

日本の AMTEX 計画*

—夏季講演会シンポジウム予稿—

会 期：昭和46年9月3日（金）13時～17時

会 場：気象庁第1会議室（東京都千代田区大手町）

1. 竹田 厚（東大海洋研）光田 寧（京大防災研）：境界層過程の役割
2. 武田喬雄（名大理）：積雲の観測—雲物理学的過程を中心に
藤原美幸（気研台風）：〃 —気研グループによる積雲の構造を中心に
3. 浅井富雄（京大理）：積雲対流と対流雲群
4. 二宮洗三（気研予報）：気団変質と中間規模・中規模擾乱の問題点。
新田 尚（気象庁電計）：中間規模擾乱の発生・発達についての理論的、
数値的研究の立場からみた気団変質。
5. 田中正之（東北大理）・嘉納宗靖（気研高物）：放射の観測計画。

境界層過程の役割

竹 田 厚** 光 田 寧***

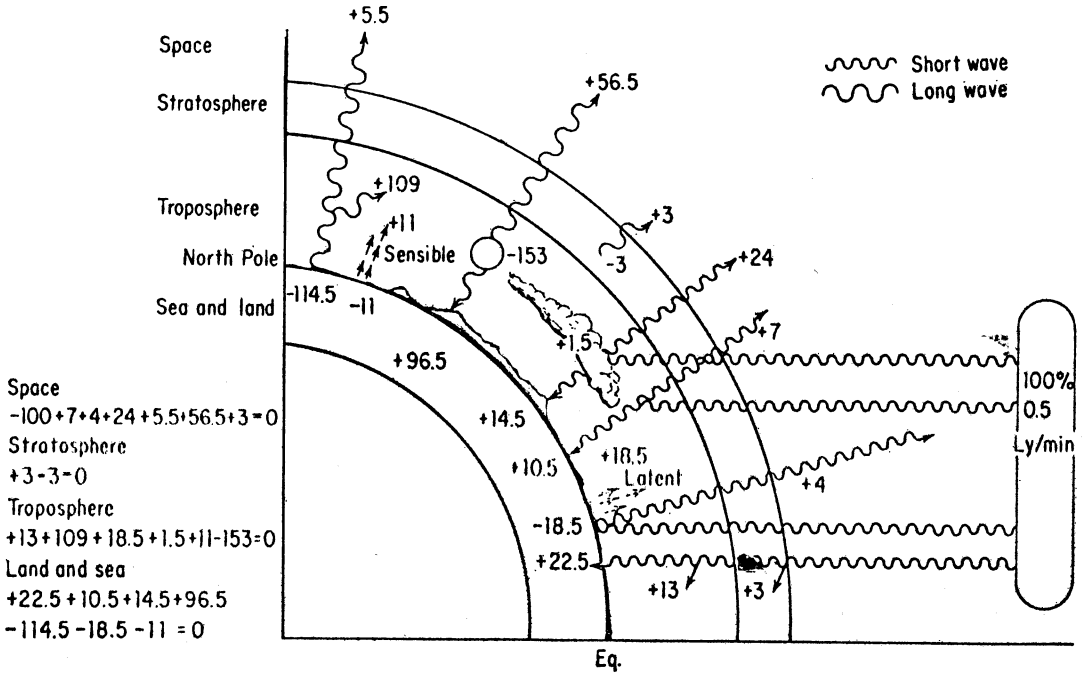
10¹² キロワットといわれる大気のエネルギの主要な供給源が地表面であることをまず認識したい。第1図は北半球の年平均のエネルギ収支を模式的に図化したものであるが、対流圏大気のエネルギ入力のうち90%以上が地表面からもたらされるものであることを示している。このうち赤外放射によるものを除くと残りは顕熱・潜熱のフラックスによる入力である。また、太陽常数を100としたときに日射で直接大気に吸収されるものは16であるのに対し、地表面から大気への入力は144にもおよび。これは、大気と地表面の間に大気放射などによる

エネルギのフィードバック過程があるためであり、両者のかかわりあい複雑で活発であることを暗示している。一方、大気の運動エネルギの消散の半分以上が大気境界層内で行なわれていることも、大気から地表面への出力として（第1図には数値では現われていないが）重要である。大気境界層（Planetary boundary layer）内の運動が、境界面との間のエネルギや運動量のフラックスを直接運搬する役目をもつばかりでなく、海面に作用して海水を動かして表面水温や海面の抵抗係数を変化させるからである。（全地球表面のうち約70%が海面であり北半球だけでも近くが海で覆われている。地表面のもたらす効果のうち、Albedo が小さく、比熱が大きく、潜熱フラックスを促し、またそれ自体運動をする海洋にその殆んどを帰することができる。）

* AMTEX Plan of Japan

** A. Takeda 東大海洋研究所

*** Y. Mitsuda 京大防災研究所

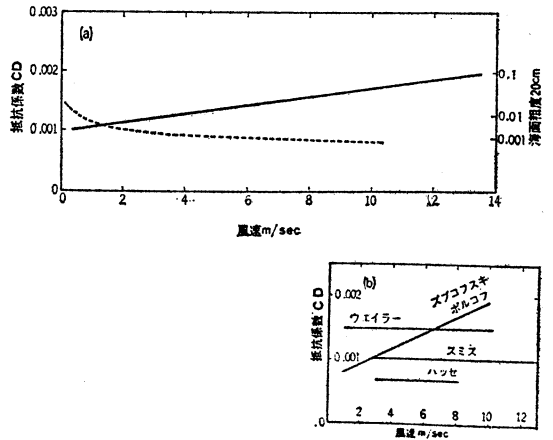


第1図 北半球の年平均エネルギー収支 (Neumann Pierson による)

「境界層過程の役割」とは大気という巨大な熱機関へのエネルギーのインターバルプのはたらきにたとえることができよう。それはフィードバック機構も備えた複雑なもので、バルブの微妙な調整によって入力コントロールされ熱機関の活動が変化するらしいが、そのメカニズムやそこを流れる流量を正確に知ることはまだできない。インターチューブの先端部は地表面にあって何本ものパイプに分れており、1本ごとにバルブがついている。その1本ごとのバルブの機能や流量については、われわれはかなりの知識もっているが、他のパイプと束ねられて熱機関へ供給される段階の流量を簡単に推定する方法(パラメタリゼーション)はまだ不完全である。

中緯度の大陸の東側の洋上は熱帯地方と共に極めて太いインターチューブの束が立ち上っている。気団変質観測の舞台となる南西諸島の黒潮流域一帯もその1つで冬期は全球的にみても大気へのエネルギーの供給が顕著な場所である。このような条件は入力が大きいため高感度の応答(気団変質)が予想され実験の第1段階として好都合となる。

さてここでわれわれが解明しなければならない「課題」を明確にしておく必要がある。この点については JOC-V の小倉 Ad-hoc study group の報告(訳文、6



第2図 抵抗係数と風速の関係

月号掲載)に適切に述べられているのでその要点を引用してみた。

1) 地表面フラックス

地表面を通過するフラックスについては、接地境界層—地上10m ぐらまでの厚さのいわゆる constant flux layer—内ではどの高さで測っても、代表できると考えられるので観測データは得やすい。熱エネルギーあ

るいは運動量のこの層内での鉛直フラックスは、層内のある高さでの気温、水蒸気圧、風速と地表面の温度、水蒸気圧、抵抗係数あるいは輸送係数等の物理量の関数形で完全に表現できるはずである（バルク法）。しかし一様な地面上で熱的に中立な場合以外については未だ確立されていない。特に海面の場合は表面水温の測り方（最近、放射温度計による測定が可能になった。）、抵抗係数と風速の関係、あるいは波によって気層内に誘起される渦が輸送係数に及ぼす影響等の問題があり一般性をもった実験式を確立するまでに至っていない。中でも話題の中心になっている抵抗係数については第2図に見られるような、さまざまな傾向の実験結果が報告されているが、海面状態を表わす適当なパラメーターも導入されるべきであろう。また冬期の黒潮上では気層は不安定であることも注意を要することがらである。このようにして求めた地表面フラックスがどの程度の広さを代表しうるものか、地表面フラックスのパラメタリゼーションの問題は3)の課題に密接に結びつく。

2) エクマン層内での鉛直フラックス

接地境界層から上方に行くにしたがってコリオリ力の効果が重要になる。フラックスの一定性は失われ、発散が生じる。中立成層あるいは非中立成層のエクマン層について、定常で水平方向に一樣な場合を扱う理論はいくつか提唱されており、運動量フラックス、摩擦速度あるいは平均風速を、地衡風、コリオリパラメーター、抵抗係数（または粗度）の関数として与えることができるが、これを実証する実験データは乏しく、さらに一般的な条件について発展させることへの努力が必要である。水平加速度の効果により境界層から自由大気へ運動量をくみ上げる“Ekman Pumping”については、境界層過程の新しい課題として興味もたれる。

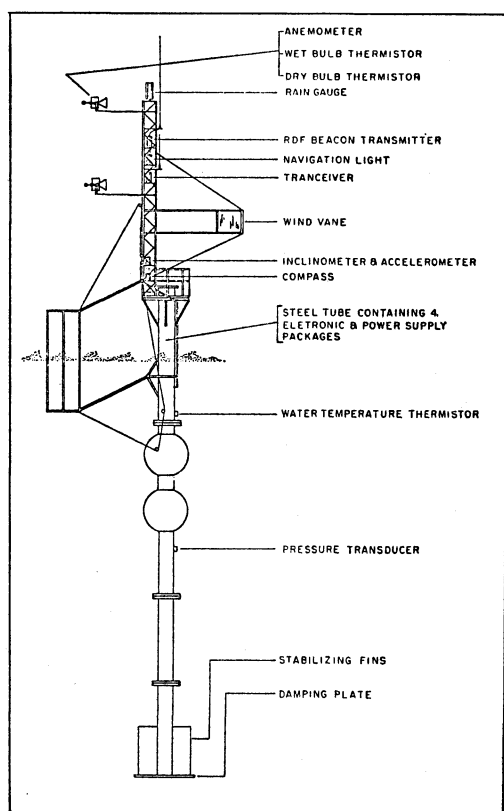
3) 鉛直フラックスの水平スケール

接地層では各高さでのフラックスの卓越するスケールは高さと同程度であるが数100mから数kmの高さになると同じ高度でもさまざまなスケールのものが同時に存在する。人工衛星の写真からも対流のパターンを示すような雲の様子が観察できるようになったが、一樣なランダムに分布する地表面フラックスが境界層過程の中で、いくつかのモードの運動に組織化され、自由大気中に対流セルを構成し100kmのオーダーのメソスケールの系まで組織化されて行くのはどのように説明されるのであろうか。このような大気境界層内の再配分のプロセスを支配するものは何であらうか。これこそ境界層過程の核

心をつく問題であり、この観測計画で一步でも推しすすめなければならない課題である。

以上の3つの問題点を再び、インテークチューブにたとえてみると、接地境界層ではチューブは1本1本独立しておりおのおのに気温、風速、抵抗係数などのパラメーターというバルブが多少連動してついている。上に昇るにつれて各チューブは枝管で互につながりそれにはコリオリパラメーターというバルブが作動する。そして1本にまとまったチューブの中では、機関の焼燃室につごうよいような整然としたタイミング（スケール）のエネルギーの流れが不思議なバルブによって形成されて自由大気へと送り込まれている。

われわれがしくみを解明すべき巨大なインテークパイプ群の全体のイメージはおぼろげながら把めてきたが、まだとても一度に解釈することはできそうもない。そこで南西諸島の観測ではインテークチューブの一番下のバルブについては一応すべての情報を得た上で、上方のバルブにはいくつかの試験的な測器を取付けてテストをし



第3図 安定ブイプラットフォームの例

てみることを目標にする。

具体的な観測項目とそのための測定器をあげると、

- 1) 乱流フラックスの直接測定：超音波風速温度計、赤外線湿度計
- 2) 海面上の接地気層の乱流構造：向上および波浪計
- 3) バルク法に有効な平均量の測定
プロベラ型風速計、放射温度計など。
- 4) フラックスの高度分布の測定
- 5) 大気境界層（エクマン層）の力学的、熱的構造
- 6) エネルギーの3次元的フラックス：
レーウィンゾンデ、カイツーン、ドップラーレーダー等
- 7) 海面における全エネルギー収支の実験：観測方法としては沖縄本島または先島群島を中心に展開されるメソスケールの観測網内に数カ所の精密観測点を設ける。このうち少なくとも1つは大型研究船を母船とする洋上の安定ブイプラットフォーム(第3図にその1例を示す)であり、黒潮流域またはその西側で上記の項目のうち

1, 2, 3, 7を行なう。研究船上ではレーウィン観測も実施して5, 6の項目も同様におこないたい。さらにもう1点は黒潮の東側の平坦な海岸に高さ50mの観測塔を設置し、1, 3, 4の精密観測のほか、ここを基地として5, 6の項目についても十分な精度の測定を行なう。これらの観測は少なくとも延べ4週間行なう必要があるが、この期間の間、観測網内の海面上を数隻の船で分担して、地上気象の走査観測をして広いスケールでの地表面フラックスの情報を得る。また、4, 5, 6の項目の観測には航空機観測による検証が期待されるがこれには外国のグループの協力が必要となろう。項目1, 2, 3および7は課題1への対拠であり、5および4, 6はそれぞれ課題2および課題3へのアプローチである。特に6の項目に関しては3次元的なネットワークのほりかたなど、これから検討を要する面が多い。なお項目1に関しては1974年度の本観測までの間に、内外の研究グループが集って測定方法の相互比較実験を行ない測定上の誤差などを予めチェックしておかなければならない。

積雲の観測

(雲物理学的過程を中心に)

武 田 喬 男*

1. はじめに

気団変質に対して積雲対流による熱、水蒸気および運動量の鉛直輸送が重要な役割を占めていることはいうまでもない。積雲対流によって変質をうけた大気はまた積雲対流の活動をコントロールする。積雲対流による鉛直輸送を定量的に評価するには、雲のスケール(雲底・雲頂の高さ、水平面積)、上昇気流の速度、温度構造、積雲の寿命および積雲の分布を正確に記述出来ることが必要であり、そのためには、もちろん航空機による気温・気流の測定、写真観測および気象衛星による観測が不可欠である。しかし、それだけでは十分でなく、積雲の発達過程の機構を知るためには、個々の積雲内の雲物理学的過程を調べるのがどうしても必要である。例えば、積雲の生涯は降水要素の形成過程に大きく左右されるし、

また雲頂が 0°C 高度を越える積雲の温度構造には氷晶過程の起こり方が大きく影響して来る。ここでは、雲物理学の立場から積雲の微物理学的・雲力学的過程の観測を考えてみたい。

2. 積雲内の微物理学的・雲力学的過程の問題点

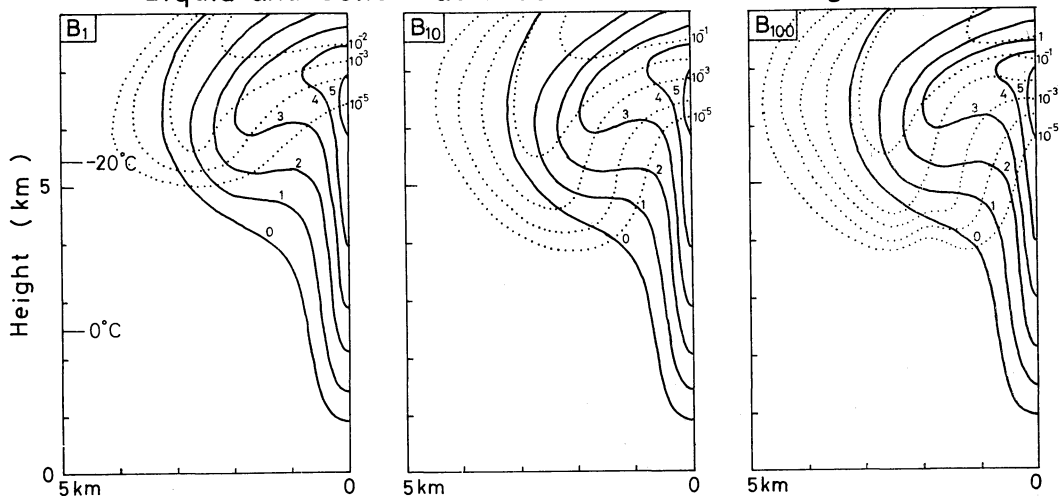
海上の積雲および降水セル内の微物理学的・雲力学的過程に具体的にどのような問題点があるか、そのいくつかにまずふれてみる。

1) 降水要素の集積

積雲内で降水要素が成長し、その落下速度(空気に相対的な)が大きくなると、ある場所に集積するようになる。集積した降水要素の重みが積雲対流の力学に影響し、積雲の生涯・活動状況を大きく変えることは、数値実験(Das, 1964; Takeda, 1971)等を通じて知られている。降水要素の集積のしかたは積雲内の気流および降水要素の粒度分布できまってくる。更に、数値実験によ

* T. Takeda 名古屋大学理学部水質研究施設

Liquid and Solid Water Contents at 45 min (gm^{-3})



第1図 氷晶核数が10倍ずつ異なる大気中における積雲 (数値実験による, Takeda, 1970). 実線および点線はそれぞれ liquid water content および solid water content を表わす.

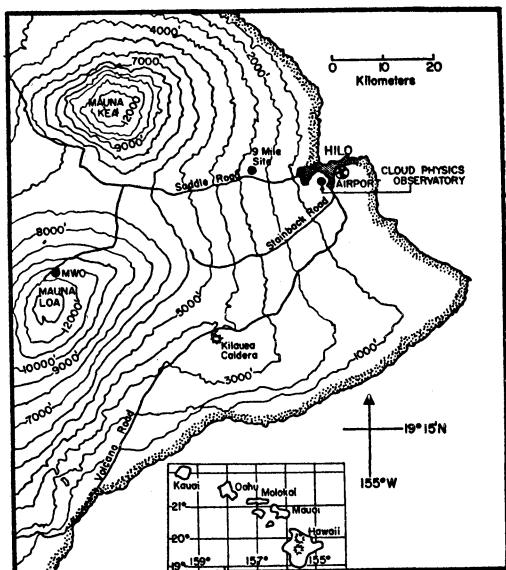
れば、粒度分布は積雲内で1つの型で与えられるようなものでなく場所でもかなり異なる型となり、そのちがいが雲の力学にまた影響して来る。すなわち、実際の積雲内の降水要素の分布および集積状況を知ることは、積雲の生涯を理解する上に重要なことになる。

2) 大きい雲粒の存在

対流雲の微細構造において、半径 $20\sim 30\mu$ の水滴が $100\text{個}/\text{m}^2$ 位形成されることが1つの大きな分岐点になることは明らかになっている。しかし、その水滴の形成が巨大海塩核にもとづいているのか、stochastic 的な衝突併合 (Telford, 1955; Berry, 1967) で十分説明がつくのかは不明である。特に、暖い雨ではこの事は重要で、気団が海上をわたるうちに凝結核の分布についても変質をうけるはずであり、雲粒の分布の測定が必要となる。

3) 過冷却度と氷晶核数

もともと氷晶核数の少ない海上を大陸からの気団がわたって来るうちに、氷晶核数についてかなりの変質をうける。従って、過冷却の度合が変質度合によって変る。当然氷晶過程に関連した潜熱の放出が変る。第1図には、大気中の氷晶核数がそれぞれ10倍異なる場合数値実験 (Takeda, 1970) で得られた積雲内の liquid water content と solid water content が示されている。3例について過冷却度が異なることが分る。一番氷晶核数の多い B_{100} の例では、このすぐ後爆発的に glaciation が起こり積雲内にかなりの熱が急激に与えられている。このように与えられた熱は母体の積雲対流全体も更に発達させるのか、あるいは積雲上部のみが発達して下部とは切り離されてしまうのだろうか？これは過冷却の起こり方、氷晶核の分布および雲粒の分布によるのだろう。



第2図 ハワイ島における Warm Rain Project の観測地点

1971年7月

	9-mile site		Cloud Physics Obs.
Nag. U	Raindrop spectrographs (for chemical analysis)	Ill.	M-33 Radar system (surveillance and tracking)
Nag. U	Electric field recorder	Ill.	GPG radar system
Nag. U	Raindrop electric charge recorder	Ill.	Time lapse cloud photography
Nag. U	Time lapse cloud photography	U.H.	Electric field recorder
Nag. U and M.R.I.	Radiosonde launching site (for drop size, salinity, and electric charge measurements in cloud)	U.H.	Flame photometer (for rain sample analysis)
M.R.I.	Raindrop size distribution recorders	U.H.	Constant level balloon launching site
C.A.L.	Pulsed doppler radar system	C.A.L.	Thermal diffusion chamber (cloud nuclei measurements)
	Hilo Airport	Nag. U.	Ice nuclei counter-sampler
U.S.W.B.	Conventional surface & upper air observations	Stanf.	Radioactive nuclei & rain samplers
C.A.L. and C.S.I.R.O.	Cessna 336 aircraft (sampling of clouds and atmospheric structure)		Mauna Loa Obs.
		Nag. U	Ice nuclei counter-sampler
		Nag. U	Time lapse cloud photography
		Stanf.	Radioactive nuclei & rain samplers

第1表 Warm Rain Project において行なわれた観測項目およびそれを分担したグループ。

こういった問題には、また氷晶の増殖作用が関係して来て、雲粒の分布についての測定は更に重要になってくる。

ここにあげた具体的な問題はもちろん考えられねばならない問題のほんの一部であるが、個々の積雲の活動状況を知るには積雲内の雲物理学的過程を知ることが非常に大切になってくるわけである。

3. いままでの観測例

ここで、いままで雲物理学的要素も含めてなされた積雲の観測の具体例を参考のためあげてみよう。

その1つは、1965年の夏ハワイ島で2カ月以上にわたって行なわれた Warm Rain Project である (Lavoie, 1967; Komabayasi & Isono, 1967; Takahasi & Isono, 1967; Fujiwara, 1967)。観測点は、第2図に示すように主にハワイ島の東部に集まり、海岸から約9マイルにあり高さが雲底近くの地点・ハワイ大学の Cloud Physics Observatory・高さ3,400mにある Mauna Loa Observatory・ヒロ空港の4地点であった。観測に参加したグループは名古屋大学、気象研究所、Cornell Aeronautical Laboratory, U.S. Weather Bureau, University of Illinois, University of Hawaii, オーストラリアの C.S.I.R.O. および Stanford University からの研究者である。多岐にわたってなされた観測の主要項目は第1表に示されている。各種地上観測・特殊ラジオゾンデ・航空機・レーダーと立体的に積雲の観測がなされたが、これらの観測を有機的に結びつけ有益な成果を得させたものは3種類のレーダーであった。

積雲の観測のもう1つの例は、やはり1965年の夏カリブ海でなされた Project Stormfury である (Simpson, Simpson, Stinson and Kidd, 1966; Simpson, Brier and Simpson, 1967)。この Project は積雲への seeding experiment が主要な目的だが、seeding の前後に積雲の詳細な観測が主に航空機でなされている。Weather Bureau's (ESSA) Research Flight Facility および Naval Research Laboratory からの4~5台の航空機が雲底から31,000ft まで各高度で積雲を数回 penetrate するのに加えて、他の1台がその積雲の周囲をまわりながら雲の詳細を観測する。更に U.S. Air Force からの航空機が雲のまわりの状態を観測するため30,000ft の高さからドロップゾンデを落とす。この観測で重要な役割を果たすが、レーダーを搭載している航空機で、積雲に相対的な各航空機の位置を確認・記録しながら指揮をとると共に写真観測を行なう。この Project の特徴は積雲の数値実験も行ないながら観測していることである。

これら2つの実際例からも分るが、特殊ラジオゾンデを飛揚するにしても航空機で観測するにしても、積雲の観測にはレーダー観測が非常に重要な役割を果たすことになる。それも数台のレーダーが必要であり、ゾンデなり航空機なりが積雲の何処を観測しているのかという情報が成功のかぎをにぎっていると考えられる。

4. AMTEX 計画

AMTEX における積雲の観測は、気象研究所と大学が協力して行なうことになるが、大学側では現在次のような観測を計画している。周囲で高層気象観測および通

常のレーダー観測が行なわれている地域の島上に特別観測地点を設け次の観測を行なう。ただし、PPI レーダーによる降水セルの分布の観測、ドップラーレーダーによる観測および航空機による積雲内の温度構造・じょう乱がある程度観測されるものとする。

- 1) 全降水要素および各降水要素の垂直分布の観測
積雲内での降水要素の集積状況と雲の力学的構造の関係に注目して、垂直上方に向けたレーダーおよび特殊ラジオゾンデ（新たに開発）により観測する。
- 2) 積雲の過冷却度と氷晶核の分布の観測
氷晶核の分布に関して変質をうけつつある気団内での積雲の過冷却度に注目する。エアロゾルサンプラー、氷晶核測定装置および航空機による雲粒・氷晶核の測定も行なう。氷晶核の分布の源からの変化を調べるため、電子顕微鏡・微小線回折装置により物質同定を行なう。
- 3) 積雲および降水の空間的・時間的スケールの観測
特別観測地点の周囲に降雨強度計を設置。気象衛星の資料も用い気団変質と積雲の空間分布および降水の空間的・時間的スケールとの関係を調べる。

参考文献

- 1) Berry, E.X., 1967: Cloud droplet growth by collection, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 688-701,
- 2) Das, P., 1964: Role of condensed water in the life cycle of a convective cloud. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 404-418.

- 3) Fujiwara, M., 1967: Raindrop size distribution in warm rain as measured in Hawaii. *Tellus*, **19**, 392-402.
- 4) Komabayasi, M., and K. Isono, 1967: Electric conductivity of rain water in the cloud over the island of Hawaii. *Tellus*, **19**, 408-418.
- 5) Laboie, R.L., 1967: Background data for the warm rain project. *Tellus*, **19**, 348-353.
- 6) Simpson, J., and R.H. Simpson, J.R. Stinson and J.W. Kidd, 1966: stormfury cumulus experiments: preliminary results 1965. *J. Appl. Meteor.*, **5**, 521-525.
- 7) Simpson, J., G.W. Brier and R.H. Simpson, 1967: stormfury cumulus seeding experiment 1965: statistical analysis and main results. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 508-521.
- 8) Takahashi, T., and K. Isono, 1967: Electric charge on raindrops grown in warm clouds over the island of Hawaii. *Tellus*, **19**, 420-431.
- 9) Takeda, T., 1971: 氷晶核を含む対流雲の数値実験。1970年気象学会秋季大会。
- 10) Takeda, T., 1971: Numerical simulation of a precipitating convective cloud: The formation of a "long-lasting" cloud. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 350-376.
- 11) Telford, J., 1955: A new aspect of coalescence theory. *J. Meteor.*, **12**, 436-444.

積雲の観測

(気象研グループによる積雲の構造を中心に)

藤原 美幸*

1. まえがき

広域(含中間)規模と積雲規模の力学、雲物理は水の輸送や相変化などの過程で熱を通じて複雑に関係しているに拘らず、それら間にはまだ充分な橋渡しが行なわれていない。これは主にこれら各スケールの現象自体がよくわかっていない為であると思われる。従ってこの観測では積雲対流の(1)力学的構造の他にこれに関連して(2)積雲のLife cycle, (3)積雲内における液相の

発達、(4)氷相の発達を明かにする目的で観測する。雲物理的諸過程と積雲の力学との関係については別稿武田喬男によって論ぜられているのでここでは主として観測上の問題点について述べる。

2. 観測計画の概要

具体的には沖縄本島(又は宮古島)を観測基地とし、ドップラーレーダ¹⁾、モニター RHI 用レーダ、ミリ波レーダ²⁾を搬入し、また同島の PPI 気象用レーダの資料も併用し、観測基地を通過する降水積雲群の構造を表1に示すような記録によって記述する。

* M. Fujiwara 気象研究所台風研究部

第1表 特殊レーダ観測

型式	走査法	測定要素	換算される気象要素
ドップラー (3.2 cm)	天頂向に固定 高度 (150m 毎) — 時間 (30 秒毎) の断面	a. 平均ドップラー速度 b. ドップラースペクトル c. エコー強度	a. 上昇下降流 (平均) b. 同上および降水粒子型 の識別 c. 降水強度および降水含 水量の分布
	水平指向に固定 距離15km	a. 水平ドップラー速度 b. 水平ドップラースペク トル	a. 水平風速 (1成分) b. 雲底下タープレンス成 分
モニター用 RHI (3.2cm)	仰角 360° (16rpm) 方位角 360° (1/3rpm)	a. ビデオ (距離10km 内 垂直断面) b. 3 db-利得階段 (可能)	a. エコー強度からみた積 雲の立体構造 b. ドップラー観測前後の エコー小塊の変化 (挙動)
ミリ波 (8 mm) 単腕アンテナ	天頂向に固定	a. 降水エコー (連続) b. 非降水エコー (パルス 状)	a. 弱い降水尾流および未 降水雲中の氷晶成長 b. 非降水上昇気泡の分布
気象 (官署) 用 (5.7cm)	PPI (5 分毎, 距離 200km) (Gain step)	a. 降水エコー (ビデオ)	降水雲の水平の発達状況

また基地には GMD-1 受信器を設置し、特殊ラジオゾンデを放球または航空機より投下し、積雲内の温度、湿度、降水粒子、水の相などを観測しドップラーレーダ情報のモニターとする。

また沖縄本島から双発小型航空機によりレーダ上空の積雲の貫通飛行を行ない加速度計、アルミ箔式降水粒子測定器により粒子の分布と上下流による roughness を観測³⁾ しドップラーレーダ情報のモニターとする。

以上は積雲の構造に関する観測であるが前がきにのべた (2), (3), (4) の研究項目のために同上航空機に雲水量計、レプリカ式雲粒記録器、氷晶核測定装置等を装備し、積雲列に沿って航続距離の可能限度までさかのぼり、積雲の発達状況と積雲内での水滴、氷晶、潜在氷晶核数の変化を観測する。

この観測とレーダ上空における観測を交互に行なう。できうれば船舶を利用し、積雲列上流における積雲の発達状況を観測船のレーダと特殊ゾンデを用いて上記の問題を観測する。

3. 測定原理又は技術上の問題点

(1) ドップラーレーダ

粒子自身の終末速度による平均ドップラー速度 v_T は雨滴の場合⁴⁾ $4.0 \times Z^{0.07}$ 、雪片の場合⁵⁾ $74.5 \times Z^{0.007}$ (m/s) の関係があるが霧が混入すると著しく誤差が大きくなる。従って多少手間がかかるが threshold 速度 (v_{TC}) から求める⁶⁾ 方が望ましい。これと v_T とから

逆に霧の存在を検出⁷⁾ することができる。ただし精度を上げるためには現在まだ求められていない各種降水粒子について平均の V_{TC} を求めることが必要である。

(2) 一般レーダ (含ドップラー)

積雲内の Z 値から降水強度 R (または含水量 W) を求めることも霧が混入していると厄介で、この方面の研究は非常に少ない。混入率と霧の平均密度がわかれば推定することも不可能ではない。雨滴の場合 $Z=BR\beta$ から B, β を平均 200, 1.6 のまわりに $+100\% - 50\%$ の変動があるとすれば $Z \rightarrow R$ の場合は $+33\%$, -28% の推定誤差⁸⁾ となる。そこでこの変動率を霧の B, β に適用することも近似法として考えられる。理論的に密度の関数⁹⁾ と (略反比例) して B の値が求められるからこの変動率を掛けて求めてはどうか?

以上の方法は相対値としては有効であるがモニターとして直接測定を行ないそれと比較することによって信頼度を増すことが必要である。

(3) 積雲内粒子の測定

ゾンデと航空機の役割を比較した場合、現在日本の航空機利用技術は外国に較べてかなり遅れているとはいえ直接目視や手動装作により確実さを増すことができるので信頼度と測定可能範囲はラジオゾンデよりはるかに優れている。しかし航空機よりもゾンデの方が垂直分布の観測には効果的であることとメゾスケールの擾乱などの為に積雲が雄大積雲になると通常の航空機では貫通が困

難である。従って現在のところ両面から観測する計画を立てる方がより現実的であろう。

4. 観測結果のまとめに関する問題点

上記の観測計画がすべて計画通りに遂行され、十分な資料が得られたと仮定すればどのような問題が取上げられるであろうか。

(1) Large スケールのモデルに対しては原理的には垂直方向の全水輸送(液相) $\sum W \cdot w$ が観測できる(適当な時間→空間の変換の仮定のもとに)筈であるが上述の測定は積雲スケールのものであるからこのためには零点の精度の高い Adjust (仮定)が必要となるであろう。

(2) 一定条件下での上昇気泡の大きさ分布が求められる。ただし上昇気泡(降水雲)の断面を無作為に切ったと仮定して見かけ上の一定の大きさに対して0.78を掛けより大きい Size の頻度による寄与を補正する統計的処理が必要である。

(3) 雲系の中のように独立していない気泡のとき $(1/M) (dM/dz) = \alpha z$ で定義されるエントレメント係数 α が一定かどうか? 資料を高度に対して平均することによって検討することができないだろうか? (以上は力学関係者に問いたいテーマである。)

(4) 積雲モデルについては幾つかの変換因子(水蒸気→雲水, 水蒸気→氷晶, 雲水→降水→氷晶)について現在あまりにも簡単な一次式の定数係数として導入したり, 逆にかなり複雑な計算による近似関係式の開発なども行なわれているが, これらも雲物理学的には大胆な仮説の上に立っている事が多い。従ってこれらの努力が積雲のモデル実験の分野を混迷に導くおそれなしとはいえない。それを避けるためにも粒子の発生, 成長, 相変化と積雲の力学的構造発達に関する実験, 観測の積み重ねが必要と思われる。上記の変換因子の改良, 仮設の検

討のために有益でこの観測で得られるものとして, 次のようなものが挙げられる。(a) 氷晶の増殖作用は大雲粒によるのか? 時間によるのか? また氷晶核との関係は? (b) 大雲粒は巨大核, 衝突何れが主因か? (c) 氷晶化はどの条件で他の雲に伝播するか? (d) 一次元モデル, 二次元モデル等のどの程度詳しいモデルに観測された積雲の構造が合うか? 等々。

参考文献

- 1) Kodaira, N. 1964: A pulsed-Doppler radar for weather observation. Proc. 11th Weath. Radar Conf. Amer. Meteor. Soc. 300-303.
- 2) 柳沢善次, 1964: 測雲用ミリ波レーダ・エコーの解析, 天気, **11**, 151-163.
- 3) 高橋克巳, 内藤恵吉, 1969: 振動計による観測用航空機の垂直速度の測定, 成雨機構共同研究概要報告(第3報) 47-54.
- 4) 青柳二郎, 1967: ドップラーレーダ, 気象研究ノート, No. 89, 153-174.
- 5) 青柳二郎, 1969: 北陸降雪雲のドップラーレーダによる研究, 成雨機構共同研究概要報告(第3報) 283-304.
- 6) Battan, L.J., 1963: Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in thunderstorm. Proc. 10th Weath. Radar Conf., Amer. Met. Soc. 303-307.
- 7) Fujiwara, M., Yanagisawa, Z. and J. Aoyagi, 1971: Observation of glaciation of cumulus by Doppler radar, Manuscript for U.S.-Japan Seminar on Cumulonimbus of tropical nature, Feb. Miami
- 8) Fujiwara, M., Kodaira, N. and T. Yanase, 1971: Variance in raindrop Z-R relationship. (気象学会1970春発表, 集誌に投稿中)
- 9) 藤原美幸, 柳瀬利子, 高橋克巳, 1971: 霰の Z-R 関係 (天気投稿中)

積雲対流と対流雲群

浅井 富雄*

1. はしがき

大気の大規模な運動・大気の大循環の機構をより一層

明らかにすること, そのための数値予報モデルの改良をめざす“地球大気開発計画(GARP)”において重要な研究課題の一つは, 境界層でのエネルギーの乱流輸送—積雲対流—大・中規模じょう乱という空間・時間スケ-

* T. Asai 京都大学理学部地球物理学教室

ルの著しく異なる運動の相互作用を解明することである。冬季、大陸上の寒冷な気団が温暖な海洋上を吹走するとき、大気下層は著しく不安定になり対流活動が活発化する。対流は熱、水蒸気、運動量の鉛直輸送や水蒸気の凝結に伴う潜熱の解放を通して大気下層の急速な変質、中規模・大規模の大気じょう乱の発生・発達にも極めて重要な役割を果たすことが期待される。大陸東岸に位置する日本周辺域は、大気が海洋からエネルギーの補給を受ける典型的な地域の一つであり、AMTEX の意義もここにある。

GARP の狙いからすれば、端的に言って、大規模な大気の運動を記述する運動方程式系に、積雲対流の熱源としての効果とその配分をくり入れることである。換言すれば、対流活動を大規模運動に関する量で表現すること、即ちパラメタライズすることである。例えば、対流雲の分布特性や強度特性が大規模運動に伴う量の関数として表現できることが望ましい。局所での対流の個々の性状の詳細ではなく、その集合のある領域での全体としての効果が知られればよいのである。紙数の制約上以下では上述の見地から、研究されるべき積雲対流に関する一つの理論的側面について、要点の列記にとどめ、用語の説明や引用文献の記載は割愛した。

2. 対流調節と CISK の検討

積雲対流の機能はいうまでもなく大気的不安定成層を解消する過程で、(1) 水蒸気の潜熱を解放し、(2) 熱や水蒸気等を上方に輸送することである。これらの効果は、大気運動にとっての熱源や熱の再配分に寄与するところが極めて大きく、更にその際生成される雲の分布は放射収支に、降水は水収支に欠くべからざる役割を演じている。これら積雲対流をパラメタライズするいくつかの方式が既に提案され、なかでも対流調節と CISK は既に実用に供せられある程度の成果を収めている。AMTEX における研究題目の一つはこれらパラメタライゼーションの方式を検討することである。

まず対流調節において検討を要する点は、いつ、どの状態へ、どれだけの時間をかけて調節するかということである。即ち、(1) 対流調節を適用すべき臨界状態としての気温と比湿の鉛直分布、(2) 対流活動の結果到達する最終状態とその降水量、(3) 対流活動の終息に要する時間等についての物理的根拠を見出さねばならない。(1)～(3)とも対象とする現象によってその重要性は異なり得る。例えば大循環のような時間スケールの大きい現象に対して(3)はあまり重要でなくても中規模じょ

う乱に対しては無視し得ない等である。

CISK における問題点は、(1) 収束した水蒸気量のうちどれだけを凝結させ潜熱を解放させるか、(2) 解放された潜熱を鉛直方向にどのように配分するか、等である。降水量の不確定性は対流調節の場合と同様である。

両者の優劣を一義的に決めることは恐らく至難であろう。両者ともまだ上述の如き任意性のあるパラメーターをかかえていること、換言すれば改良の余地を多く残しているからである。どの現象に対してどちらの方式がより適当であるか、どのような欠点が見られるかという立場での両者の比較検討、両方式に含まれている不確定要素を対流の特性に基づいて取り除く試みが当面の課題である。

3. 対流雲のアンサンブル

対流雲は決してランダムに分布しているのではなく、より大きな大気じょう乱によって組織化されていることは既に多くの観測によって指摘され、理論的にもその可能性が示唆されている。このことは対流活動の取扱いを困難にすると同時に他方パラメタライゼーションの可能性の背景となっている。

今後研究されるべき重点課題は対流雲群の性状とそれを含む平均場の性状の関係を定量的に記述することである。即ち、

(1) エネルギー補給のある大気じょう乱場での対流雲の卓越モードを決定する。特に場の静力学的安定度、相対湿度、鉛直流(又は水平収束量、境界層を通してのエネルギー補給量等)を用いて卓越モードを表現する。卓越モードの特性、即ち上昇流域のサイズや分布密度、上昇速度、周囲との温度差、比湿差、雲水量等を用いて水蒸気の潜熱解放量、熱の鉛直輸送量等を評価し得る。

(2) 単一の卓越モードを決定し難い場合、あるいは対流雲のサイズについて連続スペクトラムを考えた方が適当な場合も予想される。これは恐らくサンプル領域の大きさの選択にも依存するであろうが、複数の卓越モードや連続スペクトラムの取扱いを検討する。

(3) 卓越モードの選択規準を明らかにする。例えば最大輸送能の仮説が提出されているがテストされねばならない。

(4) 一般流が鉛直シャーをもつ場合、対流による運動量の鉛直輸送が期待されるが、この役割については不明の点が多い。シャー流中の積雲対流の性状については解明されつつあるが、軸対称性がくずれてパラメタライゼーションの困難性は増す。当面、シャーベクトルに平行な

ロール状対流雲を用いて運動量輸送を定式化することができる。

要するに対流の力学的特性をより深く考慮した対流雲アンサンブルのモデルにもとづいて、潜熱の放出、熱の鉛直輸送、運動量の鉛直輸送を評価することに重点がある。このことは特に中規模じょう乱の機構の解明には不可欠となるであろう。前節の black box 的方式と併行して研究を進めることが望ましい。

対応する観測・解析的研究は、(1) 対流雲群の分布特性、強度特性を定量的に記述すること、もしスペクトラムが sharp なピークをもてばそのモードの特性、(2) 対流雲群を含む平均場の特性、およびその領域についての熱・水蒸気等の収支、特に対流活動の活発な領域と不活発な領域との対比等である。

4. 単一对流雲

対流雲群のモデル化において、可能なかぎり対流の力

学的特性をとり入れることの望ましいことはいうまでもないが、そのためには個々の対流雲自身の少なくともマクロな性状についての知識を確実なものにする必要がある。単一对流雲にとってマクロな立場から見た現在の重要課題は、(1) 上昇流とその周囲との混合過程、および(2) 上昇流内での微物理過程のパラメタリゼーション(雲の側壁を通してのエントレメントは混合過程に対する一種のパラメタリゼーション)である。

既存の単一对流雲モデルは自らそのサイズや分布密度を決定できず、従って一般場との相互作用の研究には不向きである。しかしながら対流雲内で見出される熱力学的、微物理学的過程の研究には非常に有力なモデルであり、周囲との混合や微物理学的過程のパラメタリゼーションが進めば、対流群モデルの設定により確実な物理的基礎を与えるであろう。

気団変質と中間規模・中規模擾乱の問題点

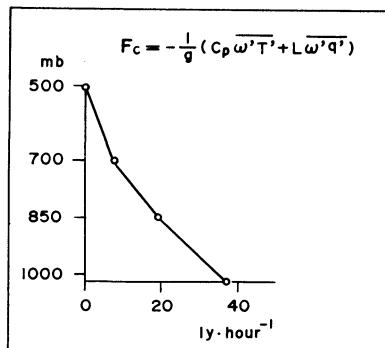
二 宮 洸 三*

1. はしがき

南西諸島海域における AMTEX 計画の一部として、総観規模——中規模における気団変質の研究と、中間規模・中規模擾乱の研究が計画され、かつそのための観測計画が進行されようとしている。これらについてのいくつかの問題点をかかげてみよう。

2. 総観規模・中間規模・中規模における気団変質

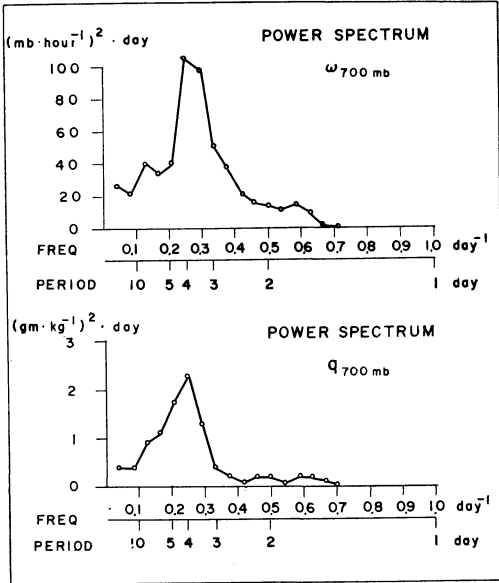
まず気団変質の研究に、なぜこの観点が必要であるかを明かにしたい。気団変質の過程を単に局所的な大気下層における熱エネルギーの輸送過程の問題と限定することは適当でない。エネルギーの輸送量やその鉛直分布の直接測定は、一般に、特定の地点や時間帯についてのみ行なわれるが、われわれは、ある空間・時間内のその平均的分布にも関心があり、その間接的評価と、直接的測定の値を比較することが必要である。第1図に冬期東支那海海域において収支解析によって間接的に評価した全熱エネルギーの eddy (convective) transfer の垂直分布をかかげた。(二宮1971)。これは大きな(総観規模)



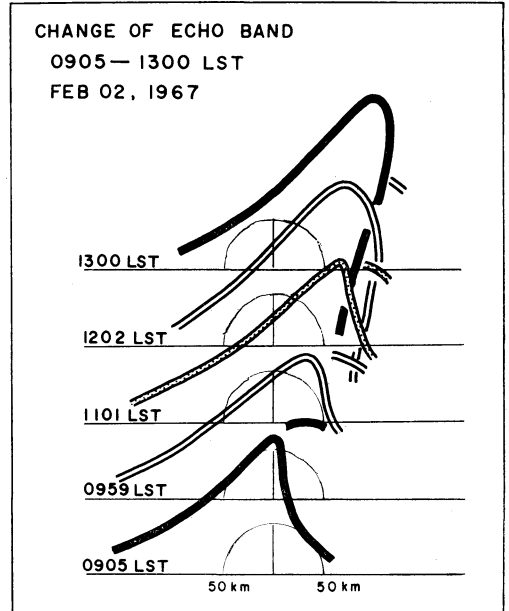
第1図 1968年2月の東支那海海域における熱収支解析から推算された全熱エネルギーの対流輸送量 $F_c = -\frac{1}{g} (C_p w' T' + L w' q')$ の垂直分布(二宮1971)。

面積内のしかも長期間の平均的分布であるが、必要なスケールの面積でしかも、ある特定の気象状態(ある値の安定度とか、収束に対する)下の垂直分布を得ること、それを直接的測定を比較することは基本的に必要な

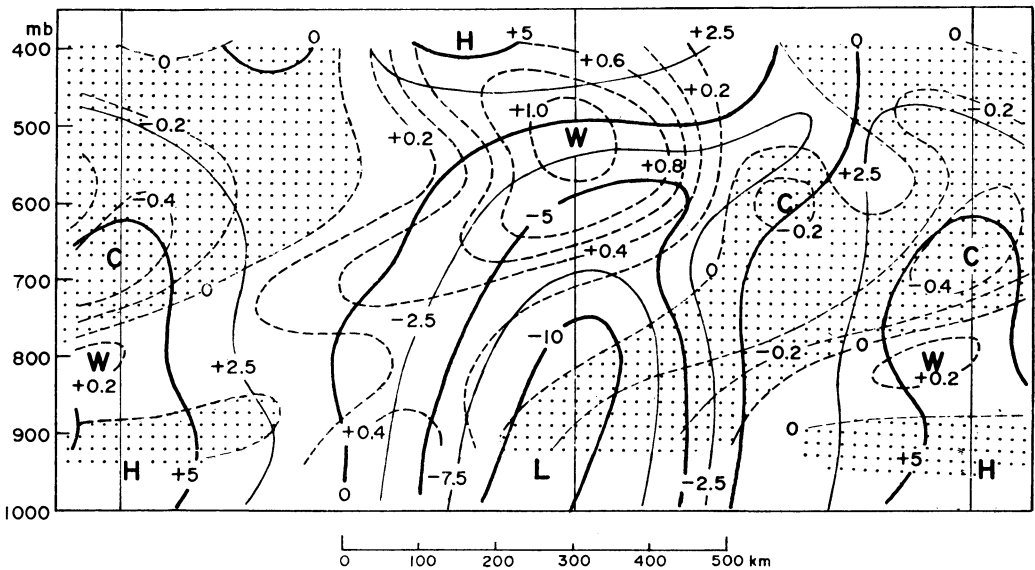
* K, Ninomiya 気象研究所予報研究部



第2図 1968年2月東支那海海域の面積平均上昇流と混合比の power spectrum. 4日週期の卓越がみられる, この周期は対流圏下部の温度場・高度場にも明瞭にみられる. (二宮1971)



第3図 線状エコー上の波動性擾乱の増幅のありさま. 12時間後には低気圧に発達する. (二宮・秋山1971)



第4図 梅雨前線帯上の中間規模擾乱の構造, いくつかの擾乱を重ね合せて得た構造である. 低気圧中心から前面に寒冷域があり, 上層に暖域がある (吉住1971)

ことである。

上述したことは一見して擾乱とは直接的には関係ないようにみえるがそうではない。大気に与えられた熱エネルギーは積雲対流により自由大気中に再配分され、各スケールの擾乱の発達の一つの原因となるが、それらの擾乱はまた、再配分をつかさどる積雲対流の活動をコントロールするものであるからである。

3. 中間規模および中規模擾乱

この海域に発達する各スケールの気象擾乱それ自身の構造や発達の機構は、CISK や対流調節などの Parameterization の問題を含めて、興味あるかつ重要な問題である。これらについての理論的ないし数値実験的立場からの問題の提起は別になされているので、ここでは、観測的ないしは解析的立場からの若干の問題点をひろいあげてみたい。

東支那海域における予備的な調査(二宮1971)では、第2図に示したような4日程度の周期の低気圧の発達が卓越しているようである。これは、中高緯度の寒波吹出の周期に比してはかなり短いようである。このほか、やや不規則ではあるが、1日～2日程度の周期の擾乱もみられるようである(丸山1971)。

前述した4日周期の擾乱も、とくに発達初期の状態においては、かならずしも、総観的規模と考えられないようである。

第3図は、この海域における1967年2月2日の線状エコー上の波動の増幅の様態を示したものである(二宮・秋山1971)。この線上エコーは、顕著な逆転層の存在下

に発達したものであることを付記しておこう。

この種のスケールの擾乱の構造をルーチンの高層観測網で把握することは困難である。ここでは梅雨前線帯の特別観測で得られた中間規模擾乱の構造(吉住1971)を第4図に引用しておこう。(梅雨期の擾乱と南西諸島域のそれとが同じ構造かどうかは不明であるが。)

中間規模擾乱の構造と機構については、理論的・数値実験的な研究の推進が重要であるが、その結果と仮定の妥当性は、現象の解析によって十分に確められる必要がある。

たとえば、CISK や対流調節のモデルによって、どのような非断熱的な熱源分布が得られているかについて、実際の現象とはまだ十分につきあわされていない。

中規模・中間規模の積雲のクラスター中における凝結熱の放出や熱エネルギーの対流輸送量の垂直分布を直接・間接的に評価することなどは一つの具体的な問題例である。これらの中間規模現象については今日すでに解析的・理論的な研究もある程度かみあう段階に入っており、AMTEX 計画を通じて、大きな進展が期待される。

一方、積雲対流はさらに小さな中規模擾乱と密接に関係することは、冬期の日本海域、梅雨前線帯の例によってたしかめられている。この種の擾乱の存在は、南西諸島海域のレーダー観測や、海上気象観測によって確められることが期待されるが、海域上という制約から、その構造を把握するにたる高層観測網を展開することは困難であると思われ、むしろ特殊レーダーや航空機による観測が重要であると思われる。

中間規模じょう乱の発生・発達についての理論的、 数値的研究の立場からみた気団変質

新 田 尚*

中間規模じょう乱の発生や発達については、まだはっきりとした理論的説明がついていないと思う。しかし、関係が深そうな不安定性としては、パロクリニック不安定性、対称不安定性、パロトロピック不安定性、Kelvin-Helmholtz 不安定性、第2種条件付不安定性(CISK)

が考えられる。CISK を除いては、いずれも力学的な不安定性である。これらの不安定性がそれぞれ単一にはなく、二つ又はそれ以上の不安定性が結合したものとして働いていることは、ほぼ間違いないことだ、と思う。

大陸性気団が、例えば東シナ海で変質する過程が、中間規模じょう乱の発生や発達にどのような形で寄与するのだろうか。筆者の考えは次の通りである。

* T. Nitta 気象庁予報部電計室

水蒸気の豊富な補給によって、リチャードソン数を小さくする可能性があり（対流性でない降雨域のひろがりを通じて）、それがひいては中間規模じょう乱の発生に好ましい外的条件を与える。即ち、上記の力学的不安定性の内のいくつかの組合せが結合して働き、大気を不安定化させるに十分な可能性をしめる。

更に、もし積雲対流の活動が気団変質の過程で活発であれば、そのための潜熱の放出による CISK に起因して不安定化が生じてくるし、運動量の対流輸送も重要になってくるかも知れない。

線型理論による各パラメーターの働きの評価や上記の諸不安定性のみつもりが、現在何人かの研究者によって取上げられている。この結果と実況を照合させることによって、中間規模じょう乱の発生と発達に関する物理的理解が深められるだろう。更に東シナ海における気団の

変質が、中間規模じょう乱の発生の十分条件なのか、必要条件なのか、といったことや、他の領域で観測される中間規模じょう乱の発生との季節別にみた発生状況の相違点といったことにも考察がゆきわたれば面白いことだと思う。

数値シミュレーションも、現象の解明にとって有効な手段となるだろう。ひとつには人工的にいろいろ変えた初期条件や物理的效果の比較をやるのが大切だし、他には実況のデータを用いることによって、実際に働いている物理的諸過程について、直接的あるいは間接的推察が可能となろう。そのためには、実況の詳しい観測が重要である。そして、東シナ海における変質と、南方の熱帯性気団の水平移流の影響との相互関係や相互重要性も、是非明らかにしていきたい事柄である。

放射の観測計画

田中正之* 嘉納宗靖**

1. 序論

GARP において放射研究者の果すべき役割については、1967年ストックホルムで開かれた GARP Study Conference や 1968年ベルゲンの Symposium on Radiation including Satellite Techniques 等で議論されてきたが、要約すると次の通りである。

(1) 大気大循環の数値モデルのための簡単で且つ正確な計算方式の確立。

(2) (1) のスキームの検証、即ちそこで必要となるパラメタ化やスキームの総合的なチェックおよび気候学的研究のための極力精密な放射場の評価。

(3) GARP experiments や気候学的使用する放射場の観測。

放射の研究は観測資料は必ずしも充分ではないが、理論的によりよく理解されているという意味では GARP の他の分野より進歩しているといえるかもしれない。しかし計算機の能力が限られているので、大気大循環の数

値シミュレーション等の研究で厳密な放射伝達理論を用いることはほとんど不可能であり、目的に適った適切な近似が要求されるわけである。又放射過程が理論的によく理解されているとはいえ、それは大気モデルがきちんと与えられている場合に放射場の評価が可能であるということであって、大気大循環の数値モデルから期待される程度の物理量から放射場を評価することは現時点では必ずしも容易ではない。例えば、大気大循環をはじめ力学の問題との関連において極めて重要な雲の放射特性を考えてみよう。力学モデルから当面期待されるのは、せいぜい雲の高さ、厚さ、雲水量などむしろ最少限の information であり、これとても力学モデルの改良およびそれによる数値シミュレーションと観測との慎重な比較検討を必要とするであろう。一方放射伝達理論の適用のためには、更に雲粒の粒度分布、濃度、気温、湿度等の雲層内での成層状態が必要である。この両者のギャップをうめるためには雲高、雲厚、粒度分布、粒子濃度等に関して現実の現象を充分包含するような広範なモデルに関して放射伝達理論を厳密に適用し、その結果を力学モデルから期待される物理量で表現するための基礎研究

* M. Tanaka, 東北大学理学部

** M. Kano 気象研究所高層物理研究部

が必要となる。その際観測による検証が必要なことはいうまでもない。この例に限らず、地球表面の放射特性、dust や haze の放射特性に関しても事情は同じである。GARP の一環としての放射場の観測は数値シミュレーションのより直接的な input としての観測資料を提供すると同時に、上に述べた大循環モデルそのものの開発のための基礎資料を得るという2つの側面を持つわけである。

2. 観測の目的

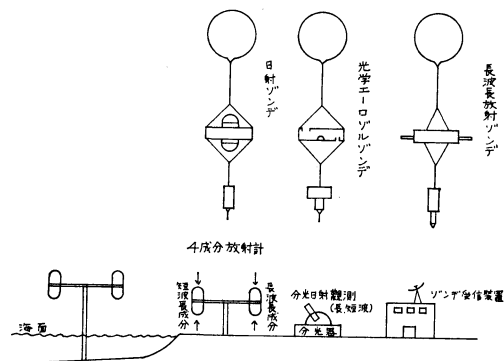
AMTEX での放射観測は、次の2つの目的をもつ。

(i) 気団変質に対する放射の寄与

冬季日本近海の海洋上を通過する大陸気団の変質は主として海面からのエネルギーの補給をうけて生じる。この海面からのエネルギーの補給の型として、(i) 水蒸気(潜熱)の乱流による垂直輸送、(ii) 顕熱の乱流による垂直輸送、(iii) 放射伝達による熱の垂直輸送が考えられる。この海面からの水蒸気や熱の補給によって、その上に横たわる気団は変質し、高温多湿でかつ不安定となり、雲量も増加する。またそのなかに含まれるエアロゾルの量も変化すると考えられる。従って、海面(地表面)および大気自身の日射吸収、赤外放射の射出の模様も変わってくる。これが他の力学的な過程と相互に影響しあって、海面と大気間で、非常に複雑なエネルギーの授受が生じる。このように気団変質は、海面(地表面)と大気間の複雑なエネルギー授受を通じておこなわれると思われるが、このエネルギー授受に直接関係する海面(地表面)および大気中の放射の flux (収支)の測定は重要となる。

(ii) 数値モデルへの寄与

前節で述べた放射過程のパラメータ化および放射伝達理論の検証のために、いわゆる Complete radiation experiment が必要となる。Complete radiation experiment というのは、放射場の評価に必要なすべての物理量と放射場自身との可能な限りの精密な同時観測のことである。AMTEX では幸に大規模な総合同時観測が計画されているので、放射の面から考えると、Complete radiation experiment に近いことがおこなわれることが期待される。放射部門としては、AMTEX でなされる気温、湿度の垂直分布、雲量、雲高、雲厚、雲粒の濃度および粒径分布等の測定や人工衛星による測定資料の利用の他に、(i) で述べた地表面および大気中の全波長域の放射 flux およびエネルギー的に重要なすべての波長範囲を包含した放射場の分光観測を少なくとも地表面



第1図 観測の模式図

で、出来ればさらに航空機、バルーン等でおこなう必要がある。

3. 観測の概要

上記の目的にそって、AMTEX の時点で、可能な測器の開発状況、参加出来る人員の制限を考慮して、固定点における観測を主とし、船による移動観測等は可能な限りおこなう。固定点としては、他の気象要素の測定とできるだけ、同一場所で同時測定ができるようにするために、高層気象観測点の1つ、およびそれに近接した浅海の観測塔、を考える。(第1図)測定項目は次のとおりである。

(i) 地表面(海面)での放射収支成分の測定

主として気象庁、気象研究所が担当する。測定は上記の固定点でおこなう。気象庁で既に開発された短波長、長波長放射の上向き、下向きの4成分を測定する放射計を更に改良する計画である。検定精度の十分でなかった長波長放射計については、気象研究所で、風の影響等をも含め、精度よく検定できる検定装置を開発した。AMTEX の時期までに測定精度がさらに向上するものと思われる。また雨等水滴の影響を除去もしくは補正に関する研究をその時期までに完成する計画である。

(ii) 短波長、長波長放射の精密分光測定

主として東北大学が担当する。測器はすでにあるが、AMTEX のためには携帯用のものを用意する必要がある。この観測によって放射収支成分の分光特性、雲および地表面の分光放射特性、エアロゾルの粒径分布、オゾン量、水蒸気量等が評価される。また精度には問題があるが、気温水蒸気およびオゾンの垂直分布も評価できる。

(iii) 放射ゾンデによる大気中の長波長放射の flux の測定

気象庁、気象研究所で担当する。気象庁で、すでに開発されたものを、気象研究所で改良を行ないつつある。常圧において、センサーを検定出来る検定装置は開発中である。AMTEX では十分信頼できる観測資料が得られることが期待される。

(iv) 日射ゾンデによる短波長放射の flux 測定

気象研究所が担当する。これは現在、気象研究所で開発中である。この測定で、日射による大気加熱の垂直分布、地表面大気の反射率等が測定され、またエアロゾルの吸収特性等が評価できる。

(v) ネフェロメータゾンデによる大気の光学的特性の測定

気象研究所が担当する。現在気象研究所で開発中である。この測定で、大気の Phase function, 減衰係数, エアロゾルの粒径分布の垂直分布等が評価できる。

なお、余力があれば、次の項目の観測もおこなう。

(vi) オゾン・ゾンデおよび Dobson's Ozone-spectrometer によるオゾン量およびその垂直分布の観測

(vii) ブイによる日照時間の観測

これらの観測資料の有効な利用のためには多くの理論的研究が併行しておこなわれることが必要であるが、これに関して我が国の放射研究者は十分な能力を備えているが、かなり大きな計算が必要となるので、そのための経済的な Support が必要である。

〔書籍紹介〕

島 貫 陸 著 数理情報科学

——データの理解からコンピュータへ——

(A 5 版, 200ページ, 900円, 1971年1月, オーム社)

本書は気象学の教科書ではないが、著者が気象学会の一員であることは決して偶然ではない。情報科学という分野は、コンピューターの発達普及ともなって発展してきたが、科学技術におけるコンピューターの利用という点で、気象学は最初からその先進行き、豊富な経験をつんできた。

本書にのべられていることは、著者もまえがきで述べているように、大部分がコンピューター以前のことがらであり、またコンピューターに直接関係ない人にも役立つことがらである。それがいま強調されてきたのはなぜだろうか。

計算、分類といった情報処理が目まぐるしく数字をみながら手作業でなされていた時代には、そのめんどろな作業をやりつつ、データの扱い方ある程度経験的に理解してきた。ところがコンピューターの普及は、

情報処理を従来とは比較にならないほど迅速にしたし、手作業時代の経験をしばしば無用のものにした。しかし、手作業による情報処理から解放されたかわりに、コンピューターやその附属施設の操作とか、プログラムかきにおわれるようになってしまい、オペレーターの養成とかプログラム言語の教育はさかんになったけれども、コンピューターを利用する立場からのデータについての基礎教育がたちおくれた。

そういう日本の現状に挑戦してかかれたのが本書である。本書にはのべられていないが、気象学が地球物理学の一分野というせまいわくからぬけ出し、気象界のもつ豊富な経験を生かして、情報科学分野にもっと貢献していく必要がある。というのが著者の日ごろの主張である。このような出版物が気象界から続々出ることを期待したい。(丸山健人：気象研究所)