

## 第4章 熱帯・亜熱帯の画像に見られる現象

静止気象衛星で熱帯・亜熱帯地方を常時監視していると、熱帯低気圧以外にも色々な現象が見られる。以下にGMS画像で見られた現象で、画像として比較的明瞭な現象をいくつか紹介する。

### 4.1 雲・水蒸気分布の日変化及び季節変化\*

#### (1) 雲分布に見られる日変化

気象衛星画像を数日間について毎時間の動画などで観察すると、熱帯・亜熱帯の雲分布に日変化があることに気が付く。なかでも降水と密接な関係のある活発な対流雲の分布(雲域の面積と雲頂高度)の日変化は、海洋上と陸上でその現れ方が異なる。雲分布の日変化については、気象衛星による雲画像が利用できる前から、地上での観測により知られていた。

今回、GMS画像の赤外データを用いて東南アジ

アから太平洋中部熱帯域における雲の特性を調査した(詳細省略)。この結果によると、太平洋上は夜間に対流活動が盛んになり、 $-80^{\circ}\text{C}$ 以下のTBBを持つ積乱雲が多く出現する。この強い対流活動は夜間に数回の極大を持ち、この強い対流雲域から外側に向かい雲域が薄くなりながら拡大する。より暖かいTBB値の雲域ほどその面積が極大となる時刻が遅くなる。一方、東南アジア地域(大陸)ではこの様子は異なり、午後から夕方にかけて発生した積乱雲によって冷たいTBB値の面積が極大となる。

また、上田(1981)によると、陸上では、早朝(04LST)に雲頂高度850hPaで雲活動のピークが見られ、時間とともに上へ移り、06~07LSTには500hPaでピークが見られるが、その後のピークはない。その後、15~18LSTにも350~200hPaでピークが見られる。

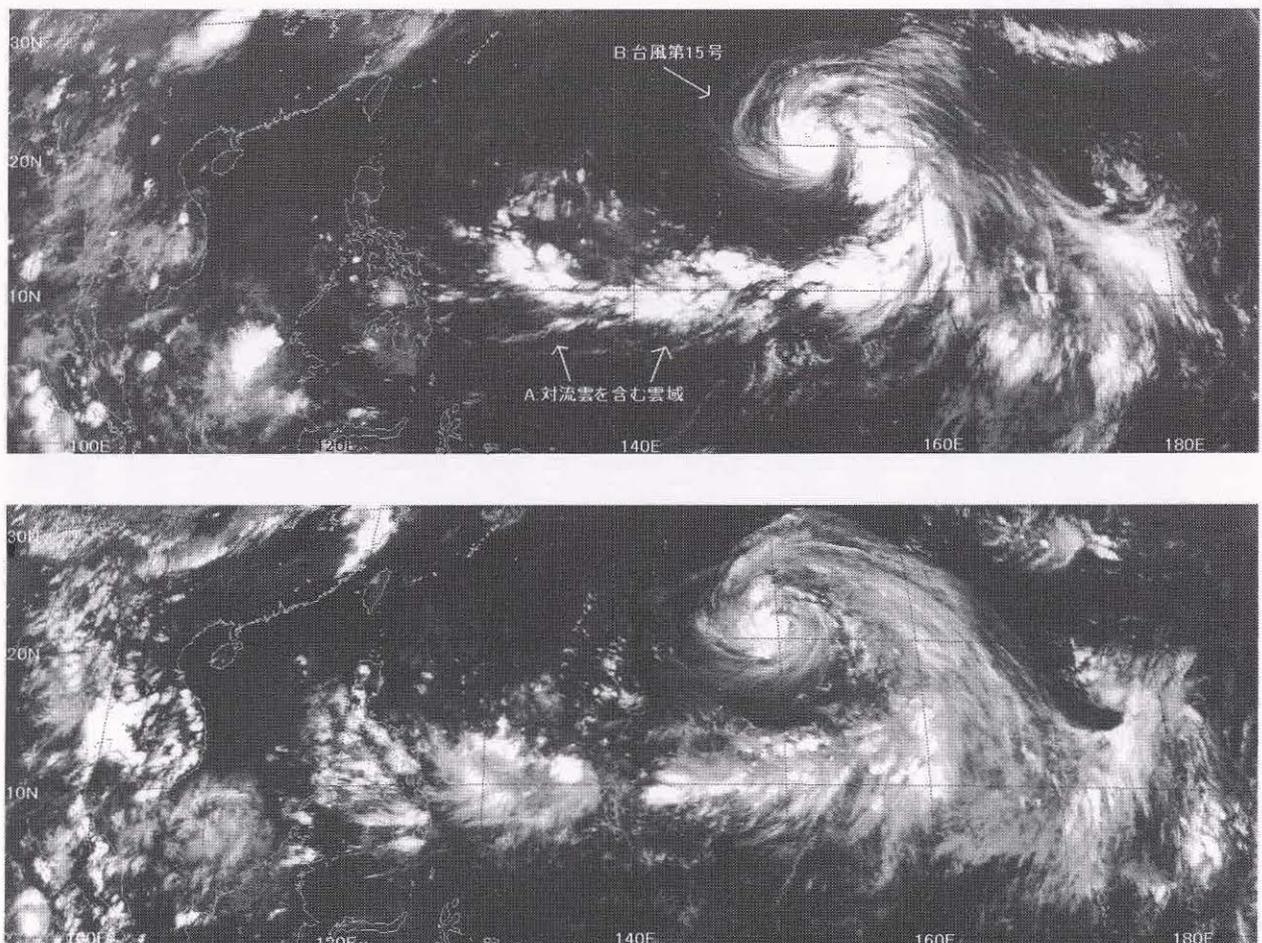


図4-1-1 雲分布の日変化(赤外画像) 上:2002年8月24日21UTC 下:同25日09UTC

\*牧野佐知子

この他、衛星画像を用いた過去の調査例はいくつかあり、これらの調査結果から、海洋上においては、対流雲の活動が最大になる時間帯は早朝の06LST頃であり、雲域の面積は最大時には最小時のおよそ1.7倍という調査もある(Browner *et al.*, 1977)。一方、陸上では、早朝に対流活動のピークが見られ、さらに日射による地表の昇温のために発生した積乱雲により、午後にもピークが存在する。

熱帯・亜熱帯における雲分布の日変化の一例として、図4-1-1に2002年8月24日21UTCと25日09UTCの赤外面像を示す。図4-1-2は、図4-1-1のインドシナ半島およびフィリピン諸島付近の拡大図である。これら4枚の画像を比較して、最も

明瞭な変化は、午後の陸上(大きな島)で、16~17LSTにあたるインドシナ半島やフィリピン諸島での活発な対流雲の増加である。早朝にあたる21UTCの赤外面像では灰色の雲域が主であるが、午後にあたる09UTCの画像では、白く輝いた塊状の積乱雲が多数発生して広がっている。逆に、夜間から早朝にかけて海上で発達した対流雲を含む雲域(図4-1-1のA)や台風第15号に伴う雲域(B)は、09UTC(17~19LST)には減少してやや衰弱しているように見える。これらの日変化の違いの原因として、海洋上と陸上とでの日射による加熱効果の差や供給される水蒸気の量の差などによるものと考えられる。

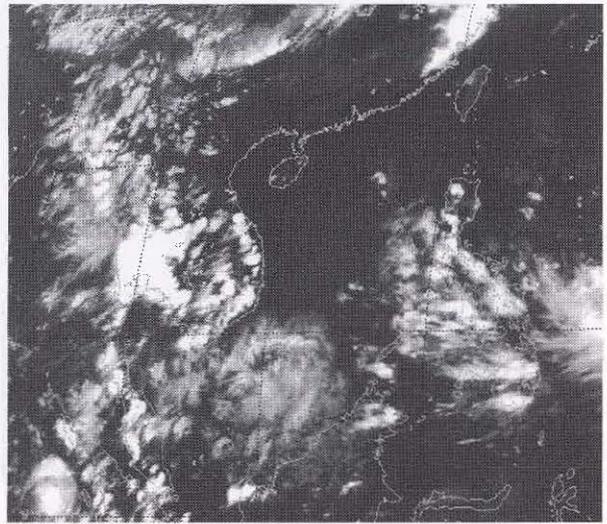
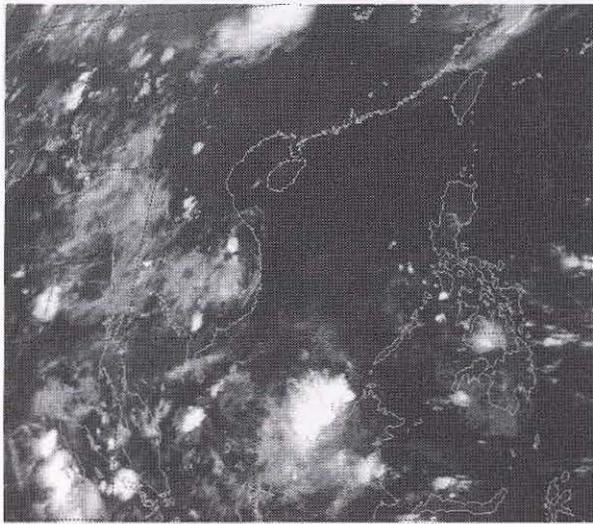


図4-1-2 インドシナ半島およびフィリピン諸島付近の拡大図(赤外面像)

左：2002年8月24日21UTC/04~05LST

右：2002年8月25日09UTC/16~17LST

## (2) 雲・水蒸気分布に見られる季節変化

気象衛星画像の雲分布には、熱帯・亜熱帯地方でも季節変化が見られる。各季節の代表的な雲分布が見られる赤外面像を図4-1-3から図4-1-6に示し、北半球を主体にその変化を見る。

図4-1-3は、北半球の春の例で2002年5月9日00UTCの赤外面像である。インドシナ半島の西に活発な雲域がある。この雲域はしだいに北へ移り、東南アジア地方のモンスーン入りが近いことを示唆している。この雲域からほぼ5N~10Nに沿って熱帯収束帯(ITCZ)に対応する雲域(以下、「ITCZ雲域」とする)が東に伸びている。この雲域の北側は太平洋高気圧に覆われており雲は少ない。ニュー

ギニア付近から南東に延びる雲バンドは、南太平洋収束帯(South Pacific Convergence Zone)に対応する雲域(以下、「SPCZ雲域」とする)である。一方、インド洋では、赤道の南側にITCZ雲域が形成されており、スマトラ島の西に活発な雲域がある。この雲域は、後にTropical Cyclone(ERROL(24S))に発達している。

図4-1-4は、同じく夏の例として2002年8月12日00UTCの赤外面像である。5月にインドシナ半島の西にあった活発な領域は北へ移りベンガル湾北部に広がっており、この地域が夏のモンスーンに入っていることを示している。熱帯の雲域のこの北への移動は、夏季の大きな加熱により比熱

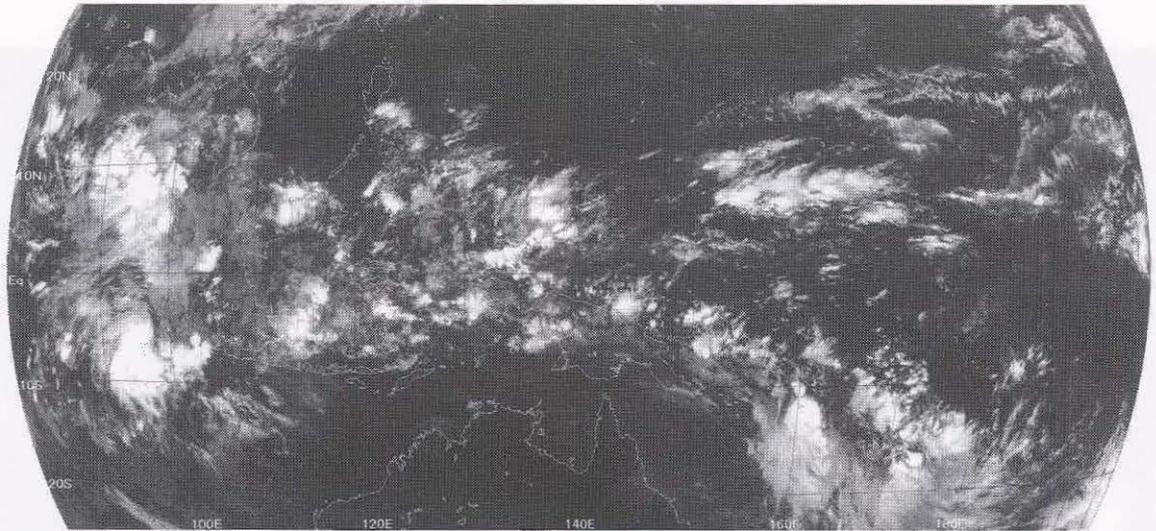


図4-1-3 2002年5月9日00UTC 赤外面像

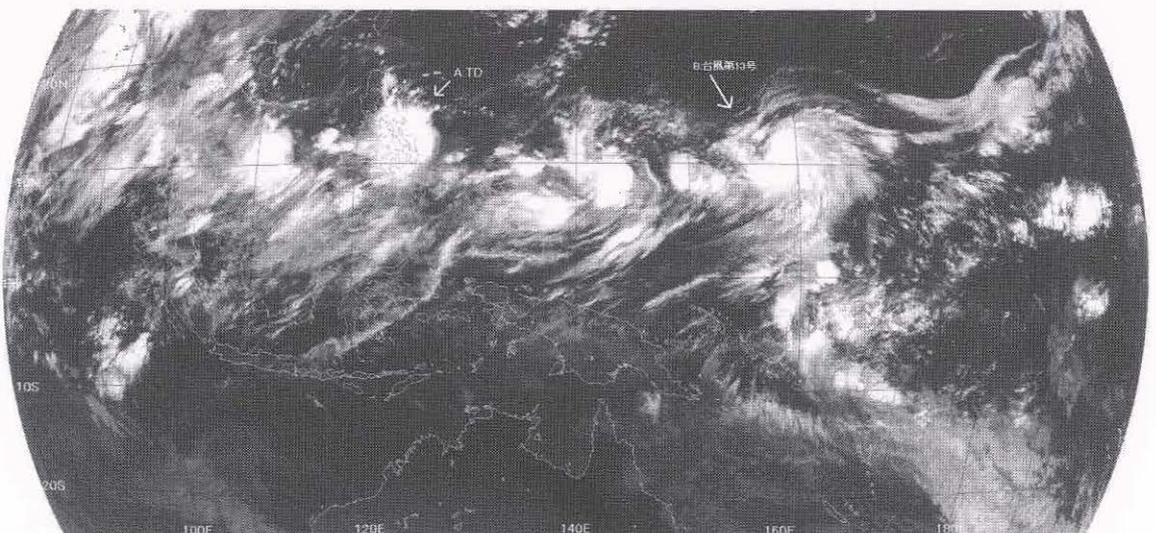


図4-1-4 2002年8月12日00UTC 赤外面像

が小さい大陸は海洋よりも暖かくなり低圧部となることによって引き起こされている。この地域の季節変化は、熱帯・亜熱帯域の他の地域に比べ最も顕著である。ITCZ 雲域は5月よりも北側に位置し、10N 付近に活発な対流雲が散在している。ITCZ 雲域には、東西に 1000~2000km ほどの間隔で活発な領域があり、その一部が台風に発達している。フィリピンの東の TD(A) やそのはるか東の台風第 13 号(B) も、この活発な領域から発生・発達し北上したものである。一方、南半球側の ITCZ 雲域は、ほとんど確認することができない。そして、SPCZ 雲域は東へ移り、春の例と比較すると不活発となり、南半球は全般にわたって活発な対流雲が少ない。

図 4-1-5 は、同じく秋の例として 2002 年 11 月 17 日 00UTC の赤外画像である。ベンガル湾付近には、ほとんど雲は見られず、この地域が乾季に入っていることを示している。ITCZ 雲域は、8月に比べて南側に位置し、150E 以西では赤道付近で雲が活発である。150E 以東では赤道をはさんで南北に ITCZ 雲域と SPCZ 雲域が見られる。北半球、南半球ともに全般にわたって活発な対流雲が少ない。

図 4-1-6 は、同じく冬の例として 2003 年 2 月 19 日 00UTC の赤外画像である。ベンガル湾付近でさらに雲が少なくなり、北半球全般にわたって活発な対流雲が少ない。ITCZ 雲域は、南半球側にあり、8月の画像と好対照である。ニューギニア付

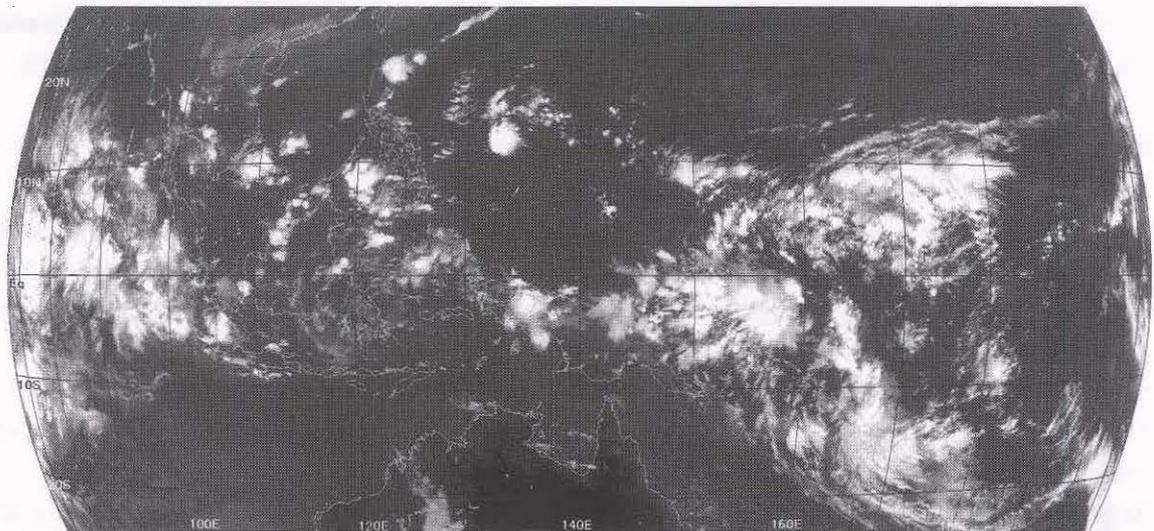


図 4-1-5 2002 年 11 月 17 日 00UTC 赤外画像

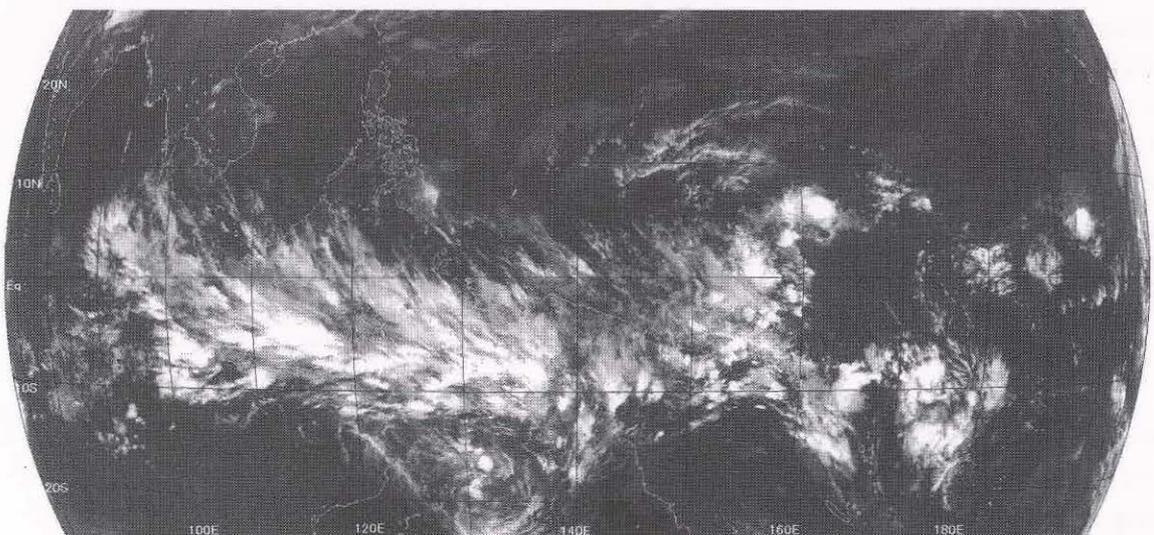


図 4-1-6 2003 年 2 月 19 日 00UTC 赤外画像

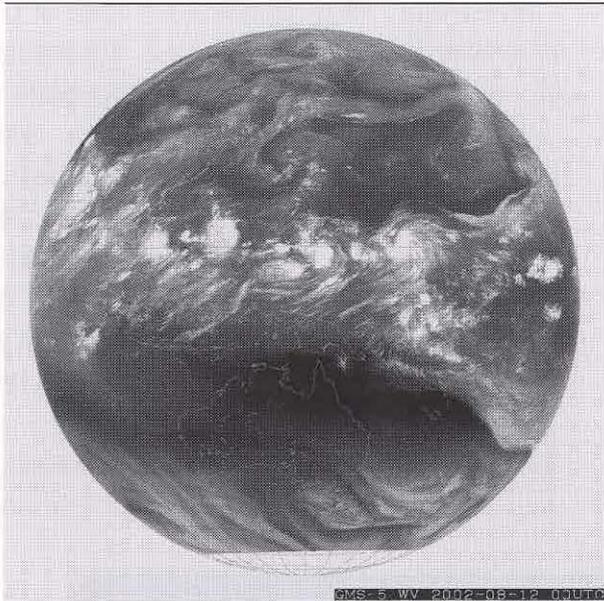


図 4-1-7 2002 年 8 月 12 日 00UTC 水蒸気画像

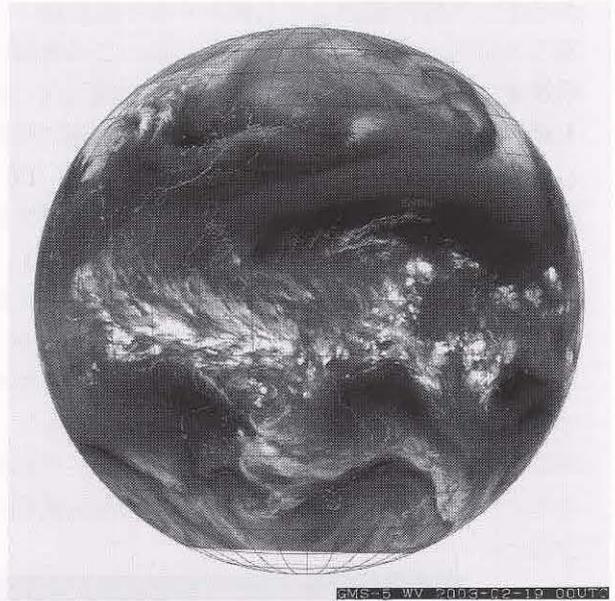


図 4-1-8 2003 年 2 月 19 日 00UTC 水蒸気画像

近から南東に延びる雲バンドは、SPCZ 雲域である。

図 4-1-7、8 は、図 4-1-4、6 とそれぞれ同日時の水蒸気画像である。図 4-1-7 では、冬季である南半球には大規模な暗い領域(暗域)が広がっており、夏季である北半球の熱帯・亜熱帯地方にはいくつかの擾乱が見られる。一方、図 4-1-8 は、北半球には大規模な暗域が広がっており、南半球には小規模な擾乱が見られ、赤外面像と同様に 8 月の水蒸気画像と対照的である。

### (3) 雲量分布図に見られる季節変化

熱帯・亜熱帯の雲分布は日々変化しており、前項に示した代表的な雲分布が毎日見られるわけではない。季節の特徴をさらに明確にするため、夏及び冬の月平均雲量分布図を図 4-1-9 及び図 4-1-10 に示す。これらの図は、3 時間ごとに観測された 1 日 8 回(00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC)の赤外データ(時別値)から日平均値(全時間帯の平均)を出し、その日平均値の月平均として算出し、全雲量を 100%として表わしたものである。陰影の部分が雲量 70%以上、縦線の部分が雲量 30%以下を示している。

図 4-1-9 は、2001 年 8 月の月平均雲量分布図である。インドシナ半島付近のモンスーン域や太平洋の熱帯擾乱等に伴う雲量の多い領域が北半球に顕著に現れている。図 4-1-4 に示すような 8 月のある日時の画像では、ITCZ 雲域上には雲の多い所と少ない所が交互に存在しているが、月平均雲量

分布図では、雲量の多い部分が 10N 付近に東西に伸びており、ITCZ に対応していると認識できる。

図 4-1-10 は、2001 年 2 月の月平均雲量分布図である。北半球側では全般に雲量が少なく、150E 以東の 10N~20N にかけては雲量が 30%以下となっており、太平洋高気圧との対応がよい。また、インドシナ半島付近も雲量が 30%以下となっており、この地域が乾季に入っていることが顕著に現れている。

以上のように、熱帯・亜熱帯地方でも明瞭な季節変化が起きていることがわかる。

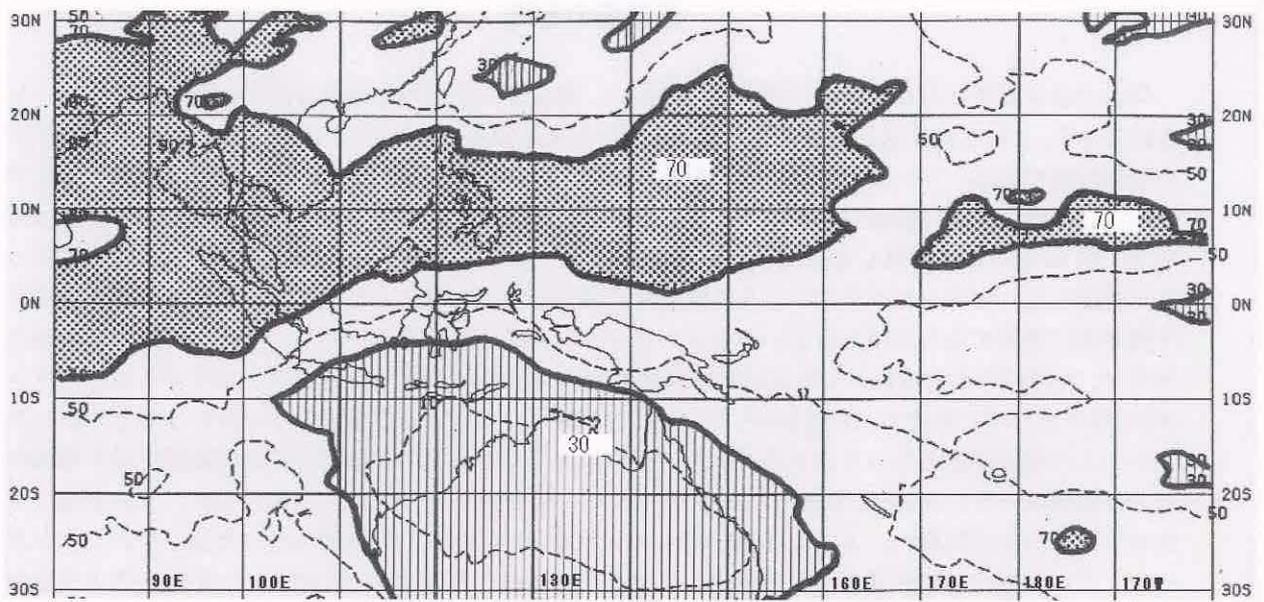


図 4-1-9 2001 年 8 月 月平均雲量分布  
 (全雲量を 100%として、陰影の部分は雲量 70%以上、縦線の部分は雲量 30%以下)

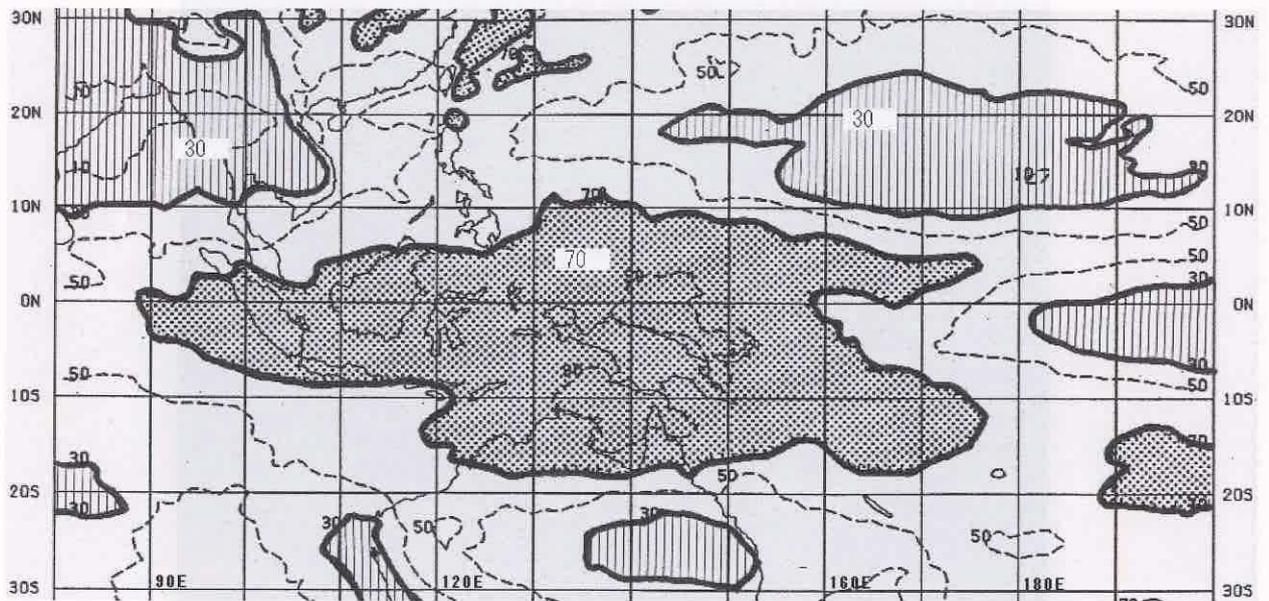


図 4-1-10 2001 年 2 月 月平均雲量分布  
 (全雲量を 100%として、陰影の部分は雲量 70%以上、縦線の部分は雲量 30%以下)

### 低緯度の台風

今まではコリオリ力がゼロもしくはゼロに近い、緯度 2.5 度以内の赤道付近で台風は発生しないとされてきた。しかし大げさにいうとこの常識を覆す台風が発生した。図 C-6 は 2001 年 12 月 27 日 06UTC の可視画像である。シンガポール付近に台風ヴァーメイ (0126) が見られる。赤い破線は北緯 2.5 度である。この時の中心位置はベストトラックによると北緯 1.5 度・東経 104.4 度だった。この台風は短命で、27 日 00UTC に発生して 27 日 18UTC に消滅したが、この期間、中心はほぼ北緯 1.5 度線をゆっくり西進した。ヴァーメイがこのような低緯度で発生したのも驚きであったが、このまま赤道を越えて南半球に突入するのではあるまいかとインターネットの台風関連メーリングリストで注目を浴びた。つまり、台風の中心付近以外ではおおむね傾度風バランス(気圧傾度力・遠心力・コリオリ力のバランス)が成り立っているので、北半球からコリオリ力が逆になる南半球に越境しないという考えもあった。しかしこれ程低緯度だとコリオリ力が小さいため、少なくとも眼の壁雲付近の最大風速を示す領域付近では旋衡風バランス(気圧傾度力・遠心力のバランス)が成り立っていると考えられ、この部分はコリオリ力に左右されない。よって赤道を越えようが力学的に台風への影響はないだろうということだった。この台風は結局西進しながら衰弱して赤道を越えることはなかったが、いつか越えるような台風が現れるかもしれない。

(菊池 明弘)

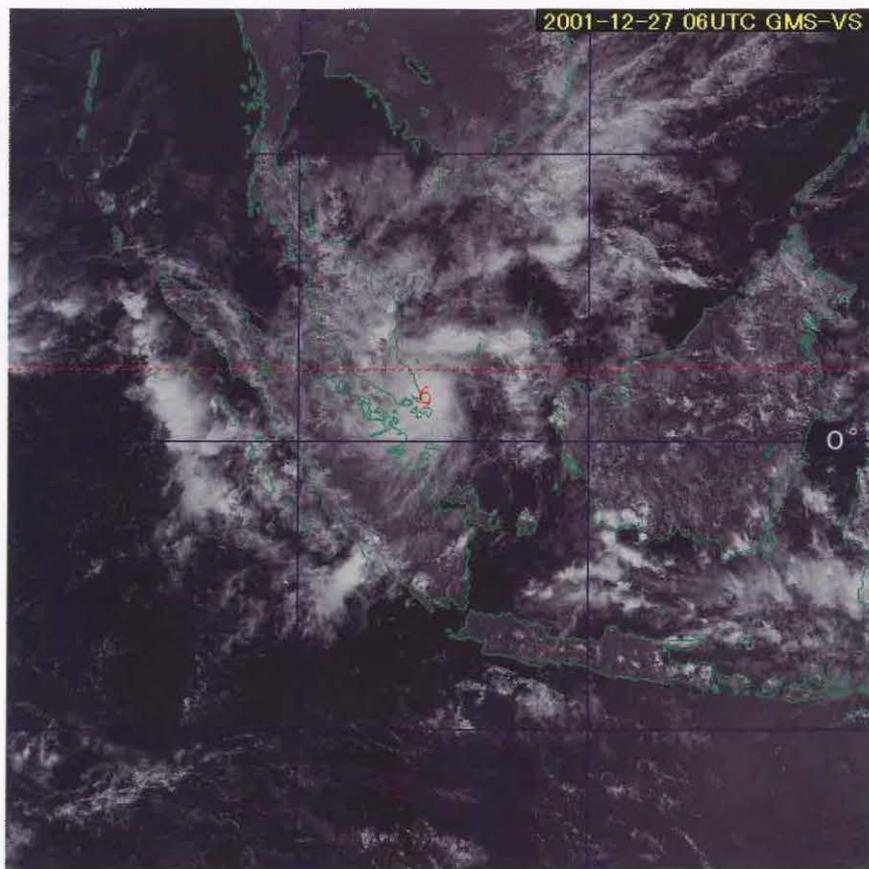


図 C-6 2001 年 12 月 27 日 06UTC の可視画像

## 4.2 上層の現象\*

### (1) ITCZ のフレアアップ

フレアアップは冬季の熱帯域における重要な現象のひとつで、ITCZ の雲域(対流雲)から上・中層雲が中緯度に急速に拡大する現象であり、降水を伴う。フレアアップは亜熱帯域にはほぼ定常的に存在する高圧帯が気圧の谷の深まりにより東西に分断されたとき発生し、これによりトラフ前面の南寄りの風によって熱帯域の雲域(大気)が中緯度まで運ばれる。

図 4-2-1a~c は 2002 年 2 月 12 日 12UTC~13 日 12UTC の 12 時間毎の赤外面像、図 4-2-2 は 13 日 00UTC の 200hPa 天気図である。図 4-2-1a(12 日 12UTC) では上中層雲域が ITCZ の北側に形成され、巻雲のバンド(A)が伸びている。このような雲域は ITCZ 付近では一般的であり、通常はあまり持続せず領域も拡がらない。しかし、上層トラフとジェット気流が ITCZ 付近まで南下すると、フレアアップが起こる。図 4-2-1b(13 日 00UTC) では中層雲域(M)は北東方向へ拡がり、フレアアップの雲パターンが形成される。図 4-2-1c(13 日 12UTC) までには、雲域の北縁は北へ盛り上がりながら北東方向へ拡がり、雲域の雲頂高度は更に高くなり、フレアアップが継続している。その後、フレアアップの雲パターンが崩れ、雲域の北縁が東西走向となった頃には上層トラフは浅まり、ジェット気流は東西走向に変わった(画像、天気図省略)。

Dvorak & Smigielski (1992) は、衛星画像から見たフレアアップの形成と消滅を次のようにまとめている。

- ① 亜熱帯域で上層トラフが深まる。
- ② 巻雲と中層雲が ITCZ から極方向に向かって拡がり、雲域の極側の縁が明瞭となる。
- ③ 雲域の縁とトラフ前面のジェット気流は走向が南北に立ってきて、風速の極大域がより低い高度に出現する。
- ④ 上流側のジェット気流が東西走向に変る(通常は風速も減少する)と、フレアアップが消滅し始める。
- ⑤ フレアアップが弱まるに伴い、雲域の極側の縁は東西走向に変わって、雲頂高度は低くなり、雲パターンが崩れる。
- ⑥ 雲域は消滅しながら東へ加速して移動する。

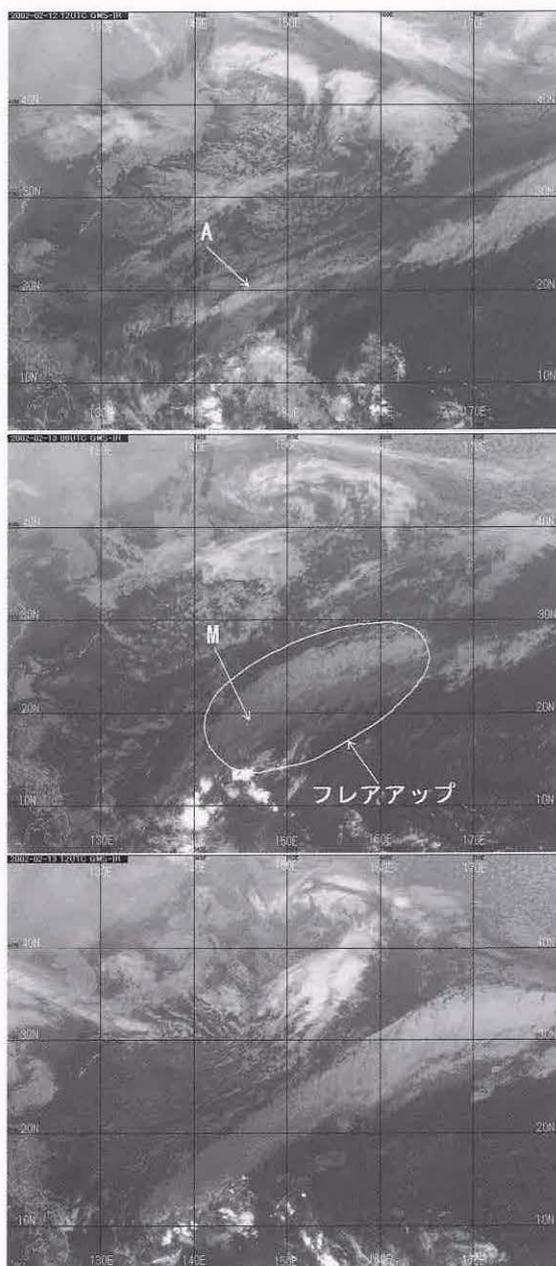


図 4-2-1 a(上), b(中), c(下)  
2002 年 2 月 12 日 12UTC~13 日 12 UTC の赤外面像

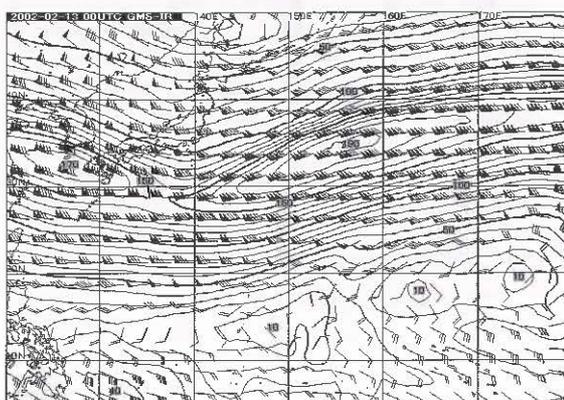


図 4-2-2 2002 年 2 月 13 日 00UTC 200hPa GSM 風速分布図

\* 柿本太三、吉田資朗(現 予報部情報システム課)

## (2) 中緯度偏西風帯トラフの切離と UCL

赤外面像や水蒸気画像の毎時動画を観察すると、中緯度偏西風帯のトラフが深まって、これに対応する雲バンドの南へ伸びた底部が切離され、低気圧性に回転しながら低緯度帯に南下するのがたびたび見られる。この渦は、高層資料によると、上層に寒気を伴った低気圧で、このような熱帯域または亜熱帯域で解析される低気圧を UCL と呼ぶ (Shimamura, 1981)。

UCL は中心付近の対流圏上層に寒気核を持っているため、大気の成層が不安定で対流雲を伴うことが多い。このような UCL の例を図 4-2-3, 4a, 4b (2002 年 6 月 17 日 21UTC) で見る。

水蒸気画像には 20N170E 付近に UCL に伴う渦の中心が見られる。赤外面像ではその UCL の中心付近にまとまったセル状の対流雲 A が見られ、かなと巻雲を伴っている。同日の 12UTC200hPa 天気図(省略)においても、この付近で寒気核の確認ができる。また同時刻の拡大した可視画像を見ると、羽毛状の Ci (B) が反時計回りの上層風に流されている。このかなと巻雲の拡がりから、上層では風速が増していることがわかる(図 4-2-5 の a 参照)。これらのセル状の対流雲が存在するのは、低気圧性循環が高度とともに増大し、上空に寒気がある場所である。

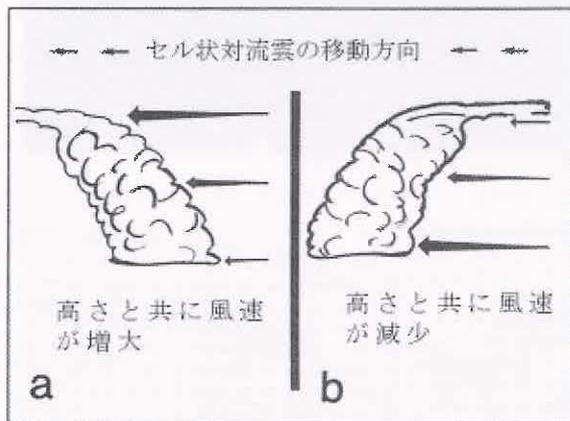


図 4-2-5 対流雲と風のモデル図  
(Dvorak ほか, 1992)

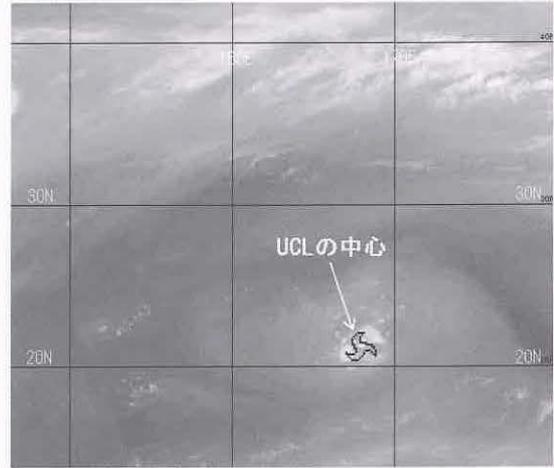


図 4-2-3 2002 年 6 月 17 日 21UTC 水蒸気画像

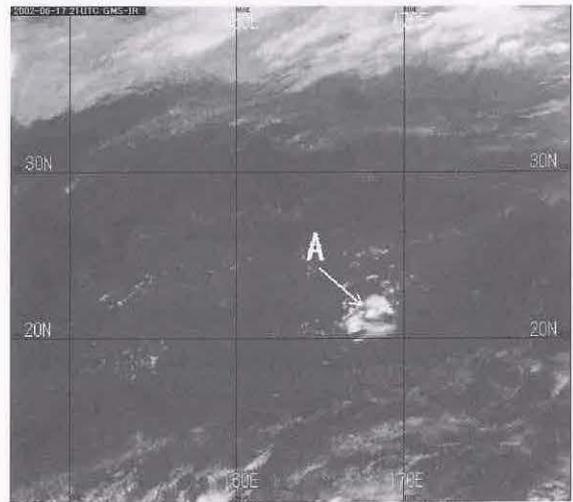


図 4-2-4a 2002 年 6 月 17 日 21UTC 赤外面像

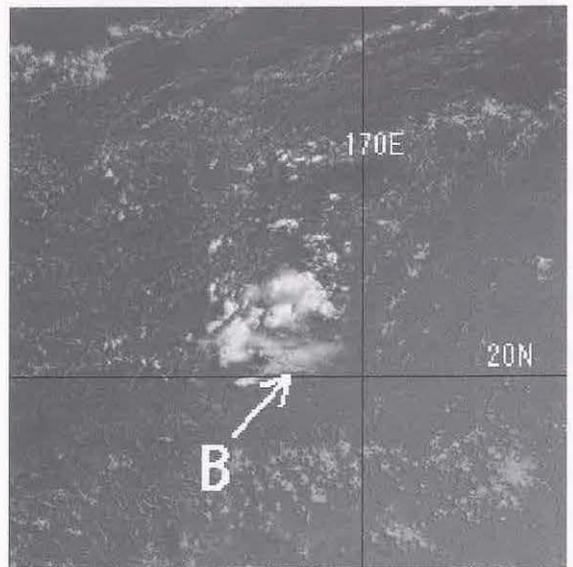


図 4-2-4b 2002 年 6 月 17 日 21UTC 可視画像(拡大図)

UCLは、特に夏季によく見られ、太平洋上から日本の上空まで移動して、天気に影響を与えることがある。UCLが日本付近に接近した事例を図4-2-6a～c(2000年8月6、7日09UTC)に示す。

図4-2-6cを見ると、東日本から西日本にかけての広い範囲で850hPa相当温位が340Kを超えている。上層の場では、大陸から寒気を伴ったトラフが南東進し、一方、日本の南東海上からはUCLが関東に接近した(図4-2-6a参照)ため、東日本から西日本の広い範囲で上層の寒気の進入が顕著となり、大気の状態が非常に不安定となった。このため6日、7日、8日と連続して午後から各地で雷雲が発生し、発達した。図4-2-6bの300hPaの等温線や風向を見ると、UCLの影響範囲は関東地方上空にも及んでいるのがわかる。7日12UTCの館野の観測によると500hPaで $-7.5^{\circ}\text{C}$ の寒気が観測されたが、特にこの日、上層の寒気によって関東・東海地方では激しい雷雨があり、木更津沖の東京湾では竜巻が発生(0830～0910UTC)した。

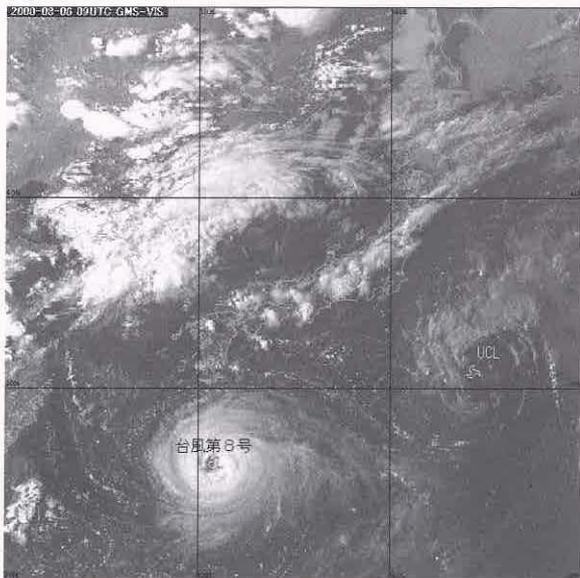


図4-2-6a 2000年8月6日09UTC 可視画像  
(UCLの位置は、同時刻の水蒸気画像から決定)

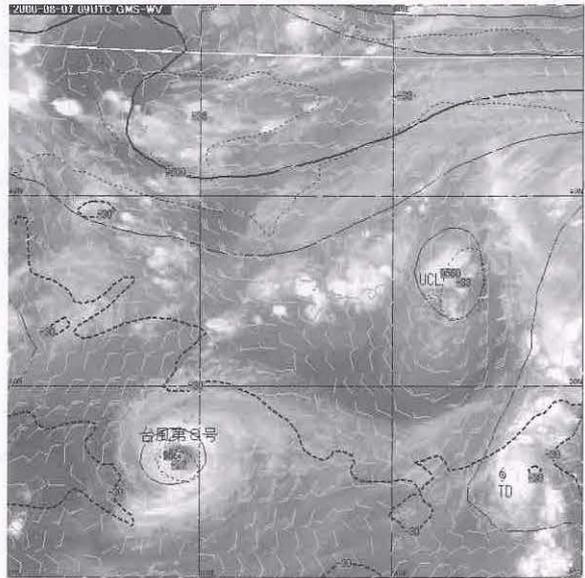


図4-2-6b 2000年8月7日09UTC 水蒸気画像  
RSM(300hPa)等高度線(実線)、等温線(点線)、  
風向・風速を重ね合わせ(長い矢羽根が10kt、  
短い矢羽根が5kt)

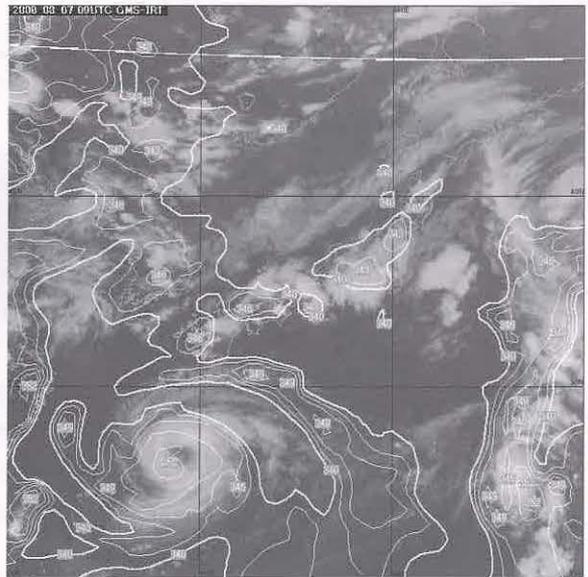


図4-2-6c 2000年8月7日09UTC 赤外画像  
RSM(850hPa)相当温位(340K以上)を重ね合わせ

### 藤原効果

台風同士が接近すると相互作用を起こし、各々が相手の進路を反時計回りに転向させることがある。これを藤原効果という。図 C-7 は 2002 年の台風フンシェン (0209) とフォンウォン (0211) の軌跡である (澁田・河野、2003)。赤線がフンシェン、青線がフォンウォンの軌跡を示す。藤原効果が現れ始めたのはフォンウォンの西進が止まった 23 日 00UTC 頃と見られる。このときフンシェンとフォンウォンの間の距離は約 1,590km だった。一般に藤原効果が現れるのは 800~1,000km とされており、この事例はこれと比べるとかなり離れている。しかし、過去にも約 1,500km から相互作用を開始したとする報告もある (澁田、1983)。

藤原効果では指向流が弱く二つの台風の大きさに差がある場合は、この事例のように小さい台風がループを描くことがある。また北上する二つの台風が接近すると、東側の台風が加速するのも藤原効果によるものと考えられている (鈴木、1991)。

この事例の数値予報精度は良かったが、一般に藤原効果はまだ解明されていないので数値予報で予想できない台風の迷走の一要因となっている。このような場合は台風を如何に早く正確に観測できるかが重要であり、衛星画像による実況監視は非常に頼りになるだろう。

(菊池 明弘)

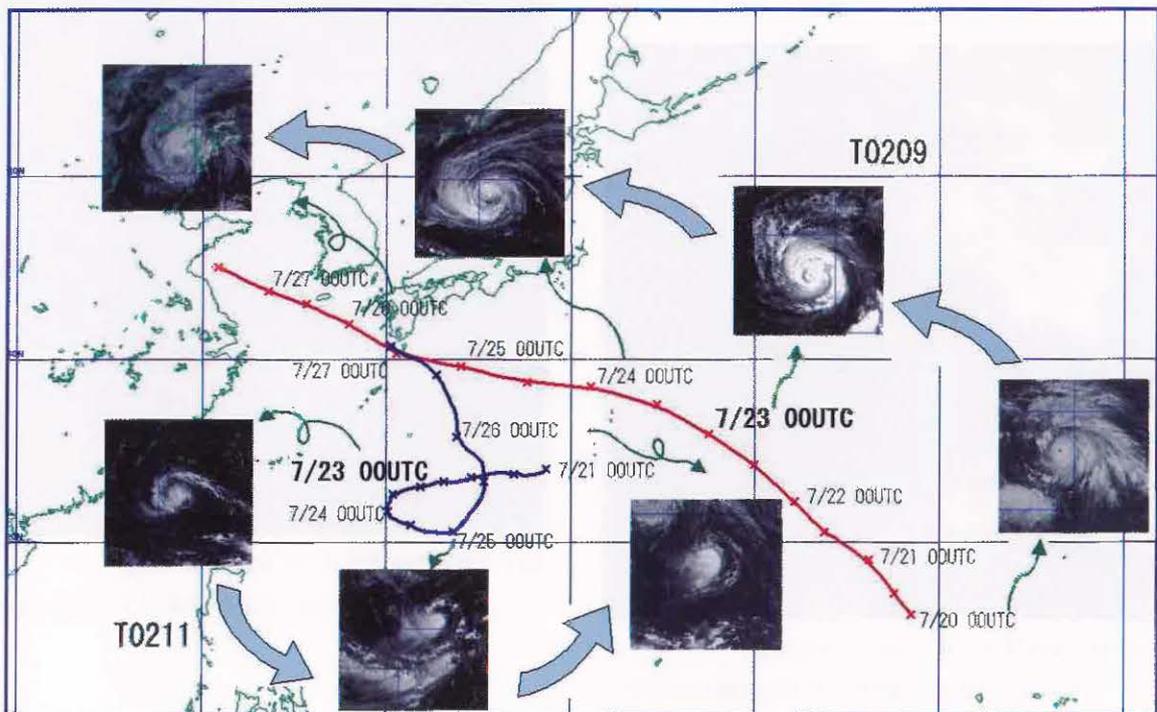


図 C-7 2002 年の台風フンシェンとフォンウォンの軌跡

#### 4.3 下層の現象\*

##### (モンスーンに伴う下層雲域)

ここでは冬季のモンスーンに伴い東シナ海から華南にかけてよく見られる下層雲を紹介する。

モンスーンとは季節風のことで、冬は大陸から海洋へ、夏は海洋から大陸に向かって吹く風をさす言葉である。広義にはこの季節風に伴う雨期の意味にも用いられる。モンスーンが卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、特に東アジア・インド地方及びオーストラリア北部は、風系の季節変化と乾期・雨期の区別が明瞭で、最も典型的なモンスーン気候帯となっている。モンスーン気候帯の季節変化は、4.1 節にも述べているように気象衛星画像にもはっきりと現れる。

図4-3-1に、冬季に華南周辺で見られた下層雲の例を示す。冬季の東アジアは乾期にあたり他の季節に比べると平均雲量は少ないが、東シナ海南部から華中の南部、華南全域そしてインドシナ半島の北部が層積雲主体の下層雲で覆われている。この雲域の西縁が、華南からインドシナ半島の山岳により堰き止められているので、その高度がおよそ推定できる。850 hPa 天気図(図4-3-2)による

と、内陸部では東ないし北寄りの弱い風が吹いている。一方、南シナ海から華南沿岸へは南西風が吹き込んでいるのがわかる。

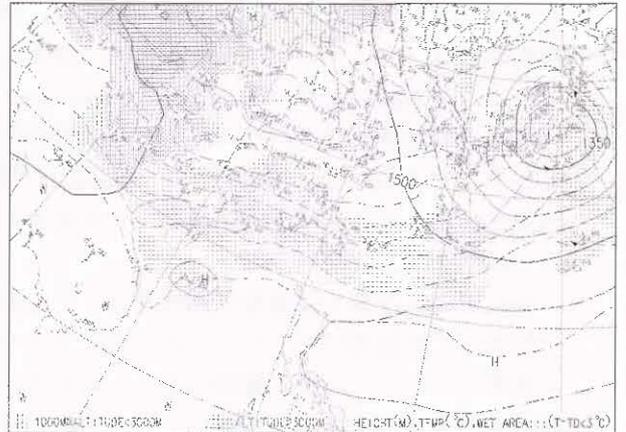


図4-3-2 アジア太平洋850hPa 天気図 (一部分)

2002年1月27日00UTC

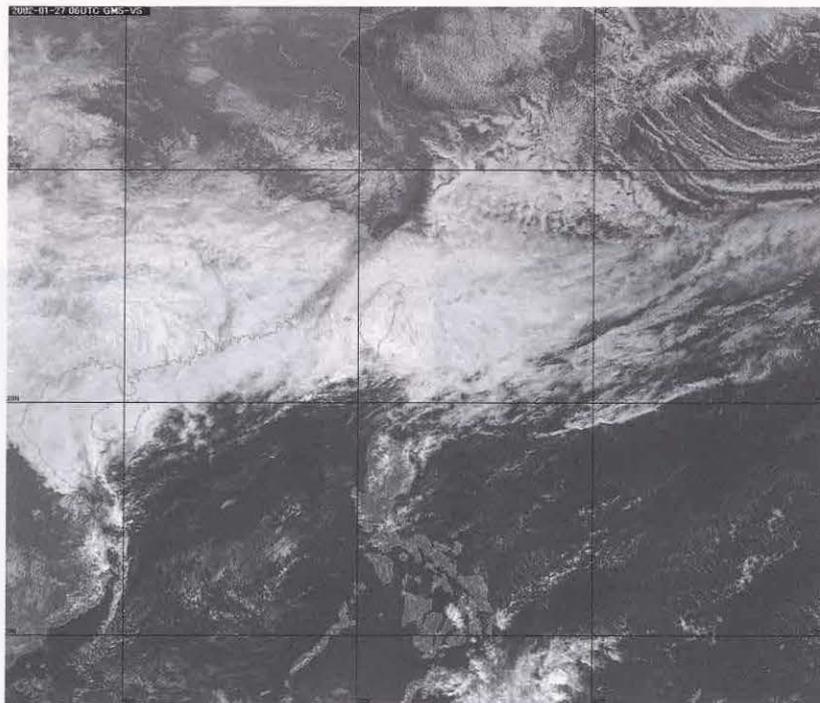


図4-3-1 東シナ海～華南の下層雲 2002年1月27日06UTC(可視画像)

\*小池仁治

#### 4.4 メソスケール現象\*

小倉(1997)は、メソ対流系を大きく二つ(線状対流系、団塊状対流系)に分類し紹介している。線状対流系は、数個のレーダーエコーが線状に並んだもので、その代表はスコールラインである。団塊状対流系は、レーダーエコーが団塊状に固まったもので、MCC(Mesoscale Convective Complex:メソスケール対流複合体)やスーパーセルはその代表である。その多くは、気象レーダー観測から調査分類されたもので、気象衛星画像から定義されたものは唯一MCCだけである。

GMSのような静止気象衛星画像では、その画像分解能による限界はあるが、これらのメソスケール現象のうちいくつかを観測できる。今までに衛星画像を用いて調査報告されているものとしては、

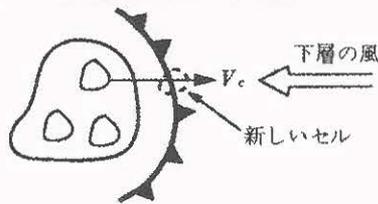


図4-4-1 新しい降水セルの誕生とメソ対流系全体としての動きの関係(Houze, 1993、小倉, 1997 から引用)  
前線記号はガストフロント、 $V_c$  はセルの移動速度

気象衛星センター(1991)「テーパリングクラウド」と気象衛星センター(1994)「Cb クラスターの実況監視」などがある。

ここでは、衛星画像で見られるメソ対流系の現象として、アーククラウドとMCCを紹介する。

##### (1) アーククラウド

積乱雲から冷たい下降流が流れ出し、寒気の先端(ガストフロント)に細い弓状の雲が発生する。この弓状の雲がアーククラウドと呼ばれ、衛星画像からよく確認でき、熱帯でも多く観測される。図4-4-1は、ガストフロントの先端であるアーククラウドが東へ移動し、その前面の東風と衝突し上昇流が生じて新しい積乱雲を発生させる概念図である。以下にその事例を示す。

図4-4-2(左)は2003年6月12日00UTCの可視画像である。Aに示す弓状の細い雲がアーククラウドである。Bに示す積乱雲からの冷たい下降流の流出先端に生じる上昇流により発生したと思われる、ENEへ進んでいる。図4-4-2(右)は3時間後の03UTCの可視画像である。Cで示した積乱雲はアーククラウド付近で新たに発生した積乱雲である。このように複数個の積乱雲が接近して発達し群をなしているものをメソ対流系(mesoscale convective system)と呼んでいる。この積乱雲の発生発達は、メソ対流系が自己増殖を繰り返し、雲システムを持続させる一つの事例である。

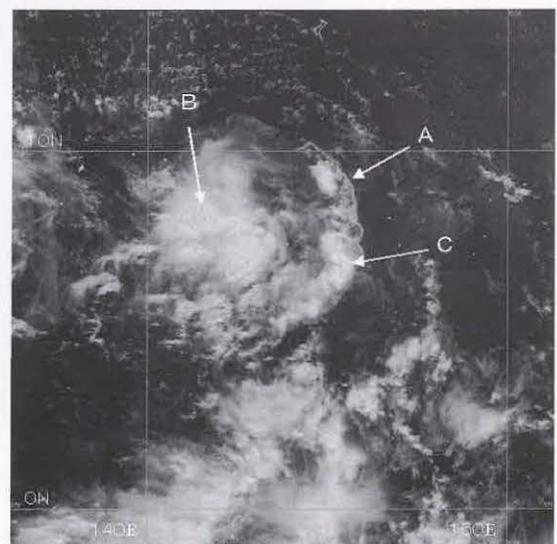
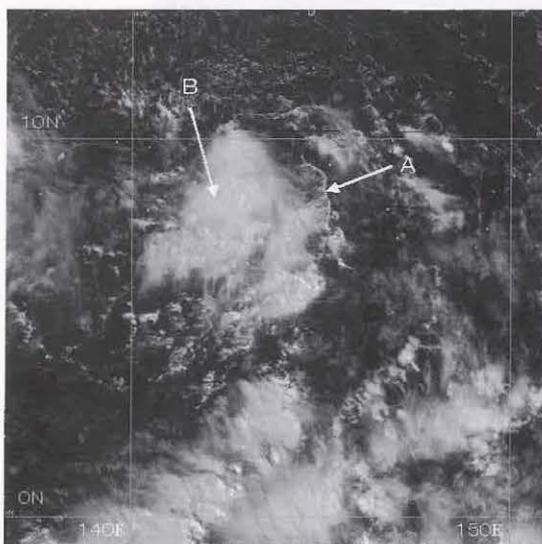


図4-4-2 2003年6月12日の可視画像(GOSE-9) 左(00UTC) 右(03UTC)

\*多田美樹雄

## (2) MCC(メソスケール対流複合体)

暖候期の中国大陸ではしばしば水平スケールが数百キロに及ぶクラウドクラスターが発生する。その時の大気の状態は、大気成層は不安定であるが、総観スケールの対流強制が弱いとき、夕方過ぎから夜にかけて形成されやすいと言われている。

MCCはMaddox(1980)により定義され、 $-32^{\circ}\text{C}$ より低い雲頂温度の領域が10万平方km(直径およそ350km)以上で、かつ $-52^{\circ}\text{C}$ より低い雲頂温度の領域が5万平方km以上の面積をもち6時間以上持続する円形をした雲域とされている。

MCCの例を図4-4-3に示す。図は2003年7月25日16UTC(GOES-9)の赤外面像で、中国の黄海西部に発達したクラウドクラスターがある。雲システムの直径は400km以上あり、この雲域がMCCと思われる。この雲域は25日07UTC頃、中国の黄河下流域に複数のCbが発生し発達、25日12UTC頃には円形のクラウドクラスターを形成し、この雲域は盛衰を繰り返し8時間以上持続した。

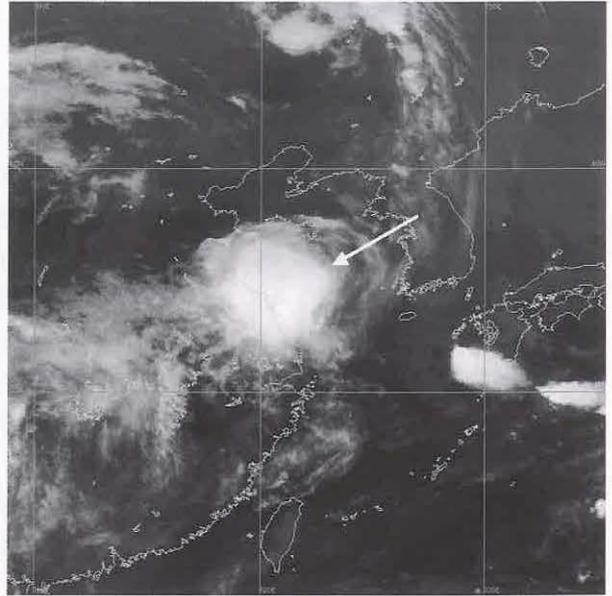


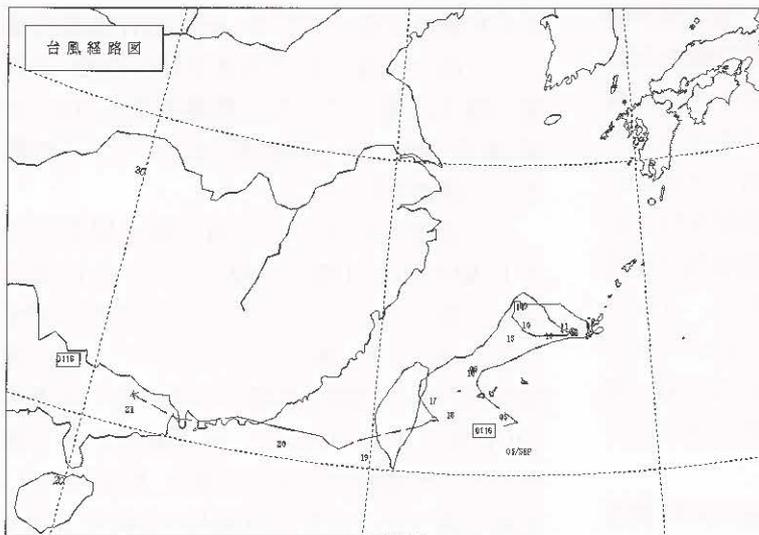
図4-4-3 2003年7月25日16UTCの赤外面像(GOES-9)

## デミタス

### 長寿台風

台風の長寿記録は1986年台風第14号の19日6時間で、その寿命が2週間を超えるものはこの約50年間(1951~2003年)で12個と少ない。

図D-3は2001年の台風第16号の台風経路図である。この台風は9月6日00UTCに発生し、9月20日06UTCに消滅(熱帯低気圧化)した。中間に2.5日間の熱帯低気圧の期間が含まれるが、寿命は実に14日6時間を維持した。最近(5年)の長寿台風1位で、歴代10位である。この台風がなぜこれ程長



図D-3 2001年台風第16号経路図

寿を保ったか、その理由は、図に見られるようにこの台風が迷走していることから、台風を移動させる上層の風が弱かったこと、そして、この付近の海面水温が $27\sim 28^{\circ}\text{C}$ と高く台風の寿命を維持するのに重要な環境が満たされていたことがあげられる。

(柿本太三)