

琉球大学学術リポジトリ

事例解析－台風Saomaiにおける積乱雲と天蓋雲の識別

メタデータ	言語: 出版者: 琉球大学理学部 公開日: 2008-03-27 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 新垣, 郁子, Nolasco, Edino Nonato Leonaldo, 石島, 英, 杉山, 卓也, Arakaki, Ikuko, Nolasco, Edino Nonato Leonaldo, Ishijima, Suguru, Sugiyama, Takuya メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/20.500.12000/5386

事例解析—台風 Saomai における積乱雲と天蓋雲の識別

新垣郁子^{*†}・Edino Nonato Leonardo Nolasco[‡]・石島英^{*}・杉山卓也^{*}

^{*}琉球大学理学部物質地球科学科

Ikuko Arakaki^{*†}, Edino Nonato Leonardo Nolasco[‡], Suguru Ishijima^{*}, Takuya Sugiyama^{*}:
A case study - Discrimination between cumulus and canopy clouds in the typhoon Saomai

Abstract

We investigate the temperature structures of Tropical Cyclone Saomai in the images of the Global Meteorological Satellite (GMS). Referring the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data, we find a new method to evaluate coarse rainfall structures of the typhoon by discriminating cumulus rainy clouds from canopy clouds covering the typhoon. Our method has advantages to obtain the rain rate in a typhoon as a whole system whereas TRMM shows rain structures only in restricted regions and times. Evolution of the TC Saomai is briefly discussed through the evaluation of total latent heat release.

はじめに

台風は大気中の水蒸気から雲粒が形成される際に放出される凝結潜熱をエネルギー源とし、それによって活発な対流活動を維持している自己組織である。台風の降水を観測する地球観測衛星として Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) が1997年11月に打ち上げられた。TRMM は降雨レーダーを搭載し、地球全体に降る雨の約2/3以上を占めるとされる熱帯・亜熱帯地域の降雨観測を行うことを目的としている。しかし、TRMM は台風のスケールに比べると観測幅が狭く、また西日本で～2回/1日と観測回数が少ない。

一方、静止気象衛星 Geostationary Meteorological Satellite (GMS、ひまわり) は東経140度にあって半径約6000kmの領域を観測している。GMS から得られる雲頂温度は熱帯の対流活動や雨量を知るのに有効なパラメータの1つである。例えば、Arkin and Meisner (1987) によれば235Kより雲頂温度が低い雲は単位時間に3mmの雨をもたらす。

台風の場合は、しかし、中心頂上付近から高気圧性回転をしながら吹き出す雨をもたない活発な雲がある (Holland, 1987)。以下この雲を台風の天蓋雲と呼ぶ。台風では、したがって、GMS の雲頂温度の低い雲が即ち雨を伴うという関係が成り立たない。

本研究では、GMS の輝度温度データにおいて台風の積乱雲と天蓋雲を識別する方法を TRMM の降雨レーダーデータと比較することで見出し、台風の全域的降水量を見積もる事を目的とする。さらに、全降水量から台風の強さの時間発展を推定することをゴールとする。

^{*}Department of Physics and Earth Science, Faculty of Science, University of the Ryukyus, Okinawa 903-0213, Japan

[†]MS graduate student

[‡]Philippine Atmospheric, Geophysical and Astronomical Services Administration

データ

I TRMM 降雨レーダーデータとGMS Water Vapor (WV) データ

TRMM Precipitation Radar (PR) による Rain Rate (RR) データは観測幅215km、水平分解能は4.3kmで、鉛直方向の分解能は250mである。本研究では高度2 kmの平均 PR データを使用した。一方、GMS Water Vapor (WV) データは水蒸気による放射率が高い6.5~7.0 μm の波長帯で得られており、日本付近の水平解像度は7 kmである。GMS WV輝度温度 (T_B) の空間水平勾配を求めるために、はじめに0.1° (経度)×0.1° (経度)の領域の温度勾配 (絶対値) を求め、その後0.5° (経度)×0.5° (緯度)の領域で平均した。データの比較を容易にするためにTRMM降雨データも0.5°の領域で平均した。

II 台風

本研究で使用した台風 Saomai (台風14号) は、2000年8月31日にマリアナ諸島の東海上で発生し、大型で強い台風に成熟し、9月11日に沖縄本島中部を通過した。その後朝鮮半島に上陸し、温帯低気圧となった。TRMM では9月11日のデータ (Fig.1)、GMS では9月7日~9月14日のデータ (Fig.2) を使用した。

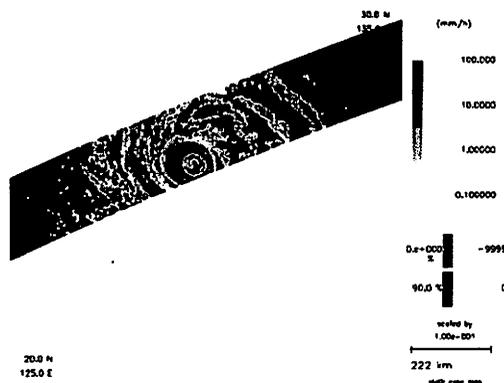


Fig. 1: Image data from TRMM satellite product PR2A25 at 10 degree zoom for TC Saomai (125~135° E, 20~30° N) 16:00 UTC, 14 September, 2000. Original images are colored maps, and here black parts showing the sea surface have no rain.

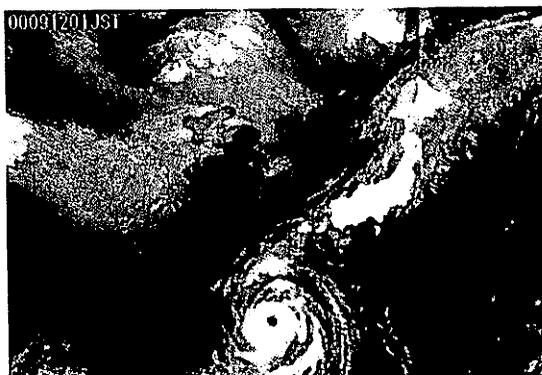


Fig. 2: Image data from GMS WV (6.5~7.0 μm) 16:00 UTC, 14 September, 2000.

解析方法

台風における激しい雨は発達した背の高い積乱雲群である対流性の雲によってもたらされる。そこで、本研究では、まずはじめに TRMM Rain Rate と GMS 輝度温度の関係を調べた。その後、TRMM Rain Rate、GMS 輝度温度とその水平輝度温度勾配の3つの要素から台風全体の降水量を見積もった。TRMM Rain Rate と、同じ領域の GMS (WV) 輝度温度の関係を示した図が Fig.3 である。高温では雨量が少なく、低温になるにつれ上限雨量が多くなるという一般的な傾向が見られる。これは雲頂温度が低い雲は発達した背の高い積乱雲で多量の雨を伴うことによる。しかし、低温でも雨量が少ない雲領域があり、TRMM Rain Rate と GMS 輝度温度のみから台風の降雨分布を見積もることはできない。

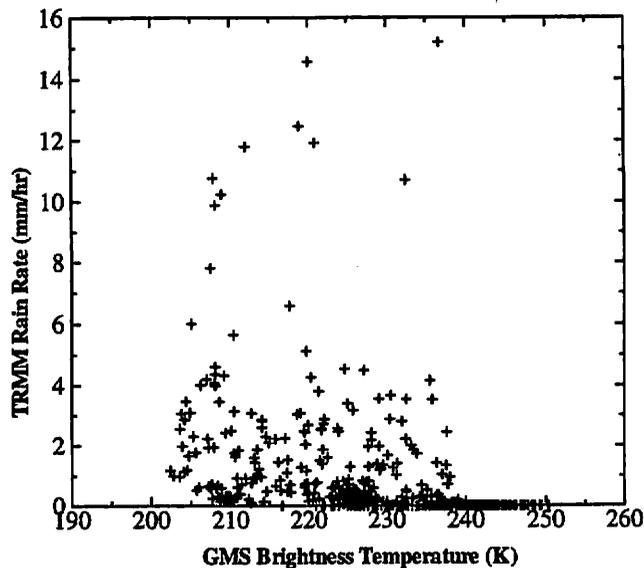


Fig. 3: TRMM Rain Rate vs GMS Brightness Temperature for TC Saomai 16:00 UTC, 14 September, 2000. Both values are averaged in the 0.5-degree domain.

台風では、目の頂上付近から高気圧性に回転しながら吹き出す天蓋雲がある。天蓋雲は凝結潜熱で温められた上昇気流が圏界面付近で外に流れ出たものである。したがって水蒸気飽和度は1であり、WV輝度をもつが降雨水滴はもたない。天蓋雲は発散、拡散的で、表面温度分布がなだらかであろう。一方、積乱雲の水平スケールは数十kmであり、収束域であるため雲頂表面の温度分布は粗いであろう。そこで我々は輝度温度分布の勾配を用いれば、積乱雲と天蓋雲を識別できると考えた。

結 果

I TC Saomai の輝度温度勾配別雨量

Fig.4 は Fig.3 と同じように TRMM Rain Rate と GMS 輝度温度の関係を示しているが、Fig.4 の直線群はそれぞれ輝度温度勾配別に求めた最小2乗近似直線である。

$$RR = aT_B + b \quad (1)$$

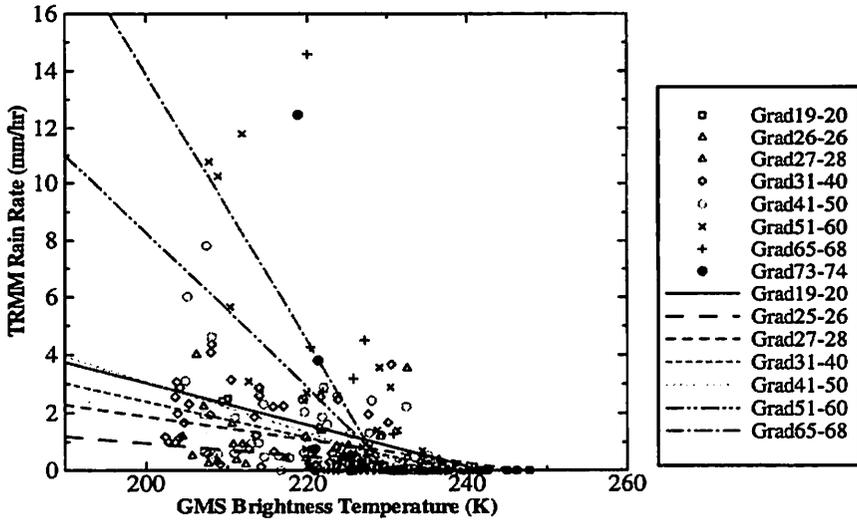


Fig. 4: The same as Fig.3, but for regions in the GMS images are classified with the degree of gradient of brightness temperatures. Here Grad 19-20, for example, means $\frac{\Delta T}{\Delta d} = 19-20 \left[\frac{K}{deg} \right]$.

ここで T_b は輝度温度 (Brightness Temperature) である。勾配 a が $19-20 \left[\frac{K}{deg} \right]$ を除いて輝度温度勾配が大きくなるにつれて式(1)の傾きが徐々に大きくなる。輝度温度が低いところでは雨量の差が拡大される。つまり、雲頂温度が低い領域の輝度温度勾配が大きい部分で雨量が増加している。このことは、Fig.5a、Fig.5bによってより明確に示され、輝度温度勾配が増えるにつれ傾きが大きくなり、切片 b は増加している。傾き、切片の最小2乗近似直線はそれぞれ次のように示される。

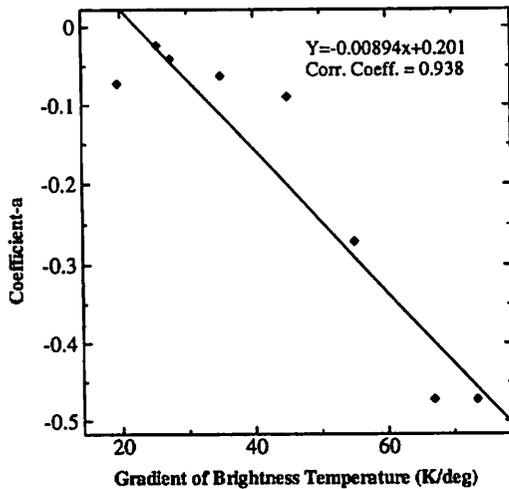


Fig. 5a: Coefficient a in eq.(1) vs gradient of brightness temperature averaged in the 0.5-degree domain.

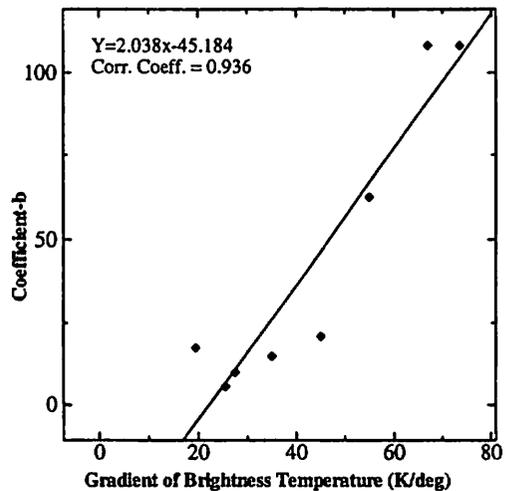


Fig. 5b: Coefficient b in eq.(1) vs gradient of brightness temperature averaged in the 0.5-degree domain.

$$a = -0.00894 \frac{\Delta T_B}{\Delta d} + 0.201 \quad (2)$$

$$b = 2.038 \frac{\Delta T_B}{\Delta d} - 45.184 \quad (3)$$

ここで $\frac{\Delta T_B}{\Delta d}$ は緯度ないし経度1度あたりの輝度温度勾配 (Gradient of Brightness Temperatures) である。傾き a の変化の近似直線(2)と各 a の値との相関係数は0.938、また、 b においては0.936である。

Fig.6 に、式(1)~(3)によって計算された TC Saomai の雨量の分布図を示す。中心付近とスパイラルレインバンドに強い雨が見られる。中心付近のリング状の降雨域とそのすぐ外側の降雨域の間には雨のない領域が見られる。この領域は GMS 雲画像は低温域であり、これは天蓋雲であると判断できる。

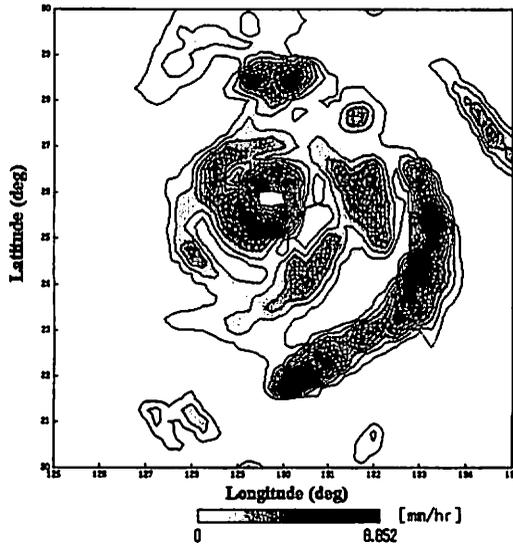


Fig. 6: The Computed rain rate distributions of TC Saomai 16:00 UTC, 14 September, 2000.

II TC Saomai の潜熱

台風のエネルギー源は水蒸気の凝結の際に放出される潜熱である。そこで、TC Saomai について式(1)より求めた雨量から台風全体の潜熱エネルギーを求めた。

$$W_L = LS\rho \frac{10^{-3}}{3600} \sum_{k=1}^N RR_k \quad (4)$$

ここで W_L は台風全体の単位時間における潜熱発生[W]、 L は水蒸気 1 kgあたりの潜熱 ($2.5 \times 10^6 \left[\frac{\text{J}}{\text{kg}} \right]$)、 ρ は水の密度 ($1 \times 10^3 \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$)、 S は 0.5° (緯度) \times 0.5° (経度) の領域の面積 [m^2]、 RR_k は面積 S ごとの計算による雨量 $\left[\frac{\text{mm}}{\text{hr}} \right]$ である。全雨量は 10° (経度) \times 10° (緯

度)の領域で計算した。9月7日～9月14日 16UTCのTC Saomaiの潜熱の時間変化と気圧変化をFig.7に示す。なお、典型的な大きさの台風の潜熱は 5.8×10^{14} [W]と推定されている(Rodges, 1981)。

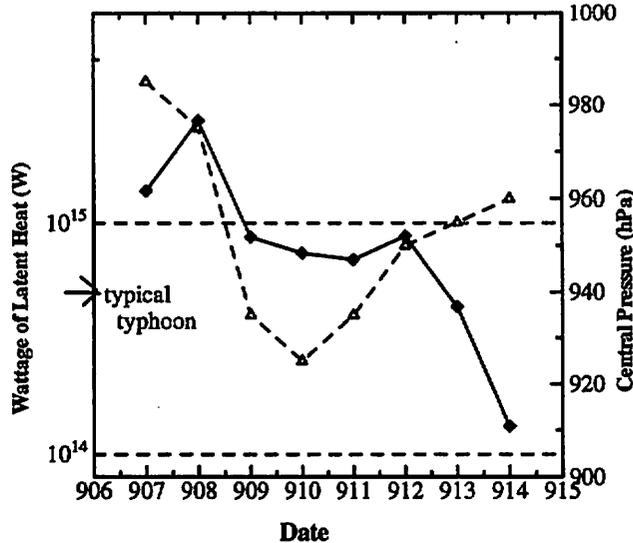


Fig. 7: Time sequence of total wattage of latent heat (solid line) and central pressure (broken line) of TC Saomai, September 7-14, 2000. TC Saomai made landfall on Okinawa island on September 11. Latent heat of a typical typhoon is 5.8×10^{14} [W].

考 察

TC Saomaiの降雨分布 (Fig.6) は、目の付近を取り巻くリング状の降雨域、そのすぐ外側の降雨域、一番外側に位置するスパイラル状の降雨域に分類できる。特にスパイラル領域の雨分布が台風目の対して対称でないことは、GMS雲画像 (Fig.2) が対称性が高いことに比べると興味深い。また、目の付近のリング状の降雨域とそのすぐ外側の降雨域の間には雨のない領域があり、GMS雲画像 (Fig.2) では低温の雲で覆われている。この領域も中心からの吹き出しの雲、即ち、天蓋雲に覆われている部分であるとわかる。

潜熱の時間変化 (Fig.7) では、9月7日～9月8日は気圧が970～980hPaと比較的高いのに、潜熱発生が 10^{15} [W]を超える値となっている。その期間は目の外側で多くの雨が降っており、スパイラルレインバンドが十分発達しておらず中心気圧の低下に至っていないと考えられる。9月9日～9月12日では台風は成熟期で、潜熱も標準的な台風の値よりも大きくなっている。このことからTC Saomaiが大型で強い台風であったことがわかる。9月12日以降は中心気圧が高くなるにしたがって潜熱も減少し、衰弱期となった。

結 論

TRMM PRデータと比較することでGMS WVデータにおいて台風の積乱雲と天蓋雲の識別を試みた。天蓋雲は発散・拡散的で雲頂表面温度分布が滑らかであるのに対し、積乱雲は収束・対流的で表面温度分布が粗いと考え、本研究では、積乱雲と天蓋雲を識別するのに輝度温度勾配

を用いた。実際、温度勾配が大きい領域程雨量が増加していると判明し、TC Saomai の台風全体の雨量を推定できた。推定雨量から、目の付近のリング状レインバンドとその外側を取り巻くレインバンドとの間に雨のない領域があり、これが天蓋雲の部分であることがわかった。以上より、本研究で使用した積乱雲と天蓋雲の識別法が有効であると判断でき、今後さらに事例を増やして検証する。

参考文献

- Arkin, P.A., and Meisner, B.N., 1987. The relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. *Mon.Wea.Rev.*, 115: 51-74.
- Cervený R.S., and Newman, L.E., 2000. Climatological Relationships between Tropical Cyclones and Rainfall. *Mon.Wea.Rev.*, 128: 3329-3336.
- Holland G.J., 1987. A global view of tropical cyclones, ed. by R.L. Elsberry, WMO, p13-51.
- 石塚昌範, 児玉安正, 2001. TRMM の多重センサー観測による九州南方海上に発現したにじん状雲の解析. *天気*, 48: 647-687.
- Rodgers, E.B. and Alder, R.F., 1981. Tropical Cyclone Rainfall Characteristics as Determined from a Satellite Passive Microwave Radiometer. *Mon.Wea.Rev.*, 109: 506-521.
- Zeng, X., 1999. The Relationship among Precipitation, Cloud-Top Temperature, and Precipitable Water over the Tropics. *J.Climate*, 12: 2503-2514.