

熱帯大西洋特別観測 (GATE) に関する 研究の現状*

新 田 勲**

1. はじめに

1974年6月～9月、熱帯東部大西洋で、GARP (地球大気開発計画) の副プログラムの一つである GATE (熱帯大西洋特別観測) が行なわれた。日本は、残念ながら実際の観測実施には参加しなかったが、世界10ヶ国余りの国が共同観測を行ない、それぞれの国に持ち帰られたデータは、厳しく品質チェックを受けた後米国にある WDC (World Data Center) に送られ、1976年頃から徐々に一般に公開されてきている。しかし、データが使用可能になり始めてまだ日も浅いこと、また、一部のデータしか一般に公開されていないこと等の理由で、GATE のデータを用いた研究成果で学会誌等に発表されているものは、世界的にも数少ない。まして、日本は観測に直接参加しなかったこともあり、関連した研究は全く行なわれていない現状である。

筆者は、1976年3月より1年間カリフォルニア大学の柳井教授のもとで、当時公開されたソ連の高層ゾンデのデータを解析する機会に恵まれ、また、昨年7月25日～8月12日まで NCAR (米国大気科学研究センター) で行なわれた、米国国内 GATE 作業委員会にも出席する機会を得た。この GATE 作業委員会は、NSF (米国科学研究基金) および NOAA (米国海洋気象局) がスポンサーになって行なわれ、会期3週間、参加人数約150人の大規模なもので、米国国内からの参加がほとんどだが、他に、英国、ドイツ、フランス、日本、カナダ等外国からも10人程度の参加があった。この作業委員会は、通常の発表中心の会議とは異なり、参加者は大きく三つの作業グループ (大規模現象、積雲対流群、境界層) に分けられ、さらにそれぞれの所でも内容ごとに数人程度

のグループに分かれて、現段階における研究成果と問題点について、下から上へ議論をまとめ上げる方式がとられた。

これらの成果は、いずれ何らかの形でまとめられることと思うが、出席者の一人としてそこで発表・議論された研究成果を中心に、GATE に関する研究の現状について報告してみたいと思う。ただ前述したように、会期中の大半はそれぞれ細かい作業グループに分かれて進化したので、全体を同じ程度の内容で報告することは不可能である。どうしても筆者が出席した作業グループ“積雲対流群”に比重が片寄ってしまうことをあらかじめお断りしておきたい。

2. 観測の目的と観測体系

GATE の中心目的は、

(1) 熱帯の大規模現象に及ぼす小規模現象の影響を把握するために、特別観測を行なう。

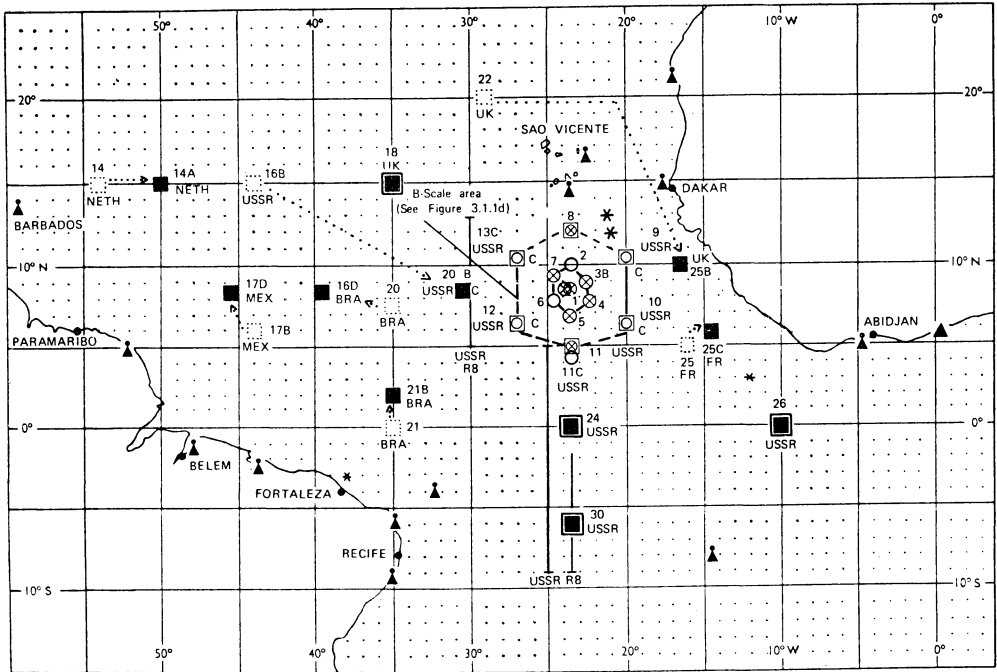
(2) (1)より得られたデータを使用、解析することを通じて、数値予報モデルの改良を行なう。

ことであり、特に、積雲対流と大規模場との相互作用について明らかにすることは、その中でも重要な課題となっている。

上記の目的を達成するためには、大小様々な異なったスケールの現象を捉えることが必要であり、東部大西洋を中心として第1図にあるような観測網が組まれた。A-スケールの現象 (熱帯波動、じょう乱等の数千kmの現象) を捉えるためには熱帯大西洋全域にわたり観測船が配置され、A/B-スケールの現象 (積雲対流群等～500kmの現象) を把握するために緯度8.5°N、経度23.5°Wを中心に六角形の観測網がしかれた。さらに、その中にB-スケール (約2～300km) の情報を得るために、一回り小さな六角形の観測網、図には表示されていないが、C-スケール (約数十km) の現象を捉えるための細かい観

* A summary of recent research on GATE.

** T. Nitta, 東京大学理学部地球物理学教室.



第1図 GATE 高層観測網。⊗ B-スケールレーダ観測点, ○ B-スケール観測点, ⊠ A/B-スケールレーダ観測点, ⊡ A/Bスケール観測点, ■ A-スケール観測点 (実際), □ A-スケール観測点 (原案), ▣ A-スケール観測点 (原案, 実際)。

測網がしかれ, 全体で39隻の観測船が特別に配置された。また, アフリカ大陸, 南アメリカ大陸, カリブ海諸島の陸上からの高層観測データも収集された。これらの高層観測網と同時に, 上記の A/B-スケールの六角形領域をほぼ網羅するレーダ網がしかれ, また, 境界層および積雲内の微細構造を調べるために13機の観測用飛行機による観測が行なわれた。はるか地球大気を離れた上空からは, 静止気象衛星 SMS-1 が赤道上空45°W の位置から可視画像, 赤外画像を30分間隔で送信し, 米国の極軌道衛星 NOAA-2, NOAA-3, ソ連の4コの極軌道衛星からも写真がとられている。その他に, 放射の測定, プイによる海面付近の乱流輸送の観測, 海流の測定も行なわれた。

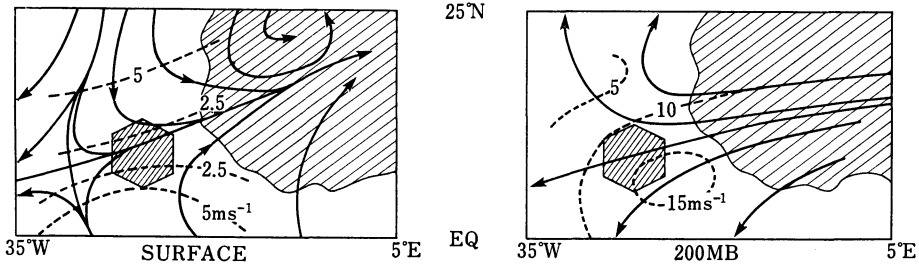
観測された膨大なデータは, それぞれの国に持ち帰られ品質管理が行なわれ, 最終的に WDC に送られ一般に公開される仕組みになっているが, 各国により測器, 品質管理の方法が異なるため, 相互のデータの比較検討が重要な問題となってくる。今までの所大きな問題となっているのは高層観測データである。ソ連は, レーダで高度 (気圧は後で計算) および風を求めるやり方を用

い, 米国を含む他の国は, 大体オメガシステムを用いて風を測定している。NCAR の Ooyama と Esbensen の解析によれば, オメガゾンデで得られた風は短周期 (約1日以下) の雑音を含み, レーダで得られた風と併用して収支計算等を行なう際には, これら短周期変動をフィルターすることが必要となってくる。一方, ソ連の測定した気温, 湿度は, 圏界面より下層で他に比べて1~2°C 高温で, 相対湿度で約10%程大きい, これはソ連の高度測定の誤差によるものと思われる。

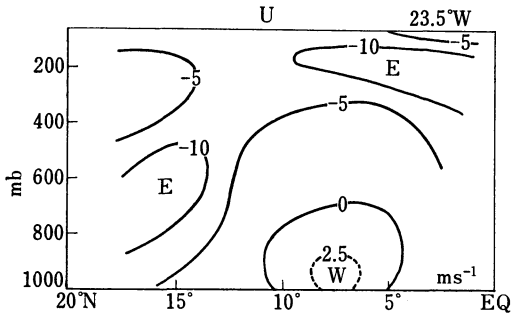
3. 大規模現象

3-1 平均場と熱帯収束帯

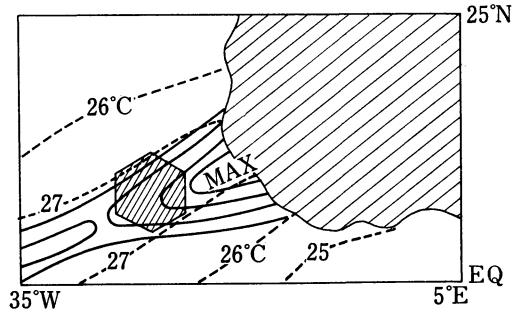
まず, GATE 領域の平均的な場がどうなっているのか見てみよう。第2図は, 第3観測期間 (8月30日~9月18日) における地上および200 mb 面上の平均流線と等風速線である。地上では, GATE 領域 (六角形) からアフリカ西部にかけて, モンスーン循環の一環として西風が卓越し, GATE 領域北部を通り西南西から東北東に沿って風の収束帯 (ITCZ) が存在する。上層200 mb では, 5°N 付近に中心を持つ東風ジェットが卓越し, 全体に発散域となっている。第3図に, 経度 23.5°



第2図 観測期間中の地上および 200mb における平均の流線と等風速線。



第3図 経度 23.5°W に沿った平均東西流の南北-垂直断面図。



第4図 気象衛星より得られた輝度分布 (実線) と海面水温度分布 (破線) (Murakami)

Wにおける風の東西成分の南北-垂直断面図を示す。GATE 領域では、下層で西風、上層で東風が卓越するが、緯度15°Nを中心に中層600mb 付近に強い東風ジェットが存在する。この東風ジェットは、後で述べるアフリカ波動の生成にとって重要な役割を果たしているものと思われる。

第4図に、海面水温度と、衛星の赤外観測による輝度分布を示す。ITCZ はほぼ海面水温度の最大の所に位置し、そこでは、対流活動の活発化を示す赤外の輝度分布が最大となっている。ITCZ 内の温度構造の解析では、従来言われていたような温暖層が存在しないことが示されたが、実際にそうなのか、前章で述べたような測器の違いによる差違なのか、今後注意深く検討する必要があるように思われる。

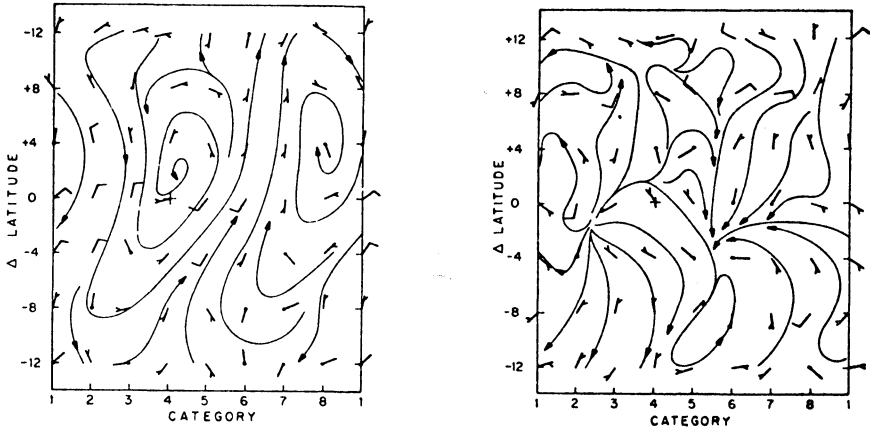
3-2 アフリカ波動

すでに、GATE の観測以前に、熱帯アフリカ大陸上から大西洋にかけて、周期3~4日、波長2,000~3,000 km の波動じょう乱が存在することは知られていたが (Carlson, 1969 a, b; Burpee, 1972, 1974), GATE のデータを用いて、Reed *et al.* (1977) は波動の力学構造を、Norquist *et al.* (1977) は波動のエネルギー機構をそれ

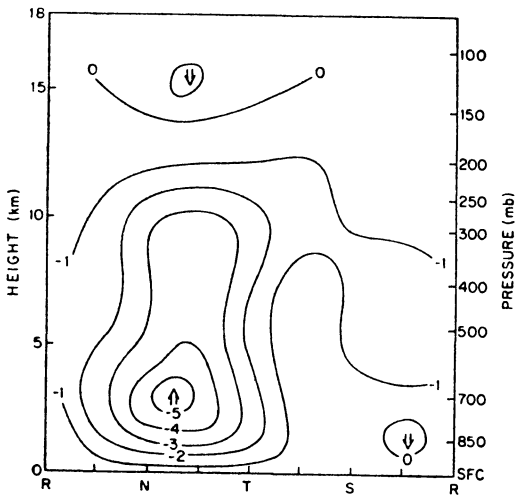
ぞれ詳しく調べた。彼等は、GATE 観測期間中 Dakar に置かれた中枢センターでほぼ観測と同時に得られた1日2回の高層データを用い、約1カ月間に通過した波動を重ね合わせて波動の水平、垂直構造を求めた。この波動は、緯度11°~12°N に中心を持ち、周期3.5日、波長約2,500km、位相速度約8ms⁻¹ で西向きに伝播し、風の変動は700mb 付近で最大の振幅を持っている。第5図に、700mb と200mb でのじょう乱部分の風ベクトルを示す。

これまで、熱帯太平洋や西部大西洋の ITCZ 上に同種の波動 (一般に偏東風波動と呼ばれている) が存在することが知られていたが、それらと大きく異なる点は上昇流の分布 (第6図) である。これまで研究された偏東風波動は、だいたいトラフの所かやや東側に上昇流の最大値を持つものに対して、アフリカ波動は、トラフのやや前面 (西側) に上昇流の最大値がある。この上昇流の最大値となっている所に、第7図に示されるように、雨量の最大値が対応し、トラフの前面で積雲の活発度が大きいことを示している。

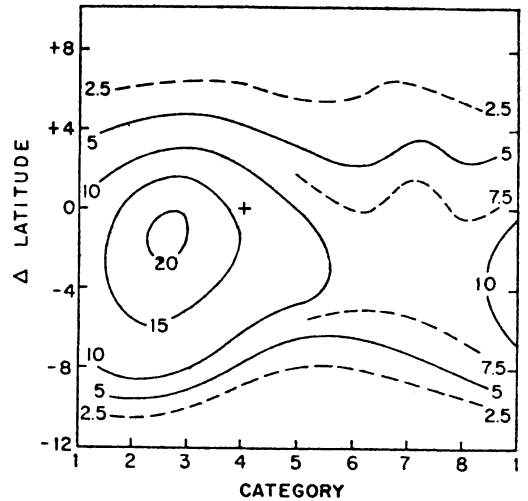
このようにして得られた波動の構造から、波動のエネルギー維持機構を知ることができる。第8図は、そうし



第5図 (左) 700mb と (右) 200mb におけるアフリカ波動の風ベクトル。横軸4は波のトラフ、8はリッジに対応 (Reed et al., 1977).



第6図 アフリカ波動に伴う上昇流の垂直分布 ($\text{mb}\cdot\text{h}^{-1}$). Tはトラフ, Rはリッジ (Reed et al., 1977).

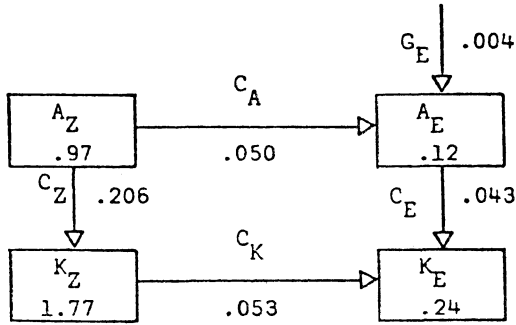


第7図 アフリカ波動に伴う降水分布 ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) (Reed et al., 1977).

て求めた波動のエネルギー収支の結果である。図から明らかのように、波動の運動エネルギーは、(一般場の有効位置エネルギー) → (じょう乱の有効位置エネルギー) → (じょう乱の運動エネルギー) の道筋と、(一般場の運動エネルギー) → (じょう乱の運動エネルギー) の道筋によって維持されている。このことと第3図で見た一般場の風の分布を考え合わせると、600mb 付近に存在する東風ジェットが波動の生成維持機構に重要な役割を果たしていることが示唆される。一方、積雲の熱放出による有効位置エネルギーの生成は、この解析ではきわめて小さく、これまでの偏東風波動の解析の結果と異なっ

た結果を示しているが、実際には波動に対応して、組織化された積雲対流群が存在していること、きちんとした熱収支計算を行なうには今回使われたデータが粗いことなど、果たして積雲の熱放出が波動のエネルギー維持にどの程度きいているのか、今後の詳しい解析が望まれる。

上記の波動の維持機構と同時に、波動の発生のメカニズムが興味を持たれているが、Rennick (1976) は、線型で熱が入っていない大気での力学不安定 (傾圧不安定, 順圧不安定) を調べた。彼女は、Burpee (1972) により GATE 以前に解析されたアフリカ大陸上の風の分布を与え、波長 3,000 km, 周期 2.0~2.5 日の不安定波



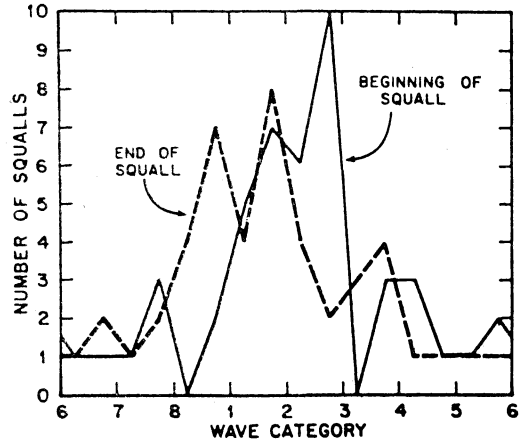
第8図 平均場とじょう乱のエネルギー量 ($10^5 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$) と相互のエネルギー交換量 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) (Norquist et al., 1977).

があることを示したが、最近、Simmons (1977) は、GATE で得られた風分布に類似した分布を用いて同様な計算を行ない、波長 4,000 km 付近に最大発達率 0.27 day^{-1} を持つ不安定波を得た。いずれの場合も、順圧不安定と傾圧不安定の両方の効果により不安定化したものである。興味あることには、データ解析で得られたと同様に波のトラフのやや前面で上昇流の最大値が得られている。こうして、アフリカ波動は、 15°N 付近に中心を持つ中層の東風ジェットの力学不安定で発生した可能性が強いわけだが、依然、観測された波の構造と食い違っている点もあり、また、積雲による非断熱効果がどのような影響をもたらしているかなど、理論モデルと実測との差をうめる努力が今後一層期待される。

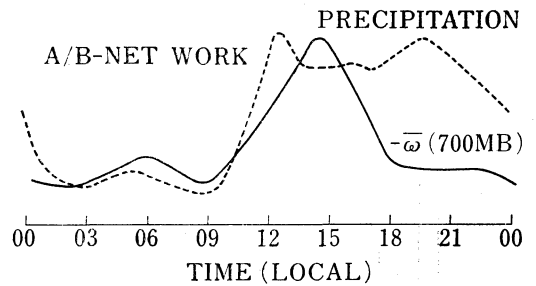
第7図にも示されるように、波動の通過に伴ってトラフの前面で組織化された積雲対流群が活発となり、大量の雨を降らしている。このことは、気象衛星の写真でもはっきりとらえることができる。第9図は、アフリカ大陸上でスコールラインの生成、消滅の頻度分布を波動の位相との関係で調べたものである。スコールラインは、ランダムに起きているのではなく、波動のトラフ（横軸4）のやや前面で多く発生し、相対的に波より早く西進し、波のリッジ（横軸8）付近で消滅している。

3-3 日変化

第10図は、A/B-領域における雨量と 700mb における平均上昇流の日変化である。いずれも、午前小さく、午後最大を持っている。同様な日変化は、気象衛星で得られる雲の活発度にも顕著に現われている。Gray・Jacobson(1977)の解析によれば、西太平洋や西大西洋など他の熱帯の海洋上では、雨量および雲の活発度は早朝にピークを示し、したがって GATE 領域の結果はそれ



第9図 アフリカ大陸上における波動の位相と、スコールラインの発生・消滅の頻度分布 (Payne・McGarrry, 1977).



第10図 A/B-領域における雨量と 700mb での平均上昇流の日変化。

より6~7時間遅れていることになる。彼等は、その原因としてアフリカ大陸の影響や、GATE 領域では激しい降水はしばしばスコールラインによってもたらされていることをあげている。これらの日変化の振幅は、一般に対流活動が活発な時期に大きく、平穏な時期には小さいという特徴を示す。

この顕著な日変化の原因として、Gray・Jacobsonは、雲による輻射効果により cloud cluster 領域と回りの雲がない領域とで水平に温度傾度ができ、その日変化の結果として雨量や水平発散の日変化が生じるという説を提唱した。Fingerhut (1977) は、それに基づいて輻射の効果を取り入れた簡単なモデルで観測で示される上昇流、雨量の早朝でのピーク (GATE の結果にはあてはまらない) を得たが、まだモデル自体十分とは言えないし、他の原因による可能性も含めて今後の研究が望まれ

る。

3-5 数値モデル

GATE の目的の二番目として、得られたデータを基にして、数値予報モデルの改良を行なうことが掲げられているが、現段階ではデータ解析自身が始まった状況で、GATE のデータを有効に数値モデルに反映させる所まで行っていないように思われる。直接聞く機会は逃がしたが、フロリダ大学の Krishnamurti は、バロトロピックモデル、一層プリミティブモデル、多層プリミティブモデルでそれぞれ数日予報を行ない、GATE の観測値と比較し、また、イギリス気象局の Rowntree は、熱帯領域に限った11層モデルに新しい積雲対流のパラメタリゼーションの方式を取り入れ3日予報を行ない、GATE で観測された雨量とよく合うことを示した。また、GFDL (地球流体力学研究所) の Miyakoda と Sirutis は、境界層と積雲対流のパラメタリゼーション

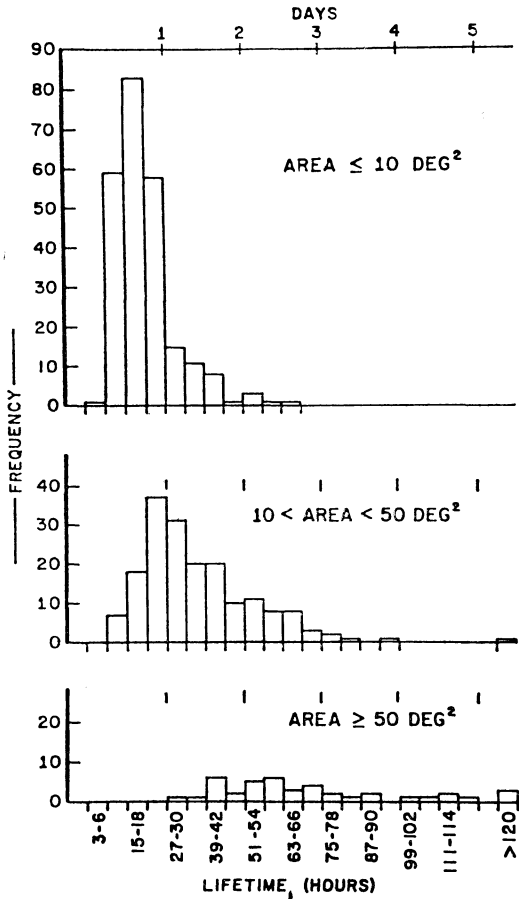
の方式をいろいろ変えて、方式の違いによって結果がどのように影響を受けるか調べた。

4. 積雲対流群

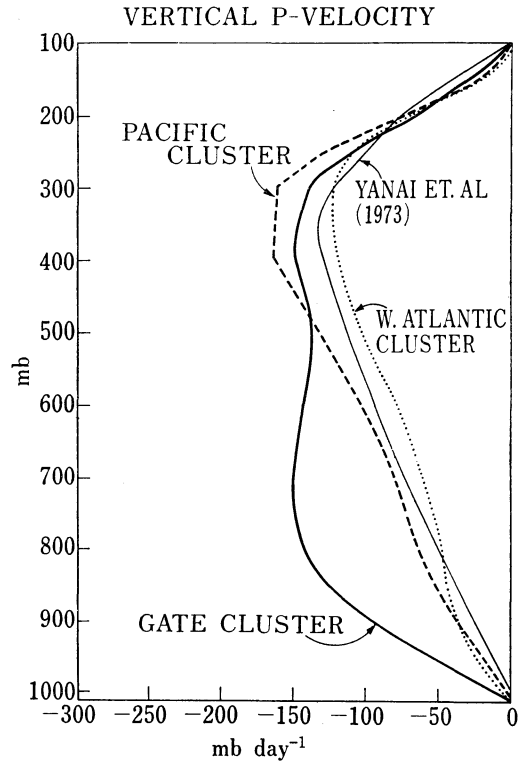
4-1 積雲対流群の特性

気象衛星の写真を見てみると、個々の積雲は均一に分布しているのではなく、組織化された集団として存在していることに気づく。しかも、その組織化された積雲の群にもさまざまなタイプがあることがわかる。その中で比較的大きな雲の塊(クラスター)の寿命の統計的分布を求めたのが、第11図である。図から、クラスターの水平スケールとしては、直径~350km 以下のものが多く、平均的に1日程度の寿命を持っていることがわかる。巨大なクラスターは数も少なく、寿命も数日続くことがある。

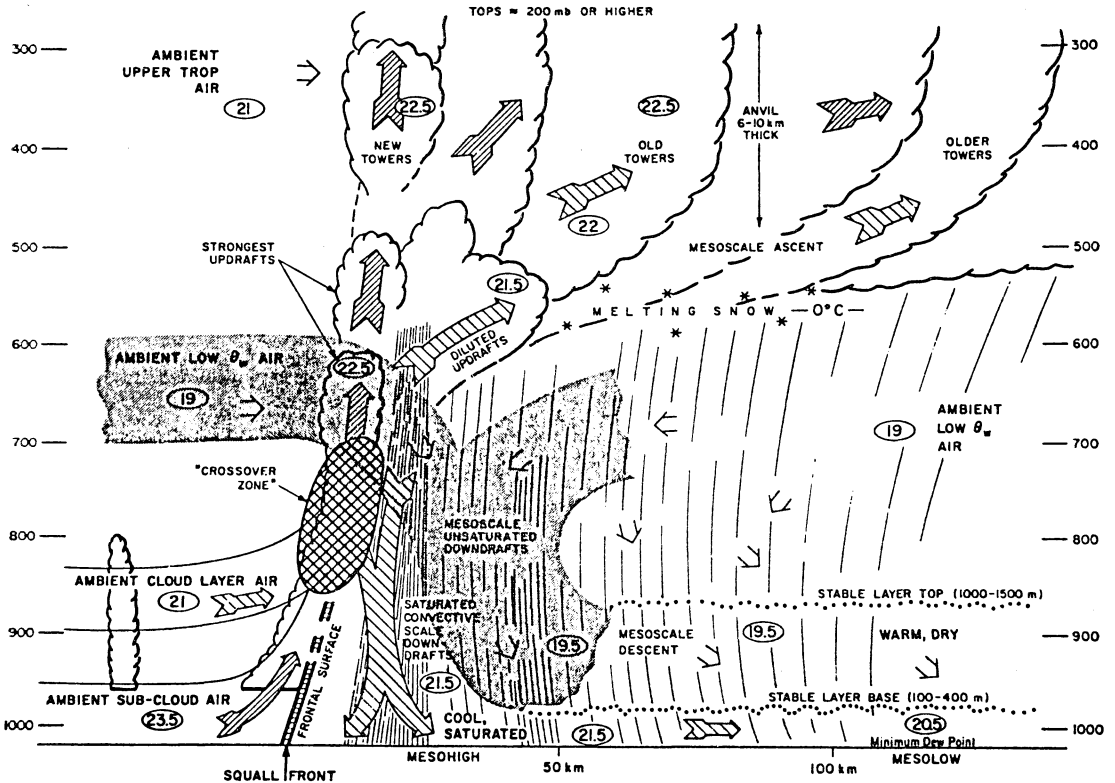
Gray *et al.* (1977)は、GATE 領域のクラスター内の平均的上昇流の大きさと、これまで熱帯の他の領域で求められた上昇流の結果とを比較した(第12図)。GATE での上昇流の大きさは、ほぼ他領域での大きさと同じだ



第11図 クラスターの寿命の分布。大きさにより3段階に分けられている (Martin, 1975)。



第12図 GATE 領域におけるクラスター内の上昇流分布と、熱帯の他領域との比較 (Gray *et al.*, 1977)。



第13図 スコールラインの模式図 (Zipser, 1977).

が、他と違う点として、下層 700mb 付近にも上昇流のピークがでることが特徴である。これは、下層に非常に強い水平収束 ($\sim 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$) があることに対応し、クラスターに限らず一般的にこの領域で現出する特徴であり、GATE 領域を含むこの地域特有のモンスーン循環によるものと思われる。

クラスターは、普通円型上に組織化されているのに対し、比較的線状に組織化された雲の集団にスコールラインがある。第13図は、Zipser (1977) が、飛行機観測、ゾンデ観測、レーダ観測で得たデータを用いて何個かのスコールラインを合成して求めた模式図である。フロントの前面から入ってきた湿潤な空気は、強い上昇流で一気に圏界面付近まで持ち上げられ、後面に広く尾を引いたかなとこ雲を形成する。このかなとこ雲の厚さは、場合によって 10km にも及ぶことがある。強い上昇域の直ぐ後面には、湿潤な強い下降域が存在し、さらに、後面のかなとこ雲の下では、広い領域にわたり、不飽和の下降流が存在する。似たようなスコールラインの構造は、Houze(1977)によっても解析されている。これら GATE

で解析されたスコールラインの特徴は、上述したかなとこ雲下の広い領域 ($\sim 100\text{km}$) にわたる下降流の存在である。Houze (1977) は、スコールラインの全雨量のうち 40% はこの下降域でもたらされているという見積もりを行ない、水蒸気の収支にかなとこ雲下の下降流が重要な役割を果たしていることを示した。

クラスターもスコールラインもその中に多数の積雲対流を含みながら、自分自身は水平スケール数百 km の一つのまとまった組織を持っている。そして、これらの組織自体が、さらに大きなスケールの波動じょう乱の中に組み込まれている。GATE の中心課題の一つである、大規模場と積雲対流との相互作用を明らかにする上で、この中間スケールの積雲集団の役割をはっきりさせることはきわめて重要と思われる。しかし、最近解析が始められたばかりで、これら積雲集団の力学的構造はまだ十分解明されていないし、どうい機構で積雲の組織化が起こるのかについての理論的説明も不十分のまま残されている。

4-2 大規模場と積雲対流との相互作用に関する解析

的研究

積雲対流は、各種物理量の垂直輸送や凝結、蒸発による熱の放出および減少を通じて、大規模場の運動量、熱および水蒸気の均衡に大きな役割を果たしている。したがって、大規模場におけるこれら物理量の収支計算から、逆に間接的に積雲の効果を見積もってやることのできる。今、大規模現象（～数千 km）にとってはほぼ一様と考えられ、しかし、その中に個々の積雲（～数 km）を数多く含み得るような領域（～数百 km）を解析領域とし、熱力学第 1 法則、および、水蒸気保存の式を領域平均値で表現されるもの（ $\bar{\quad}$ ）と、それ以下の小さなスケールによるもの（ $\langle \quad \rangle'$ ）とに分けると、

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \bar{\nabla} s + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} \\ = Q_R + L(c-e) - \frac{\partial}{\partial p} \overline{s'\omega'} \quad (1)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \bar{\nabla} q + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \\ = L(c-e) + L \frac{\partial}{\partial p} \overline{q'\omega'} \quad (2)$$

となる。ここで、 $s \equiv c_p T + gz$ であり、 Q_R は放射加熱率、 c および e は凝結率と蒸発率、 q は水蒸気の混合比である。(1)、(2)の左辺の項は、大規模運動による熱、水蒸気の時間変化、水平・垂直移流の項で解析領域で得られたデータを用いて計算できるものである。一方、右辺の各項は、解析領域以下の小規模現象（自由大気中では主に積雲対流）によるものと放射による効果である。

(1)と(2)を用いて、

$$Q_1 - Q_2 - Q_R = - \frac{\partial}{\partial p} \overline{(s' + Lq')\omega'} \\ = - \frac{\partial}{\partial p} \overline{h'\omega'} \quad (3)$$

を得る。ここで、 $h \equiv c_p T + gz + Lq$ である。 Q_R は、もちろん雲による効果も含んでいるが、観測から得られる雲の情報をもとにした計算や、直接測定等を基にしてその値を見積もってやることのできる。その Q_R と大規模場の収支計算から得られた Q_1 と Q_2 を用いて、(3)から適当な境界条件を使って、 $\overline{h'\omega'}$ （雲による全熱エネルギーの垂直輸送量）の垂直分布を計算することができる。

しかし、これだけでは(1)、(2)の右辺で表現され

る積雲の個々の役割についてはわからず、それらを分離するには、何らかの積雲モデルが必要となってくる。積雲の効果を種々の型の積雲の集団的效果と考え、個々の型の雲については簡単な質量の流入、流出のモデルを使うと (Ooyama, 1971; Yanai *et al.*, 1973, Arakawa & Schubert, 1974), (1) (2) は、

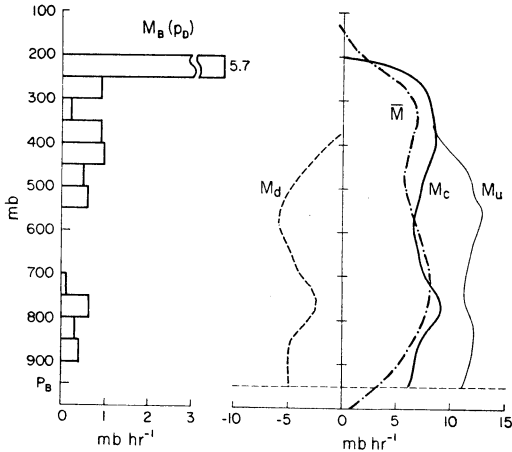
$$Q_1 - Q_R = - \sum_i m_i \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} + \sum_i \delta_i (\hat{s}_i - \bar{s} - L\hat{l}_i) \quad (4)$$

$$Q_2 = L \sum_i m_i \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} - L \sum_i \delta_i (\hat{q}_i + \hat{l}_i - \bar{q}) \quad (5)$$

と表現することができる。ここで、 m_i は i -型の雲の集団による質量の垂直輸送量、 δ は雲から外部大気へ放出される質量の放出率、 $(\hat{\quad})_i$ はそこでの雲の各物理量、 l は雲粒量である。(4)、(5)の右辺第 1 項は、雲の上昇(下降)に伴う、雲外での補償下降流(上昇流)による断熱昇温(冷却)および乾燥(湿潤)効果を示し、第 2 項目は、雲から外部へ雲内の熱、水蒸気、雲粒が放出されることによりもたらされる効果を表わしている。

Yanai *et al.* (1973) は、はじめて収支計算から得られた Q_1, Q_2, Q_R から、(4)、(5)を用いて積雲対流群全体の諸特性を求め、Ogura & Cho (1973) および Nitta (1975) は、Arakawa & Schubert に取り入れられた雲のスペクトル分布を逆に、観測データを用いて解いた。さらに、Johnson (1976) と Nitta (1977) は、それまで考慮されていなかった雲による湿潤下降流の効果をそれぞれ異なった手法で求め、雲による上昇流と共に湿潤下降流が、大規模場の熱、水蒸気の平衡にとって重要であることを示した。

しかし、このような計算は、大規模場の収支計算の残差項に基づいているため、精度のよい解析が要求される。その点 GATE は、この種の計算にとっては、これまで得られた観測データの中で、最も信頼性の強いデータであり、また、積雲内のさまざまな物理量も同時に直接の方法で得られており、計算結果を検証する点でも都合である。Nitta (1977) は、GATE の A/B-領域のデータを用い、上昇流と共に湿潤下降流の効果を取り入れた積雲モデルを適用し、積雲による上昇・下降流の強さ、上昇・下降域内の雲物理量を求めた。第 14 図は、そうして求めたクラスターの発達期における積雲による垂直質量輸送量である。この時期には背の高い積雲が非常に活発で、雲による質量の垂直輸送量のうち約 80% が、500mb より高い所に達する雲によってまかなわれている(左図)。一方、対流圏中層 400mb 付近から下降流が



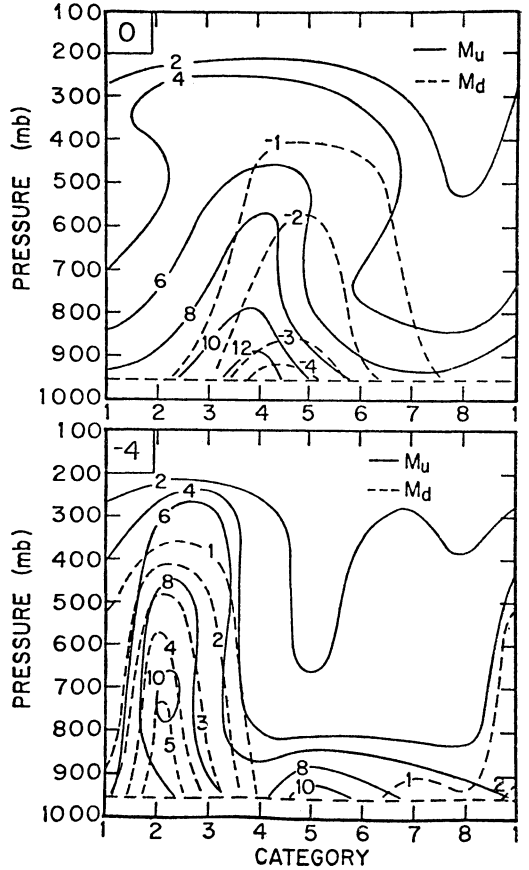
第14図 クラスター発達時における雲頂高度 (p_D) が異なる雲による質量上方輸送量 $M_B(p_D)$ と、積雲による全質量上方輸送量 M_u 、全質量下方輸送量 M_d 、 $M_c \equiv M_u + M_d$ 、および領域平均質量輸送量 \bar{M} (Nitta, 1977)。

現われ、その大きさは上昇流のほぼ30~40%を占めている。正味の雲による垂直質量輸送量 M_c は、領域の平均輸送量 \bar{M} よりやや大きく、したがって、雲の外の領域では弱い沈降が存在することがわかる。やや手法は異なるが、Johnson (1977) は、3-2で述べた Reed *et al.* により解析されたアフリカ波動に対する雲の応答特性を調べた。第15図に、波動の中心が通過する 11.5°N とその南における積雲による質量上方輸送量 M_u と下方輸送量 M_d を示した。第7図の雨量分布と同様に、トラフのやや前面で、雲による質量輸送量は最大となり、後面では非常に小さい。また、雲による下降流は、上昇流が強い時に大きく、その大きさは上昇流の強さのほぼ数十%を占めている。彼はまた、境界層上端の大規模上昇流と、背の高い雲による質量輸送との関係を調べ、前者の最大値が現われてから後者の最大値が現出するまで、約10時間程度のズレがあることを示したが、相互の因果関係、境界層上端の大規模上昇流が、いかなる過程を経て、積雲の発達に影響を及ぼすのかは依然今後の問題として残されている。

同様な議論は渦度についても適用される。渦度方程式を、解析領域の平均値で表現されるものと、それ以下の小規模現象によるものとに分けると、

$$Z \equiv \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{\eta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial p} + \bar{\eta} \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla + \mathbf{k} \cdot \bar{\nabla} \omega \times \frac{\partial \bar{\mathbf{V}}}{\partial p}$$

1978年 3月



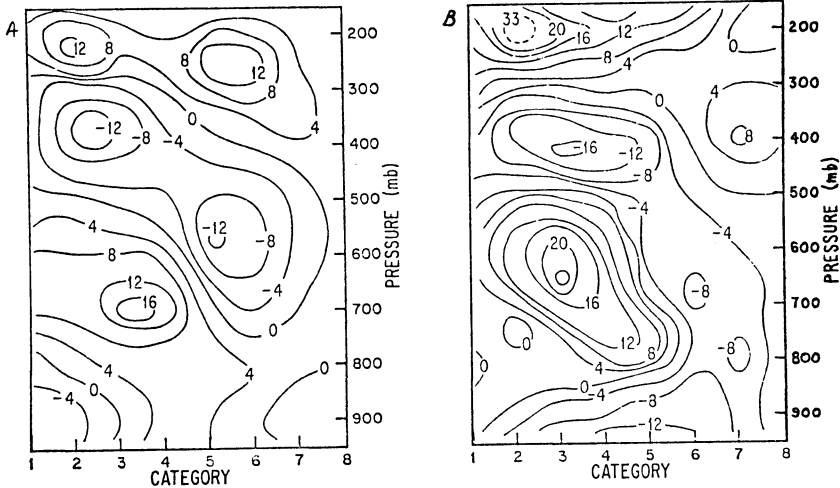
第15図 (上) 11.5°N と (下) 7.5°N におけるアフリカ波動に伴う積雲による全質量上方輸送量 M_u と全質量下方輸送量 M_d ($\text{mb}\cdot\text{hr}^{-1}$) (Johnson, 1977)。

$$= -\omega' \frac{\partial \zeta'}{\partial p} - \mathbf{k} \cdot (\nabla \omega)' \times \left(\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right)' \quad (6)$$

ここで、記号は通常のもを使用した。(6)の左辺 Z は、大規模場の解析から求められる残差量であり、右辺は、積雲および小規模現象によるものである。右辺の第1項は、単一の積雲を考えると、

$$-\omega' \frac{\partial \zeta'}{\partial p} \approx M_c \frac{\partial}{\partial p} (\zeta_c - \bar{\zeta}) \quad (7)$$

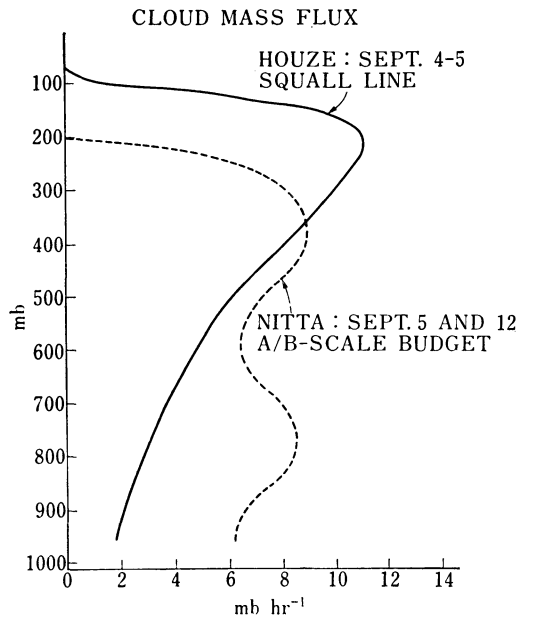
と表現できる。ここで、 ζ_c は積雲内の平均の渦度である。Shapiro (1977) は、3-2のアフリカ波動の合成データから Z を求め、一方、Johnson (1977) が、熱・水蒸気収支より求めた M_c のうち背の高い雲による M_c のみを使って (7) の右辺を計算し、 Z との比較を行なった (第16図)。両者の分布は、下層を除いて定性的には



第16図 (左) アフリカ波動の温度収支から残差として得られた温度の供給量 (右) 雲モデルより計算された積雲による温度の生成量 $M_c(\zeta_c - \bar{\zeta})_p$ (10^{-11} s^{-2}) (Shapiro, 1977).

一致するが、量的には大きな差が存在する。この差をどう説明するのか、(6)の右辺第2項の効果はどの程度なのか、積雲内の温度はどのようにして決められるか、背の低い雲の効果は？等々今後に残された課題は多い。

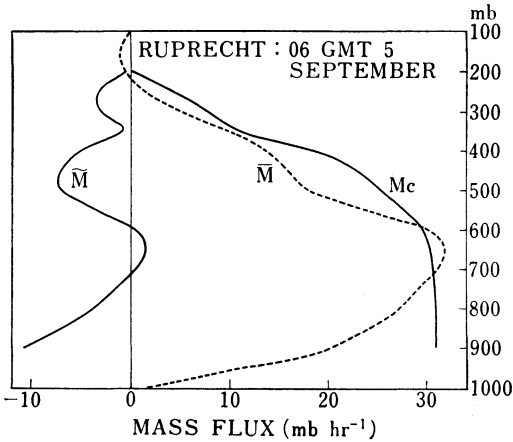
他方、レーダにより得られたエコーの水平・高度分布および雨量データから直接積雲による質量輸送量を求める試みが、Houze と Ruprecht によってなされた。Houze は、9月4日～5日にA/B-領域で発達したスコールラインについて上記のやり方で雲の質量輸送量を求め、前述した Nitta の結果と比較している(第17図)。Nitta の計算は、9月5日と12日のクラスターについて平均したものについての計算であり、全く同じ現象を扱ったものではないが、両者ともほぼ同じ程度の大きさである。Houze の M_c の垂直分布が下層で Nitta の M_c に比べ小さくなっている一つの原因として、レーダエコーを使った Houze の解析には、背の低い雲からの寄与が入っていないことが考えられる。また、Nitta の結果では雲は200mb以上昇っていないのに、Houze の結果では100mb付近まで達しているが、これは背の高い雲による overshooting のせいかも知れない(Nitta のモデルでは雲は浮力を失った所で止まると仮定し、overshooting の効果は入っていない)。Ruprecht は、Houze とはやや異なった手法でレーダエコーのデータより C-領域(一辺約100kmの三角領域)内の M_c を求め、高層データより計算された同領域の平均上昇流 \bar{M} との比較を行なった(第18図)。解析領域が小さいということもあ



第17図 レーダと雨量のデータから得られた積雲による質量輸送量(Houze)と収支解析から得られた輸送量(Nitta)。

り、これまでの結果に比べ大きな M_c , \bar{M} が得られている。

上記の研究他に、イリノイ大学の Soong は、高さ16km、水平距離64kmの2次元平面内で、観測から与えられた基本場の中で、直接積雲の数値計算を行ない、



第18図 レーダのデータを用いて求めた C-領域における雲の質量上方輸送量 M_c と平均上昇流 \bar{M} および雲外の平均上昇流 $\bar{M} - M_c$ (Ruprecht).

(1), (2) の右辺の項 (Q_R は除く) を求め, 大規模場の解析から得られた $Q_1 - Q_R$, Q_2 と比較し, よく対応することを示した. また, メリーランド大学の Rodenhuis は, 雲のモデルとして Asai・Kasahara (1967) のモデルを用いて, 解析から得られた $Q_1 - Q_2 - Q_R$ に合うように雲の分布を求めた.

これまで述べてきたように, 積雲の大規模場に及ぼす影響を解析的に調べる研究として, 現在のところ, (1) 大規模場の収支解析に, 定常状態の積雲モデルを適用する方法 (2) 与えられた平均場の中で個々の積雲の発達を数値的に追いかけ, その結果を収支解析に適用する方法 (3) レーダや雨量の観測データを用いて直接積雲のパラメータを求める方法 があるが, 得られる結果は, これら方法の違いや, 適用される積雲モデルの違いに強く影響される. GATE という格好の良質のデータを得た現在, 同じ共通のデータを使用し, 結果を比較検討することにより, 積雲モデルの改良, 含まれる素過程の取舍選択を行ない, 積雲と大規模場との相互作用に関する理解をさらに一層緻密にして行くことが要求されている.

4-3 積雲のパラメタリゼーションに関するモデル

UCLA の Lord は, Arakawa・Schubert (1974) により提起された “quasi-equilibrium assumption” を GATE の観測データを用いて検証する試みを行なった. 雲を質量流入率 λ によってタイプ別に分け, それぞれのタイプについて, “cloud work function” $A(\lambda)$ を以

下のように定義する.

$$A(\lambda) = \int_{z_B}^{z_D(\lambda)} \frac{g}{c_p T(z)} \eta(z, \lambda) [s_{vc}(z, \lambda) - \bar{s}_v(z)] dz \quad (8)$$

ここで, s_v は乾乾燥熱エネルギー, $\eta(z, \lambda)$ は雲底の値で規格化した雲の質量輸送量の垂直分布, z_B, z_D はそれぞれ雲底, 雲頂高度を示す. 上の表現からもわかるように, $A(\lambda)$ は浮力による運動エネルギーの生成を表わしている. $A(\lambda)$ の時間変化率は, 積雲内の物理量に依存するものと, 大規模場の物理量に依存するものとに分けられる. すなわち,

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C + \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} \quad (9)$$

一般に, 大規模場からの影響として, 大規模上昇運動を通じて, 成層をより不安定化し, 雲をたちやすくなる効果 ($\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} > 0$) があり, 逆に, 雲の効果として, 回りでの補償下降流により成層が安定化し, 雲の発達を押さえる傾向 ($\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C < 0$) がある. 雲は, 自分自身の運動の結果として影響を受けると同時に, 他の雲からも影響され, したがって,

$$\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C = \int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' \quad (10)$$

と表現される. ここで, $m_B(\lambda')$ は λ' を持つ雲の雲底での質量輸送量を示し, 右辺の積分はすべての雲のタイプについて行なう. Arakawa・Schubert は, 個々の積雲の時間スケールと大規模場の時間スケールの違いから, $\frac{dA(\lambda)}{dt} \ll \left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_C$ であることを示し, (9) は近似的に右辺のバランスで成り立っていることを示した. したがって, $\left[\frac{dA(\lambda)}{dt} \right]_{LS} = F(\lambda)$ とおくと,

$$\int_0^{\lambda_{max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0 \quad (11)$$

となり, この積分方程式を解くことにより, その時の大規模場の物理量から $m_B(\lambda)$ を求めることができ, 雲のパラメタリゼーションの方式は閉じることになる. しかし, この方式の有効性は, (11) の近似がどの程度よく成立しているかにかかっている. Lord は, (11) の近似がどの程度成り立っているかを調べるため, GATE の A/B 領域のデータを用いて, (9) で $\frac{dA(\lambda)}{dt} = 0$ として $m_B(\lambda)$ を解いて求めた雨量 ($33.24 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$) と, 観測から得られた $\frac{dA(\lambda)}{dt} \neq 0$ の値を入れて $m_B(\lambda)$ を解き直して求めた雨量 ($35.87 \text{ mm} \cdot \text{day}^{-1}$) を比較し, その差が

極めて小さいことから、 $\frac{dA(\lambda)}{dt} = 0$ は近似的に成り立つことを示した。しかし、そうして求めた雨量と水蒸気の収支計算より得られた雨量とに隔たりがあることから、雲モデルの方はまだ改善する余地が残されているとの説明であった。

コロラド大学の Schubert のグループは、別な角度から Arakawa・Schubert の理論の検証を試みた。彼等は、Reed・Recker (1971) の偏東風波動に関する解析データを用いて、波動の通過に伴う上昇流、海面からの熱の補給量、放射冷却率を与えて、(11) を解き、降水量を計算し、温度と水蒸気量の時間変化を求めた。計算された降水量は、観測値とよい対応を示すが、予報された温度と水蒸気量の変化率は特に上層と下層で観測値とかなりの差を生じており、今後、雨からの蒸発、雲による湿潤下降流、安定層への雲の突入の効果等をモデルに取り入れることの重要性を示している。

一方、同じ Schubert のグループは、Arakawa・Schubert の理論を適用して台風の発達を数値的に再現する試みを行ない、ある条件の下で台風の発達を得ることに成功している。まだ研究の初期段階で今後に残された課題は多いが、最新の積雲のパラメタリゼーションの方式を用いて台風の発達を再現しようとしている彼等の試みは、同じような和田 (1977) の試みと同様、今後その成果が期待される。

5. 熱帯境界層

5-1 海面からの乱流輸送量

海面からの運動量、顕熱、水蒸気の供給量は、各種の方法で測定された。これらの補給量は、大気の状態によって異なった値を示す。平穏時の平均的な顕熱および潜熱の補給量は、それぞれ約 $9 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $80 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ だが、対流現象の活発な時期には大きくなって、それぞれ約 $40 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $160 \text{ w} \cdot \text{m}^{-2}$ の値を示す。これらの値は、西部大西洋貿易風帯で行なわれた BOMEX の結果よりかなり小さい。直接測定された海面からの補給量から見積もられたバルク係数は、運動量、顕熱、水蒸気量について、

$$C_D = (1.4 \pm 0.4) \times 10^{-3}$$

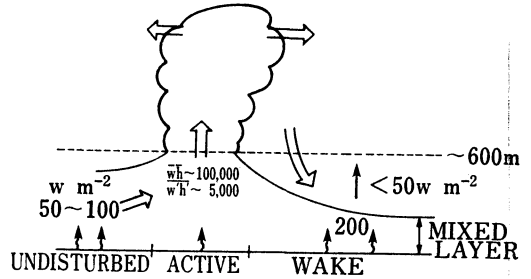
$$C_H = (1.6 \pm 0.5) \times 10^{-3}$$

$$C_E = (1.4 \pm 0.4) \times 10^{-3}$$

となる。

5-2 境界層の構造

海面から補給された熱、水蒸気がどのように上方に輸送されるか、積雲との関係を調べる上でも、境界層の構造を明らかにすることは重要である。GATE 期間中、



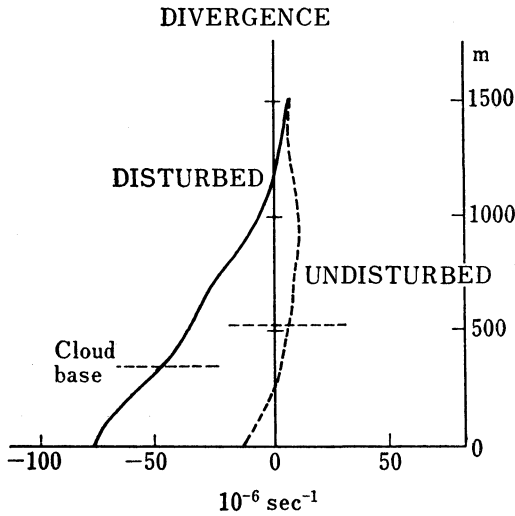
第19図 積雲群の通過に伴う境界層内の変化を模式的に示す。数字は全熱エネルギーの垂直輸送量。

飛行機観測、低層ゾンデ、係留気球等により、海面より数百m上空までの垂直構造が詳しく調べられた。さらに、レーダにより得られた積雲の活発度との関係で、境界層の内部構造が調べられた。温位および水蒸気の混合比の垂直分布は、平穏時には、500~600m付近まで均一な混合層を形成している。積雲の活発な時期には、この混合層の厚さは約300m程に押しさえられ、混合層内の温度は1~2度下がり、水蒸気量もやや小さくなる。これは、積雲近傍に生じた強い下降流によってもたらされたものと考えられる。この混合層の上では、乱流による輸送量は非常に小さい。第19図には、積雲群の通過に伴って、海面からの熱補給量や、境界層内の構造がどのように変化するかを、模式的に示した。

5-3 C-領域の収支解析

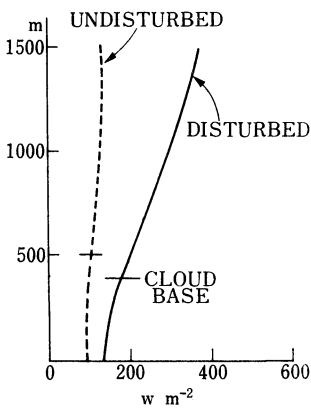
Brümmer (1977) は、一辺約100km の三角形のC-領域での高層データを用いて、海面から約1.5km上空までの熱および水蒸気の収支計算を行なった。彼は、同時に観測されたレーダエコーのデータを用いて、解析時期を平穏時とじょう乱時に分け、収支解析の結果を各々について平均して、その違いを詳しく調べた。対流活動の活発な時とそうでない時の境界層内の構造の違いについては、ほぼ5-2と同様な結果が得られている。第20図に、C-領域の平均水平収束量の垂直分布を示した。平穏時には、弱い収束がごく海面付近にのみ存在し全体としては発散であるが、じょう乱時には、強い収束域が1km 付近まで及んでいる。この時の小規模スケールによる全熱エネルギーの垂直輸送量(海面からの補給量を与え(3)を使って計算したもの)を第21図に示した。じょう乱時、特に雲底より上層で積雲によると思われる大きな熱輸送が存在することがわかる。

彼はまた、境界層での摩擦収束と積雲の発達との関係を調べるために、海面付近の風の水平発散量と、同領域

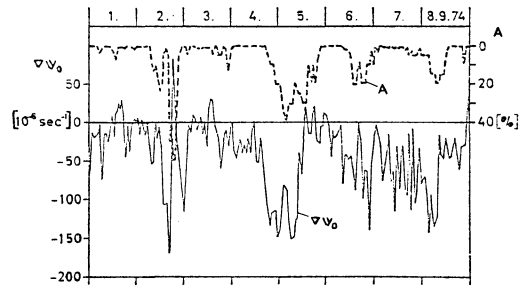


第20図 C-領域におけるじょう乱期と平穏期での水平発散量 (Brümmer, 1977).

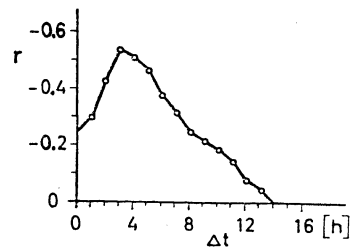
TOTAL EDDY HEAT FLUX
 $\overline{h'w'}$



第21図 C-領域の収支計算より求められた小規模変動による全熱量の垂直輸送量 (Brümmer, 1977).



第22図 C-領域における海面上 10m での水平発散 $\nabla \cdot V_0$ とレーダエコーの占める割合 A (Brümmer, 1977).



第23図 $\nabla \cdot V_0$ と A との間の相関係数と時間差 (Brümmer, 1977).

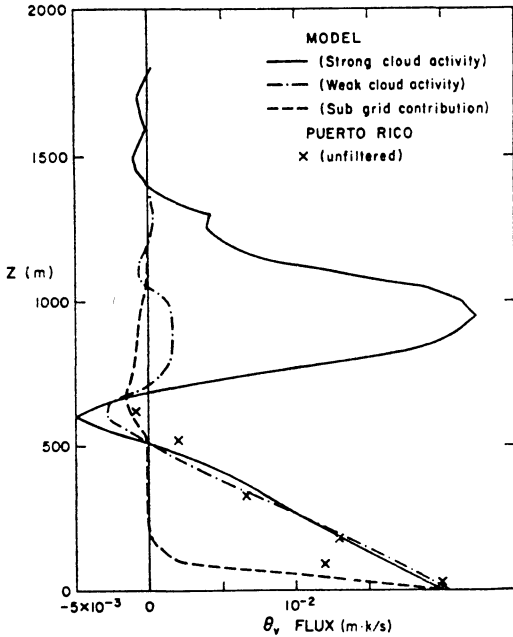
いては、今後詳しい研究が期待される。

5-4 境界層のモデル

Schubert *et al.* (1977) は、GATE とは直接関係ないが、海洋上での層積雲を扱ったモデルを提唱した。このモデルは、Lilly (1968) の雲で覆われた混合層モデルの一般化を目的としたもので、大規模場の水平収束量、海面温度を与えて、雲頂高度、雲底高度、混合層内の熱エネルギーと水蒸気量、それらの乱流輸送量、雲頂での各種物理量のジャンプ量を予報するものである。水平に一樣な定常状態の解は、大規模水平発散量が減少すると混合層が厚くなる特性を示している。彼等は、このモデルを外部パラメータ (今の場合、大規模水平発散量と海面温度) が水平に変化している状況にも適用し、混合層の発達の状態を調べ、観測値と概略一致することを示した。この一つの適用の中に AMTEX も含まれていることは興味あることである。

Albrecht (1977) は、同様なモデルを熱帯貿易風域における境界層に拡張した。このモデルでは、大規模水平発散量、海面温度、地上風速を外部パラメータとして与え、境界層と雲層の平均の水蒸気量と全熱エネルギー、雲層内のこれらの垂直変化率、境界層上端の高さ、

でレーダエコーが占める面積比の時間的変化を比較し (第22図)、両者の間の相関係数を計算した (第23図)。これらの結果により、両者の間には強い負の相関があること、時間的ズレが3~4時間存在することがわかる。すなわち、境界層での水平収束が強くなると、約3~4時間後にレーダエコーの占める面積が最大になることを示している。この事実は、波動と積雲との関係で Johnson (1977) が得た結果と対応して興味ある事実であるが、境界層での大規模収束と積雲活動との相互関係につ



第24図 対流活動の活発な時期と弱い時期における小規模変動による垂直熱輸送量(Sommeria)

逆転層の高さ、境界層内における熱および水蒸気の乱流輸送量、雲による輸送量を求める。雲による放射の効果も前のモデルと同様取り入れられている。このモデルから得られた結果は、ATEX (大西洋貿易風帯特別観測) より得られた実測値とほぼよい対応を示す。しかし、定量的には、実測値よりは暖かく、水蒸気量も多い結果となっていて、モデルでは無視した水平移流の効果が重要なことを示している。

Sommeria は、水平数 km、高さ 2 km 以下の 3 次元空間内で、水平グリッド 50m を用いて直接数値的に小規模現象のふるまいを計算し、熱帯貿易風帯下層の様子を調べた。第24図は、そうして求めた、積雲(ただしここでは貿易風帯の逆転層下の背の低い雲)の活発な時期と不活発な時期における小規模じょう乱による熱の垂直輸送量 $(\overline{\theta_0' \omega'})$ 、 θ_0 : 仮温位) の分布である。これらの値は、直接格子上で計算された値を用いて求められたものである。同時に、Puerto Rico で得られた観測値も図示してある。熱輸送量は、混合層の上端までほぼ一様に減少し、500m 付近で符号が負になり、その大きさは地上からの補給量の約 20% に相当する。積雲の活発な時期と不活発な時期の大きな違いは、700m より上の層で顕著に現われる。活発な時期には多量の熱が上方に輸送される

が、不活発な時期にはほとんど輸送量はない。彼は、このようにして計算した積雲の統計的特性を調べたり、これまでさまざまな仮定のもとに提出されている、雲および境界層乱流に関するパラメタリゼーションの方式の有効性を検証する試みを行なっている。まだモデル上の制約(領域が狭い、降水をもたらすような背の高い積雲は入っていない等)はあるものの、今後 GATE の観測結果とも併用することにより、この種の研究を通じて、雲を含む小規模現象の役割がより一層解明されることが期待される。

6. おわりに

U.S. GATE の Workshop を振り返って一番印象深かったことは、4 章で述べた積雲の中規模スケールへの組織化と、それと大小異なったスケールの現象との織りなす複雑な相互応答である。GATE 領域には、アフリカ大陸内部から約 3~4 日周期で大規模波動が西進し、波動のトラフのやや前面で対流活動が活発化している。しかし、そこでは個々の積雲は一樣に分布しているのではなく、対流活動の活発な所必ずと言って良いほど数十 km~数百 km のまとまった集団に組織化されている。波動の時間スケールは、数日~1, 2 週間、積雲集団の寿命は~1 日、個々の積雲は~1 時間の寿命を持ち、また、水平スケールも、それぞれ~3000km, 100~200km, 数 km と大きく異なっている。これら異なった水平・時間スケールの現象が相互に強く関係し合っているように見えるが、これらの間を結ぶ糸は果たして何なのだろうか。これまで提出された理論は、個々の積雲がどのように大規模現象と相互作用を行なうかといった、異なるスケールを持った二つの現象を取り扱ったものである。GATE で明らかにされた異なる三つ(またはそれ以上)の現象の相互作用は、基本的にこれまでの理論で取り扱えるものなのか、あるいは、全く新しい理論モデル(特に組織化された積雲対流群の役割について)を追加しなければならないのか、現在の所ははっきりされていない。今後 GATE の解析を基礎にして、この面での飛躍がもたらされることを期待したい。

GATE の観測が終了して3年余、まだ大部分のデータは品質管理の過程にあり、一般に公開されたデータは一部分に過ぎない。そういう事情もあってか、GATE に関するこれまでの研究の大部分は現象の解析を中心としたもので、理論面や数値モデルに関する研究は極めて少ない。当分はこうした傾向は続かざるを得ないと思うが、しかし、現象の解析を単にそれだけに終わらせるこ

となく、それらの積み重ねの中から、現象の背後に存在する一般的な物理法則を抽出し、理論化し、数値予報モデルに組み込んでいく作業も重要な課題として今後忘れられてはならないであろう。

GATE の、これまでの特別観測と違った特徴は、総合的な観測という点である。これは GATE の主目的から必然的に要請された結果ではあるが、数千 km の大規模じょう乱から数 cm の乱れまで、各種の観測手段を駆使して捉えようとしており、正に熱帯大気 of 縮図を GATE の中に見る思いがする。熱帯気象において、個々の現象をさらに緻密化する努力と共に、相互のやりとりを含めて熱帯大気を総合的に理解することが重要になっている現在、GATE のデータは、時宜に合った格好の材料を我々に提供してくれたと言えよう。熱帯気象に関してここ数年間は、解析にしる、理論にしる、GATE に基づいた研究が主流になることはまず間違いないと思うし、日本でも多くの研究者が取り組まれることを願って筆を置きたい。

謝 辞

筆者に GATE の解析の機会を与えてくださったカリフォルニア大学の柳井教授には心から感謝します。また、U.S. GATE Workshop に日本からも参加できるようお骨折りいただいた NSF の Greenfield 博士、コロラド大学の Gray 教授にもお礼申し上げます。

文 献

- Albrecht, B.A., 1977: A time-dependent model of the trade wind boundary layer, Ph.D. thesis, Colorado State Univ., Fort Collins, 174pp.
- Arakawa, A., and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 647~701.
- Asai, T., and A. Kasahara, 1967: A theoretical study of the compensating downward motions associated with cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 487~496.
- Brümmer, B., 1977: Mass and energy budgets of a 1km high atmospheric box over the GATE C-scale triangle during undisturbed and disturbed weather conditions, Submitted to *J. Atmos. Sci.*
- Burpee, R.W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77~90.
- , 1974: Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1556~1570.

- Carlson, T.N., 1969a: Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 256~276.
- , 1969b: Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 716~726.
- Fingerhut, W., 1977: A numerical model of a diurnally varying tropical cloud cluster disturbance, Submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- Gray, W.M., and R.W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1171~1188.
- , W. Frank, J. Deward, P. Grube, J. McBride, E. Nuneg, E. Buzzell, C. Solomon, D. Schmitz and B. Brumit, 1977: Analysis of GATE rawinsonde and precipitation data and comparison with other tropical regions and weather systems, Informal report, Department of Atmospheric Science, Colorado State Univ., Fort Collins.
- Houze, R., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, (in press).
- Johnson, R.H., 1976: The role of convective scale precipitation downdraft in cumulus and synoptic-scale interactions, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1890~1910.
- , 1977: Cumulus transports and their meridionally-varying response to large-scale forcing in an African tropical wave disturbance composite for Phase III of GATE, Submitted to *J. Atmos. Sci.*
- Lilly, D.K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **31**, 1791~1806.
- Martin, D.W., 1975: Characteristics of West African and Atlantic cloud clusters based on satellite data, In GATE Report No. 14, Vol. 1, ICSU/WMO, Geneva, Switzerland, 182~190.
- Nitta, T., 1975: Observational determination of cloud mass flux distributions, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 73~91.
- , 1977: Response of cumulus updraft and downdraft to GATE A/B-scale motion systems, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1163~1186.
- Norquist, D.C., E.E. Recher, and R. J. Reed, 1977: The energetics of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 334~342.
- Ogura, Y., and H. R. Cho, 1973: Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1276~1286.
- Ooyama, K., 1971: A theory on parameterization

- of cumulus convection, *J. Met. Soc. Japan*, 49 (Special Issue), 744~756.
- Payne, S., and M.M. McGarry, 1977: The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over West Africa and the adjacent ocean during Phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 413~420.
- Reed, R.J. and E.E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale disturbances in the equatorial western Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117~1133.
- , D.C. Norquist and E.E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317~333.
- Rennick, M.A., 1976: The generation of African wave, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1955~1969.
- Schubert, W.H., J. Wakefield, E. Steiner, and S.K. Cox, 1977: Marine stratocumulus convection, Submitted to *J. Atmos. Sci.*
- Shapiro, L.J., 1977: The vorticity budget of a composite African tropical wave disturbance, Submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- Simmons, A.J., 1977: A note on the instability of the African easterly jet, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1670~1674.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J. H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, 30, 611~627.
- Zipser, E.J., 1977: Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall line structure, Submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- 和田美鈴, 1977: Arakawa-Schubert parameterization により生ずる台風スケールの擾乱の性質, 日本気象学会秋季大会講演発表.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
日本気象学会 昭和53年総会・春季大会	昭和53年 5月23日~25日	日本気象学会	気象庁
WMOシンポジウム「成層圏成分の変化に関する地球物理量的状勢とその影響」	昭和53年 9月26日~30日	国際気象機構 WMO	トロント (ヨーク大学)
第15回理工学における同位元素研究発表会	昭和53年 6月27日~29日		国立教育会館