

音波探査装置による大気境界層の観測

光 田 寧・伊 藤 芳 樹

MEASUREMENT OF PLANETARY BOUNDARY LAYER BY THE ACOUSTIC SOUNDER

By *Yasushi MITSUTA, Yoshiki ITO*

Synopsis

Acoustic sounder (Sodar) developed by the present authors and its application to the study of planetary boundary layer are described. The characteristics of the instrument are summarized in the Table 2. In the field experiment the Sodar records are compared with temperature records obtained with tethered balloon. It has been shown that facsimile echo of laminated structure corresponds to the temperature inversion and, according to quantitative analysis, acoustic power is partially reflected from the discontinuity of air density at the temperature inversion. Acoustic Doppler analysis has shown that the vertical Doppler velocity is ten times as large as the phase velocity of echo ascending.

1. ま え が き

近年になって高い構造物が作られたり、低空を低速度で飛行する航空機が飛び、高煙突からの広域拡散が問題になるなど、社会活動の発展とともに大気境界層 1000m 内外の範囲での気象条件に関する知識が要求されるようになってきた。この程度の高さでは地表面の影響を受け、気象現象のうちでも規模が比較的小さく寿命の短いものが、相対的に大きな意味をもって来る。しかるに、それを観測するための手段としては、ごく限られた地点で高い塔を利用して観測を行なうことができる以外には、もっと規模の大きい現象のみが重要な自由大気中における観測手段と同じものを用いるしか従来は方法がなかった。したがって、境界層上部の研究は常に、観測による知識の欠除という問題に悩んできた。近年になって、航空機あるいは係留気球といった手段が用いられるようになっては来たが、それでも利用できるのは限られた時だけであって、いつでも観測を行なうことはできない。しかし、1968年に McAllister¹⁾ によって試みられた音波による大気境界層の探査方法 (Acoustic Sounder または Sodar, ここでは Sodar という言葉を用いる) は、大気下層の温度と風に関する情報を、直接、検知器を現場に持ち込まない遠隔測定技術によって、地上から連続的に得ることができる上に、装置も比較的簡単であり安価な点から、大気境界層の研究には有効な計測器であるとして注目されるものである。したがって、その後、各国でその開発が行なわれ、我が国でも郵政省電波研究所において1971年に試験的な観測が開始された。ほぼ同じ頃、我が国の境界層研究者の間でも、この種の測器の研究の必要が議論され、高さ 1000m くらいの、いわゆる Planetary boundary layer の研究を目的とした可搬型の測器を試作することになり、1973年より著者の1人(光田)が代表者となり、他に、伊藤(大阪府大工)、根本(お茶の水大理)、横山(公害資源研)、花房・藤谷(気象研)の研究者が集まって研究組織を作り、文部省試験研究費の補助を得て音波探査装置の試作研究に着手した。2年間で試作はほぼ完成し、試作機により一応の観測ができるところまで進めることができた。この試作機を著考らが改良を進め、さらに完全な観測用測器として完成すべく努力を行なっているが²⁾、本報告は、今日までのその成果をまとめたものである。

2. Sodar に関する既往の研究の概観

音波による大気境界層探査の手法は先にも述べた通り, 1968年 McAllister¹⁾ によって初めて試みられたが, 彼は直径 20cm のスピーカー49個を並べて送受器として実験を行ない, 熱気泡・放射逆転・内部波動などの観測することに成功した。Little³⁾ は音波探査の可能性について検討し, 光や電磁波を用いた場合に比べて音波の方が, 気象要素による影響を受ける度合いが大きいので, 気象現象を遠隔探知するには有効であることを示している。大気による吸収のため探査距離はあまり大きくできないが, 理論的に, 1) Doppler system を採用することにより風向・風速の鉛直分布, 2) 多周波 system による湿度分布, 3) 温度逆転の位置と高さ, 4) 温度不均質の3次元スペクトル, 5) bistatic mode を用いることにより風の乱れの3次元スペクトルを得ることができることを予測した。さらに最近では, 電磁波を併用することにより, いわゆる RASS⁴⁾ (Radio-Acoustic Sounding System) として, さらに広範囲の情報が得られるものと期待されている。

このように大きな可能性を持った装置であることが確認されたのと, 最近の電子技術が進歩したこともあって1970年代になって世界各地で試作が開始され, 多くの成功例が発表されるようになってきた。そして近年では, B-scope のみを有する簡単なものは, 商品として売り出されるようになっている。Table 1 は, 現在まで世界の各研究機関が完成した主な研究用 Sodar の一覧表である。この表には, これから述べる著者らによるものも同時に示されている。

Table 1. Summaries of sodars in the world

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
CARRIER FREQUENCY (Hz)	950	1750	1750 2250 2750	1500	1000	1600	850	930	1588	1600
PEAK POWER (W)	15 *(A)	7.5 *(A)	100, 25 *(E)	150 *(E)	100 *(E)	140 *(E)	100 *(E)	100 *(E)	—	83 *(E)
PULSE WIDTH (msec)	10	50	6, 20, 30	42.6	100	100	60	120	100	54, 102, 236, 504
ANTENNA DIAMETER (m)	**0.2	1.22 1.52	1.52	1.21	1.5	—	16	0.62×2	1.5	1.8
HALF-POWER BEAMWIDTH (deg)	—	±4, ±5	±5	—	12	—	5	10	8	8
RECEIVER BANDWIDTH (Hz)	100	100	100 300	70	10	40	40	40	40	100
PULSE REPETITION PERIOD (sec)	2	2	—	—	20	7	3, 6, 12	6	3, 4, 6	4, 3, 10.7, 8.5, 21.3
ATTENUATION FACTOR	—	—	0.045	0.01	—	—	—	—	—	0.096
* (A) : ACOUSTIC (E) : ELECTRIC	**49 SPEAKERS									
1.	WEAPON RESEARCH ESTABLISHMENT (Australia)					L. G. McAllister et al. 1968 ¹⁾				
2.	NOAA WAVE PROPAGATION LABORATORY (U.S.A.)					D. W. Beran et al. 1971 ⁵⁾				
3.	do.					1975 ⁶⁾				
4.	OKLAHOMA UNIVERSITY (U.S.A.)					W. T. Cronenwett et al. 1972 ⁷⁾				
5.	ARGONNE NATIONAL LABORATORY (U.S.A.)					N. A. Shaw 1974 ⁸⁾				
6.	U.S. ARMY DUGWAY PROVING GROUND (U.S.A.)					A. K. Goroch 1976 ⁹⁾				
7.	RADIO RESEARCH LABORATORY (JAPAN)					M. Fukushima et al. 1971 ¹⁰⁾				
8.	do.					1975 ¹¹⁾				
9.	大気物理研究所 (CHINA)					声雷达組 1976 ¹²⁾				
10.	KYOTO UNIVERSITY (JAPAN)					Y. Mitsuta et al. 1977 ²⁾				

これらの研究用のものは、それぞれの使用目的に応じた特色を持っており、その使用目的も多方面に及んでいる。中でも、NOAA-Wave Propagation Laboratory における研究が最も進んでおり、いろいろな用途への応用の研究が進められている。例えば Beran ら⁵⁾は、1971年には Doppler system の利用により風速測定の精度の良いことを実証し、さらにこれを、気球による観測をいつも行なうことの困難な空港における、風のシアーおよび航空機によって生ずる乱渦の遠隔探知に利用することが実際に Los Angeles 空港等において実験されつつある¹³⁾¹⁴⁾。また同研究所の移動観測用の測器は観測船に搭載され、1973年の大西洋における国際観測 GATE に参加している。我が国においては電波研究所において早くから基本的な研究がなされ、世界で最も大きな反射面を持つ測器¹⁰⁾によって永年観測が実施されており、最近是可搬型の測器を開発して、南西諸島における国際観測 AMTEX にも参加している¹¹⁾。現在世界で用いられているものの多くは、温度不連続面あるいは温度不均質層の検出を主な目的としたものであり、planetary boundary layer の研究¹⁵⁾や大気汚染の調査¹⁶⁾にも用いられている。

一般に、音波探査による定量測定の結果と、他の手段により直接測定したものととの比較を試みることは、実測そのものが困難なこともあって比較的例が少なく、Doppler system を用いた風速測定の場合を除いて、必ずしも良い相関が得られていない。例えば、温度変動の structure constant を音響的手段と塔における直接測定との間で比較することも数例行なわれてはいるが^{6), 17)}、良い一致は得られていない。これには測定対象の問題と、散乱理論そのものが実際とはかなり違った結果を生ぜしめている可能性もあり、理論的考察においても改良の余地が多い。また Sodar を数個組み合わせることで温度を測定する試みもなされている¹⁸⁾。しかし、いずれにしても測定結果の定量的解析およびその判断法については、まだ研究が始められたばかりで今後の研究に残された面が多い。

3. Sodar に関する基礎理論

音波は均質な媒質中では直進するが、媒質の不連続面に達すると、そのエネルギーの一部は反射される。また媒質の不連続面が存在しない場合にも、屈折率の変動領域があれば、それによって散乱が引き起こされる。Sodar は音波の反射・散乱を利用して、大気中の気温勾配の大きな層や、風速・温度の変動領域を探査しようとするものである。

反射あるいは散乱源の位置決定は、幅の狭い音響ビームを用いて方位を定め、反射波が到着するまでの時間から距離を決定するという、Radar において用いられている手法と同じものが利用されているが、この距離の決定に当っては、音波の進行速度が、ある標準状態から大きく変わることはないとして目盛をうっている。これは次のような点から、多くの場合にその距離の誤差は小さいと考えられることによっている。

すなわち、乾燥大気中における音波の位相速度は

$$C_{dry} = \sqrt{\gamma RT}$$

で与えられ、気圧の変化には影響されない。ただし、 γ は比熱比で $\gamma \approx 1.4$ 、 R は gas constant で $R \approx 287 \text{ J K}^{-1} \text{ Kg}^{-1}$ 、 T は絶対温度で示した気温である。さらに大気中の水蒸気を考慮すると

$$C_{moist} \approx \sqrt{\gamma RT} \left(1 + 0.189 \frac{e}{p_0}\right)$$

と表わされる。ここで p_0 は大気圧である。水蒸気圧 e は高々 40 mb だから、水蒸気による音速の変化は 0.7 %程度以下と考えてよい。気温変動による影響は、平均気温 T からのずれを T' とすると

$$C^2 \approx C_{moist}^2 \left(1 + \frac{T'}{T}\right)$$

で表わされる。 T' は 5°C を越えることは、ほとんどないと考えられるから、気温変動が音速に与える影響は 1 %以下にすぎない。風速による影響は、音波伝播方向への風速分値を u とすると

$$C = C_{moist} \left(1 + \frac{u}{C_{moist}}\right)$$

で表わされるから、鉛直方向に向って観測する時には上昇速度によるものであり、平均的に見れば 5m/s を越えることはないと仮定してよく、その場合の影響は 2% に達しない。しかし、斜または水平方向に観測する場合には、風速は 10m/s 以上になることもあり、位置決定においても考慮せねばならない場合も生じてくる。したがって、鉛直ビームの場合には音速は平均気温のみに依存し、通常の場合一定として取り扱ってよいが、斜または水平方向観測の時には、風速の大きさによっては補正を必要とする。

反射あるいは散乱してきた信号の強さは、現象による反射あるいは散乱能と、そこまでの距離および途中での減衰により決定される。Rayleigh によれば媒質の境界面における音波のエネルギー反射率は

$$Q_0 = \left(\frac{\frac{\rho_1}{\rho} - \frac{\cot \theta_1}{\cot \theta}}{\frac{\rho_1}{\rho} + \frac{\cot \theta_1}{\cot \theta}} \right)^2 \dots\dots\dots (1)$$

で与えられる¹⁹⁾。ただし ρ , ρ_1 は各々の媒質の密度, θ は入射角, θ_1 は屈折角である。今、大気中に気温差 dt の不連続面が存在し、この不連続面に垂直に音波が入射した場合を考えるならば、(1)において θ , $\theta_1 \rightarrow 0$ とし、Snell の法則を適用することにより

$$\begin{aligned} Q_0 &= \left(\frac{\frac{\rho_1}{\rho} - \frac{C}{C_1}}{\frac{\rho_1}{\rho} + \frac{C}{C_1}} \right)^2 \\ &= \left(\frac{C - C_1}{C + C_1} \right)^2 \dots\dots\dots (2) \\ &\approx 8.3 \times 10^{-4} (dt)^2 \end{aligned}$$

が得られる。

また大気中における音波の散乱に関する研究は、数々の研究者によって行なわれてきた。Tatarskii によれば²⁰⁾、乱流が等方的であると仮定すると音波の散乱は次のような式で表わされる。

$$\sigma(\theta) = \frac{\pi}{2} k^4 \cos^2 \theta \left[\frac{\Phi_T(K)}{T^2} + \frac{\cos^2 \frac{\theta}{2}}{\pi} \frac{E(K)}{C^2 K^2} \right] \dots\dots\dots (3)$$

ここで k は音波の波数, T と C は各々 scattering volume 内の平均気温および音速, θ は散乱角, K は散乱ベクトルの波数であり, $K = 2k \sin \frac{\theta}{2}$ なる関係式が成り立つ。——は scattering volume 平均を表わし, $\sigma(\theta)$ は散乱角 θ における単位体積, 単位立体角当たりの散乱断面積, $\Phi_T(K)$ と $E(K)$ は波数 K における気温変動と風速変動のスペクトル密度である。Tatarskii によれば慣性小領域の波数においては

$$\begin{aligned} \Phi_T(K) &= 0.033 C^2 T K^{-11/3} \\ E(K) &= 0.76 a^2 \varepsilon^{\frac{1}{2}} K^{-\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

と表現される²¹⁾。 a^2 は定数で $a^2 \approx 1.9$, ε はエネルギー消散率である。 C_T は structure constant と呼ばれ次のように定義される。

$$C_T^2 = \langle T(\mathbf{r}_1) - T(\mathbf{r}_2) \rangle \cdot |\mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_2|^{-\frac{2}{3}}$$

$\mathbf{r}_1$, $\mathbf{r}_2$ は位置ベクトル, $\langle \quad \rangle$ は時間平均である。(4)式を(3)式へ代入すると、

$$\sigma(\theta) = 0.38 k^{\frac{1}{2}} \cos^2 \theta (2 \sin \frac{\theta}{2})^{-11/3} \left(\frac{a^2 \varepsilon^{\frac{1}{2}}}{C^2} \cos^2 \frac{\theta}{2} + 0.13 \frac{C_T^2}{T^2} \right) \dots\dots\dots (5)$$

が得られる。実際の大気中においては $a^2 \varepsilon^{\frac{1}{2}} / C^2$, C_T^2 / T^2 はほぼ同程度の大きさをもつ。この式(5)からも明らかなように $\theta = \pi$, つまり後方散乱に対しては温度変動だけが寄与し、

$$\sigma(\pi) = 0.0039 k^{\frac{1}{2}} \frac{C_T^2}{T^2} \dots\dots\dots (6)$$

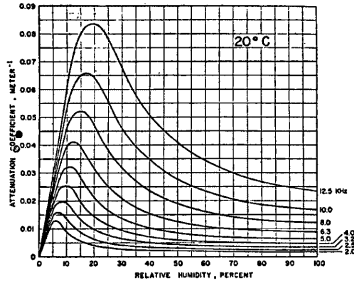


Fig. 1. Values of total attenuation coefficient α versus percent R. H. for air at 20°C and normal atmospheric pressure for frequencies between 2.0 and 12.5 kHz at $\frac{1}{2}$ -oct intervals. (after Harris²¹⁾)

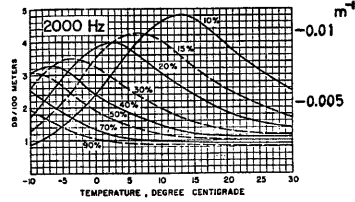


Fig. 2. Attenuation of sound in air versus temperature for various values of relative humidity. The attenuation is given in dB/100 meters (left) and total attenuation coefficient α (right). (after Harris²¹⁾)

となる。

大気中を伝播する音波は種々の原因で減衰するが、その割合は、周波数、相対湿度、気温によって決定される²¹⁾。Fig. 1 は 20°C における吸収係数の周波数・相対湿度に対する関係を図示したものであり、Fig. 2 は 2000Hz の音波の減衰の気温と相対湿度に対する依存の様子を示すものである。相対湿度、気温が同じならば周波数が大きいほど大気吸収は大きい。また相対湿度については、低湿度側に山を持つ形となり、山の位置が気温の上昇とともに低湿度側に移動する。この吸収係数の気象条件による変化は、低温・低湿度には大きな問題となるが、高温・高湿の条件下で、しかも周波数の低い数 KHz 以下のところでは、ほとんど問題にならない。

Sodar の信号受信強度を決定する関係式としては、次の形の Radar equation がそのまま用いられる³⁾。

$$P_r = P_t E_T E_r e^{-2\alpha R} Q \dots \dots \dots (7)$$

ここで P_r , P_t は各々受信および送信パワー（電力換算値）で、 E_T , E_r は各々電気→音響および音響→電気変換効率、 α は大気中の音波の吸収係数、 R は探査距離、 Q は scattering volume のエネルギー反射率である。

ここで普通に用いられるようなパラボラを反射面として用いた monostatic mode の Sodar の場合の散乱については、

$$\begin{aligned} Q &= \frac{C\tau}{2} AG \frac{1}{R^2} \sigma(\pi) \\ &= 0.002 C\tau k^4 \frac{C^2 \pi AG}{T^2 R^2} \dots \dots \dots (8) \end{aligned}$$

となる。 C は scattering volume 内の平均音速、 τ は信号のパルス幅、 A はアンテナ開口面積、 G はアンテナ有効面積係数で、パラボラ反射面を用いた時は $G \approx 0.5$ である。

(7), (8)式において P_r , E_T , E_r , τ , A , G などは Sodar に固有な値であるから、その性能を検定しておけば既知量である。したがって受信信号強度を測定することによって、 Q あるいは σ 、したがって $C^2\tau$ を決定することができる。これによって気象現象の遠隔探知ができることになる。

さらに反射信号の周波数の Doppler shift を利用して、風向風速を求めるには、Fig. 3 のような関係から次の Doppler equation

$$V \cos \beta = \frac{C}{2 \sin \frac{\theta}{2}} \cdot \frac{\Delta f}{f_0} \dots \dots \dots (9)$$

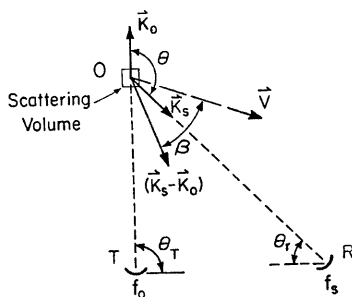


Fig. 3. Schematic diagram showing the orientation of wave vectors from a transmitter, T, and a receiver, R. The vector, $(\mathbf{K}_s - \mathbf{K}_0)$ represents the Doppler shift produced by the wind, $\mathbf{V}$.

が得られるので⁵⁾, これを利用すればよい。ここで V は送受信ビームがつくる平面内での散乱体の移動速度, したがって風速であり, β は風速ベクトルと散乱ベクトルとのなす角, θ は散乱角, Δf は Doppler shift, f_0 は送信周波数である。鉛直ビームの monostatic mode の場合は, 散乱ベクトル方向の風速成分 $V \cos \beta$ は風速の鉛直分値を示し,

$$W = \frac{C}{2} \cdot \frac{\Delta f}{f_0} \dots \dots \dots (10)$$

となる。これに水平方向に離れた位置に置いた2台の受信器を傾けて bistatic mode で使用すれば, 水平成分の風速分値をも求められることになり, 風の速隔測定が完全に行なえることになる。

4. KUD-Sodar System

4.1 System の概要

現在, 京都大学防災研究所で使用している音波探査器 (以下, KUD-Sodar と略記) は, 先きに述べたとおり最初の試作1号機を改良し, さらに Doppler Analyzer を加えたものであり, Table 2 にその性能を示す。また Fig. 4 は KUD-Sodar の機能を block diagram で表わしたものである。

計測の動作は Facsimile Recorder から pulse 信号を Gate Pulse Generator に送ることから始まる。

Table 2. Sodar parameters of KUD-Sodar.

Carrier Frequency	800, 1600 Hz
Transmitter Power (electric)	83, 20, 2 Watts
Pulse Width	54, 102, 236, 504 msec.
Pulse Repetition Period	4.3, 8.5, 10.7, 21.3 sec.
Transducer (Horn Speaker 16Q)	
Transmit Efficiency	26%
Receiving Efficiency	37%
Antenna (Paraboloidal dish)	
Diameter	180 cm.
Focal Length	58 cm.
Half-power Beam Width	8°
Receiver	
Gain (max)	157 dB
Band Width	100 Hz

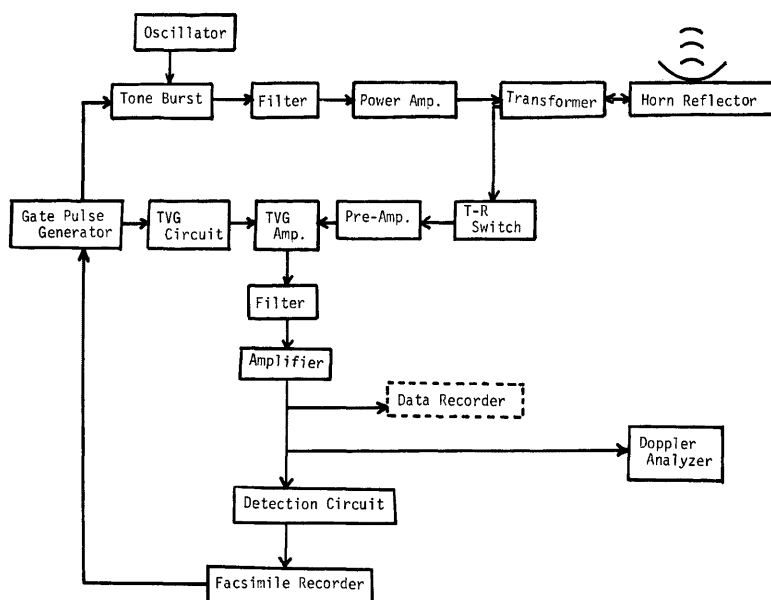


Fig. 4 Block diagram of the KUD-Sodar.

発信器からの搬送波信号を Gate Pulse Generator で Pulse にし、電力増幅したのち Horn Reflector を通して Audio Pulse を大気中に送る。大気中で反射、散乱して Receiver に入った信号は、増幅、Filter、検波を行なった後、Facsimile Recorder に表示され1回の探査が終わる。以下に個々のユニットの機能を述べる。

1) Facsimile Recorder

幅 15cm の湿式記録紙にモニター信号を記録する機能と Gate Pulse を作る信号を送る機能を兼ねている。15cm 幅の湿式記録紙を用いており、全幅が高度に換算して 180m, 360m, 450m, 900m (可変)に相当し、零点は任意に動かせる。信号の繰り返し周期は4.3, 8.5, 10.7, 21.3 sec の4段階切換が可能である。

2) Gate Pulse Generator と Tone Burst Generator

Facsimile Recorder からの Pulse Gate 開放信号に従って、Gate 開放 pulse を作るのが Gate Pulse Generator である。Tone Burst Generator はこの pulse に従って Oscillator からの矩形波を通過させる。Gate Pulse の幅は 504, 236, 102, 54 msec の4段階に切換可能である。pulse 幅は長いほど探知能力を増すが高度分解能は悪くなる。気温 15°C で 504 msec pulse の分解能は 86m, 54 msec で 9m 程度である。

3) Oscillator

水晶発振器により矩形波を発振しており、1600 Hz と 800Hz の2段切換となっている。水晶発振子を使用しているため周波数は ± 1 Hz の精度をもっている。

4) Filter

Pulse Gate を通過した 1600 Hz または 800 Hz の矩形波を Band Pass Filter を通して正弦波に変換している。

5) Power Amplifier

Filter で変換された正弦波からなる pulse を電力増幅して Horn Reflector に送る。83, 20, 2W の3段切換になっている。

6) Transformer

送受兼用 Horn Reflector の内部インピーダンス 16Ω と送受信器の入出力インピーダンス 100Ω との間のインピーダンス整合をとるために挿入されている。

7) Horn Reflector

定格 30W の Horn Speaker に送受信時の指向性の改善と受信音響パワーの増大のために、直径 180cm 焦点距離 58cm のパラボラ型 Reflector を組み合わせたものである。Reflector の周囲には高さ 1.8m の防音壁をとりつけて、射出される音波の side lobe の抑制と、外部雑音の防止を計っている。

8) T-R switch

送受兼用 Horn Reflector を使っているので、送信時の高い電圧によって Receiver を破損しないための保護回路である。

9) TVG Amplifier

探査距離による音響パワーの減衰を補正するための回路である。補正量については、その有効時間および初期減衰が調節でき、ほぼ時間に対して指数函数的に減衰する。

10) Filter

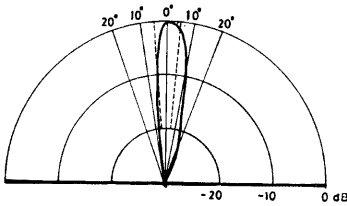


Fig. 5. Transmitting gain pattern.

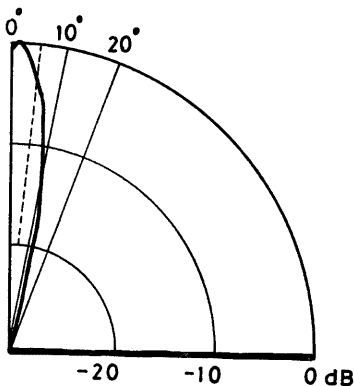


Fig. 6. Receiving gain pattern.

エコー信号以外の雑音周波数を除去するための Band Pass Filter であり、散乱体の運動による Doppler shift を考慮して、1600 Hz で帯域 100Hz, 800Hz で帯域 70Hz をもつ。

11) Amplifier

微小信号を Doppler Analyzer および Data Recorder に必要な電圧レベルにまで増幅し、Data Recorder および Doppler Analyzer に信号を送って磁気テープへの記録と Doppler 解析を行なう。

12) Detection Circuit

受信信号を検波増幅し、Facsimile Recorder に実時間でエコーを表示する。Data Recorder 入力用のビデオ信号もここから取り出す。

4.2 性能の検定

先に述べたように、受信パワーから気象要素に関する情報を求めるには、(7), (8)式における P_r , E_r , E_r , τ , T , A , G を予めこの Sodar について測定し、知っておく必要があり、また水平方向の分解能を知るために、ビームの指向性を検定しておく必要がある。 P_r , τ , A は容易に測定でき、 G も 0.5 程度と考えてよい²²⁾。 E_r 、ビームの指向性は直接測定する以外に方法がなく、特に E_r , E_r の精度は受信パワーの精度にそのまま反映するので、正確に行なう必要がある。電気-音響変換率 E_r は $E_r = \frac{P_A}{P_E}$ で定義される。ここで P_E は電気入力、 P_A は出力音響パワーである。

したがって E_T は Horn に作用する電圧と Reflector 開口部での音圧を測定することによって得られる。音圧の測定には検定済の Condenser Microphone (SONY ECM-220) を使用した。Condenser Microphone の開回路出力レベルは -56.0 dB ($OdB=1\text{V}/10\mu\text{bar}$) である。電気入力としては 1600Hz の電力 pulse を与えたが、Horn 入力端での電圧は 36.5V であった。Horn の内部インピーダンスは 16Ω であるから、電気入力 $\bar{P}_B$ は 83 Watt となる。出力音響パワー $\bar{P}_A$ は Reflector 開口部で音圧を測定し、開口面上で、sound intensity を積分することによって求めた。これによって得られた出力音響パワーは 22.4 Watt であった。したがって、 $E_T=26\%$ が得られる。

音響電気変換率 E_r は $E_r = \frac{\bar{P}_B}{\bar{P}_A}$ で定義される。ここで $\bar{P}_A$ は入射音響パワー、 $\bar{P}_B$ は電気出力である。音源を Reflector 開口部に向けて 1600 Hz の音響パルスを送り、Reflector 開口面上で音圧を測定し、前と同様開口面上で積分を行ない $\bar{P}_A$ を得るが、実験では $\bar{P}_A=1.2\times 10^{-1}\text{ Watt}$ であった。一方、開回路出力電圧は 1.66V であった。Wescott⁽²³⁾ らによればこの場合負荷に作用する電圧は半になるから、内部インピーダンス 16Ω をもつこの Horn に作用する電力 $\bar{P}_B$ は $4.3\times 10^{-2}\text{ Watt}$ である。したがって $E_r=37\%$ が得られる。

ここで得た $E_T=26\%$ $E_r=37\%$ は Wescott らが彼らの測器について得ている $E_T=18.3\%$ $E_r=33.5\%$ に比べてそれほど差はない。

送信時のパラボラの指向特性は Reflector の中心軸を地面に水平に置き、Reflector 面から中心軸上 16m 離れた位置に受信器として Horn を設置させ、これを Reflector を中心とした円周上で移動させて受信することによって得た。受信時の指向特性は pole 上に Horn を取り付け、 3m 離れた位置に Reflector を対置させ、Horn からの音響パルスを Reflector の仰角を変えながら受信することによって得た。この結果は Fig. 5, Fig. 6 に示すとおりであり、このパラボラのビームの半値幅はほぼ 8° であると考えてよい。

これら検定の結果をまとめたものが Table 2 に示されている。

5. 現地観測への応用

5.1 連続観測

新しく改造した形の Sodar すなわち KUD-Sodar は1975年10月から京都大学防災研究所構内に設置され、試運転を開始した。Fig. 7, Fig. 8 に試験観測から得られた代表的なエコーを示す。

Fig. 7 は1976年8月22日の例である。thermal plume によるエコーであると思われる。この種のエコーは夏の晴天時には10時頃から16時頃にかけて連日出現する。下には同時間に約 100m 離れた研究所本館屋上の塔 (高さ 5m , 地上高 20m) で測定された気温変動の様子を示してある。plume 状エコーの出現と気温変動記録における気温上昇域の発現周期とが比較的良好に対応している。Facsimile Recorder 上に見られる plume 状エコーの鉛直スケールは $250\sim 400\text{m}$ である。

このような thermal plume によるエコーとともによく観測されるのは、後に Fig. 10 に示すような夜間に見られる層状のエコーで、1975年10～11月の夜間観測において延べ28日間の観測日数のうち層状エコーは15例得られた。Fig. 8 に示したのは1976年12月21～22日に観測された例であるが、いくつかの点で他の場合とは異なっている。すなわち左上部の $1700\sim 1900\text{ JST}$ の間に短周期で上下に振動しているのがはっきりとわかる。これは外国の例においても見られるもので breaking wave echo¹⁾ と呼ばれているものである。原因ははっきりわからないが内部境界波によるものであると思われる。また、その後に続く22日、0000 JST 以後には2重ないし3重の層状構造をしたエコーが見られる。このような層状エコーは観測を行なった宇治地区においては、ほとんどが $300\sim 500\text{m}$ の高さに発現した。

5.2 係留気球との比較観測

Sodar によって種々のエコーが観測されるが、そのエコーパターンがどのような気象条件に対応するかを他の方法によって実測した結果と比較して調査研究しておかねば観測結果の解釈は不可能であるし、

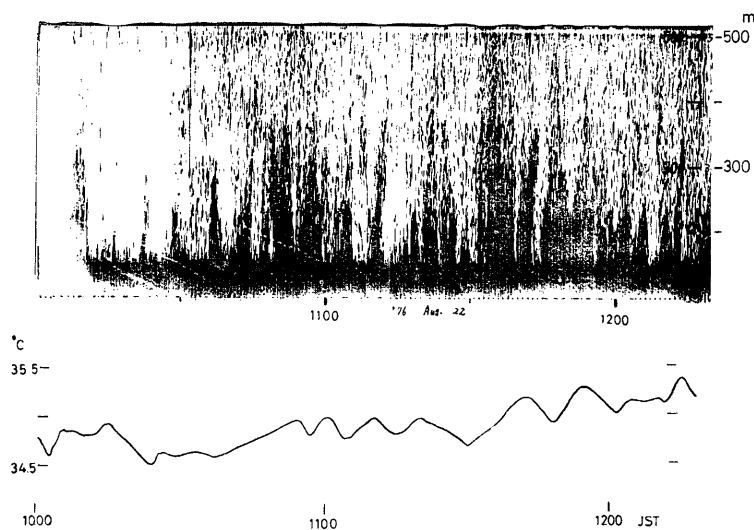


Fig. 7. Sodar record of plumes with temperature at 20 meters level 1000-1220 JST Aug. 22 1976.

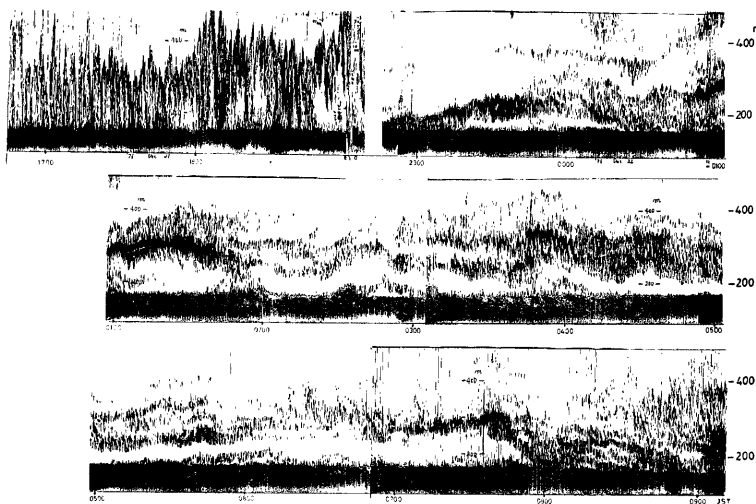


Fig. 8. Sodar record of breaking wave and laminated structure 1645-1910 JST Dec. 21 1976 and 2245 Dec. 21-0910 JST Dec. 22 1976.

また定量的な測定においても全ての定数が事前に決定できるものではなく、実測との対比によって修正されてゆかねばならぬものである。そこでこのような試みの第1着手として1976年10月27日から11月4日にかけて、京都大学原子炉実験所において係留気球との比較観測を行なった。係留気球観測点は Sodar から約300 m 北西にあり、係留気球は高さ約 500m まで上昇させることができる。この間 Sodar は 1600Hz の信号を用い、パルス幅は 102 msec とし送信パワーは 83 Watt としして用いた。

この間11月3日は終日風速が 2m/sec 以下となり穏かな快晴日であったが、この日の午前と午後にエコーの発現が見られた。Fig. 9 は 0600~0930 JST に観測されたエコーを示しているが、0730 JST 頃に高

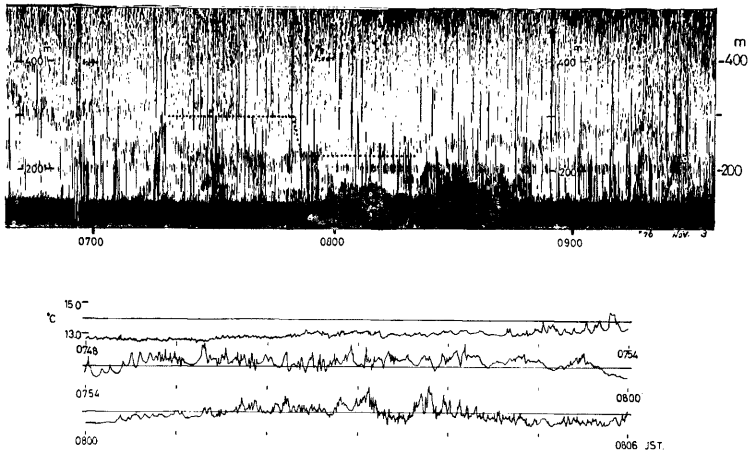


Fig. 9. Uplifting echo layer, 0640-1935JST with temperature, 0748-0806JST Nov. 3, 1976. Dotted line shows the trace of the tethered balloon

さ 200m ぐらいのところではっきりと認められるようになったエコーは徐々に上昇し、0900 JST には280m ぐらいに達している。0600 JST より 300m に係留してあった係留気球によって測定された気温の変動は Fig. 9 の下に示す通り小さく、その変動幅は 0.3°C 以下であった。しかし 0752 JST に係留気球をSodar においてエコーが見られる 225m の高さまで下降させたところ、気温変動の激しい領域に入った。この時の気温変動幅は最大 2°C に及ぶものであった。気温変動は変動の幅は最大 2°C に受んでいるが、変動は比較的平滑に進み高周波数の変動が明らかでないところから、温度の異なる気塊が充分混合されないで共存している状態にあるものと考えられるが、その領域の境界が反射面または散乱源として有効に働いていると推測される。0801 JST 頃から後は 225m に係留した係留気球の気温変動幅は、0754~0758 JST ぐらいの間と大差はないがその変動には細かい変動も重畳するようになり、混合層内に入ったことを示している。Sodar の、Facsimile Recorder の上ではエコー層は 0800 JST 頃に 230m ぐらいの高さに達し、さらに上昇して行き、係留気球付近にはエコーがはっきりと認められなくなっている。このことは気温変動の幅はほぼ同じであっても、エコーを生じる場合と生じない場合があることを示している。現在のところさらに詳しい気温変動構造の観測が行なわれていないので、その差異について詳しく論じることはできない。

1000~1400 JST の間には Facsimile Recorder の上には通過時間 2~6 min. の plume 状エコーが時々現われているが、175m に係留した係留気球の記録からは、そのような長い周期のものよりはむしろ通過時間 10~40 sec. の plume に対応すると思われる変動の方が多く観測されている。両者の不一致の原因は

これだけからは明らかではないが、Sodar のビームの拡がりから来る水平分解能が 175m では 25m になり、係留気球に取り付けた温度計に比してずっと大きいものであることにも起因していると言えるであろう。

14時頃にこの時の観測上限である 450m に見え始めた層状エコーは徐々に下降し、15時頃から17時頃までの間 300m ないし 450m の間で上下した。この間の記録は Fig. 10 に示す通りである。図中実線は係留

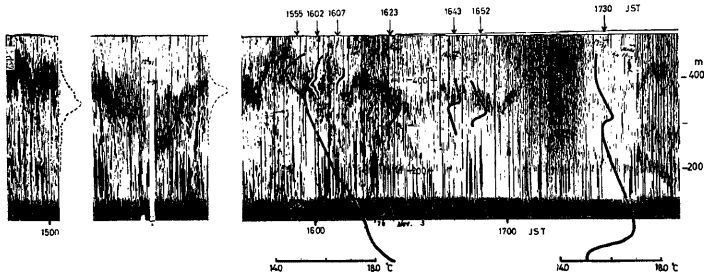


Fig. 10. Sodar record of laminated structure, with temperature profiles (solid lines) and Sodar A-scope (dashed line) 1450-1755 JST Nov. 3, 1976.

気球を上下することによって得られた気温の鉛直分布、破線は A スコープ表示によるエコー強度の鉛直分布を示している。1555 JST の係留気球観測によれば厚さ 30m 以上の安定層が存在しており、気温差も 0.7°C 以上になっている。エコーについて見ると安定層より少し幅広く存在しており、安定層の下にまでエコー領域は拡がっているように見える。それ以後数回にわたる部分的な気温分布の測定の結果を見ると、安定層の厚さは10ないし 20m の比較的うすいものであるが、この間の気温上昇は $0.5\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ 程度であり、エコーの領域と安定層とはほぼ一致している。係留気球と Sodar の観測点が 300m 離れているために、この間に安定層の傾きがあれば両者の示す高さに多少の差の生ずることは、たとえ両者が全く同じものを見ていると断定できたとしてもあり得ることである。この中でも、1602 JST の sounding によれば 0.3°C ほどのごく薄い低温の気層の侵入が見られるが、この時には特にエコーの強度が増大している。

これらの観測の結果を総合すると、 0.2°C 程度以上の気温の不連続を示す安定層があると層状エコーが見られるようである。そして気温勾配が大きくなるほどエコー強度も増大すると考えてよい。また安定層の存在が確認できなくても気温の変動があればエコーが生じる時があるが、これは比較的ばやけたものであり、また同じ気温変動幅であってもその変動の様相によってエコーが見える時とそうでない時があるようである。前者は安定層内での気温不連続面からの反射が、後者では気温変動による散乱であると考えられなくもない。

6. 定量的解析

1976年11月3日の観測においては受信信号を同時に Data Recorder に記録しておいたので、その結果を後日定量的に解析を行って見た。1530—1700 JST には Fig. 10 に示すとおり層状エコーが見られたがこの間のエコーの各時刻の最大値に着目するとその平均高度は約 390m で受信パワーの平均値は $1.6 \times 10^{-8} \mu\text{Watt}$ (電力換算値) であった。

このエコーが、大気密度の不連続面で生じた部分反射によって生じたものであると考えると、先きの(7)式に示した Radar equation に基づいて、受信パワーは次のように書けるはずである。

$$P_r = P_t E_r E_r e^{-2\alpha R} \frac{AG}{\pi \left(\frac{R\lambda}{2}\right)^2} Q_0 \dots\dots\dots (11)$$

ここで λ は送信ビームの半値幅であり Q_0 は不連続面におけるエネルギー反射率である。

この式に Table 2 に示した諸元を代入しさらにこの時の平均気温および湿度に対応する音波の減衰率として $0.0025 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ を用いると $Q_0 = 2.6 \times 10^{-11}$ となる。(2)式によればこれだけの反射率を得るのには $\Delta t = 5.6 \times 10^{-3}^\circ\text{C}$ の気温の不連続があれば充分であるということになる。但しこれだけの気温の不連続が音波の波長約 20cm に比して充分薄い厚みで約 30m のビームの拡がりの全面にわたって鏡面として水平に拡がっていないと考えるべきを得ない。そして波のある海面や流れている川の水面でも数パーセントの反射率を期待できることを考えるとこの 100 倍ぐらいすなわち 0.5°C ぐらいの気温不連続があれば今の場合も観測された受信信号強度が説明できるものではないかと考えられる。前述の時間における 6 回の係留気球観測によって実測された安定層の気温不連続の平均値は 0.5°C であった。したがって反射信号から推定しその反射率が鏡面で期待される値数パーセントということと考えた場合と実測とはほぼ一致することになる。しかし、さらに多くの場合について考察を進めなければ結論を下すことはできない。

また、この時のエコーを不連続層周辺に発生するごく小スケールの気温変動から生じる散乱によるものとして考えることも可能である。

この場合は先に示した散乱による(7),(8)式に Table 2 に示した諸元を代入し、平均受信パワー $1.6 \times 10^{-6} \mu \text{ Watt}$ と平均高度 390m を用いると $C^2_T = 6.5 \times 10^{-4}$ という値が得られる。この structure constant を今回は直接実測と比較して見るわけにはいかないが、過去の外国の観測において、実際に比較された場合について見るとエコー出現時には $10^{-4} < C^2_T < 10^{-2}$ 程度の値をとるものと報告されている^{6), 17)}。

また Neff⁶⁾ の行った実験によれば、大気成層が不安定な場合には Sodar から求めた C^2_T と観測塔上で実測から求めた C^2_T とは比較的良く一致しているが成層が安定な時には Sodar から求めた値の方が 2~5 倍大きいという結果が得られている。これらの点についても C^2_T を簡単に直接測定する方法を確立することを含めてさらに研究を進め種々の条件下での観測を行ってみなければならない。

thermal plume のように間欠的に通過するものは乱れの強さにもよるが、scattering volume 内に充分な占有率を持たなければエコーとしては観測されない。例えば Fig. 11 は 0810~0814 JST と 1116~1120 JST の 2 つの期間の係留気球による気温変動の記録を比較したものである。前者はこの高度でエコーが見

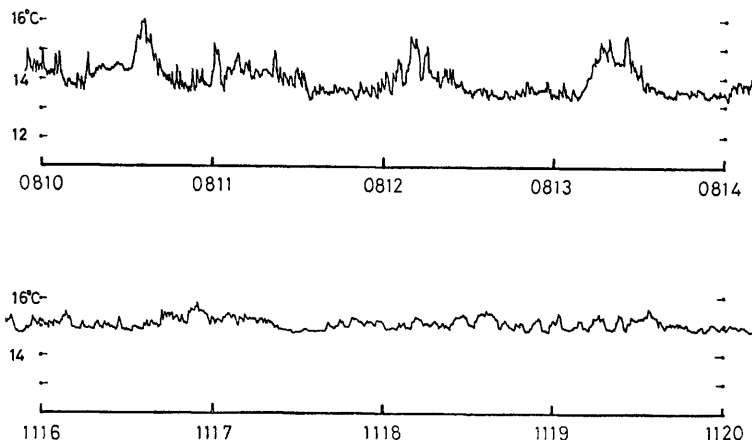


Fig. 11. Temperature record from tethered balloon 0810-0814 JST at 225 meters level (top) 1116-1120 JST at 200 meters level (bottom).

られなかった時であり後者はこの高度でエコーが見られた高度に対応する。エコーが Facsimile Recorder に生じるかどうかは受信強度に10倍ぐらいの差があることを示している。これら2つの気温の記録を見るといずれにも thermal plume の通過が見られ、どちらかと言えば前者の方がその変動幅は大きい、その場合にはかえってエコーが見られないのである。ここで見られる差異は前者では plume が周期 60 sec ぐらいで発現しその通過に要する時間は約 20 sec であり、後者では 10 sec ぐらい毎に幅 5 sec ぐらいの plume が通過している。plume が平均風速で流されるものとするこれを距離比に換算でき空間的な一様性を仮定すると scattering volume 中での thermal plume の占める面積は前者で約 $\frac{1}{4}$ 、後者で約 $\frac{1}{2}$ となる。この点からは後者の方が有効なことになる。従ってエコーとして見られるためには気温の変動幅すなわち plume 内外の気温差のみでなくその空間占有率も大きな役割を果たしていることが明らかである。定量的な議論のためにはさらに観測が必要である。

さらに風速の測定を行うための Doppler 解析をこの記録から行ってみた。この解析は受信信号を検波回

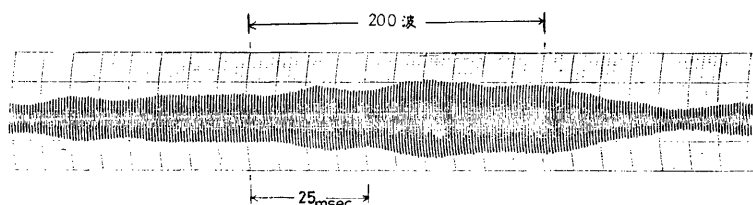


Fig. 12. Recorded chart for Doppler analysis.

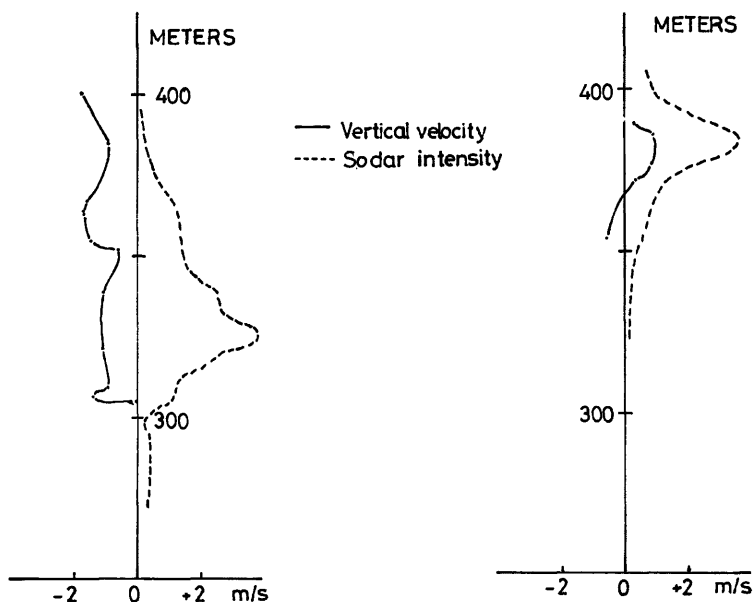


Fig. 13. Vertical velocity profiles from acoustic Doppler 1503 JST (left) and 1538 JST (right) Nov. 3, 1976.

路より前から直接取り出して Data Recorder に収録した記録を変速可能な Data Recorder に再録音して1/32に減速して再生しこれを Fig. 12 に示すような形でペン書記録紙上に記録しその200波に相当する時間を読み取って Doppler shift を求め、(10)式から鉛直風速に換算した。これでは1回の探査毎に鉛直風速分布が求められるが、比較的ばらつきが多いので40秒間すなわち4回の探査の平均値を求め、その間のエコー受信強度の高さ方向の分布と共に示したものが Fig. 13 である。なお一定値以下の受信強度しか得られなかった範囲では精度が低下するものと考えられるので Doppler 解析を行わなかった。1503 JST には300~400m 高度で1m/sec 前後の下降流が存在していたことになる。これを Fig. 10 に示したエコーの変化図から見ると確かにこの時刻はエコーが下降しつつあった時に相当するが、エコーの下降速度は Doppler 速度の程度しかないことが解る。Doppler 速度は反射体の移動速度を示すのに反してエコーの移動速度は全体的な位相速度のようなもので、必ずしも一致せねばならないものではないが、このような大きな差には興味がある。また1538 JST にはエコーの中心部では1m/sec 前後の上昇流が見られる。Fig. 10 に見られるエコーの動きも明らかに上昇ではあるがこれもその速度は Doppler 速度の半以下である。このように Doppler 速度とエコーの移動速度は定性的には一致するが定量的には Doppler 速度の方が桁も大きい。この点についてさらに実測を重ねて対比を行ってゆかねば結論は出せない。

7. 結 語

大気境界層の遠隔測定的手段として音響探査の方法を用いる Sodar を試作し、試験的な観測を行った。その結果試作機はほぼ期待した性能を発揮し、実際の観測に応用する可能性の大きいことが明らかとなった。しかしその観測結果を定量的に解釈するためには今後さらに実験を重ねてゆかねばならないし、また、Doppler 解析の手法についてももっと簡単に行い得る方法を開発しなければならない。今回試作したものは800Hz および1600Hz の信号を用い送信出力約80 Watt、パラボラの直径1.8m のものであるが、500m ぐらいまでの探知範囲において0.2°C ぐらいの温度不連続があれば探知可能であり、気温変動の大きい領域がビームの中の多くの部分を占めるようになるとエコーが得られるがその定量的解析は現在の知識のみでは不可能である。また Doppler 解析により鉛直風速分布を作ることができたが、Doppler 速度はエコーの見掛け上の移動速度よりもずっと大きいものが得られた。この解釈についても今後の研究が必要である。今後さらに試作機を改良すると共に気象観測を同時に行って定量的解析の手法を確立するために努力するつもりである。

謝 辞

本研究を行なうに当って協力して頂いた伊藤(昭)、根本、横山、花房、藤谷の各氏に感謝すると共に、試作機の製作、改良において多大な協力をお願いした海上電機株式会社の関係者にも感謝したい。また野外実験を行うに当っては原子炉実験所の御協力を得たこともこの研究の遂行上において大きな助けとなっている。水間、岩本両氏を始め関係者に謝意を示したい。この研究は文部省科学研究費の補助によって始められたものであり、また研究の途上において計測器の検定のために松下住宅設備研究所の設備を利用させて頂いたこともここに記して感謝する。

参 考 文 献

- 1) McAllister, L. G., J. R. Pollard, A. R. Mahoney and P. J. R. Shaw: Acoustic Sounding-A New Approach to the Study of Atmospheric Structure, Proc. IEEE., Vol. 57, 1969, pp. 579-587.
- 2) 伊藤芳樹：音波探査器による大気境界層の研究，京都大学大学院理学研究科修士論文，1977.
- 3) Little, C. G.: Acoustic Methods for the Remote Probing of the Lower Atmosphere, Proc. IEEE., Vol. 57, 1969, pp. 571-578.
- 4) Frankel, M. S. and A. M. Peterson: Remote Temperature Profiling in the Lower Troposphere, Radio Science, Vol. 11, 1976, pp. 157-166.

- 5) Beran, D. W. and S. F. Clifford: Acoustic Doppler Measurements of the Total Wind Vector, Proc. Second Symp. on Meteorol. Observations and Instrumentation, Am. Meteorol. Soc. 1972, pp. 100-109.
- 6) Neff, W. D.: Quantitative Evaluation of Acoustic Echoes from the Planetary Boundary Layer, NOAA Tech. Repo. ERL 322-WPL 38. 1975.
- 7) Cronenwett, W. T., G. B. Walker and R. L. Inman: Acoustic Sounding of Meteorological Phenomena in the Planetary Boundary Layer, J. App. Meteor., Vol. 11, 1972, pp. 1351-1358.
- 8) Russell, P. B., E. E. Uthe, F. L. Ludwig and N. A. Shaw: A Comparison of Atmospheric Structure as Observed with Monostatic Acoustic Sounder and Lidar Techniques J. Geoph. Resear., Vol. 79, 1974, pp. 5555-5566.
- 9) Goroch, A. K.: Comparison of Radiosonde and Acoustic Echo Sounder Measurements of Atmospheric Thermal Strata, J. App. Meteor., Vol. 15, 1976, pp. 520-521.
- 10) 福島 円, 秋田錦一郎, 糟谷 績: 対流圏下部の音波探査装置による実験, 電波研究所季報, Vol. 17 1971, pp. 401-406.
- 11) Fukushima, M., K. Akita, Y. Masuda and H. Tanaka: Features of Sodar Echoes Observed at Miyakojima Island during the AMTEX '75, J. Radio Research Laboratories, Vol. 23, 1976, pp. 235-246.
- 12) 大気物理研究所声雷送組: 単点声雷送と境界層大気探測, 中国科学院大気物理研究所報, 1976, pp. 42-54.
- 13) Beran, D. W., F. F. Hall, B. C. Willmarth, R. J. Keeler and D. Hunter: Operational Test Results of Acoustic Doppler Wind Shear Detector, 6th Conference on Aerospace and Aeronautical Meteor., 1974, pp. 412-417.
- 14) Balser, M., C. A. McNary and A. E. Nagy: Acoustic Backscatter Radar System for Tracking Aircraft Trailing Vortices, J. Aircraft, Vol. 11, 1974, pp. 556-562.
- 15) Hooke, W. H., J. M. Young and D. W. Beran: Atmospheric Waves Observed in the Planetary Boundary Layer Using an Acoustic Sounder and a Microbarograph Array, Boundary-Layer Meteor., Vol. 2, 1972, pp. 371-380.
- 16) Lyons, W. A.: Turbulent Diffusion and Pollutant Transport in Shoreline Environment, Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analysis, 1975, pp. 136-206.
- 17) Beran, D. W., W. H. Hooke and S. F. Clifford: Acoustic Echo-Sounding Techniques and Their Application to Gravity-Wave, Turbulence, and Stability Studies, Boundary-Layer Meteor., Vol. 4, 1973, pp. 133-153.
- 18) Gaynor, J. E., F. F. Hall, Jr., J. G. Edinger and G. R. Ochs: Measurement of Vorticity in the Surface Layer Using An Acoustic Echo Sounder Array, J. App. Meteor. (to be published)
- 19) Rayleigh, J. W. S.: The Theory of Sound, Vol. 2, Dover, N. Y., 1945.
- 20) Tatarskii, V. I.: The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave Propagation, Israel Program for Scientific Translations. 1971.
- 21) Harris, C. M.: Absorption of Sound in Air versus Humidity and Temperature, J. Acoust. Soc. Am., Vol. 40, 1966, pp. 148-159.
- 22) Hall, Jr., F. F. and J. W. Wescott: Acoustic Antennas for Atmospheric Echo Sounding, J. Acoust. Soc. Am., Vol. 56, 1974, pp. 1376-1382.
- 23) Wescott, J. W., W. R. Simmons and C. G. Little: Acoustic Echo Sounding Measurements of Temperature and Wind Fluctuations, ESSA Tech. Memo ERLTM-WPL5, 1970.