

## 気象衛星資料を用いた熱帯における対流雲 および移動性じょう乱の解析\*

嶋 村 克\*\*

### 1. はじめに

1977年7月1日、わが国初の静止気象衛星「ひまわり」(GMS) が打上げられてからすでに2年以上経過した。GMS 資料の気象学への利用を考えてきた立場からそのいくつかの側面を概観してみたい。誌面の都合などのためここでは次の範囲に限定する。

(1) 対象を熱帯における対流雲および対流雲クラスターに主体をおき、熱帯低気圧を除く移動性じょう乱についてのいくつかの項目を加える。

(2) 現在の静止気象衛星がもっている機能が生かせる側面を主体とし、例えば軌道衛星から得られる鉛直温度分布資料やマイクロ波観測資料利用の分野などは割愛する。

(3) レーダーやゾンデなどはかの資料との総合的解析も必要に応じて言及するが、原則として衛星資料を主要資料とした解析に限定する。

### 2. 積雲対流の観測と解析

熱帯気象学の主要な分野の一つである対流雲の観測と解析への衛星資料の役割は大きい。衛星によって、広大な熱帯海洋上の対流雲をくまなく観測でき、さらに静止衛星の出現によって時間・空間スケールの小さい対流雲を直接に観測する機能が向上したためである。熱帯の大循環における熱・運動量・水・放射収支の取扱いにおける積雲の役割からみても、熱帯全域の対流雲観測が必要

である。

衛星資料からは、例えば降水量や潜熱放出の量と空間分布、質量の鉛直輸送量などの見積りや対流雲の大きさや寿命の統計的情報の抽出が可能であり、これらの情報は積雲対流とじょう乱との相互作用の解明のためにも有用である。

ここでは、対流雲調査の立場からみた衛星資料の特徴や配慮すべき点を述べ、次に最近までの解析結果のいくつかを概観する。ただし衛星資料の特徴を述べる際に理解を容易にするため、解析結果を例として挙げた部分がある。

#### 2.1. 対流雲調査の立場からみた衛星資料の特徴と配慮すべき点

##### 2.1.1. 空間分解能と位置精度の問題

最近では気象衛星のセンサーの精度向上によって空間分解能は改善されてきたが、中小積雲の調査などでは現在でもこの問題について配慮が必要である。GMS の赤外センサーの分解能は衛星直下点で5 km なので、いわゆる瞬時視野としての5 km 以内に雲のない部分や雲頂高度に細かい変化がある場合はそれらを識別できない。

5 km 以下の小積雲や積乱雲の縁辺部では、例えば海面からの赤外エネルギーも同時に捕捉するため、実際の雲頂温度より高い温度情報が得られる。また、雲の大きさの度数分布を求める場合は最小の大きさの度数分布は分解能に依存することになる。

分解能より小さいスケールの中小積雲の雲頂高度と雲量を、同時観測の可視・赤外両資料を用いて求める方法がある。Reynolds・Vonder Haar (1977) は、瞬時視野内の部分雲量とその雲頂高度を未知数とする2つの放射

\* The application of meteorological satellite data in analysis of convective clouds and disturbances in tropics.

\*\* Masayu Shimamura, 気象衛星センター解析課。

方程式を両資料にそれぞれ適用して良好な結果を得ている。

対流雲と降水との関係などで重要な位置精度は、一般に空間分解能よりもよくなる (Martin・Suomi, 1972)。GMS における位置精度は赤外分解能の 5 km 程度である。位置誤差は衛星直下点から離れた位置にある雲を斜めにみる (oblique view) ことから生ずる。GMS の場合、日本付近では 16 km の高さの積乱雲の雲頂は約 15 km 北北西にずれてみえる (鴨志田, 1980)。

### 2.1.2. 時間分解能と観測時刻の問題

静止衛星は時間分解能がよく、対流雲の調査に適しているが、対流雲の寿命と時間分解能の関係には特に注意を要する。Shimamura (1978) は、GMS による数分間隔の特別観測などによる赤外資料を用いて数 10~100 km 規模の深い対流雲の寿命を調べ、雲頂が下層から圏界面に達するのに 15~20 分、圏界面に達したのち、厚い anvil cirrus (かなとこ絹雲) の拡大から消滅までに 3~6 時間程度かかるとの結果を得た (第 1 図)。Weickman *et al.* (1977) も GATE A/B 域での深い対流雲 (平均水平規模: 約  $7 \times 10^3 \text{ km}^2$ ) について、絹雲の最大拡大時までに約 4 時間、その後消滅までに約 3 時間かかると

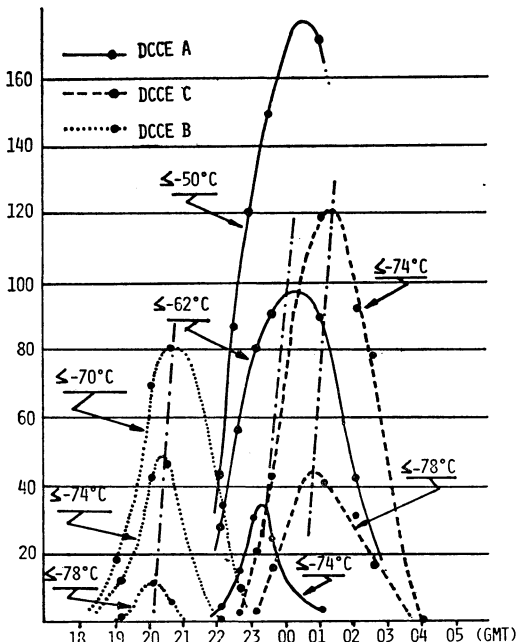
している。深くない対流雲はさらに寿命は短かいと考えられ (Martin・Suomi, 1972)、GMS の 3 時間ごとの定時観測資料を利用する場合、積雲の life cycle を考慮しなくてはならない。また対流雲の一生の各段階で、衛星資料上の現われ方に違いがあることも判明している (後述)。

また降水量の見積りなどで、レーダーなどほかの資料との対応を調べる際に観測時刻の差異を十分考慮する必要がある (Griffith *et al.*, 1973 など参照)。なお、GMS 資料の観測時刻は秒のオーダーまで正確に求めることができる。

### 2.1.3. 可視資料利用の際に配慮すべき点

一般に、積雲は厚くなるほど太陽可視光を強く反射する。反射エネルギーを捕捉してえられた衛星可視資料を用いて降水量や潜熱放出量の見積りなどで重要な雲厚や雲水量を求める調査が多い (Park *et al.*, 1974; Griffith *et al.*, 1973; Reynolds・Vonder Haar, 1973 など)。この際に考慮すべき点として、まず反射体への入射角により反射強度が異なるので太陽天頂角による補正が必要であり、さらに太陽天頂角が大きいいわゆる Lambert の法則 (反射強度は入射角のみの関数で反射の方向によって差がない) が成立しなくなる問題がある (Bartman, 1967)。さらに衛星が雲を斜めにみると、場所により衛星・雲頂間の大気散乱の効果が異なり、また視野内の対応雲頂面積が異なる問題がある。ただし、Martin・Suomi (1972) は巨大積乱雲については Lambert の法則が広く適用できることを、Bunting (1977) は積乱雲の場合は雲頂が高いので大気散乱効果は無視できることを示している。

次に、反射強度は雲の粒径分布や相の違いに影響される。ただしこの点について、McKee *et al.*, (1974, 1976, 1978) は理論と観測から、積雲は雲物理的構造の違いによる影響より太陽光が積雲の側面から逃がれ、それだけ雲頂からの反射が小さくなる効果 (側面効果) の方が大きいと結論している。これを裏づける結果として、Bunting (1977) は、航空機資料を併用して衛星の可視輝度値と雲厚との高い相関 (係数 0.86) を示し、雲厚が増大すると雲量も増大するため、側面から逃がれる太陽光が少なくなり、結果的に輝度値と雲厚の相関が高くなったと説明している。Reynolds *et al.* (1978b) は SMS-2 号の可視資料に雲粒の大きさや雲水量の航空機資料を援用して、やはり雲物理的構造の違いより積雲の幾何学的形状の違いによる効果が大きく、雲の横幅と高さの比が



第 1 図 深い対流雲からでる厚い絹雲の低温の雲頂温度面積に対応する GMS 赤外画素数の時間変化。1978年 6月20日沖繩付近の深い対流雲の例 (Shimamura, 1978 による)。

10:1になると、同一の光学的厚さをもつ積雲について最大の可視輝度値が得られるとしている。

また、ある程度の雲厚になると、反射強度は上限に近づき、雲厚が増加しても反射強度がそれほど増加しなくなる(小平他, 1978; Twomey *et al.*, 1967)。ただ、積雲では前述の側面効果のためかなりの雲厚まで結果的に輝度値と相関がよくなるとも考えられる。反射強度の上限とは別に、衛星測器側の gain setting が高いと、高い輝度部分で飽和現象(ある輝度以上に階調差が出ない)を起こす(Martin・Suomi, 1972)。例えば現在の LANDSAT の可視資料は、比較的反射強度の弱い地表面の観測を目的としているため、雲のような強い反射強度に対してかなり飽和している。多目的の衛星システムでは多かれ少なかれ飽和問題が発生する。ただ、GMS から送られてくる可視資料(64レベル)をみる限りでは、静穏な海面からの強い反射(sun glint)や南中時(03Z)の巨大積乱雲などを除けば、問題となるほどの飽和状態はみられないようである。

別の問題として、積雲の発達期は衰弱期にくらべて厚さが同じであっても輝やいてみえることも知られている(Griffith・Woodley, 1973)。

このように可視輝度値と雲厚や雲水量との関係は複雑であり、normalization に種々の工夫を加えたり、航空機などによる直接観測資料との対応関係を援用する必要がある。しかし、上述のいろいろな効果は相殺しあう傾向があり、結果的にこの関係の相関がよくなるとの報告も多く(例えば Bunting, 1977 を参照)、太陽入射角の補正程度を行ない、直接観測資料を用いて統計的対応をとれば、比較的精度のよい雲厚・雲水量が求められる可能性がある。

#### 2.1.4. 赤外資料利用の際に配慮すべき点

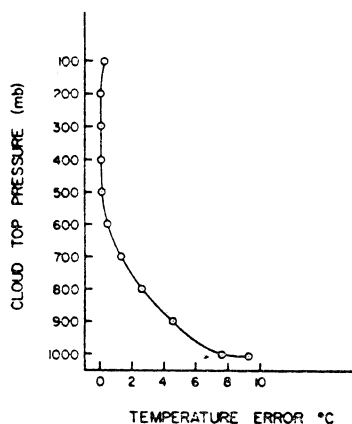
赤外資料からは赤外放射射出物体の表面、例えば雲頂の温度が昼夜の別なく得られる。雲頂温度は、鉛直温度分布を用いて雲頂高度に変換できる。雲頂高度は、対流活動の程度や、各種物理量の鉛直輸送量の見積りなどに役立つ。衛星資料から得られる雲頂高度の誤差源については、小平他(1978)、鈴木(1980)などを参照されたい。

対流雲の射出率は1に近く射出率の問題はほとんどない\*。対流雲調査の立場からみて第1に問題なのは、絹

雲が対流雲域にある場合は絹雲が対流雲の雲頂高度と同程度に温度の低い上層にあるため、赤外資料で対流雲域と絹雲域の分離が困難となる点(絹雲による赤外資料の contamination の問題)である。特に積乱雲からの anvil cirrus を積乱雲から分類することは、降水量や雲水量の見積りなどで必要となる。分離法としては、特定温度に対応する赤外デジタル値を閾値として分離する方法(Griffith *et al.*, 1978; Adler, 1979)、可視資料を併用する方法(Lethbridge, 1967)、レーダーエコーを援用する方法(Park *et al.*, 1974)などが用いられている。絹雲の移動は一般に速いので、静止衛星資料では動画を用いて分離する方法もある。また、anvil cirrus は上層の風に流されるため、絹雲は風下側のみにみられ、風上側は暖かい地表面から低温の積乱雲がそびえ立ち、赤外資料ではそこに強い温度傾度がみられる(第5図a参照)。この風上側は活発な対流活動域で降水量も多い。この点に着目した降水量推定法がある(Scofield・Oliver, 1977, 後述)。

さらに、絹雲はその下の中小積雲を遮蔽するばかりでなく、薄い絹雲(熱帯のかなり広い領域を占める)が中下層の積雲雲頂温度情報の誤差源となる。Reynolds *et al.* (1978 a) は、この誤差が対流雲の size distribution を求める際に問題となることを指摘している。

第2の問題として、積雲雲頂より上空にある水蒸気による赤外放射の吸収により雲頂温度に誤差が発生する問題がある。Cox (1977) は、GATE A/B 域の気団につ



第2図 水蒸気による赤外放射吸収効果のために生ずる雲頂温度測定誤差。GATE A/B 域の気団の例(Cox, 1977による)。

\* ただし、最近 Liou・Ou (1979) は水平方向に有限な立方体の雲について赤外放射伝達の理論の解析解を求め、 $10\mu\text{m}$  帯窓領域で発達した積雲が黒体とみなし得ないことを示している。この問題は今後検討の要がある。

いて第2図のような誤差のあることを示し、この地域では雲頂が600 mb より低い対流雲について温度補正が必要であるとしている。

第3に、赤外センサーの応答特性の問題とすでに述べた空間分解能の問題がある。GMS の赤外センサーがとなりあう2画素を測定する時間間隔は $1.33 \times 10^{-5}$ 秒である。一方、Smith (1977) によると、SMS の赤外センサー（分解能が衛星直下点で9 km である以外は GMS のセンサーと同一規格）の応答時間（response time）は、高温の物体から急激に非常に低温な物体へ測定対象が移る際には $5.5 \times 10^{-5}$ 秒程度となる。このため、暖かい海面からそびえ立つ積乱雲に測定対象が移行する場合には海面温度の影響が積雲雲頂温度に及ぶため、雲頂温度が実際より高めに測定されることになる。Stout *et al.* (1979) は、遅い応答と粗い空間分解能の影響で、赤外資料から求めた深い対流雲域の面積が実際より小さく見積られる点を指摘している。

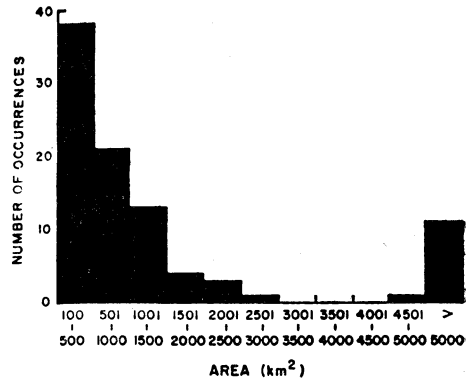
以上のような諸問題があるが、適切な配慮をすれば、赤外資料による積雲の雲頂高度とレーダーエコー頂高度や航空機などの直接観測資料との間に高い相関があることが知られている（Negri *et al.*, 1976；浅沼・大野, 1978；Reynolds *et al.*, 1978 b；Il'ina・Lapcheva, 1971 など参照）。なお、レーダーエコー頂高度は強いエコーの場合、ビームの主軸から離れた部分の影響をも強く受けるため、実際より高めに測定される傾向があるので、比較する際に注意を要する。

また、GMS の赤外センサーの温度精度は、宇宙空間と衛星内の黒体の温度を測定して毎日検定を行っているため、ノイズレベル（ $0.2^\circ\text{K}$ 程度）のオーダーであると考えられる。また、温度分解能は温度にもよるがほぼ $0.5^\circ\text{K}$ と考えてよい。赤外センサーの構造などについては小平他（1978）を参照されたい。

## 2. 衛星資料を用いた対流雲の調査

### 2.2.1. 対流雲の統計

積雲の size distribution や寿命などの統計は、積雲対流のパラメタリゼーションやじょう乱との相互作用を明らかにするために必要である。衛星資料は広域にわたり直接に対流雲を観測しているので、この分野への利用に適している。レーダー資料を用いたLópez や Houze の一連の調査が GATE の中で最近注目されているが、衛星資料を用いた調査では気象制御の分野で発展している。第3図は、cloud seeding を適切に行うための気象状態把握へ衛星資料を利用することを論じた Reynolds



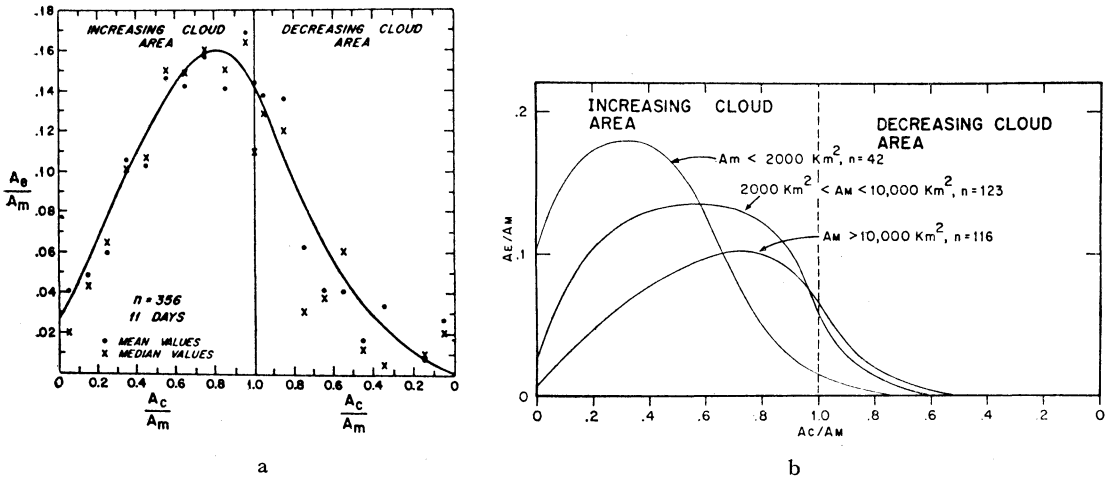
第3図 ATS-3 資料から求めた対流雲の面積の度数分布の例（Reynolds *et al.*, 1978 a による）。

*et al.* (1978 a) による雲の size distribution の一例である。前述したように、統計をとる際には、衛星資料の時・空間分解能や網雲による contamination に対する配慮が必要である。

2.2.2. 衛星資料に現われる対流雲の life cycle の特徴  
静止衛星による観測は30分間隔ないし数分間隔で行うことができるので、対流雲の発達衰弱の状態を直接観測できる。この観測を利用することにより、対流活動と衛星資料上でみられる対流雲の雲域などの発達との間に、特徴的な関係があることがわかってきた。

Griffith *et al.* (1973) や Griffith *et al.* (1978) は、衛星資料を用いた降水量推定法を開発する際に対流雲の life cycle を重視して調査を行った。

まず、レーダーエコーと可視・赤外資料との関係からレーダーエコー域に対応する可視・赤外輝度値の下限（閾値-赤外では $253^\circ\text{K}$ ）を求めて、衛星資料上の降水雲域を決定した。降水雲域の面積（ $A_C$ ）と各対流雲の life time 中の最大降水雲域面積（ $A_M$ ）との比  $A_C/A_M$  をとって normalize し、同様にエコー面積  $A_E$  についても  $A_E/A_M$  をとって normalize して、 $A_C/A_M$  と  $A_E/A_M$  との関係求めた。その結果を第4図 a, b に示す。可視・赤外とも中心の垂直線は最大面積となった時点（ $A_C=A_M$ ）を示し、その左側が対流雲の発達期（雲域拡大期）、右側が衰弱期を示す。曲線のピークが最大雲量出現時点より時間的に前に出ているのが特徴で、特に赤外資料でこの傾向が顕著である。すなわち、レーダーエコー面積のピークは衛星資料による降水雲面積のピークより早く現われ、衛星資料での最大面積出現時には



第4図 SMS 資料による降水をとまらう雲域面積とレーダーエコー面積との関係。 a 図は可視資料， b 図は赤外資料を用いた場合 (Griffith *et al.*, 1978 による)。

エコーはすでにかかなり衰弱している。

この理由として、第一に赤外資料でエコー面積のピークが特に早く現われることから、降水現象や対流活動がピークを過ぎ衰弱する時点でも、発達後の網雲の拡がりによって衛星資料上の高い雲頂高度域は増大を続けることが考えられる。第二に実際にレーダーエコーにみられる強降水域が減少してからも、雲域はさらに拡大を続ける傾向があることも考えられる。

レーダーエコー域のピークが衛星資料でみられる厚く高い対流雲の面積のピークより早く出現することは、Negri *et al.* (1976) や McKee (1974) によっても指摘され、Stout *et al.* (1979) もレーダーによる面積雨量強度のピークが可視・赤外の降水雲域の面積ピークより1時間以上早くでるとの解析結果を示している。

また、レーダーエコーとの比較に限らず、対流活動のピークより赤外低温域の最大面積や面積平均した最低雲頂温度の発生時刻が遅れることは、雲の日変化の調査結果や GATE A/B 域における深い対流雲の mass flux の時間変化と A/B 域で平均した赤外輝度値の時間変化との関係 (Nitta, 1979) などにも現われている。

本項で述べた現象は、それ自体興味深いものであるが、さらに対流活動や降水量見積りの調査の際などにはこの現象を考慮する必要がある。

### 2.2.3. 深い対流雲の調査

数分～数10分間隔で観測した静止衛星画像やデジタル値の計算機出力資料によって、雲頂が激しく上昇して圏界面まで達し、その後網雲が 50～100 km の範囲まで拡

がり、それから衰弱していく深い対流雲の変化をみることもができる。

Sikdar *et al.* (1970), Sikdar・Suomi (1972) はATS 衛星の可視資料を用い、簡単な積乱雲モデルを適用して、この網雲域の面積拡大率から深い対流雲による質量や潜熱の鉛直輸送量を見積った。網雲域のスケールは  $10^{12} \sim 10^{14} \text{ cm}^2$  程度、網雲の拡大率は  $10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ 、質量・潜熱輸送量はそれぞれ  $10^8 \sim 10^9 \text{ kg} \cdot \text{sec}^{-1}$ 、 $10^{12} \sim 10^{13} \text{ cal} \cdot \text{sec}^{-1}$  のオーダーとなり、別の方法で推定した Braham (1952) や Brown (1967) の結果とオーダー的に一致する結果を出している。Shimamura (1978) も GMS の赤外資料を用いて追試し、同様の結果を得た。これらは個々の対流雲による質量輸送量などを直接求める可能性を示唆している。ただ、Sikdar のモデルでは拡大する網雲の厚さを 1 km と仮定しているが、最近の GATE の解析の中で網雲の厚さはかなり厚いという結果がでており、網雲の厚さの設定が問題となっている。

Sikdar (1972) は、さらにこの網雲の拡がりが増加する上層発散に関連していることに着目し、降水量の見積りに応用して良好な結果を得ている。一般に、低温な雲域の面積の大きさ ( $A$ ) に加えて低温面積の時間変化 ( $\frac{\delta A}{\delta t}$ ) ないし拡大・縮小率  $1/A \cdot \frac{\delta A}{\delta t}$  を降水量見積りのために用いると見積りの精度がよくなるようである (Stout *et al.* 1979)。

なお、この網雲域の面積が最大となる時点で拡大率はゼロとなるわけであるから、網雲拡大率と対流活動とを結びつける立場は、すでに述べた網雲の面積最大時点に

積乱雲規模の強い対流活動はすでに衰弱期に入っているという調査結果とは矛盾せず、むしろ正当性を裏づける事実と考えられる。

Adler・Fenn (1976, 1979) は、SMS による数分間隔の観測から得た赤外資料を用い、トルネードなどの予報を目的として深い対流雲の絹雲拡大率を調べた。縁辺の射出率の小さな部分をかなり低温 ( $226^{\circ}\text{K}$ ) の閾値を設けて除去して計算し、拡大率は拡大初期に  $10^{-3}\text{sec}^{-1}$ 、中期以後  $10^{-4}\text{sec}^{-1}$  のオーダーとなること、および  $3.5 \times 10^{-3}\text{sec}^{-1}$  以上の拡大率のとき severe weather が起こりやすいことを示した。一方、Purdum (1971) はトルネードはむしろ絹雲の拡大が弱まる時点で発生することを指摘している。

深い対流雲にともなう severe weather 探知のための調査は数多くあるが、ここでは、Fujita の解析から指摘された二つの現象を述べておく。Fujita (1972) は、深い対流雲の雲頂から成層圏への激しい突出 (overshooting) と引き続き起こる突出部の落ちこみがトルネード発生と関連していること、および、衛星による短時間間隔の観測によりこの現象の探知の可能性を指摘した。また、最近 Fujita (1978) は積乱雲内の急激な下降流突風 (downburst) の解析を行い、衛星赤外温度資料では downburst の起こる近傍で、雲頂の落ちこみを示す急激な暖化がみられることを示している。ただし、これらの現象は数分～数10分間隔の観測によって把握される。例えば Shenk

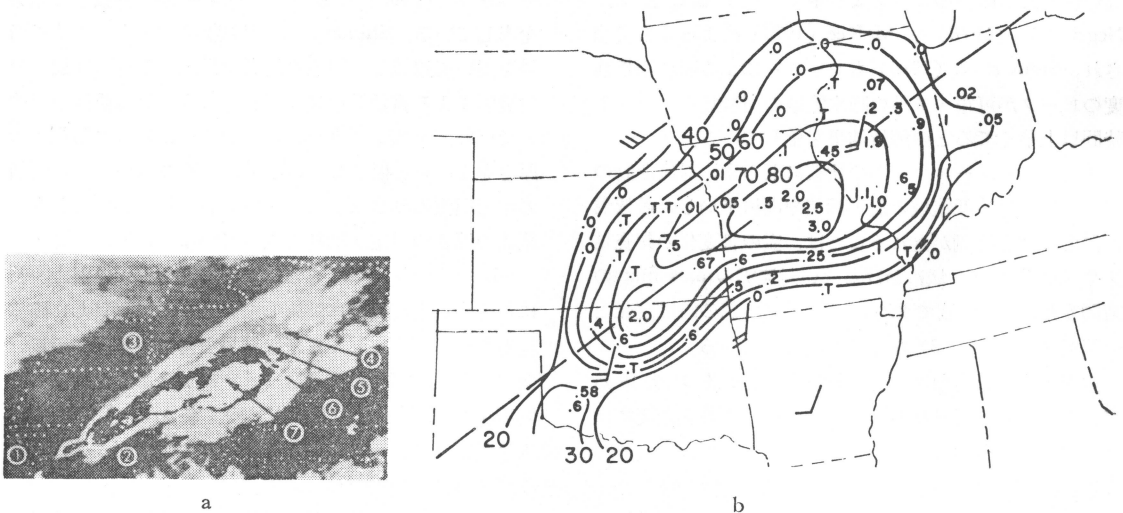
(1974) によれば、overshooting の水平スケールは  $10\text{km}$ 、寿命は10分程度である。

深い対流雲による降水量の見積りについて、Oliver・Scofield (1976)、Scofield・Oliver (1977) は適当な温度幅ごとに異なった階調を割りつけた第5図 a のような赤外温度分布を示して、強い降水域が anvil cirrus による contamination のない風上側 (第5図 b の矢羽根は  $500\text{mb}$  の風を示す) に偏在し、また風上側で雲頂温度と降水量との相関が高いことに着目した降水量推定法を開発した。また雲頂温度の時間変化を考慮したり、可視資料から overshooting 域の存在を調べたりして深い対流活動域の識別精度を高めている。

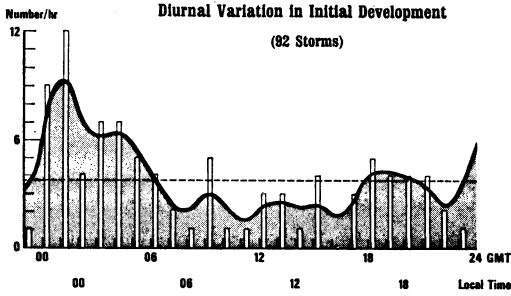
また、別の問題として、中高緯度ばかりでなく熱帯の深い対流雲も孤立して起こるよりスコールラインやアークライン (嶋村, 1975) などメソシステムにともなって発生することの方が多いたことが最近の GATE 調査で明らかとなっており、メソシステムとの関連の解析についても衛星資料の性質からいって利活用が期待される。

#### 2.2.4. 海洋上に発生する対流雲の日変化

静止衛星資料の時間分解能のよい点に着目した調査対象の一つに、海洋上に発生する対流雲活動の日変化がある。以前から熱帯海洋上に点在する小さな島の降水量などに日変化がみられることが知られていたが、広大な海洋上の対流雲の日変化について調べられる点で衛星資料は優れている。



第5図 SMS 赤外資料による深い対流雲の雲頂温度分布 (a 図および b 図の実線) と降水量 (6 時間雨量: 単位インチ) 分布 (b 図) との関係。a 図では雲頂温度は適当な温度幅に異なった階調を割りつけてある。b 図の矢羽根は  $500\text{mb}$  の風。破線は風上側と風下側の分離線 (Oliver・Scofield, 1977 による)。



第6図 深い対流雲からの急激な絹雲域の拡大が起る回数の時間変化. 棒グラフは1時間ごとの回数. 曲線は移動平均, 破線は日平均 (Weickman *et al.*, 1977 による).

Weickman *et al.* (1977) は, SMS 資料により GATE A/B 域での対流雲活動を調べ, すでに述べた深い対流雲からの絹雲の激しい拡大が発生する回数が地方時で 23 時ごろが最大となり, 深夜に起こる頻度は正午ごろにくらべて 4 倍に達する結果を得た (第 6 図). このように, 深夜から早朝にかけて深い対流雲が活発であることは多くの調査にみられる (Martin, 1975 など).

しかし, 拡大していく絹雲を含む低温雲頂域全体の雲量についての調査では, 例えば Gruber (1976) や Watanabe・Ueda (1978) のように 16 地方時ごろ最大となる結果が多い. また, 最近 Murakami (1979) は GATE 域における 1 度四方の面積平均した赤外資料を用いてスペクトル解析から日変化の卓越を示し (第 9 図参照), アフリカから西へのびる赤外資料から求めた雲量最大軸の北では午後, 南では早朝に雲量のピークがでる結果を得ている.

熱帯低気圧にともなう雲域については, 赤外資料を用いた Browner *et al.* (1977) の調査によると, 大西洋上の八つの熱帯低気圧について低温域の最大面積は 15 地方時, 最小面積は 03 地方時にみられる. Browner らは, 熱帯低気圧の赤外資料で最低温が観測される頻度は 03 地方時に最大となるとした Dvorak からの私信を引用して, これは彼らの結果と矛盾することではないとしている. すなわち, 対流雲の活動は早朝が最も活発であるが, 対流雲からでる絹雲が外へ広がるのに熱帯低気圧規模でみると 12 時間程度要するために, 絹雲を含む低温雲頂面積の最大が午後にみられる結果となったとしている. このように赤外資料を用いる場合は, 対流雲と絹雲との分離をすらかしないかなどによって, 日変化の結果が異なってくるようである.

1980年4月

また, 対流雲についての各種の調査を行う際 (例えば赤外資料を用いて台風の強さを見積る場合なども含めて), 日変化の問題を充分配慮する必要があるようである.

### 3. 対流雲クラスターの解析への利用

500~1000 km 規模の対流雲の集まり, いわゆる cloud cluster (以下対流雲クラスターと呼ぶ) にともなうじょう乱の構造や, じょう乱と対流雲や対流雲クラスターとの相互作用の解明のため, 特に GATE 観測資料を用いた解析が最近盛んに行われているが, 衛星資料を主要資料とする解析に限ってみると, 静止衛星による風資料利用の面が目立っている.

衛星による風資料の性質や誤差源の詳細は, 浜田 (1980), 小花 (1980) やその引用文献を参照されたい.

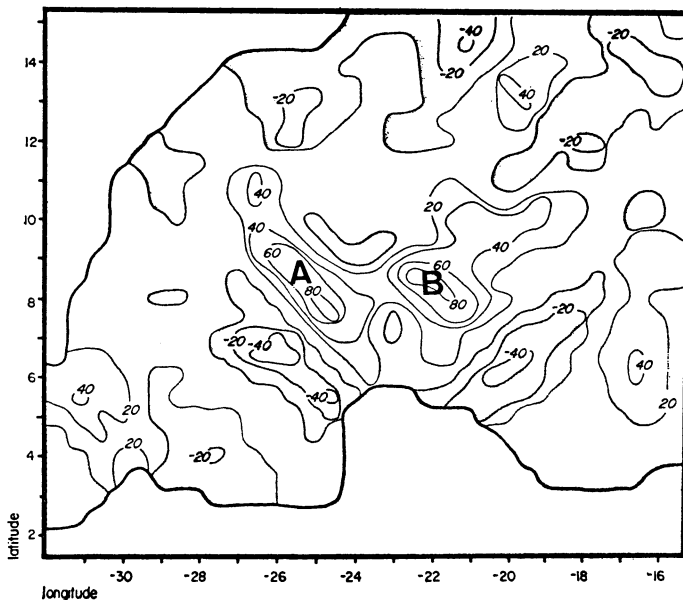
大量の衛星風資料を用いた対流雲クラスターの先駆的解析は, Fujita・Bradburg (1968) などによって行われ, 対流雲クラスターには下層の収束と正の相対うず度が存在することが示された. また, SMS や GMS の赤外資料によって上層に強い絹雲の outflow がみられることが明らかとなった.

衛星風資料の精度調査を目的として対流雲クラスター域が盛んにとり上げられた (Hasler *et al.*, 1976; Suchman・Martin, 1976 など). 例えば Suchman・Martin は, GATE 期間に SMS により 30 分間隔で観測された熱帯クラスター域において, 小積雲と絹雲の移動はそれぞれ 950~850 mb, 250~200 mb の風としてレーウィン・ゾンデと変らない精度で用いられるとの結論を得, 少なくともこの 2 層の風については, composit 法によらずに直接解析ができる密度と精度の資料が得られることを示した.

Suchman *et al.* (1977) は, 上記 Suchman・Martin の精度調査に用いた風資料により, 対流雲によるクラスター規模の質量輸送量を見積った. クラスター域の気柱を絹雲レベルの上層, 小積雲レベルの下層と中間の層に分け, 中間層の上・下端を非発散レベルと考えてそこを通過する質量輸送量  $\bar{M}$  (パーはすべて領域平均) を,

$$\bar{M} = \bar{\rho} A \bar{\omega} = -\frac{\Delta P \cdot A}{g} (\bar{\nabla} \cdot \bar{\mathbf{V}}_h)$$

によって求めている. ここに,  $A$  は面積,  $\omega$  は中間層上端または下端での鉛直流,  $\Delta P$  は上層または下層の厚さ (気圧差),  $\bar{\nabla} \cdot \bar{\mathbf{V}}_h$  は領域平均の発散である. 計算する空間スケールを強い対流活動のある core scale (100 km 規模), cluster scale (数 100 km 規模) および複



第7図 対流雲クラスター域の絹雲の移動から求めた上層風による発散分布の例 (Suchman *et al.*, 1977 による). 単位は  $10^{-6}\text{sec}^{-1}$ .

数のクラスターからなる cluster circulation scale (1000 km 規模) に分ける.

絹雲の移動による上層風資料から得た上層発散場の一例を第7図に示す. 強い発散が core 域 (A, B) にあり, そのすぐ近傍に収束域がみられる. 対流活動の活発な時点では, 上昇流は core scale で上層 10~20 m/sec, 下層 5 m/sec, cluster scale で上下層とも 5~10 m/sec, cluster circulation scale でも上昇流で 1 m/sec 程度となっている. 質量輸送量は core scale で 10~30 mb/hr, cluster circulation scale で数 mb/hr となり, 平均して  $3\sim 4 \times 10^9 \text{kg/sec}$  程度に見積られている. また, 質量輸送量の空間分布および時間変化は, 画像上にみられるクラスターの位置および発達衰弱過程とそれぞれよく一致し, さらに下層の強い質量輸送が上層にくらべて数時間先行することも示されている.

ただし衛星資料のみを用いたので, 厚い絹雲の下の小積雲が識別・追跡できないためにその領域の下層風が得られない点, および全体的に中層の風が得られないので, 例えば最近重視されている対流雲規模・クラスター規模および総観規模の補償沈降水流やその効果が正しく見積れない点が指摘されている. Hentz・Sikdar (1977) は, 上記解析と同じクラスターを対象として, 衛星風に観測船のレーウィン資料を加えて, composit 手法の解

析を試み, 結果は衛星風のみによる上記 Suchman *et al.*, の結果とよく一致すること, およびクラスター移動前方に下層収束と上層発散 (上昇流の最大) があることなどを示している.

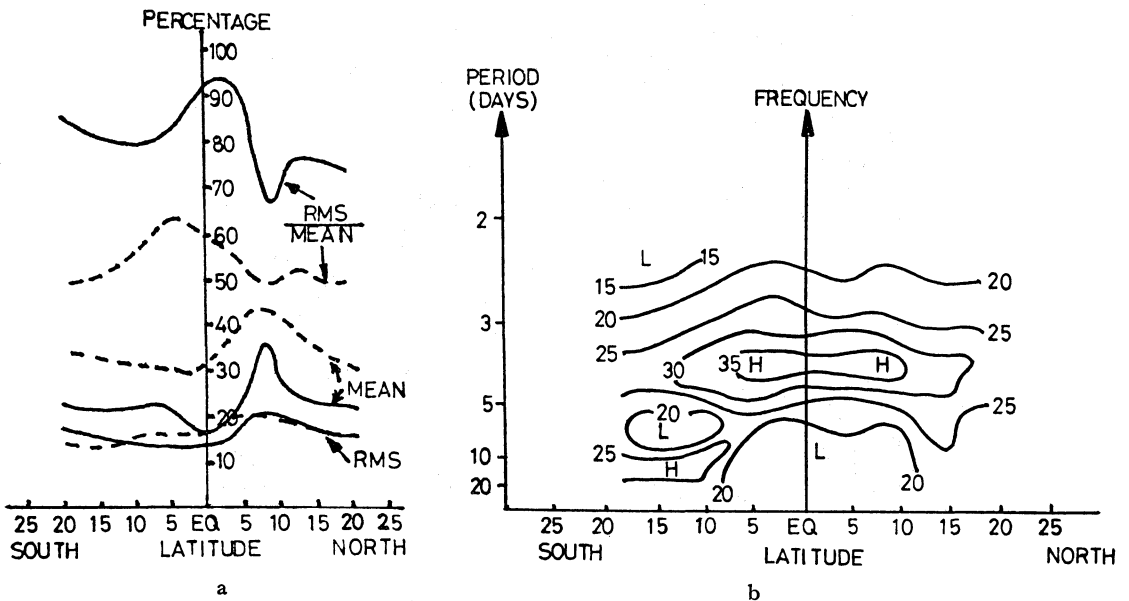
#### 4. 衛星雲資料を用いたスペクトル解析

従来, 気象資料の少ない熱帯における移動性じょう乱の解析は, 主として数少ないゾンデの時系列資料を用いたスペクトル解析と, 個々のじょう乱では散在する程度のゾンデなどの資料を多くのじょう乱について集めて, composit 手法により行う解析が用いられてきた.

衛星の雲資料を用いたスペクトル解析も, 広域にわたる解析手段として特に GATE 以前に盛んに行われた. 衛星雲資料は時系列としてばかりでなく, 広域の空間分布として取得できるので, 例えばじょう乱の地域による違いを調べるのに適している. また, ゾンデの時系列資料と併用してクロススペクトル解析なども行える.

Chang (1970) や Wallace (1970) による衛星画像の時間・経度系列資料を用いた先駆的解析によって, 例えば ITCZ を 8~9 m/sec 程度で西進する波動性雲システムが明らかとなり, この結果が Reed・Recker (1971) による太平洋熱帯における総観規模波動性じょう乱の解析の糸口の一つとなった.



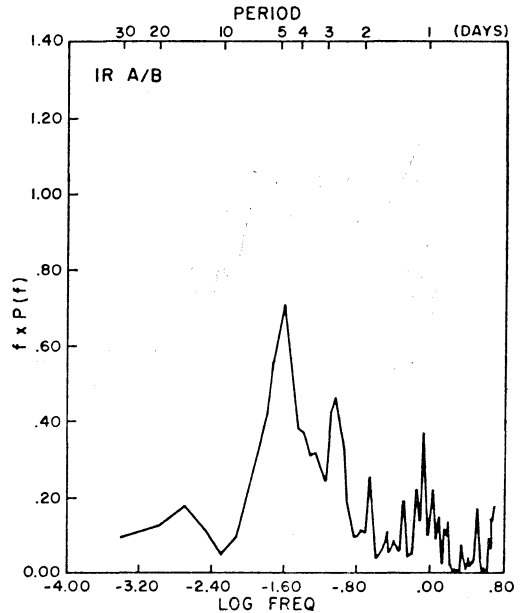


第8図 衛星雲資料によるスペクトル解析例 (Sikdar *et al.*, 1972 による). a 図は緯度別雲量分布. 実線は太平洋中部, 破線は太平洋東部と大西洋. b 図は周期別緯度別のスペクトル量の分布.

ひとくちにスペクトル解析といっても, 調査目的・資料・解析手段に違いがあり, また結果に共通部分と相異部分があって必ずしも明確に整理できる段階にきていないと考えられるので, 主なものを簡単に概観するにとどめる.

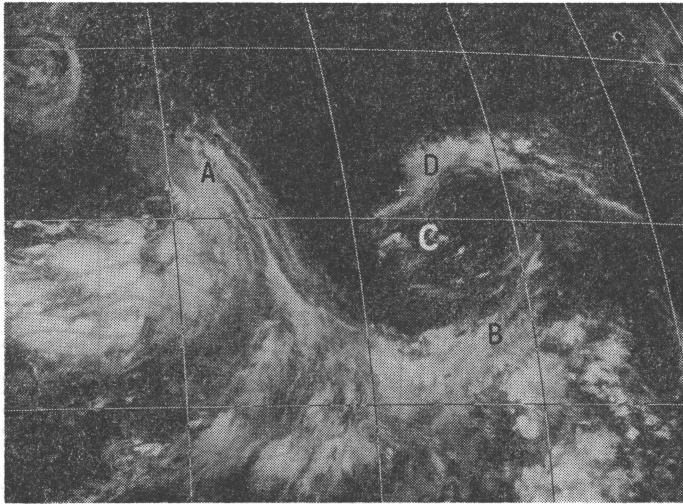
Tanaka・Ryuguji (1971) は, 冬から春にかけての太平洋 8°N 帯に半月周期で東進および西進する雲パターンがあることを示し, Wallace (1971) は, 1日に経度で 5~10°の速度で西進する波長 2,500~5,000 km の位相の存在を解析した. また Wallace・Chang (1972) は, 熱帯の雲の可視輝度値に影響を与えている基本的じょう乱として, 西進 (5~10°/day) する Rossby 波と赤道付近を中心とした東進 (5~10°/day) する Kelvin 波に似た波があるとしている.

Sikdar *et al.* (1972) は, 春から夏にかけて, 熱帯太平洋で緯・経度による顕著な雲量の偏があることを示した (第8図 a). 平均雲量では 10°N 付近にピークがあり, RMS (平均 2乗根) が示す変動 (移動) 性の雲システムの存在が特に太平洋中部で著しい. また, RMS と平均との比が示す移動性じょう乱の相対的重要性は赤道付近で大きい. 中部太平洋のスペクトル量の緯度分布 (第8図 b) では, 20°S~20°N 間に 4日周期のピークが, また 15~20°S に 10日周期をもつ 2次ピークがでる.

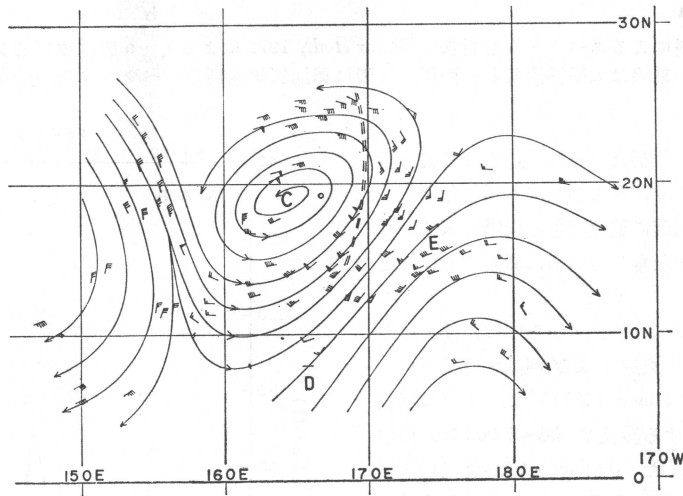


第9図 GATE A/B 域で平均した SMS 赤外輝度値のパワースペクトル (Murakami, 1979 による).

さらに地域ごとの時系列雲資料によるクロススペクトル解析では, 10日周期の coherence の最大が 5~10°N にでること, および 4日周期波の位相解析からこの周期の



第10図 a



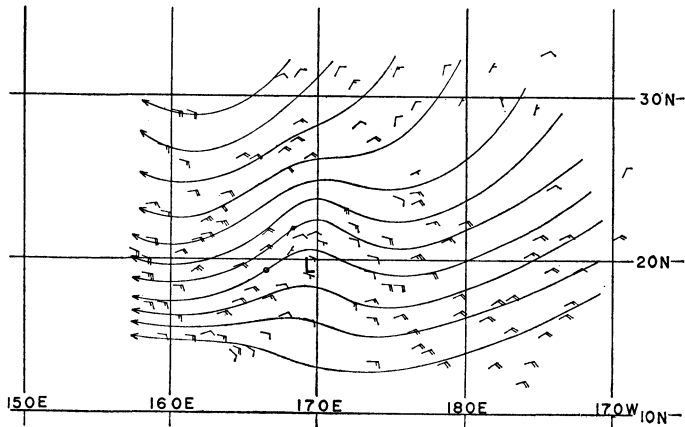
第10図 b

波は赤道をはさんで南北  $10^\circ$  以内ではほとんどすべて西進波であることを示した。

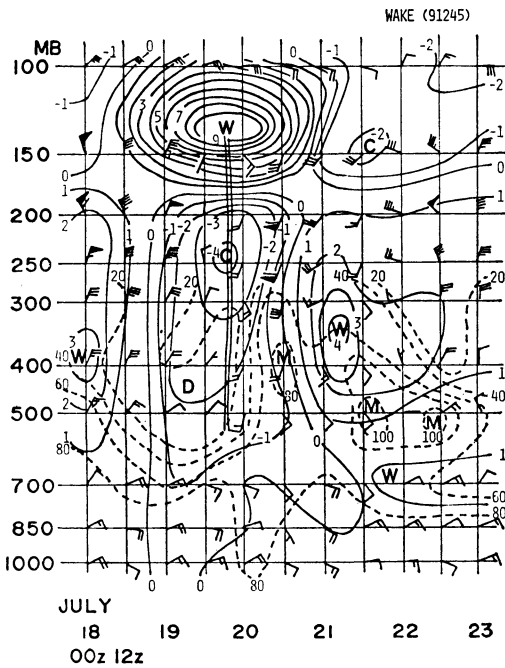
Young・Sikdar (1972) は、比較的幅広い band-pass filter をかけ、かつ空間平均とそれからの偏差に分けて、特定周波数 (4・6・10日周期など) の雲パターンのふるまいを調べた。この方法を用いると、非定常に伝播する波の周期が場所の関数として得られるとともに、寿命の短い周期的変動も識別できる。その結果、4日周期の西進波と東進波 (西進波より波長が長い) が卓越することがわかった。さらに low pass filter をかけて季節変

動をみると、各周期 (4・6・10日周期) ともに振幅は夏季が最大で、かつ季節変動より短周期の変動があることも解析された。

Zangvil (1975) および Gruber (1975) は、位相差法では東進・西進両波が共存し、standing oscillation による variance 部分が大いとい、波長を過大に見積ってしまう等の弊害があるので、それを除くために Hayashi (1973) の時・空間スペクトル解析法を用い、東進・西進波の分離を行った。Zangvil は、北半球が夏の時期には赤道に関し雲の活動に著しい非対称性があること、



第10図 c



第10図 d

第10図 GMS 資料にみられる upper cold low (Shimamura・Watanabe, 1978 による). a 図は1978年7月20日 00 Z の赤外形画像. b 図は絹雲. c 図は小積雲の移動から求めた流れ. b 図の2重線はc 図にみられる下層のトラフの位置. d 図は同じ upper cold low の構造を示す Wake 島のゾンデ資料による時間断面図. 実線は気候値からの気温偏差, 破線は相対湿度, 二重線は低気圧性循環の軸を示す.

とした. 一方, Kelvin 波に対応する波動性が雲分布の上で見出されなかった. これは, 雲のスペクトルでは低周波数にパワーが集中し, かつ波数1については赤道に関し対称である結果とあわせて考えると, このような雲分布(潜熱放出分布)から大気が band-pass filter として働いてエネルギーを引き出す可能性 (Holton, 1973) を示唆しているとした.

最近 Murakami (1979) は, SMS の緯経度1度平方の平均赤外デジタル資料を用いて GATE 域の深い対流雲域の変動を調べ, その時間平均からの変動部分をスペクトル解析し, アフリカ波に対応する強い4~5日周期のピーク, メソシステムの消長と関連があると考えられる2.5日周期のピークおよびすでに述べた日変化の卓越を示した(第9図). また, band-pass filter を用いて4~5日周期波が速度7°/day, 波長30°の西進波で, 深い対流雲活動のほとんどの移動性部分がこの波によっていることを示した.

以上のように, 例えば10°N 帯での平均および移動性の雲システムの卓越や easterly wave にともなう雲パターンなどはほぼ共通して抽出されているが, 多くの波動

10°N 帯で二つの5~6日周期の波が卓越し, その一つは easterly wave に似た波数10の波, ほかの一つは柳井・丸山波に似た波数5~10の波であることを示した. また Gruber は, 移動性の波動が主に5~15°N で卓越すること, 波数5で12.5日周期(Rossby 波)と波数9で周期6日(easterly wave)が卓越することを示し, これらの波動は積雲対流とじょう乱との相互作用が考えられる

性じょう乱にともなう雲システムについて今後更に明らかにすべき点が多い。

今後、衛星資料を用いてスペクトル解析する際に配慮すべき点を挙げると、Murakami (1979) でもみられた日変化の問題、赤外資料を用いる際には濃い絹雲と対流雲域との分離に関連する問題、可視資料では太陽入射角やその他雲の反射特性の問題などが重要である。

### 5. 熱帯対流圏上層における cold core type のじょう乱の解析

ここでは、GMS の観測領域で観測される熱帯じょう乱の顕著な一例として、熱帯対流圏上層の cold core type のじょう乱 (以下 upper cold low と呼ぶ) について簡単に述べる。

第10図aは、GMS 赤外画像にみられる upper cold low にともなう雲システムの一例で、第10図b, cは同一時刻の絹雲および小積雲の移動から求めた上層風(200~250 mb)と下層風(850~900 mb)が示す流れである(いずれも Shimamura・Watanabe, 1978 による)。画像上のAからBに到る雲域およびDの雲域は主に絹雲から成り、連続して観測した GMS 画像を用いて動画にしてみると、絹雲はCを中心にそのまわりを低気圧性に回転しており、その動きは第10図bにみられる上層の流れに対応している。下層には上層の循環中心より数度東に低気圧性波動がみられる。

Shimamura・Watanabe (1978) は、衛星資料によってこのじょう乱を追跡し、Wake 島と南鳥島のすぐ近くを通過して西進したことを確かめ、両島のゾンデ資料の時間断面図を解析した。その結果、次のような典型的な upper cold low の構造が明らかとなった(第10-d図)。

(1) 寒気核は600 mb より上の対流圏上層にあって、200~250 mb に気候値からの偏差で $-4^{\circ}$ 程度の最低温域がみられ、その真上の成層圏下部(140 mb)に強い暖気核がある。

(2) 低気圧性循環中心はこの寒気核に一致し、500 mb より上層にあって垂直方向の傾きはない。定性的に温度風の関係を満足し、200 mb 付近に最大風速25m/sec以上が解析される。

(3) 中心を含んでその西で乾燥、中心の東で湿潤である。この乾燥域は雲の少ない領域に対応している。

これらの構造上の特徴は、Frank (1970) の示した大西洋カリブ海域における upper cold low の構造に酷似している。いままでの調査では、中心付近(寒気域)で

の沈降すなわち直接循環が解析されている(Ricks, 1959; Frank, 1970 など)が、直接循環の場合の寒気の維持機構をはじめ、じょう乱の発生機構、エネルギー収支、下層のじょう乱との関係などはデータ不足もあってほとんど明らかになっていない。太平洋の熱帯域(ITCZのすぐ北)でのGMS資料利用に好適な対象の一つである。

Sadler (1976, 1978) は、太平洋域での航空機による上層風資料と軌道衛星画像を用いて、このじょう乱と熱帯低気圧の発生や初期の発達との関係を調べ、上層のこの低気圧性じょう乱がITCZのすぐ北を西進する際、ITCZ上の上層の北半分は南西風を形成し(例えば第10図bのD, Eの領域)、南半分の北東風の流れと相まって上層発散の場をつくり、ITCZ上のじょう乱に発達に好適な総観場を提供すると述べている。しかし定量的解析はこれからであり、GMSの風資料の利活用が期待される。

### 文 献

- Adler, R.F. and D.D. Fenn, 1976: Thunderstorm monitoring from a geosynchronous satellite, Proc. 7th Conf. on Aerospace and Aeronautical Meteorology, Melbourne, Fla., U.S.A., 307-311.
- Adler, R.F. and D.D. Fenn, 1979: Thunderstorm intensity as determined from satellite data, J. Appl. Met., 18, 502-517.
- 浅沼勝美, 大野久雄, 1978: GMSの雲頂高度の検討(Cb topについて), 53年度東京管区地方気象研究会誌, No. 11, 272-273.
- Bartman, F.L., 1967: The reflectance and scattering of solar radiation by the earth, NASA Rep., NAS-54 (03).
- Braham, R.R., 1952: The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development, J. Met., 227-242.
- Brown, R.A., 1967: Mass and available energy in growing convective cloud, J. Atm. Sci., 24, 308-311.
- Browner, S.P., W.L. Woodley and C.G. Griffith, 1977: Diurnal oscillation of the area of cloudiness associated with tropical storms, Mon. Wea. Rev., 105, 856-864.
- Bunting, J.T., 1976: Cloud properties from satellite infrared and visible measurements, Proc. 7th Conf. on Aerospace and Aeronautical Meteorology, Nov. 16-19, Melbourne, Fla. U.S.A., 109-114.
- Chang, C.-P., 1970: Westward propagating cloud pattern in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photograph, J. Atmos. Sci., 27, 133-138.

- Cox, S.K., 1977: Satellite derived cloud-cluster cloud top heights, Proc. 11th Tech. Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami Beach, Fla., U.S.A., 355-356.
- Frank, N.L., 1970: On the energetics of cold lows, Proc. Symposium on tropical meteorology, June 2-11, Honolulu, Hawaii, U.S.A.
- Fujita, T.T. and D.L. Bradbury, 1968: A study of mesoscale cloud motions computed from ATS-1 and terrestrial photographs, SMRP Res. Paper 71, Univ. of Chicago.
- Fujita, T.T., 1972: Tornado occurrences related to overshooting cloud-top heights as determined from ATS pictures, SMRP Res. Paper 97, Univ. of Chicago, 32 pp.
- Fujita, T.T., Manual of downburst identification for project NIMROD, SMRP Res. Paper 156, Univ. of Chicago, 104 pp.
- Griffith, C.G. and W.L. Woodley, 1973: On the variation with height of the top brightness of precipitating convective clouds, J. Appl. Met., 12, 1086-1089.
- Griffith, C.G., W.L. Woodley, P.G. Gruber, D.W. Martin, J. Stout and D.N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies, Mon. Wea. Rev., 106, 1153-1171.
- Gruber, A., 1974: The wave number-frequency spectra of satellite measured brightness in the tropics, J. Atmos. Sci., 31, 1675-1680.
- Gruber, A., 1976: An estimate of the daily variation of cloudiness over the GATE A/B area, Mon. Wea. Rev., 104, 1036-1039.
- 浜田忠昭, 1980: 静止衛星「ひまわり」の画像からの風計算, 天気, 27, 139-158.
- Hasler, A.F., W.E. Shenk and W. Skillman, 1976: Wind estimates from cloud motions: Phase I of an *in situ* aircraft verification experiment, J. Appl. Met., 15, 10-15.
- Hayashi, Y., 1973: A method of analyzing transient waves by space-time cross spectra, J. Appl. Met., 12, 404-408.
- Hents, S.J. and D.N. Sikdar, 1977: Three dimensional circulation in a GATE cloud cluster, Proc. 11th Tech. Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Dec. 13-16, Miami, Fla, U.S.A., 154-159.
- Holton, J.R., 1973: On the frequency distribution of atmospheric Kelvin waves, J. Atmos. Sci., 30, 499-501.
- Il'ina, G.I. and V.F. Lapcheva, 1971: Comparison of satellite-measured and radar-observed cloud top heights, Interpretatsiya i ispol'zovanie sputnikovykh dannyykh v analize i prognoze pogody, NOs 73, 89, Leningrad, 145-153.
- 小平信彦, 村山信彦, 山下 洋, 河野 毅, 1978: 静止気象衛星 GMS(ひまわり), 天気, 25, 245-268.
- 鴨志田 章, 1980: 衛星の天頂角による雲位置の誤差, 天気, 27, 63-66.
- Lethbridge, M., 1967: Precipitation probability and satellite radiation data, Mon. Wea. Rev., 95, 487-490.
- Liou, K.-N. and S.-C., Ou, 1979: Infrared radiative transfer in finite cloud layers, J. Atmos. Sci., 36, 1985-1996.
- Martin, D.W. and V.E. Suomi, 1972: A satellite study of cloud clusters over the tropical north Atlantic Ocean, Bull. Amer. Met. Soc., 53, 135-156.
- Martin, D.W., 1975: Characteristics of West African and Atlantic cloud clusters based on satellite data, GATE Rep. No. 14, 1, ICSU/WMO, Geneva, Switzerland, 182-190.
- McKee, J.B. and S.K. Cox, 1974: Scattering of visible radiation by finite clouds, J. Atmos. Sci., 31, 1885-1892.
- Murakami, M., 1979: Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area, Mon. Wea. Rev., 107, 994-1013.
- Negri, A.J., D.W. Reynolds and R.A. Maddox, 1976: Measurements of cumulonimbus clouds using quantitative satellite and radar data, Proc. 7th Conf. on Aerospace and Aeronautical Meteorology, Melbourne, Fla, U.S.A., 119-124.
- Nitta, T., 1979: On the comparison of computed cloud mass fluxes with observations over the GATE area, J. Met. Soc. Japan, 57, 474-478.
- 小花隆司, 1980: LF 法風計算に伴う誤差, 研究時報, 31, 313-326.
- Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976: Estimation of rainfall from satellite imagery, Proc. 6th Conf. on weather forecasting and analysis, May 10-13, Albany, New York, U.S.A., 242-245.
- Park, S.U., D.N. Sikdar and V.E. Suomi, 1974: Correlation between cloud thickness and brightness using Nimbus 4 THIR data (11.5  $\mu$ m channel) and ATS-3 digital data, J. Appl. Met., 13, 402-410.
- Purdon, J.F.W., 1971: Satellite imagery and severe weather warning, Proc. 7th Conf. on severe local storms, 120-124.
- Reed, R.J. and E.E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the equatorial western Pacific, J. Atmos. Sci., 28, 1117-1133.

- Reynolds, D.W. and T.H. Vonder Haar, 1973: A comparison of radar-determined height and reflected solar radiance measured from the geosynchronous satellite ATS-3, *J. Appl. Met.*, **12**, 1082-1085.
- Reynolds, D.W. and J.H. Vonder Haar, 1977: A bispectral method for cloud parameter determination, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 446-457.
- Reynolds, D.W., T.H. Vonder Haar and L.O. Grant, 1978 a: Meteorological satellites in support of weather modification, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **59**, 269-281.
- Reynolds, D.W., T.B. Mckee and K.S. Danielson, 1978b: Effects of cloud size and cloud particles on satellite-observed reflected brightness, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 160-164.
- Ricks, E.L., 1959: On the structure and maintenance of high-tropospheric cold-core cyclones of the tropics, Masters dissertation, Dept. of Met., Univ. of Chicago.
- Sadler, J.C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1266-1278.
- Sadler, J.C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1137-1152.
- Scofield, R.A. and V. J. Oliver, 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery, NOAA/NESS Tech. Mem., **86**, NOAA, Washington D.C., 47 pp.
- Shenk, W.E., 1974: Cloud top height variability of strong convection cells, *J. Appl. Met.*, **13**, 917-922.
- 嶋村 克, 1975: 米国における静止気象衛星資料の利用の一端, *天気*, **22**, 477-491.
- Shimamura, M., 1978: Some aspects of deep convection complex observed by GMS satellite, Proc. Symposium on the Use of Satellite Data in Meteorological Research, Nov. 3-5, Tokyo, Japan, 72-77.
- Shimamura, M. and Y. Watanabe, 1978: Tropospheric transient disturbances over the tropical western Pacific, Part II, Analyses based on GMS satellite data, Text for WMO/UN regional training seminar on the interpretation, analysis and use of meteorological satellite data, Oct. 23-Nov. 2, Tokyo, Japan.
- 嶋村 克, 1979: GMS 画像に現われる深い対流活動, *天気*, **26**, 243-245.
- Sikdar, D.N., V.E. Suomi and C.E. Anderson, 1970: Convective transport of mass and energy in severe storm over the U.S., an estimate from a geostationary altitude, *Tellus*, **22**, 521-532.
- Sikdar, D.N., 1972: ATS-3 observed cloud brightness field related to a meso-to subsynoptic scale rainfall pattern, *Tellus*, **24**, 400-413.
- Sikdar, D.W. and V.E. Suomi, 1972: On the remote sensing of mesoscale tropical convection intensity from a geostationary satellite, *J. Appl. Met.*, **11**, 37-43.
- Sikdar, D.N., J.A. Young and V.E. Suomi, 1972: Time-spectral characteristics of large-scale cloud systems in the tropospheric Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 229-239.
- Smith, E.A., 1977: Report of the U.S. GATE central program workshop, July 25-Aug. 12, NCAR, p. 189.
- Stout, J.E., D.W. Martin and D.N. Sikdar, 1979: Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 585-598.
- Suchman, D. and D.W. Martine, 1976: Wind sets from SMS images: An assessment of quality for GATE, *J. Appl. Met.*, **15**, 1265-1278.
- Suchman, D., D.W. Martin and D.N. Sikdar, 1977: Deep convective mass transports: An estimate from a geostationary satellite, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 943-955.
- 鈴木一雄, 1980: 静止気象衛星「ひまわり」の赤外放射データによる雲頂高度の計算, 天気投稿中.
- Tanaka, H. and O. Ryuguji, 1971: Spectrum analysis of tropical cloudiness (I), *J. Met. Soc. Japan*, **49**, 13-19.
- Twomey, S., H. Jacobowitz and H.B. Howell, 1967: Light scattering by cloud layers, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 70-79.
- Wallace, J.M., 1971: Spectral studies of tropospheric wave disturbances in the tropical western Pacific, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **9**, 557-612.
- Wallace, J.M. and L.A. Chang, 1972: On the application of satellite data on cloud brightness to the study of tropical wave disturbances, Contribution No. 262, Dept. of Atmos. Sci., Univ. of Washington, 15 pp.
- Watanabe, K. and F. Ueda, 1978: Diurnal variation of tropical cloud cluster, Proc. of Symposium on the Use of Satellite Data in Meteorological Research, Nov. 3-5, Tokyo, Japan, 66-71.
- Weickman, H.K., A.B. Long and L.R. Hoxit, 1977: Some examples of rapidly growing oceanic cumulonimbus clouds, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 469-476.
- Young, J.A. and D.N. Sikdar, 1972: A filtered

view of fluctuating cloud patterns in the tropical Pacific, Dept. Met. and Space Sci. and Engin. Cent., Univ. of Wisconsin, 31 pp.  
Zangvil, A., 1975: Temporal and spatial beha-

vior of large-scale disturbances in tropical cloudiness deduced from satellite brightness data, Mon. Wea. Rev., 103, 904-920.

## 第20期第15回常任理事会議事録

日時 昭和55年1月9日(水) 15.00~17.00

場所 気象庁予報部会議室

出席者 岸保, 小平, 浅井, 内田, 植村, 奥田, 神山, 関根, 新田, 松本, 増田, 山下.

### 報告

〔気象研究ノート〕 第138号 集中豪雨は目下印刷中, 次号の気象レーダー特集は原稿がまとまりつつある.

〔教育と普及〕 気象普及書の原稿が集まり現在 revise を依頼, 6月頃印刷に入る予定.

### 議題

#### 1. 会費の値上げについて

会費を値上げせざるを得ない基本的な説明が関根理事から次のとおりあった.

- 1) 郵便料金について 通常郵便物の値上げと共に第3種(「天気」), 第4種(「気象集誌」, 「気象研究ノート」)も大幅な値上げが予想される.
- 2) 印刷製本費について 必要経費の大半を占めており, ここ2~3年据置してきたので, 昭和54年度には, 約4.6%増額を認めた. しかし, 今後諸物価の高騰によりさらに5~10%の値上がりとなるおそれがある.
- 3) 交通費について 国鉄・私鉄の運賃値上げに伴い, 理事会および各委員会の旅費の増額が予想される. また, 気象研究所の筑波移転に伴う旅費の増額も考えられる.
- 4) 会議費について 昭和56年度前半までは, 大会などの会場を他に求める必要があり, これまで以上の借上料を要する.
- 5) 会員数について 54年度は, 会員増強運動を展開したため, 8月31日現在で260名の純増とな

った. しかし, 退会会員は, 過去数年は, 年40~50名に過ぎなかったが, 今後は, 退職者数の漸増により退会者も増加してゆくことが考えられる. したがって, 今後新入会員の獲得にこれまで以上の努力が必要である.

以上の事から, 昭和56年度の支出増見込額は, 約330万円となるので15%の値上げが必要となる. これに対し, ア. 値上げ幅を小さくするのはわかるが, また値上げをしなくてはならないのでは困る. イ. 値上げの時期が問題となる.

5月の総会で承認されても実際の値上げは, 来年1月からとなる. ウ. 他学会の値上げの状況を調査する. エ. 15%の値上げ等について各支部でも考えて貰う. 等の意見が出された. そこで, まず地方理事の意見も早急に出して貰うことになった.

#### 2. 100周年記念事業について

経費, 国際会議等のかね合いから記念講演会をどのような形で開くかについて討論が行なわれた. 国際会議については, 気象庁の意向を確認する必要があるので企画課長を交えて準備委員会を開き, 意見の調整をはかることにした.

#### 3. その他

(1) 山本賞について 浅井理事から, 1月8日開かれた選考委員会の経過報告があった. この時点では, 2名の候補者にしぼり, 論文の内容に議論がとりかわされた. 選考委員11名のうち4名欠席者があったので最終的には書面投票で多数決により1月末までには1人にしぼりたい.