

リモートセンシングによる気象観測*

小 平 信 彦** 村 山 信 彦***

1. はしがき

多くの気象観測測器と同様に、リモートセンシングによる気象観測も最近のエレクトロニクス技術の開発に依存するところが大きく、特に半導体技術の普及とそれに伴った信頼性の向上により、今日のような安定したシステムを広範囲に利用することが可能となってきた。

リモートセンシングの定義は必ずしも明確でないが、電磁波等を利用して、かなり遠方から対象の特性や種々の現象を測定する技術と常識的には考えられている。気象レーダは古くから気象観測に導入されたリモートセンシング技術のひとつであるが、当時はリモートセンシングと言う用語は定着しておらず、これが使われるようになってきたのは衛星観測が始められるようになってからと思われる。ちなみにフランス語では *télé-detection*、中国語では遙感といい、一方日本では英語の読みのままが定着してしまった。

本文では気象レーダ、気象衛星、音波レーダ、レーザ等を主とし、気象研究ノート“気象要素の遠隔測定”との重複を避け、これらの開発経過に主力をおいて述べることにする。

2. 気象レーダ

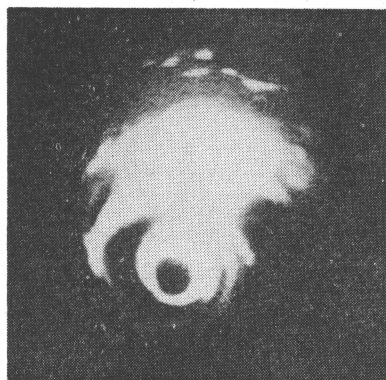
2. 1. 開発の経過と特徴

航空機を探知することを主目的としたレーダが、降雨によりどのぐらい妨害を受けるかを理論的に計算する過程で Ryde (1946)¹⁾ は、cm 波ないし dm 波レーダで、波長に比べて充分小さな雨滴からの反射波をも検出する

ことができることを示し、その後間もなく雨滴からの反射を観測することに成功した。その後多くの観測がなされたが、第1図は気象レーダで捕えられた台風眼の恐らく最初のものであろう。波長 10cm の船舶レーダによってであった²⁾。

わが国における気象レーダの研究は、戦後の占領政策によって禁止されていた制限が解除された直後の1954年に、気象研究所に波長 3.2 cm の研究用気象レーダ(第2図)が設置されたのを契機として始められた。気象観測測器として降雨強度とレーダエコー強度との関係、これに關係して雨滴の粒径分布の観測、台風観測、気圧中心とレーダエコーの眼との関係、成雨機構の研究などが最初に手がけられた。

気象レーダが一般のレーダと違う点は、レーダビームよりも目標とする降雨域の方が大きく、レーダ方程式において受信電力が距離(r)の $1/r^2$ に比例することである(航空機探知の場合は $1/r^4$)。また通常のレーダにおいては位置の測定が重要であるのに対して、気象レーダでは反射強度の測定に重点がおかれ、受信機は 80~100

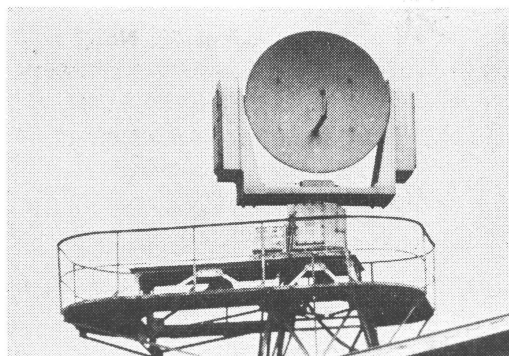


第1図 船舶用 10cm レーダで捕えた台風眼。

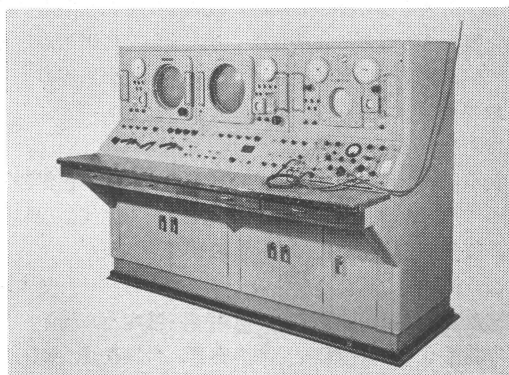
* Meteorological Observation using Remote Sensing Technique.

** Nobuhiko Kodaira, リモートセンシング技術センター。

*** Nobuhiko Murayama, 気象研究所。



(a)



(b)

第2図 研究用気象レーダ (1954年3月). わが国の気象レーダ1号機.

- a) アンテナ(X-band, 直径2 m).
b) 指示装置.

dB に及ぶ dynamic range を必要とするので、対数特性の受信機を使うのが普通となっている。また反射波は多くの雨滴からの反射波のベクトル合成であるから、雨滴のでたらめな配列と個々の運動によりパルス毎に反射パルスが大きく変動し、いわゆるスペckルノイズをもち、その振幅の分布は指数特性となっている。このことは、受信電力から雨量に関する情報を抽出する場合に、平均値を求める必要のあることを示している。一方この変動している性質を利用して、地形エコーと雨の識別を行なうことが最近実施されている。

レーダで捕えられる台風や前線、降雨域など種々の気象現象は雨滴をトレーサとして観測されているので、レーダ情報から気象現象への変換のため雨滴に関する正確な知識が必要である。

2.2. 雨量測定

直径 D の1個の雨滴からのレーダ反射電力 P_r は D^6

に比例しており、雨量は D^3 と落下速度の積であるから、降雨域からの反射電力 P_r とその下の雨量 R とは雨滴の粒径分布により関係づけられている。

すなわち、レーダ反射因子 Z を $\sum D_i^6$ で表わすと、受信電力 P_r は雨域までの距離を r として

$$P_r = C \cdot Z / r^2$$

となる。 C はレーダの定数である。雨量 R と Z の関係を実験結果から

$$Z = BR^\beta$$

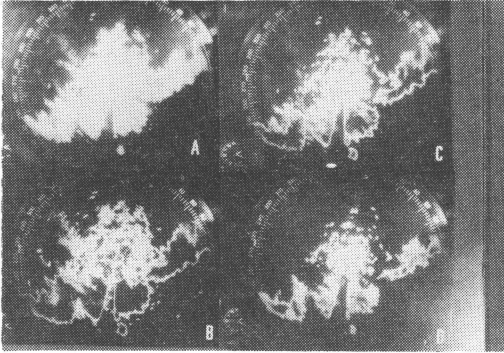
とし、多くの観測結果から平均値として $B=200$, $\beta=1.6$ の値が得られた³⁾。この係数は、レーダの受信電力から雨量を求める重要な係数であり、雨の種類によって大きく変わるので、実際の種々の雨について雨滴の測定を行ない、雨の種類による係数の分類が行なわれた⁴⁾。

雨滴の粒径観測は、染料を塗布した沓紙に雨を受け、そこに生じる雨滴の痕跡の面積から、雨滴を球形と仮定して直径を算出するもので、複雑な形状をした雨滴の痕跡をひとつひとつ読み取るのに大変な手間を要した。また非常に強い雨では沓紙全体が濡れてしまって測定できない欠点があった。

自動測定の方法として、雨滴が平行光線を遮断する時の影の大きさから求める方法、直径約5cmの円錐状の傘に雨を受け、傘の振動をマイクロフォンとして測定する方法などが提案された。雨滴の直径と落下速度は一定の関係にあるので、マイクロフォンの出力電圧から直径が求められ、非常に小さな雨滴が測定できない欠点はあるが、雨滴の直径の測定から Z の計算まですべて自動的に行なえる長所がある。

多くの実験で雨量強度、 Z - R 関係、受信電力の観測を行ない、レーダ方程式から絶対値の比較がなされたが、理論式と実測との間に系統的な差があり、その値を F 値とすると $F \approx 1/2 \sim 1/8$ であった。この値は測定誤差の範囲より大きいことから、原因についての種々の議論がなされたが、レーダアンテナのビームの形状を考慮することによって一部解決することができた^{5,6)}。すなわち点目標のためのレーダ方程式をそのまま用いたので、ビームの中心に目標がある場合はよいが、雨域の場合は中心から外れて利得の小さな部分からの反射も計算しなければならぬためである。しかし F 値を完全に説明できたわけではないが、粒径分布の係数 B , β の実際の値が常に得られるとは限らず、その誤差の方が大きいので、 F 値については余り追及されなかった。

面積雨量の実験的な測定方法として実用化されている



第3図 等エコー表示. A) 通常の PPI, B) 0 dB, C) -5 dB, D) -10 dB.

のは、測定流域中に数ヶ所の雨量計をおき、その値でレーダ雨量の係数を修正して面積雨量を求める方式である。わが国では、計算機と組合せてダム制御用に使用するシステムが、1966年から研究が開始され、利根川上流域で実地試験が続けられ、よい成果が出されている⁷⁾。

今まで気象庁でルーチン観測に使用されて来た気象観測用レーダでは、エコーの高度を求めるため仰角を変える観測が含まれ、一定の条件で面積雨量の観測が続けられないため、この種の観測には適していなかった。

エコー強度は PPI (Plan Position Indicator) 上に輝度として現われているが、Z の値を読み取ることはできない。受信電力が $1/r^2$ に比例すること、PPI 上では中心ほど走査線密度が多くなって明るく見えることなどのためである。 $1/r^2$ の補正をして一定レベルの Z 値以上の信号のみを PPI 上に出す機能の等エコー装置⁸⁾ (第3図) が標準型気象レーダに装備され、平均的な Z-R 関係 ($Z=200R^{1.6}$) を用いて雨量に換算し、1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128 mm/hr のレベルについて表示される。

気象エコーの立体構造の観測には RHI (Range Height Indicator) が用いられるが、カナダで開発⁹⁾ された CAPPI (Constant Altitude PPI) は仰角を順次変化させ、一定高度範囲の部分を取り出して合成し、3~5層の高度に分けた PPI が求められるので、立体的な広がりをもつ現象の解析に使われる。

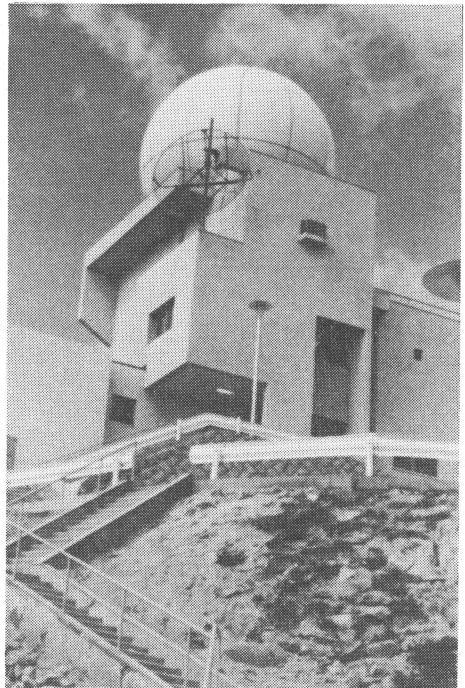
2.3. レーダ観測網とデータ放送

わが国の現業用気象レーダは、大阪管区気象台に波長 3.2 cm の第1号機が1954年に設置されてから、主としてCバンド (波長 5.7 cm)、アンテナ直径 3 m、出力約 300kW の標準型気象レーダが展開されてきた (第4図)。現在第1表に示すように、20か所で定常業務が続けられ

1982年2月



(a)



(b)

第4図 背振山気象レーダ. a) 1号機 (1955年) b) 2号機 (1969年). 1982年には3号機に更新される。

第1表 気象庁ルーター業務用気象レーダーの主要特性と開発年次.

レ ー ダ 名 所 置 場	札 幌 構 内	釧 路 構 内	函 館 山 館 山	仙 台 構 内	秋 田 構 内	東 田 構 内	京 内 構 内	富 士 山 頂 山	新 潟 弥 彦 山	福 井 東 尋 坊	名 古 屋 構 内	大 阪 高 安 山 ⁺	松 江 三 坂 山	広 島 灰 ヶ 峰	室 戸 岬 構 内
アンテナ海拔高, m	72.1	71.8	314.8	99.4	34.4	85.3	3785.5	646.5	107.0	73.7	497.6	554.2	746.9	198.8	
パルス幅, μ s	2.0	2.3	1.9	2.0	2.1	2.0	3.3	2.0	1.8	2.02	2.0	2.0	2.05	2.2	
導波管損失, dB	5.8	7.7	3.75	8.4	13.75	8.4	4.33	7.4	5.29	6.4	5.1	4.2	6.0	7.5	
NF, dB	7.8	8.6	8.5	8.1	10.1	8.8	8.5	6.5	7.8	8.4	8.5	8.5	8.8	8.4	
レーザリレー			○				○	○	○	○	○	○	○	○	
設置年月日	1963・6	1971・6	1962・5	1963・6	1970・6	1955・10	1964・9	1962・2	1965・5	1961・6	1954・9	1966・6	1968・6	1960・2	
更新年月日	1977・4		1976・0	1975・5		1971・9	1978・9	1975・10	1978・4	1974・4	1968・6	1980・3	1981・3	1974・7	

⁺ 1968年までは構内、波長 3.2 cm.

レ ー ダ 名 所 置 場	福岡 背振山	種子島 中種子	名瀬 本茶峠	沖繩 糸島	宮古島 構内	石垣島 構内	千歳空 構内	新東京空 構内	大阪空 構内	東京空	福岡空
アンテナ海拔高, m	984.2	291.4	316.6	208.3	54.9	30.2	39.3	60.1	56.0	(予定)	(予定)
パルス幅, μ s	2.5	2.2	1.9	1.78	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	(予定)	(予定)
導波管損失, dB	10.7	9.6	8.6	11.4	2.9	5.7	7.7	7.5	6.5		
NF, dB	8.5	8.0	8.0	7.5	7.8	8.6					
レーザリレー	○										
設置年月日	1955・8	1959・6	1959・9	1958・9	1963・4	1969・4	1980・3	1980・3	1981・3	1982・3 [*]	1982・3 [*]
更新年月日	1969・1	1973・5	1973・5	1972・10	1977・3	1981・3					

^{*} 1981年12月現在製作中.

共通事項

	一般気象レーダー	富士山	空港	更新前の室戸レーダー
アンテナ直径, m	3	5	2	4
波長, cm	5.66	10.42	5.6	10.94
送信尖頭出力, kW	250	1500	100/150	
レードーム直径, m	7.0†	9.0	4	

† 種子島, 名瀬, 札幌 5.5m, 東京なし.

ている。設置場所が離れているところでは、レーダリレーによって画像を伝送している。この中で、特に富士山レーダは標高 3,776m の山頂に設置され、恐らく視野範囲の広いことでは世界一であろう。レーダの映像を東京へ伝送するほか、レーダの制御はすべて東京から遠隔制御でき、山頂は保守のみとなっている。電源は麓からケーブルが布設してあるが、落雷による故障が多く、特に冬の故障は融雪期まで修理ができないので、予備電源を設けてある。したがって、レーダ機器の信頼性の低い部分の冗長性を増し、故障率を一定値以下にすれば、少なくとも冬期間常駐員を省略することが可能となるだろう。

レーダで観測した情報を利用者へ伝送する方式として、レーダサイトと気象官署が離れている所では、前述のようにレーダリレーによって PPI 画像をマイクロ回線で伝送しているが、レーダの操作は富士山以外ではできない。更に別の場所への伝送や全国への伝送には、標準ファクシミリによる PPI スケッチ図の伝送、RAREP コードに変換して気象電報で送る方式が用いられているが、スケッチ図または RAREP に直すのにかなりの人手を要し、詳しい情報ほど時間がかかる欠点がある。

PPI 画像を一定メッシュに分割し、その平均値をデジタル信号として全国のレーダ情報を集めるエコーのデジタル化システムが1976年から研究され、実用化に入りつつある。雨のエコーに地形エコーが重なっている所はこれを除去しなければならない。スケッチ図を作るときは、熟練した観測者の判断が入るので地形エコーの除去は容易であるが、エコー地域をメッシュに分割してそのままデジタル化し、全国の合成図を作ったのでは識別ができない。

地形エコーの除去には、雨滴の運動による信号の変動を利用する^{10,11)}。すなわち、降雨域からの反射波は、種々の大きさの雨滴がために配列され、それがおのおの異なる速度で動いているので、パルス毎に大きく変動しスペckル雑音を生ずる。この分布は指数分布をしており、標準偏差が平均振幅に等しくなる。一方地形エコーは、パルス毎に目標は動いていないので、このような変動はない。したがって、変動の幅を測定すれば固定目標からのエコーを取り除き、運動している雨のエコーから受信電力が求められる。しかし通常の気象レーダは対数特性の受信機を用いているので、強い地形エコーと重なっている雨のエコーは対数特性で圧縮され、変動の振幅も小さくなっている。直線特性受信器が必要である。

このように地形エコーを除去した降雨エコーを 5~10

km メッシュで全国について合成した画像は、スケッチ図を作る手間が必要でなく、リアルタイムに中樞に集めることができる。

レーダエコーの変動は、受信電力を求める場合は平均しなければならないが、雨滴の運動に起因しているのので、変動の性質から雨滴の運動、特にタービュレンスに関する情報がえられる。平均の速度をうるには、次節のドップラ・システムを用いなければならない。

平均を作る場合は独立の信号を用いなければならないが、パルス間隔の間に雨滴の動く距離が波長に比べて小さいと反射の位相が同じで独立にならない。相関が 0.01 になるまでの時間を $T_{0.01}$ とすると、波長 λ に対して

$$T_{0.01} = 1.71\lambda \times 10^{-3}$$

となる。 $\bar{P}_r$ を求めるとき少なくとも $10 T_{0.01}$ が必要で、3.2 cm と 10 cm の波長に対してそれぞれ 0.09 秒および 0.3 秒必要である。繰り返し周期は通常これよりも短いので、平均するパルス数が多くても実効的な平均に寄与する数が小さいことに注意が必要である。

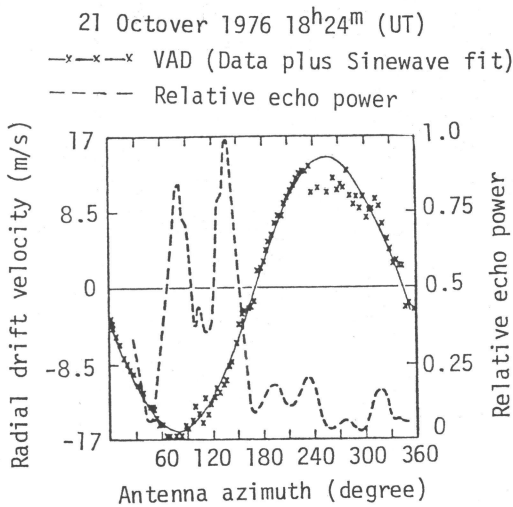
2.4. ドップラ・レーダ

レーダのビームに沿っての目標の速度を測定するドップラ・レーダが、気象観測に応用されたのは、1958年に米国気象局でトルネード探知のため CW ドップラ・レーダを用いたのが最初である。その後、米国、英国、カナダなどでパルスドップラ・レーダが開発され、わが国でも1964年に気象研究所に波長 3.2 cm の固定アンテナのドップラ・レーダが導入され、雨滴の運動をトレーサとして粒径分布、鉛直気流などの観測が始められた¹²⁾。

ドップラ・レーダの方式には、安定した発振器から通倍した高周波でパルスを作り、クライストロン等で増幅して送信するものと、送信波にはパルス毎に位相の揃っていないマグネトロンを用い、送信波に位相を合せた別の安定した発振器を用いて、位相を保持する方式がある。後者の方がマグネトロンが使える点で経済的であるが、位相を他の安定発振器に移しかえて保持するので、それだけ精度が若干低下する欠点が生ずる。

1964年に作られたわが国のドップラ・レーダは後者のマグネトロン方式で、小型バスに搭載した移動式で、多くの野外観測に参加している。

1台のドップラ・レーダはビーム方向の速度成分しか分からないが、コニカル走査によって上層の風向風速を測定する VAD (Velocity Azimuth Display) 方式¹³⁾、coherent memory filter を用いた PSI (Plan Shear

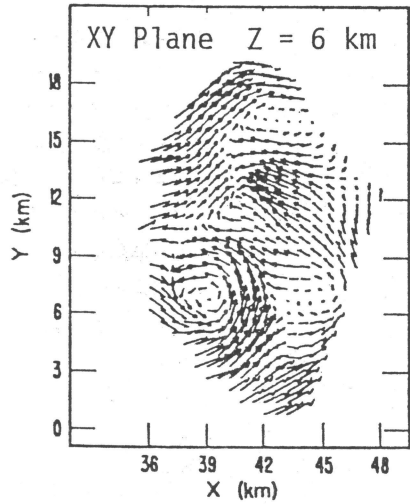


第5図 VAD (Velocity Azimuth Display); 波長 23 cm のドップラ・レーダによる上層風の観測例。×印は観測値、破線は受信強度。

第2表 研究用気象レーダの特性.

送信周波数	5260 MHz (波長 5.7cm)
送信出力	250 kW (同軸マグネトロン)
パルス幅	2 μ s (ドップラの時 0.52 μ s)
パルス繰返し	280 pps (ドップラの時 1120 および 896 pps)
アンテナ直径	3 m円型パラボラ
ビーム幅	1.39° (水平), 1.51° (垂直)
利得	41.5 dB
偏波面	水平
サイドロープレベル	-28 dB
受信機雑音指数	4.35 dB (トランジスタ増幅器)
受信帯域幅	1.27 MHz, 2.85 MHz
最小受信電力	-114.7 dBm, -112.5 dBm
対数特性範囲	75 dB
ドップラ直線性	60 dB
A/D 変換	8 bit
ドップラ信号処理	パルスペア方式
最大速度	± 16 m/s

Flow relative to moving storm



第6図 2台のドップラ・レーダによる高度 6 km の二次元の風ベクトル。X-Y 軸はレーダからの距離。

Indicator)¹⁴⁾ などが開発された (第5図)。対流雲などの立体構造を測定するには2台ないし3台のドップラ・レーダを用いる必要があり、1970年代になってこのような観測が米国で始められ、立体的な大気の動きが精細に求められるようになった。一例を第6図に示す¹⁵⁾。対流性降雨の立体構造の研究に大きな寄与をし

ている。1980年に気象研究用としてドップラ測風、大地反射除去、定高度表示 (CAPPI)、カラー表示、デジタル磁気記録等多くの機能を備えたドップラ・レーダが開発された¹⁶⁾。主な性能は第2表の通りである。

2.5. 非降水エコーと FM-CW レーダ

降水に伴わないレーダエコーを、エンジェルエコーまたは clear air エコーと呼んでいる。ターゲットとしては、昆虫や鳥などの群からの反射と、大気の電波屈折率の変化している層、塊からの反射が考えられる。反射機構から、当然前者では反射強度が波長の増加により減少し、後者では増大する。

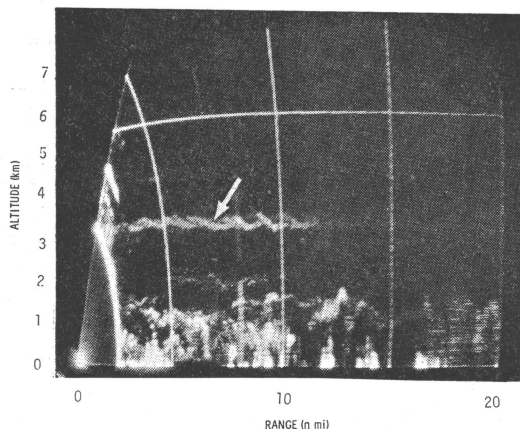
いずれにしても、反射強度は降水に比べて小さいので、大出力、高感度が必要である。米国の NASA と空軍の施設 (Wallops 島) の 3 cm および 10 cm の大型レーダ (アンテナ直径 10m および 18m) で、clear air エコーの多くが観測され、重力波に起因すると思われる水平に延びた縄状のエコーを RHI 観測している¹⁷⁾ (第7図)。

更に高い高度の風の観測を、エンジェルをトレーサとして行なう実験が、VHF 波を用いて行なわれている。

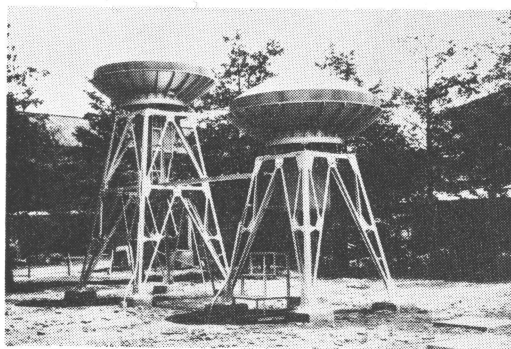
大気の電波屈折率に起因するレーダ反射係数 η は、波長 λ と屈折率構造定数 C^2_n から

$$\eta = 0.38 C^2_n \lambda^{-1/3}$$

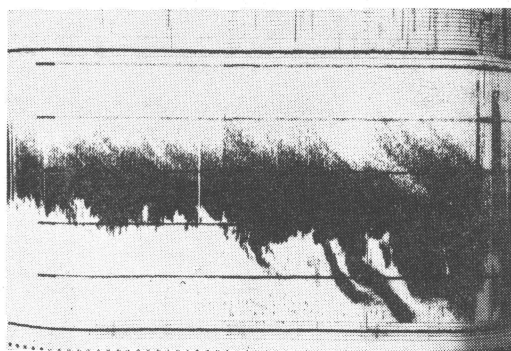
で表わされる。地上数 km における風を降水粒子を使わないで測定するひとつの方法として、FM-CW レーダが



第7図 波長 10.7cm RHI レーダによる晴天時における重力波エコー。



(a)

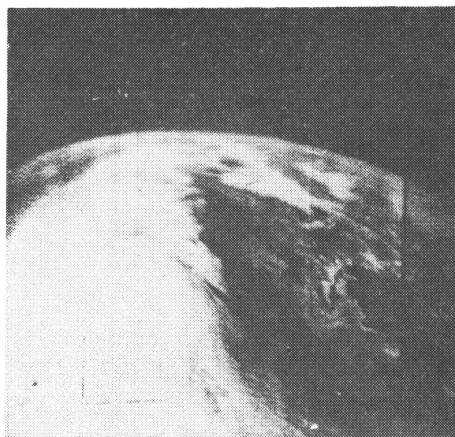


(b)

第8図 ミリ波レーダ。a) アンテナ, b) 記録例。

ある。dm 波を用い、FM-CW レーダの高感度の特長を利用して clear air からのエコーを観測できる。またこれを利用して内部重力波の研究が進められるようになってきた。FM-CW レーダのドップラ化によって、clear air における風の測定が可能となる¹⁸⁾。

1982年 2月



第9図 TIROS-1 で最初に観測した雲画像, 1960年 4月。

超高層の風の観測では、コヒーレント・レーダで非常に大型のアンテナを用いている。ひとつの例として、ペルーの Jicamarca Radar は 49.92 MHz (波長 6 m)、アンテナ面積 $8.4 \times 10^4 \text{ m}^2$ 、出力 5 MW で高度数 10km まで測定¹⁹⁾を行っている。

波長の短いレーダは、途中の降水による減衰のため遠方の観測には不適當であるが、小さい粒子に対しても感度がよいことから、鉛直上方の雲粒の観測に用いられる。

第8図 (a) は気象研究所で開発した 8.6 ミリ波レーダで、最初 T-R 管の安定したものがなかったので送信と受信を別々のアンテナを用いた。観測例を第8図 (b) に示す。

3. 気象衛星

3.1. 低軌道気象衛星

3.1.1. 開発の経過

1960年 4月に最初の気象衛星 TIROS シリーズの 1号機が打ち上げられ、地上から上空を見上げる気象観測が、上から下を見る気象観測へ飛躍する第一歩が踏み出された。

第3表に、TIROS (Television and Infrared Observation Satellite の略語) シリーズ²⁰⁾、これに次ぐ ESSA シリーズ、第2世代の ITOS シリーズ、現用の TIROS-N/NOAA シリーズならびに実験用衛星 NIMBUS、米空軍気象衛星 DMSP、ソ連の Meteor の開発状況を示す。最初の TIROS はスピン軸が軌道面内にあって、ビジョン・カメラはスピン軸方向を向いていたため、撮影された画像の位置を決定するのに大変手間どり、当時気

第3表 気象衛星開発年表

実用気象衛星	打上年月日	重 量	安定方式	主要な観測装置
TIROS-1	1960・4・1	119kg	スピン軸が 軌道面に平 行なスピン 安定	Vidicon Camera, 広角, 望遠
TIROS-2	1960・11・23	126		Vidicon Camera, 広角, 望遠, 赤外
TIROS-3	1961・7・12	129		Vidicon Camera, 広角, 熱収支, 赤外
TIROS-4	1962・2・8	130		Vidicon Camera, 広角
TIROS-5	1962・6・19	130		Vidicon Camera, 広角
TIROS-6	1962・9・18	127		Vidicon Camera, 広角
TIROS-7	1963・6・19	135		Vidicon Camera, 広角, 熱収支, イオン
TIROS-8	1963・12・21	120		Vidicon Camera, 広角, APT
TIROS-9	1965・1・22	138	スピン軸が 軌道面に垂 直なスピン 安定	Vidicon Camera
TIROS-10	1965・7・2	127		Vidicon Camera
ESSA-1	1966・2・3	138		Vidicon Camera
ESSA-2	1966・2・28	132		APT
ESSA-3	1966・10・2	145		AVCS, FPR
ESSA-4	1967・1・26	132		APT
ESSA-5	1967・4・20	145		AVCS, FPR
ESSA-6	1967・11・10	132		APT
ESSA-7	1968・8・16	145		AVCS, FPR
ESSA-8	1968・12・15	132		APT
ESSA-9	1969・2・26	145		AVCS, FPR
ITOS-1	1970・1・23	309	バイアスモ ーメント3 軸安定	} APT, AVCS, FPR, SR
NOAA-1	1970・12・11	306		
NOAA-2	1972・10・15	344		} VHRR, VTPR, SR, SPM
NOAA-3	1973・11・6	345		
NOAA-4	1974・11・15	340		
NOAA-5	1976・7・29	340		
TIROS-N	1978・10・23	734	ゼロモーメ ント3軸安 定	} AVHRR, TOVS (HIRS/2, SSU, MSU) DCS, SEM
NOAA-6	1979・6・27	723		
NOAA-7	1981・6・23	734		
NOAA-D	1981・9・15			
NOAA-E	1983・4・15			Advanced TIROS-N
NOAA-F	1983・9・15			ERBE, SBUV, Search and Rescue が追加される.
NOAA-G	1985・4・15			
実験気象衛星	打上年月日	重 量	主要な観測装置	
NIMBUS-1	1964・8・28	376	APT, AVCS, HRIR	
NIMBUS-2	1966・5・15	414	AVCS, HRIR, MRIR	
NIMBUS-3	1969・4・14	576	MRIR, SIRS-A, IRIS, IDCS, MUSE, IRLS	
NIMBUS-4	1970・4・8	675	SIRS-B, IRIS, IDCS, MUSE, IRLS, SCR, THIR, BUV, FWS	
NIMBUS-5	1972・12・11	772	THIR, SCMR, ITPR, NEMS, ESMR	
NIMBUS-6	1975・6・12	829	ERB, ESMR, HIRS, LRIR, T and DR, SCAMS, TWERLE, PMR	
NIMBUS-7	1978・10・24	907	ERB, THIR, LIMS, SAMS, SAM/II, SMMR, SBUV/TOMS, CZCS	

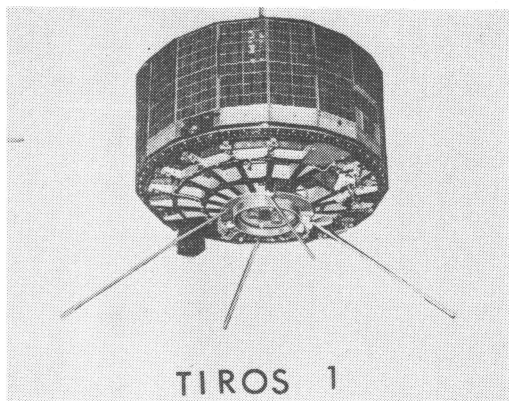
(表3つづき)

空軍気象衛星	打上年月日	重量			
DMSP	1975・5・24	194	打上失敗		
DMSP	1976・2・18				
DMSP	1977・6・5	450			
DMSP F-4	1979・6・6	513			

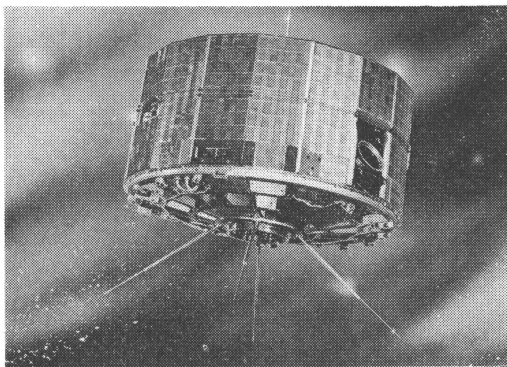
ソ連気象衛星	打上年月日	重量	ソ連気象衛星	打上年月日	重量 kg
Meteor 1	1969・3・26	未 公 表	Meteor 19	1974・10・28	
2	1969・10・6		20	1974・12・17	
3	1970・3・17		21	1975・4・1	2,200
4	1970・4・28		2-1	1975・7・11	2,800
5	1970・7・23		22	1975・9・18	2,200
6	1970・10・15		23	1975・12・25	2,200
7	1971・1・20		24	1976・4・7	2,200
8	1971・4・17		25	1976・5・15	2,200
9	1971・6・16		26	1976・10・15	2,200
10	1971・12・29		Meteor 2	1977・1・6	2,750
11	1972・3・30		1-27	1977・4・5	2,200
12	1972・6・30		1-28	1977・6・29	2,200
13	1972・10・26		2	1977・12・14	2,750
14	1973・3・20		1-29	1979・1・25	3,800
15	1973・5・29		2-4	1979・3・1	3,800
16	1974・3・5		2-5	1979・10・31	3,800
17	1974・4・24		1-30	1980・6・18	3,475
18	1974・7・9		2-6	1980・9・9	3,300

第4表 静止気象衛星開発年表.

静止気象衛星	打上年月日	重量	主な観測装置
ATS-1	1966・12・6	351	SSCC
ATS-3	1967・11・5	365	SSCC (カラー)
SMS-1	1974・5・17	243	VISSR, DCS, WEFAX, SEM
SMS-2	1975・2・6	243	〃
GOES-1	1975・10・16	295	〃
GOES-2	1977・6・16	284	〃
GMS	1977・7・14	281	VISSR, DCS, FAX, SEM
Meteosat-1	1977・11・23	316	VISSR, DCS, FAX
GOES-3	1978・6・16		VISSR, DCS, WEFAX, SEM
GOES-4	1980・9・9		VISSR, VAS, DCS, WEFAX, SEM
GOES-5	1981・5・22		〃
Meteosat-2	1981・6・19		VISSR, DCS, FAX
GMS-2	1981・8・11	286	VISSR, DCS, FAX, SEM
GOES-F	1982・12・2		VISSR, VAS, DCS, WEFAX, SEM
INSAT	1983頃		VHRR, DCS, FAX



第10図 TIROS-1.



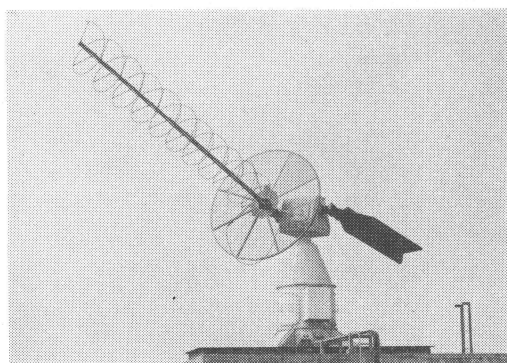
第11図 TIROS-9.

象衛星は定常業務には不向きであるという意見さえ出された。第9図は最初の気象衛星 TIROS-1 のビジョン・カメラが1960年4月に撮影した画像²¹⁾である。

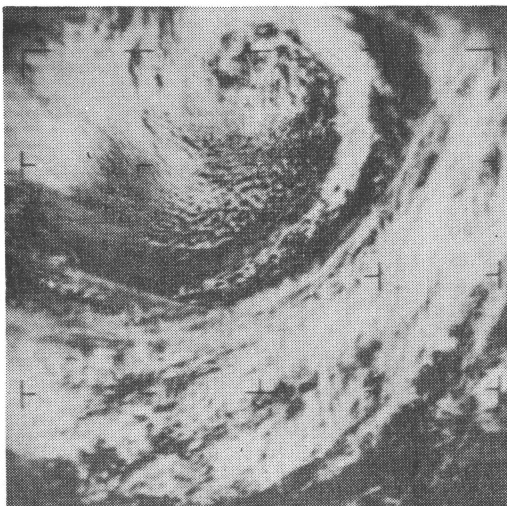
TIROS-2 (1960年11月打上) からは2種類の赤外放射計が搭載された。1つはスピンの軸に 45° 傾いたビームでスピン走査をするもので、 $5.9\sim 7\mu\text{m}$, $0.6\sim 0.8\mu\text{m}$, $0.2\sim 5.0\mu\text{m}$, $7.5\sim 30\mu\text{m}$, $8\sim 12\mu\text{m}$ の5チャンネルのものと、スピン軸方向の広角を $0.2\sim 5\mu\text{m}$, $8\sim 12\mu\text{m}$ 帯で観測するものであった。

TIROS-1 (第10図) は重量約 120 kg で、 $690\text{km}\times 750\text{km}$ の円に近い軌道で赤道に対して 48° の傾斜角を持っていた。これはスピンをしている衛星から TV カメラで雲の写真を撮影する実験で、 $800\text{マイル}\times 800\text{マイル}$ を撮影する広角レンズと、 $80\text{マイル}\times 80\text{マイル}$ の視野の望遠レンズを持っていた。寿命は3か月足らずであったが、この実験で 10 rpm のスピン衛星から地球を撮影することの可能性が実証され、また気象観測のためには、広角の方が望遠より適していることが分かった。観測した画像は磁気テープに記録して基地上空で再生され、3か月の寿命の間に23,000枚の写真が送られてきた。

TIROS-7 までは、 $1/2''$ ビジョン・カメラで1フレーム 500 本の走査線で2秒の伝送時間であったが、1963年 TIROS-8 で最初の APT (Automatic Picture Transmission) システムを実施した。これは $1''$ の蓄積型ビジョン・カメラで撮影し、標準型ファクシミリと同じ規格で走査線800本を200秒かけて読み出し、衛星から VHF で放送し、誰でも簡単な VHF 受信器とファックス受画器で、自分を中心として数 1,000 km の範囲の雲画像を受画することができる。このシステムは世界各国で利用され、後年開発された資源衛星 Landsat と異なって、受



(a)



(b)

第12図 (a) APT 受信用アンテナ (1965年気象研究所). (b) 受画像. 1966年4月15日 33°N , 163°E . (渡辺和夫氏提供)

信利用は一般の気象データと同様に無償であったことから、非常に多くの利用国ができた。そして気象衛星は、ビジコン・カメラから走査放射計の SR, VHRR, AVHRR と改良されて、分解能の良いシステムが追加されたが、APT としては最初のシステムと同じ規格の放送が続けられている。またこの時以来、気象衛星のデータの利用には経費を要求しないという習慣ができ上って、ひまわりの画像の受信も、アジア、オセアニア地区の多くの国で無償で利用されている。

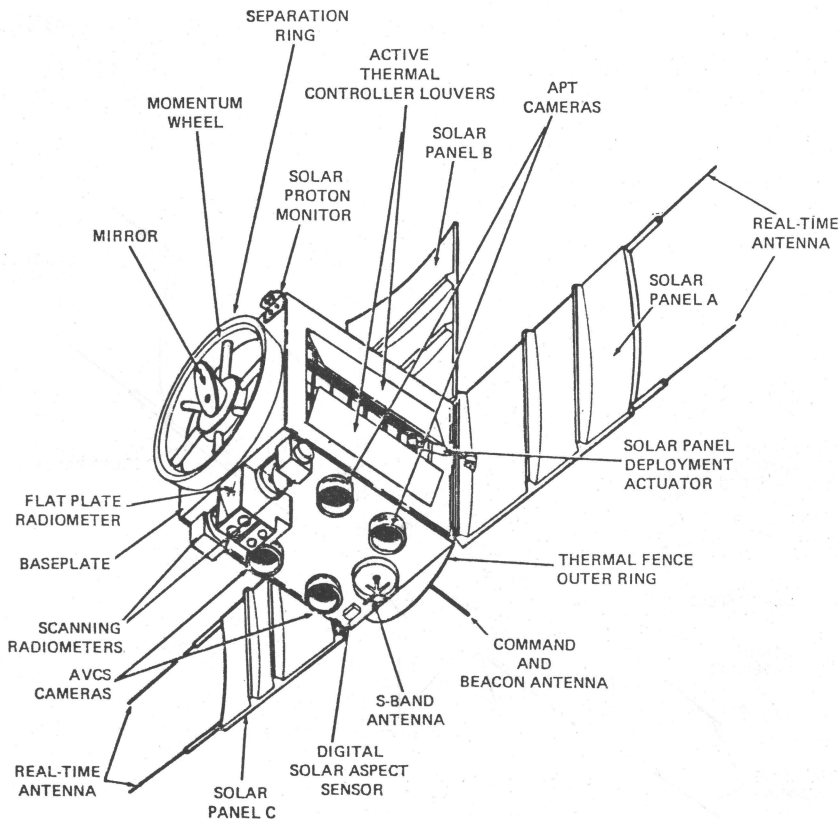
TIROS-IX (1965年) からはスピン軸を軌道面に直角とし、第11図のように円筒の外周にカメラを取り付け、カメラが地球を向いた時にシャッターを切り、写真は常に地球を真上から見るようになって、画像解析が非常に容易になった。

1966年には TIROS の実用機として ESSA (Environmental Survey Satellite) が登場し、TIROS Operational System として TOS とも呼ばれた。ESSA は 9 号 (1969 年) まで順次打ち上げられ、中でも ESSA-8 は 1968 年 12

月 15 日から 1976 年 3 月 12 日まで実に 7 年 3 か月にわたる長い寿命で、 $3,220\text{ km} \times 3,220\text{ km}$ の APT 写真の放送を続けた。

わが国では 1966 年 3 月気象研究所に APT 受画装置を設置し (第12図)、台風などの雲画像を直接受画し、わが国における気象衛星業務の先導的役割を果たした。第12図(b)は、1967 年 4 月 12 日に受画したファックス写真である。2 年後には気象庁現業用 APT 装置が完成し、予報業務に取り入れられた。この種の APT 装置は現在世界で百数十か国で受画されている。

ITOS (Improved TIROS Operational Satellite) は、TOS システムを更に改良した第 2 世代の極軌道衛星で、箱形の 3 軸安定方式であった (第13図)。これまでビジコン・カメラでは撮影できなかった赤外線による雲画像の撮影を行ない、昼夜連続観測が可能となった (1970 年)。主な観測装置は、可視と赤外の観測を行なう SR (Scanning Radiometer; 第14図)、APT、AVCS (Advanced Vidicon Camera System)、SEM (Solar Proton

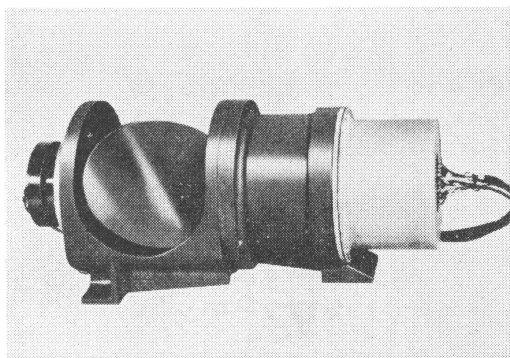


第13図 ITOS-1.

Monitor) である。

ITOS はバイアスモーメントの 3 軸安定方式で、軌道面に垂直の軸に約 150 rpm のはずみ車に取り付けられ、回転速度の制御でピッチ軸の姿勢制御を行ない、衛星本体に取り付けられた磁気コイルによってロール制御を行なう。

1972年に ITOS は更に改良され (ITOS-D²²⁾, 第15図), SR のほかに高分解能の VHRR²³⁾ (Very High Resolution Radiometer) および 気温の鉛直分布を測定



第14図 SR (Scanning Radiometer); 初めて 赤外画像の撮影が行なわれた。

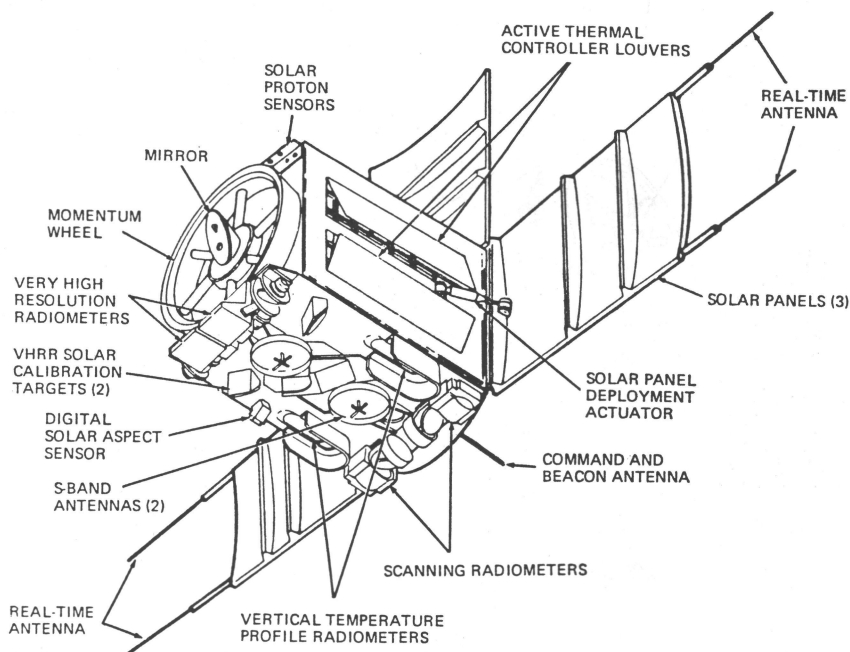
する VTPR (Vertical Temperature Profile Radiometer) が搭載された。

3.1.2. 現用極軌道衛星

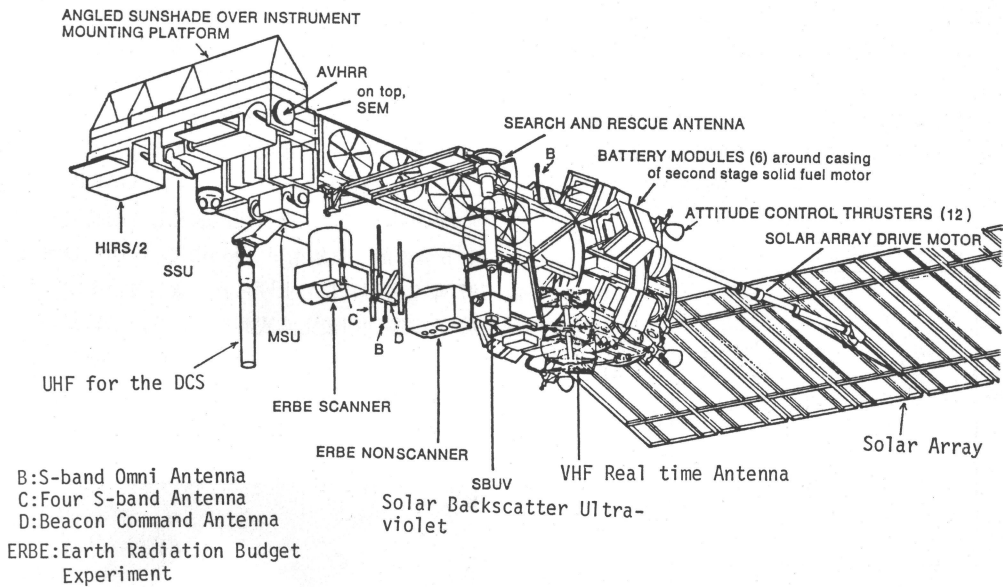
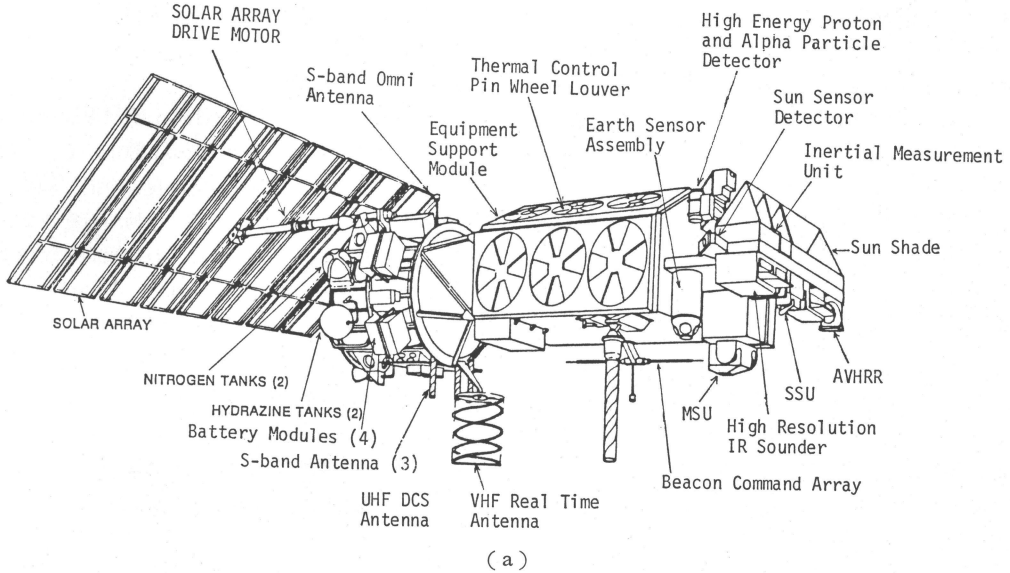
3 世代目の 極軌道気象衛星 (現用) TIROS-N/NOAA²⁴⁾ シリーズは、1978年に打ち上げられた大型の衛星 (第16図 (a)) で、このシリーズは1986年までに 8 個打ち上げが計画されている。第16図 (b) に改良型 TIROS-N シリーズを示す。

主な観測器としては、雲画像観測用の AVHRR (Advanced VHRR), 大気 の 鉛直構造の 測定用の TOVS (TIROS-Operational Vertical Sounder) が搭載されている。TOVSは、干渉フィルターを使った HIRS (High Resolution IR Sounder), 圧力変調型の高層用 SSU (Stratospheric Sounding Unit), 雲のある場合に役立つマイクロ波放射計 MSU (Microwave Sounding Unit) の 3 種類の放射計から構成されており、高度約 50km までの気温の測定が可能である。MSU では約 20km までの気温を雲を通して観測できる。

また、この衛星には無人観測所のデータ収集と位置測定の DCS (Data Collection System) があり、無人局の周波数安定度によるが、位置の精度約 5~8km (rms), 速度精度 1~1.6 m/s で求められる。ただし、この ARGOS



第15図 ITOS-D.



第16図 (a) TIROS-N. (b) TIROS-N 改造型.

システムは気象観測システムでは珍しく有料である。観測データは衛星上に記録され、米国の地上局 Gilmore (Alaska) または Wallops (Virginia) で受信し、フランスのツールーズにある CNES でデータ処理をして位置を計算し、地上回線で利用者に配布するシステムである。

1982年2月

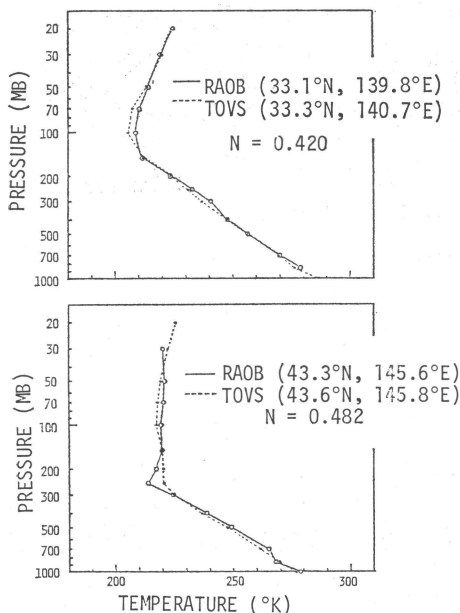
TIROS-N システムは高度 833km と 870km の2個の衛星が一組となっており、総観気象データ解析に都合のよい時間として、現地時間 14:30 頃に赤道を上昇する軌道と 07:30 頃に下降する2つの軌道をもっている。

3.1.3. Vertical Sounding

種々の波長の放射計で、大気の外側から各層の気温を測定する考えは、最初1959年に Kaplan によって提案され、その後米国の実験衛星 NIMBUS-3 に搭載された SIRS (Satellite Infrared Spectrometer)-A によって1969年に実現した。引き続いて NIMBUS-4 の SIRS-B により、 CO_2 の $15\ \mu\text{m}$ 帯を中心に SIRS-A では8チャンネル、Bでは14チャンネルを回折格子で分光測定して、回帰法および最小情報法によって反転法の解析を行ない、一応の成功を収めた。これらの結果を用いて、1972年打ち上げの ITOS には現業用の VTPR (Vertical Temperature Profile Radiometer) が搭載され、定常観測が開始された。円板に取り付けた干渉フィルターを順次回転してチャンネルの切替えを行なう方式がとられ、現用の TIROS-N シリーズの HIRS に引き継がれている。

わが国では、極軌道衛星からの雲画像の受信を1966年から実施してきたが、気温観測データの直接利用はずっと実施されず、1980年代になってようやく始められたのである。第17図は1980年10月28日の八丈島と根室付近の観測例のゾンデとの比較である²⁵⁾。

HIRS の精度はラジオゾンデとの比較で $1\sim 2^\circ\text{C}$ の誤差が報告されているが、同時に同一場所から飛揚された2つのゾンデの差と比べると、地上付近の逆転層を除



第17図 TOVS の解析結果とゾンデ観測の比較。

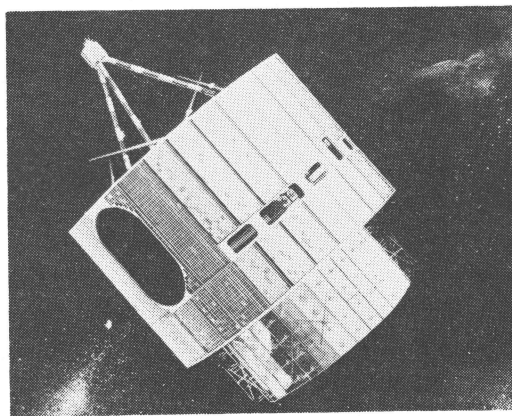
き、非常によく合っていると云える²⁶⁾。

3.2. 静止気象衛星

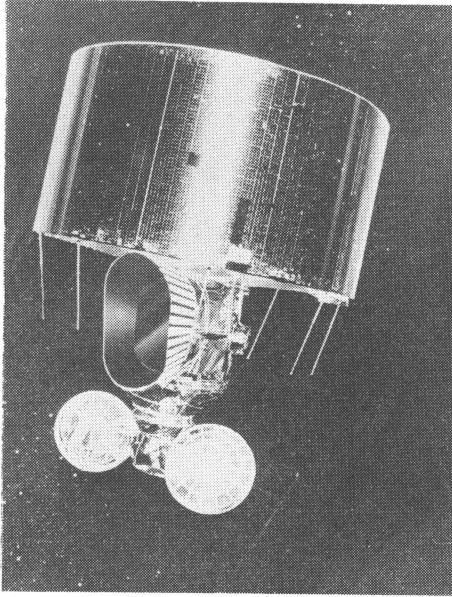
3.2.1. 開発の経過

1966年12月と1967年11月に、実験用静止気象衛星 ATS-1 および3号が打ち上げられ、静止軌道からの雲画像の連続観測(30分間隔)が気象現象の把握に非常に有効であることが分かり、特に雲の移動からその高度の風向風速を求める方法が試験され、他の観測手段がない地域の風のデータとして有望視された。ATS-1, 3では可視のみの SSCC (Spin Scan Cloud Camera) であったので、観測は昼間に限られ、また雲の高さに関する情報は得られなかった。SSCCは米国ウィスコンシン大学で開発された可視放射計で、スピン安定の衛星において東西方向の走査をスピンで行ない、南北方向を走査鏡で行なっていて、簡単なシステムで高い安定度が得られる方式である。ATS-3では3本の PMT を用いてカラー写真を撮ることを計画したが、打上げ後間もなく、PMTの故障でカラー写真は僅かしか撮影できなかった。しかし白黒の画像は ATS-1 とともに非常に長期間観測することができて、1975年5月実用衛星 SMS-1 に引き継がれた(第18図)。静止気象衛星の開発状況を第4表に示す。

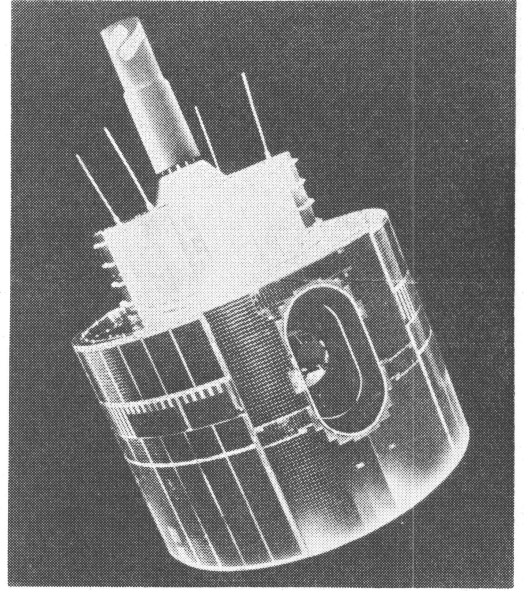
1978年12月から1年間の強化観測で、地球上のあらゆる観測網を動員して行なった第1回 GARP 全球実験計画 (FGGE) では、衛星観測網として極軌道衛星のほか、5個の静止気象衛星(わが国の GMS (ひまわり)は1977年7月14日打ち上げられ、数か月のミッションチェックと試験運用後定常観測を始めた、第19図)を赤道上空に並べて、両極地方を除く全地球の雲分布、雲移動による風の測定等が計画された。ここで計算した風の高さの情報としては、放射計に赤外チャンネルを追加するこ



第18図 SMS; 米国の実用静止気象衛星1号。



第19図 GMS-1.



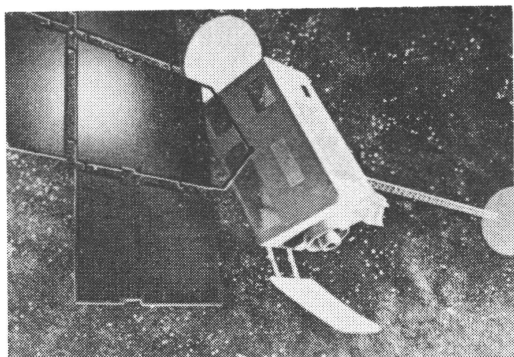
第20図 Meteosat; ESA (ヨーロッパ宇宙機構) の静止気象衛星.

とにより雲頂温度が分かり、それから高度が求められると考えられた。しかし実際に GARP 計画を実施してみると、風ベクトルの誤差は高度の推定誤差が最も大きな原因であることが分かり、高度の決定の方法を再検討する必要があることが認められた。精度のよい高度測定方法のひとつとして、2個の静止気象衛星を用いて立体観測を行なって高さを決める方法が、米国の GOES-East と GOES-West (西経 170 度と 70 度) で試験され、よい結果が示されたが²⁷⁾、両衛星の重複した観測区域に限られるので、全球をカバーするには 8~10 個の静止気象衛星が必要であり、また米国、ヨーロッパ、日本では走査方式が異なるので、完全に同期が取れない等問題点がある。新旧の GMS は重複範囲が GOES よりも広範囲であり同期も完全にとれるので、この種の実験には最も適したものであり、また衛星間隔が経度 20 度の場合に、どの程度の精度が得られるか興味深いところである。

GARP 計画では、最初 4 個の静止気象衛星、すなわち米国の東と西の 2 個、ヨーロッパ宇宙機構 (ESA) および日本でお互いに経度で約 90 度ずつの間隔をおいて全球をカバーする計画が、衛星打上げ国間の連絡会議 (第 1 回が 1972 年) で検討された。この時点では、静止気象衛星の重要なミッションである可視赤外放射計を米国と ESA が独立に開発しており、わが国の静止気象衛星は概念設計段階であった。わが国の打上げ位置として東経 120 度、

ヨーロッパのそれが東経 20 度の案が検討されていたが、この時点でソ連が静止気象衛星打上げを名乗り出て、この連絡会議のメンバーに加わった。ソ連はインド洋上東経 70 度付近に 3 軸安定の静止気象衛星 GOMS を打ち上げる案を出し、日本とヨーロッパがそれぞれ 140 度と 0 度の現在位置に変更することとなった。しかし、その後 GARP 計画の観測時期になっても、また現在に至るまで GOMS は打ち上げられていない。

GARP 観測期間 (1978 年 12 月~1979 年 11 月) には、やむを得ず宇宙で待機していた米国の予備衛星 GOES-1 をインド洋上空東経 53 度に移動し、スペインにある地球局から衛星の制御を行なって観測の穴埋めを行なった。しかし、1979 年 3 月 24 日から赤外センサの調子が悪くなり、5 個の静止気象衛星が完全に働いたのはわずか 4 か月弱であった。その後 1980 年 11 月末の GARP 観測終了と同時に GOES-1 は米国へ引き上げられ、また運悪くヨーロッパの Meteosat (第 20 図) の VISSR が故障し、1979 年 12 月からはヨーロッパからインド洋にかけて大きな空白ができてしまった。1981 年 6 月に Meteosat-II が打ち上げられ、1 年半ぶりに 4 個の静止気象衛星が揃ったが、インド洋については、インドが計画している通信・放送・気象の複合ミッション衛星 INSAT (第 21 図) が打ち上げられる 1983 年頃まで空白が続くことになるで



第21図 INSAT 想像図；インドが1980年代中頃に印度洋に打上げを計画している放送・通信・気象衛星。

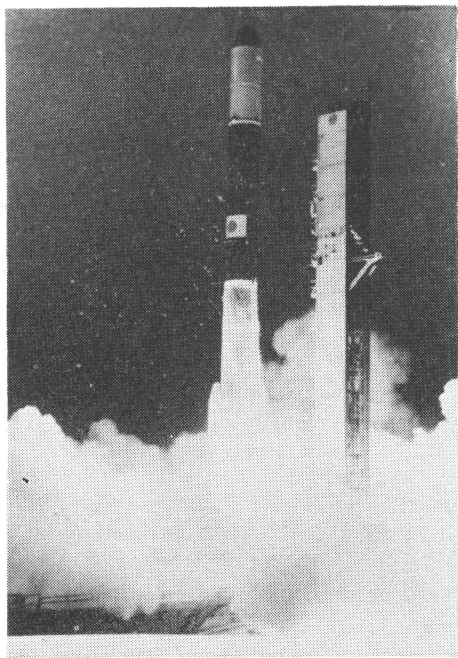
あろう。

3.2.2. GMS の開発

わが国の静止気象衛星計画は1970年から始められたが、地球観測衛星の経験が全くないため、米国およびヨーロッパに学ぶところが大きかった。三軸安定方式、スピン安定方式、電気的デスパンアンテナ、SBRC方式のVISSRとMATRA方式のVISSR、可視センサーとしてPMTとシリコン光ダイオード、太陽プロトンモニターなどについて検討が重ねられた。この時検討された3軸方式では、ITOSシリーズと同様のバイアスモータ方式で、放射計は観測のduty factorが20倍よくなるので、開口直径を1/2 (20 cm) とし、全体の重量を軽減して予備放射計が搭載できるなどの利点があったが、世界でも前例のないシステムであると言うことで日の目を見ることができなかった。

フォトダイオードは波長特性が近赤外 (1.1 μm) にまで延びているので、海岸線などがPMTよりも明瞭に現われる特長がある。アルベドが小さいときの雑音特性はPMTの方が優れており、星の観測等ではPMTがよいが、アルベドが4%以上の明るい目標に対しては光ダイオードの方が雑音が小さい。またPMTは高圧を要する点が危惧されたが、実際GMSでは打上げ後3か月と8か月目に、8個あるPMTのうち第4と第6の高圧電源回路が故障した。第5, 6, 7, 8のPMTを使用していたので、第6に代わって第5の信号を挿入し、肉眼ではほとんど識別できない画像として運用が続けられた。

GMS開発に関連して、衛星本体から伝送・制御、地上施設からデータ処理法に至るまで、上述のことを含み多くの検討が重ねられたが、衛星本体については当時はわ

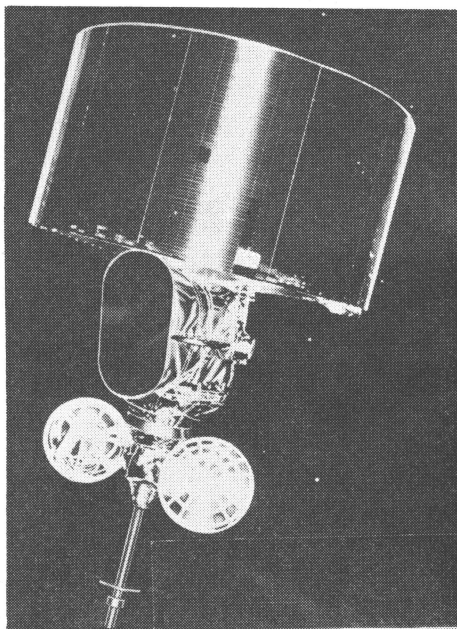


第22図 GMS 打上げ。米国デルタロケットによる。(1977年7月14日)。

が国独自の開発能力がなく、外国のメーカーに頼らざるを得ない状況で、個々の技術を選択する自由度は極めて少なく、現在のシステムに落ち着いた。

GMSは製作段階に入って電気的デスパンアンテナから機械的デスパンアンテナに変更し、アンテナの指向特性の一様性などシステムの性能は向上し、動作も安定したものとなった。米国の静止気象衛星はGOES-D以降にGMSと同じアンテナシステムを採用しており、GMS-2と極めて類似の外観となっている。

静止気象衛星の開発年次および将来計画は第4表のとおりで、GMSは前述したように1977年7月に米国のデルタロケットで打ち上げられた(第22図)。打上げ直後にスピン軸の傾きが生じた。フープ型ニューテーションダンパーの安定点と燃料のヒドラジンの相互作用で、スピン軸が設計の機械軸に対して約2度傾き、ヒドラジンの消費とともに傾きが増加しているが、完全に消費すれば傾きは最小に戻るものと考えられている。画像に生ずる歪みはデータ処理ソフトウェアで対策を講じて、歪みのない画像を作製しているが、ずれの角が大きくなった1980年9月24日頃から地球の南端が欠けるようになった²⁸⁾。また衛星内に温度差が生ずると、ヒドラジンを移動して



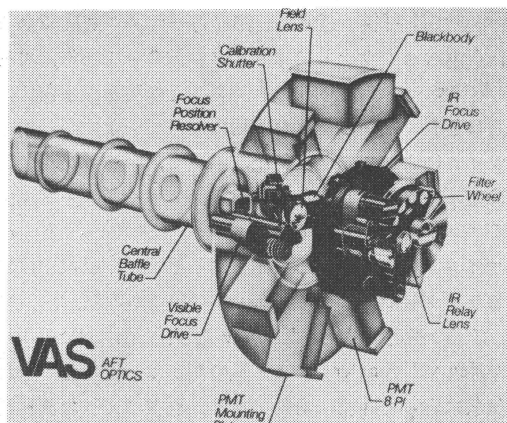
第23図 GMS-2.

傾きが周期的に変動し、画像歪みが生ずる。この歪は画像処理での修正ができないので、温度差を生ずるような運用を避けることでこの問題に対処している。

GMS-2 (第23図) では、このことを考慮してニュートンダンパーの改良、取付精度の向上、リアクションコントロール系の改善などの対策を講じ、更に衛星の中に指令で動く重錘を設けて、1981年8月11日に種ヶ島からN-II ロケットで打ち上げられた。幸いにしてスピン軸の傾きは生じなかったが、Sバンド送信機の一部が低温時に不調を生ずるなど、今後の安定性が心配されている。

3.2.3. 静止軌道からの気温プロファイル測定

極軌道衛星からのプロファイル測定は、ITOS/NOAA と TIROS/NOAA で実施され、その精度も逐次向上してきているが、局地的な短寿命の気象現象の連続観測には適していない。また現在のラジオゾンデの観測網では粗すぎる。静止衛星から鉛直気温分布を測定する最初の試みが米国の静止気象衛星 GOES-4 (1980年打上げ) に搭載された VAS (VISSR Atmospheric Sounder)²⁹⁾ (第24図) で実施され、よい成果が出されている。静止軌道からは極軌道に比べて50倍近く距離が大きいので、1回の測定では S/N が悪く、数10回の観測を積分して S/N を改善する方法をとっている。VAS には MSI (Multi-



第24図 VAS (VISSR Atmospheric Sounder)。

Spectral Imaging) と DS (Dwell Sounding) の2つのモードがあり、MSI は従来の VISSR と同様に画像観測を行なうものであり、DS は同じ場所を数10回走査して気温の観測を行なうものである。したがって、両者は同時には実施できない。将来三軸安定の静止気象衛星が実現した場合は、常時地球を見ていて走査できるので、効率は数倍～10数倍に向上して、実用機として機能をよりよく発揮できるだろう。

3.3. 将来構想

気象衛星による観測は、極軌道衛星と静止衛星により、雲分布、海面温度、雲頂温度、雲のある場所の風向・風速、気温、水蒸気量、 O_3 等が、精度の問題はあるが実現している。今後の問題としては、風の精度向上、降水量、気圧の測定などが残されている。

静止軌道からの気温プロファイル測定では、まだ計画段階だが、米国の Stormsat の AASIR (advanced atmospheric sounder & imaging radiometer) は三軸安定静止衛星により、画像とプロファイル測定を行なうもので、VAS よりもノイズ等価放射輝度が15倍もよく、PMT の代りに光ダイオードが使えるものである。

気圧については、Active レーダを使い、 O_2 の減衰から総 O_2 量を求め、 O_2 分圧から気圧を求める方式が航空機搭載テストの段階にまできている。降水量の測定は、Passive マイクロ波放射計で、1～20 mm/hr の観測が行なわれたが (NIMBUS-5 と 6)³⁰⁾、精度、降水範囲等でまだ充分とは言えない。これには、Active センサが使える充分な電源電力と、マイクロ波が使える充分大きなアンテナを実現できる大型衛星が必要である。

現在、リモートセンシングとして使われているのは、

Passive では可視—近赤外—熱赤外—マイクロ波であるが、Active センサとしてはマイクロ波のみである。可視の Active センサであるライダは、その寿命が宇宙で使えるほど長くないのでまだ実用になっていないが、将来はライダによって気温、気圧、水蒸気、エアロゾルなどの測定ができるようになるだろう。スペースシャトルでそのテストが計画されている。

マイクロ波による気圧測定と同じ原理で、吸収差法によるライダ観測によって、760 nm の O_2 吸収線を使い、気温、気圧の測定が可能となるであろう。また LDV (Laser Doppler velocimeter) による風の測定は、実用化できれば気象にとって非常に有効である。現在のような雲移動ベクトルを利用する場合の制限や欠点がなくなり、全球的な観測が実現するだろう。

雲の物理特性の測定、例えば氷晶と水滴の判別や雲粒の粒径を近赤外で測定する研究もなされている。

可視と赤外の Sounder による観測について、現在と近い将来に実現の可能な精度を示すと次のようである。

現 在		将来 (80年代後半)
気温鉛直分布	2.5K	1.5K
SST 表面温度	2.5K	1~1.5K
湿度鉛直分布	不正確	20%
可降水量	0.2 cm—10%	0.1 cm—10%
雲分布/高度	1 層	3 層
O_3	なし	可能

地球観測衛星としては、気象衛星のほか海洋観測衛星 (Seasat など) と陸域観測衛星 (LANDSAT など) があり、それぞれ海上風とメソスケールの海面状態の観測で気象に必要な情報がえられている。特に Seasat でテストされたマイクロ波測器は、将来の気象観測にとっても有力なものである。わが国では近い将来 MOS-1 と ERS-1、ヨーロッパでは SPOT と ERS、米国では TOPEX などの新しい計画がある。これらは気象衛星ではないため、特に時間分解能の面で気象利用に適していないが、関連情報がえられることと観測技術で共通することが多い点で注目に値する。なお MOS-1 搭載の可視熱赤外放射計 (VTIR) は、その初期の開発研究を気象研究所が行なったものである。

3.4. 観測データの伝送

気象レーダの PPI 画像並びに気象衛星の雲画像は、他の気象データと異なり情報量が非常に多いので、その伝送には広帯域の回線を必要とする。

レーダの場合はレーダサイトで局地性の問題を検討し、ある程度総合した情報を中央に集め、合成画像を作って全体の問題を見ることが適当と思われる。

衛星の場合は、データ処理センターで作られた情報を中央で使うほか、更に細かい局地性の情報を配布する必要があり、画像伝送の問題が重要である。幸いにして静止衛星は通信の機能を持っているので、GMS システムでは、処理した雲画像を2種類のファクシミルで利用者向けに放送しており、GMS のカバー範囲の各国で利用している。わが国自身の利用体制は遅れており、中央以外の気象管署での受画システムは、一部地域を除き1982年以降に整備されることになっている。

雲画像の放送システムは米国、ヨーロッパと若干異なっており、米国の stretched VISSR 方式、ヨーロッパの on-board stretch 方式など、それぞれ特長をもっている。GMS は完全に処理した画像を送るので、利用し易い特長をもっているが、VISSR の観測と放送がタイムシェアリングのため、臨時観測が入ると放送のスケジュールが苦しくなる。

無人観測所から衛星中継で観測データを集める DCP は、観測点の少ない海洋上の船舶を期待して、衛星打上げ前の連絡会議では、衛星の通信範囲を越えて隣の区域に移動する場合、そのデータの受渡しをどうするか等を時間をかけて議論したが、実際には装置が高価となることなどのためほとんど実施されず、計画段階で想定しなかった航空機の ASDAR (Aircraft to Satellite Data Delay) が時分割方式で実施されている。米国では、静止衛星からの位置の測定を呼出方式の伝播時間を2つの衛星で測定する方法で、1~5 km の精度で位置を求めるシステムが検討されている。

4. 音波の利用

大気中を伝播する音をリモートセンシングに用いることは、最初音波の異常伝播の調査から始まったと言える³¹⁾。爆発音などが 60~80 km から 200 km くらいまで聴こえない地域があり、その遠方で聴こえる現象の説明が、上層 50 km 付近の高温層における屈折であるとして Whipple によってなされた。1930 年代に音波の入射角、あるいは伝播時間からの成層圏の気温の測定³²⁾が行なわれた。その後ロケット観測が実施されるようになり、上空数高度で爆発音を発射して地上数か所で受信し、受信音の時間差から温度プロファイルを測定³³⁾したが、ロケットによる大気の直接観測技術の開発に伴って、

この種の観測の必要性が薄くなった。

1960年代に、音波の空気中の伝播速度が気温に依存する関係を用いて、音波の伝播路の平均気温を測定する方式³⁴⁾が試みられた。しかし、音波通路が地面付近の気温の傾度の関係で必ずしも直線とはならず湾曲するため、所定の通路の平均気温とならず、初期の目的が達せられなかった。

音波を鉛直上方に出して低層の気象状態を観測する音波レーダ (Sodar; Sound Detection and Ranging) は、1967年にオーストラリアで、1969年に米国 ESSA の WPL で、またわが国では1970年に電波研究所³⁵⁾で製作・実験され急速に発展し、下層大気の気象諸現象の観測 (逆転層、境界層の対流活動等) に極めて有効な手段であり、またドップラ・ソーダで低層の風が求められることが確認された。

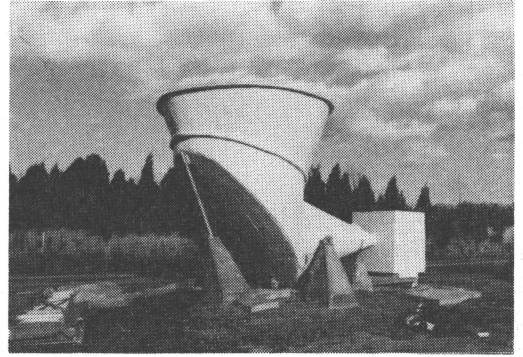
大気中の音波の散乱は、風速の変動と気温の変動によるもので、使用周波数の $1/3$ 乗に比例する。

わが国で最初に制作された Sodar は直径 16m のコンクリート製の大型のパラボラアンテナを地上に設置したもので、出力は 850 Hz, 30 W (電気出力) である。地上数 100m の逆転層の検出, UHF 電波の異常伝播との関係などが観測された。

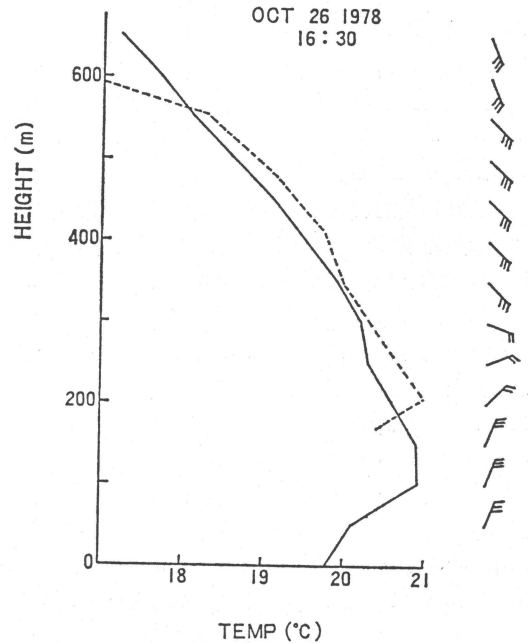
低層の風の測定装置として、鉛直上方に発射した音波を地上 3 か所で受信して、風向・風速を地上数 100m まで測定する方式が米国で、飛行場付近の風の測定に実用試験された (第25図)。降雨時はソーダ受信器の雑音が多くなるので、コニカル走査のマイクロ波ドップラ・レーダに切り換えることで定常的な観測が実施された。

わが国でも空港設置のため、低層の風の測定用のドップラ・ソーダの実用化試験が1980年～81年に気象研究所で行なわれた。またこの方式の風測器は現在、接地層と強風時を除いて外部雑音が入らないよう工夫することで、研究観測用には大変有効なものになっている。

音波レーダのパルス波をマイクロ波のドップラ・レーダで追跡して音波の伝播速度から気温を測定する電波音波共用探査装置 (ラス・レーダ; Radio Acoustic Sounding System (RASS)) により、地上数 km の気温のプロファイルの測定が最近再び研究されるようになった。パルス音波の粗密のマイクロ波反射係数は非常に小さいので、電波の波長を音波の 2 倍とすることで感度の上昇が計られている。わが国では電波研究所や京都大学防災研究所で研究されており、前者が製作したラス・レーダ³⁶⁾では音波の周波数 1000 Hz, 電氣的出力 300 W, アンテ



第25図 音波レーダのホーン・アンテナ; 米国 Washington, D.C. 飛行場に設置された音波による低層風観測装置。



第26図 ラス・レーダによる気温 (破線) とゾンデの気温の比較。

ナ 1.5 mφ, 電波周波数 445 MHz, 出力 80 W, アンテナ 3 mφ, 測定高度 約 600m で、温度の測定精度 0.6°C が得られている (第26図)。

音波の大気中の減衰は割合大きく、遠距離の観測には大出力が望ましいが、電気→音響変換の問題、音公害の問題など未解決の問題がある。

5. レーザ・レーダ (ライダー) の利用³⁷⁾³⁸⁾

1968年にわが国で最初に実現したライダーはルビーレーザーを用いた $0.6943\mu\text{m}$ のもので、1960年にレーザーが発明されてから8年後であった。このライダーは繰り返しも遅く、Aスコープの観測に限られたが、YAG (イットリウム・アルミニウム・ガーネットの結晶) レーザが開発されるにおよんで、速い繰り返しが可能となり、PPI/PHI の観測ができるわが国最初の PPI/PHI ライダーが1975年に気象研究所において完成した。このライダーによって、従来スコープでは望めなかった局地的な新しい気象現象の確認ができるようになり、多くの観測が行なわれた。

超高層の観測は、最初ロケットによる 50~80km のオゾン層の観測などが実施された。より簡単な地上からのリモートセンシングの方法として、白熱光源を用いる方法が試みられたが、その高度は約 60km までに限られた。しかしレーザーが開発されるにおよんで、140km までの観測が実施された。

その後成層圏エロゾルの観測、大気潮汐に伴う高度 70~100 km の密度変化など、ライダーによって始めて測定可能となった問題が多い。

2つ以上の波長を用いて減衰の差から伝播光路中のガスの濃度を測定する DIAL (Differential Absorption Lidar) では、 O_2 の吸収帯 760 nm を用いて気温と気圧の測定が行なわれた³⁹⁾。

Raman 散乱による気温、気圧の測定は、反射光が弱いので数 km の範囲に限られる。またエロゾルからの反射のドップラ 偏移を使った風の測定は、LDV (Laser Doppler Velocimeter) として研究されている⁴⁰⁾。

これらはいずれも開発間もない技術であり、実用化されて宇宙用として衛星搭載が可能になるまでにはかなりの年月を必要とするが、これが実現すると、現在のデータ空白地域における水蒸気、気圧、風などのデータが充実されるので、大いに期待されるところである。

4. むすび

光、電波、音波を使ったリモートセンシングによる気象観測について、極めて概略的に発展の状況をたどってみた。磁気および重力によるリモートセンシングについては省略した。

気象現象が非常に広範囲にわたっているにもかかわらず、従来の気象観測の観測点は地域的に限られているので、リモートセンシング技術は広範囲の気象観測に欠かすことのできない手段と言える。発展の経過をふりかえ

ると、特に宇宙の場合にあてはまる問題であるが、計画から実施までに7~8年、完全な実用運用までに10年近くかかっている。したがって、次の世代のシステムを組織的に検討して行くことを常に心掛けねばならない。

気象レーダーは現在まで30年の歴史をもっているが、反射強度Zの観測から始まり1990年代には衛星搭載用レーダーが活躍することとなるだろう。

文 献

- 1) Ryde, J.W., 1946: Echo intensities and attenuation due to cloud, rain, hail, and dust storms, Report No. 7831, Wembley (Engl.) G.E. Co.
- 2) Ridenour, L.N., 1947: Radar System Engineering, McGraw-Hill Book Co., p. 82.
- 3) Marshall, J.S. and W.M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size, J. Met., 5, 165-166.
- 4) Fujiwara, M., 1965: Raindrop-size distribution from individual storms, J. Atmos. Sci., 22, 585-591.
- 5) 小平信彦, 青柳二郎, 1961: レーダーによる雨量測定の諸問題について, 気象集誌, 39, 215-229.
- 6) Probert-Jones, J.R., 1962: The radar equation in meteorology, Q. J. R. M. S., 88, 485-495.
- 7) 児玉文雄, 1975: 利根川におけるレーダー雨量計について, 建設省利根川ダム統合管理事務所.
- 8) Kodaira, N., 1957: An iso-echo contouring device, Proc. 6th Weather Radar Conf., p. 307.
- 9) Marshall, J.S., 1957: The constant altitude presentation of radar weather patterns, Proc. 6th Weather Radar Conf., p. 321.
- 10) 立平良三・清水紀雄・小佐野慎悟, 1976: 地形エコーと重畳した降水エコーの強度測定—地形エコー除去の方法, 研究時報, 28, 313-316.
- 11) Aoyagi, J., 1978: Ground clutter rejection by MTI weather radar, Proc. 18th Conf. Radar Met., p. 3.
- 12) Kodaira, N., 1964: A pulsed Doppler radar for weather observation, Proc. 11th Weather Radar Conf. p. 300.
- 13) Lhermitte, R.M. and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. Proc. 9th Weather Radar Conf., 218-223.
- 14) Armstrong, G.M. and R.J. Donaldson, 1969: Plan Shear Indicator for real-time Doppler radar identification of hazard storm winds, J. Appl. Met., 8, 376-383.
- 15) Kropfli, R.A. and N.M. Kohn, 1976: Dual Doppler observations of the convective mixing layer at St. Louis, Proc. 17th Conf. on Radar Met., 321-325.
- 16) 内藤恵吉, 1980: 気象研究所の新レーダシステム

- ム, 気象研究ノート 139 号 (気象レーダ特集), 72-78.
- 17) Hicks, J. J. and J. K. Angell, 1968: Radar observation of breaking gravitational waves in the visually clear atmosphere, *J. Appl. Met.*, 7, 114-121.
 - 18) Chadwick, R. B., W. C. Campbell, K. P. Moran and R. G. Strauch, 1976: Boundary layer wind measurements with an FM-CW radar, *Proc. 17th Conf. Radar Met.*, 326-329.
 - 19) Balsby, B. B., 1978: The use of sensitive coherent radars to examine atmospheric parameters in the height range 1-100km, *Proc. 18th Conf. on Radar Met.*, 190-193.
 - 20) Schnapf, A., 1962: Tiros I, II, and III-design and performance, *Aerospace Engineering*, June 1962, 32-43.
 - 21) Schnapf, A., 1979: Evolution of the operational satellite service, 1958-1984. RCA.
 - 22) Schwalb, A., 1972: Modified version of the improved TIROS operational satellite (ITOS-D-G), NOAA Technical Memorandum, NESS 35.
 - 23) Aronson, A. I., 1973: Very high resolution radiometer, *Electro-Optics System Design Conf.*
 - 24) Hussey, W. J., 1977: The TIROS-N Polar Orbiting Environmental Satellite System, NESS/NOAA.
 - 25) 青木忠生・中島忍・加藤一靖, 1981: 極軌道衛星 (TIROS-N) データ処理システム, *天気*, 8, 532-542.
 - 26) Allison, L. J. *et al.*, 1978: Remote sensing of the atmosphere from environmental satellite, *Air Quality Meteorology and Atmospheric Ozone*, ASTM STP 653, p. 106.
 - 27) Minzer, R. A. *et al.*, 1978: Stereographic cloud heights from imagery of SMS/GOES satellite, *Geophys. Resear. Letter*, 5, 21-24.
 - 28) 宇宙開発委員会第4部会, 1981: 静止気象衛星2号 (GMS-2) の打上げのために講じた対策の実施状況について (報告), *宇宙開発委員会月報*, 39, 22-29.
 - 29) Wheelon, A. D., 1978: Visible IR Spin Scan Radiometer Atmospheric Sounder (VAS), Hughes Aircraft Co.
 - 30) Wilheit, T. T. *et al.*, 1977: A satellite technique for quantitative mapping rainfall rates over the oceans, *J. Appl. Met.*, 16, 551-560.
 - 31) Fujiwara, S., 1913: On the abnormal propagation of sound waves in the atmosphere, *中央気象台英文報告*, 2, 1-67.
 - 32) Gutenberg, B., 1939: The velocity of sound waves and the temperature in the stratosphere in Southern California, *Bull. A.M.S.*, 20, 192-201.
 - 33) Maeda, K. and Y. Takeya: Upper atmospheric temperature and wind velocity measured by sounding rockets. *Space Research II*, 1080-1082.
 - 34) Nakamoto, K., E. Kamishiro, and R. Ito, 1970: On the measurement of air temperature and a component of wind speed by audio frequency sonic means, *J. Met. Soc. of Japan*, 48, 425-439.
 - 35) 福島圓, 秋田錦一郎, 糟谷纈, 1971: 対流圏下部の音波探査装置による実験, *電波研究所季報*, 17, 92, 401-406.
 - 36) 福島圓・秋田錦一郎・増田悦久, 1980: ラス・レーダ (電波音波共用探査装置) の開発, *電波研究所季報*, 26, 138, 555-567.
 - 37) 内藤恵吉, 1971: レーザ・レーダ (ライダー) の気象への利用, *天気*, 18, 49-62.
 - 38) Browell, E. V. and S. T. Shipley, 1981: Lidar Meteorology, *IEEE Digest 1981 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 163-169.
 - 39) Magie, G., 1980: Measurement of atmospheric temperature and pressure by differential absorption Lidar: influence of laser line width. *Appl. Opt.*, 19, p. 34.
 - 40) Brashears, M. R. and J. N. Hallock, 1976: The measurement of wind shear and wake vortices by laser doppler velocimetry, *Proc. 7th Conf. on Aerospace and Astronautical Meteorology and Symposium on Remote Sensing from Satellite*, p. 175-181.