

# 第1章 熱帯低気圧の雲域

## 1.1 熱帯低気圧の発生時の雲域\*

熱帯<sup>\*1</sup>の ITCZ (Intertropical Convergence Zone: 熱帯収束帯)<sup>\*2</sup>上には、多くのクラウドクラスター<sup>\*3</sup>や対流雲セル<sup>\*4</sup>が存在し盛衰を繰り返している。その中のごく一部が、まとまりを持った雲域(雲システム)を形成して熱帯低気圧<sup>\*5</sup>となり、台風<sup>\*6</sup>へと発達する。上野(2002)によると、2000年、2001年の6～12月に、南シナ海を含む北西太平洋(赤道以北、東経180度以西)において、赤外面像の動画から、熱帯低気圧に発達する可能性があるとして、低気圧性の緩やかな回転が認められる活発なCb域を調査したところ、24時間以上持続するCb域は、総数325のうちの約34%で、台風にまで発達したものはわずかに約14%であった。

熱帯低気圧に発達する可能性がある雲域は、その発達段階に応じた特徴的な形状を示すことが知られている。衛星画像を用いたこれまでの観測から、熱帯低気圧の発達過程は、まとまりを持った対流雲域の大きさや雲量、また雲域を構成する個々の対流雲の数ではなく、その雲域が示す特徴的な形状(雲パターン)と密接に関連することがわかっている(Arnold, 1977 ほか)。したがって熱帯低気圧の発達程度は、その雲域が示す特徴的な雲パターンの形状やパターンの明瞭さなどから把握することができる。

## 1.1.1 熱帯低気圧の発生・発達の過程と特徴

熱帯低気圧に伴う雲システムの組織化の程度は、雲システムの強度と呼ばれ、熱帯低気圧の最大風速、及び中心気圧と関係づけられた Dvorak 法の T 数<sup>\*7</sup>で表現される。T 数は最も弱い 1.0 から、最も強い 8.0 までを 0.5 単位に分けた 15 階級の指数である。

図 1-1-1 には、Dvorak(1992)が示した最も一般的な雲パターンと T 数の変化モデルを示した。図中の直線は標準的な T 数の変化(1日ごとに 1.0 ずつ増加)を、曲線は日変化などの影響による雲システムの短時間の強度変化をモデル化して示している。この曲線からは、雲システムの発達初期には、T 数が大きく変動して推移することがわかる。また可視画像に示された破線は、雲バンドの軸を表しており、雲システムの発達に伴い中心をスパイラル状に取り囲んでいることもわかる。なお、図左側の縦軸の T 数と最大風速、気圧は、大西洋におけるハリケーンの値である。

### (1) T 数 1.0 の雲システム

Dvorak(1984)は、台風(おおむね T 数 2.5 以上に対応する)に発達する可能性のある雲域には、台風になる約 1 日から 1.5 日前に、「活発な対流雲からなる低気圧性に湾曲した雲列や雲バンド」が形成されるとして、これらの特徴を持つ雲システムを T 数 1.0 と定義した。表 1-1-1 には Dvorak 及び土屋ほか(2000)の T 数 1.0 の雲システムの特徴を示す。Dvorak 及び土屋ほかは、これらの条件を

表 1-1-1 T 数 1.0 の強度をもつ雲システムの特徴

特徴	Dvorak(1984)	特徴	土屋ほか(2000)
1	12 時間以上持続している	1	同左
2	直径 2.5 度の円内(中心位置推定精度)に CSC <sup>*8</sup> を決定でき、その CSC は現在まで 6 時間以上継続して見られる	2	現在の CSC の中心位置推定精度は直径 2.5 度以内である
		3	CSC は現在まで 6 時間以上継続している
3	CSC から 2.0 度以内の位置に、直径 1.5 度より大きい濃密な雲域をもつ この濃密な雲域は CSC 周辺の湾曲した Cb ラインでも見ることができる	4	-31℃以下の濃密な雲域は CSC からおおむね 2.0 度以内に存在する
		5	この濃密な雲域の大きさはおおむね直径 1.5 度より大きい

表中の直径などは緯度換算の値、また温度は赤外面像の雲頂温度を示す

\* 寺坂義幸、上野忠良(現 長野地方気象台)



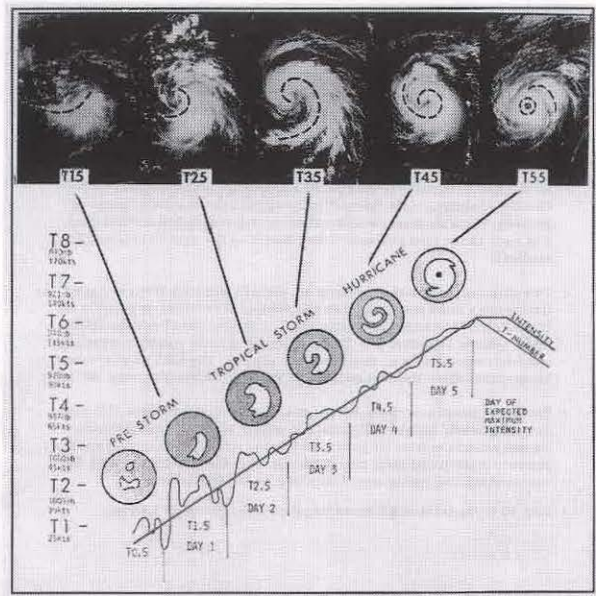


図 1-1-1 衛星画像から見た熱帯低気圧の標準的な発達モデル  
雲画像(可視画像)下段のグラフは、雲システムの  
強度変化を示す(Dvorak(1992)から引用)

「活発な対流雲からなる低気圧性に湾曲した雲列や雲バンド」を持つ雲システムに適用し、それぞれ表に示した三つまたは五つの条件を、すべて満たした場合、その雲システムの強度をT数1.0としている。またDvorakは、これらの特徴が台風になる約1日から1.5日前に現われ、さらに発達する台風の雲システムには、発達に適した環境が存在することもその条件に挙げている。

## (2) 基本的な3種類の雲パターン

Dvorak が示した熱帯低気圧発生初期に見られる、T数1.0の基本的な3種類の雲パターンを、図1-1-2に示す。それぞれの雲パターンが示す特徴は、左側にイラストとして表現している。これらの雲システムは、いずれも活発な対流雲で構成されており、雲システムの中心(CSC:図中の+印)を指向する低気圧性に湾曲した雲バンドや雲列を伴っている。

### (a) CDO パターン(図 1-1-2 の上段)

雲システムの中心が、濃密な対流雲で構成されたクラウドクラスターの内側にあり、クラウドクラスターの雲頂は白く滑らかで発達している。クラウドクラスター周辺には、多くの場合低気圧性の曲率を持つ雲バンドや雲列が存在し、またクラウドクラスターからは高気圧性の曲率をもつ巻雲

も流れ出している。これは雲システムの上層発散流を示していると考えられる。熱帯低気圧のこのような雲パターンからの発達を、CDO(Central Dense Overcast)\*9パターン型の発達という。

### (b) バンドパターン(図 1-1-2 の中段)

発達した対流雲からなる低気圧性の曲率を持つCbバンド、及び雲列から構成されている。中心は雲バンドの終点の内側や、雲列が示す低気圧性曲率の焦点に決定できる。雲システムの西側の境界は明瞭なことが多く、また雲バンドや雲列が巴状に組織化される場合もある。このような雲パターンからの発達を、バンドパターン型の発達という。

### (c) シャーパターン(図 1-1-2 の下段)

濃密な対流雲域やクラウドクラスターの縁付近に、低気圧性の曲率をもつ下層の雲列が離れて存在するパターンで、雲列の曲率から中心が決定できる。このような雲パターンからの発達を、シャーパーパターン型の発達という。

## (3) 熱帯低気圧の発生初期に見られる雲パターンの変化

熱帯低気圧となる前段階の雲システムや熱帯低気圧発生初期の雲システムは、雲システムを構成するCbバンドやCbクラスターの盛衰が激しく、

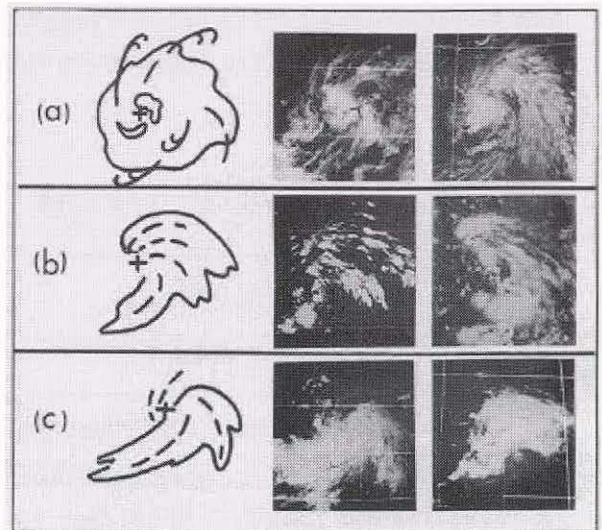


図 1-1-2 T数1.0の雲システムの基本的な3種類の雲パターン(可視画像)(Dvorak(1984)から引用)

(a) CDOパターン

(b) バンドパターン

(c) シャーパーパターン



また日変化も大きく影響する。この段階では、一時的に極めて明瞭な湾曲した雲域や対流雲域を覆う濃密な上層雲(Ci)などにより、雲システムの組織化が急速に進んだように見えることがある。しかしこうした雲パターンは、そのほとんどが濃密なCiにより構成されている場合が多く、持続する深い対流現象と結びついたものではないため、短時間で雲パターンは崩れ衰弱する。なお、可視画像の使えない夜間には、濃密な対流雲域と濃密なCi域の判別には特に注意を要する。

### 1.1.2 熱帯低気圧発生時の状況

#### (1) 発生場の4種類の下層風パターン

熱帯低気圧となる前段階のこうした雲システムは、その大部分がITCZや亜熱帯高気圧南縁域の下層の波動に伴って発生し、組織化する。Zehr(1992)は、北西太平洋で台風が発達した雲システムの周辺場を、図1-1-3に示す4種類の下層風(850hPa)パターンに分類した。(a)は偏東風波動型、(b), (c), (d)はモンスーントラフ型である。(b), (c), (d)の違いは、(b)はモンスーントラフ<sup>\*10</sup>

の東端に雲システム中心が位置するが、(c), (d)はモンスーントラフ内に位置する。さらに偏西風または赤道越えの南西風が(b), (c)は弱く、(d)は強い。

偏東風波動に伴う雲システムは、一般的にほぼ南北走向のトラフ軸の東側に濃密な雲域を伴う。また、モンスーントラフの各パターンは、必ずしも持続性を持つとは限らず、同一の下層風パターンの場で雲域が組織化していく場合もあれば、(a), (b), (c)パターンから(d)パターンへ移行する過程で雲域の組織化が進む場合などもある。1984年、1985年のZehrの調査では、熱帯低気圧発生初期の約6割、さらに台風発生時には8割がモンスーン型であった。また台風発生時においては、そのうちの約半数が(d)のパターンであった。

なお、Zehrはこれら4種類の下層風パターン以外の分類として、数は少ないがTUTT(Tropical Upper Tropospheric Trough)<sup>\*11</sup>セルを起源とするUCL(Upper Cold Low)<sup>\*12</sup>近傍に位置する下層渦からの発達や中緯度前線を起源とするシヤー域での発達なども挙げている。

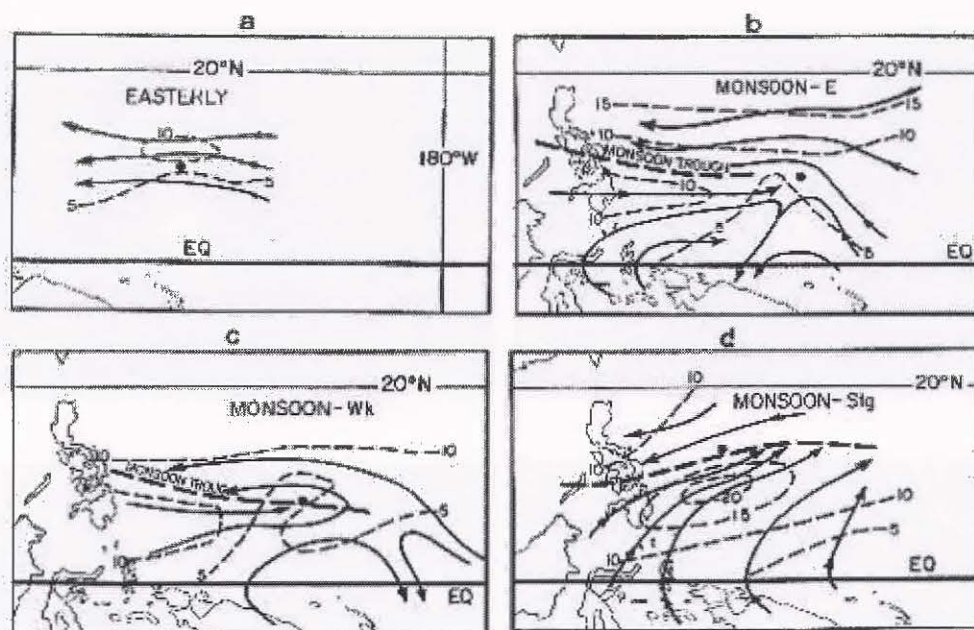
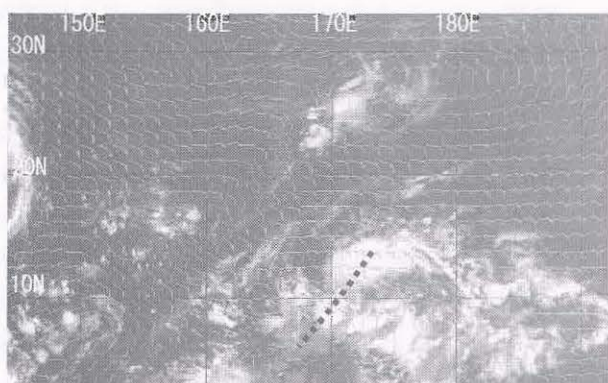


図1-1-3 台風発生時に見られる総観スケールにおける850hPaの流線図

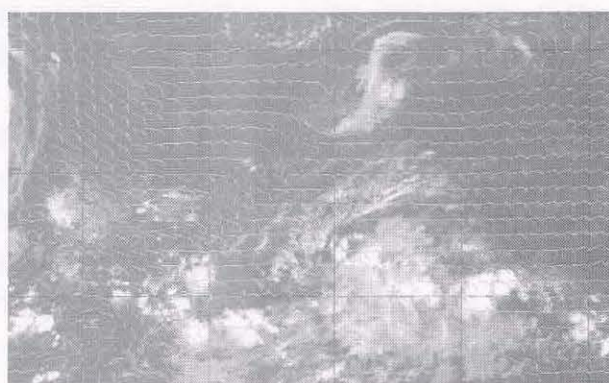
図中の黒丸印は雲システムの中心位置、細い破線は等風速線で数値は風速(m/s)、実線は流線を示す

(a)が偏東風波動型、(b), (c), (d)はモンスーントラフ型(図中の太い破線はトラフ軸)と呼ばれるITCZの一部を形成するシヤー域を示す(Zehr(1992)から引用)





2001年9月15日00UTC



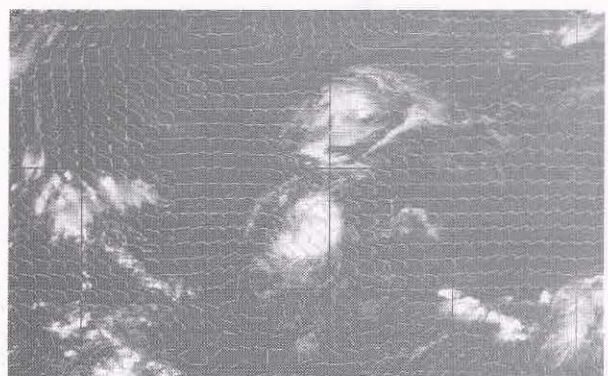
15日12UTC



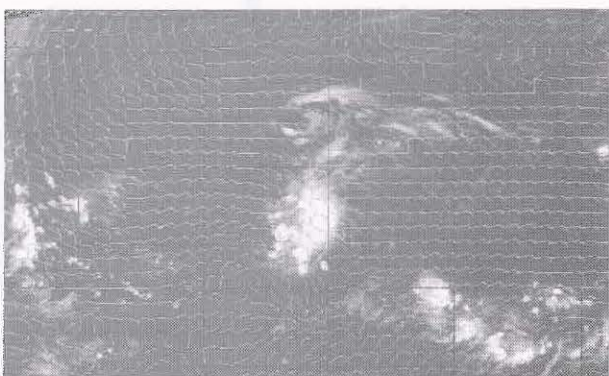
16日00UTC



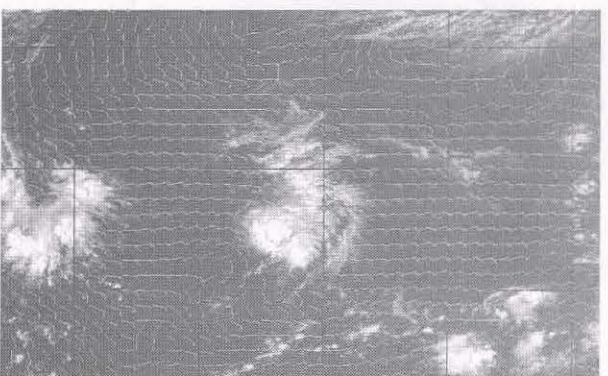
16日12UTC



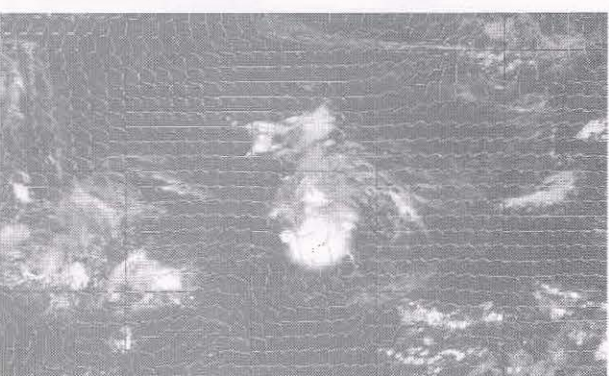
17日00UTC



17日12UTC

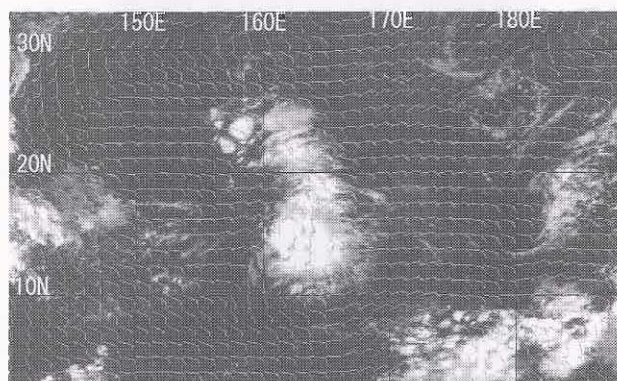


18日00UTC

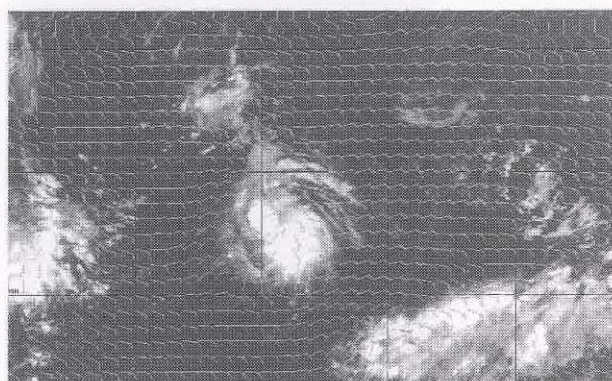


18日12UTC

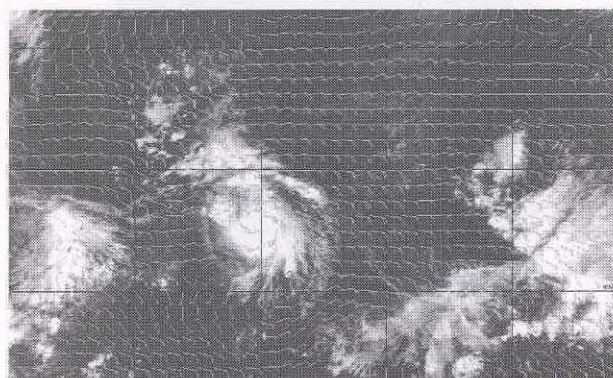




2001年9月19日00UTC



19日12UTC



20日00UTC

図1-1-4 2001年台風第18号に発達した雲システム組織化の事例(赤外画像)

それぞれの画像にはGSMのGPVデータ(各日の00、12UTCの初期値)の850hPaの風を重ね合わせている(長い矢羽根が10kt、短い矢羽根が5kt、点線は偏東風波動のトラフ軸)

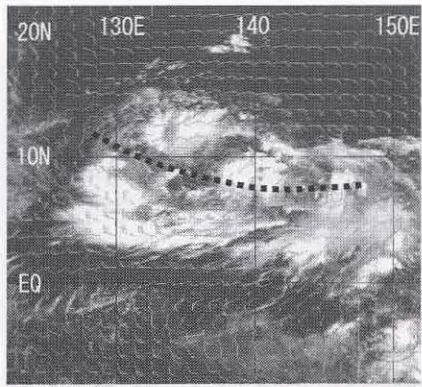
### ①偏東風波動型の発生事例

偏東風波動に伴い発生し、組織化した雲システムの事例を図1-1-4に示す。衛星画像に重ね合わせたGPV(850hPa)の風向からは、北緯10度付近をゆっくり西進する北東-南西走向の偏東風波動のトラフ軸が確認できる。2001年9月15日には雲頂高度の高い白く輝く活発なCbクラスターの発達が広範囲で見られたが、16日には一旦衰弱している。また、17日以降活発なCbクラスターはまとまりを持ち始め、雲システムが組織化しつつある。雲システムは、18日12UTCに表1-1-1右の5条件をすべて満たし、初めてT数1.0と判断された。この雲システムは、その1.5日後の20日00UTCには台風に至るまで発達した。なお、この事例における雲システムの発達はCDOパターン型である。

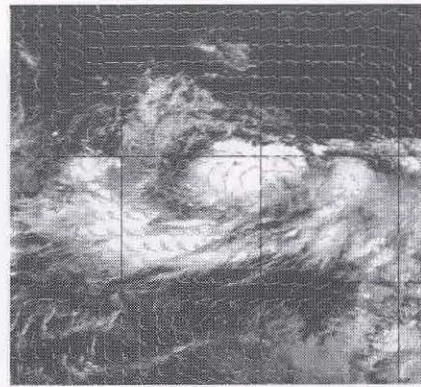
### ②モンスーントラフ型の発生事例

モンスーントラフに伴う事例を図1-1-5に示した。偏東風、赤道越えの南西風ともに明瞭でいずれも30kt前後と強い。この事例は、前出のZehrの下層風パターンの(d)にあたる。また、この雲システムのCSCは、2001年6月30日12UTCに巴状に形成された低気圧性に湾曲した活発なCbバンドから初めて決定された。それまでは、モンスーントラフを挟んで南北に存在するCbバンド、Cbクラスターの曲率が明瞭ではなく、またトラフ北側の雲域は西進、南側のものは東進しており雲システムのCSCを特定することができなかった。7月1日00UTCにこの雲システムはT数1.0と判断され、その1日後の2日00UTCに台風に至るまで発達した。この事例での雲システムはバンドパターン型の発達を示している。

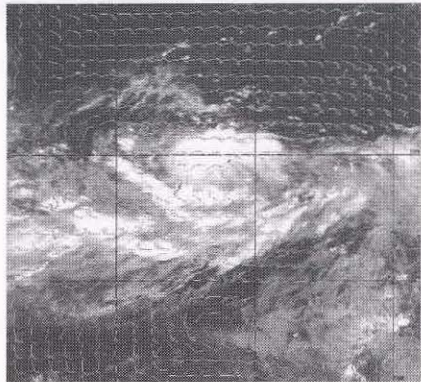




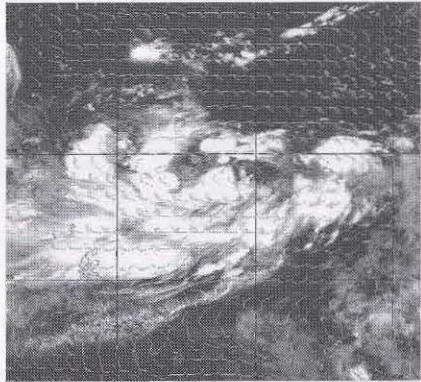
2001年6月30日00UTC



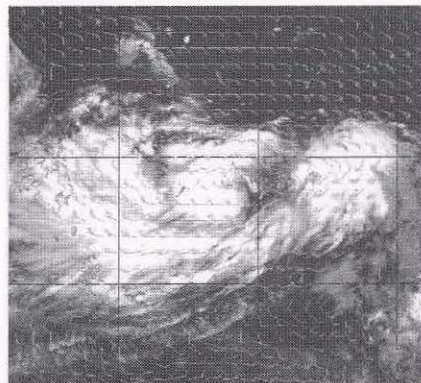
30日06UTC



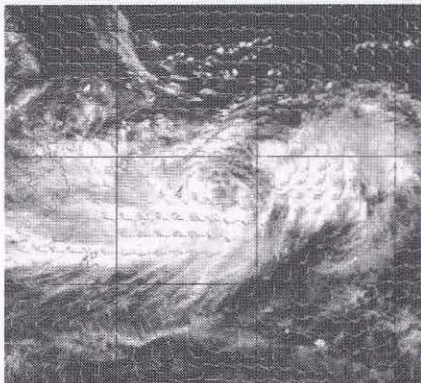
30日12UTC



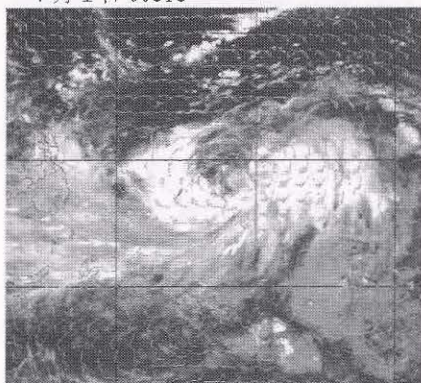
30日18UTC



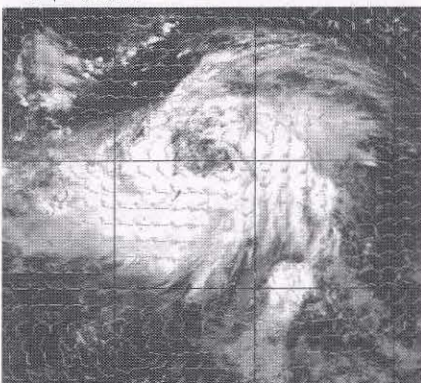
7月1日00UTC



1日06UTC



1日12UTC



2日00UTC

図 1-1-5 2001年台風第4号に発達した雲システム組織化の事例(赤外画像)

それぞれの画像にはGSMのGPVデータ(各日の00、12UTCの初期値及び予想値)の850hPaの風を重ね合わせている(矢羽根は前図同様、点線はモンスーントラフの軸)



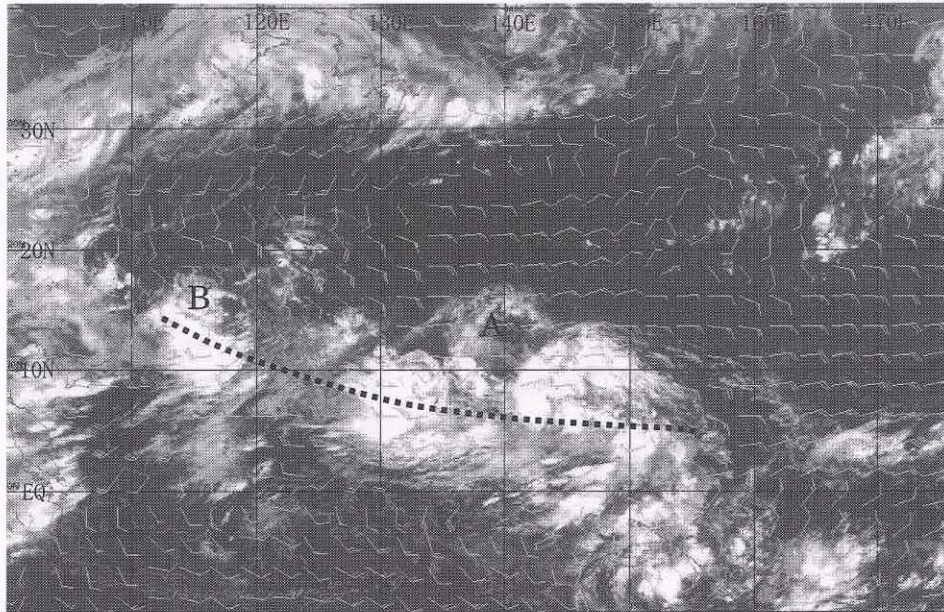


図 1-1-6 南シナ海北部から北西太平洋中部にかけて伸びるモンスーントラフ(点線)

図 1-1-5 の最初の画像のさらに 1 日前の 2001 年 6 月 29 日 00UTC の広域の赤外画像(各要素は全図同様)

### ③複数の台風の発生事例

これらいずれの事例からも、雲システム組織化の初期段階には雲域の盛衰が激しいことがわかる。図 1-1-6 には、図 1-1-5 の 1 日前の広域の赤外画像を示した。モンスーントラフは、この図に見られるように南シナ海から北西太平洋南部にかけての広範囲に数日間持続し、そこから複数の台風が相次いで発生することもある。南シナ海から北西太平洋南部にかけて、太平洋高気圧南縁域の偏東風と赤道越えの南西風により明瞭なシャー域が形成され、図 1-1-6 の雲域 A は後に図 1-1-5 で示す雲システムに組織化し、7 月 2 日には台風第 4 号に発達したものである。また雲域 B は、この 12 時間後に T 数 1.0 となり、さらにその 18 時間後の 6 月 30 日 06UTC には、台風第 3 号になった。

#### (2) 発生形態・位置による三つの分類

予報作業指針台風予報(1990)では、台風の発生形態と発生位置を図 1-1-7 のように分類している。図中の破線で囲まれた領域は、それぞれの発生形態の違いによる発生位置を示しており、SH 型は下層シャー型と呼ばれ、南シナ海やフィリピン周辺(東シナ海南部を含む)の東経 140 度以西の領域で、ITCZ に形成された下層シャーによる収束の強化が原因となる発生形態である。また EC 型は、上層偏東風波動とクラウドクラスターとのカップリン

グ型で、最も典型的な発生形態である。一部には下層シャー型の要因が加わる場合もある。UC 型は、上層寒冷渦近傍型と呼ばれ、上層寒冷渦の中心付近で発生する形態と、上層寒冷渦の東側の数度離れたところに発生した前線性の雲バンドの中でクラウドクラスターが組織化する二つの形態とがある。

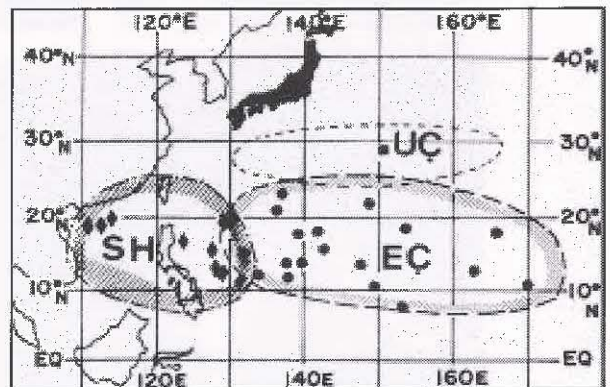


図 1-1-7 台風の発生形態と発生位置による分類

図中の破線で囲まれた領域は、それぞれの発生形態による発生位置を示している。予報作業指針台風予報(1990)から引用



### (3)UCL の関わり

前項の UC 型(上層寒冷渦近傍型)という分類例にもあるように、熱帯低気圧の発生監視のために、日々の衛星画像を(特に水蒸気画像に注目して)見ていると、熱帯低気圧発生のきっかけとして上層寒冷渦が関係していると見られる事例に出会うことがある。この渦は高層天気図を参照すると、上層に寒気を伴った低気圧であることがわかる。

上層に寒気を伴った低気圧のうち、熱帯域または亜熱帯域で解析されるものを Shimamura(1981)は UCL(Upper Cold Low、寒気核型低気圧性循環)と呼び、次のように述べている。

①250hPa 付近に最大風速を持つ低気圧性循環が

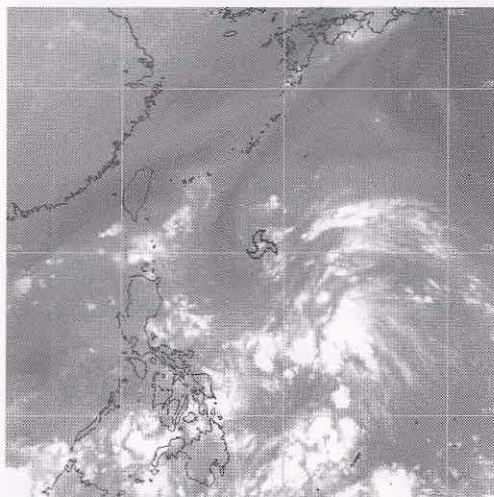
あり、ほぼ 200~250hPa 付近の循環中心に寒気核、150hPa 付近に暖気核が明瞭である。

②UCL 発生初期段階には、中層では UCL 中心の東側で湿潤域、中心付近と西側で乾燥域がしばしば見られ、この乾湿分布と雲域との対応は良い。

③UCL 周辺では対流雲が活発化し、この対流雲域が台風に至るまで発達することがある。

また、内藤(1993)および高嶺(1995)は、UCL の発生する場所として TUTT に注目し、このトラフの中で UCL が観測された例を紹介している。

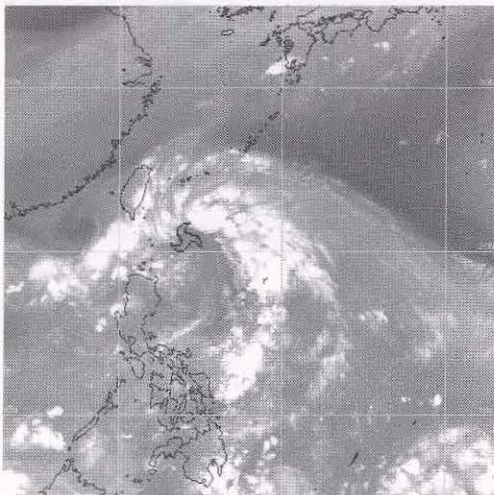
図 1-1-8 には UCL 周辺の Cb 域が活発化し、台風となった事例(1998 年 9 月 25 日 00UTC~28 日 00UTC の水蒸気画像)を示した。9 月 25 日 00UTC



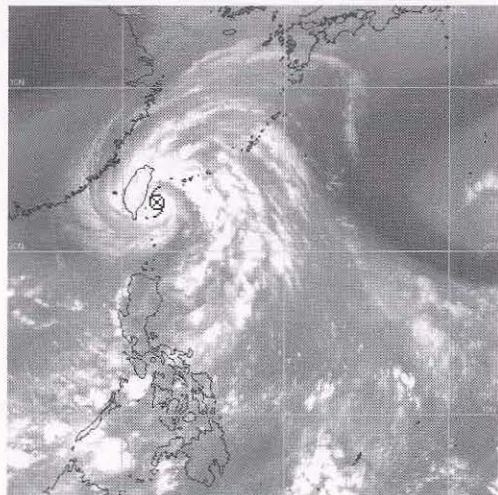
1998 年 9 月 25 日 00UTC



26 日 00UTC



27 日 00UTC



28 日 00UTC

図 1-1-8 UCL 周辺の Cb が活発化し台風となった事例 (1998 年 9 月 25~28 日 00UTC の水蒸気画像)  
☁ は UCL 中心、🌀 は台風中心を示す



には北緯 20 度、東経 128 度付近に UCL があり、この南東側で Cb が発達している。この Cb 域はその後さらに発達して 28 日 00UTC には台風第 9 号になった。

### 1.1.3 熱帯低気圧発生の判定

土屋ほか(2000)は、北西太平洋における熱帯低気圧となる前段階の雲システムの調査から、Dvorak の T 数 1.0 の定義を基に、表 1-1-1 の右に示すような、より詳細な T 数 1.0 の判定基準を作成した。さらに T 数 1.0 の判定には、雲システムの CSC の決定が重要な意味をもつため、図 1-1-9 や図 1-1-10 のように CSC の決定基準(図 1-1-10 の 1 から 4 のいずれかの方法で CSC を決定する)も定めた。

対流雲の盛衰が激しいこの段階での CSC の決定には、特に動画をを用いた 4 の方法が有効である。雲システムを構成する濃密な Cb バンドや Cb クラスタに着目し、低気圧性の緩やかな回転の有無から CSC を決定するが、ここでも Cb クラスタの衰弱時や日変化などに伴い雲量の増加する濃密な

Ci 域の動きを、雲システムの回転と誤判別しないことが重要である。

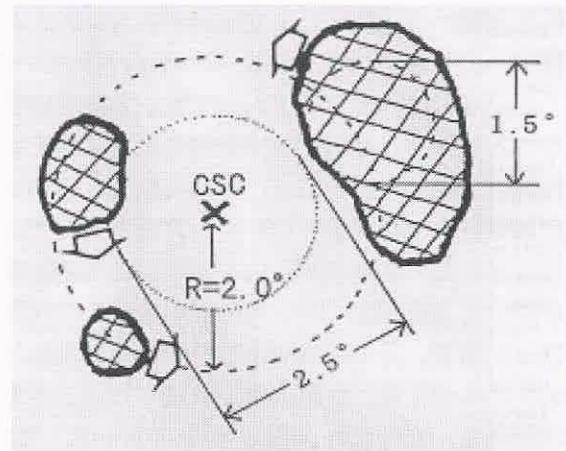
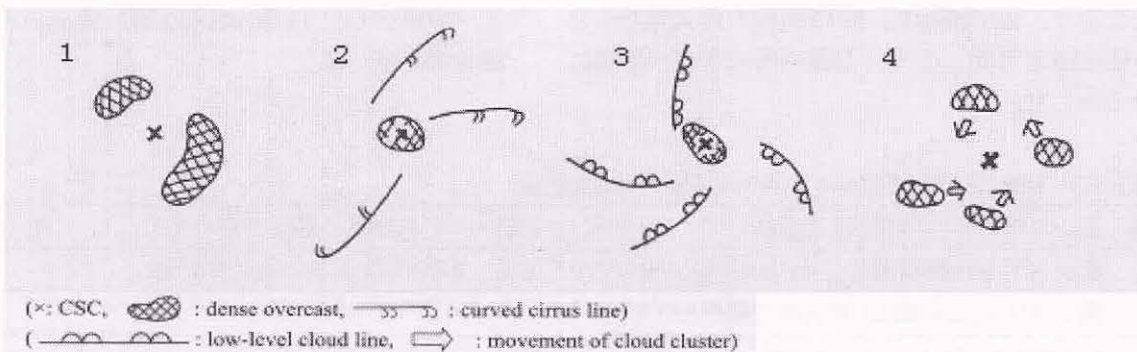


図 1-1-9 T 数 1.0 の強度をもつ雲システム(図解)  
土屋ほか(2000)、A. TSUCHIYA *et al.* (2001) から引用



1	相対的に暖かいところ(赤外面像で見ると雲頂温度の高い、雲のない領域)の周囲を、少なくとも 1/5 周している低気圧性に湾曲した濃密な雲バンドにより決定する
2	高気圧性に湾曲した巻雲列(Ci ストリーク)により決定する
3	低気圧性に湾曲した下層雲列により決定する
4	動画をを用いて雲の動きから決定する(低気圧性に湾曲した下層雲列や雲バンド、巻雲列は明瞭ではないが、中心付近の濃密な雲の動きから決定できる場合)

図 1-1-10 熱帯低気圧発生初期の CSC の決定  
土屋ほか(2000)、A. TSUCHIYA *et al.* (2001)から引用



ところで、雲システムのうち台風まで発達する雲システムは、熱帯で日々盛衰を繰り返すクラウドクラスターの中のごく一部である。これまでも衛星画像から、台風にまで発達する雲システムを特定しようとする試みが、いくつかなされている。

土屋ほかは、雲システムのT数1.0判定を用いることにより、台風にまで発達する雲システムの判別が可能であるとして、台風に発達する雲システムの三つの判別条件(表 1-1-2)を早期判別法として示した。上野(2002)によると、この判別条件を用いて2000年、2001年に雲システムの判別を行った結果、三つの判別条件をすべて満たした雲システムのうち、台風にまで発達した雲システムの割合は、それぞれ53%、69%であった。また、その後の調査により、2002年、2003年は、80%、59%となった。この4年間の判別結果を表 1-1-3~7に示す。

阿部ほか(1992, 1994)は、台風発生の雲システムの集中性や対流雲の発達度合い、雲バンドの低気圧性曲率などの特徴を、発生の雲パターンごとに層別化して、複数の客観的なパラメータを作成した。そしてそれらのパラメータを組み合わせることで、12時間から18時間後の最大風速がある程度推定可能となり、台風の発生判定の指標になるとした。

#### 1.1.4 熱帯低気圧発生監視のための衛星画像の着目点

衛星画像をもとに、熱帯低気圧の発生に関わる兆候をつかむため、下層風のサージ\*13やTUTT等の動向に着目する方法がある。

##### (1) 下層風サージによるCbライン

Zehr(1992)は、雲システムの組織化に先立ち、モンスーントラフ内で発生する下層風のサージに着目することにより、一時的な対流活動の活発化が観測される場合があるとしている。図 1-1-11には、下層の東風サージに関連すると考えられるCbラインを示した。図中の矢印で示した南西に凸状の形状を持つCbライン(5月13日00、06UTCで明瞭)に着目する。このCbラインは約25ktで西進しており、13日18UTCから14日00UTCにかけて雲システムAに併合した。雲システムには13日18UTC以降、それまでは見られなかった湾曲した南北走向のCbバンドが活発化しているように見える。12日00UTC以来この雲システムはほぼ停滞しており、このCbラインは下層の東風サージの先端に対応すると考えられる。この雲システムは、14日00UTCにT数1.0と判断された。このCbラインが併合した14日00UTC以降、雲システムは西進を始めている。

表 1-1-2 台風に発達する雲システムの判別条件(早期判別法)

A: 雲システムが24時間以上継続している(継続して雲システムの中心が認められる)
B: 雲システムは解析開始から24時間以内に少なくとも一回はT数1.0に達している
C: 雲システムは北緯25度以南で発生している

この3条件は、図 1-1-10により雲システムの中心が決定できる雲域に適用し、雲システムの中心が初めて決定できた時点を「解析開始」とする。

表 1-1-3 「早期判別法」による判別結果4年分の集計表(解析期間:2000~2003年の6~12月)

雲システムの最盛期における階級	解析対象雲システム数	A	B	C
		解析継続時間が24時間以上	Aのうち、解析開始後24時間以内に一時的でもT数1.0を満たす	Bのうち、解析開始地点が北緯25度以南
「台風」	82(17)	82(46)	72(62)	71(64)
「TD」	69(15)	53(30)	33(28)	29(26)
「TD未満」	317(68)	43(24)	11(10)	11(10)
合計	468(100)	178(100)	116(100)	111(100)



表 1-1-4 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2000年6月9日～12月31日）

雲システムの最盛期における階級	解析対象雲システム数	A	B	C
		解析継続時間が24時間以上	Aのうち、解析開始後24時間以内に一時的でもT数1.0を満たす	Bのうち、解析開始地点が北緯25度以南
「台風」	19(8.5)	19(30)	18(50)	18(53)
「TD」	23(10.5)	21(33.5)	10(28)	8(23.5)
「TD未満」	178(81)	23(36.5)	8(22)	8(23.5)
合計	220(100)	63(100)	36(100)	34(100)

表 1-1-5 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2001年6月1日～12月31日）

雲システムの最盛期における階級	解析対象雲システム数	A	B	C
		解析継続時間が24時間以上	Aのうち、解析開始後24時間以内に一時的でもT数1.0を満たす	Bのうち、解析開始地点が北緯25度以南
「台風」	25(24)	25(52)	24(65)	24(69)
「TD」	14(13)	13(27)	12(32.5)	10(28)
「TD未満」	66(63)	10(21)	1(2.5)	1(3)
合計	105(100)	48(100)	37(100)	35(100)

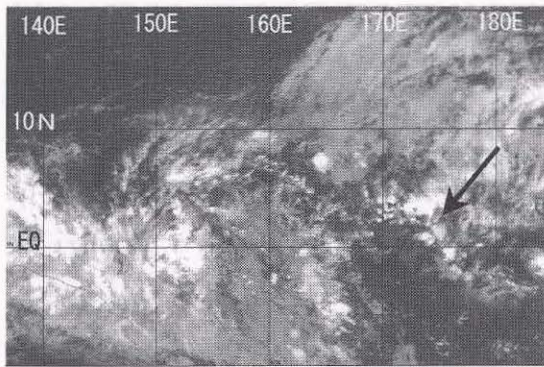
表 1-1-6 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2002年6月1日～12月31日）

雲システムの最盛期における階級	解析対象雲システム数	A	B	C
		解析継続時間が24時間以上	Aのうち、解析開始後24時間以内に一時的でもT数1.0を満たす	Bのうち、解析開始地点が北緯25度以南
「台風」	22(30)	22(69)	17(81)	16(80)
「TD」	10(14)	5(15.5)	4(19)	4(20)
「TD未満」	41(56)	5(15.5)	0(0)	0(0)
合計	73(100)	32(100)	21(100)	20(100)

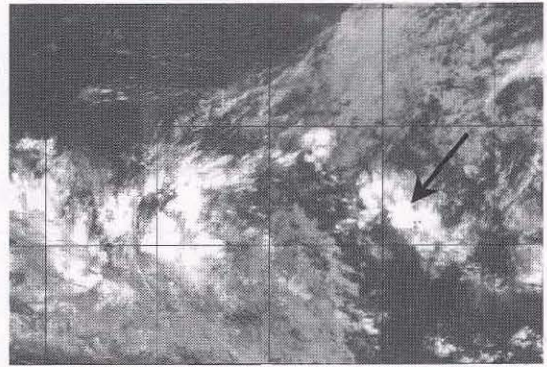
表 1-1-7 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2003年6月1日～12月31日）

雲システムの最盛期における階級	解析対象雲システム数	A	B	C
		解析継続時間が24時間以上	Aのうち、解析開始後24時間以内に一時的でもT数1.0を満たす	Bのうち、解析開始地点が北緯25度以南
「台風」	16(23)	16(46)	13(59)	13(59)
「TD」	22(31)	14(40)	7(32)	7(32)
「TD未満」	32(46)	5(14)	2(9)	2(9)
合計	70(100)	35(100)	22(100)	22(100)

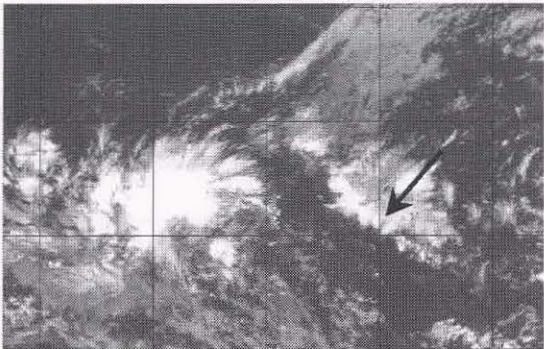




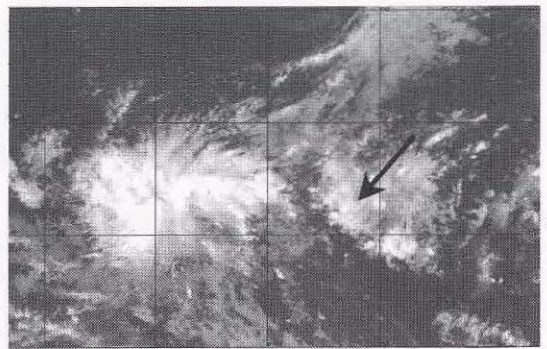
2003年5月12日12UTC



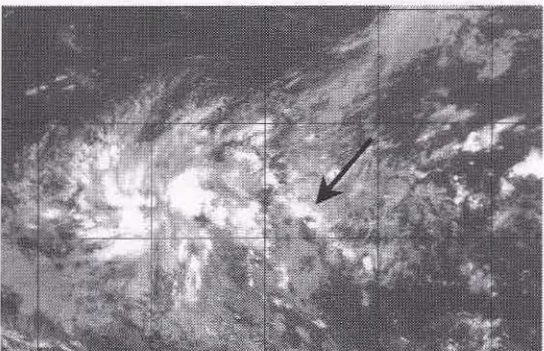
12日18UTC



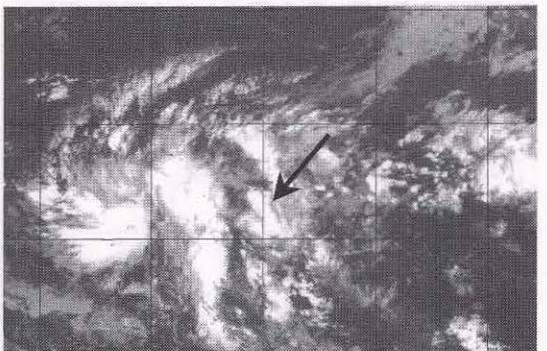
13日00UTC



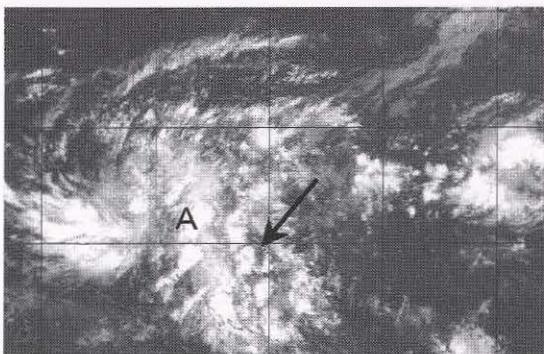
13日06UTC



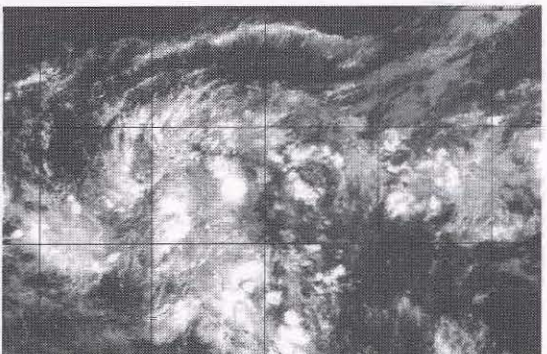
13日12UTC



13日18UTC



14日00UTC



14日06UTC

図1-1-11 下層の東風サージに関連すると考えられるCbライン(矢印)



## (2) 上層トラフの関わり

Dvorak(1992)は、台風発生前の2~3日前(雲システムがT数1.0に達する前の段階)において、熱帯の活発な対流雲域(クラウドクラスター)が、上層トラフと相互作用して、雲システムの組織化のきっかけになる場合があるとしている。ここでDvorakの言うトラフは、北西太平洋では図1-1-12に示したTUTTと呼ばれる上層トラフと考えられる。図1-1-12を見ると、偏西風帯の発達したリッジからの赤道方向へのサージがTUTTの形成に深く関わっていることがわかる。TUTTの西縁付近には切離されたTUTTセル(UCL)が存在している。

Dvorakは、上層トラフの接近、通過または衰弱の過程で既存の対流雲域に、次のような一連の変化が現われるとしている。まずトラフの接近に伴い、対流雲域が変形し東西走向を強めたり、クラウドクラスターの北側の縁が直線状になったりする。その後トラフが対流雲域の北を通過または衰弱すると、対流雲域が湾曲したバンド状に組織化されるというものである。しかし、このような特徴的な変化はいつも現われるのではなく、いくつかの発生メカニズムの内のひとつにすぎないとしている。

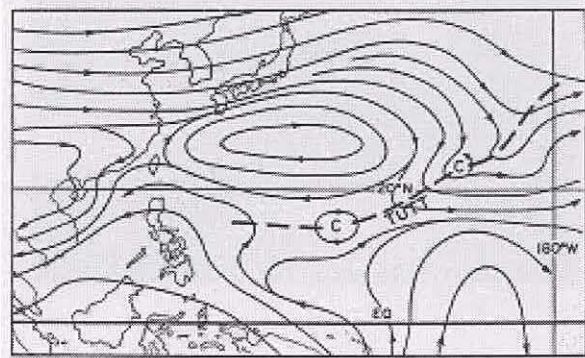


図1-1-12 上層トラフ(TUTT)の事例  
1984年10月3日12UTCの200hPa流線解析図  
CはTUTTセル(Zehr(1992)から引用)

## (3) 上層トラフ通過型の発達事例

上層トラフ通過型の発達と考えられる事例を図1-1-13に示す。この事例は、上層の偏西風域が北緯10度付近まで南下していた5月に発生した。この事例では、上層トラフ(TUTT)の接近に伴い明瞭化した高気圧性曲率を持つCiストリークが東進を始めると、Ciストリーク西端付近で持続していたCb域が活発化した。その後Cb域には低気圧性に湾曲したCbバンドが形成され、雲システムの組織化が進んでいった。この事例では、ITCZ上のCb域の盛衰にTUTTが深く関連すると考えられる。

この事例について詳細に見ると、赤道越えの南西風が弱くITCZは赤道近傍に位置しており、Zehrの下層風パターンでは図1-1-3の(c)にあたる。この雲システムのCSCは13日00UTCに初めて決定された。14日00UTCにはこの雲システムはT数1.0と判断され、その2.5日後の16日12UTCに台風に発達した。また、この雲システムはバンドパターン型の発達を示している。

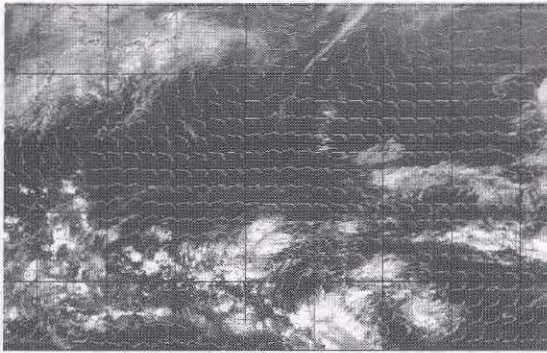
11日00UTCに、ニューギニア島の北で持続しているCb域Aと、その北東で明瞭化してきたCiストリークBの動向に着目する。このCiストリークは、12日00UTCから13日00UTCにかけて最も高気圧性曲率が明瞭となっている。このようなCiストリークの特徴は西側へのトラフ(TUTT)の深まり(接近)を示している。

その後、トラフの東進に伴い13日00UTC以降Ciストリークは東進を始め、しだいに高気圧性曲率は不明瞭化した。AのCb域は、このCiストリークの東進とともに13日00UTCにはまとまりを持ち活発化している。そして、12UTCには曲率を持った濃密なCbバンドが発生した。

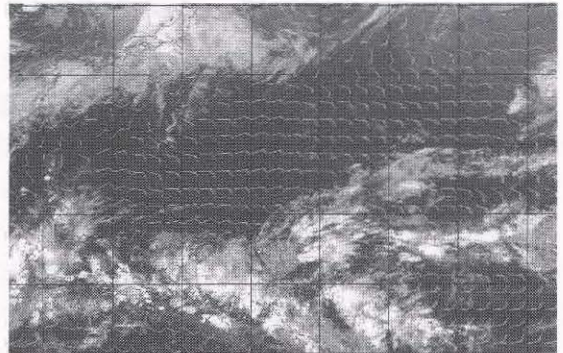
一方、11日12UTCにCiストリークの東側に位置するまとまりを持ったCbクラスターCは、Ciストリークの東進とともに衰弱していることに着目することも重要である。

以上の事例で紹介したように、熱帯低気圧に発達する雲システムの監視には、活発な対流雲から構成された雲システムの特徴的な形状の変化に着目することが最も重要である。

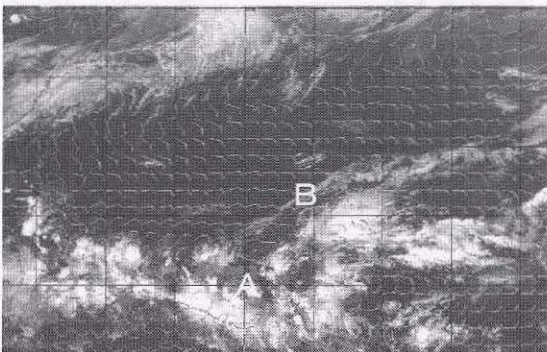




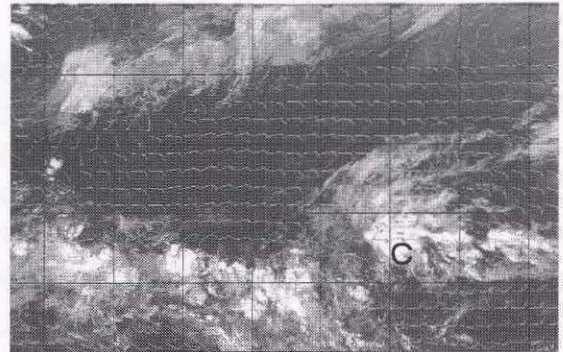
2002年5月10日00UTC



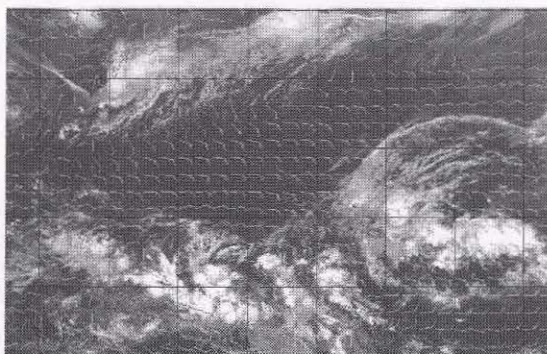
10日12UTC



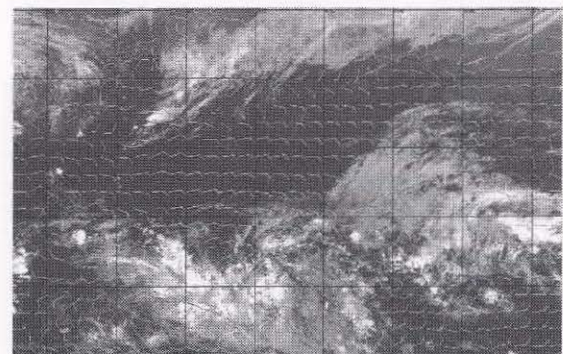
11日00UTC



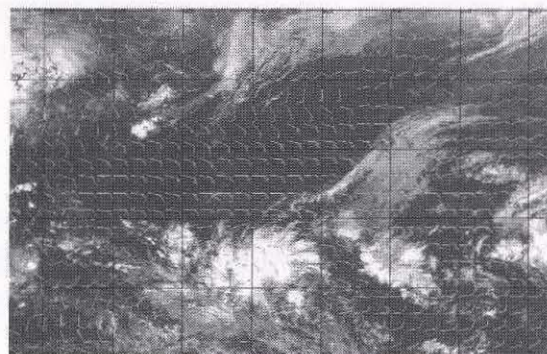
11日12UTC



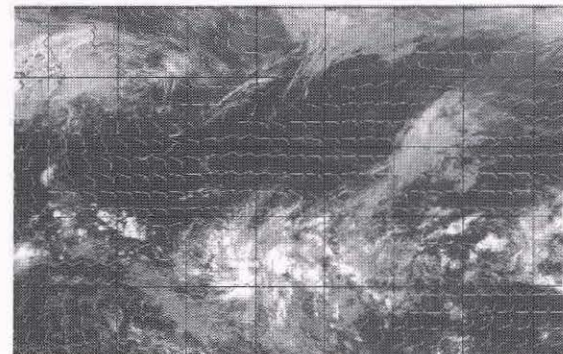
12日00UTC



12日12UTC

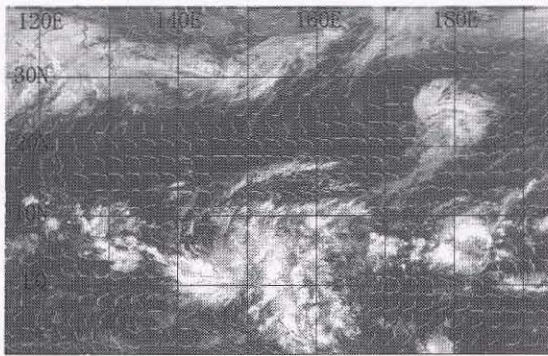


13日00UTC

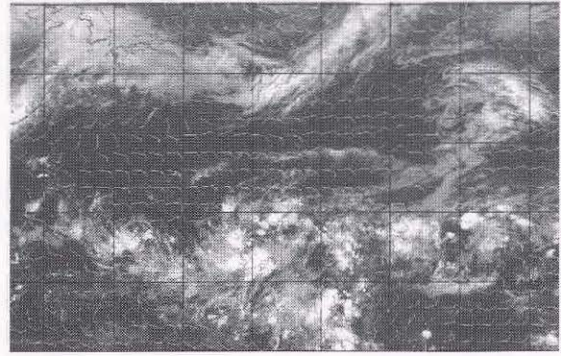


13日12UTC

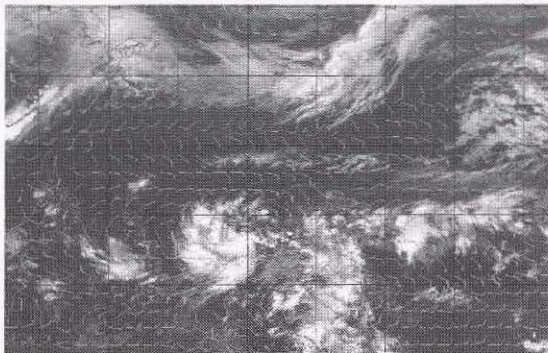




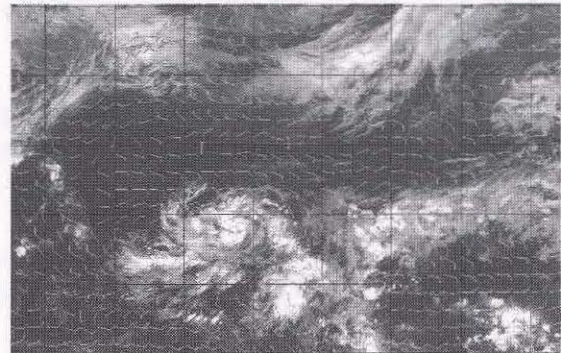
14日 00UTC



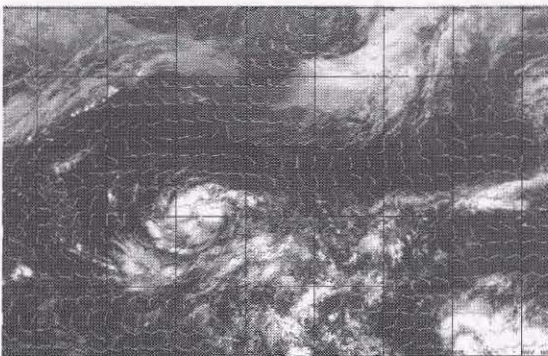
14日 12UTC



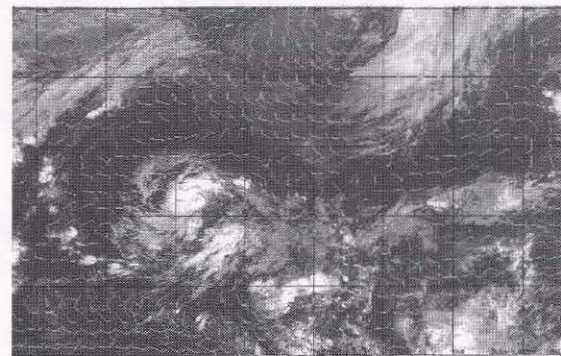
15日 00UTC



15日 12UTC



16日 00UTC



16日 12UTC

図 1-1-13 2002 年台風第 3 号に発達した雲システム組織化の事例（赤外画像）

それぞれの画像には GSM の GPV データ (各日の 00、12UTC の初期値) の 850 hPa の風を重ね合わせている  
 (長い矢羽根が 10kt、短い矢羽根が 5 kt)



\*1熱帯：北回帰線と南回帰線(北緯 30 度と南緯 30 度とするものもある)に挟まれた緯度帯を指し、一年中高温(年平均気温が 20℃以上)で冬がないなど、特有の気象環境がある。これに対して、亜熱帯は熱帯と温帯の間の領域で、夏には高温になるが、冬でも極端な低温がなく(月平均気温 20℃以上が 4～11 ヶ月、20℃以下が 1～8 ヶ月)、冬季は偏西風帯に属する地域もあるが、亜熱帯高気圧帯に支配される。

\*2ITCZ(Intertropical Convergence Zone：熱帯収束帯)：主に北緯 5～15 度付近に存在する下層風の収束域で雲量・雨量が多い。衛星画像では活発な対流雲(Cb)の多い雲の帯として見られる。

\*3クラウドクラスター：雲(Cb)の塊の意味で、雲(Cb)クラスターともいう。ある程度の大きさのものを指す。その大きさは例えば、岩崎・武田(1993)のメソスケール雲クラスターの定義によれば、上面の輝度温度(TBB) -50℃以下の雲塊でその直径が 100km 以上などとしている。

\*4対流雲セル：クラウドクラスターが対流雲の集合体であるのに対して、その構成雲で対流活動をしている雲(主に Cb)の単体を指す。

\*5熱帯低気圧：一般的には、熱帯地方で発生する、水蒸気の凝結の潜熱をエネルギー源とする低気圧の総称として、台風やハリケーンなども含む広い意味で使う。気象庁では台風の強さに達していないものを熱帯低気圧(TD：Tropical Depression)と呼ぶが、本書では、特に断らない場合は、広い意味で用いる。

\*6台風：北西太平洋の熱帯低気圧のうち、最大風速が 34kt 以上の強さのものを言う。WMO は台風をさらにその最大風速により TS(Tropical Storm:34kt 以上 48kt 未満)、STS(Severe Tropical Storm:48kt 以上 64kt 未満)、T(Typhoon:64kt 以上)に分類している。

\*7T数(Tropical number)：衛星画像から台風の強度を推定する Dvorak(ドボラック)法により決められる。Dvorak 法には、VIS 法と呼ばれる可視画像を用いた手法と EIR 法と呼ばれる赤外強調画像(第 1 章 1.2 の注参照)を用いた手法がある。Dvorak 法では雲システムの発達程度を T 数で表すが、この T 数に台風の衰弱過程を考慮した CI 数が最終的に決定される。この CI 数と台風の最大風速(10 分間平均値)との関係は、統計的かつ一義的に対応づけられている。また台風の中心気圧についても、最大風速との統計的關係に基づいて CI 数から推定される。(Dvorak 法の詳細は第 2 章参照)

\*8CSC(Cloud System Center)：熱帯低気圧などの雲域の雲システム中心で、例えば、低気圧性曲率を持った雲バンドがある場合はその曲率中心、台風に眼のある場合は眼の中心などである。(図 1-1-9、10 参照)

\*9CDO(Central Dense Overcast)：台風の中心を取巻くほぼ円形の濃密な雲域(Cb が主体)。(第 3 章、第 1 章 1.2.3 参照)

\*10モンスーントラフ：異なる向きの季節風(モンスーン)領域の境界で、低緯度に存在し、熱帯低気圧発生のきっかけになる下層風の乱れがある。(図 1-1-3 参照)

\*11TUTT(Tropical Upper Tropospheric Trough：熱帯対流圏上層トラフ)：気候値では 5～11 月頃に亜熱帯高気圧の赤道側の、北緯 20 度付近の上層 200～300hPa に存在し、トラフ軸は東北東-西南西走向をもつ。TUTT 内で上層渦(TUTT cell, UCL)が形成されたり、上層渦が切離したりする場合がある。(図 1-1-12 参照)

\*12UCL(Upper Cold Low)：熱帯域や亜熱帯域でよく見られる上層に寒気核を伴った低気圧で、その循環は下層まで達していない。Shimamura(1981)は寒気核型低気圧性循環を UCL と呼んでその性質を明らかにした。上層寒冷低気圧とも言う。

\*13下層風のサージ：下層風が一気に押し寄せてくる状況を示す。



## 1.2 熱帯低気圧の発達から衰弱までの雲域\*

熱帯低気圧の現在のライフステージや盛衰傾向などの判断は、現在までの連続する可視・赤外等各種衛星画像に見られる雲域の特徴を把握することにより可能である。ここでは、各種衛星画像を利用して事例を示しながら熱帯低気圧の盛衰判断の着目点や台風の各ライフステージにおける雲域の特徴などについて述べる。

### 1.2.1 熱帯低気圧の盛衰判断の着目点

衛星画像の解析に基づく熱帯低気圧の盛衰変化は、定性的ではあるが衛星画像上の特徴に着目することにより判断できる。

熱帯低気圧の発生初期においては、①Cb クラスターの多寡やそのパターン(雲列の低気圧性湾曲の有無など)、また②動画による CSC の有無などによって盛衰傾向を判断できる。

台風としての発達期には、その雲域の①大きさ、②CSC への低気圧性巻込みの明瞭さ、③雲域の厚さ、④雲頂高度の高さ、⑤CDO の有無、⑥上層雲の高気圧性吹出しの顕著さなどによって盛衰傾向を判断できる。

さらに、台風の最盛期には発達期の①～⑥の要素に、⑦眼の有無などを加えて判断する。

台風の衰弱期、温帯低気圧化期には、①発達期、最盛期の各要素の不明瞭化、減衰低下に加えて、②雲域の非対称性の進行、③下層雲域(雲渦)と上層雲域や活発な対流雲域とのズレの発生または拡大などによって判断できる。

上記の赤外及び可視画像を基に行う判断の他に、水蒸気画像に見られる暗域の侵入は、台風の衰弱期、温帯低気圧への移行期にあることを示す有力な判断要素でもある。水蒸気画像は対流圏上・中部の大気の流れを把握するのに役立つ、その水蒸気画像パターンは(特に暗域の変化を把握することによって)、その後の台風の変化の予測に役立つことがある。特に、水蒸気画像の動画は、単に画像を比較するだけでは不可能な、上・中層の湿潤域の動きを追跡することができるため、台風周囲の雲のない領域についても上・中層の湿潤域の状態を監視することができる。

これらの判断要素は現在と過去の各種画像を見

比べて、または、現在までの数時間の動画からその変化を判断する。

熱帯低気圧の盛衰判断に関する、赤外・可視画像及び水蒸気画像に見られる着目点、及び、ここに見られる現象の兆候をまとめた表(表 B-1)と、その事例画像を付録 B (P118) に示してある。

### 1.2.2 台風の雲域の日変化

台風の雲域の変化には、そのライフサイクルとしての発達・衰弱の他に、もっと短い周期の日変化がある。このため、その盛衰判断にあたっては注意しなければならない。

熱帯低気圧の雲域にも日変化が存在することを最初に定量的に示した Browner *et al.* (1977) は、台風の上空を覆う巻雲の面積を調査し、15LST (Local Standard Time : 地方標準時) 頃に面積が最も広く、03LST に最も小さくなることを示した。これは、対流活動が早朝に最大となり、この時に発生したかなと巻雲が台風の上層の発散とともに外側へ移流され 12 時間位経過して、その面積が最大になるためと考えられている。

一方、Muramatsu (1983) は、GMS の赤外データを用いて、台風とともに動く矩形の中に占める TBB (Equivalent Blackbody Temperature、等価黒体温度)<sup>\*1</sup> の量の変化を解析し、 $TBB \leq -70^{\circ}\text{C}$  の領域では 06~0730LST、 $-50^{\circ}\text{C} < TBB \leq -30^{\circ}\text{C}$  では 16~18LST、 $-30^{\circ}\text{C} < TBB \leq 0^{\circ}\text{C}$  では 21LST 以後に最大となり、TBB のしきい値の上昇とともに、その TBB を持つ雲域の面積が最大になる時刻は遅くなり、 $TBB \leq -70^{\circ}\text{C}$  と  $-30^{\circ}\text{C} < TBB \leq 0^{\circ}\text{C}$  との間には 12~15 時間のタイムラグがあることを示した。これは早朝に、熱帯低気圧の中心に近い領域で、対流活動が鋭いピークをもって最大となり、ここから発生した巻雲が、上層の発散によって外向きに輸送され、熱帯低気圧の外側の領域で発散と下降流によって薄くなり、やがて消滅すると説明している。さらに Muramatsu は、衛星から見た熱帯低気圧の眼の直径にも日変化があることを指摘している。ほぼ定常状態の熱帯低気圧の眼の直径は、早朝 (06~0730LST) に最小となり、15~21LST に最大となる。しかし、同じ時間のレーダー観測では、眼の大きさにこのような日変化は観測されなかった。

\* 寺坂義幸、牧野佐知子、安東義彦、上野忠良(現 長野地方気象台)



このことは、早朝に日変化で励起された眼の壁雲の対流雲から発生した巻雲が内側に押されて眼の

上空を覆うため、衛星画像上では見かけ上の眼のサイズが縮み、対流が弱まるにつれて内側に押されていた巻雲が消えるため、眼のサイズが広がると説明した。

表 1-2-1 2002 年台風第 9 号の気圧変化

月/日	UTC	中心気圧
7/16	12	940 hPa
	18	935
	00	930
17	06	930
	12	930
	18	930
18	00	930
	06	930
	12	930
19	18	925
	00	925

ここでは台風の雲域に見られた日変化の例を紹介する。図 1-2-1a~k に、2002 年 7 月 16 日 12UTC から 19 日 00UTC の台風第 9 号の赤外面像と赤外強調画像(以下、「EIR 画像」\*2 とする)を示す。台風のベストトラック\*3 資料によると、台風第 9 号の中心気圧は表 1-2-1 のように、17 日 00UTC から 18 日 12UTC まで 930hPa と一定で変化していないが、この期間の衛星画像を見ると、眼を取り囲む CDO の面積が 20UTC 頃に大きくなり、逆に 05UTC 頃には小さくなっているのが見られる。これは前後の画像から見て、台風のライフサイクルの中に見られる変化とは別の変化(日変化)であることがわかる。

## デミタス

### 史上最強台風

近年、強い台風が減少したと言われている。今までの台風観測史上で最低気圧を記録した最強台風は 1979 年の台風第 20 号である。10 月 4 日、トラック島東海上で発生し、西進しながら発達して、10 月 12 日に沖ノ鳥島南方海上で中心気圧 870hPa (米軍飛行機観測)を記録した。最大風速は 140kt であった。図 D-1 は当日の 06UTC の可視画像で、はっきりとした眼が見られる。台風は沖縄付近を経て北東に進み、10 月 19 日、和歌山県白浜付近に上陸(上陸時の気圧 965hPa)後、本州・北海道を足早に縦断し、死者・行方不明者 111 名など、全国に大きな被害をもたらした。この記録から 20 年余りの間、この値を更新する台風は観測されていない。

米軍の飛行機観測がなくなってからは、気象庁の台風観測は衛星画像を用いた観測が主となっている。通常、洋上の台風の中心気圧は衛星画像解析(Dvorak 法など間接的方法)の結果をもとに決められる。遙か洋上にある台風の中心気圧は、離島や気象ブイの真上をたまたま台風の中心が通過する場合以外、直接測ることはできない。「飛行機観測がなくなってからは、それ以前と比べて”スーパータイフーン”(900hPa 以下の台風)\*が減ったようだ」との指摘もある。そのあたりも確かめる必要がありそうである。(気象衛星センター創立 25 年史(2002)から一部引用) (安東義彦)

\*気象庁の使用する台風の分類名ではない

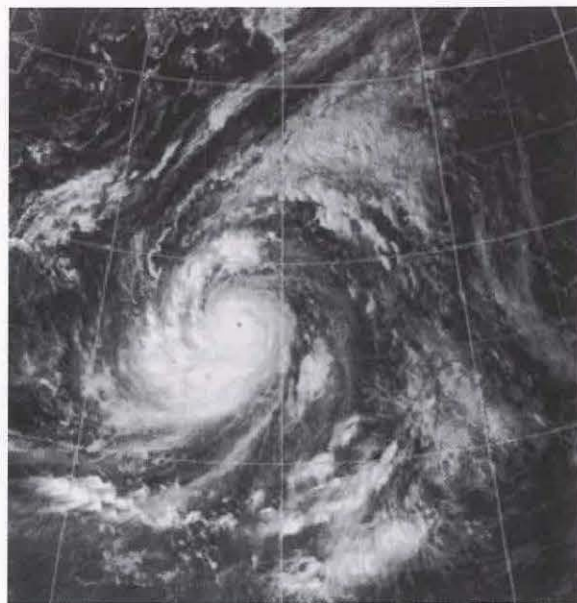


図 D-1 台風第 20 号 1979 年 10 月 12 日 06UTC 可視画像





图 1-2-1a 左 7月16日12UTC

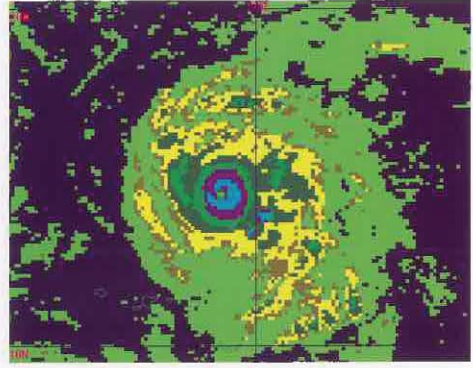


图 1-2-1a 右 7月16日12UTC



图 1-2-1b 左 7月16日20UTC

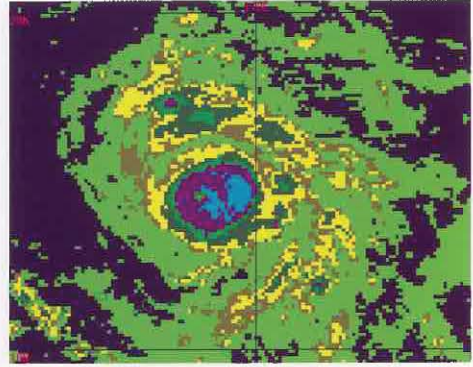


图 1-2-1b 右 7月16日20UTC

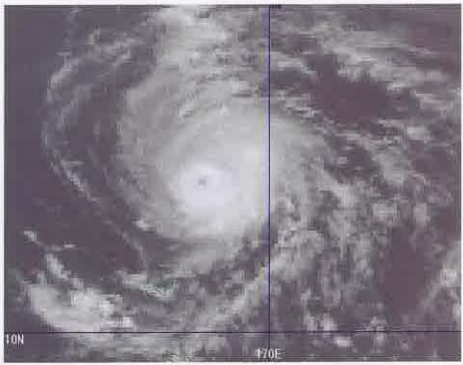


图 1-2-1c 左 7月17日00UTC

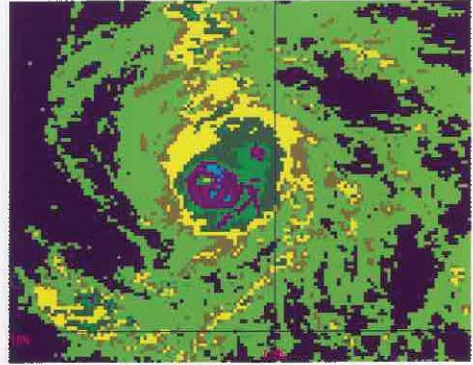


图 1-2-1c 右 7月17日00UTC

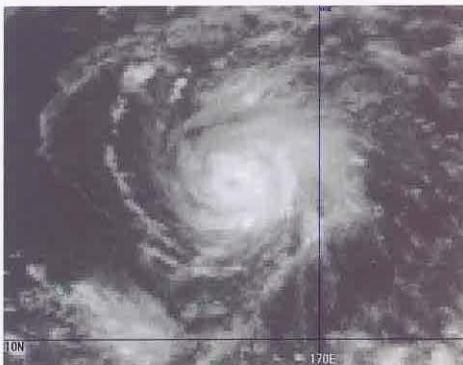


图 1-2-1d 左 7月17日05UTC

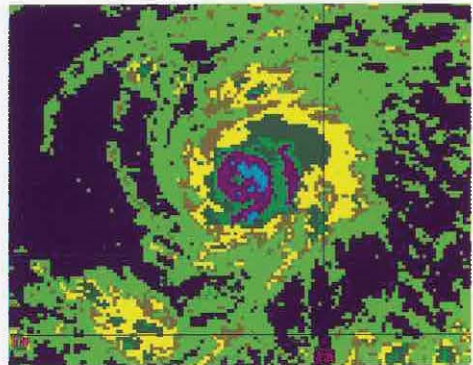


图 1-2-1d 右 7月17日05UTC



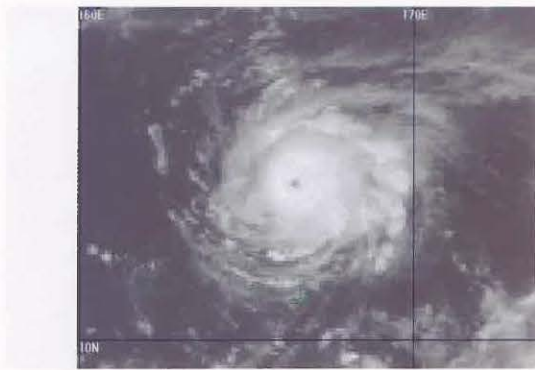


图 1-2-1e 左 7月17日 12UTC

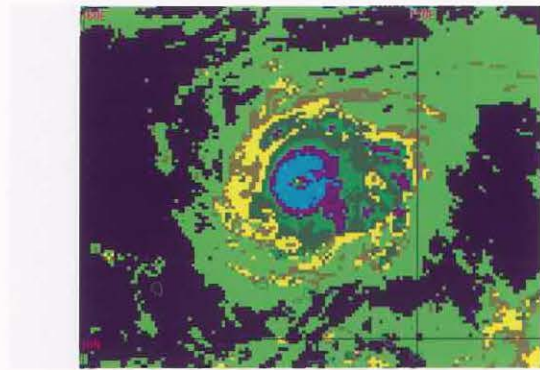


图 1-2-1e 右 7月17日 12UTC

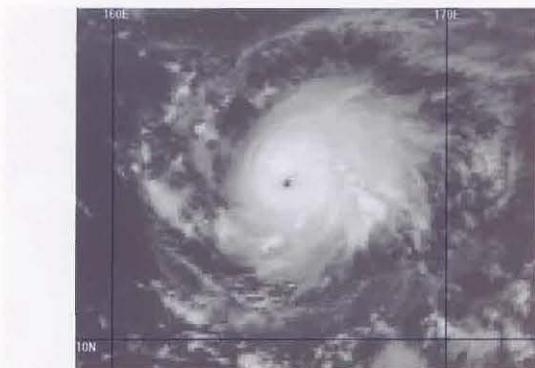


图 1-2-1f 左 7月17日 20UTC

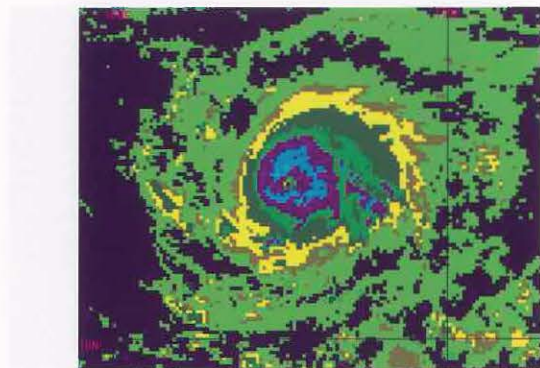


图 1-2-1f 右 7月17日 20UTC

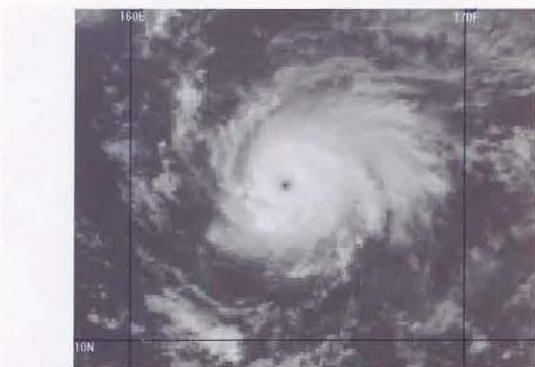


图 1-2-1g 左 7月18日 00UTC

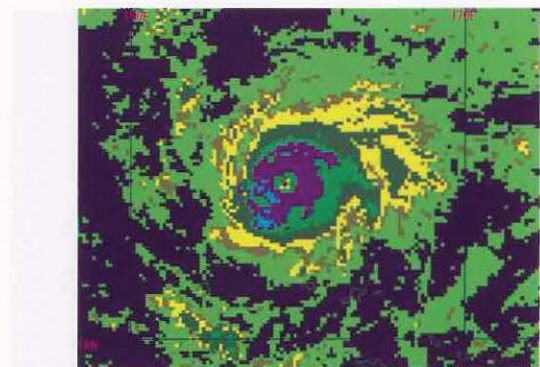


图 1-2-1g 右 7月18日 00UTC

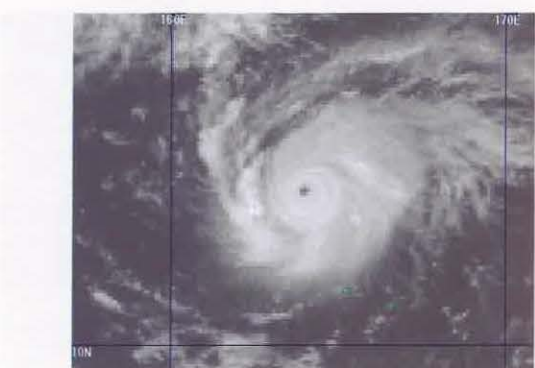


图 1-2-1h 左 7月18日 05UTC

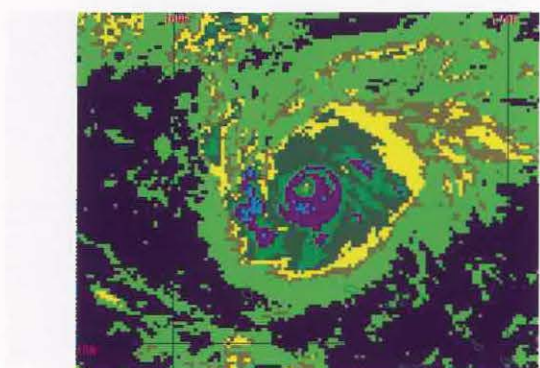


图 1-2-1h 右 7月18日 05UTC



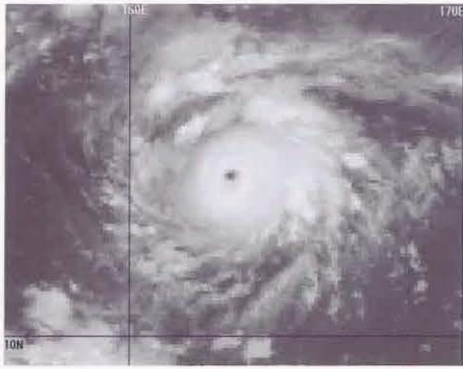


図 1-2-1i 左 7月18日 12UTC

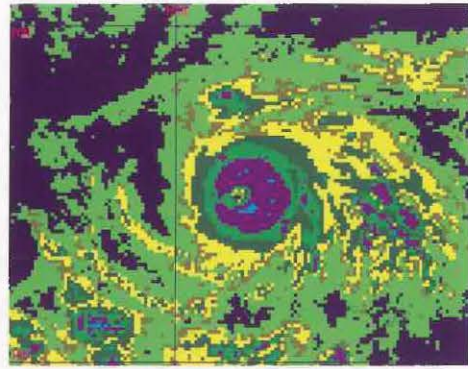


図 1-2-1i 右 7月18日 12UTC

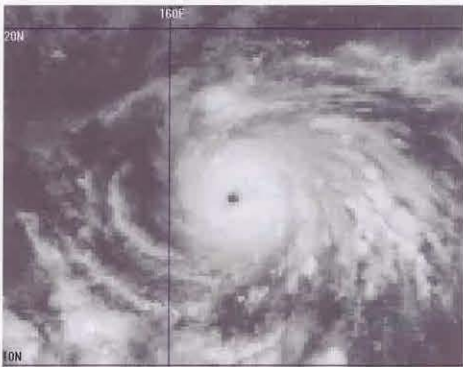


図 1-2-1j 左 7月18日 20UTC

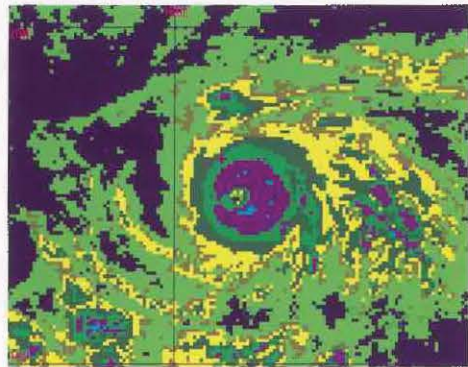


図 1-2-1j 右 7月18日 20UTC



図 1-2-1k 左 7月19日 00UTC

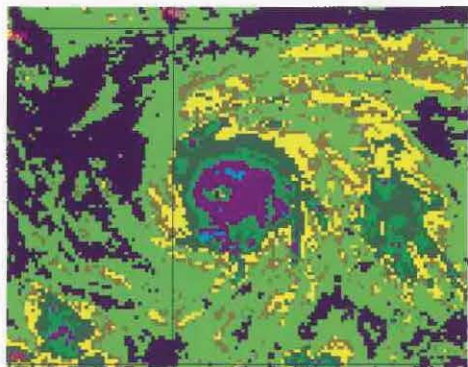


図 1-2-1k 右 7月19日 00UTC

図 1-2-1a~k 赤外画像(左)と EIR 画像(右)による台風第9号の日変化(2002年7月16日 12UTC~19日 00UTC)



### 1.2.3 熱帯低気圧の発生・発達から衰弱までの事例

2002年の台風第6号の例を、台風の発生から衰弱までの雲システムのパターン変化について概要を述べる。図1-2-3に台風第6号の発生期から発達期及び最盛期から衰弱期にかけての各日の00UTCの可視画像及び赤外画像とEIR画像を示した。EIR画像は、Dvorak法という台風強度解析手法で用いられる画像である(温度階調による色分けは図2-1-16を参照)。Dvorak法では、雲システムが示すパターンの特徴やその階調の変化から台風の強度を推定する。赤外画像にこのような強調処理を施すことで、濃密な雲域の発達程度やパターンの認識が、より客観的に行えるようになるが、可視画像との比較や動画による雲域の盛衰の特徴に着目することも重要である。また、この台風になる熱帯低気圧の発生前から台風の発生期にかけての水蒸気画像を図1-2-4に、この事例の全期間の中心気圧及びDvorak法により求めたCI数の変化を図1-2-2に示す。

台風第6号となった雲システムについて、その特徴を時系列的に見る。

#### (1) 発生期

図1-2-3を見ると、6月28日に活発な対流雲からなる巴状のCbバンドが低気圧性に湾曲し始めた。この時点でこの雲システムのT数は早期判別法による判定で1.0と判断された。また、この時刻に、この雲システムは熱帯低気圧となった。この雲システムは、図1-1-6で示した雲システムと同様の明瞭なモンスーントラフ上で発生している。

この雲システムのここまでの経過とこの後の成行きを図1-2-4でたどると、26日には、20N160E付近を西南西進するUCL(U)がある。このUCLの他にも20~30N帯には東西に並んで渦があり、これらはこの後、南側のITCZ中の雲域がしだいに各々区切れてまとまってくるのと呼応しているように見える。このUCLの西で台風第5号が第6号とほぼ同時に発生(29日00UTC)して、その後さらに発達して行くにつれて、これらの渦(UCL)と雲域(台風)は交互に配置されたように並んでいる。

図1-2-3に戻って、29日00UTCには、低気圧性の曲率を持った活発なCbバンドが雲システムの中心をほぼ半周にわたり取り囲んでおり、この時点でT数は2.0と判断された。中心を指向する低

気圧性に湾曲した明瞭な雲バンドは、可視画像では白く輝く濃密な雲域からなり、EIR画像で見ると、その領域の輝度温度は低い。これらのことから、この雲バンドは発達した対流雲から構成されたCbバンドであることがわかる。この時刻にこの雲システムは台風第6号となった。

6月30日から7月4日にかけては、図1-2-2に示されているように台風の中心気圧の低下が見られず、雲システムはほぼ一定の強度を持続した。図1-2-3では画像を省いているが、この期間には、雲システムの中心付近を覆い、盛衰を繰り返す丸みを帯びた輝度温度の低い雲域、Dvorakの言うCCC(Central Cold Cover)<sup>\*4</sup>が現れた(図1-2-3の6月30日00UTCの画像矢印参照)。雲域の周辺域では湾曲した雲バンドや雲列が見られなくなり、雲パターンの変化を示す特徴が不鮮明となった。Dvorakは、このような雲パターンをCCCパターンと定義している。

#### (2) 発達期

図1-2-3で6月30日までと7月5日以降の画像を比較すると、雲システム周辺域に大きな違いが見られる。6月30日までは雲システム周辺域にCbクラスターや対流雲セルが散在しているのに対して、7月5日以降には周囲の対流雲は消散しており、雲システムは孤立している。

7月4日以降、台風は再び発達を始め、雲システムにはCDOが形成された。CDOは中心を取り囲むほぼ円形をした持続性のある雲域で、活発な対流雲から構成される。可視画像では、発達したCDOはその表面が滑らかに見える。またCDOは台風が発達するに従いより円形度を増し、CDOの幾何学中心に台風の中心が合致するようになる。さらに直径が大きくなる場合やより低い輝度温度が現れる場合もある。場合によっては、CDOに接してその外側を湾曲したバンド状の雲域が取り囲むこともある。またEIR画像では、事例に示されるようにCDOの中に湾曲したパターンが見られることもある。このCDOパターンは、台風の発達過程のほか衰弱過程で眼が不明瞭になった時にも観測される場合も多い。

7月5日、7日は台風の再発達過程の画像で、中心が次第にCDOの中心に位置するようになり、CDOの円形度を増しているのがわかる。EIR画像ではCDOに湾曲した内部構造が見られ、4日にか



て見られた円みを帯びた雲域と明らかに構造が異なっている。

### (3) 最盛期

7日には、図1-2-3の画像が小さくて少し見難いが、可視画像で中心付近に影が見える。00UTCでは太陽高度がまだ低いため、このように非常に発達した対流雲の影がCDO上に見られる場合がある。

8日00UTCは、この台風的最盛期の画像である。可視画像、赤外画像ともに明瞭な眼が確認できる。CDOの輝度温度はやや低下しているが、同心円状の温度分布を示すようになり、雲システムは1日前に比べさらに円形度を増している。CDOのほぼ中心付近に、可視画像、赤外画像ともに明瞭な眼が確認できる。一般に発達した台風ほど、赤外画像での眼の壁雲(Eye wall)は明瞭となり、眼の直径も小さくなる。赤外画像で眼の壁雲が明瞭であるということは、CDOの輝度温度と眼の輝度温度の差が大きいことを意味している。

### (4) 衰弱期

9日00UTCには、赤外画像で眼は不明瞭化しており、眼の周囲を構成していたCDOはCSCの西象限で衰弱している。可視画像でもこの眼は不明瞭化し、CDOの円形度も悪くなっている。

10日00UTCには台風の雲システムの円形度が崩れ、東象限だけに湾曲した活発な対流雲域が存在している。西象限には、可視画像で四国沖から低気圧性の曲率を持つCuラインが、活発な対流雲域を指向しているのが確認でき、Cuラインの曲率から雲システムの中心位置が決定できる。このような雲パターンはシャープパターンと呼ばれ、熱帯低気圧の発生初期とともに衰弱期にも良く見られる。これは雲システムが風の鉛直シャープの強い偏西風帯の影響を受けていることを示している。

11日00UTCには、三陸沖に位置する台風本体の雲システムの輝度温度が上昇し、熱帯から持続していたCb域の衰弱が確認できる。日本の南から関東東南東海上にかけては寒冷前線を示唆するCbラインが明瞭となっており、台風が温帯低気圧化の過程にあることを示している。

10日から11日にかけては、雲システムは著しく非対称の形状を示すようになった。偏西風帯に接近した台風には、このような雲システムの変化がしばしば見られる。このことも、台風が温帯低気圧化の過程に入ったことを示している。

このように台風の雲システムには、発生から衰弱に至る過程で、その各段階に応じた特徴的な雲パターンが観測される。

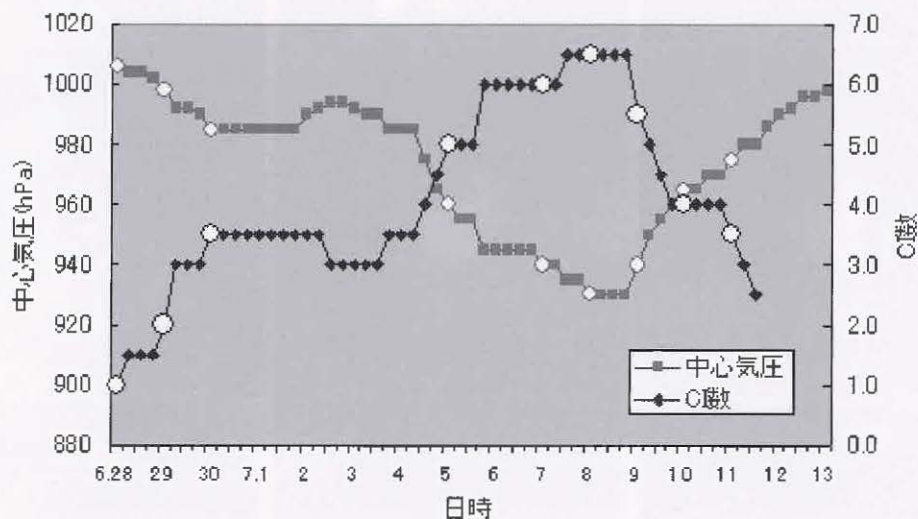
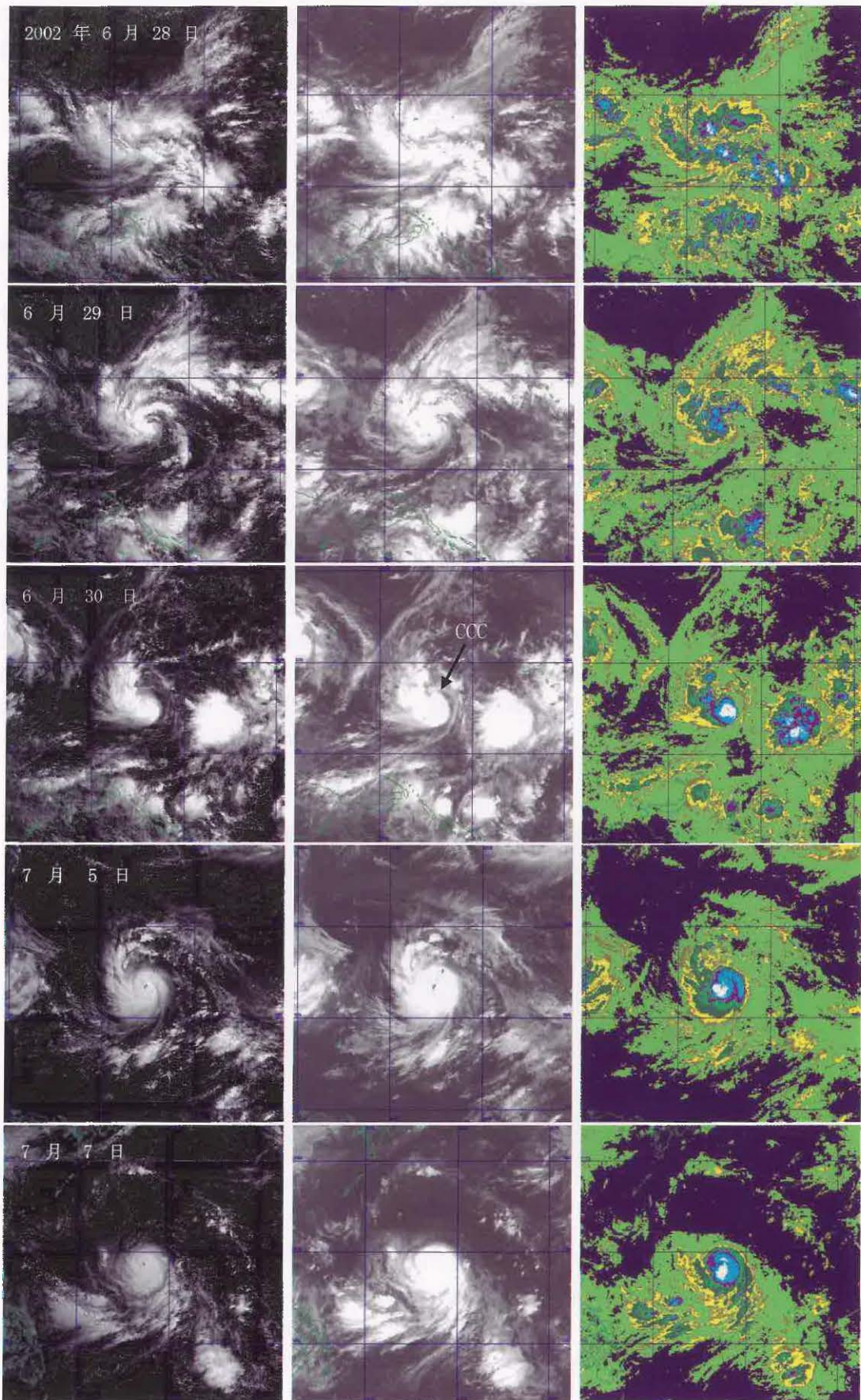


図1-2-2 2002年台風第6号の中心気圧とCI数の変化

台風第6号の中心気圧とCI数の変化を6時間ごとに示している。中心気圧はベストトラック、CI数は気象衛星センターによる解析速報値である。グラフ上の白い丸印は、図1-2-3の衛星画像を掲載している時刻に対応している。







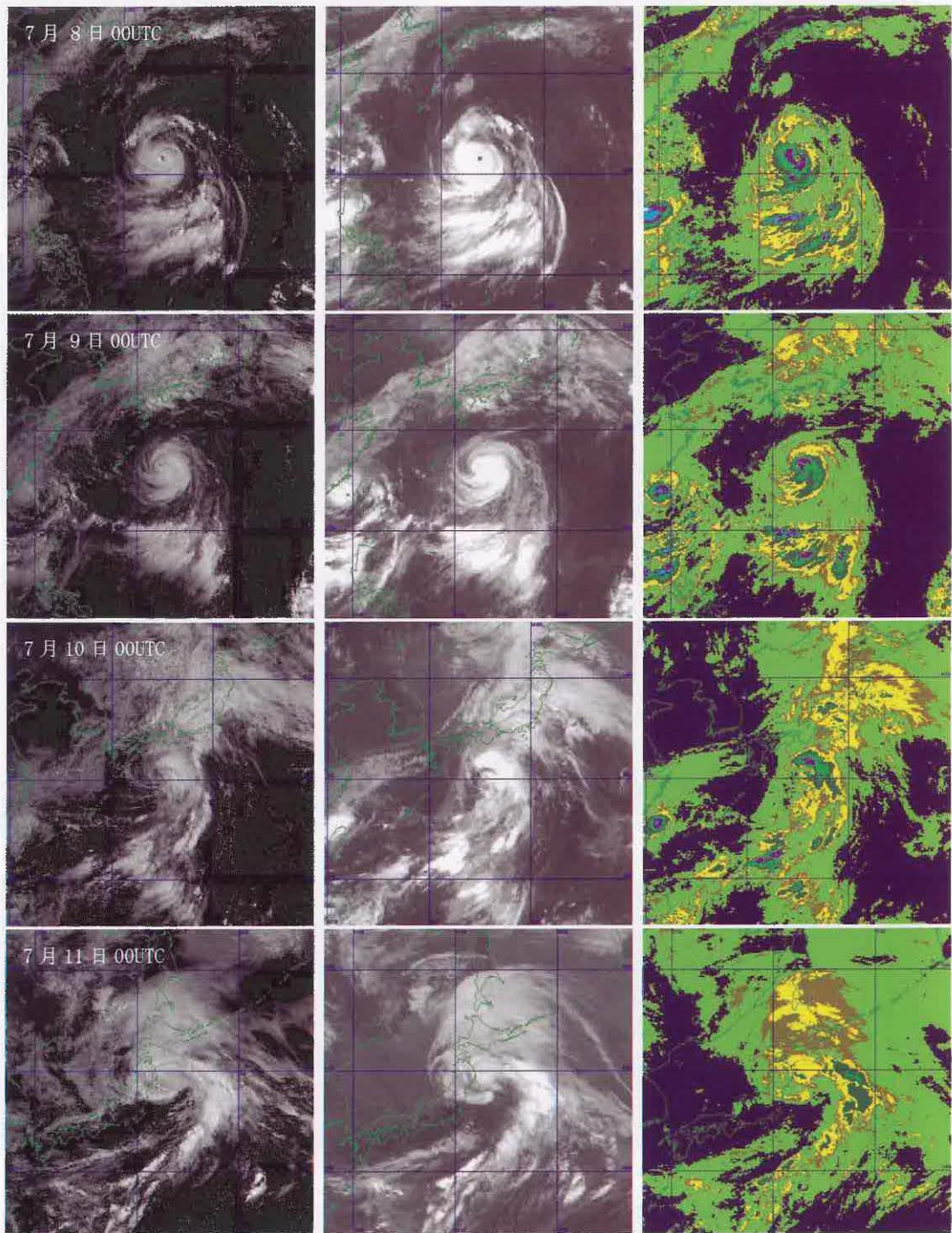
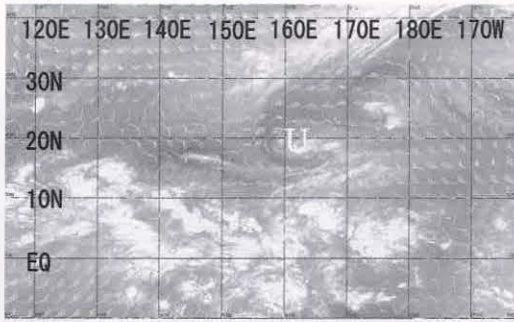
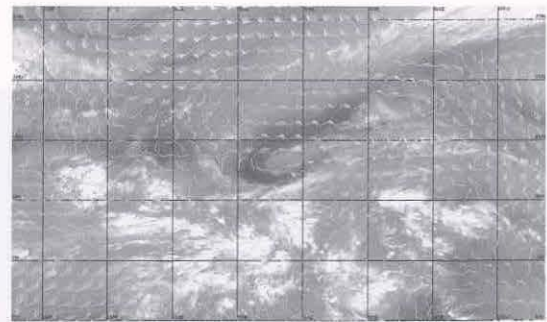


図1-2-3 2002年台風第6号の発生から衰弱にいたる雲パターンの変化  
 左から同一時刻の可視画像、赤外画像、EIR画像を示す

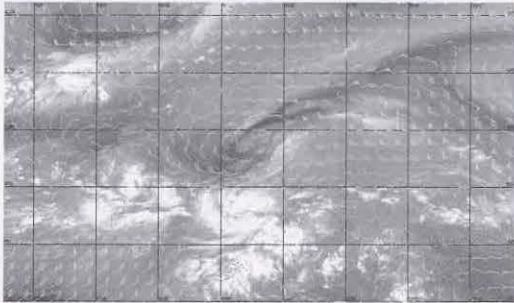




2002年6月26日00UTC



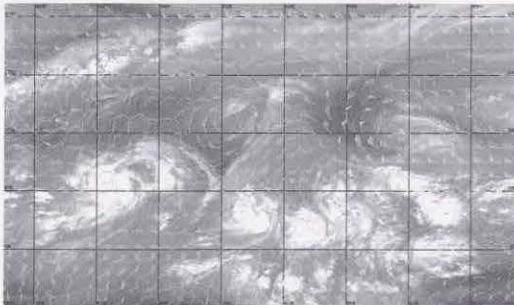
6月27日00UTC



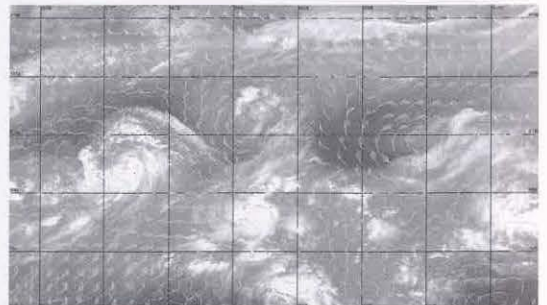
6月28日00UTC



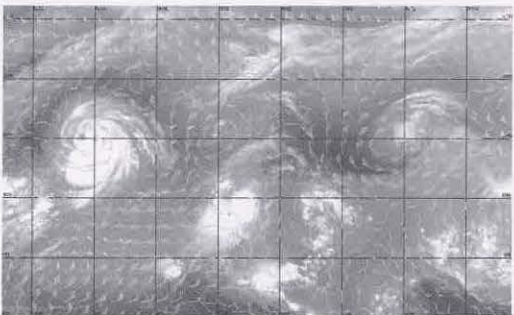
6月29日00UTC



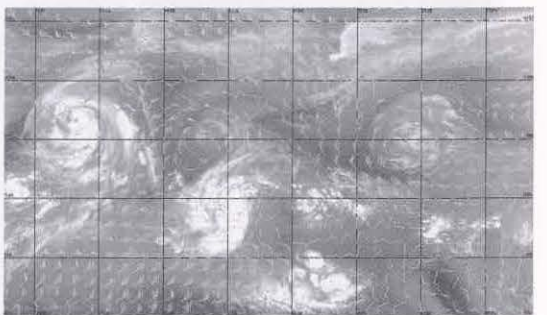
6月30日00UTC



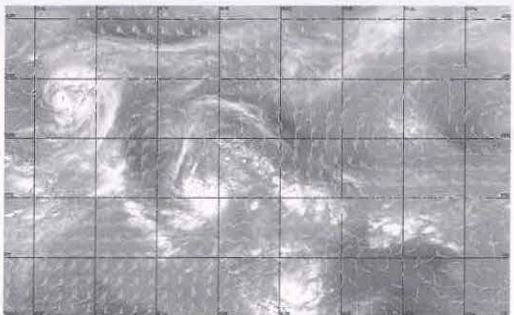
7月1日00UTC



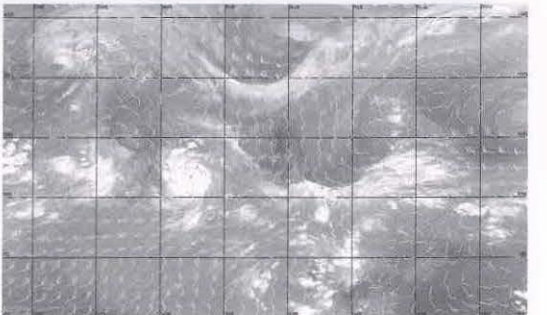
7月2日00UTC



7月3日00UTC



7月4日00UTC



7月5日00UTC

図 1-2-4 2002年台風第6号の6月26日～7月5日の水蒸気画像  
水蒸気画像にはGSMのGPVデータ(各日の00UTCの初期値)による250hPaの風を重ね合わせている(長い矢羽根が10kt、短い矢羽根が5kt)



### 1.2.4 水蒸気画像による台風の盛衰及び進路の予測

台風の盛衰や進路の予報は、今日では数値予報の精度が上がり、予報期間も延長されているが、目先短期間の予測であれば、現在までの傾向をそのまま延長する持続予報が、今日でもある程度の有効性を持っている。そのような予測手法として、水蒸気画像に注目する方法がある。ここでは、水蒸気画像を利用した台風の目先の盛衰及び進路変化の予測法とその事例について述べる。

Dvorak(1992)は「熱帯低気圧は背の高い対流雲を伴ってCSCが持続し、その発達を阻害する環境になれば、成熟に向けて発達を続ける」と述べている。ここに言う発達阻害の要因としては、地形の効果(陸上の山岳や海上の島)、冷たい海域、風の上層・下層シヤー、CCCの存在などが挙げられる。これらの発達阻害要因が現在またはこれから先に現れるかどうかを見極めることが盛衰予測の手がかりとなる。また、Dvorakは「熱帯低気圧のモデル的発達では、その強度のピークまで、T数が1日当たり1.0づつ増していく。経験的に北半球にあっては、北西に進むものは発達を始めて5日目頃、西に進むものは6日目頃、そして、北に進むものは4日目頃にそのピークに達する」と述べている。これも一つの盛衰予測の要素となる。しかし、実際の台風は、その途中で関わる発達阻害要因とその関わる時間により、発達が遅れたり、

また途中で衰弱してしまったりするものもあるので、このDvorakの手法による予測の期間は目先の短時間となる。以下にGMS画像による北太平洋での適用事例を紹介する。

図1-2-5は、西進する熱帯低気圧とその発達に影響を与える上層トラフの位置関係を示す模式図である。上層トラフが熱帯低気圧の西方、緯度換算25度以内にあつて、接近または発達すると熱帯低気圧の発達を阻害する。このような上層トラフの接近は、熱帯低気圧が上層と下層で風の鉛直シヤーが大きい領域に入ることを意味する。この図において、左上の矢印は上層風の風速の極大軸を示し、この軸はこのトラフに対応する低気圧性に湾曲した雲バンドに直交する。図のaは上層トラフの存在を示す湾曲した雲バンドが熱帯低気圧から緯度換算25度以内に入りつつあり、bは影響範囲でそのような雲バンドが形成されつつある図である。cは上層トラフの発達に伴って湾曲した雲バンドが南西方向に伸び出し、影響範囲に入ってくる場合のパターンである。この時、上層風は時間とともに西寄りから北寄りに変化する。これら上層トラフの動向は数値予報資料があれば、それを参考にできる。

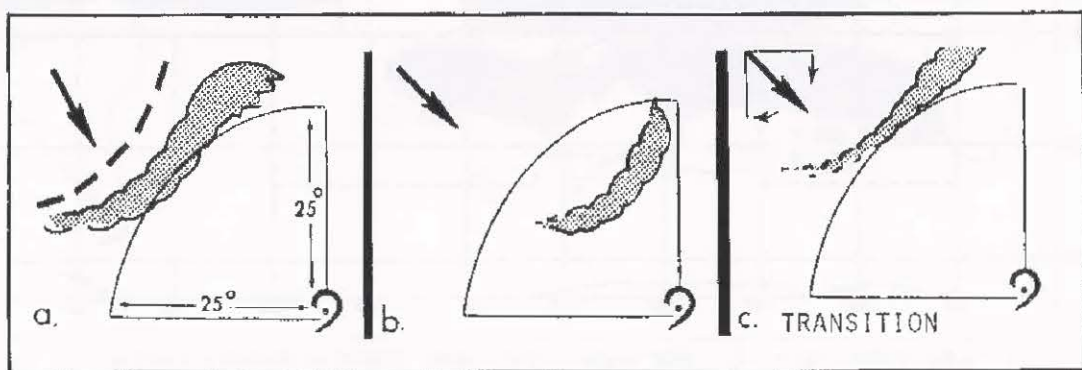


図1-2-5 熱帯低気圧とそれに影響を与える上層トラフの位置関係模式図(Dvorak, 1992)

矢印は上層風の風向、cでは時間とともに風向が変化することを示している



図 1-2-6、7、8 は、2002 年 8 月 31 日 06UTC、16UTC と 9 月 1 日 00UTC の水蒸気画像で、台風第 17 号の盛衰に上層トラフが影響を与えたと考えられる事例である。1 日 00UTC の画像には数値予報資料の 200hPa の風を重ねてある。180 度より東を西北西進して来たハリケーンは、30 日 03 UTC に東経域に入り、台風第 17 号となった。31 日 06UTC には、台風の北西側緯度換算約 20 度の所をかなり明瞭な暗域を伴う上層トラフが南東進している。また、このトラフとの間、台風の北西側には UCL に伴うと見られる上層渦があり、この影響と考えられる Cb 域の発達が発達 31 日 16UTC をピークに見られた。この後、この Cb 域は衰弱し、上層渦も消滅して、台風は北に進路を変えながら進み、1 日 00UTC には台風と上層トラフが緯度換算約 10 度まで近づいた。このため台風は眼が不明瞭化、雲域の対称性が悪くなり、上層雲の吹出しも北側に偏っている。これらの画像上の特徴は、明らかに台風の衰

弱を示している。この時の 200hPa 天気図(省略)を参照すると、このトラフの移動接近につれて、台風付近の上層風場が時間とともに変化している。このため、初め弱風域の中にあつて上層雲の高気圧性吹出しの対称性が良かったが、トラフの接近によって強い南西風域の中となり、上層雲の吹出しが北に偏ったものと推測できる。しかし、さらにこの後、このトラフの東進につれて台風との距離も開き、2 日には台風は再発達して再び眼が明瞭となった。

この事例の場合、赤外や可視画像でも、南東進する湾曲した雲バンドによって、トラフの接近を推測することが出来るが、水蒸気画像を監視することによって、トラフの全体像とその動向を把握することができる。

(P30 注参照図)

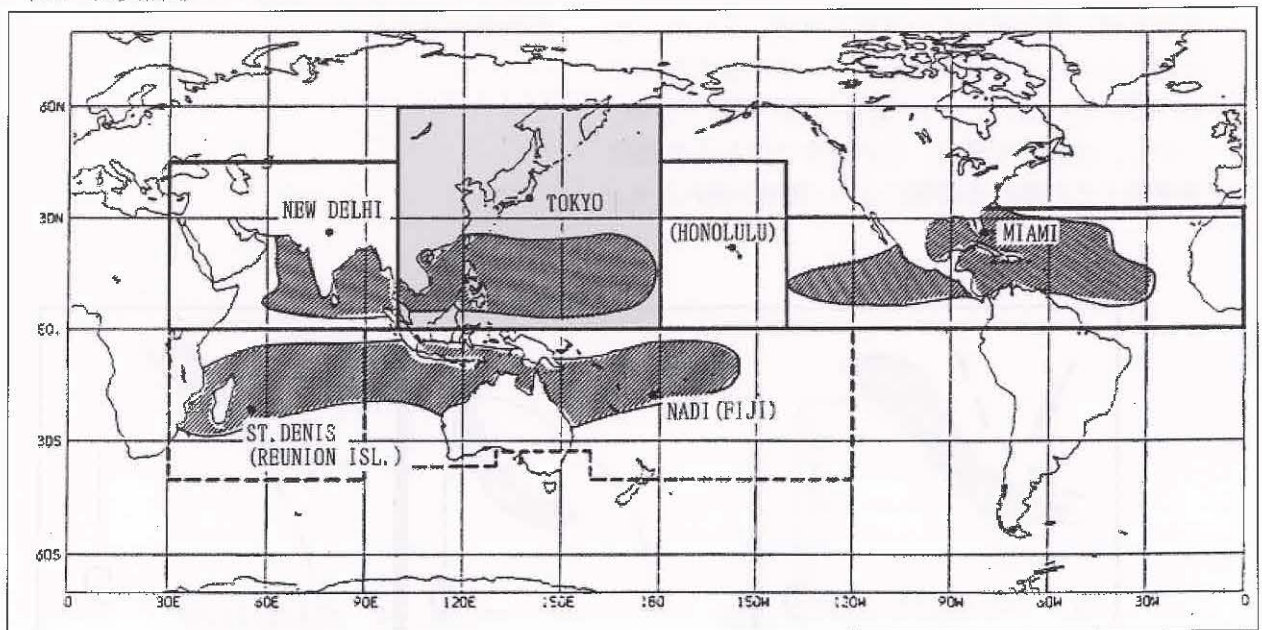


図 1-2-10 気象庁太平洋台風センター(RSMC/TOKYO)の受持ち領域 (陰影部分は熱帯低気圧発生域 Gray, 1975 を参考)



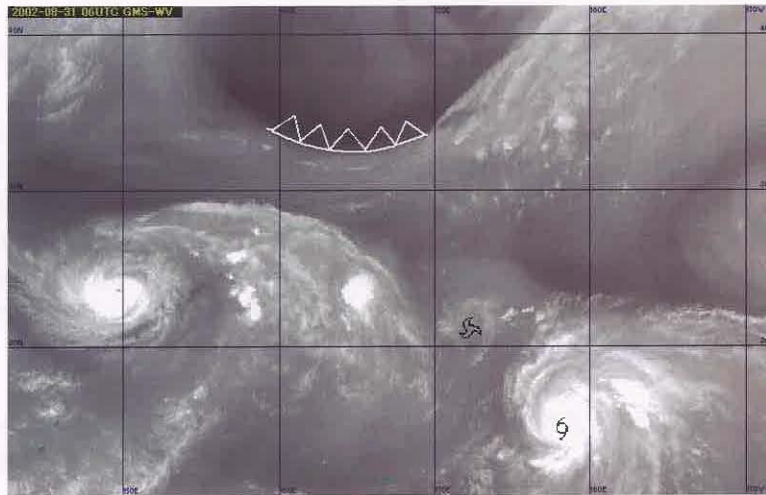


図 1-2-6 2002 年 8 月 31 日 06UTC の水蒸気画像(台風第 17 号)

△△△△△ はバウンダリー(明域と暗域の境界)

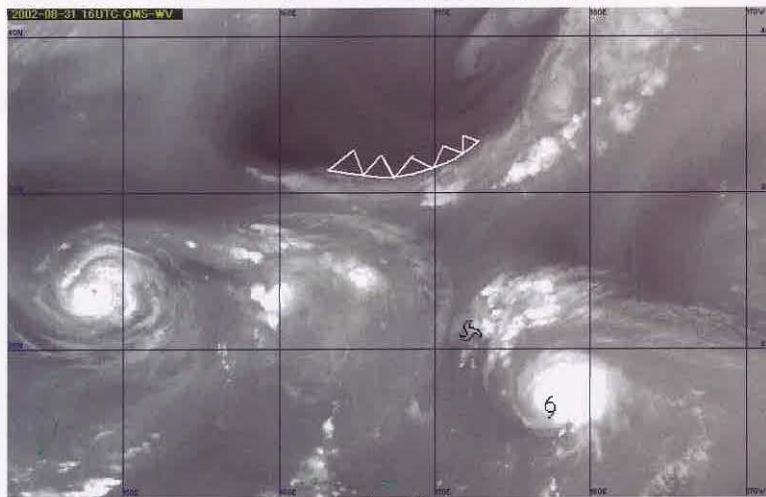


図 1-2-7 同 16UTC の水蒸気画像

S は上層渦、6 は台風中心

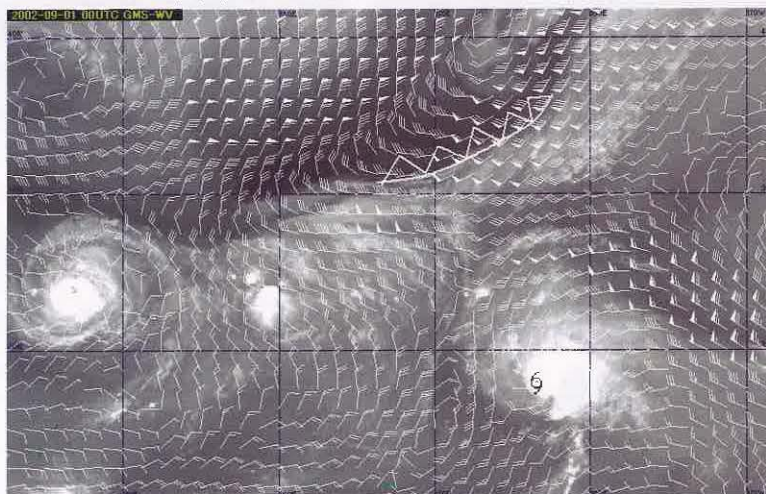


図 1-2-8 9 月 1 日 00UTC の水蒸気画像と GSM の GPV 200hPa の風

(長い矢羽根が 10kt、短い矢羽根が 5 kt)

(数値予報資料の風初期値には台風部分にボーガス\*5が入っている)



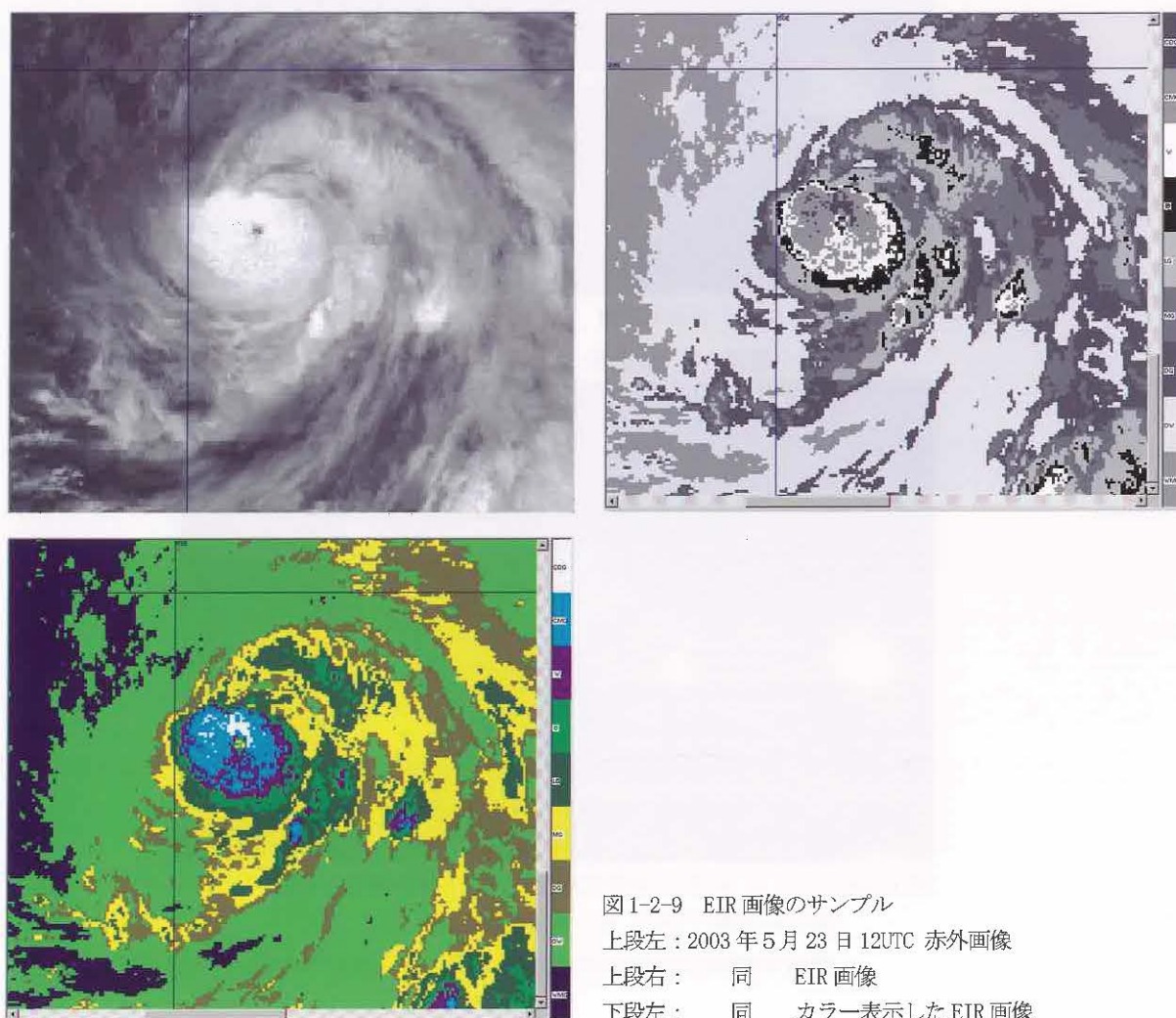
\*<sup>1</sup>TBB (Equivalent Blackbody Temperature : 等価黒体温度) : 観測された赤外線放射量が、黒体から放射されたと仮定した場合の黒体の温度である。輝度温度(Brightness Temperature)ともいう。

\*<sup>2</sup>EIR 画像 : 赤外強調画像(Enhanced InfraRed imagery)は気象衛星の赤外データで得られる TBB 値の特定の温度帯を強調処理した画像である。温度階級により 9 種類の色を当てはめている(図 1-2-9)。見やすさを考えカラー表示したものが主に利用されている(温度階級の対応は図 2-1-16 参照)。赤外強調画像の各階調は、温度に対して不規則に定義されているが、その根拠は明確にされていない。木場(1984)は、Dvorak 法ではまず VIS 法が開発されたため、後に開発された赤外強調画像での解析強度を可視画像での強度に適合させるために、統計的に決定されたのではないかと述べている。当初の Dvorak 法では、白黒階調の濃淡により強調処理を施していたため、各階調の名称はその当時のものがそのまま用いられている。

\*<sup>3</sup>バストトラック : 事後解析台風資料で、WMO の RSMC (Regional Specialized Meteorological Center) である気象庁予報課太平洋台風センターが作成する。(気象庁太平洋台風センターの受持ち領域は P28 参照)

\*<sup>4</sup>CCC (Central Cold Cover) : 熱帯低気圧の発生初期に現れ、雲システムを中心付近を覆う丸みを帯びた輝度温度の低い雲域(濃い Ci)で、盛衰を繰り返すことがある。CCC はこの雲システムの発達を阻害するが、その要因が何であるのか、今のところは良くわかっていない。

\*<sup>5</sup>ボーガス : 数値予報で台風を取扱うために用いられる擬似データで、初期値の台風の部分に典型的な数値があてはめられる。



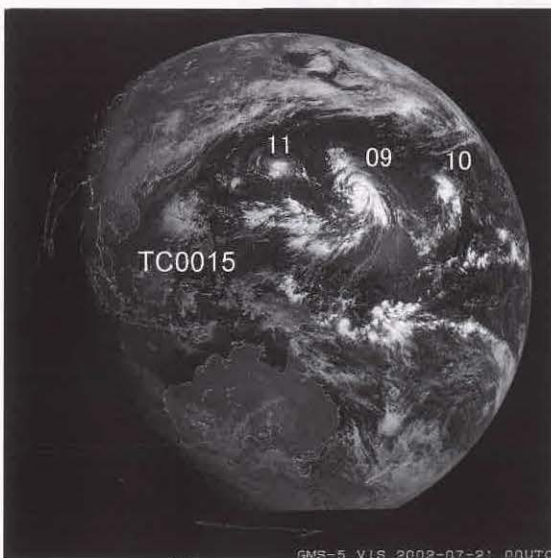


熱帯低気圧 4 個観測

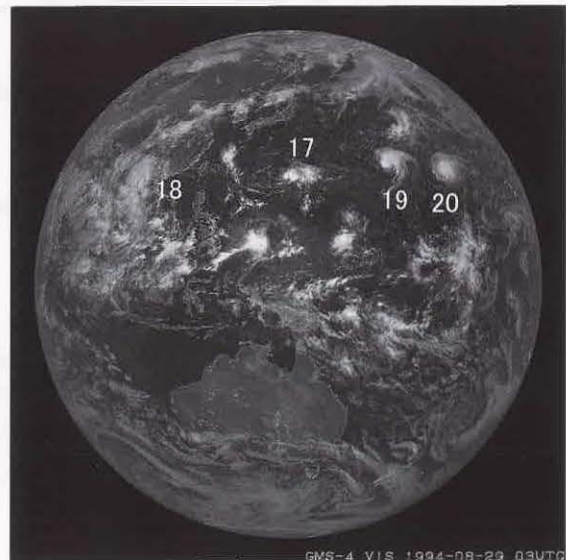
台風シーズン最盛期になると複数個の熱帯低気圧が北西太平洋に同時期に発生し、衛星画像による熱帯低気圧の観測は大忙しとなる。気象衛星センターが観測の対象とする熱帯低気圧は、北半球の100E から180E の台風と24時間以内に台風に発達すると予想される熱帯低気圧および西経域から東経域に進入するTS以上の熱帯低気圧である。同時に熱帯低気圧3個を観測することは年に最低1回はあがるが、4個はめったにない。図C-1-1は2002年7月21日00UTCの可視画像である。北緯20度帯に沿って東から台風カルマエギ(0210\*<sup>1</sup>)、フンシェン(0209)、フォンウオン(0211)、熱帯低気圧(TC0015\*<sup>2</sup>)があり、GMS-5になってから初めての4個観測となった。一番東端の台風カルマエギは西経域の熱帯低気圧が西進して日付変更線を越え台風に発達したものである。これ以前の4個観測は1994年8月29日にあった(図C-1-2)。北緯25度帯に沿って東から台風ジョン(9420)、アイヴィ(9419)、グラディス(9417)、ハリー(9418)が見られる。この時も一番東端の台風ジョンは西経域のハリケーンが日付変更線を越境し台風になった。つまり熱帯低気圧の4個観測とはいえ4個目は西経域から流れ着いたものである。1951年からGMS-1が本運用される1977年秋までに、台風が同時に4個並んだ例は4回あった。また1960年は5個並び、ちょうどローマオリンピックの年だったので五輪台風と名付けられた。もしこの時にGMS-1が運用されていてこの五輪台風を撮影できたら、さぞ壮観だったろう。

(菊池 明弘)

- \* 1 台風番号：台風(北西太平洋におけるTS以上の熱帯低気圧)に対して気象庁のRSMC(Regional Specialized Meteorological Center：熱帯低気圧に関する地域特別気象中枢)が決めた番号。その書式はYYNNでYYは西暦の下2桁、NNは年間通算番号である。この番号は台風の国際共通番号となる。
- \* 2 TC番号：海上風警報を付加された熱帯低気圧以上の強さの熱帯擾乱に対して、気象庁予報部予報課が指定する年間通算番号。「熱帯低気圧番号」ともいう。台風に付けられる国際共通番号の下2桁とは必ずしも一致しない。



図C-1-1 2002年7月21日00UTCの可視画像



図C-1-2 1994年8月29日03UTCの可視画像



### 1.3 台風の温帯低気圧化\*

台風は日本付近など中・高緯度に達すると、発生・発達期の熱帯・亜熱帯域とは異なる気象環境となるため、その構造や性質にも変化が現れる。台風には、弱まって熱帯低気圧になり消滅するものと、その性質を変え温帯低気圧になるものがある。中には寒気を新たなエネルギー源に温帯低気圧として再発達するものもある。

衛星画像では、それまでの台風の雲域が、その特徴が消失した熱帯低気圧の雲域となったり、台風とは違った特徴を持つ温帯低気圧の雲域(又はその一部)となったりするのが見られる。これらの変化は、衛星画像解析の知識をもって注意深く監視することによっていち早く把握することができる。台風から変わった温帯低気圧が日本付近にある場合、特にそれが再発達する場合は、その動向の把握は台風同様に防災上重要である。ここでは、その温帯低気圧化(以下、温低化と略す)を判断する手法と事例を紹介する。

#### (1) 温低化の定義

予報作業指針台風予報(1990)では、台風の温低化完了の定義を、「上層に暖気核を持つ熱帯擾乱

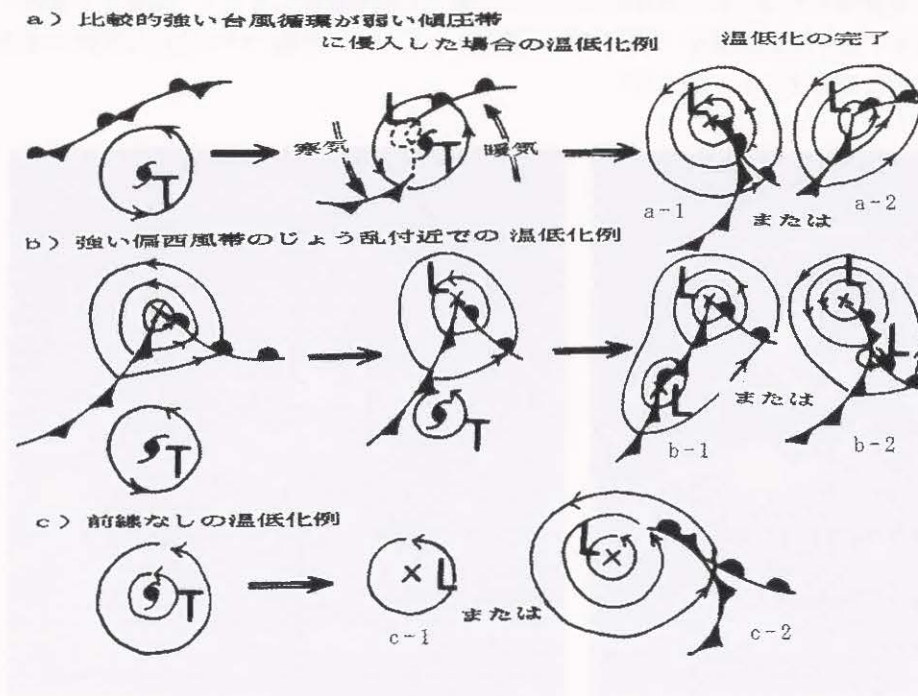
(台風)が中緯度(季節的に亜熱帯を含む)において衰弱もしくは傾圧帯付近で温帯低気圧に遷移し、上空の暖気核が消滅した時点をも温低化の完了とする」としている。具体的には、①地上前線が台風循環の中心まで到達したか、もしくは衛星解析等の他のデータでそれが確認された場合、②暖気核の消滅が衛星データ、高層データ等で確認可能となった場合としている。

台風の温低化の過程は、台風の勢力と周辺条件によって、モデル図(図 1-3-1)に示すように3種類に分類されている。

a) 台風が強い勢力を維持しながら傾圧性の弱い偏西風帯へ侵入した場合で、下層において前線を台風循環の中心まで引き込むか、前線上に発生した低気圧に見かけ上循環の中心が移り温低化が完了する。

b) 温帯低気圧の暖域に台風循環が侵入し、上層暖気核が消滅するとともに、低気圧に吸収・併合され、温低化が完了する。

c) 傾圧性が弱い寒気場もしくはそれに相当する周辺環境へ台風循環が侵入し上層暖気核がすぐに消滅、台風の特性を失って温低化が完了する。



- a) 図は、台風循環が強い場合
- b) 図は、台風循環が弱く、低気圧に併合
- c) 図は、傾圧性の弱い所がかつ海面水温が低いところでの温低化

図 1-3-1 温低化過程のモデル図 気象庁(1990):予報作業指針 台風予報 から転載し加筆

\*小池仁治、安東義彦



さらに予報作業指針では、衛星画像をもとにした台風の温低化完了を、a)タイプの場合は、台風の中心付近の暖気核消滅を、循環中心付近の背の高い組織的な対流雲域の消滅、または、その対流雲域が循環中心の北東側や北側にずれることで、また、乾燥した相対的に冷たい寒気が中心付近まで侵入したことを、背の低い層積雲や細かな積雲列の雲域の侵入によって把握し判定するとしている。b)タイプの場合は、CDO が前線付近で消滅し、その下層循環中心に前線系が侵入したとき、c)タイプの場合は、循環中心付近の渦状の積雲列が層状、層積雲化(Sc化)し、稠密さを失ったときとするなどとしている。a)とb)は衛星画像で雲域の変化を追跡、監視することにより比較的容易にその変質を把握できる。しかし、c)はその変質が初期には雲域の外観に現れないので把握が困難である。

## (2) 衛星画像による調査

予報作業指針でも述べられているように、衛星画像等の解析により台風の温低化が判断できる場合がある。この技術について気象衛星センターではこれまでに数多くの実務経験の中から調査が重ねられ、その成果は、気象衛星センター技術報告等に報告されるとともに、「台風の温低化ハンドブック」などとして現業解析に取り入れられている。

台風が温低化する過程においては、複雑な雲パターンの変化が見られ、中心決定にも苦勞することがしばしばある。明石ほか(1986)は、背の高い対流雲による雲渦と下層雲の雲渦が共存する事例について紹介している。この現象は、台風が温帯低気圧に変わる12~36時間前から始まり、持続した。背の高い対流雲による雲渦は常に下層雲渦の東方又は進行方向右側に位置し、二つの雲渦の間隔は次第に増大して200kmに達した。下層雲渦は必ずしも明瞭ではないが、地上気圧の中心とほぼ一致することなどを報告している。

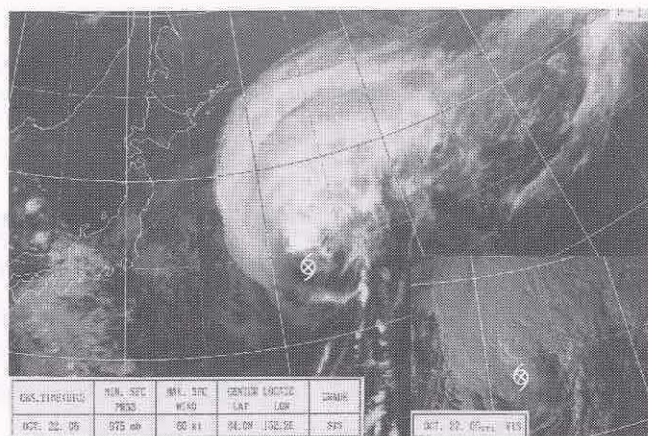
気象衛星センター(1996)では、最盛期から温低化に向かう1995年台風第12号の事例について、GMS-5(1995年6月運用開始)から利用できるようになった水蒸気画像の特徴を含めて解説をしている。水蒸気画像及び赤外画像により、上層トラフと寒気の南下を把握し、台風の南象限で、その後寒冷前線になる対流雲列を確認するなど、温低化過程の判定法を紹介している。

気象衛星センターでは、予報作業指針の定義を基に、台風の温低化を判断する基準資料として、事例画像と共にその構造を解析したイラスト及び解説を作成して使用している。その事例の中からa)、b)、c)各タイプの代表的なものを一例ずつ図1-3-2から図1-3-4に示す。

また、鈴木(2000)は台風の温低化における衛星画像の特徴を調べ、従来言われてきた中心付近での背の高い対流雲の消失や雲域の非対象化のほか、中心から南に伸びる対流雲列の形成と、新たに水蒸気画像に着目して、その暗域の中心付近への侵入があることが特徴的であることを示した。

表1-3-1は、これらの調査結果やこれまでの実務経験に基づき、台風が温低化する時の画像上に見られる雲・水蒸気パターンの着目点とその特徴をまとめたものである。





イラスト説明

- 台風の雲システム(台風に伴う雲域で中心を内包する連続した比較的厚い雲域)
- Cb クラスタ
- 台風の中心
- L (温低化時の中心)
- 対流雲列
- 雲域の境界

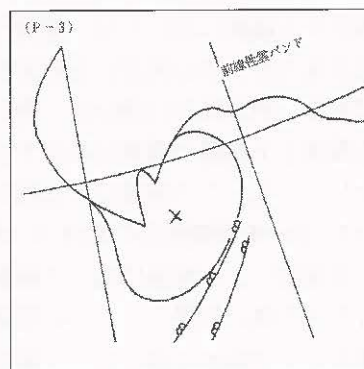
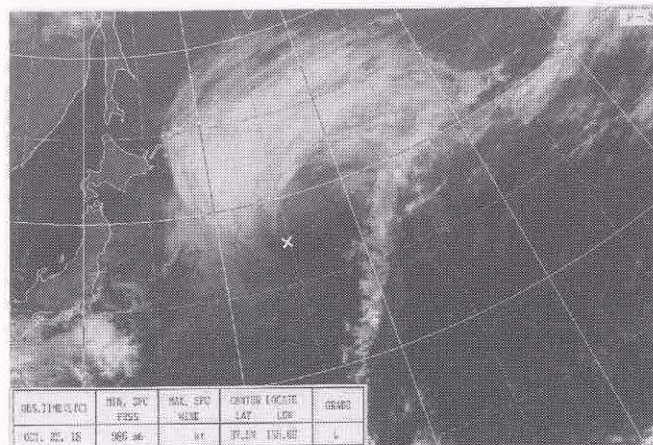
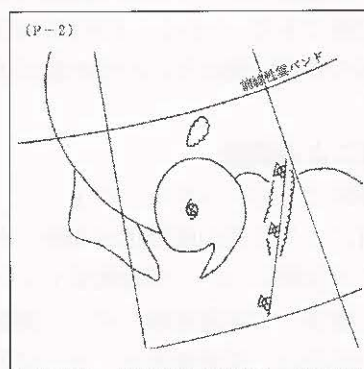
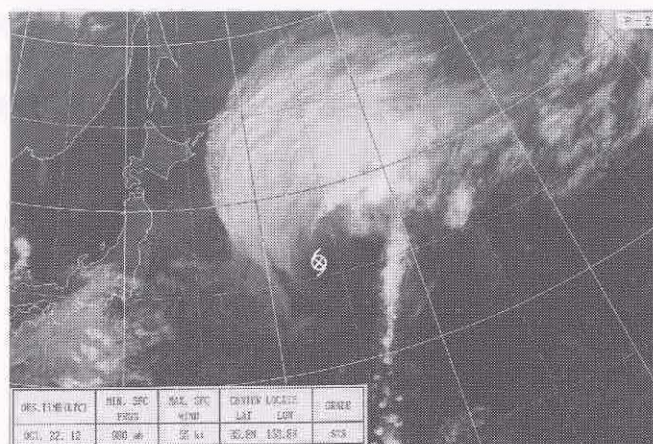


図1-3-2 温低化 a)タイプ

上段(P-1)：台風の雲域は、40N付近の幅の広い前線性雲バンドとほとんど併合している。

Cb クラスタは、北側に分離し始めており、下層雲渦はSc化(下層の寒気流入を示す)が始まっている。

温低化完了直前と判断できる。

中段(P-2)：中心部にCb クラスタはなく、下層雲渦はScで構成されている。

この時点で温低化完了の基準を満たしたと判断できる。

下段(P-3)：雲分布の特徴は中段(P-2)と変わらない。

弱い傾圧帯の中に強い台風が侵入した例で温低化完了タイプはa-2(図1-3-1)と判断できる。



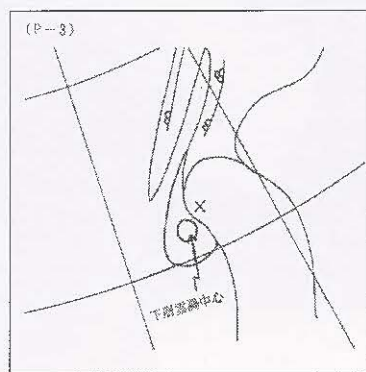
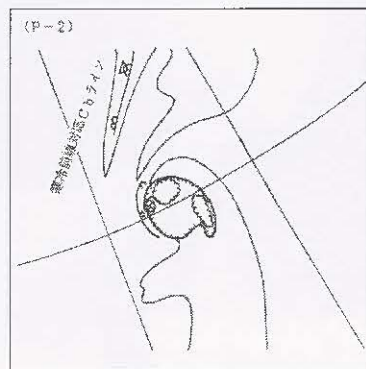
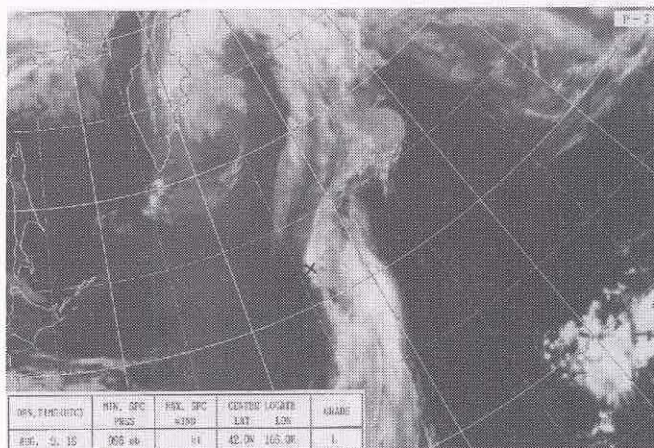
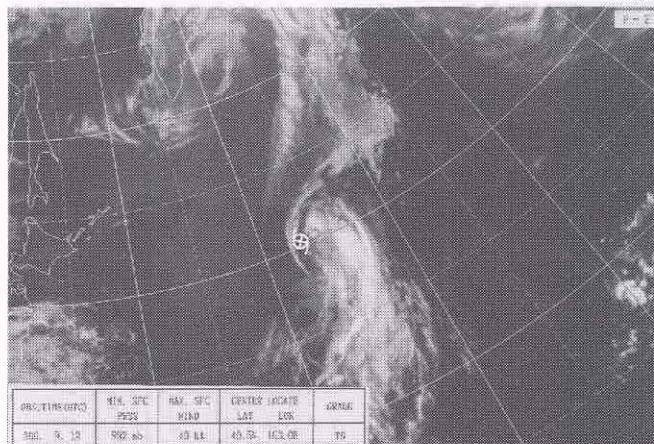
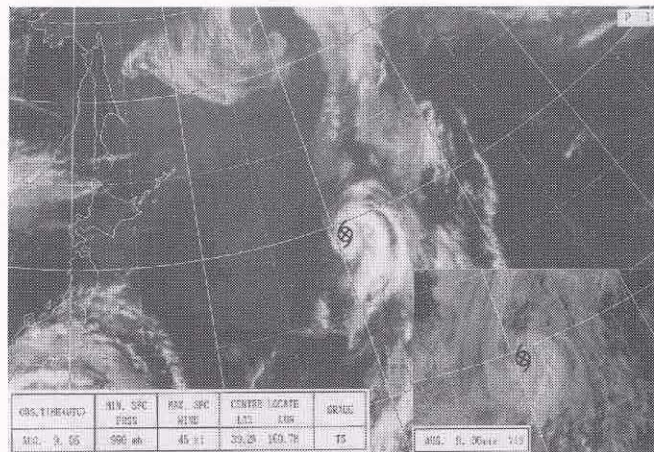


図1-3-3 温低化 b)タイプ

上段(P-1)：台風は 40N付近まで北上し、雲システム全体としてかなり弱まっているが、中心を取り巻くバンド状の Cb 域はまだしっかりしている。

寒冷前線は台風北側の Cb ラインに対応しており、台風の西側には、寒気を示唆する Sc が広がっている。

中段(P-2)：台風の雲システムは衰弱したが中心付近に Cb クラスターが点在し Ci の吹き出しもある。

下段(P-3)：雲画像からの中心位置は、ベストトラックよりやや南西側の Sc 化した下層雲渦の中心に推定でき、その東側半分は上層雲なので、温低化完了の基準を満たしていると判断できる。

温低化完了タイプは b-1 (図 1-3-1) と判断できる。



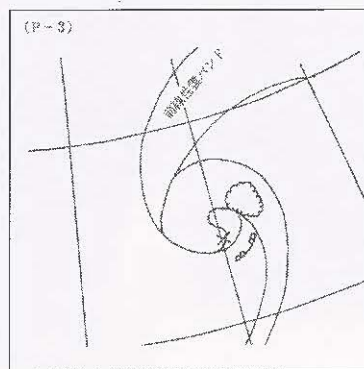
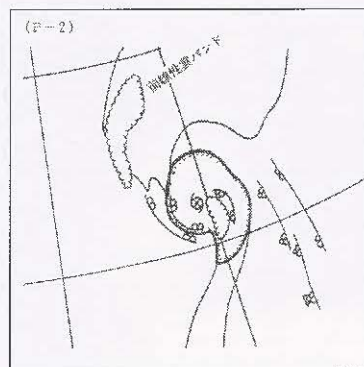
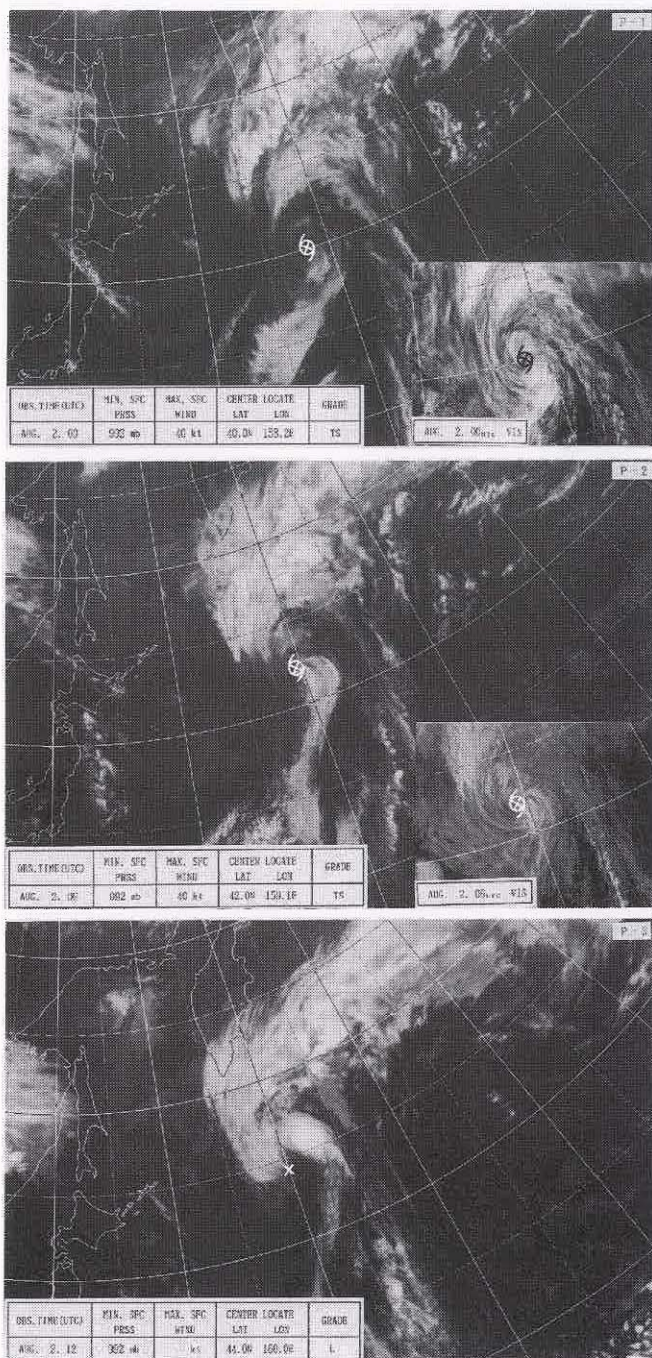


図 1-3-4 温低化 c)タイプ

上段(P-1)：前日から追跡すると、台風は 35N を越える頃から中心付近の Cb クラスターが急速に衰えたが、まだ対流雲の渦が明瞭である。

中段(P-2)：台風はすでに 40N を越えているが、台風の循環を示唆する下層雲渦は、対流雲で構成されており、まだしっかりしている。しかし、中心西側で Sc 化が進行している。

下段(P-3)：台風の雲域は、北側の前線性雲バンドに到達したがまだ併合していない。

しかし、Sc 域が中心の東側まで侵入し、温低化完了の基準を満たしていると判断できる。

温低化完了タイプは c-2 (図 1-3-1) と判断できる。



表 1-3-1 台風の温低化の判断に関する雲・水蒸気パターンの特徴

時 期	着 目 事 項	[利用資料の注意]	温 低 化 ( 進 行 ) の 兆 候
温低化期*1	・台風の雲域の形		楕円形・不定形になる
	・CSC を中心とする雲域の対称性		非対称化進む
	・雲域の層（下層から上層まで）の厚さの様子		上・中層雲が減少する
	・雲頂高度(雲頂温度)	[カラー-EIR 画像で見る]	低くなる(温度上昇)
	・CDO の様子		無くなる
	・CSC 付近の背の高い組織的な対流雲(Cb)域		減少・消滅する
	・上層雲(Ci)の高気圧性吹き出し		非対称に北偏する
	・下層雲域(下層循環中心)と上・中層雲域や背の高い組織的な対流雲域とのズレ		生じる・拡大する(対流雲域が下層循環中心の北東側や北側にズレる)
	+台風及び周辺の下層雲域		寒気流入を示す
	+台風の周囲の水蒸気画像暗域	[水蒸気画像動画で見る]	西側や南側から接近・侵入を始める
+前線性雲バンドとの位置関係		接近する	
温低化の完了*2	・前線性雲バンドとの位置関係		接近又は侵入した
	・上層暖気核の存在を示す CSC 付近の背の高い組織的な対流雲域		CSC 付近から分離又は消滅した
	・CSC 付近の下層循環中心(下層雲渦)の様子		層状・層積雲(Sc)化又は消滅した
	・雲域内への寒気流入を示す下層雲列又は下層雲域		CSC 付近まで侵入した
	・水蒸気画像の暗域の様子	[水蒸気画像動画で見る]	CSC 付近まで侵入した
・前線系の形成を示す CSC 付近から南へ伸びる対流雲バンド		雲バンドが形成された	

\*1：当てはまる項目がいくつかある場合、特に+項目がある場合は、その台風は温低化しつつある。

\*2：温低化のパターンによってはすべてが当てはまるとは限らない。

### (3) 台風の温低化の事例

以下に台風の温低化過程の事例について、その赤外・可視・水蒸気画像に見られる特徴と解析上の注意点を述べる。

まず、2002年7月11日12UTCから12日00UTCにかけての台風第6号及びそれから変わった温帯低気圧の事例を紹介する。台風第6号は、前々日10日、四国・紀伊半島南海上にあったとき、その北側の梅雨前線近傍、東海地方から関東地方に大雨を降らせた。この台風は11日には関東地方南東部、房総半島に上陸、横断して、三陸沖を北上し、同日夜には北海道地方東部(釧路市付近)に再上陸、夜半過ぎオホーツク海へ進んで18UTCに温低化した。

11日12UTCの赤外画像(図1-3-5)には、北海道東部釧路市付近のCb域と、そこへ向かって巻き

込むように見える大きな渦巻き状の雲バンドがある。この小さなCb域は台風の中心付近にあたり、まだかろうじて中心の暖気核が存続していることを示している。また、この時の水蒸気画像(図1-3-6)を見ると、日本海から本州上とその東海上まで、東進拡大してきた暗域が顕著で、その先端は台風の東側に回り込んでいる。これは大陸から日本海を越えて東日本へ乾燥した寒気が流入していることを示している。台風の中心付近の暖気核を示す小さなCb域は18UTC頃まで持続したがその後消滅した。図1-3-7に示した11日12UTCと12日00UTCの300hPa及び500hPa天気図では、11日12UTCには北海道付近の300、500hPaともまだ明瞭な上層暖気核があったが、12日00UTCには500hPaでは不明瞭になっていることがわかる。これらの衛星画像や高層気象資料から見て、この時



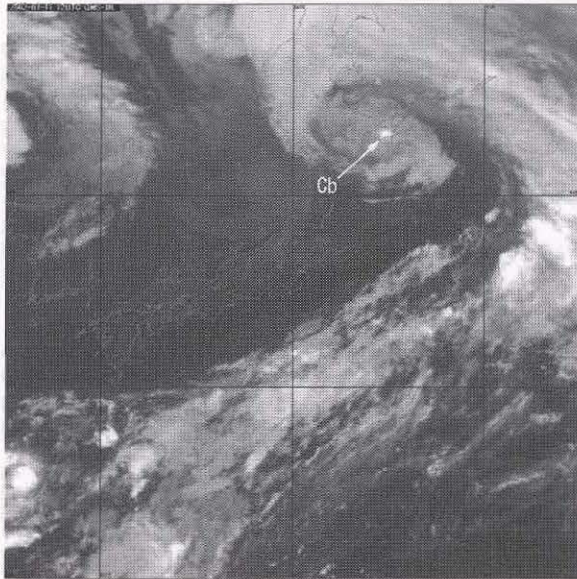


図1-3-5 温低下過程にある台風第6号  
2002年7月11日12UTC(赤外画像)

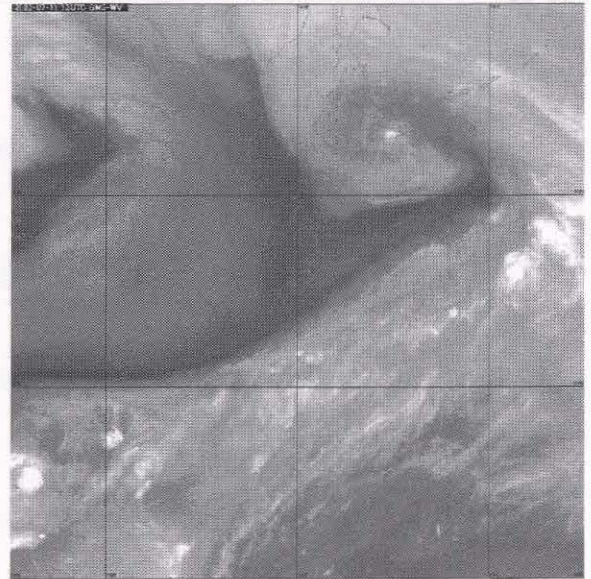


図1-3-6 温低下過程にある台風第6号  
2002年7月11日12UTC(水蒸気画像)

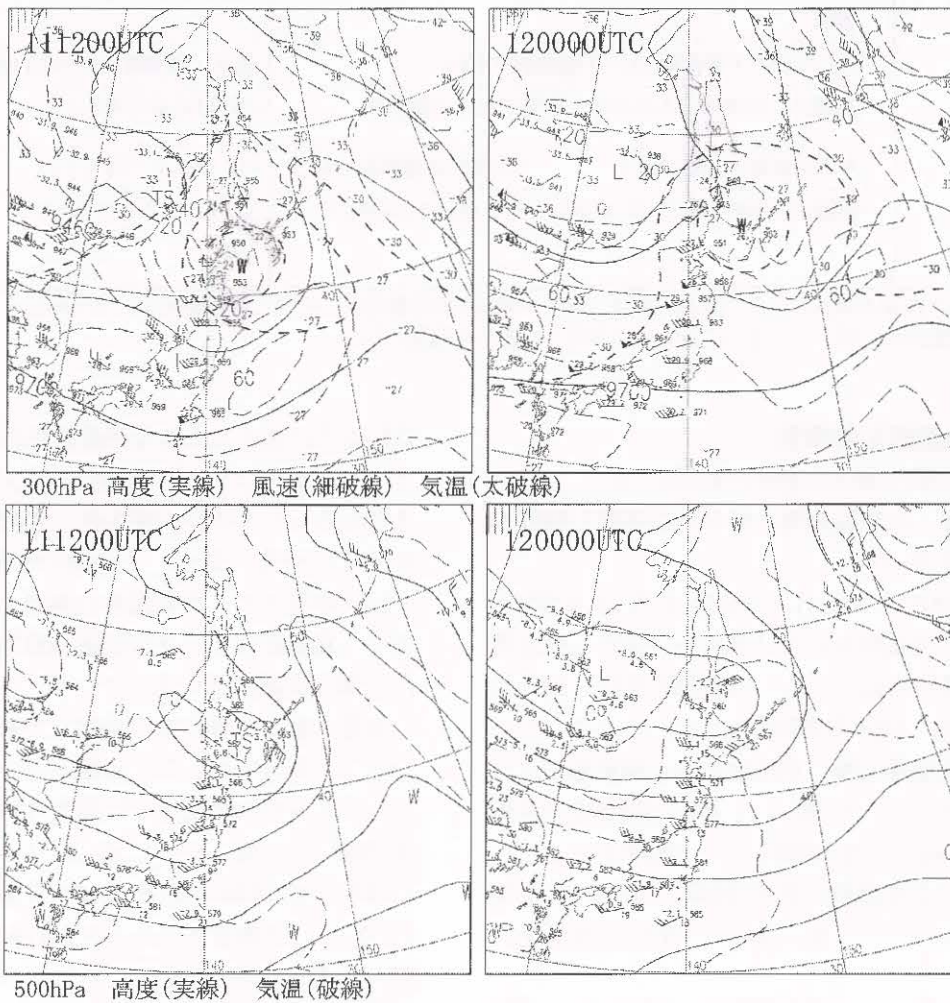


図1-3-7 2002年7月11日12UTC(左)と12日00UTC(右)の300hPa(上)及び500hPa(下)天気図



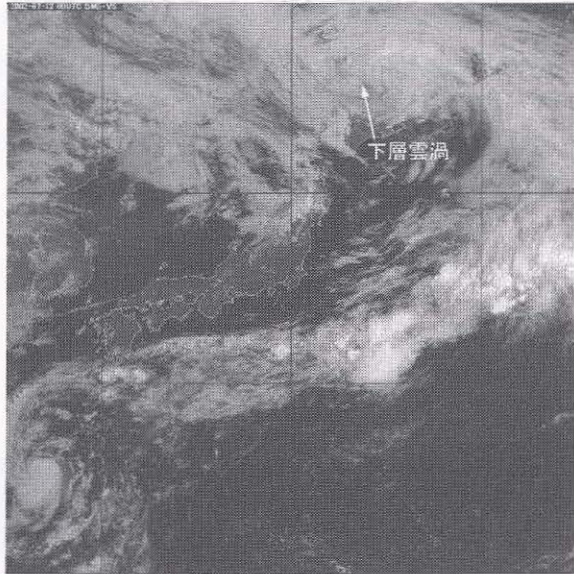


図 1-3-8 台風第 6 号から変わった温帯低気圧  
2002 年 7 月 12 日 00UTC(可視画像)

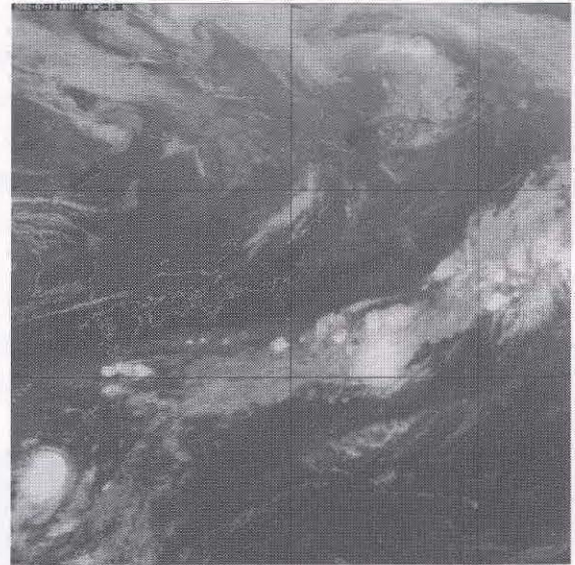


図 1-3-9 台風第 6 号から変わった温帯低気圧  
2002 年 7 月 12 日 00UTC(赤外画像)

の台風の雲パターン及び周囲の環境は、台風が温低化過程に向かっていたことを示している。00UTC の可視画像(図 1-3-8)によるとサハリン南端付近のオホーツク海(45.5N143.5E 付近)にかなり明瞭な下層雲渦が見られる。しかし、同時刻の赤外画像(図 1-3-9)でこの雲渦中心の位置を決めるのは困難である。また、この時の水蒸気画像(図 1-3-10)の動画を観察すると、この低気圧中心のすぐ西側に新たな暗域が、台風を中心に回り込んでいる暗域とは別に、西から接近して来ているのが見られた。これは温帯低気圧としての構造がより明瞭になってきていると言える。この事例は、温低化過程のモデル図(図 1-3-1)によると a) に該当すると考えられる。

次に、温低化過程にある台風のもう一つの事例として、2002 年 10 月 2 日 00UTC の台風第 21 号を紹介する。ここでは、台風としての性質の変化を、画像上に見られる雲・水蒸気パターンの特徴として注目する。なお、この台風については、温低化過程によく見られる上・下層の風のシヤーによる雲域の分離のため、中心決定が困難となる事例として、第 3 章 3.3 でも取り上げる。

この台風は、前日 1 日夜関東地方に上陸、速い速度で北上し、東北地方から北海道地方へ進んだ。まず、図 1-3-11 の可視画像では、台風の雲域から日本の東海上に伸びる顕著な対流雲バンドが見ら



図 1-3-10 台風第 6 号から変わった温帯低気圧  
2002 年 7 月 12 日 00UTC(水蒸気画像)

れ、これはこの後、台風の温低化に伴って寒冷前線として解析されるようになる。また、北海道の西海上にはあまり明瞭ではないが、下層雲渦が見られこれが CSC である。図 1-3-12 の赤外画像では、オホーツク海南部から千島付近に雲頂の高い雲域があり、雲渦も見られるがこれは CSC ではない(これは動画でも確認される)。CSC の南側、北海道では雲頂高度も低く、Sc 化している。また、



図 1-3-13 の水蒸気画像を見ると北海道南部から本州沿いに、四国・九州までの暗域とその南東端のバウンダリーが顕著である。これは大陸から日本海を越えて日本列島へ乾燥した寒気が流入していることを示しており、すでに CSC 付近まで乾燥域が侵入している。これらの衛星画像の特徴から見て、台風が温低化をほぼ完了したといえる。00UTC の地上天気図では下層雲渦付近が台風中心と解析され(図 1-3-14 参照)、03UTC には温帯低気圧となった。この事例も温低化過程のモデル図(図

1-3-1)の a) に該当すると考えられる。なお、2002 年の台風の衰弱について調べたところ、26 個の台風のうち熱帯低気圧になったものが 14 個、温低化したものが 12 個であった。また、温低化した 12 個すべてがモデル図の a) に該当するものであった。

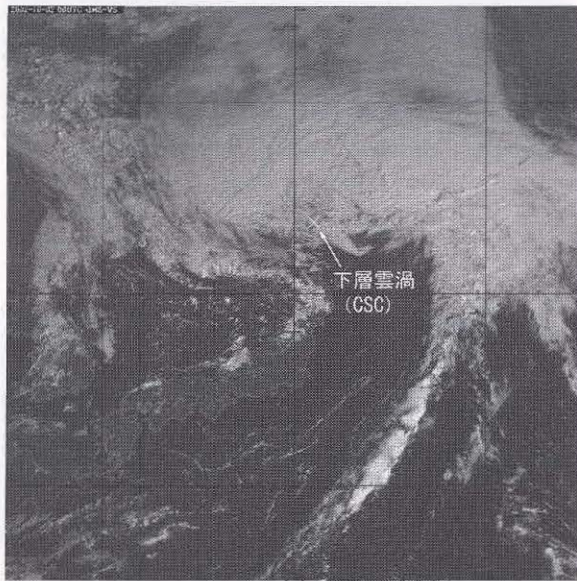


図 1-3-11 温低化過程にある台風第 21 号  
2002 年 10 月 2 日 00UTC (可視画像)

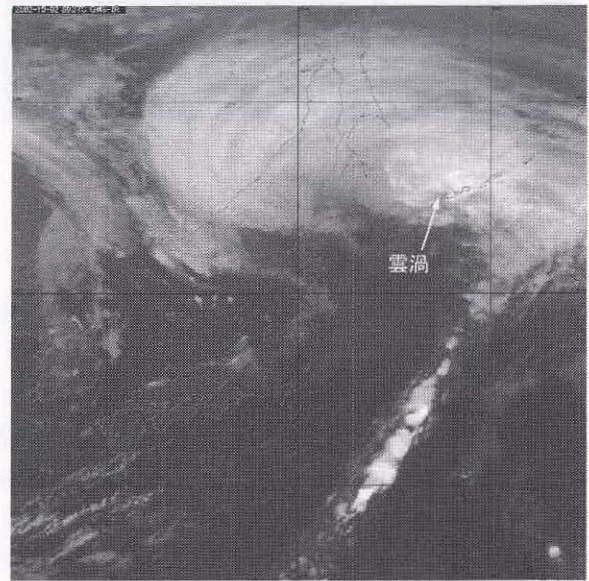


図 1-3-12 温低化過程にある台風第 21 号  
2002 年 10 月 2 日 00UTC (赤外画像)



図 1-3-13 温低化過程にある台風第 21 号  
2002 年 10 月 2 日 00UTC (水蒸気画像)  
×印は CSC の位置

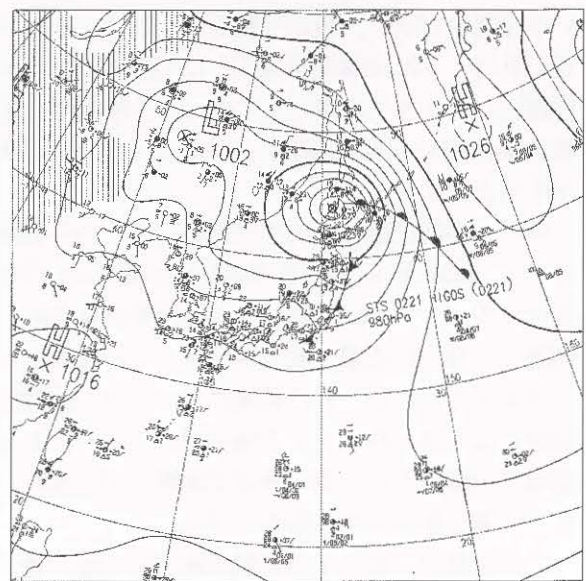


図 1-3-14 2002 年 10 月 2 日 00UTC 地上天気図



### 赤道をまたぐ双子台風

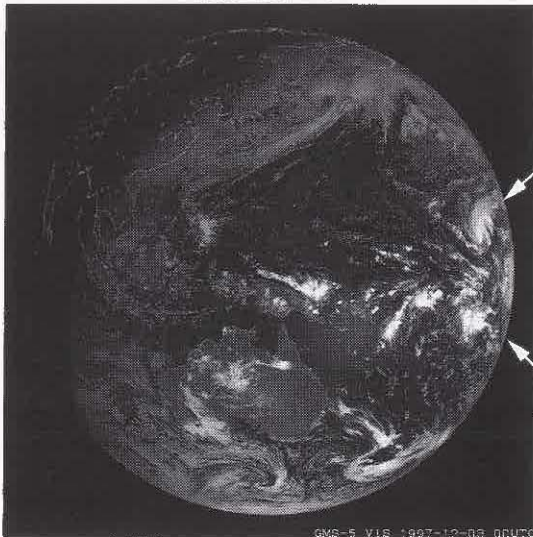
太平洋中央部では年に2～3個の双子の熱帯低気圧(ツインサイクロン)が発生する。これらは赤道を挟んでほとんど同じ緯度にあり、両者が2～3年に一度STS(Severe Tropical Storm)まで発達する。これらの間の赤道域が西風バーストと呼ばれる強い西風となり、これが海洋表層の暖水を太平洋東部に吹き寄せエルニーニョ現象のきっかけになることもある(Keen, 1982、Ramage, 1986)。図C-2-1は1997年12月3日00UTCの可視画像である。画像の右端(170W付近)に赤道を挟んで熱帯低気圧のペアが見られる(白矢印)。北側の熱帯低気圧の名前はPaka、南側はPamという。この時は今世紀最大級のエルニーニョ現象(1997～1998年)の真っ最中であり、このツインサイクロンがエルニーニョ発生トリガーになったとは言えないが、エルニーニョ現象を強めたのかもしれない。ちなみにPakaはスーパー台風(super typhoon: 1分間平均の最大風速が130kt以上の熱帯低気圧。JTWC\*1が北西太平洋のみで使用)に発達し、グアム島を直撃した。

逆にインド洋西部では2002年の春に西風バーストが観測され、ツインサイクロンが発生した。さらにこれらに伴う強い西風と活発な対流活動の位相が東に伝播し、インド洋東部でまたツインサイクロンが発生した。図C-2-2は後者の2002年5月9日06UTCの可視画像である。北側の熱帯低気圧は02B、南側はErrolという名前である(白矢印)。この位相の伝播はマダン・ジュリアン振動(MJO)と呼ばれ、赤道を一周する1～2ヶ月の季節内振動\*2である。MJOは太平洋の台風やエルニーニョ現象の発生に関わっており、この時のMJOは続いて発生したスーパー台風ハギビスとハリケーンAlmaの発生に寄与した(英国気象庁HP)。

(菊池 明弘)

\*1 JTWC: Joint Typhoon Warning Center

\*2 季節内振動: 10～90日程度の周期で振動する気象現象



図C-2-1 1997年12月3日00UTCの可視画像



図C-2-2 2002年5月9日06UTCの可視画像



## 1.4 亜熱帯低気圧\*

亜熱帯域では、熱帯低気圧や温帯低気圧とは、発生・発達機構や構造・性質が明らかに異なる擾乱が存在することがある。この擾乱を亜熱帯低気圧として熱帯低気圧や温帯低気圧と区別分類しようという試みが進められている。しかし、亜熱帯低気圧の発達機構や性質等は十分にわかっていない。

### (1) 構造の特徴

北西太平洋の亜熱帯域で発生、発達した低気圧で、その特徴が通常の台風とは明らかに異なる擾乱が存在する。しかし、その調査は十分行われておらず、日本では明確な区別や分類は行われていない。WMO では亜熱帯地域で発生する純粹に温帯的でも熱帯的でもない低気圧を亜熱帯低気圧として分類している。

藤田ほか(1995)は、擾乱の発生または発達地域が亜熱帯域で、中心付近に活発なCbを伴わない擾乱を亜熱帯低気圧ではないかとして、調査を行なった。その特徴として、擾乱中心の相対的な寒気核の存在と、最大風速域が低気圧の中心からかなり離れたところに存在することを述べている。また、雲パターンの分類も試みている。

永沢(1995)は、北東太平洋で多く発生し、コナ・ストーム(ハワイ付近に強い雷雨をもたらす低気圧)に代表される亜熱帯低気圧を紹介している。この擾乱は、偏西風帯の蛇行が大きくなり低緯度の対流圏中・上部に切離低気圧ができると、やがてこの近傍に地上低気圧として発生、発達する。その特徴は、発生時に中心部ほど低温であったものが、発達するにつれて中心部が暖まり、熱帯低気圧の性質を伴ってくることと、風速の極大域が中心から数100km離れたところにあること等である。

藤田ほかは、亜熱帯低気圧の紹介の中で、北西大西洋で発生する亜熱帯低気圧の調査を紹介しており、この調査では、擾乱の中心部に寒気コアを伴うことが特徴であることを述べている。また、Erickson(1967)が、潜熱のエネルギーと共に傾圧性をエネルギー源として発達した低気圧をその両方の性質から混成低気圧として報告していることを紹介している。

Hart(2003)は、亜熱帯低気圧が温帯低気圧と熱帯低気圧の中間的な性質をもっているとして、低気圧の性質を、対流圏上下層の温度風、及び前線性(層厚の非対称性)により分類している。その中で、中間的な性質を持つ低気圧について、対流圏下層で暖気核が存在し、前線性が大きい(層厚が非対称)擾乱をHybrid cyclone、また、対流圏下層において暖気核、対流圏上層で寒気核が存在する擾乱を亜熱帯低気圧(Subtropical cyclone)と位置づけ、分類している。

以下、日本付近で発生した亜熱帯低気圧と思われる擾乱を紹介する。

### (2) 亜熱帯地域で発達した擾乱

#### (a) 事例概要(台風第19号:2002年9月18日~23日)

9月18日12UTCにグアム島の北海上で発生した熱帯低気圧は、ゆっくり北西進し日本の南海上に達した頃からやや発達した。22日00UTCには台風第19号となったが、あまり発達せず23日00UTCには温帯低気圧となった。この台風は通常の台風と異なり、中心の北側にはCb域はあるものの中心付近に発達したCbは伴っていなかった。

#### (b) 雲域の特徴と経過

図1-4-1(左)は2002年9月21日00UTCの可視画像である。日本の南には熱帯低気圧が見られる。雲域を見ると中心付近には発達したCb域は見られず、中心の北側でCbが散在している。低気圧中心の東側には下層渦(A)も見られる。図1-4-1(右)は同時刻の赤外画像である。この画像を見ても中心の北から北東側にいくつかCb(B)が見られるが組織的なCbは見られない。また、中心付近の雲域は輝度が低く、下層雲であることがわかる。図1-4-2は台風となった9月22日00UTCの可視と赤外画像である。24時間前の画像と比較してみると、中心の北西側でやや発達したCb域(C)があるが、やはり中心付近にはCb域は見られない。擾乱の中心からCb域までは約2度程度離れている。しかし、下層雲の巻き込み(D)はやや明瞭となり低気圧性循環がやや強まっていることを示している。

藤田ほかは、通常の台風は雲の特徴として中心

\*多田美樹雄



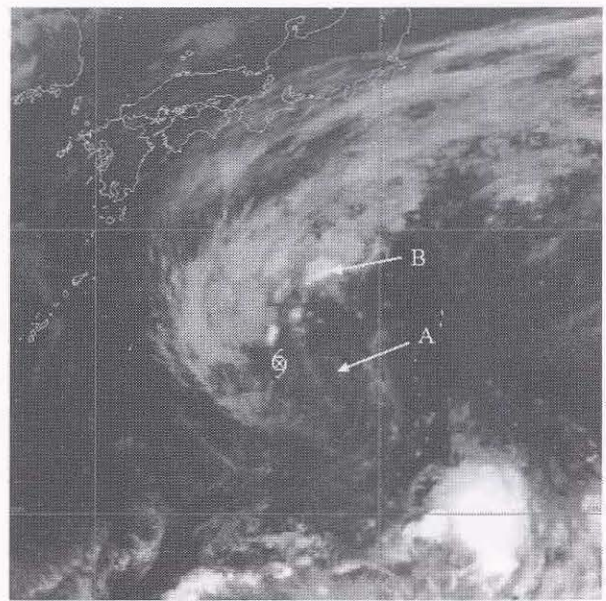
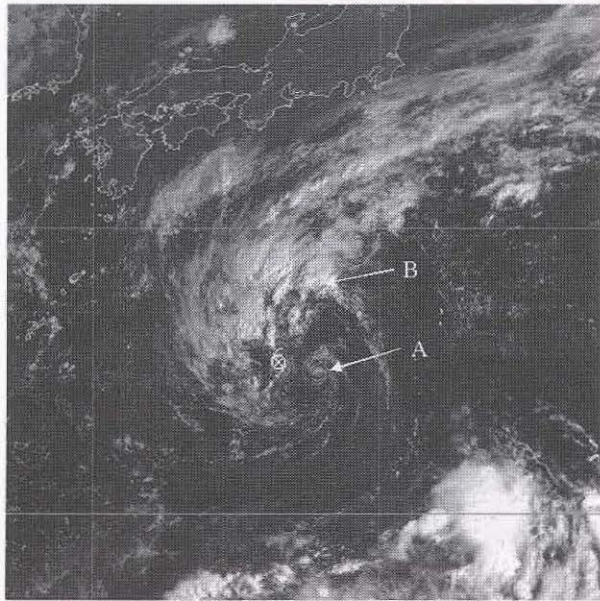


図 1-4-1 2002 年 9 月 21 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像 (中心位置⑥はベストトラック)

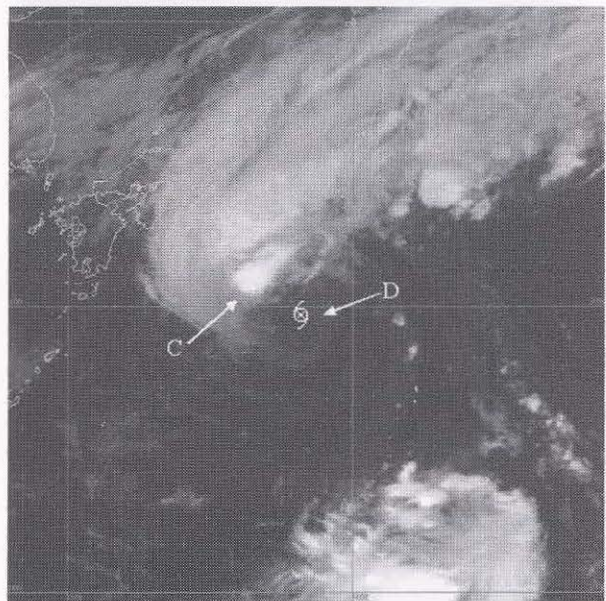
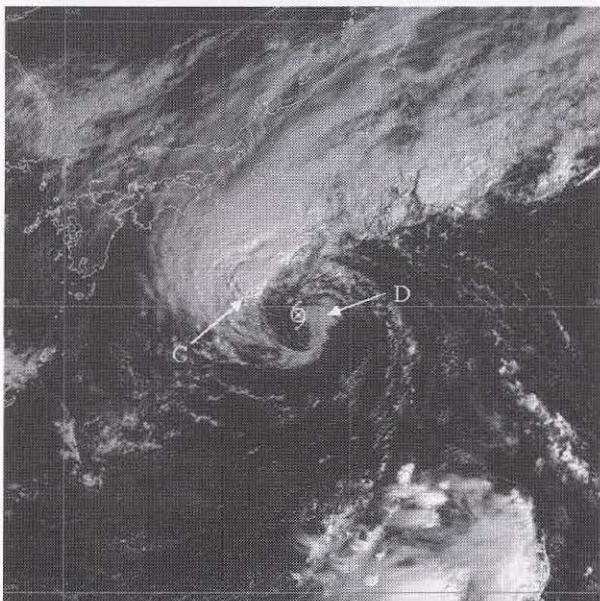


図 1-4-2 2002 年 9 月 22 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像 (中心位置⑥はベストトラック)

から Cb 域が離れたとしても 1 度程度でありその方向は東から南にかけてであるが、Hebert and Poteato(1975)が示した亜熱帯低気圧の雲の特徴として、中心の北から東にかけて Cb があり、その距離は 2 度程度離れていることを紹介している。藤田ほかの事例調査でもこの特徴と一致することが示されており、ここで示す事例もその特徴とほぼ一致している。

亜熱帯低気圧の特徴として、擾乱の中心部に相対的な寒気核の存在が報告されているが、北島ほか(2003)は 22 日 09UTC から 12UTC にかけて 200km

程度まで接近した八丈島の高層観測及び軌道衛星 NOAA のマイクロ波探査計のデータにより、下層及び上層は暖気核をもつ擾乱の特徴を示していたことを述べている。

この熱帯低気圧の発達期の水蒸気画像と赤外画像を図 1-4-3 に示す。2002 年 9 月 19 日 12UTC から 20 日 12UTC にかけて熱帯低気圧はゆっくりと西北西に進みながら発達している。19 日 12UTC の赤外画像(上段左)を見ると、低気圧は小笠原諸島の南南東にある。雲域を見ると、中心付近の北東側に Cb 域があるが雲システムの巻き込みは明瞭で



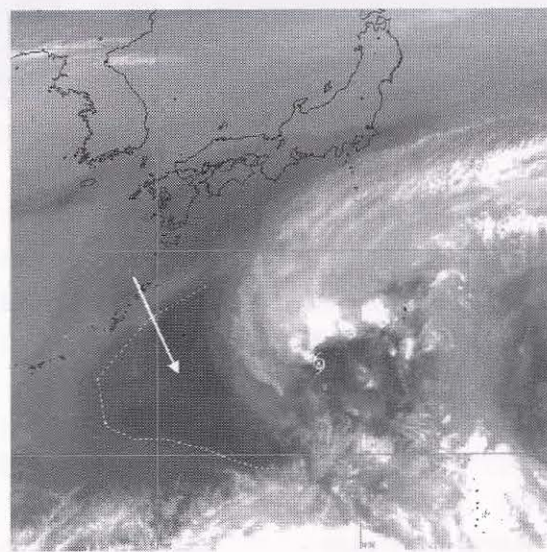
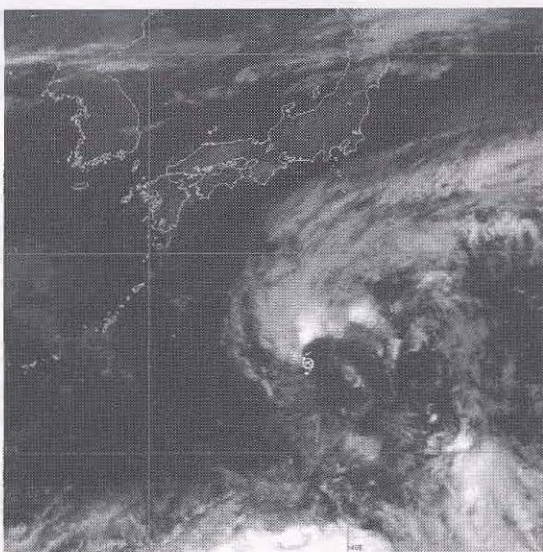
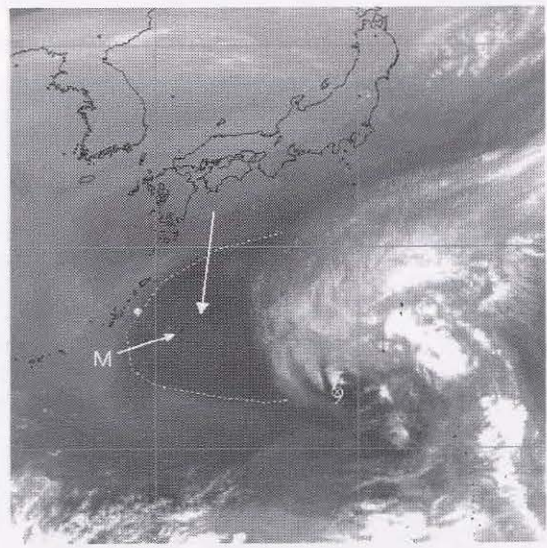
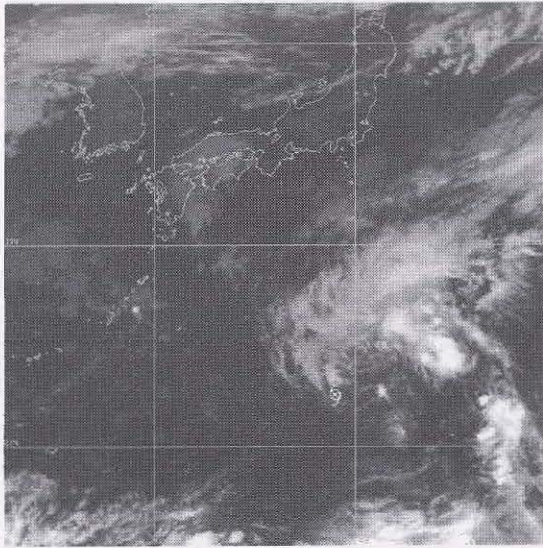
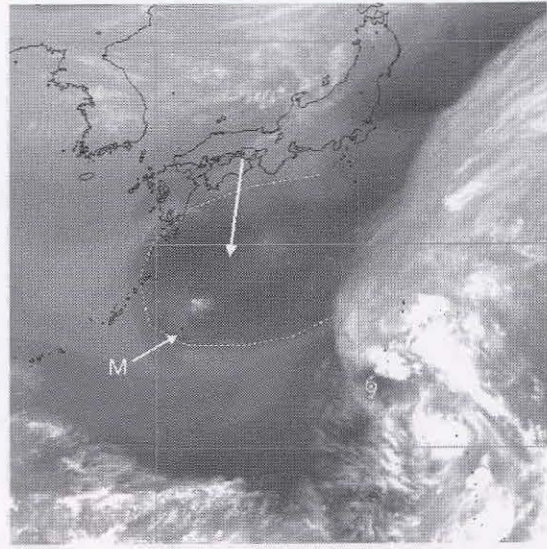
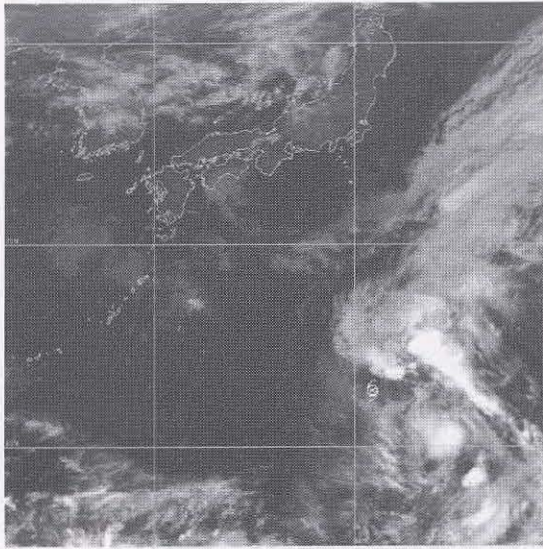


図 1-4-3 発達期の熱帯低気圧の様子 赤外(左)、水蒸気(右)画像

上段：2002年9月19日12UTC 中段：20日00UTC 下段：20日12UTC



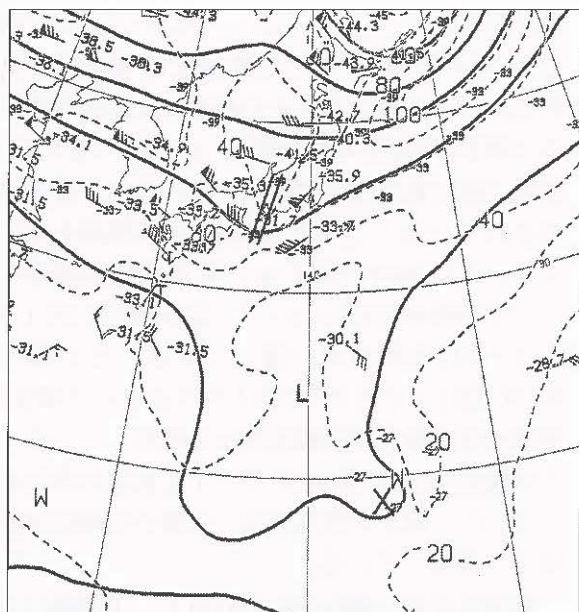


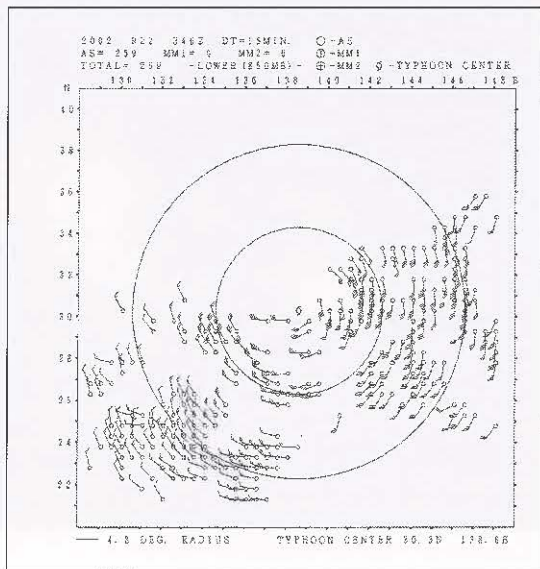
図1-4-4 300hPaの天気図(9月19日00UTC)

×は擾乱の中心(地上)を示す

//は上層トラフの位置

はない。同時刻の水蒸気画像(上段右)を見ると、低気圧の北西側に明瞭な暗域が存在するのがわかる(矢印で示す点線内)。300hPaの天気図(図1-4-4:19日00UTC)を見てみると、東海付近に明瞭なトラフが解析でき、19日12UTCでは関東の東海上に達している。日本の南の暗域は先に示したトラフと共に東南東進し、トラフが日本の東海上に抜けると、暗域は日本の南に取り残されるようにゆっくりと南に進んでいる。

20日00UTCの水蒸気画像(中段右)を見ると暗域



はゆっくりと南下しており、暗域は低気圧の西側まで達していることがわかる。赤外画像(中段左)を見ると低気圧の中心付近にはCb域はないものの、中心の北側の雲域が発達し雲システムの巻き込みも良くなっている様子がわかる。この暗域内にあたる南大東島(水蒸気画像の矢印M)の300hPaの気温を見ると、 $-31.5^{\circ}\text{C}$ (19日00UTC)から $-33.3^{\circ}\text{C}$ (20日00UTC)と下がっている。このことから南下した暗域が寒気を伴っていたことがわかる。20日12UTCの画像を見ると、水蒸気画像(下段右)では低気圧がゆっくり北西へ進み暗域は低気圧の西南西に達している。赤外画像(下段左)を見ると、雲システムの巻き込みがさらに良くなり、中心付近の北側にCb域も発生し発達していることがわかる。このように画像の経過からは、この熱帯低気圧が発達した要因のひとつとして北西側にあった寒気が影響しているように見える。

亜熱帯低気圧の特徴として、最大風速域が中心から離れたところに存在することを藤田ほか報告している。図1-4-5は21日04UTCの台風第19号の周辺における下層雲の移動から求めた衛星風の分布図である。これを見ると、中心から250km付近に最大風速域が存在していることがわかる。通常の台風(中心付近に発達した雲域がある台風)の最大風速域は、衛星風や飛行機観測によると、中心から100km以内に最大風速が存在している。

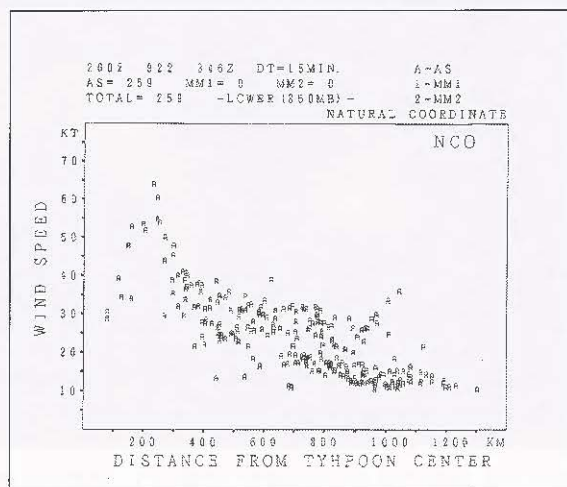


図1-4-5 衛星風分布図(2002年9月21日04UTC) 平面分布図(左)、動径方向の風速分布(右)



藤田ほかの調査では、亜熱帯低気圧の最大風速域が中心から400km以上離れているとの報告もあるが、今回の事例はそれよりもやや中心に近いが、通常の台風の場合よりかなり離れた所に最大風速域がある。

以上のことから、この擾乱が中心付近で活発なCb域を伴わなかったため、潜熱エネルギーのみで発達した擾乱ではなく、上層の気圧の谷や上層寒気が発達した要因のひとつと考えられる。しかし、この擾乱の構造は熱帯擾乱の特徴を持っていたことから、この低気圧は亜熱帯低気圧ではないかと推測されるが、その確定にはさらに調査が必要であろう。

### (3) 偏西風帯の蛇行の深まりにより発生した擾乱

#### (a) 事例概要(関東の南東海上で発生した低気圧：2002年8月2日～5日)

2002年8月2日18UTCに関東の南東海上で発生した低気圧は、下層渦が明瞭で前線構造もなく熱帯擾乱の形状を呈して東進した。この低気圧は、偏西風帯の寒気を伴った上層トラフが深まり、形成された切離低気圧の直下に発生、発達した擾乱である。

#### (b) 雲域の特徴と経過

図1-4-6は2002年8月3日00UTCの可視と赤外画像である。関東の南海上に下層循環が明瞭な擾

乱が見られる(中心は×印)。中心の北東には明瞭なCbライン(A)や南では活発なCb域(B)が見られる。また、雲システムの直径は400km程度である。同時刻の地上天気図(図1-4-7右下)を見ると、関東の南に低気圧が解析されているが、前線は解析されていない。さらに500hPaの天気図を見ると、1日00UTC(図1-4-7左上)で偏西風帯のトラフが沿海州付近にあって、2日00UTC(図1-4-7右上)では本州付近に達している。その後3日00UTC(図1-4-7左下)ではトラフがさらに深まり、関東の南東海上で切離低気圧を形成している。この切離低気圧は500hPaで $-7^{\circ}\text{C}$ 前後の寒気を伴っていた。地上の低気圧は、上層の切離低気圧の直下で発生している。

低気圧が東へ進む(図1-4-8)と、下層渦(C)はさらに明瞭となった。Cb域(D)は中心の東側が主で中心付近にはほとんど見られない。最盛期(図1-4-9:5日00UTC 可視と赤外画像)では、Cuラインの入り込みもさらに明瞭となり(E)、中心付近に発達したCb域(F)があって、熱帯低気圧の雲システムに似ている。これは中心部ほど低温であった低気圧が、発達するにつれ中心部が暖まり、雲システムとしては小さいが熱帯低気圧の性質を帯びてきたことを示唆していると思われる。

この擾乱は、寒気を持った上層の谷が日本付近で深まり、カットオフされた状態で下層にも循環

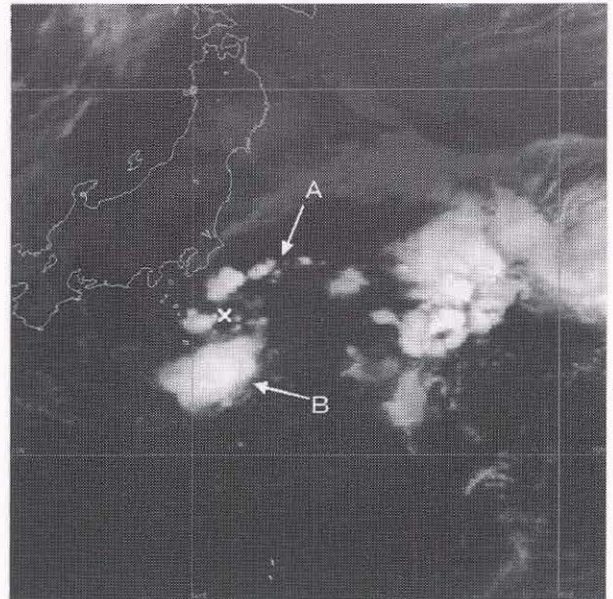
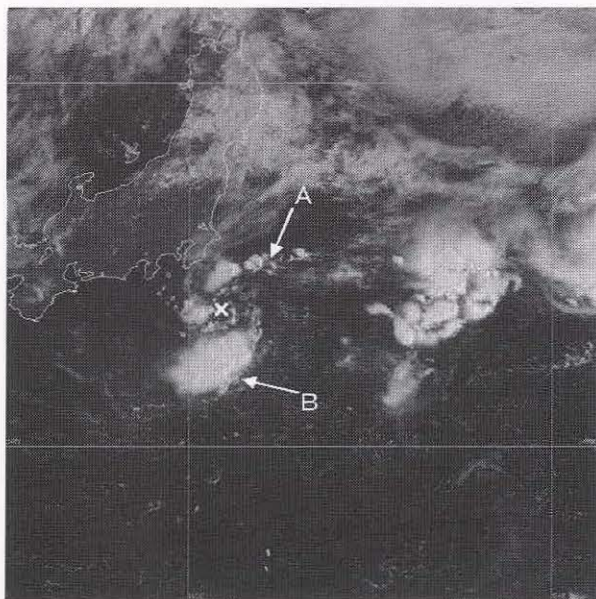


図1-4-6 2002年8月3日00UTC 可視(左)、赤外(右)画像



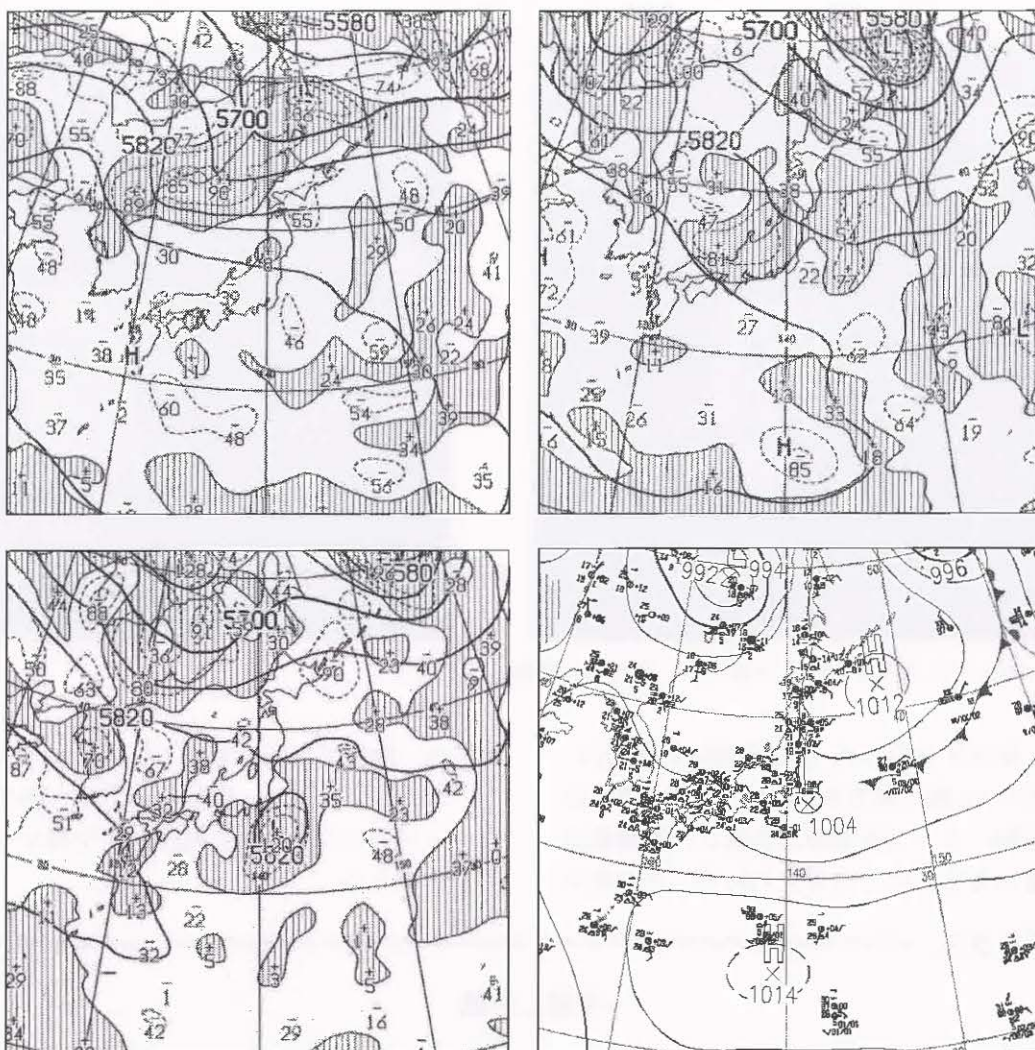


図 1-4-7 地上天気図(3日 00UTC 右下)と 500hPa の高度と渦度(1日 : 左上、2日 : 右上、3日 : 左下、時刻はすべて 00UTC)

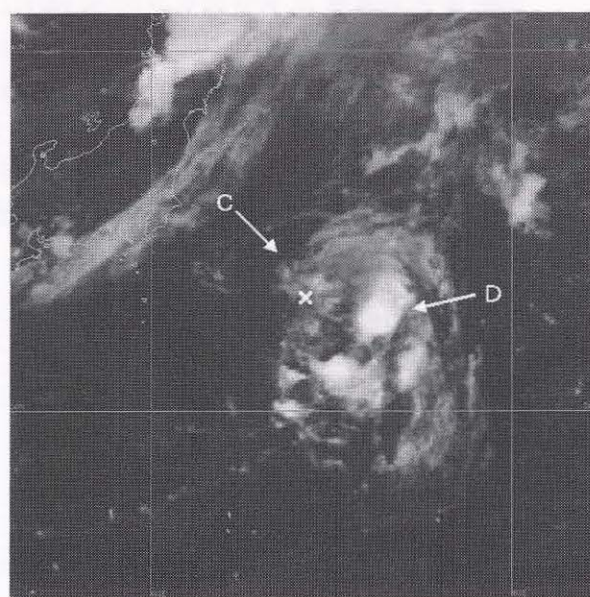
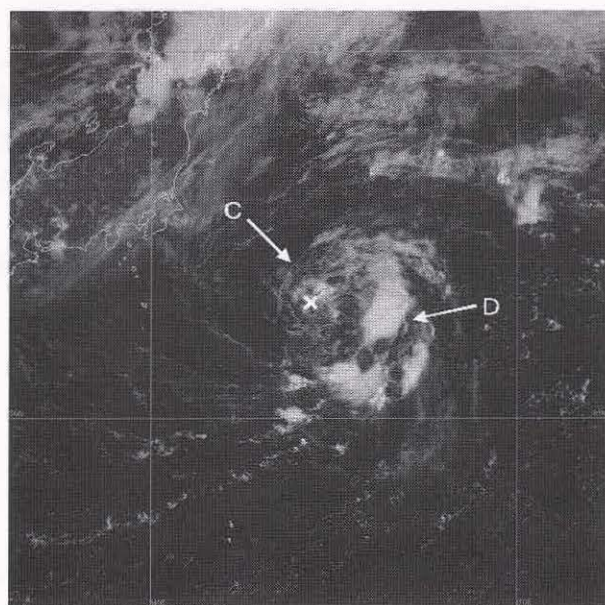


図 1-4-8 2002 年 8 月 4 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像



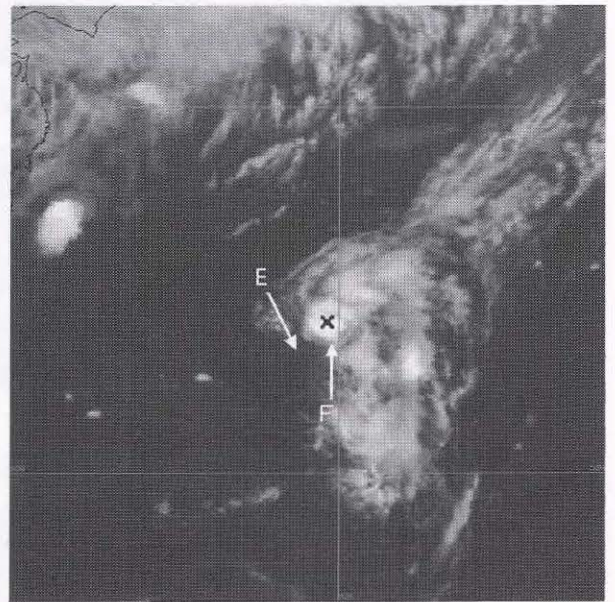
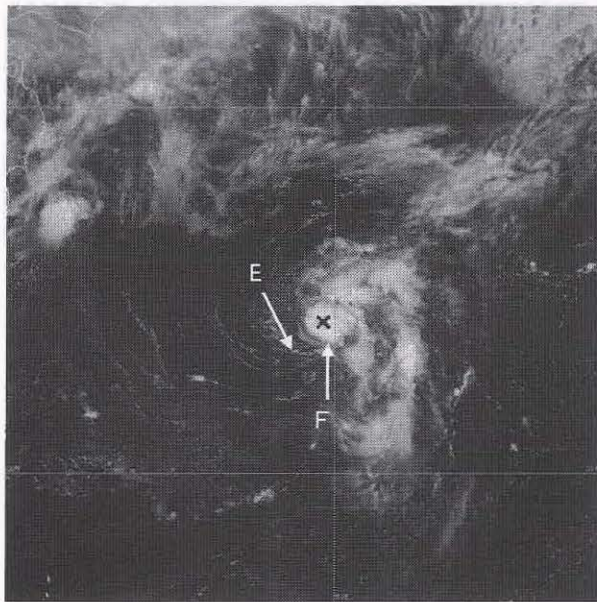


図 1-4-9 2002 年 8 月 5 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像

が発生し低気圧となった。この低気圧の性質は、中心付近のCb域の発生発達から、擾乱の寒気核が対流活動によって暖気核に変質し、熱帯低気圧の性質に変化したとも考えられる。この低気

圧は、熱帯低気圧に変質した様子がコナ・ストームに似ているが、明瞭なUCLから発生するコナ・ストームとは発生過程がやや異なっているようである。

## デミタス

### 年越し台風

気象衛星センターではすべての台風の発生から消滅までを見届ける。したがって、通年で台風及び台風になりそうな熱帯低気圧を監視している。

2000年の台風第23号は年末の12月30日に発生し、新年の1月5日に弱まって熱帯低気圧になった。このような年越し台風は時々ある。統計的に見ると月別の台風発生数のピークは表D-2のように8月にあり、谷は2月にある。2001年の台風第1号は5月11日に発生したが、2002年の台風第1号は1月12日に、2003年の台風第1号は1月18日に発生した。中・後者は、寒候期の台風発生数の谷に向かう時期である。台風番号は発生順に暦年で付けることになっているが、気象学的な台風年度というものがあったら、2002年、2003年の台風第1号は、それぞれ前年の台風第26号となる。

(安東義彦)

表D-2 台風の月別発生数の平年値(1971年～2000年の30年平均)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年間
発生数	0.5	0.1	0.4	0.8	1.0	1.7	4.1	5.5	5.1	3.9	2.5	1.3	26.7



## 台風の数え方

皆さんは台風と聞くと、どんな姿を想起するであろうか。気象に携わる人でも、バウムクーヘンというドイツ菓子の横幅を広げたような円筒形を思い浮かべる場合が多いと思う。そして1個2個と数えるはずだ。ところがである、図C-3を見て頂きたい。これは極軌道衛星で撮影した画像で、地球の縁辺で水色に光っているのは大気層である。日本の東の台風イーウィニャ(0009)はこれに比べても厚さがかなり薄い。こんな姿の台風を1個2個と数えて良いのだろうか。GMS-5による観測は台風をこんなに画像の端まで追うことが少ないので台風の斜めからの俯瞰像を得られず、この画像に比べ解像度も落ちるのでその立体感を捕まえづらい。しかし落ち着いて考えればCbの高さを10km、台風の直径を1,000kmとすると、その厚みと幅の比は1:100になる。これはちょうどCDの形に似ている。CDを1個2個と数える人はいないだろう。よって台風は1枚2枚と数えることをお奨めしたい。

何故このような思い違いが起きるかと言うと、教科書に載っている台風の絵は鉛直方向に引き伸ばし誇張して表現しているためだと思う。また日常生活の中で、このような極端に水平方向に広い鉛直循環は直感として理解しにくいからだろう。単純な台風の鉛直循環モデルとして高さ2mで直径200mの円形部屋の中心でストーブを焚いたら、下層で中心に収束し上昇するような鉛直循環ができるのだろうか。やはりピンとこない。これらの事情は温帯低気圧や前線でも同じである。この両者も水平スケールの非常に大きな平たい循環を持っているが、我々は普段このことを意識していない。

(菊池 明弘)



図C-3 2000年8月17日の可視画像(NASA ホームページより)