

大気境界層の気温高度分布の測定のための マイクロ波放射計について

堀口 光章・光田 寧

MICROWAVE RADIOMETER FOR THE MEASUREMENT OF TEMPERATURE PROFILES IN THE PLANETARY BOUNDARY LAYER

By *Mitsuaki* HORIGUCHI and *Yasushi* MITSUTA

Synopsis

A microwave radiometer system for the remote measurement of temperature profiles in the planetary boundary layer from the ground is reviewed. It is concluded that a vertically-pointing multi-frequency (54~60GHz) radiometer is suitable one for the purpose. The range and the necessary precision of brightness temperatures measured by the radiometer are described. The method of removing the effect of water vapor on brightness temperatures is discussed.

1. は じ め に

大気境界層における気象現象の解明や、下層の層状雲の形成、維持機構の研究にとって、大気境界層内の気温高度分布を知ることは重要な意義を持つ。大気境界層の気温高度分布を測定する手段にはいくつかある。しかし低層ゾンデによる測定では断続的にしか測定できず、また鉄塔を用いた場合、精度よく連続的に測定できるものの、移動が不可能である。そこで、マイクロ波放射計や RASS (Radio Acoustic Sounding System) のような遠隔測定装置の利用が試みられてきている。特にマイクロ波放射計は、連続的に測定でき移動が容易であり、かなり高い高度まで測定可能である¹⁾²⁾³⁾。

この研究の目的は、大気境界層の気温高度分布の測定にマイクロ波放射計を用いるにあたり、測定高度は低くても、より簡単に精度よく気温高度分布を測定するためにはどのような放射計を用いればよいかについて検討することにある。

2. 気温高度分布の測定原理

温度 T (K) の黒体表面より、中心周波数 f の狭い周波数帯域幅 Δf において、単位面積、単位立体角あたりに放射される電磁波の電力は輝度 (brightness) B_b とよばれ、プランクの熱放射則により、

$$B_b = \frac{2hf^3}{c^2} \cdot \frac{1}{\exp(hf/kT) - 1} \Delta f \text{ (Wm}^{-2}\text{Sr}^{-1}) \dots\dots\dots (1)$$

と表される。ここで、 h はプランク定数 (6.626×10^{-34} J s), c は光速 (2.998×10^8 m/s), k はボルツマン定数 (1.380×10^{-23} J/K) である。

マイクロ波帯 (周波数 1~300 GHz 付近) においては、

$$hf/kT \ll 1 \dots\dots\dots (2)$$

が成立し、(1)式の右辺の分母の指数関数は展開でき、(1)式は波長 $\lambda (=c/f)$ を用いて次のように表される。

$$B_b = \frac{2kT}{\lambda^2} \Delta f \dots\dots\dots (3)$$

この関係はレイリー・ジーンズの放射式とよばれ、マイクロ波帯の輝度は温度に比例すると近似することができることを示している。黒体と異なる通常の物体（灰色体）の場合、その物体の熱放射の輝度と等しい輝度で熱放射する黒体の温度をその物体の輝度温度 (brightness temperature) T_B と定義し、輝度の代りに用いる。

周波数 f 、アンテナ天頂角 θ での輝度温度 $T_B(f, \theta)$ は、天頂角 θ 方向の大気からの下向き放射による輝度温度 $T_{DN}(f, \theta)$ と、地球大気の外からの放射の輝度温度 $T_{EXTRA}(f)$ による成分の和であり、次のように書かれる。

$$T_B(f, \theta) = T_{DN}(f, \theta) + T_{EXTRA}(f) \exp(-\tau_f \sec \theta) \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 τ_f は周波数 f に対する全大気間（高度 $z=0 \sim \infty$ ）の鉛直方向での光学的厚さであり、 $\kappa_f(z)$ を高度 z における周波数 f での全吸収係数とすると、次のように書かれる。

$$\tau_f = \tau_f(0, \infty) = \int_0^\infty \kappa_f(z') dz' \dots\dots\dots (5)$$

大気からの下向き放射は、散乱過程を無視し、放射源は大気分子及び大気中の粒子の熱放射だけを考慮して、一般的に次のように書ける。

$$T_{DN}(f, \theta) = \sec \theta \int_0^\infty \kappa_f(z) T(z) \exp\{-\tau_f(0, z) \sec \theta\} dz \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 $T(z)$ は高度 z での気温、 $\tau_f(0, z)$ は地表 ($z=0$) と高度 z 間の鉛直方向での光学的厚さであり、次のように書かれる。

$$\tau_f(0, z) = \int_0^z \kappa_f(z') dz' \dots\dots\dots (7)$$

全吸収係数 $\kappa_f(z)$ は、大気中の気体による成分 $\kappa_{gf}(z)$ 、雲による成分 $\kappa_{cf}(z)$ 及び降水粒子による成分 $\kappa_{pf}(z)$ の和で示されると近似できる。

$$\kappa_f(z) = \kappa_{gf}(z) + \kappa_{cf}(z) + \kappa_{pf}(z) \dots\dots\dots (8)$$

しかしここでは、晴天時の観測を考えると、雲及び降水粒子による成分は考えないことにする。大気中の組成気体による吸収で考慮しなければならないのは酸素分子 O_2 と水蒸気分子 H_2O によるものであり、その他の気体の寄与は小さく無視できる。従って、酸素分子による吸収係数 $\kappa_{O_2, f}(z)$ と水蒸気分子による吸収係数 $\kappa_{H_2O, f}(z)$ の和として、全吸収係数 $\kappa_f(z)$ を次のように書くことにする。

$$\kappa_f(z) = \kappa_{O_2, f}(z) + \kappa_{H_2O, f}(z) \dots\dots\dots (9)$$

(4)式で地球大気の外からの放射による成分は、今考えるのが大気の下層のみであり、その寄与は小さく無視できる。従って、

$$T_B(f, \theta) \simeq T_{DN}(f, \theta) \dots\dots\dots (10)$$

とすることができ、(6)式から輝度温度 $T_B(f, \theta)$ は気温高度分布 $T(z)$ と(9)式で書かれる全吸収係数に依存することがわかる。大気中の対流圏では酸素分子 O_2 の混合比はほぼ一定であり、気圧 P と気温 T から $\kappa_{O_2, f}(z)$ は計算できる。そこで、酸素分子による吸収が水蒸気分子による吸収より大きい ($\kappa_{O_2, f}(z) \gg \kappa_{H_2O, f}(z)$) 周波数帯を用いれば、放射計により測定される輝度温度 $T_B(f, \theta)$ は気温高度分布 $T(z)$ に関してのみ強い依存性を持つことになる。気温 $T=300K$ 、気圧 $P=1013 \text{ mb}$ 、水蒸気密度 $\rho_v=7.5 \text{ gm}^{-3}$ に対する酸素分子、水蒸気分子による吸収係数の周波数に対する変化を Fig. 1 に示す。吸収係数の計算は、酸素分子については Rosenkranz⁴⁾ の導いた式を用いて行い、また水蒸気については Liebe⁵⁾、Waters⁶⁾ の

導いた式を用いて行っている。この図から、放射計の周波数として 60 GHz 付近を用いれば、先の条件 ($\kappa_{O_2}, f(z) \gg \kappa_{H_2O}, f(z)$) が満足されることがわかる。

ここで、

$$W_T(f, \theta, z) = \kappa_f(z) \exp \{ -\tau_f(0, z) \sec \theta \} \sec \theta \dots\dots\dots (11)$$

とすれば、

$$T_B(f, \theta) \simeq T_{DN}(f, \theta) = \int_0^\infty W_T(f, \theta, z) T(z) dz \dots\dots\dots (12)$$

と書かれ、 $W_T(f, \theta, z)$ は気温荷重関数 (temperature weighting function) とよばれる。

周波数 f や天頂角 θ により気温荷重関数の形が異なり、そのために輝度温度 $T_B(f, \theta)$ への気温高度分布 $T(z)$ の寄与の仕方が異なる。このことを利用して、いくつかの周波数、天頂角で測定された輝度温度 $T_B(f, \theta)$ から気温高度分布 $T(z)$ の推定が可能となる。この輝度温度から気温高度分布を推定する方法は逆変換法 (inversion method) とよばれ、いくつかの方法が提唱され、実際の気温高度分布の推定に利用されている。

マイクロ放射計のシステムとしては、複数の周波数で測定しアンテナは鉛直方向固定のシステムと、周波数は 1 つまたは複数のアンテナの天頂角を変えるというシステムの両方が考えられる。アンテナ天頂角を変えるシステムでは、大気の水方向の一様性を仮定しなければならず、また測定時間も多く必要で、空間変化及び時間変化の比較的激しい大気境界層の気温高度分布測定用には不適当と考えられる。よって、大気境界層の気温高度分布測定用のマイクロ波放射計システムとして、鉛直固定のアンテナを用いて多周波数の輝度温度を測定するシステムを採用することとし、以後の議論もそれに従って進める。

3. 気温荷重関数

気温荷重関数は周波数によって高度々に対して異なる形を持ち、それによって気温高度分布の推定が可能となる。高度 2 km くらいまでの大気境界層の気温高度分布が測定対象であるから、その範囲で気温荷重関数の形の違いが大きい周波数の組合せがよく、また高度 2 km 以上の気温の変化の影響が少ない、すなわち高度 2 km 以上で気温荷重関数の値が小さい周波数が望ましい。

気温荷重関数を調べるには、大気条件を仮定することが必要であり、ここでは中緯度の大気条件のモデルとして、U. S. Standard Atmosphere, 1976⁷⁾ を用いた。このモデルを用いた計算において、水蒸気の寄与は考えていない。(11)式でアンテナ天頂角 $\theta = 0$ として、周波数 50~60 GHz に対して気温荷重関数を計算した結果を Fig. 2 に示す。ただし、地表 ($z=0$) での気温荷重関数の値で規格化した値を示した。この図より、周波数 54 GHz より小さな周波数では、高度 2 km より上の高度の気温の影響が大きすぎて不適当であると考えられる。また周波数 58~60 GHz では気温荷重関数の違いが小さく、この周波数領域で細か

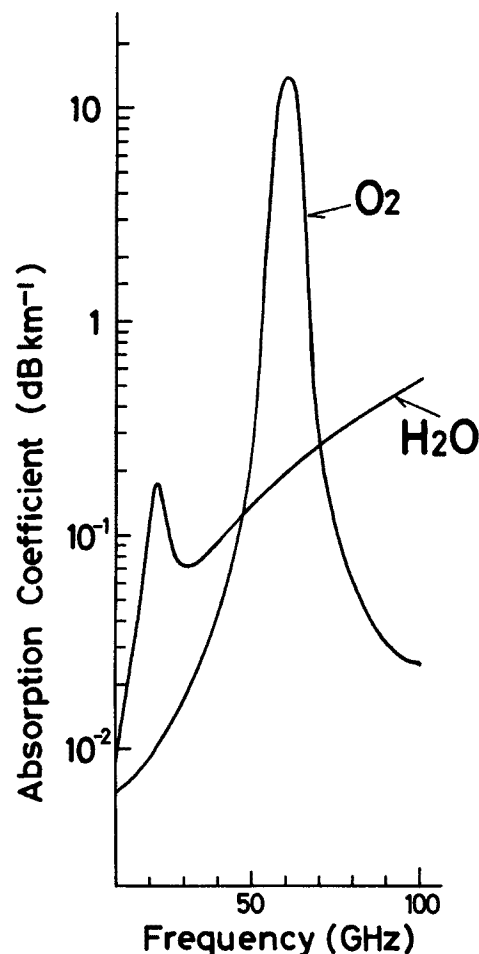


Fig. 1. Absorption spectra of oxygen and water vapor; $T=300$ K, $P=1013$ mb, $\rho_v=7.5$ gm⁻³.

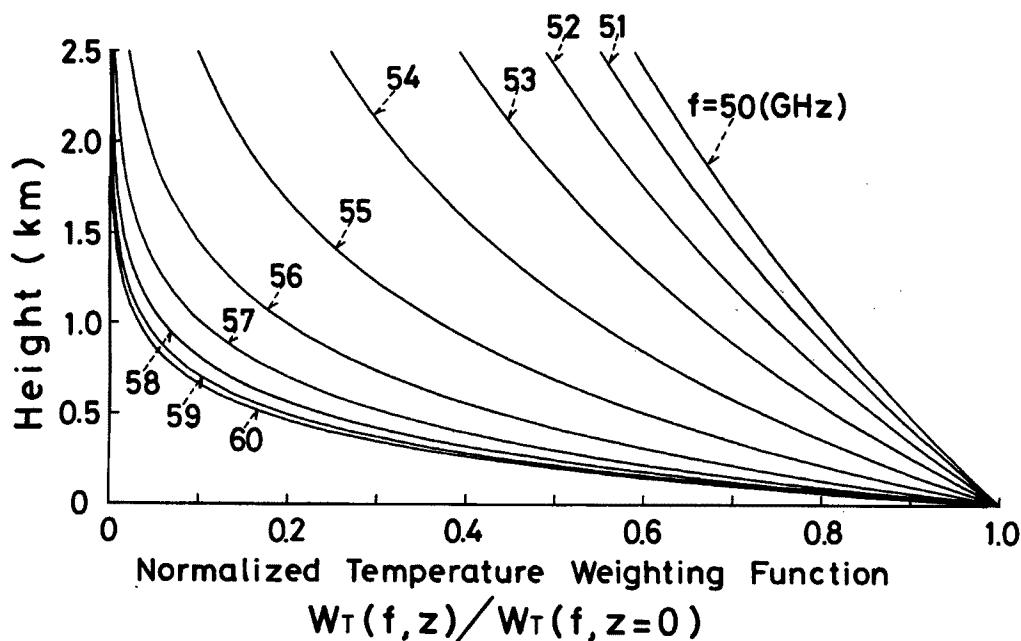


Fig. 2. Normalized temperature weighting functions at frequencies between 50 and 60 GHz along the zenith ($\theta=0$).

く測定周波数をとっても意味がないと考えられる。適当と考えられる周波数 54~60 GHz 間でいくつの周波数が必要かは、大気境界層内での気温高度分布推定において必要とされる高度分解能に依存し、より細かい高度分解能が必要になる程、より多数の周波数を必要とする。

4. 輝 度 温 度

マイクロ波放射計を設計するに際して、実際の大気からの下向き放射がどの程度の輝度温度を示すかを調べる必要がある。ここでは、U. S. Standard Atmosphere, 1976 のモデル大気についてと、1975年 AMTEX の際の宮古島でのラジオゾンデ観測⁹⁾によって得られた大気条件に対して輝度温度を計算して検討を行った。

U. S. Standard Atmosphere, 1976 の大気条件で地表気温は 288.15Kである。この時の周波数 54~60 GHz に対する輝度温度の計算結果を **Table 1** に示す。周波数 54~60 GHz に対して輝度温度は約 259~286 K の値となり、低い周波数では周波数の変化に対する輝度温度の変化が大きく、60 GHz 付近ではその変化は小さい。これは、3章で見たように周波数 60 GHz 付近では気温荷重関数の形があまり変わらないということによる。

次いで、1975年 AMTEX の際の宮古島でのラジオゾンデ観測によって求められた **Fig. 3** に示す例の大気条件に対して計算を行った。先程のモデル大気の場合とは異なり、水蒸気による寄与も含めて輝度温度を計算した。その結果を **Table 2** に示す。3例の地表気温は約 286~293K であるが、周波数 54~60 GHz に対して約 260~291 K の値が得られた。この3例では地表気温が異なるので、

Table 1. Brightness temperatures T_{DN} calculated for the U.S. Standard Atmosphere, 1976.

Frequency (GHz)	Brightness temperature T_{DN} (K)
54.0	259.08
55.0	279.67
56.0	283.88
57.0	285.22
58.0	285.83
59.0	286.12
60.0	286.26

Table 2. Brightness temperatures T_{DN} calculated for aerological data at Miyakojima in 1975. Contribution from water vapor is included.

Frequency (GHz)	T_{DN} (K) 0230, Feb. 15 (case 1)	T_{DN} (K) 0830, Feb. 22 (case 2)	T_{DN} (K) 2030, Feb. 27 (case 3)
54.0	263.44	260.19	266.71
55.0	282.51	277.75	285.21
56.0	285.56	280.94	288.58
57.0	286.52	282.30	289.75
58.0	287.03	283.02	290.35
59.0	287.32	283.39	290.67
60.0	287.46	283.57	290.83

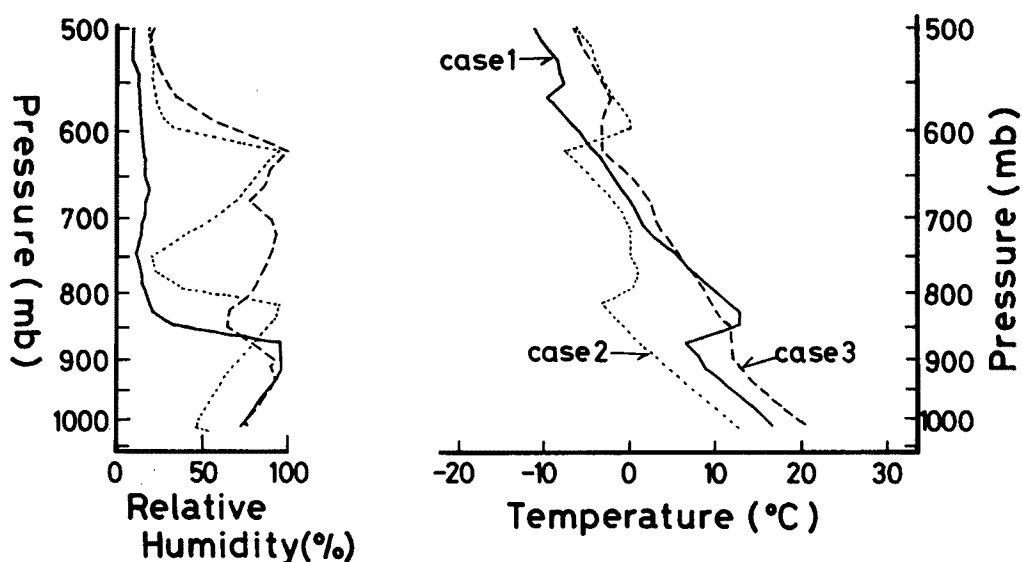


Fig. 3. Temperature and relative humidity profiles at Miyakojima in 1975; case 1 : 0230 JST, February 15, case 2 : 0830 JST, February 22, case 3 : 2030 JST, February 27.

3例の気温高度分布の形の違いがどのように輝度温度に現れるかを明らかにするために、55～59 GHzの各周波数での輝度温度の、60 GHzでの輝度温度に対する差をFig. 4に示した。それによれば、周波数58 GHzにおいてその違いは0.2K程度しかないことがわかる。放射計の測定精度はその程度以下でなければ、これら3例の気温高度分布の違いを輝度温度から認識することはできないことになる。

5. 水蒸気の影響

ここまでの議論では、水蒸気による吸収、放射は酸素分子によるものに比べてはるかに小さく、その影響は小さいものとして扱ってきた。しかし厳密には、特に混合比が高い場合には、その影響が無視できなくなることも考えられる。そこで、水蒸気によってどの程度輝度温度の値が影響を受けるかを調べた。

4章で取り扱った1975年 AMTEXの際の宮古島でのラジオゾンデ観測による大気条件のうち、case 1の大気条件について、Table 1に示した酸素分子に水蒸気の寄与を考慮した場合と、水蒸気の寄与を除去し

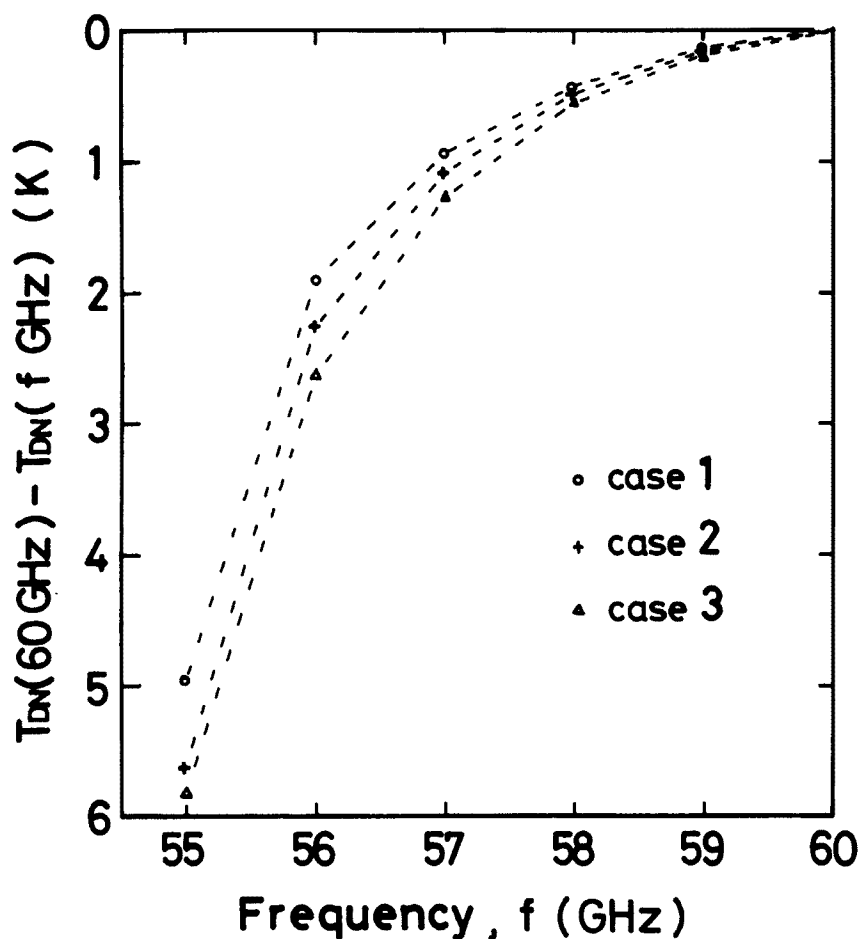


Fig. 4. Difference of brightness temperature at each frequency (55~59 GHz) from brightness temperature at frequency of 60 GHz.

Table 3. The effect of water vapor on brightness temperatures.
Calculated for aerological data at Miyakojima in 1975
(case 1 : 0230 JST, February 15).

Frequency (GHz)	T_{DN} (K) ($O_2 + H_2O$)	T_{DN} (K) (no H_2O)	difference (K)
54.0	263.44	261.69	1.75
55.0	282.51	282.24	0.27
56.0	285.56	285.47	0.09
57.0	286.52	286.46	0.06
58.0	287.03	286.99	0.04
59.0	287.32	287.28	0.04
60.0	287.46	287.43	0.03

た (κ_{H_2O} , $f(z)=0$ とする) 場合の輝度温度の値を **Table 3** で比較した。これによれば, 60 GHz 付近では水蒸気の影響は小さく 0.05K 程度であるが, 低い周波数になる程その影響は大きくなり, 55 GHz では 0.3K,

54 GHz では1.7Kにも達する。

次に、より一般的な場合に水蒸気の影響がどの程度あるかを調べるために、3章及び4章で取り扱った U. S. Standard Atmosphere, 1976 のモデル大気に水蒸気高度分布を仮定して与え、水蒸気密度の増加に伴う輝度温度の値の変化を調べた。仮定された水蒸気密度の高度分布 $\rho(z)$ は、地表 ($z=0$) での水蒸気密度を ρ_0 として、

$$\rho(z) = \rho_0 \exp(-z/2000) \quad (z \leq 4000 \text{ m}) \dots \dots \dots (13)$$

$$\rho(z) = \rho(z=4000 \text{ m}) \exp(-(z-4000)/1500) \quad (z > 4000 \text{ m}) \dots \dots \dots (14)$$

であり、 ρ_0 として2.5, 7.5, 12.5 (gm^{-3}) の3通りを与えた。これに対する計算結果を **Table 4** に示す。周波数 60 GHz では水蒸気の影響は小さく、 $\rho_0=12.5 \text{ gm}^{-3}$ でも水蒸気なしの輝度温度に比べ0.04K 増加するだけである。ところが低い周波数になる程水蒸気の影響は大きくなり、周波数 54 GHz では $\rho_0=12.5 \text{ gm}^{-3}$ で2.44K も増加する。

Table 4. The effect of water vapor on brightness temperatures. Assumed water vapor profile is added to the model atmospheric condition (U.S. Standard Atmosphere, 1976).

Frequency (GHz)	T_{DN} (K) (no H_2O)	T_{DN} (K) $\rho_0=2.5 \text{ gm}^{-3}$	T_{DN} (K) $\rho_0=7.5 \text{ gm}^{-3}$	T_{DN} (K) $\rho_0=12.5 \text{ gm}^{-3}$
22.235	3.52	11.96	27.85	42.52
54.0	259.08	259.57	260.55	261.52
55.0	279.67	279.76	279.94	280.12
56.0	283.88	283.91	283.97	284.03
57.0	285.22	285.24	285.27	285.30
58.0	285.83	285.84	285.86	285.88
59.0	286.12	286.13	286.15	286.16
60.0	286.26	286.27	286.28	286.30

以上の検討からわかるように、水蒸気による輝度温度への影響は低い周波数ほど大きく、水蒸気密度が高い時には決して無視できないことがわかる。周波数 54~60 GHz のマイクロ波放射による測定だけでは、低い周波数 (54~56 GHz 付近) での輝度温度の増加が気温高度分布の変化によるのか、水蒸気密度によるのかの判別は困難である。しかし、水蒸気密度を他の方法により知ることができれば、その影響をある程度除去できると思われる。

周波数 22.235 GHz の水蒸気吸収帯での輝度温度の値を計算し **Table 4** の最上段に示した。この周波数 22.235 GHz での輝度温度の測定結果と地表での水蒸気密度の測定結果を併用することにより、大気境界層での水蒸気密度の近似的な分布を推定でき、それを用いて周波数 54~56 GHz 付近の輝度温度の補正が可能と思われる。より厳密に水蒸気の影響を取り除くためには、水蒸気高度分布の推定を水蒸気の吸収帯付近のいくつかの周波数での輝度温度の測定により行うことが必要となる。

6. 結 語

以上の検討結果をまとめると次のようになる。大気境界層の気温高度分布測定用マイクロ波放射計としては、鉛直固定のアンテナを用いた多周波数測定システムがよく、測定周波数はおよそ 54~60 GHz を用いればよい。ただし 60 GHz 付近で測定周波数を細かく取っても意味はない。また、実際の大气からの下向き放射は地表気温約286~293Kの時に周波数 54~60 GHz で約260~291Kの輝度温度を示す。気温高度

分布の違いを放射計で測定する輝度温度から認識するためにはかなり良い輝度温度の測定精度が必要であり、今回調べた例では約0.2K以下の測定精度が必要であるという結果が出た。水蒸気密度が高い時には無視できなくなる。そこで、低い周波数(54~56 GHz 付近)での輝度温度の補正を行う必要があり、周波数22.235 GHz 付近での輝度温度の測定に地表での水蒸気密度の測定を加えることにより、大気境界層での水蒸気密度の大まかな見つめを行う方法が考えられた。

実際の観測時には、地表での気温の測定値を連続的に得ることができ、また音波探査装置(Sodar)が使用できれば気温変曲点の測定が可能である。また低層ゾンデが使用できれば断続的ではあるが気温、湿度の高度分布が得られ、放射計による推定の更正に使え。このような他の測器によるデータを放射計による気温高度分布の推定を行う時の参考とすることができ、これにより精度の高い気温高度分布の連続的測定が可能となるであろう。

マイクロ波放射計を気温高度分布の推定に用いるに際しては、更に検討を要することが残されている。その一つとして、曇天時に使用する場合は、雲による大気放射への影響の問題がある。Decker 他⁹⁾は、凝結水量(鉛直積分)150 μm 程度の雲でも、周波数 53.85 GHz 以下における放射への寄与が大きいことを示した。そして、気温高度分布にはあまり依存せず、凝結水量に強く依存する周波数 31.65 GHz での大気放射の測定を同時に行うことにより、雲による大気放射への影響を見つめることができることを示した。この方法も含めて、雲による大気放射への影響を除去する方法を検討する必要がある。今回の研究の次の課題として、水蒸気・雲の影響の除去を含めた、マイクロ波放射計の輝度温度測定値から気温高度分布への逆変換法の検討を行う予定である。

参 考 文 献

- 1) Westwater, E. R.: Ground-based determination of low altitude temperature profiles by microwaves, Mon. Wea. Rev., Vol. 100, 1972, pp. 15-28.
- 2) Hosler, C. R. and T. J. Lemmons: Radiometric measurements of temperature profiles in the planetary boundary layer, J. Appl. Meteor., Vol. 11, 1972, pp. 341-348.
- 3) Westwater, E. R., J. B. Snider and A. V. Carlson: Experimental determination of temperature profiles by ground-based microwave radiometry, J. Appl. Meteor., Vol. 14, 1975, pp. 524-539.
- 4) Rosenkranz, P. W.: Shape of the 5mm oxygen band in the the atmosphere, IEEE Trans. Ant. Prop., Vol. AP-23, 1975, pp. 498-506.
- 5) Liebe, H. J.: Calculated tropospheric dispersion and absorption due to the 22-GHz water vapor line, IEEE Trans. Ant. Prop., Vol. AP-17, 1969, pp. 621-627.
- 6) Waters, J. W.: Absorption and emission of microwave radiation by atmospheric gases, Methods of experimental physics, M. L. Meeks, ed., 12, Part B, Radio astronomy, Academic Press, 1976, Section 2. 3.
- 7) U. S. Committee on Extension to the Standard Atmosphere: U. S. Standard Atmosphere, 1976, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1976, p. 227.
- 8) Management Committee for AMTEX: AMTEX'75 data report, Vol. 2 Aerological data, 1975, pp. 191-252.
- 9) Decker, M. T., E. R. Westwater and F. O. Guiraud: Experimental evaluation of ground-based microwave radiometric sensing of atmospheric temperature and water vapor profiles, J. Appl. Meteor., Vol. 17, 1978, pp. 1788-1795.