

報告

集中豪雨に対する防 災情報としてのGM S-5 赤外輝度温度活 用の可能性

祁 永強*・松田 誠祐**・菊地 時夫***
大年 邦雄**

A Possibility of Utilization of GMS-5 Infrared Brightness Data as Information of Disaster Prevention for A Localized Heavy Rainfall

Yongqiang Qi*, Seisuke MATSUDA**,
Tokio KIKUCHI*** and Kunio OHTOSHI**

Abstract

Radar measurement is important information for heavy rainfall disaster prevention. Also, GMS-5 infrared brightness temperature information can detect the existence and movement of cloud cluster. So, improvement of accuracy to expect a localized heavy rainfall by utilizing radar information together with GMS-5 infrared brightness temperature information could be anticipated. The temporal and spatial changes of infrared brightness temperature T_{BB} and radar echo are analyzed by using hourly data about 0.05 degrees spatial resolution by Geostationary Meteorological Satellite (GMS-IR) and hourly data from Radar AMeDAS Precipitation Data over Shizuoka-Kanagawa region in 1998 Kochi region in 1998, and Nagoya region in 2000 as examples of localized heavy rainfall in this study. As results, GMS- T_{BB} data can be obtained by real-time at present, therefore, according to the weather condition, localized heavy rainfall can be expected at earlier stage by keeping watch on low infrared brightness temperature area (less than -50°C) and radar precipitation area. The GMS-5 infrared brightness temperature information could be utilized for disaster prevention information of a localized heavy rainfall.

キーワード：集中豪雨，静止気象衛星赤外データ，赤外輝度温度 T_{BB} ，レーダ・アメダス雨量

Key words : localized heavy rainfall, GMS-IR, GMS- T_{BB} , radar AMeDAS precipitation

* 愛媛大学大学院連合農学研究科博士課程生物環境保全学
専攻
The United Graduate School of Agricultural Science for the
Doctoral Course, Ehime University

** 高知大学農学部生産環境工学科
Department of Engineering for Production Environment,
Faculty of Agriculture, Kochi University

*** 高知大学理学部数理情報科学科
Department of Information Science, Faculty of Science,
Kochi University

本報告に対する討論は平成 14 年 2 月末日まで受け付け
る。

1. はじめに

1998年8月から9月にかけて日本列島は、静岡・神奈川豪雨や高知豪雨により、洪水・浸水などの甚大な被害を被った。また、2000年9月には名古屋市を中心に東海三県で記録的な豪雨が発生し、河川の氾濫やがけ崩れによる甚大な被害をもたらされた。こうした豪雨の移動は地上レーダによって視覚的にとらえることができるので、レーダ情報は、防災担当者ばかりでなく、一般視聴者にもわかりやすい情報である。さらに、実際に雨域がある地点に到達したとき、集中豪雨となる可能性が高いかどうかを予想できれば、一層利用価値が高まると思われる。

一方、気象衛星画像のもつGMS-5赤外線輝度温度（以下輝度温度）情報を利用すると、背の高い積乱雲の存在と移動をとらえることができる。輝度温度情報から積乱雲の対流活動が活発になった状況と地上レーダの雨域および強度情報とを併用することによって、集中豪雨を予想する精度の向上が見込める。本研究では、上記の豪雨事列に対して輝度温度分布の時空間変化を解析し、集中豪雨発生域との関連を調べた。

2. 使用データおよび処理

本研究では、東京大学生産技術研究所において受信した時間間隔1時間、水平解像度0.05度のS-VISSR（可視赤外走査放射計）データを使用した¹⁾。レーダ雨量資料は、気象庁レーダ・アメダス解析雨量である。

通常の「ひまわり画像」はアナログ化されたWEXFAX画像であり、赤外画像から実際の雲の高さを認識するための温度情報の精度がやや落ちる。一方、S-VISSRはピクセル値・輝度温度変換表を用いてピクセル単位で精度よく温度に換算できる²⁾。

輝度温度を用いて地上降水量を推定する手法は過去に多く研究されている。Maruyama et al.³⁾は西太平洋において、降雨量と400 hPa面温度に相当する輝度温度を閾値とした雲の割合との間に強い相関関係を得ている。竹内ら⁴⁾はタイにおいて、降雨量と輝度温度 -40°C を閾値とした雲の

割合との間に強い相関関係を得ている。三木・鈴木⁵⁾は富士山レーダ・エコーを用い、輝度温度 -50°C 以下の雲域が中程度（4 - 16 mm/h）の強さのレーダ・エコーと対応が良いことを示した。中村・土屋⁶⁾によれば、日本付近の夏期では1 mm/hの降水強度に対する雲頂温度の閾値は -40°C である。

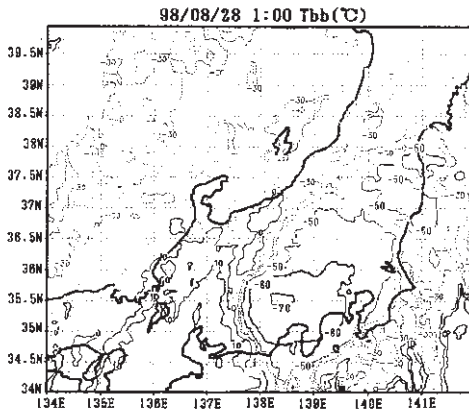
しかし地上降水量と輝度温度は必ずしも一対一には対応しておらず、輝度温度から直接的に地上降水量を推定することはかなり困難である。一方、ここで対象とした集中豪雨においては輝度温度 -50°C 以下の地域に集中豪雨が発生しており、そのような低温域の存在と移動の確認は防災情報として貴重である。そこで、対流活動の雲域を表す指標として輝度温度 -50°C を用い、その範囲内において対流活動が活発になって集中豪雨が予想される閾値として輝度温度 -60°C を用いた。

3. 豪雨概況および輝度温度の解析結果

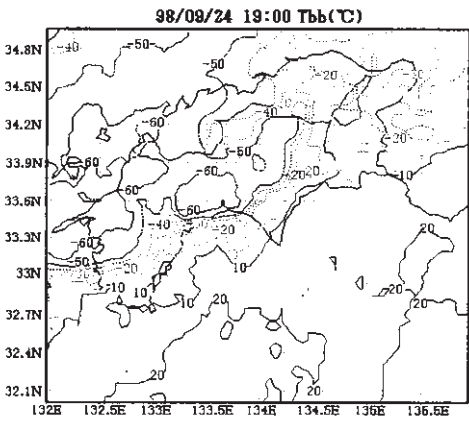
3.1 集中豪雨時の輝度温度分布と地上降雨分布

図1は一時間毎に、格子間隔 0.05° 、等温線 10°C 毎に作成した1998年8月28日01時の静岡・神奈川豪雨、1998年9月24日19時の高知豪雨および2000年9月12日04時の東海豪雨輝度温度分布図である。図1はここで対象とした3豪雨の最大強雨が起った時間（静岡県井川で最大1時間雨量99 mm、高知市で最大1時間雨量112 mm、名古屋市で最大1時間雨量93 mm）の輝度温度分布を示しており、いずれも輝度温度 -60°C ～ -70°C の値が観測されている。

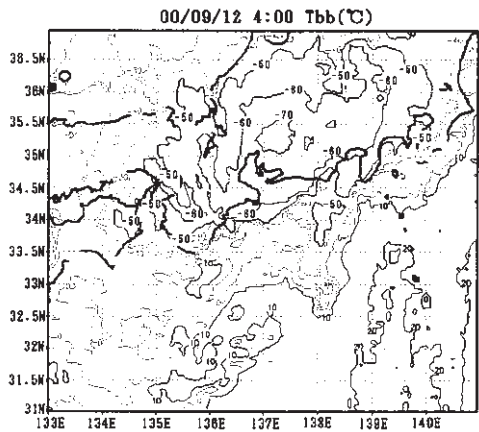
図2はそれぞれ図1と同時刻のアメダス合成レーダ画像である。図1と同時刻の地上レーダの雨量分布図を見ると、強降水域は輝度温度 -60°C 以下の低温域内にみられ、特に激しい対流性降水域は輝度温度 -70°C の雲域とよい対応を示している。また、輝度温度勾配が急激に変化する位置の近傍に強い降水域が多いとみられる。衛星画像から観測された輝度温度の低い雲群はクラウド・クラスターと呼ばれている⁷⁾。ここではクラウド・クラスターでかつ -50°C 以下の雲域を低温雲域



(a) 静岡・神奈川豪雨時の輝度温度分布図

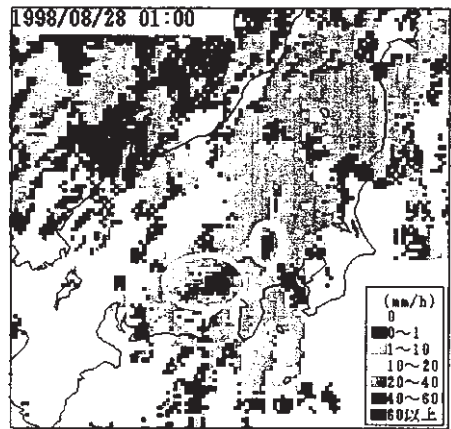


(b) 高知豪雨時の輝度温度分布図

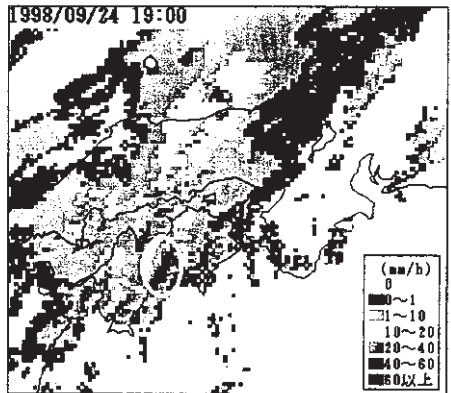


(c) 東海豪雨時の輝度温度分布図

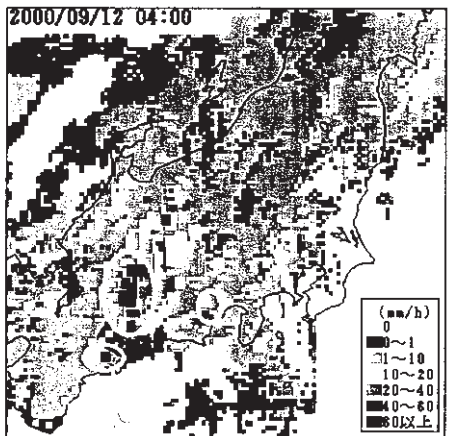
図1 輝度温度分布図



(a) 静岡・神奈川豪雨時のレーダ・アメダス合成画像



(b) 高知豪雨時のレーダ・アメダス合成画像



(c) 東海豪雨時のレーダ・アメダス合成画像

図2 レーダ・アメダス合成画像

と呼ぶことにする。

3.2 静岡・神奈川豪雨

図3は輝度温度分布図から抽出した1998年8月27日20時から28日05時までのクラウド・クラスター内における輝度温度 -50°C 以下の低温雲域の移動状況および同時刻のレーダ雨量(黒丸● $60\text{ mm/h}\sim 100\text{ mm/h}$)を示している。

27日19時ごろ静岡県の南の海上にクラウド・クラスターが見られるようになり、20時に輝度温度 -60°C の低温雲域が出現し、22時に上陸して地上の降水が始まった。28日01時に降水ピークとなり、活発な積乱雲は28日05時まで存在した。

ここで、輝度温度の断面図を用いて、積乱雲が活発になった時刻の判定を試みる。図4は静岡・神奈川豪雨時の東経 138.5° 、北緯 $34\sim 35^{\circ}$ における輝度温度の断面図である。27日19時に南の海上(東経 138.5° 、北緯 34° 付近)にあった輝度温度 -43°C の低温雲域が発達して、27日20時には輝度温度 -60°C の低温雲域がみられるようになった。したがって、静岡・神奈川集中豪雨の場合、積乱雲が活発になった時刻を27日20時

とすると、降水ピークの5時間前から積乱雲が活発になったことおよびその後の移動を確認できる。

豪雨時の雲画像(図5)から、大陸上の東経 125° 付近に谷をもつ低気圧性波動が存在し、太平洋

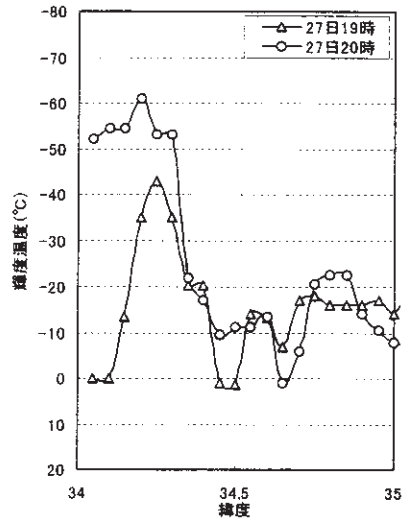


図4 静岡・神奈川豪雨時(1998年8月28年)の東経 138.5° における輝度温度断面図

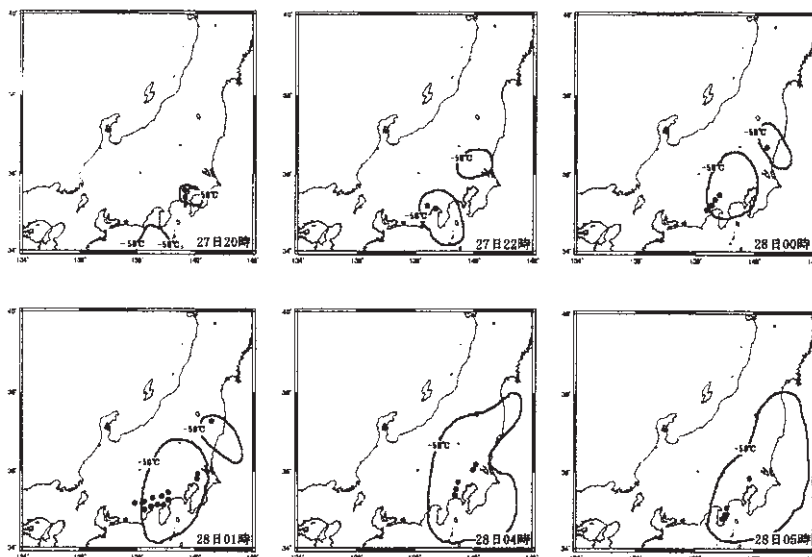


図3 静岡・神奈川豪雨時(1998年8月28年)クラウド・クラスター内における輝度温度 -50°C 以下の低温雲域の移動状況

上に高気圧が存在していることがわかる。したがって、日本列島は低気圧性波動と太平洋高気圧の間に位置している。また、500 hPa 高層天気図(図6)から、低気圧性波動に沿って強い風が吹いていることがわかる。低気圧性波動と太平洋高気圧にはさまれる日本の上空に強い風の帯が存在していると考えられる。上空の強い風はクラウド・クラスターの移動に強く関与している。また、大陸上の低気圧性波動の西側では寒気の下降があるので、南

からくる暖湿気とぶつかって地上には日本列島を縦断するように停滞前線ができており、台風4号に先駆けて南から暖湿気がこの前線に流入したと考えられる。

3.3 高知豪雨

図7は輝度温度分布図から抽出した1998年9月24日09時から25日01時までのクラウド・クラスター内における輝度温度 -50°C 以下の低温雲域の移動状況および同時刻のレーダ雨量(黒丸



図5 静岡・神奈川豪雨 GMS-IR 雲画像

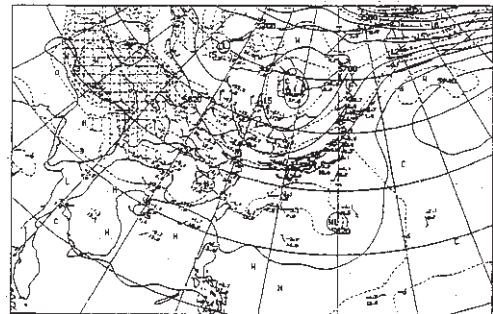


図6 1998年8月28日9時の500hPa高度における高層天気図(静岡・神奈川豪雨)

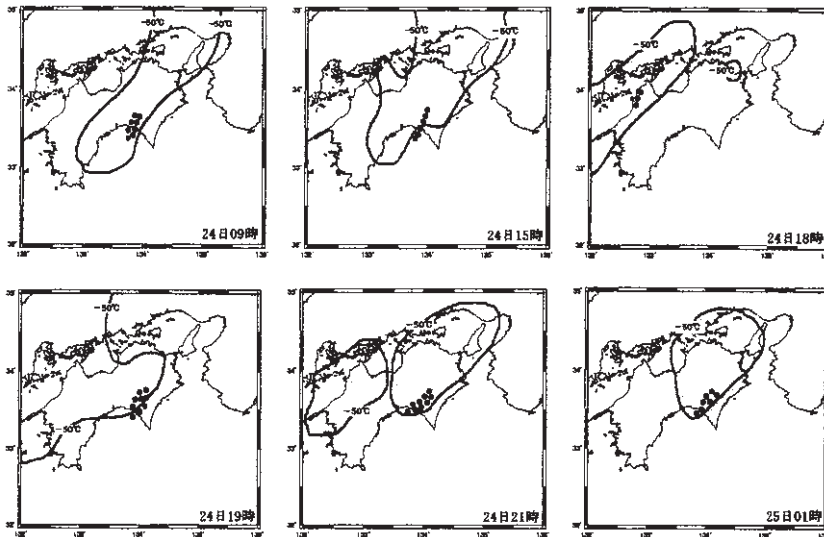


図7 高知豪雨時(1998年9月24日)クラウド・クラスター内における輝度温度 -50°C 以下の低温雲域の移動状況

●60 mm/h～100 mm/h) を示している。

23日に和歌山県に上陸した台風7号の後ろには発達したクラウド・クラスターが残り、24日4時ごろには四国の東の海上に強い降水があった。その後これはやや北西に移動し、7時ごろ四国の南の海上に新たに発生したクラウド・クラスターと合流して24日09時ごろ高知県東部の安芸市付近に強い降水をもたらしたが、18時ごろ北上して消えた。

24日13時ごろ九州の南海上付近にあった別のクラウド・クラスターに、15時ごろ輝度温度 -60°C の低温雲域が出現し、19時ごろ上層風に引っ張られ、さらに強くなって四国の上空に移動し、停滞した。停滞した低温雲域に西から移動してきた新しい低温雲域が20時ごろから合流するようになり、合流直後の21時ごろ降水ピークとなり、その後25日06時まで強雨が降り続いた。下層に暖湿気の流れ込み、上層に強い風が長時間存在したので、強雨になったと考えられる。

図8は高知豪雨時の東経130度、北緯33.5～34.5度における輝度温度の断面図である。24日13時に九州の対馬海峡（東経130度、北緯34度付近）にあったクラウド・クラスターが発達して、24日15時には輝度温度 -60°C の低温雲域がみられるようになった。24日19時から輝度温度 -60°C の範囲が広がった。したがって、高知豪雨の場合、積乱雲が活発になった時刻を24日15時とすると、降水ピークの6時間前から積乱雲が活発になったこと、また、その存在・合流および移動を確認できる。

豪雨時の雲画像（図9）から、大陸上の東経125°付近に谷をもつ低気圧性波動と太平洋高気圧の存在が確認できる。九州付近から四国付近へ向かう低温域の移動は、明らかに大陸上にある低気圧性波動の谷に沿う高層風の方向（図10）と一致しており、高知付近で向きを北東方向に変えている。その方向は大陸上の低気圧性波動と太平洋高気圧にはさまれた強い風の帯の方向と一致している。

台風7号の通過後、高気圧の縁を回る暖湿流が長時間停滞前線に流れ込んだが、上述した低気圧性波動と高気圧の間にできた強い風の帯が長時間

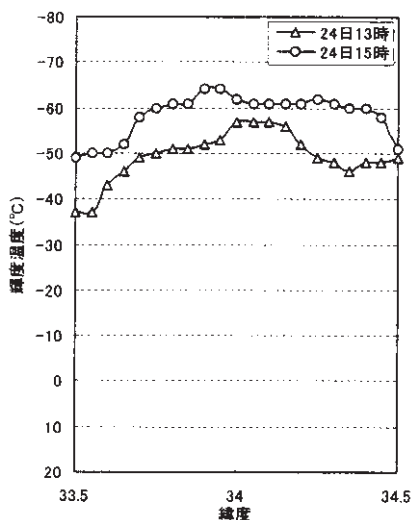


図8 高知豪雨時（1998年9月24日）の東経130度における輝度温度断面図

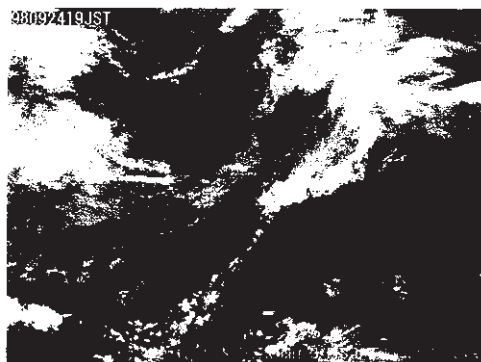


図9 高知豪雨 GMS-IR 雲画像

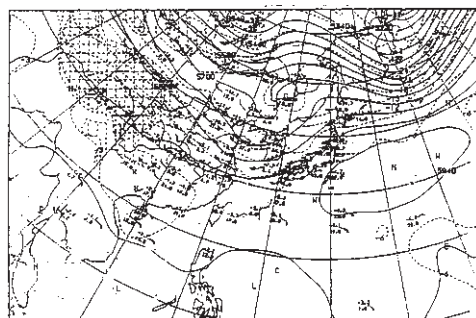


図10 1998年9月24日9時の500 hPa高度における高層天気図（高知豪雨）

維持されたためであると考えられる。大陸上の低気圧性波動と太平洋高気圧および台風に伴って運ばれてくる南からの湿った暖湿気の流れの存在は豪雨が起りやすい条件を満たしていると考えられる⁸⁾。

3.4 東海豪雨の場合

図11は輝度温度分布図から抽出した2000年9月11日01時から12日04時までのクラウド・クラスター内における輝度温度 -50°C 以下の低温雲域の移動状況および同時刻のレーダ雨量(黒丸● $60\text{ mm/h}\sim 100\text{ mm/h}$)を示している。

11日01時に輝度温度 -60°C の低温雲域が紀伊半島の南海上に形成され、04時ごろに上陸した。この時刻には名古屋が第一の弱降水ピークとなった。その後、07時からこの低温雲域はさらに北上した。

四国の南海上付近にあった低温雲域は、11日01時に輝度温度 -60°C の低温雲域に発達し、北東方向に移動した。09時ごろさらに強くなり、15時から東海地方に固定して存在し、12日06時まで激しい雨が降り続いた。第二の強降水ピークは11日15時であった。

図12は東海豪雨時の東経133度、北緯32~33度における輝度温度の断面図である。10日22時に四国の南海上(東経133度、北緯32.5度付近)にあった輝度温度 -30°C の低温雲域が発達して、11日01時には輝度温度 -60°C の低温雲域がみられるようになった。したがって、東海豪雨の場合、積乱雲が活発になった時刻を11日01時とすると、降水ピークの14時間前から積乱雲が活発になったこと、また、その存在および移動を確認できる。

豪雨時の雲画像(図13)と500 hPa高層天気図(図14)から、大陸上の東経 125° 付近に谷をもつ低気圧性波動と太平洋高気圧が存在し、その間に強い風の帯が発達している様子が観察される。300 hPa高層天気図(図15)ではさらに強い風が吹いていることが観察され、低気圧性波動と太平洋高気圧にはさまれる日本の上空に強い風の帯が存在していると考えられる。この帯は日本列島上空に位置している。台風14号のまわりに存在する豪雨域が、太平洋高気圧に沿う風に沿って強い風の帯の方向に引っ張られるように移動して長時間豪雨が発生した。背の高い積乱雲の移動が大陸上の低気圧性波動だけでなく、太平洋高気圧のま

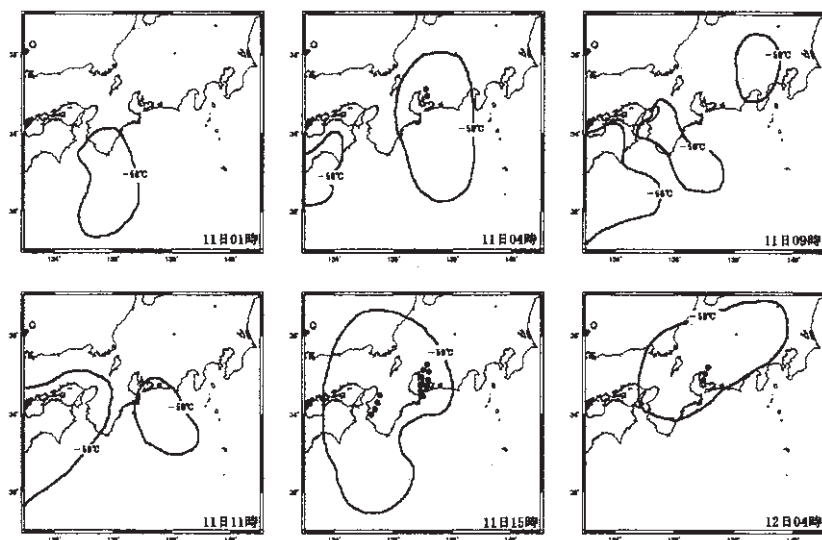


図11 東海豪雨時(2000年9月11日~12日)クラウド・クラスター内における輝度温度 -50°C 以下の低温雲域の移動状況

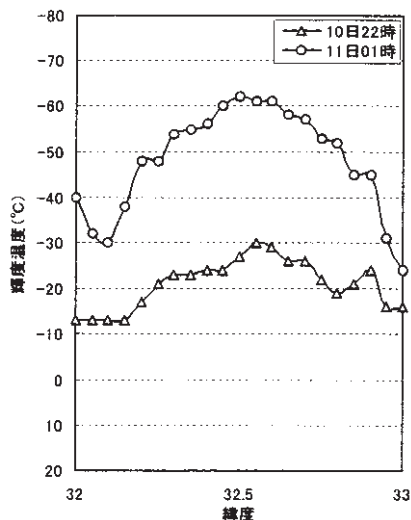


図12 東海豪雨時(2000年9月11日)の東経133度における輝度温度断面図

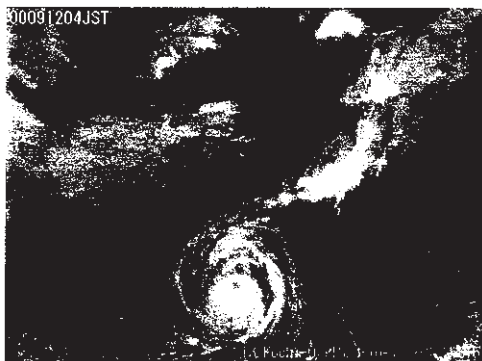


図13 東海豪雨 GMS-IR 雲画像

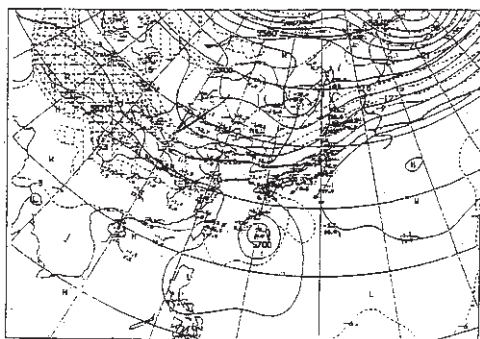


図14 2000年9月11日9時の500 hPa 高度における高層天気図(東海豪雨)

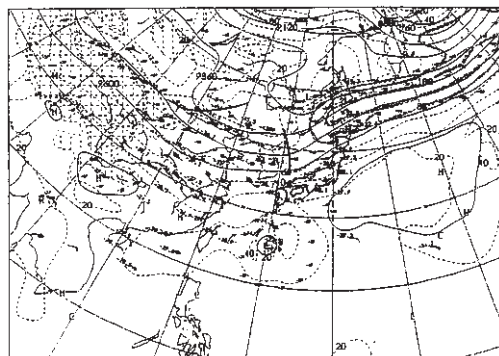


図15 2000年9月11日9時の300 hPa 高度における高層天気図(東海豪雨)

わりに吹く風によっても引っ張られていると考えられる。

このような気圧配置は、静岡・神奈川豪雨、高知豪雨ときわめて類似しており、集中豪雨が起りやすい状況があったと思われる。

3.5 豪雨概況・低温域の移動状況・降雨特性・被害状況

ここで対象とした豪雨の概況・低温雲域の移動状況・降雨特性・被害状況を表1にまとめた。

3.6 輝度温度 -60°C の持続時間

図16はここで対象とした集中豪雨における降水ピークの発生時刻から積乱雲が活発になりはじめた(輝度温度 -60°C が確認できるようになった)時刻までの時間を示している。

低温雲域の移動状況の分析から、ここで対象とした豪雨事例では、レーダ・エコー等と併用することにより、輝度温度情報は集中豪雨に対する防災情報として有用性があると考えられる。

図17は高知豪雨時の東経133度42分の経度線における1998年9月24日20時の輝度温度分布の断面図である。図の中には、平面的な位置と経度線近傍にある雨量観測点の雨量を示した。輝度温度 -70°C を示す場合の積乱雲頂の高度は16 km以上であると思われる⁹⁾。輝度温度勾配が急な変化を示す付近に強い強度の降雨のあることがわかる。上層に強い風があるので、雲頂の低温

表1 豪雨概況・積乱雲クラスターの移動状況・降雨特性・被害状況

集中豪雨	高層天気状況 (500hPa)	クラスターの 移動状況	降水特性	被害状況
静岡県・神奈川県西部豪雨 (98年8月28日)	東経 125°、北緯 47° 付近に谷をもつ低気圧が存在。低気圧性波動と太平洋高気圧の間に収束帯が発達。前線が停滞し、台風 4 号に先駆けて南から暖湿気が前線に流入。4 号の周りの豪雨帯による豪雨。	クラスターが 27 日 20 時から海上で形成され、22 時ごろに強くなり、上陸し、28 日 00 時～28 日 05 時まで継続した。	静岡県井川で最大 1 時間雨量 99mm。最大 24 時間雨量 321mm。6 日間総雨量 678mm。豪雨の特徴は、2 時間に集中した。	死者 2 名、負傷者 6 名、家屋の全壊 6 棟、半壊 10 棟、床上浸水 213 棟、床下浸水 450 棟。
高知豪雨 (98年9月24日)	東経 125° 付近に谷をもつ低気圧性波動と太平洋高気圧の間に収束帯が発達。台風 7 号の通過後、高気圧の縁を回る暖湿流が停滞前線に流れ込んで長時間豪雨が発生した。	24 日 09 時～15 時高知県に固定して存在していたクラスターが 18 時頃弱くなった。続いて九州付近から東進して来た新しいクラスターが合流し、25 日 06 時までほぼ固定して存在した。	高知市で最大 24 時間雨量 861mm、最大 1 時間雨量 112mm。繁藤で最大 24 時間雨量 979mm、最大 1 時間雨量 109mm。須崎で最大 24 時間雨量 432mm、最大 1 時間雨量 125.5mm。高知県東部を中心に長時間豪雨。	死者行方不明者 8 名、負傷者 13 名、家屋の全壊 24 棟、半壊 95 棟、床上浸水 13442 棟、床下浸水 10225 棟。長時間豪雨で浸水被害が大きい。
東海豪雨 (2000年9月11日～12日)	東経 125° 付近に谷をもつ低気圧性波動と太平洋高気圧の間に収束帯が発達。台風 14 号に先駆けて南から暖湿気が停滞前線に流れ込んで長時間豪雨が発生した。	クラスターが 11 日 01 時に紀伊半島の南海上で形成され、04 時頃に上陸し、06 時まで東海地域に存在した。09 時新しいクラスターが東進し、15 時に合流、発達し、12 日 07 時まで固定して存在した。	愛知県東海市で最大 24 時間雨量 495mm、最大 1 時間雨量 114mm。名古屋市で 24 時間雨量 492mm、1 時間雨量 93mm。岐阜県中津川市で最大 24 時間雨量 383mm、三重県宮川村で 326mm。東海三県を中心に長時間豪雨。	死者 7 名、行方不明者 2 名、負傷者 36 名、家屋の全壊 10 棟、半壊 21 棟、床上浸水 12639 棟、床下浸水 19226 棟。長時間豪雨で河川の氾濫や崖崩れ発生。浸水被害が大きい。また、東海道新幹線 24 時間以上運休。

雲域は長い帯状を示すことになる。したがって、上層の低温雲域と地上の降水域が必ずしも一致しないのは当然である。

ここで分析した三つの豪雨の事例では高層天気図の状況と地表天気状況がほぼ同じようなパターンである。高層天気図をみると三つの集中豪雨のいずれにおいても大陸上に低気圧性の波動があり、波動の谷は東に移動している。また、太平洋上には高気圧が存在し、地表には停滞前線が存在し、南から暖湿気が流入している。

4. まとめ

これまでの分析から、輝度温度 -50℃ 以下の低温雲域内に強い降水域があること、数時間前か

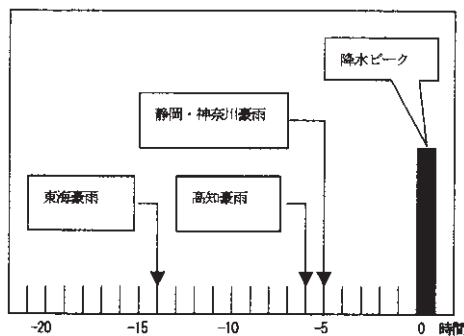


図16 集中豪雨における降水ピークの発生時刻から積乱雲が活発になりはじめた時刻までの時間

ら活発になった低温雲域の存在と移動を追跡できること、大陸上の低気圧性波動の存在と移動など

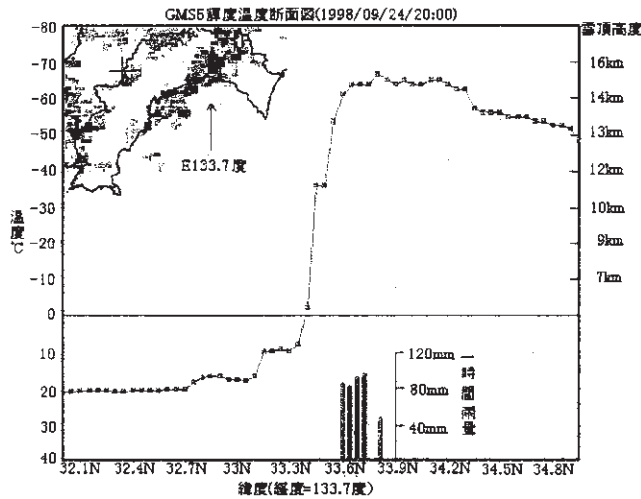


図17 1998年9月24日の高知豪雨時の東経133.7度における輝度温度断面図(図中の雨量はこの経度線近傍の観測点雨量)

を視覚的に確認することができた。気象衛星画像の輝度温度分布は集中豪雨に対する防災支援情報として有用であると思われる。

参考文献

- 1) <http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>, 高知大学気象情報頁, 高知大学・東京大学・気象庁提供.
- 2) 祁永強, 菊地時夫, 松田誠祐: 豪雨防災情報としてのGMS-5赤外輝度温度活用の可能性について. 1999年日本気象学会春季大会講演予稿集, 東京, p.40, 1999.
- 3) Maruyama, T., T. Nitta and Y. Tsuneoka: Estimation of monthly rainfall from satellite-observed cloud amount in the tropical western Pacific, J. Meteor. Soc. Japan, 64, pp.147-153, 1986.
- 4) 竹内邦良, 海老澤 聡, 池本一志: タイ国チャオプラヤ川流域での衛星による降雨量推定式の同定, 水文・水資源学会誌, 5, pp.33-41, 1992.
- 5) 三木芳幸, 鈴木哲也: 衛星赤外画像とレーダ・エコーとの関係, 昭和54年度全国予報技術検討会資料, 気象衛星センター, 1980.
- 6) 中村和信, 土屋 喬: 気象衛星データに依る降水強度推定の試み, 昭和56年度全国予報技術検討会資料, 気象衛星センター, 1981.
- 7) 武田喬男: 水循環の科学—雲の群れのふるまい—,

東京堂出版, pp.90-125, 1987.

- 8) 松田誠祐, 大年邦雄, 祁 永強, 菊地時夫: 集中豪雨の特性と予測, 平成10年9月高知水害の調査研究, 文部省科学研究費基盤研究(C), 課題番号10600003, 研究成果報告書(研究代表者: 大年邦雄), pp.21-41, 1999.
- 9) 二宮洗三: 雨とメソ・システム—集中豪雨のメカニズムを探る—, 東京堂出版, pp.165-170, 1981.

(投稿受理: 平成12年10月27日
訂正稿受理: 平成13年6月15日)