西に伸びる明瞭な雲バンド(W-W)の南縁に決定できる。寒冷前線に対応する対流雲列(C-C)の活動は弱いが明瞭に認識できる。閉塞点(O)はW-WとC-Cの交点に、閉塞前線はW-Wを延長し低気圧中心(L)に延びる雲域の南縁に決める。この例では、低気圧はジェット出口の分流場にあたり、低気圧近傍ではバウンダリーは不明瞭になっているため、閉塞点の決定にバウンダリーは有効でない。

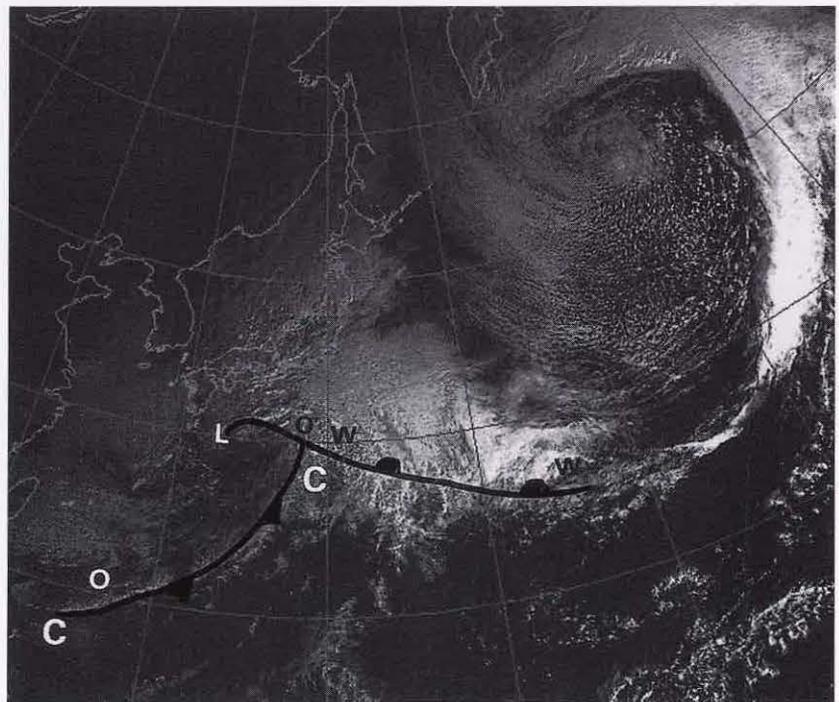
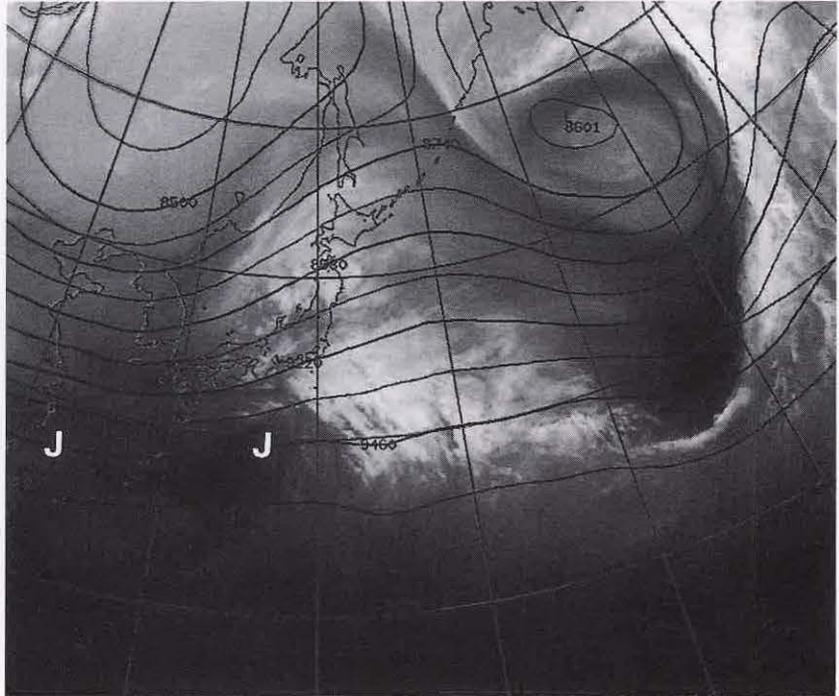


図5-1-16 温暖型閉塞の例 (1998年1月18日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、 下：可視画像、記号は本文参照。

### 5.1.5 停滞前線

停滞前線は、前線の伸長軸と直角方向への変動が小さく、衛星画像では数千メートルにわたる雲バンドとして認識される。停滞前線内に存在するメソスケール低気圧や前線波動は、雲バンドの中の、活発な対流雲の集合した雲域として、あるいは北縁に高気圧性曲率を持つ極側に膨らんだ雲域として、認識できる。

寒候期の停滞前線は幅広く長大な雲バンドを形成することが多く、対流活動は不活発な傾向が強い。一方、暖候期の停滞前線は梅雨前線や秋雨前線などに代表されるように、南からの暖湿気流の流入で活発な対流雲を伴うことが多い。

#### (1) 寒候期の停滞前線

寒候期の停滞前線は、発達した低気圧から伸びる寒冷前線につながる雲バンドとして形成される事が多い。上層のジェット軸と平行な走向をもち、幅500～1000km、長さ数千メートルの長大な雲バンドとして存在する。主として上・中層雲からなり、対流活動は南縁を除いて活発でない。地上の停滞前線は雲バンドの南縁に相当し、雲バンドの北縁に対応する上層のジェット軸から緯度にして5～10度南に位置する。

図5-1-17は寒候期の停滞前線の例である。アリューシャン近海の発達した低気圧に伴う寒冷前線とそれにつながる停滞前線が沖縄の南まで達している。水蒸気画像では、上層のジェット気流に対応した暗域(B-B)が、雲バンドと平行にその北縁

に位置する。この雲バンドは幅500～800kmで、主に上・中層雲から構成されており、東経160度付近(A)を除いて活発な対流雲はみられない。雲バンド内の沖縄では層状性の雲からの降水(1時間1ミリ程度の雨)を観測している。停滞前線は雲バンドの南縁に解析される。地上観測では、雲バンドを挟んで風や温度に顕著な違いは認められない。地上の前線は、ジェット軸から緯度7度程南に位置する。前線面の傾きは1/100以下で、一般的な温暖前線面の傾きよりやや急である。

#### (2) 暖候期の停滞前線

暖候期における日本付近の代表的な停滞前線である梅雨前線では、前線付近では温度傾度より水蒸気量の傾度が大きいのが特徴である。寒候期の停滞前線に比べ幅が狭く、対流雲が主体の雲バンドとしてみられる。

図5-1-18は、梅雨前線の例である。幅100km程度の活発な対流雲を含む中・下層雲主体の雲バンドが、中国大陸から日本の東海上に伸びている。梅雨前線は対流雲を連ねた位置に解析できる。温度傾度は大きくないので、上層の強風軸とは明瞭には対応していない。水蒸気画像では、梅雨前線に対応した細長い帯状の明域をはさんで、日本付近と日本の南に広がる暗域が存在している。北側の暗域(N)は中緯度の高気圧に伴う沈降により形成された乾燥域である。南側の暗域(S)は太平洋高気圧に対応している。

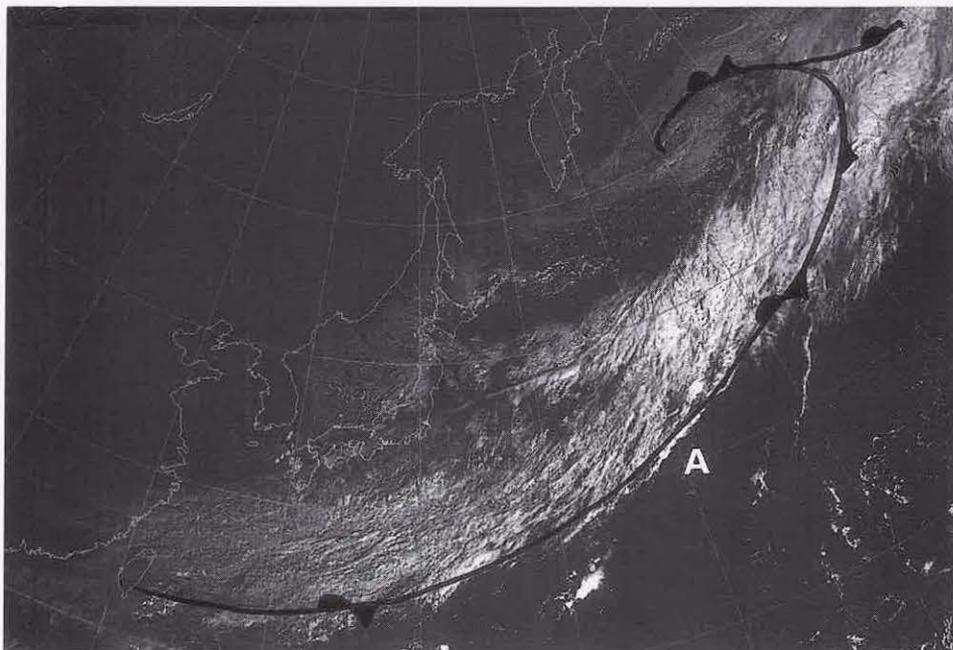
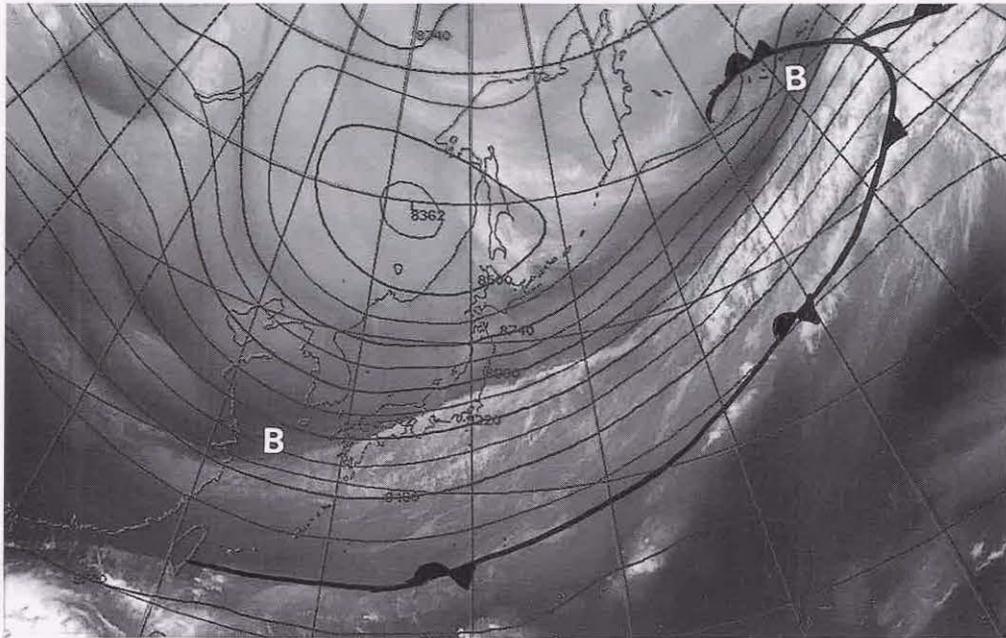


図 5-1-17 寒候期停滞前線の例 (1998年11月19日00UTC)  
 上：水蒸気画像、300hPa 等高線。 下：可視画像。記号は本文参照。

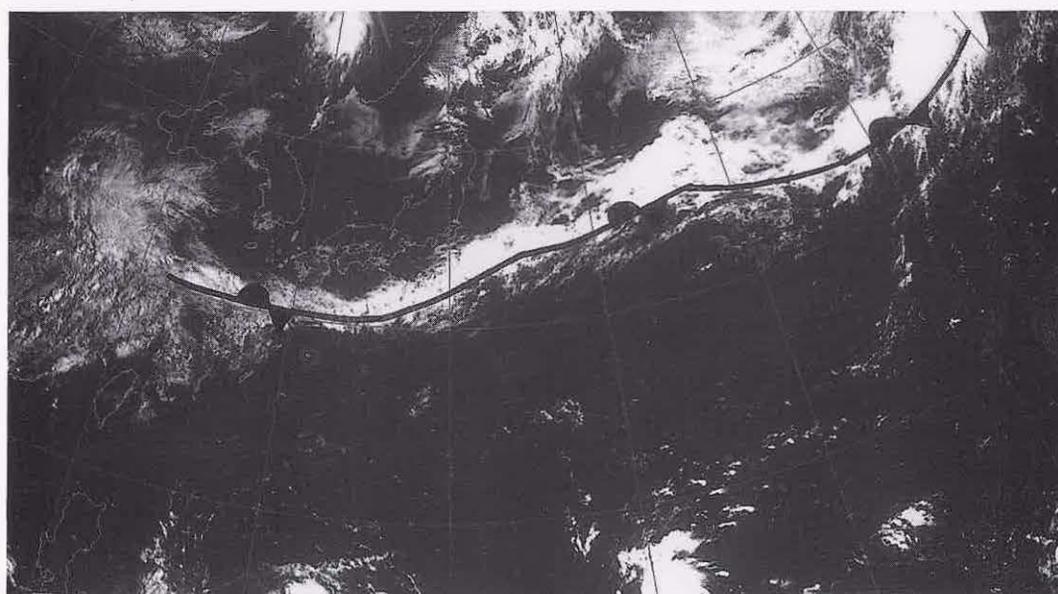
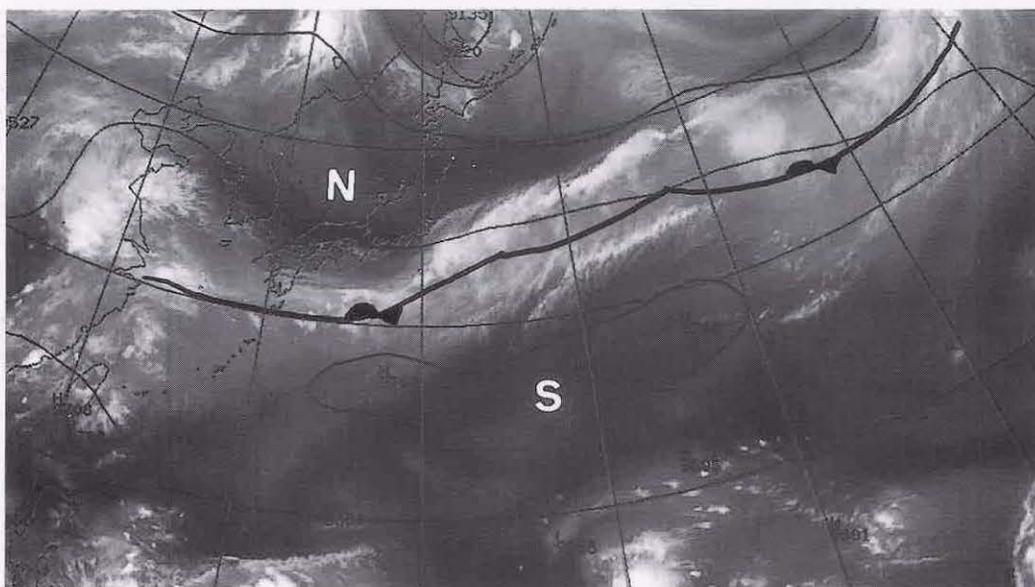


図 5-1-18 暖候期停滞前線の例 (1997年6月24日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線。 下：可視画像。記号は本文参照。

## 5.2 低気圧の発達パターン分類\*

20世紀初めピヤークネスが提唱した低気圧モデルは、現在でも最も一般的な低気圧発達モデルと云えよう。主に地上観測資料からの洞察で作成されたこのモデルは、中緯度において前線波動から発達する低気圧を概念的に理解しやすく表現したモデルである。それは、低気圧の発達を衛星画像から観察するとピヤークネスモデルで説明できる雲パターンが最も多くみられることから分かる。このタイプの雲モデルを通常型と呼ぶことにする。

一方、衛星画像で低気圧の生涯を観察していると、通常型以外にも各種のパターンがみられる(図5-2-1)。つまりピヤークネスモデルで説明できない発達パターンが衛星画像から分類できる。それらは、主に中緯度傾圧帯より極側で生起する現象であるコンマ型とインスタントオクルージョン型の発達である。コンマ型低気圧は、傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度前線帯に接触する前に低気圧として発達する。インスタントオクルージョンは、傾圧帯の極側から南下するコンマ型の雲域が中緯度の前線に接触して前線性雲バンドに併合して急速に閉塞パターンへ移行する。このほか Shapiro and Keyser(1990)は傾圧帯

で発達する低気圧の一類型として、Tボーン型の雲パターンを持つ発達モデルを示した。低気圧中心付近の構造が前線断裂や温暖核隔離などで示され、ピヤークネスモデルと異なる。

この節では、主として総観スケールの低気圧の発達に伴う各種雲パターンの特徴を説明する。この節の目的はピヤークネスモデル以外にも低気圧の多様な発達様式があり、それが衛星画像から類型化できることを示すことである。これらの発達モデルは欧米で提唱されたもので、それより緯度が低く亜熱帯の影響を受けやすい日本での低気圧の振る舞いはこれらのモデルと異なるであろう。日本付近におけるスケールの小さな低気圧の発達様式の違いや、鈴木(1998,1999)が論じているような日本付近の地理的特徴を考慮した低気圧の発達は、こうしたモデルをふまえて今後調査が必要である。

なお、ここでは発達期や最盛期という言葉を用いるが、これらは衛星画像から判断した発達段階を示しており、天気図で示される低気圧の発達段階とは必ずしも一致するものでない。経験的に言っても、衛星画像の最盛期は低気圧の最低気圧時期よりやや早く現れる。

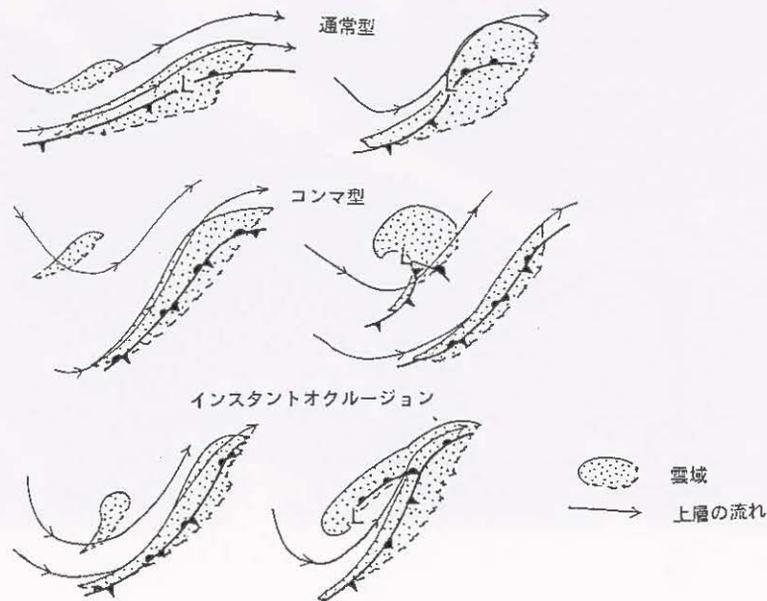


図5-2-1 通常型、コンマ型、インスタントオクルージョン型のモデル図

### 5.2.1 通常型の発達

通常型は、山田・鈴木(1994)の調査によると、冬季に日本の東海上で急発達する低気圧の約1/3が該当し、発生から最盛期に達するまでの期間は約3日である。衛星画像では発生期・発達期において、低気圧前面で暖気移流による雲域の形成・北上が、低気圧後面で乾燥寒気の流入による雲域の消滅・南下が、それぞれ特徴的である。これらの特徴は前線波動からの傾圧不安定の発達を表しており、ピヤークネスモデルで説明できる。岡林(1982)はピヤークネスモデルをふまえた低気圧発達の雲モデル(図5-2-2)を示した。岡林モデルと比較しながら、通常型の事例を紹介する。

なお、この事例における低気圧の中心気圧の時間変化を図5-2-3に示す。発生期や発達期などは、事例の発達段階に対応している。

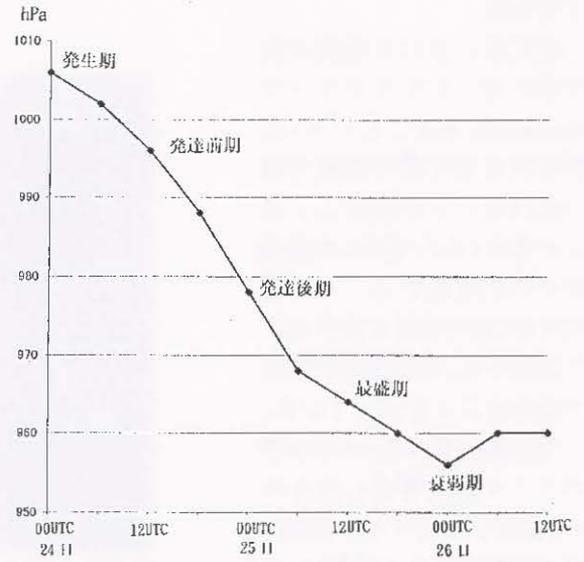


図 5-2-3 低気圧の中心気圧の時間変化

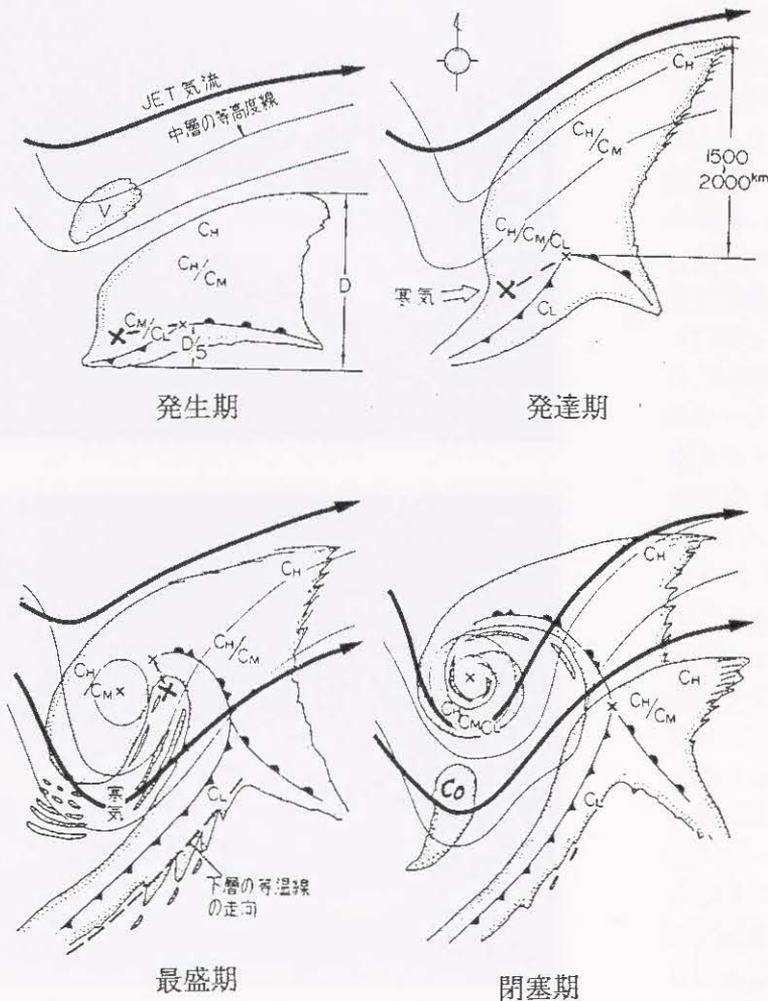


図 5-2-2 岡林(1982)の低気圧モデル図

x印は低気圧中心、x—xと示してあるのは低気圧中心がこの範囲に入ることを意味する。C<sub>H</sub>・C<sub>M</sub>・C<sub>L</sub>はそれぞれ上層雲、中層雲、下層雲を表す。

①発生期

傾圧帯における擾乱の発生期には、クラウドリーフ (baroclinic leafともいう) と呼ばれる S 字型の雲縁を持つ雲パターンが現れる。東シナ海の「木の葉状」の雲域がそれに相当する。この形状は WCB の暖湿な流れにより形成され、暖気移流が強まり始めたことを表している。

発生期の低気圧中心は雲パターンから特定しにくい。雲域のほぼ中央・南縁付近に位置することが多い。この例では、温暖前線は可視画像でみられる下層雲の南縁に、寒冷前線は雲域の南西縁にみられる活発な対流雲を目安に決定できる。こうした特徴は岡林モデルの発生期と同様である。一方、岡林のモデルでは雲域の北縁とジェット気流とは離れて示されているが、両者はほぼ一致しているのが一般的だ。この例でも、クラウドリーフの北縁が明瞭であることや水蒸気画像から解析したバウンダリーの位置からみて、ジェット気流はクラウドリーフの北縁と一致している。また岡林モデル (発生期) では、低気圧に伴う雲域の北西に (V) と名付けられた主として上層雲から成る雲が接近する。ここで示した事例ではみえないが、この雲は上層のトラフに対応していることが多く、低気圧の雲域に追いついて発達させることがあるので、注目すべきものである。

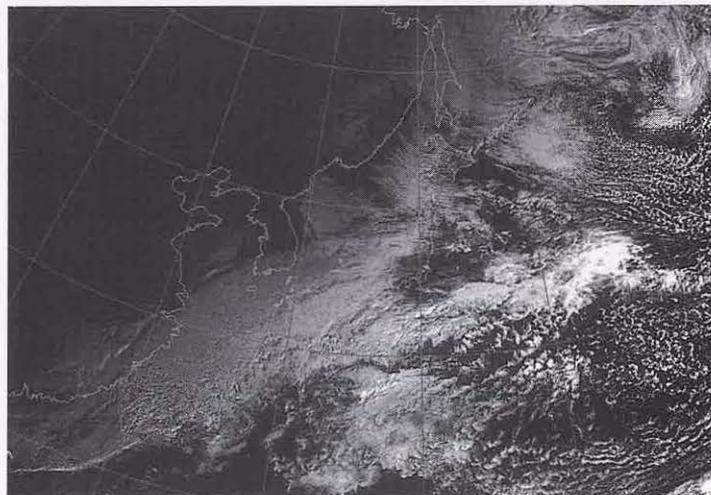
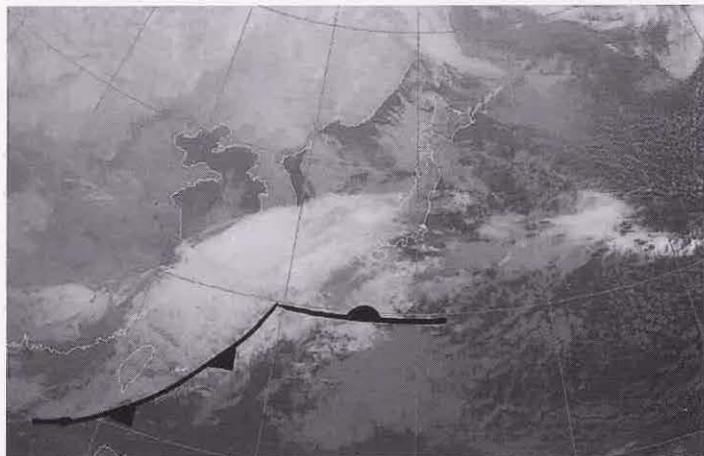
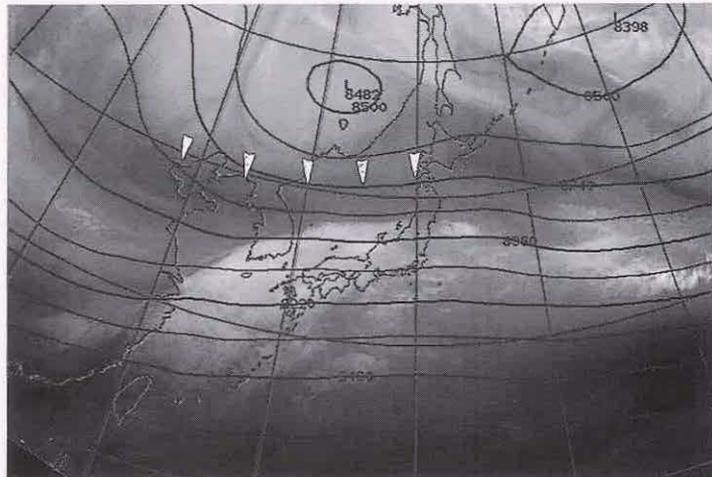


図 5-2-4 通常型、発生期 (1997 年 1 月 24 日 00UTC)

上：水蒸気画像と 300hPa 等高度線。 三角印はバウンダリー  
中：赤外画像。 下：可視画像

## ②発達前期

発達前期の特徴は、バルジである。バルジはクラウドリーフより雲域が北へ膨らみ北縁が高気圧性曲率を増したパターンで、WCBによる暖気の北上やトラフ前面での上昇流の強まりを表している。これは傾圧性擾乱の発達期の特徴である。上層の強風軸に対応した水蒸気画像のバウンダリーは、発生期より南下しトラフの深まりを表している。

低気圧中心は、発生期に比べ雲域の中心より西方に移りバルジの西縁の立ち上がり付近を目安に決定できるが、雲パターンからの特定はまだ難しい。温暖前線・寒冷前線は発生期と同様、下層雲の南縁に決められる（写真では暖域に上層雲があって、赤外画像のみでは下層雲の特定は難しい）。

この段階は、岡林モデルでは発生期と発達期の中間にあたる。

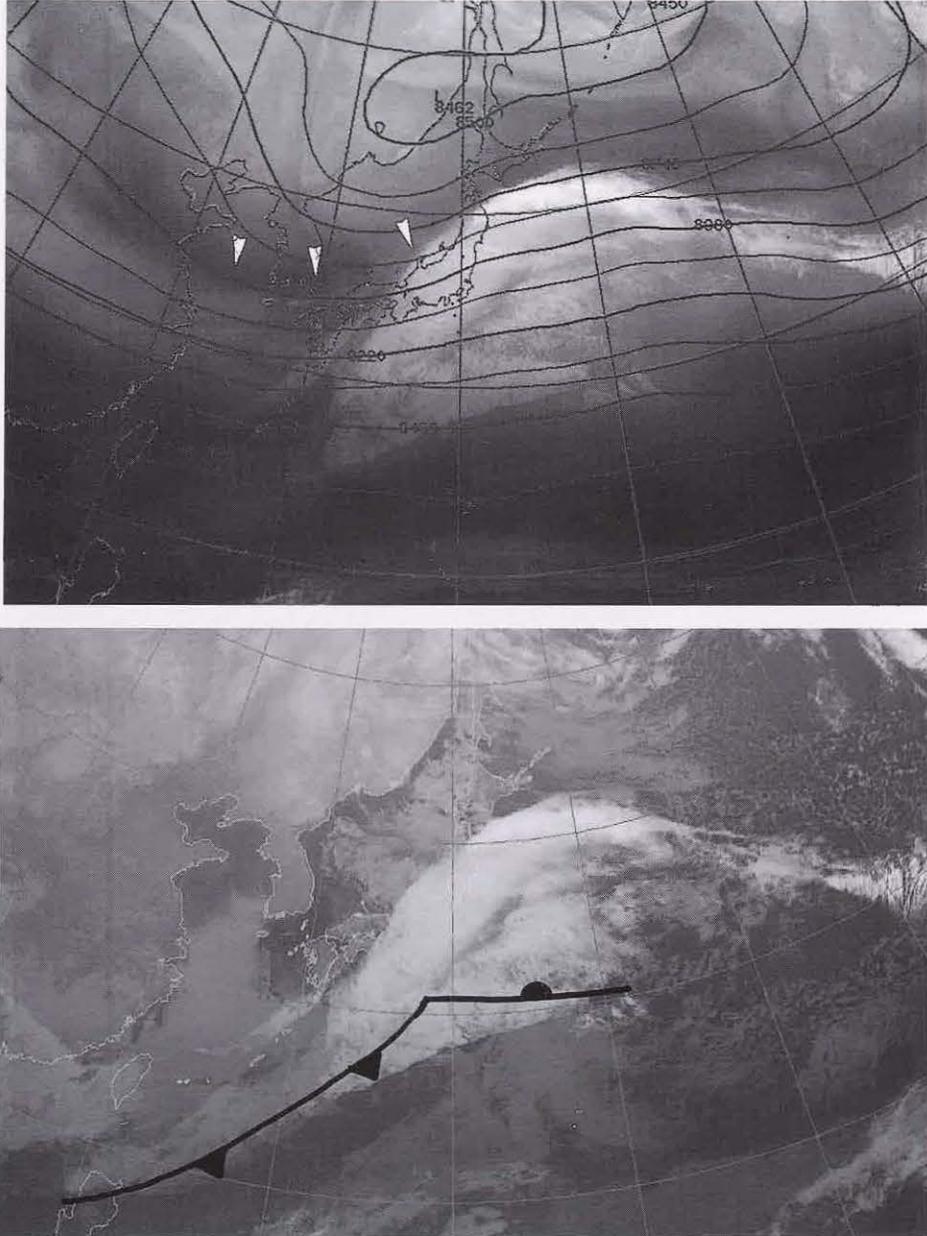


図 5-2-5 通常型、発達前期(1997年1月24日12UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高度線。 三角印はバウンダリー。

下：赤外画像

### ③発達後期

岡林モデルでは発達期に相当する。バルジが更に明瞭となり、低気圧の後面では筋状雲やセル状対流雲が発生し、寒気が流入してきたことを示している。寒気の流入によりフックパターンが形成される。雲域は発達前期より更に南北方向に広がる。雲域の南北方向への伸長は、低気圧前面での暖気移流・低気圧後面での寒気移流がそれぞれ強まってきたことに対応している。

岡林モデルでは、低気圧中心はまだ雲域の中心付近に存在することもあると述べているが、低気圧中心は発達前期に比べ雲域の西側へシフトし、雲域西縁のへこみ(フック)の位置にはほぼ確実に決定できる。寒気の流入に対応して寒冷前線に対応する雲バンドが明瞭になる。

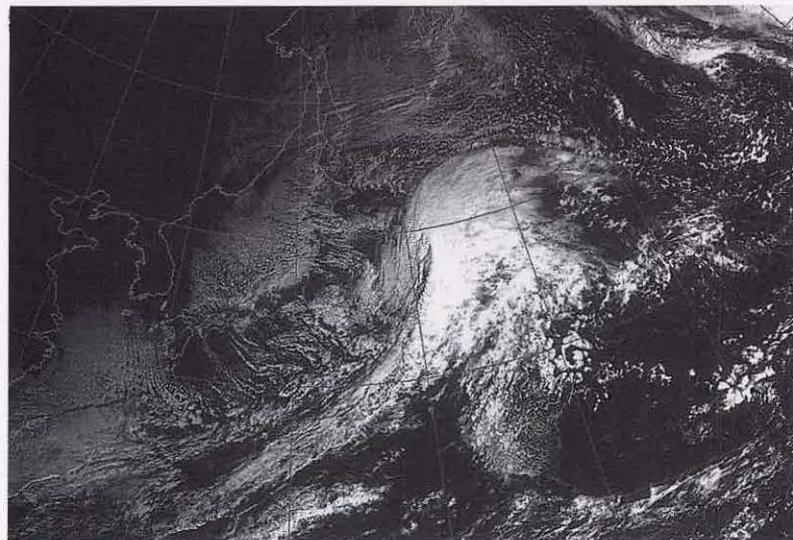
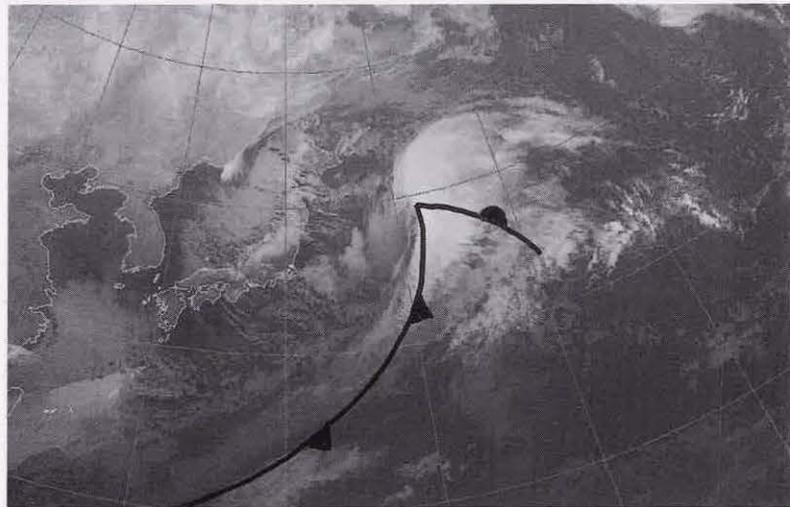
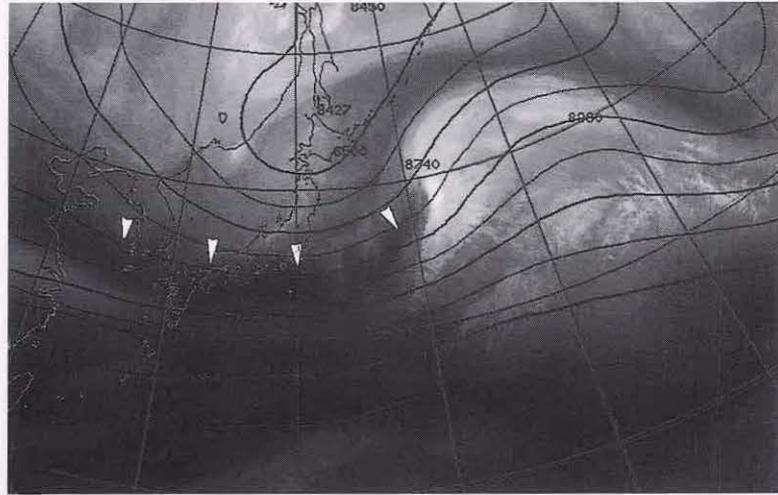


図 5-2-6 通常型、発達後期(1997年1月25日00UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高度線。 三角印はバウンダリー  
中：赤外画像。 下：可視画像

#### ④最盛期

岡林モデルでは「最盛期」に相当する。ドライスロットが中心付近に入り込んで、コマ形状の雲パターンを形成する。衛星画像からは、雲縁が明瞭で雲頂高度も高く、最も発達していると判断できる。但し、低気圧の中心気圧はまだ低下を続けており、最低気圧には達していない。低気圧後面はオープンセル状の雲域(E)が広がり、強い寒気が入り込んでいることを示す。

低気圧中心は、ドライスロット近傍の下層渦から決定できる。閉塞前線はドライスロットと境を接する雲域の西縁に決めることが出来る。水蒸気画像からはバウンダリーの下流に位置する暗域で暗化が進んでいる。暗化の進行は、発達した低気圧の後面で上層から乾燥気塊が下降してくる乾燥貫入が起きていることを示唆する。この例では、閉塞前線の位置は雲頂高度の高い部分の南縁(A)ではなく、南側にある下層雲域の南縁である。ドライスロットが地上閉塞前線を追い越すとこのようなパターンになる。

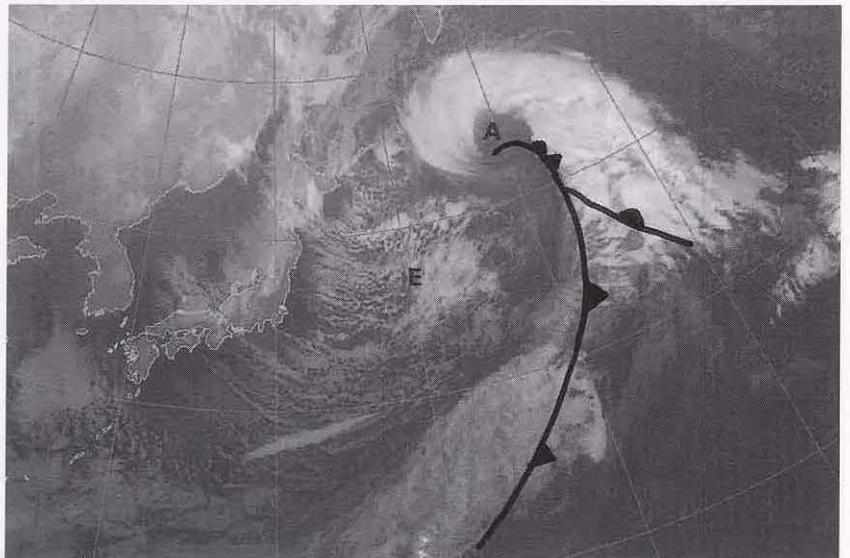
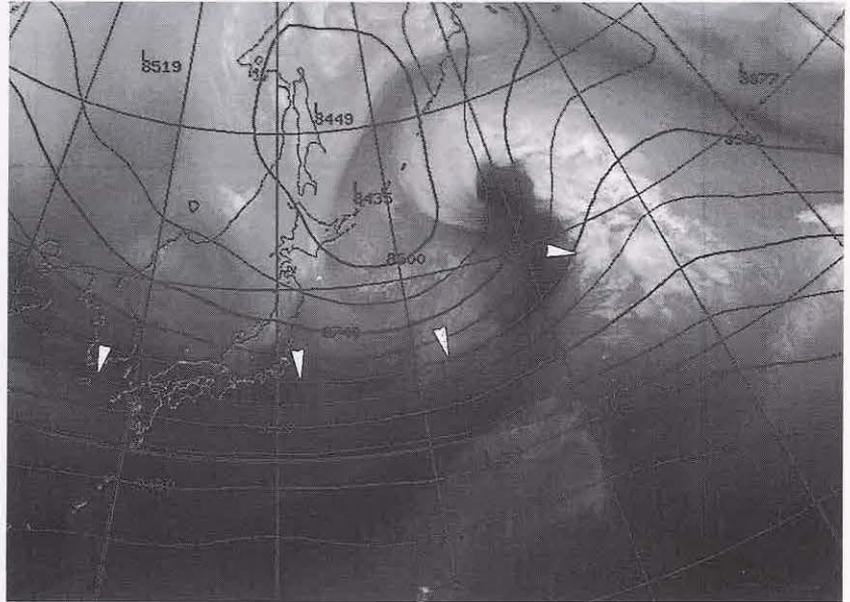


図 5-2-7 通常型、最盛期(1997年1月25日12UTC)

上：水蒸気画像と 300hPa 等高度線、 三角印はバウンダリー、  
下：赤外画像

⑤衰弱期

岡林モデルでは「閉塞期」に相当する。低気圧中心では、対流活動が衰え雲頂高度が低下し下層渦が現れる。低気圧後面から流れ込む短波のトラフに伴う寒気に対応して、エンハンスド Cu(E) がみられる（岡林モデルの Co の雲域に相当）。エンハンスド Cu からコンマ雲に発達することがある。雲頂高度が高く対流活動の活発な部分は閉塞点付近にみられる。最盛期に地上閉塞前線を追い越していたドライスロットは低気圧中心に巻き込む動きにより、この段階では再び地上閉塞前線と一致した。

雲域は全体として、雲頂高度が下がり雲縁もほつれて不明瞭化しており、衰弱が始まっている。特に低気圧中心付近での雲頂高度の低下やドライスロットの暗化が止まり暗域が明るくなり始めたことが衰弱期の特徴である。しかし、衛星画像からみて衰弱が始まった直後からしばらくの間が、中心気圧は低気圧の生涯の中で最も低いことが多い。後にこれは台風強度推定の下ボラック法（木場、1984）において、衛星からみたパターンが衰弱しても 12 時間は台風強度を保持させるプロセスと類似している。

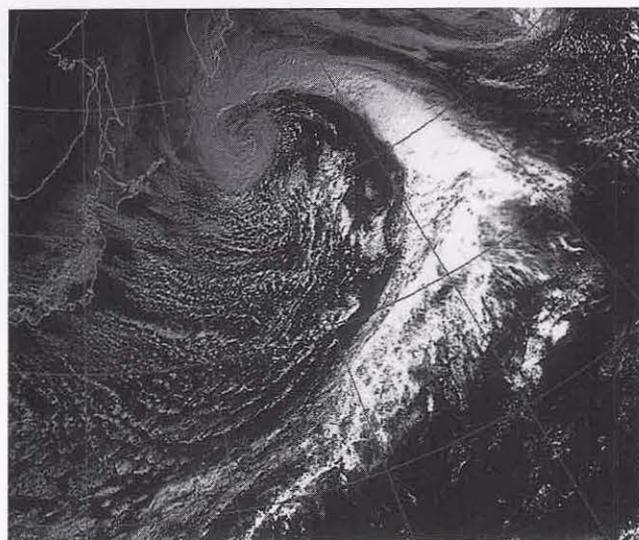
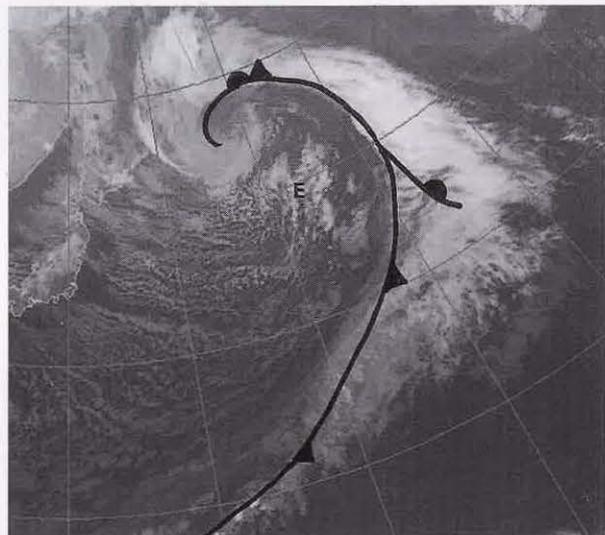


図 5-2-8 通常型、衰弱期(1997年1月26日 00UTC)

上：水蒸気画像と 300hPa 等高線線。

三角印はバウンダリー

中：赤外画像。 下：可視画像

### 5.2.2 コンマ型の発達

コンマ雲は、寒候期に多くみられ、中緯度傾圧帯の極側で起きる現象である。コンマ雲に対応した低気圧はポーラロー(Polar Low)とも呼ばれ、通常型の発達と異なる。コンマ雲の発達では、中層の正渦度移流による上昇流や暖かい海面からの顕熱・潜熱の補給が重要である。スケールの小さなコンマ雲は傾圧性の弱い領域で発生するが、総観規模の低気圧にまで発達するコンマ雲の場合は傾圧不安定の要素も加わる。ここでは総観規模スケールの低気圧に発達する事例を取り上げる。

Reed and Blier(1986)は、コンマ雲の発達モデルを示した(図5-2-9)。発生期では、対流雲が正渦度近傍で発生するが、まだ組織化していない。発達期になるとコンマ型の雲が形成され、コンマの頭部には低気圧が解析される。雲域の前面で暖気移流が始まり、後面では寒気移流が強まる。最盛期には、コンマ雲は長波のトラフの前面に進み、コンマの尾の部分は寒冷前線の特徴を備える。

日本の東などの海洋上で発達するコンマ雲は、主要な傾圧帯から離れた寒気場内で発生する。発生当初の雲域は、短波のトラフに対応したオープンセルやエンハンスド積雲からなり、海面からの顕熱や潜熱の補給が発達に重要な役割を果たすことを示唆している。雲域は主要なトラフの前面に移動するにつれ、コンマ型に発達する。一方、大陸出口にあたる日本付近では、コンマ雲が非常に短い時間で発達しやすい。これは正渦度移流の場合でも乾燥した大陸では雲が形成されにくく、暖かい日本海に到達して始めて急速に雲が形成・発達するからである。鈴木・山田(1994)によると、コンマ雲の場合は通常型に比べ発生から最盛期に達するまでの期間が半日程度短い。

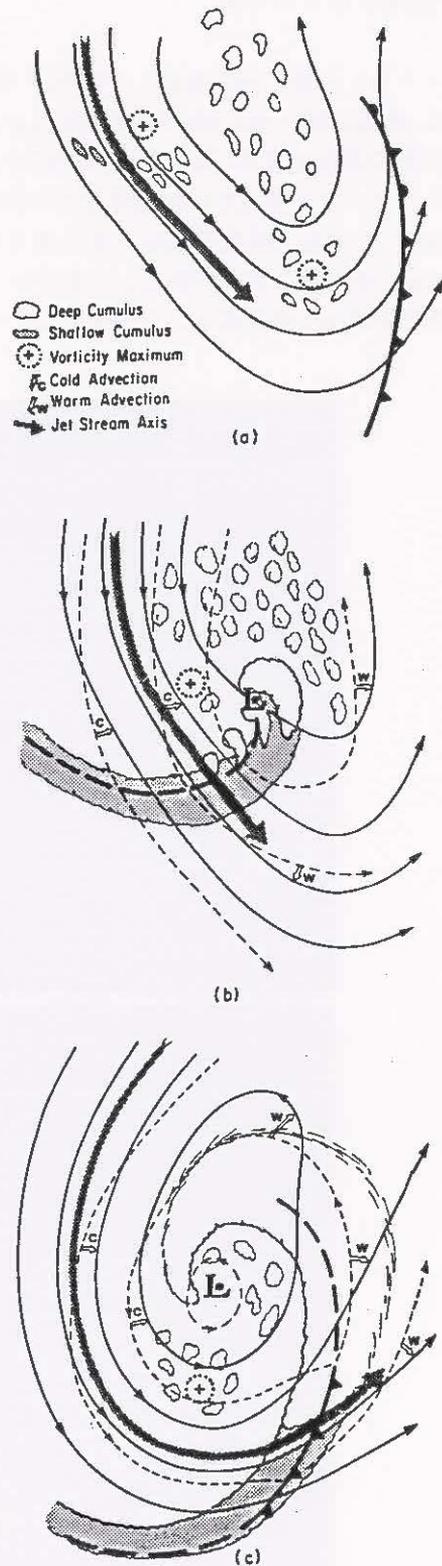


図5-2-9 コンマ雲のモデル図(Reed and Blier (1986))

(a) 発生期、(b) 発達期、(c) 最盛期。

実線：500hPa 等高度線、破線：地上の等圧線。

(1) 海上で発達するコンマ雲

① 発生期

アリューシャンの南にある発達した低気圧(B)の後面には、寒気に伴うセル状の対流雲が広がっている。日本の東海上では、強い寒気に対応する部分ではオープンセル構造をした活発なセル状対流雲からなり、中でも上層雲を伴ったまとまりのある雲域(A)が形成されつつある。これがコンマ雲の発生であるが、当初はコンマ型をしていな

い。この雲域は、カムチャッカにある寒冷低気圧の後面から回り込む短波トラフの前面における正渦度移流極大(PVAm<sub>ax</sub>: Positive Vorticity Advection max)で形成されている。この段階では、雲密度が疎らであること、雲縁が高気圧性曲率を持っていないことから、組織的な雲域とみなせないの  
で、低気圧はまだ発生していないと考えられる。

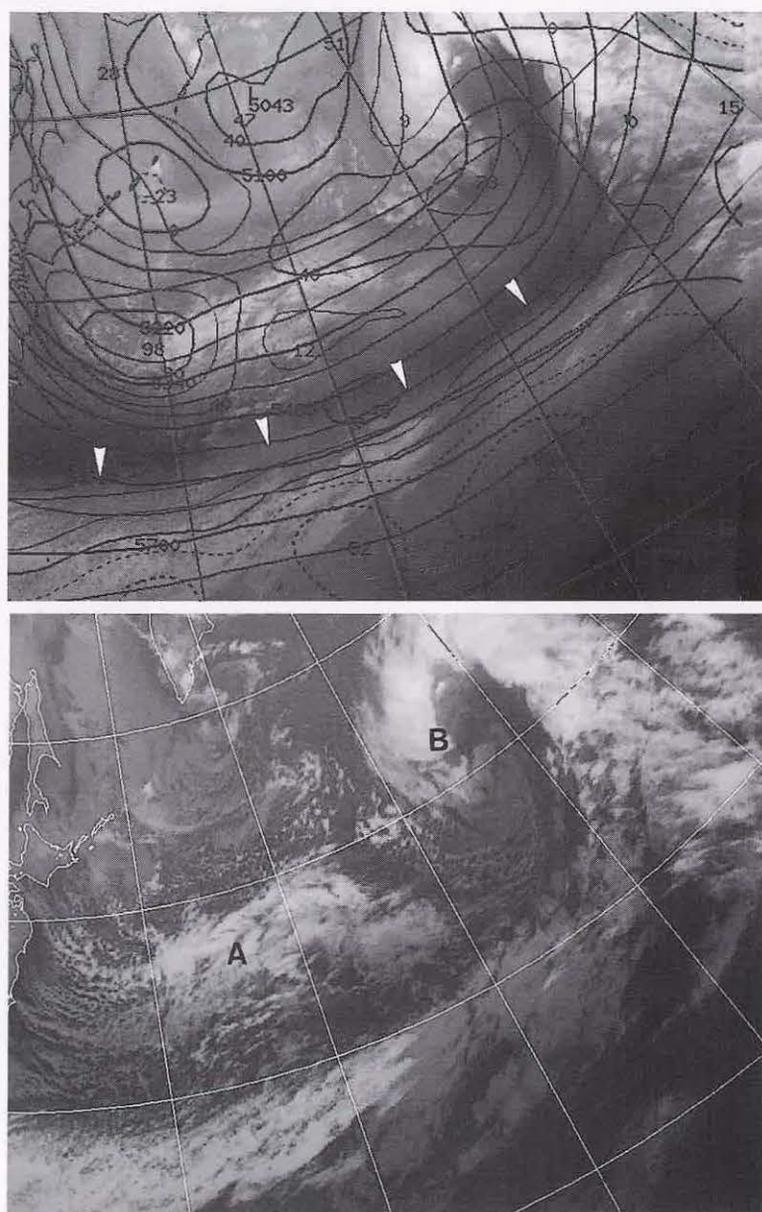


図5-2-10 海上で発達するコンマ雲、発生期(1999年1月4日12UTC)  
上: 水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正は実線、負は破線で示す)。  
下: 赤外画像。 三角印: バウンダリー

## ②発達前期

雲域 (A) は雲密度を増し雲頂高度を上げている。雲域北縁では上層雲が高気圧性曲率を帯び、コンマ型を形成しつつある。雲域 (A) の西側にはエンハンスト積雲 (E) やオープンセル (F) があり、寒気の前存在を表している。雲域 (A) はこの寒気の前面 (つまり寒気を伴ったトラフの前面) にあたる。雲域の前面 (G) ではセル状雲が減少し、寒気が弱まっていることを表す。雲域の前面で寒気が弱まり (あるいは暖气移流に変わっているかもしれない)、後面に強い寒気が存在していることは、Reed and Blier のモデルと整合し、この雲域が傾圧的な発達過程に入ったと考えられる。コンマ型として雲域が組織化してきたこの段階では、コンマのへこみ部分 (notch: x印) に低気圧を解析できる。コンマの尾に相当する雲列はまだ形成されていないので、寒冷前線は解析できない。PVAmax は発生期より強まっている。

コンマ雲域 (A) は、ジェット気流に対応するバウンダリーの北側に存在しており、中緯度前線帯の極側で発現する現象であることが分かる。

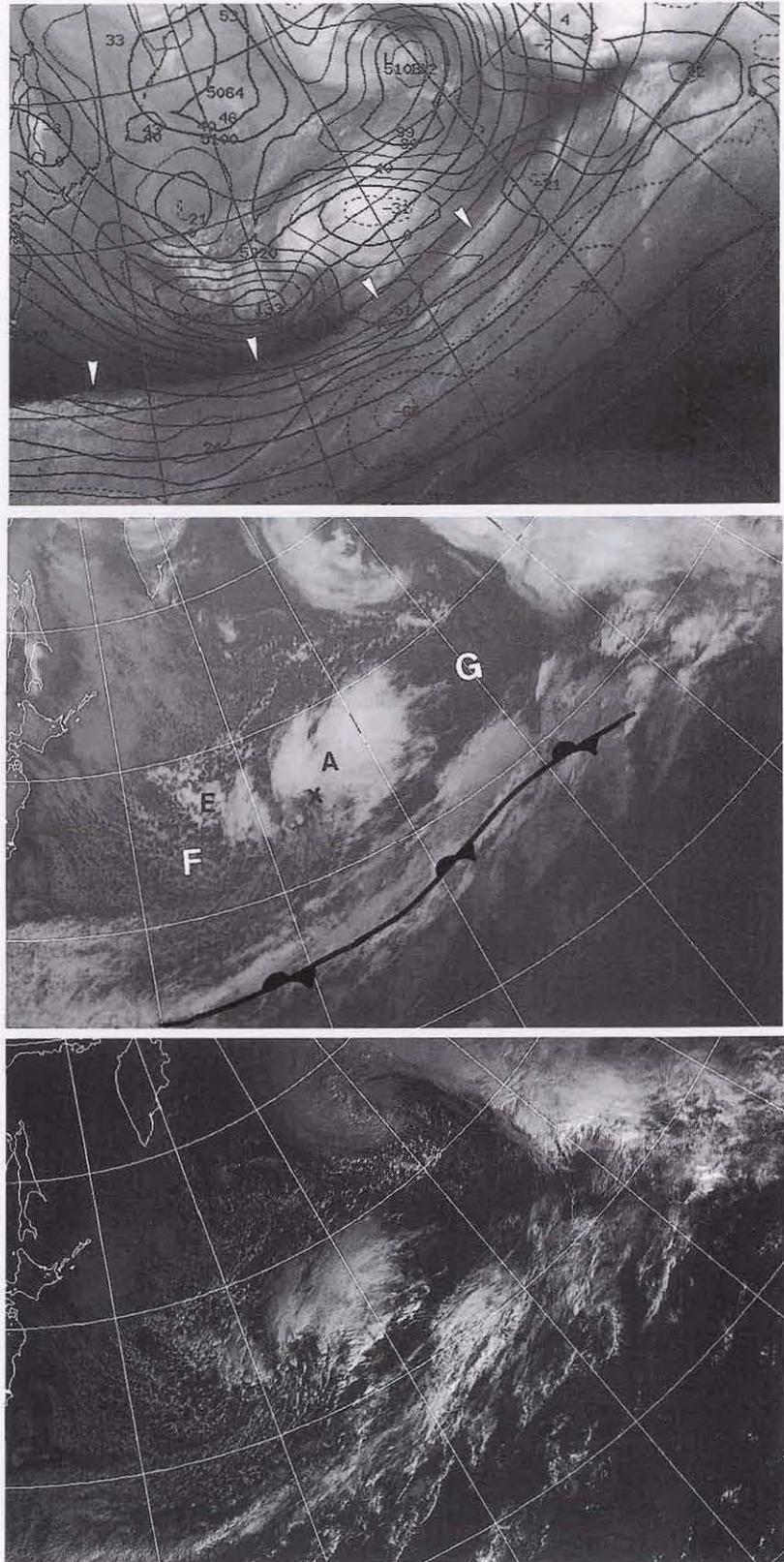


図5-2-11 海上で発達するコンマ雲、発達期(1999年1月5日00UTC)  
 上：水蒸気画像と500hPa等高線・渦度(正が実線、負が破線で示す)。  
 中：赤外画像と地上前線 下：可視画像。 三角印：バウンダリー

③発達後期

雲域の北縁 (A) が高気圧性曲率を増し、雲域全体としてコンマ形状が明瞭となった。コンマの頭に相当する部分はほぼ一様な雲頂高度を持つ背の高い雲域で構成され、コンマの尾に相当する部分は活発な対流雲を含む雲域で構成されている。コ

ンマ形状への遷移は、雲域が組織的な擾乱へと成長してきたことを表している。コンマ雲は引き続き強いPVAm<sub>ax</sub>に対応している。この段階では前線を伴った低気圧として解析でき、中心気圧の低下も大きい(地上天気図では前24時間で26hPaの気圧低下)。



図 5-2-12 海上で発達するコンマ雲、発達期(1999年1月5日12UTC)  
上：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正は実線、負は破線で示す)。  
下：赤外画像。

#### ④最盛期

ドライスロットが形成され、通常型の最盛期と同じパターンとなる。雲域は1000～1500kmのスケールを持つが、通常型の雲域に比べるとスケールは小さい。コンマ雲(A)の発達は、カムチャッカ半島南東の低気圧から延びるトラフの深まりに対応している。ジェット気流に対応するバウンダリーはこの時期もコンマ雲(A)の南に位置し、通常型の最盛期と異なる点である。

コンマ型の発達では、地上低気圧として解析されてから最盛期に達するまでの時間が短い。衛星画像からは低気圧として解析される以前からまとまりのある雲域として認識することができる。

なおこの例では、北緯20度帯には前線に対応した雲バンドが存在していた。コンマ雲(A)と雲バンドは近接していたが、それぞれ独立した雲域として発達した。もし相互に影響を及ぼし一つの雲域に組織化すれば、インスタントオクルージョン型の発達とみなされる。

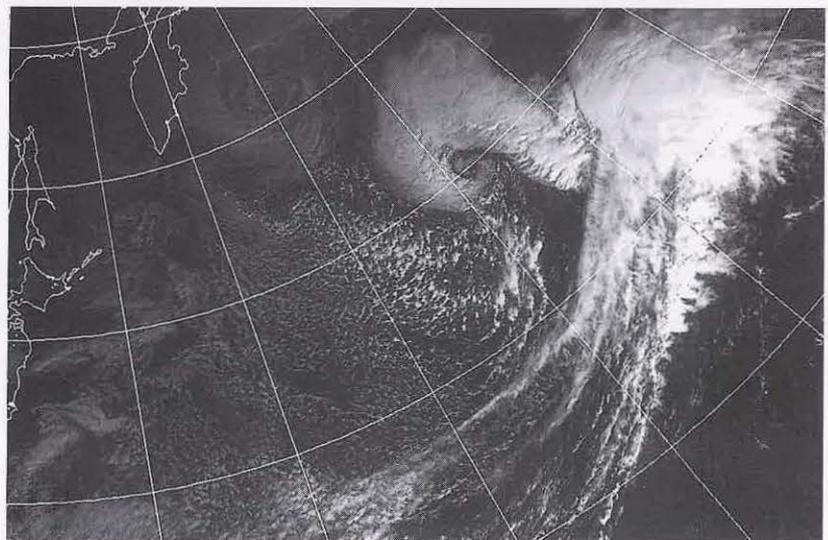
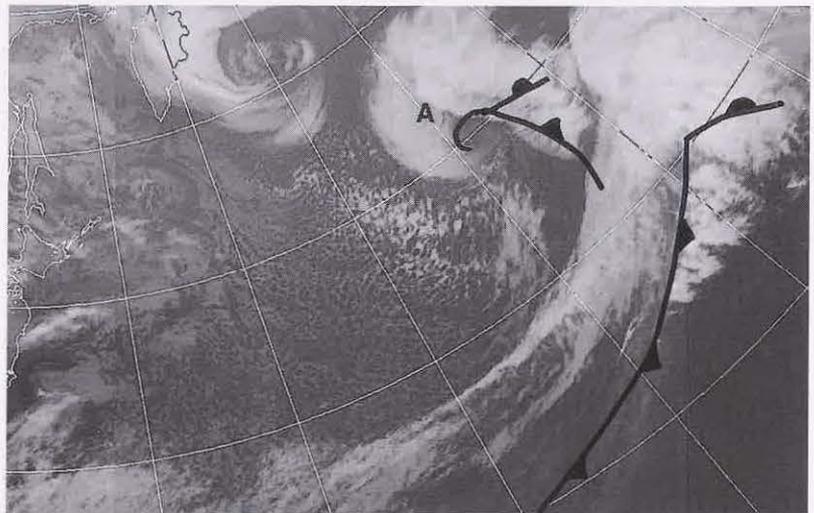
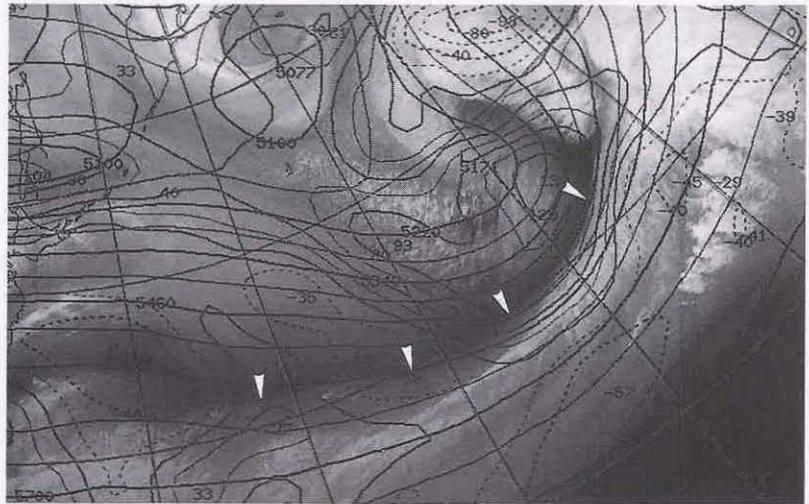


図5-2-13 海上で発達するコンマ雲、最盛期(1999年1月6日00UTC)

上：水蒸気画像と500hPa等高度線・温度(正が実線、負は破線で示す)。

中：赤外画像と地上前線

下：可視画像。

(2) 日本付近で発達するコンマ雲

① 発生期

大陸から移動してきたCi(A)が日本海に接近した時、日本海西部で対流雲を含む雲域(B)が急速に発生する。このCiは上層のトラフに対応しており、大陸から追跡できる。対流雲の発生は急速で、日本周辺では雲のない状態から3-6時間程度で組

織的な雲域に発達することが多い(対流雲域(B)が発生したのは、この時刻より3-4時間前の08UTC頃)。雲域(B)は、500hPaではトラフ前面にあたり、PVAm<sub>max</sub>による上昇流に対応する場所にある。対流雲が拡大し組織的な雲域としての形態をとり始めたこの時点で、低気圧(x)が発生したと考えられる。

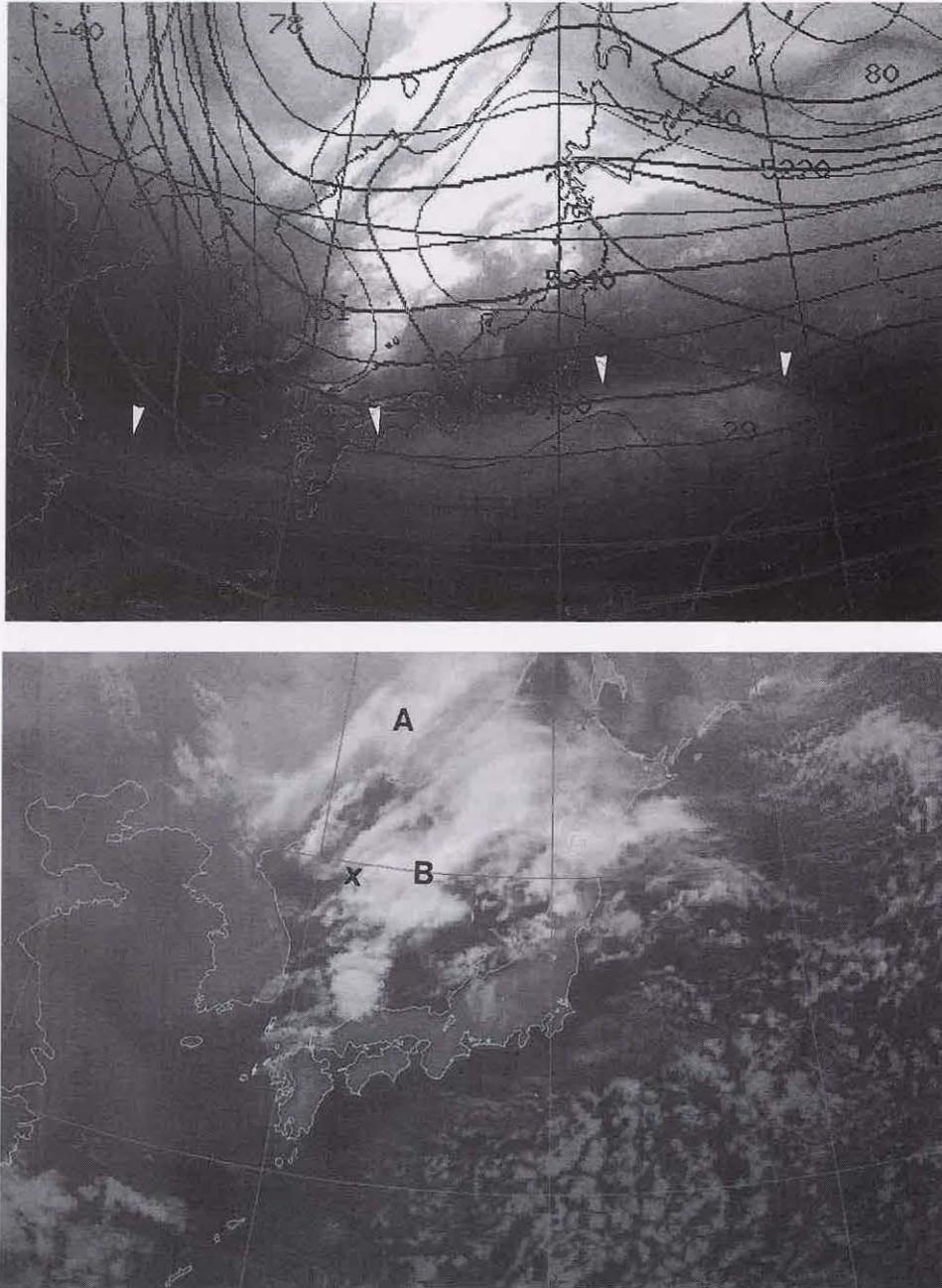


図5-2-14 日本付近で発達するコンマ雲、発生期(1997年2月20日12UTC)  
上：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度(正は実線、負は破線で示す)。  
下：赤外画像。

## ②発達期

雲域 (B) はコンマ形状に組織化する。コンマ形状のへこみが明瞭となり、コンマの尾にあたる部分では対流活動が活発化し雲頂高度が上昇している。コンマ雲の後面には、寒気の流入に伴う筋状の対流雲列が現れている。コンマ雲は、500hPaの切離低気圧の進行前面にあたり、引き続きPVAm<sub>max</sub>に対応している。コンマ雲の形状が明瞭になったこの時点で、前線を伴った低気圧として解析できる。

日本付近のコンマ雲は、日本の東の海上で発生・発達するコンマ雲に比べ、雲域の発生から発達に要する時間が短いのが特徴である。これは大陸から移動してくる寒気が、暖かい日本海に流入して急速に不安定を引き起こすためと考えられる。コンマの尾に当たる部分は対流雲が急速に発達して寒冷前線構造が明瞭となり、風向の急変・突風・強雨などの現象が発現しやすいので、衛星による監視が最も重要な時期である。

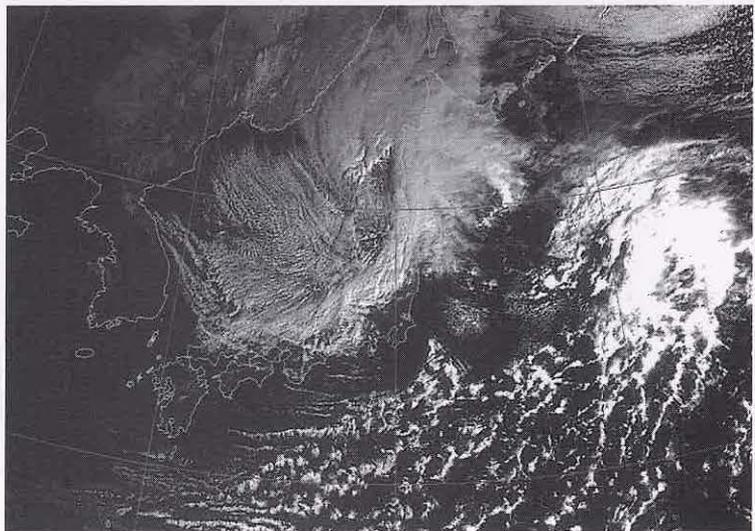
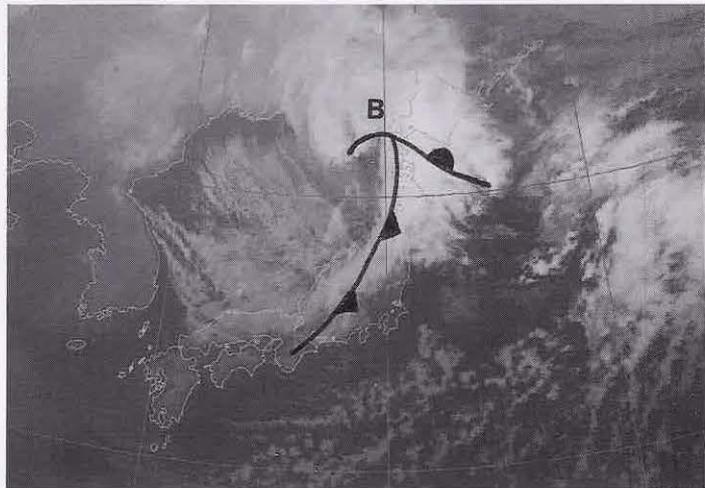
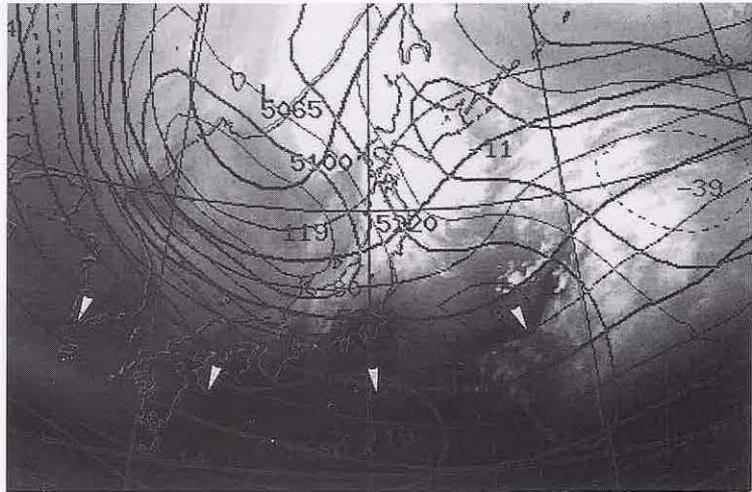


図 5-2-15 日本付近で発達するコンマ雲、発達期(1997年2月21日00UTC)

上：水蒸気画像と500hPa等高度線・渦度（正が実線、負は破線で示す）。

中：赤外画像と地上前線

下：可視画像。

③最盛期

三陸沖にはドライスロットがみられる。雲域(B)ではコンマの頭に当たる部分で雲頂高度が上がり、最盛期に達したことが分かる。日本付近で急発達するコンマ雲は、強い寒気を伴っており、日

本列島通過後は後面に筋状の対流雲域がみられる。この後の発達は、日本の東などの海上におけるコンマ雲と同じである。PVAmx は発達期より弱まってきている。

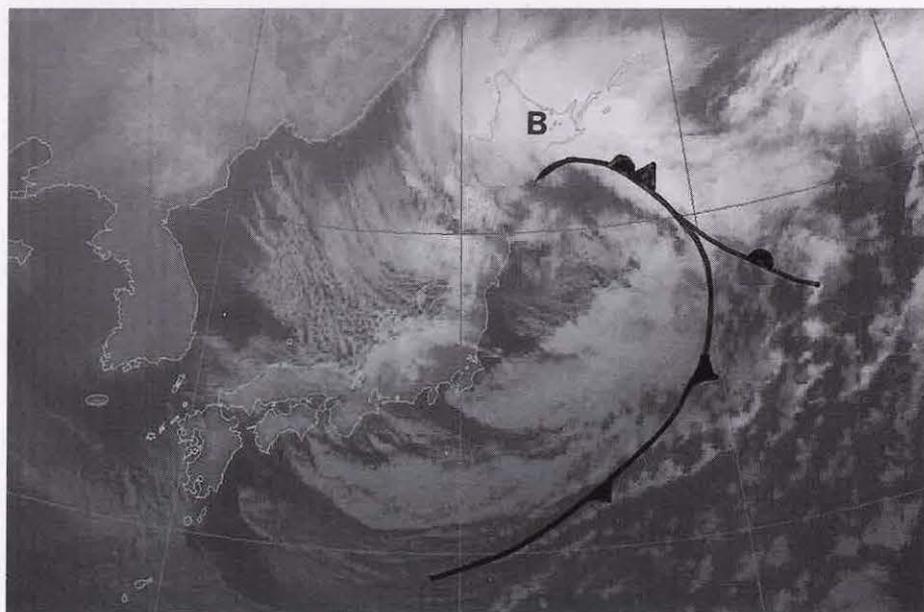
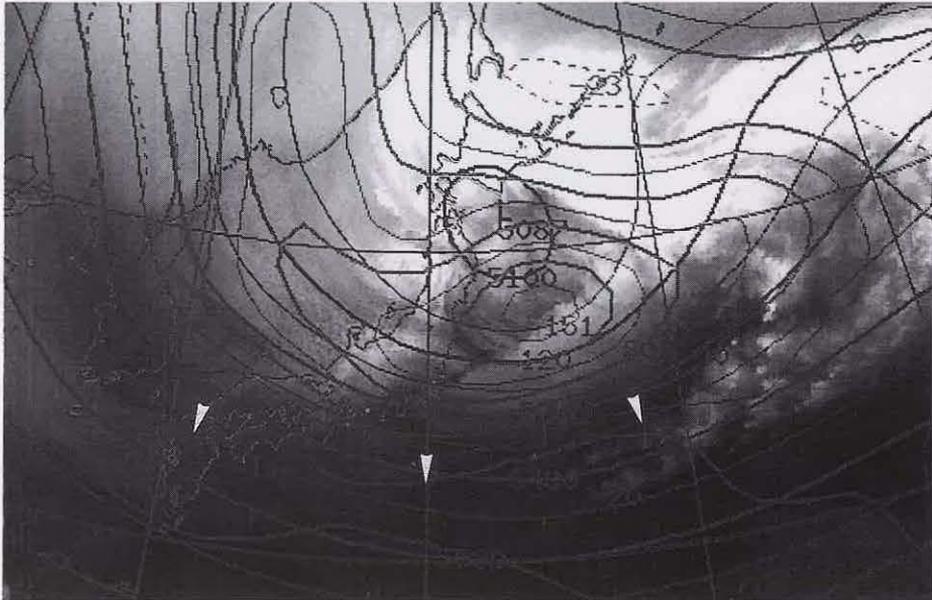


図 5-2-16 日本付近で発達するコンマ雲、最盛期(1997年2月21日12UTC)  
上：水蒸気画像と 500hPa 等高度線・渦度 (正は実線、負は破線で示す)。  
下：赤外画像。

5.2.3 インスタントオクルージョン型の発達

インスタントオクルージョンは衛星画像によって見つめられた低気圧の発達過程の一つで、コンマ雲と前線性雲バンドが併合して閉塞段階の雲パターンになることを指す。通常型と異なり、発達期のパターンを経ず、いきなり閉塞の雲パターンに移行するためこうした名で呼ばれる。その後、このパターンには Browning・Hill(1985)が提唱したモデル (BHモデルと呼ぶ) と McGinnigle・Young・Bader(1988)が提唱したモデル (MYBモデルと呼ぶ) とがあることが示された (図 5-2-17、北島

(1997))。BHモデルは、前線性雲バンドから極側に流れる下層の気流である PTCB (Polar-trough Conveyor Belt) が主要な役割を果たすとされ、コンマ雲に伴う傾圧性は重要視されない。一方 MYBモデルは、コンマ雲に伴う暖気移流と正渦度移流による上昇流が主要な役割を果たし、コンマ雲と前線性雲バンドとの間に新たに雲が発生して両者をつなぐような過程をたどって閉塞パターンに移行する。

BH モデルは低気圧が発達しない場合に、MYB モデルは低気圧が発達する場合に多い。

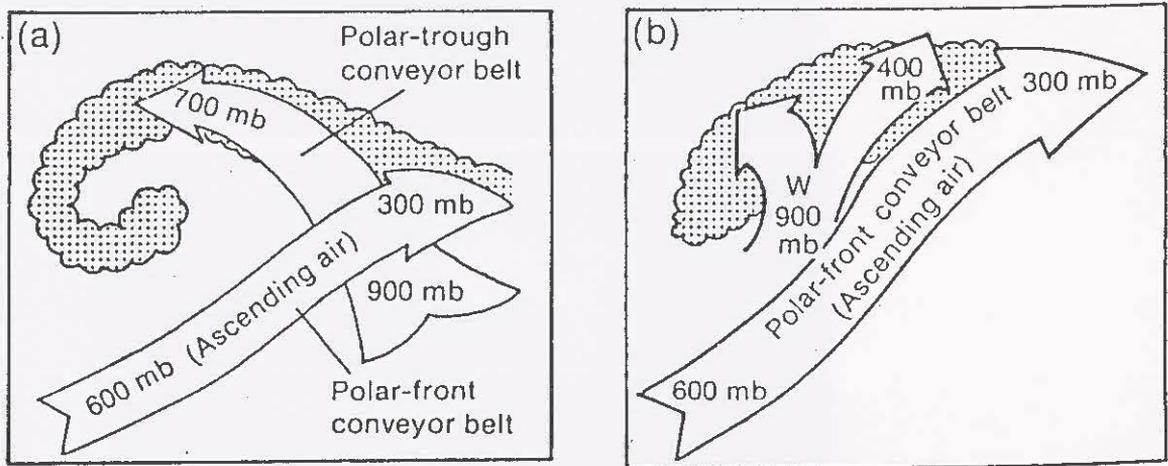


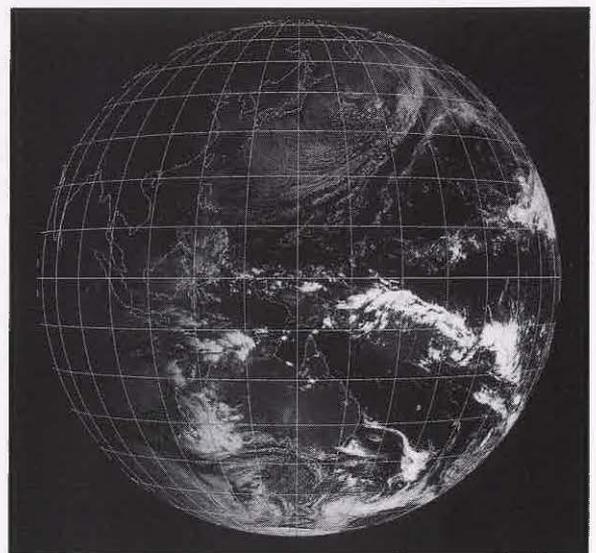
図 5-2-17 インスタントオクルージョンのモデル図 (北島(1997)より)

(a)はBH(Browning,Hill)モデル、(b)はMYB(McGinnigle,Young,Bader)モデル。

SPCZ(南太平洋収束帯、Southern Pacific Convergence Zone)

SPCZは、南半球の熱帯域に存在する下層の収束域で、雲量・雨量が多い。ITCZに比べ、季節変化が大きい。付図1では、ニューギニアの東海上から南東方向へ活発なクラウドクラスターが連なっている(鈴木和史)。

【参考文献】隈部良司(1998):南半球の熱帯低気圧とエルニーニョ, 気象, 3月号, 20-21.



付図1 SPCZ (可視画像 2000年1月22日00UTC)

(1) 発達しない場合 (BHモデル)

① 初期

コンマ型の雲域(A)に対応した低気圧がサハリン付近にあり、東北東進している。一方、日本列島には南西-北東走向に、前線に対応した上・中層雲主体の雲バンド(D-D)が伸びている。この時点で、コンマ雲と雲バンドの相互作用は予見できない。

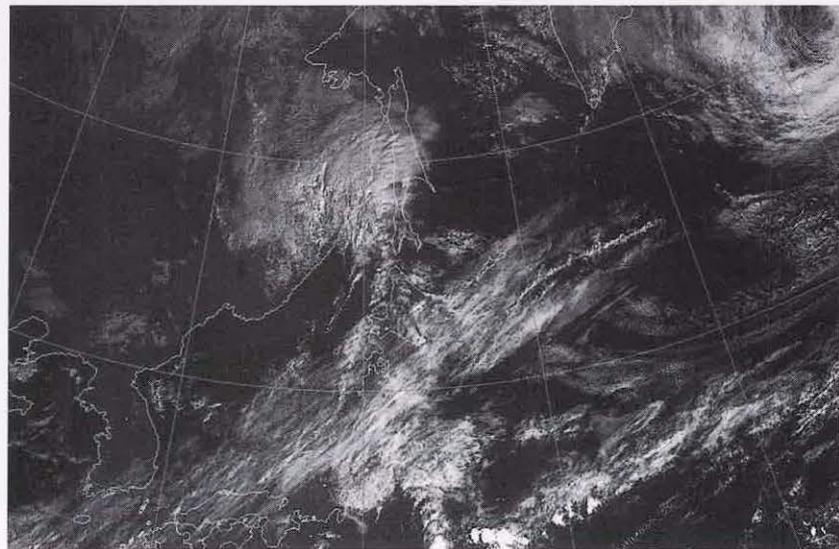
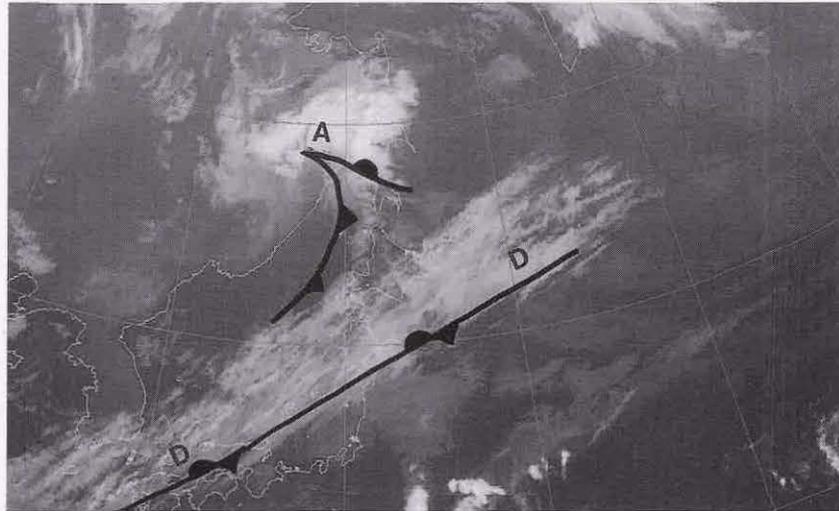
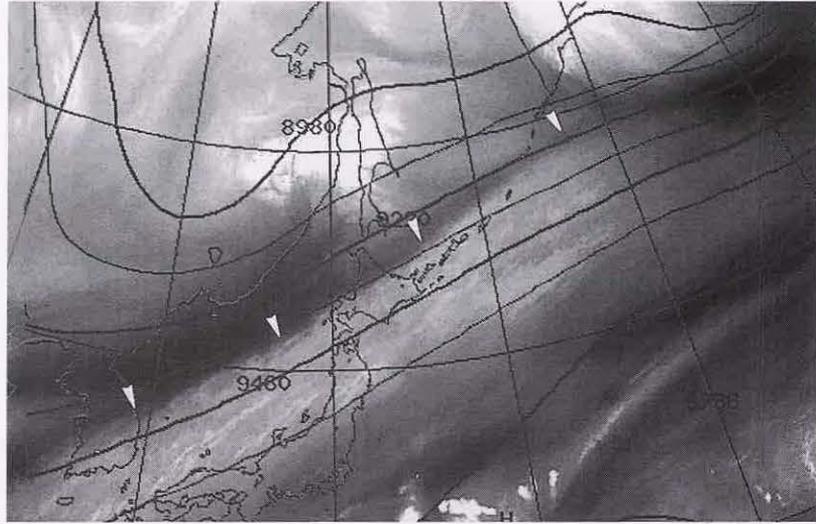


図5-2-18 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、初期(1997年9月21日00UTC)

上: 水蒸気画像と300hPa等高線, 三角印はバウンダリー  
中: 赤外画像. 下: 可視画像

②閉塞開始期

コンマ雲(A)と雲バンド(D-D)の距離は変わらない。コンマ雲は頭部の雲頂高度が上昇し尾部分が長く明瞭になったこと、雲バンドはコンマ雲に接する部分で雲密度が増したことや雲頂高度が上昇したこと、などの特徴がみられる。これらの特

徴は、コンマ雲と雲バンドとが相互作用を引き起こす兆しとみられる。ただし雲バンドとコンマの尾の間には隙間があることから、PTCBがまだ十分形成されていないとみられ、閉塞パターンとは言えない。

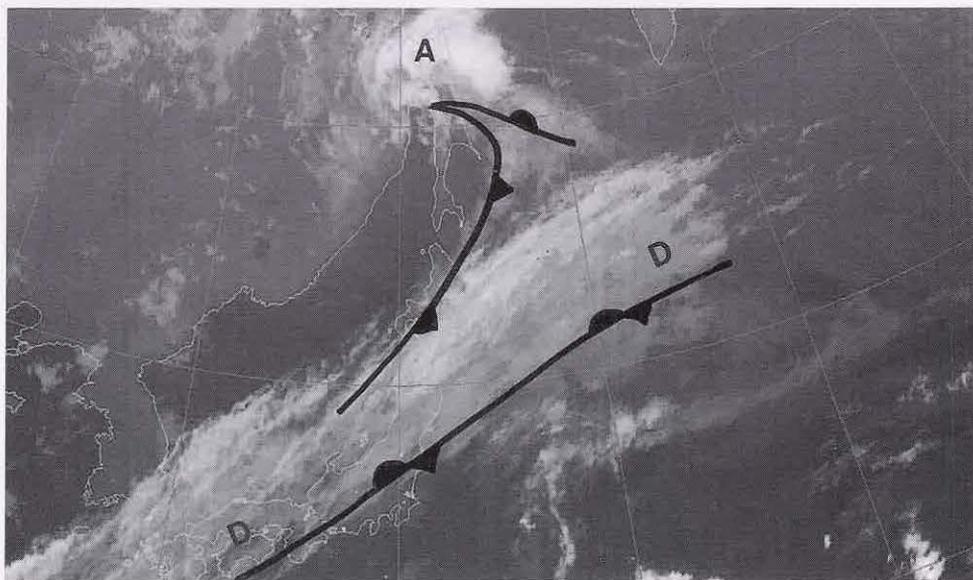
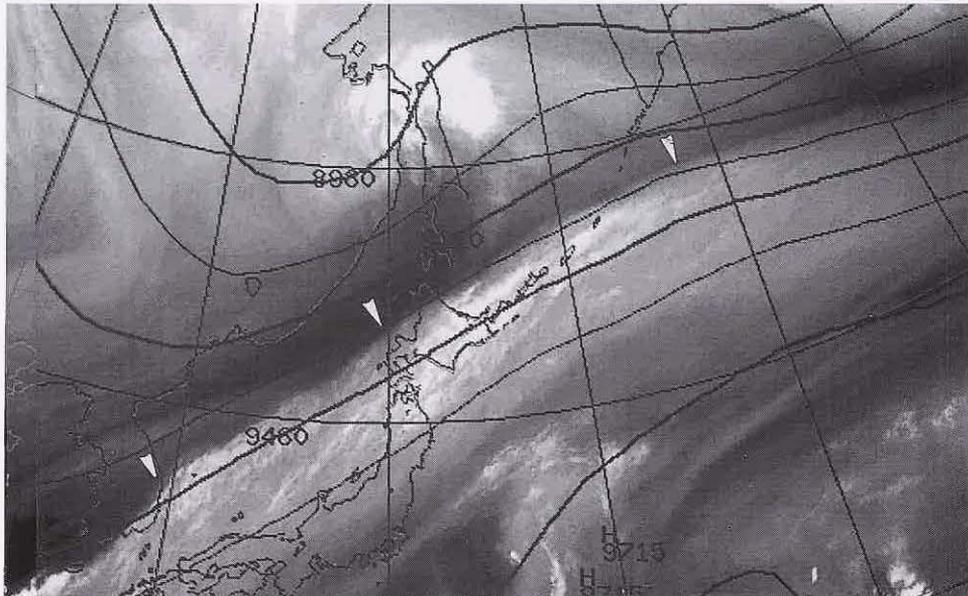


図5-2-19 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、閉塞開始期(1997年9月21日12UTC)  
上：水蒸気画像と300hPa等高度線。 三角印はバウンダリー。  
下：赤外画像

### ③閉塞完了期

コンマ雲(A)は雲バンド(D-D)につながるコンマの尾の部分で雲頂高度が上昇して組織的な雲バンドとなりPTCBが形成されたとみられる。可視画像でも雲密度の高い厚い雲バンドとしてPTCBが識別できる。前線帯に対応する雲バンドは、コンマの尾と接する部分で雲頂高度が急速に上がり、雲域の北縁が明瞭となり高気圧性曲率も増してきた。衛星画像からは、この時点でインスタントオクルージョンは完了したと言える。

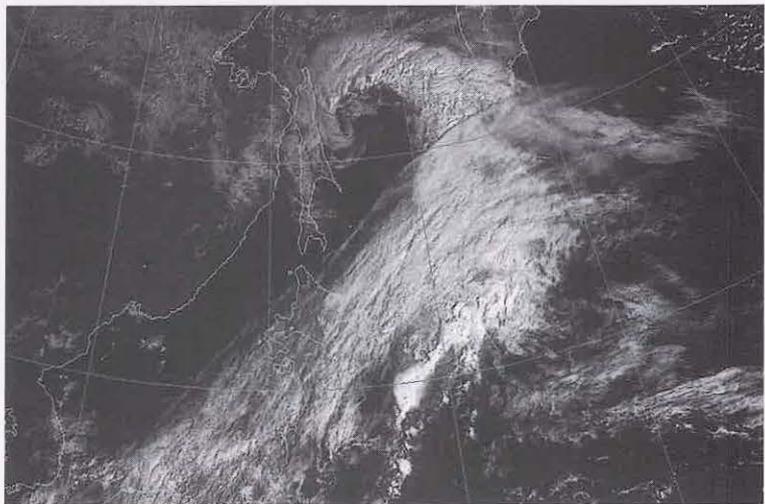
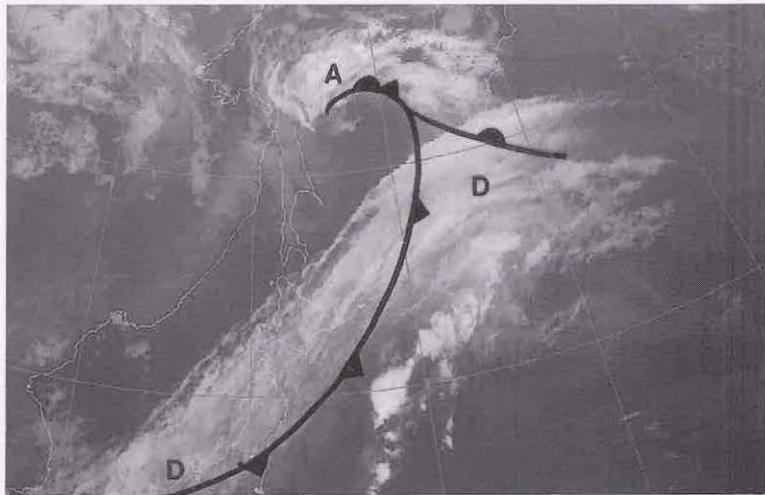
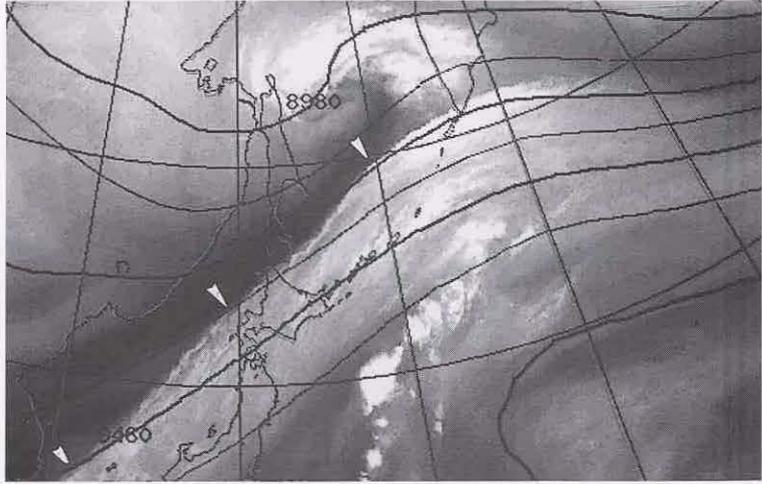


図5-2-20 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、閉塞完了期(1997年9月22日00UTC)  
上：水蒸気画像と300hPa等高度線。三角印はバウンダリー  
中：赤外画像。 下：可視画像

④衰弱期

閉塞パターンの雲域(A)は、雲頂高度が低下する、閉塞前線に対応する雲バンド(D-D)が不明瞭になるなど、衰弱傾向にある。低気圧の中心気圧は

閉塞後もほぼ同じで、低気圧の発達は見られない。BHモデルでは、次に示すMYBモデルと違って閉塞後も発達することは少なく、衰弱段階に入るのも早い。

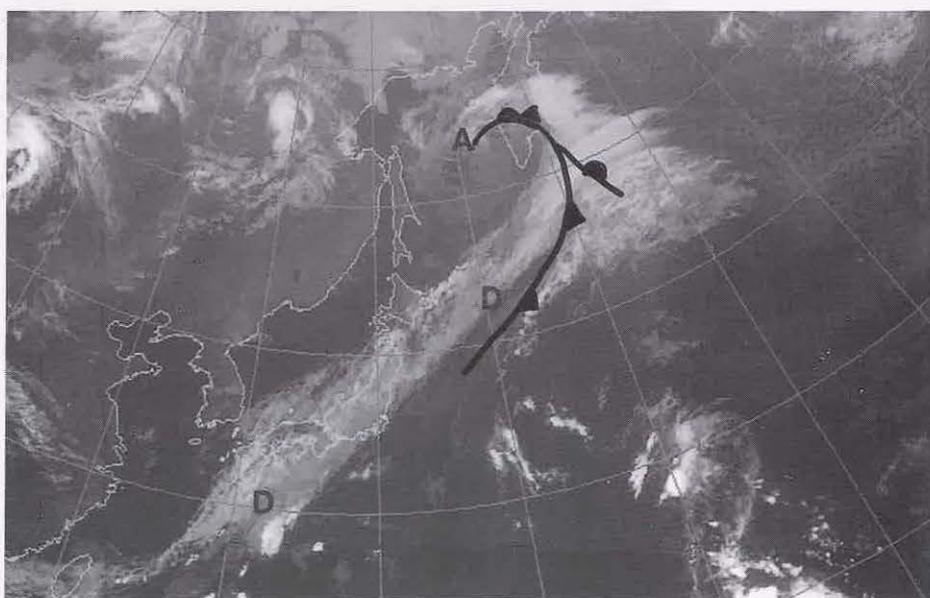
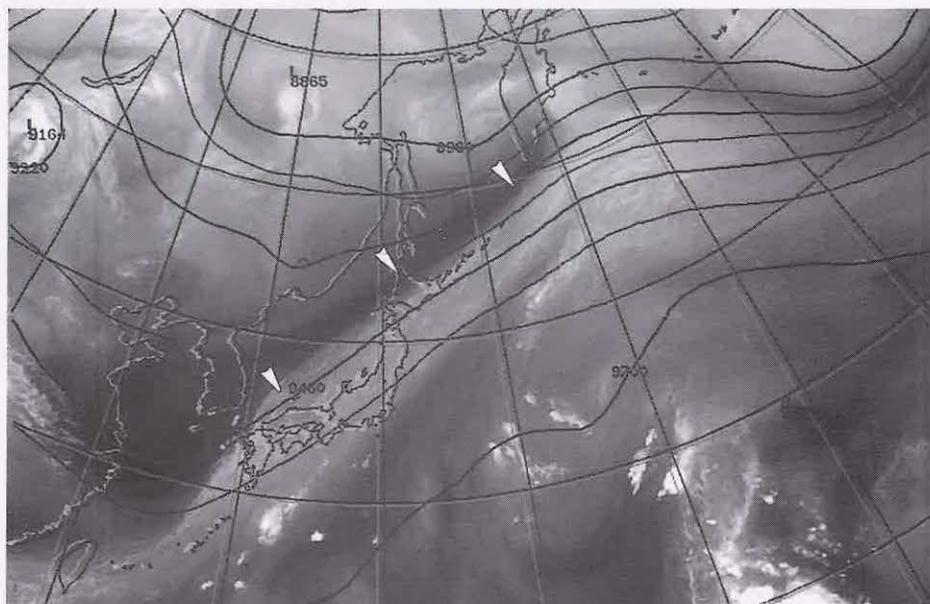


図 5-2-21 発達しないインスタントオクルージョン(BHモデル)、衰弱期(1997年9月22日12UTC)  
上：水蒸気画像と300hPa等高度線、三角印はバウンダリー。  
下：赤外画像

(2) 発達する場合 (MYBモデル)

① 初期

前線性雲バンド(B-B)は、日本の南海上にあつて東北東に伸びている。コンマ雲(C) (尾の部分は明瞭でない)は、北海道付近にあり雲頂高度を増して東北東進している。前線性雲バンドとコンマ雲との中間の三陸沖で、雲頂高度が高い雲域(M)が発生し、北側のコンマ雲と南側の前線性雲バンドを結びつけるように発達している。コンマ雲に対応して低気圧(x印)が、雲バンドに対応して前線が、それぞれ解析できる。また三陸沖の雲域(M)に対応して低気圧(x印)が解析されている(この低気圧の発生はMYBモデルには説明されていない)。850hPaや700hPaでは三陸沖で南西風が卓越して暖気移流が強く(図略)、MYBモデルの特徴であるコンマ雲からみた暖域側での雲(M)の発達に対応している。

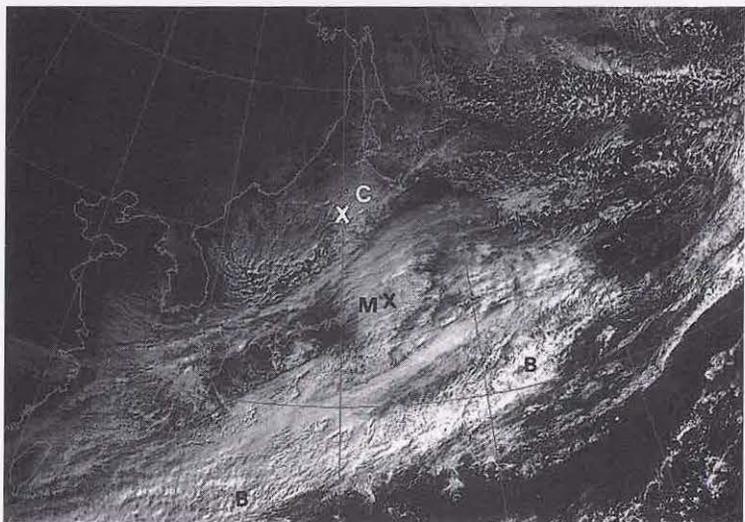
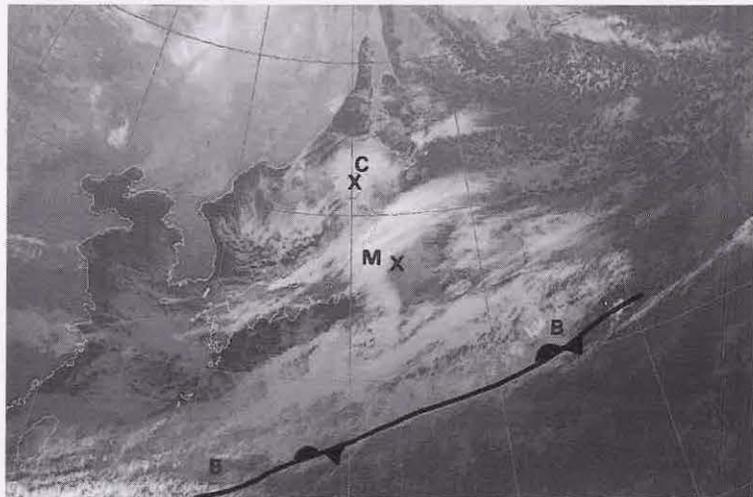
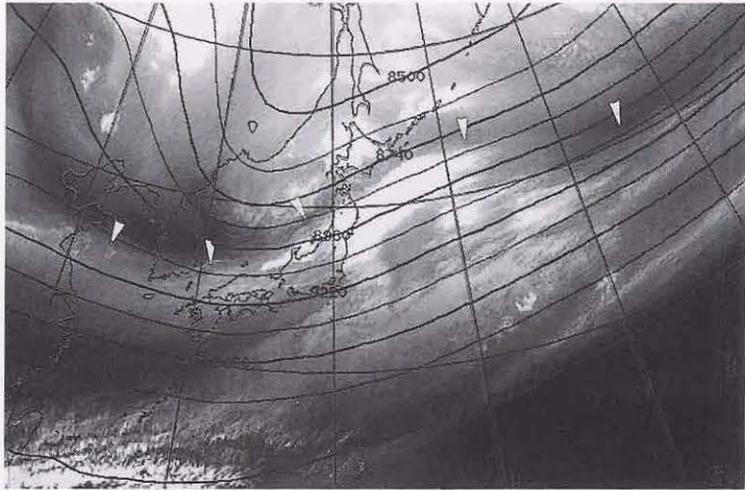


図5-2-22 発達するインスタントオクルージョン(MYBモデル)、初期(1998年12月11日00UTC)

上: 水蒸気画像と300hPa等高線、三角印はバウンダリー  
 中: 赤外画像、下: 可視画像

②閉塞開始期

コンマ雲(C)と三陸沖の雲域(M)は併合してコンマ雲(N)を形成した。コンマ雲(N)は、雲域北縁が高気圧性曲率を持ち雲頂高度が上昇し、発達していることがわかる。その南の前線性雲バンド(B-B)も雲頂高度が高くなって両者の雲域は接し、閉塞パターンに移行し始めていることを示し

ている。コンマ雲と雲バンドは、それぞれ前線を伴った低気圧と停滞前線として解析できる。衛星画像では、コンマ雲と雲バンドが雲頂高度の高い雲で完全にはつながっていないこと、雲バンドの高気圧性曲率が小さいことから、まだ閉塞には達していないとみられる。

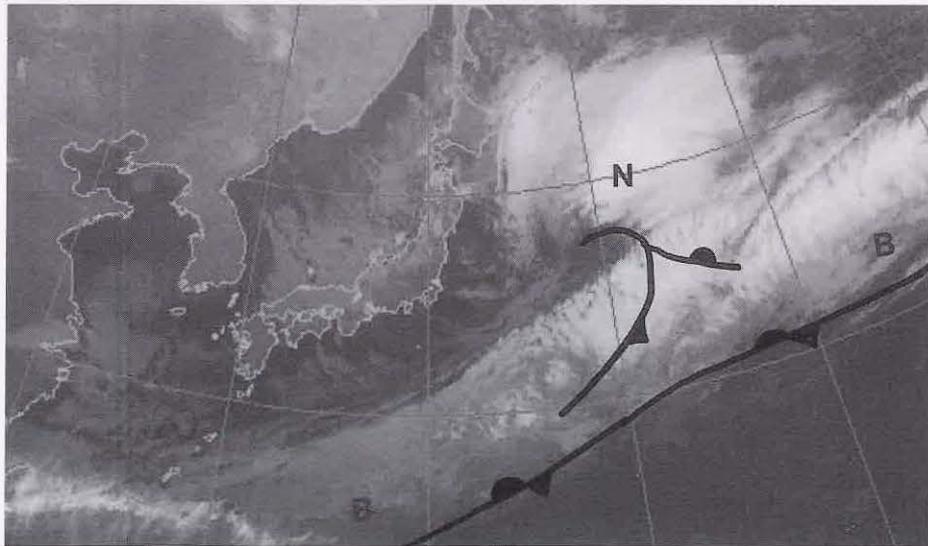
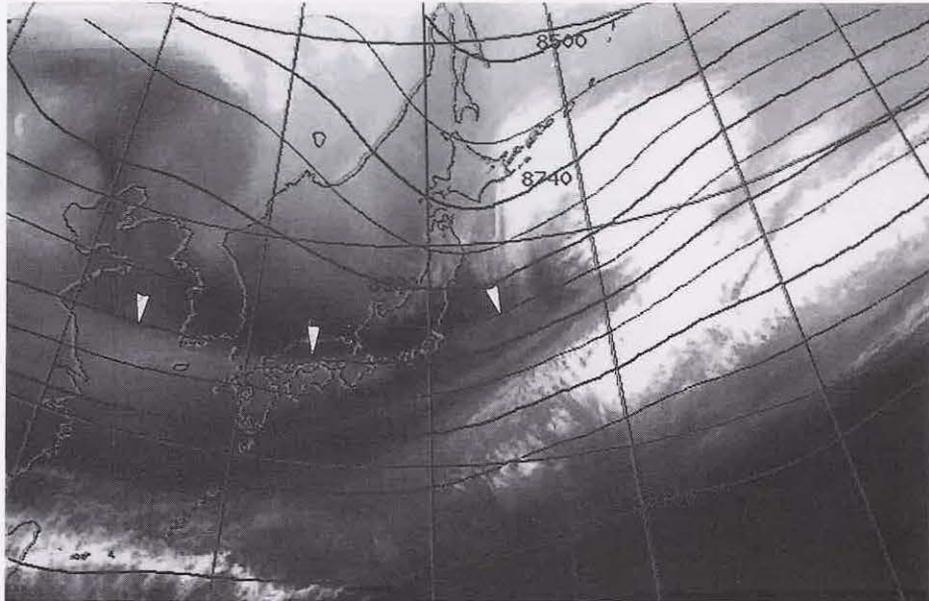


図 5-2-23 発達するインスタントオクルージョン(MYB モデル)、閉塞開始期(1998 年 12 月 11 日 12UTC)  
上：水蒸気画像と 300hPa 等高度線。 三角印はバウンダリー  
下：赤外画像。

### ③閉塞完了期

前線帯の雲バンドの雲域もコンマ雲と接する部分の雲頂高度が上昇し、両者は一つの雲域(N)として認識できる。雲バンドの雲の北縁の高気圧性曲率(F-F)が明瞭になり、ドライスロット(D)もみられ、この雲域は閉塞が完了したと言える。低気圧はこの後、通常型の最盛期と同じパターンを示す。低気圧後面には、強い寒気流入に対応するセル状の雲パターン(E)がみられ、この低気圧は発達を続けた。

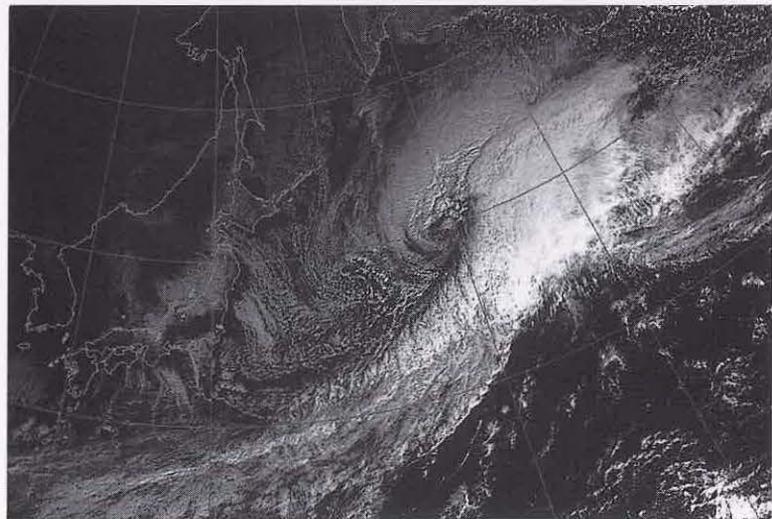
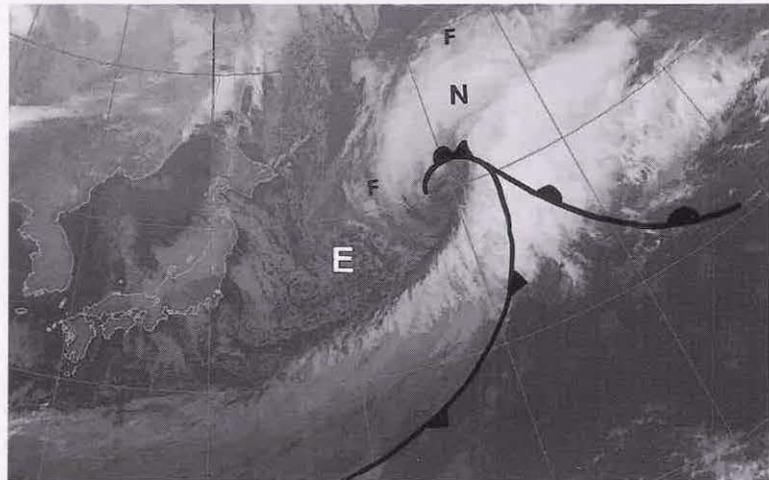
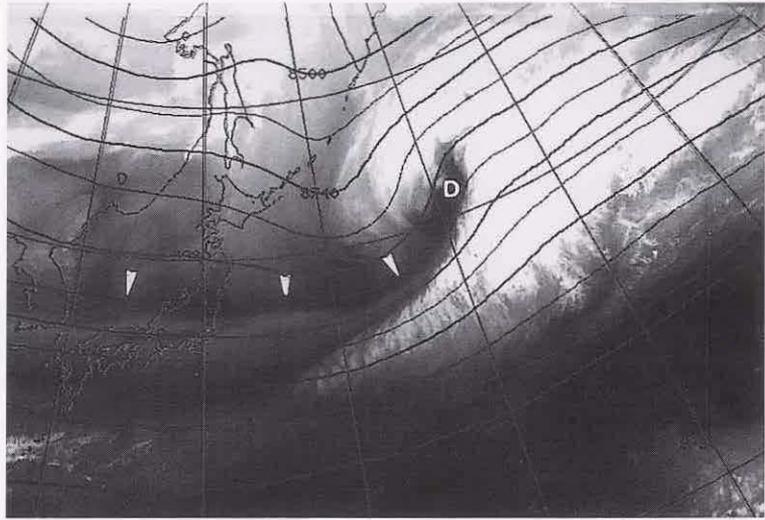


図5-2-24 発達するインスタントオクルージョン(MYBモデル)、閉塞完了期(1998年12月12日00UTC)

上：水蒸気画像と300hPa等高度線、三角印はバウンダリー  
中：赤外画像、下：可視画像

#### 5.2.4 Tボーン型の発達

Shapiro and Keyser(1990)は、ピヤークネスモデルと異なる低気圧発達モデル（以後SKモデルと呼ぶ）を示した（図5-2-25）。その特徴は、

- ・前線断裂（frontal fracture）：寒冷前線は温暖前線と接合しない
- ・温暖核隔離（warm core seclusion）：低気圧中心では、後面の寒気が追いついて地上を寒気で満たす（閉塞occlusion）のではなく、暖気核が取り残される
- ・後屈温暖前線（bent back warm front）：低気圧から温暖前線が後面（西方）に伸びるのであって、閉塞前線ではない

ことである。

衛星画像からは、SKモデルが当てはまると思われるTボーン（T字型）と呼ばれる特徴的な雲パ

ターン（このパターンは温暖型閉塞の雲パターンにも似ている）をしばしばみることができる。ここではTボーン型を示した低気圧について、SKモデルにあわせた解析を試みる。なおSKモデルが低気圧の発達や構造をすべて説明できるわけではない。例えば後屈温暖前線で低気圧後面に伸びる温暖前線の構造に関しては議論のあるところだし、温暖核隔離期のように低気圧中心に幾重にも巻き込むような前線はなかなか解析されない。一方前線断裂や温暖核隔離は、客観解析を参考にすると理解しやすい構造にも思える。

SKモデルは、メソスケール構造に立ち入った考察が必要で、天気図や衛星画像だけでは必ずしも詳細を認識できない。SKモデルについては、適用限界を見極めながら、今後どのように天気図解析に利用できるかの検討が必要だろう。

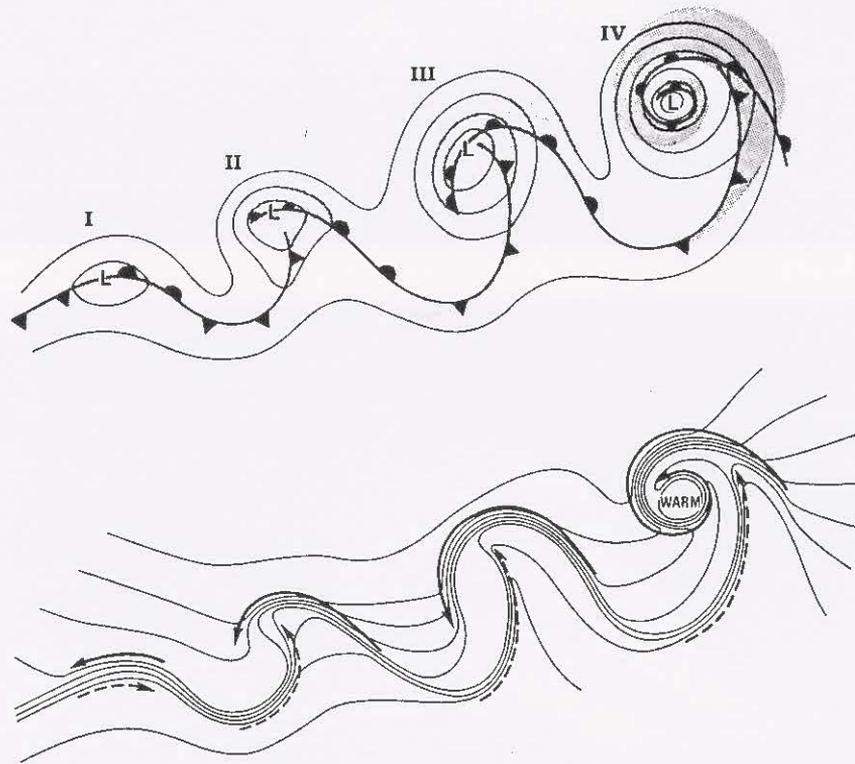


図 5-2-25 Tボーンモデル図 (Shapiro and Keyser(1990))

- I：初期 (incipient frontal cyclone)
- II：前線断裂 (frontal fracture)
- III：後屈温暖前線 (bent-back warm front and frontal T-bone)
- IV：温暖核隔離 (warm-core frontal seclusion)

上段：等圧線（実線）、雲域（ハッチ領域）。

下段：温度（実線）、寒気の流れ（実線矢印）、暖気の流れ（破線矢印）。

①初期

東シナ海には、バルジを伴った雲域が東進している。通常型の発達前期と同じパターンや特徴を示している。

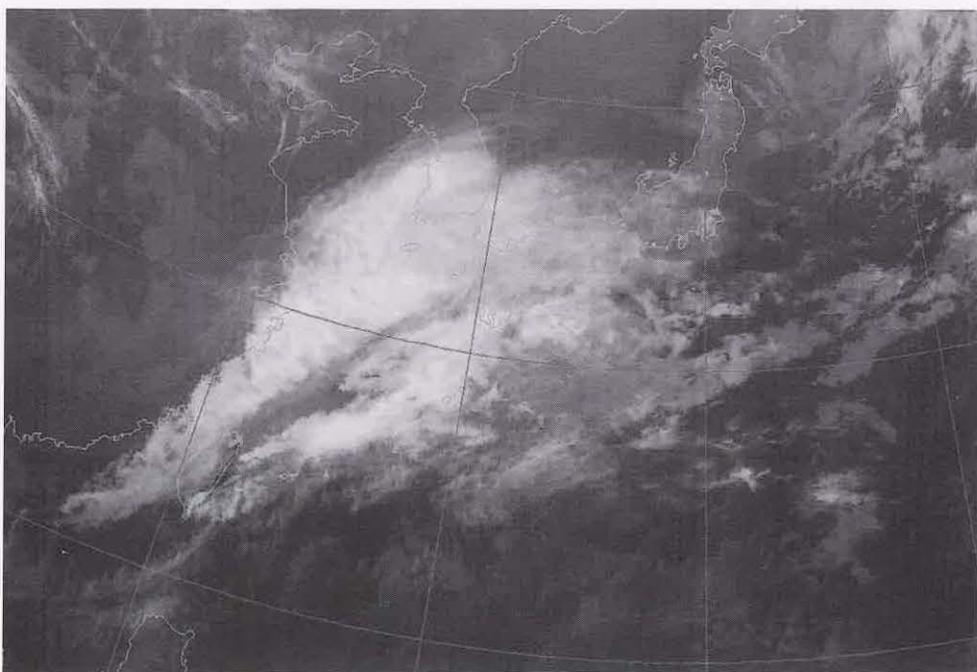
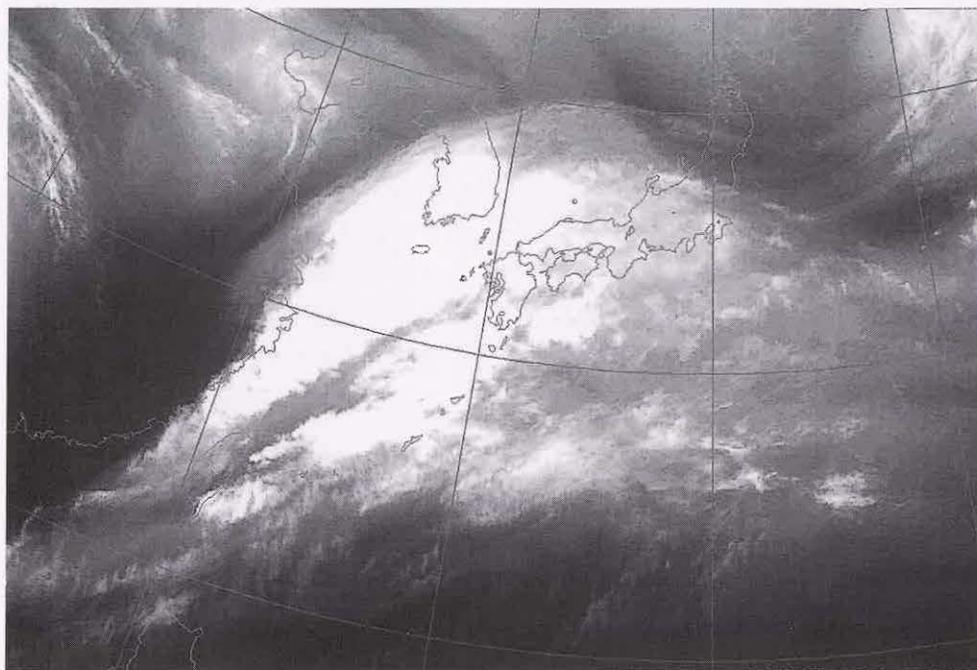


図 5-2-26 T ボーン型発達、初期(1998 年 3 月 4 日 12UTC)  
上：水蒸気画像 下：赤外画像

②前線断裂 (frontal fracture)

日本の南海上に進んだ雲域は、通常型に比べて、東西に伸びた形状となった。北縁が高気圧性曲率を増し、西から雲のない領域が侵入して、雲域に食い込んだへこみ部分 (notch、図中矢印) が形成され始め、ここに低気圧中心を決定できる。画像からは温暖型閉塞パターンにもみえるが、850hPaの客観解析では寒気は南下しておらず、閉塞過程には入っていない。

温暖前線は下層雲域の南縁に決定できる。寒冷前線に対応した対流雲を含む雲バンドは、温暖前線に対応した東西に延びる雲域とほぼ直角に交わり南西方向に伸びている。

850hPaの客観解析では、寒気移流が強く寒冷前線構造が明瞭なのはC-Cの部分で、それより北の部分の前線構造は不明瞭である。つまり寒冷前線は温暖前線と接する付近で温度傾度が弱まっており、これはSKモデルの前線断裂の構造に当てはまる。ただ衛星画像からは、断裂部分とそうでない部分の区別は難しい。

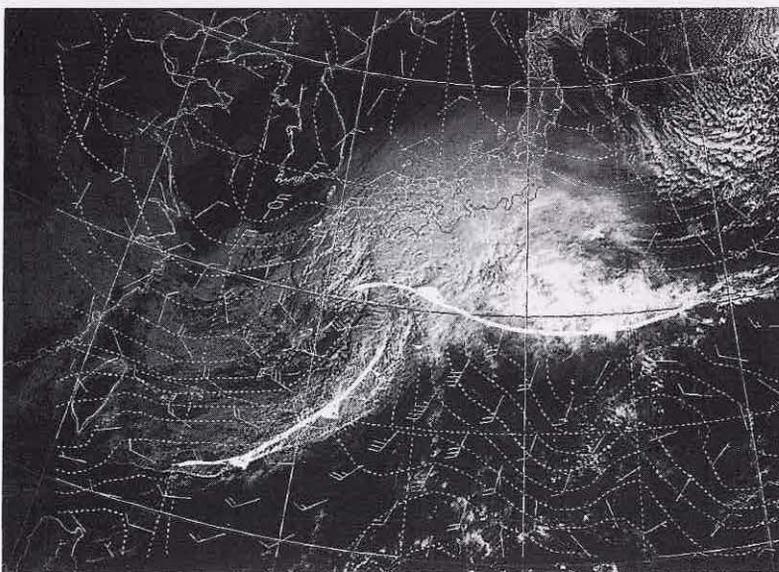
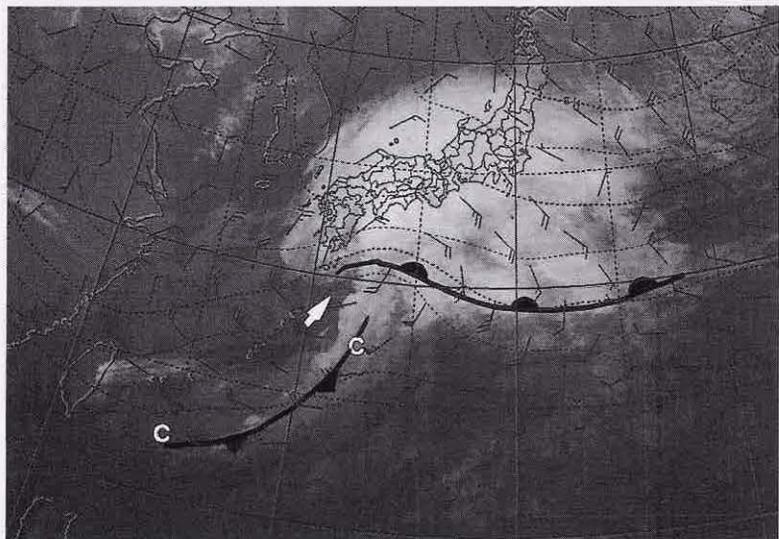
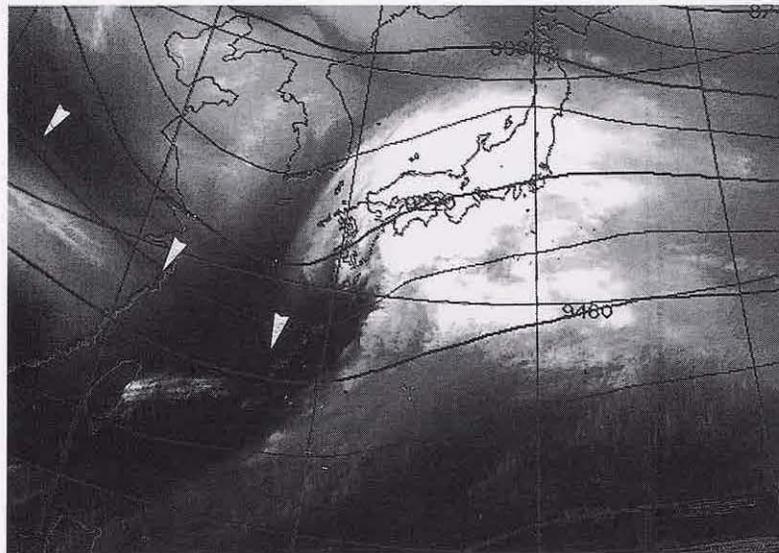


図 5-2-27 Tボーン型発達、前線断裂 (1998年3月5日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線。

中：赤外画像、850hPa 風・気温。

下：可視画像、850hPa 風・相当温位。

③後屈温暖前線 (bent-back warm front)

関東の南海上に進んだ雲域は、低気圧前面に位置する東西方向に伸びた背の高い雲域 (L-M-N) と、この雲域にほぼ直角に交差する寒冷前線対応の雲バンドがほぼ南に伸び、T字パターン形状が明瞭になってきた。

L-M-Nの部分は850hPa客観解析では明瞭な温暖前線構造をしている。衛星画像では(N)のすぐ南に下層雲渦がみられることや八丈島における最低気圧の起時(14UTC頃)から低気圧中心は(N)付近に解析することが出来る。SKモデルに従えば、後屈温暖前線は(M)から(N)の雲域の南縁あるいは(N)からさらに南に伸びる下層雲域の東縁(N-P)に

あたることになるが、これらの雲域は寒気を伴い反時計回りに低気圧中心に巻き込むように伸びており、850hPa温度場を考慮すると後屈温暖前線というより後屈寒冷前線といった構造をしている。またSKモデルでは、断裂した寒冷前線を延長し温暖前線と交わる(M)付近に低気圧中心があるようにみえるが、この付近に低気圧中心がみられることは少ない。交点付近の(M)よりもっと西側の(N)付近に下層雲渦がみられ、そこに低気圧中心が解析されることが多い。

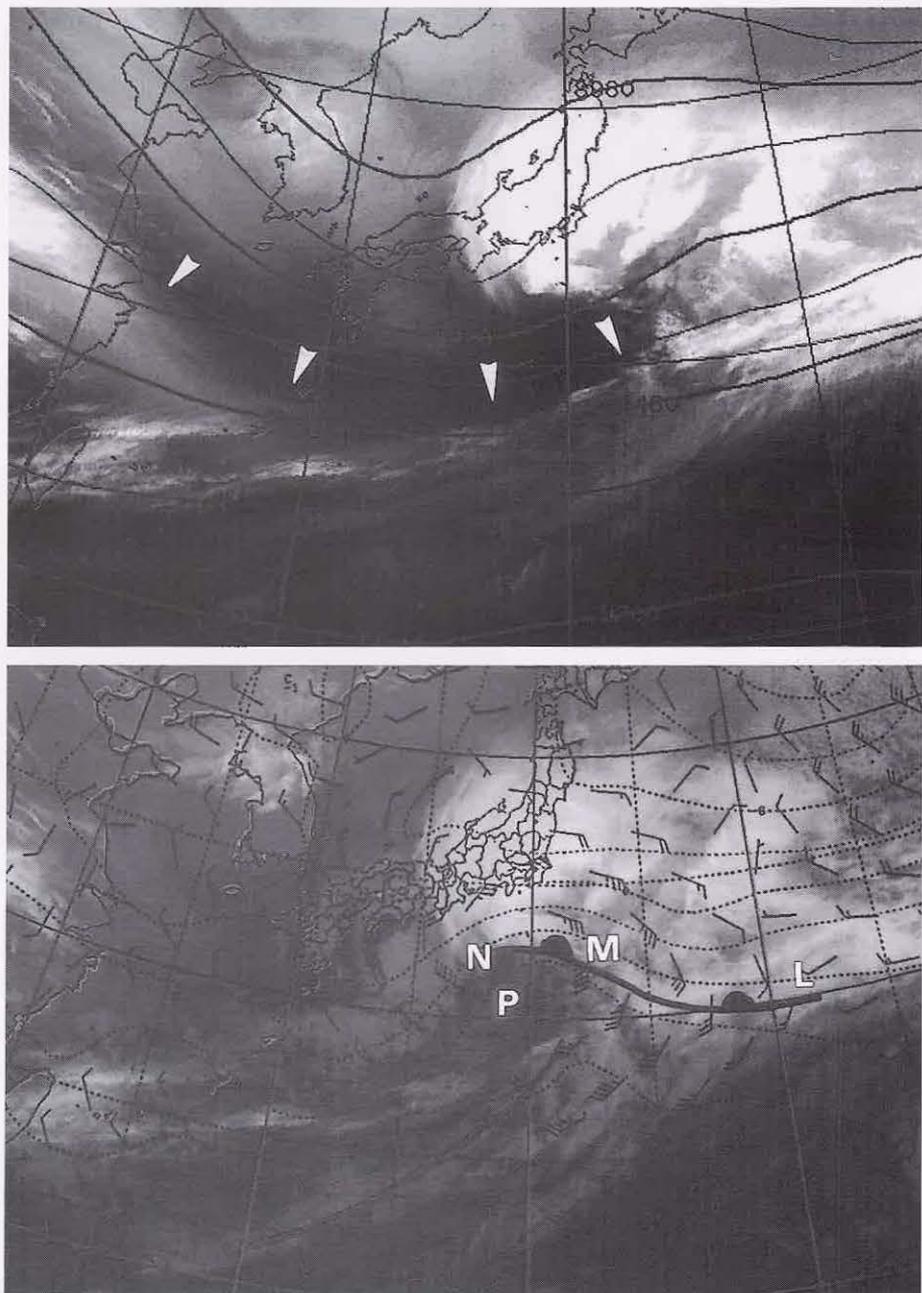


図 5-2-28 T ボーン型発達、後屈温暖前線(1998年3月5日12UTC)

上：水蒸気画像、300hPa  
等高度線、下：赤外画像、  
850hPa風・気温

④温暖核隔離 (warm core seclusion)

衛星画像では、雲域の北縁や西縁の高気圧性曲率が明瞭となった。また下層雲渦も明瞭となって、ドライスロットがその雲渦に巻き込むように回り込んでおり、閉塞に似た低気圧パターンを示す。雲域は今までと違って南北方向に広がりを見せ始め、温暖前線北側の雲頂高度が高い雲バンドに、南に伸びる寒冷前線対応の雲バンドが交差し、引き続きT字パターンが現れている。下層雲渦が低気圧中心(L)に対応している。

この段階はSKモデルの温暖核隔離パターンが進行しているともみえる。SKモデルに従えば、図に示したように中心を取り巻く雲の縁に温暖前線を解析することになる。ただ実際にはこのように中心を取り巻く前線は解析されない。850hPa客観解析の等温線では明瞭な温暖核が低気圧中心付近で形成されていないが、前線断裂の構造は中心に暖気核を隔離しやすい風の場を形成している。つまり中心から離れた所(C)で寒気移流が強く、中心付近に温暖核が残りやすい。温暖核に対応して衛星画像ではCuやScからなる下層雲渦が存在している。これらの雲域は対流活動が弱く、寒気の侵入により形成されるセル状対流雲とは異なることから、周囲より相対的に暖かい気塊で成り立っていることが推測される。

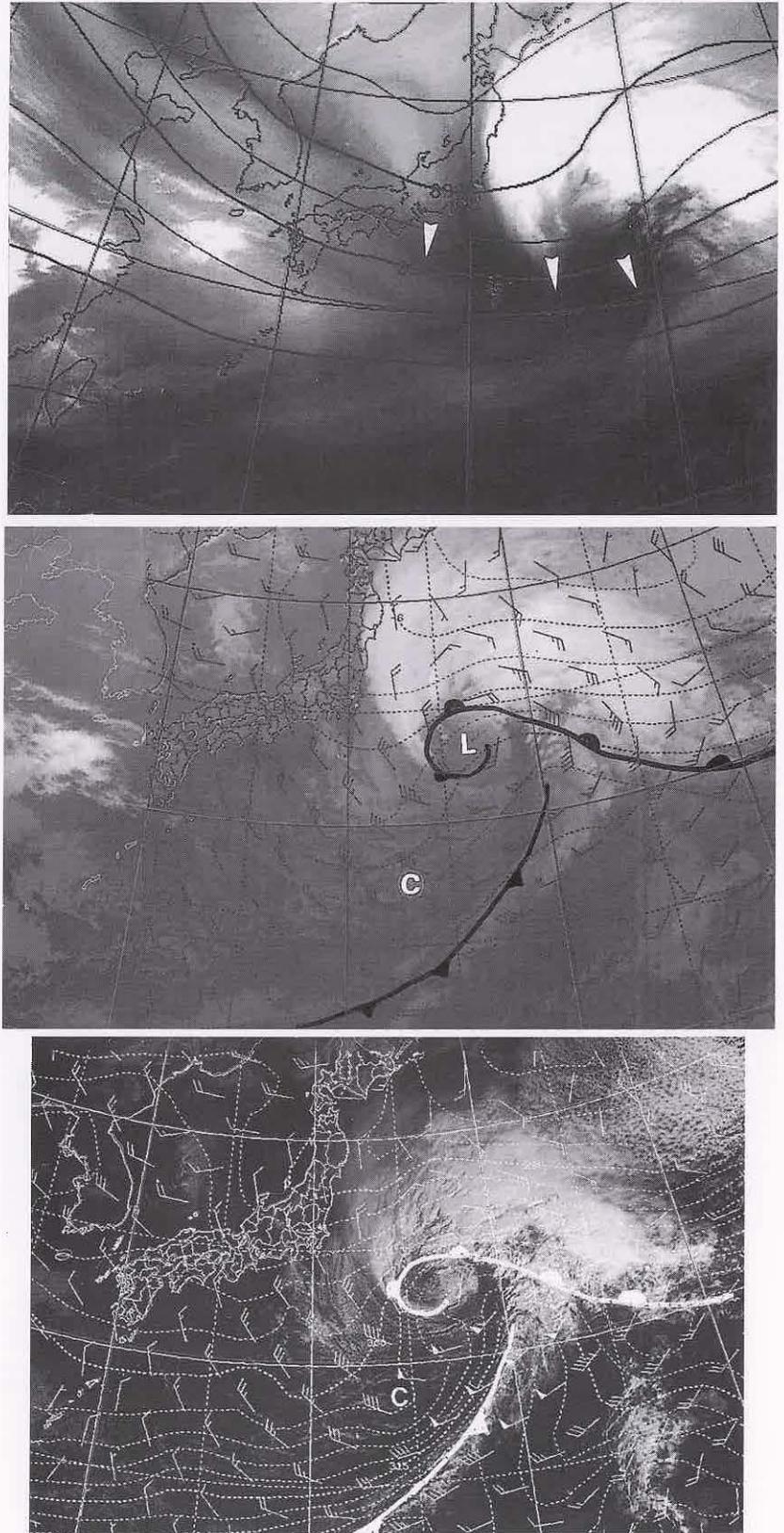


図 5-2-29 T ボーン型発達、温暖核隔離(1998年3月6日00UTC)

上：水蒸気画像、300hPa 等高度線、中：赤外画像、850hPa 風・気温、

下：可視画像、850hPa 風・相当温位。

### 5.3 温帯低気圧の中心気圧の見積もり

#### 5.3.1 SMB法

熱帯低気圧には、衛星画像のパターン認識から台風強度を推定する手法 (Dvorak法) が現業的に用いられている。中緯度で発達する温帯低気圧についても、その発達段階と気象衛星からみた雲パターンの変化には一定の対応がある。ここでは温帯低気圧について、衛星画像の雲パターン認識を利用した中心気圧推定の方法を示す。この方法は開発者の頭文字をとってSMB法 (Smigielski and Mogil, 1992) と呼ばれ、米国のNESDIS (National Environment Satellite Data and Information Service) で、データの少ない海上において発達する低気圧の中心気圧を見積もる際の参考とされている。

SMB法は、12月から3月の北西大西洋において典型的に発達した50個の低気圧を基に、雲パター

ンと気圧の対応関係を求めた手法である。SMB法が適用できるのは、寒候期の傾圧帯に発生し高緯度に進みながら発達する低気圧である。この手法は、雲域のパターン認識を用いる手順と標準的な気圧変化モデルを利用する手順とで構成される。

パターン認識を用いる手順は、フローチャート (図5-3-1) を用いる。まず傾圧帯で発生したシステムかどうかを判定する。次に過去12時間以内の雲パターンの変化から、発達程度が遅いシステムか否かを判断する。雲域の変化が明瞭な時は、発達中か衰弱過程に入ったのかを判断し、発達中と判断した場合は、フローチャートから該当する雲パターンをみつけ中心気圧を推定する。更に、雲パターンがコンマ型をしている時は、コンマの頭部を取り巻く上中層の雲バンドの巻き込み度合いを10度対数螺旋で計測し気圧を決定する。

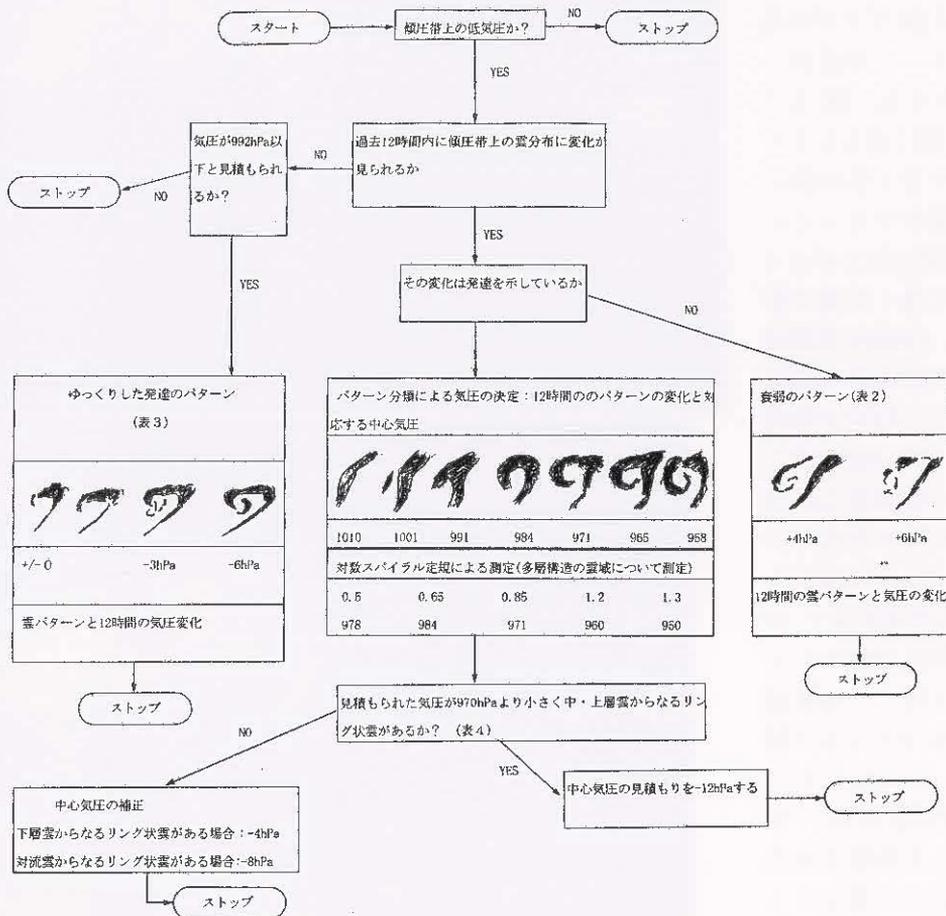


図5-3-1 SMB法フローチャート

標準的な気圧変化モデルを利用する手順は、図5-3-2を用いる。この変化モデルは統計的に求めた北西大西洋の通常型低気圧の標準的な発達パターンとされる。

このパターンによれば、低気圧は発生から3日で最低気圧に達し、気圧低下は20~30hPa/日である。

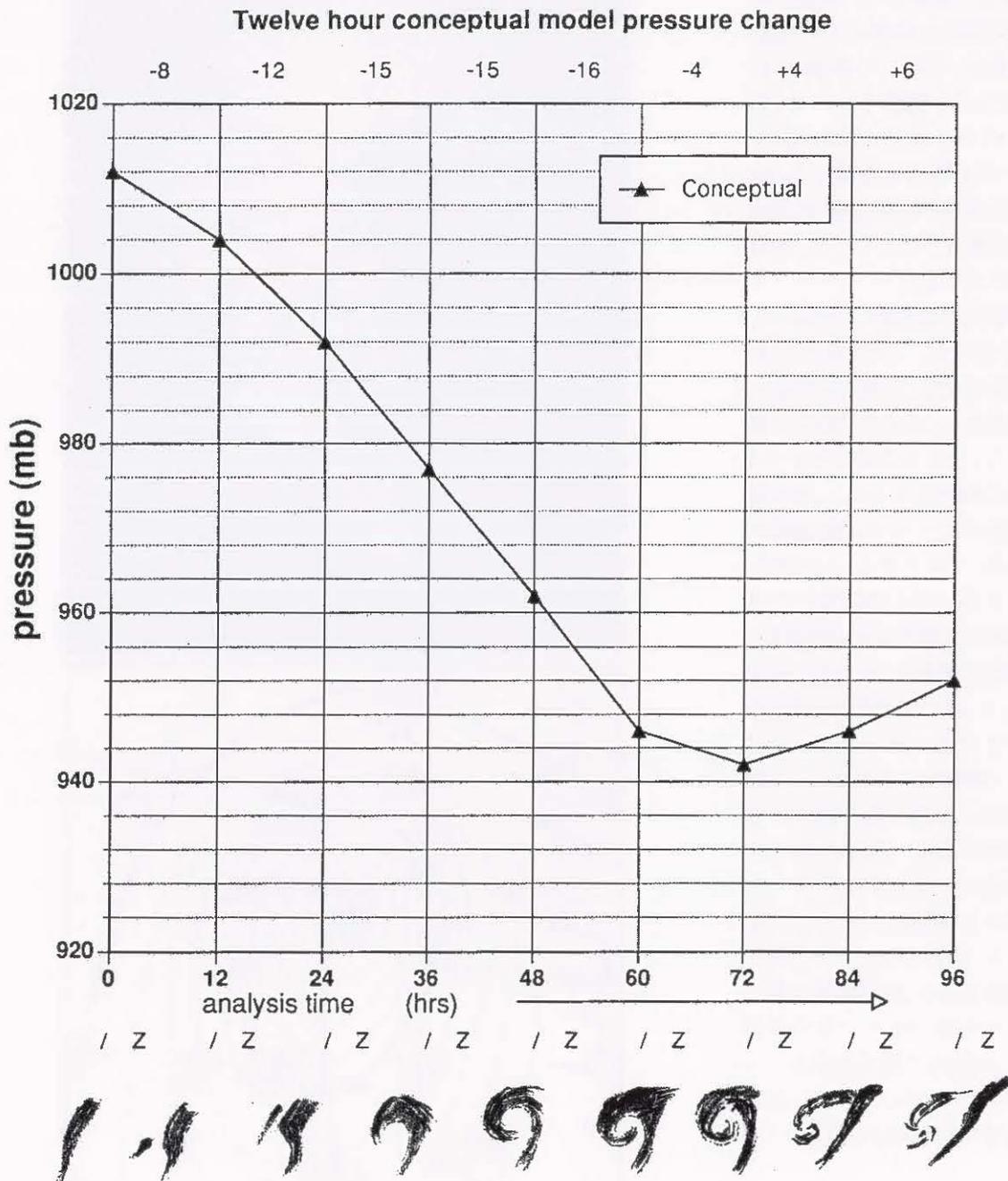


図5-3-2 SMB法で用いる標準的な気圧変化図

低気圧が発生してからの経過時間（横軸）と、期待される中心気圧（縦軸）の関係を示す。下の図は概念的な雲パターン。

### 5.3.2 日本付近の低気圧へのSMB法の適用

隈部ほか(1996)は、日本付近の典型的に発達した低気圧(通常型に分類される1990～1993年の60個)について、SMB法を適用した。気象庁の地上天気図とSMB法による推定の差は、平均してSMB法が約8hPa浅く見積もること、低気圧の中心気圧が高い時はSMB法が低めに見積もり、中心気圧が低い時はSMB法が高めに見積もりやすいこと、が述べられている。

SMB法の適用例(隈部ほか、1996)を示す。この低気圧は東シナ海で発生、日本南岸を通過して北東進し、日本の東海上で発達した。図5-3-3は発生から2日後の低気圧である。通常型の発達ステージでは発達期にあたる。フローチャート(図5-3-1)を用いてこの低気圧の中心気圧を見積もると、雲域はコンマ型に変化しはじめたばかりで、コンマの頭部分の雲頂高度はまだ低く雲パターンは4番目(984hPa)にあたる。対数螺旋による渦の巻き数は0.75と計測される(図を内挿して最も近いと思われるパターンを選ぶと978hPaとなる)。標準モデル(図5-3-2)で中心気圧を見積もると、48時間後にあたることや雲パターンとの対応から、962hPaと推定出来る。この低気圧の中心気圧は、地上天気図では976hPaであった。

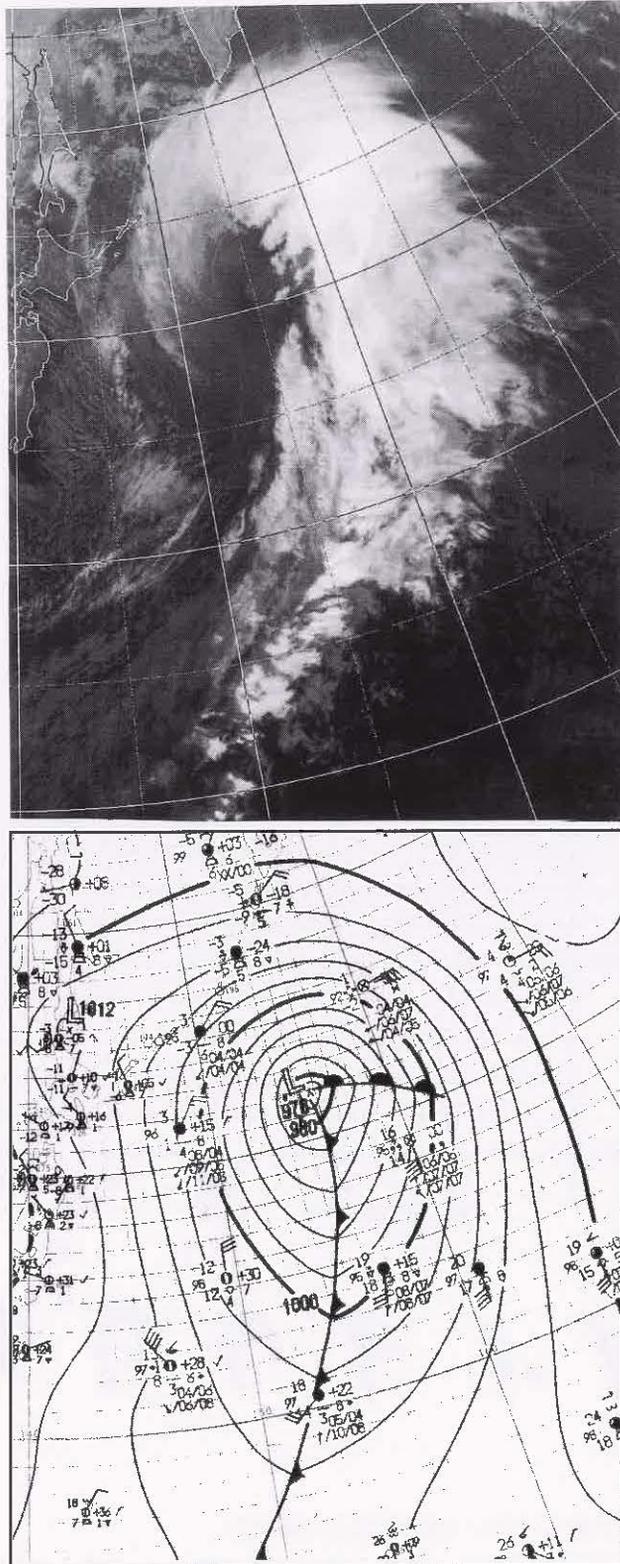


図5-3-3 1994年1月15日00UTC 赤外面像(上)と地上天気図(下)

### 5.3.3 コンマ型低気圧の中心気圧見積もり

SMB法は、低気圧の通常型発達を対象としている。隈部ほか(1997)は、SMB法が対象としていないコンマ型パターンの低気圧について、中心気圧と気圧傾度を見積もる方法を提案した。コンマ型発達の場合、雲域のサイズが大きければ中心気圧も比例して低下する。これは通常の低気圧にも当てはまる関係だろう。一方気圧傾度は、直径2000km程度のサイズの傾度が最も大きく、それを

境にそれより大きくても小さくても傾度は小さいと述べている。コンマ雲の発達に関連している項目として、「雲パターン」「雲域のサイズ」「上層雲の有無」を観測し、これらを基にコンマ型の雲域の発達を見積もるフローチャート(図5-3-4)を作成した。隈部ほかは、このチャートを用いるとコンマ型雲域を持つ低気圧の多くについて、中心気圧見積もりはうまくいくと述べている。

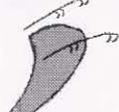
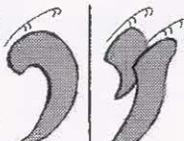
Time (hr)	0	12	24	36	48
Pattern	1  なまこ型、JPCZ、断片等	2 	3 	4 	5  雲からは衰弱したように見える
Pressure (hPa)	1004	994	987	981	970
P gradient (hPa/500km)	8	12	15	15	20

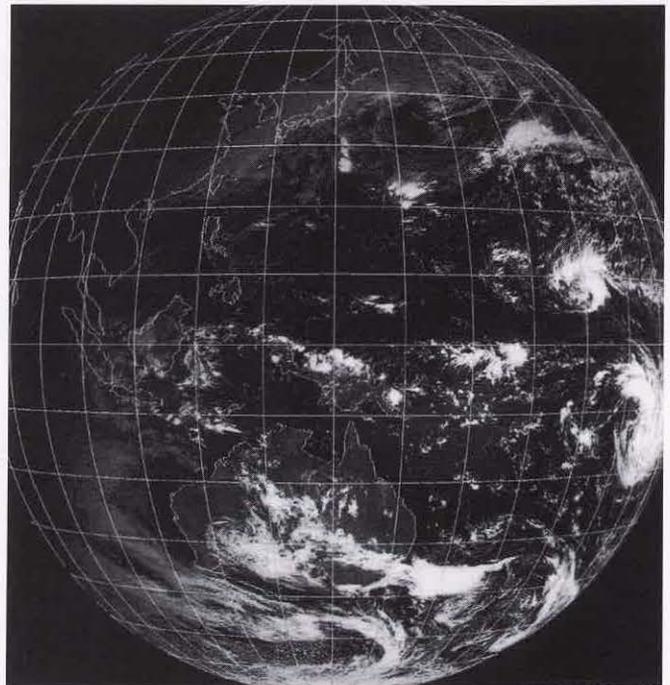
図 5-3-4 コンマ雲型低気圧の中心気圧推定チャート。

発生からの経過時間毎の期待される雲パターン、中心気圧、気圧傾度を示す。

#### 渦の対発生

赤道をはさんで、南北両半球で同時に雲渦が形成されることがある。渦の対発生はエルニーニョ時に起きやすいと言われる。付図1は、渦が対発生した時の衛星画像である。北半球にある渦は台風第28号の発生前の渦であり、南半球にもサイクロンの雲渦がある。1997年はエルニーニョ発生時で、この頃最も強まった時期であった(鈴木和史)。

【参考文献】明石秀平(1986): 南北対称に発生した熱帯低気圧, 気象, 7月号, 20.  
黒田雄紀(1992): 双子で発生した一号台風, 気象, 3月号, 20.



付図1 対発生した渦(可視画像 1997年12月7日00UTC)