

GMS 赤外画像データによる降水推定法について

謝 平平・光田 寧

RAINFALL ESTIMATION FROM GMS INFRARED IMAGERY DATA

By *Pingping XIE* and *Yasushi MITSUTA*

Synopsis

A new method is proposed for estimation of rainfall in mid-latitude area from GMS infrared imagery data. This method is developed by using the satellite and gage data in 5 areas of about 10^4 km^2 with similar meteorological conditions in Japan, taking account of the different features of rainfall from various types of clouds. In this method, cloud is classified by IR-parameters into six types, S(Clear Sky), F(Fine), A(cumulus), B(Cumulonimbus), C(Middle Clouds) and D(High Clouds), by using the discriminate analysis technique. The cloud types, S, F and D are assumed to be no-rain cases. In the case of A, B and C, the rainfall is assumed to be proportional to the cold cloud fractional coverage (FC), for which the proportional constant is determined by the regression equation between FC and 3-hr rainfall, where the threshold value to define FC are determined to give the highest correlation between them. This method gives a good rainfall estimation for 24-hr rainfall with the correlation coefficient of 0.65 and relative root mean square error of 0.94. An application of this method to Hokkaido area also gives a good estimation of 24-hr rainfall if an adjustment factor is introduced, suggesting a possible application of this method to areas with different meteorological conditions.

1. は じ め に

降水の空間分布及び時間変化を調査することは全球スケールにおける水循環或いはエネルギー平衡機構の解明に不可欠であるが (Browning¹⁾), 地上レーダーと雨量計で構成する現在の測定網では海洋上や陸上での辺鄙な場所での降水状況を時間・空間分解能よく把握することは難しい。

全球スケールにおける降水状況を観測し推定する手段として, 気象衛星による観測があり特に静止気象衛星の赤外及び可視画像データを用いて降水を推定する手法が多く研究されてきた (Martin and Scherer²⁾, Barrett and Martin³⁾, Tsuchiya⁴⁾, Arkin and Ardanuy⁵⁾)。これらの方法は極軌道衛星 (Nimbus) のマイクロ波観測データを用いる直接的な降水推定法 (Rao and Theon⁶⁾) と違い, 降水量と衛星観測データの間の経験的關係によって間接的に降水を推定する。

今まで開発された降水推定法の中で “Life Cycle Method” と “Cloud Coverage Method” が最も典型的でよりよい結果を得られていると思われる。Griffith and Woodley らのグループによって提唱し開発された “Life Cycle Method” (Griffith et al.⁷⁾, Woodley et al.⁸⁾, Augustine et al.⁹⁾, Griffith¹⁰⁾) は次の三つの仮定に基づいて衛星の赤外及び可視データから個々の雲による体積降水量を見積もる。つまり, 1) 降水は衛星からみた冷たい雲より降り, 2) 降水量は冷たい雲の面積と正比例し, 3) 降水強度は雲の発達段階と関連する。降水量はある温度閾値より冷たい部分の面積と連続した数枚の

画像より得られる雲の発達段階に関連するパラメータから求める。このようなパラメータを計算するために個々の雲を Lifecycle を通じて追跡しなければならないので比較的複雑な手続きが必要とするほか最後にならないと推定ができないという欠点もある。しかし、このような雲の発達段階に関連するパラメータを取り入れた方法に対して、手続きが複雑になるが効果がないという批判もある。Negri et al.¹¹⁾ は Griffith らが方法を開発した時に使ったのと同じデータを用いて彼らの方法を検証したが、その結果降水量が冷たい雲の面積とは高い相関関係にあるが雲の発達段階に関連するパラメータとはあまり関係ないことが分かった。彼らはさらに適当に定義された冷たい雲の面積だけを用いて降水量の推定ができると結論した。

一方、Arkin らのグループは時間・空間スケールにおける平均操作によって雲の Lifecycle 効果を除去できるとして、冷たい雲の面積の割合と降水量との線形関係式を用いて気候学的スケール ($\geq 10^4 \text{ km}^2$, $\geq 5 \text{ days}$) における平均降水量を推定する “Cloud Coverage Method” (Arkin¹²⁾, Richards and Arkin¹³⁾, Arkin and Meisner¹⁴⁾, Meisner and Arkin¹⁵⁾, Arkin et al.¹⁶⁾) を開発した。GATE 期間中の衛星赤外及びレーダー観測データを用いて解析を行なった結果、235 K を冷たい雲を定義する閾値に用いた場合、赤外による6時間推定値とレーダーによる実測値との相関係数が0.8以上にも達し、かなりよい結果となっている。

しかし、以上に述べた衛星データによる降水量推定法のほとんどは対流性雲による降水が主である熱帯地域を対象に開発したものである。日本のような中緯度地域では対流性雲のほかに層状性雲も降水をもたらすことがあり、また、雲頂が高くて降水が伴わない絹雲もしばしば出現するため、降水の推定は熱帯地域より難しい。Lovejoy and Austine¹⁷⁾, Tsonis and Isaac¹⁸⁾ は可視と赤外データを併用し中緯度地域について降水があるか否かの判別を行なった。また、Wylie¹⁹⁾, Griffith et al.²⁰⁾ 及び Arkin and Meisner¹⁴⁾ は熱帯地域について開発した推定法を直接中緯度地域に適用した結果、対流性雲については比較的よい推定結果を得られたものの、層状性雲や絹雲についてはあまりよい結果となっていない。中緯度地域の全降水量を正確に推定するためには、雲形を考えなければならない。

謝・光田²¹⁾ は GMS の赤外と可視画像データを併用し、降水の伴わない絹雲を検出し、非絹雲の場合について地域内冷たい/明るい雲の割合と実測降水量との線形回帰式を用いて時間降水量を推定し、 $r = 0.76$ という比較的高い相関係数を得た。しかし、この方法では可視データをも使っているので昼間の降水量しか推定できないという決定的な欠点がある。中緯度地域の降水量を昼間・夜間共に精度よく推定するため、謝・光田²²⁾、謝・光田²³⁾ 及び Xie²⁴⁾ は衛星の赤外データだけから雲形を判別する可能性を調査し、判別解析法を用いて降水状況と関連する六種類の雲形を判別する方法を開発した。

この論文では、このように得られた雲形情報と地域内の赤外ヒストグラムを用いて中緯度地域における降水量の推定法を開発し、応用した結果を報告する。2章では調査に使用した衛星と地上降水データを説明し、3章では衛星赤外データから雲形情報を割り出す手法を概述し、4章では赤外データによる降水推定法を開発し、また5章では開発した方法を北海道地域に適用した結果を報告する。

2. 使用データ

Xie²⁴⁾ が雲形判別法の開発に際して使ったのと同じ衛星赤外データ及び同時の地上降水観測データを使って降水量推定法を調査することにした。地形による影響を避けるため日本の平野部に位置する北海道、関東、近畿、瀬戸内海、山陰及び北九州合わせて六つの面積約 10^4 km^2 の地域 (Xie²⁴⁾ Fig. 1 参照) を調査地域とした。比較的大きい地域を選んだがこれは Richards and Arkin¹³⁾ 及び Negri and Adler²⁵⁾²⁶⁾ らが衛星の赤外データを用いて行なった降水推定精度と推定面積との関連についての調査結果に基づいて決めたものである。彼らは赤外データだけを用いた場合、推定面積が経緯度 1° 四方より大きい場合のみ、

よい結果が期待できると結論した。

1980 年から 1983 年まで暖候期 18 日分のデータを用いて調査した。これらの日の降水は主に台風や前線及び温帯低気圧によるもので、AMeDAS による平均時間降水量が 6 地域についてそれぞれ北海道 0.4, 関東 1.3, 近畿 2.7, 瀬戸内海 1.4, 山陰 1.7 及び北九州 2.0 mm で、北海道地域での降水が他の地域と比べて著しく少ない。GMS がその時 3 時間に一回観測を行っていたが、期間中に合わせて 105 回分の VISSR 画像データを手に入れ、今回の研究に使った。

熱帯地域の面積降水量を推定するに際して、Arkin¹²⁾ が地域内ある温度閾値より冷たい部分面積の割合 FC(Fractional Coverage) をパラメータに使った。また、Adler and Mack²⁷⁾, Adler and Negri²⁸⁾ 及び Goldenberg et al.²⁹⁾等は最低温度や温度の標準偏差等も使ったが、FC のみ使った場合と比べてあまり改善されていなかった。

謝・光田²¹⁾が GMS 可視・赤外を併用し絹雲を検出し、非絹雲ケースについて面積降水量と FC との線形関係を適用すれば、中緯度地域についても熱帯と同じように衛星から昼間の降水量を推定できることを明らかにした。この論文では赤外データのみによる降水推定を目標とし、 T_{BB} 頻度分布と判別解析法によって分類された雲形を衛星データとして使用した。

このため、まず前述した 6 地域の赤外データを GMS・VISSR 全球データから切り出し、200～280 K 範囲内で 1 K 刻みで T_{BB} 頻度分布を作成した。ピクセルの総数が地域によって違うが、6 地域平均で 550 個くらいである。また各地域について割り出した赤外データから雲形を判別するための雲特徴パラメータを計算し、3 章に述べた手順に従って、中緯度の降水状況と関連する 6 雲形を判別した。

降水量の Ground Truth には AMeDAS(Automated Meteorological Data Acquisition System) が観測した時間雨量を使用した。AMeDAS は日本全土に約 1300 の雨量計を有し、雨量計密度は約 27 km²/個である。調査地域における雨量計の配置に不均一性は多少あるが、10⁴ km²の面積内に平均約 25 個もの雨量計が配置されているので、ここでは地域内各 AMeDAS 雨量計による時間雨量の単純算術平均を地域における時間雨量の Ground Truth とした。また、地上降水データを 3 時間間隔で観測された GMS 赤外データと比較するため、HH, HH+1, HH+2 時における時間雨量の合計を HH 時に行なった GMS 赤外観測データに対応する 3 時間雨量とした。

上述した衛星及び地上観測データを用いて、各雲形について冷たい雲の割合 FC と降水量との関係を調べ、中緯度地域の降水量の推定法を開発し、さらに推定法を北海道地域に適用した。

3. 雲量雲形推定法

ここで述べる GMS 赤外画像による雲量雲形推定法は TTM(Two Threshold Method) による雲量推定と判別解析法(Discriminate Analysis Technique) による雲形判別との二つのステップからなっている。これらの方法は謝・光田²²⁾, 謝・光田²³⁾及び Xie²⁴⁾に詳述されているが、ここでは中緯度地域における降水推定に関連して次のように要約する。

まず、雲形判別の第一歩として赤外データより雲量を推定する。推定地域に対して赤外画像データを抽出し T_{BB} 頻度分布を作成する。頻度分布において最も暖かいところにピークがあればそれは地面によるものと仮定し、このピークに対応する T_{BB} を T_G とする。赤外データと地上雲観測による結果とを比較した結果、快晴ピクセルと部分雲ピクセル、部分雲ピクセルと全部雲ピクセルを区別する閾値温度 T_1 と T_2 をそれぞれ式(1) と (2) のように決め、地域内の全雲量 CA を式(3)(4) のように計算することに決めた。

$$T_1 = T_G - 2.0K \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$T_2 = T_1 - 1.0K \quad \dots\dots\dots (2)$$

Table 1. Cloud type definition

SIGN	CLOUD TYPE	DEFINITION
S	Clear Sky	$CA^* < 0.3$
F	Fine	$0.3 \leq CA < 0.7$
A	Cumulus	$CA \geq 0.7$; Significant Cumulus
B	Cumulonimbus	$CA \geq 0.7$; Significant Cumulonimbus
C	Middle Clouds	$CA \geq 0.7$; Significant Middle Clouds
D	High Clouds	$CA \geq 0.7$; Significant High Clouds

* : Total cloud amount estimated from GMS infrared data by TTM

Table 2. Selected infrared cloud parameters

NO.	Parameter Definition
P ₁	Coefficient of Variation (S. D./Mean)
P ₂	Difference between T _{BB} at 90% and 10% points in a cumulative histogram
P ₃	Difference between T _{BB} at 50% and 0% points in a cumulative histogram
P ₄	90% value in a Roberts Gradient histogram

$$CA = \frac{1}{N} \sum f_i \dots\dots\dots (3)$$

$$f_i = \begin{cases} 1 & T_i \leq T_2 \\ \frac{T_1 - T_i}{T_1 - T_2} & T_2 < T_i \leq T_1 \\ 0 & T_1 < T_i \end{cases} \dots\dots\dots (4)$$

但し、ここで T_i はピクセルでの T_{BB} で、 N は地域内ピクセルの数である。

このように計算した雲量 CA が 0.3 と 0.7 より小さい場合の雲形をそれぞれ S(快晴) と F(晴れ) とし、雲量 CA が 0.7 に等しいかそれより大きい例については曇りとしさらに降水推定への応用を考慮して判別解析法を用いて Table 1 に示すように雲形を A(積雲)、B(積乱雲)、C(中層雲) 及び D(上層雲) のいずれかに判別する。判別解析法では雲形を特徴づけるパラメータの観測値が各雲形について正規分布していると仮定し、実際あるパラメータの観測値を得て、それから雲形を判別したい場合は、各雲形についてこの観測値が各雲形による確率を計算し、確率の一番高いものをその時の雲形と判別する。

前進選択法で 4 雲形の判別により有効なパラメータを選んだ結果 Table 2 に示している 4 つのパラメータの組合せが最適として選ばれた。さらにパラメータの分散・共分散行列がどの雲形についても等しいと仮定すると、パラメータの観測値 $P = (P_1, P_2, P_3, P_4)^T$ の各雲形による確率の比較は P の簡単な線形関数値 MD を比較することによって行なうことができる。

$$MD = A \cdot P + C \dots\dots\dots (5)$$

ここで $MD(1)$, $MD(2)$, $MD(3)$, と $MD(4)$ はそれぞれ雲形 A, B, D と D に対応する線形関数値で、また A と C は線形係数と定数行列で、2 章に示した 18 日分のデータを用いて計算した結果次ぎのような値となる。

$$A = \begin{pmatrix} 2.68 \cdot 10^2 & -3.41 \cdot 10^{-1} & 1.14 \cdot 10^{-1} & 3.96 \cdot 10^{-1} \\ 1.23 \cdot 10^3 & -1.71 \cdot 10^0 & 2.43 \cdot 10^{-1} & 4.57 \cdot 10^0 \\ 2.86 \cdot 10^2 & -3.66 \cdot 10^{-1} & 1.42 \cdot 10^{-1} & 3.90 \cdot 10^0 \\ 1.60 \cdot 10^2 & -1.67 \cdot 10^{-1} & 2.90 \cdot 10^{-1} & 1.07 \cdot 10^0 \end{pmatrix} \dots\dots\dots (6)$$

$$C = \begin{pmatrix} -2.18 \\ -8.56 \\ -2.54 \\ -12.40 \end{pmatrix} \dots\dots\dots (7)$$

従って、雲形特徴パラメータ P_1 , P_2 , P_3 及び P_4 から各雲形について MD を計算し、MD の一番大きい雲形をその時の雲形と判別することになる。

4. 降 水 推 定 法

経験的降水推定法を開発するに際して、気象情況の似ている地域を調査地域に選ぶことが重要である。このため、地上降水量とさまざまな閾値温度で定義された冷たい雲の面積との比率を全部 6 地域について調べたが、北海道地域の比率が他の 5 地域と比べ一段と低いことが分かり、北海道地域を除く 5 地域の衛星赤外及び同時の AMeDAS による地域降水データを使ってまず降水量推定法を開発することにした。

赤外による推定値と地上降水量との対応の評価には相関係数と相対 RMS 誤差 (RRE, Table 4 の説明を参照) を使った。この二つのパラメータはそれぞれ両者の相対的変化するパターンの相似性と値の差の評価に用いる。

新しい方法の開発に先立って、Arkin¹²⁾ のような簡単な方法で雲形を無視する場合どれくらいの精度で中緯度地域の降水を推定できるかを確かめるため、冷たい雲の割合 FC と降水量との相関係数を 1, 3, 6, 12 および 24 時間累計積値について計算した。Fig. 1 に色々な閾値温度及び時間スケールで計算した相関係数を示しているが、一般的に時間スケールが長くなると相関が高くなり、また各時間スケールにおいて

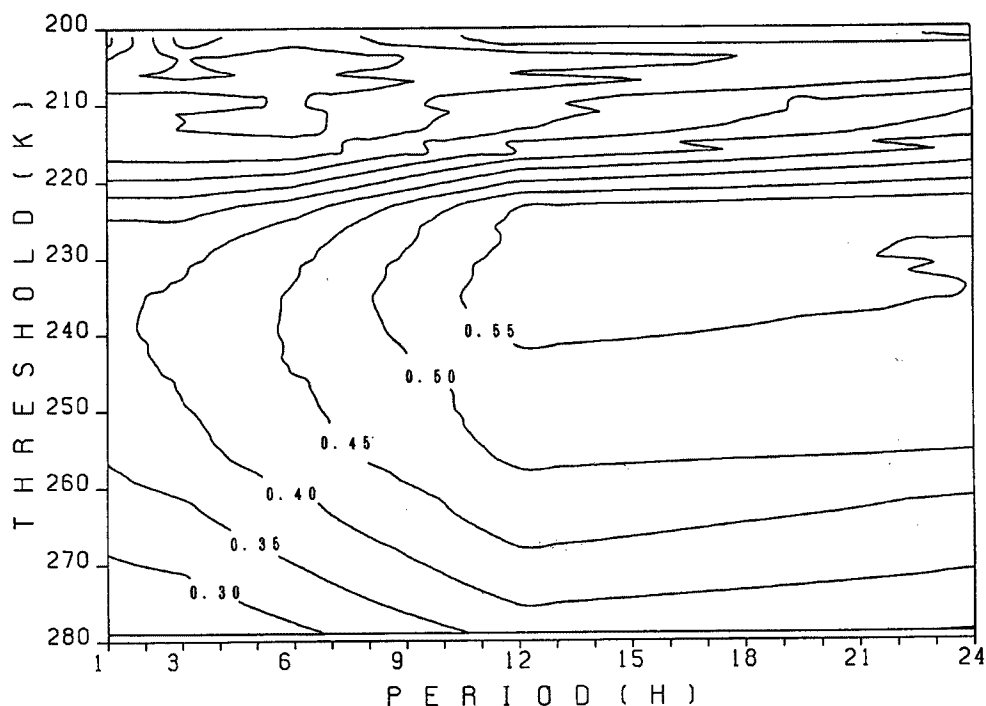


Fig. 1. The correlation coefficients between gage observed rainfall and IR cold cloud fractional coverage (FC) on various temperatures over time scale from 1 to 24 hr.

は相関の最大が温度閾値 230 ~ 240 K のところに現われ、3 時間と 12 時間の場合 240 K で相関係数がそれぞれ 0.42 と 0.56 となっている。相関が最大となる温度閾値は熱帯の場合 (Arkin¹²⁾ 及び Richards and Arkin¹³⁾ では 235 K) とほぼ同じであるが、相関係数の値は比較的に低い。これは中緯度地域で雲形を無視して FC と降水量との線形回帰関係から直接降水を推定するのは困難であることを意味している。

中緯度地域において降水量と FC との相関が低くなる主な原因が雨の降らない絹雲や降水機構の違う対流性雲や層状性雲を一緒に扱っているからであると考えられる。従って、衛星赤外データによる中緯度地域の降水推定精度を高めるため、2 章に述べた方法で判別された雲形情報を導入することにした。降水推定法の開発に先立って、まず各雲形について降水量と雲量との関係を調べたが、その結果雲形 S, F 及び D の場合はほとんどが雨なし ($R < 1.0$ mm) で、また雲形 A, B 及び C の場合は降水量と冷たい雲の割合 FC の間に明らかな線形関係は見られないものの、平均的な意味で、FC が大きければ降水量も大きい傾向が見られる。

以上の結果に基づいて、雲形を考慮して中緯度地域の降水量を次のように推定することにした。

- 1) 雲形が S(快晴), F(晴れ), 及び D(上層雲) の場合を雨なし, 他の場合を雨ありと判定する。
- 2) 雲形が A(積雲), B(積乱雲) 及び C(中層雲), つまり雨ありの場合については各雲形毎に決めた最適閾値温度で定義した FC と 3 時間降水量との線形回帰方程式を使って、FC から 3 時間降水量を計算する。但し、ここで最適閾値温度は調査データを用いて、温度閾値を 200 ~ 280 K の範囲内で 1 K 刻みで変え FC を求め、各雲形の例について FC と 3 時間降水量との相関を計算し、相関の一番高い閾値を選んだものである。

Table 3 にこのように求めた雨あり 3 雲形についての最適閾値温度と FC・3 時間降水量回帰方程式を示しているが、雲形 A, B, C の最適閾値温度がそれぞれ 245 K, 235 K 及び 255 K となっている。雲形 B (積乱雲) が最も冷たい閾値と最も大きい比例定数 (8.46) を持っていて、雲形 C が最も暖かい閾値と最も小さい比例定数 (3.71) を持っている。

Table 3. Optimal thresholds and regression equations

TYPE	THRESHOLD	REGRESSION EQUATION
A	245 K	$E_3 = 7.58 \cdot FC$
B	235 K	$E_3 = 8.46 \cdot FC$
C	255 K	$E_3 = 3.71 \cdot FC$

E_3 : 3 hr rainfall estimation

上述した方法で各時間スケールの降水量をどれくらいの精度で推定できたかを評価するため、先に述べたように 3 時間について推定した降水量と同時の地上実測値を 6, 12 及び 24 時間に渡って累積比較した。**Table 4** に両者間の相関係数と RRE を 5 地域別に示している。5 つの地域について求めた結果に明らかな差異が見られず、累積 12 時間までは時間スケールが長くなるほど両者の対応がよくなる傾向がある。24 時間の場合、赤外データによる推定値と実測値との相関係数が 0.65 で、RRE が 0.97 となっている。これらの値は雲形を考慮した今の方法による結果が雲形を考慮しない場合 (24 時間の場合、 $r = 0.56$) より改善されたことを示している。

Fig. 2 a-d にそれぞれ山陰地域についてプロットした 3, 6, 12 及び 24 時間累積降水推定値と実測値との時系列を示している。赤外データによる推定値は豪雨による実測値のピークを推定できなかったものの、全体的に両者の示した変化パターンの対応が比較的によい。また **Fig. 3** には全 5 地域について求めた 24 時間推定値と実測値との散布図を示しているが、ほとんどの点が対角線の近くに集中しているが、左上部に豪雨による過小評価の点がある。これはここで述べた方法で豪雨を除く例について比較的良好な精度で 24 時間降水量を推定できることを示したものである。

線形以外の関係式の採用や、雲頂温度や時間変化等他の赤外パラメータの追加によって、推定が改善できるかについても調べてみたが、ここに示した方法による結果と比べて、明らかな改良が見られなかった。

Table 4. The comparison between the IR estimation and gage observation*)

PERIOD	KANTO	KINKI	SETONAI	SANIN	KYUSHU	5 AREAS
3 HR	0.46	0.59	0.47	0.32	0.41	0.43
	2.35	1.78	2.22	2.51	2.62	2.29
6 HR	0.54	0.65	0.53	0.39	0.59	0.52
	2.10	1.55	1.92	2.14	2.07	1.95
12 HR	0.69	0.78	0.65	0.66	0.83	0.68
	1.55	1.31	1.30	1.25	1.22	1.36
24 HR	0.52	0.82	0.69	0.79	0.82	0.65
	1.49	0.85	0.94	0.77	0.85	0.97

*) The statistics on the upper and bottom are correlation coefficients and RRE (Relative Root Mean Square Error) between the IR estimated and gage observed rainfall, respectively. RRE is defined as follows:

$$\text{RRE} = \frac{[\sum (R_i - E_i)^2 / N]^{1/2}}{\sum R_i / N}$$

where R_i , E_i are the gage observation and IR estimation respectively, N is the data number.

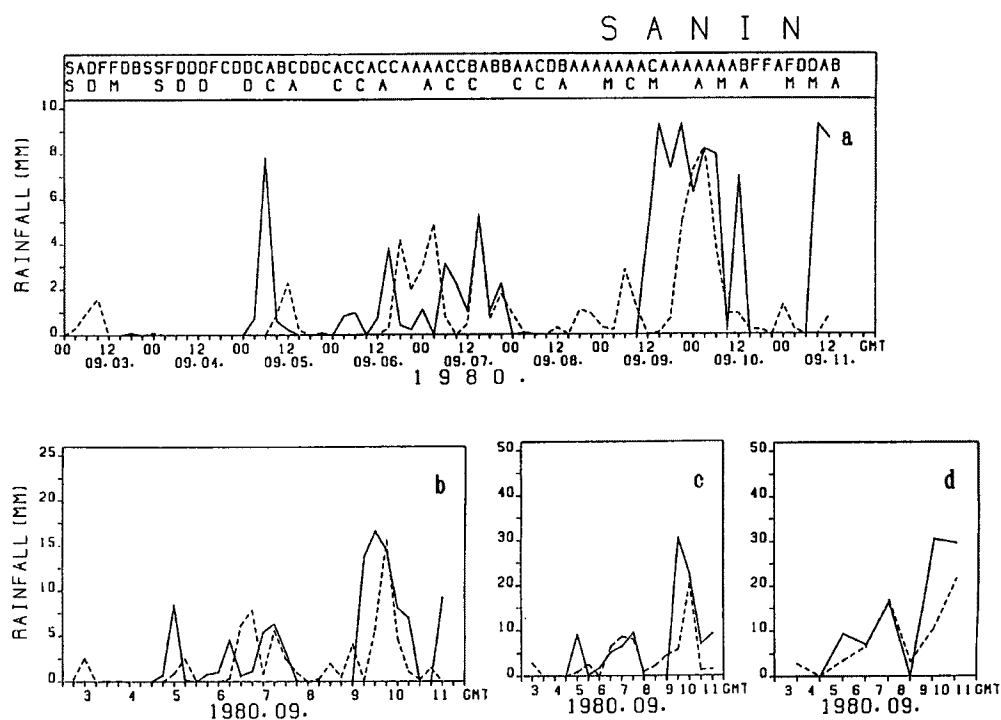


Fig. 2. Time series of the gage observed rainfall (dashed line) and IR estimation (thin line), with intervals of a) 3hr, b) 6hr, c) 12hr and d) 24hr respectively, for Sanin area for the period from 3 to 11 Sept. 1980. The cloud types derived from ground observation and IR data as described in Xie²⁰⁾ are also listed in the lower and upper lines above a). Signs of S, F, A, B, C and D denote Clear Sky, Fine, Type A, B, C and D, respectively. Sign M includes Mixed A, B, C and D.

5. 北海道地域への適用

ある地域について経験的に開発した降水推定法を他の地域に適用しようとする場合、地域間の気象条件の差を考慮し、方法を修正する必要がある。中緯度地域の降水は大規模の流れ場、大気的不安定性等たくさんの要素と関連し、それらを取り入れて積雲モデルを用いて修正する試みもなされていたが、ゾンデ観測の結果を必要とするので手順が複雑な上、ゾンデ観測の少ない海洋上や辺鄙な場所への適用にはあまり向いてない。そこで、今回は雨量計による地上実測降水量を使ったより簡単な修正方法を用いて北海道地域の降水を推定することにした。

Fig. 4 に先程5地域のデータで開発した方法を直接北海道地域に適用し赤外データより得た降水推定値と同時のAMeDAS雨量計による地上雨量時系列を示し、またTable 5に推定値と実測値との比較結果を示しているが、図及び

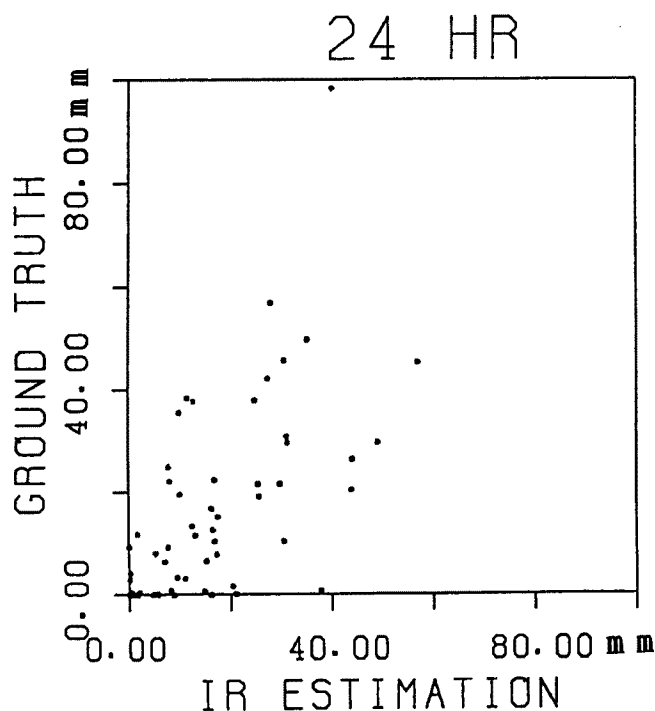


Fig. 3. Scatter plot of the gage observed rainfall and IR estimation for 24hr for the all 5 areas.

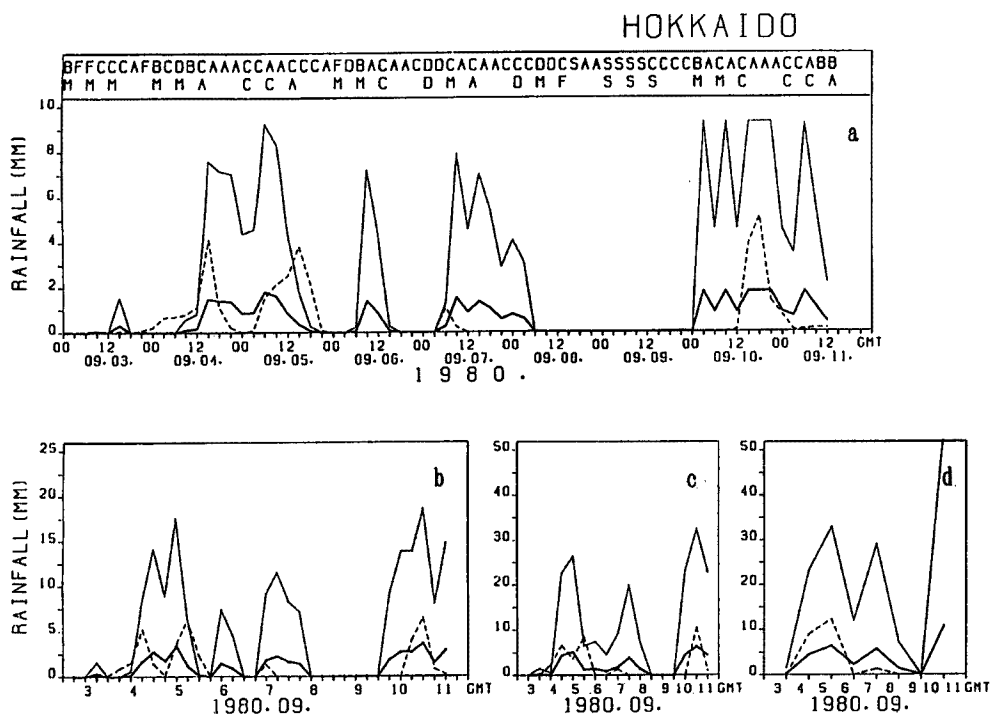


Fig. 4. As in Fig. 3, except for the gage observed rainfall (dashed line), unadjusted (thin line) and adjusted (thick line) IR estimation for Hokkaido area.

Table 5. The comparison between the IR estimation and gage observation for Hokkaido area

PERIOD	UNADJUSTED	ADJUSTED
3 HR	0.46	2.29
	8.48	
6 HR	0.52	1.86
	7.41	
12 HR	0.57	1.59
	7.21	
24 HR	0.78	0.94
	5.07	

表から分かるように、赤外データによる直接推定値が地上実測値と比べかなり過大評価（24 時間の場合 RRE= 5.07）となっているが、実測値と直接推定値との相関係数は高く（24 時間の場合 $r=0.78$ ）となっている。これらの結果は直接推定値になんらかの線形修正係数 F ($F < 1$) を掛けると推定結果を大部改良できることを示唆している。

そこで、修正係数 F を北海道地域における実測降水量の時間平均と他の 5 地域における実測降水量の時間平均との比

と定義し、次式のように計算した。

$$F = \frac{R_{HK}}{R_5} \dots\dots\dots (8)$$

但し、ここで R_{HK} と R_5 はそれぞれ北海道地域と他の 5 地域の平均時間雨量である。調査期間 18 日分のデータを用いて計算したところ、 $F=0.19$ という値が得られた。これはつまり、同じ期間中北海道地域が他の地域と比べ、5 分の 1 の雨しか降らなかったことになる。

従って赤外直接推定値にこの F を掛けて修正を行なった。Fig. 4 と Table 5 にそれぞれ修正済推定値の時系列及びそれと実測降水量との比較結果を示しているが、24 時間の場合 RRE が修正前の 5.07 から 0.94 まで下がり、ここで述べた簡単な修正によって推定が大きく改善したことが分かった。

6. 結 論

日本の平野部に位置する気象条件が似ている 5 地域の GMS 赤外画像データと同時の AMeDAS 実測降水量を用いて、衛星赤外データより中緯度 10^4 km^2 地域の降水量を推定する新しい方法を開発した。

中緯度地域における雲形による降水特性の違いを考慮するため、降水の推定に先立って赤外データから計算した 4 つの雲特徴パラメータに基づき、判別解析法を使って雲形を S(快晴)、F(晴れ)、A(積雲)、B(積乱雲)、C(中層雲) 及び D(上層雲) の 6 種類に分類することにした。

雲形を S、F 及び D と判別されたケースについては降水が伴わないと仮定し、降水量をゼロとする。雲形を A、B 及び C と判別されたケースについては雲形によって降水機構が違うので、雲形別に閾値を設け、冷たい雲の割合 (FC) と降水量との線形回帰式を用いて FC から降水量を計算する。このように推定した降水量を同時の AMeDAS 実測降水量と比較したところ、24 時間推定の場合両者の相関係数が 0.65 で相対 RMS 誤差 (RRE) が 0.97 で比較的良好な結果となっている。

以上のように 5 地域のデータを用いて開発した方法を北海道地域の降水量推定に適用したところ、赤外データによる直接推定値が地上実測値と比べてかなりの過大評価 (RRE= 5.02) となっているがそれを北海道地域と他の 5 地域における降水量実測値の比で定義した修正係数 ($F=0.19$) を使って訂正した結果、RRE が 0.94 となった。

ここで述べた降水推定法が比較的限られたデータに基づいて開発したものの、それによって推定された降水量と実測値との対応が比較的良好で、中緯度の気候スケールにおける降水量の推定に有望である。この方法を実用化するために、新しいデータ (降水推定法相互比較計画 AIP/1) を使って検証を行いつつある。検証と必要な修正を終えてから、この方法を用いて日本周辺海上における降水量を赤外データより推

定し、さらに海洋上島で行なった地上雨量から修正係数を計算し、直接推定値を修正し、修正済降水量推定値を用いて、海洋上降水分布の気候学的解析を行なう予定である。

参 考 文 献

- 1) Browning, K. A.: Rain, rainclouds and climate. Q. J. R. Meteorol. Soc., Vol. 116, 1990, pp. 1025 - 1051.
- 2) Martin, D. W., and W. D. Scherer: Review of satellite rainfall estimation methods. Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 54, 1973, pp. 661 - 674.
- 3) Barrett, E. T., and D. W. Martin: The use of satellite data in rainfall monitoring. Academic Press, 1982, pp. 340.
- 4) 土屋喬: 気象衛星データによる降水見積もり法, 天気, 第31巻, 1984, pp. 607 - 623.
- 5) Arkin, P. A., and P. E. Ardanuy: Estimating climatic-scale precipitation from space: a review. J. Climate, Vol. 2, 1989, pp. 1229 - 1238.
- 6) Rao, M. S. V. and Theon, J. S.: New features of global climatology revealed by satellite-derived oceanic rainfall maps. Bull. Amer. meteor. Soc., Vol. 58, 1977, pp. 1285 - 1288.
- 7) Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Grube, D. W. Martin, J. Stout and D. N. Sikdar: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery-visible and infrared studies. Mon. Wea. Rev., Vol. 106, 1978, pp. 1153 - 1171.
- 8) Woodley, W. L., C. G. Griffith, J. S. Griffin and S. C. Stromatt: The inference of GATE convective rainfall from SMS-1 imagery. J. Appl. Meteor., Vol. 19, 1980, pp. 388 - 408.
- 9) Augustine, J. A., C. G. Griffith, W. L. Woodley and J. G. Meitin: Insights into errors of SMS-inferred GATE convective rainfall. J. Appl. Meteor. Vol. 20, 1981, pp. 509 - 520.
- 10) Griffith, C. G.: Comparisons of gage and satellite rain estimates for the central United States during August 1979. J. Geophys. Res., Vol. 92, 1987, pp. 9551 - 9566.
- 11) Negri, A. J., F. A. Robert and P. J. Wetzell: Rainfall estimation from satellites: an examination of the Griffith-Woodley technique. J. Appl. Meteor., Vol. 23, 1984, pp. 102 - 106.
- 12) Arkin, P. A.: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. Mon. Wea. Rev., Vol. 107, 1979, pp. 1382 - 1387.
- 13) Richards, F., and P. A. Arkin: On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. Mon. Wea. Rev., Vol. 109, 1981, pp. 1081 - 1093.
- 14) Arkin, P. A., and B. N. Meisner: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982 - 84. Mon. Wea. Rev., Vol. 115, 1987, pp. 51 - 74.
- 15) Meisner, B. N., and P. A. Arkin: Spatial and annual variations in the diurnal cycle of the large-scale tropical convective cloudiness and precipitation. Mon. Wea. Rev., Vol. 115, 1987, pp. 2009 - 2032.
- 16) Arkin, P. A., A. V. R. K. Rao and R. R. Kelkar: Large-scale precipitation and outgoing longwave radiation from INSAT-1B during the 1986 southwest monsoon season. J. Climate, Vol. 2, 1989, pp. 619 - 628.
- 17) Lovejoy, S. and G. L. Austine: The delineation of rain area from visible and IR

- satellite data for GATE for GATE and midlatitudes, *Atmos-Ocean*, Vol.17, 1979, pp.77-92.
- 18) Tsonis, A.A. and G.A. Isaac: On a new approach for instantaneous rain area delineation in midlatitudes using GOES data, *J. Appl. Meteor.*, Vol.24, 1985, pp.1208-1218.
 - 19) Wylie, D.P.: An application of a geostationary satellite rain estimation technique to an extratropical area. *J. Appl. Meteor.*, Vol.18, 1979, pp.1640-1648.
 - 20) Griffith, C.G., J.A. Augustine and W.L. Woodley: Satellite rain estimation in U.S. high plains. *J. Appl. Meteor.*, Vol.20, 1981, pp.53-66.
 - 21) 謝平平・光田寧：GMS 赤外・可視資料による降雨の推定について，京都大学防災研究所年報，第31号B-1，1988，pp.201-217.
 - 22) 謝平平・光田寧：GMS 赤外データを用いた雲の解析について，京都大学防災研究所年報，第32号B-1，1989，pp.349-359.
 - 23) 謝平平・光田寧：GMS 赤外データによる夜間雲量及び雲形の推定について，京都大学防災研究所年報，第33号B-1，1990，pp.275-284.
 - 24) Xie, P.: Nephanalysis of the GMS imagery data. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol.40, 1990, pp.57-77.
 - 25) Negri, A.J., and R.F. Adler: Infrared and visible satellite rain estimation. part I: a grid cell approach. *J. Appl. Meteor.*, Vol.26, 1987, pp.1553-1564.
 - 26) Negri, A.J., and R.F. Adler: Infrared and visible satellite rain estimation. part II: a cloud definition approach. *J. Appl. Meteor.*, Vol.26, 1987, pp.1565-1576.
 - 27) Adler, R.F. and R.A. Mack: Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite estimation techniques. *J. Appl. Meteor.*, Vol.23, 1984, pp.280-296.
 - 28) Adler, R.F. and A.J. Negri: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.* Vol.27, 1988, pp.30-51.
 - 29) Goldenberg, S.B., R.A. Houze Jr., and D.D. Churchill: Convective and stratiform components of a winter monsoon cloud cluster determined from geosynchronous infrared satellite data. *J. Meteor. Soc. Jap.*, Vol.68, 1990, pp.19-35.