

GMS による画像データと AMeDAS 降雨量データの比較

An intercomparison of GMS image data and AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) rainfall data.

加藤一靖*, 中島 忍*, 猪川元興**

Kazuyasu Kato*, Sinobu Nakajima*, Motooki Ikawa**

Abstract

The primary purpose of this study is to develop a rain estimate technique using both image data inferred from three hourly GMS observation and hourly rainfall data from AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System). Image data associated with convective clouds over Japan are selected for studying an image data-rainfall relation, covering 22 cases during July 1978.

As the first step, the preliminary studies are performed to evaluate whether the findings in earlier studies could be confirmed. Image data extracted from location of AMeDAS stations (0.2 deg. box) are correlated with rainfall data. The poor correlation between the rainfall and the minimum of equivalent black body temperature (also, the maximum albedo) is found. In addition, the rainfall probability defined as a rain-no rain verification is examined to investigate the bright clouds in the visible and the clouds with cold in the infrared produce more rainfall than those not. The relationship that the brighter the maximum albedo, the higher rainfall probability is slightly recognized. The relation, based on the minimum equivalent black body temperature is very weak. The same study using an averaged image data obtained from a half hourly observation is examined for comparing the results from three hourly observation. The results show that the relationship between image data and rainfall can not be improved markedly.

Part of discouraged results is due to time-dependency of convective clouds. A single view in time would be unable to consider such a factor.

1. はじめに

衛星画像から降雨域の抽出ないし降雨量を推定する方法は、衛星の代表的な観測波長域が可視 (VIS), 0.55~0.75 μm : 赤外 (IR), 10.5~12.5 μm であるため降雨粒

子を直接観測することが不可能であるにもかかわらず、勢力的に試みられている。衛星画像から得られる雲に関する情報 (例えば、雲形、雲頂温度、雲量、など) と降雨量は密接な関係があるので、これらの情報にもとずいて間接的に降雨量を推定する方法がその代表的なものである。

降雨量を推定する方法は極軌道気象衛星が主流であった1970年当初までと、静止気象衛星が実用化されたそれ以降とは、かなり異なっている。それは画像データの質の向上 (分解能、位置精度、デジタル化など) と観測

* 気象衛星センター, Meteorological Satellite Center.

** 気象研究所, Meteorological Research Institute.

時間間隔の相違に依存していると考えられる。特に、観測時間間隔は極軌道気象衛星が12時間程度であるのに対して、静止気象衛星は数分間隔も可能である。このような相違は降雨量を推定する際に使用できるパラメーターに差異があることを示している。極軌道気象衛星による方法では1回の観測による画像データから抽出できる情報(例えば、雲形、雲量、雲頂温度など)がパラメーターとなり、静止気象衛星による方法ではそれ等に加えて、短時間観測によって得られる情報(例えば、雲域、雲頂温度の時間変化など)を利用することができる。さらに、短時間観測によって雲域を追跡できることから、対流雲による降雨量を推定するのに必要な雲の発達段階をパラメータとして利用できることは大きな利点である(これについては後述する)。以下に、降雨量の推定に関連した主な調査研究について述べる。なお、1970年代初期までの降雨量の推定に関連した調査の総合報告が Martin and Scherer (1973) によってなされている。

Lethbridge (1967) は TIROS-IV による衛星画像と衛星の通過後3~12時間の降雨確率を比較した。可視および赤外画像をそれぞれ単独に使用した場合、降雨確率を同程度の精度で算出できるが、両方を同時に使用すると降雨確率と衛星画像の対応が最も良くなることを示した。この調査では雲の温度を4つのカテゴリーに分類しており温度の高い260°K以上では7%、温度の低い230°K以下では51%(以上、3月で3時間後の降雨確率)であった。同様な結果は12時間後の降雨確率でも得られ、雲の温度は7~12時間後の降雨ともよい関係があることを示した。Barrett (1970) は ESSA-6,7 による雲解析図から得られる月平均雲量、および各雲形によって一義的に求まる降雨係数(降雨確率と降雨強度の積)から、月平均降雨量を算出する方法を示した。Follansbee (1973) はこの方法を改良して日平均降雨量が算出できるようにした。降雨をもたらす雲形として積乱雲、雄大積雲、乱層雲を選び、それらの雲量と降雨係数の積の和として日平均降雨量を求めるもので、降雨の有無に関しては82%の正当率を得た。Follansbee (1976) は雲域の移動モデルを仮定して、ある地点が降雨をもたらす雲でおおわれる時間を推定しその時間と月平均降雨量の積が12時間降雨量に比例することを示した。Follansbee and Oliver (1975) は Follansbee (1973) の方法をさらに簡略化して、積乱雲のみ着目して日降雨量を求めた。赤外は NOAA-2、可視は ATS-3 を使用した結果では降雨の有無の正当率は両方を併用したときで90%、赤外のみで78%、可視のみで88%であった。日降雨量の絶対誤差は可視、赤外のみの場合と同じく0.12(インチ)、併用した場合は0.09(インチ)という結果を得た。

Scofield and Oliver (1977a) は Woodly et al (1972) の対流雲と降雨に関する調査結果; 高輝度の雲は低輝度のもより降雨量が多い、雲域が拡大しつつある高輝度で低温の雲はそうでない雲より降雨量が多い、衰弱期にある雲はほとんど降雨量がない、雲頂温度が低いほど降雨量が多い、雲頂温度が温暖化している雲はほとんど降雨量がない、併合している積乱雲は降雨量が増大する、降雨量の極大は対流雲の風上側に出現するという結果にもとずいて降雨量を算出するスキーム(S/Oスキームとよばれている)を開発した。Mb曲線として知られる階調変換テーブル(赤外輝度レベルと等価黒体温度の対応を示すもので、-30~-70°Cが強調されている)をもちいて積乱雲のコアとアンビルを分離し、その広がり方や温度勾配の大小、オーバーシュートの有無などを考慮して対流雲にともなう30分間降雨量を推定するものである。この方法は Scofield and Oliver (1977b) によって面積雨量が算出できるように改良された。なお、Oliver and Scofield (1976) では Mb 曲線の代りに雲頂温度を7つのカテゴリーに分類しており、各カテゴリーで決まる数値を30分間ごとに積算することによって6時間降雨量を算出している。Scofield and Oliver (1980) は O/Sスキームが孤立した短命な積乱雲を対象にしているのを、より組織的で長寿命をもつ積乱雲群に適応できるように改良した。新しく加えたパラメータは上層の発散、地上から500mbまでの可降水量などである。Scofield et al (1980) はさらにこのスキームを発展させ、雲頂温度が高く降雨量の多い対流雲による降雨量を推定できるように改良した。高層観測資料から雲頂温度を推定し、この温度をアンビルを分離するのに利用すると同時に、実測され雲頂温度と比較して、実測値のほうが低い場合には降雨量を多くするような方法である。清水(1977)は NOAA-3 の衛星画像と現在天気、降水量を比較した。赤外濃度と可視濃度には正の相関があり、可視および赤外の濃度の大きいものは(高輝度、低温、降水の確率が大きいことを示した。また、可視のほうが赤外よりも降水の有無の判定に適しているとしている。Barrett (1973) は降雨量の推定という観点をさらに進めて降雨量の予測を試みている。極軌道気象衛星による画像から卓越したじょう乱の種別、雲量、雲形に対応した降雨強度、上層風の風向などを考慮したものである。

静止気象衛星が実用化するのにしたがって、それを利用した手法に関する調査も極軌道気象衛星と同様に勢力的に進められている。

Sikdar (1972) は対流性雲について可視輝度レベルと降雨の関係を調査し、アンビルの面積の変化が降雨量と

よく対応することを示した。Stout et al (1978) は ATS-1, SMS-1 による対流雲の観測から、レーダーから求まる体積降雨量が雲域の面積とその時間変化量の和として表現できるとした。このように、短時間観測によって得られる時間変化量の導入は降雨量の推定方法に新しい展開をみることになる。一方、Reynolds and Vonder Harr (1973) は ATS-3 の可視輝度レベルと 10cm 波レーダー (WSR-57) による対流性雲の比較から、両者の間に良い相関がないことを示した。この原因は観測時刻の相違、対流性雲の発達段階の相違、等によるものであるとした。同様な比較を Chang and Rodenhuis (1977) は NOAA-3 のデジタル化した可視、赤外画像データについて行ない、レーダーエコー (10cm 波レーダー) との対応は 0.3 程度の相関係数、両者の面積の重なり具合は 40~70%、高輝度で低温である雲域を選択して降雨量と比較した結果でも 0.3 程度の相関係数で、かなり対応が悪いことを示した。Gruber (1973) は熱帯じょう乱の可視、赤外画像データから、両者の相関が必ずしも良くないことを示した。

このような結果は対流雲の発達段階によって降雨量との対応が異なるためと考えられる。Griffith et al (1978) は ATS-3, SMS/GOES-1 をもちいて対流雲の発達段階を考慮した降雨量の推定方法を開発した。対流雲域をしきい値 (可視で 80 カウント、48% がレーダーエコーと対応した値; 赤外で 253°K、70% がレーダーエコーと対応した値) をもちいて抽出し、その時系列観測から最大雲域面積 (A_m) を求めてレーダーエコー域 (A_e)、雲域 (A_c) を正規化した量、 A_e/A_m 、 A_c/A_m を算出する。体積降雨量 (R_v) は A_e とエコーの発達傾向によって設定される定数 I の積として求める。 A_e/A_m と A_c/A_m の関係は対流雲の発達段階では単調増加、消滅段階では単調減少を示すような曲線として別に与えられている。 A_m および A_e を知ることで A_e が得られるので、 $R_v = I \cdot A_e$ から体積降雨量を算出するものである。

2. 調査目的

画像データから降雨量を推定する場合、観測時刻の間隔の長短によってその手法が異なることは第1章に述べたこれまでの調査結果からも明らかである。現行の GMS の運用を考慮すると定時観測 (3時間毎) で得られる画像データを使用するのが最も現実的である。これらの画像データは観測間隔が長いので、風観測 (30分間隔で連続4回) あるいはマルチセグメント観測のような短時間観測による画像データから得られる情報 (例えば、雲域、雲頂温度の時間変化など) の利用は困難である。この意味では画像データの入手が制限される極軌道気象衛

星を使用した降雨量の推定方法と類似した方法、つまり一回の観測による画像データを利用する方法が適しているといえる。この種の方法は静止気象衛星が実用化した現在ではあまり試みられていないが、短時間観測を必要としないこと、処理が単純であること、などの利点がある。

この調査は1回の観測による画像データから得られる情報と降雨量の比較を主な目的としているが、短時間観測から得られる情報との比較も行ない、その有効性についても調査する。対象とする雲形は降雨量に最も寄与すると考えられる対流性雲である。

3. 使用データ

3.1 画像データ

GMS による定常観測は定時観測 (3時間毎) と 00, 12Z 帯の風観測 (30分間隔で連続4回) から構成されている。定時観測は正時の約30分前に観測が開始され、ほぼ正時に終了する。全球画像を得るのに約25分を要するが、VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer) の走査線が 46°N に達するのは観測開始後約7.5分であり、約11.8分には20°N を走査する。したがって、約4.3分で日本全域をカバーすることになる。

距離分解能 A_k の地球上の位置 (緯度 φ , 経度 λ) による変化は、近似的に次式で与えられる。

$$A = \frac{A_0}{\cos \varphi \cdot \cos (\lambda - \lambda_0)} \quad (3.1)$$

A_0 は GMS がノミナルな位置 ($\varphi_0 = 0^\circ\text{N}$, $\lambda_0 = 140^\circ\text{E}$) にあるときの距離分解能であり、赤外画像で 5 km、可視画像では 1.25 km である。 $\lambda_0 = 140^\circ\text{E}$ における距離分解能は 20°N で赤外、5.3 km; 可視、1.3 km; 46°N で赤外、7.2 km; 可視、1.8 km である。

温度分解能は等価黒体温度 170~330°K を約235レベルで表現されているので、約 0.5°K/レベルである。一方、アルベードは 0~100% を約64レベルで表わしているので約 1.6%/レベルである。赤外、可視輝度レベルを等価黒体温度、アルベードに変換するテーブルは 1日1回、キャリブレーション処理によって更新されており、その結果は赤外、可視の画像データと一緒に VISSR データ履歴ファイル (磁気テープ) に格納されている。

赤外画像データによる等価黒体温度を雲頂温度に変換するためには大気減衰補正 (水蒸気による) が必要である。この調査で対象にする対流雲のような場合、その上部に存在する水蒸気量は無視できるので、この補正は考慮していない。また、可視輝度レベルに対する太陽天頂

角、衛星天頂角の補正は、調査範囲が日本に限定しているため狭く、また、可視画像データを使用する時間帯を00~06 Zにしたので、その補正量も小さく無視できるものとした。対流雲の射出率は1と仮定した。

3.2 降雨量データ

降雨量に関するデータとして Stout et al (1978), Griffith et al (1978) などのようにレーダーから得られる降雨強度を使用することも考えられるが、この調査では AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) 資料を使用することにした。AMeDAS の観測項目のうち、降雨量は正時の前1時間から正時までの毎時降雨量で、 $1 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 単位で測定されている。1978年7月の AMeDAS 資料を格納した磁気テープが入手できたので、これを使用した。したがって、調査期間は1978年7月の1か月間である。画像データとの比較には撮像終了時刻に対応した正時の降雨量を使用した。

4. 調査方法

4.1 積乱雲域の抽出

Sikdar (1972) は非降水雲から降水雲を選別するために ATS-3 で観測される輝度レベルの30~40%を使用した。Martin and Suomi (1972) は対流雲域から発達した積乱雲を抽出するためにエンハンスメントの手法をもちい、レーダーエコーとよく対応することを示した。O/Sスキームでも同様であるが、活発な積乱雲を他の雲形から抽出することは降雨量を推定する方法の精度に大きな影響を与える。Stout et al (1978), Griffith et al (1978) などでは一定の温度または可視輝度レベルのしきい値をもちいて対流雲域を選別している。しきい値を利用する方法は比較となる地上の観測データが任意の位置で得られる場合(例えば、レーダ雨量)に有効である。この調査の場合、AMeDAS による降雨量を利用するので位置は固定されており、画像データとの対応に問題がある。また、AMeDAS 観測地点からある範囲(以下、測定領域という)の画像データを切り出して降雨量と比較する方法をもちいたので、測定領域内の雲形が積乱雲であるという識別が必要になる。その方法に適当なものがないので、この調査では HR-FAX (High Resolution Facsimile) の円形、部円形画像をもちいて、積乱雲域を人間が判断して抽出する方法をもちいた。この場合、個々の積乱雲を抽出することは困難なので積乱雲域としてかなり広い範囲を対象にした。したがって、積乱雲域として抽出した領域には発達段階の異なる積乱雲が同時に存在することになるが、この調査では区別していない。また、積乱雲の成因やじょう乱に関する考察と

分類もここでは省略した。

4.2 画像データと AMeDAS 観測地点の対応

AMeDAS 観測地点に対応した位置から画像データを切り出す場合、切り出し画素数を一定にする方法(測定領域の大きさが場所によって異なる)と測定領域の大きさを一定にする方法(測定領域の大きさは一定であるが、含まれる画素数が異なる)がある。この調査では後者の方法をもちいた。測定領域の大きさは Fig. 1 に示

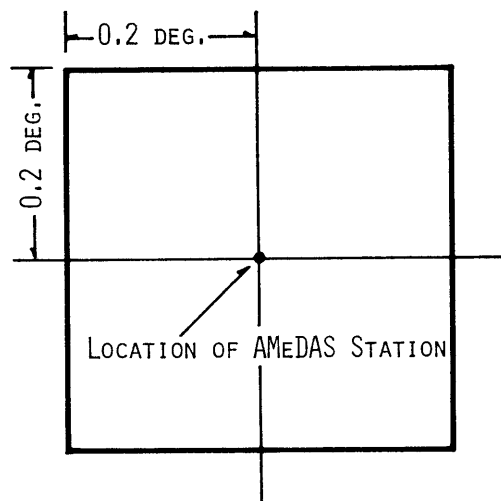


Fig. 1 Schematic display of selected area related to AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) station. Image data within selected area bounded by 0.2 deg. (latitude) and 0.2 deg. (longitude) related to AMeDAS station are used for an estimation of rainfall-image data statistics.

したように AMeDAS 観測地点を中心にして東西、南北方向にそれぞれ0.2度とした。この領域に含まれる画素数は 140°E , 46°N で約30個; 140°E , 20°N で約50個(以上、赤外画像データの場合)である。なお、赤外画像データの場合、画素方向に約2/3ほどオーバーラップしたデータとして得られるが、この調査ではサンプリングしてオーバーラップしないデータに変換している。可視画像データは赤外1画素に対して8画素得られるので、8画素の各アルベードを平均して使用した。このため、見かけ上の可視画像データの分解能は赤外画像データと同一で、測定領域に含まれる画素数も同じである。

4.3 統計量の算出

4.1章で選別した積乱雲域（以下、処理領域という）に含まれる AMeDAS 観測地点のうち、 $1\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ 以上の降雨量を観測した観測地点から測定領域に相当する画像データを切り出す。これにもとずいて等価黒体温度、アルベードの平均値、最小値、最大値、分散を各測定領域ごとに算出した。次に、これらの統計量と降雨量の相関係数を計算した。なお、処理領域内で降雨のない観測地点から切り出した測定領域に関する統計量は後述する降雨確率の算出にのみ使用した。

4.4 降雨確率

ヒストグラムのクラス l 、クラス数 n 、観測点 i の降雨量を R_i 、対象とする領域内の全観測点数を N とする。クラス l 内に含まれる降雨を観測した地点数 $(N_r)_l$ 、および降雨を観測しない地点数 $(N_c)_l$ はそれぞれ次式から計算した。

$$(N_r)_l = \left(\sum_{i=1}^N \delta_{lr} \right)_l \quad (4.1)$$

ただし、 δ_{lr} は次のように定義する。

$$\begin{aligned} R_i \geq 1\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1} \text{ のとき, } \delta_{lr} &= 1 \\ R_i < 1\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1} \text{ のとき, } \delta_{lr} &= 0 \end{aligned}$$

$$(N_c)_l = \left(\sum_{i=1}^N \delta_{lc} \right)_l \quad (4.2)$$

ただし、 δ_{lc} は次のように定義する。

$$\begin{aligned} R_i \geq 1\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1} \text{ のとき, } \delta_{lc} &= 0 \\ R_i < 1\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1} \text{ のとき, } \delta_{lc} &= 1 \end{aligned}$$

一方、クラス l 内に含まれる観測点数 $(N_l)_i$ 、および全観測点数 N は

$$(N_l)_i = (N_r)_i + (N_c)_i = (N_r + N_c)_i \quad (4.3)$$

$$N = \sum_{l=1}^n (N_l)_i \quad (4.4)$$

この調査ではクラス l の降雨確率 $(P_r)_l$ を以下のよう
に定義した。

$$(P_r)_l \equiv \frac{100 \cdot (N_r)_l}{(N_l)_i} = \frac{100 \cdot (N_r)_l}{(N_r + N_c)_i} \quad (4.5)$$

クラス間隔の選び方は赤外画像データの場合、等価黒体温度 $200^\circ \sim 290^\circ \text{K}$ を 10°K 間隔、可視画像データでは

アルベード $0 \sim 100\%$ を 10% 間隔とした。等価黒体温度、アルベードをクラス分けする際に使用する値は測定領域内に含まれる画素の最小等価黒体温度、および最大アルベードとした。

4.4 処理プログラム

Fig. 2 に処理の流れ図を示した。第一ステップは VISSR データ履歴ファイルを入力として、高橋 (1981)

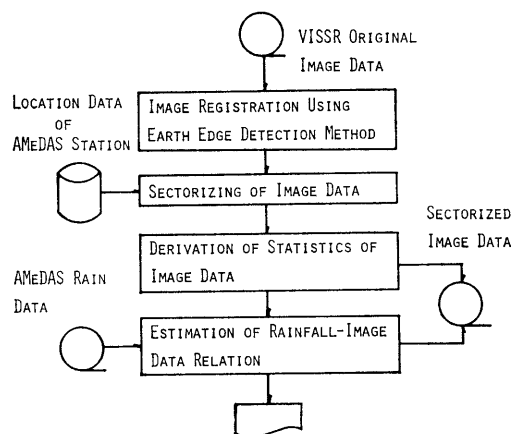


Fig. 2 Functional block diagram of estimation of rainfall-image data statistics.

の開発した自動画像修正プログラムを使用して画像の位置合わせを行なう。このプログラムは地球像の東西端および南北端の赤外画像データにもとずいて、VISSR フレーム座標における地球像の中心位置を算出するもので、一般に Earth Edge 検出法とよばれるものである。得られた情報から、VISSR フレーム座標/地心座標の変換に必要な座標変換パラメータを再計算する。位置合せの精度は赤外画素の大きさの半分程度である。

第二ステップは AMeDAS 観測地点の位置データ、VISSR データ履歴ファイルを入力として、処理範囲内 (AMeDAS 地点番号で指定する) の AMeDAS 観測地点から測定領域の画像データを抽出して磁気テープに格納する。

第三ステップは先の磁気テープを入力として、画像データおよび降雨量に関する各種の統計値を算出しラインプリンターに出力する。

5. 調査結果

5.1 画像データと降雨量の相関

Table 1 はこの調査で使用したデータの一覧表を示したものである。1978年7月の定時観測時の FAX 画像から22例を選んだ。処理範囲内に含まれる全 AMeDAS 観

CASE NO.	DATE (JULY)	TIME (GMT)	SELECTED AMEDAS STATION	TOTAL NO. OF STATION	NO. OF RAIN OBSERVED STATION	MAX. OF RAIN (MM.HR ⁻¹)	AVE. OF RAIN (MM.HR ⁻¹)	SD OF RAIN (MM.HR ⁻¹)
1	8	06	36606 - 46211	158	26	32	5.7	7.4
2	8	09	do	158	56	70	5.1	10.1
3	9	09	51011 - 65356	244	31	38	6.1	9.3
4	10	06	40106 - 52047	218	24	18	2.7	3.7
5	10	06	69076 - 88706	239	18	36	14.4	12.3
6	10	09	40106 - 52047	218	52	19	3.1	3.6
7	10	09	69076 - 88706	239	19	44	6.4	10.5
8	13	00	11011 - 24236	211	20	18	5.0	5.0
9	13	00	52046 - 66111	227	31	34	5.6	8.0
10	13	00	71041 - 88706	231	16	2	1.8	1.5
11	13	03	11011 - 24236	211	34	11	2.5	2.2
12	13	03	52046 - 66111	227	21	21	5.7	6.0
13	13	03	71041 - 88706	231	24	42	5.4	9.4
14	13	06	do	231	45	33	7.4	9.1
15	21	18	46001 - 57316	241	42	18	3.8	4.2
16	21	21	do	241	54	21	3.8	4.1
17	21	23	do	241	51	16	2.8	3.2
18	21	23	71146 - 88971	229	41	9	2.3	2.0
19	22	00	do	229	30	16	3.0	3.4
20	22	00	46001 - 57316	241	37	9	1.8	1.7
21	25	09	11011 - 23376	204	33	53	7.0	10.3
22	25	12	do	204	48	23	5.8	6.5

Table 1. Summary of the data in this study. Max, Ave and SD stand for Maximum, Average and Standard deviation, respectively. Rainfall is for the 1 mm·hr⁻¹ periods at the times indicated.

測地点数, そのうち 1 mm·hr⁻¹ 以上の降雨量を観測した地点数, 処理範囲内で観測された最大降雨量, 平均降雨量, 降雨量の標準偏差を示した。延べ観測地点数は 4, 873 地点, 1 mm·h⁻¹ 以上の降雨量を観測した地点数は 753 地点である。

Table 2 は画像データの統計量, 降雨量と画像データの統計量の相関係数, 最小等価黒体温度と最大アルベードとの相関係数を示したものである。なお, この表には処理範囲内で 1 mm·hr⁻¹ 以上の降雨量を観測した AMEDAS 観測地点に対応する画像データの統計量を処理範囲内で平均した値を示した。この表で使用されている略号は, Tme: 1 mm·hr⁻¹ 以上の降雨量を観測した AMEDAS 観測地点 (以下, 降雨観測点という) に対応した測定領域から得られる平均等価黒体温度を降雨観測点について平均した値, Tmn: 降雨観測点に対応した測定領域から得られる最小等価温度を降雨観測点について平均した値, Tsd: Tmn の標準偏差, Amx, Ame, Asd は同様に, アルベードに関するもので, 降雨観測点について平均した最大アルベード, 平均アルベードと最大ア

ルベードの標準偏差である。また, Ctme, Ctmn は降雨観測点の測定領域から得られる平均および最小等価黒体温度と降雨量の相関係数であり, Camx, Came は同様に最大, 平均アルベードと降雨量の相関係数である。Cta は最小等価黒体温度と最大アルベードとの相関係数を降雨観測点について求めたものである。

鉛直方向に発達した活発な積乱雲の雲頂温度は低く, 降雨量も多いと考えられるので等価黒体温度と降雨量の相関係数は負になる。このような雲のアルベードは大きいので, 降雨量との相関係数は正になることが期待される。Ctmn では 22 例中 17 例 (総降雨観測点数 735 点に対して 565 点, 75%), Camx については 12 例すべてについて (総降雨観測点数 324 点) このような傾向がみられるが, 相関係数それ自身はかなり小さい。したがって, 1 回の観測で得られる Tmn, Amx (Tme, Ame も同様である) から降雨量を推定することは, かなりの誤差をとまなうことを示している。

Cta は降雨観測点 i で得られた $(Tmn)_i$ と $(Amx)_i$ の相関係数である。高輝度, 低温であるような積乱雲が降

CASE No.	TME	TMN	TSD	AMX	AME	ASD	CTME	CTMN	CAMX	CAME	CTA
1	254.4	232.4	18.8	51.2	31.7	7.0	0.55	0.62	0.27	0.56	-0.48
2	236.2	224.4	17.2	-	-	-	0.19	0.24	-	-	-
3	235.5	209.4	9.0	-	-	-	0.42	0.52	-	-	-
4	276.5	260.0	23.1	47.4	28.0	9.2	-0.46	-0.51	0.51	0.36	-0.83
5	252.2	220.7	14.0	57.3	33.1	10.3	-0.14	-0.41	0.36	0.02	-0.89
6	270.6	245.1	17.9	-	-	-	-0.32	-0.31	-	-	-
7	241.3	220.0	10.8	-	-	-	0.20	-0.14	-	-	-
8	252.6	239.8	24.1	47.5	34.4	10.9	-0.29	-0.30	0.24	0.24	-0.69
9	257.7	239.0	13.9	46.0	29.9	10.8	-0.21	-0.40	0.43	0.27	-0.70
10	249.2	229.2	20.2	33.7	21.3	11.4	-0.35	-0.21	0.32	0.41	-0.78
11	251.9	237.4	12.4	60.3	50.0	9.9	0.11	0.04	0.33	0.19	0.06
12	250.6	226.2	9.3	63.3	47.3	5.1	0.15	-0.02	0.23	-0.07	-0.53
13	247.3	223.8	18.3	55.6	35.4	13.8	-0.10	-0.09	0.25	0.05	-0.74
14	232.8	215.6	12.9	56.1	41.5	10.8	-0.18	-0.22	0.14	0.15	-0.66
15	254.8	235.7	23.3	-	-	-	-0.39	-0.33	-	-	-
16	256.7	246.0	26.1	-	-	-	-0.39	-0.39	-	-	-
17	259.7	243.0	25.0	-	-	-	-0.56	-0.50	-	-	-
18	273.7	256.6	19.7	-	-	-	0.06	0.01	-	-	-
19	279.2	262.5	16.7	39.6	22.1	7.9	-0.19	-0.13	0.18	0.18	-0.21
20	267.6	251.7	19.7	44.7	31.6	4.8	-0.14	-0.10	0.05	0.05	-0.37
21	247.4	233.1	18.4	-	-	-	-0.05	-0.27	-	-	-
22	250.1	238.0	14.7	-	-	-	-0.23	-0.44	-	-	-

Table 2. Summary of estimates of rainfall-image data statistics. Abbreviations appearing in this table are as follows. Tme, Averaged equivalent black body temperature; Tmn, Minimum of equivalent black body temperature; Tsd, Standard deviation of Tmn; Amx, Maximum of albedo; Ame, Averaged albedo; Asd, Standard deviation of Amx; Ctme, Correlation coefficient between Tme and rainfall; Ctmn, Correlation coefficient between Tmn and rainfall; Came, Correlation coefficient between Ame and rainfall, Camx, Correlation coefficient between Amx and rainfall; Cta, Correlation coefficient between Tmn and Amx.

雨に関連するとすれば、両者の相関係数は大きいことが期待される。-0.6以上の相関係数を示したものは12例中7例（総降雨観測点数324点に対して178点、55%）で、約半分にすぎない。これは降雨観測点に対応する測定領域に決ずしも高輝度、低温である雲域が存在していたとは限らないことを示している。

5.2 降雨確率

前節で降雨量の推定が困難であることが判明したので、以下では降雨の有無に着目して降雨確率について調

査した。降雨確率がある程度の精度で算出できれば雲域の抽出に必要なしきい値の決定等に有効であり、降雨量の推定方法の改良に利用できると考えられる。

Fig. 3は最も高い降雨確率を示したCase No. 8の例である。この例はCtmn, Camx, Ctaがそれぞれ-0.30, 0.24, -0.69であり（Table 2, 参照）、等価黒体温度とアルベードおよび降雨量との相関値が比較的良好いものである。全例数について、各クラス別の降雨確率を算出したものがTable 3で、図示したものがFig. 4である。Table 3から明らかであるように、230°K以

OBSERVATION TIME 1978 7 12 23 33 (Z)
 TOTAL NUMBER OF STATION 211 STATION NO. 11011 - 24236
 RAINFALL GE 1MM/HR:20 STATIONS RAINFALL LT 1MM/HR:191 STATIONS

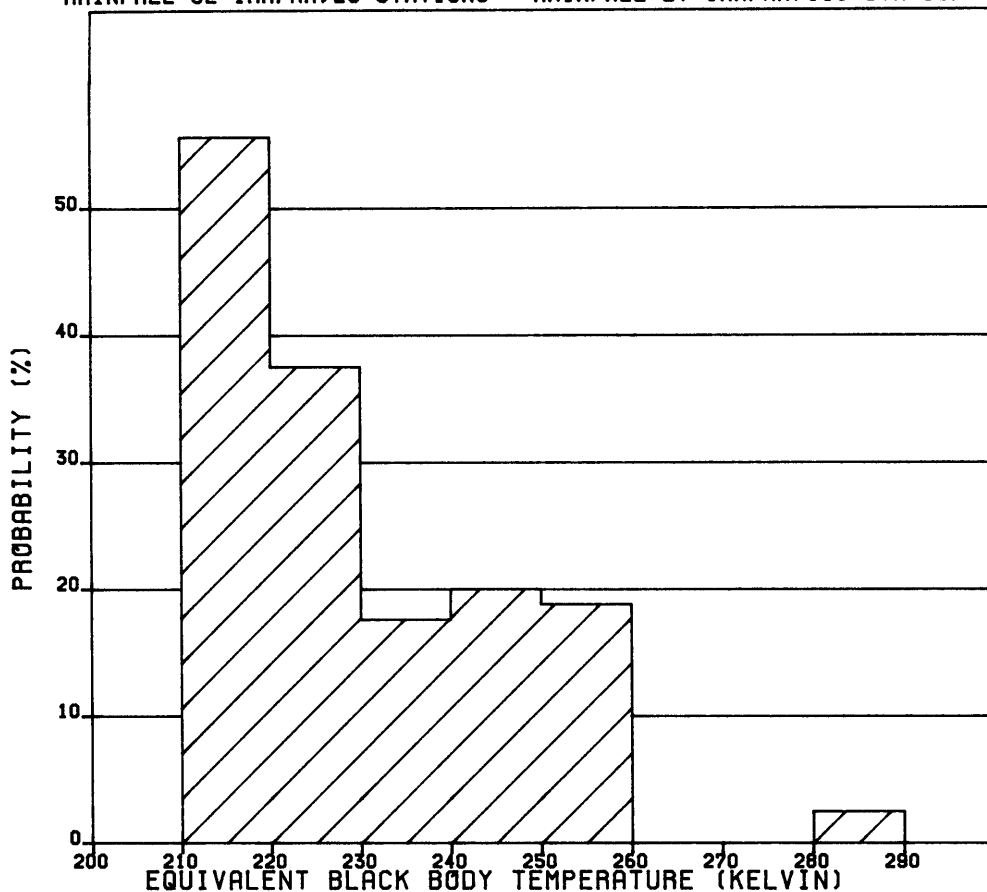


Fig. 3 The example of rainfall probability for Case No. 8. The rainfall probability (Pr) is defined as the ratio of $(N_r)/|(N_t)|$, where, N_t is the total number of AMeDAS stations over the area of interest, N_r is the number of AMeDAS stations which are observing the rainfall more than $1\text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$. l denotes the class for categorizing the minimum equivalent black body temperature (or the maximum albedo) within selected area.

下、アルベード60%以上のクラス(高輝度, 低温に相当)ではアルベードによる降雨確率が大きく, 260°K 以上, アルベード30%以下のクラス(低輝度, 高温に相当)ではアルベードによる降雨確率が小さい。その中間のクラスでは両方の降雨確率にほとんど差異はない。降雨確率は高輝度, 低温の雲域で大きく, 低輝度, 高温では小さいことが想定されるので, アルベードをもちいた降雨確率のほうが最小黒体温度によるものより良いことがわかる。これらの事実は Follansbee and Oliver (1975), 清水 (1977) などの結果と一致している。降雨

確率はアルベード70~80%のクラスで約55%最小等価黒体温度 $200^\circ\sim 210^\circ\text{K}$ のクラスで約34%程度の最大値しか得られないので, 前節で述べたように降雨量に結びつけるのは困難である。

6. 30分間隔の画像データによる調査結果

6.1 降雨量との相関

画像データと AMeDAS データでは観測に要する時間がかかなり異なることはすでに述べた通りである。AMeDAS データの観測間隔は固定なので, そのまま利用す

EQUIVALENT BLACK BODY TEMP.				ALBEDO			
CLASS(*K)	Nt	Nr	Pr	CLASS(%)	Nt	Nr	Pr
200-2210	218	75	34.4	80-290	-	-	-
210-2220	463	125	27.4	70-280	22	12	54.6
220-2230	541	150	27.7	60-270	256	79	30.9
230-2240	528	103	19.5	50-260	419	71	17.0
240-2250	485	70	14.4	40-250	636	98	15.4
250-2260	480	72	15.0	30-240	692	44	6.4
260-2270	561	69	12.3	20-230	386	17	4.4
270-2280	762	67	8.8	10-220	211	3	1.4
280-2290	835	20	2.4	0-210	19	0	0.0
TOTAL	4873	753	-	TOTAL	2641	324	-

Table 3. Averaged rainfall probability for all cases studied. The abbreviations Nt, Nr, Pr are the same as shown in the caption of Fig. 3.

ることになるが、画像データの場合は風観測時に30分間隔で4回のデータが得られる。これらのデータを使用して、前述の調査と同様な方法をもちいて降雨量と比較した。

AMeDASの毎時降雨量に対して30分間隔の画像データを2回使用することになるが、ここでは2回の画像データの平均値を毎時降雨量と対応させることにした。観測時刻 t_1, t_2 の AMeDAS 観測地点 i における等価黒体温度またはアルベードを T_{1i}, T_{2i} (以下の説明では等価黒体温度、アルベードの区分をする必要がないので、共通にあつかう)、それぞれの分散を σ_1^2, σ_2^2 とする。はじめに分散について考察すると以下のようになる。 σ_1^2, σ_2^2 は分散の定義より次式から算出することができる。

$$\sigma_1^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{1i}^2 - \bar{T}_1^2 \quad (6.1)$$

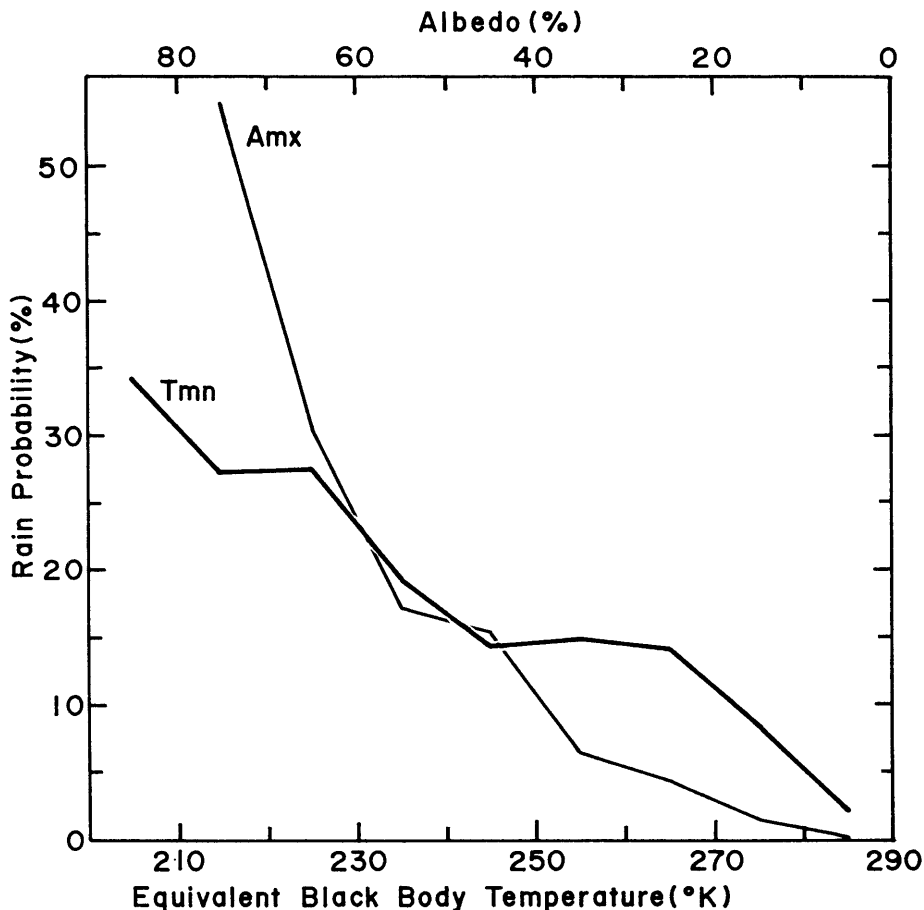


Fig. 4 The graphical display of Table 3. Tmn is for the minimum equivalent black body temperature, referenced to the scale on the bottom, and Amx is for the maximum albedo, to the scale on the top.

$$\sigma_2^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{2i}^2 - \bar{T}_2^2 \quad (6.2)$$

ただし、 n は前述と同様に $1 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上の降雨量を観測した AMeDAS 観測地点数であり、 \bar{T}_1 および \bar{T}_2 はそれぞれ T_{1i} 、 T_{2i} の平均値である。

観測地点 i に t_1 、 t_2 に得られた画像データの平均値 $(T_{1i} + T_{2i})/2$ を対応させた場合の分散 σ^2 は

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{T_{1i} + T_{2i}}{2} \right)^2 - \left(\frac{\bar{T}_1 + \bar{T}_2}{2} \right)^2 \\ &= \frac{1}{4n} \left\{ \sum_{i=1}^n (T_{1i} + T_{2i})^2 - (\bar{T}_1 + \bar{T}_2)^2 \right\} \\ &= \frac{1}{4n} \left\{ \sum_{i=1}^n T_{1i}^2 - \bar{T}_1^2 + 2 \left(\sum_{i=1}^n T_{1i} \cdot T_{2i} - \bar{T}_1 \cdot \bar{T}_2 \right) \right. \\ &\quad \left. + \sum_{i=1}^n T_{2i}^2 - \bar{T}_2^2 \right\} = \frac{\sigma_1^2}{4} + \frac{1}{2} \sigma_{12} + \frac{\sigma_2^2}{4} \\ &= \frac{1}{2} \left(\frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}{2} + \sigma_{12} \right) \quad (6.3) \end{aligned}$$

ただし、 σ_{12} は T_{1i} と T_{2i} の共分散であり次式のように定義される。

$$\sigma_{12} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{1i} \cdot T_{2i}) - \bar{T}_1 \cdot \bar{T}_2 \quad (6.4)$$

(6.3) から、平均値をもちいたときの分散は単独に求めた各分散の平均値と共分散の平均値に等しいことがわかる。

次に観測地点 i の降雨量 R_i と平均値を対応させた場合の相関係数について述べる。 T_{1i} および T_{2i} と降雨量 R_i との相関係数をそれぞれ ρ_1 、 ρ_2 とすると次式が得られる。

$$\rho_1 = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{1i} \cdot R_i - \bar{T}_1 \cdot \bar{R}}{\sigma_1 \cdot \sigma_R} = \frac{\sigma_{1R}}{\sigma_1 \cdot \sigma_R} \quad (6.5)$$

$$\rho_2 = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{2i} \cdot R_i - \bar{T}_2 \cdot \bar{R}}{\sigma_2 \cdot \sigma_R} = \frac{\sigma_{2R}}{\sigma_2 \cdot \sigma_R} \quad (6.6)$$

ただし、 σ_{1R} と σ_{2R} はそれぞれ T_{1i} 、 T_{2i} と R_i の共分散であり、 \bar{R} は R_i の平均値である。平均値をもちいたときの降雨量との相関係数を ρ とすると

$$\begin{aligned} \rho &= \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{T_{1i} + T_{2i}}{2} \right) \cdot R_i - \left(\frac{\bar{T}_1 + \bar{T}_2}{2} \right) \cdot \bar{R} \right\} / \sigma \cdot \sigma_R \\ &= \frac{1}{2} \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (T_{1i} \cdot R_i + T_{2i} \cdot R_i) - (\bar{T}_1 \cdot \bar{R} + \bar{T}_2 \cdot \bar{R}) \right\} \\ &\quad / \sigma \cdot \sigma_R \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &= \frac{1}{2} \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{1i} \cdot R_i - \bar{T}_1 \cdot \bar{R} + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{2i} \cdot R_i \right. \\ &\quad \left. - \bar{T}_2 \cdot \bar{R} \right) / \sigma \cdot \sigma_R = \frac{1}{2} (\sigma_{1R} + \sigma_{2R}) / \sigma \cdot \sigma_R \quad (6.7) \end{aligned}$$

(6.5)、(6.6)式から(6.7)式は次のように変形できる。

$$\begin{aligned} &= \frac{\rho_1 \cdot \sigma_1 \cdot \sigma_R + \rho_2 \cdot \sigma_2 \cdot \sigma_R}{2 \sigma \cdot \sigma_R} \\ &= \frac{\rho_1 \cdot \sigma_1 + \rho_2 \cdot \sigma_2}{2 \sigma} \quad (6.8) \end{aligned}$$

(6.8)式に(6.3)式を代入すれば次式が得られる。

$$\rho = \frac{(\rho_1 \cdot \sigma_1 + \rho_2 \cdot \sigma_2)}{\sqrt{2} \cdot \left(\frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}{2} + \sigma_{12} \right)^{1/2}} \quad (6.9)$$

以上の考察から、2回の観測による画像データの平均値をもちいたときの標準偏差や降雨量との相関係数は、それぞれの画像データ間の共分散に依存することがわかる。30分間隔の画像データが得られたのは、Case No. 17, 18, 19, 20の4例である。AMeDASの降雨量データに対して、正時および30分前の1対の画像データが得られるので、これらを平均して使用した。他の条件は第4章の方法と同じである。Table 4の左側はTable 2と同様な統計値を示したもので、当然、正時の場合にはTable 2の内容と同一になる。TsdmはTmeの標準偏差で、Tmeの平均値を使用したときの標準偏差や相関係数の算出に必要なので追加した。1対の画像データ間の統計量にはほとんど差異がないことがわかる。

Table 4の右側には1対の画像データの平均値をもちいたときの統計値を示した。TsdとTsdmは(6.3)式、CtmeとCtmnは(6.9)式から算出した。これらの結果から、平均値をもちいてもCtmeやCtmnはほとんど変わらないことがわかる。Table 6は1対の画像データ間の共分散と、参考までに相関係数を示したものである。Cvme、CvmnはそれぞれTme、Tmnをもちいたときの共分散で、(6.4)式から算出したものである。また、Crme、Crmnは1対の画像データ間のTmeおよびTmnに関する相関係数である。

6.2 降雨確率

測定領域から、1対の画像では2つの最小等価黒体温度(平均等価黒体温度も得られるが、ここでは使用しないことにする)が得られるので、その平均値をもちいて第5.2章と同様に降雨確率を算出した。Table 5はTable 3と同様に最小等価黒体温度の各クラスごとに降

Table 4. Summary of estimates of rainfall-image data statistics using the averaged image data inferred from a pair of half-hourly observation. Tsdm stands for the standard deviation of Tme. Otherwise, the same as Table 2.

CASE No.	DATE (JULY)	TIME (GMT)	TME	TMN	TSD	TSDM	CTME	CTMN	A HALF-HOURLY OBSERVATION					
									TME	TMN	TSD	TSDM	CTME	CTMN
17	21	2230	259.1	244.7	24.8	22.0	-0.49	-0.46						
	21	2300	259.7	243.0	25.0	20.9	-0.56	-0.50						
									259.4	244.2	24.6	20.3	-0.55	-0.49
20	21	2330	268.5	250.0	21.0	13.1	-0.02	-0.08						
	22	0000	267.6	251.7	19.7	11.9	-0.14	-0.10						
									268.1	250.9	19.9	11.4	-0.08	-0.09
18	21	2230	271.3	254.1	21.3	13.1	0.03	0.01						
	21	2300	273.7	256.6	19.7	10.4	0.06	0.01						
									272.5	255.4	21.0	11.5	0.04	0.01
19	21	2330	277.2	262.8	16.9	8.5	-0.10	0.02						
	22	0000	279.2	262.5	16.7	7.1	-0.19	-0.13						
									278.2	262.7	15.9	7.5	-0.15	-0.06

Table 5. Averaged rainfall probability using a half-hourly observation. The abbreviation Nt, Nr, Pr are the same as shown in the caption of Fig. 3.

EQUIVALENT BLACK BODY TEMP.			
CLASS(°K)	NT	NR	PR(%)
200-210	13	7	53.8
210-220	51	20	39.2
220-230	111	33	29.7
230-240	110	36	32.7
240-250	132	39	29.5
250-260	144	26	18.1
260-270	301	49	16.3
270-280	539	84	15.6
280-290	480	15	3.1
TOTAL	1881	309	-

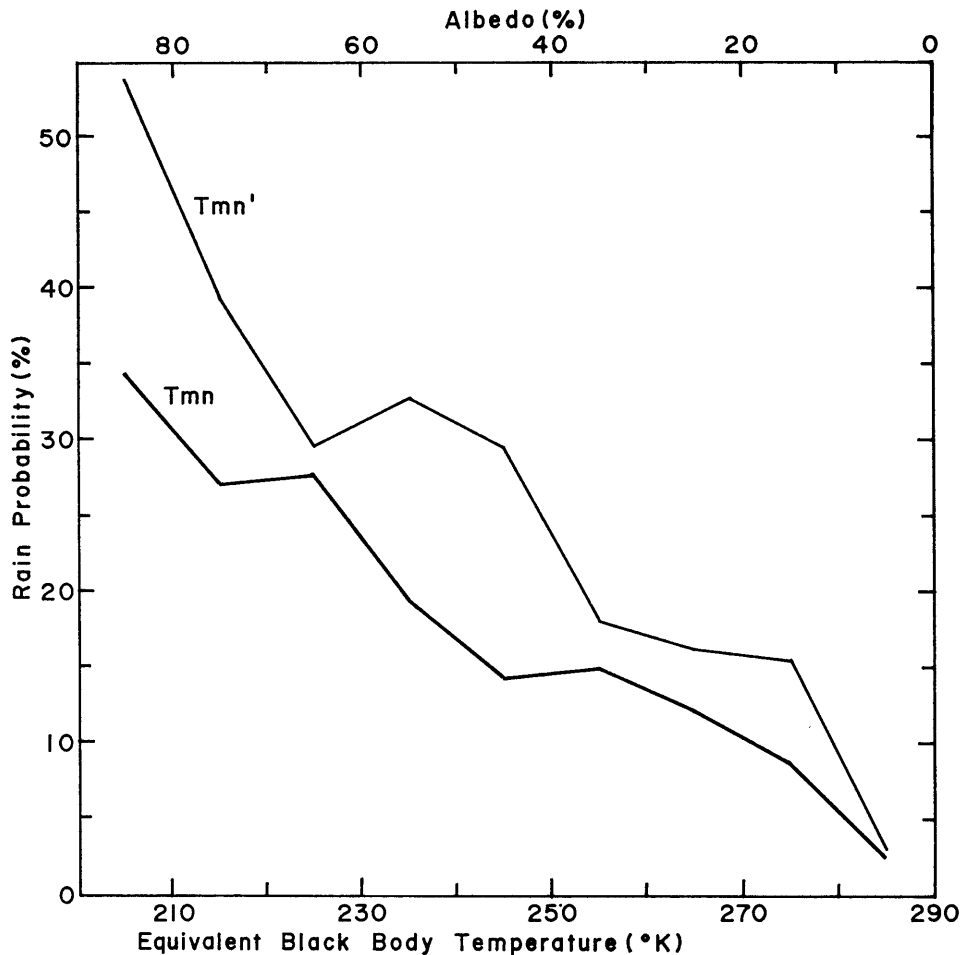


Fig. 5. The graphical display of Table 5. T_{mn}' is for the averaged minimum equivalent black body temperature inferred from a pair of half hourly image data. As in Fig. 4, T_{mn} is also shown for indicating the differences between T_{mn} and T_{mn}' .

雨確率を示したもので、Fig. 5はそれを図示したものである。Fig. 5の T_{mn}' は平均値にもとづく降雨確率で、 T_{mn} は Fig. 4 のものと同一で比較のために挿入した。明らかに降雨が期待される低温側で T_{mn}' のほうが高い降雨確率を示しており、1対の画像データの平均値を使用するほうが降雨確率の算出に有効であることがわかる。一方、降雨が期待できない高温側でも T_{mn}' のほうが高い値を示しているの、全体として降雨確率の改善にそれほど寄与していないと思われる。

6.3 等価黒体温度の変化量と降雨量の相関

降雨観測点の等価黒体温度の変化が降雨量に関連するかどうかを調査した。この調査では Sikder (1972), Griffith et al (1978) のように積乱雲域の時間的変化を

考慮していないので、ここでは単に等価黒体温度の30分間における変化量に着目することにした。測定領域内に積乱雲が停滞あるいは新たに発生または流入した場合を想定すると等価黒体温度の減少は降雨量の増大に結びつくことが想定される。等価黒体温度の変化量は30分前の値から正時の値を減ずるものとし、これを dT とする。Table 7 は dT に関する統計量と降雨量との相関係数を示したものである。 $Dtme$ は dT として平均等価黒体温度、 $Dtmn$ は同じく最小等価黒体温度をもちいたとき、降雨観測点すべてについて平均した値である。 $Dtsd$, $Dtsdm$ はそれぞれ $Dtmn$, $Dtme$ の標準偏差である。また、 $Cdtme$, $Cdtmn$ は $Dtme$, $Dtmn$ をもちいたときの降雨量との相関係数である。Table 7 に示した結果をみる限り、変化量と降雨量の相関はほとんどないといえ

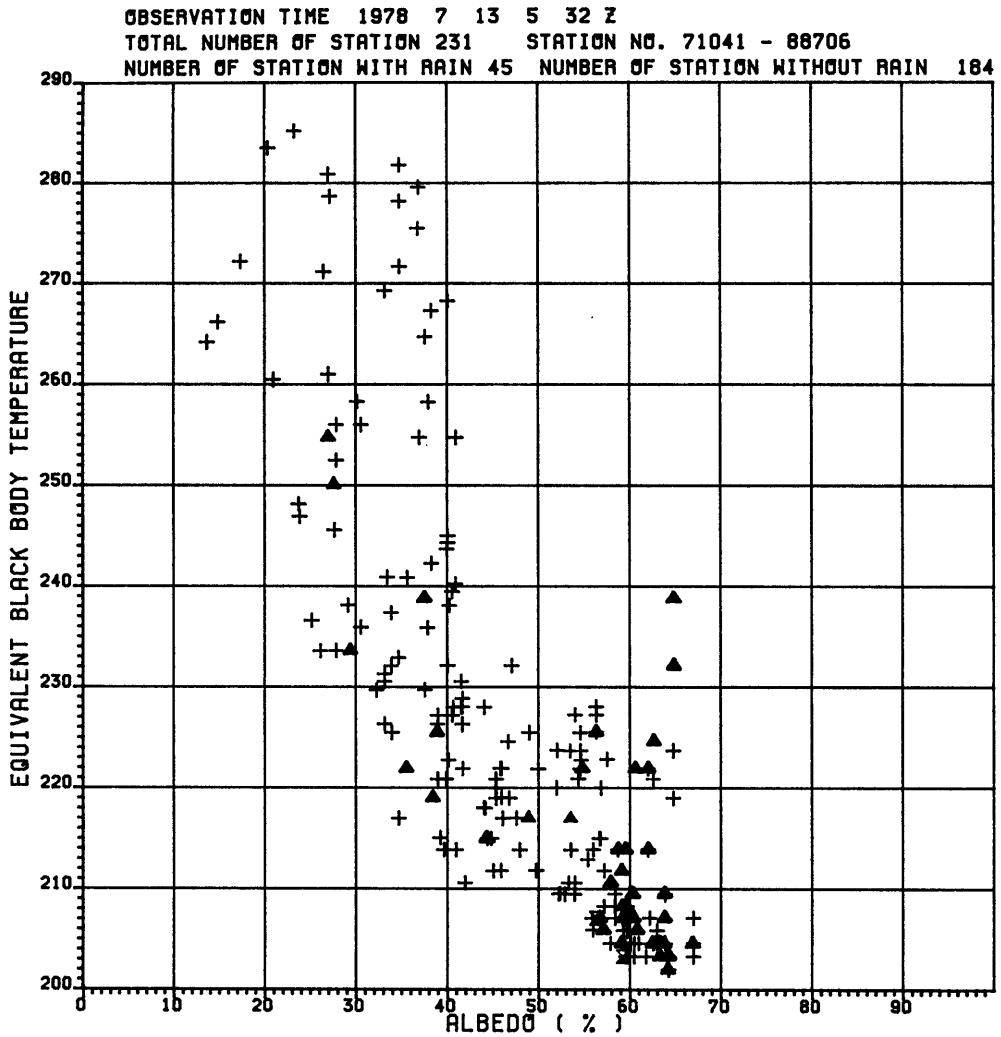


Fig. 6 Bivariate display of maximum albedo versus minimum equivalent black body temperature for Case No. 14. Two symbols, "▲" and "+" indicate the AMEDAS stations are observing the rainfall or not, respectively. The rain event is seemed to occur in the region of cold and bright.

CASE No.	CVME	CVMN	CRME	CRMN
17	362.1	591.3	0.79	0.95
20	105.0	379.8	0.67	0.92
18	123.2	387.3	0.90	0.92
19	52.6	219.7	0.87	0.78

Table 6 Covariance and correlation coefficient derived from two successive image data, 30 minutes apart. Cvme and Cvmn are for the averaged equivalent black body temperature and the minimum equivalent black body temperature, respectively. Crme and Crmn are the same as above, except for the correlation coefficient.

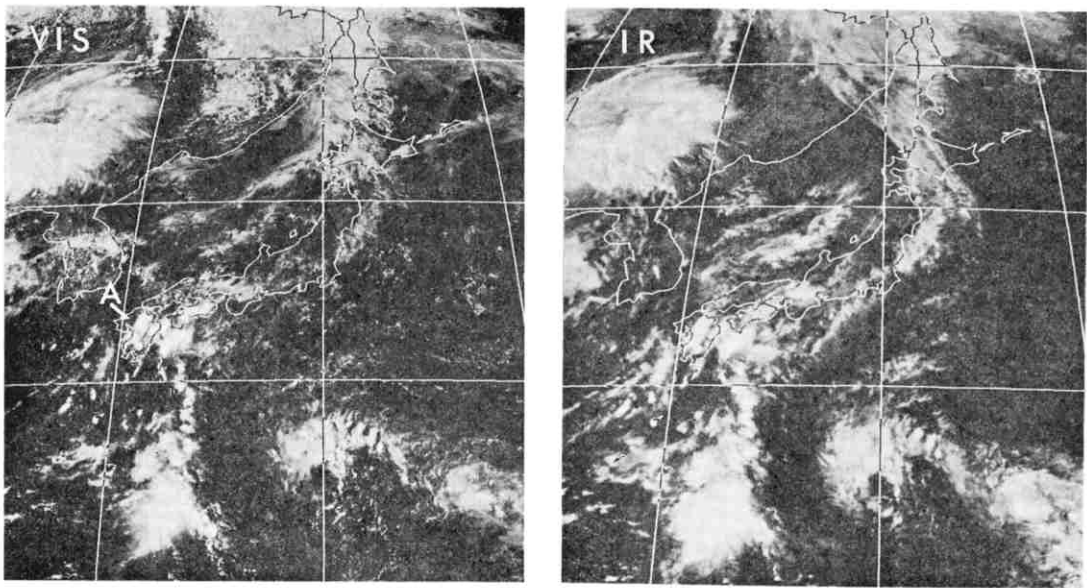


Fig. 7 Visible and infrared images for Case No. 14. "A" indicates the convective cloud area investigated.

CASE No.	DTME	DTMN	DTSd	DTSdM	CDTME	CDTMN
17	-1.4	1.8	7.2	10.0	0.00	0.02
20	0.9	-1.7	7.5	7.5	0.41	0.03
18	-2.4	-2.5	5.0	7.0	0.08	-0.08
19	-3.2	0.7	4.2	10.6	0.36	0.25

Table 7 Estimates of the difference of equivalent black body temperature (dT) derived from a pair of image data associated with the rain observed AMeDAS stations. Dtme, Dtmn are for the differences of mean equivalent black body temperatures, and the minimum equivalent black body temperatures, respectively. Dtsdm, Dtsdme are for the standard deviation of Dtme, Dtmn. Cdtme, Cdtmn indicate the correlation coefficients between the rainfall and Dtme, Dtmn, respectively.

る。これは、当初に想定したような状況が決ずしも実際の現象を表現していないことを意味するものであろう。

7. 結論および考察

わずか1か月間の資料にもとづく調査結果なので早急

な結論は避けるべきであるが、一応の結論として画像データと降雨量の良い相関がないという結果を得た。一般的には相関が良く、降雨量の推定が可能であるとする調査結果が多いのも事実である。以下の点は今後の調査で考慮すべき事項であり、また、ここに示した調査の不備な点でもある。

1) 観測に要する時間

降雨観測点として選択したものは前1時間内に降雨を観測した観測点であるのに対して、画像データはたかだか4分程度の観測から得られたものである。AMeDASの降雨量データを使用する限り、避けられない制限である。この調査は point to point の比較に近いので、面積雨量ないしある領域内の平均雨量との比較も検討する必要がある。

2) 雲域の抽出

降雨観測点では積乱雲が発現していると仮定して、その点から画像データを抽出したが、1)との関連で必ずしもこの仮定が成り立つとは限らない。雲形の識別(積乱雲の発達段階の識別も含めて)とその雲域の抽出は降雨量の推定に画像データを使用する場合、最も重要な因子である。この意味では、しきい値の設定方法、階調変換の方法、あるいは雲形判別アルゴリズムなどの利用を検討する必要がある。この調査では可視、赤外画像データを独立に使用したが、これらを併用することによって雲域の抽出が精度よく実行できる可能性がある。Fig. 6はその1例で、Table 1の Case No. 14の最小等価黒

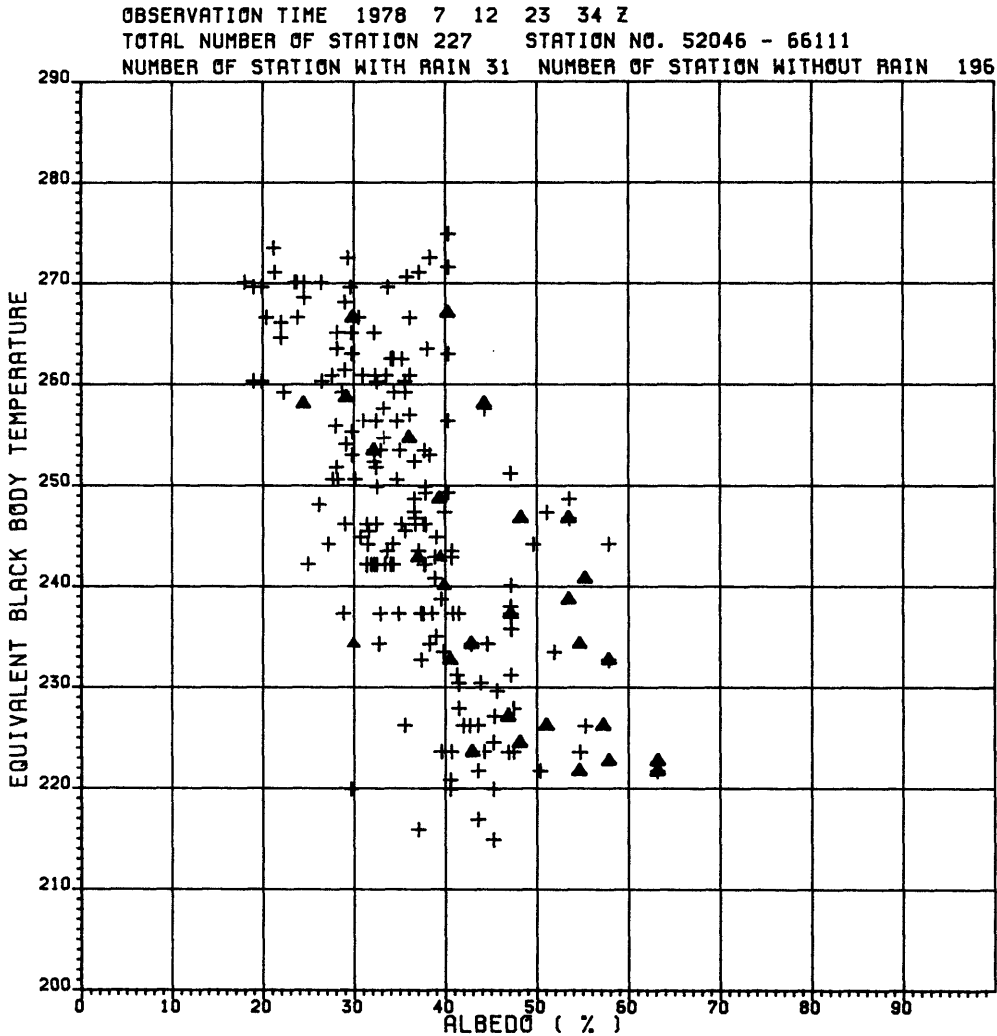


Fig. 8 As in Fig. 6 except for Case No. 9. The rain event is seemed to be a poor relation to the minimum equivalent black body temperatures, but correlated with the maximum albedo positively when the same temperature class is considered.

体温度，最大アルベードと降雨の有無の関係を示したものである。+印は処理範囲内に含まれる AMeDAS 観測点のうち降雨がないもの，▲印は降雨観測点に相当するものである。降雨観測点は高輝度，低温の領域に多く出現しているのがわかる。Fig. 7 はこれに対応した可視，赤外画像を示したもので，図中のAは対象にした積乱雲域である。Fig. 8 は同様な調査を Case No. 9 について実施したものである。最小等価黒体温度の広い範囲に降雨観測点が分布しているが，同じ最小等価黒体温度のクラスでは最大アルベードの大きいほうに降雨観測点が

分布しているように見える。このような例から可視，赤外の画像データを併用することによって，降雨確率の精度の向上が期待できそうである。

以上，画像データから降雨量を推定する方法を開発するために予備的な調査を実施し，その結果について述べた。調査結果はこのような方法の開発にいくつかの問題点があることを示した。とくに，降雨確率を精度よく算出できるような雲域の抽出方法の検討が先決であり，その後降雨量との相関を改善する方法を調査すべきであろう。

謝 辞

この調査は「気象衛星センター施設等の便宜供与」による、気象研究所との共同研究「気象衛星データと地上降水量との対応の調査研究」の一環として実施されたものである。実施にあたり、気象衛星センター、システム管理課、データ処理課の方々の協力を得た。特に、自動作画機のベシック・ソフトについては管制課 菊池哲也氏の開発したものを使用させて頂いた。

References

- Barrett, E. C. (1970): The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 322-327.
- Barrett, E. C. (1973): Forecasting daily rainfall from satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, 101, 215-222.
- Cheng, N. and D. R. Rodenhuis (1977): An intercomparison of satellite images and radar rain fall rates. Final Report on NOAA Contract 04-4-158-48, University of Maryland, 1977, 60pp.
- Follansbee, W. A. (1973): Estimation of average daily rainfall from satellite cloud photographs. NOAA Tech. Memo. NESS 44, National Environmental Satellite Service, NOAA, Washington, D. C., 39pp.
- Follansbee, W. A. (1976): Estimation of daily precipitation over China and the USSR using satellite imagery. NOAA Tech. Memo. NESS 81, National Environmental Satellite Service, NOAA, Washington, D. C., 26pp.
- Follansbee, W. A. and V. J. Oliver (1975): A comparison of infrared imagery and video pictures in the estimation of daily rainfall from satellite data. NOAA Tech. Memo. NESS 62, National Environmental Satellite Service, NOAA, Washington, D. C., 14pp.
- Griffith, C. G. and W. L. Woodly (1973): On the variation with height of the top brightness of precipitating convective clouds. *J. of App. Met.*, 12, 1086-1089.
- Griffith, C. G., W. L. Woodly, P. G. Grube, D. W. Martin, J. Stout, D. N. Sikdar (1978): Rain estimation from geosynchronous satellite imagery. Visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1153-1171.
- Gruber, A. (1973): An examination of tropical cloud clusters using simultaneously observed brightness and high resolution infrared data from satellite. NOAA Tech. Memo. NESS 50, National Environmental Satellite Service, NOAA, Washington, D. C., 22pp.
- Lethbridge, M. (1967): Precipitation probability and satellite radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 487-490.
- Martin, D. W. and V. E. Suomi (1972): A satellite study of cloud clusters over the tropical North Atlantic Ocean. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 53, 135-156.
- Martin, D. W. and W. D. Scherer (1973): Review of satellite rainfall estimation methods. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 54, 661-674.
- Oliver, V. J. and R. A. Scofield (1976): Estimation of rainfall from satellite imagery. Reprinted from Preprint Volume, Six Conference on Weather Forecasting and Analysis, May 10-14, 1976, Albany, New York, Published by American Meteorological Society, 242-245.
- Reynolds, D. and T. H. Vonder Haar (1973): A comparison of radar determined cloud height and reflected solar radiance measured from the geosynchronous satellite ATS-3. *J. of App. Met.*, 12, 1082-1095.
- Scofield, R. A., and V. J. Oliver (1977a): A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. NOAA Tech. Memo. NESS 86, National Environmental Satellite Service, NOAA, Washington, D. C., 47pp.
- Scofield, R. A. and V. J. Oliver (1977b): Using satellite imagery to estimate rainfall from two types convective systems. 11th Technical Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology of the American Meteorological Society, Dec., 13-16, 1977, Miami Beach, Florida, 204-211.
- Scofield, R. A. and V. J. Oliver (1980): Some improvements to the Scofield/Oliver Technique. Reprint from Preprint Volume, Second Conference on Flash Floods, Mar. 18-20, 1980, Atlanta, Ga., Published by the American Meteorological Society, 115-122.
- Sikdar, D. N. (1972): ATS-3 observed cloud brightness field related to meso-to subsynoptic-scale rainfall pattern. *Tellus*, 24, 400-413.
- Stout, J., D. W. Martin, D. N. Sikdar (1978): Rainfall estimation from geostationary satellite images over

the GATE area. Final Report on NOAA grant
04-5-158-47, 1978.

Woody, W. I., Sancho, B. and A. H. Miller (1972):
Rainfall estimation from satellite cloud photograph
NOAA Tech. Memo. ERL OD-11, 43pp.

清水正義 (1977) : 気象衛星の雲写真濃度と降水との関係—FAX 画像に入れられるコメントの意味について—
一. 測候時報, 第44巻, 第2号, 43—53.

高橋大知 (1981) : アースエッジ検出法による VISSR
画像の位置合わせについて (気象衛星センター技術報告へ投稿予定)