

GMS 赤外・可視資料による降雨の推定について

謝 平 平・光 田 寧

RAINFALL ESTIMATION FROM GMS INFRARED AND VISIBLE IMAGERY DATA

By Pingping XIE and Yasushi MITSUTA

Synopsis

Rainfall estimation in midlatitude by the use of geostationary meteorological satellite (GMS) infrared and visible imagery data was studied. A preliminary study of the relationship between ground observed cloudiness and rainfall reveals that the upper layer cloud like cirrus causes no rain and that rainfall by convective cloud is roughly proportional to the cloud amount. The relation between types of clouds and IR-VIS 2-dimensional frequency distributions shows that upper layer cloud can be identified by the peak with an albedo less than 0.4, and that the ground observed cloud amount is well proportional to the fractional coverage of the satellite data. Based upon these results, a two-step rain estimation method is developed; determination of rain/no-rain by peak position, followed by calculation of the rainfall with regression equation using the fractional coverage.

1. は じ め に

降雨の測定は雨量計あるいは気象レーダーにより行われているが、その観測は僻地や海洋上では空白が多い。気象衛星の実用化によって、衛星からの観測資料で降水量の推定を可能にすることができるのではないかと考えられるようになった。衛星による観測は観測範囲が広く、4個の静止衛星で30分間の時間間隔ではほぼ全球のデータを得ることも可能である。特に従来の方法では測定し難い海上や辺ぴな地域でも、他と同じ分解能で観測できる。

静止衛星画像資料には赤外と可視との二つのチャンネルのデータがある。赤外チャンネルでは地（海）面温度あるいは雲頂温度（高度）に変換できる赤外放射エネルギー、可視チャンネルでは地（海）面状況あるいは雲の厚さ、雲粒子の相、サイズ分布、密度などに関係する反射率（アルベド）が得られる。雲の高さとアルベドからそれぞれ雲の鉛直方向発達程度、雲の含水量の目安、およびそれらの時間変化を求め雲の発達の程度を知り、降雨の有無および降雨量と結びつけるのが赤外・可視データによる降雨推定法の基本的な考えである。¹⁾²⁾³⁾⁴⁾

Griffith et al.⁵⁾, Stout and Martin⁶⁾, Martin and Howland⁷⁾等は降水量が“雲”の面積、輝度の外に、それらの時間変化（Life Cycle）とも関係あるとし、降雨の推定法を開発している。この場合計算は繁雑であるが、推定精度がよくなる。これに対して、Negri et al.⁸⁾はこのようなGriffithらの方法が24時間降雨量を推定するには複雑すぎるとし、雲面積のみにより日雨量を求める方法を提案している。Richards and Arkin⁹⁾は色々時間・空間スケールについて“雲”の割合と降水量との相関係数を計算し、スケールの大きい場合、平均操作によって、雲のLife Cycleの効果を除き、“雲”の割合、即ち、雲量だけで降水量を推定

できることを示した。

しかし、これらの研究の多くは積乱雲の降雨が主である熱帯を対象に行ったもので、日本のような中緯度地域では、降雨をもたらすのは積乱雲の外に層状性雲による場合もあり、また高くても降雨を伴わない巻雲のような場合もあるために、熱帯の場合よりは降雨の推定が難しい。この意味では、中緯度地域について、雲と降水との関係をもう一度調べなおし、雲の特性に応じた推定法を開発する必要がある。

この論文では、中緯度地域（日本）について、地上観測を用いて雲と降水との関係を統計的に調査し、静止気象衛星 GMS の赤外および可視測定 of 2 次元頻度分布などを用いて雲の特徴を検出する方法を調べ、赤外および可視の資料から降雨を推定する可能性を検討した。

2. データおよび解析方法

気象衛星からの観測資料でどの程度まで雲の性質を見積もることができるか、また日本附近で降雨の推定をすることができるかという点について基礎的な調査からやりなおして見ることにした。調査は 1 地点の雨量を推定するというのではなく、 10^4 km^2 ぐらいの範囲での平均雨量を最終的に推定するということを目標に行った。また雪の場合はまた別な考慮が必要かも知れないのでさしあたっては暖候期のみについて調べた。

地形の影響をなるべく避けるために、日本の平野部にある 6 つの地域を調査地域として選んだ。各地域内の気象官署の“地上気象観測日原簿”（以下、日原簿と略称）から、雲量と降雨との関係をまず統計的に調査し、また静止気象衛星 GMS 観測のオリジナル磁気テープ（以下、MT と略称）から、各調査地域に応じるデータを割り出して、衛星から見た雲と同時の地上での雲との相関あるいは降雨の観測結果を比較して、衛星データから雲の特徴の判別より、降雨推定の可能性を調べることにした。

6 つの調査地域は北海道札幌周辺、関東地方、近畿地方、瀬戸内海、山陰地方および北九州 (Fig. 1) である。各地域の広さが違うが平均して南北 80 キロ、東西 110 キロぐらいである。各地域には気象官署 4 - 5 ケ所ずつ存在する。

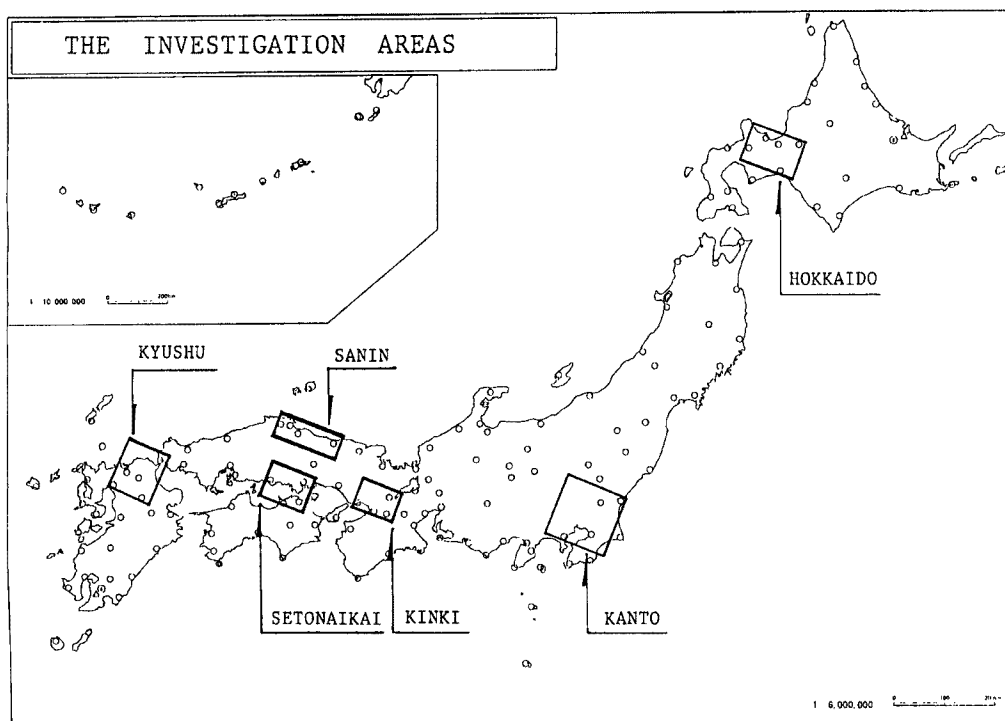


Fig. 1. The investigation areas.

これらの気象官署の暖候季27日分 (Table 1) の日原簿に載っている雲形 (Cloud Form), 雲量 (Cloud Amount) などを雲の情報として, 時間雨量 (降雨の有無を含む) を雨の基礎資料とした。

GMS には可視赤外回転走査放射計 (VISSR) が搭載されており, その観測波長域は赤外 (10.5–12.5 μm) および可視 (0.5–0.75 μm) である。GMS は1986年までは一日8回観測していたが可視チャンネルのデータが利用できるのは昼間の00Z (09 JST), 03Z (12 JST) と06Z (15 JST) の3回だけである。衛星の赤外データは0–255までの256レベル, 可視データは0–63までの64レベルの Digital Count (以下 DC と略称) に量子化され, MT に格納されている。

今度の調査に用いた衛星データは赤外105回と可視39回分である。地上の資料と比較するために, アース・エッジ検出による座標変換法¹⁰⁾を用いて, 各地域の四隅の地理座標を衛星画像座標 (Line, Pixel) に変換し, 各地域に応じる分だけの衛星データを MT から割り出して利用した。

赤外データは, 輝度 DC を Calibration Table (MT の先頭に格納されている) を用いて直接等価黒体温度 T_{bb} に変換し, 可視の場合には可視輝度の DC を太陽の直達日射量を用いて作られた Calibration Table を用いてアルベド a に変換し, さらにこのアルベドが太陽高度によって変化するところから太陽高度角 z に対して式(1)のように補正し, 標準化アルベド A を求めた。

$$A = a / \cos z \cdots \cdots \cdots (1)$$

$$\cos z = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t \cdots \cdots (2)$$

ここで, φ は地球上の緯度, δ は太陽の赤緯, t は太陽の時角である。緯度 φ は調査地域の中心値をとり, 太陽赤緯 δ の値は理科年表より読み取った。

3. 地上観測による雲と降雨の関係

雲の形, 雲量と降雨有無, 降水量との関係が衛星データによる降雨推定法の基礎と出発点である。そこで, 地上観測の資料を用いて, 降雨量と地上から観測した各種の雲の雲量との関係を調べた。

3.1 雲の分類

六つの調査地域にある気象官署の日原簿に記録してある10種の雲形を A, 対流性雲 (積雲, 積乱雲), B, 下層の層状性雲 (層雲, 層積雲), C, 中層の層状性雲 (乱層雲, 高層雲) および D, 上層の雲 (巻雲, 巻層雲, 巻積雲, 高積雲) の4タイプに分けた。

雲量と降水量の関係を調べるに際して, まず地域内各官署の代表面積を求め, 地域内の面積平均全雲量, 各タイプ別の雲量および降水量を計算した。降水量の場合 No Rain (NR) は地域内各官署共全く雨が降らない状態と定義する。また雲量は1–3, 4–5, 6–7, 8–9および10の5段階に分けた。

3.2 降水量の頻度分布

6つの地域について, 時間雨量データを用いて, 雨量の頻度分布を作ると Fig. 2 のようになる。雨の降

Table 1. The list of the used data.

No.	Date	IR DATA	VS DATA
1	80. 9. 3.	8	3
2	4.	8	3
3	5.	8	3
4	6.	8	3
5	7.	8	3
6	8.	8	3
7	9.	8	3
8	10.	8	3
9	11.	5	3
10	82. 7. 23.	1	-
11	8. 1.	4	1
12	2.	6	1
13	3.	2	2
14	10. 1.	-	-
15	2.	-	-
16	3.	-	-
17	4.	-	-
18	5.	-	-
19	6.	-	-
20	7.	-	-
21	8.	-	-
22	9.	-	-
23	83. 7. 22.	5	-
24	23.	2	2
25	8. 7.	7	2
26	8.	8	3
27	9.	1	1
SUM	27 DAYS	105	39

らない NR の頻度は55% ぐらいで、 1.0 mm hr^{-1} 以上の雨の頻度は10% ぐらいで、 $R \geq 5.0 \text{ mm hr}^{-1}$ の頻度はずっと少ない。北海道では NR の頻度がより高く、関東では NR の頻度がより低い、その他の地域の頻度分布は大体同じような傾向を示している。この間の北海道、関東、近畿、瀬戸内海、山陰および九州6地域の平均日雨量はそれぞれ1.2, 9.2, 12.1, 6.1, 9.2および11.4 mm で、北海道だけが特に雨が少ない。

3.3 雲量と降雨との関係

各地域別に各観測点での雲形にかかわらずの雲量と降雨との関係について調べて見た。各雲量階級別に降雨の

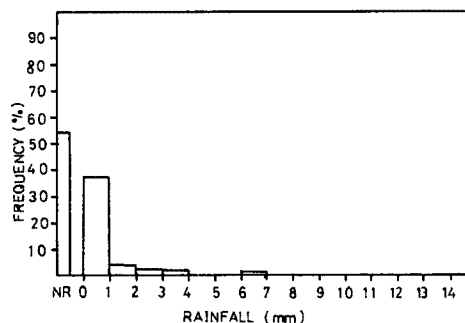


Fig. 2. The area averaged rainfall frequency for the area of SETONAIKAI.

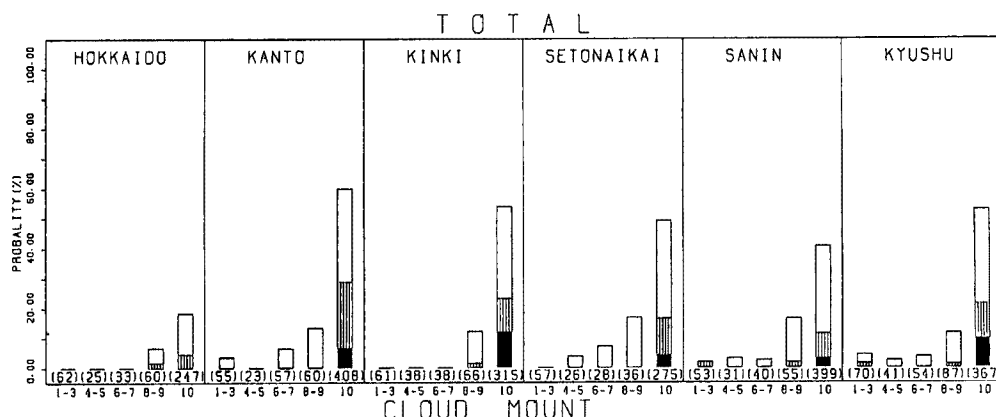


Fig. 3. The relationship between rain probability (0.0 mm or above) and total cloud amount. The shaded part represents rainfall 1.0 mm or above and solid part 5.0 mm up.

有無の確率を求めたものが Fig. 3 である。いずれの地域でも雲量が増加すると共に降雨の確率は増大する。北海道以外の地域では雲量10の場合のほぼ半数で雨が降っており、その半分ぐらい約20%が 1.0 mm hr^{-1} 以上の降雨である。

この結果を用いてある一定値 (Threshold) 以上の雲量で雨が降ると判断した時の成功率, Pr を式(3)のように計算した。

$$Pr = \frac{Nrr + Nnn}{N} \dots \dots \dots (3)$$

但し, Nrr は降雨ありとして実際にも雨のあった場合の数, Nnn は降雨なしとして実際に雨がなかった場合の数, そして N は全体の数である。Threshold によってどのように成功率が変化するかを示したものが Fig. 4 である。これによると、いずれにしても雲量階級5, すなわち雲量10とした時が最大であり、成功率が一番高く、 0.0 mm hr^{-1} 以上の雨では60%である。また 1.0 mm hr^{-1} 以上の雨については、雲量10の時50%ぐらいの成功率となる。すなわち、全国的に見て雲量10

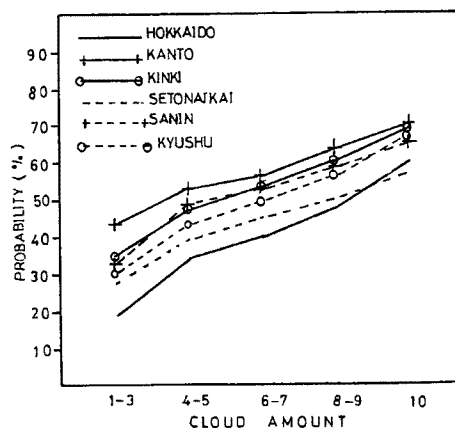


Fig. 4. The probabilities (Pr) to determine rain ($R \geq 0.0 \text{ mm}$) or norain at various cloud amount thresholds.

の時雨だとすると、 0.0 mm hr^{-1} 以上の雨について見れば成功率は60%ぐらいということになる。

3.4 雲の種類を考えに入れた雲と降雨の関係

先に分類した4種類の雲につき、それぞれ単独で存在する場合と他の雲も共存する場合について、全雲量の場合と同じように統計してみた。瀬戸内海についての結果は Fig. 5 のとおりである。全体として対流性雲 (A) のみが存在する場合には雨が多く、北海道を除いて降雨の確率は雲量10の時70%、 1.0 mm hr^{-1} 以上の降雨で約40%に達する。北海道だけでは対流性雲で雨が少なく、むしろ乱層雲と高層雲 (C) で雨が降っている。

この場合についても先の全雲量の時と同じようにして雨と判断する雲量の Threshold と成功率を求める と Table 2 のようになる。表の中でタイプ A, B, C, D はそれぞれ A, B, C, D 類の雲のみが存在する

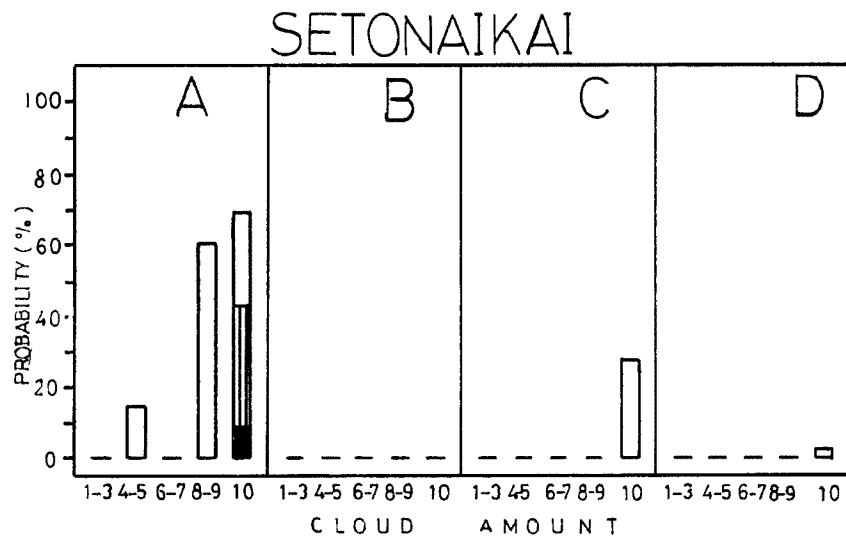


Fig. 5a. The relationship between rain probability and cloud amount when only the cloud of one type exists, for the area of SETONAIKAI.

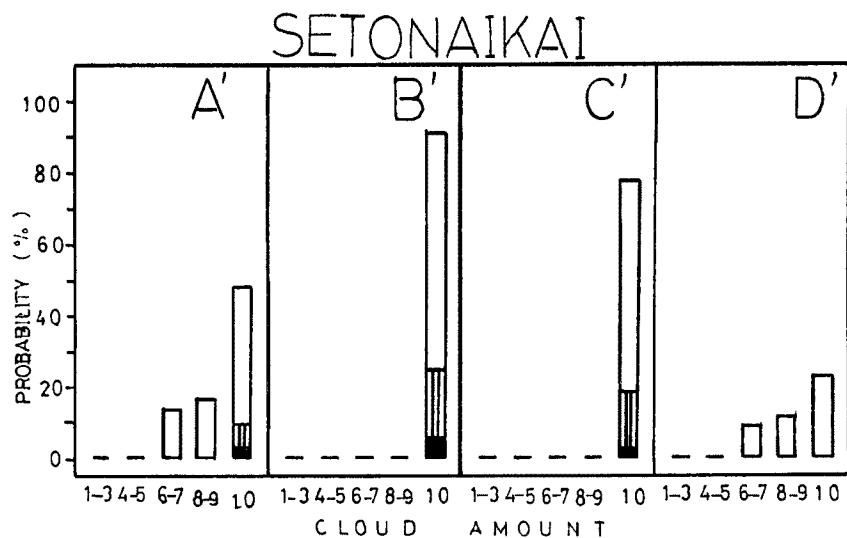


Fig. 5b. As in Fig. 5a but for the case when the cloud of one type exists with other type's.

Table 2. The maximum probabilities (Pr) to determine rain ($R \geq 0.0$ mm) by cloud amount for various types of clouds.

Area Type	HOKKAIDO	KANTO	KINKI	SETONAIKAI	SANIN	KYUSHU
Total	60.2	70.3	70.5	64.7	56.7	68.8
A	74.2	78.1	79.4	78.3*	81.7*	79.8
B	54.3	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—
D	56.2	57.5	68.1	58.2	46.2	64.7
A'	59.3	68.5	67.4	77.5	43.8	64.4
B'	59.7	75.9	69.4	90.2	68.0	61.6
C'	—	80.0	77.9	78.5	49.4	71.0
D'	57.6	59.9	60.6	50.7	45.7	39.9

場合を, またタイプ A', B', C', D' はそれぞれ A, B, C, D 類の雲が他の雲と共存する場合を表す。* を付けた場合を除いて, Threshold は雲量10となり, * は 8 以上である。

この表では資料の少ない発現頻度 5 % 以下の場合には計算を行わなかった。表からも明らかなように, 対流性雲と他の雲では明らかに差が見られる。この成功率が 50 % 以下の場合にはむしろ雲があっても雨は全く降らないと言った方が良くと考えられる場合である。弱い雨まで考えると対流性雲 (A) を選び出すと雲量で雨の判断をかなり有効に行うことができることを示している。これにより, 単に雲量のみを用いるのに比べれば 10 % 以上改善できる。

上層の層状性雲 (D) の場合は雨が降ることが少ないところから逆に雲があっても雨は降らないとすると, その成功率 (すなわち, 100 % — その雲があって雨の降った割合) は Table 3 に示した値のようになり, 上層雲の場合 0.0 mm hr^{-1} 以上で約 99 %, また 1.0 mm hr^{-1} 以上ではほぼ 100 % に等しい大きな値を示す。したがって, 上層の層状性雲 (D) を選び出して, この時には雨が降らないにすれば雲と降雲との関係はもっとはっきりしてくることになる。

また瀬戸内海地域を例にとって平均雨量と平均雲量との関係を対流性雲について示したものが Fig. 6 である。これで見ると地域内の雲量と雨量とはほぼ直線的な関係があるように見える。

Table 3. The maximum probabilities to determine no-rain by cloud amount for various types of clouds.

Area Type	HOKKAIDO	KANTO	KINKI	SETONAIKAI	SANIN	KYUSHU
Total	81.0	57.3	65.6	65.9	70.1	67.0
A	62.5	44.3	51.5	53.8	47.2	45.5
B	75.3	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—
D	98.9	97.3	99.1	99.0	100.0	98.5
A'	79.3	69.2	65.2	62.5	78.4	70.3
B'	58.2	26.8	41.7	15.7	52.0	58.3
C'	—	20.0	23.1	21.5	50.6	28.9
D'	87.2	81.8	81.9	75.3	78.0	95.1

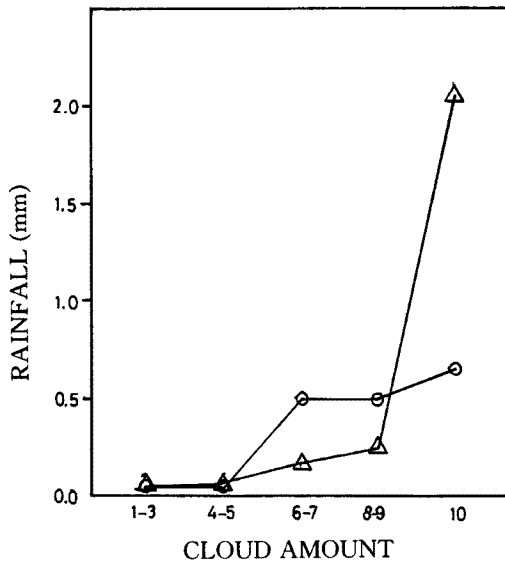


Fig. 6. The relationship between area averaged rainfall and cloud amount of Type A ("○") and A' ("△"), for the area of SETONAIKAI.

4. GMS 画像データによる雲と雨の特徴

地上観測による雲と降雨についての統計的調査の結果として、鉛直に発達した対流性雲 (A) と上層の雲 (D) とを判定できれば、前者は雨に大きく関係しており、後者で雨は降らないと考えてもよい。さらに対流性雲の場合は地域平均雨量が地域の平均雨量に比例するという事が知られていた。ここでは気象衛星の赤外および可視データを用いてこのような雲の性質を検知し、さらに降雨の有無を判別して降雨量を見積ることができるかどうかについて調べてみた。

4.1 衛星画像でみた雲量と地上観測による雲量

静止気象衛星 GMS の可視画像を用いることができるのは 00 Z (09 T), 03 Z (12 JST) と 06 Z (15 JST) の 3 回しかなく (現在は毎時観測になっている), しかも多くの気象観測所では 03 Z には雲の観測を行っていない。したがって全資料の中で衛星と地上からの雲の観測をそろって得られるのは暖候季の 13 日 26 回分だけであった。各地域別に調べるにはあまりにも少ないので六地域全部をいっしょについて調べることにする。

気象衛星赤外と可視画像の性質を調べるための手段として、赤外による雲頂温度 T_{BB} と可視によるアルベド A のある領域内の 2 次元頻度分布を調べる方法¹¹⁾¹²⁾がある。ここでは雲頂温度を 10°C 毎、アルベドを 0.1 毎の階級に分けて頻度分布を作ってみた。各階級は Table 4 に示したとおりである。

地上雲量が 0, つまり晴天の場合は全部で 7 例あったがその一例, 1982 年 8 月 8 日 00 Z 関東地方の場合を Fig. 7 に示す。この場合陸地面が見えており, 当然ながら分布は高温で暗い側 ($T_{BB}=1$, $A=1, 2$) に集中する。特に $T_{BB}=1$, $A=1$ の階級における頻度が高く, 平均して 91% に達している。

Table 4. The class limits in a IR-VIS 2-dimensional frequency distribution.

CLASS	1	2	3	4	5
$T_{BB} (^{\circ}\text{C})$	$T \geq 10$	$10 > T \geq 0$	$0 > T \geq -10$	$-10 > T \geq -20$	$-20 > T \geq -30$
ALBEDO	$0.0 < A \leq 0.1$	$0.1 < A \leq 0.2$	$0.2 < A \leq 0.3$	$0.3 < A \leq 0.4$	$0.4 < A \leq 0.5$
CLASS	6	7	8	9	10
$T_{BB} (^{\circ}\text{C})$	$-30 > T \geq -40$	$-40 > T \geq -50$	$-50 > T \geq -60$	$-60 > T \geq -70$	$-70 > T$
ALBEDO	$0.5 < A \leq 0.6$	$0.6 < A \leq 0.7$	$0.7 < A \leq 0.8$	$0.8 < A \leq 0.9$	$0.9 < A \leq 1.0$

上空から見た地面または海面は $T_{bb}=1$, $A=1$ の階級に代表されるところから地域内のピクセル総数に対するこの階級の値の占める割合 FQ は雲量に関係すると考えることができる。全部で156ケースについて、 FQ と地上観測による地域内の平均雲量 (GC) とを比較した。その結果が Fig. 8 である。図からも明らかなように両者は大体直線的な関係にあり、最小二乗法で線型回帰を求めた結果式(4)のようになった。両者の相関係数 r は

$$GC = -0.882 \cdot FQ + 0.948 \cdots \cdots (4)$$

-0.868である。

Fig. 8 の散布図を見てみると、地上雲量が0.0-0.3であるか或いは0.7より大きい時、ばらつきが小さいが、雲量が0.4-0.7の間にある時はかなり大きい。これは地上から小さい雲が浮んでいるのを見た時に、雲と観測者との相対的位置によって、実際雲の面積が大きく違う可能性があることによるものであると考えられる。さらに地上で観測した雲量が1.0（全地域が雲で覆われている）に近いのに、衛星から見た地上の面積がかなりある場合もあるが、これは調べて見ると薄い巻雲の場合があるようで、雲が薄い時に衛星からは雲なしと見てしまう場合があるものと考えられる。しかし、相関係数が-0.868の高い値をもち、切片も1.0に非常に近い0.948であるので、全体として、雲量と ($T_{bb}=1$, $A=1$) における頻度値がよい線型的関係にあると言える。

A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	T
10											
9											
8											
7											
6											
5											
4											
3											
2	5										5
1	95										95
T	100										100

Fig. 7. The example of IR-VIS 2-dimensional frequency distribution for the case of clear sky.

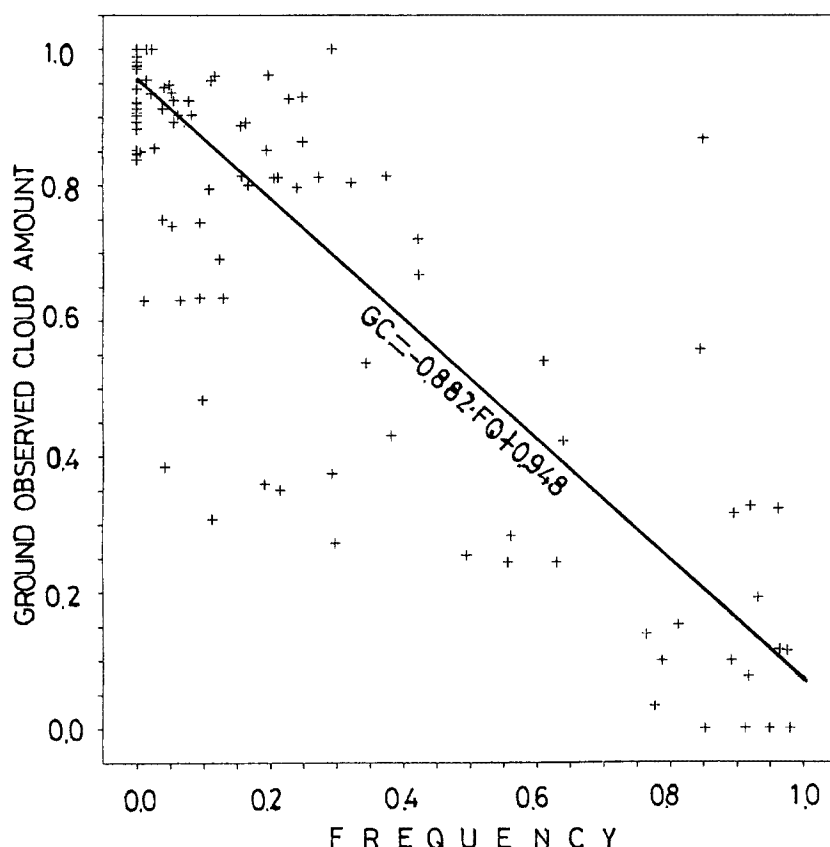


Fig. 8. The comparison between ground observed cloud amount and the frequency of the class (1, 1) in a 2-dimensional frequency distribution.

4.2 雲の種類的人工衛星からの判定

気象衛星の赤外・可視画像資料から雲の種類を判別する可能性を確認するために、地上観測により分類した雲形についてその頻度分布の特徴などを調べた。

雲量が大きくなると、頻度分布の分布範囲が広がる。一般的に地面を示す部分の他に、もう一つ（以上）の山ができる。そして、その山の位置は雲形によって違う。積雲の場合は T_{BB} は比較高く A は明るい側、

A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	T
10											
9											
8		1	1								2
7		5	4	6	5						20
6		11	12	25	19						67
5		2	5	2							10
4		1									1
3											
2											
1											
T		20	22	33	26						100

Fig. 9. As in Fig. 7 except for the case of convective cloud (A), cloud amount 10.

A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	T
10											
9											
8											
7											
6											
5											
4				1	2	3	2				7
3			3	12	15	5	1				36
2		11	21	14	2						49
1		7	2								9
T		18	26	27	19	5	3				100

Fig. 10. As in Fig. 7 except for the case of upper layer cloud (D) cloud amount 10.

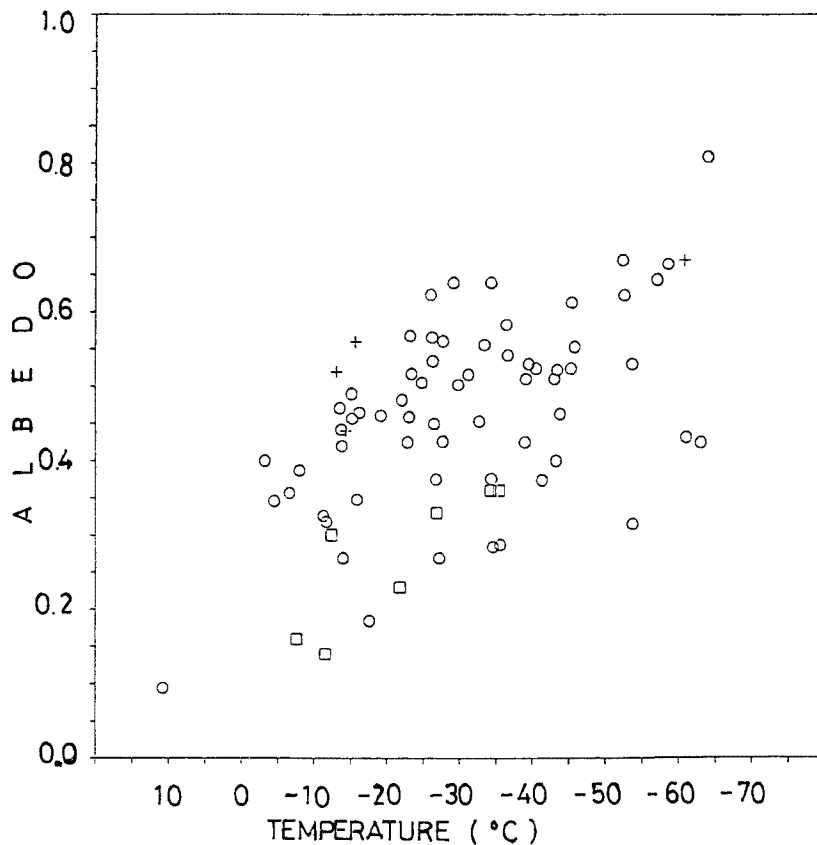


Fig. 11a. The plot of the peak positions in IR-VIS 2-dimensional frequency distributions. The symbols, “+”, “○” and “□” are for the cases that there is cloud of Type A only, Type A with others and there is no Type A cloud.

積乱雲の場合は T_{BB} は低く A は明るい側、氷晶雲の場合は T_{BB} は低く A は暗い側にあることが多い。

雲量が10で、全地域が雲で覆われるような時には $T_{BB}=1$, $A=1$ の階級における頻度値がほとんどの場合について零になる。対流性雲 (A) および氷晶雲 (D) の場合の頻度分布例をそれぞれ Fig. 9 と Fig. 10 に示す。対流性雲の場合、分布の軸は温度方向に片っていることが多いが巻雲などの場合は高温、暗黒から、低温、白色の方向に斜めの軸に沿って分布することが多い。つまり巻雲などの場合、 T_{BB} が低くてもアルベドが大きくないということを意味する。

雲量10の場合について、頻度分布におけるピークの位置を対流性雲 (A) および氷晶雲 (D) の雲を含むか含まないかで分類して見ると Fig. 11 のようになる。対流性雲の存在しない時にはアルベドが0.4より低く、氷晶雲の存在しない時にはアルベドが0.4以上の所にある。このように温度よりアルベドで雲の区別ができるのである。Table 5 に雲種別にこのような頻度分布におけるピークの位置の代表的な範囲が示している。

赤外・可視チャンネルの極値を用いて各種の雲の場合について比較することも考えられる。対流性雲を含む場合はやはりアルベドの最大値が大きく、氷晶雲を含む場合はアルベドの最大値が小さい。また T_{BB} の最小値についてもそれほど差がみられなかった。

以上のことをまとめると、赤外・可視2次元頻度分布においてクラス ($T_{BB}=1$, $A=1$) における頻度値より雲量が計算でき、またアルベド A が0.4より大きい所に2次元頻度分布のピークがあれば対流性雲を含んでいると考えることができるようである。

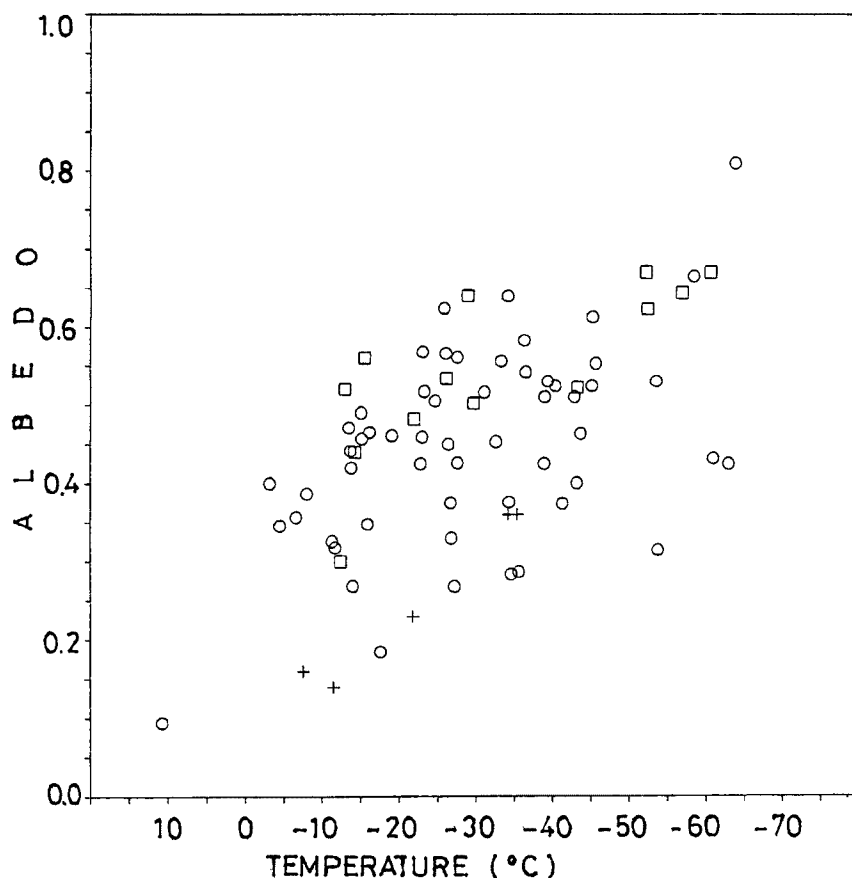


Fig. 11b. As in Fig. 11a except for upper layer cloud (D).

Table 5. General features of various types of clouds in a IR-VIS 2-dimensional frequency distribution.

CLASSIFICATION		CASE NUMBER	MAXIMUM		PEAK	
TYPE	AMOUNT		IR (°C)	VS(A)	NUMBER	POSITION
CLEAR SKY	/	7	10	0.3	1	(15°C, 0.05)
TYPE A	1-3	7	0	0.6	1	(15°C, 0.05)
	6-7	2	-10	0.7	1-3	(15°C, 0.05), (15°C, 0.35), (5°C, 0.55)
	10	4	-70	0.8	1-2	10>T $\geq$ -70°C, 0.8 $\geq$ A>0.4
	10	1	-30	0.5	1	(-15°C, 0.25)
	1-3	3	10	0.2	1	(15°C, 0.05)
D	4-5	3	10	0.5	2	(15°C, 0.05), (T<10°C, A>0.2)
	8-9	4	-60	0.7	2-3	(15°C, 0.05), (T<0°C, A>0.1)
	10	5	-50	0.6	1-3	10>T $\geq$ -40°C, 0.4 $\geq$ A>0.1
AB	4-5	1	10	0.4	1	(15°C, 0.15)
AC	8-9	2	0	0.6	1	(15°C, 0.25) or (15°C, 0.35)
	10	3	-50	0.8	1-1	-20>T $\geq$ -50°C, 0.7 $\geq$ A>0.3
AD	1-3	8	-50	0.7	1	(15°C, 0.05)
	4-5	3	-20	0.7	1	(15°C, 0.05) or (15°C, 0.15)
	6-7	7	-40	0.8	1-2	(15°C, 0.05) or (15°C, 0.15)
	8-9	25	-60	0.7	1-3	(T $\geq$ 0°C, A $\geq$ 0.2) and/or (T<0°C, A>0.2)
	10	22	-70	0.9	1-3	10>T $\geq$ -70°C, 0.8 $\geq$ A>0.1
BD	10	1	-40	0.5	1	(-25°C, 0.35)
ABC	6-7	2	-10	0.7	1-1	(15°C, 0.05), (15°C, 0.35), (5°C, 0.55)
	10	5	-70	0.7	1	-20>T $\geq$ -60°C, 0.7 $\geq$ A>0.4
ABD	6-7	12	-30	0.4	2	(-5°C, 0.35)
	8-9	6	-50	0.7	1-2	(T $\geq$ 0°C, 0.03) and/or (T<-20°C, A>0.5)
ACD	10	12	-60	0.8	1-4	-10>T $\geq$ -50°C, 0.7 $\geq$ A>0.2
	8-9	1	-40	0.4	1	(-25°C, A>0.4)
BCD	10	6	-70	0.8	1-2	-10>T $\geq$ -70°C, 0.7 $\geq$ A>0.4
	10	1	-60	0.7	1	(-45°C, 0.55)
ABCD	8-9	2	-60	0.7	1-2	-20>T $\geq$ -50°C, 0.5 $\geq$ A>0.4
	10	14	-70	0.8	1	-20>T $\geq$ -60°C, 0.6 $\geq$ A>0.3

4.3 ピーク位置と降雨有無との関係

地上観測による雲と雨との関係についての調査より対流性雲 (A) の場合が雨あり, 上層の氷晶雲 (D) の場合が雨なしと推定できることがわかり, また衛星資料における雲の特徴の調査より, 対流性雲と氷晶雲による2次元頻度分布のピークの位置に違いがあることが示された。これは赤外・可視2次元頻度分布におけるピークの位置より降雨有無を判定できる可能性があることを示唆した。

Fig. 12 は2次元頻度分布のピーク位置と降雨状況との関係をプロットしたものである。雨は低温で明るい側に多く分布し, 雨量1.0 mm 以上の場合はほとんど -20°C 以下, 0.4以上のところに見られる。これは適当な赤外・可視閾値の設定によって, 統計的に降雨有無の判定ができることを示している。 T_{BB} を 10°C 毎, アルベドを0.1毎に Threshold を設定し, 2次元頻度分布のピークがこの Threshold より温かくかつ暗い側にある時は降雨なし, そうでない時は降雨ありとし, 00Zと06Zの156回のデータについて, 式(3)のように Pr を計算した。Fig. 13 はその結果を示したものである。 Pr の最大値は82%で, $T_{\text{BB}} = -30^{\circ}\text{C}$, $A = 0.4$ の位置にある。

これと同様に赤外の雲頂温度 T_{BB} の頻度分布のピーク位置だけで1次元的に考えてその時の成功率 Pr が最大となる温度と Pr の値を地域別に求めた。Table 6 はその結果を示したものである。場所により Pr の値が少し異っているが, 2次元の場合と比べて, 成功率 Pr の最大値は少し小さく, 70%ぐらいになる。

4.4 Fractional Coverage (FC) と雨量との関係

先きに対流性雲の場合, 平均雲量と地域平均雨量との間に関係があることが知られているから, 人工衛星の場合にもある閾値以上の雲の存在する面積の割合, Fractional Coverage (FC) と雨量との間に関係があ

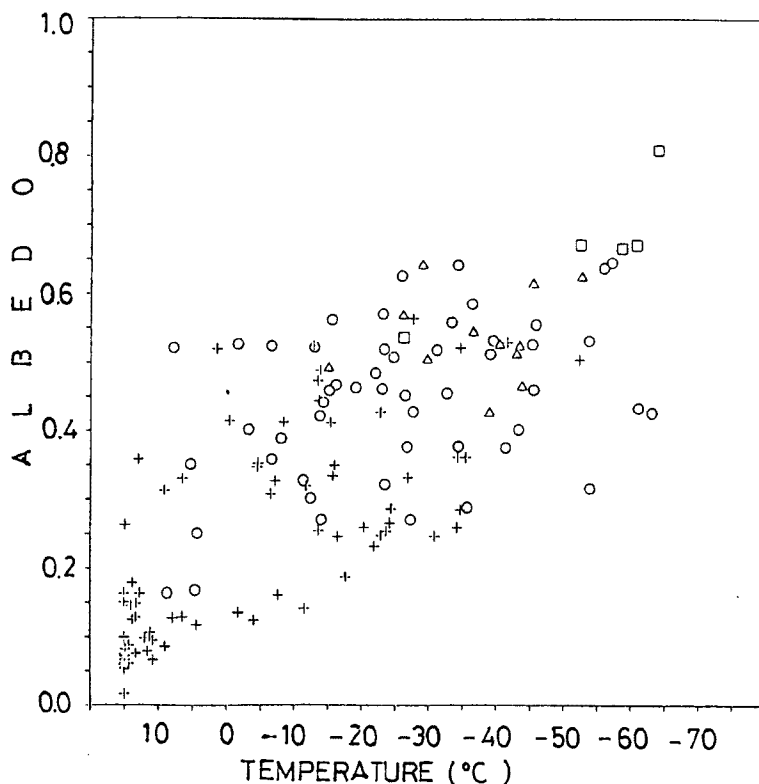


Fig. 12. The plot of the peak positions in IV-VIS 2-dimensional frequency distributions. The symbols, "+", "○", "△" and "□" are for the cases, there is NORAIN, $R \geq 0.0$ mm, $R \geq 1.0$ mm and $R \geq 5.0$ mm, respectively.

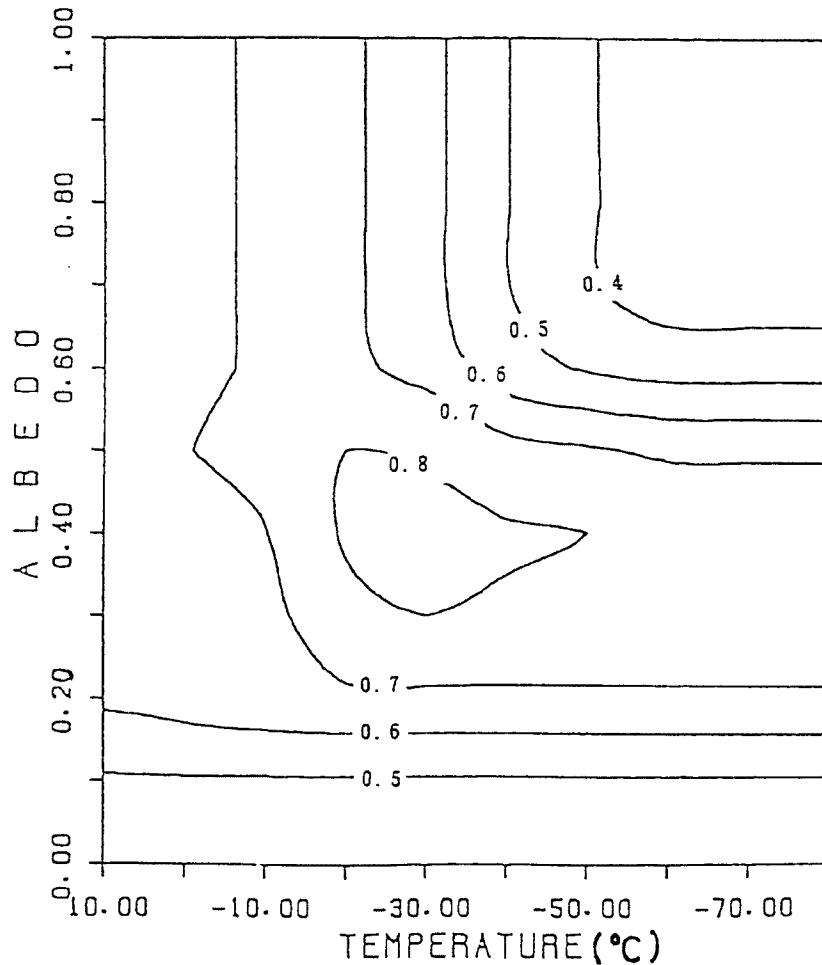


Fig. 13. The probability (P_r) for determining NORAIN or RAIN from peak position, when various IR-VIS threshold is used.

Table 6. The maximum probabilities (P_r) to determine rain ($R \geq 0.0$ mm) by the peak position in a IR frequency distribution for the 6 investigation areas.

Area	HOKKAIDO	KANTO	KINKI	SETONAIKAI	SANIN	KYUSHU
TEMPERATURE	-10°C	-30°C	-25°C	-35°C	-25°C	-30°C
Pr (%)	74.1	59.3	67.9	66.7	70.4	69.1

るものと考えられる。そこで、赤外・可視2次元頻度分布のピーク位置から降雨あり (0.0 mm hr^{-1} 以上) と判定した場合について FC と雨量との関係を調べてみた。FC と雨量の散布図の一例を Fig. 14 に示す。

ここではより高く厚い雲が降雨に関係していると考えられるところから降雨の有無の判定とは別に雨量と対応を調べるために、新たな Threshold を仮定し、それに対する FC と平均雨量との関係において相関係数の最も大きいものを探すということを行った。その結果は Fig. 15 に示すようなもので、最大値は0.76で $T_{BB} = -30^\circ\text{C}$, $A = 0.70$ のところに現われる。

FC と雨量との相関係数が最大値となった時に、両者の関係は次のようなものである。

$$R = 0.28 \cdot FC + 0.4 \quad \dots\dots\dots (5)$$

この場合 R は時間雨量 (mm) で、 FC は%単位で示されている雲の割合である。このような関係式では FC が100%となったとしても雨量には上限があり、豪雨などの判定には用いることができるものではない。

また赤外データだけを用いて、各時間スケールにおける FC と降水量との相関係数を計算してみた。この場合、夜間のデータも使えるのでデータ数が多く各地域別について調べることにした。Fig. 16 は瀬戸内海地域についての結果を示したものである。どの時間スケールにおいても相関係数の最大値が $T_{BB} = -30^{\circ}\text{C}$ の近くにあり、時間スケールが長くなると、相関係数も高くなる。

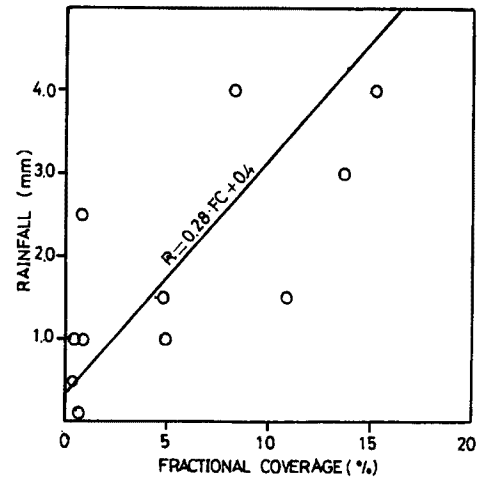


Fig. 14. The scatter of area averaged rainfall (R) and satellite derived fractional coverage (FC) on the threshold of $T = -30.0^{\circ}\text{C}$ and $A = 0.7$.

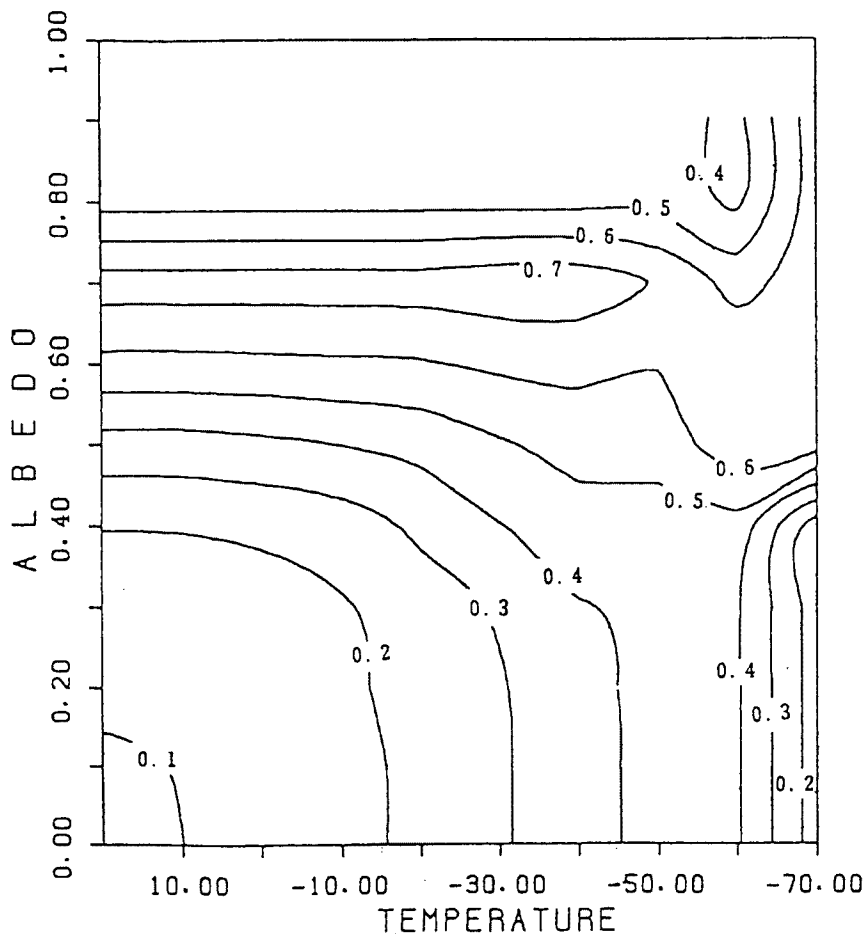


Fig. 15. The correlation coefficients between 1 hour rainfall and fractional coverage (FC) for various IR-VIS thresholds.

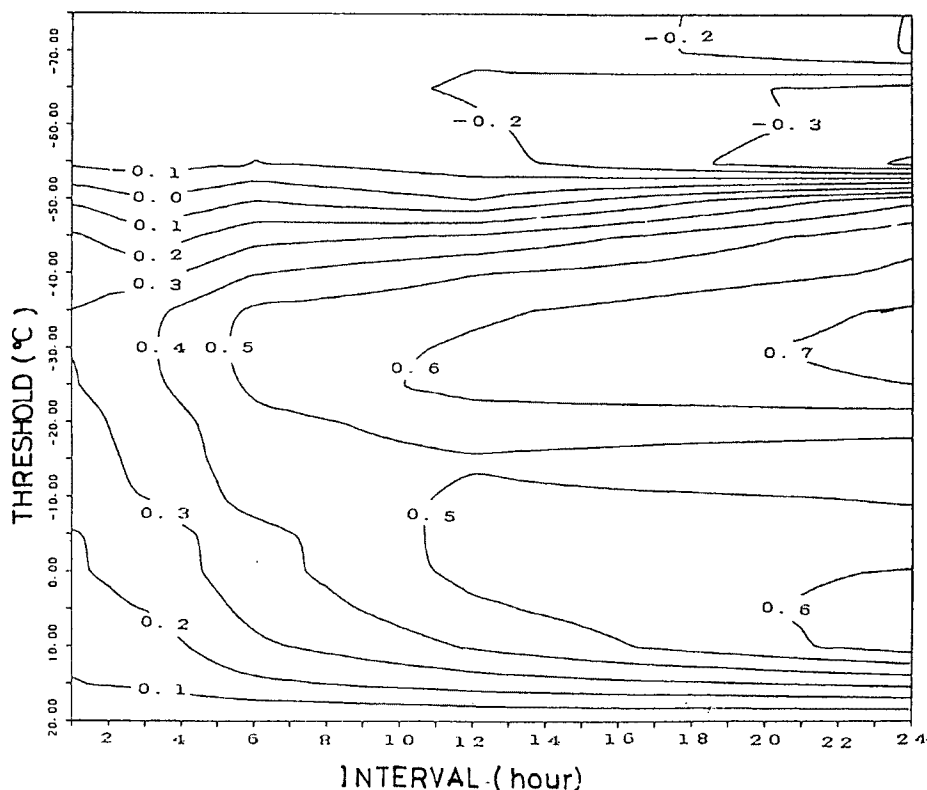


Fig. 16. The correlation coefficients between rainfall and fractional coverage on various IR thresholds over time scale of 1-24 hr.

5. 気象衛星資料から降水を推定する試み

ここまでの解析には先に述べたとおり、1986年までの資料を用いたため、3時間毎の観測しかなく、雲の成長過程 (Life Cycle) を追跡し、その結果を考慮に入れることは不可能であった。1987年以後の資料を用いれば、毎時観測がありこのようなことも考慮に入れた解析を行うことが可能になるはずであるが、さしあたってここまでに得られた結果を用いて、気象衛星資料から降水を求める手法についてまとめ、試算を行ってみた。

ここで考えた方法は赤外・可視の2次元頻度分布図を用いて、 10^4 km^2 ぐらいの地域の平均時間雨量を求めるもので、次の手順による。

- 降雨の有無の判定

赤外・可視2次元頻度分布上でのピークの位置を求め、Threshold ($T_{BB} = -30^\circ\text{C}$, $A = 0.4$) を超えていたら、降雨があると判定する。但し、ピークが2つ以上ある場合は最も冷たく明るいものを用いる。

- 降水量の見積り

降雨がある場合には、Threshold ($T_{BB} = -30^\circ\text{C}$, $A =$

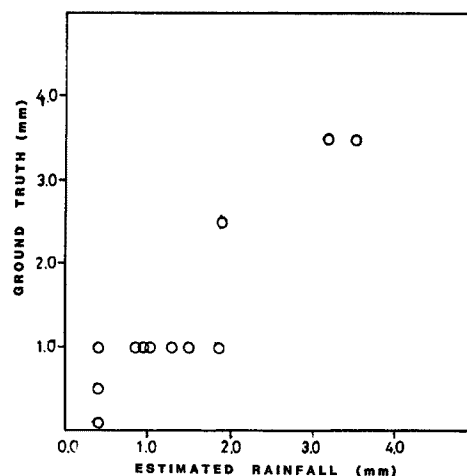


Fig. 17. The comparison between ground truth of rainfall and satellite estimated rainfall.

0.7 以上部分の面積の全地域面積に対する比率 Fractional Coverage (FC) を求め、次の式で時間降雨量 R (mm) を求める。但し FC は%で示す。

$$R=0.28 \cdot FC+0.4$$

上のような推定法を先きの地上観測との対比や方法の開発に用いることができなかった 03 Z (12 JST) の資料を用いて検証した。03 Z には雲の地上観測はないが雨の観測があるので、検証には利用できる。全部で13日78回分の例があるが、その内44例は雨と判定され雨量を求めた。これに対して、実際に雨が降っていたのは30例で、正確率は68%である。また雨量の推定値と実測値との関係は Fig. 17 に示すとおりである。ばらつきがあるが両者の対応はまずまずである。

6. ま と め

人工気象衛星の赤外 (IR)・可視 (VIS) 資料から降水を推定できるかどうかについて調べてみた。今日までに色々な方法が提案されているがまだ確定な方法と言えるものは見出せない。その主な問題は地上での観測との比較が充分に行われていないことがある。

日本における 10^4 km^2 の範囲での降雨を目標に色々な調査を行って見た。調査を行った資料は1986年以前のものであるので、3時間毎の観測しかなく、雲の成長過程を考慮に入れる解析が行えなかった。

地上観測の資料を用いて、雲と降雨との関係について統計的に調べた結果、中緯度 (日本) では巻雲など上層の雲 (A) では雨は降らないが厚い対流性雲 (D) では雲量が大いほど雨が降り、地域での平均雨量も多いことがわかった。

静止気象衛星 GMS の赤外・可視 2次元頻度分布における種々の雲の特徴を調査した。頻度分布の地表面に対応するもの以外に、もう一つ (以上) のピークが存在し、これが $T_{bb} = -30^\circ\text{C}$ より低く、アルベド $A = 0.4$ より高い時、対流性雲が存在し雨の確率が高い。また $T_{bb} \geq 10^\circ\text{C}$, $A \leq 0.1$ の階級における頻度値が目度みた雲量とはよい線型的関係にあることがわかった。

以上の結果より、衛星データで降雨の推定法を試みに作って見た。推定は二つのステップに分けて行う。まず、ピークの位置より降雨の有無を判定し、降雨量と FC との回帰方程式を用いて降雨量を計算する。この方法を78例のデータで検証した。降雨の有無判定の正確率は70%ぐらいであるが定量的には良い値とは言えない。

この方法では可視資料を使うため昼間の降雨しか推定できない。また降水量の見積りに回帰式を使うため、日本のような豪雨の多いところでは、このような方法では効用は非常に限られたものになってしまう。今後毎時の衛星観測の資料を用いて雲の成長過程まで考えて解析を行う必要があると考える。

なお本研究におけるすべての計算には京都大学防災研究所防災資料センターの計算機を使用した。

参 考 文 献

- 1) Martin, D. W. and W. D. Sherer: Review of satellite rainfall estimation methods, Bull. of AMS, Vol. 54, 1973, pp. 661-674.
- 2) Barret, E. C. and D. W. Martin: The use of satellite data in rainfall monitoring, Academic Press, 1981, p. 340.
- 3) 加藤一靖: 静止気象衛星の画像データによる気象要素の抽出, 気象研究ノート第148号, 1983, pp. 685-786.
- 4) 土屋 喬: 気象衛星データによる降水の見積り法, 天気, 第31巻, 1984, pp. 607-623.
- 5) Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Gruber, 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.
- 6) Stout, J. E. and D. W. Martin: Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite imagerys, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, 1979, pp. 585-598.
 - 7) Martin, D. W. and M. R. Howland: Grid history: a geostationary satellite technique for estimating daily rainfall in the tropics, *J. Appl. Met.*, Vol. 25, 1986, pp. 184-195.
 - 8) Negri, A. J., F. A. Robert and P. J. Wetzel: Rainfall estimation from satellites: an examination of the Griffith-Woodley technique, *J. Appl. Met.*, Vol. 23, 1984, pp. 102-106.
 - 9) Richards, F. and P. Arkin: On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, 1981, pp. 1081-1093.
 - 10) 高橋大知：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，第 3 号，1981，pp. 55-68.
 - 11) Lovejoy, S. and G. L. Austine: The delineation of rain area from visible and IR satellite data for GATE and midlatitudes, *Atmos-Ocean*, Vol. 17, 1979, pp. 77-92.
 - 12) Tsonis, A. A. and G. A. Isaac: On a new approach for instantaneous rain area delineation in midlatitudes using GOES data, *J. Appl. Met.*, Vol. 24, 1985, pp. 1208-1218.