

## 積雲対流と大規模運動の相互作用に関する解析的研究\*

—学会賞受賞記念講演—

新 田 勅\*\*

今回は学会賞というりっぱな賞をいただくことになりました。どうもありがとうございます。私としましてはまだまだ不十分な研究しかできていないと思っているのですが、今回の受賞を一つのきっかけとして今後も一層気象学の研究に努力したいと思います。

今回の受賞の対象となりましたテーマは、「積雲対流と大規模場の相互作用」ということですが、そもそも私とこのテーマとの出会いを振り返ってみますと、私が大学院に入学してはじめて気象学の研究というものを作り始めた時にまで遡ります。大学院に入学してすぐ、当時東大におられました柳井迪雄先生（現在アメリカ・カリフォルニア大学）から与えられたテーマが“カリブ海のデータを用いた偏東風波動の客観解析”でした。第1図は解析から得られた700 mbの流線と600 mbの鉛直 $\kappa$ 速度です。波動の谷の軸がキューバの東側にあり、さらにその東側に強い上昇域があります。第2図にほぼ同時刻の気象衛星タイロスVにより得られた雲写真を示しますが、先程強い上昇流が存在した領域に大きな雲の塊があることがわかります。このように当時の解析で既に大規模波動に伴って組織化された雲の集団が存在していることがわかってはいたわけですが、その当時はまだ両者の間の相互作用の重大性に対する認識は私自身弱くて、どちらかと言いますと大規模運動の解析結果を補足する材料として雲の分布を用いていたように思います。

当時（60年代後半）はまだ熱帯地方の大規模現象自身が十分にわかっていない状態でしたので、学界全体とし

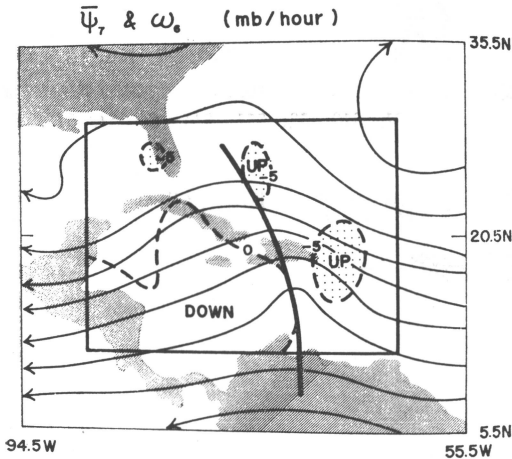


写真 著者（学会賞受賞式スナップより）。

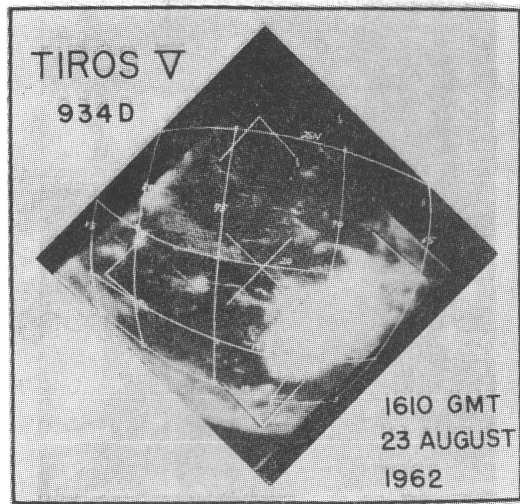
ても大規模波動の解析、理論面に研究の主流があったように思います。そのきっかけとなりましたのは1966年柳井さんと丸山さんによってなされた混合ロスビー・重力波の大発見でした。これを契機に多くの研究グループが赤道波動の解析に取り組むようになったわけですが、東大の気象研究室も柳井さんを総監督に、丸山さんを主将として林さん、私、またしばらくして村上さんが参加して組織的に大規模波動の解析に取り組みました。私はその中で主に熱帯対流圏に存在するじょう乱の解析を受け

\* Diagnostic studies of interaction between cumulus convection and large-scale motion.

\*\* Tsuyoshi Nitta, 東京大学理学部地球物理学教室。

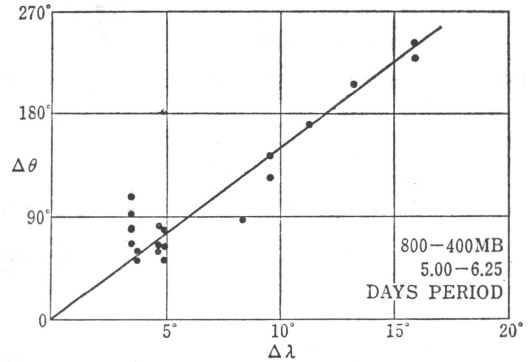


第1図 700 mb の流線と 600 mb の鉛直  $\bar{w}$ -速度.



第2図 TIROSV で得られた雲写真. 中央部やや左上に薄くうつつているのがキューバ.

もちました. 対流圏中には古くから偏東風波動と呼ばれる波動が存在することが知られていましたが, スペクトル解析の手法でも第3図に示されるように周期4~6日, 波長 2,000~4,000 km の波動が存在することが確認され, その構造も詳しくわかってきました. しかし, 依然としてこれら熱帯大気中に存在する波動じょう乱がどういふ機構で生成, 維持されているのかという点は不明な状態でした. 皆さんご存知のように, 熱帯地方では一般に温度の水平傾度は小さく, 中緯度低気圧のように傾圧不安定によって生成, 維持されるということは期待でき

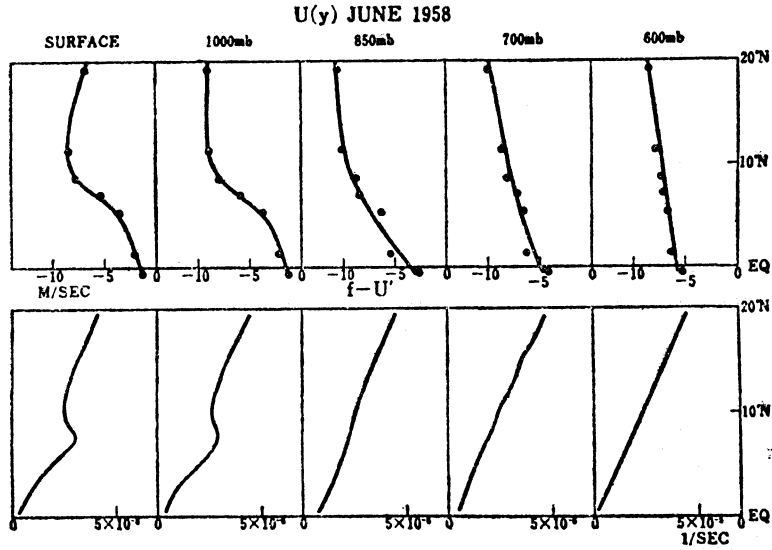


第3図 異なる2地点の南北風の変動の位相差 ( $\Delta\theta$ ) と2地点間の東西距離 ( $\Delta\lambda$ ).

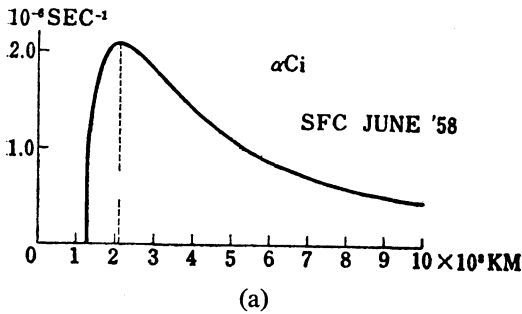
ません.

他の可能性の一つとして, 順圧不安定, 即ち風が南北方向にシアを持つことによって一般場の運動エネルギーからエネルギーをもらって発達する機構が考えられます. 第4図は熱帯西太平洋のある1ヶ月平均の東西風の南北分布を示していますが, 地上付近に偏東風のシアの強い所があり, そこで絶対渦度 ( $f-\partial\bar{u}/\partial y$ ) の南北傾度が符号を変えており, 順圧不安定の必要条件を満していることがわかります. 実際にこういう風分布を与えて線型化された方程式を用いて不安定波の存在を調べた所, 確かに第5図に示されるように波長 2,000~3,000 km に発達率最大を持つ不安定波が存在することが確認され, 波長, 位相速度ともほぼ観測された波動とよく対応しています. このように発生初期の波動の特性を決めるのに, 順圧不安定が重要な役割を果しているらしいことは類推されるわけですが, しかし熱帯大気の特徴からこのような力学不安定だけでは, 現実に観測されるような強い上昇流を持ち, 対流圏上層と下層とが密接に結びついた波の構造を説明することはできません. また実際の波は第2図で示されたように組織化された積雲対流を伴っており, それによる凝結熱放出の効果は無視できないと思われま. しかしそれまで実際のデータを用いて, 定量的に波動のエネルギー収支に及ぼす凝結熱の役割について調べた研究はありませんでした.

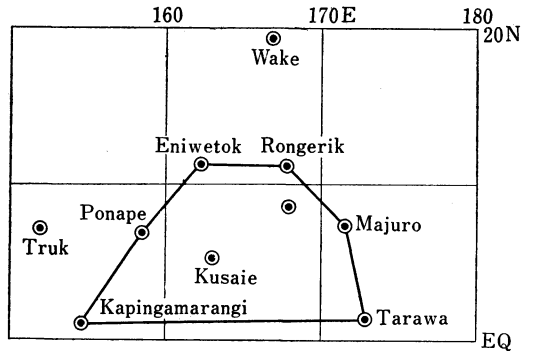
熱帯じょう乱のエネルギー機構を解明するために熱帯西部太平洋マーシャル諸島の観測網(第6図)を用いて上昇流, 加熱率の計算を行いました. 第7図に  $\omega$  (鉛直  $\bar{w}$ -速度),  $Q_1$  (非断熱加熱率),  $\zeta$  (相対渦度) の結果の一部を示しますが, 大規模上昇流が数日周期で変動しており, それに伴って  $Q_1$  も大きく変動しています. 波



第4図 西部太平洋域の東西風(上段)と絶対温度(下段)の南北分布.



第5図 第4図の風分布を基本場として与えた時の不安定波の発達率.



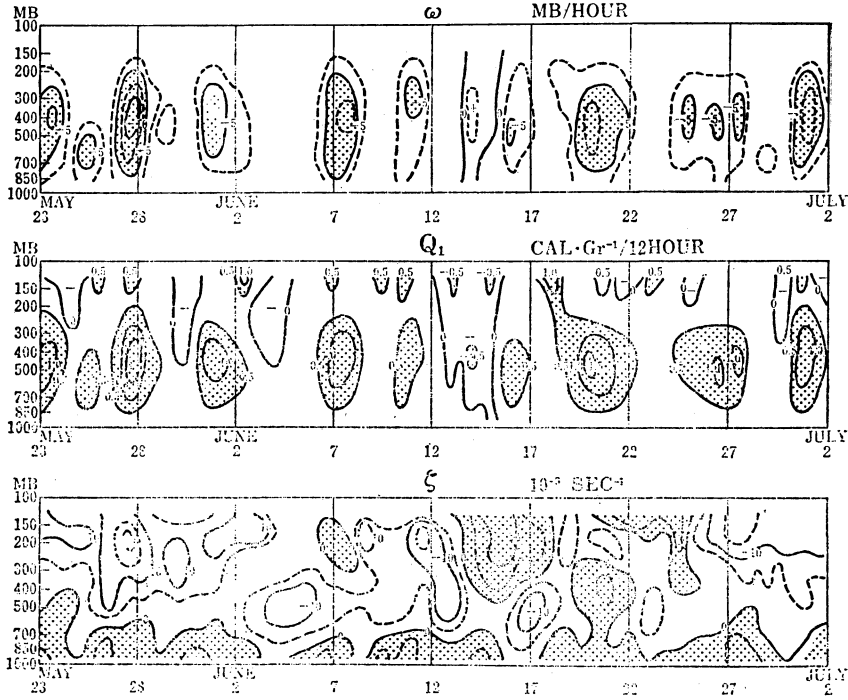
第6図 1956年, 1958年の4月~7月に行われた高層観測網. 実線で囲んだ領域で収支計算を行った.

動のエネルギー収支の計算には本来、水平に1波長にわたる波動のパラメータが必要ですが、ここで波動が一定の振幅を保持しながら様な速度で伝播していると仮定しますと、一点の時系列のデータで空間分布に対応づけることができます。そこで $\omega$ と $\alpha$ (比容)、 $\omega$ と $Q_1$ とのコ・スペクトルを計算したのが第8図です。この図からじょう乱の有効位置エネルギーからじょう乱の運動エネルギーへの変換が重要であること、またじょう乱の有効位置エネルギーは、非断熱な熱源—凝結熱放出—によって生成されていることが示されました。そしてこれらのエネルギー変換は主に対流圏中層から上層で最大になっていることがわかります。以上の結果を模式的に図示したのが第9図です。対流圏中層から上層にかけて積雲

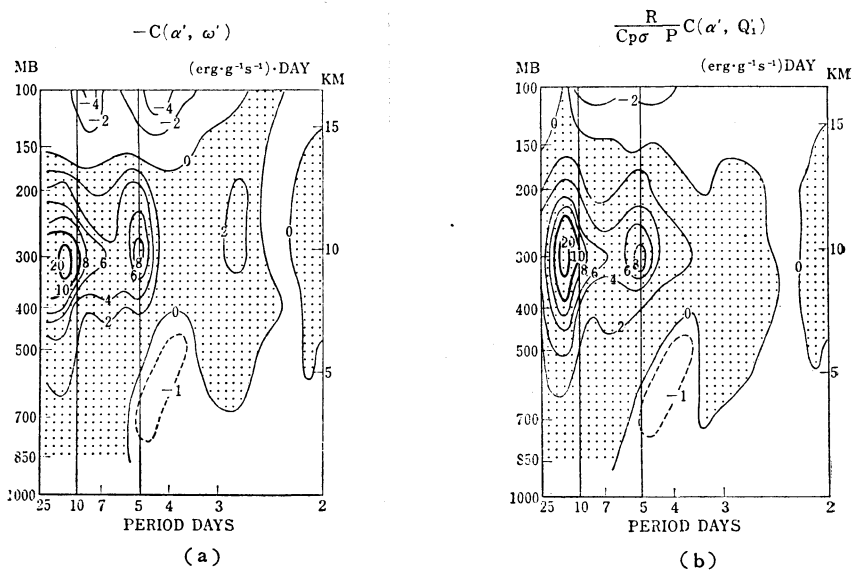
対流の熱放出によって波動じょう乱の有効位置エネルギーが生成され、それがほとんどそっくり波動の運動エネルギーへ変換され、さらに対流圏下層および上層にエネルギーが輸送され、対流圏じょう乱が維持されているという訳です。熱帯じょう乱のエネルギー収支の計算はその後何人かの人によって異ったデータ、手法で行われましたが、同様な結果が得られています。

以上までが大学院時代の研究ですが、就職も決まり一段落し(1970年10月)、さてこれから何をしようかと考えたのですが、これまでの研究でそれほどまでに熱帯大規模波動にとって積雲対流が重要であるからには、両者

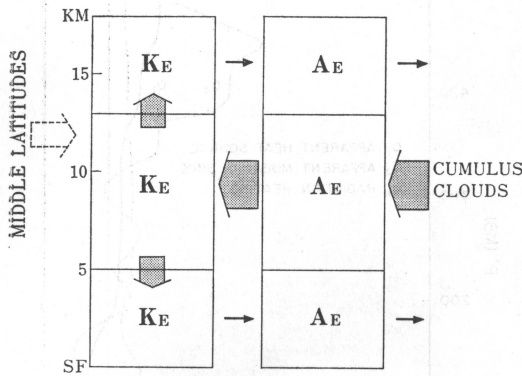
1956



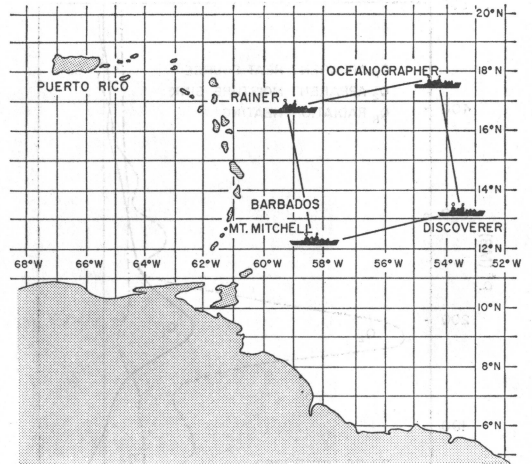
第7図  $\omega$  (鉛直  $\rho$ -速度),  $Q_1$  (非断熱加熱),  $\zeta$  (相対渦度) の時間-垂直断面.



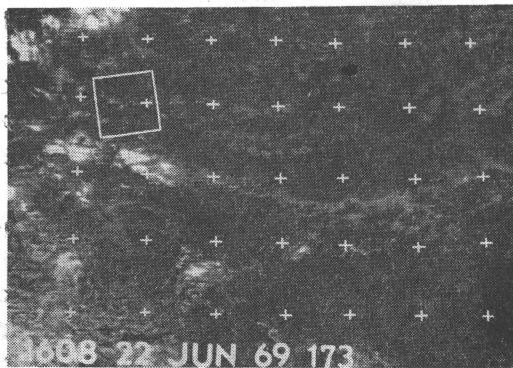
第8図 (a)  $\alpha$  (比容) と  $-\omega$  の変動, および (b)  $\alpha$  と  $Q_1$  (非断熱加熱率) の変動のコ・スペクトルの垂直分布. 影をつけた部分は正の部分を示す.



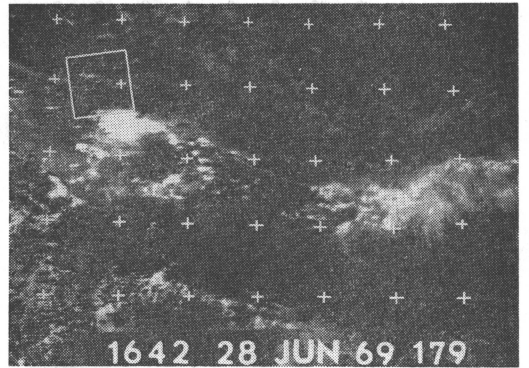
第9図 熱帯対流圏じょう乱のエネルギー収支の模式図。黒の矢印が本講演で結論した主要なエネルギー循環。一方、あるじょう乱については点線の矢印で示される中緯度からのエネルギー流入が重要であるとの解析も行われている。



第10図 BOMEX の高層観測網。



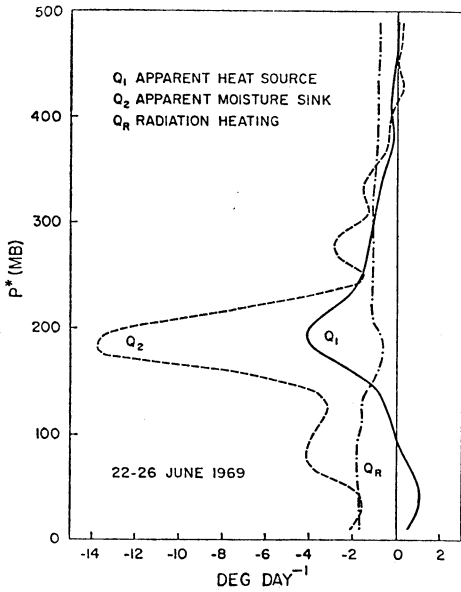
第11図 静止気象衛星から得られた1969年6月22日の雲写真。4角形は BOMEX 観測領域を示す。



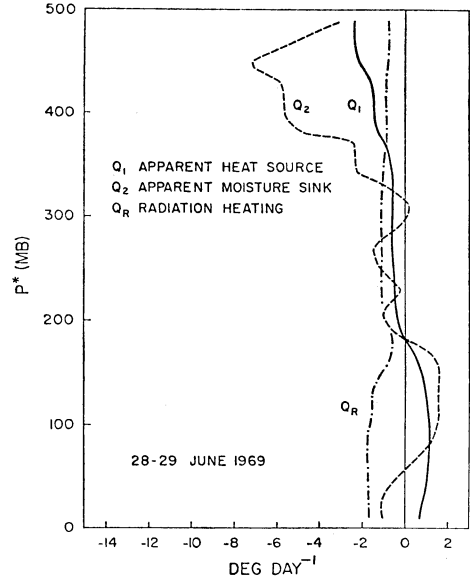
第12図 第11図と同じ。ただし6月28日の雲写真。

の関係をもっと詳しく調べてみたいと思うようになりました。丁度その頃当時すでに UCLA に行かれていた柳井さんからお誘いがあり、約1年間(1972年9月~1973年12月) UCLA で研究する機会に恵まれました。滞在中、その3年前程に行われた BOMEX (バルベイドス海洋-大気観測計画, 1969年)のデータが使えるようになり、柳井さんの所の大学院生エスペンセン(現オレゴン大学)と共同で熱帯西部大西洋貿易風帯での収支解析を行いました。第10図が観測網ですが、緯度 15°N を中心とした貿易風帯の一辺 500 km の4角形領域で特別観測が行われました。この BOMEX の目的は、“海洋と大気との相互作用を明らかにする”ということで、

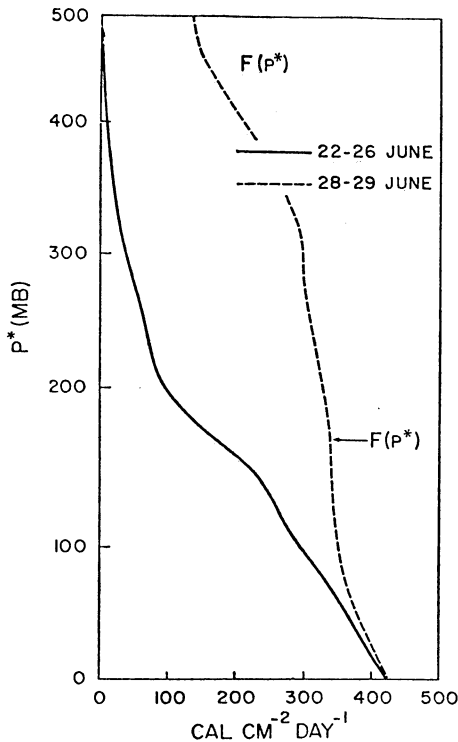
対流活動の弱い典型的な貿易風帯が選ばれました。従って、積雲の役割を調べるには適当なデータとは言えないのですが、もちろん小さな低い雲は常に存在していますし、高層観測が1時間半間隔で垂直分解能が 10 mb という風に非常に密に行われ、海面上での乱流測定も念入りになされており、収支解析にはもってこいのデータでしたので、まず手はじめに解析しようということにしました。以上のように BOMEX 領域では全般的に対流活動は弱いわけですが、それでも観測期間の中で相対的に対流活動の強い、弱いの変動があります。第11図は観測前半の時の気象衛星の雲写真ですが、この時 ITCZ は観測領域の南にあり、BOMEX 領域には活発な積雲群といったものは見当りません。我々はこのような状態の時を“undisturbed”期と呼びました。一方、それから約1週間した時の雲写真が第12図です。ITCZ 上で



第13図 “undisturbed” 期間で平均した  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_R$  の分布。



第14図 “disturbed” 期間で平均した  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_R$  の分布。



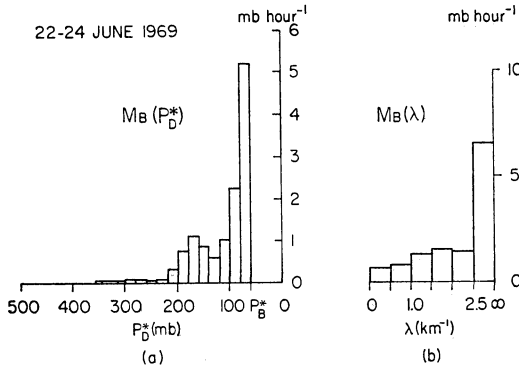
第15図 “undisturbed” 期 (実線) と “disturbed” 期 (破線) における全熱エネルギーの垂直乱流輸送量。

きた雲の塊が北上し、BOMEX 領域の南縁をかすめて通り過ぎました。この影響で領域内の対流活動もかなり活発になっておりこの時期を “disturbed” 期と呼びました。

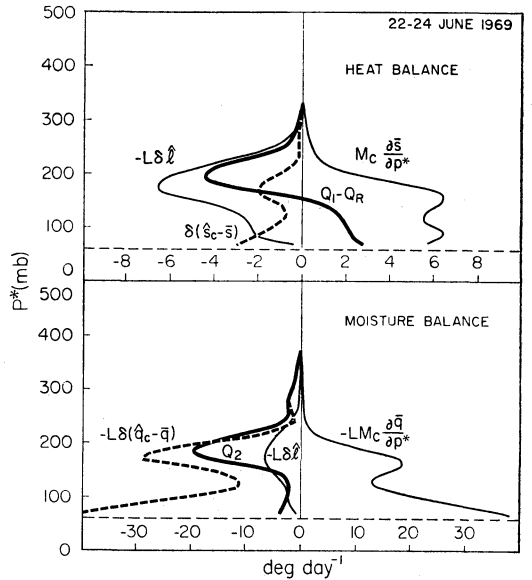
実際の熱、水蒸気の収支計算は1時間半ごとに行いましたが、結果は先ほど分類した “undisturbed” 期、“disturbed” 期でそれぞれ平均しました。第13図に “undisturbed” 期の収支結果をお見せします。この時貿易風逆転層が 800 mb 付近 ( $p^*=200$  mb) にありますが、その近くで雲によると思われる強い湿潤 ( $Q_2 < 0$ )、冷却 ( $Q_1 < 0$ ) 効果があります。この  $Q_1$  と  $Q_2$  の分布は当時の私にとって大変ショッキングな分布でして、それまで積雲の効果としては単純に凝結がおこるから加熱効果と、大規模場から水蒸気を減らす効果 ( $Q_1, Q_2$  とも正) があるものと思っており、以前の太平洋 ITCZ 上の計算では確かにそういう分布をしていたわけですが、第13図によって同じ雲は雲でも大規模場の状況が異なった下では全く逆の効果、しかもある特定の層に非常に大きな影響を与えるものだという事を、痛烈に思い知らされたわけです。これは雲の効果と言っても一筋縄では行かない複雑なもので丁寧に調べなければいけないと痛感しました。第14図は “disturbed” 期の結果の分布です。図には示していませんがこの時下層には弱い上昇流が現われ、それまであった逆転層がなくなり、以前得

られた強い負の  $Q_1$ ,  $Q_2$  はすっかりなくなり、上層まで雲が影響を及ぼしていることがわかります。このようにわずか解析領域の南縁を cloud cluster がかすめるだけで領域内の熱、水蒸気収支は大きく変化しており、積雲の果す役割の大きなことを示しています。第15図に収支計算から得られた積雲等による全熱エネルギーの垂直乱流輸送量を示しますが、“undisturbed” 期にはほとん

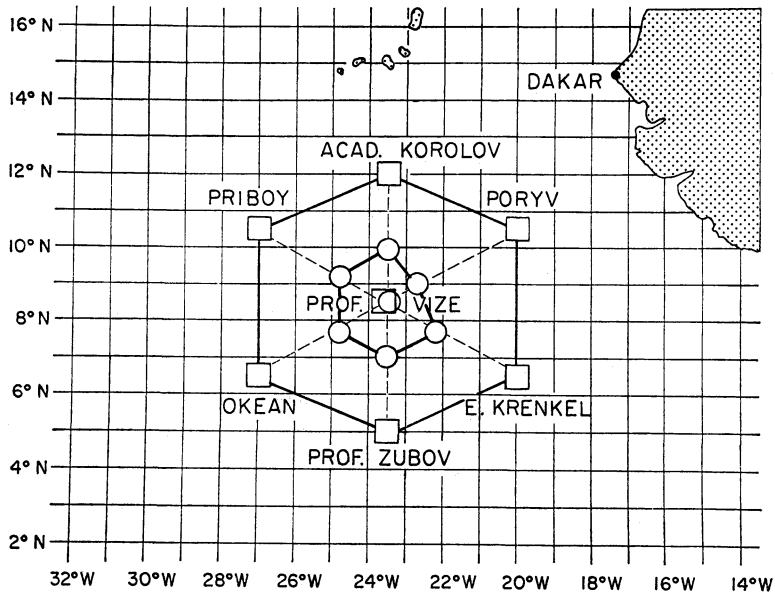
どのフラックスは 800 mb 付近の逆転層下に限定されているのに対し、“disturbed” 期には上層まで大きなフラックスが存在していることがわかります。



第16図 “undisturbed” 期におけるタイプ別の雲による質量フラックス。(a)は雲頂高度  $P_B^*$  (b)は entrainment 率  $\lambda$  で雲を分類したもの。



第17図 “undisturbed” 期における熱、水蒸気収支に果す積雲の効果。



第18図 GATE の高層観測網。外側の六角形が A/B-観測網，内側の六角形が B-観測網。

以上のような研究を通じ、積雲対流の役割についてもっと丁寧に調べてみたいと思ひ、すでに当時(1972年)柳井さんが完成されていた大規模場の収支解析に積雲モデルを適用して積雲の各物理量や大規模運動に及ぼす効果を求める方式や、荒川さんの提唱された積雲のパラメタリゼーションの理論の勉強を始めました。それによりますと、大規模場の熱と水蒸気に及ぼす積雲の効果は、簡単な entrainment-detrainment の雲モデルを用いると次のように表現されます。

$$Q_1 - Q_R = \delta(\hat{s}_c - \bar{s}) - L\delta\hat{l} - M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} \quad (1)$$

$$-Q_2 = L\delta(\hat{q}_c - \bar{q} + \hat{l}) - LM_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \quad (2)$$

ここで、 $Q_1$ ,  $Q_2$  は大規模場の収支計算の残差項として得られた“見かけの加熱率と水蒸気減少率”， $Q_R$  は放射加熱率， $\delta$ : 雲からの質量放出率， $M_c$ : 雲の内部の質量フラックス， $s = c_p T + gz$ ， $q$ : 水蒸気の混合比， $l$ : 雲粒量， $(\hat{\quad})_c$ : 雲頂での各量。(1)の右辺第1項，第2項と(2)の右辺第1項は雲から雲粒を含んだ湿った空気が乾いた周囲に放出されることにより、囲りを冷やし湿めらせる効果，最後の項は雲の補償下降流による断熱昇温と乾燥化の効果を示しています。Yanai *et al.* (JAS, 1973) は、(1), (2) と雲内での各パラメータの balan

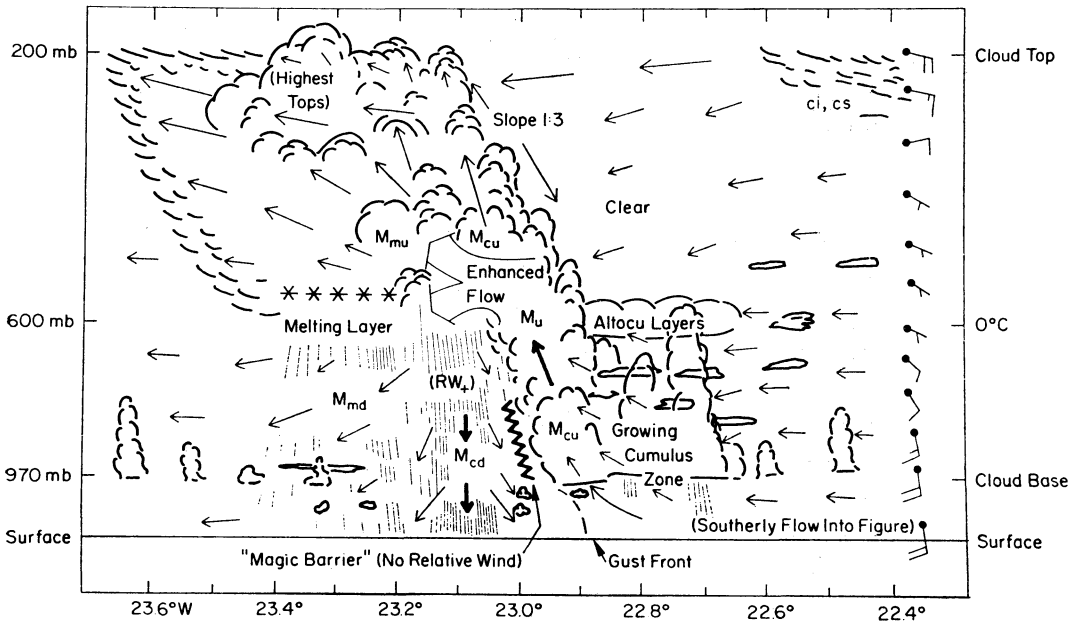
スの関係を用いて  $M_c$ ,  $s_c$ ,  $q_c$ ,  $l$ , ……等の値を求めることにはじめて成功しました。一方、Arakawa・Schubert (JAS, 1974) の理論モデルでは、entrainment rate  $\lambda$  で雲を分類し、以下のようにスペクトル表現を用いています。

$$M_c(p) = \int_0^{\lambda_D(p)} m_B(\lambda) \eta(p, \lambda) d\lambda \quad (3)$$

ここで、 $m_B(\lambda)$  は  $\lambda$  を持つ雲による雲底でのフラックス量， $\eta(p, \lambda)$  は  $\lambda$  の雲の雲底で規格化されたフラックスの鉛直分布， $\lambda_D(p)$  は  $p$  を雲頂とする雲の持つ  $\lambda$  です。(3) の表現を用いると (1) と (2) を加えて得られる全熱エネルギー  $h = s + Lq$  の式は次のようになります。

$$Q_1 - Q_2 - Q_R = (\hat{h}_c - \bar{h}) m_B(\lambda_D) \eta(p, \lambda_D) \frac{d\lambda_D(p)}{dp} - \frac{\partial \bar{h}}{\partial p} \int_0^{\lambda_D(p)} m_B(\lambda) \eta(p, \lambda) d\lambda \quad (4)$$

左辺は収支解析から得られる量，右辺は  $m_B(\lambda)$  以外はすべて既知の量であり， $m_B(\lambda)$  に関する積分方程式を解くことによって，雲に関するパラメータが雲のタイプごとにすべて決定できることがわかりました。さっそくこの新しい方式を先ほどの BOMEX の“undisturbed”期に適用して得られたのが，第16図，第17図です。収支計算結果から予想されたように逆転層より下に雲頂を持



System Motion Is Left to Right at  $3\text{ m s}^{-1}$  Arrows Show Relative Wind

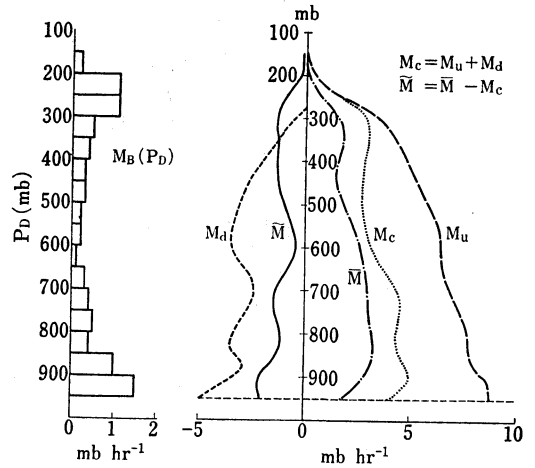
第19図 組織化された積雲集団の内部構造の模式図 (Zipser, 1979, GATE Seminar).



つ低い雲によるフラックスが主要部分を占めています。また収支解析から得られた逆転層付近での強い冷却と湿潤効果は、実は、雲頂から放出された雲粒の蒸発と、湿った雲内の空気放出によっていることがわかります。

次に熱帯で最も対流活動が活発である ITCZ にこの方式を適用したらどうなるでしょうか。丁度2度目の UCLA 滞在中 (1976年3月~1977年2月) に、1974年に東部熱帯大西洋で行われた GATE (GARP 熱帯観測計画) のデータが使用可能となり、第18図に示されるような A/B-観測網 (外側の6角形領域) のデータを用いて計算を行いました。もともと GATE の主要な目的として“積雲対流の大規模運動に及ぼす影響を調べる”ことがあげられており、収支計算には好都合に観測網が配置され、観測も高層観測、飛行機観測、レーダー、気象衛星など多面的なデータが得られています。

ところで、収支解析に適用する雲のモデルについて前から指摘されていた問題点の一つに、雲による下降流の効果があります。特に激しい降雨を伴う積雲の場合に雨粒の落下によって引きずり降ろされる効果と、雨粒の蒸発による冷却効果のために、対流圏中層から下層にかけて強い下降流が生じていることがしばしば観測されていますが、従来の雲のモデルにはこうした下降流の効果は入っていませんでした。GATE の観測で得られた大きな成果の一つにメソスケール (~100 km) に組織化された積雲集団の内部構造が詳しく調べられたことがあげられますが、第19図で示されるように、このようなメソスケールの積雲集団は強い上昇流と同時に強い下降流を持っていること、この下降域でのフラックスは上昇フラックスに比べて約1/2程度もあることがはっきりしてきました。このような激しい下降気流がありますと、その中で蒸発により周囲の空気は冷やされ湿潤化され、大規模場の収支は大きな影響を受けることが予想されます。この積雲の下降流の効果をこれまでのモデルの中に取り込む試みは少しはなされていましたが、それらは上昇流の強さと下降流の強さの比をあらかじめ与えたり、下降流の entrainment rate と上昇流のものと同じにしたもので、何とかそのような不確実なパラメータを与えないでもっと直接に上昇フラックス  $M_u$  と下降フラックス  $M_d$  が  $Q_1$  と  $Q_2$  を満足させるように求められないかと思っていました。これまで  $M_B(\lambda)$  を求めるのに (4) を用いていましたが、これに下降流の効果を入れると式の数は一つなのに対して未知数が増えて二つとなり、これではどうしても何らかの  $M_u$  と  $M_d$  を結び



第20図 解析期間 (3週間) で平均した雲による上向きフラックス  $M_u$ 、下向きフラックス  $M_d$ 、両方合わせたフラックス  $M_c$ 、平均上昇流  $\bar{M}$  および雲と雲の間の平均上昇流  $\bar{M}$ 。左側の図は雲頂高度  $P_D$  でタイプ分けしたそれぞれの雲によるフラックス。

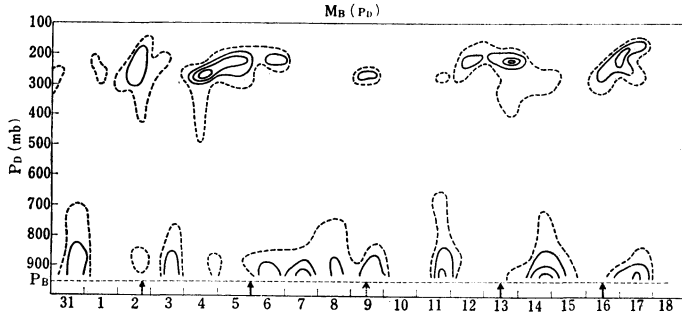
つける仮定を入れないと両方も求めることはできません。しかし、そもそも大規模収支計算からは熱と水蒸気の独立な  $Q_1$  と  $Q_2$  があるわけですので、(1) と (2) に直接積雲の下降流の効果を入れると以下のように関係式が二つ、未知数が二つとなりめでたく  $M_u$  と  $M_d$  が同時に得られることとなります。

$$Q_1 - Q_R = \delta_u(\hat{s}_u - \bar{s}) - L\delta_u\bar{w}_u - M_u \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} + \delta_d(\hat{s}_d - \bar{s}) - M_d \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} \quad (5)$$

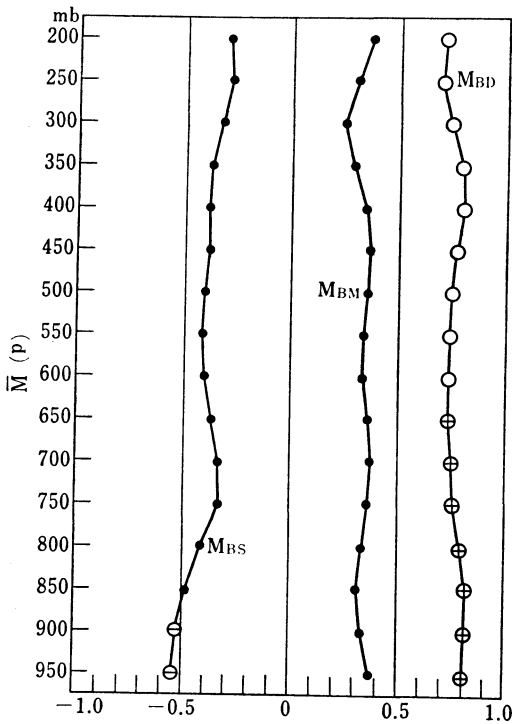
$$-Q_2 = L\delta_u(\hat{q}_u - \bar{q} + \hat{l}_u) - LM_u \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} + L\delta_d(\hat{q}_d - \bar{q}) - LM_d \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \quad (6)$$

ここで ( )<sub>u</sub> と ( )<sub>d</sub> は積雲の上昇域、下降域での量を表現し、上昇域でのモデルはこれまでのスペクトル表現を用い、下降域のモデルとしては簡単な、すべての雲による下降流を合わせたモデル (バルク・モデル) で表現しました。

(5)、(6) を6時間間隔、3週間の GATE のデータに適用しましたが、第20図は全期間で平均した質量フラックスの垂直分布です。積雲による大きな上方へのフラックス  $M_u$  がある一方、中層から下層にかけて  $M_u$  のほぼ半分に相当する下向きのフラックス  $M_d$  が得られ



第21図 雲頂高度(縦軸)で分類したそれぞれの雲によるフラックスの時間変化. 実線は  $2 \text{ mb}\cdot\text{h}^{-1}$  ほどの等値線, 破線は  $1 \text{ mb}\cdot\text{h}^{-1}$  の等値線を示す.

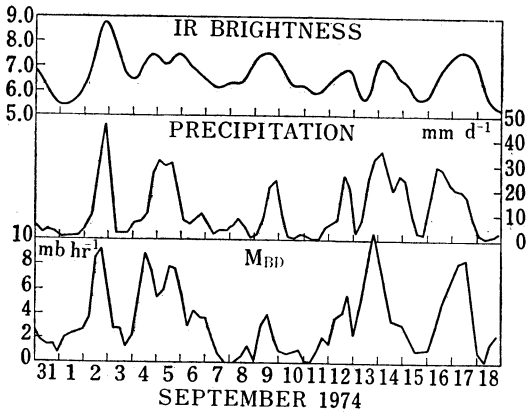


第22図  $M_{BD}, M_{BM}, M_{BS}$  (本文参照)と各レベルの平均上昇流  $\bar{M}$  の変動との相関係数. ○, ⊕, ⊖は雲のフラックスの時刻を  $\bar{M}$  の時刻に対し, 零, 正, 負の時間ずらした時に相関係数の最大が得られることを示す.

ます. 上向きフラックスの雲のタイプ別の寄与を見てみますと(第20図左側), 200 mb~300 mb に達する背の高い雲と 700 mb 以下の低い雲によるフラックスが大きく, 中程度の雲のフラックスは小さい結果となっています. しかしこれは全期間の平均した結果で, 個々の観測時刻にそれぞれの雲がどのように大規模場と応答しているかを知るためには, 以下に述べるような個々の観測時間ごとの結果を見る必要があります.

第21図に  $M_B(p_D)$  ( $p_D$  は雲の分類に用いた雲頂高度)の時間変化を示します. そうしますと確かに全期間通して見ると高い雲と低い雲のフラックスが大きいわけですが, 両者の変動の仕方は異っていることに気がつきます. 高い雲のフラックスはほぼ3日~4日で強くなったり弱くなったりしており, これはこの領域上を3日~4日周期で西進するアフリカ波動に対応していることがわかります. 一方低い雲はそれに比べてやや短周期で変動しており, 高い雲の変動と比較してみると高い雲のフラックスが強い時には低い雲のフラックスは弱く, 逆に高い雲が不活発な時, 低い雲によるフラックスが強くなっています. この低い雲は熱帯のような湿潤不安定な大気中には常に存在しているわけですが, 何か大規模運動の励起作用によって活発な高い雲ができると, 先程述べたような下降流等によって中層, 下層の大気の成層が安定化され, その結果として低い雲の発達を押さえられるのではないかと類推されます. 広い領域にわたって小さな積雲の平均的な活動状況を観測から把握することは簡単なことではなく, GATE の直接観測から得られたデータでも, 小さな雲の詳しい変動については, まだ十分には調べられていません. しかし最近, 二宮と山崎(気象集誌, 1979)は梅雨期のレーダ解析で, 強いレーダエコ

ており, この結果は飛行機による観測から得られた  $M_u$  と  $M_d$  の比の値にほぼ対応しています. 両者合わせた積雲の質量輸送量  $M_c$  は領域平均上昇流  $\bar{M}$  よりやや大きく, 従って雲と雲の間には弱い下降流  $\tilde{M}$  が存在し



第23図 A/B-領域で平均した IR 輝度, B-領域での平均雨量, 背の高い雲のフラックスの時間変動.

一が出現すると、それまであった弱いエコーが衰えてくることを報告しており、今回の解析で得られた結果と対応しているものと思われます。

先程高い雲はアフリカ波動の通過に伴って変動していると述べましたが、もっと詳しく大規模運動に対する積雲の応答を調べるために、これまで積雲の活動を大きく左右するパラメータとして理論的にも解析でも指摘されている大規模上昇流と積雲のフラックスとの対応を調べてみました。雲のタイプを雲頂高度に従って3段階に分け、350 mb より上に達する雲のフラックス  $M_{BD}$ 、700 mb より下層の雲のフラックス  $M_{BS}$ 、中層の雲によるフラックス  $M_{BM}$  とし、これらの変動と各高度での大規模上昇流  $\bar{M}$  との相関係数を計算したのが第22図です。背の高い雲のフラックスの変動はすべてのレベルの大規模上昇流と高い正の相関があり、強い大規模上昇流に対応して高い雲が活発化していることを示しています。 $M_{BD}$  と上層の  $\bar{M}$  との位相のズレはほとんどないのに対し、下層の  $\bar{M}$  とは数時間のズレが生じており、下層の大規

模上昇流が最大になって数時間後に  $M_{BD}$  の振巾が最大になっています。このことは個々の積雲が組織化され、メソスケールの積雲集団として発達するのに、下層の大規模収束が先行し数時間の時間差が必要なことを示唆しています。一方、低い雲のフラックスと  $\bar{M}$  との相関は小さいが全体として負の相関があり、これは前述したように  $\bar{M}$  の大きい時は活発な高い雲が強く応答し、その結果低い雲の活動が押さえられるものと思われます。

以上、大規模場の熱、水蒸気の収支計算結果に積雲モデルを適用して、積雲の大規模場に果す役割や、大規模運動に対する雲の応答について調べたわけですが、これらの結果は収支計算の精度や、どのような雲モデルを用いるかによって影響されます。そこで結果の一つの検証として、計算された雲のフラックスの変動と他の観測から得られた雲の活動を示すデータとの比較を行いました。第23図には気象研究所の村上さんが求められた GATE の A/B-領域で平均した静止衛星の IR (赤外) 輝度の時間変化と、レーダ観測から得られた B-領域 (第18図の内側の六角形領域) での降水の時間変化を、高い雲によるフラックスと比較した図です。IR 輝度の変化は主に高い雲の変動を表現していると思われ、また降水もほとんど高い雲によると考えられますが両者の変動は  $M_{BD}$  の変動とよい対応を示しています。このように、背の高い雲についてはこういう手法を適用して得た結果は、かなり真実の雲を表現していると言えますが、低い、小さな雲については、先程も述べましたように観測上の制約もあり、計算で得られた結果が真実に近いものか、あるいは計算手法の不十分さによって生じたものか、今後つめた解析が必要だと思えます。

以上で本日の私の講演は終りにしたいと思います。最後に私の大学院生時代以来、適切な指導と助言を与えて下さった柳井迪雄先生に心からお礼の言葉を申し上げます。