

TRMM の多重センサー観測データによる九州南方海上に 発現したにんじん状雲の解析

石 塚 昌 範*・児 玉 安 正**

要 旨

TRMM (熱帯降雨観測衛星) の多重センサー (PR: 降雨レーダー, VIRS: 可視赤外観測装置, TMI: マイクロ波放射計, LIS: 雷観測装置) 観測データに, GMS (静止気象衛星ひまわり) の短時間間隔の赤外画像や他の気象データを併用して, 九州南方海上に発現したにんじん雲の三次元構造と周囲の循環について事例解析を行った. にんじん状雲の構造は, 西に尖った角状の先端部と, 雲域が連続的に大きく広がる東部で, 大きく異なっていた. 先端部では, にんじん状雲の走向にほぼ直交する縞状の雲列がみられた. 各雲列の北端には背の高い対流セルがあり, そこからセルの動きに相対的な上層の風によりアンビルが広がることで雲列が作られていた. 西側のセルほど新しくアンビルの伸びが少ないため, 西に尖った形状が作られていた. 東部では, 背の高い積乱雲が線状に並び, この線状降水帯の南北に上層風により広がったアンビル雲がみられた. 降水帯の南北で降水構造に非対称性がみられた. 南側では上層で多くの降水粒子が観測されたが, 地上での降水は弱い. 一方, 北側では中層から下で層状性の降水が広い範囲で活発であった.

1. はじめに

1997年11月に日米共同プロジェクトとして打ち上げられた熱帯降雨観測衛星 (TRMM; Tropical Rainfall Measuring Mission) は, 宇宙からの降雨レーダー観測を初めて実現した衛星として注目を集めている. TRMM には, 降雨レーダー (PR; Precipitation Rader) の他に, 可視赤外観測装置 (VIRS; Visible and Infrared Scanner), マイクロ波放射計 (TMI; TRMM Microwave Imager), 雷観測装置 (LIS; Lightning Imaging Sensor) などの多彩なセンサーが搭載されており, これらのセンサーによる同時観測により, メソ降水系やその周囲の場について多くの情報を得ることができる. また, TRMM の軌道が高度350 km と低いと, 他の気象衛星にくらべて各センサーの空間分解能が高く, この点もメソ解析に有利である. TRMM には観測頻度が少ない (PR では西日本付近で

～2回/1日) という欠点があるが, メソ降水系の研究への活用が期待される.

本研究では, TRMM データを利用して, 梅雨期に九州南方海上に発現したにんじん状雲の事例解析を行う. にんじん状雲 (またはテーバリングクラウド) は, メソ降水系の一種で三角形の形状をもつものであり, 寿命が長く (4～10時間, ときには20時間以上) (伊藤ほか, 1992), しばしば停滞性を示す (赤枝・榊原, 1996) ことから, 強い降水が長時間持続して豪雨災害を起しやすい降水系として知られている. 日本付近のにんじん状雲は海上に発生するものが多く (伊藤ほか, 1992), 地上からレーダー観測ができた事例は限られており, 構造や発生メカニズムについての知識は十分でない. 我々は, PR を含む TRMM の多重センサー観測データに, 30分～1時間毎の GMS 赤外画像, 客観解析データや高層気象データを併用して, にんじん状雲の総合的な事例解析を行う. にんじん状雲の三次元構造や周囲の循環との関係を詳しく調査すると共に, メソ降水系の解析における TRMM 観測の有用性を検討することが本研究の目的である.

次に, 日本周辺域のにんじん状雲について行われた

* 弘前大学大学院理学研究科 (現在, 八戸市役所).

** 弘前大学理工学部.

—2000年12月18日受領—

—2001年6月13日受理—

これまでの研究を簡単に紹介する。GMS 画像を用いてにんじん状雲の発生頻度を調べた伊藤ほか (1992) によると、日本周辺ではにんじん状雲は台湾東岸から先島諸島周辺の海上で発生頻度が高い。また、総観規模擾乱との関係では、寒冷前線付近や温暖前線付近に発生するもの、擾乱から離れてその南側に発生するものなど、いくつかのタイプがある。猪川ほか (1980) は、低気圧と共に移動する南西-北東方向に伸びるにんじん状雲について高層気象観測データを用いた事例解析を行い、にんじん状雲の南東側では750 hPa より下層で対流不安定であり、北西側では700 hPa より高いところで非常に乾いていたことを指摘している。長谷川・中村 (1981) は、寒冷前線の前面に発生したにんじん状雲について、暖湿な気流が寒冷前線前面に下層ジェットとして存在し、その走向は雲域の走向にほぼ一致していたと述べている。柴田 (1980) は、寒冷前線の前面の暖湿な気団内に発生したにんじん状雲について、700 hPa の上昇流域内にあり、850 hPa で高湿な気塊が北へ突っ込んだ状況で出現していたことを示した。Seko *et al.* (1999) は、台風の北東側の南風域内で発生したにんじん状雲について数値実験を行い、にんじん状雲の形成には強い鉛直シアの存在と中層風の風上側からの高相当温位の空気塊の流入が重要であったとしている。

レーダー観測による研究から、にんじん状雲の内部には組織化された積乱雲列があり、そこからアンビルが広がってにんじん状の雲域ができていくこと (猪川ほか, 1980)、にんじん状雲の先端部では、周囲の風の上流方向で新しいセルが次々に出現し、それが成長すると共に風下に移動してセルが線状に組織化されるバック形成型 (Bluestein and Jain, 1985) と呼ばれる現象が起きていることが指摘されている (青梨, 1988)。バック形成型は降水系が停滞しやすい (小倉, 1997)。一方、にんじん状雲の先端部以外ではバック形成型と異なる降水系の維持メカニズムの存在が報告されている。例えば、青梨 (1988) の調査した事例では、にんじん状雲の中央部では弱いエコー域が南側から合流することで線状対流系が維持されていた。また Seko *et al.* (1999) の事例では、にんじん状雲の先端部においてバック形成型で発生したセルは、高相当温位気塊の供給をにんじん状雲の側面から受けてさらに発達していた。Aonashi and Liu (2000) は、TRMM の TMI による降水強度推定アルゴリズムの開発の立場から、我々の扱うにんじん状雲と同一の事例について、TMI

と PR 観測にもとづく簡単な記述を行っている。

以下、本論文の2章では使用したデータについて、3章では TRMM データから明らかになったにんじん状雲の特徴について述べる。4章では雲分布の時間変化や周辺環境の場との関係について述べ、5章では本事例にみられた特徴的な雲分布および降水分布の形成・維持のメカニズムについて考察する。6章で研究のまとめを行う。

2. データ

TRMM データは、宇宙開発事業団地球観測データ解析研究センター (NASDA-EORC; National Space Development Agency of Japan - Earth Observation Research Center) と米国の国家航空宇宙局 (NASA; National Aeronautics and Space Administration) より提供された Version 5 のプロダクトを用いた。TRMM データのうち、VIRS 輝度温度 (処理レベル1 B01)、TMI 輝度温度 (処理レベル1 B11)、PR の減衰補正後のレーダー反射因子 Z と降雨分類 (処理レベル 2A25)、および大阪大学の河崎博士により編集された LIS の雷放電の位置データを解析した。PR は13.8 GHz の X バンドで観測を行っており、観測幅は215 km、水平分解能は4.3 km で、鉛直方向の分解能は250 m である。VIRS は0.63および1.6 μm の可視2チャンネル、3.75、10.8および12.0 μm の赤外3チャンネルで観測しており、観測幅は720 km、水平分解能は2 km である。TMI は10.7、19.4、21.3、37および85.5 GHz の5周波数9チャンネル (21.3 GHz は鉛直偏波のみ、他の周波数は鉛直偏波と水平偏波) を持ち、観測幅は790 km である。水平分解能は、10.7 GHz の38.3 km から85.5 GHz の4.4 km までで、周波数の増加と共に分解能が向上する。LIS は0.7774 μm で観測を行っており、観測幅は600 km、水平分解能は4 km である。

上記のように、オリジナルの TRMM データの空間分解能はセンサーやチャンネル毎に異なる。センサーやチャンネル間のデータ比較を容易にするため、本研究では、データの格子点間隔を0.05° (緯度) $\times$ 0.05° (経度) に揃え、対象とするにんじん状雲を含む緯度 $\times$ 経度 8° $\times$ 10°の領域を切り出した。格子点データを作る際、各格子点から最も地理的に近いところにあるオリジナルのデータをその格子点データとし、空間内挿は行わない。このデータは、我々が作成した TRMM 亜熱帯降雨系データベース (児玉・石塚, 1999) に登録されているものの1つである。

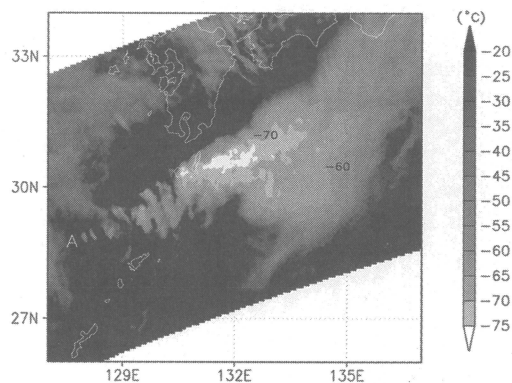


Fig. 1. Brightness temperature observed by VIRS ($12\ \mu\text{m}$) at 11 h 27 m (UTC), 13 June, 1998. Character A indicates the position where new cells may appear.

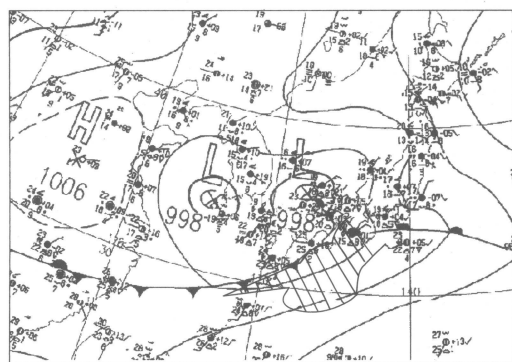


Fig. 2. Surface weather chart at 12 h, 13 June, 1998. The position of the carrot-shaped cloud system is hatched.

その他、防災科学技術研究所で受信された30分～1時間毎のGMS (Geostationary Meteorological Satellite) 赤外画像 ($11.5\sim 12.5\ \mu\text{m}$), 6時間毎のNCEP (National Center for Environmental Prediction) のCDAS (Climate Data Assimilation System) 客観解析データ (空間分解能は緯度、経度共に 2.5°), 及びTRMMの観測時刻に近い1998年6月13日12時(UTC)における気象庁の天気図と高層気象観測データ (観測点は名瀬と鹿児島)を用いた。

3. TRMM データの解析結果

TRMMが研究対象とするにんじん状雲を観測したのは1998年6月13日11時27分(UTC)である。第1図にVIRSの赤外画像 ($12\ \mu\text{m}$), 第2図に同日12時(UTC)の地上天気図ににんじん状雲の位置を書き加

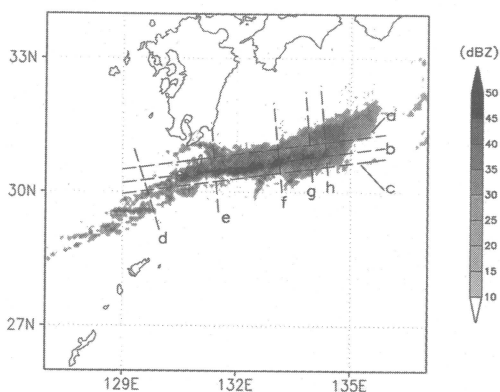


Fig. 3. Attenuation-corrected radar reflectivity at 2 km ASL. Dashed lines named 'a' to 'h' indicate the positions of cross sections which will appear in Fig. 5. Observation time is the same as in Fig. 1.

えたものを示す。メソ α スケールの低気圧が中国地方の北に存在し、この低気圧から伸びる寒冷前線が九州の南端を通して中国大陸へ伸びていた。なお、CDAS客観解析データによると、この前線は下層で大きな水蒸気傾度を伴っており(図略)、梅雨前線の一部とみなせる。にんじん状雲はこの寒冷前線の暖域側にあり、その北縁は前線にほぼ沿っていた。雲域は奄美大島の西北西約150 kmの地点(第1図中のA)を先端として東北東の方向に幅を増しながら三角形に広がっていた。雲頂の輝度温度は -60°C から -80°C であった。アメダスによると、このにんじん状雲により種子島では同日の8時(UTC)に1時間降水量62 mmが観測された。鹿児島の高層気象観測によると、圏界面温度は -72.7°C であったので、雲頂は圏界面付近にあり、一部は圏界面より上に侵入していたと考えられる。輝度温度の低い領域は 131°E より西側では雲域の北側境界付近にとびとびに出現し、 131°E より東側では線状に連続していた。構造が変わるところには大きな標高(1935 m)を有する屋久島が存在した。 131°E 以西では輝度温度の低い領域から南南東方向に雲が伸びて、縞状の雲構造がみられた。一方、 131°E 以东では、雲域は連続して広がり、 132°E 以东では雲域が南側に丸く膨らんでいた。

次ににんじん状雲の三次元構造をPRデータにより調べた。第3図は、高度2.0 kmにおける減衰補正後のレーダー反射因子の水平断面図である。破線は、第5図で示す鉛直断面図の位置である。雲分布と同様に、

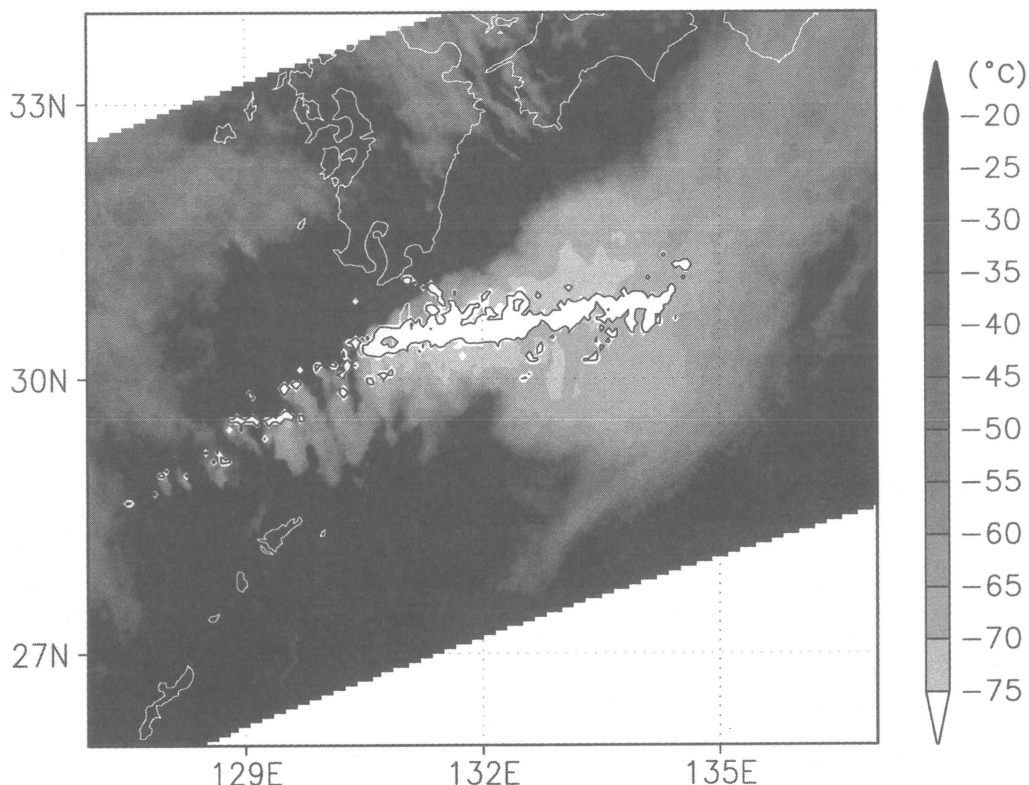


Fig. 4. Brightness temperature observed by VIRS ($12\mu\text{m}$) and echo-top height (contours at 5 km ASL) derived from PR observations. The shading is white-painted where the echo-top-height exceeds 5 km. The echo-top height is defined as the highest level of attenuation corrected reflectivity of 30 dBZ. Observation time is the same as in Fig. 1.

降水域の構造は 131°E を境にして大きく変化しており、西側では走向は西南西から東北東で降水域は点状にしていたが、東側では走向はほぼ東西方向で、降水の強い領域が線状に並んでいた。降水強度は 131°E 以東の線状の降水帯で最も大きかった。 $131^\circ\text{E}\sim 133^\circ\text{E}$ では強い降水域の南縁が明瞭で、南側に降水の観測されない領域が存在するが、北側には弱い降水域が広がっていた。 133°E 以東では、弱い降水域は北側のほうが広がりが大きいものの、南側にもみられた。この部分は、雲画像で南側に大きく広がった上層雲域が観測された領域にあたる。PRデータで見たにんじん状雲のこれらの特徴については、Aonashi and Liu (2000)も同様の指摘をしている。

次に、PRで観測された降水構造と雲分布の関係を調べた。第4図は、PRの減衰補正後のレーダー反射因子のデータから、反射因子が30dBZになる最大の高度として定義されたエコー頂高度を求め、それをVIRS

の赤外画像に重ね合わせたものである。図にはエコー頂高度の分布が高度5 kmのコンターと高度5 km以上の領域を白抜きにすることで示されている。赤外画像の輝度温度が低い領域とエコー頂高度が大きい領域はほぼ一致しているが、 132°E 以東では輝度温度の低い領域がやや北側にずれる(第1図も参照)。 131°E 以西では、縞状の上層雲域がエコー頂高度の大きい領域から南南東方向に伸び、その長さは西側ほど短い。これは、縞状の上層雲がエコー頂高度の大きい積乱雲から伸びるアンビルであり、西側のものほど発生からの経過時間が少ないためにアンビルの伸びが小さいことが考えられる。後に、約30分毎のGMS雲画像によるにんじん状雲の時間変化を示し、この見方の妥当性を確認する。

減衰補正済みのレーダー反射因子の鉛直断面(濃淡)とVIRSの赤外画像から推定した断面内の雲頂高度(線)の分布を第5図に示す。ここで雲頂高度は、赤外

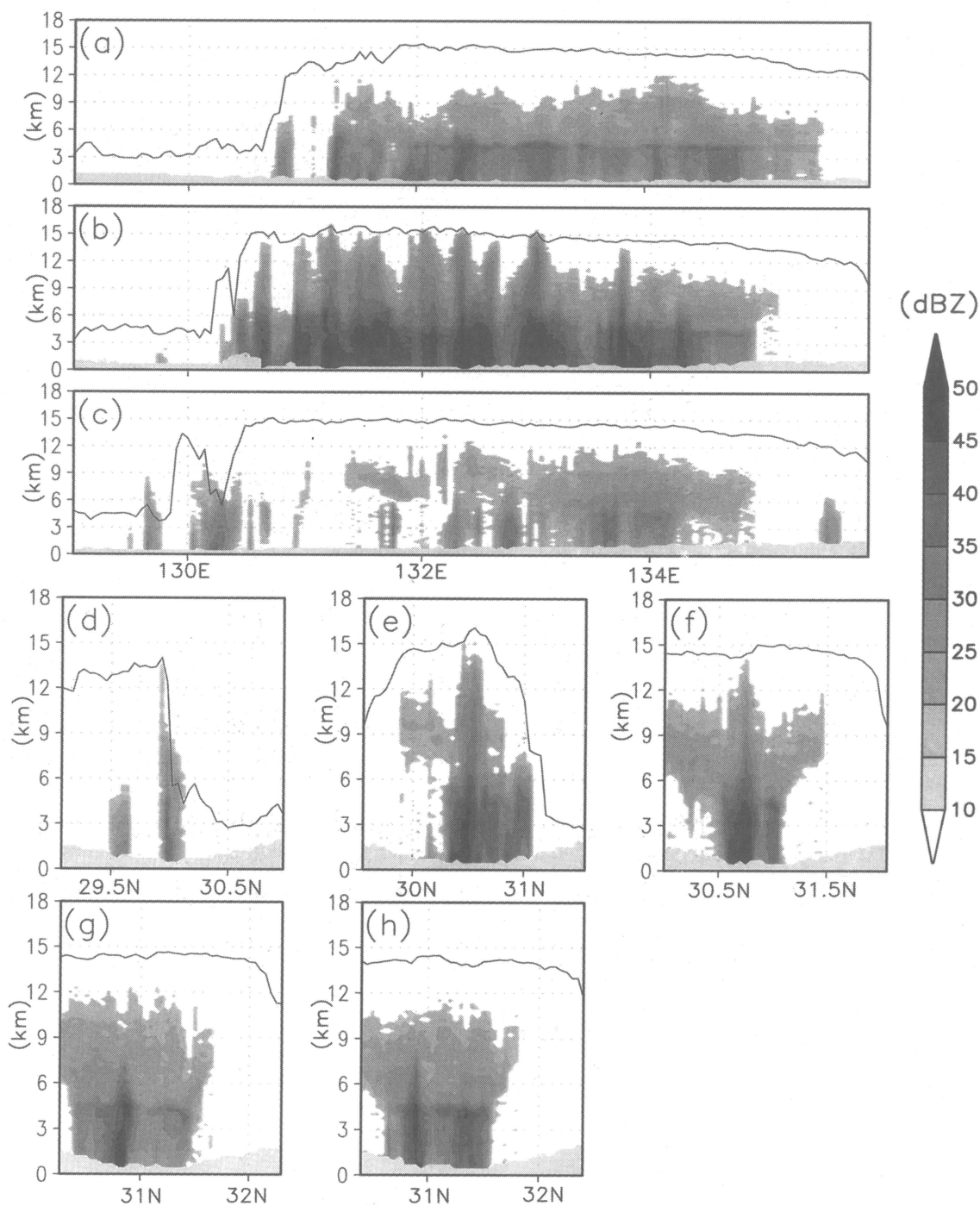


Fig. 5. Vertical cross sections of attenuation-corrected radar reflectivity (shading) and cloud-top-height (lines) derived from brightness temperature observed by VIRS channel-5 ($12\ \mu\text{m}$) and vertical sounding of air-temperature around the carrot-shaped cloud system after CDAS objective analysis data. Positions of the sections are shown in Fig. 3.

画像のTBB、雲頂温度、雲頂気温がすべて等しいという仮定の下で、23日12ZのCDAS客観解析データによる高度と気温の関係から求めたものである。ただし、TBBが200 hPa面気温よりも低い場合は、両者の関係をそのまま用いるのではなく、400 hPa面と200 hPa面の値から求めた気温と高度の一次関数の関係を200 hPa面より上方に外挿したものを用いた。これは、活発な対流活動によって雲頂が圏界面より上方に侵入する場合には、雲内の気温は周囲の気温より低くなりうるので、圏界面付近から上方では対流圏中上層の気温減率で雲頂温度が決まるという仮定をしたものである。雲頂高度は上記の数多くの仮定により求められた概算値であり、ある程度誤差を含むことは避けられない。図中でしばしば強いエコーが雲頂高度以上で示されているのは、高度推定の誤差のためと考えられる。なお、断面の位置は第3図に示されている。

まず、線状降水帯に平行な線a～cにおける鉛直断面を検討する。線状降水帯の北側を通る線a上では、132°E以東で、高度4 km付近のブライトバンドを伴う層状性の降水が卓越しており、対流性の降水がみられるのは西部の131°E付近に限られる。また、全域にわたって降水は地表面まで達している。線状降水帯の中心を通る線b上では、数10 kmスケールの広がりをもつ降水域が並んでおり、エコー頂高度は15 kmに達する。降水の弱い東端部を除くとブライトバンドははっきりせず、対流性の降水が卓越する。線状降水帯の南側を通る線c上では、高度6～9 km付近に反射因子の大きな領域があるが、高度4～6 km以下で降水が弱まり地上まで降水が達する領域は一部に限られる。線a～cでは、降水帯の西側の部分を除くと雲頂高度は降水帯の中心を通る線b上が一番大きい。しかし、降水構造に見られた大きな違いに比べ雲頂高度の差は小さい。後に4章で循環場との関係で議論するように、降水帯の南北に大きく広がった雲域は、活発な対流性降水域を起源とするアンビルと考えられる。

次に、降水帯に直交する鉛直断面を検討する。線dは、第4図について論じたにんじん状雲先端部の縞状を成す雲列の一つに沿ってとられている。この断面では、北端に高度が14 kmに及ぶ背の高い対流性エコーセルとその南方に背の低い対流性セルがみられる。雲頂高度は、セルから南南東に伸びる雲列に対応して、セルの南側で大きい。この雲列に沿って伸びるエコーは観察されない。このことから、雲列はその北端部を除くと、降水粒子をほとんど伴わない上層の雲だ

と考えられる。線e、fの断面では、線状降水帯の場所で高度14 km以上まで達する大きな反射因子が観測され、背の高い活発な対流活動の存在が示される。降水帯を挟んで南北の非対称が明瞭である。南側では高度6～11 kmで反射因子が大きい。6 km以下では反射因子が検出限界以下となる。これに対し、降水帯の北側ではエコー頂はやや低いものの地表まで達するかなり強い降水の領域がみられる。これは西側の線eでは対流性であるが、より東側の線fでは層状性であり、さらにその北側に上層のみのエコー域も見られる。線e、fで上層のみにエコーが見られた領域は、アンビル雲起源の降水粒子が対流圏中層で蒸発していることが考えられる。にんじん状雲の東部にあたる線g、hの断面では線e、fの断面に比べて線状降水帯の活動はやや弱く、降水帯上空の強いエコーも高度7 km以上に達しない。線状降水帯の活動が弱いにもかかわらず、にんじん状雲のエコー頂、雲頂とも広い範囲で高い。この原因として、4章で議論するように、この領域にはTRMMの観測時刻以前に広がったアンビル雲があり、そこから降水粒子が供給されたことが考えられる。降水帯の南側では上層のエコーがPRの観測領域外まで広がるが、線e、fとは異なり、降水帯の南側でも降水が地表まで達する領域が広くみられる。降水帯の北側では、線e、fの断面と同様に、地上まで達する層状性のかなり強い降水が降水帯からかなり離れたところまで観測される。

次に、マイクロ波センサーTMIの結果を検討する。第6図aは10.7 GHz鉛直偏波の輝度温度である。このチャンネルは、海上の強い降水に感度があり、降水域は大気中に存在する水粒子からの放射により周辺海域に比べ輝度温度の高い領域として示される。にんじん状雲の特に131°Eより東方で輝度温度が高くなっており、PRで観測された強い降水域(第3図)と良く一致する。なお、陸上で輝度温度が高いのは、陸面からの強いマイクロ波放射によるもので降水とは関係がない。第6図bは、21.3 GHz鉛直偏波の輝度温度である。このチャンネルは水蒸気の吸収帯であり、水蒸気量や気温の増加に伴って輝度温度が上昇する。ただし、降水帯内部のように水粒子が多い領域では水粒子の量も輝度温度に強く反映し、陸域では10.7 GHzと同様に陸面の影響を強く受ける。そこで降水帯の周辺の海上部分に注目すると、131°Eより西方では降水帯の南北両側共に輝度温度が高いが、131°Eより東方では、降水帯のすぐ北側に輝度温度が南側に比べて～15 Kも

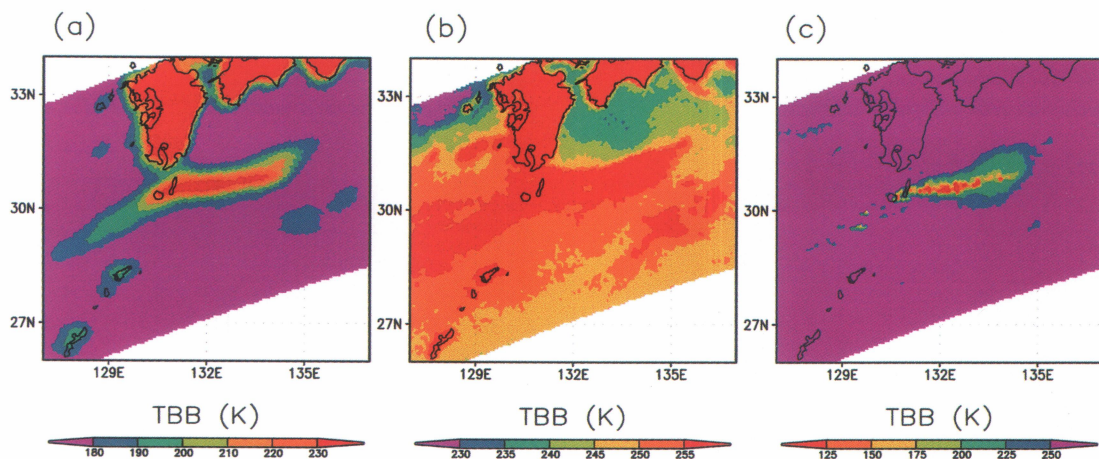


Fig. 6. Brightness temperature observed by TMI 10.7 GHz vertical polarization (a), 21.3 GHz in vertical one (b), and 85.5 GHz in vertical one (c). Observation time is the same as in Fig. 1.

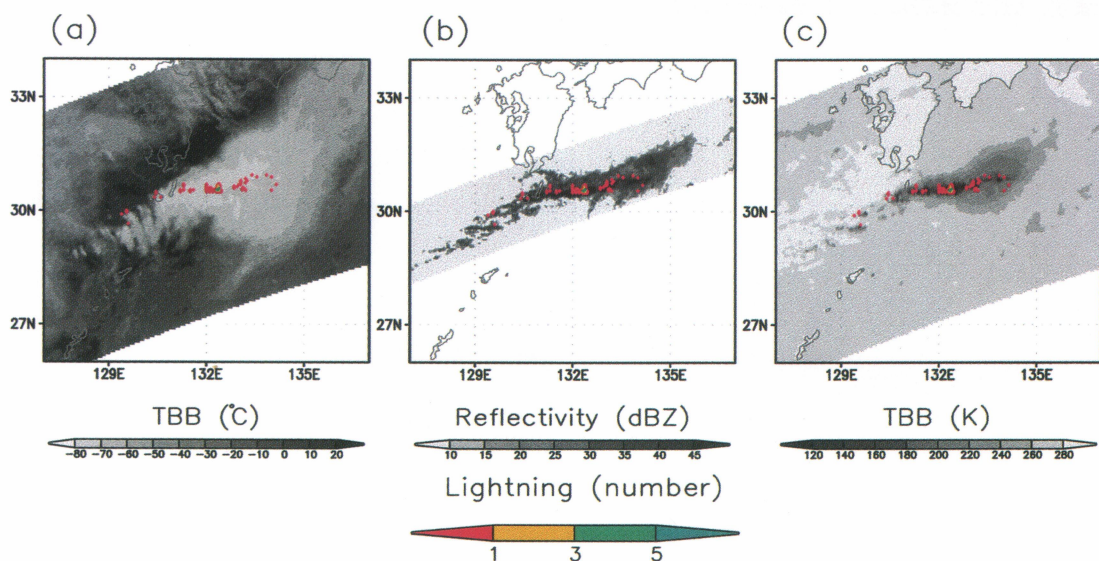


Fig. 7. Frequency of lightning observed by LIS per a square of 0.05° (lat.) times 0.05° (lon.) is shown superposed on brightness temperature observed by VIRS ($12\ \mu\text{m}$) (a), attenuation corrected radar reflectivity at 2 km ASL by PR (b), and brightness temperature by TMI (85.5 GHz, vertical) (c). Observation time is the same as in Fig. 1.

低い領域が広がる。CDAS 客観解析データによると、一般に水蒸気量の多い対流圏下層において降水帯の北側と南側の気温差は $\sim 4\ \text{K}$ であり(図略)、これは 131°E より東方で観測された輝度温度差に比べはるかに小さい。従って、この輝度温度差は主に水蒸気量の違いが反映したものであり、 131°E の東側では降水域の北側に乾燥した領域が隣接していたことがわかる。これ

に対し、 131°E より西側では降水帯の南北とも水蒸気量は多い。このことから、天気図には表現されないメソ構造として、水蒸気傾度の大きい梅雨前線が、にんじん状雲の 131°E より西側の部分では雲から北に離れていたが、東側の部分では降水域の北側に隣接していたことが考えられる。第6図cは、85.5 GHz 鉛直偏波の輝度温度である。このチャンネルでは雲の上部にあ

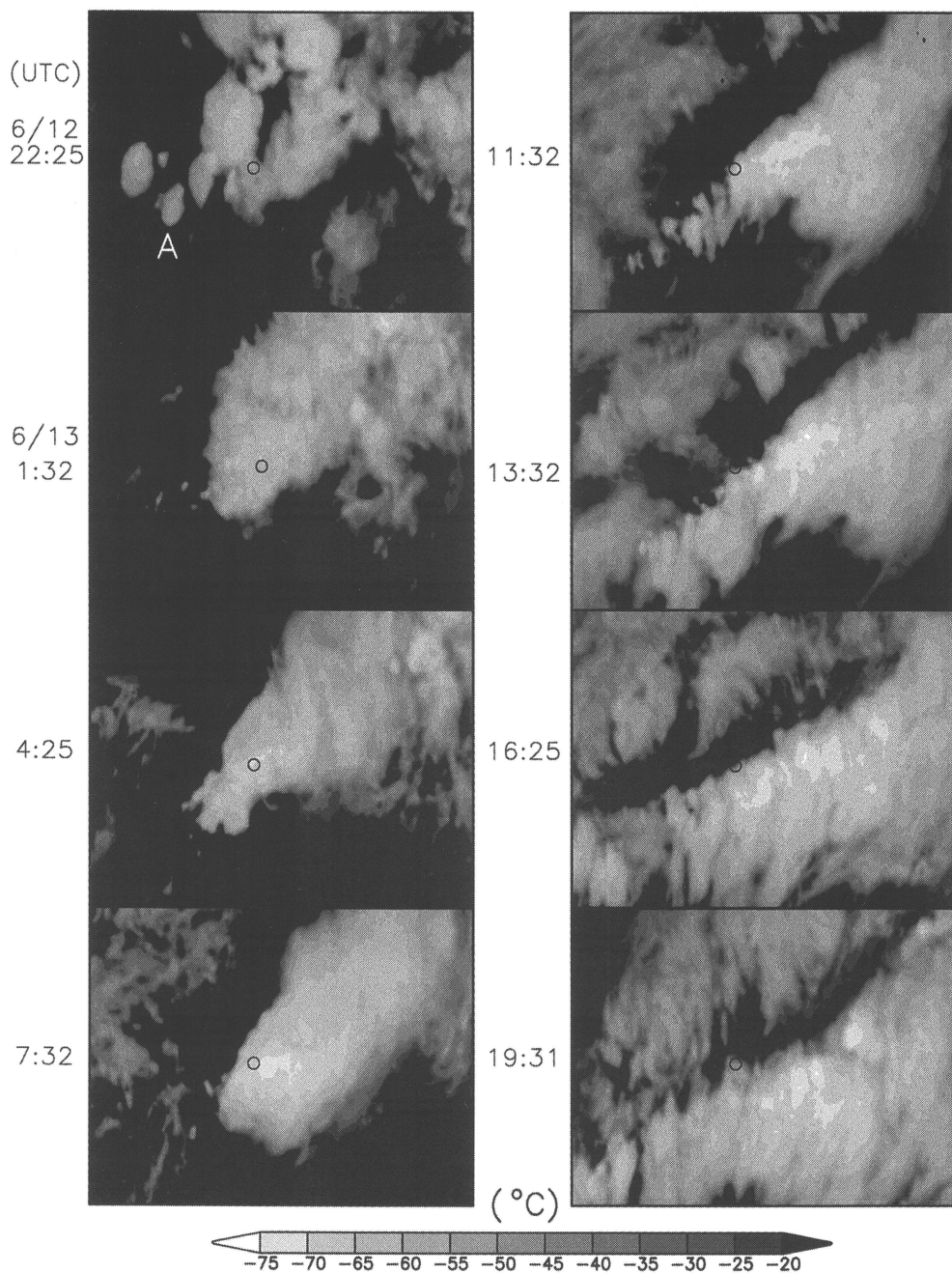


Fig. 8. Time sequence of GMS-IR images ($11.5\text{--}12.5\text{ }\mu\text{m}$) for between 22 h 25 m, 12 June and 19 h 31 m, 13 June, 1993, and for typical cases which can describe the characteristics of temporal variation of the carrot-shaped cloud system. Observation time (UTC) when the GMS scanned around the center of each panel is shown at the left side. Small open circles indicate the position of Yakushima Island with a high mountain (1935 m ASL).

る氷相の降水粒子に感度があり、この粒子が多い領域で輝度温度が低くなる。これは、地表面や下層大気の降水粒子から射出されたマイクロ波を氷の降水粒子が散乱し、衛星に到達するマイクロ波を弱めるためである。低い輝度温度は131°Eより東側の線状降雨帯に沿ってみられ、これは下層(2 km)で大きな反射因子がPRで観測された領域(第3図)にほぼ対応している。線状降水帯のこの部分では鉛直方向に良く発達した活発な対流活動があり、それが大量の氷相の降水粒子を供給するので、PRとTMIの85.5 GHzの結果の一致が予想できる。ただし、上層雲が南方に丸く広がる133°E以東では、85.5 GHzでは輝度温度が低い領域が線状降水帯の南側にも大きく広がるのに対し、PRでは下層で大きな反射因子がみられる領域の南側への広がりはいささか小さい(第3図)。先に第5図で示したように、この領域では、上層で氷の降水粒子を多く含むが、地上まで達する前に蒸発する粒子も多いため、下層のレーダー反射因子の分布との不一致が生じたと考えられる。

第7図は、LISの雷放電の回数(緯度0.05°×経度0.05°の格子当たり)を、VIRSの赤外画像(12 μm)、PRの減衰補正後のレーダー反射因子Z(高度2 km)、TMIの輝度温度(85 GHz)の分布図に重ねて示したものである。雷放電は131°Eより西側では雲域の北側境界付近に、131°Eより東側では線状降水帯に集中しており、それ以外の領域では観測されない。雷活動の活発な領域は、これまで示してきた鉛直方向に発達した背の高い活発な対流性降水域に相当しており、またTMIの85 GHz画像との関係で示されるように、上層に大量の氷相の降水粒子が存在するところとほぼ一致する。

以上、TRMMデータの解析から明らかになったにんじん状雲の特徴は次のようにまとめられる。にんじん状雲は131°E付近を境に東西で構造が異なっていた。これより西側のにんじん状雲の先端部では雲域の南北幅は西方ほど減少していた。対流性の降水セルが雲域の北側境界付近に点在し、そこからアンビルと考えられる上層雲が南南東に伸びて、縞状の雲分布が見られた。一方東側の部分では、強い降水は雲域の中心付近に位置する連続した線状の降水帯に集中しており、そこでは対流性降水の高さが最大で15 km以上に達し、西側の部分に比べて降水活動、雷活動とも活発であった。また東側の線状降水帯の南側では、対流圏中層から上層にかけてアンビル雲起源と思われる降水

域が広がっていたが、降水が地表まで達する領域は一部に限られていた。これに対して降水帯の北側では、中層以下に層状性のかかなり強い降水が観測された。

4. にんじん状雲の時間変化及び循環場との関係

TRMMでは、メソ降水系の時間変化を観測することができない。そこで、にんじん状雲の時間変化をみるために、1998年6月12日22時33分(UTC)以降の、にんじん状雲の時間変化を記述するのに適当な時刻のGMSの赤外画像を第8図に示す。GMSは1画面の走査に約25分を要するが、各画像にはGMSがにんじん状雲付近を走査した時刻が左側に示されている。ここで示す画像はGMSの円形画像をそのまま拡大したものであり、幾何補正は行っていない。13日11時32分の画像はTRMM観測と時間差がわずか5分であり、両者のにんじん状雲の形態は良く似ている(第1図参照)。TRMM画像との対比により、ここに示したGMS画像の大まかな空間スケールを知ることができる。

12日22時25分(UTC)の図上にAで示した雲が東へ移動し、13日1時32分(UTC)にはにんじん状の雲分布を示すようになった。この時ににんじん状雲の先端部は東シナ海上にあり、にんじん状雲の走向は南西-北東であった。その後、にんじん状雲の走向は次第に西南西-東北東に変化した。にんじん状雲の発生から3時間は先端で新しい対流雲の発生が続き、先端の位置はほとんど変化しなかった(4時25分(UTC))。その後、7時32分(UTC)にかけて、先端では新しい対流雲の発生がほとんどみられなくなり、先端の位置は東側へ移動した。その後、対流雲の発生が再び活発になり先端が西へ伸びていった。TRMMが観測したのはこの時間帯にあたる。にんじん状雲は、13時32分(UTC)以降西から移動してきた雲との境界が不明瞭になり、にんじん状の形状がくずれた。従って、このにんじん状雲の持続時間は12時間程度であったと考えられる。しかし、その後も雲域の北側境界付近で対流活動は続いた。

次に輝度温度の特に低い領域(以下、低TBB域)に注目する。先に第4図で論じたように、このような領域は背の高い対流雲、またはその近くにあると考えられる。にんじん状雲が発生した13日1時32分から4時25分の間は、低TBB域は雲域の南側にあり、ここからアンビルが北東側に広がっていたと考えられる。しかし、4時25分以降、低TBB域の北東側の雲域が縮小し、かわりに東側、または南東側にアンビルと考えら

Temperature(K) & Wind

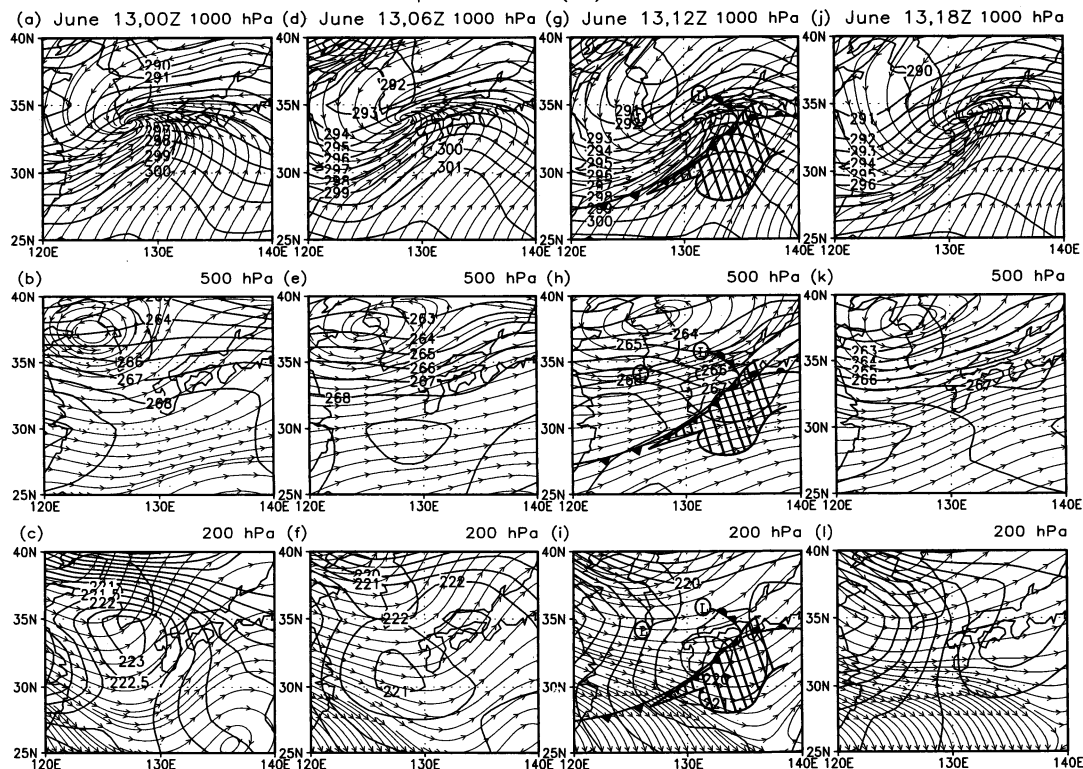


Fig. 9. 6-hourly streamline of horizontal wind and temperature (thick line) at 1000 hPa, 500 hPa, and 200 hPa levels after CDAS objective analysis data between 0 h and 18 h, 13 June, 1998. Positions of cyclone centers and fronts at the surface and of the carrot-shaped cloud system are shown in the 12 h charts.

れる雲域が広がりはじめた。TRMM の観測時刻に近い11時32分には、東もしくは南東側の雲域の広がりはかなり大きくなっていたが、北東側の雲域もかなり残っていた。それ以降、アンビルと思われる雲域は帯状の低 TBB 域の南側だけに存在するようになった。低 TBB 域の西端は屋久島 (位置を図中に○で示す) の付近にある時間帯が長く、屋久島が活発な対流活動の維持に何らかの役割を果たした可能性がある。

次に、6 時間毎の CDAS 客観解析データを用いてにんじん状雲周辺の循環場を調べた。第 9 図に、TRMM がにんじん状雲を観測した時刻をはさむ1998年 6月13日 0時から13日18時 (UTC) について、6 時間毎の下層 (1000 hPa)、中層 (500 hPa)、上層 (200 hPa) の流線と気温の分布を示す。TRMM 観測時刻に近い12時の図には地上の前線と低気圧中心の位置も示してある。にんじん状雲付近では、期間を通して下層で南西

風が卓越し、暖気移流場となっていた。この南西風は、下層の暖湿空気の移流により対流不安定を強めていた (図略)。上層では、13日 0時から6時 (図略) には西南西風が卓越していたが、TRMM がにんじん状雲を観測した13日12時から18時には西北西風に変化し、その後14日 0時には再び西南西風に変わった (図略)。先に第 8 図において、13日 4時25分以前はアンビルと思われる雲域が活発な対流域の北東側に広がったが、それ以降は北東側の広がりが減少し、13日19時31分まで東側、または南東側への雲域の広がりが継続したことを指摘した。このような雲域は、その時間変化が上層風の風向変化とよく対応することから、活発な対流域から上層風により移流されたアンビルと考えられる。にんじん状雲がみられた期間を通じて風の鉛直シアが大きかったが、これは、Seko *et al.* (1999) によるにんじん状雲の生成には強い鉛直シアが重要であるとい

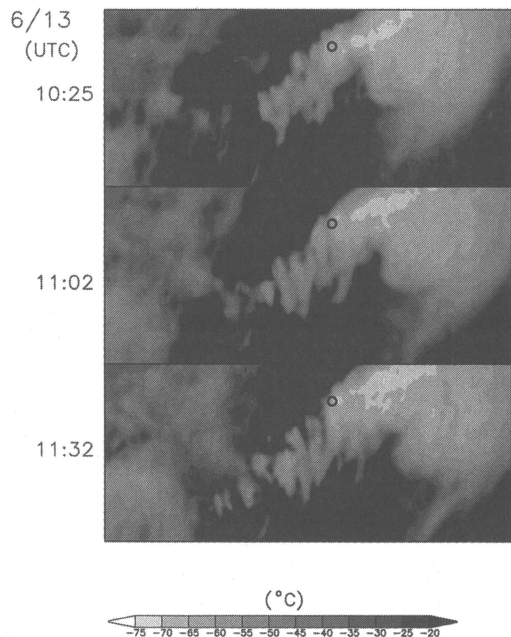


Fig. 10. As in Fig. 8 except for half-hourly between 10 h 25 m and 11 h 32 m (UTC), 13 June, 1998.

う指摘と合致する。にんじん状雲の活動が特に活発であった13日6時～12時にかけて、200 hPaでの低温域が九州付近を通過しており、このとき上空に寒気が入り不安定度が増加して、背の高い対流雲の発達に適した状況となったことがわかる。この時間帯、にんじん状雲の付近で上層の流線が広がっていることからわかるように、上層は発散域であった。下層では、主要な収束域はにんじん状雲より北にあったが、にんじん状雲付近も収束域になっていた。

さらに、TRMMとGMS画像の解析から、にんじん状雲の先端部では北縁の積雲列からアンビルが南南東方向に伸びたという見方を示した。アンビルと対流セルの相対的な位置関係は、対流セルの運動と上層風によるアンビルの移流によって決まるであろう。そこで、約30分毎のGMS赤外画像(11.5～12.5 μm)を調べた。第10図は第8図と同じであるが、6月13日10時25分(UTC)から11時32分(UTC)までの画像である。先述のように11時32分(UTC)のGMS画像の雲分布の形状は、観測時間差の小さいTRMMの赤外画像(第1図)と良く似ている。両者の比較から、GMS画像の概略の向きや空間スケールを推定し、以後の議論に用いた。第10図に示された約1時間に、にんじん状

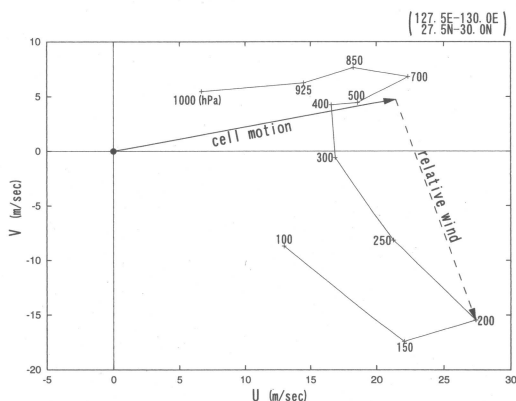


Fig. 11. Hodograph of upper wind around the tip portion of the carrot-shaped cloud system after CDAS objective analysis data. The thick vector indicates the cell motion around the tip portion of the system derived from time-sequence of half-hourly GMS observations. The dashed vector indicates 200 hPa wind relative to the cell motion. Observation time is the same as in Fig. 2.

雲の先端で新しいセルが次々に発生し、先端が西方に伸びていたこと、また各セルがアンビルを南南東方向に伸ばしていたことが確認できる。このことは、セルは西側ほど新しく、古いセルほど長いアンビルを伴う、という先に示した見方を支持する。この3枚の画像から、にんじん状雲西部におけるセルの移動速度は東北東の方向に～22 m/sであり、アンビルの伸びる速度(セルに相対的な)は南南東の方向に～20 m/sであると見積もられた。CDASデータを用いてにんじん状雲の先端部付近で平均された風の hodograph を描き、それに GMS 赤外画像から読み取った対流セルの動きと、セルの動きに相対的な200 hPa面の風のベクトルを記入した(第11図)。VIRS画像から得た西端部のアンビルの輝度温度は～60°Cであり、CDASデータによるとこれは150 hPaの気温にほぼ相当する。そこで200 hPa面の風がアンビルを流すと仮定すると、図に示すセルの動きに相対的な風は東南東の方向で～20 m/sであり、これは先に GMS 画像から読み取られたアンビルの伸びる方向や速度とほぼ一致する。

第12図は、13日12時(UTC)の鹿児島と名瀬における温位(●)と相当温位(○)、飽和相当温位(□)の鉛直分布である。鹿児島はにんじん状雲の北側、名瀬は南側に位置する。対流圏界面の気圧と気温は、鹿児

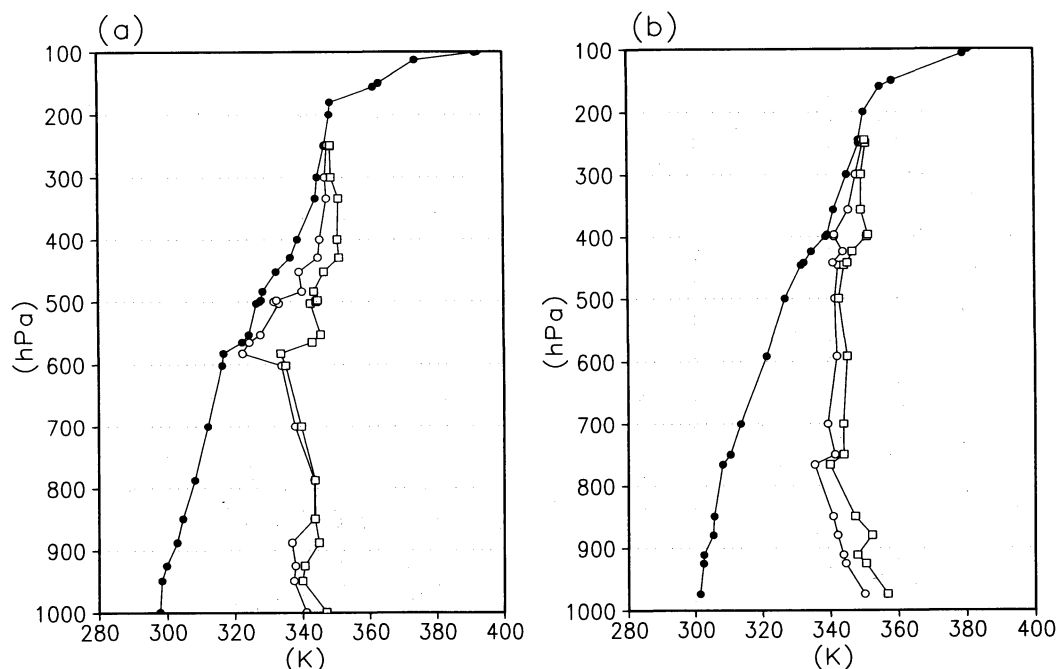


Fig. 12. Vertical profiles of potential temperature (closed circles), equivalent potential temperature (open circles), and saturated equivalent potential temperature (open squares) at Kagoshima (31.6°N, 131.6°E) (a) and Naze (28.4°N, 129.5°E) (b). Observation time is the same as in Fig. 2.

島で113 hPa, -72.7°C であり、名瀬では100 hPaより上部のためデータが得られなかった。にんじん状雲の南側にある名瀬では、750 hPaより下層に対流不安定層があり、400 hPa付近を除けば対流圏全層にわたって湿潤である。一方、北側にある鹿児島では、対流不安定層は地表面付近に弱いものがあるのみで、対流圏中層の500~600 hPaに乾燥した層が見られる。これらの特徴は猪川ほか(1980)の報告した事例とよく似ている。鹿児島で観測された中層の乾燥空気層がにんじん状雲の北側の気団を代表していれば、中層の西南西風による乾燥空気の流入は、下層の南西風による暖湿気流の流入と共ににんじん状雲付近の対流不安定を強めるであろう。

5. 考察

第13図に、CDASデータにもとづく、13日12時(UTC)の850 hPa面の温位(a)と相当温位(b)の分布を示す。にんじん状雲は、温位分布から梅雨期としてはかなり大きな傾圧性を持った環境で発生していたこと、相当温位分布から、柴田(1980)が指摘したように、舌状に伸びてくる高相当温位域の北端に位置し

ていたことがわかる。

PRの三次元観測により、にんじん状雲のうち131°E以東の部分で、降水の鉛直構造に南北の非対称性が見出された。特に、線状降水帯の北側で、層状性の降水が活発で地表まで雨が弱まらないこと、また、この降水域のすぐ北側に乾燥した領域が隣接していたことが注目される。北側に乾燥域が隣接することは、一般に大きな水蒸気量傾度を有する梅雨前線が降水域の北縁に存在していた(第2図)ので不自然ではない。しかし、同じくアンビル雲が存在する線状降水帯の南側に比べ北側の層状性降水はかなり強いことから、この層状性降水は単なるアンビル雲からの降水ではなく、上昇気流によって維持されていた可能性が考えられる。このときの梅雨前線は下層の傾圧性がかかなり強かった(第13図a)ので、一つの仮説として、前線強化に伴う二次循環が生ずることで南側の上昇気流と北側の下降気流が対となって現れ、層状性降水やその北側の乾燥が強められたという想像もできる。残念ながら、このような鉛直循環や前線強化をCDASデータで検証することは出来なかった(図略)が、メソ循環も表現できる空間分解能の高いデータや数値モデルが利用でき

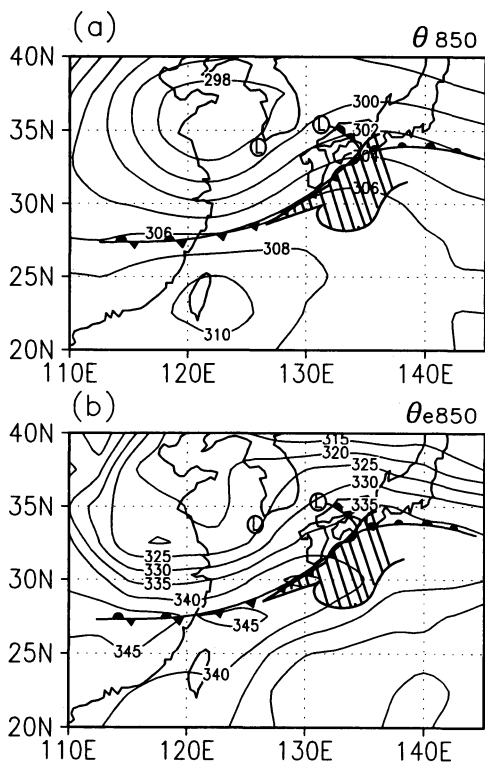


Fig. 13. Horizontal fields of potential temperature (a) and equivalent potential temperature (b) at 850 hPa after CDAS objective analysis data. The position of the carrot-shaped cloud system is shown. Observation time is the same as in Fig. 2.

れば再度検討してみる価値があるだろう。

線状降水帯の南側では、降水粒子を伴うアンビルの存在が認められるが、下層までその降水が達しない領域が多い。しかし、線状降水帯の南側でも133°E以東では一部対流性の降水もみられた。青梨(1988)が示した事例のように、これらの対流性降水域は線状降水帯に合流し、その活動を強めていた可能性もある。

4章で、線状降水帯の対流活動への屋久島の寄与の可能性を指摘した。名瀬の13日12時(UTC)の高層観測(第12図b)から、最も不安定であった層(974 hPa)の空気塊について自由対流高度と中立浮力高度を求めると、それぞれ924 hPa(758 m)と153 hPa(14169 m)であった。従って、名瀬の観測がにんじん状雲の南側の気団を代表していれば、自由対流高度が屋久島の標高よりかなり低いことから、屋久島の地形的強制上昇

によって非常に背の高い対流が発生し得る状況であったといえることができる。

6. まとめ

TRMMの多重センサー観測データに、GMS赤外画像、CDAS客観解析、高層気象観測のデータを組み合わせ、1998年6月13日に九州南方海上に発生したにんじん状雲について事例解析を行い、雲の三次元構造や周囲の循環場との関係について調べた。本研究は、TRMMデータをメソ降水システムの解析に適用する試みでもある。得られた結果は次の通りである。

- ① にんじん状雲は1998年6月13日1時40分(UTC)頃九州の南海上で発生し、約12時間持続した。にんじん状雲の先端部では、対流雲の発生に時間変化があり、発生が活発な時期には先端が西に伸長し、不活発な時期には東にしりぞいた、TRMMがにんじん状雲を観測したのはにんじん状雲の先端が西方に伸びていく状況であった。
- ② TRMMデータの解析から、にんじん状雲を2つの部分に分けることができた。131°E以西の部分では、にんじん状雲の走向にほぼ直交する縞状の雲列がみられた。各雲列の北端にはエコー頂高度が大きい対流性降水セルがあり、そこからアンビルが伸びることでこれらの雲列が作られていた。雲列の長さは東側ほど長く、これは対流セル発生後の期間が東側ほど長いことによる。縞状になった原因として、にんじん状雲の先端で、新しいセルが時間間隔をおいて出現したことが考えられる。
- ③ 131°E以東ではにんじん状雲は南側に丸く広がり、この雲域の中心のやや北側にほぼ東西方向の走向を持つ強い線状降水帯が存在した。この線状降水帯をはさんで降水の構造に南北の非対称があった。南側はアンビル雲起源と考えられる降水粒子が上層に存在するが、降水は地上まで達しない領域が多いのに対し、北側では地上まで達するかなり強い層状性の降水が広域にわたってみられた。TMIデータより、線状降水帯は上層で氷の降水粒子の量が多いこと、また降水帯北側の層状性降水域の北縁で水蒸気傾度が大きいことが示された。LISデータから、雷放電は背の高い対流性の降水域に限られ、とりわけ線状降水帯で活発であった。
- ④ 周囲の循環には、従来のにんじん状雲について指摘されてきたものと似た特徴がみられた。すなわち風の大きな鉛直シア、にんじん状雲の南側における対

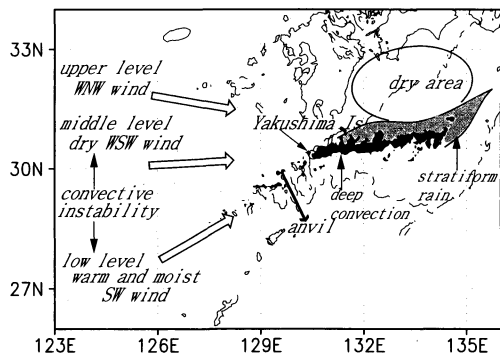


Fig. 14. Schematic view of the circulation around the carrot-shaped cloud system. Open arrows show the dominant wind at low, middle, and upper troposphere. Differential advection between dry middle-level wind and warm and moist low-level wind maintains convective instability around the cloud system. A thick arrow indicates the extension of anvil clouds. A large open oval indicates the dry region detected by TMI observation, and blacked and gray shaded areas indicate deep convections and stratiform rain, respectively.

流圏下層から中層にかけての対流不安定な成層、北側における対流圏中層での乾燥域の存在、にんじん状雲が850 hPa面で舌状に伸びてくる高相当温位域の北端に維持されていること、などである。

本研究で明らかになったにんじん状雲の構造と周囲の循環を第14図にまとめた。図中の白抜き矢印は下層、中層、上層の卓越風で、その左側に中層の乾燥した風と下層の高温多湿な風により対流不安定が維持されることを示す。細い矢印は、先端部でのアンビルの伸びる方向を示す。TMI観測から示された乾燥域は大きな円で示される。

本論文ではTRMMの多重センサー観測データにGMSデータ等とを組み合わせて解析を行うことで、にんじん状雲の内部構造や周辺環境の場の特徴について詳しい調査を行い、TRMMデータのメソ降水系の研究における有用性を示すことができた。今後、海上のメソスケール降水現象の研究にTRMMデータがより一層利用されることを期待したい。今後の課題として、メソモデルによる数値実験やメソ構造も表現できる空間分解能の高い気象データの解析により、屋久島の影響、にんじん状雲の構造に東西差が生じた原因、

線状降水帯の北側でみられた層状性降水の維持メカニズム、などを検討することがある。

謝 辞

本研究では、NASDA-EORCとNASAが作成、提供するTRMMのPR、VIRS、TMIデータを用いた。GMSとTRMM-LISのデータは、それぞれ、防災科学技術研究所の中井専人博士、大阪大学大学院工学研究科の河崎善一郎博士が編集されたものを使わせて頂いた。高層気象観測データは気象庁から配布を受けた。CDAS客観解析データはNCEPがインターネットで公開しているものを用いた。石田智美さんにTRMMデータを解析するための計算機環境を整えて頂いた。作図には主としてGrADS (Dotty, 1995)を用いた。山田琢哉さんに作図の一部をお願いした。岡山大学の加藤内蔵進博士、および「天気」の査読員から有益なコメントを頂いた。本研究は、宇宙開発事業団と弘前大学の共同研究の一部として行われた。また文部科学省科学研究費基盤研究(C) (代表者：児玉安正)から一部補助を受けた。

参 考 文 献

- 青梨和正, 1988: '88年5月3日九州で発生したクラウドクラスタの解析, 日本気象学会1988年秋季大会講演予稿集, 6.
- Aonashi, K. and G. Liu, 2000: Passive microwave precipitation retrievals using TMI during the Baiu period of 1998. Part 1: Algorithm description of retrieval and validation, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2024-2037.
- 赤枝健治, 榊原 均, 1996: テーパリングクラウドがもたらす大雨, 研究集会「豪雨システムの形成過程」報告書, 名古屋大学大気水圏研究所, 55-68.
- 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.
- Dotty, B., 1995: The grid analysis and display system GrADS, V1.5.1.12, 135pp.
- 長谷川隆司, 中村和信, 1981: 寒冷前線に伴うCarrot-Shaped cloud, *天気*, **28**, 865-868.
- 猪川元興, 加藤一靖, 中島 忍, 1980: 1978年4月6日, 「ひまわり」の画像にみられた「にんじん」状雲パターン, *天気*, **27**, 219-224.
- 伊藤秀喜, 麻生 正, 桜岡正美, 1992: テーパリングクラウドの発生状況と発生時の雲パターン, 気象衛星セ

- ンター技術報告, 24, 1-8.
- 児玉安正, 石塚昌範, 1999: TRMM 亜熱帯降水系データベースの作成と解析例, 日本気象学会1999年秋季大会講演予稿集, 233.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- Seko, T., T. Kato, K. Saito, M. Yoshizaki, K. Kusunoki, M. Maki and Members of Tsukuba Area Precip-

- itation Studies, 1999: Analytical and numerical studies of a quasi-stationary precipitation band observed over the Kanto area associated with typhoon 9426 (Orchid), J. Meteor. Soc. Japan, 77, 929-948.
- 柴田 宣, 1980: 雲画像による乱気流の予測とティパリングクラウドの監視, 天気, 27, 593-596.

An Observational Study on a Carrot-shaped Cloud System Developed to the South of Kyushu Island Based on TRMM Multi-sensor Observations

Masanori ISHIZUKA* and Yasu-Masa KODAMA**

* *Department of Earth Sciences, Graduate School of Hirosaki University.
(Present affiliation: The government of Hachinohe city)*

** (*Corresponding author*) *Department of Earth and Environmental Sciences,
Hirosaki University, Hirosaki, Aomori 035-8561, Japan.*

(Received 18 December 2000, Accepted 13 June 2001)

Abstract

A carrot-shaped (or tapering) cloud system developed to the south of Kyushu Island was studied using TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) multi-sensor observations by PR (Precipitation Radar), VIRS (Visible and Infrared Scanner), TMI (TRMM Microwave Imager), and LIS (Lightning Imaging Sensor). We also utilized GMS (Geostationary Meteorological Satellite) frequent IR observations and other meteorological data. Structure of the cloud system was quite different between the tip portion sharpened in the west and the eastern portion where the upper-level cloud canopy extended continuously. In the tip portion, banded cloud streaks extended almost perpendicular to the axis of the carrot-shaped cloud system. Each cloud streak was an anvil extended from a deep convective cell located at the northern end of the streak. The anvils elongated along relative upper-level wind to the cell motion. Since the extension of anvils was smaller for the newer cells existed near the western tip, tapering shape of the cloud system was maintained. In the eastern part of the cloud system, a strong precipitation line composed of deep convective cells appeared and upper-level anvil clouds widely spread to the both sides of the line. In the southern side of the line, the anvil clouds contained much precipitation-size ice particles, and surface rain was scarce due to evaporation of particles under the cloud base, except several sporadic convective rainfalls. In the northern side of the line, fairly strong stratiform rain was found over a wide area below the mid-troposphere.