



# 天 気

1984年10月  
Vol. 31, No. 10

412 (降水 (見積もり法))

## 気象衛星データによる降水の見積もり法\*

土屋 喬\*\*

### 1. はじめに

米国の実験用気象衛星タイロス\*\*\*1号が打ち上げられてから20年以上経過した。その間、気象衛星データ(以下単に衛星データと略記)は、天気図解析や天気予報などの定常業務で利用されているほか、熱帯地方や中緯度における低気圧性じょう乱の構造の研究などにも利用されてきた。衛星データから降水を見積もる方法は、衛星データの定量的利用法の一分野として、これまでに種々開発されてきている。雨量計が設置されていない地域で、あるいはレーダの探知範囲外で衛星データから降水量を見積もり、大雨や洪水の可能性を知ることは定常業務の立場から重要な意義を持つ。一方、地球上に70%以上を占めるデータ空白域で、衛星データによる降水の見積もりが可能になれば、全球的な水収支や大気大循環における、エネルギー変換あるいは数値シミュレーションの検証といった分野にまで応用することができよう。

これまでになされた降水の見積もり法については、Martin・Scherer (1973), Barrett・Martin (1981), 加藤 (1983) によっても紹介されている。一般にはマイクロ波による降水の見積もり法(例えば Allison 他, 1974; Wilheit 他, 1977 など)も本論の対象の範囲内にあるが、

これらの見積もり法については、Barrett・Martin (1981) に譲ることとする。

本論では、衛星データとして普及している赤外と可視のデータから降水を見積もる方法のみに限定して論ずる。この種の降水の見積もり法は二つに大別することができる。一つは連続観測で得られた一連のデータによる方法であり、他は一回の観測で得られたデータ(以下瞬時データと呼ぶ)による方法である。ここでは、より実用的な立場から降水の見積もり法を分類しなおして以下に紹介する。

### 2. 基礎調査

赤外や可視のデータを用いて降水の見積もりを行うには、それぞれのデータの特徴を知り、観測された雲を如何にして降水機構と結び付けたり降水をもたらず雲(以下降水雲と呼ぶ)として識別したりするかが課題となる。衛星データによる降水(領域・強度あるいは量)の見積もりでは、一般に、赤外データによる雲頂温度(高度)の低・高(高・低)と可視データによる太陽光の反射率を、雲の鉛直方向への発達程度や含有水量の多寡の目安として降水と結びつけている。このような観点から、いくつかの基礎的な調査がなされてきた。

Nagle・Serebreny (1962)は、タイロス1号による雲と北米の太平洋沿岸と海上のレーダ・エコーとの対応を調査した。その中で低気圧の中心付近を広く覆う層状の雲域や前線性雲バンドを対象に調査し、低気圧の中心付近の雲であっても、全てがレーダ・エコーを伴っているとは限らないが、雲とレーダ・エコーとの対応は、総じて良

\* Rainfall estimation from meteorological satellite data.

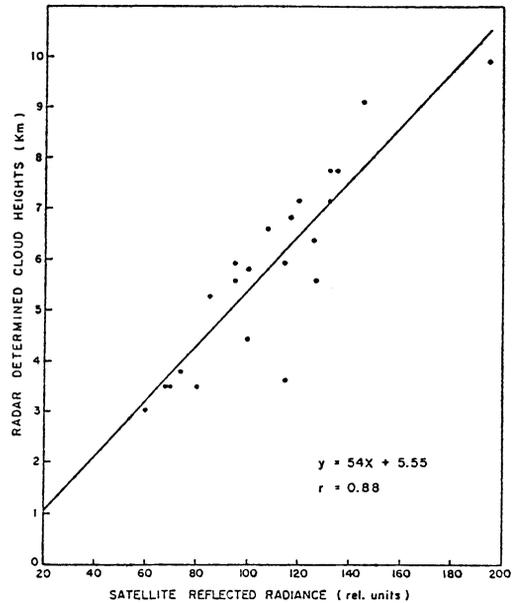
\*\* Takashi Tsuchiya, 気象庁予報部予報課.

\*\*\* TIROS (Television and Infra-Red Observing System) の略。1号は1960年4月1日に打ち上げられ、89日間の寿命のうち、22952枚の画像を地上に送信してきた。本格的な実験気象衛星の最初のものと言える。

いことを示した。同様な調査を、Blackmer・Serebreny (1968)も試みた。雲の渦巻きと前線性雲バンドを対象にした結果では、雲域の大小とレーダ・エコーの有無は一義的な関係にはなく、対象とする雲が渦巻きや前線性雲バンドなどの組織的な雲域のどの部分を構成するのかわによって、降水を伴う雲かどうかが決まるとした。また、前線性雲バンド内の輝度の高い部分はレーダ・エコーとの対応が良く、前線帯内の微細構造を表しているとして、衛星データによる降水見積りの可能性を示唆した。三木・鈴木 (1980) は GMS\* の赤外データと富士山レーダ・エコーを比較し、230K 以下の雲域が中程度 (4~16 mm/hr) の強さのレーダ・エコーと対応が良いことを示した。

衛星データと降水量との対応を知るため、Lethbridge (1967) は、低気圧に伴う雲域内の降水の可能性について調査した。その結果、赤外データと降水の有無には負の相関があり、雲頂温度が低いと降水の可能性は大きい。例えば、雲の観測後3時間以内では、雲頂温度が249K以下の雲域の75%の観測所で降水がある。このような関係は、雲を観測してから時間が経過するにつれて悪くなる一方、可視データの輝度の強い雲域に着目すると、良くなることも示された。中村・土屋 (1981) は、GMSデータの面積平均値 (緯経度 0.5 度平方) とこれに対応する面積平均のアメダス一時間降水量との関係を調査した。赤外と可視のデータと時間降水量との間には、比較的良い対応関係があるとし、さらに、衛星データは降水量の上限を規制していることを示唆した。このことは、対流雲を扱った三木 (1981) も示唆し、木場 (1983) が指摘した。

1966年、米国の静止気象衛星 ATS\*\* 1号の打ち上げに伴って、約30分間隔の観測データが得られるようになると、積雲を対象にした降水の見積もりが試みられるようになった。さらには、BOMEX\*\*\*や GATE\*\*\*\*の実施によって、衛星データやレーダ・エコーを含む気象デー



第1図 雲の反射率と高さとの関係、1969年7月18日 (Reynolds・Vonder Harr, 1973).

タセットの整備も、この分野における研究の発展に大きな寄与をした。

Woodley・Sancho (1971) は、偽似カラーで強調表示した ATS 3号による対流雲とレーダ・エコーとの重ね合わせにより、両者の対応をみた。輝度の高い雲の内70%はレーダ・エコーを伴い、レーダ・エコーの87%は輝度の高い雲と一致する。特に、発達期の対流雲では輝度の高い雲とレーダ・エコーとの対応が良いという結論を得た。これは、深い対流雲を識別するために、可視データとレーダ・エコーの関係を論じた Martin・Suomi (1972) の結果とも合致する。対流雲の雲頂高度の高低 (雲層の厚み) と可視データの反射率は相関があるという仮定を確かめるため、Reynolds・Vonder Haar (1973) は、可視データの輝度と対流雲の高度 (レーダ・エコーによる) との関係を調べた。24組のデータを用いて計算した両者の相関係数は0.88であった (第1図)。同様な調査を多数例について行った Griffith・Woodley (1973) の結果では、可視データの輝度と雲頂高度との相関係数は0.71であった (第5章に関連記述あり)。これらの調査結果から、雲層が厚い程多量の降水の可能性が大きいという概念を降水の見積りに利用し得ると考えた。Park 他 (1974) は、ニンバス4号の THIR データ\*\*\*\*\* と太陽光度角の補正を施した ATS 3号の可視データにより、

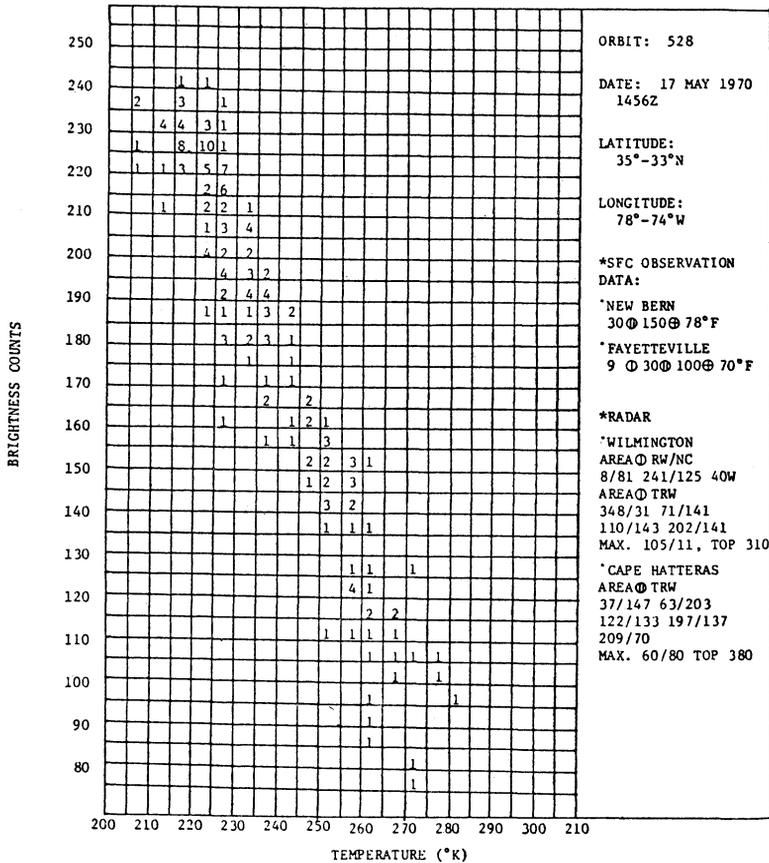
\* Geostationary Meteorological Satellite の略。

\*\* Application Technological Satellite (応用技術衛星) の略。

\*\*\* バルバドス海洋気象実験 (1969年)。Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment の略。

\*\*\*\* ガルブ大西洋熱帯実験 (1974年) GARP Atlantic Tropical Experiment の略。

\*\*\*\*\* THIR は Temperature-Humidity Infrared Radiometer の略で、11.5 $\mu$ m の波長帯のデータ。



第2図 雲頂温度と反射率に関する度数分布図 (Park 他, 1974).

雲の厚さと赤外 (X) および可視 (Y) のデータとの関係を調べた。第2図は対流雲の例で、XとYの相関の良さがわかる。最終的には

$$Y = 2.40 \times 10^8 \cdot X^{-2.5} \quad (1)$$

なる式を導き、雲頂温度(高度)と雲層の厚さの関係が指数関数で表せるとした。ただし、層状雲の場合には、両者の関係は対流雲の場合程に良くはない。

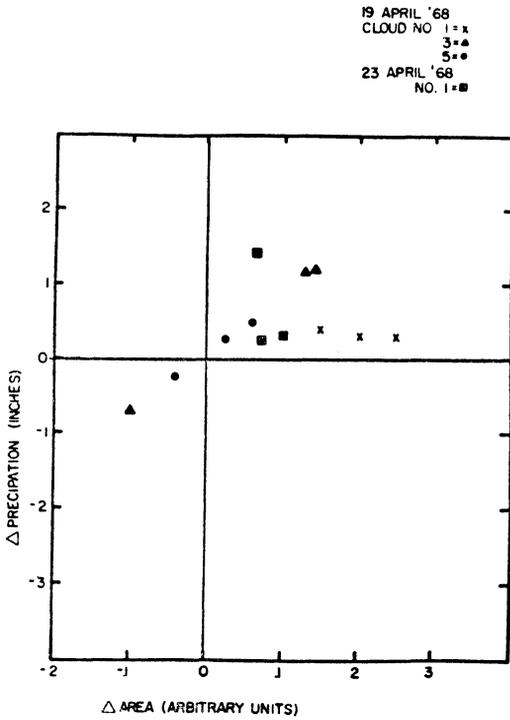
このようにして、衛星データから降水の見積もりが可能であることが示唆された。

### 3. 連続データ法

この方法は、降水を伴う雲域や雲頂温度などの時間変化から、降水の見積もりを行うものである。降水雲の温度や面積の時間変化を降水雲の発達のパラメータとみなし、これを降水の見積りに反映させようとする試みである。

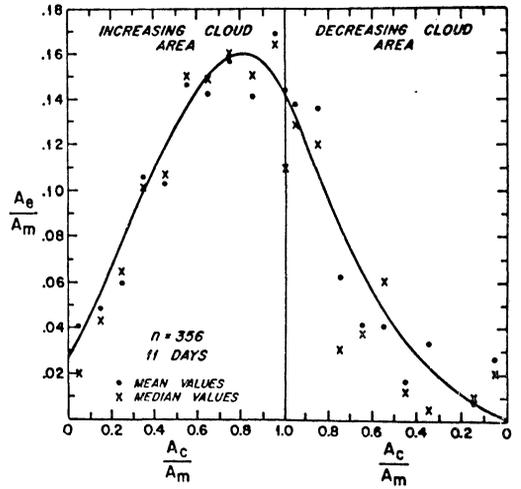
活発な対流雲から流れ出る網雲の面積の時間変化から、Sikdar 他 (1970) は雲域内の力学的な物理量を見積もった。その結果をふまえ、Sikdar (1972) は、低気圧に伴う対流雲域内の可視デジタルデータから網雲の広がり求め、個々の積乱雲に伴う対流スケールの降水量と準総観規模の面積降水量(緯度8度経度約5度平方)を見積もった。網雲の広がりを決めるとき、輝度の強い方から40%の部分に着目し、その時間変化と雲域内の平均降水強度とを比較した。第3図からみられるように、満足すべき結果が得られたとした。一方、準総観規模の降水量を見積もるに際しては、データの空間分解能を落とし、対象域内の平均値から積乱雲域の偏差値を求めた。この偏差値の時間変化と実測の面積降水量の変化は、良い対応関係にあるとした。

対流雲を対象にして、可視データとレーダ・エコーの関係を Griffith・Woodley (1976) が調査し、その結果

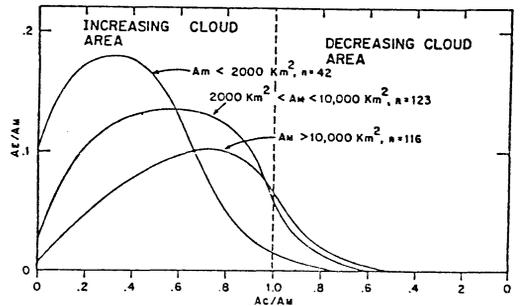


第3図 絹雲の面積の変化と時間降水量 (Sikdar, 1972).

に基づいて Griffith 他 (1976) は可視データから降水の見積もりを行った。これに、赤外データによる降水の見積もりを付加したのが Griffith 他 (1978) で、赤外と可視の連続データから、対流雲を対象とする長時間かつ広範囲にわたる降水量の見積もりを行った。その際に、降水量は対流雲の水平規模と発達時期に依存するとした。降水雲域 ( $A_c$ ) は、赤外や可視データの閾値(赤外では 253K, 可視では  $DC^*=80$ ) で囲まれる面積で定義し、その面積が最大になった時の値 ( $A_m$ ) で  $A_c$  を規準化して対流雲の発達段階を決める。  $A_m$  に対するレーダ・エコーの比 ( $A_e/A_m$ ) は  $A_c$  の発達段階によって異なり、その極大値は  $A_c$  の発達期の方に偏っている (第4図と第5図)。このことは、  $A_c$  の発達期に多量の降水が期待し得ることを示している。赤外データの場合には、  $A_m$  が小さい程  $A_e/A_m$  の極大は発達初期の方に偏る。これは、水平規模の大きい対流雲域程、衛星データによる降水雲



第4図 可視データによる雲とレーダエコーの関係。雲とレーダエコーの面積 ( $A_c$  と  $A_e$ ) は雲の最大域 ( $A_m$ ) で規準化してある (Griffith 他, 1978)。



第5図 赤外データによる雲とレーダエコーの関係。その他は第4図と同じ (Griffith 他, 1978)。

域内でレーダ・エコーの出現する比率が小さいことを表している。すなわち、対流雲が発達するにつれて広がった絹雲が、降水をもたらす雲を覆いかくす傾向があり、対流雲域の水平規模が大きい程その傾向が顕著であることを示している。時間降水量 ( $r_v$ , 単位  $m^3h^{-1}$ ) は、  $A_m$  と  $A_c$  および  $A_e/A_m$  から  $A_c(km^2)$  を求め、降水強度 ( $I$ , 単位  $10^3m^3km^{-2}h^{-1}$ ) を計算する。

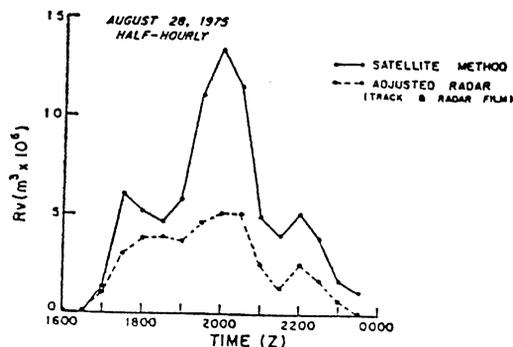
$$r_v = IA_e \quad (2)$$

$I$  は、対流雲の発達期では 15.60, 減衰期では 7.92, 定常状態では 11.76 を用いる。

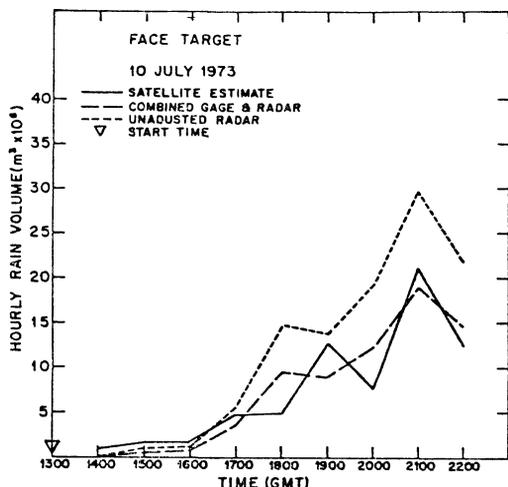
このような降水の見積もり法を、FACE\*\* の大領域 ( $1.1 \times 10^3 km^2$ ) における30分毎の赤外データに適用した

\* Digital Count の略。  $DC=80$  は約 0.5 の反射率に相当する。

\*\* 1972年に実施された Florida Area Cumulus Experiment の略。



第6図 赤外データによる見積もり時間降水量と雨量計で補正したレーダ・エコーによる時間降水量 (Griffith 他, 1978).



第7図 可視データによる時間降水量。

補正済と補正なしのレーダ・エコーによる時間降水量も同時に示してある (Griffith 他, 1978)。

結果を第6図に示す。図によれば、降水量の変化傾向はほぼ良いが、過剰な見積もりとなっている。1時間の見積もり降水量と実測との相関係数は、赤外データによる場合は0.65、可視データによる場合は0.68である。一方、これよりも小さい領域 ( $1.3 \times 10^4 \text{ km}^2$ ) に可視データを適用して降水の見積もりを行った結果が第7図で、雨量計で調整したレーダ・エコーによる降水量との対応が良い。なお、大領域での時間降水量の見積もり値を累積し

て実測値と比較すると、時間降水量の場合よりも良い相関が得られる (図省略)。

いま述べた降水の見積もり法を、ライフサイクル法と呼ぶ。これをさらに発展させたものに、Woodley他(1980)があり、降水の見積もり量を衛星データの閾値内の値に応じて変化させ、対象雲の追跡や見積もり降水量の計算を自動化した。降水量 ( $R_v$ ) は

$$R_v(t_j) = I(t_j) \times A_B(t_j) \times \Delta t \times \sum_{i=1}^3 [a_i(t_j) \times b_i] \quad (3)$$

で表される。ここに、 $t_j$  は観測時刻、 $I$  は降水強度で、エコー域 ( $A_B$ ) の発達時期に応じて変える。 $a_i$  は、253Kを降水量見積もりのための閾値とし、これよりも冷たい雲域を特定等温線で三つの雲域に分けたときのそれぞれの面積。 $b_i$  は  $a_i$  に対する荷重である。このようにして、GATEの全期間について降水量を求め、レーダ・エコーや船舶の雨量計で検証すると、ある特定期間での相関係数は0.87であった。一方、他の期間では背の低い積雲による降水が多いために、良い結果が得られなかった。さらに、降水量を決める際の閾値で囲まれた雲域の中でも、相対的に冷たい50%の雲域内でのみ降水現象が起こるとみなす。しかも、その雲域内の冷たい方から10%の部分に全見積もり降水量の50%を、他の40%に残りの50%の見積もり降水量を割り当てた (「10-50/40-50」法と呼ぶ)。この方法による降水量の分布図は、検証データにより近いことがわかる (第8図)。衛星データによる従来の降水量分布図は、検証のための分布図に比して極値が小さく集中性がない。このため、積乱雲の存在を示唆する最も冷たい雲域に多く降水量を割り当てる「10-50/40-50」配分法は、これらの欠点を補うための実用的な手法と言えよう。しかし、このようなライフサイクル法では、ある閾値で囲まれる雲域が最大になる迄は降水の見積もりができず、定常業務には適していない。

Stout 他 (1979) は、28分間隔で観測された SMS\* の連続データから降水の見積もりを行った。降水量を見積もるための閾値は、赤外データでは 247K、可視データでは 0.45 の反射率とした。降水量 ( $R$ ) は、降水雲域の面積 ( $A$ ) とその時間変化  $dA/dt$  で決められるとして次式で定義した。

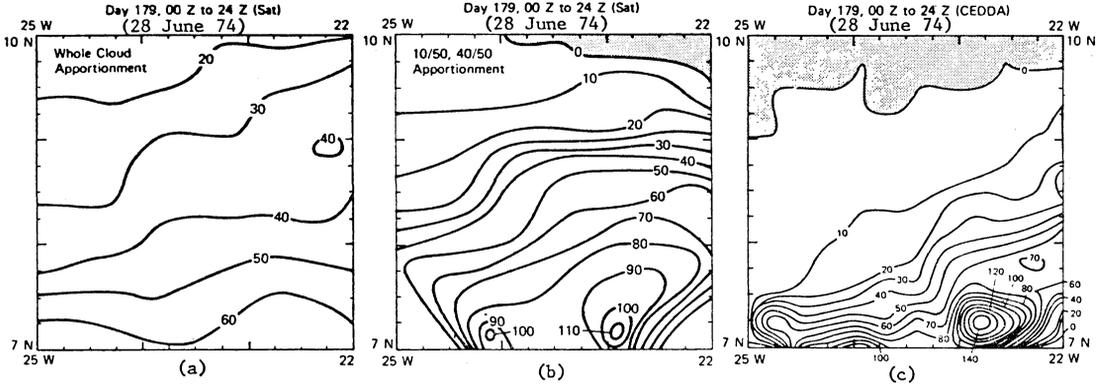
$$R = aA + b(dA/dt) \quad (4)$$

ここに、 $a$  と  $b$  は定数で、過去のデータから

$$\left. \begin{aligned} \text{赤外: } a &= 5.4 \times 10^{-7} (\text{ms}^{-1}); b = 2.8 \times 10^{-3} (\text{m}) \\ \text{可視: } a &= 5.2 \times 10^{-7} (\text{ms}^{-1}); b = 2.6 \times 10^{-3} (\text{m}) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

を得た。(5)式によれば、いま述べた閾値を採用すること

\* Synchronous Meteorological Satellite の略。米国の静止気象衛星の固有名詞。運用が NOAA に移管されると GOES となる。



第8図 降水量分布図の比較。(a) 従来の方法による降水量分布図。(b) 10-50/40-50法による降水量分布図。(c) レーダ・エコーによる降水量分布図 (Woodley 他, 1980)。

により赤外・可視いづれのデータからも、同程度に降水量の見積もりができることを示唆している。一方、 $A$ と $dA/dt$ の平均的な値から、(4)式の $R$ に対する右辺各項の寄与を計算すると赤外・可視のデータとも、面積項は面積変化項の約1.7倍であった。このことは、降水の見積もりに際して面積項の方が重要であることを示すと同時に、面積変化項も無視し難いことを示している。赤外データを(4)式に適用し、4例について降水の見積もりを行い、衛星データから見積もられた全降水量は、降水雲域内の最も冷たい部分から1/5の雲域内にのみ配分した。その結果、降水量の見積もりおよび降水量の分布図とも、良い対応が得られたとした。しかしながら、背の低い積雲や広範囲にわたる積乱雲域では、見積もり降水量は少な目であった。このことについて、Woodley 他 (1980)も同様の指摘をしている。Williams・Gray (1973)によれば、長寿命の積乱雲クラスターは低気圧性じょう乱の構造を持ち、また、この種の雲域からの降水量の見積もりに際して、次章に述べる Barrett (1970)は特別な配慮をしている。画一的な降水見積もりの難しさを示唆したものである。

日常の業務に導入する目的から、強調画像\*を用いて発達した対流雲から地点降水量を見積もる試みが、Scofield・Oliver (1977)によってなされた。基本的な考え方は Scofield・Oliver (1976)と同様で、衛星画像上の対流雲の特徴と降水量の関係についての経験則を、約30

分間隔の衛星画像に適用して30分間の降水量を見積もる。用いられた主な経験則は、以下のようなものである。

- (i) 強い降水は赤外と可視の画像上で白く輝いた部分で起こる。
- (ii) 最も強い降水は積乱雲内の風上側で起こる。
- (iii) 積乱雲の併合はより強い降水をもたらす。

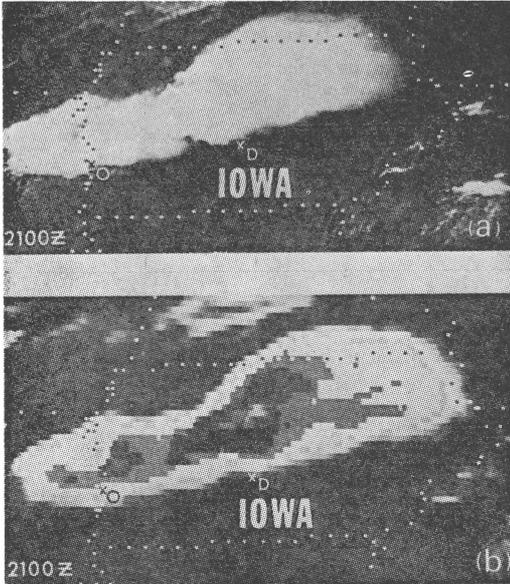
降水量の見積もりは、6段階から成る流れ図にしたがって行われる。初め、発達した積乱雲を識別し、降水雲域を決め、雲頂温度とその変化などによって降水量を決める。

第1段階では対象域内に発達した積雲の有無を確かめる。次に、発達した雲が閾値(241K)以下であるかどうかを強調赤外画像上で検討し(第2段階)、発達した積雲域内で対流活動の最も活発な部分を決める(第3段階)。最も冷たく温度勾配の急峻なところや雲頂が圏界面から突出している部分などが、これに相当する。第4段階では、最も冷たい部分の時間変化を測定し、第5段階では、対流雲の併合など、特に顕著な現象があるかどうかの検討をする。第6段階では、最終的な降水量の見積もりを行う。

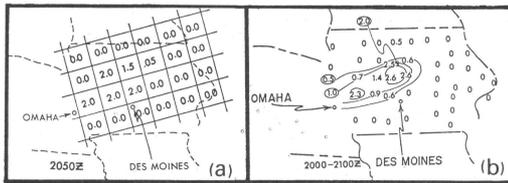
このような地点降水量を見積もる概念を拡張して、対象域内の降水量分布を見積もることもできる。上述した方法を2回繰り返して時間降水量として見積もった降水量分布図とレーダ・エコーから求めた降水量分布図を第9図および第10図に示す。図では、極値や極大軸の向きなどに関して両者の対応は良い。

一方、積乱雲から流出する絹雲の下の低い積雲からの降水 (Scofield, 1978) や閾値よりも暖かい雲からの強い降水 (Scofield 他, 1980) も考慮すべきであるとの指

\* 必要とする情報を強調し、不必要な情報を消去ないし抑制して表現した画像。白黒表示と擬似カラー表示などがある。



第9図 積乱雲クラスターの可視画像 (a) と赤外強調画像 (b). ×はオマハ (O) とドモイン (D) の位置 (Scofield・Oliver, 1977).



第10図 第9図の衛星データによる積乱雲クラスターから見積もった時間降水量 (インチ) 分布図 (a) とレーダ・エコーによる降水量 (インチ) 分布図 (b) (Scofield・Oliver, 1977).

摘がある。また、Scofield・Oliver (1980) は、従来の彼等の方法では

- (i) 湿潤域内で1時間以上も停滞する積乱雲
- (ii) 上層の強い発散を伴う積乱雲
- (iii) 乾燥域内あるいは雲底が高い積乱雲

を扱うには不適当だとして、(i) 項と (ii) 項に対する補正量を示した (省略)。 (iii) 項については、地上から 500 mb までの可降水量を用いた補正因子 ( $f_c$ ) で見積もり降水量を補正する。かくして、改良された方法による降水の見積もり量 ( $R$ ) は、以下ようになる。

$$R = f(T_c, G_c, D_u, S_o, M_g, S_e) \times f_c \quad (6)$$

ここに、 $T_c$ ,  $G_c$ ,  $D_u$ ,  $S_o$ ,  $M_g$ ,  $S_e$  は、それぞれ雲頂温度、雲の面積の増加、上層の発散、雲頂の圏界面からの突出、雲域の併合、湿潤の程度に関する要素で、 $f_c$  は補正因子である。Mose (1980, 1981) は、改良された Scofield・Oliver (1977) の方法を電子計算機との対話方式による自動化を進めている。

#### 4. 瞬時データ法

瞬時データ法は、ある時刻に取得した衛星データから降水を見積もる方法で、赤外あるいは可視あるいは両者の組み合わせを用いる。

対流雲のパラメタリゼーション (Kuo, 1965) の概念を導入し、衛星データと高層データを同時に用いて降水量を計算する方法を、Gruber (1973) が提唱した。Kuo (1965) による降水量 ( $P$ ) は次式で表される。

$$P = \frac{C_p l}{\Delta t L} \int_{P_B}^{P_T} (T_s - T) \frac{dp}{g} = \frac{Ql}{\Delta t} \quad (7)$$

ここに、 $T_s$  は上昇する飽和空気塊の気温、 $T$  は周辺大気の温度。  $C_p$ ,  $L$ ,  $g$  は乾燥空気の定圧比熱、凝結の潜熱、重力加速度。  $P_B$  は持ち上げ凝結高度、 $P_T$  は湿潤空気塊の不安定エネルギーが解消して0になる高度、 $Q$  は凝結の潜熱による熱量、 $l$  は対流活動域内で対流雲に覆われる部分雲量、 $\Delta t$  は降水の平均持続時間である。すなわち、降水量は  $l$ ,  $Q$ ,  $\Delta t$  の関数とみなせる。これを条件付不安定域とみなせる熱帯地方に適用した。  $P$  を実測値、 $Q$  を高層データによる計算値、 $l$  をレーダ・エコー域の50%とみなして対流雲内の降水持続時間を計算すると、その平均値 ( $\bar{\Delta t}$ ) は約30分であった (第1表)。  $\Delta t \approx \bar{\Delta t}$  とし、 $Q$  を対流雲近傍の高層データから計算し、 $l$  を衛星データから求めて、(7)式から降水量を見積もる。対流雲の雲頂温度が  $P_T$  における気温よりも冷たい雲域を深い対流活動域とみなし、その内の13%を  $l$  とした。実際に応用した結果では、時間降水量は0.15インチ、実測値は0.10インチで、満足すべき結果であるとした。

このような方法は、広範囲にわたる降水の見積もりが必要な場合には有効な方法と言えるが、 $Q$  を如何にして求めるかが問題である。

降水の確率が高い、対流雲や多層構造の雲などを衛星画像上で識別することは可能である。この種の雲の降水確率と降水強度を経験的に求め、雲の広がりと出現度数を雲解析図から知ることにより、Barrett (1970) は雲を示数化して月降水量の見積もりを試みた。雲の示数 (降水係数、 $k_r$ ) は

第1表  $\Delta t$  を計算するために必要な要素 (Gruber, 1973).

Case No.	Date	Average $P$ parameter [cm (10min) <sup>-1</sup> ]	Average $l$ parameter	$Q_1$ parameter (gm cm <sup>-2</sup> )	$P/l$	Calculated $\Delta t$ (min)
1	6/29/70	0.006	0.013	1.26	0.46	27
2	6/30/70	0.024	0.046	2.00	0.52	38
3	7/ 2/70	0.007	0.018	1.50	0.39	38
4	7/ 7/70	0.023	0.055	1.26	0.42	30
5	7/ 8/70	0.030	0.071	1.50	0.42	36
6	7/17/70	0.014	0.037	1.20	0.38	32
7	7/18/70	0.030	0.042	1.26	0.71	18

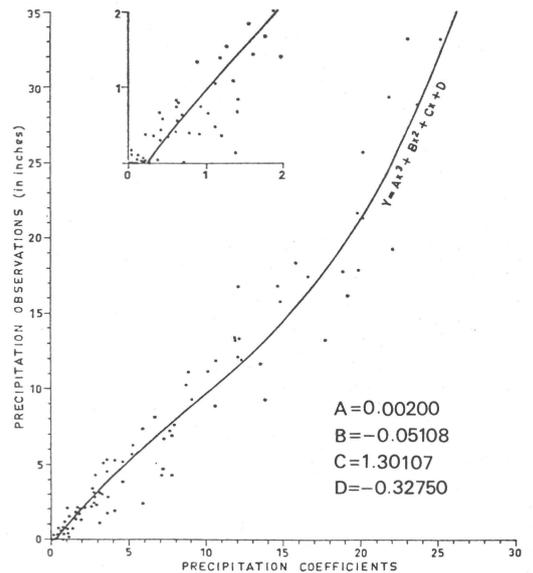
第2表 雲解析図で卓越する雲型に対応する降水確率と降水強度 (Barrett, 1970).

(1) Cloud type category	(2) Relative probability of rainfall	(3) Relative intensity of rainfall	(4) Rainfall indicator compounded from columns (2) and (3)	(5) Rainfall indicator in area of 'synoptically significant' cloudiness
Cumulonimbus	0.90	0.80	0.72	2.88
Stratiform	0.50	0.50	0.25	1.00
Cumuliform	0.10	0.20	0.02	—
Stratocumuliform	0.10	0.01	0.001	—
Cirriform	0.10	0.01	0.001	—
Clear skies	—	—	—	—

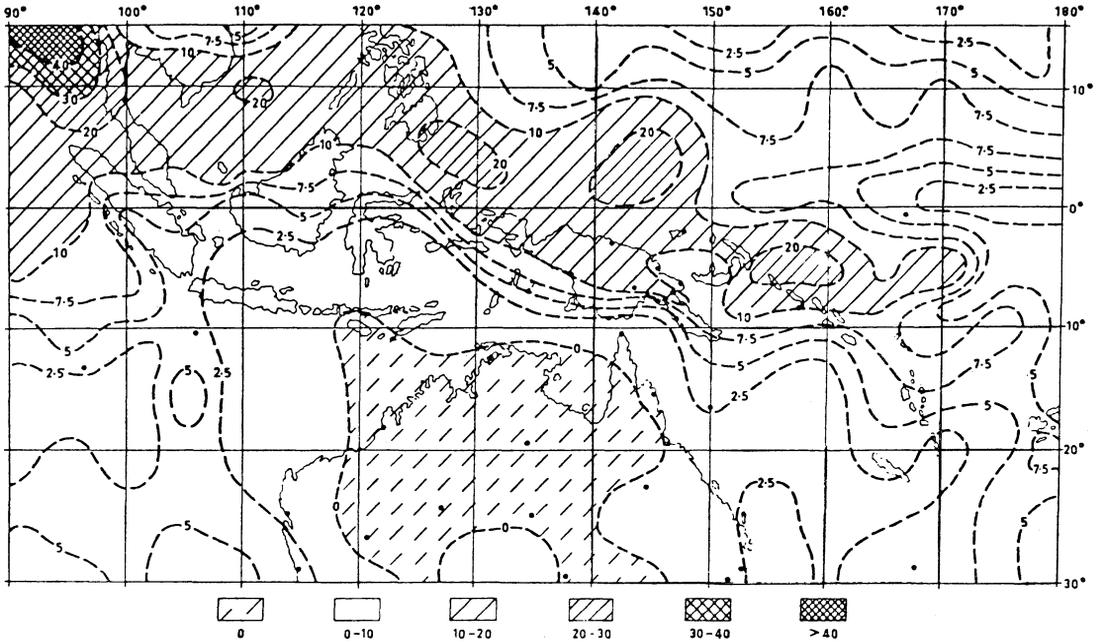
$$k_r = A \sum_{i=1}^6 N_i P_i I_i C_i / 100 \quad (8)$$

なる式で与えられる。A は月平均の雲量で、大規模場における低気圧性じょう乱の発達域に対する荷重とみなせる。C<sub>i</sub> は雲型の組み合わせによって決まる6個(i)の空の状態、N<sub>i</sub>、P<sub>i</sub>、I<sub>i</sub> はそれぞれの空の状態に対する出現度数、降水確率、降水強度である(第2表)。降水を見積もる対象雲が渦性であったり前線性雲バンドなど、低気圧性じょう乱に伴う組織的な雲の場合には、(8)式による降水係数に荷重を付す。このようにして求めた降水係数と実測値の関係から見積もり降水量を計算する。

この方法を熱帯地方に適用するために、降水係数を日々の雲解析図から求め、これを豪州大陸上の実測値と対応づけた(第11図)。さらに、この関係を対象域全域に適用して降水係数から降水量を見積もったのが第12図である。同図によれば、東南アジアにおける降水量の極大域と、そこからパプア・ニューギニアのすぐ北に至る極大域、豪州上の少雨などは南西モンスーン、熱帯収束帯、太平洋高気圧などに対応する現象と理解される。独立資料による検証(第13図)では、良い精度を保っていると



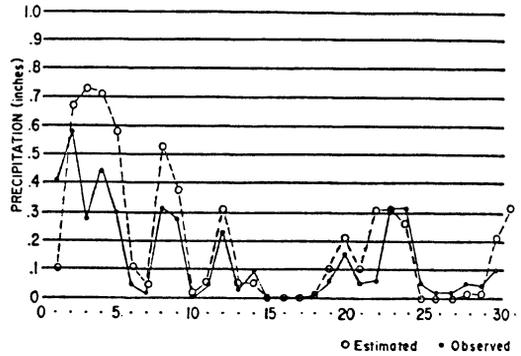
第11図 降水係数と実測の降水量の関係 (Barrett, 1970).



第12図 雲解析図から緯経度5度毎に求めた月降水量分布図 (Barrett, 1970).

		ESTIMATED PRECIPITATION (in inches)							
		0	0-2.5	2.5-5	5-7.5	7.5-10	10-20	20-30	TOTALS
RECORDED PRECIPITATION (in inches)	0	5							5
	0-2.5	2	7	3	1				13
	2.5-5		3						3
	5-7.5			1	1		1		3
	7.5-10			1					1
	10-20					1	1		2
20-30							2	2	
TOTALS		7	7	8	2	1	4	0	29

第13図 見積もり降水量と実測の降水量を示す対照表 (Barrett, 1970).



第14図 平均見積もり降水量と実測値 (Follansbee, 1973).

言えよう。

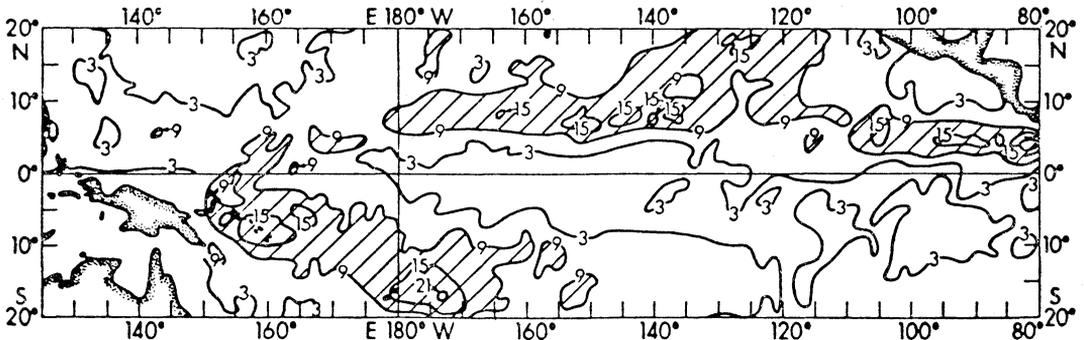
もっと直截的な方法により、Follansbee (1973) は日降水量を見積もった。降水を伴う雲は、積乱雲、雄大積雲、乱層雲のみとし、

$$R_e = \sum_{i=1}^3 C_i K_i \quad (9)$$

なる式で降水量を見積もる。ここに、 $i$  は上述の三種の雲の識別符、 $C_i$  と  $K_i$  は対象域内の部分雲量と降水強度である。 $\sum_{i=1}^3 C_i = 1.0$  とし、積乱雲、乱層雲、雄大積雲に対する降水強度を、それぞれ1.00、0.25、0.02(インチ/日)とした。結果の1例を第14図に示す。第3表に示す全適用例では44%が適中、 $\pm 1$ クラス以内を適中とみなすと、79%になる。なお、0.05インチ(0.1ミリ)以下を無降水とした時の降水の有無に関するスキルスコアは0.59である。この方法では、日最大降水量が1インチ以

第3表 実測と見積もりの日降水量 (Follansbee, 1973).

	Estimated								Total
	0	.01-.10	.11-.20	.21-.30	.31-.50	.51-1.00	1.01-2.00	2.01-5.00	
Observed 0	114	45	9	3					171
.01-.10	30	54	22	20	11	7			144
.11-.20	1	10	9	10	16	4			50
.21-.30		4	6	7	12	9			38
.31-.50		1	4	5	21	18			49
.51-1.00		1	1	2	10	10			25
1.01-2.00		2			3	4			9
2.01-5.00					2				2
Total	146	117	51	47	75	52	0	0	488



第15図 緯経度1度毎に求めた HRC の度数分布図 (Kilonsky・Ramage, 1977).

上になることはないので、対象域を狭くすると誤差は次第に大きくなる。これを補正するため、過去の地域的な偏差や豪雨時の降水量などから計算される荷重を付した計算式が原論文に示してある。

このような降水の見積もり法をさらに簡略化して、夏の対流雲のみを扱ったものに、Follansbee・Oliver (1975)がある。日降水量は、赤外データでは過剰に、可視データでは過少に見積もられる傾向がある。しかし、日降水量の見積もり値を7日間の移動平均値として表現すると、実測値との対応が良くなる。これは単純化した方法によって見積もられた降水量でも気候学的に利用し得ることを示したものと見えよう (図省略)。

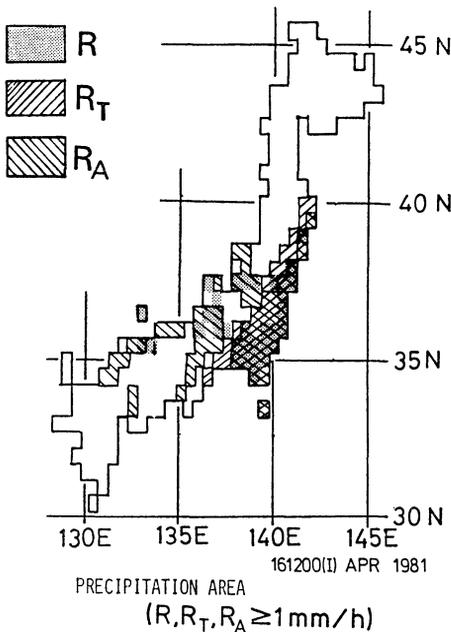
Kilonsky・Ramage (1977) は、熱帯地方の対流雲クラスターを対象にして、海洋上で広範囲にわたって降水量を見積もった。可視画像上の半径2度以上の輝度の強い積乱雲クラスター(HRC: High Reflective Cloudsの略)を降水雲とみなした。降水雲の形に合わせて、円形や楕円形のオーバーレイを当て、降水雲の中心位置とその形などから、1971年から2年間の雲分布図を作成した(第15図)。この雲分布(x)を海拔30m以下のさんご礁の島々における降水量(y)と対応づけると

$$y = 55.3 + 39.2x \tag{10}$$

なる関係を得る。これを対象域全域に適用し見積もり降水量を求め、緯度圏に沿って積算して他の方法による見

第4表 日降水量の予想値と実測値 (Barrett, 1973).

Observed rainfall	Estimated rainfall							Totals
	None	Little or none	Light	Light or moderate	Moderate	Moderate or heavy	Heavy	
Heavy	1		1		5	8	34	49
Moderate	3	1	8	7	31	7	3	60
Light	7	4	10	7	6	2	2	38
None	22	5	5	3	1			36
Totals	33	10	24	17	43	17	39	183



第16図 1981年4月16日の赤外と可視のデータによる見積もり降水量 ( $R_T$  と  $R_A$ ) と実測 ( $R$ )。東北地方には絹雲による過剰見積もり降水域があり、西日本には中・下層雲による過剰見積もり降水域がある(中村・土屋, 1982)。

見積もり降水量分布図と比較すると大略良い対応がみられるほか、詳細にわたってはより良い降水量が得られたとした(図省略)。

Garcia(1981)は、Kilonsky・Ramage(1977)とGriffith-Woodley(1975)による降水の見積もり法を GATE のデータに適用して比較した。前者の方法は後者の方法よりも単純であるにもかかわらず、両者の相違は小さく、GATE の全期間に対する見積もり降水量の相関係数は 0.92であった。前者の方法は経済的に優れており、熱帯

地方の海上における見積もり降水量の信頼性も保たれている、という結果が示された。

GMS を用いた降水量の見積もりは、中村・土屋(1982)によってなされた。中緯度の雲域を対象として、緯・経度 0.5 度毎の赤外および可視の空間平均データ ( $T_{BB}$  および  $A$ ) を用いて、対応する空間内の降水量を見積もったもので、衛星データと降水量の関係は以下の回帰式で表した。

$$R_T = (\sqrt{X^2 + 239.027} - X) / 6.66 \quad (1)$$

$$\text{但し } X = T_{BB} + 47.617$$

$$R_A = (\sqrt{Y^2 + 0.00303 + Y}) / 0.04672 \quad (2)$$

$$\text{但し } Y = A - 0.5195$$

彼らの本来の目的は、このような単純な方法でどの程度降水の見積もりが可能かを検討するためのもので、ある程度の成果は得られたものの、降水を伴わない絹雲と降水を伴う背の低い積雲の場合には良い結果が得られていない(第16図)。このことは降水の見積もりに関して赤外と可視のデータの併用を示唆している。

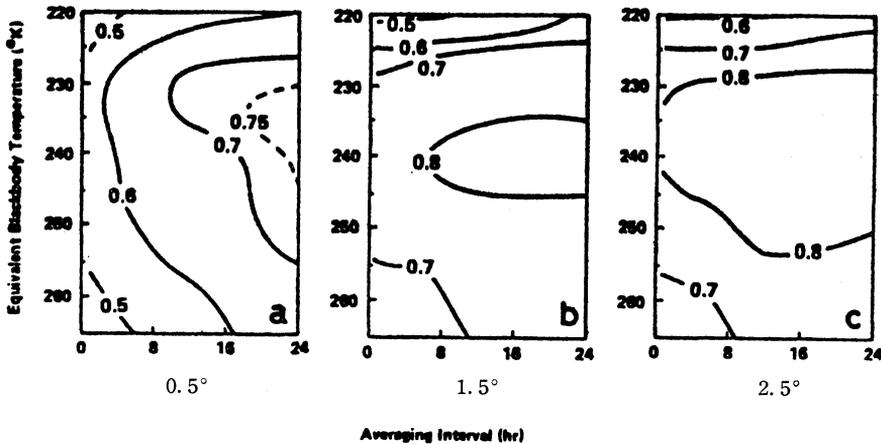
降水量の予測は、Barrett(1973)が試みた。彼は、Follansbee(1973)と同様な概念で雲を指数化し、降水をもたらず場が雲域を外挿することによって得られるとみなした。すなわち、移動性の雲域を

$$RR = f(S, C, I) \quad (3)$$

で表す。ここに、 $S$  は雲を伴う気圧系、 $C$  は雲量、 $I$  は降水強度である。降水の強度をいくつかに分けて行った検証の結果を第4表に示す。適中が74%で、満足すべき結果が得られたとした。なお、降水量の予測については、現在では力学的な方法などが主になっている。

### 5. 降水見積もり上の問題点

前章までみてきたように、衛星データによる降水の見積もりは、雲型・雲量・雲域あるいは特定な等温線で囲まれた雲域とその変形などに基づいてなされる。その際



第17図 時間分解能と相当黒体温度による見積もり降水量の相関係数 (Richards・Arkin, 1981) a: 0.5度平均, b: 1.5度平均, c: 2.5度平均.

に、実測値との相違の主な原因と考えられるのは

- (1) データの質 (放射行程におけるエネルギーの吸収, 雲の射出率, 太陽光度角の差による反射強度の相違, 分解能などの問題を含む)
- (2) 雲構造の相違 (無降水の絹雲, 背の低い降水雲など)
- (3) 気象状況の相違 (気候学的に異なった状態下での適用など)

がある。

### 5.1. データの質

赤外では、放射行程上のエネルギー吸収と雲の射出率による影響が、可視では、太陽・衛星・雲の相対位置関係から生ずる太陽光の反射強度の相違の影響が主にデータの質に関係する。補正に必要なデータが実時刻で得られないことや補正法が確立されていないことなどから、それらの影響を含んだデータが利用者に提供されている。赤外や可視の画像 (アナログデータ) から雲型や雲量などを介して降水を見積もる方法に比べて、デジタルデータによる方法ではデータの質による精度への影響が大きく、利用に際してはこの点に考慮が払われる。

赤外データでは、熱帯地方や中緯度地方で開発された方法を同一の地方に適用する際には、上述の効果はバイアスとみることができることおよび降水見積もり量への反映が小さいと考えられることなどから、実質的な影響\*は小さいと考えられる。一方、可視データでの反射率の

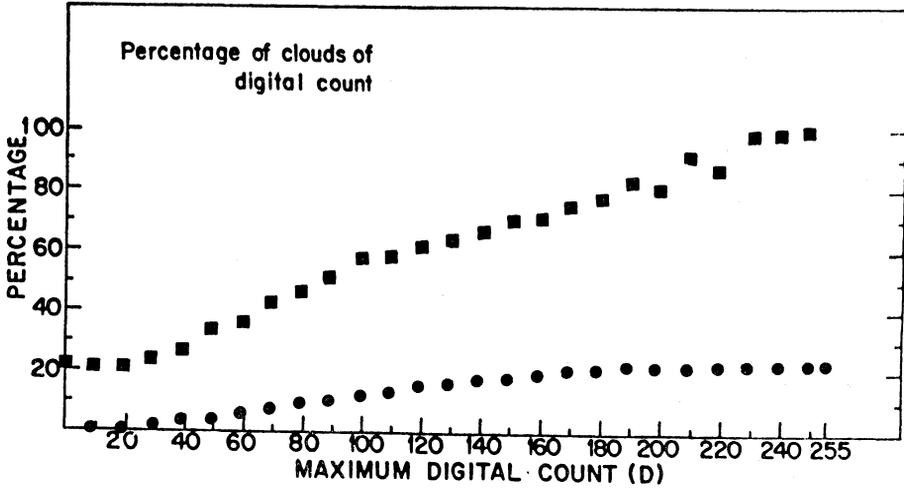
相違の効果はかなり大きく、太陽光度角のみの補正を行って降水の見積もり法を開発した例を前章で述べた。多くの場合、太陽高度角の影響が少ない地方標準時の正午近くの観測データに限定して降水の見積もり法を開発し応用しているのが現状である。

このように、降水の見積もり法を開発するに当たっては、赤外と可視のデータにおける誤差の原因を極力小さくするような努力をする必要がある。

衛星データの時間分解能は、衛星の設計や地上での運用などで規制されており、米国では約30分、日本では通常3時間 (緊急時1時間) 間隔である。空間分解能は、衛星に搭載されているセンサーの仕様と雲の地理的位置およびデータ処理の方法に依存する。基本的には、時空間分解能は小さい程小規模スケールの現象をより良く理解し得る。一方、面積降水量の見積もりなどの場合には、必ずしも元のデータをそのまま用いる方が最適であるとは限らない。

Richards・Arkin (1981) は、降水雲域の閾値を5 K毎に変え、時間分解能を1~24時間に変化させ、空間分解能を0.5, 1.5, 2.5度平方に変えて、面積降水量を計算した。降水雲域の閾値が240K のとき、時空間の分解能に無関係に見積もり降水量の分散が最小になる (図省略)。第17図は見積もり降水量とレーダ・エコーに基づく実測値との相関係数を時空間平均値の関数として示したものである。最小の空間平均では相関係数は小さく、特に、時間平均が小さい時に顕著である。一方、他の空間平均では相関係数は良くなる。時間スケールが大きいと相関係数は大きくなるが、空間平均スケールが小さいとその効

\* 影響の定量的な見積もりの例として、Anderson *et al.* (1969) 参照のこと。



第18図 レーダ・エコーを伴う雲の積算度数。■は DC 値よりも冷たい雲域内のレーダ・エコー積算百分率, ●は DC 値よりも暖かい雲域内のレーダ・エコー積算百分率 (Griffith・Woodley, 1973).

果は小さい。このことは、時・空間の平均スケールが独立ではないことを示すとともに、空間平均値が見積もり降水量に及ぼす効果は時間平均値よりも大きく、見積もり降水量を得るための安定した回帰曲線を得る程度の時間平均操作は必要であること、などを示している。

5.2. 雲構造の相違

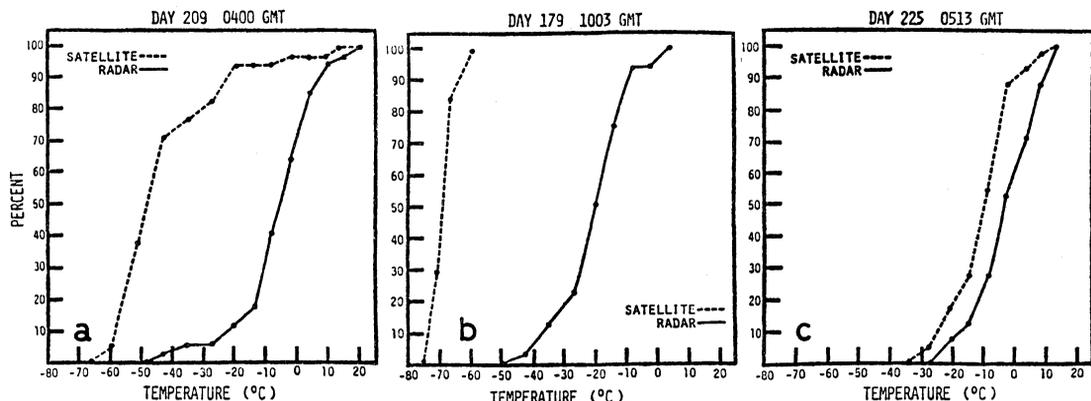
雲の構造によって、赤外や可視のデータで表される雲域は違ってくる。赤外データでは降水に無関係な厚い絹雲も積乱雲と同様に冷たく表現される。一方、降水を伴う中・下層雲は暗く表現され、降水雲を閾値で決める際の誤差の原因となる。可視データでは、雲の厚さが太陽光の反射率と比例関係にあるとみなして降水の見積もり法に可視データを利用している。しかし、Mosher (1979) によれば、このような比例関係は疑問だとし、Griffith・Woodley (1973) の調査結果は、積乱雲が発達するにつれて鉛直方向だけではなく水平方向にも広がったためではないかとしている。

これらのことは、衛星データによって決めた降水雲がレーダ・エコーと必ずしも一致しない一因と考えられる。第18図は、Griffith・Woodley (1973) による可視データとレーダ・エコーの対応を示したものである。DC $\geq$ 80 を降水雲と定義すれば、降水雲とみなした雲の

48%と無降水雲とみなしたものの9%はレーダ・エコーを伴うことを示している。赤外データでは、253K 以下を降水雲とすると、降水雲とみなしたものの内76%と無降水雲とみなした雲の40%はレーダ・エコーを伴っている (Griffith 他, 1978)\*。すなわち、レーダ・エコーを伴わない降水雲は過大な見積もり降水量をもたらし、レーダ・エコーを伴う無降水雲は過小な見積もり降水量をもたらす。赤外データでは可視データに比べて、降水雲のレーダ・エコーの出現率も大きい。赤外データにおけるこのような不一致は、主として、降水を伴わない絹雲と降水を伴う暖かい雲によってもたらされる (Woodley 他, 1980; Augustine, 1981; 中村・土屋, 1982)。

第19図は、赤外データから見積もった降水量が適切であった場合と不適切であった場合に、赤外データとレーダ・エコーの相対的な鉛直分布を百分率表示したものである (Augustine 他, 1981)。レーダ・エコーの場合には、最下層のレーダエコー面積を基準(100%)とする。赤外データの場合には、基準のレーダ・エコーと同じ高度の気温と同一温度で囲まれた雲域の面積を基準とする。降水量の見積もりが適切であれば(第19図(a)), 赤外データとレーダ・データの勾配が類似している。過大な見積もりでは(第19図(b)), 両者の曲線の相似性は薄く、降水を伴わない絹雲の場合に相当する。見積もり降水量が過少である場合には両者の曲線は接近し酷似しており (第

\* 彼らを用いたデータの場合には、無降水とみなした雲のうち、14%のみがレーダ・エコーを伴っていた。



第19図 規準化されたレーダ・エコー（実線）と赤外データによる雲域（破線）の鉛直分布。(a) 見積もり降水量（赤外データによる）が適切。(b) 見積もり降水量過剰。(c) 見積もり降水量過少 (Augustine 他, 1981)。

19図(c))。暖かい雲からの降水であることがわかる。この場合にはむしろ適切な降水量が見積もられても良いとも思われるが、一般的に成り立つような赤外データと降水量の関係にはなっていないことが分かる(第19図(a)参照)。このような赤外データの欠点を可視データとの組み合わせによって補うという考え方がある。Lovejoy・Austin (1979 a)は、赤外と可視データの最適な組み合わせを用いて、降水域と降水量を見積もる際の誤差を計算した。降水域と降水量の相関は約0.9、降水域と降水強度の相関は0.1~0.2であり、降水域の決定が降水見積もりの際の重要な要素であると共に、降水強度は降水域内で大きな分散があることを示している。一方、降水域の見積もりに関する平均二乗誤差は22%、これにレーダ・エコー強度から求めた降水強度を乗じて計算した降水量の平均二乗誤差は44%である。この誤差の原因は、降水強度の変化に対して衛星データが追従できないことが主な原因であろう。なお、赤外データのみによる降水域限定の誤差は、Lovejoy・Austin (1979 b)によれば71%であり、降水域の限定に関する可視データの重要性が示された。同様の指摘は、加藤他(1980)、中村・土屋(1982)などによってもなされている。

このように、衛星データを降水の見積もりに利用するには降水雲の定義を考え直す必要があるようにも思われる。

### 5.3. 気象状況の相違

特定の季節や領域で開発された降水の見積もり法を他の季節や地域に適用する場合には、衛星データと降水量の対応関係が異なってくる。また、赤外データから降水

雲域を決めて降水量を見積もる際に、大気状態の変化によっては大きな誤差が生ずることもある。

Wylie (1979)は熱帯地方で開発された降水の見積もり法を中緯度(モンリオール地域)に適用した。中緯度における背の低い降水雲は、熱帯地方で用いた閾値では探知できないので、その閾値を高温にして降水の見積もりを行ったにもかかわらず降水見積もりの結果は良くはなかった。降水雲域の変化に基づく降水見積もりの結果も同様であった。一方、Griffith 他(1981)は、フロリダ半島で開発された降水の見積もり法をロッキー山脈の東斜面の積雲に適用できるかどうかの検討を行い、地域差を補正することによって可能であるとした。一方、中村・土屋(1982)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240Kである。しかし、南寄りの風が卓越する状況の下では、雲頂温度が263Kでもレーダ・エコーと良い対応を示す(土屋, 1984)ことも分かっている。

以上のことは、熱帯地方の降水は主として積雲系の雲によるが中緯度では層状系の雲も含まれることや大気の含有水量が異なることなど、降水機構や気候学的特徴の相違などにより、開発された降水の見積もり方法を異なった時期や地域に適用するには限界があることを示唆している。さらには、同じ時期や地域における適用に関しても、気象状況の変化を十分に考慮すべきことをも示している。

### 6. おわりに

衛星データによる降水の見積もりに関して、これまで

になされた試みを系統的にみてきた。降水の見積もりでは、衛星データの物理的特性を降水機構に結びつけてはいるものの、不確定性が多く、現実的な対応として、多くのものは統計的な手法に頼らざるを得ない。このような降水の見積もり量は、短時間で変動する降水強度に追従できない場合があるようだが、適切な結果が得られた方法もあり、また、最大降水量と長時(期)間の積算値に関しては総じて良いようである。

今後は、降水をもたらす雲の鉛直構造の相違や気象状況の変化などにより、衛星データを画一的に扱うのではなく、降水雲の決め方や降水量を見積もる方法を変えるなど、状況に応じたデータの利用が望まれる。このためレーダ・雨量計(例えば AMeDAS\*)あるいは地上天気図などで降水域を常時監視して、降水雲域の輪郭と雲頂温度や雲の反射率あるいは両者の組み合わせとの対応などを確かめつつ、これを同一の気象状況下にある周辺域に拡張して、降水の見積もりを行う方法も考えられる。さらに降水の見積もりは、必ずしも 1 mm/h 単位で連続的に行う必然性があるわけではなく、最大降水量の見積もりあるいは注意報基準以下や注・警報以上の降水の可能性を判断するなど、降水量の単一的あるいは不連続な閾値と衛星データとの対応をみることも有効な利用法の一つと言えよう。

このように、実際的な手法によりあるいは理論に基づいて、衛星データから降水を見積もる方法を開発することは、気象の定常業務においてはもとより、調査研究部門への応用も考えられる。今後、衛星データの普及がさらに進むにつれて、これまでとは違った観点に基づく方法も含め、衛星データによる降水見積もり法の新たな展開を期待したい。

### 謝 辞

本論をまとめるに当たり、著者の筆の遅さを気長に待ち、かつその間激励して下さり、多くの適切なる助言を賜った黒沢予報課長・山下 洋横浜地方気象台長・櫃間道夫気象衛星センター解析課長に厚く感謝致します。

\* Automated Meteorological Data Acquisition System の略。気象庁の自動気象観測網で、約 17 km<sup>2</sup> に 1 個の密度で日本全土に展開されている。

\*\* 気象庁総務部気象衛星課による日本語訳「予報と解析への気象衛星資料の利用」(1976年3月刊)がある。

### 文 献

- Allison, L.J., E.B. Rogers, T.T. Wilheit and R. W. Fett, 1974: Tropical cyclone rainfall as measured by the Nimbus 5 electrically scanning microwave radiometer, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **55**, 1074-1089.
- Anderson, R.K., J.P. Ashman, F. Bittner, G.R. Farr, E.W. Ferguson, V.J. Oliver and A.H. Smith, 1969: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting, ESSA Tech. Rep. NES-51, Washington D.C.\*\*
- Augustine, J.A., C.G. Griffith, W.L. Woodley and J.C. Meitin, 1981: Insights into errors of SMS-infrared GATE convective rainfall, *J. Appl. Met.*, **20**, 509-520.
- Barrett, E.C. 1970: The estimation of monthly rainfall from satellite data, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 322-329.
- and D.W. Martin, 1981: The use of satellite data in rainfall monitoring, Academic Press, 340 pp.
- Barrett, E.C., 1973: Forecasting daily rainfall from satellite data, *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 215-222.
- Blackmer, R.H., Jr. and S.M. Serebreny, 1968: Analysis of maritime precipitation using radar data and satellite cloud photograph, *J. Appl. Met.*, **7**, 122-131.
- Follansbee, W.A., 1973: Average daily rainfall from satellite cloud photographs, NOAA Technical Memorandum NES-44, 39 pp.
- , and V.J. Oliver, 1975: A comparison of infrared imagery and video pictures in the estimation of daily rainfall from satellite data, NOAA Technical Memorandum NES-62, 16 pp.
- Garcia, O., 1981: A comparison of two satellite rainfall estimates for GATE, *J. Appl. Met.*, **20**, 430-438.
- Griffith, C.G. and W.L. Woodley, 1973: On the variation with height of the top brightness of precipitating convective clouds, *J. Appl. Met.*, **12**, 1086-1089.
- and ———, 1975: Rainfall estimation from geosynchronous satellite imagery, *Proceedings of the Eleventh Space Congress*, Cocoa Beach, Fl., Apr., 1975.
- , ———, S. Browner, J. Teijeiro, M. Maier, D.W. Martin, J. Stout and D.N. Sikdar, 1976: Rainfall estimation from geosynchronous satellite imagery during daylight hours, NOAA Technical Memorandum ERL 356-WMPO 7, 106pp.

- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, P.G. Grube, D. W. Martin, J. Stout and D.N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery—Visible and Infrared studies, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1153-1171.
- \_\_\_\_\_, J.A. Augustine and W.L. Woodley, 1981: Satellite rain estimation in the U.S. high plains, *J. Appl. Met.*, 20, 53-66.
- Gruber, A., 1973: Estimating rainfall in regions of active convection, *J. Appl. Met.*, 12, 110-118.
- 加藤一端, 1983: 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*, 148, 685-786.
- \_\_\_\_\_. 猪川元興・中島 忍, 1980: GMS による画像データと AMeDAS 降雨量データの比較, *気象衛星センター技術報告*, 2, 43-59.
- Kilonsky, R.J. and C.S. Ramage, 1976: Technique for estimating tropical open-ocean rainfall from satellite observation, *J. Appl. Met.*, 15, 972-975.
- 木場博之, 1983: 対流雲の雲塊の雲頂温度の変化と降雨に見られる特徴—梅雨期の大雨の事例解析, *気象衛星センター技術報告*, 7, 1-12.
- Kuo, H.L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.
- Lethbridge, M., 1967: Precipitation probability and satellite radiation data, *Mon. Wea. Rev.*, 95, 487-490.
- Lovejoy, S. and G.L. Austin, 1979 a: The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitudes. *Atmosphere-Ocean*, 17, 7-92.
- \_\_\_\_\_ and \_\_\_\_\_, 1979 b: The sources of error in rain amount estimating schemes from GOES visible and infrared satellite data, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1048-1054.
- 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.
- \_\_\_\_\_ and W.D. Sherer, 1973: Review of satellite rainfall estimation methods, *Bull. of AMS*, 54, 661-674.
- 三木芳幸, 1981: 活発な対流雲下の降水量, 昭和55年度全国予報技術検討会資料 (気象衛星センターの部).
- \_\_\_\_\_. 鈴木哲夫, 1980: 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 (気象衛星センターの部).
- Mose, J.F., 1980: Interactive techniques for the estimation of precipitation from geostationary imagery, Preprint Volume for 2nd Conference on Flash Floods, Mar. 18-20, 1980, Atlanta, Ga.
- \_\_\_\_\_, 1981: Convective cloud-tracking techniques for estimating precipitation from geostationary imagery, Preprint Volume, 4th Conference on Hydromet., Oct. 7-9, 1981, Reno, Nev.
- Mosher, F.R., 1979: Visible flux variations across finite clouds, PhD. thesis, The Univ. of Wisconsin, Madison, Wis.
- Nagle, R.E. and S.M. Serebreny, 1962: Radar precipitation echo and satellite cloud observations of a maritime cyclone, *J. Appl. Met.*, 1, 279-298.
- 中村和信・土屋 喬, 1981: 衛星データとアメダス降水量の対応について, 昭和55年度全国予報技術検討会資料 (気象衛星センターの部).
- \_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_, 1982: 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 (気象衛星センターの部).
- Park, Soon-Ung., D.N. Sikdar and V.E. Suomi, 1974: Correlation between cloud thickness and brightness using Nimbus 4 THIR data (11.5- $\mu$ m channel) and ATS 3 digital data. *J. Appl. Met.*, 13, 402-410.
- 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. Appl. Met.*, 12, 1082-1085.
- Richard, F. and P.A. Arking, 1981: On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1081-1093.
- Scofield, R.A. 1978: Using satellite imagery to estimate rainfall during the Johnstown Rainstorm, Preprint Volume, Conference on Flash Floods, Hydromet. Aspects, May 2-5, 1978, Los Angeles, Calif.
- \_\_\_\_\_ and V.J. Oliver, 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery, NOAA Technical Memorandum NESS 86, 47 pp.
- \_\_\_\_\_ and \_\_\_\_\_, 1980: Estimating rainfall from thunderstorms with warm tops in the infrared imagery, Preprint Volume, Eighth Conference on Wea. Forecasting and Analysis, June 10-13, 1980, Denver, Colo.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_ and L. Spayd, 1980: Some improvements to the Scofield/Oliver Technique, Preprint Volume, Second Conference on Flash Floods, March 18-20, 1980, Atlanta, Ga.
- Sikdar, D.N., 1972: ATS-3 observed cloud brightness field related to a meso- to synoptic-scale

rainfall pattern, *Tellus*, 24, 400-413.

\_\_\_\_\_, V.E. Suomi and C.E. Anderson, 1970: Convective transport of mass and energy in severe storms over the USA. An estimate from a geostationary altitude, *Tellus*, 22, 521-532.

Stout, J.E. and D.W. Martin, 1979: Estimating GATE rainfall with geocynchronous satellite images, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 585-598.

土屋 喬, 1984: 強雨の降り始め, 降り終り予測の手懸り(その2), 衛星資料の予報への利用(3-1-8), 気象庁予報部.

Wilheit, T.T., A.T.C. Chang, M.S.V. Rao, E.B. Rodgers and J.S. Theon, 1977: A satellite technique for quantitative mapping rainfall rates over the oceans. *J. Appl. Met.*, 16, 551-560.

Williams, K.T. and W.M. Gray, 1973: A statistical analysis of satellite-observed trade wind cloud clusters in the western north Pacific, *Tellus*, 25, 313-326.

Woodley, W.L. and B. Sancho, 1971: A first step towards rainfall estimation from satellite cloud photos, *Weather*, 26, 270-289.

\_\_\_\_\_, C.G. Griffith, J.S. Griffin and S.C. Stromat, 1980: The Inference of GATE convective rainfall from SMS-1 imagery, *J. Appl. Met.*, 19, 388-408.

Wylie, D.P.,: An application of a geostationary satellite rain estimation technique to an extratropical area, *J. Appl. Met.*, 18, 1640-1648.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
1984環境科学シンポジウム	昭和59年11月1日～2日		岡山市
第10回リモートセンシングシンポジウム	昭和59年11月5日～6日	計測自動制御学会	国立教育会館
日本気象学会中部支部研究会	昭和59年11月22日	日本気象学会中部支部	国鉄静岡職員センター
国際MAPシンポジウム	昭和59年11月26日～30日		京都市, 新都ホテル
WMO 都市気候とその応用に関する技術会議	1984年11月26日～30日	WMO ほか	メキシコシティ
第7回極域気水圏シンポジウム	昭和59年12月4日～6日	国立極地研究所	国立極地研究所
第8回風工学シンポジウム	昭和59年12月6日～7日	日本風工学会ほか	気象庁講堂
第31回風に関するシンポジウム	昭和59年12月20日	日本農業気象学会ほか	農林水産省農業環境技術研究所大会議室
First WMO Workshop on the Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations over the Globe	1985年7月29日～8月2日	WMO	メリーランド大学(米国)
IAMAP/IAPSO 1985年ハワイ合同研究集会	1985年8月5日～16日		ハワイ州ホノルル
第23回国際地震学・地球内部物理学協会(IASPEI)総会	昭和60年8月19日～30日	地震学会ほか	京王プラザホテル