

招待論文

レーダ雨量計の実用化への開発

DEVELOPMENT OF OPERATIONAL USE OF RADAR RAINGAUGES

木下 武雄*

By Takeo KINOSITA

1. はじめに

人に備わった感覚のうち、「見る」「聞く」は空气中を伝播する光・音という波動を感じることである。これは「味わう」「かく」など他の感覚が、物質が人体の感覚器官に達しなければ感じられないのに対して、遠隔で感知するリモートセンシングの一種である。

リモートセンシングには2種ある。対象物が発した波動を感じる受動センシングと、波動を発射して対象物で反射されて帰って来た波動から対象物を感じる能動センシングとである。通常状態の感覚「見る」「聞く」は受動センシングであるが、懐中電灯で対象を照らす場合は能動センシングである。これから述べるレーダ雨量計も能動センシングである。

レーダ雨量計には近年大幅な進歩がみられた。これが単なる雨量観測の測器であるなら気象専門家の開発をまって土木分野の技術者が利用すればよい。しかしレーダ雨量計は新しい目である。広い利用方法を含めると雨量を見る装置と呼んでよい。新しい目により新しい分野が拓かれるのは航空写真測量など多くの例でよく知られておりである。目の開発は他人に任せず自ら行うべきである。なぜなら視覚には幻覚もあり得るわけで、レーダ雨量計の利用にも基本的な誤りを侵さないように、どこまで見えるか、何が見えるか等を自分で探るべきである。

レーダ雨量計という目の特徴は次の3点である。

① 瞬時性：雨滴の成長・落下、そして在来手法による観測の所要時間に比べれば観測はまったく瞬時に行

れる。

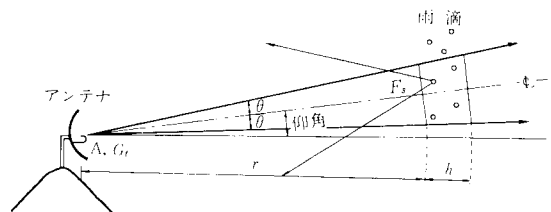
② 連続性：レーダのアンテナを回転させることにより、平面的（さらには立体的）に連続的に雨域を見ることができ、狭い範囲の強雨を見落とすという欠点がない。

③ 直観性：上記2特徴を組み合わせ、表示方法を適切にすれば、雨量の空間的・時間的分布を直観的に見ることができ、具体的にはテレビのブラウン管上に雨量の地図として見ることができ、人のパターン認識能力と組み合わせると著しい判断機能を発揮できる。

したがって、レーダ雨量計は水文観測器械という範ちゅうにとどまらず、河川・ダム・砂防・鉄道・道路その他多くの土木構造物の豪雨に対する安全管理技術一般において新しい目としての威力を大に発揮し得るものである（口絵写真—1,2はレーダ雨量計で得られた雨量の地図を示す）。

2. 原 理

レーダ雨量計の原理は次のとおりである（図—1参照）。アンテナから距離 r の地点のみに雨滴群が存在する単純な状況を考える。アンテナよりパルス状の電波を



図—1 レーダビーム説明図

* 正会員 理博 国立防災科学技術センター第一研究部長
(〒305 茨城県新治郡桜村天万台 3-1)

発射すると、電波は雨滴群により反射され、アンテナで受信される。雨滴群までの距離 r は、電波が往復するに要する時間 t より、 $r = ct/2$ として求められる (c は電波伝播速度)。電波の受信強度と発信強度の比は距離 r および雨滴の粒径とその分布の関数であり、 r の効果を補正すれば雨量強度と高い相関をもつものと期待される。これを式で記述すると次のようになる。

アンテナから電力 P_t で発射された電波のビームは、距離 r の地点においては、幾何学的に広がり、 P_a なる電力密度となる。

$$P_a = P_t / (4\pi r^2) \dots \dots \dots (1)$$

雨滴に電波があたると、そのエネルギーの一部は熱になって消費され、他は散乱される。この散乱は、電波があたったために雨滴が一種の発信器となり各方向に電波を出すものである。特に入射方向と逆方向に進むものを後方散乱と呼び、この強度 F_s を $F_s = \sigma P_a$ とおいたときの σ を後方散乱断面積という。後方散乱は反射とは異なる現象であるが、便宜的に反射と呼ばれ、反射電波の映像是エコーと呼ばれる。

反射電波のアンテナ地点における電力密度 P_b は次式で表わされる。

$$P_b = F_s / (4\pi r^2) = P_t \sigma / (4\pi r^2)^2 \dots \dots \dots (2)$$

アンテナの利得を G_t ¹⁾、有効面積を A とすると、受信される電力の強度 P_r は、

$$P_r = P_b G_t A = \frac{A G_t \sigma}{(4\pi r^2)^2} P_t \dots \dots \dots (3)$$

直径 a の球状雨滴 1 個の後方散乱断面積 σ_1 はミーの理論をレーリー近似で解いて次のように得られる。

$$\sigma_1 = \frac{\pi^5 a^6}{\lambda^4} \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \dots \dots \dots (4)$$

ここに、 λ は電波の波長、 e は水の複素誘電率で温度と波長により変化するが、通常雨量レーダの波長域 (3 cm ~ 10 cm) では $|(e-1)/(e+2)|^2 = 0.93$ と近似できる (表-1)。発射電波ビームの幅を θ 、パルスの空間長さを h と書くと、同一時刻に受信される電波は、 r から $r+h/2$ の距離の空間で反射された波を含む。したがって、反射空間の体積は $\pi (r\theta/2)^2 \cdot h/2$ と表わされる。雨滴群の単位体積空間内の直径 a なる雨滴の個数を $N(a)$ とし、アンテナの受信電力は全雨滴からの電力を単純に加算できるとすると式 (3)、(4) より次式を得る。

注1) アンテナには方向性があり、主方向の利得を G_t とすると、主方向と θ の角の方向には $G_t f(\theta)$ の利得となる。小平¹⁾は

$$f(\theta) = \exp \left[(-\ln 2) \left(\frac{\theta}{\theta_1} \right)^2 \right]$$

とされている。 θ_1 は利得が主方向に対して $1/2$ となる方向で通常ビーム幅と呼ばれるのは $2\theta_1$ である。ここでは説明を簡略化するための発射ビームの幅内で $f(\theta) = 1$ 、それ以外で $f(\theta) = 0$ としている。

表-1 波長と温度とに対する $|(e-1)/(e+2)|^2$ の値¹⁾

温度 (°C)	波 長 (cm)			
	10	5.7	3.2	0.86
0	0.934	0.933	0.930	0.880
10	0.931	0.931	0.929	0.899
20	0.928	0.928	0.927	0.908
30	0.925	0.925	0.924	0.913

$$P_r = \left(\frac{P_t h \pi^4 A}{8 \lambda^4} \cdot \frac{G_t \theta^2}{16} \cdot \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \right) \cdot \left(\frac{1}{r^2} \right) \cdot (\sum N(a) a^6) \dots \dots \dots (5)$$

右辺はレーダ特性および水の物理特性にかかわる項、距離の効果を表わす項、雨滴群の反射特性の効果を表わす項でまとめた。距離 r は電波伝播の時間から $r = ct/2$ で求められる。雨滴群の反射特性の効果を項をレーダ反射因子 Z と定義する。

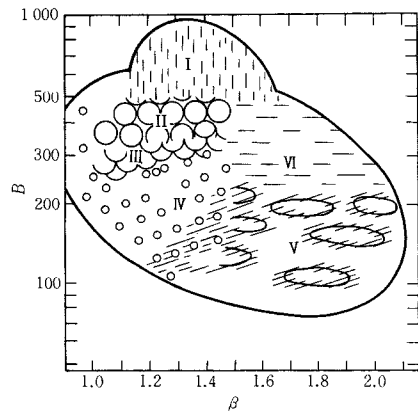
$$Z = \sum N(a) a^6 \dots \dots \dots (6)$$

したがって、 Z と雨量強度 R との関係がわかれば、受信電力 P_r より雨量の空間分布が求められる。

一方、その雨滴群が落下した場合の雨量強度 R は次の式となる。

$$R = \sum N(a) \cdot \frac{\pi}{6} a^3 \cdot V(a) \dots \dots \dots (7)$$

ここに、 $V(a)$ は直径 a の雨滴の落下速度で、Gunn and Kinzer²⁾ により静止空気中における値が表測されている。 Z と R の関係は $N(a)$ に依存するので一般的に表わすことはできないが、おおむね次式で近似できるこ



- I：雷雨エコーの拡散状のやや重厚な部分、または乾燥大気中の高い孤立した対流エコー（雨滴の蒸発が大きい）
- II：雷雨エコーの強い中心部またはいくらか拡散状を呈している強い団塊状エコー
- III：対流性セルの発生ないし成長段階
- IV：小さな固い感じの対流性エコーで散乱状ないし線状に並んでいるエコー
- V：一様に広がった層状エコーまたは弱い拡散状エコー
- VI：雷雨から完全に拡散してしまった終わりの段階または拡散した部分

図-2 係数 B 、 β とエコーの特徴¹⁷⁾

表-2 降雨の種類による $B, \beta^{17)}$

雷 雨	$B=450$	$\beta=1.46$
しゅう雨	$B=300$	$\beta=1.37$
地 雨	$B=205$	$\beta=1.48$

とが経験的に知られている。

$$Z = BR^{\beta} \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 B, β は定数とする。Marshall and Palmer³⁾ は $N(a)$ を a の指数関数として式 (8) の係数を求め、標準値として $B=200, \beta=1.6$ を得ている。また、Fujiwara⁴⁾ はエコーの特徴と B, β の関係を図-2 のようにまとめている。また、表-2 のように降雨別にまとめた表もある。

さて、以上の議論では、電波の吸収・散乱が対象とする雨滴群のみによって生じるとしてきた。しかし実際は空気および伝播径路途中に存在する雲や雨滴により吸収・散乱され、それゆえ電波強度は減衰する。これを考慮するため式 (5) の右辺に減衰係数 K と補正係数 F を掛ける。 K の値については後で詳述する。以上より、距離 r における雨量強度 R と受信電力 P_r の関係は次式で表わされる。

$$P_r = CFK \frac{BR^{\beta}}{r^2} \dots\dots\dots (9)$$

ここに、

$$C = \frac{P_t h r^4 A}{8 \lambda^4} \cdot \frac{G_t \theta^2}{16} \cdot \left| \frac{e-1}{e+2} \right|^2 \dots\dots\dots (10)$$

補正係数 F は正確に較正されたレーダで理想的な雨を観測した場合、雨量と受信電力との相違を示す係数である。 F はハードウェアに実際上の損失があること、これまで述べてきた原理の中で近似・仮定した諸点が現実と相違すること、等に起因すると考えられている。

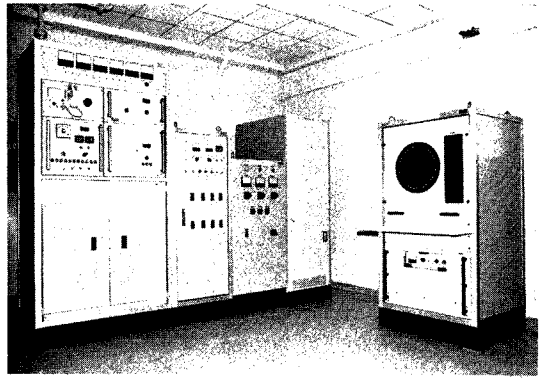
3. 構 成

電源部・送信部・アンテナ・受信部・処理演算部・表示部に大別される。アンテナを山頂におき、表示部を山麓の都市内におくというような場合には伝送部が必要である。以下に概略の仕様を記す⁵⁾。

a) 送 信 部

送信部の中心は同軸型マグネトロンで、ここで発生された電波は導波管を経てアンテナへ達する。レーダ雨量計では反射電波の強度から雨量強度を求めるので、発生電波のモニターも行っている。

発信周波数：レーダ雨量計には 5 300 MHz 帯 ($\lambda=5.7$ cm, C バンドと呼ばれる) が用いられる例が多い。遠距離レーダでは 3 000 MHz 帯 ($\lambda=10$ cm, S バンド) が用いられ、小雨に対しても精度よく測る場合には 10 000 MHz 帯 ($\lambda=3$ cm, X バンド) が用いられる。



(左より送受信装置・配電盤・電圧調整器・通信接続装置、離れて指示装置)

写真-1 レーダ雨量計 (建設省赤城山)

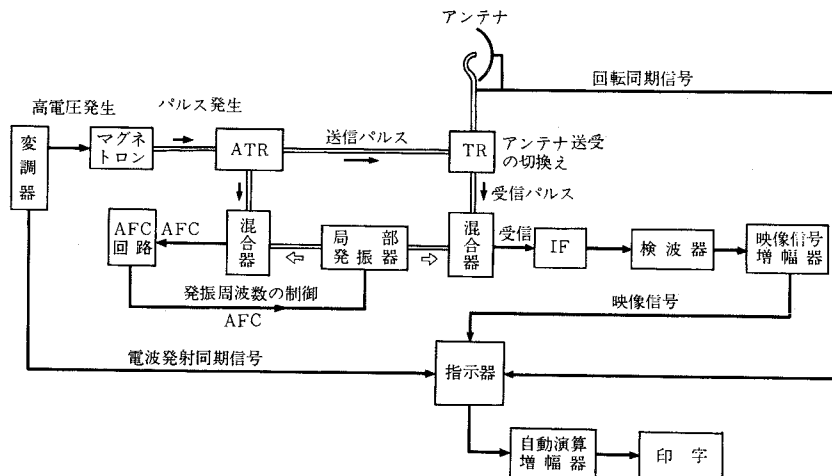


図-3 レーダ雨量計構成

発信電力：尖頭値で 250 kW

パルス幅：2 μ s

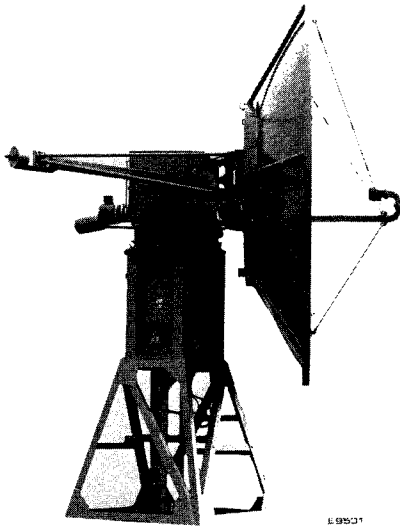
パルス繰返し周波数（1 秒間当たりのパルス数）：

444 pps

b) アンテナ

山頂に設置された鉄塔、または建物の屋上にドームを設けて、その中に据え付ける。

形状：回転放射面（通常、パラボラと呼ぶ）。上下左右に狭い鉛筆状のビームを出す。直径 3 m が普通である。写真—2 参照。



（通常ドームの中に設置される）

写真—2 レーダアンテナ

ビーム幅：約 1.5° である。最大出力方向の両側にその出力の 1/2 のところまでの方向の角度である。微弱だがサイドロープと呼ばれるわきへ出る電波がある。

水平回転：6 秒で 1 回転。

俯仰角回転：-5°~90°。仰角を +1° に固定して用いる。CAPPI という装置では水平回転させながら逐次仰角を変えて観測し、電算機により各種高度の雨量を表示できる。

c) 受信部

受信アンテナは発信用のものと兼用で、切換え装置により、アンテナに帰って来た反射電波が受信部へ送られる。ここで増幅されるが、受信電力のレンジが広いこと、受信時刻が距離の関数であるため、対数増幅器を用い同時に距離による補正を行う。

d) 処理演算部

平均化と受信電力から雨量強度に換算をする。この手法は後で詳述する。

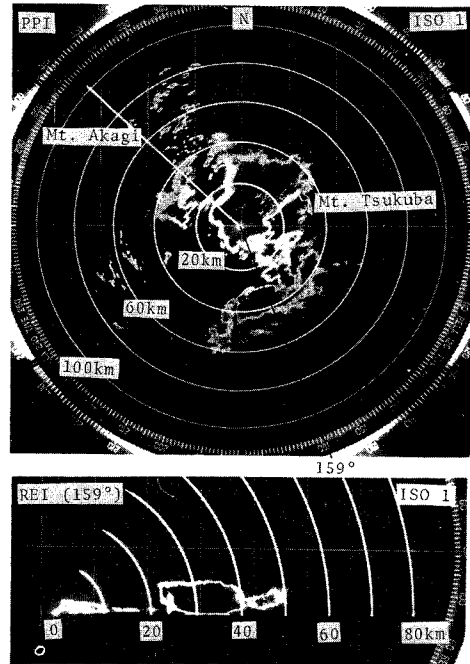
e) 表示部

目的により各種の表示方法がある。

PPI：同一仰角でアンテナを回転させて雨量強度を極座標的に表示する。等エコー装置を付けたものもある。

REI または RHI：同一方位についてアンテナを上下回転させて鉛直断面内の雨滴分布・雨雲の形状・発達がわかる。写真—3 参照⁷⁾。

0930 JST, Sep. 25, 1982



PPI (上)：中心は関宿、雨雲を地図のように示す。白線は 1 mm/h の雨量を示す。

REI (下)：本写真では 159° (南南東) の断面を示す。雨雲の鉛直断面形状がわかる。

写真—3 表示部

XY 座標表示：PPI が極座標になっているので、見やすくするため、PPI 画像を画素に分け電算機で XY 座標に変換し、雨量強度も段階表示する。他のレーダ雨量計と結合して広域的に雨量強度分布をみたりするのに便利である（口絵写真—1, 2 参照）。

時間変化表示：電算機に貯えられた過去の雨量強度分布から、時間変化を見られるようにする。CRT に表示する。

印字：定められた地点、または面積の観測値の印字や上記 CRT のハードコピー等。

4. レーダ雨量計で見る雨とは

もし読者が電波や気象の専門家に「レーダで雨量を測

ることは可能か」と尋ねたとすると「不可能だ」という答えが返ってくることもあるであろう。確かに厳密には不可能である。その理由は2.で述べたことから明らかであろう。たとえばレーダでとらえられるものは空中の雨滴に関する情報であって、地上に降る雨そのものではない。しかし著者に質問されれば、「雨量を測ることは困難ではあるが不可能ではないし、多くの困難な点は解決されてきた」と答えた。

この考えは、基本的には1956年頃気象庁東京管区気象台で気象レーダによる「雨の映像」を初めて見たときから変わっていない。1963年、熊本県人吉において九州電力などが波長3cmのレーダで雨量を測ろうとしたのが日本におけるレーダ雨量観測のはじめであろう⁶⁾。著者も当時それを見学し⁷⁾、その後、自らレーダで雨量を測る困難の解決に取り組んだ。傾聴すべき反論も多かったが、レーダを用いて雨量を測るという願いをこめて、あえて著者がレーダ雨量計という言葉をつくった。

著者のこの考えを説明する前にまず地上雨量計で観測される雨量とレーダ雨量計で観測される雨量との本質的な違いを述べる。

① 観測対象・観測位置

雨とは大気中から地表へ落下する水滴の集合あるいは大気から大地への水のフラックスと考えられるので、地表で観測するのが最も好ましい。この意味では地上雨量計の観測位置は理想的である。レーダ雨量計のアンテナは通常高い所に設けられ、かつ仰角をもって電波を放射するので、ある高さ(標高2000mぐらい)の大気中の雨滴(すなわち雨になるはずの雨滴)をとらえることになる。したがって、地上へ落下する間の雨滴の成長・衰弱・風による移動などの影響で地上に到達する雨量とは異なる。

② 観測の空間スケール⁸⁾

地上雨量計は通常直径20cmの円形受水口をもつ。その面積は314cm²となる。一方レーダ雨量計の場合は、ビーム幅θを1°としても50km先では870mの幅となる。半径方向には実用的なデータ処理の面から3000mとすると、2600000m²の上の空間の雨滴を測っていることになる。両者の比は約10⁸となる。土木分野で必要なものはある広がりをもった空間内の雨量である。地上雨量計では、雨の降り方の空間的揺らぎ、地形・地物による風の乱れによる降雨の微細なばらつき等の影響をもろに受けるので、この点についてはレーダ雨量計が適しているといえる。

③ 測定の時間スケール

転倒まず形雨量計は0.5mmの雨量で1転倒する。時間雨量20mmの場合、時間当たり40転倒

であるため、10分刻みで読むと約6転倒ごと、すなわち10分間雨量では6レベルのデジタル化と考えられる。つまり通常の雨を対象とした観測では時間雨量がせいぜいで、それより短い時間間隔では計測しにくい。しかしレーダではパルス間隔は約2μsであるから、地上雨量計の時間間隔1時間に対して10⁻⁹の比率となる。ただし後に述べるようにレーダ出力を5分間程度で平均化するので、測定の時間スケールとしては地上雨量計に対して10⁻¹とみなせる。

さて、土木施設の管理等に必要とされる雨量は空間的にも時間的にも平均化されたもので、精度についても1mmをうんぬんするのではなくても役に立つ場合が多い。点で測る地上雨量計では見落とされる狭い範囲の強い雨域の監視とか、雨量の時間推移のパターンとしての認識、それをもとにした将来の雨量の予測の可能性などの実用性を考慮すると、雨量という言葉を在来の地上雨量計による雨量から脱皮して、現実に土木工学に必要な雨量がレーダ雨量計で測れる、あるいはレーダ雨量計でしか測れないとまで言い切ることができるであろう。

1966年台風26号によって山梨県足和田村で土石流が発生し、多くの死者が出た。この年、建設省は建設研究補助金によりレーダ雨量計の開発を始めたので、実験機が運転していた。足和田村には雨量計がなかったが、実験機(東京・田端)レーダの等エコー線を補間して、周辺雨量計の観測値より、現場の雨量を推定した⁹⁾。こうしてレーダ雨量計が初めて防災という実用に役立つことが実証され、新しい目であることがわかった。

現在、レーダ雨量計はこの方面ではかに進んだ機能を発揮できる。その一例として台風時における貯水池操

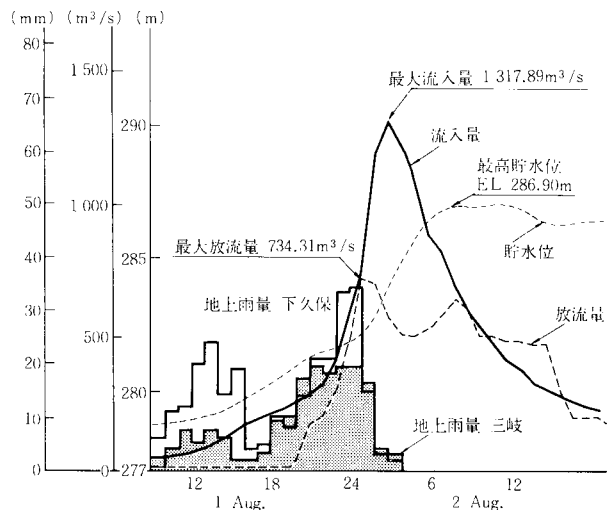
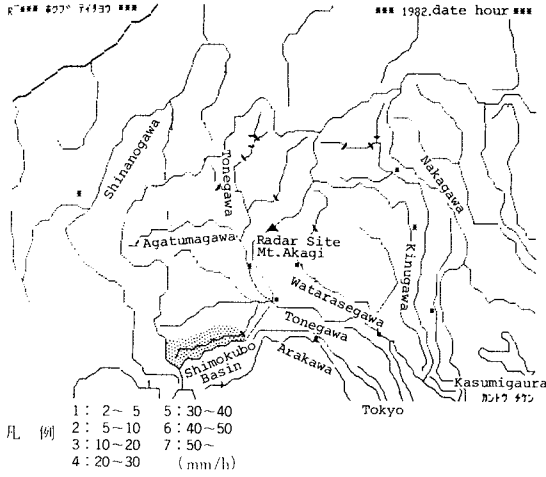
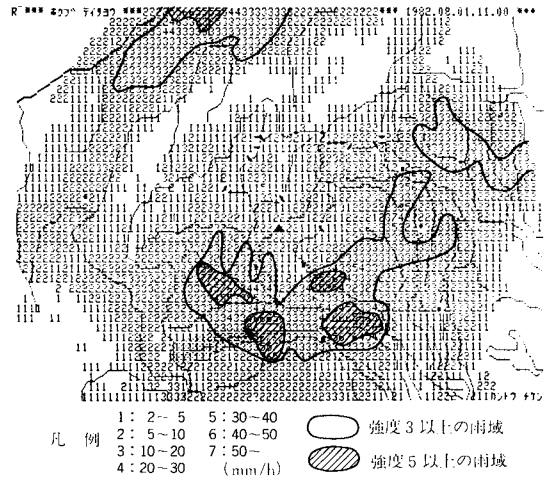


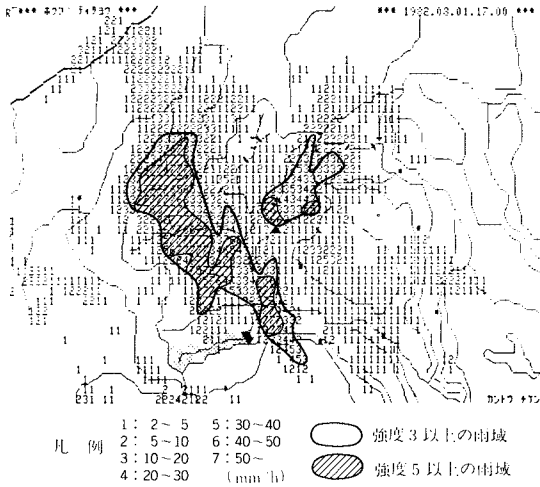
図-4 下久保ダム流域の流入ハイドログラフ等(昭和57年8月1日~2日)



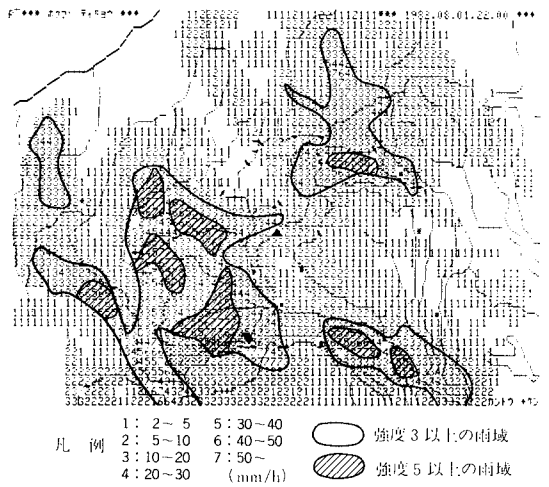
(a) 凡例：河川名・下久保流域等を示す



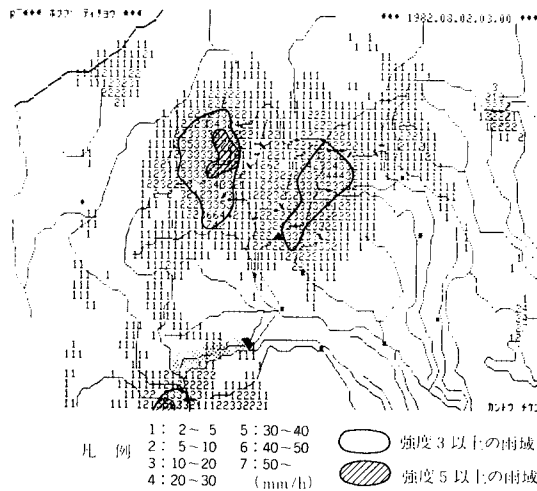
(b) 昭和57年8月1日11時



(c) 昭和57年8月1日17時



(d) 昭和57年8月1日22時



(e) 昭和57年8月2日3時

図-5 赤城山レーダ雨量計定量表示 (北部)

作のための雨量分布について、テレメータ雨量計ではどうしても表現し切れない雨域の移動を、レーダ雨量計でみることにする。例としては下久保ダム流域(322.9 km²)を挙げる。本流域の位置を図—5(a)に示す。この流域には下久保・万場・三岐の3地上雨量計がある(なおここに述べる注釈は著者のコメントであってダム操作者のコメントではない)。

昭和57年台風10号(8210)は7月21日ウエーク島の南で発生し、8月1日9時には潮岬の南450 kmに達し、8月2日0時頃渥美半島に上陸した。そのときの中心気圧は970 mb、8月2日4時に富山湾へ抜けた。下久保の地上雨量でみると大きく2つのグループがある¹⁰⁾。レーダ雨量計によれば、かなり前から台風外側を大きく取り巻く雨雲が波状に押し寄せていたが、第1のグループとして8月1日9時~15時に関東の平野部で所々に強雨域ができ、これが下久保流域にかかったものであることが見られる(図—5(b)参照)。16時~17時は下久保流域の雨は中休みとなるが、榛名・前橋などで強雨があった。たとえテレメータでは下久保流域で雨が弱くとも、雨域のわずかな移動に対して十分の警戒が必要なことをレーダ雨量計の画像は示している(図—5(c))。第2のグループは同日18時~2日1時に現われた。これは台風が本格的に中部地方に上陸、横断したときの画像で、前橋・渋川の利根川沿いに南から吹き上げる強雨域が消長を繰り返しながら、ときどき大きく広がって下久保に強雨をもたらしている(図—5(d))。しかしダム地点では強雨であるが、ダム流域の上流部(西部)ではあまり強い雨は画像上見当たらない。テレメータ雨量計三岐(流域上流端)によっても、上流部の雨量が多くないのはわかるが、レーダ雨量計では、流域界を越えて、平面分布として雨を「見る」ことができるので、たとえば小雨でも警戒すべき小雨か安心すべき小雨かの区別ができる。これは水文学的な何mmという情報とはまったく異なる重要性をもつ。約10年前、ある貯水池で管理所(ダムサイト)付近に110 mm/hの強雨が降ったが流域上流のテレメータは小雨を印字していた。貯水池水位は急上昇するので流入量の増大と判断し、放流をしたため下流で浸水があり問題になった。著者はその判断は正しかったと思うが、ここにレーダ雨量計があれば、より適切な判断がなされたであろう。下久保流域では実質的に2日2時に雨がやんだ。レーダ雨量計ではまだ雨量を示しているが、台風の情報と組み合わせれば、もう大雨はないことがわかる(図—5(e))。それで図—4のとおり有効な洪水調節を始めた。3時以降はレーダ上にはこの周辺に雨雲はみえない。3時、4時には700 m³/sもの洪水調節を行うことができた。

5. レーダ雨量計実用化への道

前章で述べたように、レーダ雨量計はすでに実用化の段階に達している。ここに至るまでには多くの技術者・研究者の長年にわたる努力があった。その努力とは、一言でいえば、レーダ受信電力から必要とされる空間的・時間的平均雨量を観測する手法を開発することである。現在でもその努力が継続されていることはいうまでもない。

受信電力を空間的雨量分布に変換する際に特に問題となったのは次の4点である。

- ① 受信電力の揺らぎの除去
- ② グラントクラッターの除去
- ③ 降雨減衰の評価
- ④ 更正係数 B , β の評価

(1) 受信電力の揺らぎの除去

雨雲の中に雨滴は数多く分布し、それが大気の流れによってさまざまな速さでさまざまな方向へ動いている。このように動く対象物からの反射波の周波数は変動し(ドップラー効果)、いろいろな周波数と位相の反射波が干渉し合う。また大気中を伝播する過程においても大気の複雑な成層構造に由来する屈折・干渉過程を経る。このためレーダの受信電力には激しい揺らぎがある。

この揺らぎはパルスごとの平均化によって除去できる。赤城山レーダ雨量計の例では全方位角360°を近距離(120 km以内)で128分割、遠距離(120 km以上)で256分割し、1つの分割ごとに近距離18ヒット、遠距離9ヒットのパルスについて、半径方向には1.25 μ sごと(距離で187.5 mに相当)にサンプリングして3 km分(16回)を平均する。アンテナは10回転1分で、5分間内50回転であるが、そのうち48回転分を取り上げる。したがって、方位角360° \div 128=2.8°, 半径方向の距離3 kmごとの扇形内で16 \times 18=288のサンプリングを行い、さらに48回転すなわち16 \times 18 \times 48=13 824個の平均値として受信電力が得られ、これを雨量へ換算する。精度はおそらく \sqrt{N} (N はデータ個数)のような形で増すであろうから、サンプル個数が少なすぎることはない。

他方、サンプル時間が長ければ長い方がよいとはいえない。雨雲の移動は意外に速く、30 m/sの風に流されると仮定すれば、5分で9 km、1時間で108 km移動する。1個の雨雲の水平的な広がりが10~20 kmと考え、1時間では対象空間の雨滴群の状態がまったく変化しているということで、空間の状態が一樣と仮定し得るのは5分程度と推定され、この時間内で平均化をとることが好ましいと判断され、地上雨量とのよい対比を得た。

(2) グランドクラッターの除去

富士山のような大きな障害物があれば、障害物からの反射波が受信され、それ以遠については観測できない。ビームの一部が山岳にかかり、しかも山岳間近に雨滴が存在する場合、雨滴からの反射波と山岳からの反射波が混じっているため、後者を差し引かないと雨量を測ることにならない。山岳のみならず反射率の良い鉄塔などがあっても同じである。これらにより反射された電波をグランドクラッターと呼んでいる。これを除去するためには次のような方法が考えられる。

- ① 晴天時の受信電力を山岳などからの反射とみなし、雨天時の受信電力から差し引く方法
- ② 反射電波の揺らぎが雨滴からの反射と山岳からの反射で異なることを利用して雨滴からの反射を取り出す方法
- ③ 電波の偏波を利用して分離する方法

① 赤城山レーダでは現在①の方法が採られている。

表-3は晴天時受信電力(下段)と雨天時受信電力(上段)の比較の一例である。横軸はアンテナからの距離番号(1目3km)、縦軸は方位角番号(1目2.8°)を示す。晴天時受信電力は距離番号29以降で高くなっている。ここには山岳がある。また距離番号23から25にかけてもわずかに高くなっている。これらがグランドクラッターである。さて上段はレーダの近くのみ降雨があったときのデータであり、19以近の値が高くなっている。一方降雨のない地域からの反射電力は晴天時とほとんど変わらないことがわかる。そこで赤城山レーダの場合は、晴天時の受信電力を場所の関数として記憶しておき、雨天時の受信電力から差し引く方法を採用することとした¹¹⁾。この場合仰角1°として30km以遠では山岳に対応してグランドクラッターとみなせる反射電波が記録されたが、30km以内では数kmと15~30kmとに地形から判断してグランドクラッターとしては大きすぎる反射電波が現われた。前者は電波の乱反射の影響、後者はアンテナの

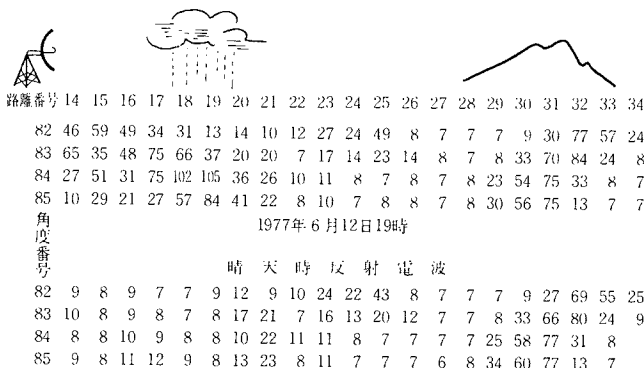
特性の示すサイドローブの影響と考えられている。サイドローブの電力は主方向の電力の1/1000でも、雨に比べ1000倍の反射率をもつものがあれば当然このようなことが考えられるわけで、このような問題が、現場観測の難しい点である。

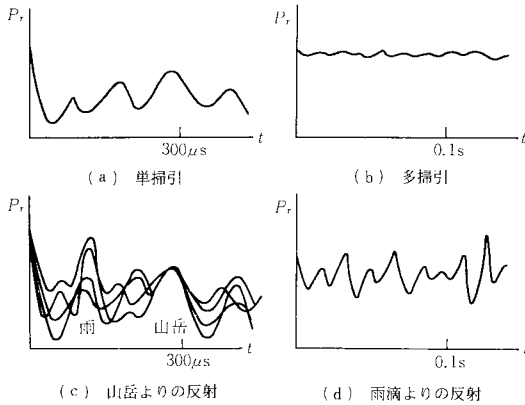
山岳からの反射は季節・気温・前期降雨等の条件で変動することが知られている。たとえば土壌水分の測定に電波の反射を利用することもある¹²⁾。したがって単純に晴天時の受信電力を差し引くことの誤差について検討する必要がある。

② 雨滴よりの反射電波の揺らぎが山岳よりの反射電波の揺らぎと異なるため、その分散をとって雨滴よりの反射成分を求める方法。

揺らぎとは横軸に時間、縦軸に反射電波の受信電力をとった場合の受信電力の変動をいうが、明確にせねばならないのは横軸の時間が何かということである。Aスコープという方法では図-6(a)のように、反射電波1パルスをオシロスコープの上で1本掃引する。横軸は時間であるとともに距離に対応し、300μs(片道50km)のオーダである。雨滴が多ければ大きな値(縦軸)をとるが、逆にある値からだけでは雨なのかグランドクラッターなのかは判別つかない。発信は1秒間に約400回繰り返されるので、同期をとってたとえば1/100秒間にわたりすなわち4パルスをオシロスコープ上に重ねて掃引させると、図-6(b)のように、上記と同じ座標上に4本の曲線が描かれる。4本がよく重なる部分が山岳等よりのグランドクラッターであり、ばらつく部分が雨滴よりの反射電波である。よって、ある横座標(ある距離の地点)で、掃引曲線が上下に変動していれば、そこでは雨が降っている。その変動をここで揺らぎと呼ぶ。揺らぎを明らかにするためある特定の距離からの反射電波の受信電力をパルスごとにプロットする。横軸は時間であるが、0.1秒のオーダである。模式的図-6(c)、(d)に描くと山岳と雨とで反射電波の揺らぎ方が異なることが理解されよう。このことは見馴ればPPI上でも、山岳からの反射電波と雨滴からの反射電波は人の目では容易に区別がつく。かつて著者は周波数分析によってこの区別を試みたが不成功であった。最近では、ノンコヒーレントMTI(Moving Target Indicator)と呼ばれる方法が開発され、揺らぎから雨量を換算することができる。ノンコヒーレントとはコヒーレントデータではない図-6(c)、(d)のデータを用いているという意味である。反射電波の振幅は変動するが、その出現確率はビームの中に十分多数の雨滴がランダムに分布していると仮定すれば、レーラー分

表-3 グランドクラッター値からみた途中降雨の影響





図—6 エコーの揺らぎの説明図

布として確率密度関数を仮定する。Vは受信電波の揺らぎ(交流成分)の実効電力とみなし、 \bar{P} は雨滴より反射された電波の平均電力とすると、 V/\bar{P} は

$$\frac{V}{\bar{P}} = 1 - \frac{\pi}{4} = 0.2146 = -6.68 \text{ dB} \dots\dots\dots(11)$$

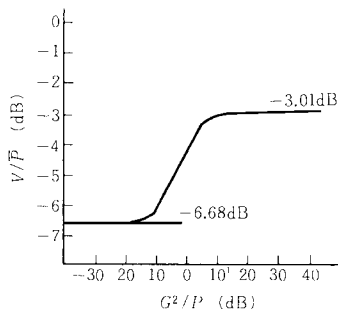
となる¹³⁾。

山岳等からの反射は一定Gと仮定して、山岳等よりの反射電波と雨滴よりの反射電波が混在している場合は合成電界はレーリー・ガウス分布となる。この場合には V/\bar{P} 一定という形にはならず図—7のように G^2/\bar{P} に対して変化する¹⁴⁾。ノンコヒーレントMTIによればVを測って、雨滴のみによる反射の受信電力 \bar{P} を求め \bar{P} から雨量を求めることができる。この方法は土木研究所などで現在開発中である¹⁵⁾。

この演算にはMTIフィルターが用いられる。このフィルターは気象レーダ等に多く装置されている。この方法では揺らぎ成分を取り出して結論を得る点に著しい特徴がある。

③ 円偏波を利用する方法

レーダの電波は電界と磁界とが互いに直角な振動方向をもって振動しながら伝播する¹⁶⁾。たとえば、電界が水



図—7 降水エコー \bar{P} とグランドクラッターGとの比Vは受信電力の分散

平面内にあれば水平偏波という。もし2つの波が同周波数の水平・垂直偏波で位相差 $\pi/2$ があれば、合成電界は空間を円状に回転する。これを円偏波という。円偏波が球状の雨滴に当たって反射されれば円偏波が帰ってくるが、山岳など球でないものに当たれば偏波は乱れる。赤城山のレーダ雨量計ではこの方法で雨滴のみからの反射電波を検出する可能性の調査をしたが成功しなかった。

(3) レーダ電波の伝播中の減衰

大気中のレーダ電波の減衰は大気(主として酸素と水蒸気)と雲粒および雨滴による¹⁷⁾。

$$K = 10^{-0.2 \int_0^T (K_A + K_C + K_{R,\alpha}) dx} \dots\dots\dots(12)$$

ここに、K:式(9)中の減衰係数

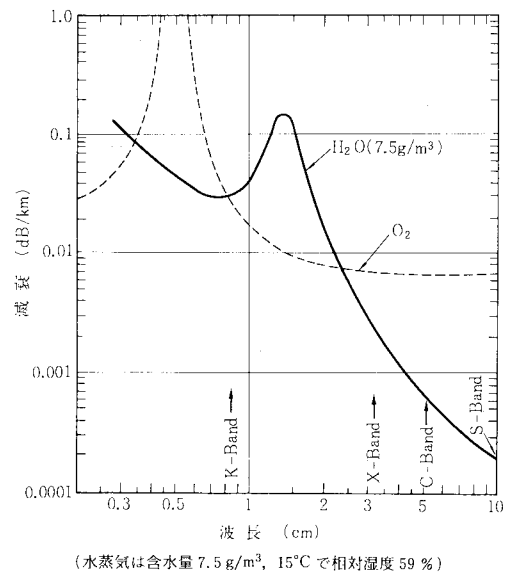
K_A :大気による減衰係数(dB/km)⁽¹²⁾

K_C :雲粒による減衰係数(dB/km)

$K_{R,\alpha}$:途中降雨による減衰を表わす係数

R(X):途中降雨

減衰の具体的表示は距離当たりの減衰率(dB/km)で表わされる。大気による減衰は図—8に示すとおりで、波長5.7cmの場合減衰定数 K_A は、酸素によって0.007 dB/km、水蒸気によって0.0005 dB/kmである。したがって電波が100kmの区間を往復したとしても合計で1.5dB、これは電力量が約30%損失されることに対応する。なお大気による減衰は気温などに若干影響される



図—8 酸素と水蒸気による減衰¹⁷⁾

注2) dB(デシベル)とは電力 P_1, P_2 の比を次式により換算したものである。

$$10 \log_{10} \frac{P_1}{P_2}$$

表一四 雲による電波の減衰定数 K_c (dB/km)¹⁷⁾

T (°C)	波 長 (cm)					
	10	5.7	3.2	1.24	0.9	0.43
20	$0.39 \times 10^{-2} M$	$1.36 \times 10^{-2} M$	$4.83 \times 10^{-2} M$	$31.1 \times 10^{-2} M$	$64.7 \times 10^{-2} M$	$2 \times M$
10	$0.59 \times 10^{-2} M$	$1.96 \times 10^{-2} M$	$6.30 \times 10^{-2} M$	$40.6 \times 10^{-2} M$	$68.1 \times 10^{-2} M$	$2.5 \times M$
0	$0.90 \times 10^{-2} M$	$2.76 \times 10^{-2} M$	$8.53 \times 10^{-2} M$	$53.2 \times 10^{-2} M$	$99.0 \times 10^{-2} M$	$3.5 \times M$

(M は含水量(g/m³))

表一五 途中降雨による電波の減衰定数 K_R (dB/km)¹⁷⁾

λ (cm)	K_R の 範 圍 (Kodaira)	K_R (Gunn・East)	K_R (Imai)
0.86	0.15 R~0.25 R	0.22 R	—
3.20	0.005 R ^{1.1} ~0.013 R ^{1.3}	0.007 4 R ^{1.41}	0.007 R ^{1.3}
5.60	0.001 3 R~0.001 5 R ^{1.3}	0.002 2 R ^{1.17}	0.001 3 R ^{1.1}
10.00	0.000 3 R~0.000 5 R	0.000 3 R	0.000 3 R

もののほぼ一定しており、補正は比較的容易である。

雲粒は大変細かいもので(数~40 μm 程度)、雨滴(1~数 mm)よりはるかに小さく、レーダの電波はほとんど影響を受けない。雲水量 M と減衰定数 K_c の関係が表一四のように求められている。M の平均的値は 0.3 g/m³ であり、対流性の雲でも 1 g/m³ 程度である。波長 5.7 cm の場合は、100 km の区間雲中を往復したとしても減衰量は 1 dB 程度である。

雨滴群がレーダ電波の径路に存在したとすると(すなわち途中に降雨があったとすると)その影響は大きい。これまでの研究によれば、減衰定数は $K_R R^\alpha$ と近似できる。ここに、 K_R 、 α は定数、R は雨量である。したがって、雨滴による全減衰量は電波径路 x で積分して $2 \int_0^r K_R R^\alpha(X) dX$ と表わされる。定数 K_R 、 α の値についての研究結果を表一五に示す。雨滴による減衰については十分解明されない点もあり、補正のしすぎ、すなわち補正しない方がよいこともある¹⁸⁾。たとえば表一三の上段・下段を比べると、途中降雨のあるなしにかかわらず、距離番号 30~32 にある山岳のグランドクラッターに差がない。グランドクラッターは安定したものであるとの考えもあるが、もし、100 mm/h の雨雲が 6 km にわたって存在すれば、表一三 Gunn・East の式により約 2.9 dB の減衰があるはずである。

(4) 受信電力より雨量への換算

受信電力から雨量への換算はレーダ雨量計の実用化の中心課題である。すでに 2. で述べたように受信電力 P_r は式(9)で雨量に換算される。そのための係数 B、 β を求める方法は 2 つある。

① 雨滴の粒度分布 $N(a)$ を測り、式(6)、(7)で Z、R を求め、両者から式(8)により求める方法

② 地上雨量計による雨量 R とレーダ雨量計の受信電力 P_r とから式(9)により求める方法

この 2 つの方法は定義も内容もまったく異なるもので

あるが、混同される場合がある。定義からは①が明快であるが、作業としては②が容易であり、かつ実用的である。

雨滴の粒度分布から求める方法の具体的手順を示す。ウォータブルと呼ばれる葉を染み込ませた沓紙上に、T 秒雨滴を受ける。雨滴によりでき

た紙上の青い染みの直径から雨滴の直径に換算する。こうして沓紙上の雨滴分布 $n(a)$ が求められる。雨滴の落下速度 $v(a)$ は静止した空気中の最終落下速度として実測できるが、すでに詳細な測定がなされている²¹⁾。雨滴の大気中の分布と沓紙上の分布とは

$$N(a)v(a)T = n(a) \dots \dots \dots (13)$$

となるから、 $N(a)$ が得られ式(6)、(7)、(8)により B、 β が求められる。

地上雨量観測から R を求め、レーダ雨量計の受信電力 P_r と比較して B、 β を求める方法は赤城山レーダ雨量計で実用研究されてきた方法である。方針としては

- ㊶ 単純な B、 β によるレーダ雨量の観測値と地上雨量計の点雨量とを対比して、大まかな実用のめどを立てること
- ㊷ 点雨量に合うような安定した B、 β を求めること
- ㊸ 地上雨量計による面積雨量に合うような安定した B、 β を求めること
- ㊹ B、 β の季節別、降雨原因別変動の解明
- ㊺ テレメーター雨量計による雨量でオンライン的に B、 β を改訂しながら観測すること

が挙げられた。研究開発の条件としては㊶は㊷より厳しいわけで、㊶を先にしたのは、レーダ雨量計としてどこまで地上雨量計と合わせることができかねるかを試すものであった。

赤城山レーダ雨量計では当初、とりあえず雨量への換算係数 B、 β を Marshall・Palmer の標準値 $B=200$ 、 $\beta=1.6$ として運転を始めた¹⁹⁾。他方、ウォータブル紙で雨滴分布を測り、Z、R 関係を求めた。図一9はその一例で $B=230$ 、 $\beta=1.6$ の関係が求められた。しかし、この実作業は手間がかかりすぎて実用化に際して大きな危惧の念をもたれた。ウォータブル紙上の雨滴の読み取りの自動化が研究されたが実用には至らなかった。B=200、 $\beta=1.6$ で観測を続続したが、必ずしも地上雨量計による雨量と一致しなかった。その後器械の更新の折などに B、 β を改訂してきた²⁰⁾。

地上雨量計による点雨量との対比にあまり時間をかけても変動の激しい点雨量に合わせるための B、 β のめまぐるしい変更だけでは効果がないので、実用上の観点から面積雨量との対比により、さらによく合う B、 β を求めるという努力が続けられている。

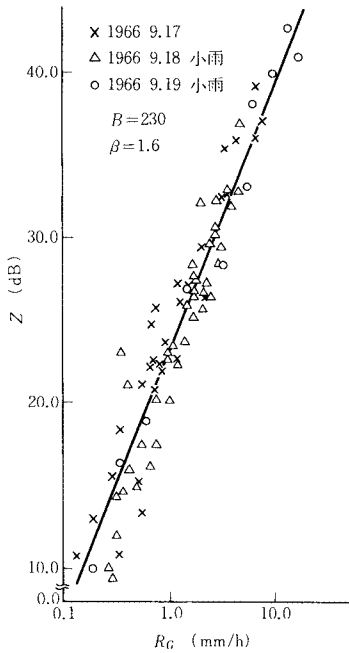


図-9 雨滴粒度分布より求めた Z, R 関係

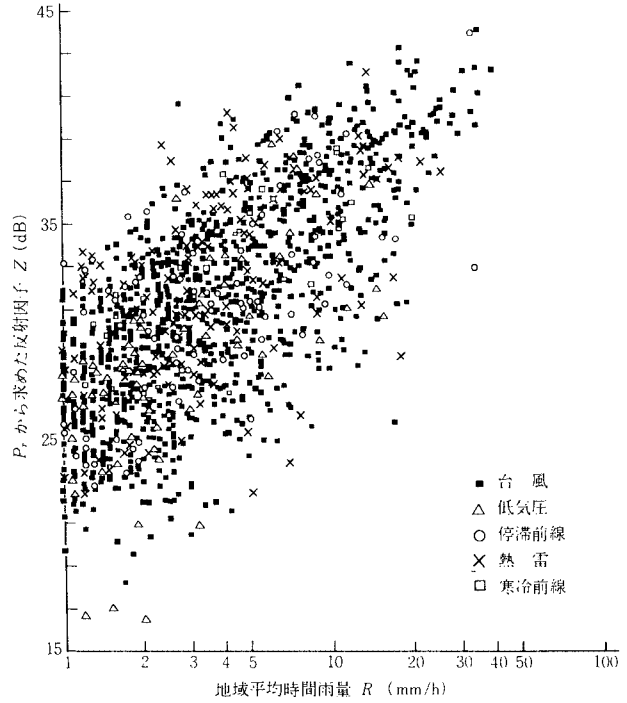


図-10 降雨原因別の受信電力 P_r よりの Z と R との関係

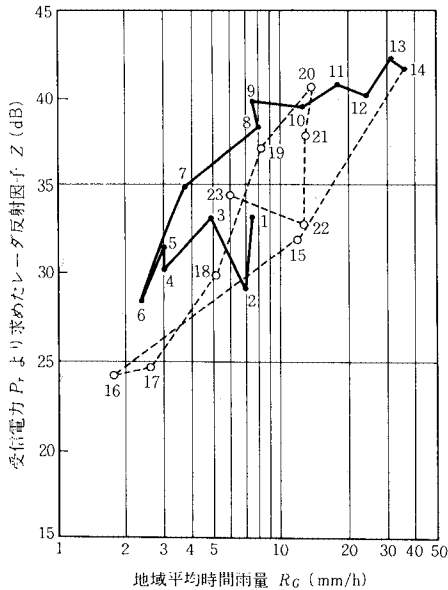


図-11 台風(8210号)についての Z, R 関係

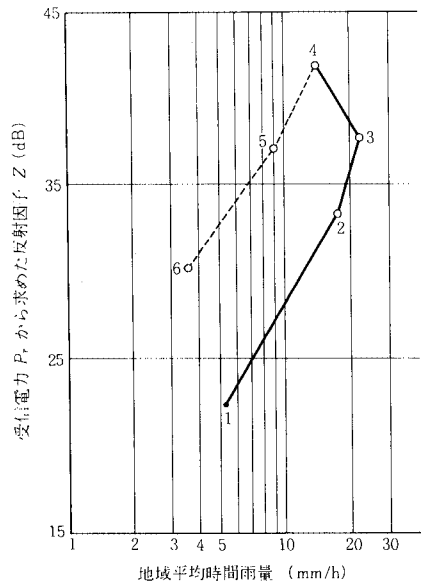


図-12 熱雷についての Z, R 関係の例
(图中数字は時間経過を示す)

グランドクラッターの弱い5地域を選び、1977年～1981年の5月から10月までの主な33降雨(台風1, 低気圧4, 停滞前線10, 寒冷前線2, 雷雨9)を原因別に地上雨量計による面積雨量を横軸, それに対応する受信

電力から求めた Z (dB) を縦軸に示したものが図-10である²¹⁾。点がばらついているが, もちろん濃度の高い部分は傾向をもつわけで, この傾向線を入れれば平均的な B, β が求められる。全体の平均よりも, 一降雨ごと

に Z , R 関係をプロットすると一つの傾向, すなわち安定した B , β を示すものもある。

図-11, 12, 13 の 3 図はいずれも図-10 中のケースから取り出したので図-10 と同じ横軸・縦軸をとっている。図中の番号は時刻の経過を 1 時間ごとに示している。図-11 は台風の場合で, はじめの頃には傾向は一定しないが, 雨量が増えつつある段階で安定した傾向(一定の B , β) をもち, 降雨ピークを過ぎてからも別の安定した傾向を示すが, 最後に, はずれる。図-12 は熱雷の場合で $\beta \approx 2$ で一定しているが降雨ピークの前後とで B が著しく違う。ピーク前後の B の増減は図-11 とは逆である。図-13 は停滞前線の場合で安定した傾向がみられるが, β は他に比べ小さい。図-10 はこれらを一括しているののでわかりにくい, 降雨原因別にさらに詳細に比較検討することにより, 安定した B , β が

求められることが期待される。

(5) 毎時修正によるレーダ雨量計の雨量

グランドクラッターを除き, B , β を適正化し, F を導入して精度向上を図っても, なおかつ地上雨量計と比較して合わないことがある。テレメータ雨量計を用いてオンライン的に B , β を修正する方法として, 次のような方法も試みられた²²⁾。

$$a(t-1) = R_c(t-1) / R_R(t-1) \dots \dots \dots (14)$$

$a(t-1)$ は時刻 $t-1$ で得られる修正係数で, その時刻の地上雨量計による面積雨量 R_c とレーダ雨量計の雨量 R_R との比で定義される。これを時刻 t のレーダ雨量計の雨量に掛けてその時刻の修正雨量 $R_c(t)$ とする。

$$R_c(t) = a(t-1) \cdot R_R(t) \dots \dots \dots (15)$$

図-14 は修正雨量の時間変化を示す。こうして実用的によく地上雨量(この例では流域雨量)と合合わせることができる。この方法は通信機能の向上によって実用価値は高くなったが, 地上雨量計の補間のような利用法であるという批判もあろう。地上雨量計に風の影響など問題がある場合はこのような修正をしない方がいい。

(6) ビームの高さ

理想的にはビームの高さは地面すれすれがよい。なぜなら RHI (写真-3(下)) によってみられるとおり, 雨滴は雨雲として示される空間のある部分で形成される。それが成長または減衰をしながら落下して地表に達し, 雨として観測される。赤城山レーダ雨量計の場合も, 標高 1 600 m から仰角 1° で発射していることはその点を考慮しているわけである。

深山レーダ雨量計(大阪・京都の境: 近畿地方建設局)では CAPPI の観測が可能である。それで各種の高度における雨量が求められる。受信電力より求めた「各種の高度にあって, 雨になるはずの雨滴」という方が正しいかもしれない。深山レーダ雨量計に対応する精密雨量観測ネットワーク(大阪市~東大阪市)のメッシュにおいて高度別にレーダ雨量計による雨量を地上雨量計による雨量と比較した²³⁾。結果を図-15 に示す。この結果が

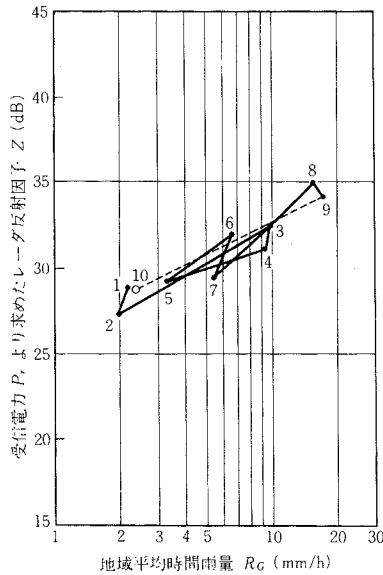


図-13 停滞前線についての Z , R 関係の例

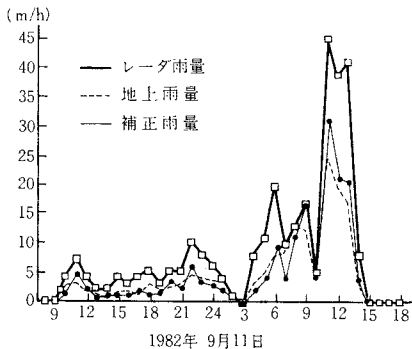


図-14 毎時修正方式による観測雨量の時間変化

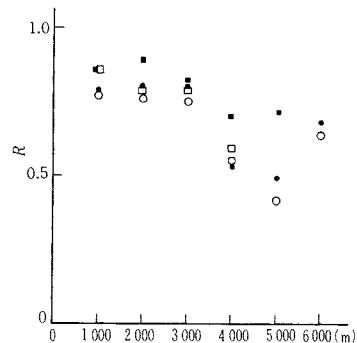
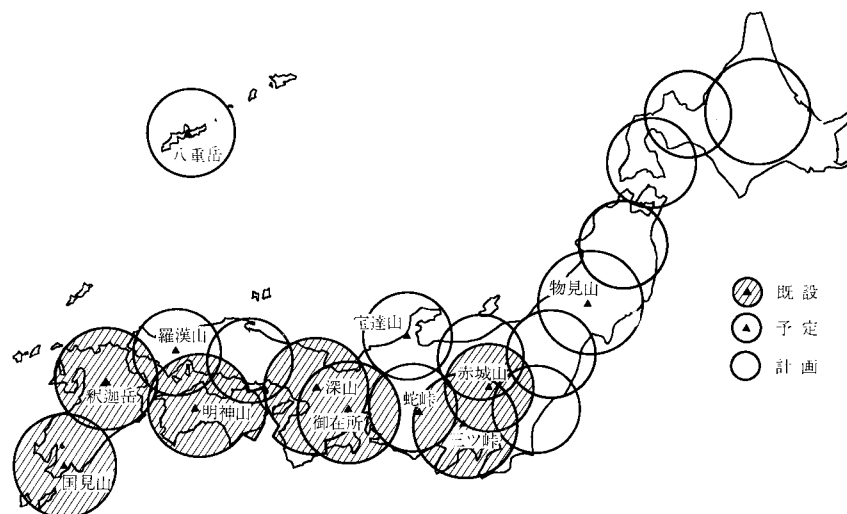


図-15 高度別レーダ雨量と地上雨量との相関係数 R



図一16 建設省レーダ雨量計網

らわかるように、高度が高くなるにつれて相関係数は小さくなる。特に高度 3 km より上で急に相関係数が変化している。これはレーダビームの通過高度が雨雲の高度（雨雲としては 10 000 m に及ぶことがあるが、降雨として有効な高度）を越えているためと考えられる。この高度は季節的に変動することが予想され、その変化傾向を知ることは観測精度の向上に重要である。結論として、大阪付近では 2~3 km 以下の高度がよいといえる。ただし、ビームが低すぎれば多くのグランドクラッターを拾うことになることは大きな欠点である。

6. 将来の利用

これまで各章でレーダ雨量計の開発の道筋を述べ、土木施設の管理というような実用目的に対しては十分利用できる段階に達したと述べた。レーダ雨量計のような新技術の開発に際して著者はそれが完全に開発されてから利用領域を広げるべきであるとは思わない。利用技術を向上させつつ、需要に合致した器械（ハードウェア）の開発をすべきである。換言すれば不完全なハードウェアの段階でも利用を始め、利用の広まるとともにハードウェアも改善されてゆくのである。

レーダ雨量計で測られる雨量についても、はじめは、10 地点 5 秒ごとの雨量が直列に印字されたものであったが、それが時間ごとの値にまとめられ、極座標で表わされ、XY 座標に直して表示されるという変遷を経てきた。レーダ雨量計の現況は石崎らによって報告されている²⁴⁾が、建設省によって図一16のように設置されていて、将来日本全土を観測できるようになる。隣接のレーダ雨量計の観測と併せて利用者に必要な範囲の雨量を表示できるようになりつつある。現在でもハードウェアと

してのより一層の充実は将来の利用拡大に第1として大切である。将来の利用の第2は雨量予測である。その先は一方では予測された雨量から流出を予測することもあるし、他方では複数のレーダを用いるとか、コヒーレント波・レーザ・超音波などを用いるなど、ハードウェアの飛躍的な発展も考えられる。

雨量予測に必要な情報としては次のようなものがある。

- ① 雨滴群の移動ベクトル：単純にはエコーの移動を過去一現在の資料から追跡し、それで今後の雨滴群の位置を予測する。
- ② 風のベクトル：雨滴群が風に流されると仮定すれば①と同じになる。物理的機構から、雨量予測を行うには風のベクトルを用いて論理を構成すべきである²⁵⁾。
- ③ 雨滴群の成長・減衰の要素：気温・湿度の場、地形も要素に加えられる。

どのような基礎法則を用いるかは必要な情報と併せて大切な考察である。

- ④ 単純外挿：これまでの傾向を将来へ単純に延長する。
- ⑤ 回帰式：関連する要素を含めて作った一種の経験式。
- ⑥ 物理モデル：何らかの物理的考察による雨滴群の移動・成長・減衰などを含めたモデルを介して予測する。

具体的作業としていかなる手法でそれらの情報を収集するか。

- ⑦ レーダ雨量計のみ：実用上は最も容易な手法である。

④ レーダの機能を向上させて他の情報を収集する。

CAPPIによる雨滴群の立体的移動の把握とかドップラーレーダ²⁶⁾による風ベクトルの観測のような例

⑤ レーダ以外の手法による情報収集：アメダス、テレメータ等による風向風速・気温等の情報収集

強雨域の自動追跡という立場から、降雨予測の基礎となる研究がなされた²⁷⁾。対象は雷雨・前線性の雨であって、強雨域が判別しやすいこともあるが、上の分類によれば①④⑦として、今後の発展が期待される。

気象庁・建設省・科学技術庁が協力して科学技術振興調整費で行った研究²⁸⁾では雨雲の成長などの要素となる風の発散 $\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$ をアメダスで精度よく求める手法の開発②③⑤、エコー移動の補外のいくつかの手法の比較①③⑦、地形により強化された雨域と地形に影響されない雨域の分離③⑤⑦、Optical Flow法によるエコー移動の客観推定①③⑦、物理モデルを加味した回帰式による予測①⑥⑦、高層観測による風とPPI上の雨雲の移動の比較②④⑦、などが集約的に研究されている。

さらに流出の予測の方法については、単純に考えれば在来の流出モデルの入力としての雨量をレーダ雨量計による雨量に置き換えればよい。しかし、そこには本質的な発展がある。すなわち、地上雨量計では狭い雨域の見落としの可能性があり、流出モデルのパラメーター同定において常にそのような意味での誤差が問題になるが、レーダ雨量計については実用的精度で雨量の見落としがないといえる。また上流から下流へ向けて雨域が洪水波と同じ速さで移動したら洪水のピークがどのように高くなるかという研究もできる²⁹⁾。

著者は観測システムの実用化への開発は、第1に原理が妥当か、第2にハードウェアが実用化に応じられるかであると思う。著者が建設省のレーダ雨量計の開発に協力しながら協力してきたのもそのような見地からである。この小文では概論に終始したが、今後の利用技術の発展を祈って、小文を終わらせたい。

謝辞：レーダ雨量計の開発には、気象庁の専門家にもご協力をいただいたし、建設省の担当職員、特に利根川ダム統合管理事務所 丸本二郎所長をはじめ歴代所長・職員の並々ならぬ努力によるところが絶大である。もしこの小文が評価を受けるとするならばそれはすべてこれら職員に対するものである。貴重なデータの提供を受け、またご指導いただいたことに対し建設省に厚く感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 小平信彦：気象レーダの基礎，気象研究ノート，第90号，p.14，日本気象学会，1967年3月。
- 2) Gunn, R. and Kinzer, G.D. : The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, *Journal of Meteorology*, Vol.6, p.243, August 1949.
- 3) Marshall, J.S. and Palmer, W.M. : The distribution of raindrops with size, *Journal of Meteorology*, Vol.5, p.165, 1948.
- 4) Fujiwara, M. : Raindrop-size distribution from individual storms, *Journal of Atmospheric Science*, Vol.22, p.585, 1965.
- 5) 建設省利根川ダム統合管理事務所：利根川におけるレーダ雨量計について，p.13，1975年7月。
- 6) 元田雄四郎・村山博一：気象用レーダの給電運用への応用研究，研究報告，No.67013，九州電力株式会社総合研究所，1968。
- 7) 木下武雄：レーダ雨量計について，土木技術資料，Vol.7，No.8，1965。
- 8) 木下武雄：水文観測，応用水理学下Ⅱ，p.170，丸善，1971。
- 9) 木下武雄：台風26号による足和田村付近の雨量をレーダ雨量計によって調べた結果について，土木技術資料，Vol.9，No.4，p.170，1967。
- 10) 建設省関東地方建設局：高水速報，昭和57年8月（台風第10号）。
- 11) 建設省利根川ダム統合管理事務所：5)と同じ，p.26。
- 12) Ulaby, F.T. : Radar measurement of Soil moisture content, *IEEE Trans. on Antennas and Propagation*, Vol.AP-22, No.2, p.257, March 1974.
- 13) 立平良三：気象庁のデータ処理システムと新レーダ，気象研究ノート，No.139，p.43，日本気象学会，1980。
- 14) 立平良三・清水紀雄・小佐野慎吾：地形エコーと重畳した降水エコーの強度測定，研究時報，第28巻，第9～10号，日本気象学会，1976年9，10月。
- 15) 建設省土木研究所水文研究室：レーダ雨量計の観測特性と精度向上に関する調査報告書，土研資料，第2078号，1984年3月。
- 16) 小平信彦：1)と同じ，p.24。
- 17) 小平信彦・立平良三：気象レーダ特集，気象研究ノート，第112号，p.18，日本気象学会，1972。
- 18) 小平信彦：1)と同じ，p.46。
- 19) 建設省利根川ダム統合管理事務所：レーダ雨量計の利用に関する調査中間報告書，1968。
- 20) 関東地方建設局：レーダ定数の変更について(パンフレット)，1983年9月。
- 21) 利根川ダム統合管理事務所電気通信課：レーダ雨量計特性調査(パンフレット)。
- 22) 利根川ダム統合管理事務所広域水管理課：レーダ雨量の補正検討(パンフレット)，1983年6月。
- 23) 近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所：深山レーダ雨量計システム特性調査報告書，p.48，1984年3月。
- 24) 石崎勝義・竹内邦良：レーダによる降雨観測の現況，土木学会誌，Vol.63，No.4，p.64～72，1978。
- 25) 八木鶴平・上田 博：レーダによる降雨の短時間予測のための上層風の利用について，国立防災科学技術センター研究報告，No.32，1984年3月。
- 26) 青柳二郎：ドップラーレーダ，気象研究ノート，第90号，p.63～84，日本気象学会，1967。

- 27) 竹内邦良・田辺 勲：赤城山レーダにより観測された強雨域の特性，第25回水理講演会論文集，p.183，1981年2月。
- 28) 科学技術庁研究調整局：流域雨量予測による総合防災システム（降雨災害）に関する研究，昭和59年3月。
- 29) Suekane, A. : Effects of the Movement of Rainfall area on Flood Runoff, Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Sect. A, Vol.3, p.67~101, 1982.

(1984.9.6・受付)
