

## 第2回「梅雨研究会」報告\*

## 1. はじめに

加藤内蔵進\*\*

梅雨前線帯では meso- $\alpha$  スケール (数 100 km~1000 km) に組織化された, 積乱雲群 (クラウドクラスター) や小低気圧がしばしば現われ, 多量の降水をもたらす。これまでに, クラウドクラスターや小低気圧に関する研究はいろいろとなされてきたが, それぞれの形成維持過程や両者の関係について必ずしも十分理解されているわけではない。梅雨前線付近の大規模場の特徴 (水蒸気輸送場, 傾圧性など) は大陸付近と日本列島付近では大きく異なり, 時間的にも変動が大きい。従って, meso- $\alpha$  システムの形成維持過程と一口に言っても幾つかの異なるタイプのプロセスがある筈である。また, クラウドクラスターでの熱源が小低気圧の循環場形成に対して重要な役割を果たすケースもあろうし, 逆に, ある程度確立された小低気圧の循環場の内部構造として, 特定の場所にクラウドクラスターが形成されることもある。このように, 両者の関係自体, 状況により幾つかのタイプがあるのかも知れない。

そこで, このような大規模場の違いも念頭に置きながら, 『梅雨前線上の meso- $\alpha$  スケールの降水系と小低気圧』に関連したテーマで両者の形成維持過程の統一的な理解への糸口をさぐる目的で, 本研究会を開催した (1988年春季気象学会最終日の翌日, 5月21日 (土), 東京大学理学部にて)。

今年は文部省科学研究補助金の重点領域研究 (1) (自然災害) 「集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究」 (代表者: 東京大学海洋研究所教授, 浅井富雄) の一環として, 各機関の協力のもとに, 九州各地にゾンデ, レーダーの観測網を展開, meso- $\alpha$  システム理解のための特別観測が実施される。本研究会は, このような観測の前に問題点を整理する機会をも与えることになる。以下, 4人の話題提供者の方々に, 発表内容の概要の執筆をお願いした。

なお, 途中の質問も多かったせいか, 3人目まででかなりの時間を使ってしまい, 第4番目のスピーカーに対して大変御迷惑をおかけ致しました。今後は, より焦点

の絞られた議論になるよう注意していきたいと思えます。

2. meso- $\beta$  スケールの雲群と大規模層状雲域でみた梅雨前線 (事例解析)

東 善広・加藤内蔵進\*\*\*

梅雨前線帯の降水量は熱帯収束帯に匹敵するが (特に大陸~九州), これには, meso- $\beta$  スケールの積乱雲群の頻出が重要な役割を果たす (meso- $\alpha$  雲群の内部構造としての出現も多い)。従って, マクロな梅雨前線の変動を, meso- $\beta$  雲群の活動を通して把えることは重要である。一方, 梅雨前線帯では meso- $\alpha$ , 総観規模の擾乱の層状雲域での総降水量も決して少なくなく, meso- $\beta$  で代表される「対流域」, 及び「層状雲域」双方の変動を同時に眺めることが必要となる。本稿では, 前線帯上に meso- $\beta$  雲群の頻出した期間のうち, 前線帯付近の「層状雲域」の特徴は全く異なる2つの例をとり上げて比較する。すなわち, 「層状雲域」(数日以上持続) も広がった期間 (A): 1985年6月23~29日, 「層状雲域」の不明瞭な期間 (B): 1986年7月10~13日である。

第1図に, 名古屋大学水圏科学研究所で受信した NOAA の AVHRR データ (Ch. 4, ~12時間毎) を用いて等価黒体輝度温度 ( $T_{BB}$ )  $\leq -40^{\circ}\text{C}$  の平均雲量 ( $S_{-40}$ ) と, 数 10 km の水平スケールをもつ  $T_{BB} \leq -60^{\circ}\text{C}$  の低温領域 (CR と呼ぶ) の位置の分布を各期間について示す。期間 (B) と異なり, 期間 (A) では, 約  $133^{\circ}\text{E}$  に西に CRs が集中し, その北東ないし東北側には CRs を含まない  $S_{-40}$  の大きな領域が広がる。

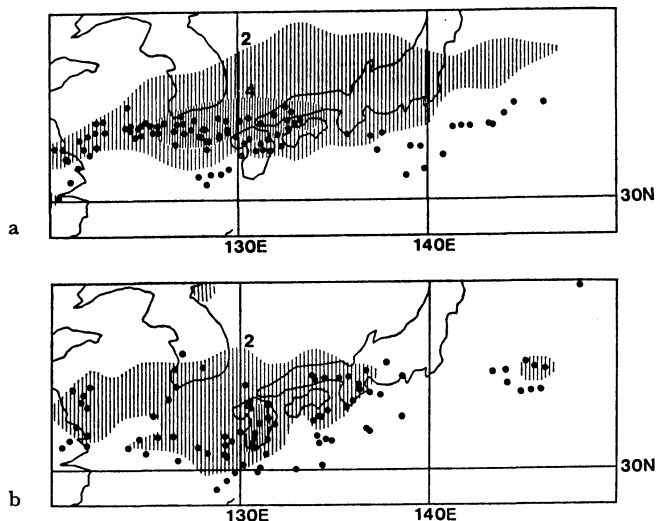
CRs の多出現域では両期間とも降水量が大きく ( $30\sim 50\text{ mm day}^{-1}$ , 第2図), しかも1時間降水量の標準偏差 ( $\sigma_R$ ) も大きく (図は略), 対流性降水が示唆される。しかし, 期間 (A) では, CRs の無い本州の多雲量帯での降水量も  $10\sim 30\text{ mm day}^{-1}$  と小さくない ( $\sigma_R$  も小さく, 層状性降水が示唆される)。

いずれの期間も平均的には, 梅雨前線へ向かう下層の南風や前線付近 (日本側) の下層西風の強まる日本の梅雨最盛期であるが, 前線の北側の地上高気圧は期間 (A)

\* Reports on the second meeting on the Baiu.

\*\* Kuranoshin Kato, 名古屋大学水圏科学研究所。

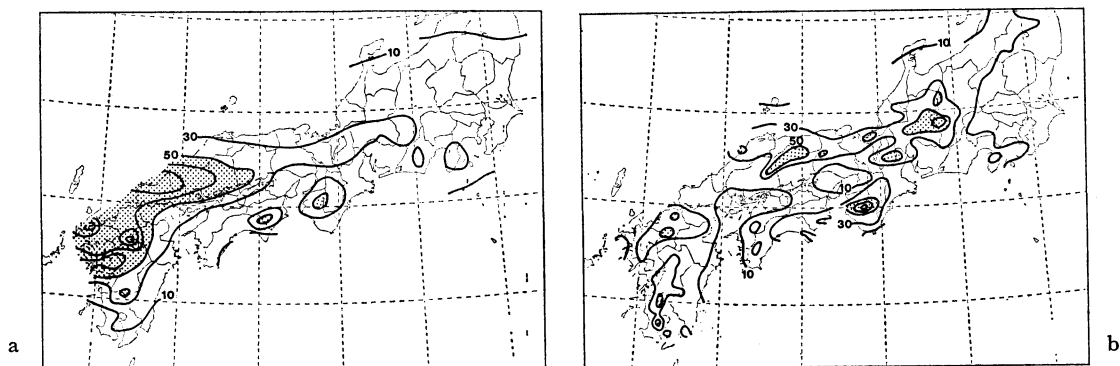
\*\*\* Yoshihiro Azuma and Kuranoshin Kato, 名古屋大学水圏科学研究所。



第1図  $T_{BB} \leq -40^{\circ}\text{C}$  の雲頂をもつ雲の平均雲量 (濃い陰は10分位で雲量4以上, 薄い陰は2以上の領域), と CRs の位置の分布 (黒丸).

(a) 1985年6月23~29日 (期間(A)).

(b) 1986年7月10~13日 (期間(B)).



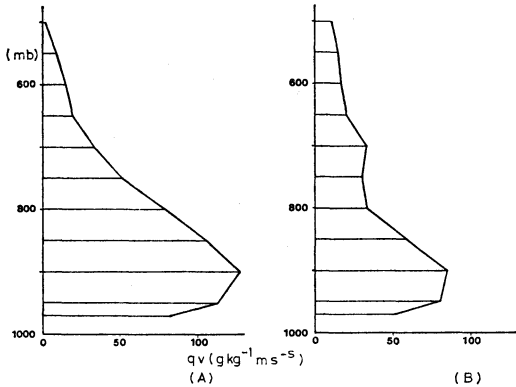
第2図 全アメダス観測地点を用いた期間平均降水量の分布 ( $\text{mm day}^{-1}$ ).

(a) 期間(A), (b) 期間(B). 等値線は  $10 \text{ mm day}^{-1}$  以上について  $20 \text{ mm day}^{-1}$  毎に示した.

でより南へ張り出す ((B) では日本海域は低圧部). 地上付近で寒気移流が観測され, 雲帯付近の緯度でも (~ $35^{\circ}\text{N}$  の「層状雲域」) 湿潤対流に対して安定な成層であった (図は略). 一方 (B) での安定層の存在範囲は雲帯より北方である.

図は略すが, 期間 (A) の「層状雲域」は, 地上を除き下層で (主に  $850\sim 700 \text{ mb}$ ) 安定成層中を暖気が北へ移流し, 準地衡風の的に下層の上昇流の存在が示唆され

る. すなわち, 上層のみでなく下層も含めた厚い雲層と考えられる (湿潤層も厚い). また, 第3図に示されるように, 前線帯への下層の水蒸気フラックスは期間(A)で大きく, 特に  $900 \text{ mb}$  より上方の自由大気中からの流入による寄与も大きい (名瀬の特異点も用いたデータの平均). 南からの大きな水蒸気流入の持続する梅雨期には, meso- $\alpha$  雲群や移動性の総観規模低気圧のみならず, 停滞性の大規模な「層状雲域」も出現し, 「対流域」



第3図 各期間で平均した名瀬(～28°N/130°E)における北向き水蒸気フラックスの鉛直分布。左が期間(A)で右が期間(B)。特異点レベルのデータも使用。

とともに多量の降水をもたらされる場合もあることに注意する必要がある。

3. 1987年7月に見られた  
メソα降水系を取り巻く状況

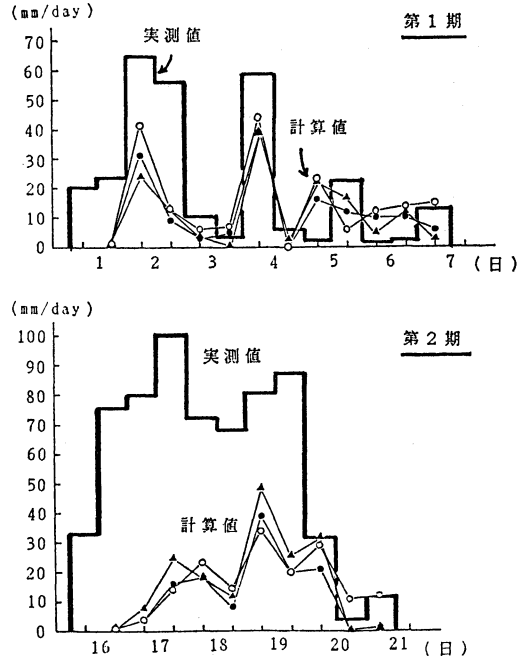
多田 英夫\*

メソα降水系の構造解析を目的とした梅雨末期集中観測が1987年7月6～13日に九州を中心として行われたが、期間中目立った降水系の通過は観測されなかった。そこでここでは同年7月全般を対象として、梅雨前線に関連した降水系についてその状況を調べてみた。1987年7月の降水は1日～7日、14日～20日と、大きく分けて2つの時期に発生している。前者を第1期、後者を第2期と名付ける。

第1期の特徴は、複数のトラフの東進に伴ってほぼ1日おきに水平スケール数百kmの降水系が日本を通過したことであり、いずれもメソα的な性格を有していた。降水強度は比較的弱く、広範囲で平均的に降水が観測された。

それに対し第2期は、特に後半の18日から20日にかけて九州に日降水量200mmを越す豪雨が見られた。梅雨前線の位置は九州に関する限り第1期、第2期とも大差はなく、両者の降水状況の違いは前線帯を取り巻く総観規模の環境が支配している。

第1期は日本の南海上で太平洋高気圧が強く、華南方



第4図 水蒸気フラックスの収束からの推算雨量強度と AMeDAS 実測値との対比。

面までその勢力範囲に入っていた。このため東シナ海から日本列島にかけては最下層を除きほぼ全層全域で西風が卓越する状態となっていた。このため梅雨前線帯での水蒸気フラックスの収束はトラフの通過時のみ断続的に引き起こされ、このときに対応する降水があった。

第2期は華南方面で高気圧の勢力が衰えたため、結果として高気圧縁辺をまわる風が下層を中心に東シナ海域で梅雨前線に南から合流する形となった。このため水蒸気フラックスの収束状態が持続するようになり、更にこの南からの暖湿気流入により西日本の成層は不安定化した。この状況下で豪雨が発生している。

豪雨をもたらす降水系には、積乱雲群の形態をとって東シナ海を渡ってくるものもある。第1期では東シナ海上の積乱雲群は日本に達する前にほとんど消滅していたのに対し、第2期には日本に到達するものも見られた。積乱雲群の維持環境という点で、ここでも総観場の違いが関係しているようである。

さてここで、ある地点での水蒸気フラックスの収束量と、水蒸気の局所時間変化量からその地点の降水量を見積ることを考える。第4図はこの原理により気象庁客観解析を用いて九州付近で推算した降水量と、アメダス時

\* Hideo Tada, 東京大学海洋研究所。

別値から計算した九州の実際の面積平均降水量との比較図である。第1期に関しては量的にかなり評価できていると思えるが、第2期に関しては実際の降水量に対して完全な過小評価となった。このような評価の違いが出た原因として、第1期は数百 km サイズの降水系内での平均的降水であったために、客観解析の格子間隔（ポーラステレオ、 $60^{\circ}\text{N}$  で 256 km）でも降水系を把握できたのではないかということ、それに対し第2期は局地的に集中した豪雨形態をとったために、客観解析よりも更に小さなスケールでの降水強化、集中化の機構が働き、結果として評価限界を越えたのではないかと考えられる。このことから両者の性格の違いが見える。特に第2期に関しては、成層の不安定化と水蒸気フラックスの収束状態の持続が、降水の局地集中化などの豪雨要素を生み出したものと考えられる。

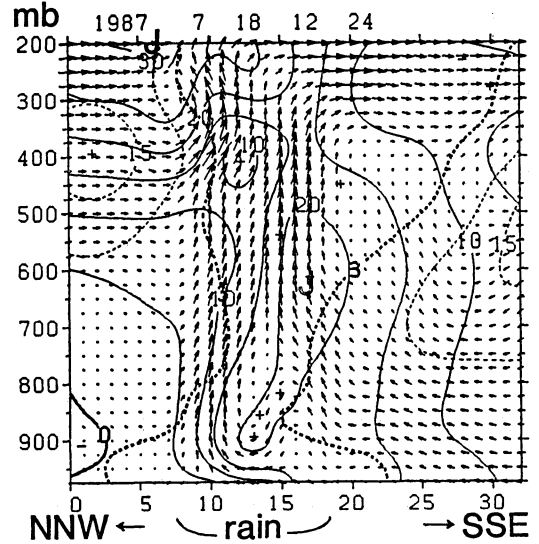
この様に集中豪雨の発生においては、メソ降水系固有の内部強化、集中化の機構が、それを取り巻く総観場からの水蒸気供給環境によって発現しているようである。

#### 4. 梅雨前線帯上の中間規模擾乱と降水系の数値実験

平沢 正信\*

強雨域を伴った梅雨前線上の小低気圧（中間規模擾乱）が、1987年7月18～20日に日本列島を通過した。今回は、気象庁の微格子モデルの予報変数として雲水・雨水を導入し、Yamasaki (1986) の積雲対流のパラメタリゼーション方式を採用した数値モデルを用いてこの事例について数値実験を行い、降水系の形状・移動・消長、中間規模擾乱の構造と変化、降水を伴う梅雨前線の構造について調べ、これまでの研究結果と比較した。1987年7月18日 12Z を初期値とする36時間予測を行った。

積雲対流の影響を受けて自律的に形成された中間規模擾乱が良くシミュレートされた。この擾乱はメソ $\alpha$ スケールの背の低い擾乱で、温度偏差の軸は東に傾いていた〔平沢 (1988) 第3図〕。活発な積雲対流が発生した結果、中間規模擾乱特有の構造が急激に形成された。従来の数値モデルでは擾乱付近の下層の温度場の予想は悪かったが、今回雨粒の蒸発の効果を考慮することにより改善された。発生期はいわゆる cold core 型だったが、発達するにつれ warm core 型に変わり、さらに傾圧性擾乱に移行しつつあった。擾乱の前面〔低気圧中心の南東側にある下層ジェット (LLJ) 極大域前面でもある〕には長寿命のメソ $\alpha$ スケールの降水系が存在した〔平沢 (1988)



第5図 带状降水域中央部の梅雨前線の鉛直断面図。1987年7月18日12Zを初期値とする24時間予測。700 mbのLLJに直交する断面で、ほぼNNW-SSE方向。水平1格子は約36 km。実線は法線方向の風成分 (m/s)。上層ジェットとLLJの位置をJで示す。破線は $(T-T_0)$  ( $^{\circ}\text{C}$ )。矢印はこの面内の風ベクトルで、1格子の長さが水平方向10 m/s 鉛直方向25 mb/hr。

第4図〕。低気圧中心、LLJ極大域、降水域の相対位置関係は定常的であった。中間規模擾乱が発達する（下層の小低気圧の示度が深まる）と、低気圧中心の南東側では気圧傾度が強まりLLJが局所的に強まり、LLJ極大域前面での収束を強め、そこで継続的な積雲対流が発生し降水をもたらし、その熱的効果により warm core ができ中間規模擾乱が発達・維持されるというメカニズムが推測される。これは Ninomiya and Akiyama (1971) の推測と類似している。異なる点は、彼らはLLJの局所的強化を積雲対流による運動量の鉛直輸送の効果と見なしているが、今回の数値実験からは積雲対流の熱的効果と考えられる点である。

モデルでの降水系の振舞いの特徴として、既存の主降水系の trailing portion で新しいメソ $\beta$ スケールの降水系が発生する傾向が見られた〔平沢 (1988) 第4図〕。これは、集中豪雨に関連する見かけ上動きの遅い持続する降水系の形成を意味する。新しい降水系の発生に及ぼす既存の降水系の影響が、今回のモデルで良く表現された。

\* Masanobu Hirasawa, 気象研究所。

带状降水域中央部の梅雨前線の構造について調べた(第5図)。これまでの観測結果と大筋一致したが、観測結果に基づいた推測と異なっていた。降水域の北側に集中した上層ジェット、南端に LLJ が見られる。これらのジェットは梅雨前線帯上で帯状の活発な積雲対流が始まってから形成された。積雲対流による運動量の鉛直輸送の効果がモデルで考慮されていないにもかかわらず、強い LLJ が得られ LLJ 付近の風の鉛直シアも小さい。LLJ は大筋は地衡風で説明できるので、その主たる成因は降水域の下層の鍋底型の低圧部の成因(積雲対流の熱的効果)に求められるべきである。湿潤域は南南東側に傾いている。Matsumoto (1972) 他は、超地衡風の LLJ の上と下に力学的な成因による鉛直循環が生ずるとこの特徴的な相対湿度分布が説明されると述べている。第5図には彼が述べたような鉛直循環は見られない。鉛直循環がなくても LLJ の周りの特徴的な相対湿度分布が得られたことは、この相対湿度分布の形成において、彼が推測したような鉛直循環は重要でないことを示している。むしろ、降水域付近の一般風の鉛直シアが注目される。すなわち、南西側から流入した下層の空気が降水域で収束し、上昇した湿潤な空気が上層西風の強い抵抗を受けて南東側に流出しやすい。

5. 梅雨前線帯の中間規模降水系の予報実験

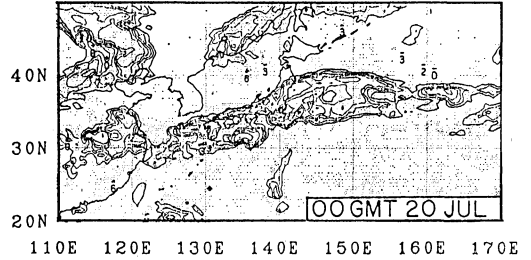
二宮 洸三\*・栗原和夫\*\*・瀬上哲秀\*

1988年3月から狭領域数値予報モデルとしてASM(アジアスペクトルモデル; 栗原 *et al.*, 1988 春予稿 #154) および JSM (日本スペクトルモデル; 瀬上 *et al.*, #162) が用いられている。1987年7月の大雨数例について ASM, JSM を用いて予報実験を行った。

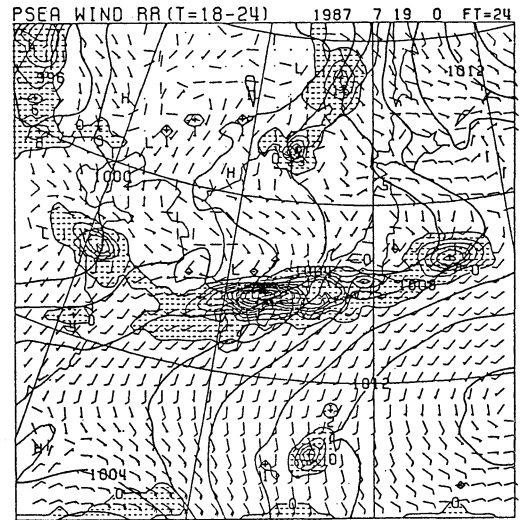
まず問題を整理する。今まで解析的研究(文献省略)によって下記が知られている;

- (1) 梅雨前線について
  - ・太平洋高気圧北西縁辺の南西流の前線帯への合流、収束と frontogenesis
  - ・下層南西流による対流不安定生成(differential advection)と解消(対流性降水)
  - ・下層ジェットの強風ゾーン
  - ・中層の warm, moist ゾーン
  - ・前線構造の東西(太平洋 vs 大陸)差

\* Kozo Ninomiya, 新潟地方気象台。  
 \*\* Kazuo Kurihara and Tetsuhide Segami, 気象庁数値予報課。



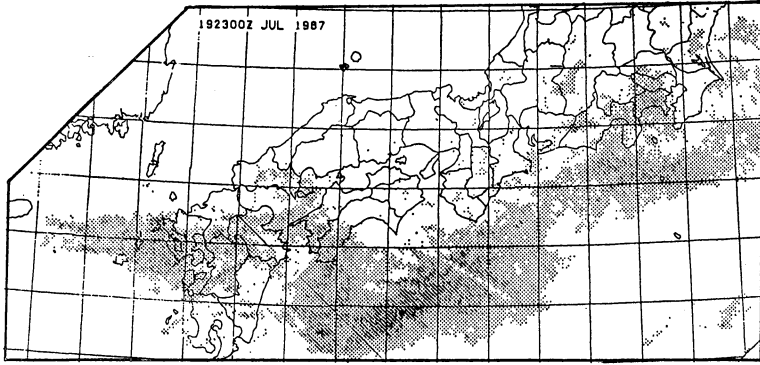
第6図 1987年7月20日00 GMT の  $T_{BB}$  分布。等値線は  $-5^{\circ}\text{C}$ ,  $-15^{\circ}\text{C}$ ,  $-25^{\circ}\text{C}$ , ……



第7図 JSM による24時間予報(初期値1987年7月19日00 GMT)。6時間雨量(18~24時間予報)の等値線は10 mm 間隔。

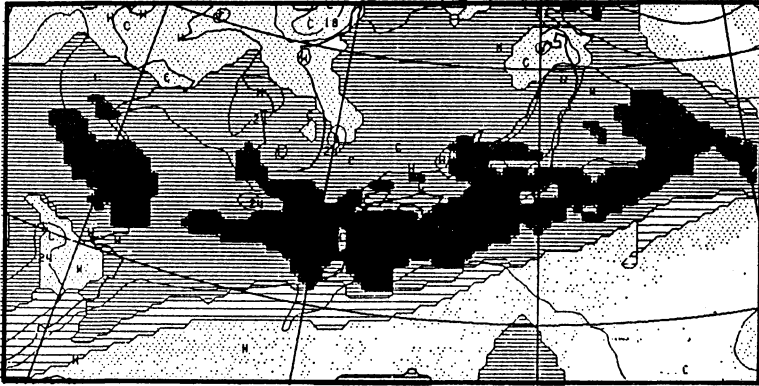
- (2) 中間規模(meso- $\alpha$ -scale)低気圧について
  - ・波長 $\sim 1,000$  km の meso- $\alpha$  低気圧の発達
  - ・その発達過程と構造の変化
  - ・could cluster から低気圧への発達
- (3) 降水システムに関して
  - ・meso- $\alpha$  システム (cloud cluster)
  - ・その微細構造としての meso- $\beta$ ,  $\gamma$  システム
  - ・meso- $\alpha$  低気圧の発達にともなう微細構造の変化(後面の rain band の発生など)

これまで(JSM 以前)の予報実験(文献省略)によって、(1)のシミュレーションは成功している。(2)についてはスピン・アップが遅いことを除けば、本質的にはシミュレーションは解決していると考える。今後の問



第8図 1987年7月19日 23 GMT におけるレーダー合成図 (雨量強度を0~2, 2~4, 4~8, 8~16, 16~32, 32~64, 64~の階調で示してあるが縮小したので見えなくなっている。濃いほど強雨を示している。

### WEATHER MAP JSM 1987 7 19 12Z T=12



第9図 JSM による12時間予報の天気分布 (黒: 雨域, 濃いハッチ: 10分位で雲量10~9, 淡いハッチ: 上層雲量10~9, の領域)。

題は(3)となろう。

1987年7月の予報実験のうち、この要約では1例のみを示す。第6図は20日00時の GMS IR 画像, 第7図は JSM 24時間予報である。Polar front 系の降水系 (~45N/135E, 50N/110E), 関東東沖の meso- $\alpha$  低気圧, 中国大陸の (~35N/115E) 低気圧と梅雨前線はほぼ正確にシミュレートされている。図は省略したが 850 mb の高  $\theta_e$  ゾーンおよび強風ゾーンも形成されている。なお ASM によってもこれらはほぼ同様にシミュレートされている。このように前記した問題 (1), (2) は、ほぼ解決されたと結論される。

問題点 (3) を考える。このケースでも meso- $\alpha$  低気

圧の発達と東進にもなって meso- $\beta$  系が著しく変化している。Rain bands の発達をへて、20日00 GMT ごろ (第8図) には前線帯に波動が発生している。第9図は JSM による天気分布図であり、外観的には meso- $\beta$  的構造がみられる。これがどの程度の物理的実体を持つかは、今後慎重な解析を要するが、メソモデルが meso- $\alpha$  から meso- $\beta$  に一步踏込んだと考える。

今後(3)に焦点を合せた解析と実験が最大課題である。

### 文 献

平沢正信, 1988: 梅雨前線帯上の中間規模擾乱と降水系の数値実験, 1988年気象学会春季大会予稿

集, p. 63.

栗原和夫・瀬上哲秀・中村 一・高野 功・万納寺  
信崇・里田弘志・上野 充, 1988: 新アジア・ル  
ーテン・モデル (ASM) の開発, 1988年気象学会  
春季大会講演予稿集 (講演番号154).

Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet  
and solenoidal circulation associated with heavy  
rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 50, 194-203.

Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971: The develop-

ment of the medium-scale disturbance in the  
Baiu front. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 663-677.

瀬上哲秀・栗原和夫・中村 一・高野 功・上野  
充・万納寺信崇・里田弘志, 1988: 気象庁, 新日  
本域モデル (19L-JSM) の概要, 1988年気象学会  
春季大会講演予稿集 (講演番号162).

Yamasaki, M., 1986: A three-dimensional tropical  
cyclone model with parameterized cumulus con-  
vection. Papers Meteor. Geophys., 37, 205-234.



国立極地研究所編  
南極の大気 3 気象  
古今書店, 1988年  
B 4 版 334頁 7,500円

1957~1958年の国際地球観測年を契機に昭和基地が開  
設され, 日本南極地域観測隊による南極観測は今日まで  
三十余年を経過している。この間, 1962~1965年の4年  
間の越冬中断期間はあるものの, 各研究分野での調査研  
究が続けられてきた。南極観測は大きく定常観測と研究  
観測に分けられる。定常観測部門は, 気象, 地球物理  
(地震, 潮汐, 夜光) 及び電離層の観測部門から構成さ  
れている。研究観測部門は, 気象学を中心とした気水圏  
部門, 超高層大気物理学を中心とした宇宙部門, 雪氷学  
を中心とした雪氷部門等に分類されている。気象に関連  
する研究観測は, これらの部門のいずれかに所属した観  
測者により実施されている。本書は, 昭和基地あるいは  
みずほ基地において実際に越冬観測を実施された方々  
による研究観測の結果を中心に, 内外の研究成果について  
書かれたものであり, 名の著者による共著である。

本書は次の9章から構成されている。

第1章「序論」, 第2章「放射」, 第3章「境界層」,  
第4章「大気循環」, 第5章「中層大気」, 第6章「雲と  
雪」, 第7章「対流圏エロゾル」, 第8章「二酸化炭素  
と微量成分」, 第9章「気候と気候変動」。

第1章では, 南極気象観測の系譜, 日本の南極気象研  
究の概要が書かれている。第2章では, 雪氷面と大気  
の放射特性及び放射収支について, みずほ基地での観測結  
果を中心に述べられている。第3章では, カタバ風, 地  
吹雪及び境界層内での熱収支について, 理論及び観測に

ついて述べられている。第4章では, 低気圧の振舞, 大  
気の循環について定常観測データを基に述べられてい  
る。第5章では, 中層大気の温度構造, オゾン, エー  
ロゾル及び大気運動について, 主として南極中層大気  
の総合観測の期間に得られた成果について述べられて  
いる。第6章では, 雲と雪に関して昭和基地, みずほ  
基地及び南極点基地での観測結果が述べられている。  
第7章では, 昭和基地での観測を中心としたエーロゾ  
ル濃度, 粒径分布, 物質組成及び南極エーロゾルの起  
源について述べられている。第8章では, 温室効果気  
体として気候変化に関与する二酸化炭素, フロンガ  
ス, メタン及び一酸化二窒素の濃度とその変化等につ  
いて述べられている。第9章では, 定常観測データを  
基にして南極の気候と気候変動について述べられて  
いる。以上本書の内容は極めて専門的であり, 種々の  
問題点に詳細な議論が行われている。羅列的な内容  
紹介になってしまったが, お許し願いたい。

近年, 極域研究の進歩は著しく, 新しい研究結果が  
続々と発表されている。極域研究の分野に日本南極  
観測隊の定常観測及び研究観測の果たした大きな  
貢献を本書により再認識させられた。豊富な図表が  
盛り込まれた本書は, 国内外の南極圏の気象に関  
する研究成果を知る上で, また今後の同分野の研  
究の基礎資料として座右に置きたい本である。

尚, 本書は研究観測による結果を中心に書かれて  
いるが, 研究資料の解析に不可欠な気象定常観測  
による資料の一部は, 「南極の科学」シリーズの  
第9巻「資料編」に納められている。

(気象研究所 深堀正志)