

TRMM と航空機ドロップゾンデによって観測された東シナ海上の メソスケール・クラウド・クラスター

中井専人*・中村健治**・民田晴也**・瀬古 弘***

A Mesoscale Cloud Cluster over the East China Sea Detected by TRMM and an Aircraft Dropsonde Observation

By

Sento NAKAI*, Kenji NAKAMURA**, Haruya MINDA**, and Hiromu SEKO***

*Advanced Measurement and Analysis Technology Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

**Institute for Hydropheric-Atmospheric Sciences, Nagoya University, Japan

***Forecast Research Department, Meteorological Research Institute, Japan

Abstract

An aircraft dropsonde observation was conducted over the East China Sea at the time of a Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) overpass. A mesoscale cloud cluster (CC) was observed by the TRMM, and the surrounding environmental conditions were clarified by the aircraft dropsonde observation. The CC was developed in the wet region on the day when precipitable water gradient was most significant. The decaying stage of the CC was observed by both the TRMM and the dropsondes. The precipitable water gradient zone was limited to levels below 700 hPa. Wet southeasterly inflow in the lowest level and dry inflow above was essential to the formation of convective instability. The CC in the decaying stage had an optically thin cloud top and no convective precipitation. The microwave index f tended to be smaller than those observed in the Tropics and with strong CC convection.

Key words : TRMM, Dropsonde, Cloud cluster, Mesoscale convective system

1. はじめに

日本の暖候期には様々な降水系が発達し、多くの雨をもたらす。それらの多くは対流圏界面近くに達する雲頂高度の高い雲を伴う。5月から10月にかけて西日本を中心に対流圏界面気温は平均的に -60°C より低くなり（中井, 2000 a), 薄い巻雲以外の雲は $11\ \mu\text{m}$ 付近の熱赤外域で黒体に近いため、雲頂高度の高い雲は気象衛星画像に赤外輝度温度の低い領域として現れる。

この時期に強い雨を集中してもたらすものとしてメソ対流系 (mesoscale convective system, MCS) がある。メソ対流系は積乱雲を中心とした雲の集団の総称であり、梅雨前線や低気圧に伴いあるいは独立して発生する。メソ対流系が1~数個集まると、衛星からは赤外輝度温度が低く輪郭の明瞭な数百kmから千km程度の雲の塊として見え、これをクラウド・クラスター (雲クラスター, cloud cluster) という (Takeda and Iwasaki,

*防災科学技術研究所 先端解析技術研究部

**名古屋大学 大気水圏科学研究所

***気象研究所 予報研究部

1987; 岩崎・武田, 1993a; 中井・川村, 1998). 長崎豪雨はその代表的な例である(長谷川・二宮, 1985). クラウド・クラスターの中ではしばしば複数のメソ対流系が入れ替わりながら発達する(Iwasaki and Takeda, 1989; Ninomiya *et al.*, 1988).

メソ対流系の中でよく知られたものは移動速度の大きいスコールラインであり、これについては概念的構造が知られている(Leary and Houze, 1979; Houze *et al.*, 1989). しかしそうでないものも多く、日本付近で豪雨をもたらす降水システムは後者の特徴を持つ(小倉, 1997). それらについても、事例解析を中心とした研究からメソ対流系の維持過程が解明されつつある(Akaeda *et al.*, 1991; 石原ほか, 1992; Iwasaki and Takeda, 1993b; Ishihara *et al.*, 1995; Kawashima *et al.*, 1995; Satoh *et al.*, 1995; Takahashi *et al.*, 1996; Kato, 1998). これらは陸上のレーダー観測をもとにしたものであり、シミュレーションによって海上で起こるプロセスも含めて研究されている。しかし、気温や海面水温の傾度といった海上で変化する条件も含めてメソ対流系のしくみを明らかにするためには、海上の実測データの解析を行っておく必要がある。

熱帯降雨観測衛星(Tropical Rainfall Measuring Mission: TRMM)は世界初の降雨レーダー(Precipitation Radar: PR)を搭載した衛星であり、これまで不可能であった海上降雨の3次元分布の観測が可能になった。さらにTRMMマイクロ波観測装置(TRMM Microwave Imager: TMI), 可視赤外観測装置(Visible and Infrared Scanner: VIRS)を搭載し、様々な波長の輝度温度と降雨強度とを同時に得られる(表1)。これらのデータはメソ対流系内外の水物質や雲域分布、熱収支解析に役立てることができる。このほかにも雲及び地球

放射エネルギー観測装置(Clouds and the Earth's Radiant Energy System: CERES), 雷観測装置(Lightning Imaging Sensor: LIS)を搭載している。

TRMMで得られるのは降雨強度以外は雲頂または水物質などからの放射量の積分値であり、降雨以外の鉛直構造はこれらからの推定となる。推定には仮定が伴うので、その正しさを検証する必要がある。そこで、航空機ドロップゾンデ観測を行い、海上の気温、湿度の鉛直プロファイルの面的な直接測定を行った。本報告では、観測結果と衛星データに表れた特徴の記述、比較を目的とする。ドロップゾンデ観測はTRMM通過と同期し、かつ他の雲から独立したクラウド・クラスターを対象として行った。以下第2節において研究方法、第3節でデータ解析の結果を述べ、第4節でまとめを行う。時刻はJST(日本標準時)を用いる。

2. 研究方法

2.1 衛星データ

TRMMの軌道は高度約350kmで、約90分で地球を1周する。軌道傾斜角35度の太陽非同期軌道であるため、観測頻度は緯度帯によって異なる。センサー毎に走査幅が異なる(表1)ため、PRでは緯度34度付近で最も観測頻度が高くなり、日本付近で同一領域が観測されるのは1日に1~2回である。TMI、VIRSでは緯度32度付近で最も観測頻度が高くなり、日本付近で同一領域が観測されるのは1日に1~3回である(Oki and Sumi, 1994)。

TRMMデータのうち、PRについてはPR2A25 Ver.5固定域サブシーンデータを使用した。PR2A25は観測されたディジタルカウント値に対して校正、受信電力、ノイズレベル、反射強度因子計算、表面参照法による減衰補正(Iguchi *et al.*, 1998)、降雨タイプ判別(Awaka *et al.*, 1998)、降水強度変換、位置情報付加、幾何学補正、その他の編集を施したもので、反射強度因子と降水強度の鉛直プロファイルが求められている。降雨/無降雨の判定のほか、ライトバンドの有無などによって層状性/対流性といった降雨タイプの判別をしている。対流性降雨のうち降雨の高さが0°C高度よりも低いものは暖かい雨(Warm Rain)とされている。固定域サブシーンとは地球を1周するPR2A25データから東経80°~160°、南緯5°~北緯35°を切り出したものである。

TMIについてはTMI1B11 Ver.4データを用いた。これは観測されたデータに幾何学補正と校正を施し、輝度温度TB(K)の形にしたものである。VIRSについてはVIRS1B01 Ver.4データを用いた。これもTMI1B11同様観測されたデータに幾何学補正と校正を施して放射輝度 I ($\text{mWcm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$)に変換したものである。本報告では熱赤外チャネルのみについて、黒体を仮定しプランク関数によって I から中心波長の等価黒体温度を求めて用いた。

TRMM以外にはSSM/IとGMSのデータを用いた。SSM/IはWentz(1997)による可降水量データを使用し

表1 TRMM搭載PR, TMI, VIRSの主な諸元

Table 1 Main specifications of PR, TMI and VIRS on-board the TRMM.

Precipitation Radar (PR)	
Observation Frequency	13.8 GHz
Scan Mode	cross-track scan
Swath Width	215 km
Observable Range	From surface to a height $\geq 15\text{km}$
Range Resolution	250 m
Horizontal Resolution	4.3 km at nadir

TRMM Microwave Imager (TMI)	
Observation Frequency	10.65, 19.35, 21.3, 37.0 and 85.5 GHz
Polarization	vertical / horizontal (21.3 GHz: vertical only)
Scan Mode	conical scan with an incident angle of 49°
Swath Width	760 km
Horizontal Resolution	63.2 km x 36.8 km (10.65GHz) – 7.2 km x 4.6 km (85.5GHz) in footprint size

Visible and Infrared Scanner (VIRS)	
Observation Band	0.63, 1.6, 3.75, 10.8 and 12.0 μm
Scan Mode	cross-track scan
Swath Width	720 km
Horizontal Resolution	2 km at nadir

た。SSM/I は同一地点に対して 1 日 1 から 6 回の観測があったが、それらを平均して 1 日の代表値として用いた。GMS データは毎時(一部は 30 分間隔)の S-VISSL IR 1 を用いた。

2.2 TRMM 同期ドロップゾンデ観測

ドロップゾンデ観測飛行は、名古屋大学大気水圏科学研究所と防災科学技術研究所の共同研究として 1999 年 7 月 10 日に行われた。使用された航空機はセスナ Citation V (中日本航空) である。Citation V の航続距離は 3,000 km 前後あるが、実際のドロップゾンデ観測領域の最大サイズは 1 周約 1,000 km 程度である。これは観測領域までの移動、及びドロップゾンデ投下後の電波受信のための巡回に時間を取られるためである。機体にはドロップゾンデ投下器、ゾンデ受信機のほかに、GPS 測位システム、慣性計測装置などを取り付けてあり(表 2)、ドロップゾンデ投下時刻、位置を正確に知ることができる。

観測コースは空域制限など種々の理由でかなり限定される上、意志決定の時間は当日の気象状況把握後すぐという非常に厳しいものである。そのため、コース決定は予め設定しておいた複数のコースと投下点のうちから適切なものを選択するという方法を取った。ドロップゾンデ投下は 1 飛行 6~8 本であり、予め投下点を選択して離陸し、状況によっては投下点を省略するようにした。観測時には予め作成しておいたチェックリストに従って、離陸前の機材時計、動作状況などを記録した。また、ドロップゾンデに対しては 1 個づつに対してチェックリストを作成し、表 3 のような項目をチェックした(中井・瀬古、2000)。

TRMM と同期した観測を行うためには、TRMM の観測範囲を知る必要がある。これについては、宇宙開発事業団地球観測データ解析研究センター (NASDA/

表 2 観測に使用した航空機と主な機材

Table 2 Aircraft and observation facilities.

観測用航空機	Cessna Citation V
ドロップゾンデ	VAISALA 社製 RD82-41G
ドロップゾンデ投下器	中日本航空(株)製
ドロップゾンデ受信装置	VAISALA 社製 DigiCORAIW15G+PC
GPS測位システム	Trimble4000SE+PC
マイクロ波放射計	Radiometrics 社製 WVR1100
慣性計測装置	多摩川精機/T E A C 製
CCDビデオカメラ	

EORC) が東シナ海域についてインターネットを利用して研究者へ提供したものを主に利用した。フライト意志決定のための気象情報としては、観測可能領域のほぼ中心に位置した啓風丸のレーダーエコー図が最も有益であった。その他、GMS 雲画像、気象庁レーダーエコー図、地上天気図、数値予報などを民間気象端末及び WWW 経由で利用した。準備とフライトの所要時間を考慮すると、観測されるクラウド・クラスター やメソ対流系は事前に得られる情報から約 3 時間後のものである。6~8 点

表 3 ドロップゾンデチェックリストの主な項目

Table 3 Items on the dropsonde checklist.

通し番号／ゾンデシリアル番号
免許証票、シリアルナンバーシール等張付け
発信チェック
投下点番号、雲などの状況
高度、気温、ピッチ角、速度、機首方位
投下時刻、緯度、経度
受信状況、雲などの状況
着水／中断気圧、気温、湿度、時刻

の観測に 3~4 時間かかるので、解析では系周辺の水蒸気フラックスの定常性を仮定するか、観測後データをモデルに入力する場合はゾンデ間の時間差まで考慮するなどの注意が必要である。本報告では定常性を仮定した。

1999 年 6 月~7 月には、九州から東シナ海にかけての領域で梅雨期メソ対流系を対象とし、多数の機関の参加による観測 “X-BAIU-99” が組織された(吉崎ほか、2000)。これは期間を合わせて行われたいくつかのプロジェクト観測が相互に協力できるよう図ったものである。7 月 10 日は X-BAIU-99 観測期間に含まれており、航空機観測によるドロップゾンデデータの他に気象庁観測船啓風丸と長島地上サイトのゾンデデータなどが利用可能であった。

3. 水蒸気傾度帯の湿潤域側で発達したクラウド・クラスター

3.1 総観場と発達状況

7 月 4 日以降、梅雨前線は南下し同時に活動が弱まった。日本列島の南海上で低圧部となっており、そこで弱い低気圧や熱帯低気圧が発生した。しかし、それらはあまり発達しなかった上、動きが非常に遅かった。一方、中国大陸上で発達した低気圧はやはり動きが遅いながら北東進し、9 日には黄海上に移動した(図 1)。観測日の 10 日にはこの低気圧は解説されなくなったが、それまでに南方からかなりの暖気移流があったと考えられる。

SSM/I 可降水量の変化(図 2)を見ると、低気圧の移動につれてその暖域から温暖前線の前方にかけて 60 mm を越える可降水量の極大域が現れたことがわかる。特に 7 月 8 日から 10 日にかけて非常に湿潤な領域が東シナ海上を南北に延びており、それがゆっくりと東進していた。一方、その東側では日本海にあった可降水量 40 mm 以下の乾燥した空気が南下し、九州南方海上まで広がっていた。これら 2 つの気団の間に著しい可降水量傾度ができ、9 日から 10 日にかけてその傾度が最大になっていた。

観測されたクラウド・クラスターは、この可降水量傾度帯の湿潤域側で発達した。図 3 は GMS 赤外(IR 1)データによる 7 月 10 日の 1 時間毎の TBB(等価黒体温度)である。TBB は薄い巻雲などを除けば近似的に雲頂温度を表し、TBB が低いほど雲頂高度が高い。ここでは $TBB \leq -30^{\circ}\text{C}$ (高度にして約 10 km 以上) の雲域を冷たい雲と呼び、クラウド・クラスターの雲域もこの閾値で

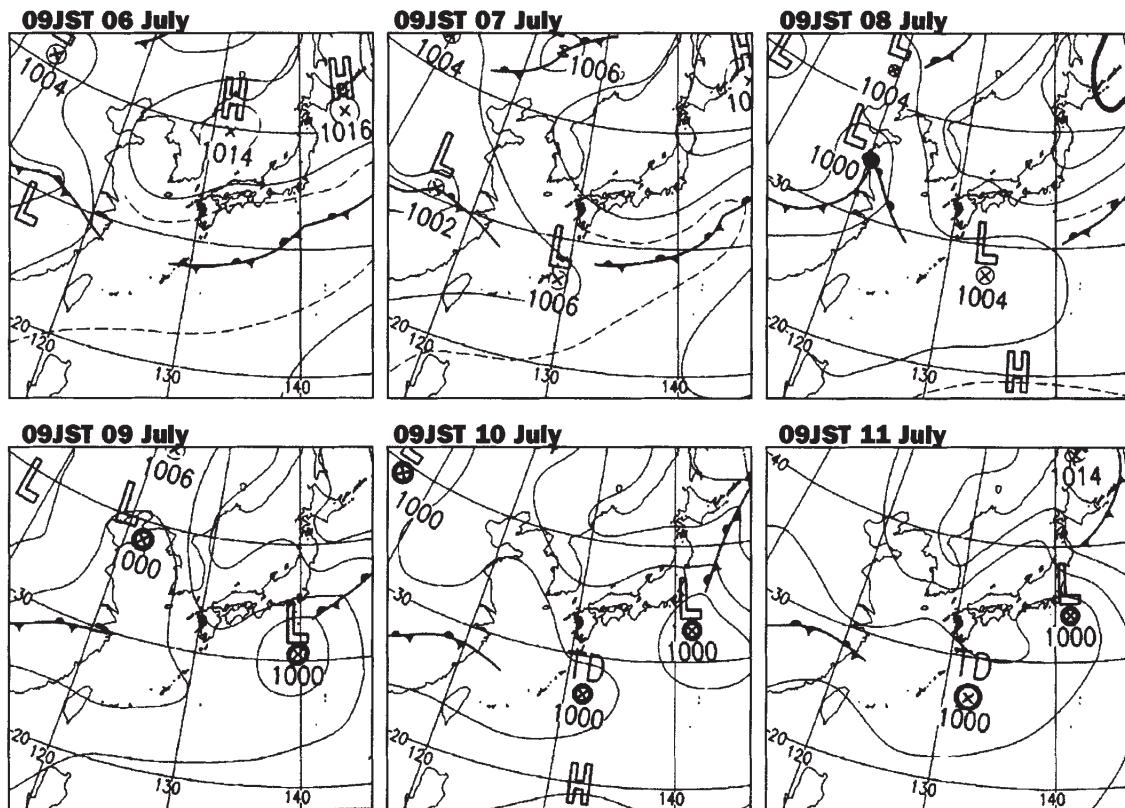


図1 7月6日から11日まで6日間の09JSTの地上天気図

Fig. 1 Daily surface weather map at 09 JST 6-11 July.

定義する。

このクラウド・クラスターは10日0340 JSTに九州南西海上に発生し、南北に雲域を広げながら1040 JSTまではほぼ停滞していた。その後TBB $\leq -60^{\circ}\text{C}$ の雲域がほとんど消滅するとともに東に移動し始め、次第に衰えて2040 JSTにほぼ消滅した。雲域面積は1333 JSTに最大となり、その後は減少した(図4)。川村・中井(1998)に従い雲域面積の変化でクラウド・クラスターの発達段階を定義すると、発生から1040 JSTまでが発達期、1040 JST-1333 JSTが成熟期、1333 JST以降が衰弱期となる。ただし、指標とするTBBとして -30°C と -50°C を用いた。これは彼らの解析事例より雲頂が約10 K暖かいことを考慮したものである。発達期にはクラウド・クラスター全体が停滞しており、同じ場所で対流系が自己維持される構造になっていたと考えられる。成熟期以降は雲域の形も変化し、対流が衰えて上層雲が周囲の風に流されたことが示唆される。

3.2 TRMMによって観測されたクラウド・クラスターの構造

雲内部の構造を知るためにマイクロ波放射計やレーダーのデータが必要である。このクラウド・クラスターはTRMMによって観測されており、海上でありながら降水構造を解析することが可能であった。TRMMの観測は1356 JSTで、クラウド・クラスターが衰弱期に入ったところであった。VIRSによるTBBを見ても、クラウ

ド・クラスターの雲域は活発な対流の特徴である明瞭な輪郭を失い始めている一方で、その周囲に多くの小さな冷たい雲域が点在していた(図5a)。TRMMの衛星搭載レーダーPRの2A25データにはRain Flagという降水分類データが含まれている。1356 JSTのRain Flagではほとんどが層状性と判定されており、クラウド・クラスター西側の孤立した降水にわずかに対流性降水がみられた(図5b)。この対流性降水は冷たい雲域としてもクラウド・クラスターから離れたものであり(図5a)，降水強度もこの対流性降水が最も大きく、その一方でクラウド・クラスターの降水強度にはそれほど大きな値は出ていなかった(図5c)。

以上のことからも、TRMMで1356 JSTに観測された降水は多くが層状性と言えるが、この点について3次元的な降水の構造を示す。図6aはPRで観測された降水強度を拡大したものである。クラウド・クラスター西方の孤立した雲による降水としてa1とa2、クラウド・クラスターによる降水としてc3の3断面を図6b, c, dに示す。線a1に沿った2か所の降水はともに対流性で、しかも東方に傾いた構造をしていたことがわかる(図6b)。また、この対流の北側には層状性の降水が広がっていた(図6c)。断面a1, a2の南側にあった孤立した降水も同様な構造をしていた。対照的に、クラウド・クラスターの降水は全てが層状性であり、水平面の降水分布からは対流と紛らわしい断面c3においても明らかに層

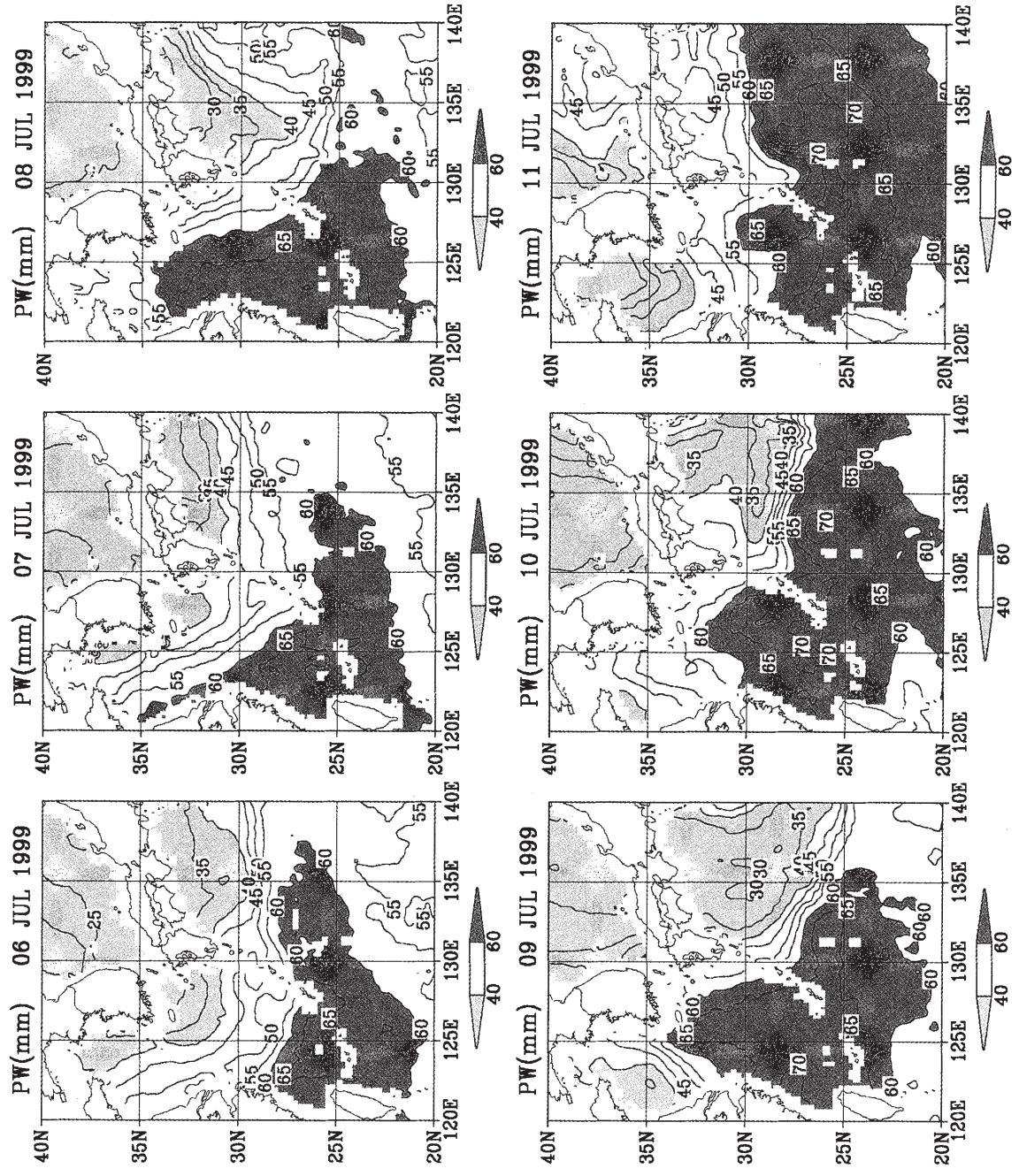


図 2 7月6日から11日まで6日間のSSM/I可降水量分布
Fig. 2 Daily precipitable water distribution on 6-11 July.

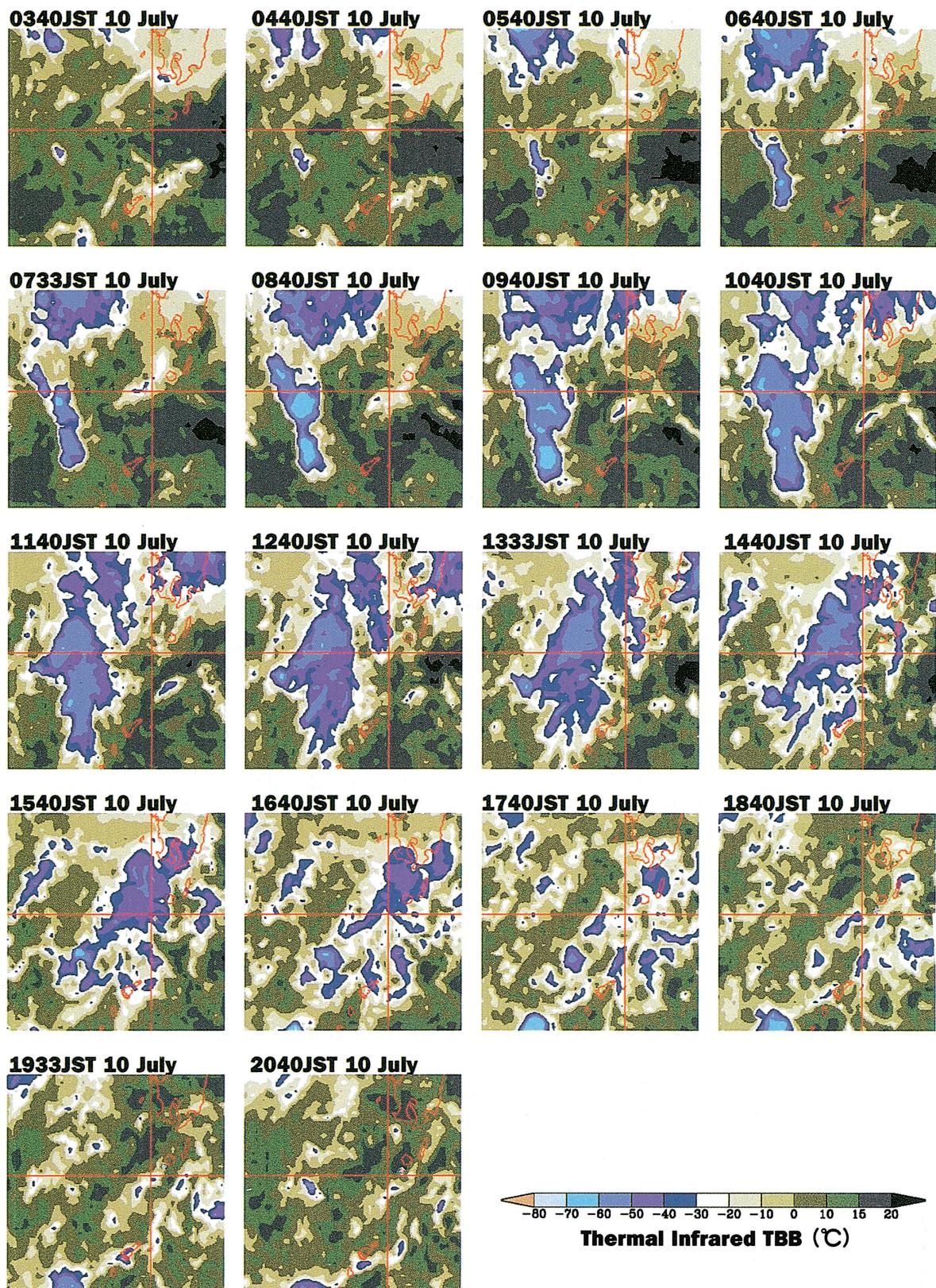


図3 GMS 赤外データによる7月10日の1時間毎のTBB分布。時刻はGMSが北緯30度付近を観測した時刻で表す。図中の緯線は30°N、経線は130°E、図の範囲は横580km×縦665km

Fig. 3 Hourly TBB distribution on 10 July. Times of GMS observation at around 30°N are indicated in JST on each panel. Lines of latitude and longitude in each panel are 30°N and 130°E, respectively. The dimension of each panel is 580 km (horizontal) x 665 km (vertical).

状性の降水であった(図 6 d)。これらの結果は GMS による雲域の発達段階の解析と矛盾しないものである。また、rain flag による分類は一般的なレーダーエコー構造の特徴を良く表していたと言える。

VIRS の $10.8 \mu\text{m}$ 放射輝度から Liu *et al.* (1995) に従って雲頂温度分布を求めた(図 7 a)。これを図 6 a の降水分布と比較すると、 1 mm h^{-1} 以上の降水域はクラウド・クラスターの西寄りの一部に限られていたことがわかる。光学的厚さについては、 $10.8 \mu\text{m}$ と $12.0 \mu\text{m}$ の TBB 差 DT (図 7 b) がクラウド・クラスターではほとんど一様で $2 \text{ K} - 2.5 \text{ K}$ であった。この DT と $10.8 \mu\text{m}$ の TBB を用い、Inoue (1987) の split window 法による雲型分類を行った(図 7 c)。DT の敷居値は Inoue (1987) のものを用い、TBB の敷居値である 400 hPa 気温はドロップゾンデ観測データから -13°C とし、 $\text{TBB} \geq 10^\circ\text{C}$ を晴天域とした。クラウド・クラスターの雲域はほとんどが厚い巻雲 (DC) に分類され、積乱雲とされる DT の非常に小さい雲域は存在しなかった。これは雲頂が光学的に薄い雲で覆われていたということで、クラウド・クラスターが衰弱期にあってかなとこ雲が広がっていたことを示している(川村・中井, 1998)。クラウド・クラスター西側の雲頂温度の高い部分には大きな DT が出ており、輝度温度の高さは雲頂が低いためではなく雲が光学的に

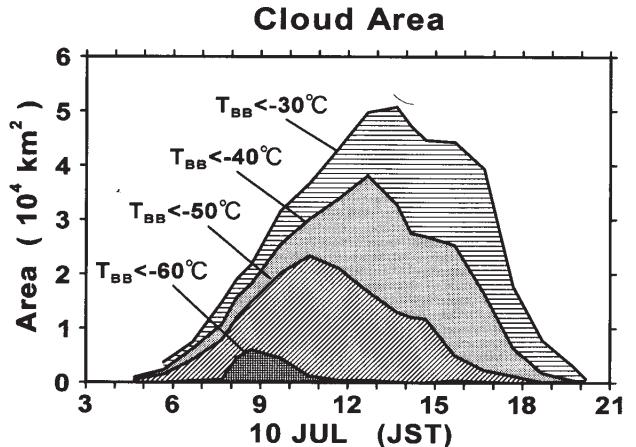


図 4 GMS TBB によるクラウド・クラスターの雲域面積の変化

Fig. 4 Time changes of the cloud area of the cloud cluster derived from GMS TBB.

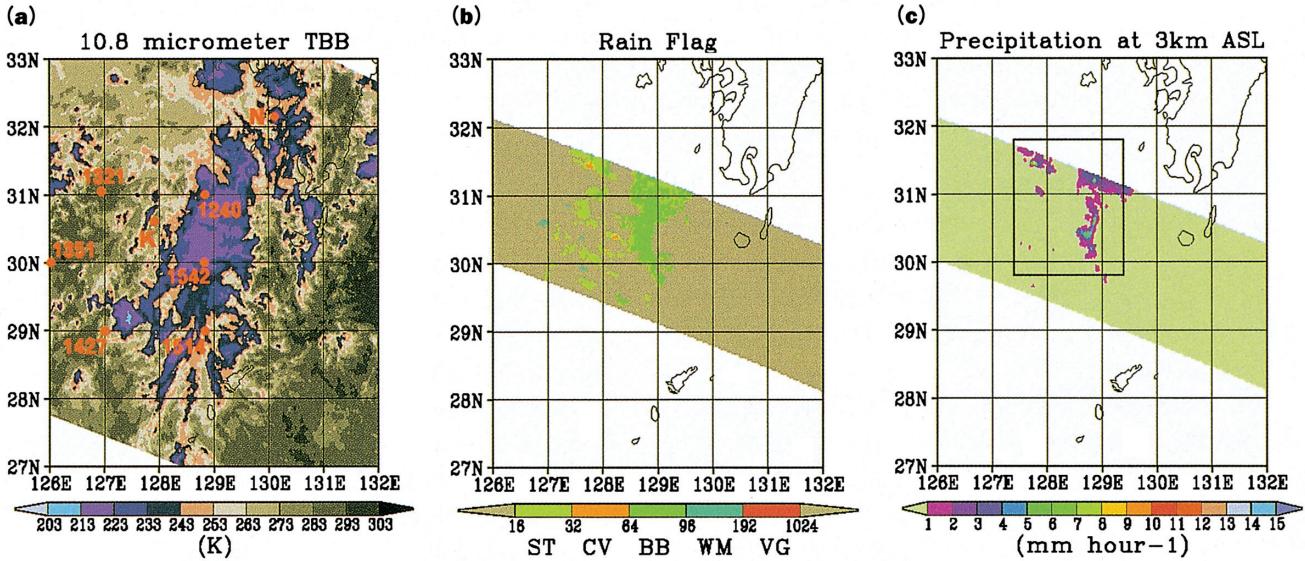


図 5 TRMM で観測された雲と降水。(a) VIRS の $10.8 \mu\text{m}$ チャネルによる TBB。赤丸は航空機(観測時刻を JST で表す)、長島(N)、啓風丸(K)のゾンデ観測点を表す。(b) PR による Rain flag。ST, CV, BB, WM, VG はそれぞれ層状性降水(ブライトバンドなし)、対流性降水、層状性降水(ブライトバンドあり)、暖かい雨、上空のみの降水を表す。(c) PR による高度 3 km の降水強度。図中の四角は図 6a, 図 7, 図 8 の範囲を表す。

Fig. 5 Clouds and precipitation detected by the TRMM. (a) TBB from VIRS $10.8 \mu\text{m}$ measurement. Red circles indicate the locations of dropsonde (with time in JST) and rawinsonde (N: Nagashima and K: Keifu-maru) observations. (b) Rain flags deduced from PR measurement. ST, CV, BB, WM and VG are, respectively, stratiform precipitation without bright band, convective precipitation, stratiform precipitation with bright band, warm rain, and virga. (c) Precipitation intensity derived from PR measurement at a height of 3 km. The rectangle indicates the area of Figs. 6a, 7 and 8.

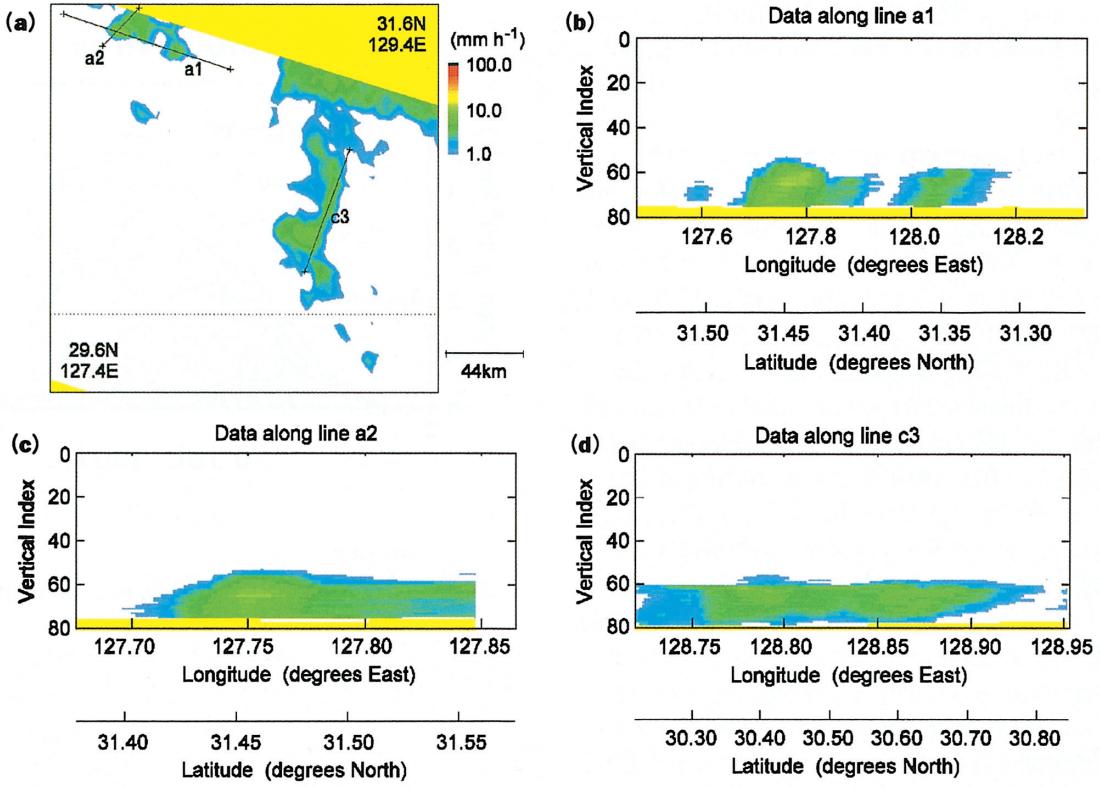


図 6 PR による降水分布。 (a) 高度 3 km, 図 5c の四角の範囲について示す。 (b)(a) の a1 に沿った鉛直断面, (c)(a) の a2 に沿った鉛直断面, (d)(a) の c3 に沿った鉛直断面。 b, c, d の縦軸は高度を表す。地上が 80 で高度 20 km が 0, 0.25 km 間隔である。

Fig. 6 Precipitation detected by PR. (a) Horizontal section at a height of 3 km. The area of panel is shown in Fig. 5c. (b) Vertical section along line a1 shown in (a). (c) Vertical section along line a2 shown in (a). (d) Vertical section along line c3 shown in (a). The ordinates of b, c and d are indicated by an arbitrary unit of height (0.25 km intervals) above mean sea level, '80' corresponds to sea level and '0' to 20 km.

薄かったことを表す。従って、クラウド・クラスター西側には数十 km にわたって巻雲が広がっていたと考えられる。クラウド・クラスター西側の雲頂温度で孤立して見える冷たい雲についても、その周囲や西側に DT の大きな値が見られた。

TMI で観測される輝度温度 (TB) は水物質の鉛直積算量を反映した値である。TMI の分解能 (瞬時視野) は 37 GHz で 27 × 18 km であり, SSM/I などこれまでの衛星搭載マイクロ波放射計よりも良い。PR や VIRS の分解能に比べるとやや粗いものの、これらと同一の衛星に搭載されているため、TRMM ではマイクロ波と可視赤外や降雨レーダーのデータをほとんど時間差なく組み合わせて解析することができる。19 GHz 垂直偏波の TB (TB19V) は主に雲水量を反映し、水蒸気量の影響も受ける。1356JST には、最も大きい TB19V は (31.5°N, 127.8°E) の孤立した対流性降水のところに見られ、クラウド・クラスターで降水のある部分の値も大きかった(図 8a)。それ以外にもほぼ 127.8 E に沿って南北に TB19V の大きな区域が点在していた。ここは VIRS の赤外データにも小さい上層雲列が見られ、PR では層状性降水及

び暖かい雨と判別されたところである。これらの場所には液体の雲粒をある程度含む雲があったと推定される。21 GHz 垂直偏波の TB (TB21V) にも同様な特徴が見られたが、TB19V と異なりクラウド・クラスター内の値が西側の小さい雲列の値と同じかやや小さかった。これは水蒸気分布の差異と上層の氷晶による散乱の両方が理由として考えられ、定量的に扱うにはマイクロ波の放射伝達方程式を解く必要があるが、これについては今後の課題である。85 GHz 垂直偏波の TB (TB85V) は上層雲の氷晶が多いほど値が小さくなる。偏波補正 (Spencer *et al.*, 1989) をした値 (PCT 85) を図 8b に示すが、これら 3 波長の中では PR の降雨分布との対応は PCT 85 が最も良かった。これは、PR で観測された降水が主として上層に氷晶を多く持つ雲からのものであったことを表す。

Liu *et al.* (1995) は雲粒子や降雨粒子による射出と氷晶による散乱の両方の効果を考慮したマイクロ波示数 (microwave index, *f*) を

$$f = (1 - D19/D19_0) + 2(1 - PCT85/PCT85_0)$$

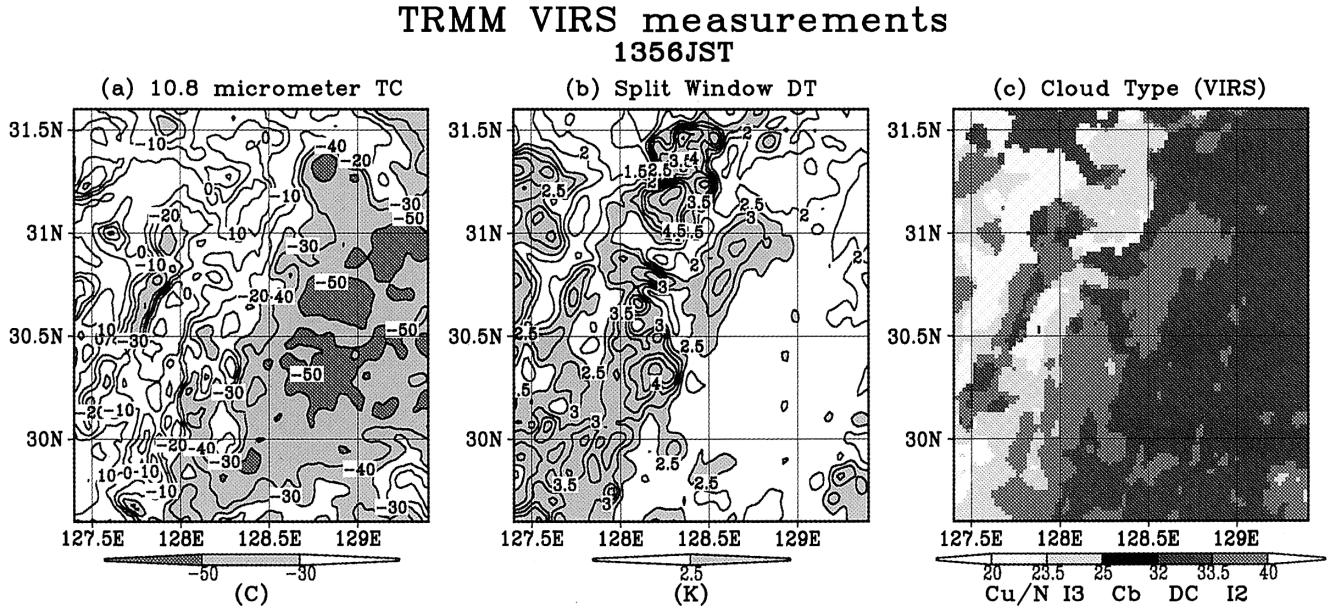


図 7 図 5c に示した範囲の(a) VIRS $10.8\mu\text{m}$ の放射輝度から求めた雲頂温度, (b) VIRS $10.8\mu\text{m}$ と $12.0\mu\text{m}$ の TBB 差 DT, (c) split window 法による雲型分類. Cu/N, I3, Cb, DC, I2 はそれぞれ積雲その他, TBB が高く光学的に薄い雲, 積乱雲, 厚い巻雲, TBB が低く光学的に薄い雲を表す.

Fig. 7 Cloud parameters from VIRS within the rectangular area shown in Fig. 5c. (a)Cloud top temperature from VIRS $10.8\mu\text{m}$ measurement, (b)TBB difference between $10.8\mu\text{m}$ and $12.0\mu\text{m}$, and (c)cloud classification using the split window method. The cloud category of Cu/N, I3, Cb, DC and I2 indicates cumulus etc., warm optically thin cloud, cumulonimbus, dense cirrus, and cold optically thin cloud, respectively.

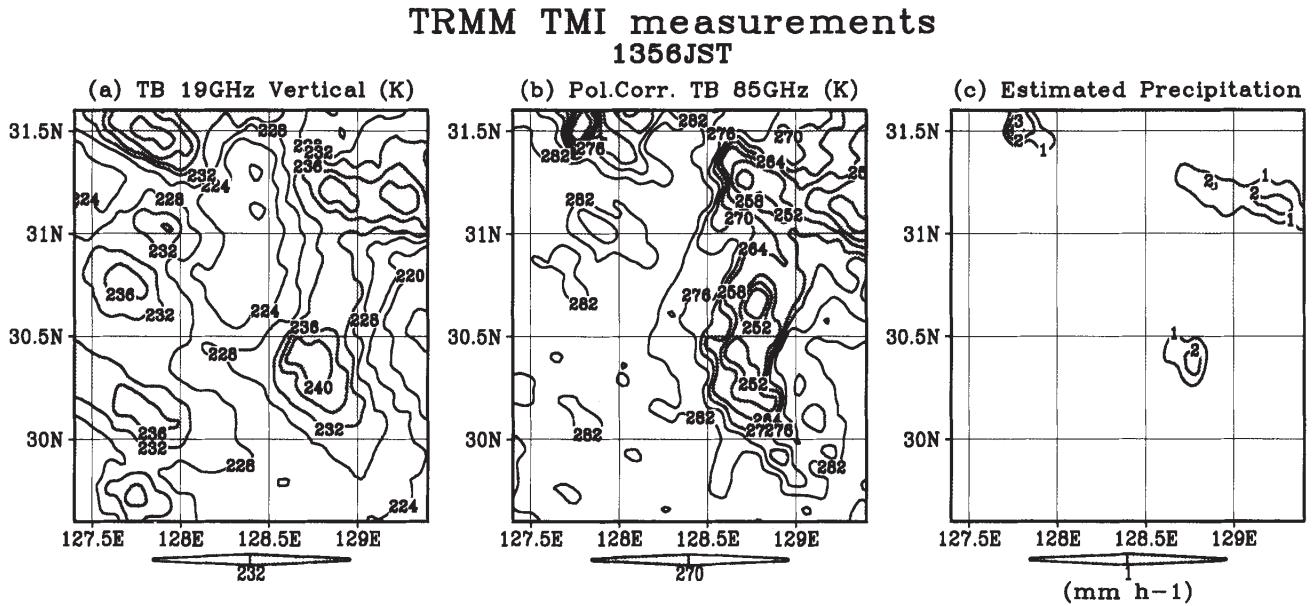


図 8 図 5c に示した範囲の(a) TMI19GHz 垂直偏波輝度温度, (b)偏波補正した TMI85GHz 輝度温度, (c)マイクロ波示数 f から見積もった降水強度

Fig. 8 Microwave parameters from TMI in the rectangular area shown in Fig. 5c. (a)TMI 19 GHz TB (vertical polarization), (b)TMI polarization-corrected 85 GHz TB, (c)precipitation intensity estimated from microwave index f .

のように定義し、それに基づいた降雨見積もりや雲分類を行った。PCT85は前述の偏波補正を行った85GHzの輝度温度で、氷粒子の散乱が大きいほど小さい値になる。D19は19GHzにおける垂直、水平偏波のTB差で、雲水、降雨粒子による吸収、射出が多いほど小さい値になる。どちらが多くても f は大きくなる。彼らの方法はSSM/Iを用いたものであるが、TMIにもそのまま適用可能である。添え字0は降雨域境界の値を意味する。D19₀、PCT85₀はD19、PCT85の分布とPRによる降雨域とを比較することによって求められる。

1356JSTの f の分布は、PCT85とTB19Vの分布を重ねたようなものになっていた。これは定義から当然であるが、値はかなり小さく、たかだか0.4程度であった。 f は40mmh⁻¹近い降水をもたらしているクラウド・クラスターの場合は2.0近くなる(Nakai, 2000b)ので、これはクラウド・クラスターが衰弱段階にあり氷晶も水粒子もそれほど多くなかったためと考えられる。 f に基づく降水強度Rは、 $f \geq 0$ を降水ありと判定するので、その領域について計算される。Liu *et al.* (1995)は熱帯域の降水について f -R関係を求めている。この関係は強い対流を含むクラウド・クラスターについて適用するとPRとほぼ合うRを与えた例がある(Nakai, 2000b)が、本報告のクラウド・クラスターに対してはかなりの過小評価となった(図8c)。これはクラウド・クラスターが衰弱期にあり、弱い降水に対してかなとこ雲の氷晶が多かったことが理由として考えられる。しかし f の値そのものが小さく、TMIとPRの分解能の差が影響していることも考えられる。

f を用いた雲分類も試みたが、深い対流性降水(DCP)に相当する領域はなかった。これはsplit window法による雲型分類(図7c)でCb(積乱雲)と判定される領域がなかったことと整合性があり、ともに衛星から検知できるほどの活発な対流は存在しなかったことを意味する。雲域の時系列で衰弱期と定義されるメソ対流系やクラウド・クラスターは一般的にこのような状態にあると考えるのが妥当であろう。また、降水を伴う雲はほとんどがsplit window法で厚い巻雲(DC)とされた領域にあり、DTが大きい雲(I2, I3)の下ではTBBによらずPRで観測されるほどの降水は見られなかった。

3.3 航空機ドロップゾンデ観測とレーウィンゾンデ観測によるクラウド・クラスターの環境場

TRMMで観測された海上のクラウド・クラスターの環境場を測定するため、航空機ドロップゾンデ観測を7月10日行った。ドロップゾンデ観測は東シナ海上のクラウド・クラスターの降水域を囲むように行き、1240JSTから1542JSTまでに6点において投下を行った。さらに、啓風丸と長島観測点において1430JSTにレーウィンゾンデ観測が行われ、合わせて8点の成層データが得られた(図5aの赤丸)。これら観測点の位置をSSM/I可降水量分布と比較すると、多くの地点が可降水量傾度帯西側の湿潤域にあり、1240JSTが可降水量傾度帶に、長島はその東側の乾燥域にあったことがわかる。

クラウド・クラスターの南西側にあたる1427JSTのドロップゾンデ観測の結果を図9aに示す。相対湿度は600hPaより下層で80%以上となっており、特に850hPa付近が非常に湿っていた。安定度は400hPa-700

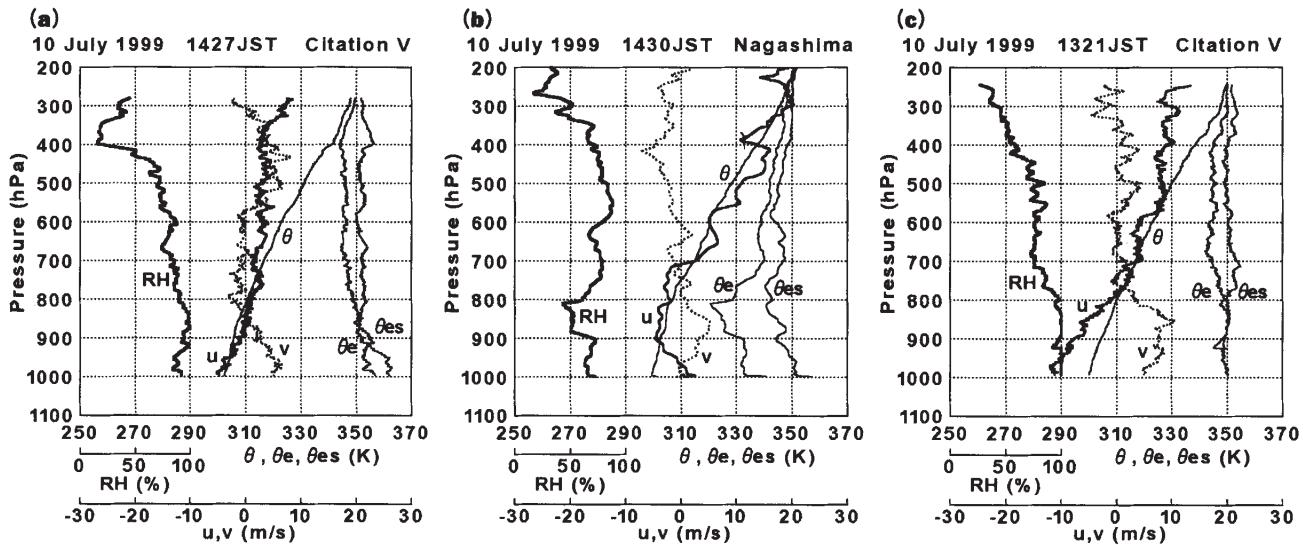


図9 ゾンデ観測結果。RH:相対湿度、 θ :温位、 θ_e :相当温位、 θ_{es} :飽和相当温位、u:風の東西成分、v:風の南北成分。(a)1427JSTのドロップゾンデ、(b)1430JSTの長島におけるレーウィンゾンデ、(c)1321JSTのドロップゾンデ

Fig. 9 Observation results of (a)dropsonde launched at 1427 JST, (b)rawinsonde launched at 1430 JST at the Nagashima ground site, and (c)dropsonde launched at 1321 JST. RH: relative humidity, θ : potential temperature, θ_e : equivalent potential temperature, θ_{es} : saturated equivalent potential temperature, u: zonal wind, v: meridional wind.

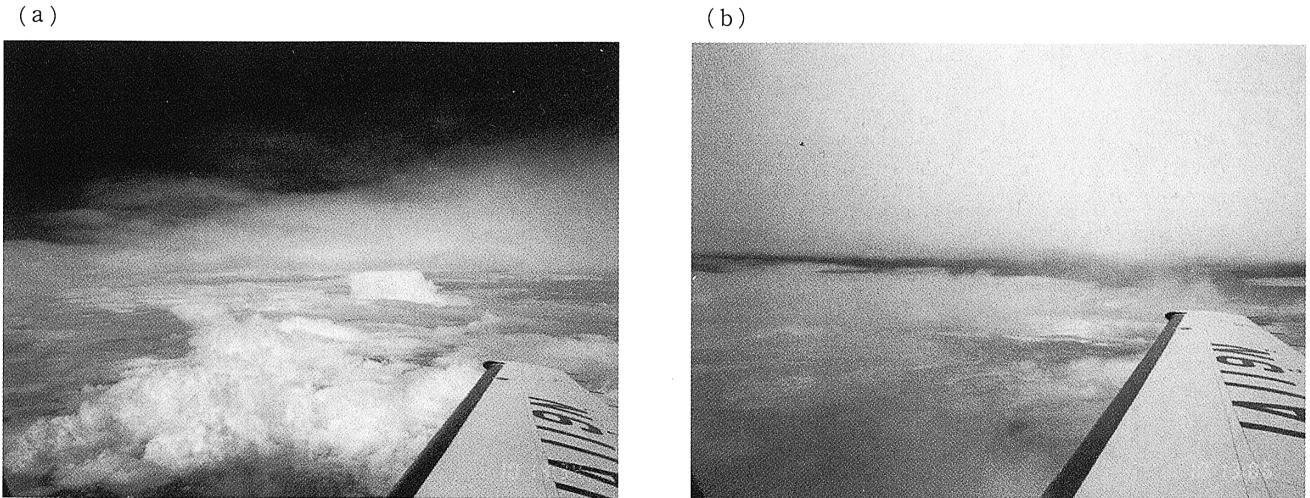


図10 機上から撮影された雲写真。 (a)1434JST, (b)1306JST

Fig. 10 Cloud photograph taken on board the aircraft. (a)1434 JST, (b)1306 JST.

hPa で湿潤中立、700 hPa 以下でやや不安定となっていた。850 hPa 以下に弱い南東風が見られ、湿った気塊が対流圏最下層で南東から流入していたことが分かる。これより約 180 km 東の 1514 JST の観測地点でも同様な特徴が見られたが、最も湿潤な層は 900 hPa—950 hPa、風速は 10 ms^{-1} — 12 ms^{-1} で東南東の風であった。従って、850 hPa 以下の最下層では湿潤気塊がクラウド・クラスターに向かって収束しながら流入していたと考えられる。図 10 a は 1427 JST の観測点付近において高度約 11.6 km (GPS 測定値) の機上から撮影した写真である。この地点はクラウド・クラスターから延びる上空の巻雲の端にあたり、下層では積雲列が発生し、その中には発達して背の高い対流となったものも見られた。850 hPa の湿潤層はこの積雲列の高度にあたると考えられる。

可降水量傾度帯東側の乾燥域に位置した長島観測点では、750 hPa 以下の相対湿度が 50%—70% と 1427 JST に比べてかなり低かった (図 9 b)。特に 800 hPa—900 hPa で乾燥した南東風域となっていたことが特徴的である。この乾燥した南東風は 1240 JST のドロップゾンデ観測でも 800 hPa—850 hPa に見られた。1240 JST には 850 hPa 以下は湿潤な高相当温位層となっており、この湿った空気の上に東から乾いた低相当温位の空気が流入することで不安定が形成されていたと考えられる。

1321 JST のドロップゾンデ観測地点はクラウド・クラスターの北西側になり (図 5 a)、1427 JST 同様可降水量傾度帯の湿潤域側であった。成層の特徴は 1427 JST に似ていたが、800 hPa より下層が湿度の非常に高い湿潤中立層で、かつ 10 ms^{-1} — 12 ms^{-1} の南東～東南東風域となっていた (図 9 c)。湿潤な下層南東風は啓風丸においても同様に見られ、こちらは 750 hPa より下層で風速は 8 ms^{-1} — 10 ms^{-1} であった。しかし、1321 JST の南西にある 1351 JST の観測点ではこの湿潤層の風速が 2 ms^{-1} 前後と弱かった。従って、クラウド・クラスター周辺では主に 850 hPa 以下において南～南東方向より流入し

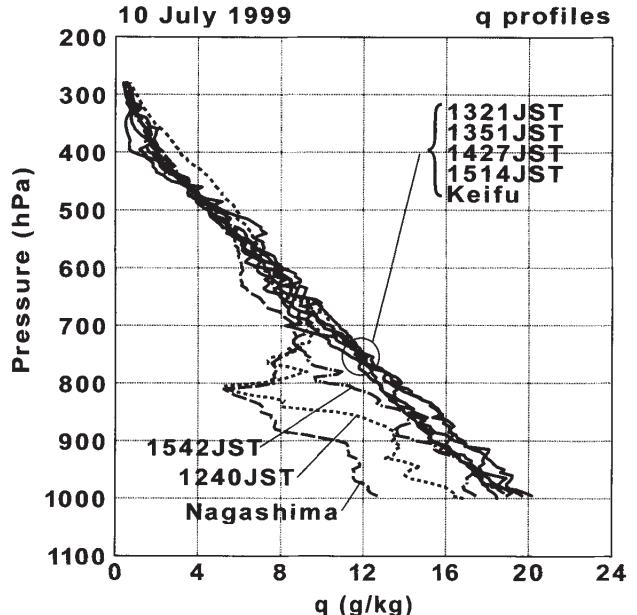


図11 観測された比湿プロファイル。8 観測のうち 5 観測（実線）はほとんど重なっている。

Fig. 11 Observed specific humidity profiles. Of eight profiles, five are very similar.

た湿潤気塊と主に 800 hPa—900 hPa において東～南東より流入した乾燥気塊が混合し、北東方向に流出するという流れの場になっていたといえる。この差分移流は対流不安定を形成するので、それが解消する過程でクラウド・クラスターが発達したと考えられる。

啓風丸から約 45 km 東北東 (30.8°N , 128.4°E) で 1305 JST に撮影した写真には、飛行高度より上の巻雲と中下層の層状雲が重なっている様子が見られる (図 10 b)。飛行高度の気温は -30°C 以下であったにもかかわらず、この地点の雲頂温度は約 -10°C であった (図 7 a)。従って、飛行高度より上の巻雲は $10.8 \mu\text{m}$ において光学的に薄

い。クラウド・クラスター西方のTBB $\geq -30^{\circ}\text{C}$ の領域には中下層雲と巻雲の両方からの放射によってTBBが決まっている領域がかなり広がっており、ここにある孤立した冷たい雲域も巻雲の下で発達した対流が見えていたものと思われる。

8点のゾンデ観測による比湿プロファイルを図11に示す。湿潤域内では比湿プロファイルは一様で、気圧に対してほぼ直線的に減少していた。一方、乾燥域にある長島では700hPa高度以下の比湿が湿潤域より $\sim 4\text{g kg}^{-1}$ 少なく、可降水量傾度帯にある観測点はその中間の特徴を示した。従って、SSM/Iに見られた可降水量傾度帯は、少なくとも観測領域付近では700 hPa以下の背の低い構造であったといえる。この可降水量傾度帯は中国大陸から東に延びてきた湿潤域と朝鮮半島及び日本海から南下してきた乾燥域の間で東西方向の傾度帯として形成された総観規模のものである(図2)。観測された対流圈下層の湿潤気塊、乾燥気塊の流入はこの総観規模の要因を背景として起こった不安定の形成過程と位置づけられる。ただし、具体的な差分移流から対流の発生に到るメカニズムについては、今後さらに調査する必要がある。

4.まとめ

東シナ海上で発達したメソスケール・クラウド・クラスターについて、TRMMと同期した航空機ドロップゾンデ観測を行い、啓風丸、長島のレーウィンゾンデデータも加えてTRMMに観測された衰弱期クラウド・クラスター周辺の成層を面的に得ることができた。また、これらのデータにGMS、SSM/Iの時系列データなどを加え、クラウド・クラスターの構造と環境場を解析した。

解析されたクラウド・クラスターの発達に対しては、700 hPa以下の乾燥、湿潤気塊の差分移流によって形成された不安定の解消が本質的であったと考えられる。それらの気塊は可降水量傾度帯を境界とする総観規模の気団に起源を持つものと考えられ、その傾度帯が4日前から形成されてきたことがSSM/Iによって確かめられた。一方、このクラウド・クラスターは典型的な雲域変化をしたものであり、発達期から成熟期に移るところで移動を始め、構造が変化したことが示唆された。TRMMでは衰弱期に入ったところの構造を観測したが、既に降水は層状域のみであったこと、クラウド・クラスターの西側に孤立した低TBB域で東に傾いたやや背の低い対流の存在したことがわかった。クラウド・クラスターの西側は比較的高いTBBを示したが、VIRSを用いた雲型分類では巻雲とされた。航空機観測によってこの領域が広く巻雲で覆われていたこと、その下に中下層雲が広がっていたことが確認され、雲型分類がおおむね有効であることがわかった。TMIからはマイクロ波反射率 f を用いた降雨見積もりを試みたが、 f と降水量の関係に既存のクラウド・クラスターで有効であった関係を用いたところかなりの過小評価となった。これは衰弱期クラウド・クラスターの特徴とも考えられるが、 f の値が小さいためセンサー分解能の差異などが解析上の誤差となった

可能性もある。明確な結論を出すためには放射伝達計算やかなと云内の水晶濃度の調査などが必要である。

TRMMと航空機観測を同期させることにより、通常は困難な海上のクラウド・クラスターの構造と環境場について、観測事実に基づく記述を行うことができた。今後は得られているデータの特性をさらに生かし、放射伝達計算に基づいた雲構造の解析、衛星観測値の物理量としての正確な評価、水蒸気フラックスの収支解析などを行いたい。また、メソモデル計算結果をTRMMなど衛星データと比較し、クラウド・クラスターの構造と発達維持過程を明らかにすることも今後の課題である。

謝辞

本研究は、防災科学技術研究所特別研究『衛星搭載レーダ等による災害・地球環境変動の観測研究(3)：TRMM衛星データによる降水の解析手法に関する基礎研究』および戦略的基礎研究「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明」によります。また、啓風丸のレーダーエコー図をお送りいただいた前平氣象長ほか啓風丸スタッフの方々、及び気象庁海上氣象課の水野技術専門官に深く感謝致します。観測はX-BAIU-99グループの協力関係において行われました。とりまとめを行われた氣象研究所の吉崎正憲室長を始め、観測に参加、協力された全ての方々に感謝します。航空機観測の運航は中日本航空株式会社が行いました。GMSデータは防災科学技術研究所で受信しました。GMS-5のTBB変換テーブルは気象庁気象衛星センターから提供を受けました。TRMM衛星データは宇宙開発事業団(NASDA)から提供を受けました(所有はNASDA/NASA/CRL)。いくつかの作図にはGrADSおよびNASDA版TRMM Orbit Viewerを使用しました。SSM/Iデータは米国Remote Sensing Systems社より提供を受けました。

参考文献

- 1) Akaeda, K., T. Yokoyama, A. Tabata, M. Ishihara, and H. Sakakibara (1991) : Evolution of the kinematic structure within a meso- β -scale convective system in the growing and mature stages. Mon. Wea. Rev., **119**, 2664-2676.
- 2) Awaka, J., T. Iguchi, and K. Okamoto (1998) : Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. Proc. 8th URSI Commission F Triennial Open Symposium, 143-146, Aveiro, Portugal.
- 3) 長谷川隆司・二宮洸三(1984) : 静止気象衛星データからみた長崎豪雨(1982年7月)の特徴. 天気, **31**, 565-572.
- 4) Houze, R.A., Jr., S.A. Rutledge, M.I. Biggerstaff, and B.F. Smull (1989) : Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. Bull. Amer. Meteor. Soc., **70**, 608-619.
- 5) Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto (1998) : Preliminary results of rain profiling

- with the TRMM precipitation radar. Proc. 8th URSI Commission F Triennial Open Symposium, 147–150, Aveiro, Portugal.
- 6) Inoue, T. (1987) : A cloud type classification with NOAA 7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, **92**, 3991–4000.
 - 7) Ishihara, M., Y. Fujiyosi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda, and H. Okamura (1995) : Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988 : Its kinematical structure and maintenance process. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 139–163.
 - 8) 石原正仁・田畠 明・赤枝健治・横山辰夫・榎原 均 (1992) : ドップラーレーダーによって観測された亜熱帯スコールラインの構造. *天気*, **39**, 727–743.
 - 9) 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.
 - 10) 岩崎博之・武田喬男(1993 a) : 日本周辺の雲クラスターの出現特性. *天気*, **40**, 161–170.
 - 11) Iwasaki, H. and T. Takeda (1993b) : Structure and behavior of mesoscale cloud clusters traveling over the Baiu-frontal zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 733–747.
 - 12) Kato, T. (1998) : Numerical simulation of band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97–128.
 - 13) 川村隆一・中井専人(1998) : 地域的な雲に関する解析研究。「雲が地球温暖化に及ぼす影響解明に関する観測研究 (JACCS)」平成9年度成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 65–74.
 - 14) Kawashima, M., K. Tsuboki, and T. Asai (1995) : Maintenance mechanism and thermodynamic structure of a Baiu frontal rainband retrieved from dual Doppler radar observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 717–735.
 - 15) Leary, C.A. and R.A. Houze, Jr. (1979) : The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 437–457.
 - 16) Liu, G., J.A. Curry and R.-S. Sheu (1995) : Classification of clouds over the western equatorial Pacific Ocean using combined infrared and microwave satellite data. *J. Geophys. Res.* **100**, 13811–13826.
 - 17) 中井専人(2000 a) : 日本上空における 10 K 間隔等温面の月平均高度. *天気*, **47**, 753–754.
 - 18) Nakai, S. (2000b) : Application of remote sensing technology to disaster prevention : Cloud systems causing heavy rainfall. *Remote Sensing Technology (Fundamental) II*, FY2000, JICA.
 - 19) 中井専人・川村隆一(1998) : 梅雨前線付近の雲クラスターの出現特性：組織化スケールの変動と環境条件. *天気*, **45**, 895–905.
 - 20) 中井専人・瀬古 弘(2000) : 航空機ドロップゾンデで観測できるもの. 九州における梅雨特別観測に関するワークショップ報告書, 35–37. 科学技術振興事業団.
 - 21) Ninomiya, K., T. Akiyama, and M. Ikawa (1988) : Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part I: Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331–350.
 - 22) 小倉義光(1997) : メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215pp.
 - 23) Oki, R. and A. Sumi (1994) : Sampling simulation of TRMM rainfall estimation using radar-AMeDAS composites. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1597–1608.
 - 24) Satoh, S., A. Kinoshita and H. Uyeda (1995) : Doppler radar observations on the structure and characteristics of tropical clouds during TOGA-COARE IOP in Manus, Papua New Guinea : Dual-Doppler analysis of mesoscale convective systems. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 443–459.
 - 25) Spencer, R. W., H.M. Goodman, and R.E. Hood (1989) : Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 254–273.
 - 26) Takahashi, N.H. Uyeda, K. Kikuchi, and K. Iwanami (1996) : Mesoscale and convective scale features of heavy rainfall events in late period of the Baiu season in July 1988, Nagasaki Prefecture. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 539–561.
 - 27) 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.
 - 28) Wentz, F.J. (1997) : A well-calibrated ocean algorithm for SSM/I. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8703–8718.
 - 29) 吉崎正憲・瀬古 弘・加藤輝之・小司禎教・永戸久喜・別所康太郎・郷田治稔・X-BAIU-99 観測グループ(2000) : 1999 年東シナ海・九州梅雨特別観測(X-BAIU-99) 報告. *天気*, **47**, 51–58.

(原稿受理: 2000 年 11 月 21 日)

要 旨

東シナ海上にて熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 観測と同期した航空機ドロップゾンデ観測を行い、TRMM 観測によって構造のわかったメソスケール・クラウド・クラスターに対して、その環境場である周辺の成層の面的な変化を明らかにすることができた。このクラウド・クラスターは可降水量傾度帯が最も強化された日にその湿潤域側に発達したもので、TRMM とドロップゾンデで観測された時刻には衰弱期にあった。可降水量傾度帯は 700 hPa 以下の背の低い構造であり、この気層内で最下層の湿潤気塊の上に乾燥気塊が流入し、対流不安定が作り出されたと考えられる。観測時のクラウド・クラスターには対流性降水はみられず、雲頂は光学的にやや薄い雲で作られていた。マイクロ波示数 f は熱帯や強い対流のあるクラウド・クラスターに比べて同じ降水強度でも小さい値になる傾向が見られた。

キーワード：TRMM, ドロップゾンデ, クラウド・クラスター, メソ対流系