1979年3月

Vol. 26, No. 3

# IS レーダーによる中層大気のリモートセンシング\*

福山 薫\*\* 深尾 昌一郎\*\*\* 加藤 進\*\*\*

### 1. はじめに

この解説は、IS レーダーが、いかなる原理に従って、 いかなる中層大気の物理量を遠隔探査できるか平易に示 すことを目的としている。そして測器の細かい技術的な 点を除いて、システムとしていかなるものであるかも解 説しようとするものである。

飛行機や船に積まれたレーダーは地面や前方の障害物 の位置を刻々と検知するために,現在広く用いられてい る.しかし,レーダーの源は,地球の空の一部である電 離層を調べる実験装置であった.すなわち,地上の一点 にある送信点から送り出された電波の一部は電離層に達 し,そこで反射され,他は地上に沿って,送信点から離 れた受信点に到達する.この二つの通路を伝わる電波の 伝搬時間差を測定し,電波の反射点を求め,電離層の高 さを測定したのが,1924年,アップルトン卿によって英 国で行なわれた実験で,これがレーダーの始まりとなっ ている.レーダー(radar)は radio detecting and ranging の略であるが,この始まりが実は自然を detecting し ranging (距離を測定)するために用いられた装置で あったことは興味深い.

1950年代の終わりに、米国のゴードン(Gordon, W.E.) 博士は、電離圏内で熱運動をしている個々の自由電子が 散乱する超微弱な電波(インコーヒーレント散乱波)を 検知するレーダーの実現が可能であることを予想し、こ れに基づいて、南米ペルーのヒカマルカと、プエルトリ コのアレシボに IS レーダーが建設された. このレーダ ーはドップラーレーダーの一種で、散乱波のドップラー スペクトルには電離圏プラズマのさまざまの情報が含ま れており、今や、人工衛星やロケットによる直接観測と

\* Remote sensing of the middle atmosphere with the incoherent-scatter-radar technique.

\*\*\* S. Fukao, S. Kato 京都大学工学部

並んで、かつ互いに補う有力な測定手段となっている.

1975年8月, ペルーの首都リマ市で開催された国際電 波科学連合(URSI)のシンポジウムのなかに「IS レー ダーの進歩」と題するものがあった.このとき発表され た多くの輝かしい IS レーダーの成果のうちで,このリ マ市から程遠くないヒカマルカの IS レーダーで得られ たものに,従来 100 km 以上の電離圏大気に用いられた 技法が,もっと下の,成層圏・中間圏といった中性大気 の探査に応用できることを示すものがあった.これはす ばらしい新発見である.その後,ヒカマルカのもののみ ならず,現存する IS レーダーのすべてが,中層大気の 観測に,いろいろな形で成功していることは以下に示す 通りである.著者等も,ヒカマルカ(加藤・深尾),ア レシボ(加藤・麻生),フランスのサン・サンタン(福 山)において,若干の実験に参加している.

いったい,何が中性大気からの散乱源になっているの か,確立した説は未だ知られていない.しかし,何らか の原因で生ずる電波の屈折率の"ゆらぎ"が存在するこ とは確かである.そして,この"ゆらぎ"が,一般流と 共に移動するとすれば,この"ゆらぎ"をトレーサー として,散乱波のドップラー偏移から,その点の風の遠 隔計測が可能となるはずである.この,風と共に動くゆ らぎについての仮説は,若干の理論的根拠はあるにして も,他の測器による結果と比較する以外検定することは できないが,これにも次第に成功している.

中層大気の研究は、従来著しく遅れていた.これは、 よい観測手段がなかったのが大きな原因であったが、こ の点から考えて IS レーダーの応用は大きな意義をもっ ている.1982~1985年には、中層大気国際協同観測計 画 (MAP) が行なわれようとしていることは本誌の少 し前の号で、京都大学の廣田勇氏が解説している (廣 田、1978).この種の特別事業でも、このレーダーが重 要な役割を果たすことが予想されている.国際電波科学

<sup>\*\*</sup> K. Fukuyama, 京都大学理学部

連合 (URSI) は 1978 年 8 月のヘルシンキでの総会で, 中層大気と対流圏の探査を目的とする小型 IS レーダー とも言うべき MST Radar (Mesosphere, Stratosphere and Troposphere Radar) が来たるべき MAP で果た すであろう重要な役割を認め,この種のレーダーの建設 の意義をメンバー国に勧告している.

日本においては、著者の一人(加藤)が代表となっ て、IS レーダーの日本における設立について、総合研究 班が組織され、検討が続けられて来ている.このレーダ ーを特にわれわれは MU レーダー (Middle and Upper Atmosphere Radar) と名付けているが、これについて も以下に解説が行なわれている.これは、上記 MST レ ーダーに比して若干大型になっており、中層大気を中心 に電離圏の一部をも探査できるもので、大気物理学の新 しい測器として活躍するものと期待している.

#### 2. IS レーダーによる中層大気観測の原理

電波は,誘電媒質中をその媒質の屈折・減衰特性に従 いながら伝搬していくが,誘電率(または屈折率)のゆ らぎがあれば,それによって散乱される.中層大気の場 合,誘電率のゆらぎを生じさせる物理機構と電波の散乱 体は,高度によって異なっている.というのは,中層大 気の上部にあたる中間圏・下部熱圏は,下部電離圏D, E領域と重なっており,そこには,太陽放射や宇宙線放 射による電離作用で生じた自由電子やイオンが存在して いる.したがって,これらの荷電粒子自身の熱運動や中 性大気の乱流に伴うゆらぎが,この高度域における電波 の散乱に対して大きな役割を果たしている.

一方,中層大気の下部の成層圏では,このような電離 はほとんど行なわれない.この高度では,自由大気中の 乱流によって生じる屈折率の不均一が電波の散乱をもた らしており,散乱体は,中性分子の電気分極によって生 ずる双極子モーメントである.また,後に詳しく述べる ように,特に中間圏では,用いられる電波の周波数によ っても散乱の機構が異なる.

このように、高度領域および用いられるレーダー電波 の波長の違いによって、電波の散乱体と散乱の物理機構 は異なるけれども、地上からなされる観測は、どのよう な場合についても全く同じ方法で行なうことができる. また、電波の散乱をもたらすゆらぎを単なる"トレーサ ー"として、これよりスケールの大きい運動現象(たと えば 平均風、波動)をとらえる場合、その結果は、ゆら ぎをもたらす機構とは独立に求めることができる.

誘電率のランダムなゆらぎと、電波の散乱断面積  $\sigma$ は、次の一般式によって関係づけられる (Booker,

1956):

$$\sigma = \frac{\pi^2}{2^4} \phi(\mathbf{k}) \tag{1}$$

λ は電波の波長,  $\phi(\mathbf{k})$  は誘電率のゆらぎの空間スペク トル密度である. 波数ペクトル  $\mathbf{k}$ は、送信電波と散乱電 波の波数ペクトルをそれぞれ  $\mathbf{k}_i, \mathbf{k}_s$  とすると,  $\mathbf{k} = \mathbf{k}_i - \mathbf{k}_s$  で与えられる. 後方散乱の場合,  $\mathbf{k}_i = -\mathbf{k}_s$  であるか ら,  $\mathbf{k} = 2\mathbf{k}_i$  となり, この絶対値  $\mathbf{k} = |\mathbf{k}|$ と波長  $\lambda$  の間 には,

 $k=2\cdot(2\pi/\lambda)=4\pi/\lambda$  (2) の関係がある.ゆえに,式(1)は、レーダー電波の半 波長の空間スケール  $L(L=2\pi/k=\lambda/2)$ をもつ、電波の 放射方向のゆらぎのみが、後方散乱に寄与することを意 味する.つまり、レーダーは、狭い帯域フィルターで誘 電率のゆらぎのスペクトルをサンプリングするわけであ る.

では次に、中層大気において、誘電率のゆらぎのスペ クトル  $\phi(\mathbf{k})$  を決定する物理機構について述べていくこ とにしよう.

2.1. 成層圏からの散乱エコー

成層圏のように、気温減率が負の高度領域では、乱流 による気温のゆらぎが起こりやすく、そのために屈折率 のゆらぎが生じやすい.したがって、成層圏において、 大気の誘電率のゆらぎをもたらしているのは、中性大気 の自由乱流であると考えられ、 $\phi(k)$ は、波数 kに依存 した乱流のスペクトルによって決定される.

長さ  $L(=\lambda/2)$  のスケールの乱流 が均一・等方であ り、Kolmogorov の微小スケール  $\eta = (\nu^3/\varepsilon)^{1/4}$  ( $\nu$  は動 粘性係数,  $\varepsilon$  は乱流のエネルギー消散率) に対応する臨 界周波数を  $k_\eta$  としたとき,

 $k \ll k_{\eta}$  (3) であれば、L は慣性小領域内にある.  $\nu \ge \varepsilon$  は高度の関 数であるから、乱渦の最小スケール $\eta$ もまた高度によっ て変化する。

第1 図に、 $\nu \geq \varepsilon$ の高度分布 (Wilkins, 1963) から計 算した乱渦の最小スケールの高度変化を示す.また、Lに対応するレーダー周波数をこの図の上部に示す.な お、既存の IS レーダーは、VHF または UHF 帯の41~ 1300 MHz ( $\lambda$ =733~23 cm) 内の、いずれかの周波数が 用いられている.

第1図からわかるように、VHF 帯レーダーの周波数 では下部中間圏より下層で、UHF 帯では中部成層圏よ り下で、(3)の条件が満たされており、乱流によって 生じた屈折率のゆらぎがこれらの高度から受信される散

▶天気/ 26. 3.



第1図 乱禍の最小スケールηの高度変化とレーダ ー周波数との関係.

乱エコーに寄与していることになる. なお,従来の気象  $\nu-ダ-では, \lambda=3~11 \text{ cm}$  程度の波長が用いられてい る (Battan, 1973) が,高度 10 km 以上では, $k \gg k_\eta$  と なる. このことが,気象  $\nu- \vec{y}$  - では中層大気の観測が できない決定的な理由となっている.

Lが慣性小領域にあるとき ( $k \ll k_\eta$ ),  $\phi(k)$  は, 屈折率の ゆらぎによる電波の散乱理論 (Tatarskii, 1961) により,

 $\phi(\mathbf{k}) \propto C_n^2 \mathbf{k}^{-11/3}$  (4) で与えられる.  $C_n^2$  は屈折率  $\overline{n}$  の乱流構造係数

 $C_n^2 = a^2 \varepsilon^{-1/3} K_n(\partial \bar{n}/\partial z)$ 

である (Tatarskii, 1961; Ottersten, 1968, 1969). た だし, a<sup>2</sup> は普遍定数, K<sub>n</sub> は屈折率の乱流拡散係数であ る. ゆえに, (1), (4) より散乱断面積は,

(5)

(6)

で与えられる.

 $\sigma \propto C_n^2 k^{1/3}$ 

2.2. 中間圏からの散乱エコー

先に述べたように、中間圏は下部電離圏 D 領域と重 なっている. この高度域には,昼間,太陽放射による電 離から生じた自由電子が存在する. したがって,これら の自由電子が電波の散乱をもたらす誘電率のゆらぎに対 して重要な寄与をしている. しかし,D領域は電離圏の 上部に比べると,相対的に電離度が小さく,また中性大 気密度が大きい. そのために,荷電粒子の運動は,中性 粒子との衝突を介して,中性大気の運動によって支配さ れている.

Rastogi・Bowhill (1976 a, b) は,電子密度に鉛直傾 度があるとき,これが均一・等方の乱流と相互作用する ことによって電波の散乱を生じさせると考えた.彼ら は、この場合について、式(1)のゆらぎのスペクトル  $\phi(k)$ を次元解析により求め、散乱断面積 $\sigma$ は、

 $\sigma \propto r_e^2 (dN_e/dz) k^{-2} E(k) T^2(k)$  (7) で与えられることを示した.ここで、 $r_e$  は電子の古典半 径、 $(dN_e/dz)$  は電子密度  $N_e$  の鉛直傾度、E(k) は乱流 のエネルギースペクトル、T(k) は波数 k に対応する乱 渦が消散する特性時間である.

今, 波数 k が慣性小領域にあるとき (k≪kn),

 $E(\mathbf{k}) \propto \varepsilon^{2/3} \mathbf{k}^{-5/3}$ 

 $T(k) \propto \varepsilon^{-1/3} k^{-2/3}$ 

が成り立つので,式(7)は,

 $\sigma \propto r_e^2 (dN_e/dz) k^{-5}$  ( $k \ll k_\eta$ ) (8) となる.つまり,慣性小領域においては,ある固定した 波数に対する散乱断面積は電子密度の鉛直傾度にのみ依 存する.

ところで、第1図にみられるように、中間圏ではVHF 帯の電波の周波数に対する k は  $k_{\eta}$  と同程度または  $k > k_{\eta}$  である.  $k > k_{\eta}$  のとき、乱流のエネルギースペクトル E(k) は、

 $E(\mathbf{k}) \sim (\varepsilon/\nu^2)^2 k^{-7}$ 

で与えられ (Rastogi • Bowhill, 1976 b),強い粘性消散 効果のために,波数 k が大きくなるとともに E(k) は小 さくなる.しかしながら,乱流の発生に伴って消散率  $\varepsilon$ が増加するような場合には,電波の散乱強度も大きくな る.事実,VHF 帯電波による中間圏からの散乱エコー の観測によれば (Woodman • Guillen, 1974; Rastogi • Bowhill, 1976 a, b; Miller *et al.*, 1978),散乱強度が間 けつ的に増大することが見い出されている.これは,重 力波の不安定性によって,厚さ数十mの薄い層で生じた 乱流が電波の散乱に寄与するためであると考えられてい る.中間圏におけるVHF 帯電波の散乱に関しては,こ の他に,荷電粒子の拡散やイオン組成なども重要な寄与 をしていることが指摘されており(Hill • Bowhill, 1976), 散乱機構の詳しい解明は今後の課題であろう.

一方, UHF 帯の電波に対しては, 中間圏の全高度で $k \gg k_\eta$  となっている(第1図参照).  $k \gg k_\eta$ の場合, E(k)は,

#### $E(k) \sim (\varepsilon/\nu^2) k^{-7} \exp(-k)$

で与えられる(Rastogi・Bowhill, 1976 b). kが大きく なるに従って、E(k)は指数関数的に減少し、乱流の効 果は分子粘性によって抑制される。そのために、電子密 度のゆらぎは、実質的には乱流によって生じ得ず、UHF 帯のレーダーで観測される中間圏からの散乱エコーは、 荷電粒子の熱運動によるランダムなゆらぎによってもた

141

1979年3月

らされる.

自由電子による熱力学的なゆらぎによって生じる電波 の散乱は、一般に、「トムソン散乱」または「インコヒ ーレント散乱 (Incoherent Scattering)」と呼ばれてい る. 本来、IS レーダーはこの散乱機構を利用して上部 電離圏を観測するために開発されたものであり、このレ ーダーの名はこれに由来している. それに対して、上で 述べた中性大気乱流が寄与する散乱は、「非熱的散乱 (Non-thermal Scattering)」と呼ばれることがある.

トムソン散乱の原理を利用して高度 100 km 以上の電 離圏におけるプラズマの各種の物理量や大気運動を調べ る研究は20年近い歴史があり,多くの成果があげられて いる. これらおよびインコヒーレント散乱の理論につい ては, Evans (1969, 1974)によって詳しい総合報告が なされている.

この散乱機構が電離圏D領域の観測に適用されるよう になったのは、ごく最近のことである(Harper, 1978). D領域は、上でも述べたように上部電離圏に比べて中性 大気密度が高い.そのために、この高度域では、中性大 気組成の影響を受けて、H<sup>+</sup>(H<sub>2</sub>O)<sub>n</sub> などの複雑な水化イ オンや負イオンが存在している.これらがトムソン散乱 に及ぼす効果を考慮すると、D領域に適用される電波の 散乱断面積 $\sigma$ は、

 $\sigma = N_e r_e^2 [(1+2R) + \alpha^2] / [2(1+R) + \alpha^2]$  (9) となる (Fukuyama · Kofman, 1978; Mathews, 1978). ただし, R は負イオン密度  $n_-$  と電子密度  $N_e$  の比  $R = n_-/N_e$  である.  $\alpha$ は, 電子密度, 温度,  $\nu - s' - \sigma$ 波 長によって決まる無次元のパラメータである. つまり, UHF 帯における 中間圏からの散乱エコーの強度は, 電 子密度, イオン密度, 大気温度に依存している.

2.3. 物理量の評価

散乱エコーの受信信号から得られる統計学的な物理量 は、周波数スペクトルのドップラー偏移、パワー、ドッ プラー幅である.これらの三つの量は、それぞれ、散乱 媒質の速度、ゆらぎの強度、散乱体積内部のランダムな 速度分布に対応している.

散乱体積内部の誘電率のゆらぎを生じさせる乱流は, 大気のより大きなスケールの平均的な運動とともに移流 すると考えられる (Lumley, 1965). したがって, この ゆらぎを"トレーサー"と考えれば, ドップラー偏移か ら平均風が算定される. 事実, 次章で示すように, これ から得られた風速は, レーウィン・ゾンデにより測定さ れた風速ときわめて良く一致している.

レーダー電波を鉛直真上に送信すれば, レーウィン・

ゾンデなど従来の他の観測手段では測定不可能であった 風の鉛直成分も求めることができる.また,同時的に鉛 直以外の方向に電波を送信させることによって,風の水 平成分も算定することができる.このようにして得られ る風速の精度は,だいたい,成層圏高度で数 cm sec<sup>-1</sup>, 中間圏高度で数十 cm sec<sup>-1</sup> ときわめて高い.

中性大気の乱流によって生じた屈折率のゆらぎが電波 を散乱させる場合,電波の散乱強度は,式(6)で示し たように,屈折率の乱流構造係数 $C_n^2$ に比例する. $C_n^2$ は乱流エネルギーの消散率  $\varepsilon$  と屈折率の傾度( $d\overline{n}/dz$ ) によって決まる.また, $K_n(d\overline{n}/dz)$ は,乱流強度に依 存している(Ottersten, 1968).一方, $\varepsilon$ は乱流速度のゆ らぎから算定されるが,これは,原理的には上で述べた ドップラー偏移からの風速測定で得られる.つまり,こ れらの測定により,中層大気における自由乱流のモニタ ーが可能となろう.

周波数スペクトルの幅は、散乱体積内部のランダムな 乱流速度分布によって生ずるので、原理的には、スペク トルの幅からも乱流速度の情報が得られる.しかし、ス ペクトルの拡がりは、これ以外に、送受信アンテナビー ムの幅や風の鉛直シアによっても生ずるために、これら の影響を考慮する必要がある.

一方, UHF 帯電波の中間圏からのインコヒーレント 散乱強度は,式(9)で示したように,主に電子密度と 負イオン密度に依存している.また,スペクトルの拡が りは,荷電粒子のランダムな熱運動や荷電-中性粒子間 の衝突によってもたらされている.したがって,地上で 受信される周波数スペクトルのパワーと幅の測定値を結 合させることによって,電子密度,イオン密度などの下 部電離圏のパラメータまたは中性大気密度,温度などの 重要な物理量に関する情報が得られる(Fukuyama・ Kofman, 1978).また,散乱体積内部の荷電粒子は,中 性粒子との衝突を介して,中性大気の平均的な動きとと もに移流している.したがって,乱流が散乱に寄与して いる場合と全く同様な方法で,スペクトルのドップラー 偏移から風速の算定をすることができる.

#### 3. IS レーダーによる中層大気観測の実際

**3.1.** 中層大気の風の観測

一部の読者は、未だなおレーダーで観測されるドップ ラー偏移は屈折率のゆらぎの運動速度であって、その運 動はいわゆる一般流とは一致しないのではないかと疑問 を持っておられるかもしれない.あるいは、散乱エコー のスペクトルは実際には大変複雑な形状をしていて、 ドップラー偏移、パワー、ドップラー幅といったもので

▶天気/ 26. 3.

パラメータ化するのは問題ではないかと感じられたかも しれない. これらの疑問に答えるため、以下では観測の 実際を風の観測に重点を置いて述べてみよう. 程なく, これらの観測が, すでに境界層(高度~2km 以下)で マイクロ波帯のドップラーレーダーが詳細に行なって きたもの(Chadwick *et al.*, 1976; Hennington *et al.*, 1976)と同種であることに気づかれるであろう. IS レ ーダーは,境界層よりはるか上の高度でスケールのより 大きい屈折率のゆらぎを平均風の"トレーサー"にする ためレーダーシステムは若干規模の大きなものとなる が,やはり一種のドップラーレーダーである.

以下では、主として、 ヒカマルカ IS レーダー、アレ シボ IS レーダー、チャタニカ IS レーダーおよびサン セット・レーダーで得られた観測結果について述べる が、各レーダーシステムの概要は次章に触れてあるので 参照されたい.

第2図は、サンセット・レーダーで観測された散乱エ コースペクトルの高度変化の一例である(VanZandt et al., 1978). アンテナビームは天頂から 30°北へ向けら れている. 各スペクトルは正規化され,信号対雑音比 (SNR)が左端に与えられている.高度15km 以高では 信号は雑音に埋もれているが、4~14km の範囲では観 測されたスペクトルはいずれも単峰で比較的単純な形状 をしており、スペクトルのパラメータ化は充分に意味を 持つことが理解されるであろう. 観測高度の上限は、こ の周波数近傍ではレーダー感度に関係し、より高感度の ヒカマルカ IS レーダーではこうしたスペクトルをほぼ 中層大気の全域にわたって得ることができる. なお、第 2 図は極前線ジェット気流が上空を通過した際に観測さ れた例で、この時北向きの水平速度の最大値は 65 m/s 程度であったと推定される(Green et al., 1978).

レーダー観測で推定される"速度"が一般流を代表し ているかどうかは,他の観測手段との同時観測を行なっ て直接確かめることができる.たとえば,第3図はサン セット・レーダーで試みられた対流圏および成層圏下部 における東西風に関するレーウィン・ゾンデとの一連の 比較観測の結果である(Warnock *et al.*, 1978).レー ウィン・ゾンデはサンセット・レーダーより30 km ばか り西のテーバーナシュより放球され,テーバーナシュと マーシャルの2地点で追跡された(第3図b).この地 域は,ロッキー山中にあり,同図に斜線で示した高度プ ロファイルからも明らかなように複雑な地形の影響は特 に下層で無視し得ないが,高度 6 km 以上では両者は極 めてよく一致しているといえよう.第4 図にもう一例

0.22 2.55 er 5 1.5 3.26 11 0.66 10 1.75 2.27 8 168 7 182 30.4 S/N = 3414 km MSL -50 -25 0 25 50 m/s Toward Away

#### Radial Velocity (m/s)

第2図 サンセット・レーダーで観測された散乱エコースペクトル. 観測方向は天頂から30°北の方向である。左端の数字は各高度における信号対雑音比(SNR)である。(VanZandt et al., 1978).

チャタニカ IS レーダーの観測結果を示そう (Balsley et al., 1977). バルーン観測は, チャタニカから 2 km 程離 れたボーカー・フラットで 1821 UT に行なわれた. 同 図には, バルーン放球前後の時刻に, レーダーによって 観測された風速と風向の高度変化が高度 2~21 km で与 えられているが, バルーン観測との一致は細かい風の構 造に到るまで極めてよいと言える. 同様の試みは他のほ とんどの IS レーダーで行なわれている. 当然予想され るように, 両者の観測の時刻と場所が近い程一致の度合 いがいっそう良くなる結果が得られている.

中間圏高度については、最近になって気象ロケットとの比較が試みられた(Fukao *et al.*, 1979). 第5 図は、 ヒカマルカ IS レーダーで観測された東西風と、経度が ほぼ 60° 異なるアセンション島のロケット観測で得られ

1979年3月



(b)

- 第3図 (a)サンセット・レーダーとレーウィン・ゾンデとの東西風の比較観測. 1~5は順に, 1975年2月 5, 14, 14, 21, 22日の観測結果である. ただし, → がサンセット・レーダーで観測された風速 で, レーウィン・ゾンデで観測された風速についてはつぎの通りである.
  - ------:テーバーナシュで放球,追跡したもの。
  - ----:テーバーナシュで放球,マーシャルで追跡したもの.
  - ―・―:デンバーで放球,追跡したもの.
  - (b)サンセット・レーダーおよびレーウィン・ソンデの放球,追跡地点の位置関係。下端の斜線部は 地表高度のサンセットを通る東西プロファイルを示す (Warnock *et al.*, 1978).

た風との比較である. レーダーによる風は 62.5~80 km の高度で得られており,図に示されている1時間平均の 風はいずれの時間帯も安定な高度分布をしている. 一 方, ロケットによる風は 65 km 以下の高度で得られて おり,レーダーの観測と重複している領域は狭いが両者 の高度分布が滑らかに遷移する様子が見られよう. 特 に,レーダー観測に最も近い6月7日の結果は最もよい

6

一致を示す.

上述の比較観測の結果から、中層大気の全域で、IS レ ーダーが観測する"速度"は充分によい精度で平均風を 表わしているものとみなしてよいだろう。このことは、 中層大気の運動を理解する上でたいへん重要である。な ぜなら、まず第1に、対流圏・成層圏や中間圏といった 従来は異なる観測手段でしか観測できなかった広範な



ラットにおけるレーウィン・ゾンデとの風 速・風向の比較観測 (Balsley et al., 1977).

領域が、レーダーによって一挙に同一の方法で観測でき るからである。第2に、レーダーによって風の高度分布 を時間的に連続に得られるからである.時間分解能は, 観測高度とレーダー感度にもよるが既存のレーダーでは いずれも1分以下である. 今やわれわれは IS レーダー という観測高度範囲および時間分解能の点で従来の方法 に比して格段に優れた観測手段を手中にしているといえ よう.

ISレーダーのさらに重要な特色は、風の鉛直成分が求 まることであろう、特に、アンテナビームを正確に鉛直 に向けることができる ヒカマルカ IS レーダー等では, 直接鉛直成分を測定することが可能であり、測定誤差も 小さいことが期待される、第6図は1977年11月14~16日 にヒカマルカ IS レーダーで観測された鉛直成分の高度 変化を示す(佐藤他, 1978). いずれも, 各観測日にお ける日出から日没までの平均値である.3日間に共通し て, 高度 65~70 km では上向き, 75~80 km では下向 きであり、その大きさは 10~20 cm/s 程度である.

**3.2.** 種々の大気波動の観測

ISレーダーではエコーのスペクトルを多数の高度で同 時に測定することができるので、大気波動の伝播特性等



ヒカマルカ IS レーダーとアセンション島 第5図 における気象ロケットとの中間圏高度にお ける東西風の比較 (Fukao et al., 1979).



第6図

ヒカマルカISレ ーダーで観測され た風の鉛直成分の 高度変化,いずれ も各観測日におけ る日出から日没ま での約半日間の平 均値が示されて いる (佐藤他, 1978).

7

1979年3月



第7図 ヒカマルカ IS レーダーで観測された散乱エコーの等スペクトル密度線図. 縦軸は送信周波数 よりのドップラー偏移およびこれに等価な視線方向速度(上向きを正とする). 等密度線図は 2dB 間隔に描かれている (Fukao *et al.*, 1979).

を調べる上でたいへん便利である. 観測の時間分解能 (~1分)以上の周期であれば,すべての大気波動をそ の対象とすることができる. 以下では,ヒカマルカ IS レーダーで観測された中間圏高度の風速に見られる数分 の周期を持つ内部重力波と,下部成層圏の潮汐波動を中 心に大気波動について述べる.

第7図は、鉛直方向の散乱エコーの等スペクトル密度 線をドップラー偏移(または鉛直方向速度)と時間に対 して描いたものである(Fukao et al., 1979). 個々の等 スペクトル密度線は2dB 間隔に描かれている. 高度 77.5km 以上に時折見られる非常にドップラー幅の広い エコーは、ここではこれ以上触れないが、流星飛跡に起 因すると考えられるエコーの例である. 観測されるスペ クトルは、大部分の高度と時間において単峰特性を示し、 その中心周波数は時間と共に波状に振動する. この振動 は、これらの領域における短周期の内部重力波によるも のと考えられ、その周期が高度と共に減少する傾向が見 られる. 高度による振動周期の違いは、風速のパワース ペクトルをとればより顕著な形で見られる(Fukao et al., 1979). すなわち,高度 70~72.5 km 以下では周期 10分の付近にカットオフが見られ,それより短周期側の 振動成分は見られないが,高度 75 km 以上ではカット オフ周期は4分前後となり,周期5~6分に顕著なピー クが現われる.このカットオフ周期は,中間圏高度にお ける大気の自由振動周波数である,Brunt-Väisälä 周波 数にほぼ対応する.Brunt-Väisälä 周波数は,大気振動 の低周波モードである内部重力波モードの上限を与える ので,これに対応する周期に比較的明確なカットオフが 存在することは,観測された振動が内部重力波によるも のであることの有力な証拠と言える.内部重力波は, 他にも対流圏や下部成層圏で観測された例(たとえば Rüster et al., 1978)が報告されているが,解析はいず れも初歩的なもので,今後の本格的な研究が待たれる.

一方,1~2日の連続観測からは大気潮汐波を推定す ることができる.下層大気中で励起され上層へ伝播して 行く潮汐波は,電離圏では数十 m/s 以上の振幅となる ため,電離圏のダイナミックスに重要な役割を果たすう え検出も容易であるので,電離圏では従来から多くの観

▶天気∥ 26. 3.

測がなされてきた. これらの結果は, Evans (1978) に詳 しくまとめられているので参照されたい、中間圏高度の 潮汐波については, 最近アレシボやヒカマルカで観測が 始まったばかりであるが、北半球のアレシボで卓越する 伝播性の(1, 1) モード (Mathews, 1976) が, 南半 球のいくぶん低緯度にあるヒカマルカで顕著に見られな い点が議論を呼んでいる (Fukao et al., 1979). さらに 最近になって,下部成層圏で振幅の比較的大きな大気潮 沙波が見い出された (Fukao et al., 1978). 第8図はヒ カマルカ IS レーダーで天頂から0.36°南西へ向いたアン テナビームで観測された、視線方向速度の高度変化であ る.破線は1分毎に観測された速度の1時間の平均値で あり、実線は変動分に周期12時間と24時間の正弦波の和 を最小二乗近似したものである。この図で興味を引くこ とは、対流圏界面の上下で卓越周期が明らかに異なるこ とであろう. また, 高度 17.5 km 以高では位相が下方

QUASI-VERTICAL WIND



第8図 ヒカマルカ IS レーダーによって高度12.5 ~25 km で観測された天頂から 0.36° 南西 の視線方向速度(上向きを正とする).破線は1時間の平均値,実線は変動分に周期 12時間と24時間の正弦波の和を最小二乗近 似したものである(Fukao et al., 1978).

1979年3月

へ伝播しており,この波動が下の対流圏で励起され,上 方へ伝播しているものであることを示唆する.アンテナ ビームの方向が天頂に向いていないため鉛直成分の正確 な振幅を求めることは困難であるが,ほぼ1~2 cm/s と 推定される.周期が数時間以下の大きな振動も見受けら れるが詳細は未だ明らかにされていない.

3.3. 乱流および大気の力学的構造の観測

風の平均的なふるまいを調べる際には、大気の屈折率 のゆらぎを単なる"トレーサー"と考え、そのゆらぎを もたらす機構、すなわち局所的な乱流の性質を問わなか った.しかし、散乱エコースペクトルには大気乱流に関 する多くの情報が含まれているはずであり、この方面の 今後の研究が待たれている(若杉・深尾、1977).以下 では、未だ初歩的なものではあるが、最近得られた乱流 および大気の力学的構造に関するレーダー観測について 述べる.

乱流の観測といえば、まず、アレシボで現在進められ ている成層圏乱流の微細構造に関する観測に触れてお かねばならない(Woodman, R.F., private communication). この観測では、アレシボ IS レーダーの球状リ フレクタを用いて、M系列コードで変調されたSバンド の CW 電波を放射し、その散乱波を約 10 km 離れたロ ス・カニョスで受信する. 観測の高度分解能は実に 60 m である. 第9 図に予備観測の結果を示す. 高度 17~18 km 近傍の 2本の平行線間が送受信アンテナビームの交 叉領域であり、その間の濃い陰を施した部分は散乱強度 の強い領域を示す.0412 AST 頃より散乱強度が急激に 強まる様子が見られる. 近い将来この観測によって乱流 の構造・成因等に関するわれわれの知見は飛躍的に増大 するものと期待されている.

ドップラー偏移から得られる風速の変動から乱流のエ ネルギー消散率を推定し得る(たとえば Gage.・Clark, 1978)ことについては、2.3節で触れた. 高分解能で, 高速のビーム走査が可能なレーダーでは局所的な風のゆ らぎを観測することができるので,より正確な推定が可 能となるだろう.  $\epsilon \approx C_n^2$  (乱流構造係数)はまた(5), (6)式を用いて電波の散乱強度からも推定可能であ る.ただし,(6)式から推定される散乱強度は,散乱 体積内のすべての点から一様に電波が散乱される理想的 な場合の値である.実際の観測では,散乱強度が時間的 空間的に著しい変動をすることが知られており,散乱体 の分布は決して一様とは考えられない. 第10 図はサン セット・レーダーで観測された乱流構造係数  $C_n^2$ (Radar) の高度変化を示す (VanZandt *et al.*, 1978).高度 7~



TIME A.S.T.

第9図 Sバンドの CW 電波を用いて観測された散乱エコー強度の時間・ 空間分布.送信はアレシボ IS レーダーの球状リフレクタで,受信 は 10 km 離れ たロス・カニョスのパラボラ・アンテナで行なわれ た.高度分解能は 60 m で,陰の濃い部分ほど散乱強度は強い (Woodman, R.F., private communication).



 第10図 サンセット・レーダーで観測された乱流 構造係数 Cn<sup>2</sup> (Radar)の高度変化、Cn<sup>2</sup> (Model)はレーウィン・ゾンデによる温 度等の測定値から算定した値である(Van-Zandt, et al., 1978).

10

14 km ではほぼ一定で  $10^{-17}$  m<sup>-2/3</sup> 程度の値となる. 同 図には、レーウィン・ゾンデによる風速、温度および湿 度の測定値から算定した  $C_n^2$  (Model) の値も記されて いる. ただし、図中Tおよび J は各々対流圏界面および ジェット気流の高度を示す. 高度 7 km から 14 km にか けて両者は極めてよい一致を示している. 他にも、アレ シボ IS レーダーで高度 20 km 以高まで同様の一致が見 られることが報告されている (Farley *et al.*, 1978).

大気乱流は,局所的には等方的と考えられるが, アン テナビームが照射する 1~数 km 程度の領域を見ると鉛 直方向と水平方向に著しい異方性を示す. このため,屈 折率の平均的な構造も等方的ではない.一方,鉛直入射 した電波の方が斜入射の電波より強く散乱されること が,サンセット・レーダーやスウジィ・レーダーといっ た VHF 帯レーダーの観測で明らかになった (Gage・ Green, 1979; Röttger・Liu, 1978). さらにヒカマルカ IS レーダーでは,天頂方向と,天頂よりわずか 3.5° 西 へ傾いた方向の散乱強度間にも同様の大きな差違が認め られた (Fukao *et al.*, 1979). これは,上述の屈折率の

\*天気/ 26. 3.



サンセット・レーダーで観測された散乱強度(左),同時刻にレー 第11図 ウィン・ゾンデ(デンバー)で観測された温位傾度(中)、および 温度(右)の高度分布 (Gage · Green, 1979).

大きな異方性のために、入射電波が分反射を受けること に起因すると考えられている。第11図に、サンセッ ト・レーダーで観測された散乱強度の高度分布を示す (Gage. • Green, 1979). この観測では, 斜めビームは天 頂より30°北へ傾けられている。中央の図はレーウィン・ ゾンデによる温度観測から得られた温位の傾き  $\Delta \theta / \Delta z$ を示したものである。 $\Delta \theta / \Delta z$  が最大となる 高度 13 km 付近で鉛直入射の散乱波も一番強く散乱され、斜め入射 波の散乱強度との差も最大となる. すなわち,(5)式 でも示されたように、散乱強度は乱流の強さのみでな く,平均的な屈折率の勾配にも比例することがわかる.

一方、 $\Delta \theta / \Delta z$  が最大となる高度では大気が最も安定な構 造を持つ. したがって, 散乱強度の高度分布から大気の 力学的安定性について調べることも可能ではないかと考 えられている (Gage・Green, 1979).

以上, IS レーダーによる中層大気の観測についてそ の概要を述べた、最近では、極前線ジェット気流、温暖 前線、あるいは積雲の観測といった気象学への直接の応 用も種々試みられている。これらについては、Gage・ Balsley (1978) や Röttger et al. (1978) に詳しくまと められている.

#### 4. IS レーダーシステムの概要

4.1. IS レーダーシステムの特徴

IS レーダー観測の特徴として,次の3点を挙げるこ とができる。(1) 散乱信号が非常に微弱である (2) 散 乱体が大気中にほぼ連続に分布している (3) 散乱波の 特性時間が比較的短かい. これらの特徴は全て, IS レー ダーが対象とする散乱が、中層大気および電離大気の屈 折率のわずかなゆらぎに基づくことによる.

まず,(1)の超微弱な散乱エコーを受信するため, IS レーダーでは大電力の送信機と大口径のアンテナが用い られる。たとえば、中層大気や電離大気から-120 dBm 程度の散乱電力を得るためには、尖頭送信電力1MW, アンテナの開口面積 10<sup>4</sup> m<sup>2</sup> 程度が必要である. このよ うな大規模なレーダーを用いても、散乱信号は外部雑音 レベルと同程度かそれ以下である。このため、受信信号 にさらに統計的な処理を行ない等価的な信号対雑音比 (SNR) を改善しなければならない.

屈折率のゆらぎは、空間的に連続に存在するという特 徴(2)より、レーダーによる大気観測では散乱領域の 大きさが、アンテナビーム幅、送信パルス幅および受信 ゲート幅で決定される、散乱領域が小さい程,空間的に 高分解能の観測が可能であるが、一方、散乱電力はこの 散乱領域の大きさに比例するため SNR は小さくなる.

次に(3)の特性時間に関して、通常の散乱体(飛行 機など)では散乱体の境界面が明確であり散乱波の時間 的変動はゆるやかである、しかし、大気からの散乱では 散乱領域内のすべての点からの散乱波が干渉し、また各 点の散乱波は乱流の変動の時間スケールで刻々変化す る、このため、受信される散乱波の時間変化も著しい、 信号をコヒーレント処理する場合 (SNR 改善のための データの積分など),処理に許される最長時間は,散乱 波の特性時間によって決められる.

観測によって得られるデータの精度は,(a)空間分解 能 (b)時間分解能 および (c)周波数分解能 で決まるがこれ らは相互に関連した量である. 先に述べたように, 散乱

1979年3月

領域の大きさとデータの SNR はパルス幅で決まる。 SNR が悪いとデータの精度を改善するために長時間の 統計処理が必要であるが、これは(b)の劣化を意味する. また, 散乱エコースペクトルの周波数分解能は, スペク トルを求めるために用いる全データの時間長に反比例す る. 電離圏では,パルス間隔と特性時間は同程度とな る.一方,中層大気では特性時間はパルス間隔に比して 充分長い、この点が、これら二つの領域の信号処理方式 の大きな差違となる. 電離圏では、良好な周波数分解能 を得るためにはできるだけ長いパルスを送信して、次の パルスを送信するまでの間にできるだけ長い時間にわた るサンプルを得ることが必要となる。しかし、長いパル ス幅は一方では(a)の空間分解能を悪くする. 短かいパル スと等価な分解能が得られる各種のパルス圧縮技術を適 用して,精度の良いデータを得ることも可能である(深 尾・若杉, 1977). 中層大気の観測では散乱波の特性時 間が10-1~10 秒程度であり、この間に多数の短かいパル スを送信しスペクトルを FFT 法などで求めることがで きる.この場合は、(a)と(c)は独立に選べる.この領域は、 散乱断面積も大きいため(a)と(b)の関係も重要ではない. また, 従来の IS レーダーより小型のレーダー(第1章 で触れた MST レーダー等) でも充分観測が可能であ り,相補系符号を用いたパルス圧縮技術を適用してさ

らに高分解能の観測も可能である (Woodman, R.F., private communication).

4.2 既存の IS レーダーシステム

現在, IS レーダーは建設中のものを含めると世界に 7ケ所ある.いずれも電離圏領域の観測も可能な大規模 なシステムである.さらに,観測対象を中層大気に限定 し規模を従来の IS レーダーの1/10程度とした,いわゆ る MSTレーダーも2ヶ所にある(第1表).これらはい ずれも恒久的な施設であるが,Platteville (コロラド) や Poker Flat (フラスカ)等には,対流圏,下部成層圏 の新しいモニタシステムを開発するための ST レーダー (Stratosphere and Troposphere Radar)の実験施設が ある.

IS レーダーでは、その主とする観測目的に応じて周波 数は VHF から UHF 帯の広い範囲に分布している。一 方、小型の MST または ST レーダーでは、屈折率のゆ らぎのスケールに対応して 40~50 MHz 近傍の VHF 帯 が選ばれることが多い。

IS レーダーのアンテナは,構造上アレイ型とディシ ュ型に分けられる.アレイ型のうちヒカマルカ IS レー ダーやサンセット・レーダーでは,アンテナをサブアレ イに分割し各々のビームを異なる方向に向け同時に観測 することが可能である.スウジィ・レーダーでは,アン テナの位相を電子スイッチによって切り換え,短時間で のビーム走査を可能としている.一方,ディシュ型のう ちアレシボ IS レーダーでは,反射面(球状)は固定さ れているが給電点(ライン・フィード)を機械的に回転 することでビームを走査している.他のレーダーでは, パラボラ面全体を回転しビーム方向を変える.アレイ型 では,同時または短時間に異なる方向の観測が可能であ るが,アンテナの設計上限られた方向しかアンテナビー ムを向けられない.一方,ディシュ型ではビーム走査を 一般には機械的に行なうため時間を要する.しかし,ビ ーム方向はアレイ型に比べ任意にかつ連続的に選べると いう利点がある.

風速の3成分は、3方向の視線方向速度から推定され る.3個所以上の異なる場所で受信を行なうマルチスタ ティック方式のレーダーでは、共通の散乱領域で同時に 異なる3方向の視線方向速度を観測することが可能であ る.しかし、1個所で送受信を行なうモノスタティッ ク・レーダーではアンテナビームを異なる方向に向け, それぞれの方向で視線方向速度を観測する必要がある. この場合、各ビームの散乱領域間で風は空間的に一様で あると仮定される. さらに, アンテナビームを3方向に 同時に向けられない場合は、ビームを順に走査するた め、この時間内で風が一定であるという仮定も必要とな る. ディシュ型アンテナの場合, 天頂角一定のままアン テナを回転し全方位にわたって視線方向速度を観測する ことがるあ、こうして得られる視線方向速度対方位角の 図は、特に VAD (velocity azimuth display) と呼ばれ る、これに正弦波を最小二乗近似してその振幅から平均 風の風速を,最大値を与える方位から風向が推定され る. 観測値の正弦波からのずれから,風の空間的な非一 様性を検定することもできる。以上、いずれの方式にお いてもアンテナビームを走査することは、乱流など局所 的な現象の観測には著しい制約となる。したがって、風 の細かい空間的な構造を知るためには、アンテナビーム をすばやく走査できる機能が必要である.

#### 5. 日本における建設計画

第1章で触れたように、わが国でも、京都大学工学部 が中心となって全国 共同 利用 観 測設 備 MU レーダー (Middle and Upper Atmosphere Radar の略)の建設 計画が進められている. このレーダーは、先の MST レ ーダーの範ちゅうに入るものであるが、若干大型で感度 が良く IS レーダーと 同様に用いて電離圏大気の構造に

▶天気∥ 26.3.

## IS レーダーによる中層大気のリモートセンシング

施 設	所在地*)	地理緯度 及び経度	使用 周波数 (MHz)	レーダー方式	尖頭送信 電力**) 平均 電力**)	送信アンテナ	
		]	IS レーダー			······	
とカマルカ Jicamarca	Lima (ペ ル -)	12.0° S 76.9° W	49.92	パ ル ス モノスタ ティック	6 MW 400 kW	290m×290m ダイポールアレイ	
アレシボ Arecibo	Arecibo (プエルト・リコ)	18.3° N 66.75°W	430	パ ル ス モノスタ ティック	2 MW 100 kW	300 mØ 球状 リフレクタ	
サン・サンタン St. Santin	St. Santin (フランス)	44.6° N 2.2° E	935	CW マルチスタ ティック	150 <b>k</b> W 150 <b>k</b> W	20m×100m 方形リフレクタ	
ミルストン Millstone	Massachusetts (米 国)	42.6° N 71.5° W	440	パ ル ス モノスタ ティック	3. 0 MW 120 kW	68 mØ パラボラ	
			1295	パ ル ス モノスタ ティック	4. 0 MW 120 kW	25 mØ パラボラ	
チ <sub>ャ</sub> タニカ Chatanika	Alaska (米 国)	64.9° N 144.7° W	1300	パ ル ス モノスタ ティック	5. 0 MW 120 kW	27 m <b>φ パ</b> ラボラ	
フーバナ Urbana	Illinois (米 国)	40° N 88° W	41	パ ル ス モノスタ ティック	5 MW 120 kW	121m×91m ダイポールアレイ	
***) アイスキ <sub>ャッ</sub> ト EISCAT	Tromsø (ノルウェー)	69.6° N	933	パ ル ス マルチスタ ティック	6 MW 500 kW	32 m <b>Ø</b> パラボラ	
		19.2° E	224	パ ル ス モノスタ ティック	5 MW 600 kW	120m×40m パラボラ円筒	
$MST \nu - \beta -$							
	Deulden	10 08 33		パルス	100 kW	60 <b>m</b> x 30 <b>m</b>	

第1表 諸外国のレーダー施設の所在地および主な仕様

サンセット Sunset	Boulder (米 国)	40.0° N 105.5° E	40	パ ル ス マルチスタ ティック	100 kW 1 kW	60m×30m ダイポールアレイ (4 面)
スウジィ SOUSY	Lindau (西 独)	51.7° N 10.5° E	54	パ ル ス モノスタ ティック	600 kW 24 kW	64 <b>mø</b> 3 素子八木アレイ

\*)マルチスタティック方式については送信場所.

\*\*) いずれも最大値.

\*\*\*)現在,ヨーロッパ連合諸国の共同で建設中.

関する物理諸量を測定することが可能である(深尾他, 1978). 第2表に MU レーダーの諸元を示す. レーダー

方式は,他のほとんどのレーダーと同様,送受信を同一 アンテナで行なうモノスタティック方式である.運用周

151

1979年3月



第12図 MU レーダーの完成予想図.

第2表	MU	$\nu -$	ダ	-	Ø	諸	元
-----	----	---------	---	---	---	---	---

方 式	モノスタティック・パルスレー ダー
周波数	$\sim$ 50 MHz
帯域幅	1 MHz
アンテナ	
開口面積	10, 000 m <sup>2</sup>
ビーム幅	$\sim$ 3°
送信電力	1 MW 以上(尖頭)
	50 kW 以上 (平均)
パルス反復周波数	10 kHz 以下
パルス幅	4 乃至 200 µsec (可変)
受信ダイナミック レンジ	90 <b>dB</b>
受信带城幅	1 MHz
偏波面	直交2偏波(円偏波合成可能)

波数は、中層大気のほぼ全域で乱流性散乱エコーを受信 し得るよう 50 MHz 近傍に選ばれている. また、アン テナ開口面積で定まるアンテナビーム幅は約3°となり、 ビームの水平拡がりは、成層圏高度(たとえば 30 km) で1.5 km、中間圏高度(同 70 km)では3.5 km 程度と なる. 観測される散乱エコーは、この領域の平均的なも のである.また、風の測定や乱流の空間構造を調べるた めに、ビームをできるだけ素早くかつ多方向に向けられ るシステムについて検討を進めている. 第12図は MU レーダーの完成予想図である.このレーダーにより、中

層大気の運動が,高度分解能~400 m,時間分解能~1 分で同時に100~200高度を測定し得る予定である.

第1章にも述べたように,近く国際協同事業として発 足する中層大気国際協同観測計画 (MAP)の中心となる 技法は,遠隔探査(リモートセンシング)である. MU レーダーをはじめ各種のレーダー観測による風速測定 は,ここで主要な役割を演じることになると期待されて いる.

謝辞 本稿を作成するに当たり有益な助言をいただい た,京都大学理学部 廣田 勇博士 並びに,同工学部大 学院生 若杉耕一郎・佐藤 亨の両氏に感謝する.

#### 文献

- Balsley, B.B., N. Cianos, D.T. Farley and M.J. Baron, 1977: Winds derived from radar measurements in the Arctic troposphere and stratosphere, J.Appl. Met., 16, 1235-1239.
- Battan, L.J., 1973: Radar Observation of the Atmosphere, Univ. of Chicago Press, Chicago, 324 pp.
- Booker, H.G., 1956: A theory of scattering by nonisotropic irregularities with application to radar reflections from the aurora, J. Atoms. Terr. Phys., 8, 204-221.
- Chadwick, R.B., K.P. Moran, R.G. Strauch, G.E. Morrison and W.C. Campbell, 1976: Microwave radar wind measurements in the clear air, Radio Sci., 11, 795-802.

Evans, J.V., 1969: Theory and practice of

ionosphere study by Thomson scatter radar, Proc. IEEE, 57, 496-530.

- ——, 1974: Some post-war developments in ground-based radiowave sounding of the ionosphere, J. Atmos. Terr. Phys., 36, 2183-2234. —, 1978: Incoherent scatter contributions to studies of the dynamics of the lower thermosphere, Rev. Geophys. Space Phys., 16, 195-216.
- Farley, D.T., B.B. Balsley, W.E. Swartz and C. LaHoz, 1978: Winds aloft in the tropics measured by the Arecibo radar, J. Appl. Met., in press.
- Fukao, S., S. Kato, S.Yokoi, R.M. Harper, R.F. Woodman and W.E. Gordon, 1978: One fullday radar measurements of lower stratospheric winds over Jicamarca, J. Atmos. Terr. Phys., 40, 1331-1337.
- , T. Sato, S. Kato, R.M. Harper, R.F. Woodman and W.E. Gordon, 1979: Mesospheric winds and waves over Jicamarca on 23-24 May 1974, J.Geophys. Res., in press
- 深尾昌一郎,若杉耕一郎,1977:複数の位相変調さ れたパルスによる IS レーダ観測精度の改善,電 子通信学会論文誌,60-B,720-727.
- , 麻生武彦, MUR ワーキンググループ,
  1978: MU レーダー計画(II), 第3回 IS レーダ
  ーシンポジウム報告集, in press.
- Fukuyama, K. and W. Kofman, 1978: Incoherent scattering of an electromagnetic wave in the mesophere: A theoretical consideration, J. Geomag. Geoelec., in press.
- Gage, K.S. and B.B. Balsley, 1978: Doppler radar probing of the clear atmosphere, Bull. Amer. Met. Soc., 59, 1074–1093,
- and W.L. Clark, 1978: Mesoscale variability of jet stream winds observed by the Sunset VHF Doppler radar, J. Appl. Met., 17, 1412-1416.
- and J.L. Green, 1979: Evidence for specular reflection from monostatic VHF radar observations of the stratosphere, Radio Sci., 14, in press.
- Green, J.L., K.S. Gage and T.E. VanZandt, 1978: Three dimensional wind observations of a jet stream using a VHF Doppler radar, Proc. 18th Radar Meteorology Conference, Amer. Met. Soc., Boston, 184-189.
- Harper, R.M., 1978: Preliminary measurements of the ion component of the incoherent scatter spectrum in the 60-90 km region over Arecibo, Geophys. Res. Lett., 5, 784-786.

Hennington, L., R.J. Doviak, D. Sirmans, D.

Zrnic and R.G. Strauch, 1976: Measurement of winds in the optically clear air with microwave pulse-Doppler radar, Proc. 17th Radar Meteorology Conference, Amer. Met. Soc., Boston, 342– 348.

- Hill, R.J. and S.A. Bowhill, 1976: Small-scale fluctuations in D-region ionization due to hydrodynamic turbulence, Aeronomy, Rep. No. 75, Univ. of Illinois, Urbana, Illinois, 371 pp.
- 廣田 勇, 1978: 動き出した MAP (中層大気国際 観測計画), 天気, 25, 709-714.
- Lumley, J.L., 1965: Interpretation of time spectra measured in high-intensity shear flows, Phys. Fluid, 8, 1056-1062.
- Mathews, J.D., 1976: Measurements of the diurnal tides in the 80- to 100 km altitude range at Arecibo, J. Geophys. Res., 81, 4671-4677.
- Miller, K.L., S.A. Bowhill., K.P. Gibbs and I.D. Countryman, 1978: First measurements of mesospheric vertical velocities by VHF radar at temperate latitudes, Geophys. Res. Lett., 5, 939-942.
- Ottersten, H., 1968: Theoretical aspects of CAT detection by radar, Proc. 13th Radar Meteorology Conference, Amer. Met. Soc., Boston, 252-257.
- ——, 1969: Radar backscattering from the turbulent clear atmosphere, Radio Sci., 4, 1251– 1255.
- Rastogi, P.K. and S.A. Bowhill, 1976 a: Scattering of radio waves from the mesosphere, 1. Theory and observations, J. Atmos. Terr. Phys., 38. 399-411.
- \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1976 b: Scattering of radio waves from the mesosphere, 2. Evidence for intermittent mesospheric turbulence, J. Atmos. Terr. Phys., 38, 449-462.
- Röttger, J., J. Klostermeyer, P. Czechowsky, R. Rüster and G. Schmidt, 1978: Remote sensing of the atmosphere by VHF radar experiments, Naturwissenschaften, 65, 285-296.
- , and C.H. Liu, 1978: Partial reflection and scattering of VHF radar signals from the clear atmosphere, Geophys. Res. Lett., 5, 357-360.
- Rüster, R., J. Röttger and R.F. Woodman, 1978: Radar measurements of waves in the lower stratosphere, Geophys. Res. Lett., 5, 119-122.
- 佐藤 亨, 深尾昌一郎, 若杉耕一郎, 加藤 進, 1978: Jicamarca IS レーダーによる中間圏ダイ

ナミックスの観測, 第3回 IS レーダーシンポジ ウム報告集, in press.

- Tatarskii, V.I., 1961: Wave Propagation in a Turbulent Medium, McGraw-Hill, New York, 285 pp.
- VanZandt, T.E., J.L. Green, K.S. Gage and W.L. Clark, 1978: Vertical profiles of refractive turbulence structure constant: Comparison of observations by the Sunset radar with a new theoretical model, Radio Sci., 13, 819-829.
- 若杉耕一郎, 深尾昌一郎, 1977: IS レーダーによる 乱流観測とその系統誤差, 信学技報, AP-77, 13-16.
- Warnock, J.M., T.E. VanZandt, J.L. Green and R.H. Winkler, 1978: Comparison between wind profiles measured by Doppler radar and by rawinsonde balloons, Geophys. Res. Lett., 5, 109-112.
- Wilkins, E.M., 1963: Decay rates for turbulent energy throughout the atmosphere, J. Atmos. Sci., 20, 473-476.
- Woodman, R.F. and A. Guillen, 1974: Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere, J. Atmos. Sci., 31, 493-505.

# 世界気候小委員会の発足

龍三郎\*

山 元

日本学術会議地球物理学研究連絡委員会は、1978年7 月3日に、同委員会気象分科会からの提案により、同委 員会内に世界気候小委員会を設けることを決議した。第 1回の世界気候小委員会が1978年12月6日に開催され、 正式に発足した。

世界気候小委員会の設立趣旨およびその使命は次の通 りである.

世界気候およびその変動の研究の重要性は、人口、食 糧問題、環境問題などと関連して、近年ますます強く認 識されるようになってきた. ICSU は、1977年9月の General Committee で世界気候の研究の推進を決議し ており、これに呼応して IAMAP も、1977年9月の Seattle 総会で気候に関する International Commission の設置を決定している.現在、WMOは、WHO、FAO、 UNESCO、UNEP、IIASA などの各国連機関と共同し て、世界気候計画 (WCP)の立案を進めており、その準 備の一環として 1979年2月に世界気候会議の開催を予 定している. ICSU と WMO の協力研究計画 である GARP 計画においても、かねてから、その第2期計画 として気候力学10年計画の立案を進めてきたが,この計 画は上の WCP に中心的計画の一つとして組み込まれ る趨勢にある.

このような状況の下において、わが国としても、地物 研連内に世界気候小委員会を設け、気候変動に関する相 互の研究連絡を密接にするほか、国際的動きに対応し、 必要に応じて共同研究計画の立案などに当たる必要があ る.気候変動には種々の時間的尺度の現象が認められる が、当面、主として、1月以上100年程度までの時間尺 度の現象に重点をおいて委員会活動を行なう.

世界気候小委員会は、気象関係の他,海洋・陸水・地 球電磁気・測地・火山・天文関係の研究者を含み、当面 次の30名のメンバーで活動をすすめる。

- ○朝倉 正,有住直介,内嶋善兵衛,内田英治,片山 昭,勝井義雄,加藤 進,上山 弘,神山恵三,川口 市郎,川口貞男,岸保勘三郎,小林寿太郎,坂上 務, 沢田竜吉,関口理郎,関原 强,高野健三,武田喬男,
- ○田中正之, 寺本俊彦, 鳥羽良明, 内藤 勲, 樋口敬二,
  孫野長治, 増田善信, 三崎方郎, 守山史生, ◎山元龍
  三郎, 吉野正敏(◎は委員長, ○は幹事)

<sup>\*</sup> R. Yamamoto, 京都大学理学部