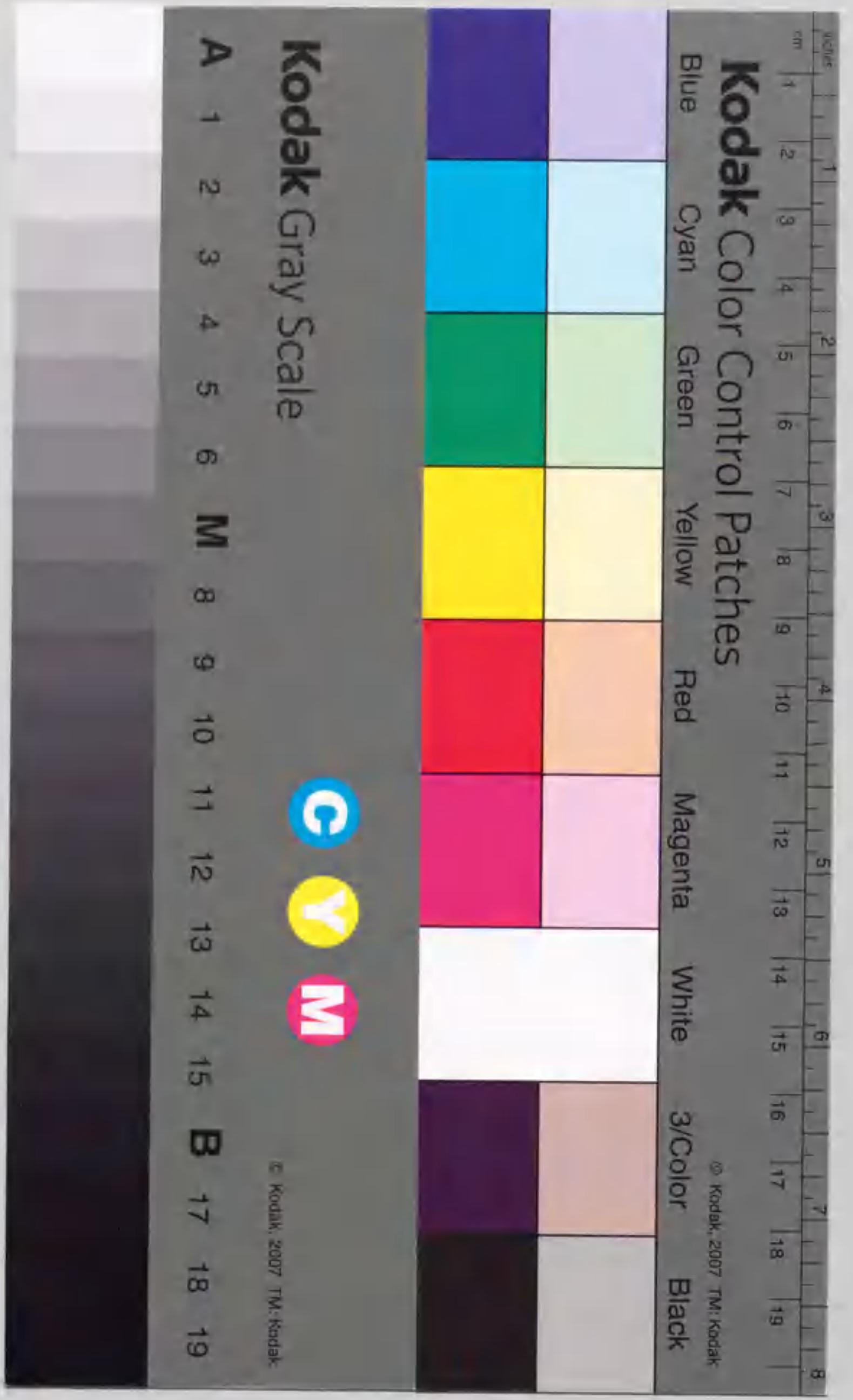


梅雨期のメソスケール雲群の構造と維持に関する研究

岩崎博之





報告番号 乙第 4566 号



主論文

梅雨期のメソスケール雲群の構造と維持に関する研究

岩崎 博之



## 目次

第1章 序論	(1)
第2章 データ	
2.1 雲クラスターの出現特性の解析に用いたデータ	(6)
2.2 雲クラスターの事例解析に用いたデータ	(6)
第3章 梅雨期の雲クラスターの出現特性	
3.1 雲クラスターの選択基準	(7)
3.2 梅雨期における出現特性	(7)
3.3 雲クラスター出現時の特徴	(10)
a) 雲クラスターの出現時刻	
b) $C_N$ 領域と $C_S$ 領域の特徴	
c) $O_S$ 領域の特徴	
3.4 長寿命雲クラスターの特徴	(19)
3.5 本章のまとめ	(22)
第4章 1985年6月11日から12日にかけて観測された雲クラスターの事例解析	
4.1 雲クラスターの概要	(24)
4.2 $T_{BB}$ 分布の多重構造	(24)
4.3 雲クラスターの移動速度	(28)
4.4 移動速度が遅い期間の雲クラスターの維持過程と積乱雲群の振舞	(31)
4.5 本章のまとめ	(36)
第5章 1986年7月13日から15日にかけて観測された雲クラスターの事例解析	
5.1 雲クラスター周辺の総観場の特徴	(39)
5.2 雲クラスターIIの構造の時間変化	(42)
5.3 移動速度の低下した雲クラスターII内部での積乱雲群の構造と振舞	(42)
5.4 積乱雲群周辺の地上風	(50)
5.5 長続きした北の雲群の鉛直構造の特徴	(50)
5.6 本章のまとめ	(53)
第6章 考察	
6.1 雲クラスターの多重構造に関する考察	(55)
6.2 数時間スケールでの降水の集中化に関する考察	(56)
6.3 長続きする層状雲域の維持過程に関する考察	(57)
第7章 まとめ	
7.1 雲クラスターの出現特性	(61)
7.2 雲クラスターの構造と維持	(61)

謝辞

引用文献



## 第1章：序論

降水は大気中から水を除去すると共に、降水の形成過程で放出された潜熱が大気の循環場を駆動することによって大気中の水循環に対して重要な役割を担う。多量の降水をもたらす擾乱の出現特性、構造や維持に関する基本的な特徴を明らかにすることは、大気の水循環の理解に不可欠と言える。

梅雨前線帯は中緯度に位置するにも拘らず、その降水量は熱帯のITCZに匹敵する。梅雨前線帯や熱帯で多量の降水がもたらされる時には、気象衛星で雲頂 $T_{BB}$ (等価黒体温度)の低いメソスケール(2~2000km)雲群が観測されることが知られている。その中でメソ- $\beta$ スケール(20~200km)からメソ- $\alpha$ スケール(200~2000km)のメソスケール雲群は雲クラスター(cloud cluster)と呼ばれ、積乱雲の集団とその周辺に広がる層状雲域から構成され、梅雨前線帯や熱帯の降水系を特徴付ける擾乱と言える。これまでの雲クラスターの研究は、熱帯と北米大陸を対象に行われ、その特徴が明らかにされてきた。梅雨前線帯の雲クラスターの構造や維持の特徴が気候区の異なる熱帯や北米大陸に出現するものと同じであるとは考えられず、梅雨前線帯の雲クラスターの特徴を明らかにすること、そして熱帯と北米大陸の雲クラスターと比較することは興味ある問題である。

雲クラスターの研究は、西大西洋熱帯域で1974年6月から8月にGATE (GARP Atlantic Tropical Experiment)が行われて以来、主に熱帯のものを中心に行われてきた。GATEの目的は大気大循環の駆動力(熱源)としての対流雲の役割の解明の他に、集団化した対流雲の実態の解明にあった。熱帯大気中では中緯度のような不安定波動が発達し難く、更にGATE領域では熱帯低気圧の発生頻度が低いため(Gray, 1968)、対流雲に固有な性質を研究し易い利点があった。GATEの最大の成果は、熱帯の雲クラスター内部の積乱雲は不規則に分布しているのではなく、メソスケールの積乱雲群を形成していることの認識がなされたことである(Houze and Betts, 1981)。

GATE期間での西アフリカから西大西洋域の雲クラスターの出現特性は、気象衛星の赤外画像を利用して調べられた。Martin and Schreiner (1981)は、赤外画像上で大きさが緯度1度X経度1度以上あり、かつ低温な雲頂温度を持つ雲塊を雲クラスターと定義し、GATE期間中に認められた526個の雲クラスターについて基本的な性質を調べた。雲クラスターの平均寿命は28時間で、3日以上長続した事例もある。平均最大直径は450kmであり、最大直径が大きくなるほど長寿命のものが占める割合が高くなり、全体の10%を占める最大直径750km以上のものは総て27時間以上持続していた。偏東風波動のトラフ周辺で雲クラスターの出現個数が多く、また形成のみならず発達、消滅、移動も偏東風波動の影響を受けている(Payne and McGarry, 1977; Houze and Cheng, 1977)。雲クラスターの出現個数は大陸上で多く、海洋上で少ない。また、大陸上では午後に雲クラスターが出現し易く、逆に、海洋上では夜間から早朝に出現し易い(Aspliden *et al.*, 1976; Martin and Schreiner, 1981)。



雲クラスターは移動速度の速いsquall lineと遅いnon-squall lineに分けられる。squall lineは周辺で観測されたどの高度の風速よりも速く移動する場合も多く、雲クラスター全体の10%を占める(Aspliden *et al.*, 1976)。対流圏下層の相当温位( $\theta_e$ )の鉛直分布はsquall lineとnon-squall lineでは大差はない。しかし、squall lineでは中層大気が乾燥し、700mb付近に偏東風ジェットが存在するために下層から中層にかけての鉛直シアーが大きい特徴が見られる(Barnes and Sieckman, 1984)。

squall lineとnon-squall lineは移動速度や大気状態に大きな差異が見られるが、構成要素である積乱雲群の構造と振舞には共通点が多い。赤外画像で定義された雲クラスター内部にはメソスケールの降水域(MPF: Meso-scale Precipitation Feature)が観測される。squall lineは一つのMPFから、non-squall lineは複数のMPFから構成される場合が多い。MPFはライン状積乱雲群とその後方へ広がるアンビル域(層状雲域)から構成される。MPFの発達過程は雲クラスターのタイプに依らず、次のような形成期、成長期、成熟期と衰弱期にまとめられる(Leary and Houze, 1979a):

形成期: 積乱雲が下層風に対して垂直にライン状に分布し、相対的な風下側に移動する。積乱雲からの下降気流と一般風が収束し易い鉛直シアーの風下側(多くの場合、ライン状積乱雲群の移動方向に対して前方)に新しい積乱雲が形成される。

成長期: ライン状積乱雲群の進行方向前方に新しい積乱雲が形成され続ける。積乱雲は圏界面まで達し、上層まで輸送された降雪粒子は後方に広がり層状雲域を形成する。この層状雲域が衛星画像で見える雲の面積の殆どを占める。

成熟期: ライン状積乱雲群の前方に新しい積乱雲が形成され、対流雲域は維持され続ける。積乱雲群の後方には融解層を伴う層状雲域が広がり、層状性降雨が観測される。

衰弱期: 新しい積乱雲の強度は弱まり、MPF全体の対流活動も著しく衰退する。しかし、後方に広がる層状雲域は対流雲域の衰退後も維持される。

MPFの維持過程はライン状積乱雲群に直交する鉛直断面の中で2次元的に議論されてきた。ライン状積乱雲群内では鉛直シアー風下側(進行方向前方)に新しい積乱雲が形成されている(例えばZipser, 1977; Houze, 1977, Leary and Houze, 1979a)。ラインを構成している積乱雲からの下降気流は鉛直シアー風下側に偏向し、ライン状積乱雲群の前方に強い収束域が作られる。その結果、新しい積乱雲が形成されてMPFのライン状積乱雲群は維持される。

MPFの層状雲域からの降水強度は10mm/hr以下と弱いとが広範囲に及ぶため、降水量全体への寄与率は32~49%と大きい(Houze, 1977; Gamache and Houze, 1983; Houze and Rappaport, 1984)。層状雲域の融解層の上側には15cm/sec(Gamache and Houze, 1983)から45cm/sec(Chong *et al.*, 1987)のメソスケール上昇流が観測され、この上昇流によって層状雲域の総水量の25~40%が賄われる。積乱雲群から輸送された水蒸気の凝結や過冷却水滴の凍結による潜熱放出がメソスケール上昇流の原因と考えられている。この維持機構による粒子成長の時定数は積乱雲に比べて大きく、積乱雲群が衰退した後も層状雲域は観測され続



ける(Gamache and Houze, 1983; Leary and Houze, 1979b). 一方, 融解層の下側では氷粒子の融解と雨滴の蒸発が起き, 大気は冷却されるためにメソスケールの下降気流が形成される(Leary and Houze, 1979b; Brown, 1979).

中緯度では傾圧不安定波が発達し易く, 熱帯の大気場と異なる特徴を持つ. 北米大陸に現れる雲クラスターは衛星画像上の形態からライン状のsquall lineと円形状のMCC(Meso-scale Convective Complex)に分類される. squall lineは寒冷前線やdry lineなど総観規模の不連続線に沿った前面に出現し易く, MCCは傾圧性が比較的に弱い大気状態で出現し易い(Maddox, 1980).

squall lineの長さは数100km以上に達するものも少なくなく, ライン状積乱雲群の形成にはdry lineや前線等に沿った条件付き不安定の解消が関係していると考えられる(Boucher and Wexler, 1961; Rhea, 1965; Bluestein and Jain, 1985; Bluestein *et al.*, 1987). squall lineに直交する鉛直断面内では熱帯のMPFと似た積乱雲の組織化が認められる(例えば, Ogura and Liou, 1980; Kessinger *et al.*, 1987; Fovell and Ogura, 1988).

MCCの出現し易い大気条件はsquall lineと異なるにも拘らず, MCC内部にはsquall lineに似た構造を持つライン状積乱雲群が鉛直シアアの風下側に存在する事例が多い. そのライン状積乱雲群の鉛直シアア風下側には新しい積乱雲が形成され, 積乱雲群は維持されている(例えば, Smull and Houze, 1985; Knupp and Cotton, 1987). つまり, 北米大陸のsquall lineとMCC内部のライン状積乱雲群では, ラインに直交する鉛直断面について考えれば, 基本的に熱帯のMPFと同じ積乱雲の組織化が起きている.

北米大陸状の雲クラスターの層状雲域では, 熱帯の雲クラスターと同じように, 融解層の上側でメソスケール上昇流, 下側で下降流が見出される(例えば, Ogura and Liou, 1980; Smull and Houze, 1985). 高度7km付近でsquall lineに平行な収束場と発散場が交互に分布する事例もあり, 重力波のような外的要因がメソスケール上昇流に関係している可能性も指摘されている(Srivastava *et al.*, 1986). また, 衰退期のMCCの層状雲域のレーダーエコー分布には渦状構造(数十km~100km)が観測される場合がある(Smull and Houze, 1985aとb, 1987; Leary and Rappaport, 1987). この渦の上層ではストリークに似た構造がレーダーで観測される場合もあり, 上層で降雪粒子が形成されていると推測される. しかし, 降雪粒子を形成する上昇流が熱帯の雲クラスターで考えられている潜熱放出で作られるのか, 外的要因による不安定が原因で作られるのかは十分に議論されていない.

日本周辺でも梅雨期(本論文では, 6月と7月を指す)に雲クラスターが衛星画像上に頻繁に見られることは知られていたが, その寿命, 大きさや出現し易い領域などの基本的な知識は不十分である. 雲クラスターの研究は豪雨の事例解析を通じて数例行われているに過ぎず, 熱帯や北米大陸のものに比べて梅雨前線帯の雲クラスターの構造と維持の特徴は十分に分かっているとは言えない.

Ninomiya *et al.* (1998a and b)の解析した雲クラスターは複数のメソ- $\beta$ スケールの対



流システム(積乱雲群の集団に相当する)から構成され、更に、このメソ- $\beta$ スケールの対流システムは複数のメソ- $\gamma$ スケール(2~20km)の対流システム(積乱雲群に相当する)から構成される多重構造を示していた。この雲クラスターは積乱雲群の集団の入れ替わりによって維持されていた。また、Ogura *et al.* (1985)は、雲クラスターの西端で積乱雲が次々と形成され、既存の対流雲域に融合することにより雲クラスターが維持されていたことを示した。このように別々の雲クラスターについて、しかもスケールの異なる積乱雲と積乱雲群の集団に注目した解析が行われている。仮に、雲クラスターが多重構造を持つのであれば、一つの雲クラスターを構成する各スケールの対流雲に注目した解析が必要である。つまり、対流雲の多重構造に注目した解析を行なうことにより、雲クラスターの維持に関する理解が深まると考えられる。

日本では数時間から12時間の期間に多量の降水がもたらされることが知られている。個々の積乱雲の活動に対応する10分から1時間降水量の極値は世界記録の半分程度であるが、数時間から12時間の期間の降水量の極値は世界記録に匹敵する(吉野, 1960; 武田・二宮, 1977)。日本付近のメソスケール擾乱は降水を限られた領域に集中させる特徴を持っていると考えられる。この時間帯の降雨の極値は雲クラスターの停滞と関係する場合もあり、Ninomiya *et al.* やOgura *et al.* の解析した事例でも東経130度付近の九州西部で移動速度が低下し、それに伴って数時間の間に海岸付近の狭い範囲に降水が集中している。積乱雲とその群に注目して雲クラスターの構造と維持過程を調べることは、雲クラスターが停滞する過程や積乱雲が降水を集中させる過程などの理解を深めることになると期待される。

雲クラスターが出現しやすい梅雨前線帯の特徴の一つは、東西方向に安定度と傾圧性の差が大きい事である。大陸上の梅雨前線帯の大気状態は強い不安定な成層と弱い傾圧性で特徴付けられ、東経140度以東の成層状態は安定となり傾圧性が強まる(例えば、Akiyama, 1973; Ninomiya, 1984)。雲クラスターが梅雨前線上を移動すると、周辺の大気状態は徐々に変化して行く。雲クラスターの対流雲域が消滅した後も、対流雲域に起源を持つ雲域が長時間維持された事例も報告され(Ninomiya *et al.*, 1981, 1988a and b; Akiyama, 1984a and b)、日々の衛星画像でも認められる。しかし、これらの雲域の鉛直構造についての解析がないため、この雲域が対流活動の弱まった積乱雲の集団なのか、単なるアンビル雲なのか、それともgenerating cellを含む層状雲なのか明らかではない。

日本周辺の雲クラスターの研究は解析事例の数が少なく、メソスケール擾乱としての特徴を論ずるまでに至っていない。本論文の第一の目的は、先ず、梅雨期の雲クラスターの出現特性を明らかにする事である。第3章では静止気象衛星のデータを利用して梅雨期を対象に雲クラスターの出現特性を調べると共に長寿命の雲クラスターの移動速度の特徴について述べる。第二の目的は、雲クラスターの構造の特徴と維持を積乱雲と積乱雲群の二つの立場から明らかにすることである。第4章では、雲クラスターの構造の特徴と海洋上で移動速度の遅かった雲クラスターの維持過程を積乱雲群に注目して解析する。第5章で



は、東シナ海を東進する雲クラスターの構造の時間変化及び、移動速度が遅かった期間の雲クラスター内部の積乱雲と積乱雲群に注目して解析する。第三の目的は、積乱雲群に起源を持つ雲域が長続きする過程を調べることである。第5章では、雲クラスターに起源を持つ長続きした雲域の鉛直構造と周囲の大気状態を述べる。

は、東シナ海を東進する雲クラスターの構造の時間変化及び、移動速度が遅かった期間の雲クラスター内部の積乱雲と積乱雲群に注目して解析する。第三の目的は、積乱雲群に起源を持つ雲域が長続きする過程を調べることである。第5章では、雲クラスターに起源を持つ長続きした雲域の鉛直構造と周囲の大気状態を述べる。



## 第2章：データ

### 2.1：雲クラスターの出現特性の解析に用いたデータ

雲クラスターの出現特性の調査には静止気象衛星ひまわり(GMS)のマイクロフィルム中の日本付近が拡大された6時間毎(日本時間3, 9, 15と21時。以後、時間は日本時間を用いる)の画像を用いた。マイクロフィルムには放射輝度温度( $T_{BB}$ )が32階調の濃淡で記録されており、フィルム中のグレイスケールを利用して $T_{BB}$ を評価できるが、メソスケールの構造を調べる精度はない。眼視で濃度を読み取るため雲頂温度や雲クラスターの直径の見積には少なからず誤差が伴う。

### 2.2：雲クラスターの事例解析に用いたデータ

第4章の解析の雲クラスターの構造の特徴を調べるために、約6時間毎に得られた気象衛星NOAAの赤外画像を利用した。距離分解能は直下点で約1.1kmである。GMSマイクロフィルムデータも補助的に利用した。また、雲クラスター内の積乱雲群の振舞は名瀬測候所PPIレーダ(波長5cm, 探査範囲300km)のデータを用いて解析した。時間分解能は約10分である。レーダエコー強度は弱いエコー(1~4mm/hr), 中程度のエコー(4~16mm/hr), 強いエコー(16~64mm/hr), 非常に強いエコー(64mm/hr~)の4段階に分かれている。

第5章の解析には、主に、30分~90分間隔で得られたGMS赤外データを用いた。距離分解能は日本付近で約7kmである。また、約2分間隔で得られた福岡PPIレーダと名古屋大学水圏科学研究所の鉛直レーダ(波長3.2cm)のデータを用いて内部構造の解析を行った。福岡PPIレーダのレーダエコー強度は名瀬測候所PPIレーダと同じ4段階に分かれている。

雲クラスター周辺の大気状態の解析には気象庁数値予報課で計算された客観解析データを用いた。



### 第3章：梅雨期の雲クラスターの出現特性

これまでの梅雨期の雲クラスターの研究は事例解析が中心であり、雲クラスターの出現特性に関しては明らかにされていない。ここでは静止気象衛星の赤外画像を用いて、梅雨期の雲クラスターの出現地点、出現個数、寿命や大きさなどの出現特性と移動速度について調べた結果を述べる。また、1980年の暖候期について出現個数の季節内変動を調べた結果も述べる。

解析期間は1985年～1988年の6月1日～7月31日と1980年3月1日～10月31日、解析領域は北緯20度～50度と東経100度～160度までの範囲である。解析には、GMSのマイクロフィルム中の日本付近が拡大された6時間毎の赤外画像を用いた。

#### 3.1：雲クラスターの選択基準

雲クラスターは積乱雲群とその周辺の層状雲域から構成され、気象衛星からは低温な雲頂を持つ雲塊として観測される。低気圧に伴う上層雲や寒冷前線に伴う雲域も衛星雲画像上で $T_{BB}$ の低い雲塊として観測される。前者は非対称な形状で、雲域の縁の $T_{BB}$ は緩やかに変化する。また、後者はバンド状の雲塊である。ここではそれらを解析対象から外す。

これまでに研究されてきた熱帯や日本周辺の雲クラスターは、風下に広がる層状雲域を除けば、雲塊の周辺で $T_{BB}$ 勾配が大きい。特に $T_{BB}$ 勾配の大きな雲域では、しばしば強い降雨が観測され、活発な積乱雲の存在が示唆される(Houze, 1977; Ninomiya *et al.* 1981)。これらを考慮して、解析対象の雲クラスターの選択基準を次のように決める。

- ① $T_{BB}$ が $-50^{\circ}\text{C}$ 以下の雲域が円形～楕円形を呈し、直径が100km以上であること。
- ②雲塊の縁(特に西側)で $T_{BB}$ の勾配が大きいこと。
- ③中緯度帯で発生したこと。

雲塊が上記の3つの基準を満たした時刻を雲クラスターの出現時刻、その地点を出現地点とする。逆に、何れかの条件から外れた場合を雲クラスターが消滅したと定義する。6時間毎の画像を用いているために、12時間以上の寿命を持つ雲クラスターは画像上で少なくとも2回以上見い出される。その場合は3時間毎(1985年と1986年)または1時間毎(1987年と1988年)の赤外画像も利用して、周囲の雲域の移動も参考にしながら雲クラスターを同定した。

図1に雲クラスターの例を示す。赤外画像上の雲塊1～6が雲クラスターの基準を満たしている。低気圧に伴う上層雲や前線に伴う雲域も低温な雲塊として観測されるが、前者は非対称で雲域の縁の $T_{BB}$ は緩やかに変化し(雲塊a)、後者はバンド状(雲塊b)のため雲クラスターの基準を満たさない。

#### 3.2：梅雨期における出現特性

1985年～1988年の梅雨期に1366個の雲クラスターの出現が認められた。それらの出現地点を図2に示す。雲クラスターの出現個数と出現地点は年毎に変動が大きく、特に海洋上の小さな雲クラスターの変動が著しい。しかし、次の共通する特徴が各年の梅雨期に見い出



図1: 1986年6月22日21時(日本時間)のGMS赤外画像  
記号1~6の雲塊が雲クラスタの基準を満たしている。

図2: 1986年6月22日21時(日本時間)のGMS赤外画像  
記号1~6の雲塊が雲クラスタの基準を満たしている。

図3: 1986年6月22日21時(日本時間)のGMS赤外画像  
記号1~6の雲塊が雲クラスタの基準を満たしている。

図4: 1986年6月22日21時(日本時間)のGMS赤外画像  
記号1~6の雲塊が雲クラスタの基準を満たしている。

図5: 1986年6月22日21時(日本時間)のGMS赤外画像  
記号1~6の雲塊が雲クラスタの基準を満たしている。



図1: 1986年6月22日21時(日本時間)のGMS赤外画像  
記号1~6の雲塊が雲クラスタの基準を満たしている。





図2: 雲クラスターの出現地点  
 ○は最大直径が200km以上, ●は200km未満の雲クラスターの出現地点である。  
 解析領域は, C<sub>N</sub>領域, C<sub>S</sub>領域とO<sub>S</sub>領域に分けてある。



される：

- ①大陸上での出現個数は海洋上に比べて多い。
- ②日本海、オホーツク海や解析領域の東部と南東部で出現頻度が低い。
- ③最大直径が200km以上の大きな雲クラスターの割合は大陸上で高く、200km未満の小さなものの割合は海洋上で高い(表1)。

表1：最大直径200km以上の雲クラスターの割合  
日本列島や孤島上は海洋上に分類している。

	1985	1986	1987	1988
大陸上	67%	70%	65%	54%
海洋上	36%	20%	42%	21%

表2：雲クラスターの観測回数

	1985	1986	1987	1988	割合
観測回数1回	243個	385個	246個	287個	85%
観測回数3回以上	14個	16個	15個	14個	4%

表3：長寿命雲クラスターの占める割合  
括弧内の数字は長寿命雲クラスターと全雲クラスターの個数を示す

		最大直径		
		200km未満	200km～250km	250km以上
割合	1% (7/905)	5% (15/295)	22% (37/166)	

各雲クラスターについて、衛星画像上で認められた最も大きな直径を雲クラスターの最大直径と定義する。1366個の雲クラスターの最大直径の平均は170kmであった。また、衛星データの時間分解能が6時間と粗く、寿命が正確に求められないため、同一の雲クラスターが見い出された回数を寿命の代用とする(表2)。観測回数の平均は1.3回(14時間未満)であった。観測回数1回(寿命<12時間)のものが全体の85%を占め、3回以上(寿命>12時間)のもの(以後、長寿命雲クラスターと呼ぶ)は各梅雨期に14～16個見い出されているが、全体の5%に満たない。表3は最大直径別の長寿命雲クラスターの占める割合である。雲クラスターの最大直径が大きくなるに連れて長寿命雲クラスターの占める割合が増す。この傾向はGATE領域の解析でも認められる。しかし、熱帯のGATE領域周辺の雲クラスターの平均最大直径(450km)と平均寿命(28時間：Martin and Schreiner, 1981)と比べると、梅雨期の雲クラスターは小さくて短寿命であることが分かる。

### 3.3：雲クラスターの出現時の特徴

大陸上の解析領域を便宜的にC<sub>N</sub>領域とC<sub>S</sub>領域に区分する。それぞれは大体温帯性大陸気候区と亜熱帯湿潤気候区に対応する。また、海洋上の雲クラスターの出現個数が多い領域をO<sub>S</sub>領域とする。ここではO<sub>S</sub>領域で興味ある特徴が見られた1986年について、各領域



の特徴を述べる。

a) 雲クラスターの出現時刻

表4は午後から夕方(15時と21時の画像)に出現した雲クラスターが全体の個数に対して占める割合である。大陸上、特にC<sub>N</sub>領域の雲クラスターは午後から夕方に出現する割合が多く、この傾向は出現個数の多い期間で顕著である。例えば、1986年6月19日～23日と7月8日～20日の期間(図3と5を参照)では、C<sub>N</sub>領域で90%以上、C<sub>S</sub>領域でも70%の雲クラスターが午後から夕方に出現している。また、表4は海洋上のO<sub>S</sub>領域では夜間から早朝(3時と9時の画像)に雲クラスターが出現し易いことも意味している。

表4：15時と21時の画像に出現した雲クラスターの割合

	1985	1986	1987	1988
C <sub>N</sub> 領域	71%	76%	76%	72%
C <sub>S</sub> 領域	64%	60%	57%	58%
O <sub>S</sub> 領域	27%	40%	35%	38%

同じ大陸上でもC<sub>N</sub>領域と梅雨前線帯に位置するC<sub>S</sub>領域では午後から夕方に出現する割合に有意な差が見られる。図3は、1986年について東経115度～125度で平均した雲量の時間緯度断面図と各雲クラスターの出現緯度を示す。図1の赤外画像(1986年6月22日21時)に見られる様に、C<sub>N</sub>領域では雲クラスター以外の雲量が少なく、C<sub>S</sub>領域では梅雨前線に伴う雲域が広がっている。この傾向を反映してC<sub>N</sub>領域で雲クラスターの出現頻度が高い期間にはC<sub>N</sub>領域の雲量が少なく(大まかに50%以下)、C<sub>S</sub>領域で雲クラスターの出現頻度が高い期間にはC<sub>S</sub>領域の雲量が多い(大まかに80%以上)傾向にある。図4の雲量分布を見ると、C<sub>N</sub>領域で雲クラスター1～4が12時間後に観測される地点では、雲量が10～40%と低く、一方、12時間後にC<sub>S</sub>領域で雲クラスター5と6が出現する地点では雲量は90%を超え、広い雲域内で雲クラスターが形成されていた。

b) C<sub>N</sub>領域とC<sub>S</sub>領域の特徴

大陸上では北緯25度～50度の間に広く雲クラスターの出現地点が分布する。図5は東経115度～120度の範囲で平均した大気状態の時間緯度断面図である。相当温位の勾配の最大軸を挟むように北側と南側にC<sub>N</sub>領域とC<sub>S</sub>領域の雲クラスターの出現地点が分かれている(図5a)。二つの領域とも出現個数が増加した期間は500mb面高度が上昇すると共に(図5a)、下層の比湿が増加するために(図5b)成層の不安定の度合が増す(図5c)という共通性を持つ。

多くの雲クラスターが出現した6月20日頃を例に二つの領域での総観場の差異を調べる。C<sub>N</sub>領域で出現個数が増加した6月20日頃、7月8日頃と23日頃のC<sub>N</sub>領域は、総観規模の低気圧が通過してから次の低気圧がするまでの500mb面高度が相対的に高い期間にあたる。同じ経度帯で平均した850mb面の風の時間緯度断面図を図6に示す。図5と比較すると、6月20日頃のC<sub>N</sub>領域では850mb面で比湿が増加する期間に南風成分が見られる。図7に示したように、



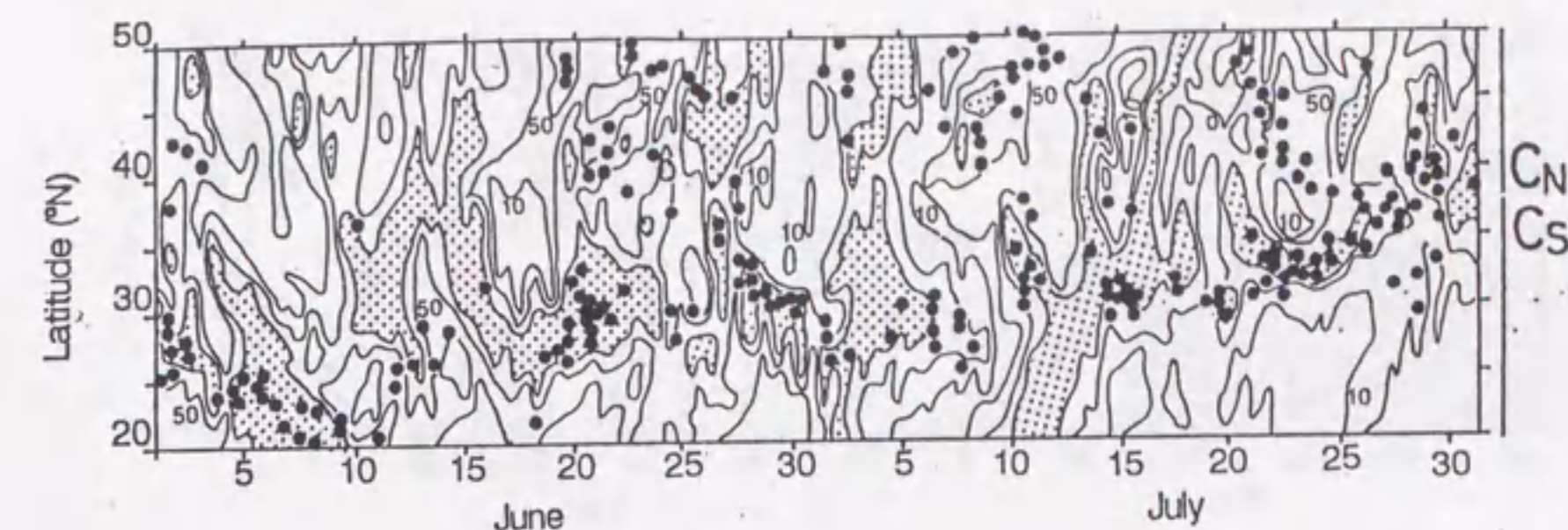


図3: 1986年6月～7月の東経115度～125度で平均した雲量の時間緯度断面図  
GMS赤外データを基に緯度1×経度1度の領域毎に評価された雲量を用いた。  
等値線は雲量10%, 50%と80%を示し、影域は雲量80%以上の領域を示す。●は  
この経度帯で出現した雲クラスターの緯度を示す。

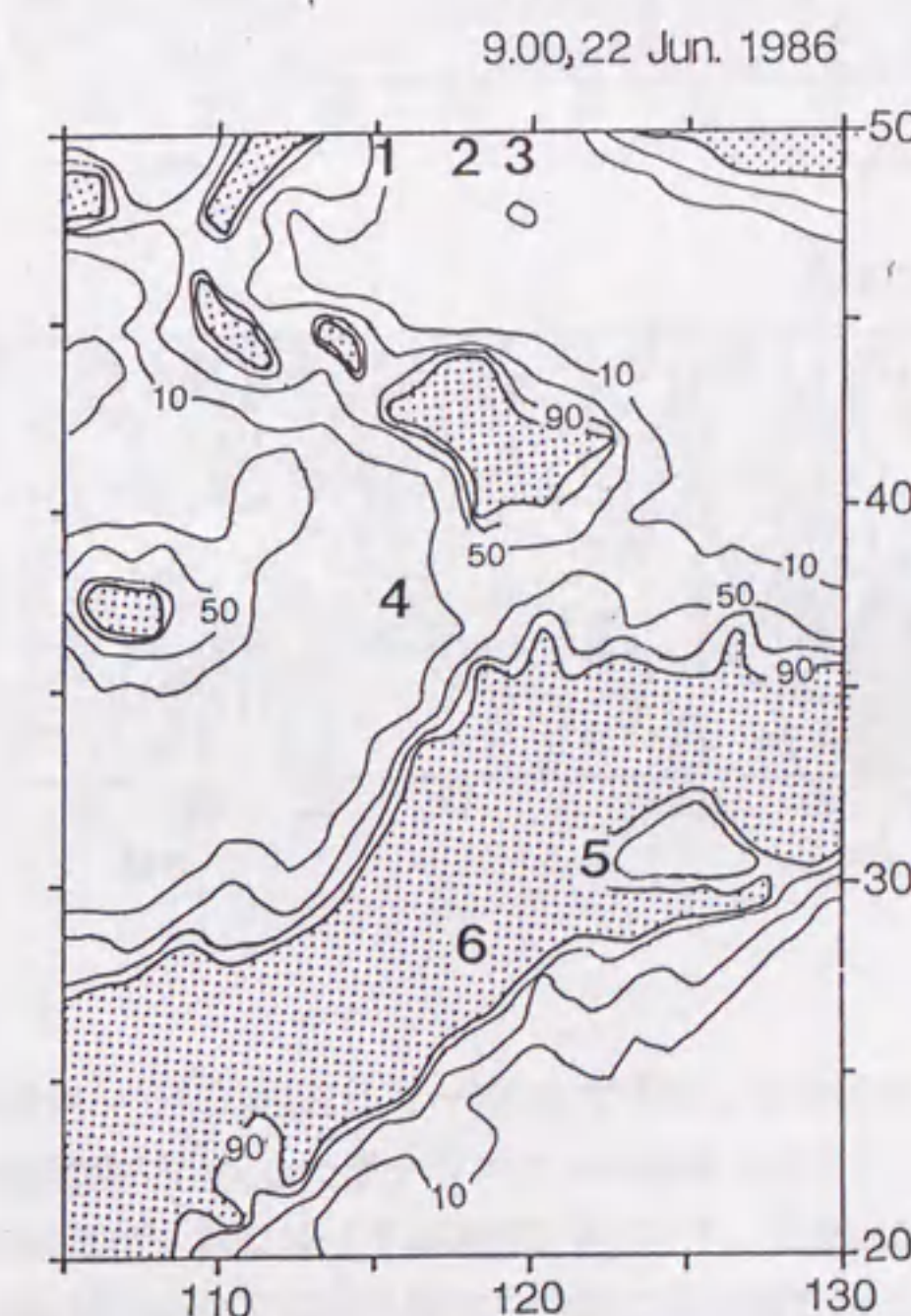


図4: 1986年6月22日9時の雲量分布  
等値線は雲量10%, 50%, 80%と90%を、影域は雲量90%以上の領域を示す。  
1～6の数字は図1に示した雲クラスターの出現地点である。



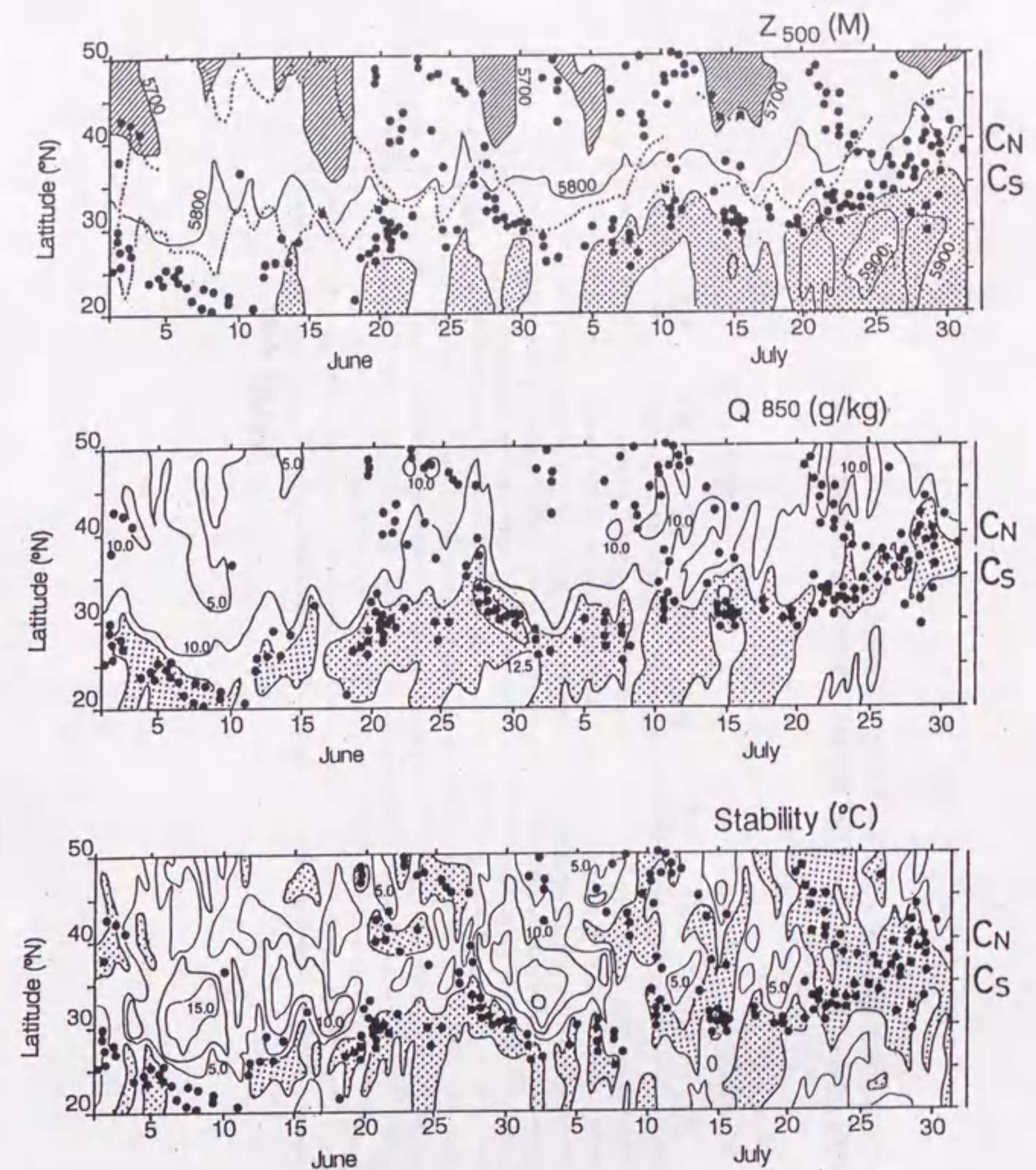


図5：1986年6月～7月の東経115度～125度で平均した大気状態の時間緯度断面図

●はこの経度帯で出現した雲クラスターの緯度を示す。

a: 平均500mb高度：斜線域は平均高度5700m以下、影域は5850m以上の領域を示す。点線は850mb面での相当温位の勾配の最大軸である。

b: 平均比湿(g/kg)：等値線は、それぞれ、5.0, 10.0, 12.5, 15.0g/kgを示し、影域は12.5g/kg以上の領域を示す。

c: 平均安定度( $\theta_{s00} - \theta_{s50}$ )：等値線は0°Cから5°C毎に引かれ、影域は条件付き不安定の領域を示す。



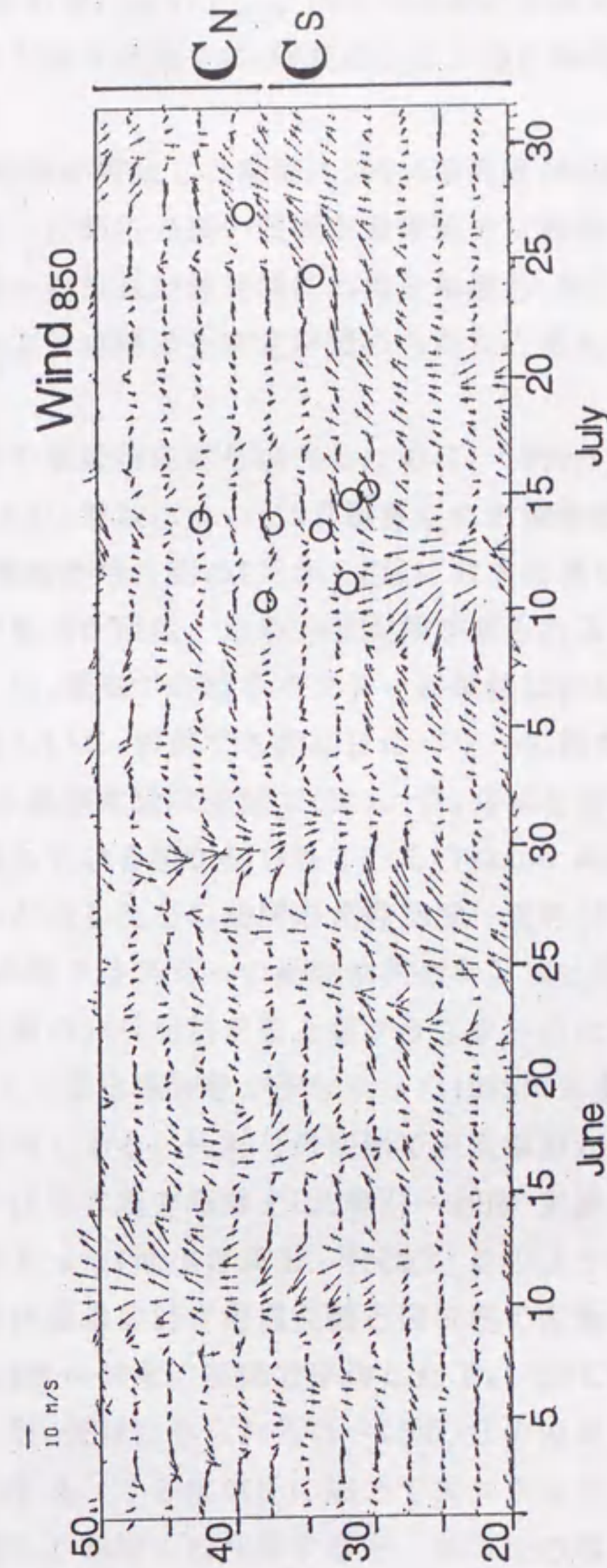


図6: 1986年6月～7月の東経115°～125°で平均した850mb面風の時間緯度断面図  
○は対象領域で長寿命雲クラスターの出現した緯度を示す。



この6月22日の南風成分は総観規模の低気圧の前面の風に対応する。2つの総観規模の低気圧(S)に挟まれたL地点では低気圧性の循環が見られ、500mbでは中間規模(～1000km)の低気圧が見出される。850mb面高度において、この中間規模の低気圧の前面で南風成分が強まる。これらの風系が比湿の大きな空気をC<sub>s</sub>領域の大気下層に輸送し、成層の不安定の程度を強めたと考えられる。

一方、C<sub>s</sub>領域でも出現個数が増加した期間に500mb面高度が増加している。この高度の増加は亜熱帯高気圧に対応した気圧の高い領域が華南地方に移動したことによる。850mb面では高気圧性循環に伴い南～南西風が数日間にわたり卓越し(図6)、水蒸気移流により下層の比湿が増加した。これにより成層の不安定が強められたと考えられる。

#### c) O<sub>s</sub>領域の特徴

雲クラスターの出現個数の季節内変動を調べるために、1980年の暖候期(3月1日から10月31日)のC<sub>s</sub>領域、C<sub>s</sub>領域とO<sub>s</sub>領域について5日積算した出現個数の時系列を図8に示す。各領域とも4月頃より出現個数が増え始め6月から8月に最大に達している。O<sub>s</sub>領域では20日～40日間隔で出現個数の極大が現れ、周期的な変動が見られる。図9に示したFFT法を用いた周期解析の結果から、O<sub>s</sub>領域での雲クラスターの個数は約30日の周期で変動していることが分かる。緯度帯が等しいC<sub>s</sub>領域でも約30日にパワーの極大が見られるが、その値は小さく、O<sub>s</sub>領域に比べると周期変動は明瞭でない。O<sub>s</sub>領域を含む北西太平洋域では雲量の変動に約30日周期が卓越している事が知られている(Takeda and Ikeyama, 1984, 1985)。Takeda and Ikeyama(1985)が示したこの期間の北緯29度・東経131度における雲量の30日変動成分の時系列とO<sub>s</sub>領域の雲クラスターの出現個数の時系列は同位相で変化する。

他の梅雨期についても雲量の30日周期変動と雲クラスターの出現個数の対応を示す。図10は、O<sub>s</sub>領域で雲クラスターの出現個数が少なかった1985年と多かった1986年の5日間毎に積算した出現個数の時系列である。約30日の間隔で出現個数が多い期間(aとb、cとd)が見られる。これらの期間では日本南方海洋上(北緯25～29度・東経128～142度)の雲量の30日周期変動成分の偏差は正であった(池山と武田, 1989)。このように1980年以外の暖候期でも雲クラスターの出現個数は雲量の30日周期変動と同位相で変動していることが分かる。

1986年6月について北緯20度～30度の範囲で平均したT<sub>BB</sub>-30℃以下の雲域の移動を時間経度断面図で図11に示す。O<sub>s</sub>領域に見られる10～15度/日の速度で東進する低温域は低気圧に伴う雲域の移動に対応する。この低気圧の周辺で雲クラスターが出現している。雲クラスターの出現個数が増加した期間Iに注目すると、低気圧の移動よりも遅い2～5度/日の速度で低温な雲域全体が位相として東へ伝播している。これに同期して雲クラスターの出現頻度の高い領域も東へ伝播している。Takeda and Ikeyama(1985)は雲量の30日周期変動が顕著な期間において北緯30度帯の東経130～180度の範囲で正の偏差域が2～3度/日の速度で東に伝播することを示している。図11に見られる低温域の遅い伝播は、この現象に対応すると考えられる。雲クラスターの出現頻度の高い期間と領域は共に雲量の30日周期変動



図7: 1986年6月22日21時の850mb面高度と風の分布

影域は比湿16g/kg以上、横線域は14~16g/kgの領域を示す。1~6は雲クラスターの出現地点を示す。SとLは、地上の総観規模低気圧の中心をと500mbで解析された中間規模低気圧の中心を示す。

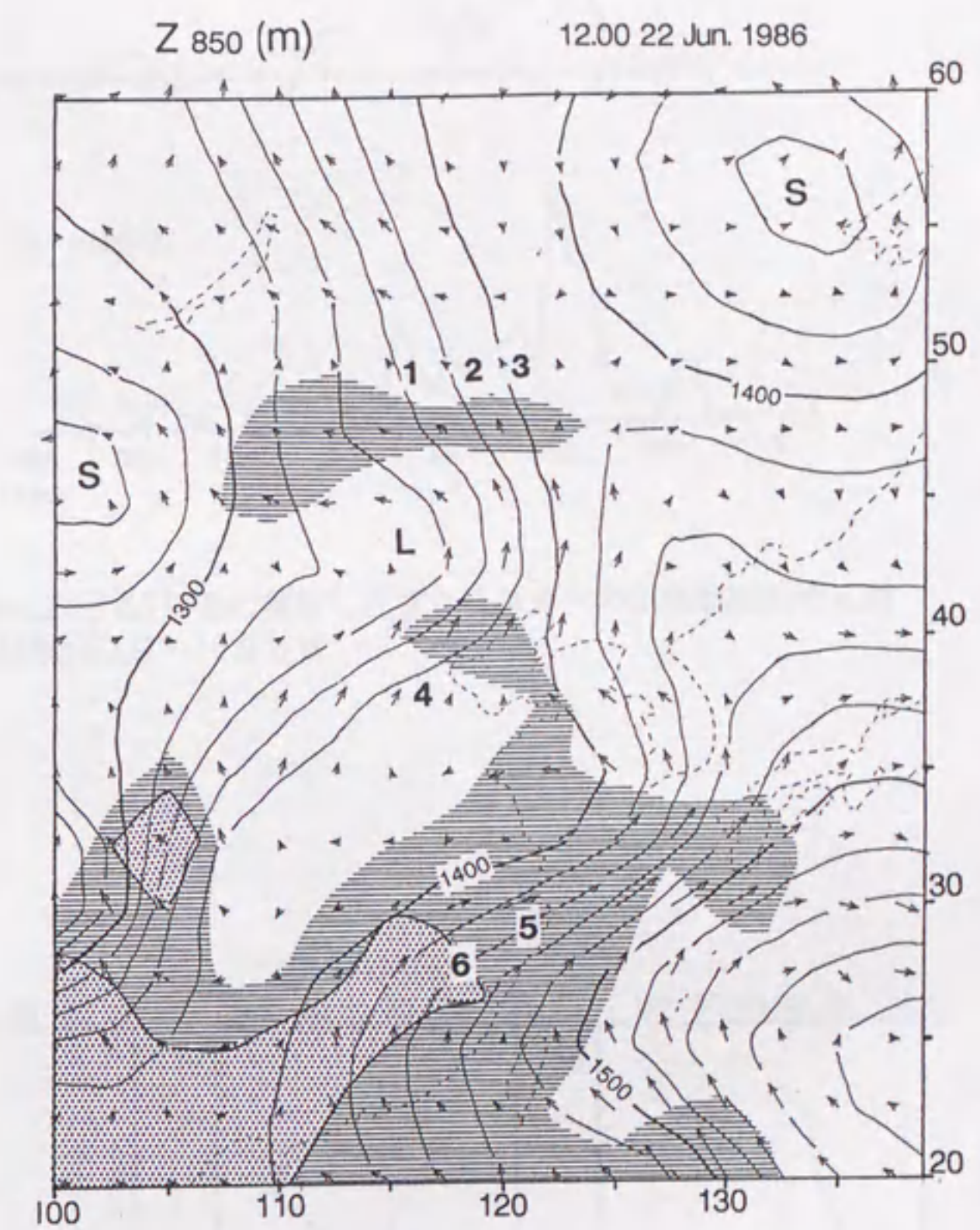


図7: 1986年6月22日21時の850mb面高度と風の分布  
影域は比湿16g/kg以上、横線域は14~16g/kgの領域を示す。1~6は雲クラスターの出現地点を示す。SとLは、地上の総観規模低気圧の中心をと500mbで解析された中間規模低気圧の中心を示す。



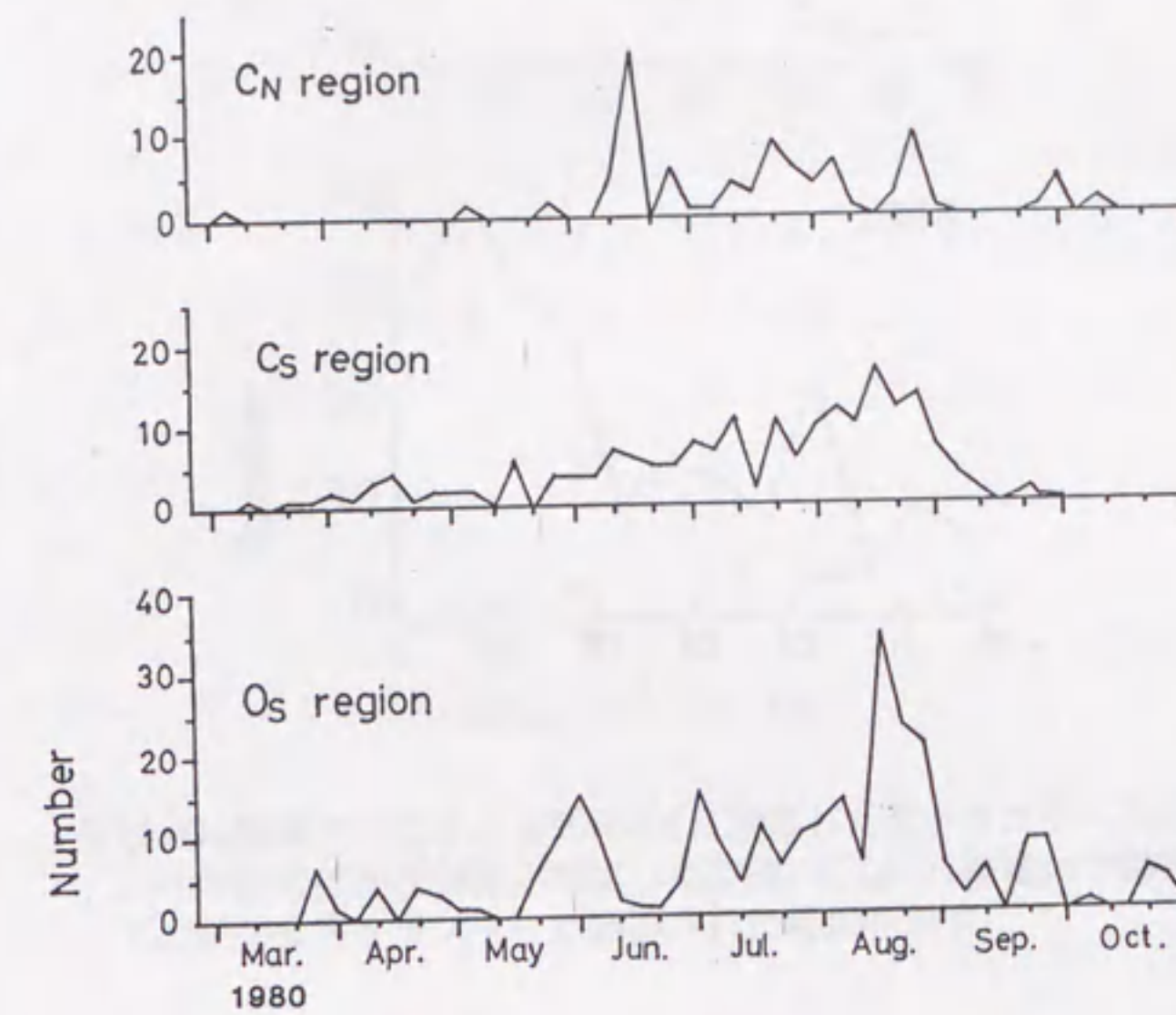
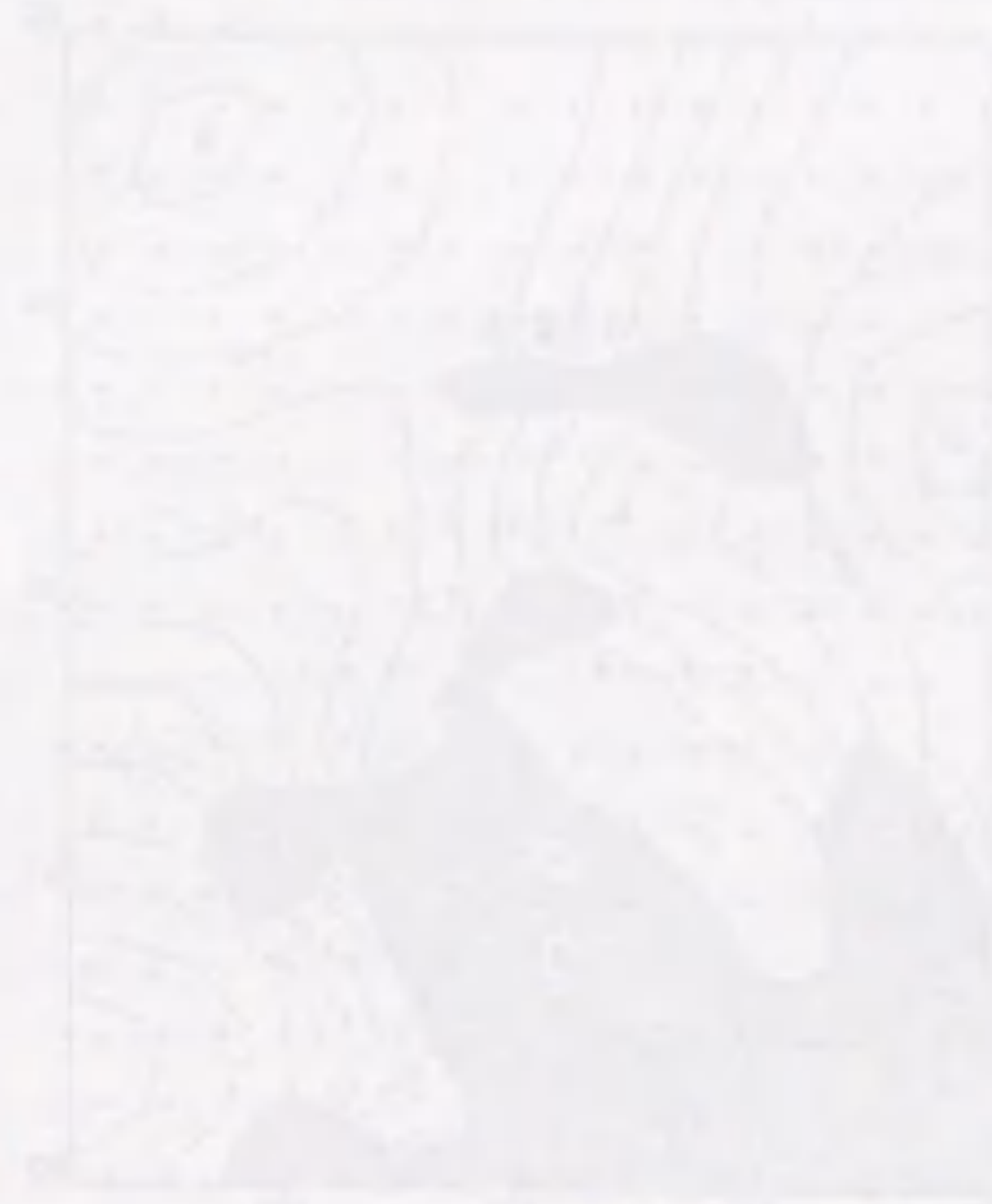


図8：各領域における5日毎に積算した雲クラスターの出現個数の時系列  
期間は1980年3月1日～10月31日。

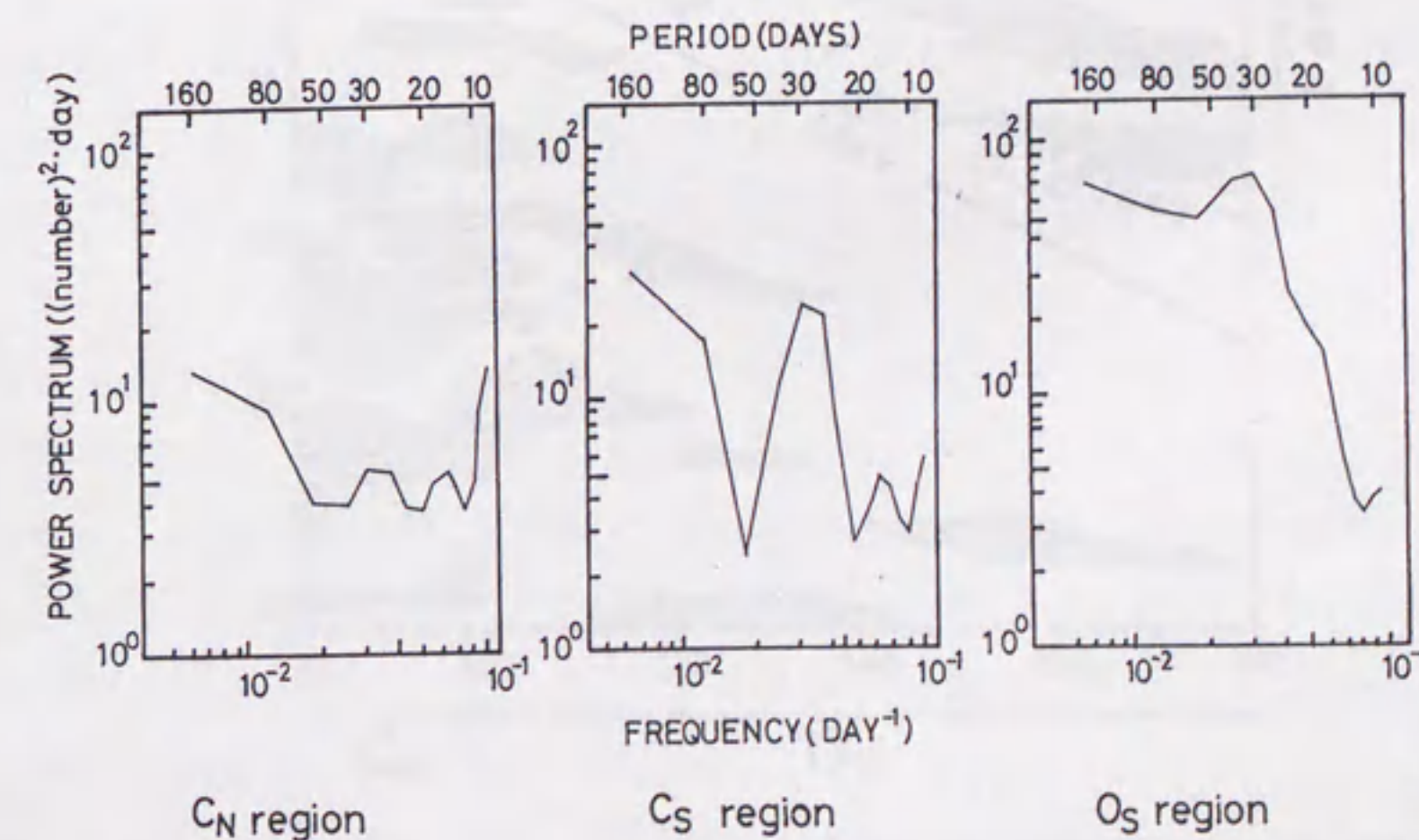


図9：各領域における雲クラスターの出現個数の周期解析の結果。



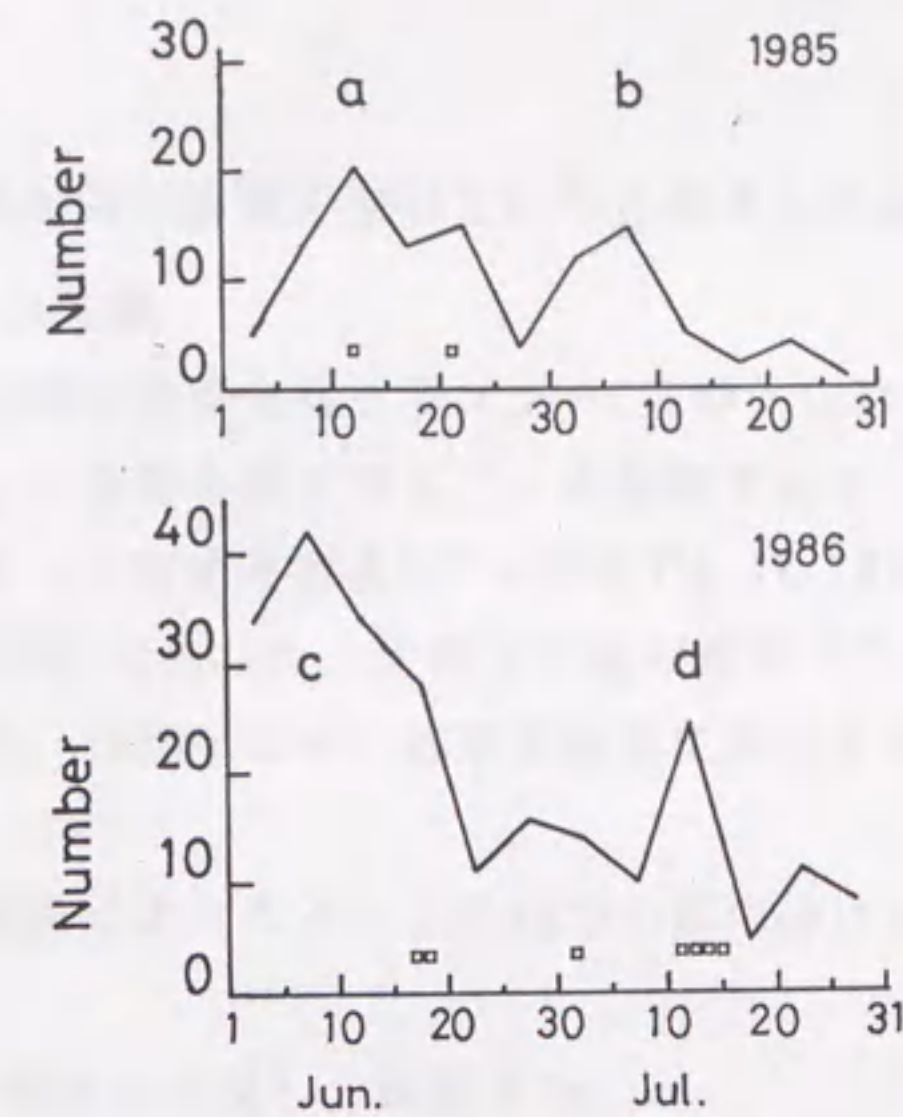


図10:  $O_s$ 領域で1985年と1986年の5日積算した雲クラスターの出現個数の時系列  
a~dの記号は出現個数が増加した期間,  $\square$ は $O_s$ 領域内で移動速度が15/sec以下の長寿命雲クラスターが観測された時刻を示す.

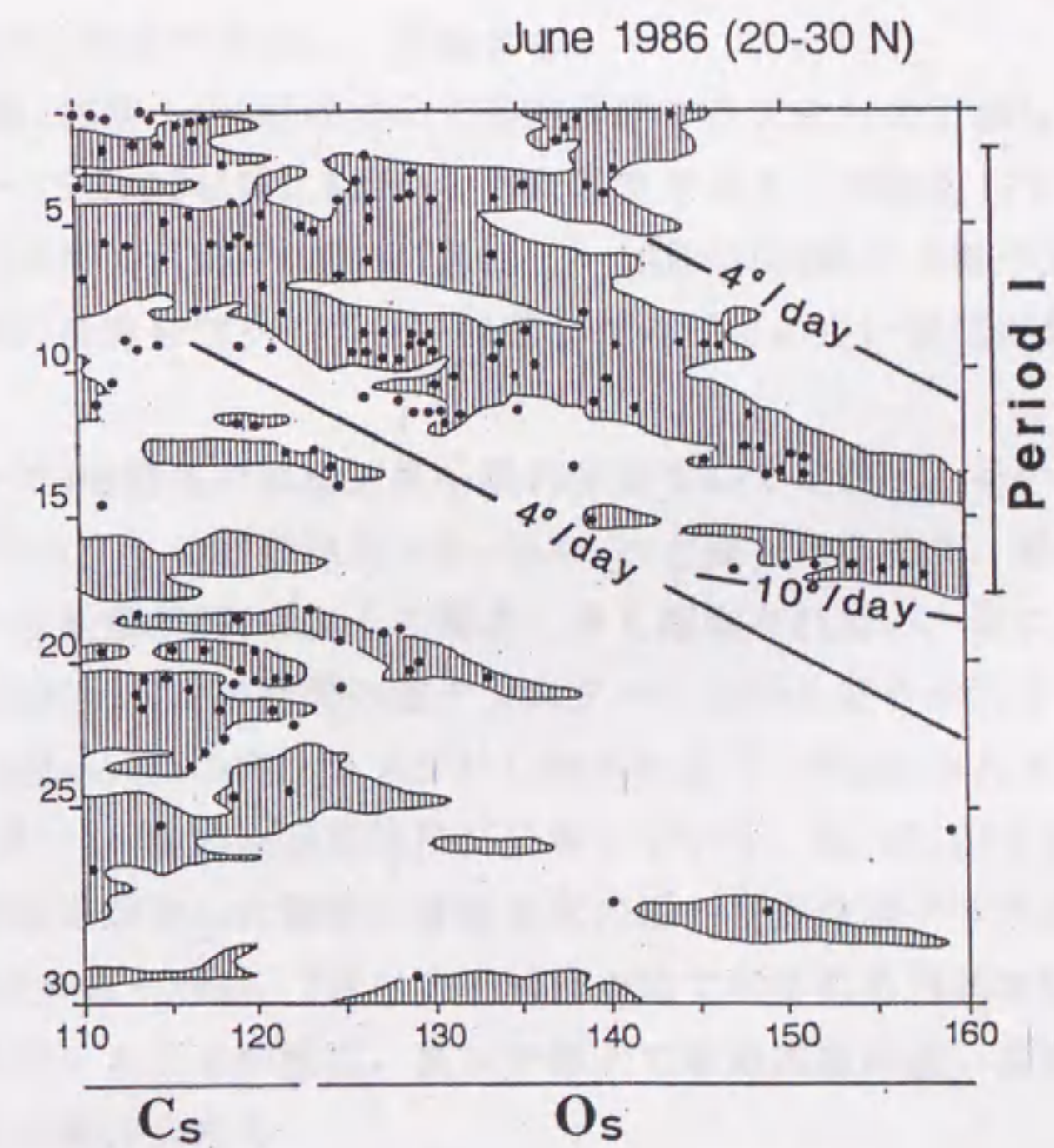


図11: 1986年6月の $O_s$ 領域における $T_{BB}-30^{\circ}\text{C}$ 以下の雲域の時間経度断面図  
平均 $T_{BB}-30^{\circ}\text{C}$ 以下の領域を縦線で示してある.  $\bullet$ はこの緯度帯(北緯20~30度)で出現した雲クラスターの経度を, 期間Iは雲量の30日周期変動に対応して雲クラスターの出現個数が増加した期間(図10のC)である.



を引き起こす大規模な大気変動の影響を受けていると考えられる。

### 3.4: 長寿命雲クラスターの特徴

各年の梅雨期には14~16個の長寿命雲クラスター(寿命>12時間)が観測された(表2)。図12は幾何学的中心で定義した長寿命雲クラスターの軌跡である。各領域における長寿命雲クラスターの全雲クラスターに対する割合はC<sub>N</sub>領域で4.1%(18/434)、C<sub>S</sub>領域で6.2%(25/404)とO<sub>S</sub>領域で3.0%(16/528)であった。大陸上で長寿命雲クラスターが出現する割合が高く、特に、1986年、1987年、1988年の様に梅雨前線帯に対応する北緯30度から40度の間に集中する傾向がある。

長寿命雲クラスターは軌跡によってA~Dの四つの群に分けられる。各群の特徴をまとめると次の様になる:

A群: 雲クラスターはC<sub>N</sub>領域で出現し、消滅する。

B群: C<sub>S</sub>領域で出現し、海洋上へ移動した場合長続きせず、海岸線付近で雲クラスターの基準から外れる事例が多い。青藏高原の西端で出現したものは寿命がより長い傾向にある。

C群: 大陸の縁付近で出現して東シナ海上を東へ移動し、東経130度以西で消滅する雲クラスターが多い。

D群: 雲クラスターはO<sub>S</sub>領域で出現し、消滅する。

図6には1986年の東経115度~125度について長寿命雲クラスターの出現した緯度が重ねて示してある。7月11日~15日の5日間に6個の長寿命雲クラスターが出現している。また、1987年7月3日~10日には6個のC群、1988年7月15日~18日には5個のB群の長寿命雲クラスターが出現し、同一群の長寿命雲クラスターは数日から10日の短い期間に集中する傾向がある。

長寿命雲クラスターの6時間毎の移動速度を幾何学的中心で定義し、その頻度分布を図13に示す。長寿命雲クラスターの移動速度は0~85km/hrと様々であるが、移動速度が50m/sec以上の雲クラスターは直径が200km以上の期間に多く観測され易い。逆に30km/sec以下のものについては、直径200km以下の期間の雲クラスターの占める割合が大きくなる。

図14は、移動速度の遅い10例の雲クラスター(15km/hr以下)が観測された位置である。これらの多くが東経115度~140度の梅雨前線帯に分布している。図10に□で示したように、雲クラスターの出現個数が増加した期間に移動速度の遅い長寿命雲クラスターが観測され易い。また、1986年6月18日~19日、7月11日~14日や後で示される1985年6月11日から12日に観測された雲クラスターAとBの様に、東シナ海上で移動速度の遅い長寿命雲クラスターが同時に複数存在する場合もある。

Roeloffzen *et al.* (1986)は、海洋と陸の粗度の違いが定常的な収束域を海岸線に沿って形成して降水システムの停滞をもたらす可能性を指摘している。また、Ogura *et al.* (1985)やNinomiya *et al.* (1988a and b)も豪雨をもたらした雲クラスターの停滞に対する



図12: 長寿命雲クラスターの軌跡  
 A~Dの4つの群に分類してある。

図12は、長寿命雲クラスターの軌跡を示す4つの地図（1985年、1986年、1987年、1988年）を示している。各地図は、Qinghai-Xizang Plateau（チベット高原）の周辺地域をカバーしており、緯度（20°N, 30°N, 40°N）と経度（110°E, 120°E, 130°E, 140°E, 150°E, 160°E）のグリッドが示されている。軌跡は、A, B, C, D, D' の5つの群に分類されている。

1985年: A, B, C, D, D' の軌跡が示されている。Aは北東から南西へ、Bは南東から北西へ、Cは中央部を横断し、DとD'は東部を縦断する。

1986年: A, B, C, D, D' の軌跡が示されている。Aは北東から南西へ、Bは南東から北西へ、Cは中央部を横断し、DとD'は東部を縦断する。

1987年: A, B, C, D, D' の軌跡が示されている。Aは北東から南西へ、Bは南東から北西へ、Cは中央部を横断し、DとD'は東部を縦断する。

1988年: A, B, C, D, D' の軌跡が示されている。Aは北東から南西へ、Bは南東から北西へ、Cは中央部を横断し、DとD'は東部を縦断する。

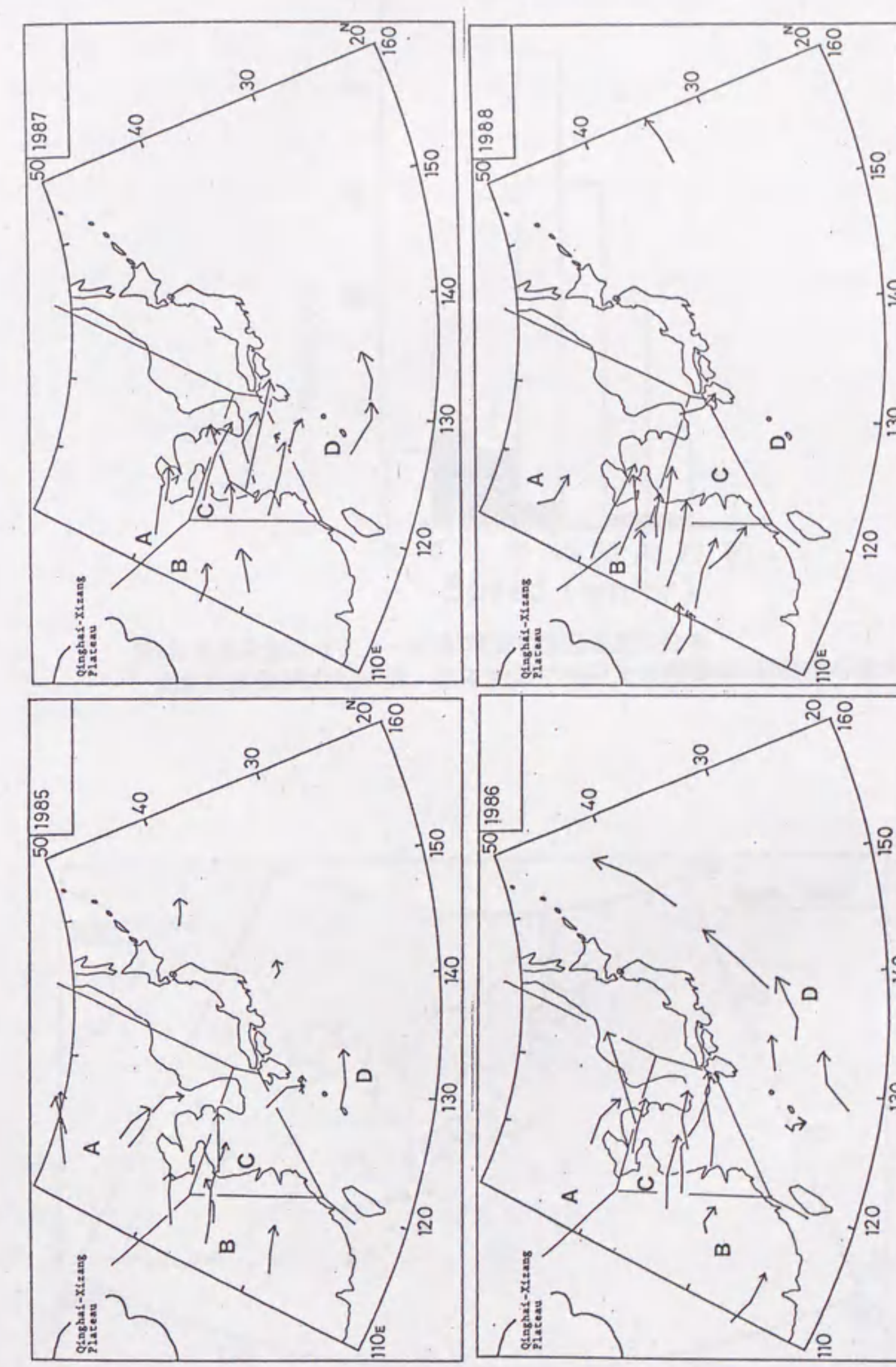


図12: 長寿命雲クラスターの軌跡  
 A~Dの4つの群に分類してある。



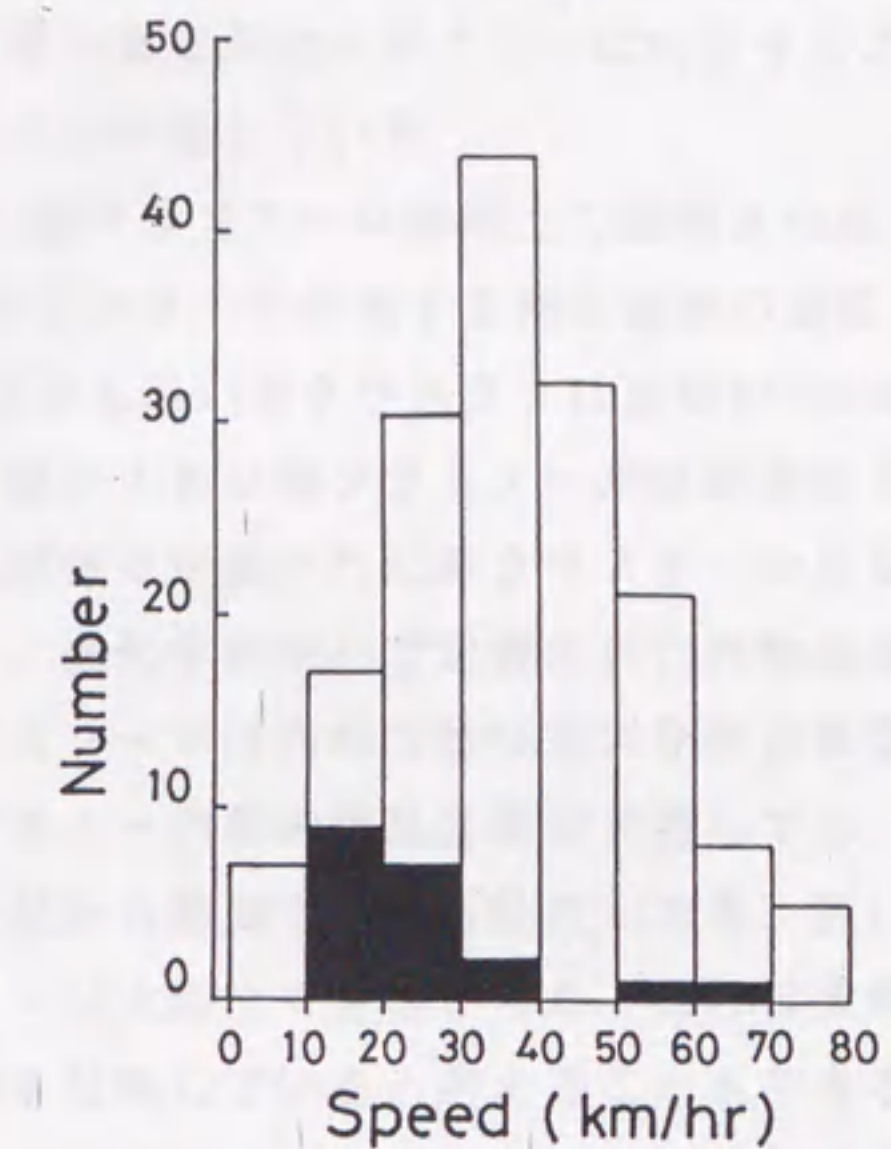


図13:長寿命雲クラスターの6時間毎の移動速度の分布  
黒塗は直径が200km未満, 白抜きは200km以上の期間の移動速度を示す.

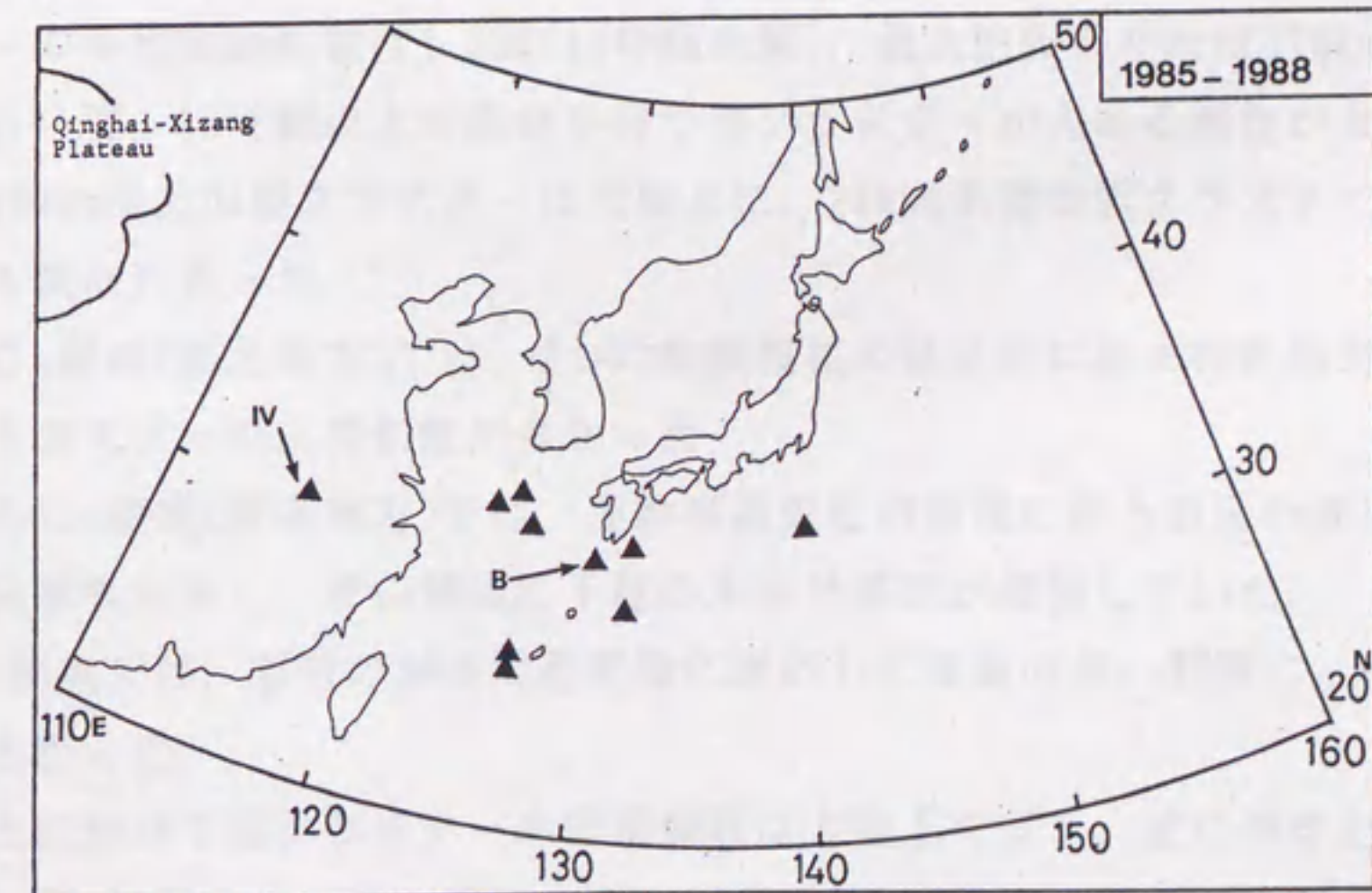


図14:移動速度が15km/hr以下の雲クラスターが観測された地点  
BとIVは第4章と第5章で示される雲クラスターBとIVである.



地形効果の重要性を述べている。しかし、図14に示された様に、9事例の移動速度の遅い雲クラスターが海洋上で観測され、しかも、同時に複数観測されている場合もある。これらは地形効果が直接関与しない停滞の機構が雲クラスターに内在すること、その機構が顕在化し易い大気条件が存在することを示唆している。

移動速度が15km/hrよりも遅い雲クラスターは海洋上で観測され易かった。これらの直径は200km以下の場合が多く、雲クラスターを構成する積乱雲群の速度も遅かったと考えられる。逆に、移動速度が50km/hrよりも速い雲クラスターは直径が200kmよりも大きな期間に観測され易かった。しかし、直径の大きな雲クラスターが移動速度の速い積乱雲群から構成されているは限らない。赤外画像で定義された雲クラスターの雲域の大部分は、上層の雲域(層状雲域)に対応している。幾何学的中心で定義された移動速度は上層の層状雲域の移動に影響され、大きな雲クラスターでは内部の積乱雲群全体の移動速度を反映し難い事例もあると考えられる。雲クラスター内部の積乱雲群が停滞しても、上層の層状雲域の移動のため速い移動速度として衛星から観測される可能性がある。図14に示されたように、移動速度が低下した雲クラスターは大陸上で少なかった。これは大陸と海洋上の雲クラスターを構成する積乱雲群の振舞を反映しているとも考えることもできる。しかし、大陸上では最大直径の大きい雲クラスターが多いため、雲クラスターの移動速度は上層の層状雲域の移動の影響を受け易いと考えられ、このことも大陸上で遅い雲クラスターが観測されない原因の一つと考えられる。

### 3.5: 本章のまとめ

梅雨期の日本周辺の雲クラスターの出現特性には、次の特徴が見出された。

- ①雲クラスターの平均観測回数は1.3回(14時間未満)、最大直径の平均は170kmであった。最大直径が大きい程、12時間以上の寿命を持つ雲クラスターが占める割合が大きい。
- ②最大直径が200km以上の雲クラスターは大陸上に、200km未満の雲クラスターは海洋上で多く形成される傾向にあった。
- ③大陸北部のC<sub>N</sub>領域(華北地方)では、2つの総観規模の低気圧に挟まれた相対的に気圧の高い領域で雲クラスターの出現個数が多かった。
- ④大陸南部のC<sub>S</sub>領域(華南地方)では、亜熱帯高気圧の西進に伴う気圧の高い期間に雲クラスターの出現個数が多く、その期間に下層の水蒸気移流が増加していた。
- ⑤海洋上のO<sub>S</sub>領域では、雲量の30日周期変動に対応して雲量の多い期間に、梅雨前線近傍で出現個数が多かった。
- ⑥午後から夕方にかけて雲クラスターの出現個数は大陸上で多く、逆に海洋上で少なかった。雲量の多いC<sub>S</sub>領域に比べて、雲量の少ないC<sub>N</sub>領域では雲クラスターが午後から夕方に出現する頻度が高かった。
- ⑦寿命が12時間以上の雲クラスターは短い期間に集中して現れる傾向があった。



⑤移動速度が15km/hr以下の長寿命雲クラスターは東経100度～140度の範囲の梅雨前線付近の海洋上で多く観測された。これらの雲クラスターは、雲量の30日周期変動の活発期に出現し易かった。

⑥移動速度が15km/hr以下の長寿命雲クラスターは東経100度～140度の範囲の梅雨前線付近の海洋上で多く観測された。これらの雲クラスターは、雲量の30日周期変動の活発期に出現し易かった。

⑦移動速度が15km/hr以下の長寿命雲クラスターは東経100度～140度の範囲の梅雨前線付近の海洋上で多く観測された。これらの雲クラスターは、雲量の30日周期変動の活発期に出現し易かった。

⑧移動速度が15km/hr以下の長寿命雲クラスターは東経100度～140度の範囲の梅雨前線付近の海洋上で多く観測された。これらの雲クラスターは、雲量の30日周期変動の活発期に出現し易かった。

⑨移動速度が15km/hr以下の長寿命雲クラスターは東経100度～140度の範囲の梅雨前線付近の海洋上で多く観測された。これらの雲クラスターは、雲量の30日周期変動の活発期に出現し易かった。

⑩移動速度が15km/hr以下の長寿命雲クラスターは東経100度～140度の範囲の梅雨前線付近の海洋上で多く観測された。これらの雲クラスターは、雲量の30日周期変動の活発期に出現し易かった。



#### 第4章：1985年6月11日から12日にかけて観測された雲クラスターの事例解析

本章では、移動速度の遅い雲クラスターの構造と維持を積乱雲群に注目して解析する。解析対象は1985年6月11日～12日に南西諸島海域に出現した四つの雲クラスターである。

##### 4.1：雲クラスターの概要

図15は解析対象とした四つの雲クラスターのGMS赤外画像である。雲クラスターには出現順にA～Dと記号を付けた。図16は約6時間毎の雲クラスターの幾何学的中心の位置と12日0時の低気圧中心と前線の位置である。雲クラスターAとBは温暖前線の前方に、雲クラスターCとDは低気圧の暖域に出現した。出現してから約12時間は雲クラスターAとBの幾何学的中心で定義した移動速度が小さい。

表5：雲クラスターの最大面積、寿命と出現時刻

雲クラスター	A	B	C	D
最大面積 ( $\times 10^4 \text{ km}^2$ )	9.0	3.5	3.2	0.8
寿命 (hr)	30	24	10	9
出現時刻 (JST)	1985年 6月11日 0時0分	11時30分	6月12日 0時30分	8時30分

表5に各雲クラスターの $T_{BB}-50^\circ\text{C}$ 以下の最大面積(NOAAの赤外画像を使用)、寿命と出現時刻(GMSマイクロフィルムを使用)をまとめる。第3章の分類を用いれば雲クラスターAとBは長寿命、他は短寿命の雲クラスターとなる。雲クラスターBは図14の“B”と記した移動速度が15km/hr以下の長寿命雲クラスターである。

##### 4.2： $T_{BB}$ 分布の多重構造

雲クラスターの構造の特徴を示すために、第4章と第5章ではOrlansky (1975)が提唱したメソ- $\beta$ スケールを“小さなメソ- $\beta$ スケール(20～50km)”と“大きなメソ- $\beta$ スケール(50～200km)”の2つに分割する。表6にOrlansky (1975)の定義と合わせてメソスケールの定義をまとめる。

図17は長寿命雲クラスターAの観測された $T_{BB}-60^\circ\text{C}$ 以下の面積が最大になった11日13時53分の $T_{BB}$ 分布である。図17aにおいてメソ- $\alpha$ スケールの雲クラスターAの低温な雲域( $T_{BB}-65^\circ\text{C}$ 以下)は $T_{BB}-70^\circ\text{C}$ 以下の4つの領域から構成されている。これらの領域は50～100kmの大きさ、つまり、“大きなメソ- $\beta$ スケール”に対応する。これらを以後、“低温領域”と呼ぶ。図17bは図17aの点線枠の微細構造である。これらの各低温領域は周囲より $T_{BB}$ が2～3℃低い黒塗の部分が複数集まって構成されている。これらの部分の大きさは20～50km、つまり、“小さなメソ- $\beta$ スケール”に対応する。これらを以後、“低温度コア”と呼ぶ。雲クラスターAは複数の“大きなメソ- $\beta$ スケール”の低温領域から構成され、更に、それらの低温領域は“小さいメソ- $\beta$ スケール”の低温度コアの集団であった。つまり、雲クラスターAには対流雲の多重構造が認められた。



15



120 130 140°E

- 25 -



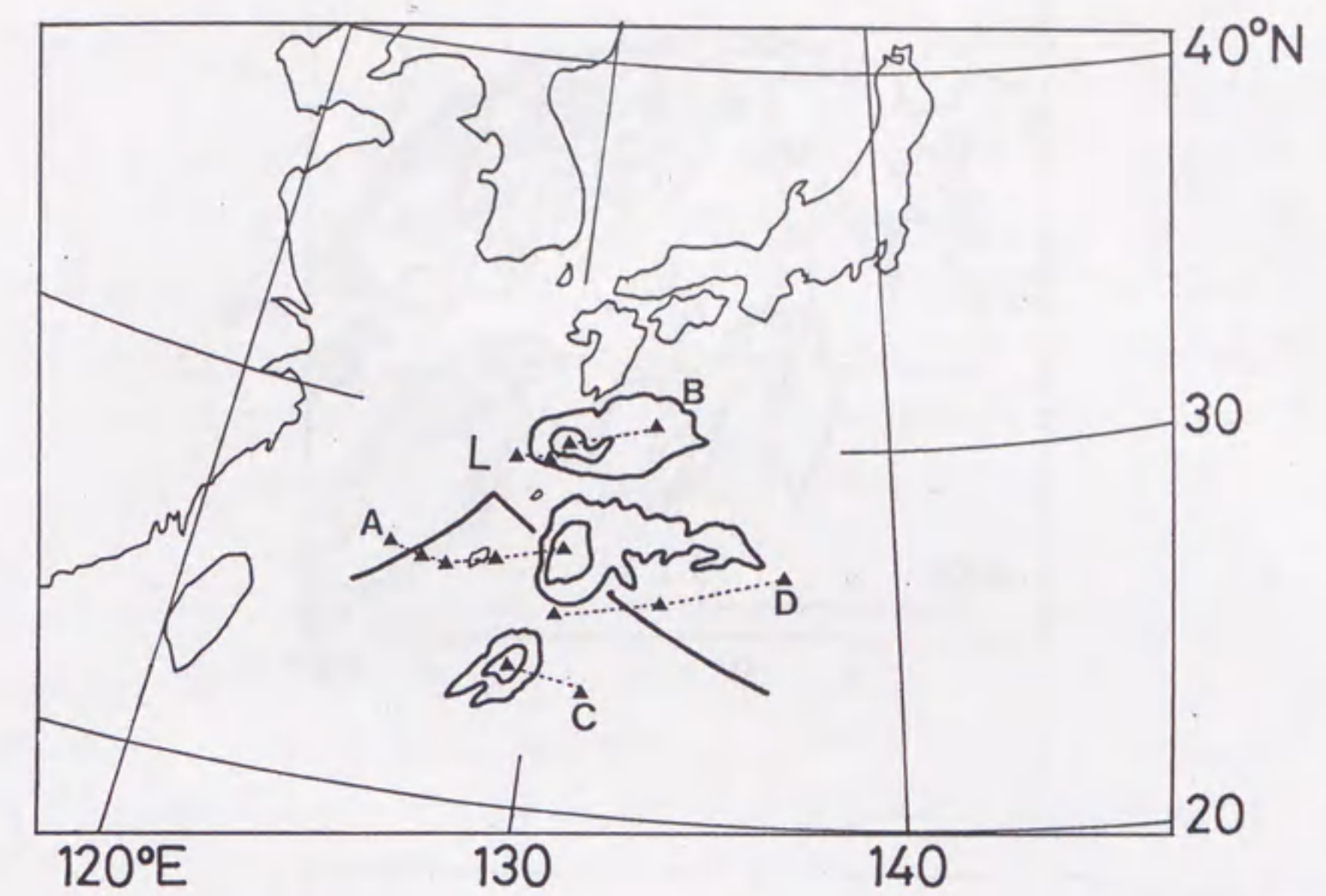


図16：雲クラスターA～Dの軌跡

▲は約6時間毎の位置を示す。6月12時19分の雲クラスターA～Cの $T_{BB}$ 分布(-40と-60℃の等値線)と6月12日0時の低気圧の中心と前線の位置も示されている

表6：本研究で用いるメソスケールの分類

スケール	現象名	規模(km)	Orlansky (1975)
メソ- $\gamma$	積乱雲	2～20	メソ- $\gamma$
小さいメソ- $\beta$	低温度コア 対流性エコー群 積乱雲群	20～50	メソ- $\beta$
大きいメソ- $\beta$	低温領域 レーダエコー塊	50～200	
メソ- $\alpha$	雲クラスター	200～2000	メソ- $\alpha$



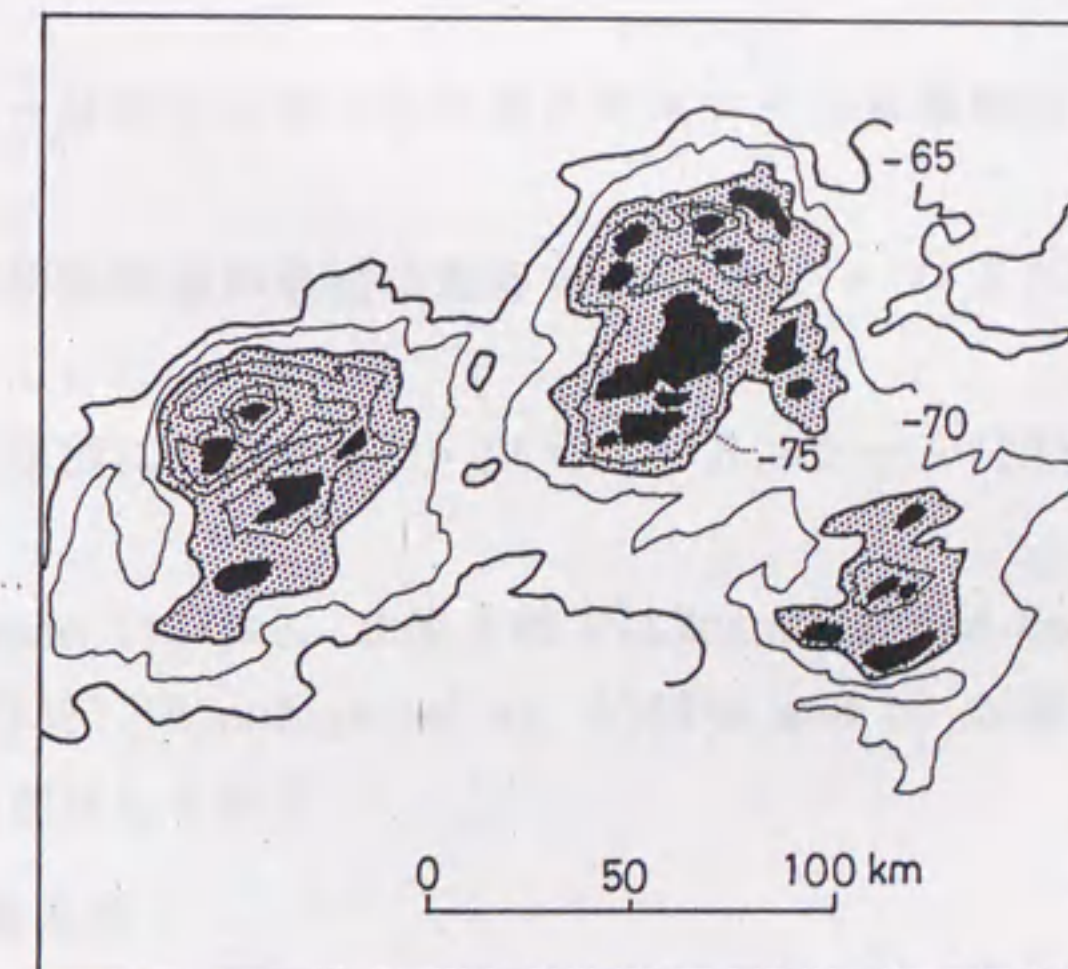
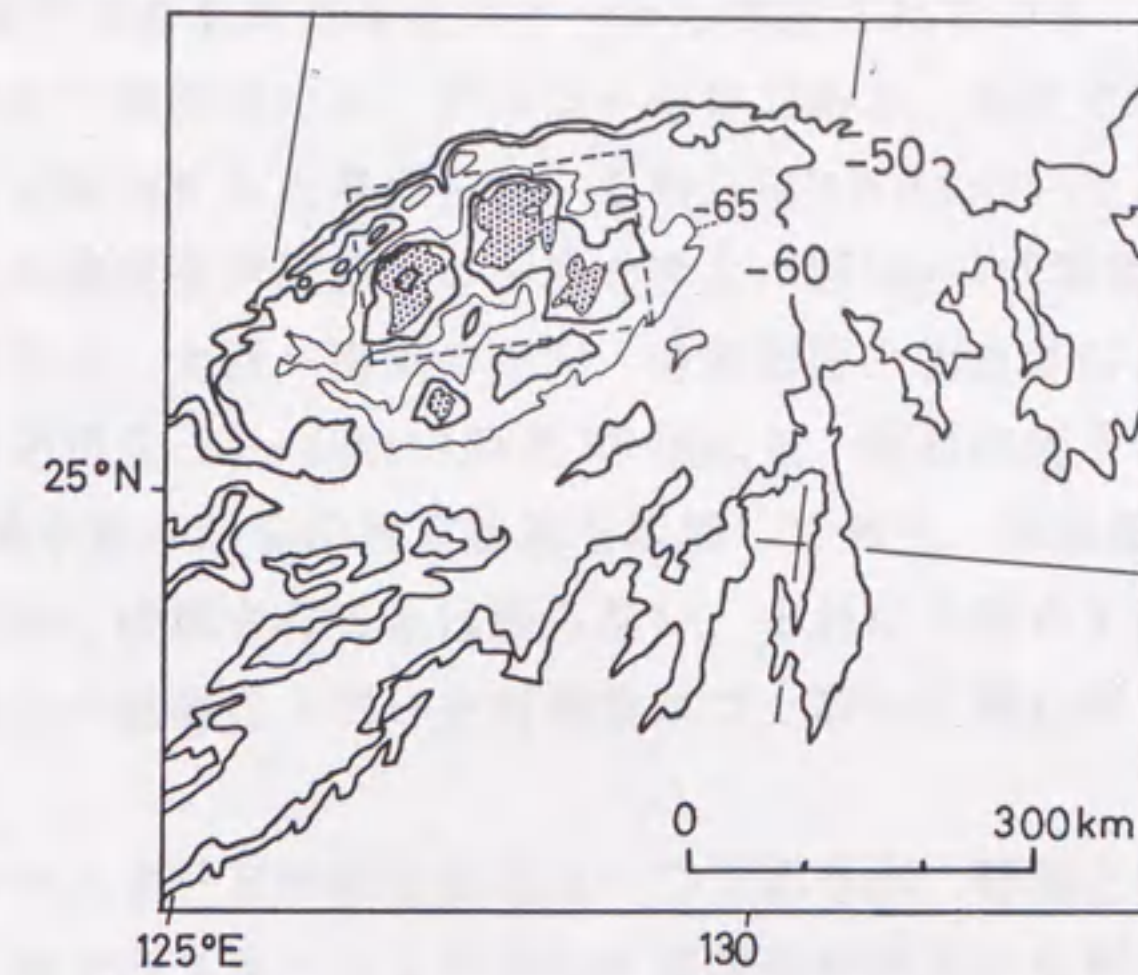


図17a(上) : 雲クラスターAの $T_{BB}$ 分布(6月12日13時53分)  
 等値線は外側から $T_{BB}$ -50, -60, -65, -70, -75と-80°Cを示し, 影域は $T_{BB}$ -75°C以下の領域を示す.  
 図17b(下) : 図17aの点線枠内の $T_{BB}$ 分布  
 等値線は $T_{BB}$ -65から5°C毎に $T_{BB}$ -75°C以下は2°C毎に引かれている. 影域は $T_{BB}$ -75°C以下の領域, 黒塗部分は低温度コアを示す.



図18aの $T_{BB}$ 分布から分かるように、雲クラスターBの影で示された低温領域( $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ 以下)も幾つかの黒塗で示された低温度コアから構成されている。図18bは名瀬PPIレーダから得られた同時刻かつ同領域のレーダエコー分布である。黒塗で示された強いレーダエコーは対流性エコーに相当すると考えられ、それらは“小さいメソ- $\beta$ スケール”の集団を成している。以後、この集団を対流性エコー群と呼ぶ。図18aの低温度コアと図18bの対流性エコー群を比較すると、北西～南東の走向、分布形態と大きさなどに共通点が認められる。衛星の位置の決定精度(20～40kmの誤差)の他にも、衛星は雲上部からの赤外放射量を、PPIレーダは下層の降水粒子からの後方散乱を観測しており、対流雲の発達の段階によっては衛星とレーダで同時に観測されるとは限らない。それにも拘らず図18に共通点が見られることから、赤外面像上の低温度コアと対流性エコー群とは概ね同じ対流雲群を観測していると言える。

図18に示した雲クラスターBの低温領域は一つであるが、時間と共に低温領域の個数は増え(図22を参照)、雲クラスターAと同様に多重構造が衛星から観測された。一方、短寿命の雲クラスターCとDは一つの低温領域から成り、その直径は長寿命雲クラスターのものに比べて大きい(図19と20)。それらの低温領域も同様に複数の低温度コアから構成されている。

$T_{BB}$ 分布とレーダエコー分布から得られた雲クラスターの多重構造の特徴は次のようにまとめられる：

- ①長寿命雲クラスターは積乱雲群の集団に対応する“大きいメソ- $\beta$ スケール(50～200km)”の低温領域から構成されていた。
- ②低温領域は更に、積乱雲群に対応する“小さいメソ- $\beta$ スケール(20～50km)”の低温度コアから構成されていた。

熱帯ではLeary and Houze (1979a)、北米大陸ではMcAnelly and Cotton (1986)、日本周辺ではAkaeda *et al.* (1987)とNinomiya *et al.* (1988a and b)が解析した長続きした雲クラスターにも多重構造が認められる。

#### 4.3: 雲クラスターの移動速度

図16を見ると雲クラスターAとBの移動速度は発達段階と関係があるように見える。気象衛星から観測される雲クラスターの発達には個々の対流雲の発達と対流雲の個数の増加が関係する。赤外面像では前者は雲頂 $T_{BB}$ の低下、後者は $T_{BB}$ の低い雲域面積の増加として観測される。便宜上、ここでは雲クラスターの発達を $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ 以下の面積( $S_{-60}$ )の時間変化で定義する。つまり、 $S_{-60}$ の増加した期間を発達期、減少した期間を衰弱期と見なす。また、雲クラスターの移動速度は最も対流活動が活発な領域の移動で定義すべきだが、気象衛星NOAAの時間分解能が粗く個々の対流雲域の追跡ができないため、ここで $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ で定義された雲域の西端の東への移動速度を用いた。



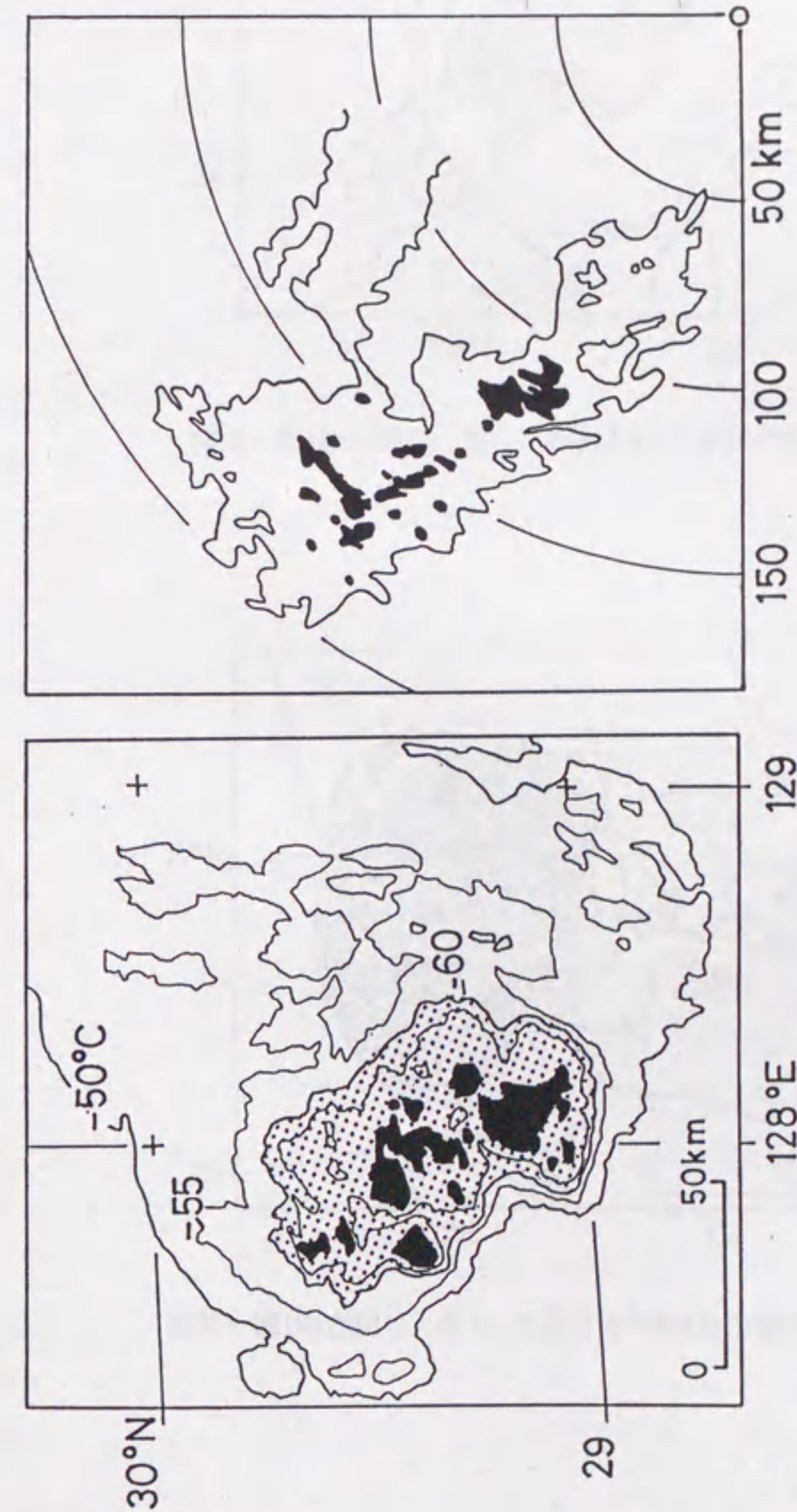


図18：雲クラスターBの $T_{BB}$ 分布(a)とレーダーエコー分布(b)  
 (a)等値線は $T_{BB}$ -50, -60と-65°Cを示す。影域は $T_{BB}$ -60°C以下の領域で、黒塗部分は低温度コアを示す。  
 (b)時刻と領域は図18aとほぼ同じである。黒塗部分はレベル3以上(雨量強度4~16mm/hr)のレーダーエコーを示す。



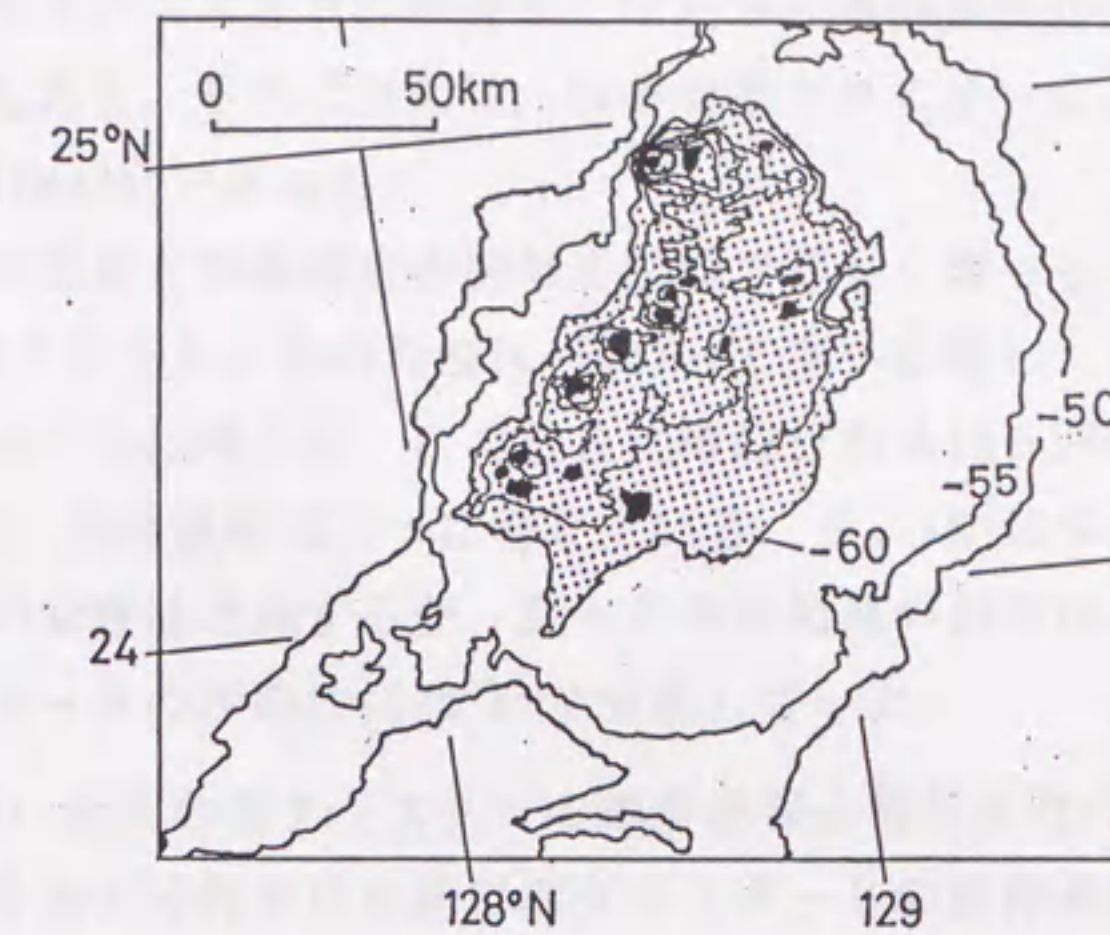


図19 : 図18aと同じ。但し、6月12日2時14分の雲クラスターC

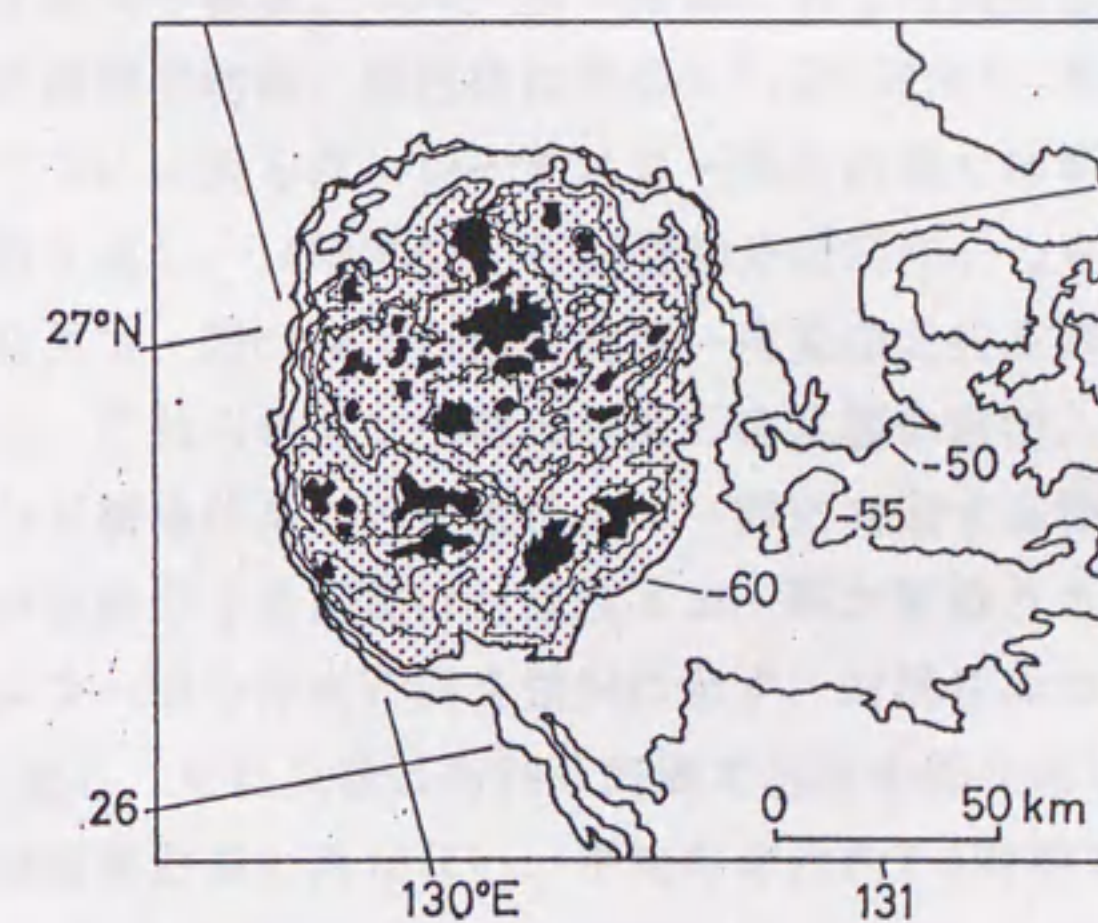


図20 : 図18aと同じ。但し、6月12日7時26分の雲クラスターD



雲クラスターの西端の移動速度(誤差は10km/hr程度)と $S_{-80}$ の時間変化の関係を図21に示す。長寿命雲クラスターAとBは発達期には西端の移動速度が小さく、雲クラスターBでは西進した期間もある。それに対して、短寿命雲クラスターCとDでは発達の程度に関係なく移動速度は40km/hrであった。

雲クラスターBの発達と移動速度の関係を図22で詳しく調べる。6月11日13時53分から19時08分の期間の雲クラスターBの西端は17km/hrで東へ移動し、メソ- $\beta$ スケールの低温領域の個数は一つから二つに増えた。次の11日19時08分から12日2時19分の発達期には、4km/hrで西進しており、低温領域は三つに増えている。 $S_{-80}$ が減少した2時19分から7時26分の期間は低温領域の個数は増加するが、個々の低温領域の面積は小さく衰弱期に対応する。衰弱期の雲クラスターBの西端は40km/hrで東進していた。

#### 4.4: 移動速度が遅い期間の雲クラスターの維持過程と積乱雲群の振舞

レーダエコーの分布の時間変化を基に雲クラスターBの維持過程とその内部での積乱雲群の振舞の関係を調べる。雲クラスターBに対応する1時間毎のレーダエコー分布を図23に示す。中程度以上の強度を持つレーダエコー塊の内部には、小さなメソ- $\beta$ スケールの対流性エコーや小さなメソ- $\beta$ スケールに集団化したメソ- $\gamma$ スケールの対流性エコー群が見られる。

バンド状のレーダエコー塊は、エコー塊の南部にある対流性エコー群の東進と北部にある対流性エコー群の停滞の結果、楕円状に変化し(15時30分)、その後、19時30分にはレーダエコー塊は東西二つに分裂した。レーダエコー塊の内部では新しい対流性エコー群が次々に形成と消滅を繰り返す。14時30分から23時30分の間にa~gまで7個の対流性エコー群が確認できた。対流性エコー群c, e, fとgは北西~南東の走行を持つ数10kmの長さのバンド構造を呈する事から、これらのエコー群は複数の積乱雲の集団、つまり積乱雲群と考えられる。しかし、バンド構造は全ての対流性エコー群に共通する特徴ではない。

対流性エコー群が追跡できる期間は対流性エコー群が維持されていたと考え、寿命を定義する。各対流性エコー群の存在時間を図24に示す。対流性エコー群は19時30分までは規則的に1時間毎に出現し、それ以後は約30分間隔で出現を繰り返していた。出現は規則的であるが、消滅には規則性が見い出せない。平均寿命は約2.5時間で、長いものは4時間にわたり観測されていた。一般的な積乱雲の寿命は数10分であるため、対流性エコー群の平均寿命が2時間を超えることは、積乱雲の入れ替わりによって対流性エコー群が維持されていたことを示唆している。

図23において、新しい対流性エコー群は次々と既存の対流性エコー群の西側約30kmに約30分~1時間の間隔で規則的に出現していた。西側に新しい対流性エコー群が出現してから対流性エコー群は衰退する傾向にあった。対流性エコー群の入れ替わりが6回起き、その結果として、雲クラスターBの発達期のレーダエコー塊は維持されていた。つまり、“小さな



2) 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係  
 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係は、雲の移動速度が速いほど、雲域面積の時間変化が大きい。これは、雲の移動速度が速いほど、雲の移動距離が長くなるため、雲域面積の時間変化が大きくなるからである。

3) 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係  
 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係は、雲の移動速度が遅いほど、雲域面積の時間変化が小さい。これは、雲の移動速度が遅いほど、雲の移動距離が短くなるため、雲域面積の時間変化が小さくなるからである。

4) 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係  
 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係は、雲の移動速度が一定の場合、雲域面積の時間変化は一定である。これは、雲の移動速度が一定の場合、雲の移動距離が一定になるため、雲域面積の時間変化が一定になるからである。

5) 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係  
 雲の移動速度と雲域面積の時間変化の関係は、雲の移動速度が変化する場合、雲域面積の時間変化も変化する。これは、雲の移動速度が変化する場合、雲の移動距離も変化するため、雲域面積の時間変化も変化するからである。

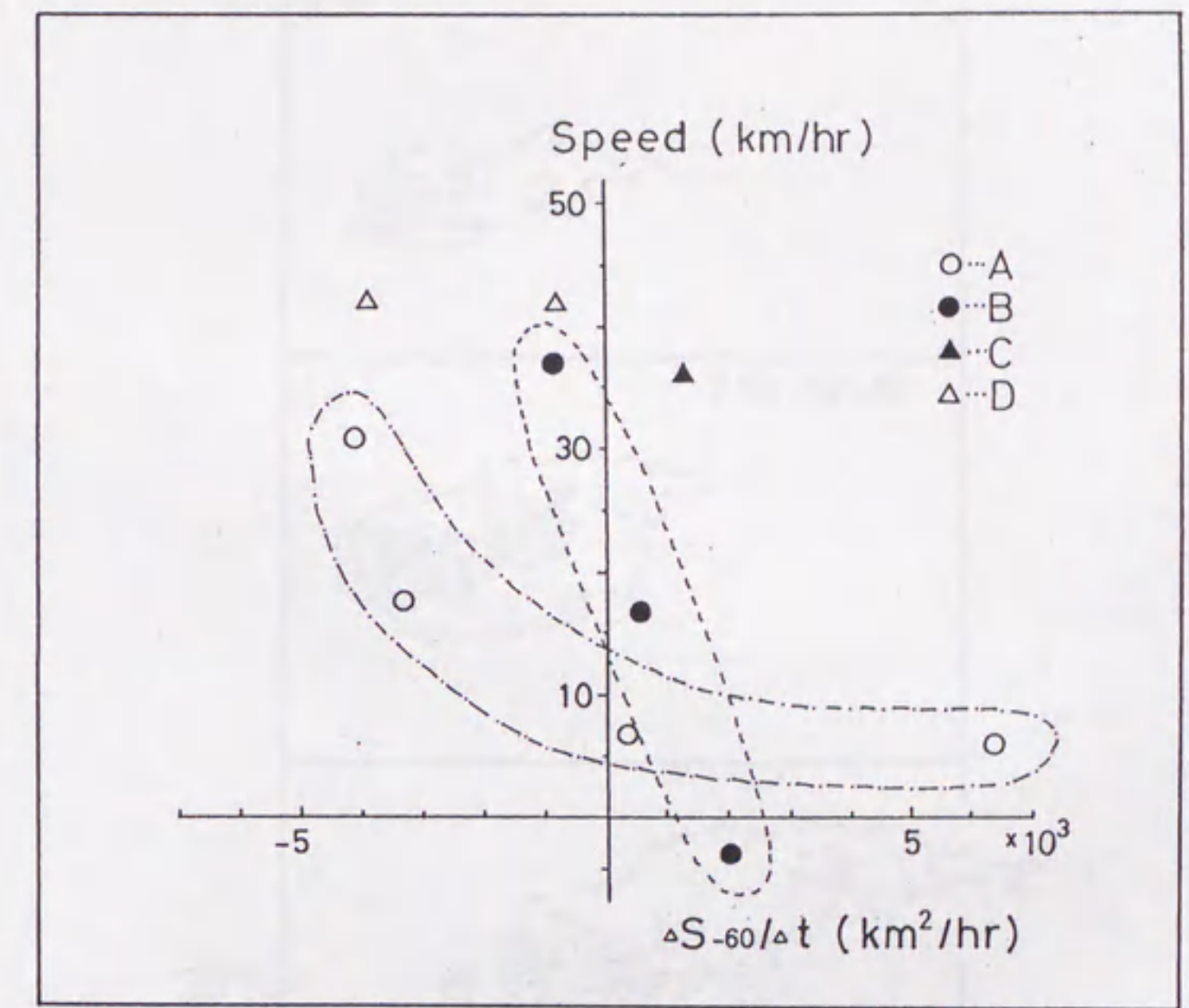


図21: 雲クラスターの移動速度と $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ 以下の雲域面積( $S_{-60}$ )の時間変化の関係



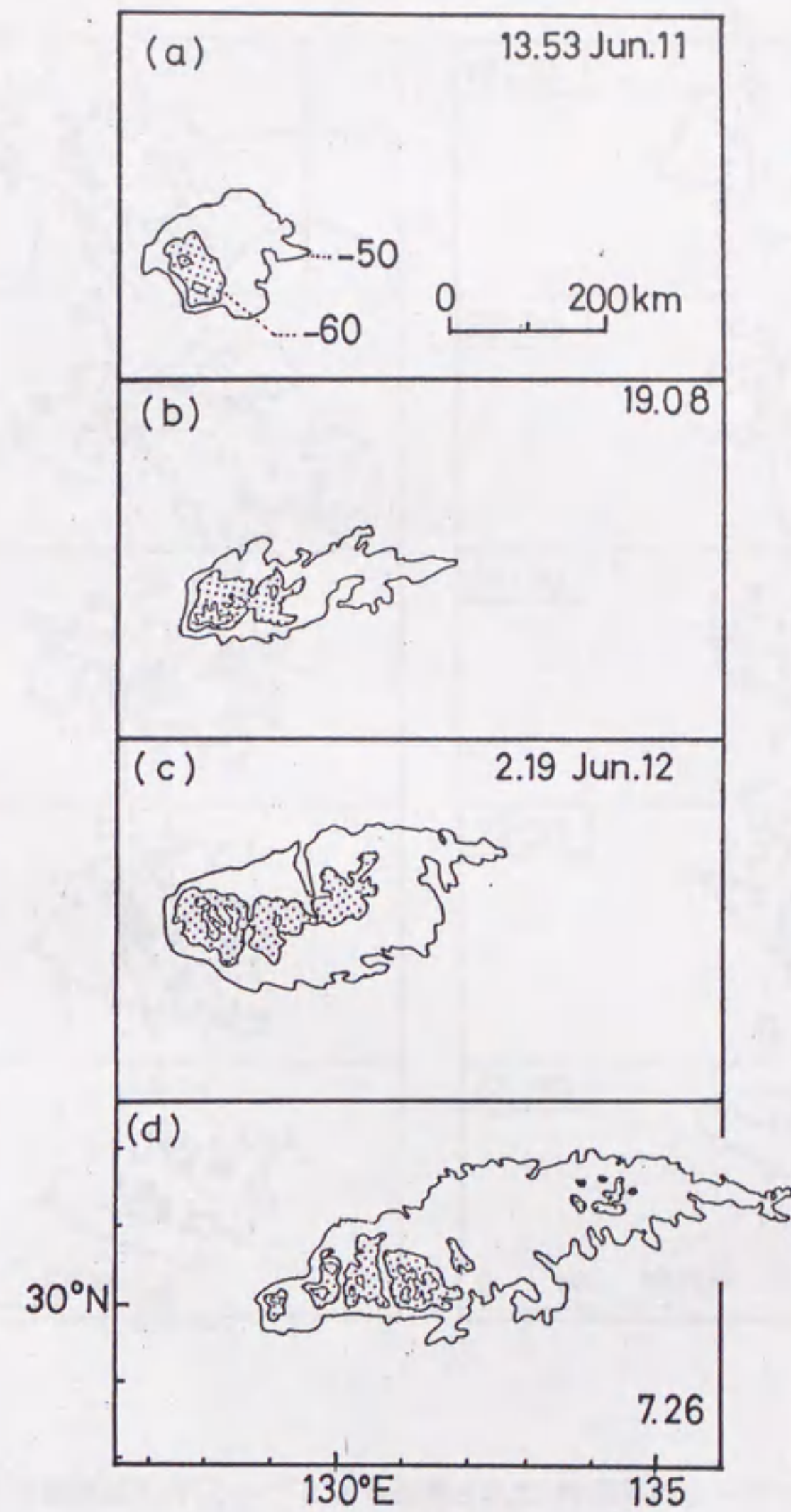
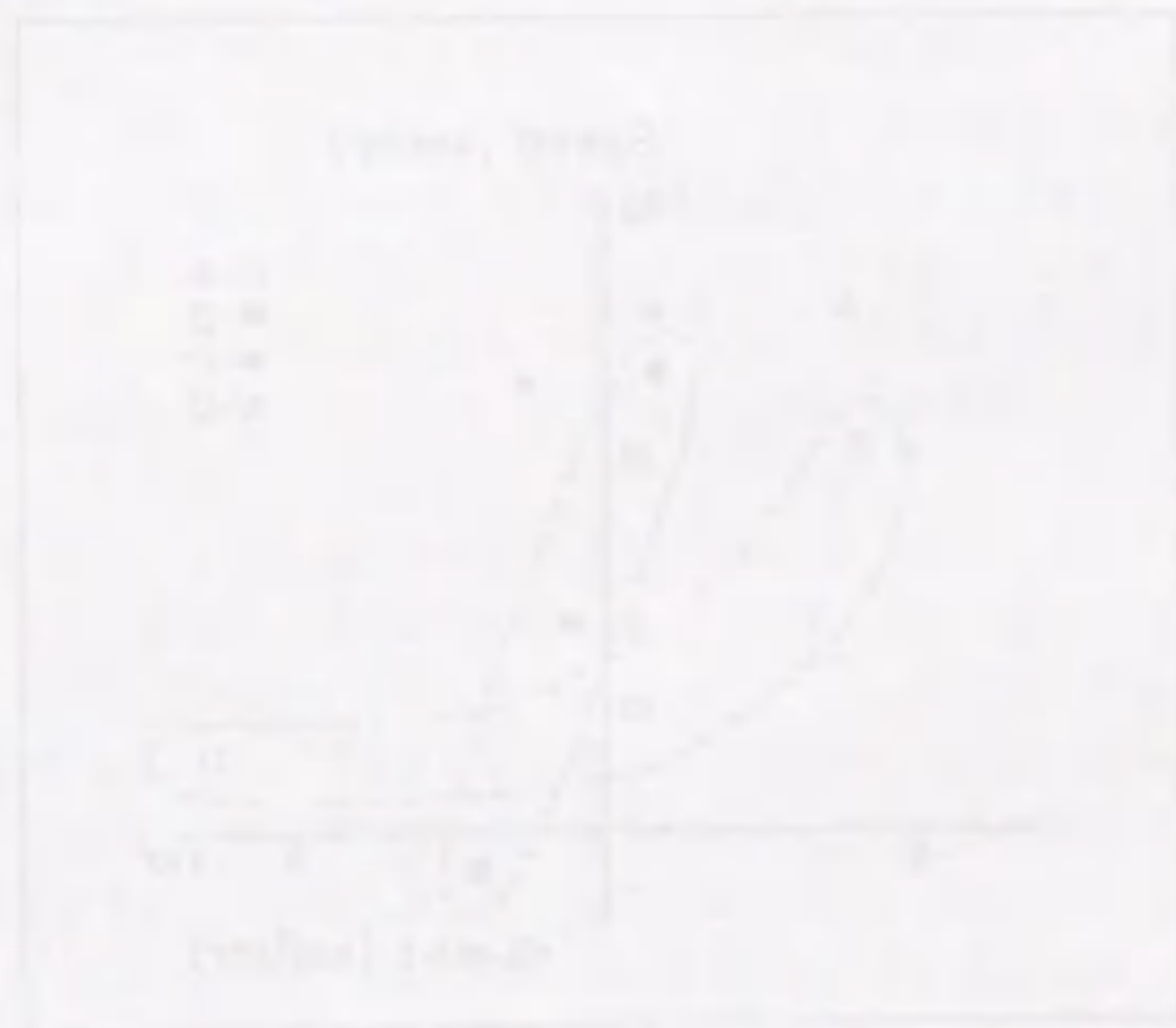


図22：雲クラスターBの $T_{BB}$ 分布の時間変化  
等値線は $T_{BB}$ -50, -60 と-65°Cを示し、低温領域には影が付けられている。



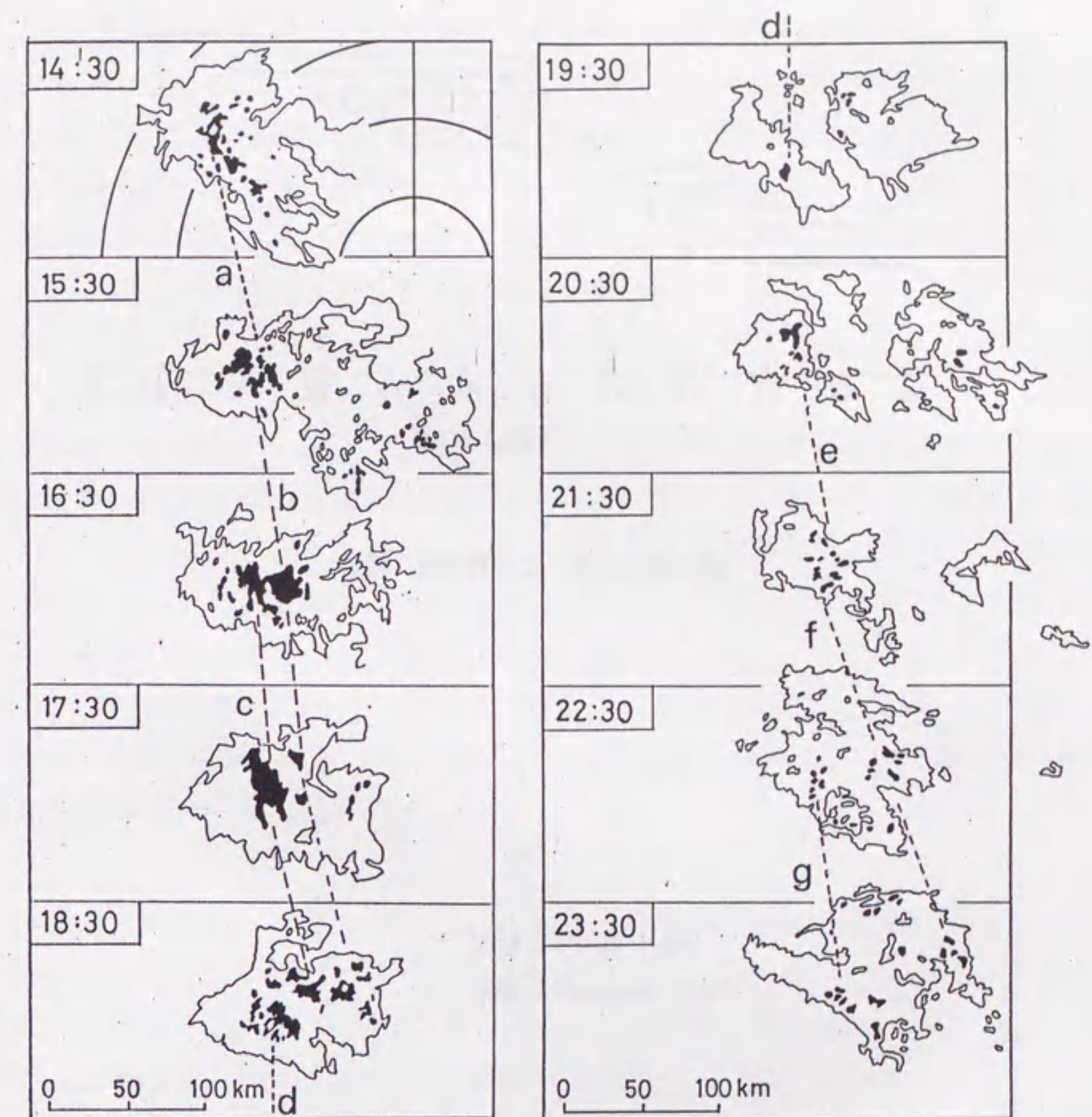


図23：名瀬測候所PPIレーダにより観測された1時間毎のレーダエコー分布  
 実線はレベル2，黒塗部分はレベル3以上のレーダエコーを，14時30分の円弧  
 はレーダから50km毎の距離を示す．a～gの対流性エコー群が観測された．





図24：対流性エコー群の存在時間

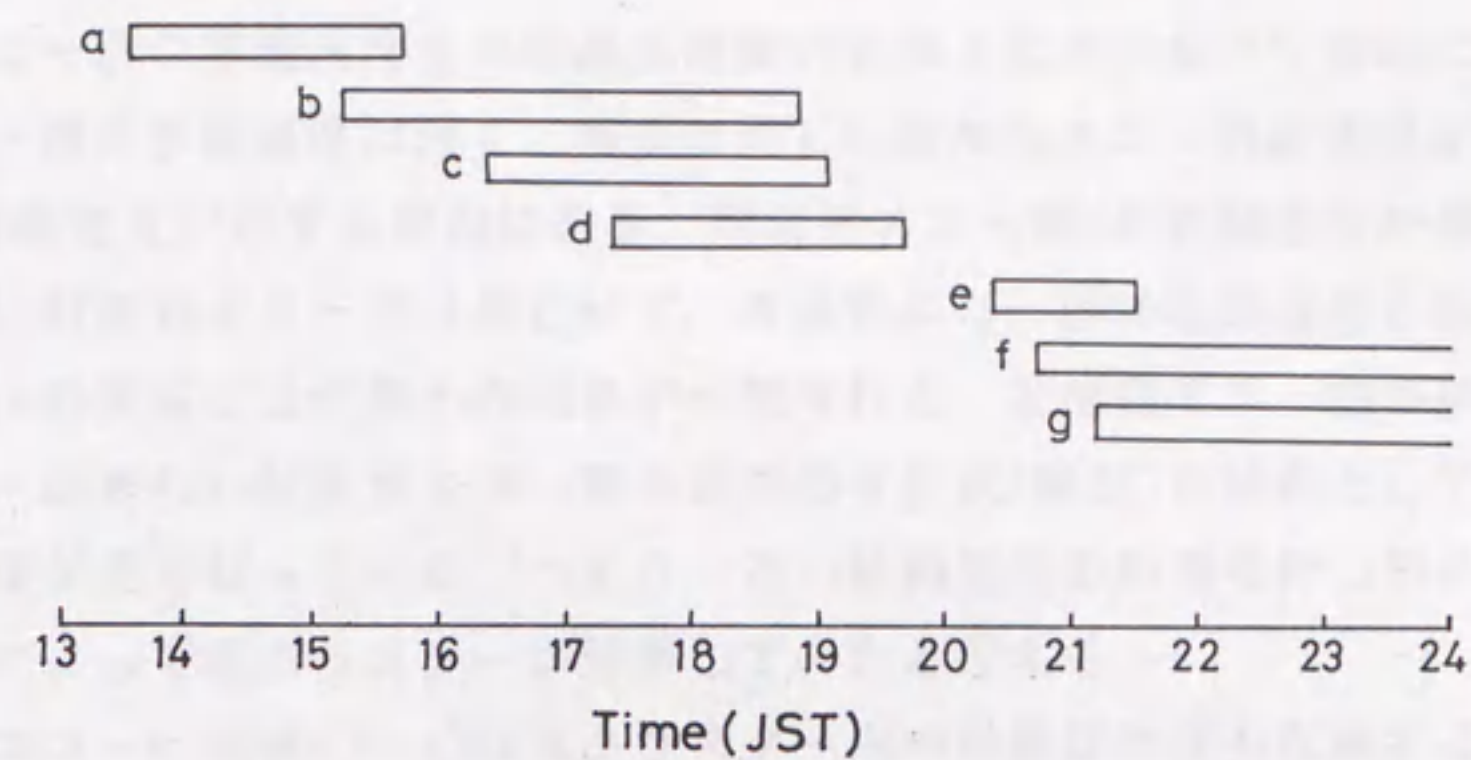


図25：対流性エコー群の移動速度

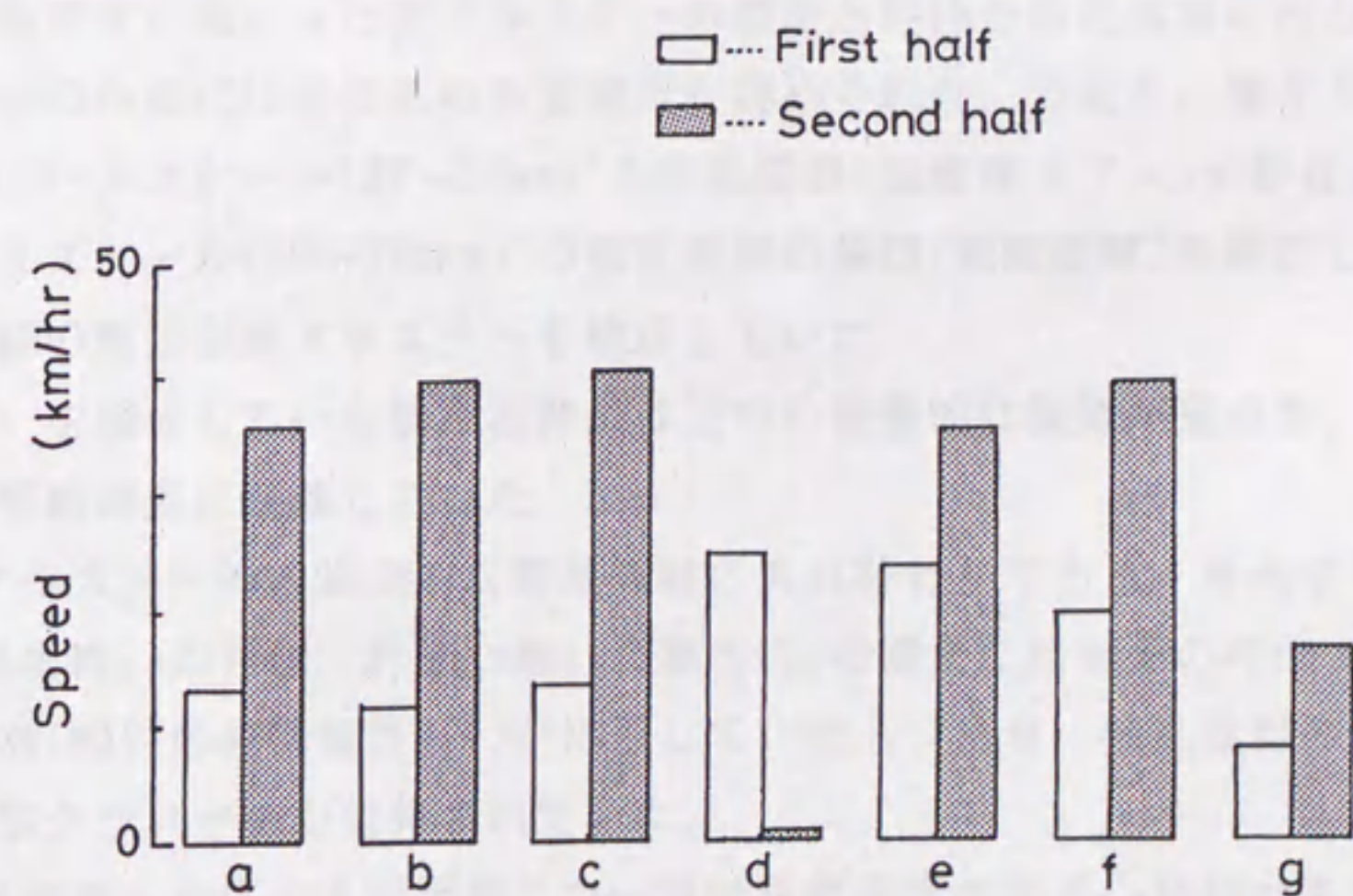


図26：対流性エコー群の移動速度  
エコー群の存在時間の前半と後半に分けて示した。



メソ- $\beta$ スケール”の積乱雲群の規則的な入れ替わりによって雲クラスターが維持されていたと言える。

各対流性エコー群の移動速度をその存在時間の前半と後半に分けて図25に示す。前半では対流性エコー群の移動速度は遅く、西側に新しい対流性エコー群が出現する後半になると40km/hrと移動速度が速まる傾向にある。対流性エコー群dが移動速度が遅かった後半には西側に新しい対流性エコー群は存在せず、対流性エコー群の移動速度と新しい対流性エコー群の西側への形成には何等かの関係が示唆される。対流性エコー群の移動速度が遅い期間と、西側への新しい対流性エコー群の規則的な形成(図23)の結果としてレーダエコー全体の移動速度が遅くなっていた。つまり、遅い移動速度の期間を持つ積乱雲群の規則的な入れ替わりによって雲クラスターが停滞していたと言える。

強いレーダエコーの面積( $S_{L3}$ )は雲クラスター内の対流活動度を反映すると考えられる。図26は各対流性エコー群の $S_{L3}$ と $S_{L3}$ の合計の時間変化である。個々の対流性エコー群の対流活動度( $S_{L3}$ )の変動の結果として、レーダエコー塊の対流活動度(全 $S_{L3}$ )は2~3時間程度の間隔で変動している。そして、複数の対流性エコー群が共存する時には、それらの対流活動度は同位相で時間変化している。つまり、雲クラスター全体の対流活動度が”大きなメソ- $\beta$ スケール”の規模で2~3時間の周期で変動していると言える。また、対流性エコー群b, cとfでは対流活動度は二度の極大を持ち、これからも対流性エコー群内では積乱雲の入れ替わりが起きていたと考えられる。

#### 4.5: 本章のまとめ

海洋上で移動速度が遅かった雲クラスターの構造と維持を積乱雲群に注目して解析した。①雲クラスターの内部には対流雲の多重構造が認められた。つまり、雲クラスター内部には、”小さなメソ- $\beta$ スケール(20~50km)”の積乱雲群(低温度コア)が存在し、積乱雲群は”大きいメソ- $\beta$ スケール(50~200km)”の積乱雲群の集団(低温領域)を構成していた。更に、複数の積乱雲群の集団が雲クラスターを構成していた。

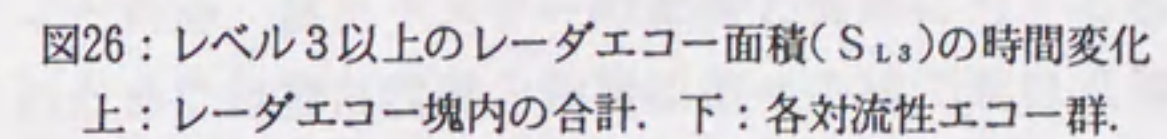
雲クラスターを構成していた積乱雲群には三つの特徴的な振舞が見られ、雲クラスターの維持と遅い移動速度に関係していた。

②第1に、雲クラスター内の規則的な積乱雲群の入れ替わりである。東進する既存の積乱雲群(図27の積乱雲群 $N$ )の西側、約30km離れた場所に1時間または30分の時間々隔で規則的に新しい積乱雲群(図27の積乱雲群 $N+1$ )が出現していた。つまり、積乱雲群の規則的な入れ替わりによって雲クラスターが維持されていた。

③第2に、積乱雲群に対応する対流性エコー群は移動速度の小さい期間があり、その期間には西側に新しい対流性エコー群は観測されなかった。積乱雲群の遅い移動速度と積乱雲群の振舞により海洋上の雲クラスターBの移動速度は長時間に亘り遅かった。

④第3に、雲クラスター内の共存する積乱雲群の対流活動度は同位相で時間変化し、雲クラ







スター全体の対流活動度は2~3時間の周期で変動していた。

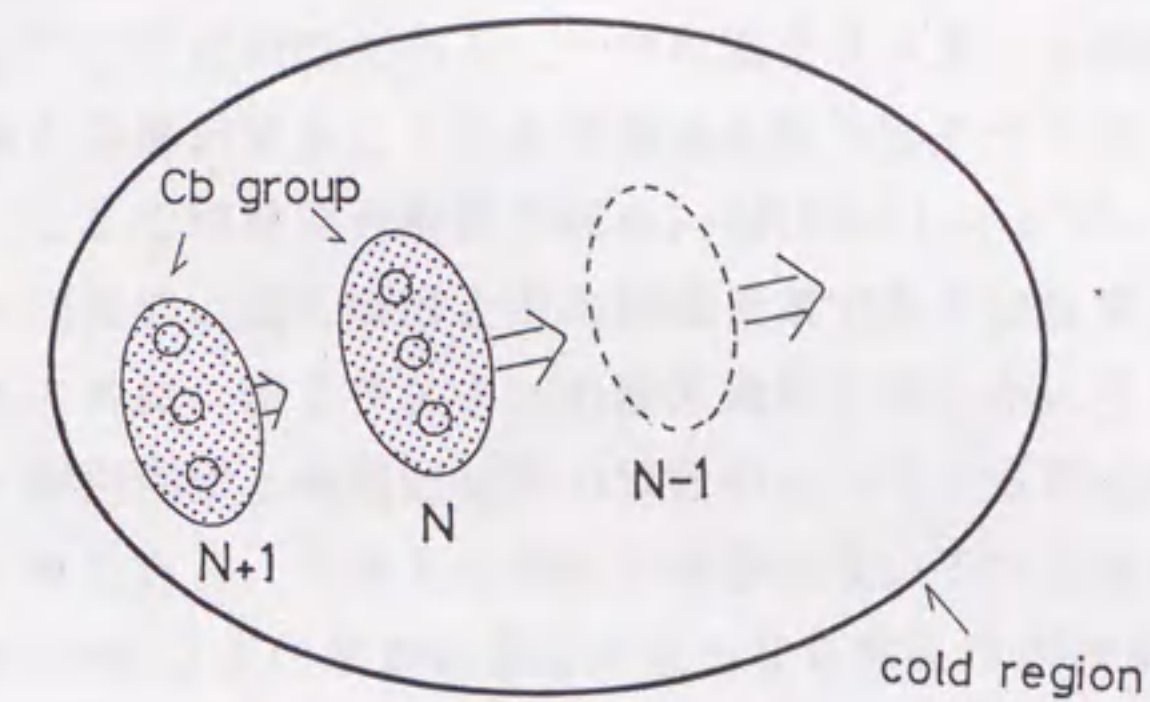


図27：停滞した期間の雲クラスターBの模式図

“大きなメソ-βスケール”の低温領域は複数の“小さいメソ-βスケール”の積乱雲群から構成されている。その低温領域の内部では、新しい積乱雲群(N+1)が既存の群(N)の西側に形成され、古い群(N-1)は東側で消滅している。また、西側に積乱雲群が形成されると既存の群の移動速度が増す。

雲クラスターの内部には対流雲の多重構造が見られ、その一つの要素である積乱雲群の入れ替わりによって雲クラスターが維持されていた。しかし、この解析では積乱雲群を構成する積乱雲を同定できなかったため、雲クラスターの維持と振舞に対する積乱雲の役割を明らかにされていない。そのためには積乱雲群と同時に個々の積乱雲の振舞についても調べる必要がある。また、積乱雲群の移動速度は積乱雲の移動速度と新しい積乱雲の形成される群に対する位置によって決まるため、積乱雲と群に注目して雲クラスターの維持を調べることによって積乱雲群の移動速度が遅くなる過程も明らかにすることができると期待される。



## 第5章：1986年7月13日から15日に観測された雲クラスターの事例解析

前述した移動速度の遅い雲クラスター内部では、積乱雲群(30~50km)が既存の群の西側に規則的に形成され、雲クラスターが維持されていた。一方、Ogura *et al.* (1985)の解析した停滞した雲クラスターの西側では、積乱雲(10~30km)が連続的に形成されていた。異なるスケールの対流雲の振舞が雲クラスターの維持に関係していると考えられる。しかし、前述した積乱雲群とOgura *et al.* (1985)の積乱雲の水平スケールに大差はなく、同じ現象を異なる言葉で表現している可能性もある。一つの雲クラスターを積乱雲と積乱雲群の異なるスケールの立場から解析することは多重構造を持つ雲クラスターの構造と維持を考える際に重要である。ここでは時間分解能の細かい(約2分)レーダデータを用いて、移動速度が遅い雲クラスター内部での積乱雲群とその構成要素である積乱雲に注目して、対流雲の多重構造を確認すると共に、雲クラスターの維持過程を明らかにする。

多くの雲クラスターが出現する梅雨前線帯の特徴の一つは、東西方向で傾圧性や成層の安定度の変化が大きい事である。大陸上の梅雨前線帯は強い不安定な成層と小さい傾圧性で特徴付けられ、東経140度以東の成層状態は安定となり傾圧性が強まる(例えば、Akiyama, 1973; Ninomiya, 1984)。従って、第3章で示した東シナ海を東進する長寿命クラスター周辺の大気状態は徐々に変化すると言える。雲クラスターの対流雲域が消滅した後も、雲域が長時間維持された事例も報告されているが(例えば、Ninomiya *et al.*, 1981)、雲域の鉛直構造の解析が欠けているため、その雲域がまだ“対流雲”の性質を持っているのか、単なるアンビル雲なのか、それとも“層状雲”に変化しているのか明らかではない。ここでは、雲クラスターの活発な対流雲域に起源を持つ長続きした雲域の鉛直構造も調べる。

本章の解析対象は1986年7月13日~15日にかけて観測された東シナ海を東進する長寿命の雲クラスターである。解析には、主に、30分~90分間隔で得られたGMS赤外データを用いた。また、約2分間隔で得られた福岡PPIレーダのフィルムと名古屋大学水圏科学研究所の鉛直レーダのデータを用いて内部構造の解析を行った。

### 5.1：雲クラスター周辺の総観場の特徴

解析期間の成層安定度( $\theta_{*500}-\theta_{*850}$ )、850mb面高度と風ベクトルの分布を図28から図30に示す。雲クラスターI~IVが出現した華南~華中(北緯27~35度)の領域は解析期間を通じて、不安定な成層状態、強い南~南西の風系と小さな温度傾度によって特徴付けられる。雲クラスターIとIIが東進するに連れて、その周辺の大気状態は安定化する。東経140度以東では強い安定な成層と大きな温度傾度で特徴付けられる。雲クラスターIIが主な解析対象である。

出現直後の雲クラスターIの周辺には正の渦度の極大と気圧の極小は解析されないが、14日9時には正の渦度の極大(▲)と総観規模の上昇流域(500mb面上で4cm/sec以上)が雲クラスターIとIIの周辺に認められる。14日21時の雲クラスターIIは低気圧の中心と正の渦度



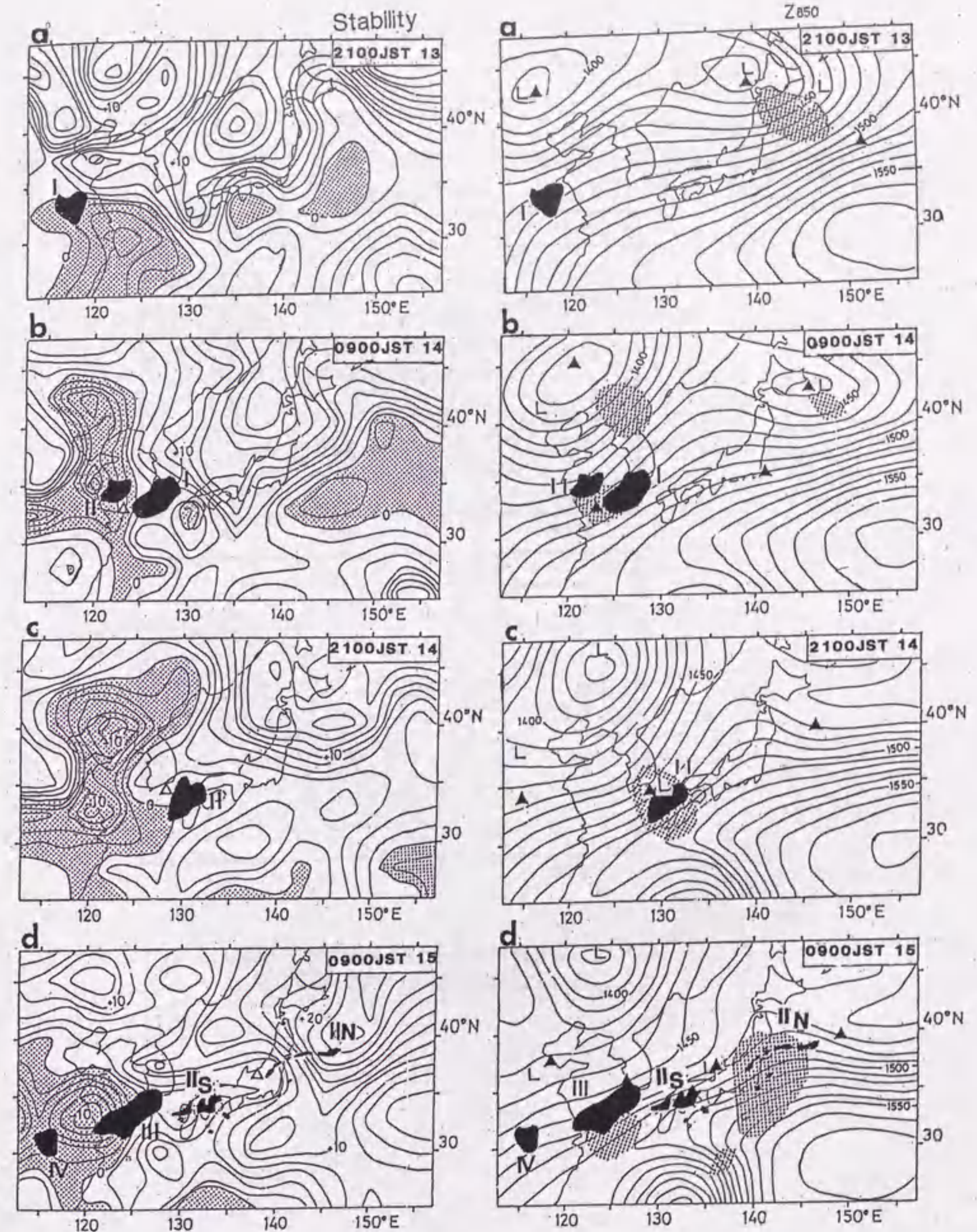


図28：大気安定度( $\theta^*_{500} - \theta^*_{850}$ )の分布  
等値線は $2^\circ\text{C}$ 毎に引かれ、影域と黒塗部分は、安定度が $0^\circ\text{C}$ 以下の領域と雲クラスターIからIVに対応する $T_{850} - 50^\circ\text{C}$ 以下の雲域を示す。

図29：850mb高度の分布  
「L」と「▲」は印刷天気図から定義した地上における低気圧中心と850mb面における正の渦度の極大の位置を示す。影域は500mb面上の $4\text{cm/sec}$ 以上の上昇流域を示す。



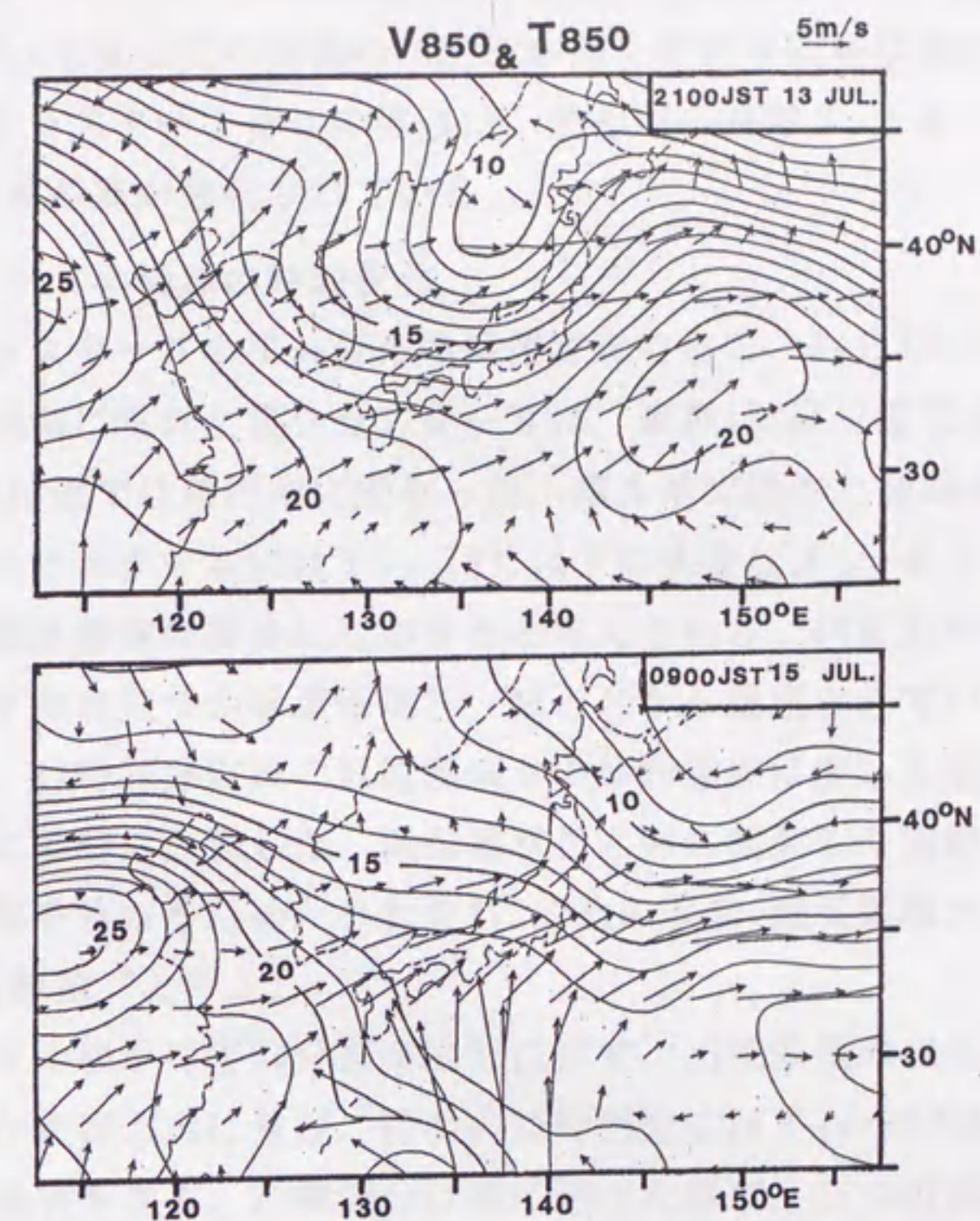


図30：850mb面における風と気温分布  
 気温の等値線は1℃毎に引かれている。



の極大の近傍に観測されている。この期間の雲クラスターⅠとⅡは850mbと500mb(図略)面上の大規模なトラフの前面に位置した。

15日09時までに雲クラスターⅡは北と南の雲域Ⅱ<sub>N</sub>とⅡ<sub>S</sub>に分かれ、それぞれ低気圧と異なった速度で移動している。南の雲域Ⅱ<sub>S</sub>は低気圧の後面の中立に近い成層状態に位置する。一方、北の雲域Ⅱ<sub>N</sub>は低気圧の前面の傾圧性が高く安定な成層状態の総観規模上昇流域に位置している。雲クラスターⅠとⅡの周辺は、北と南の雲域Ⅱ<sub>N</sub>とⅡ<sub>S</sub>を含め、解析期間を通して850mb面では南西風が強化されている。

#### 5.2: 雲クラスターⅡの構造の時間変化

図31は、雲クラスターⅡの $T_{BB}$ 分布の時間変化である。14日4時05分に大陸の縁付近で雲クラスターⅠの西側に現れた雲クラスターⅡは、東経125度付近では比較的円形に近い形を呈し、東経130度付近では楕円形に変わった。第4章で述べた長寿命雲クラスターAとBと同じように、雲クラスターⅡには $T_{BB}-70^{\circ}\text{C}$ 以下の大きなメソ- $\beta$ スケールの低温領域が見られ、これらは積乱雲群の雲頂に対応すると考えられる。14日22時05分の雲クラスターⅡは北、南とその中間の三つの低温領域N、MとSから構成されている。低温領域NとMは東進し続けるが、22時05分以後の低温領域Sの移動速度は著しく低下し、その結果、雲クラスターは二つの雲群に分裂した。低温領域NとMに起源した雲群は第3章で定義した雲クラスターの基準を外れるため、それぞれ、“北の雲群(低温領域NとMに起源)”と“南の雲群(低温領域Sに起源)”と呼ぶ。

雲クラスターⅡの細かい $T_{BB}$ 分布を図32に示す。出現直後の14日05時27分では、二つの小さな低温領域が東西方向に並び、図31の13時05分には $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ 以下の大きなメソ- $\beta$ スケールの低温な雲域を含み、22時05分は既に述べた様に、三つの低温領域から構成されている。雲クラスターⅡの低温領域の個数と面積は、移動と共に増えた。この特徴は第4章で解析した雲クラスターBでも認められた。

雲クラスターⅡが分裂した後の15日2時05分には、低温領域NとMの雲頂 $T_{BB}$ は増加する。更に、低温領域Nから北東に伸びる $T_{BB}-40^{\circ}\text{C}$ 以下の雲バンドと低温領域Mの南側に $T_{BB}-50^{\circ}\text{C}$ 以下の小さな雲域から構成される別の雲バンドが出現した。また、移動速度の遅い南の雲群の $T_{BB}-70^{\circ}\text{C}$ 以下の面積が増加した。14日13時05分以降の雲クラスターⅡは大きなメソ- $\beta$ スケールの雲群の集団として認められる。

#### 5.3: 移動速度の低下した雲クラスターⅡ内部での積乱雲群の構造と維持

雲クラスターⅡの通過に伴い九州北部では限られた時間と範囲に多量の降水がもたらされた。図33aは移動速度が低下した南の雲域Ⅱ<sub>S</sub>(低温領域S)の通過に関連した降水量の分布である。15日0時00分から4時00分の4時間に、海岸線近くの佐世保では218mmの降水が観測された。図33bに示した佐世保で観測された10分間雨量の時系列には三つの降水量が多い期間が見られ、14日21時00分頃の最初の多降水期間は北の雲群Ⅱ<sub>N</sub>(主に、低温領域M)の通



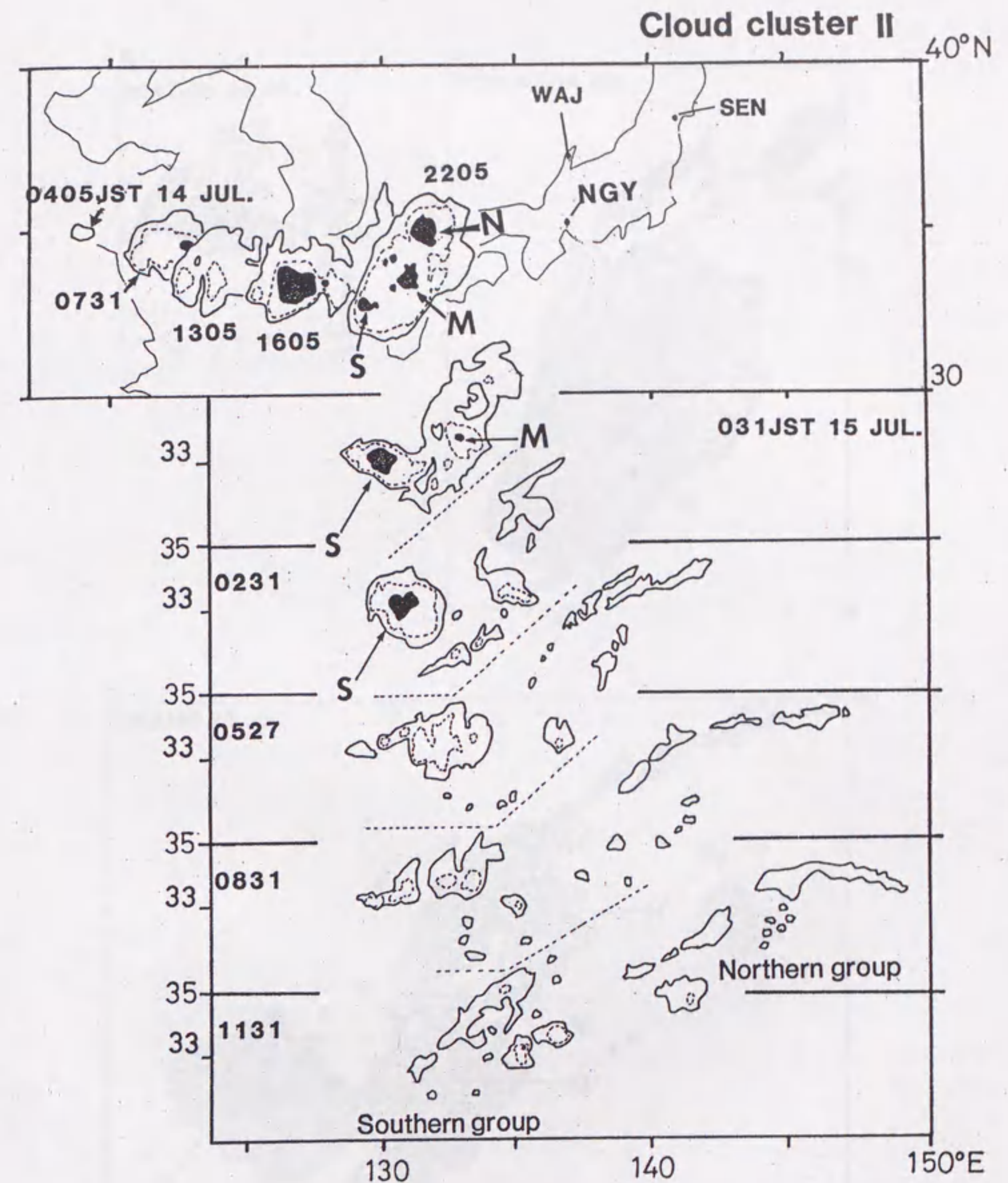


図31: 雲クラスターIIの $T_{BB}$ 分布の時間変化

実線と破線の等値線は $T_{BB}-50^{\circ}\text{C}$ と $-60^{\circ}\text{C}$ を示す。黒塗部分は $T_{BB}-70^{\circ}\text{C}$ 以下の領域を示す。垂直レーダが設置されている名古屋大学の位置はNGYで、解析に使った高層気象の輪島と仙台はWAJとSENで位置を示してある。



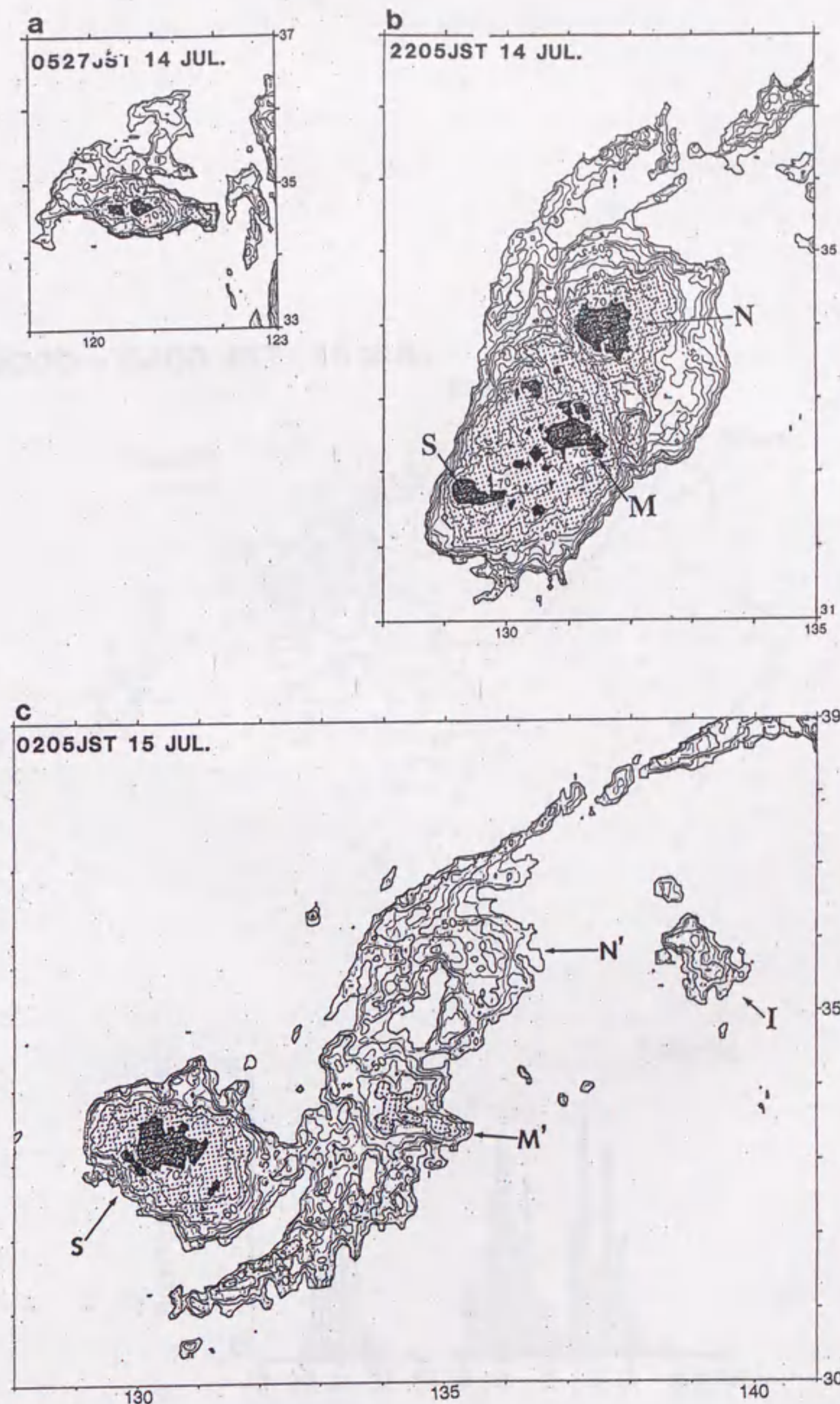


図32: 雲クラスターIIの細かい $T_{BB}$ 分布  
等値線は $-40^{\circ}\text{C}$ から $2.5^{\circ}\text{C}$ 毎に引かれ、薄い影は $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ 以下、濃い影は $T_{BB}-70^{\circ}\text{C}$ 以下の領域を示す。雲域 $N'$ と $M'$ は低温領域 $N$ と $M$ に起源する雲域である。雲域 $I$ は雲クラスターIに起源する雲域である。



0000 - 0400 JST 15 JUL.

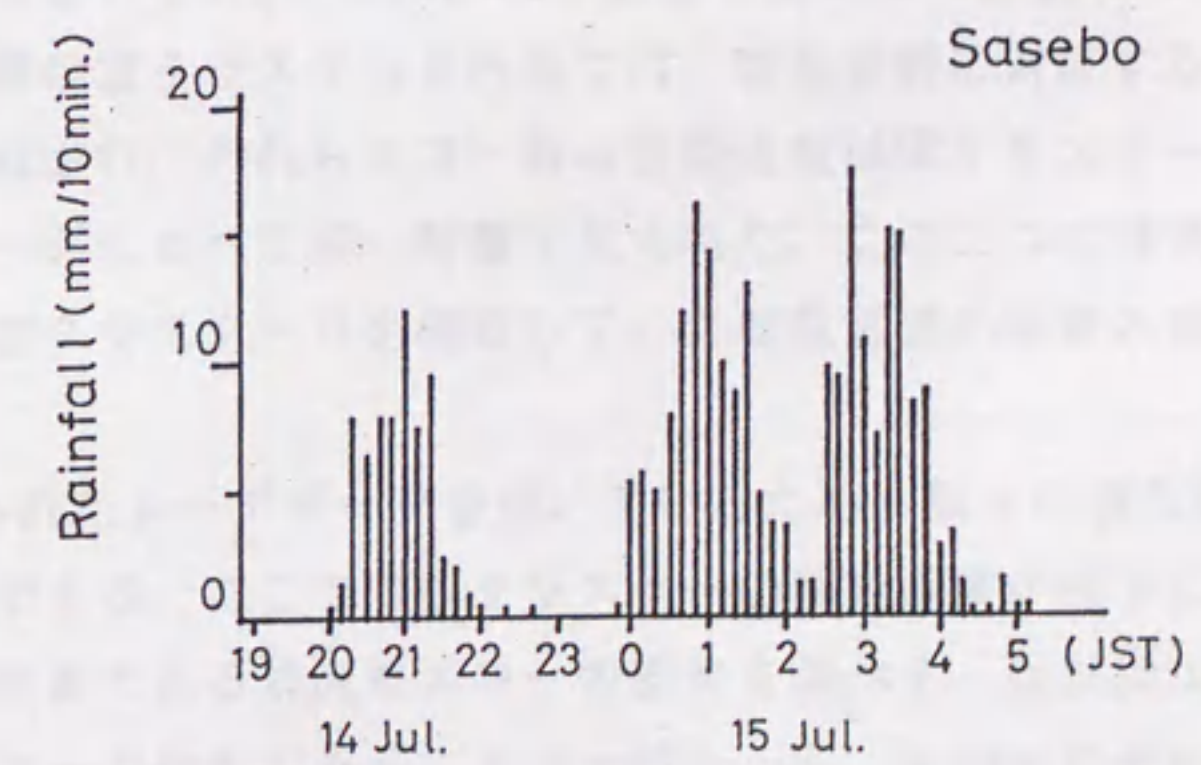
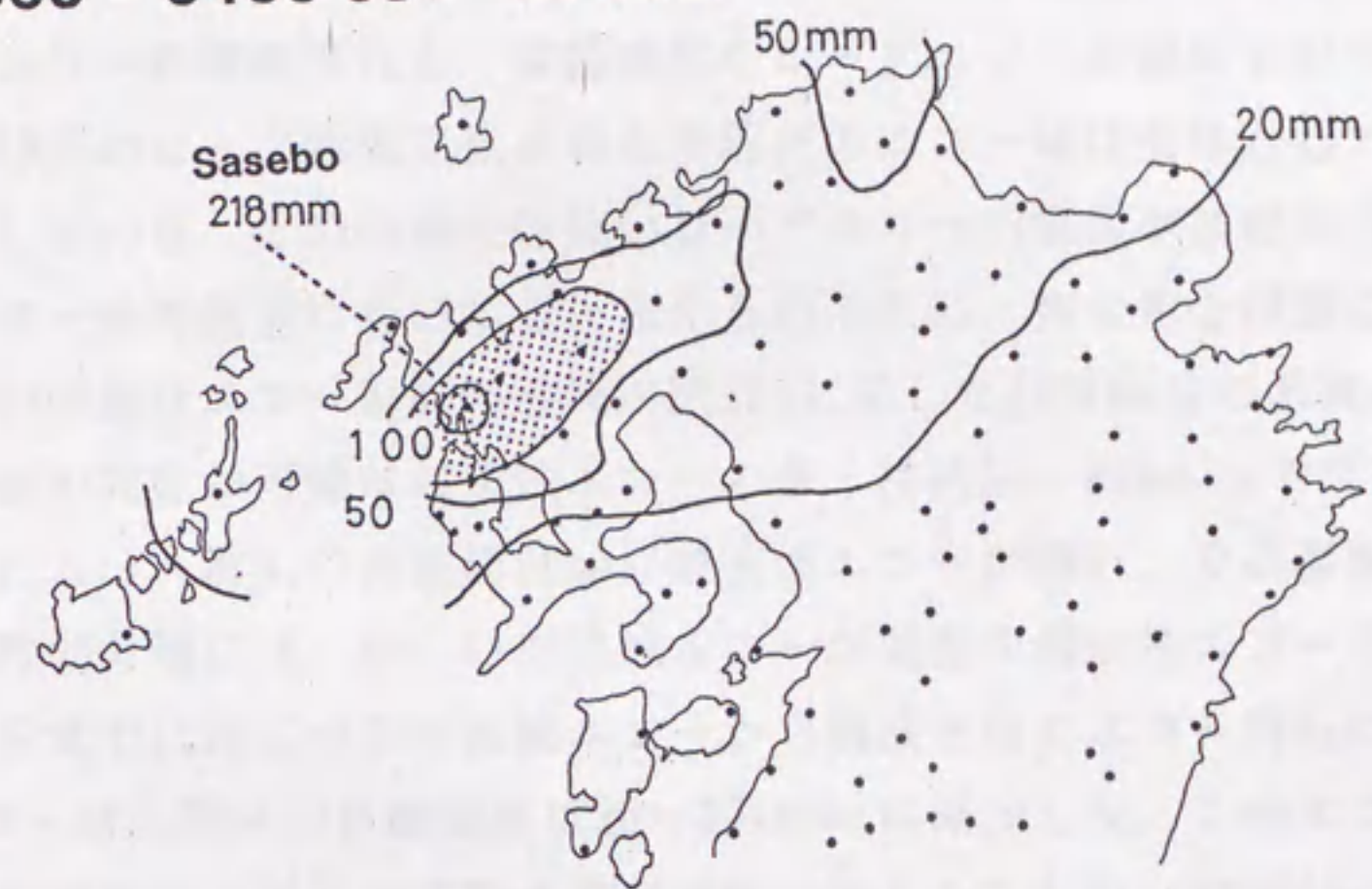


図33 : (a)1986年7月15日0時から4時までの降水量の分布  
黒丸はAMeDAS観測点の位置を示す。  
(b)佐世保での10分間雨量の時系列



過に、その後の二つの多降水期間は南の雲群Ⅱ<sub>s</sub>(低温領域S)の通過時にもたらされた。各期間には10mm/10分を超える極大が存在し、この極大は発達した積乱雲の通過に対応すると考えられる。10mmを超える複数の10分間降水量が2番目と3番目の多降水期間に存在し、5mm/10分を超える降水の持続時間も1時間以上であることから、多降水期間は積乱雲群の通過に対応すると言える。低温領域MとSの内部で観測された積乱雲群の振舞をレーダデータから解析する。

図34と35は福岡レーダで観測された雲クラスターⅡに対応するレーダエコーの分布とその時間変化である。19時00分の赤外画像でみた雲クラスターⅡは楕円形を呈し、内部ではバンド状のレーダエコーが観測される。移動速度をレーダエコーの幾何学的中心を用いて定義すると、19時00分のレーダ画像に見られる中程度のエコー域は全体として約60km/hrの速度で北東に移動している。その内部には強いレーダエコーの集団が複数見られる。中程度以上のレーダエコーは対流雲に対応すると考えられるため、第4章と同様に対流性エコーと呼ぶ。その内の対流性エコー群B<sub>1</sub>の通過が図33bに示した21時00分の多降水期間に対応する。20時00分前後の同定が可能な対流性エコーの多くは約50~60km/hrで北東に移動した。

14日19時00分頃にエコー群B<sub>1</sub>の南東約40kmに対流性エコーが現れ、その移動速度はエコー群B<sub>1</sub>に近い。20時00分頃には、新しい対流性エコーが既存の対流性エコーの西側約25kmに出現し、22時00分までには二つの対流性エコーから構成されたエコー群B<sub>2</sub>に発達した(図35)。そして、エコー群B<sub>2</sub>全体の移動速度は20~30km/hrに減少した。このエコー群B<sub>2</sub>に対応する積乱雲群が佐世保の二番目の多降水期間の降水をもたらした。22時00分には弱いエコーがエコー群B<sub>2</sub>の西側約80kmに発生した。この地点は雲頂T<sub>BB</sub>が-50℃よりも高い雲域、つまり、対流活動の活発でない領域であったが、弱いエコーは新しいエコー群B<sub>3</sub>に発達した。このエコー群B<sub>3</sub>も全体として約20~30km/hrの速度で東北東へ移動した。

移動速度が低下した期間の雲クラスターⅡ内部では、積乱雲群に対応するエコー群B<sub>2</sub>とB<sub>3</sub>は既存の群の西方に形成され、それらエコー群の移動速度は雲クラスターの移動速度が低下する前の対流性エコー群に比べて遅い特徴が見られた。この二つの特徴は第4章で解析した海洋上で停滞した雲クラスターBを構成していた積乱雲群の振舞の特徴と共通している。

本章では約2分毎に得られたレーダデータを用いているため、個々の積乱雲に対応する対流性エコーの追跡が容易である。ここでは雲クラスターの移動速度が低下した期間のエコー群B<sub>2</sub>とB<sub>3</sub>の構造と構成要素である対流性エコーの振舞を調べる。図36はエコー群B<sub>1</sub>、B<sub>2</sub>とB<sub>3</sub>の30分毎のレーダエコーの分布である。エコー群B<sub>1</sub>、B<sub>2</sub>、B<sub>3</sub>のそれぞれが積乱雲に対応する複数の対流性エコーから構成されている。エコー群B<sub>2</sub>を構成する新しい対流性エコーは連続的に既存のエコーの西側15~25kmに形成され、古い対流性エコーは東側で消滅している。この対流性エコーの形成と消滅が繰り返された結果、エコー群B<sub>2</sub>は維持され、その移動速度は低下した。この対流性エコーの規則的な形成と衰弱は、南の雲群の移動速度



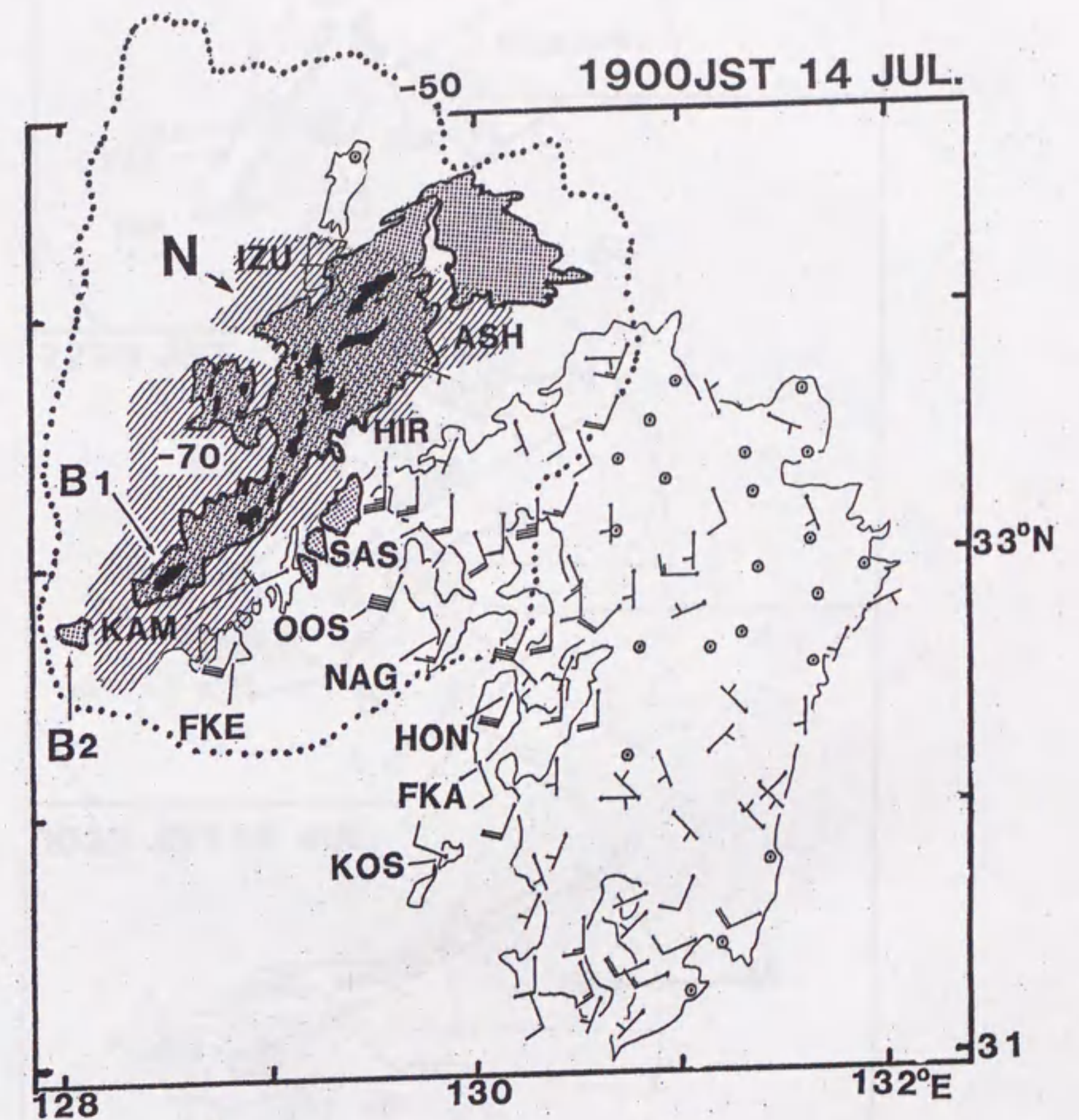


図34：1986年7月14日19時のレーダエコー分布と地上風の分布  
 影域と黒塗部分は、中程度(4~16mm/hr)と強い(16~64mm/hr)レーダエコーを示す。点線は $T_{BB}=50^{\circ}\text{C}$ の等値線を、斜線域は $T_{BB}=70^{\circ}\text{C}$ 以下の雲域を示す。短い矢羽と長い矢羽は1m/secと2m/secを示す。



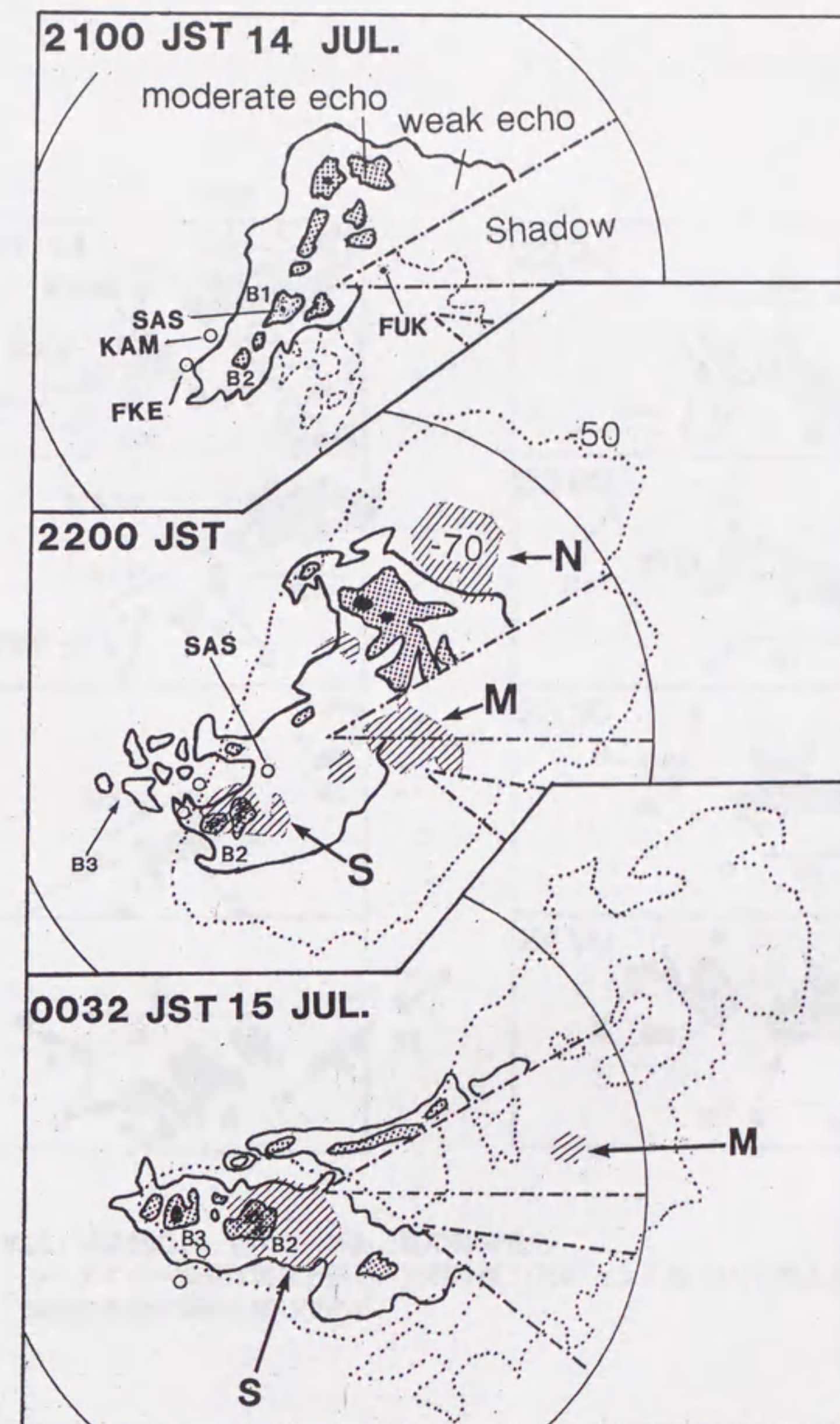


図35：雲クラスターⅡに対応するレーダエコーの時間変化  
 白塗部分は弱い(1~4m/sec)レーダエコーを示し、他は図34と同じである。○  
 は福江(FKE)と上五島(KAM)のAMeDAS観測点の位置を示す。



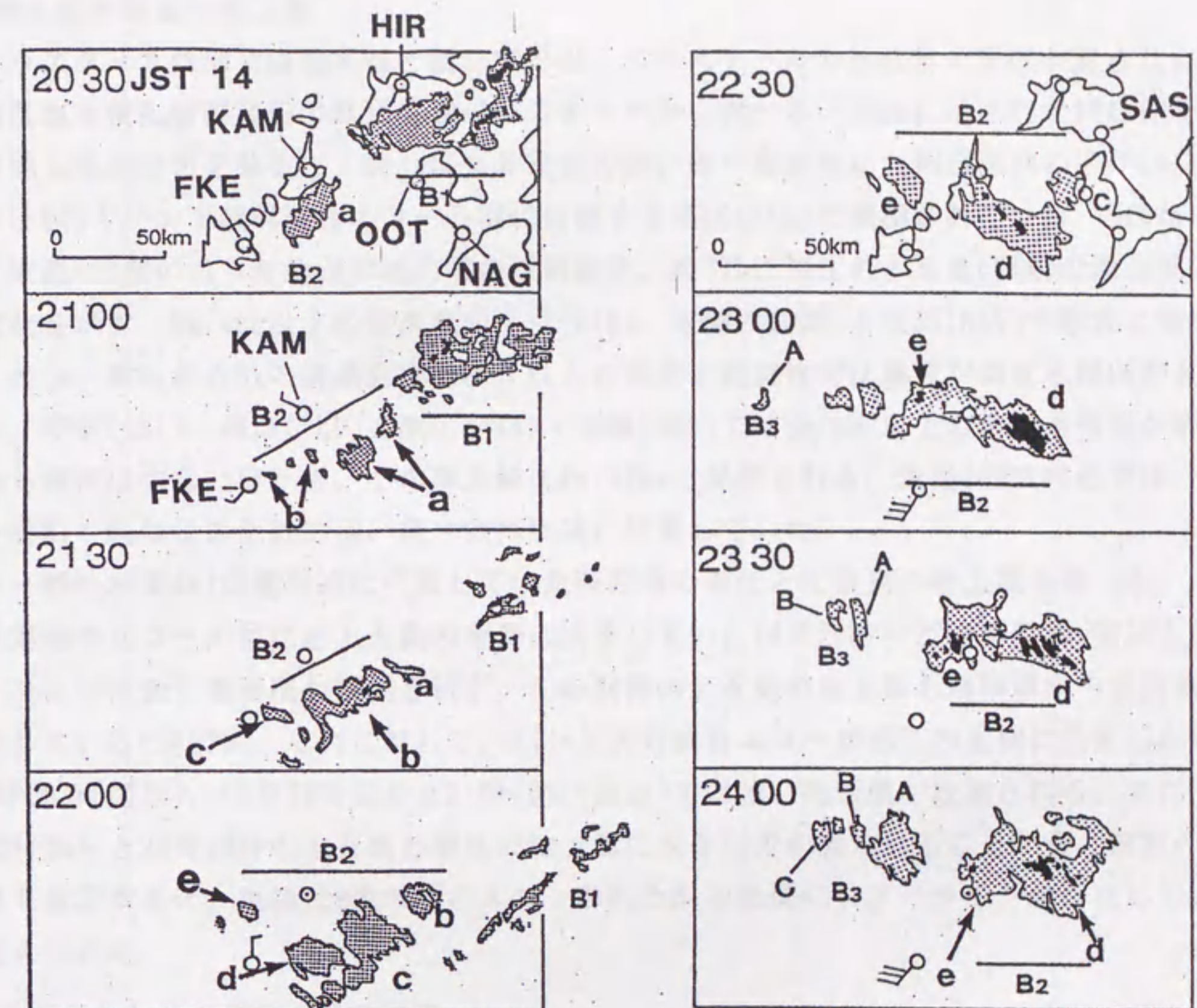


図36：30分毎のレーダエコー群B<sub>2</sub>とB<sub>3</sub>の時間変化  
 レーダエコー強度は図34と同じ。矢羽は福江(FKE)と上五島(KAM)の地上風で、  
 風速の表示は図34と同じである。



が低下する前の14日19時から21時の期間(図34と図35)には見られなかった。

また、22時00分に、エコー群B<sub>1</sub>の西側にライン状の対流性エコーが形成されたが、短時間で消滅した。その他の対流性エコーの形成は明らかではない。エコー群B<sub>3</sub>内部でも新しい対流性エコーの西側への形成は認められた。しかし、東側でのエコーの消滅は明らかではない。

#### 5.4: 積乱雲群周辺の地上風

雲クラスターII内部では積乱雲と積乱雲群の二つのスケールの対流雲の形成が見られた。その積乱雲と積乱雲群周辺の風系をAMeDASのデータから調べる。図34に示された14日19時00分の地上風の分布を見ると、5m/s以上の比較的強い南～南西風が九州西岸域の平戸(HIR)～深牛(FKU)とバンド状対流性エコーの南に位置する福江(FKE)で観測されている。図37aにおよそ東経130度に沿った地点の地上風の時間変化、図37bに福江と上五島(KAM)の地上風の時間変化を示す。5m/sec以上の南西風が平戸(HIR)、大瀬戸(OOS)と長崎(NAG)で頻繁に観測され、エコー群B<sub>1</sub>からB<sub>3</sub>の通過前後にはこれらの地点と佐世保では風速が強まる傾向が見られる。芦原(ASI)・厳原(IZU)と深牛(FKA)・中瓶(NAK)では5m/sec以上の南～南西風が観測される頻度は少ないことから、その南北幅は約150kmと見積もれる。東経130度付近では、エコー群B<sub>1</sub>～B<sub>3</sub>はこの比較的強い南～南西風域に位置していた。

エコー群B<sub>2</sub>が東経129度付近に位置していた時間帯の福江と上五島の地上風を調べる。バンド状対流性エコーが福江と上五島の南側に位置していた14日20時～22時の期間(図36と図37b)、福江では強い南西風が観測されず、この期間の上五島の地上風も南西風から北西風に変化している(図37b)。それに対して、バンド状対流性エコーが福江の北側に位置した14日19時00分(図34)、14日23時00分と24時00分(図36)では強い南西風が観測される。また、14日23時00分と24時00分の上五島と福江の地上風に大きな差が見られることから、擾乱の定常性を仮定すると、東経129度付近のエコー群B<sub>2</sub>とB<sub>3</sub>の北側にシアーラインが存在していたと考えられる。

#### 5.5: 長続した北の雲群の鉛直構造

図34に示したように、14日19時00分のT<sub>BB</sub>-70℃以下の雲域は対流性エコーとほぼ一致していた。衛星とレーダで観測された活発な積乱雲群の位置は15日0時32分の低温領域Sとエコー群B<sub>2</sub>のように大まかに一致するのが一般的であり(Adler *et al.*, 1985, 1986)、この時間の低温領域Nは積乱雲群の雲頂に対応していたと言える。その低温領域Nは110km/hrの速度で北東へ移動し、レーダエコーの移動速度60km/hrに比べ著しく速い。その移動速度は福岡(FUK)で14日21時に観測された600mbから400mbの風速に近い。14日22時00分には低温領域Nと対流エコー域の中心が約100km離れており(図35)、この時間の低温領域Nは積乱雲群が衰弱した後のアンビル雲に対応すると考えられる。

その後の北の雲群は図28に示すように、安定な成層状態の環境で長時間に亘って維持さ



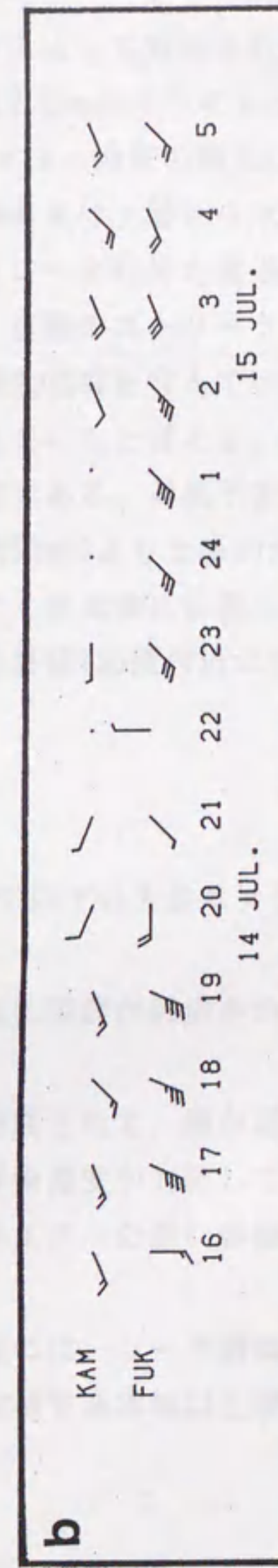
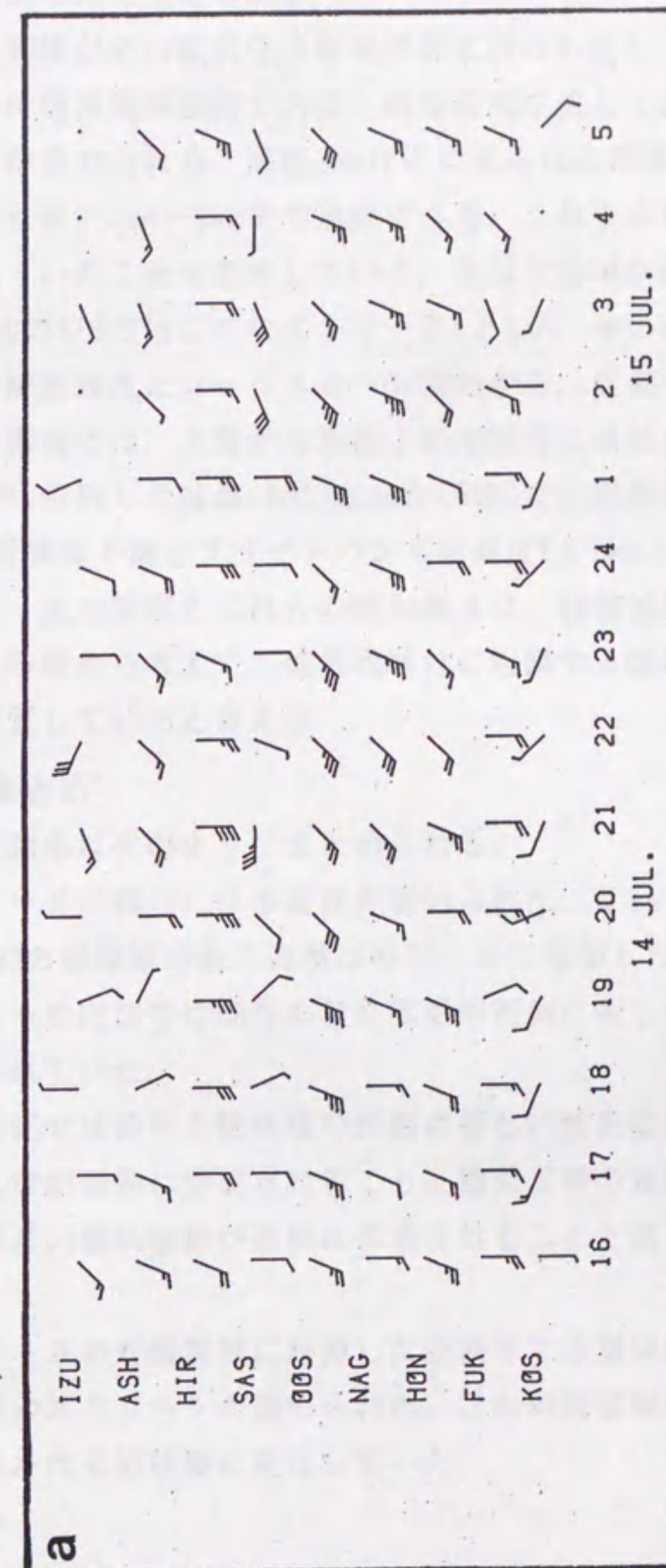


図37: AMeDAS観測点で得られた地上風の時間変化  
 風速の表示は図34と同じである。  
 (a)東経約130度に沿った地上風の時間緯度断面図  
 (b)上五島(KAM)と福江(FUK)の地上風の時間変化



れていた。図38は低温領域Nに起源する低温な雲域の $T_{BB}$ 分布の時間変化である。15日の0時00分以後、この移動する雲域の下のAMeDAS観測地点では山岳域を除いて4mmを超える1時間降水は観測されていないため、14日19時00分以前の低温領域Nとは異なり、活発な積乱雲は存在しなかったと考えられる。

この低温な雲域が名古屋大学水圏科学研究所の鉛直レーダによって観測された。図39はエコー強度の時間高度断面図である。観測期間を通して高度4.5kmのブライトバンドと複数のストリークが認められる。高度3km付近に見られる顕著なエコー強度の極大(a~g)はブライトバンドより高い7km~9kmまで追跡できる。これらの観測結果は上層から氷粒子が連続的に供給されていたことを意味している。低温な雲域が鉛直レーダ近傍を通過した15日4時10分付近(図39の▽)では二つのストリークaとbが、その後、複数のストリークが観測されている。弱い降水強度とレーダエコーの構造から、活発な積乱雲群を含んでいた低温領域Nに起源する雲域では、上層から氷粒子が連続的に供給されていたと言える。図40は、北の雲群の北側に位置した輪島(WAJ)と仙台(SEN)での成層状態である。対流不安定の気層が500mb以下の対流圏下層とブライトバンドの高度(4.5km: 約550mb)より上層の対流圏中・上層に見られる。北の雲群とこれらの観測地点は、総観規模の上昇流域に位置していた(図29)。これらの特徴から考えて、低温領域Nに起源する雲域は東経135度付近に到達するまでに層状雲に変質していたと言える。

#### 5.6: 本章のまとめ

本章の解析結果は次のようにまとめられる。

- ①雲クラスターⅡの構造には多重性が認められた。 $T_{BB}-70^{\circ}\text{C}$ 以下の大きなメソ- $\beta$ スケール(50~200km)の低温域の数と面積は時間と共に増加した。
- ②雲クラスターⅡ内部では既存の積乱雲群の西側に新しい積乱雲群が形成され、雲クラスターは維持されていた。
- ③積乱雲群内部では既存の積乱雲の西側に新しい積乱雲が形成されて、群が維持されていた。この積乱雲が西側に形成されることと積乱雲群の遅い移動速度が対応していた。
- ④移動速度が遅い積乱雲群が西側に形成されることと雲クラスターの遅い移動速度が対応していた。
- ⑤雲クラスターⅡの対流雲域に起源した長続きする雲域内部には、レーダ観測でブライトバンドと複数のストリークが認められた。この対流雲域に起源する雲域は上層で氷粒子が連続的に形成される層状雲に変化していた。



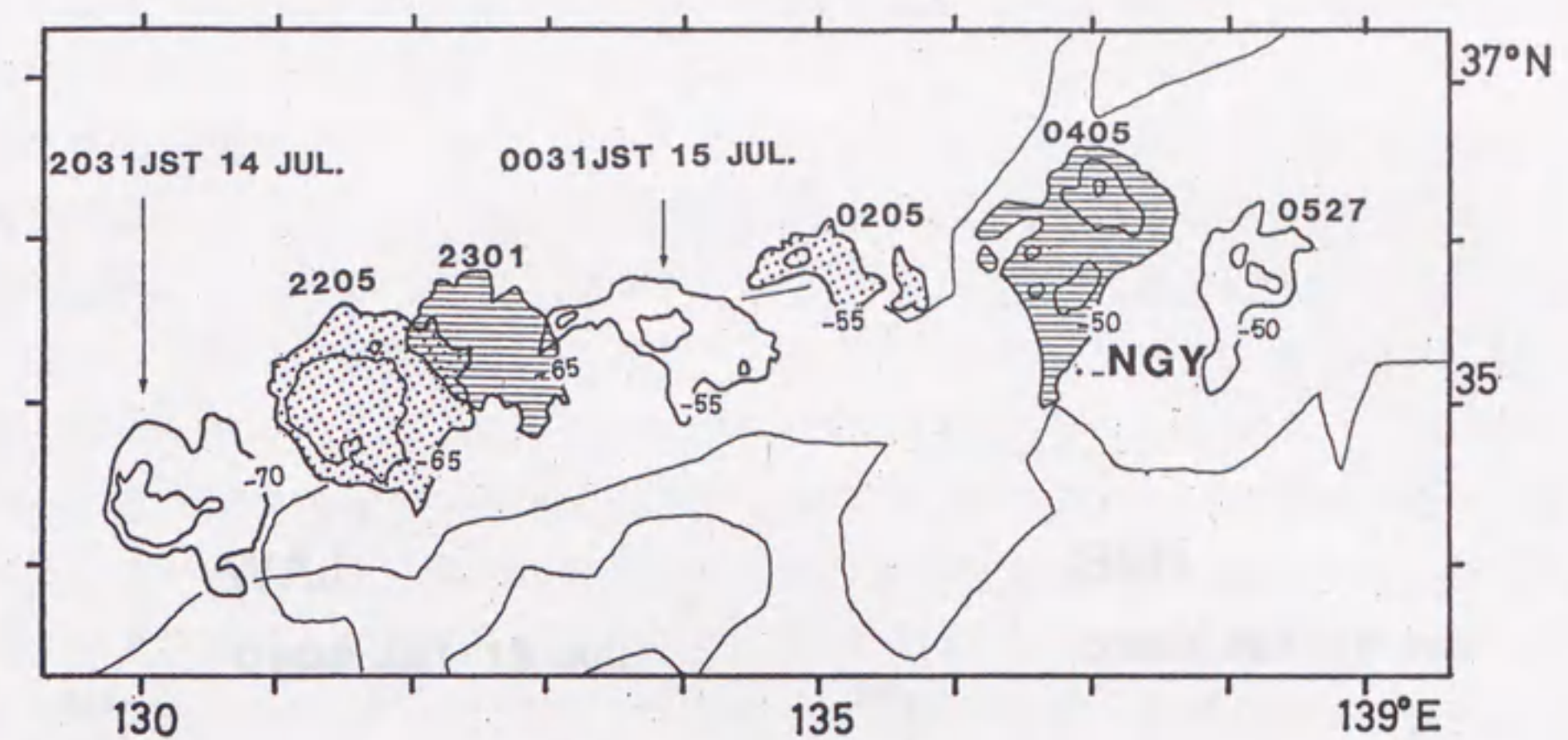


図38：低温領域Nに起源する雲塊の移動  
等値線は5℃毎に引かれている。

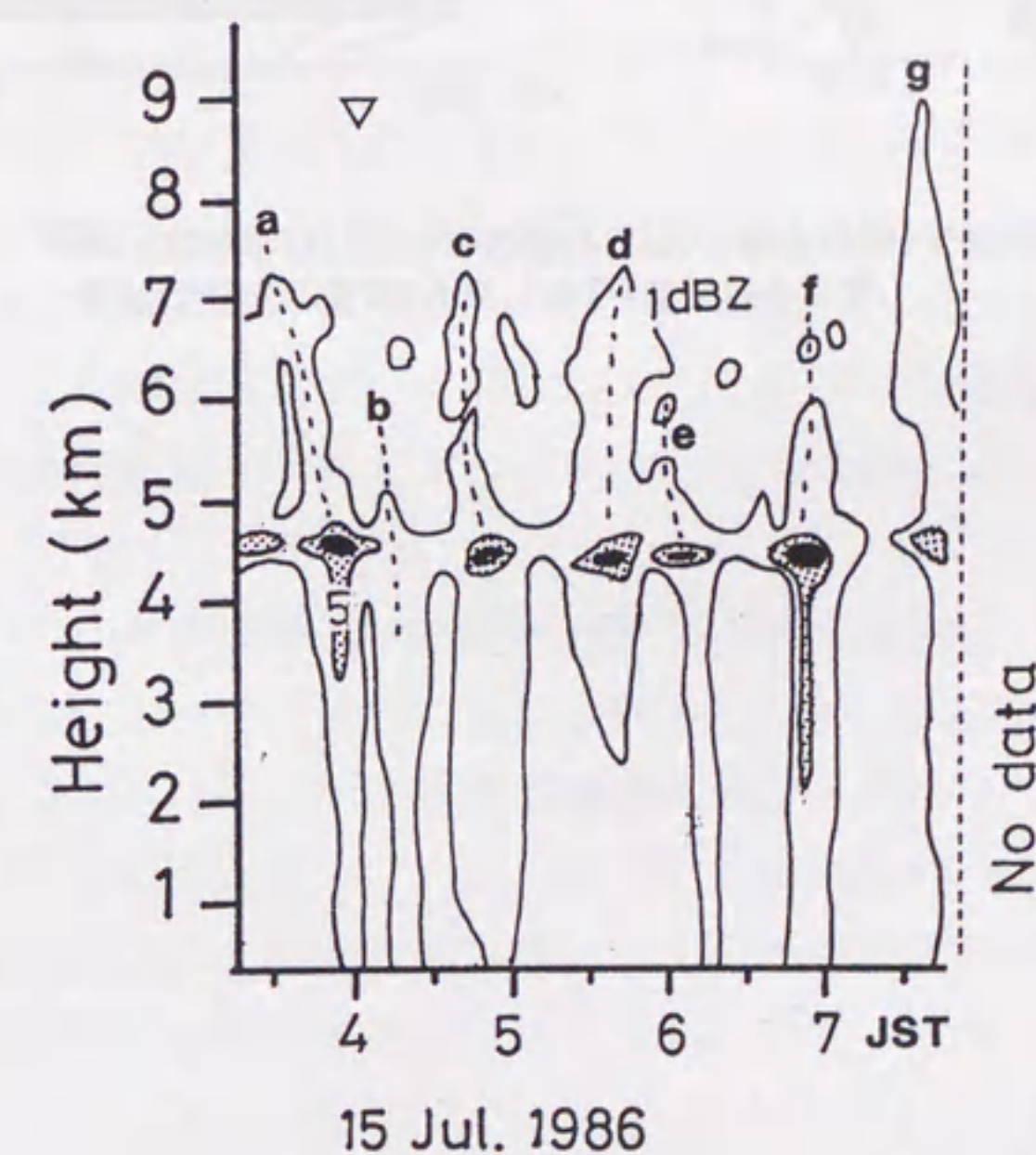


図39：NGYで観測されたレーダエコー強度の時間高度断面図  
▽は低温領域Nに起源する雲塊がレーダサイトを通過した時刻を示す。影域と黒塗域は5dBZ以上と10dBZ以上の領域を示す。





図39: 1986年7月15日9時の輪島(WAJ)と仙台(SEN)での成層状態  
影域は対流不安定( $\partial \theta / \partial P$ )な気層を示す。

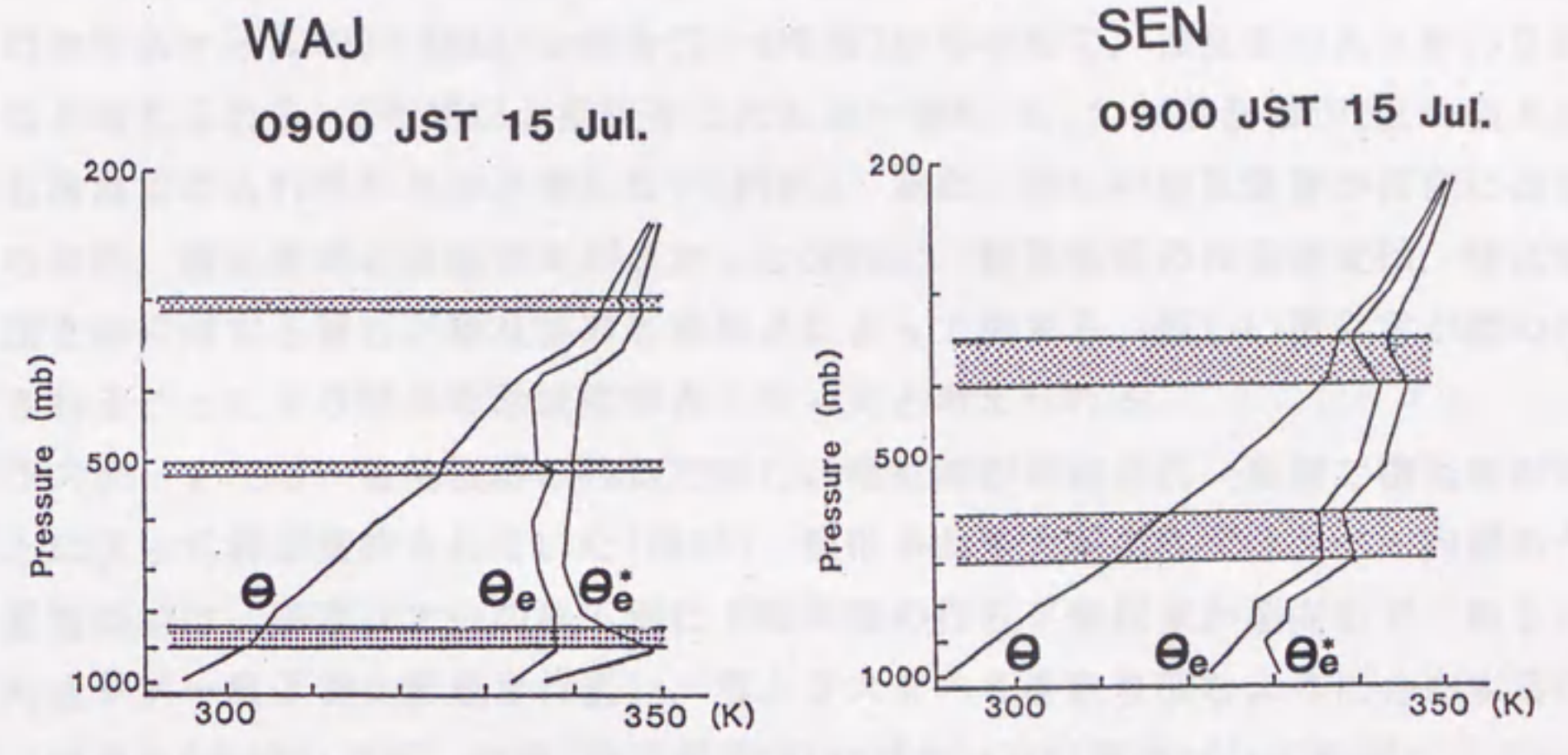


図40: 1986年7月15日9時の輪島(WAJ)と仙台(SEN)での成層状態  
影域は対流不安定( $\partial \theta / \partial P$ )な気層を示す。



## 第6章：考察

### 6.1：雲クラスターの構造と維持に関する考察

停滞していた期間の雲クラスターBとIIは複数の“大きいメソ-βスケール(50~200km)”の低温領域を含んでいた。この低温領域は複数の“小さいメソ-βスケール(20~50km)”の積乱雲群から構成され、更に、積乱雲群はメソ-γスケール(2~20km)の積乱雲から構成されていた。雲クラスターの低温領域の内部には、積乱雲と積乱雲群の多重構造に対応した二つの異なったスケールの対流雲の形成過程が存在していたと考えられる。

その一つは積乱雲群内部での積乱雲の形成である。雲クラスターBの積乱雲群の内部では、その水平スケール(20~50km)と寿命(2~4時間)から考えて、積乱雲の入れ替わりが起きていたと考えられる。3時間以上長続きしたエコー群b, c, d, fの面積が2度の極大を持つことも積乱雲の入れ替わりと矛盾しない(図26)。また、新しい積乱雲群が西側に出現するまでの期間、積乱雲群の移動速度が遅かった(図25)。積乱雲群の移動速度は、積乱雲の移動速度と群に対する新しい積乱雲の形成地点によって決まる。新しい積乱雲が群の西側に形成されることにより群の移動速度が遅くなったと考えられる。

雲クラスターIIでは、積乱雲群の西側で新しい積乱雲が形成され、東側で積乱雲が消滅することによって群が維持されていた(図36)。熱帯や北米大陸の雲クラスター内部のライン状積乱雲群では、鉛直シアアの風下側に下降気流の作る下層収束が偏向して、新しい積乱雲が鉛直シアア風下側に形成され易い。雲クラスターIIを取り囲むように分布する福岡、鹿児島、啓風丸(北緯31.2度、東経125.5度)で行われた14日21時のゾンデ観測によると、3地点とも下層から中層に向かうにつれて西風成分が増加する(図略)。積乱雲群の周辺の鉛直シアアもこれら3地点と同じような鉛直シアアの特徴を持つと考え、雲クラスターII内部の積乱雲は鉛直シアアの風上側に形成されたことになり、熱帯や北米大陸の場合とは逆方向である。熱帯や北米大陸と異なる積乱雲の形成機構が梅雨期の雲クラスターに存在したと考えられる。

雲クラスターBとIIの内部では、積乱雲群が既存の群から西方に30~80km離れた場所では出現していた。雲クラスターBの対流性エコー群eが出現する数10分前には既存の対流性エコー群は観測されず(図23と24)、積乱雲群の形成に既存の積乱雲群が必ずしも必要ではない。雲クラスターB内部の積乱雲群の対流活動度は2~3時間の間隔で変化していた(図26)。積乱雲群が共存する期間は、群の対流活動度は同位相で時間変化しているため、低温領域全体で対流活動が変動していたと言える。エコー群に発達する最初の対流性エコーの出現を群の形成と定義すると、エコー群c, d, fでは対流活動が活発な期間に積乱雲群が形成されている。また、対流活動が不活発な期間では、エコー群gの面積の増加は30分間で約20km<sup>2</sup>から約40km<sup>2</sup>と小さい。しかし、対流活動の活発期では、50km以上離れたエコー群fと同時に、エコー群gの面積は30分間に20km<sup>2</sup>から400km<sup>2</sup>に急激に増加している。これら積乱雲群の発達を決める要因を個々の積乱雲群のみに求めることは難しく、メソスケールの循環



場に伴う収束の強化などの外的な要因が積乱雲群の形成と発達に重要であったと考えられる。

雲クラスターⅡの積乱雲群周辺のメソスケールの循環場は、擾乱の定常性を仮定すると、福江と上五島における地上風の時間変化から推測される。積乱雲群が福江の南側に位置した14日20時00分から22時00分にかけて、福江では1m/secの南西風と北風が観測され、上五島では1~2m/secの北西風が観測された(図36と図37b)。それに対して積乱雲群が北側に位置していた14日19時00分(図34)、14日23時00分と24時00分(図36と図37b)の福江では比較的強い南西風(6~8m/sec)が観測された。また、14日23時00分と24時00分の上五島と福江の地上風に大きな差が見られることから(図36)、積乱雲群の南側にはシアーラインが存在していたと言える。このシアーラインの北側では風が弱く南側では6~8m/secの南西風が観測されているため、新しい積乱雲群が形成された周辺には収束域が期待できる。このように、雲クラスターBとⅡの低温領域を構成した積乱雲群の形成と発達には、メソスケールの循環場が重要であったと考えられる。

Leary and Houze (1979a)は熱帯のnon-squall型雲クラスターの内部に複数のMPF (Mesoscale Precipitation Feature)が共存する多重構造を指摘している。MPFの水平スケール(100km~500km)は雲クラスターBとⅡ内部の積乱雲群の水平スケール(30~50km)に比べて大きい。MPFも積乱雲の集団であり、かつ、複数のMPFが雲クラスターを構成しているため本研究の積乱雲群と似た構造上の特徴を持つ。そのため熱帯の雲クラスターのMPFと本研究の積乱雲群を比較する。両者は同じ多重構造の単位であるが、その振舞の特徴は異なる。熱帯の雲クラスター内に共存するMPFは構造と発達過程に共通性を持つが、その移動や形成される地点についての規則性は見られない(Leary and Houze, 1979a)。また、McAnerny and Cotton (1986)が解析した北米大陸のMCCも複数のMPFを含んでいた。これらのMPFは大まかに東へ移動する共通点を持つが、地上データから解析された複数のメソ- $\alpha$ スケールの不連続線が交差した部分で出現するため、MPFの形成に規則性は見られない。これまでに数多くの熱帯や北米大陸の雲クラスターの事例解析が行われているが、雲クラスターBとⅡに見られたような積乱雲群の振舞の規則性を述べたものは見当たらない。空間的に規則的な積乱雲群の入れ替わりは、本論文で述べた雲クラスターBとⅡの特徴と言える。特に、雲クラスターBでは時間的にも規則的に積乱雲群が10時間以上に亘り形成され続けていた。これまで解析された熱帯と北米大陸の雲クラスターと異なる積乱雲群の形成機構が梅雨期の雲クラスターに存在することを示唆している。

#### 6.2: 数時間スケールでの降水の集中と雲クラスターの維持に関する考察

日本付近における降水量の極値と測定期間の関係には、10分間から1時間降水量の極値は世界記録の半分程度であるのに対して、数時間から24時間降水量の極値は世界記録に匹敵する特徴がある(吉野, 1960; 武田・二宮, 1977)。これまでに解析された雲クラスター(Nin



omiya *et al.*, 1981; Ogura *et al.*, 1985)や図33に示したように雲クラスターⅡによる降水も数時間の期間に集中していた。これらの事例では雲クラスターの移動速度の低下が降水の集中化に関係している。雲クラスターBも雨量観測点上に位置していたならば、約10時間に亘って降水の集中化が起きたと考えられる。また、第3章で示した移動速度の遅い長寿命雲クラスターが海洋上でも多数観測されたこと(図14)から考えると、雲クラスターに伴う降水の集中化には必ずしも地形の効果は必要ではないと言える。

雲クラスターⅡに伴う降水の集中は、雲クラスターの維持過程に対応した二つのスケールの対流雲の形成に関係していた。一つは低温領域内部の積乱雲群の形成である。新しい積乱雲群が既存の群の西側、つまり積乱雲群の移動方向に対して後方に形成されるために、低温領域の移動速度が低下して、限られた領域に降水を集中化させる役目を持つ。

もう一つは積乱雲群内部の積乱雲の形成である。雲クラスターBとⅡの移動速度が遅い期間において、積乱雲群の西側への形成のみならず積乱雲群自体の移動速度も遅かった。雲クラスターBでは積乱雲群の移動速度の時間変化から、新しい積乱雲が群の西側に出現していたと考えられた。雲クラスターⅡ内部の遅い積乱雲群の移動速度は、群の西側で新しい積乱雲の形成と群の東側で積乱雲の消滅が繰り返されたことに対応していた。新しい積乱雲群が既存の群の西側に形成されることのみならず、群内部での積乱雲の形成も数時間スケールの降水の集中化に寄与していたことを意味する。

雲クラスターBとⅡで認められた維持過程の特徴、換言すれば、積乱雲と積乱雲群の形成の特徴が日本周辺の他の雲クラスターでも共通しているならば、積乱雲の降水強度に拘らず数時間スケールの降水量を増加させることになる。一方、熱帯や北米大陸の雲クラスターを構成するライン状積乱雲群(MPF)は形成される位置に規則性がないため、積乱雲群の形成が降水の集中に寄与するとは限らない。また、新しい積乱雲は群の進行方向に対して前方に形成され易い。積乱雲の形成によって積乱雲群の移動速度が増すために降水の集中は起き難くなる。

### 6.3: 長続きする層状雲の維持機構に関する考察

雲クラスターⅡの北の雲群は、活発な対流雲を含まず10時間以上長続きした。長続きする層状雲の一般性を調べるために、梅雨期に衛星で観測された表7に示された28個の雲クラスターについて、活発な対流活動が消滅した後の層状雲域の寿命について調べる。層状雲域のレーダ観測がないため、気象衛星NOAAとGMSの赤外データから層状雲域を抽出する。それぞれの時間分解能は、約6時間と30~90分である。ここでは便宜上、 $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ 以下の雲域を“対流雲域”と定義し、“対流雲域”が消滅した後も観測され続ける $T_{BB}-60^{\circ}\text{C}$ 以上 $-40^{\circ}\text{C}$ 以下の雲域を“層状雲域”と定義する。3時間毎のGMSのマイクロフィルムも参考にして“層状雲域”が連続的に追跡できる期間は雲域が維持されていたと考え、“層状雲域”の寿命を定義した。図41は“対流雲域”と“層状雲域”の寿命の関係である。雲クラスターⅡを含めて、“対



図41は、対流雲域と層状雲域の寿命の関係を示す散点図である。縦軸は「Lifeline of extended stratiform-cloud area (hours)」で0から30の範囲、横軸は「Lifeline of deep convective-cloud area (hours)」で0から30の範囲を示している。データポイントは、対流雲域の寿命が短く、層状雲域の寿命が長い傾向にある。特に、対流雲域の寿命が10時間未満、層状雲域の寿命が10時間以上であるデータポイントが複数存在する。

図中のA, B, I, II, Nは、第3章の雲クラスターA, Bと本章の雲クラスターIと北の雲群を示す。雲クラスターAとBの寿命が表5と異なるのは、用いたデータの種類の異なるためである。

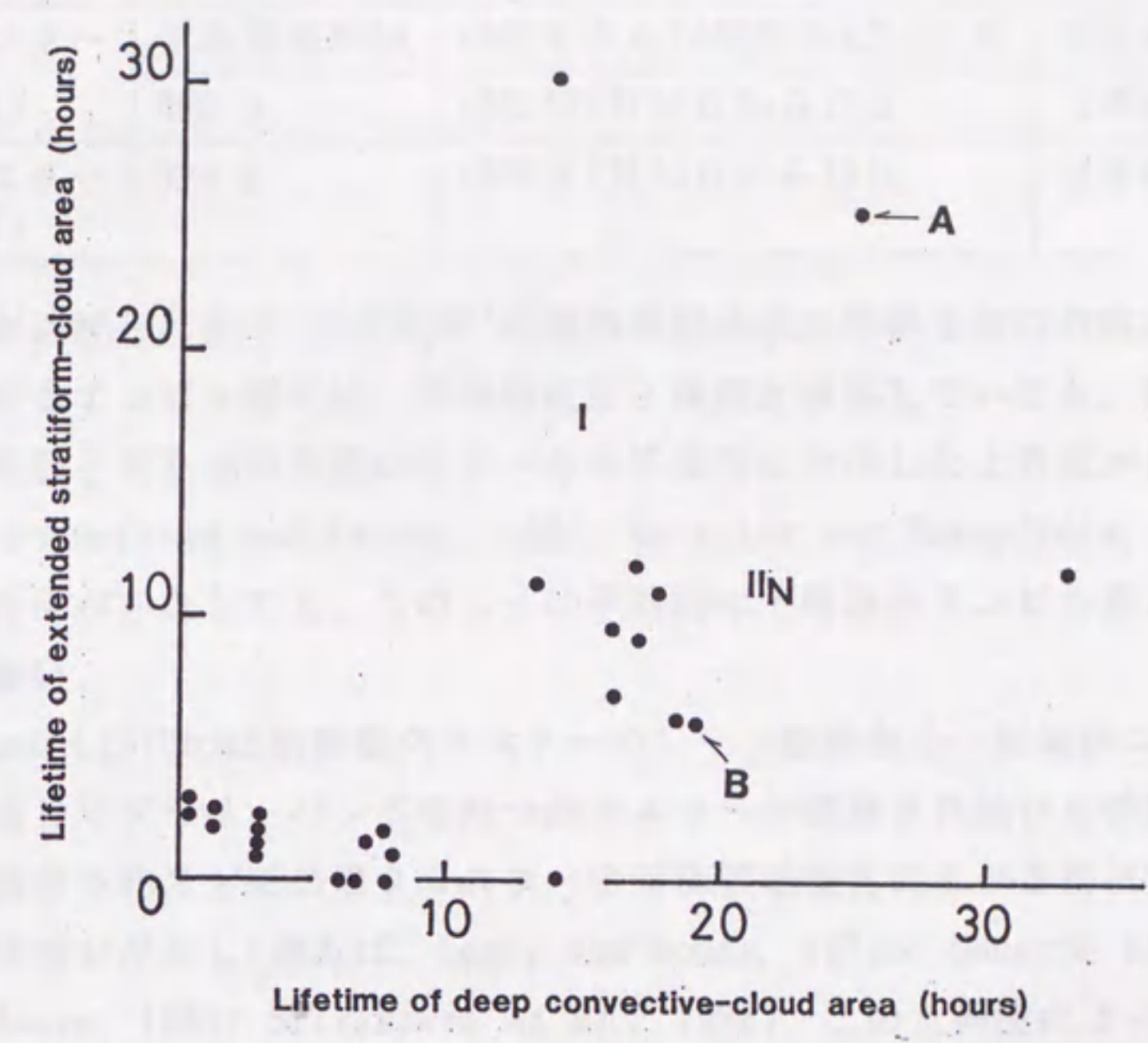


図41: "対流雲域"と"層状雲域"の寿命の関係  
 図中のA, B, IとII<sub>N</sub>は、第3章の雲クラスターA, Bと本章の雲クラスターIと北の雲群を示す。雲クラスターAとBの寿命が表5と異なるのは、用いたデータの種類の異なるためである。



流雲域”が12時間を超える雲クラスターに関係した”層状雲域”は数時間以上に亘って維持され続ける事例が多いことが分かる。これは雲クラスターⅡの北の雲群のような長寿命の層状雲が例外でないことを示している。

表7: 雲クラスターのリスト

	衛星	期間	個数
長寿命雲クラスター (寿命 $\geq$ 12時間)	気象衛星NOAA	1985年から1988年の6月と7月	12事例
	GMS 3	1986年7月13日から15日	2事例
短寿命雲クラスター (寿命 $<$ 12時間)	GMS 3	1986年7月13日から15日	14事例

活発な対流雲が消滅した後の”層状雲域”の維持過程を北の雲群を例に考察する。孤立した積乱雲から伸びるアンビル雲では、平均的には下降流が卓越していても、凝結や凍結による潜熱放出が原因と考えられる数kmスケールの不規則に分布した上昇流が見られる(Heymsfield, 1986; Heymsfield and Palmer, 1986; Detwiler and Heymsfield, 1987)。しかし、局所的に上昇流が存在しても、このように平均的に下降流のアンビル雲が長時間維持されるとは考え難い。

Leary and Houze (1979b)は熱帯雲クラスターのレーダ観測から、対流性エコーが消滅した後も数時間に亘ってブライトバンドを持つ降水エコーが観測され続ける特徴を指摘している。一般に、熱帯や北米大陸の雲クラスターの対流雲域後方に広がる層状雲域にはメソスケールの上昇流域が存在し(例えば, Leary and Houze, 1979b; Gamache and Houze, 1983; Smull and Houze, 1985; Srivastava *et al.*, 1986), この上昇流によって層状雲域の降水量の25~40%を賄っている事例もある(Gamache and Houze, 1983)。この上昇流のエネルギー源は、主に対流雲から輸送された水蒸気の凝結や過冷却水滴の凍結による潜熱放出と考えられている。対流雲が消滅した後はそれらの供給量は減るが、残っている水蒸気や過冷却水滴からの潜熱放出が続き層状雲域が長続きすると考えられる。対流活動の寿命が短い雲クラスターでは、対流圏中層から上層に輸送される水蒸気や過冷却水滴の量が少ないためにメソスケールの上昇流は維持され難くなる。そのため図41に示したように短寿命の雲クラスターの”層状雲域”が対流雲域の消滅後に長続きし難いと言える。

一方、長寿命雲クラスターの層状雲域では上層に輸送された水蒸気や過冷却水滴の量が多いために、対流雲域が消滅した後もメソスケール上昇流の寄与が期待できる。それに加えて、15日9時(図29d)の低温領域Nに起源する北の雲群は総観規模の上昇流域に位置することから、低気圧に伴う上昇流も寄与していたと考えられる。北の雲群の北側に位置した輪島(WAJ)と仙台(SEN)では対流不安定の気層がブライトバンドの高度(4.5km: 約550mb)より上の対流圏中・上層に見られる(図40)。これらの地点では中層に総観規模の上昇流が存在する(図29)。この上昇流により中層から上層に対流不安定の気層が形成されたと期待さ



図38は、1984年10月15日のレーダー観測による雲クラスタの観測結果を示している。図中、雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。これは、雲クラスタの中心部には多くの氷粒子が存在し、周囲には少ないことを示している。

図38 1984年10月15日のレーダー観測による雲クラスタの観測結果を示す。図中、雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。

観測時間	観測地点	観測結果
1984年10月15日 09時00分	観測地点A	雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。
1984年10月15日 09時00分	観測地点B	雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。
1984年10月15日 09時00分	観測地点C	雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。

図39は、1984年10月15日のレーダー観測によるストリークの観測結果を示している。図中、ストリークは中層から上層の対流不安定が解消されて生じたgenerating cellから供給された氷粒子と考えられる。これは、ストリークの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示していることを示している。

図39 1984年10月15日のレーダー観測によるストリークの観測結果を示す。図中、ストリークは中層から上層の対流不安定が解消されて生じたgenerating cellから供給された氷粒子と考えられる。

図40は、1984年10月15日のレーダー観測による雲クラスタの観測結果を示している。図中、雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。これは、雲クラスタの中心部には多くの氷粒子が存在し、周囲には少ないことを示している。

図40 1984年10月15日のレーダー観測による雲クラスタの観測結果を示す。図中、雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。

図41は、1984年10月15日のレーダー観測によるストリークの観測結果を示している。図中、ストリークは中層から上層の対流不安定が解消されて生じたgenerating cellから供給された氷粒子と考えられる。これは、ストリークの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示していることを示している。

図41 1984年10月15日のレーダー観測によるストリークの観測結果を示す。図中、ストリークは中層から上層の対流不安定が解消されて生じたgenerating cellから供給された氷粒子と考えられる。

れる。図39に示されたレーダーで観測されたストリークは中層から上層の対流不安定が解消されて生じたgenerating cellから供給された氷粒子と考えられる。

梅雨前線帯上の雲クラスターに伴う潜熱放出の結果、低気圧の中心示度が低下し、広域の上昇流が強化されることが数値実験から指摘されている(Ninomiya *et al.*, 1984; Ninomiya and Kurihara, 1987)。分裂前の雲クラスターⅡの対流活動によって低気圧に伴う上昇流が強化されれば、広域の雲域が形成され易く、また、中層から上層に対流不安定の層も形成され易くなる。従って、雲クラスターが分裂する前の対流雲群が、低気圧の発達を通じて、分裂後の北の雲群の維持に間接的に寄与した可能性がある。また、15日9時00分の低気圧と北の雲群は温度傾度の大きな領域に移動している(図30)。傾圧性が強い大気状態は低気圧の発達に適しているため、雲クラスターの近傍の低気圧に伴う総観規模の上昇流が強まり、北の雲群が維持され易くなる。つまり、順圧的な大陸上で発生した雲クラスターが長時間維持され、傾圧性の強い大気へ移動したことも、対流雲に起源を持つ層状雲域の維持に重要であったと考えられる。

熱帯の雲クラスターも対流雲域に起源を持つ長続きする層状雲域が観測される。熱帯では傾圧不安定に伴う上昇流は発達しないため、層状雲域の融解層の上で観測されるメソスケールの上昇流域は水蒸気や過冷却水滴の潜熱放出が原因と考えられている。一方、雲クラスターⅡに起源を持つ層状雲域は低気圧前方の傾圧性が高い総観規模の上昇流域に位置し、その北側では対流圏中層から上層にかけて対流不安定な気層が存在していた。熱帯の雲クラスターの層状雲域と同じようなメソスケールの上昇流に加えて、低気圧に伴う総観規模の上昇流も重要であったと考えられる。

図42は、1984年10月15日のレーダー観測による雲クラスタの観測結果を示している。図中、雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。これは、雲クラスタの中心部には多くの氷粒子が存在し、周囲には少ないことを示している。

図42 1984年10月15日のレーダー観測による雲クラスタの観測結果を示す。図中、雲クラスタの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示している。

図43は、1984年10月15日のレーダー観測によるストリークの観測結果を示している。図中、ストリークは中層から上層の対流不安定が解消されて生じたgenerating cellから供給された氷粒子と考えられる。これは、ストリークの中心部は高反射率を示し、周囲は低反射率を示していることを示している。

図43 1984年10月15日のレーダー観測によるストリークの観測結果を示す。図中、ストリークは中層から上層の対流不安定が解消されて生じたgenerating cellから供給された氷粒子と考えられる。



## 第7章：結論

本研究の目的は梅雨期の雲クラスターの出現特性、構造と維持の特徴を明らかにすることであった。梅雨期(6月と7月)の北緯20~50度・東経110~160度の範囲を対象に雲クラスターの出現特性を静止衛星のデータを用いて、また、雲クラスターの移動速度が遅い期間の構造と維持の特徴を衛星データとレーダデータを用いて解析した。

### 7.1：雲クラスターの出現特性

6時間毎の衛星データから定義された雲クラスターの最大直径と寿命の平均は170kmと14時間未満(平均観測回数は1.3回)であった。熱帯域(GATE領域周辺)と同様に最大直径が大きな雲クラスターほど、寿命の長いものの占める割合が高くなるが、熱帯に比べて梅雨期の雲クラスターは直径が小さなものと寿命が短いものが著しく多い。12時間以上の寿命を持つ雲クラスターが存在し、それらの幾つかは東経100度~140度の梅雨前線付近の海洋上で移動速度の遅い期間を持った。

大陸上と海洋上では雲クラスターの出現特性に差が見られた。雲クラスターは海洋上よりも大陸上で多く出現し、最大直径が200km以上のものは大陸上で、200km未満のものは海洋上で形成され易い。大陸上では午後から夕方に、海洋上では夜間から早朝に雲クラスターが出現し易い。海洋上では雲量の30日周期変動に対応した雲量の多い期間に出現個数が増加する傾向にあった。

### 7.2：雲クラスターの構造と維持

雲クラスター内部では対流雲の多重構造が見られた。積乱雲は積乱雲群を構成し、更に、積乱雲群は集団を構成していた。積乱雲群の内部では、積乱雲が既存の積乱雲の西側、つまり、群の移動方向の逆側に形成され、古い積乱雲は東側で消滅した。同時に、積乱雲群の集団の内部では、積乱雲群が既存の群の西方に形成され、古い群は東側で消滅すると云う積乱雲群の規則的な入れ替わりが起きていた。雲クラスター内部には多重構造に対応した積乱雲と積乱雲群の二つの形成過程が存在していたことが示唆される。

熱帯や北米大陸で解析された雲クラスターも多重構造を示す事例が報告されているが、積乱雲は群の移動方向の前方に形成され、また、積乱雲群に対応するMPF(Mesoscale Precipitation Feature)の形成には規則性が見られない。梅雨前線上で移動速度の遅い期間に雲クラスターの内部で見られた積乱雲と積乱雲群の形成は、熱帯や北米大陸の雲クラスターの積乱雲と積乱雲群の形成の特徴とは異なる。換言すれば、梅雨期の雲クラスターは熱帯や北米大陸のものとは異なる維持機構を持つことが示唆される。

寿命が長い( $\geq 12$ 時間)雲クラスターに起源を持つ雲域は、活発な対流活動が衰弱してからも数時間以上に亘り維持される事例が多い。一つの事例では、積乱雲群の集団に起源を持つ雲域は、レーダ観測でブライトバンドと複数のストリークが認められ、上層で氷粒子が連続的に形成される層状雲に変化していた。雲クラスターの対流雲が梅雨前線の西部で



消滅した後でも、層状雲に変化することにより、梅雨前線の東部に降水をもたらすことができる。



謝 辞

この研究を行うに際して、名瀬測候所と福岡管区气象台よりPPIレーダデータのフィルムをお借りしました。また、福江測候所、佐世保測候所、平戸測候所と長崎海洋气象台からは気象データの自記紙のコピーの提供を受けました。気象庁数値予報課からは客観解析データの提供を受けました。また、気象衛星データの処理に関しては気象研究所の井上豊志郎氏と赤枝健治氏に有益な助言を頂きました。以上の方々に深く感謝致します。

本論文は、以下の論文を基に作成しました。

1. Takeda, T. and H. Iwasaki (1987)  
Some characteristics of meso-scale cloud clusters observed in East Asia between March and October 1980.  
J. Meteor. Soc. Japan, **65**, 507-513.
2. Iwasaki, H. and T. Takeda (1989)  
Behavior of cumulonimbus-cloud groups in a slow-moving meso-scale cloud cluster over the ocean.  
J. Meteor. Soc. Japan, **67**, 575-586.
3. 岩崎博之・武田喬男 (1993)  
日本周辺の雲クラスターの出現特性  
--- 1985年から1988年の梅雨期について ---  
天気, **40**, 161-170.
4. Iwasaki, H. and T. Takeda (1993)  
Structure and behavior of meso-scale cloud cluster traveling over the Baiu-frontal zone.  
J. Meteor. Soc. Japan, **71**, 733-747.



参考文献

- Adler, R.F., M.J. Markus and D.D. Fenn, 1985: Detection of severe midwest thunderstorms using geosynchronous satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 769-781.
- Adler, R.F., and M.J. Markus, 1986: Thunderstorm cloud top dynamics as inferred satellite observations and a cloud top parcel model. *Mon. Wea. Rev.*, **44**, 1945-1960.
- Akaeda, K., K. Ninomiya and T. Takeda, 1987: Case study of a long-lived cloud cluster. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 129-144.
- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristics of the Baiu front. *Paper Met. Geophys.*, **24**, 157-188.
- Akiyama, T., 1984 a: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part I: Evolution process and fine structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 485-504.
- Akiyama, T., 1984b: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part II: Thermal and kinematic fields and heat budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 505-521.
- Aspliden, C.I., Y. Tourre and J.B. Sabine, 1976: Some climatological aspects of west African disturbance lines during GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1029-1035.
- Bluestein, H.B. and M.H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Bluestein, H.B., M.H. Jain and G.T. Matx, 1987: Formation of mesoscale lines of precipitation: Nonsevere squall lines in Oklahoma during the spring. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2719-2727.
- Boucher, R.J. and R. Wexler, 1961: The omtion and predictability of precipitation lines. *J. Mete.*, **18**, 160-171.
- Branes, G.M. and K. Sieckman, 1984: The enviroment of fast- and slow-moving tropical mesoscal convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
- Brown, J.M., 1979: Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 313-338.
- Browning, K.A., G.B. Foote, 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **102**, 499-533.
- Browning, K.A., J.C. Fankhauser, J.P. Chalon, P.J. Eccles, R.G. Strauch, F.H. Merrem, D.J. Musil, E.L. May and W.R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.



- Chong M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT81 Experiment in West Africa. Part 1: Kinematic structure inferred from dual-doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670-694.
- Detwiler, A., and A.J. Heymsfield, 1987: Air motion characteristics in the anvil of a severe thunderstorm during CCOPE. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1899-1911.
- Fovell, R.G., and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3846-3879.
- Gamache, J.F., and R.A. Houze, Jr., 1983: Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1835-1850.
- Gray, 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- Gray, W.M., and R.W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1171-1188.
- Heymsfield, A.J., and A.G. Palmer, 1986: Relationships for deriving thunderstorm anvil ice mass for CCOPE storm water budget estimations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 691-702.
- Heymsfield, A.J., 1986: Ice particle evolution in the anvil of severe thunderstorm during CCOPE. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2463-2478.
- Houze, R.A. Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.
- Houze, R.A. Jr., and A.K. Betts, 1981: Convection in GATE. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **19**, 541-576.
- Houze, R.A. Jr., and W.M. Cheng, 1977: Radar characteristics of tropical convection observed during GATE: Mean properties and trends over the summer season. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 964-980.
- Houze, R.A. Jr., and N. Rappaort 1984: Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the eastern tropical Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 553-574.
- 池山雅美, 武田喬男 (1989): 日本周辺海洋上域に出現する雲の分布の時間変化の特徴. *天気*, **36**, 43-53.
- Kessinger, C.J., P.S. Ray and C.E. Hane, 1987: The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part I: A multiple doppler analysis of convective and stratiform structure. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2840-2865.
- Knupp, K.K., and W.R. Cotton, 1987: Internal structure of a small mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 629-645.
- Leary, C.A., and R.A. Jr. Houze, 1979a: The structure and evolution of convection in the tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 437-457.



- Leary, C.A., and R.A. Jr. Houze, 1979b: Melting and evaporation of hydrometeors from the anvil clouds of deep tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 669-769.
- Leary, C.A., and E.N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of mesoscale convection complex. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1503-1527.
- Maddox, R.A., 1980: Meso-scale convective complexes. *Bull. Amer. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Martin, D.W., and A.J. Schreiner, 1981: Characteristics of West Africa and East Atlantic cloud cluster. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1671-1688.
- McAnelly R.L., and W.R. Cotton, 1986: Meso- $\beta$  scale characteristics of an episode of meso- $\alpha$  scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1740-1770.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 564-577.
- Ninomiya, K., H. Koga and Y. Tatsumi, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very-fine mesh primitive equation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 273-295.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 880-893.
- Ninomiya, K., K. Kurihara, 1987: Forecast experiment of a long-lived meso- $\alpha$ -scale convective system in Baiu frontal zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 885-899.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1988a: Evolution and fine structure of long-lived meso- $\alpha$  scale convective system in Baiu frontal zone. Part I: Evolution and meso- $\beta$  scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331-350.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1988b: Evolution and fine structure of long-lived meso- $\alpha$  scale convective system in Baiu frontal zone. Part II: Meso- $\beta$  scale characteristics of precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 351-371.
- Ogura, Y., and M.-T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line.: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- Ogura, Y., T. Asai and K. Dohi, 1985: A case study of heavy precipitation event along Baiu-front in Northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883-900.
- Oralanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric process. *Bull. Amer. Soc.*, **56**, 527-530.



- Payne, S.W., and M.M. McGarry, 1977: The relationship of satellite inferred convective activity to easterly wave over West Africa and adjacent ocean during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 413-420.
- Rhea, J.O., 1966: A study of thunderstorm formation along dry lines. *J. Appl. Meteor.*, **5**, 58-63.
- Roeloffzen, J.C., W.D. Van den Berg and J. Oerlemans, 1986: Frictional convergence at coastlines. *Tellus*, **38A**, 397-411.
- Smull, B.F., and R.A. Jr. Houze, 1985: A midlatitude squall line with trailing region of stratiform rain. Radar and satellite observation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- Smull, B.F., and R.A. Jr. Houze, 1987a: Dual-doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128-2148.
- Smull, B.F., and R.A. Jr. Houze, 1987b: Rear inflow in squall line with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869-2889.
- Srivastava, R.C., T.J. Matejka and T.J. Lorello, 1986: Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 356-377.
- 武田 喬男, 二宮 洸三 (1977): 日本の豪雨・豪雪. *科学*, **47**, 138-148.
- Takeda, T., and M. Ikeyama, 1984: Time variation of cloud amount with about 30-day period in the Western North Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 165-171.
- Takeda, T., and M. Ikeyama, 1985: Time variation of cloud amount with about 30-day period in the Western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 997-1012.
- 吉野正敏 (1960): 日本における雨量最大観測値・雨量-時間曲線・雨量強度-時間曲線の特性とその分布. *J. Meteor. Soc. Japan*, **38**, 27-46.
- Zipser, E.J., 1977: Meso-scale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.