

# 輻射線図の応用

関 谷 溥

## § 1. はしがき

輻射線図の名称、種類、基礎概念については本誌第1巻1号<sup>(1)</sup>に既に報告され、特にエルサッサー W. M. Elsasser<sup>(2)</sup>の線図についてはその報告の中に纏めて述べられているし、大気輻射の最近迄の研究の総合は"大気輻射学"<sup>(3)</sup>が刊行されているので、それを見て戴けば十分であるので、もはや我々素人が述べる必要はないのであるが、主として沢田の続報として、予報等の現業面に役立つような応用的な例題を取扱うことにする。然し続報といっても一応系統を立てないと読まれる人にも不便が多いので、ここでは山本義一の輻射線図について解説し、同氏の線図を使っての応用に限定したい。その方が線図は身近にあるし将来何かと便利であろうと思われるからである。

私自身の不勉強の為に十分表現出来ない所もあり、又この問題は将来に待つ所も多いが、何かの参考になれば幸である。

## § 2. 山本義一の輻射理論と線図の構成

山本の結論を導くためには、考え方の始めから出発しないと具合が悪いのであるが、本文は前述のように続報としての性格のものであり、沢田の報告の途中から入ることにする。

すなわちエルサッサーの方法に従って  $u=0$  (ここでは一応地上にとる) に到達する全輻射量を求めると

$$F = - \int_0^{\infty} dv \int_0^{u_{\infty}} \pi B_{\nu} \frac{d}{du} \tau_f(lu) du \quad (1)$$

となる。(この式は沢田の報文中の(9)式である。すなわち  $B_{\nu}$  は同報文中の  $I_{\nu}$  に相当するもので、キルヒホッフの法則によって振動数  $\nu$ 、(或は波長  $\lambda$ ) 及び温度によってきまる値である。又  $\tau_f(lu)$  は  $\tau_f$  が一般化吸収係数  $l$  と水蒸気量  $u$  の積の函数であることを示している。)

(1) 式を部分積分によって次のようにおく、

$$F = - \left[ \int_0^{\infty} \pi B_{\nu} \tau_f(lu) du \right]_0^{u_{\infty}} + \int_0^{u_{\infty}} du \int_0^{\infty} \frac{d(\pi B_{\nu})}{d\nu} \tau_f(lu) d\nu \quad (2)$$

独立変数を  $u$  の代りに  $T$  にすると

$$F = \int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T_0) d\nu - \int_0^{\infty} \pi \pi B_{\nu}(T_{\infty}) \tau_f(lu_{\infty}) d\nu + \int_0^{\infty} d\nu \int_{T_0}^{T_{\infty}} \frac{d(\pi B_{\nu})}{dT} \tau_f(lu) dT \quad (3)$$

(ここに  $T$  は絶対温度で示しな気温で、 $T_0$  と  $T_{\infty}$  はそれぞれ  $u=0$  (ここでは地面) と  $u=u_{\infty}$  における気温を表わす。)

ここで

$$\int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T_0) d\nu = \pi B(T_0) = \sigma T_0^4 \quad (4)$$

又エルサッサーは

$$\int_0^{\infty} \frac{d(\pi B_{\nu})}{dT} \tau_f(lu) d\nu \equiv Q(u, T) \quad (5)$$

という新しい函数  $Q(u, T)$  を導入したけれども

山本は

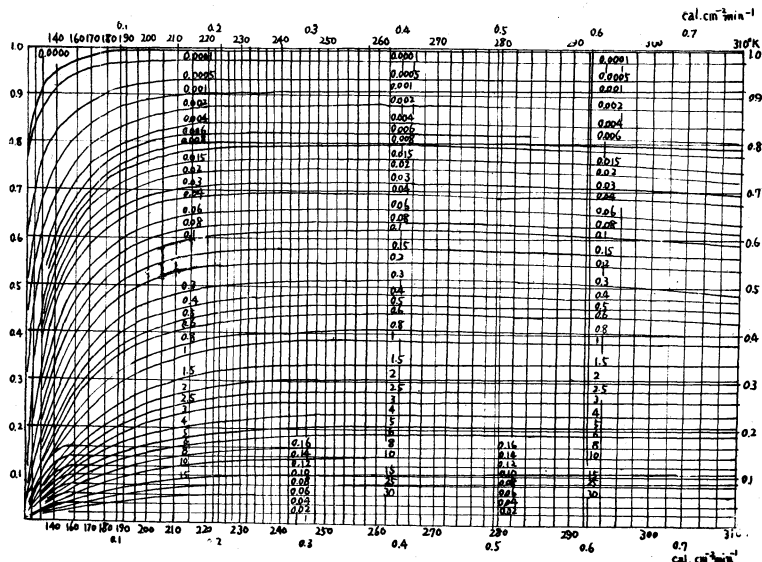
$$\int_0^{\infty} \frac{d(\pi B_{\nu})}{dT} \tau_f(lu) d\nu = \frac{d(\pi B)}{dT} \tau_f(u, T) \quad (6)$$

とした。ここで

$$\frac{d(\pi B)}{dT} = \int_0^{\infty} \frac{d(\pi B_{\nu})}{dT} d\nu = 4\sigma T^3 \quad (7)$$

であり、 $\tau_f(u, T)$  は  $\frac{d(\pi B_{\nu})}{dT}$  を重価函数としたとこ

$u$ (g. cm <sup>-2</sup> )	第1表 $\tau_f(u, T)$ の値			
	$T$ (°K)			
	300	260	220	100
0.0001	0.972	0.972	0.968	0.848
0.0003	0.946	0.949	0.943	0.749
0.0006	0.924	0.928	0.921	0.675
0.001	0.904	0.910	0.902	0.615
0.003	0.848	0.858	0.851	0.482
0.006	0.808	0.821	0.812	0.403
0.01	0.777	0.790	0.781	0.350
0.03	0.698	0.713	0.702	0.260
0.06	0.643	0.657	0.643	0.198
0.1	0.599	0.612	0.597	0.165
0.3	0.500	0.510	0.488	0.103
0.6	0.432	0.439	0.413	0.074
1	0.379	0.384	0.356	0.056
3	0.258	0.259	0.234	0.027
6	0.187	0.188	0.168	0.015
10	0.140	0.140	0.121	0.010
30	0.059	0.059	0.049	0.003



第1図 山本の輻射線図

ろの  $\tau_f(lu)$  の総ての波長に亘っての平均値である。従って  $l$  の函数ではなく  $u$  と  $T$  の函数である。

(6) を用いると (3) は次のようになる

$$F = \pi B(T_0) - \int_0^\infty \pi B\nu(T_\infty) \tau_f(lu_\infty) d\nu - \int_{T_\infty}^{T_0} \frac{d(\pi B)}{dT} \tau_f(u, T) dT \quad (8)$$

ところが

$$\begin{aligned} & \int_0^\infty \pi B\nu(T_\infty) \tau_f(lu_\infty) d\nu \\ &= \int_0^\infty \tau_f(lu_\infty) d\nu \int_0^{T_\infty} \frac{d(\pi B\nu)}{dT} dT \\ &= \int_0^{T_\infty} \frac{d(\pi B)}{dT} \tau_f(u_\infty, T) dT \\ &= \int_0^{\pi B(T_\infty)} \frac{\tau_f(u_\infty, T)}{\tau_f(u_\infty, T)} d(\pi B) \end{aligned}$$

依って

$$F = \pi B(T_0) - \int_0^{\pi B(T_\infty)} \frac{\tau_f(u_\infty, T)}{\tau_f(u_\infty, T)} d(\pi B) - \int_{\pi B(T_\infty)}^{\pi B(T_0)} \frac{\tau_f(u, T)}{\tau_f(u, T)} d(\pi B) \quad (9)$$

となる。

従ってこの輻射線図は横軸に黒体輻射量  $\pi B$  をとり、縦軸には平均の透過函数  $\tau_f$  をとる。補助線として縦軸に平行に等温線が入り、 $u = \text{const}$  の線は横軸にほぼ平行した曲線となる。又この輻射図の作成には水蒸気の透過函数としては Cowling の計算の結果が用いてあり、水蒸気的一般化吸収係数としては Fowle, Adel と Lamp-land, Weber と Randall, 山本と大西等の研究に基いて

得られた結果が使われている。このようにして  $\tau_f(u, T)$  の数値を求めると第1表になる。又有効水蒸気量においてはエルサッサーは圧力効果は気圧  $P$  の平方根に比例するという立場をとっているが、ここでは  $P$  に比例するとした。

即ち

$$u = 1 \int_g^{p_0} q \frac{p}{p_s} dp \quad (10)$$

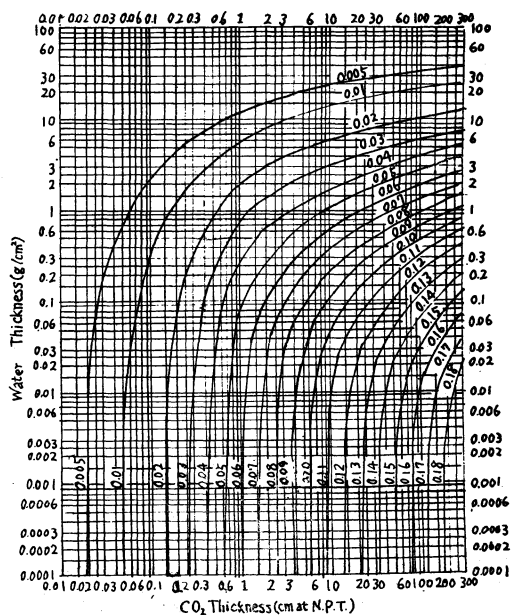
で計算されるものを用いる。このようにして求めた輻射図が第1図である。

次にもう一つエルサッサーのものと違う点は、水蒸気のみで組立てられており、炭酸ガスの影響は別に補正するようにしてある。即ち

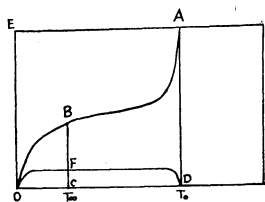
水蒸気と炭酸ガスを含む気層の透過函数はそれぞれの成分の透過函数の積で与えられると仮定した。従って水蒸気のみについての平均透過函数  $\tau_f(u)$  に対する炭酸ガスの補正は次式で定義される  $\Delta\tau_f(u, u_{CO_2})$  で与えられる。即ち

$$\begin{aligned} & \int_0^\infty \pi \frac{dB\nu}{dT} \left\{ \tau_f(lu) - \tau_f(lu) \tau_f(l_{CO_2} u_{CO_2}) \right\} \\ &= \pi \frac{dB}{dT} \Delta\tau_f(u, u_{CO_2}) \quad (11) \end{aligned}$$

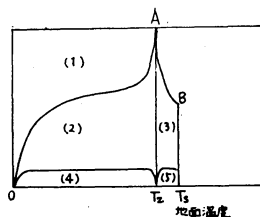
で与えられる  $\Delta\tau_f(u, u_{CO_2})$  だけを輻射線図に描かれた  $\tau_f(u)$  の値から差引かなければならない。炭酸ガスに対しては Callendar の透過函数を用い、既に述べた  $\tau_f(lu)$



第2図 炭酸ガス補正図



第3図



第4図

を使って  $\Delta T_f(u, u_{CO_2})$  を水蒸気量  $u$  及び炭酸ガス量  $u_{CO_2}$  の函数として求めると第2図になる。

§ 3. 図式積分

(9)式によると黒体輻射量  $\pi B$  と平均の透過函数  $\tau_f$  を座標にして線図を作ることが出来るが、前節で述べたような補助線が更に加えられている。即ちこの線図上で(9)式の積分を考える(第3図参照)

第1項は  $\sigma T_0^4$ 、これは  $u=0$  (ここでは地上)における黒体輻射の全量を与えるもので、面積 ODAF である。又第3項はA点からラジオゾンデ観測の結果として得られる  $T$  と  $u$  の関係から求めた面積 CDAB であり、第2項は面積 OCB である。従って F はこれらの差引き、すなわち面積 OBAB である、これに炭酸ガスの補正による面積 ODF を加えると、上方からの輻射量は面積 OBAB + 面積 ODF で与えられる。すなわち図上の単位面積のエネルギーを決定しておけば、この面積をグラフ若くはプランイメーターで測定して直ちに輻射量を計算することが出来る。

以上は上方からの輻射量だけについて沢田の報文の中のエルサーの式から入って山本の輻射図に変換して説明して来たのであるが、下方からの上向きの輻射量の計算にもそのままあてはめることが出来る。ただこの場合には  $u$  が下向きに増すだけである。いずれの場合も、考えている面を  $u=0$  の面としてそれから上方や下方に  $u$  が  $T$  と共にどのように変化しているかを線図上に表

わせば良いのである。第4図にこのような場合を考えて見よう。上方からの輻射量は水蒸気からは同図の(1)で、炭酸ガスの補正による面積は(4)であるから加えたものは第3図と同様に(1)+(4)で与えられるが、その下方から受ける輻射量については次のように考える。その面を  $u=0$  とし、それから地表面までの間の気層の  $T$  と  $u$  との関係が例えば  $\overline{AB}$  のようであったとする。この場合には気層の含む水蒸気及び炭酸ガスのほかに地表面が出す輻射のエネルギーをも考えなくてはならない。地表面はこの場合黒体と考える。従って自由大気中の水平面がその下方にある気層および地表面から受ける輻射量は炭酸ガスの補正を入れると面積(1)+(2)+(4)+(3)である。すなわち上方からの輻射よりも、差引き面積(2)+(3)だけ余計に下方から上向きの輻射量となる。

§ 4. 図式積分の実例

(a) 有効水蒸気量  $u$  の計算例

有効水蒸気量は圧力効果が気圧  $p$  に比例するととして計算してあることは、すでに(10)式で述べたが、そのように仮定すると

$$\Delta u = \frac{q}{g} \frac{p}{p_s} \Delta p \tag{12}$$

となる。

ここで  $\Delta u$  ( $g/cm^2$ ) :  $\Delta p$  間における有効水蒸気量、 $g$  ( $cm/sec^2$ ) : 重力の加速度、 $\bar{q}$  ( $1kg$  の空気中に含まれる水蒸気の  $q$  数) :  $\Delta p$  間における平均比湿、 $\bar{p}$  ( $mb$ ) :  $\Delta p$  間の平均気圧、 $p_s$  :  $1000mb$ 、 $q = 644 \frac{e}{p}$  である。1953年5月2日仙台におけるラジオゾンデの観測を使って輻射図に記入すべき  $u-T$  関係を求めて見ると第2表になる。 $u$  としては表より判るように輻射量を求めようとする高さを基準 ( $u=0$ ) にして値を求めておく必要がある。

第 2 表

$p$ (mb)	$T$ (°k)	$H$ (%)	$\Delta p$ (mb)	$p$ (mb)	$e$ (mb)	$q$ (g/kg)	$\bar{q}$ (g/kg)	$\Delta u$ ( $g/cm^2$ )	基準面 $u$ ( $g/cm^2$ )	
									1019(mb)	850(mb)
1019	278.1	85			7.36	4.49			0	0.480
			19	1010	7.36	4.49	4.25	0.083		
1000	277.8	76			6.44	4.01			0.083	0.397
			100	950	6.44	4.01	3.16	6.306		
900	272.5	58			3.34	2.31			0.389	0.091
			50	875	3.34	2.31	2.03	0.091		
850	269.6	53			2.40	1.75			0.480	0
			50	825	2.40	1.75	1.57	0.066		
800	267.1	49			1.79	1.39			0.546	0.066
			100	750	1.79	1.39	1.11	0.085		
700	263.6	35			0.94	0.83			0.631	0.151
			100	650	0.94	0.83	0.50	0.033		
600	256.9	24			0.35	0.36			0.664	0.184
			100	550	0.35	0.36	0.26	0.015		
500	250.4	17			0.13	0.16			0.679	0.199
			100	450	0.13	0.16	0.18	0.008		
400	244.7	28			0.12	0.19			0.687	0.207

このようにして求めた  $u$  と  $T$  とをプロットすると、地上(1019mb)を基準面とした場合が第5図であり、850mbを基準面としたものが第6図である。

(b) 有効炭酸ガス量  $u_{CO_2}$

の計算例

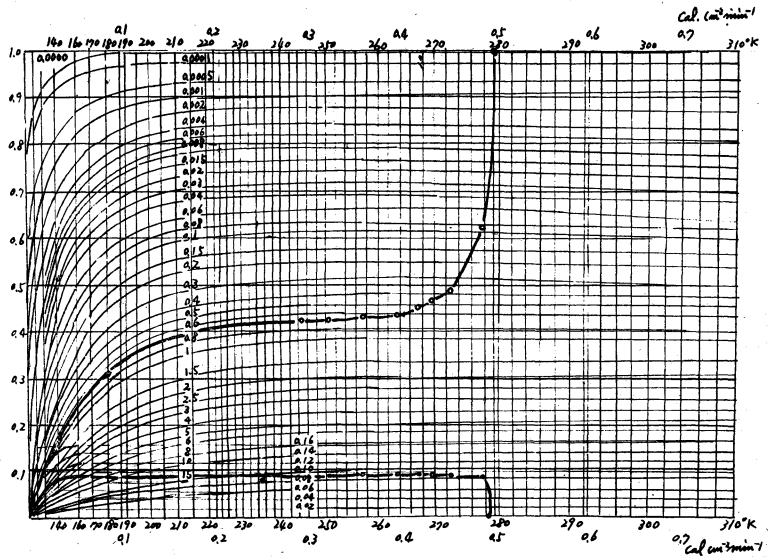
大気中の炭酸ガスの量が場所及び季節によって変化することは予想される所であるが、余り大きな変化をしないので今気柱内の各高度で炭酸ガスの体積百分率が一定であると仮定し、地表の炭酸ガスの分圧は0.32mbとする。

又気圧が高さによって遞減する割合を  $e^{-0.138 \times 10^{-5} z}$  ( $z$ :cm単位)に比例するとし、圧力効果は  $k$  に比例するとする。すると地表から高さ  $z$  までの気柱に含まれる有効炭酸ガス量は次の如くなる。

$$u_{CO_2} = \frac{\rho_0}{\rho(N.P.T)} \int_0^z e^{-0.276 \times 10^{-5} z} dz$$

$$= \frac{32}{0.276} (1 - e^{-0.276 \times 10^{-5} z}) \quad (13)$$

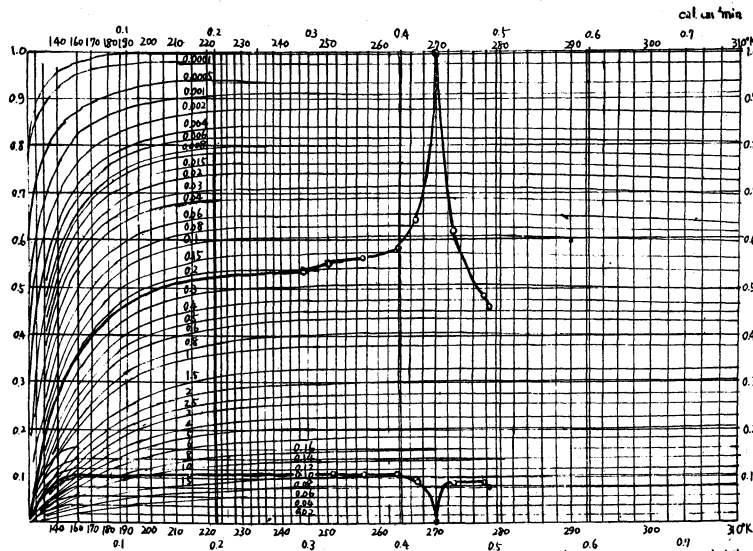
ここで  $\rho_0$  は地表に於ける炭酸ガスの密度、 $\rho(N.P.T)$  は標準気圧及び気温のもとに於ける炭酸ガスの密度で  $u_{CO_2}$  の単位は標準気圧、及び気温の炭酸ガス柱の高さを cm で表したものになる。(13) 式で計算した気柱内の  $u_{CO_2}$  の分布は第3表になる。



第5図 地上に於ける輻射量計算例

第3表 有効炭酸ガス量の高度分布

高度 (km)	$u_{CO_2}$ (N.P.Tに於ける cm)	高度 (km)	$u_{CO_2}$ (N.P.Tに於ける cm)
0	0	6.0	93.8
0.1	3.2	7.0	99.2
0.2	6.2	8.0	103.2
0.5	15.0	9.0	106.4
1.0	28.0	10.0	108.7
1.5	39.3	11.0	110.5
2.0	49.2	12.0	111.7
3.5	57.8	13.0	112.8
3.0	65.3	14.0	113.5
3.5	71.8	15.0	114.2
4.0	77.5	16.0	114.6
4.5	82.5	20.0	115.5
5.0	86.8	∞	116.0



第6図 850 mb 線に於ける輻射量計算例

この値を前項のゾンデの観測値の相当する高度に入れて  $u_{CO_2}$  の値を求め、更に第2図(炭酸ガス補正図)から  $CO_2$  の補正值を求めると第4表となる。

このようにして出した値を前の水蒸気のみから出した図に記入すると第5図、第6図の下の補正値の曲線が引かれる。

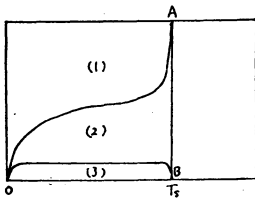
§ 5. 色々な大気の状態における輻射量

(a) 晴天の場合の地上の輻射量 (第7図参照)

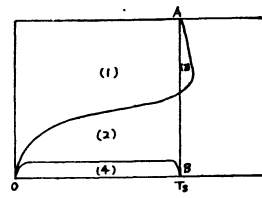
第4節で線図の実例を述べたようにゾンデの観測値を使うと、 $u-T$  曲線として  $\widehat{AO}$  が、又炭酸ガスの補正の曲線として  $\widehat{BO}$  が描かれる。すなわち大気からの輻

第 4 表

P(mb)	T(°k)	Z(m)	u CO <sub>2</sub> (N.P.Tに方ける cm)		CO <sub>2</sub> の補正值	
			1019(mb)	850(mb)	1019(mb)	850(mb)
1019	278.1	0	0	39.3	0	0.086
1000	277.8	193	6.0	33.3	0.086	0.088
900	272.5	1045	28.1	11.2	0.086	0.095
850	269.6	1499	39.3	0	0.086	0
800	267.1	1976	48.6	9.3	0.086	0.096
700	263.6	3012	65.5	26.2	0.086	0.106
600	256.9	4189	79.4	40.1	0.088	0.108
500	250.4	5539	90.6	51.3	0.089	0.111
400	244.7	7161	99.9	60.6	0.090	0.112



第 7 図



第 8 図

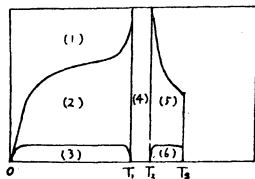
輻射量は (1) 及び炭酸ガスの補正 (3) により、面積 (1) + (3) で与えられる。

又地面の上向きの輻射量は面積 (1) + (2) + (3) で、従って地面からの上向きの正味の輻射量は (2) になる。夜間における正味の輻射量等を出す場合には (2) の面積から輻射エネルギーを面積計算して求めることが出来る。例えば前節の第 5 図の場合の正味の輻射量を出すと 0.148 cal cm<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup> となる。

(b) 晴天の場合で然も逆転のある場合の輻射量 (第 8 図参照)

地面付近で気温の逆転がある場合は u-T 曲線は第 8 図のようになり、地面から出て行く上向きの正味の輻射量は面積 (2) - (3) になる。従って擾乱等の他の効果を考えなければ、逆転が出来ると夜間輻射量は次第に減少する。(もっとも傳導による熱はこの場合輻射と同様な効果をもたらすけれども)。然し風等のある場合は逆転のある場合の方が、輻射量は大きくなることが多い。然しこの場合の互の因果関係はむづかしいことではある。一例として前述の例題の 2 日後すなわち 1953 年 5 月 4 日 0 時の仙台の観測について輻射量を図計算して見ると、同日は逆転が認められたが、その時の値は 0.128 cal cm<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup> となる。2 日の値と比べると 0.02 cal cm<sup>-2</sup> min<sup>-1</sup> だけ少い。divergence のことは後で述べるけれども、輻射によって

逆転が発生し、逆転が出来ると地上からの輻射量が減少し、逆に逆転上の輻射量が増えて逆転が解消するような働きをしていることは面白いことで



第 9 図

ある。

(c) 空が雲で蔽われている場合の雲層における輻射量 (第 9 図参照)

次に空が雲で蔽われている場合を考えよう。雲は赤外輻射に対しては殆んど黒体と考えてよく (勿論水滴の大きさや雲の厚さに関係することではあるが) 従って雲の上下の表面は、無限の厚さをもった等温層で置きかえて考えることが出来る。今雲の上面及び下面の温度を夫々 T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> (T<sub>1</sub> < T<sub>2</sub>) としよう。すると雲の上面から失われる差引きの輻射量は第 9 図の面積 (2) で与えられる。又雲の下面においては雲から発せられる下向きの輻射量は面積 (1) + (2) + (3) + (4) であり、雲の下の気層及び地表から雲へやって来る上向きの輻射量は炭酸ガスの補正を考えると (1) + (2) + (3) + (4) + (5) で与えられるから、結局差引き雲の下面は (5) の輻射を受ける。従って雲の層全体としては面積 (5) - (2) の輻射量を得て、それに相当した加熱をすることになる。(5) や (2) の面積は第 9 図でよくわかるようにすなわち (2) では (雲頂での放熱) T<sub>1</sub> が高い時程、いいかえれば雲頂高度の低い時程水蒸気量も関係することではあるが一般的に大きくなり、(5) では (雲底から雲層に入る輻射量) T<sub>2</sub> の温度の低い時程、すなわち雲底高度の高い時程大きく低い時は小さくなる。従って雲層上下の温度 T<sub>1</sub> と T<sub>2</sub> の差が常に等しい場合には、雲層の低い時は面積 (5) - (2) は一般的に負になる。これは低い雲層は輻射によって冷却し易いことを示す。然し高い雲層になると (2) に比して (5) が大きくなるので (5) - (2) は正になったり負になったりする。そしてむしろ正の場合の方が多い。この問題は二、三の例については出してあるが、一般的に論ずる程の資料もないので、将来の問題としたい。このような層の輻射量の入出力を出す目的で行われた実験としては古くは Ångström のものがある。(4) すなわち空中に Black body を水平に置いて、下方からの正味の輻射量と、その面から出て行く上向きの正味の輻射量を自由気球で観測したものである。これは 1922 年 7 月 3 日の 22 時頃から始められた。これによると

高度(m)	975	1350	2000	3000	4000
得た放射量 (cal cm <sup>-2</sup> min <sup>-1</sup> )	0.015	0.000	0.008	0.019	0.036

となっている。

これは必ずしも上述の結果を説明していないけれども、1350 m で一旦零になってそれ以上では増加している、これと同じようなことは更に1923年6月5日～6日の夜に行われ、この時には1200m迄は差引き負の放射量であったが、それ以上になって値は正になり、2000mで0.036になり観測の出来た一番高い2750mの所では0.055であった。この場合にはおよそ2600mから2850mの所に雲量の変化する層があった。そして雲の高さ以上の3300mでは又負になり-0.226、4000mでは-0.216となっていた。このようなことは前述のことをある程度裏付けるものである。最近の研究としてはエルサッサーの放射図を使ってLondon<sup>(5)</sup>が北半球の3月のデータについて調べたものが大気放射学に引用してあるが、それによると晴天の場合には正味の放射量のdivergenceから得られる冷却の緯度及び高度分布は最大2.0°C/dayで、赤道の10km付近にあるが、平均雲量を与えて求めると、その高度が下って来て中層雲の辺に冷却の最も大きい所が現われることを示している。その他放射の問題としては成層圏の問題等重要なものも多いが、ここで気象的な問題として二、三触れて置きたい。すなわち雲層の冷却が雲の高さによって冷されたり、温められたりすることで我々が注目すべき現象としては、上層雲が夜間に解消し易いのに、下層雲は逆に夕方から朝にかけて濃くなり、時には朝雨の現象を起したりすることである。これらの問題は今迄の所前線の移動とか、収斂、発散等の影響として片付けられているが、(結果的にはその様な機構であるかも知れないが)どうしてそうゆう結果になったのかは不明である。この問題を放射の問題として高橋喜彦<sup>(6)</sup>が日蝕時の雨についてかつて問題にされたこともあるが、ここでもう一度放射の問題として解決すべき点があることを指摘して置きたい。その他豪雨が日変化をする事等も色々な資料から目下検討中である。しかしながら雲から雨の問題は簡単なものではないし、冷却といっても他の色々な項が入って来るし、ゾンデ観測そのものから雲層を決定することもそう簡単なことではない、それに現在のゾンデの観測網からはこのようなこまかいことはなかなかむづかしい。

#### (d) 空が雲で蔽われている場合の地表の放射量

(第9図参照)

雲層の放射量は前項のようにして求めることが出来るが、このような場合の地面の放射量も容易に求めることが出来る。前述のように雲の下面においては、下向きの放射量は面積(1)+(2)+(3)+(4)であり、地面から出て行く上向きの放射量は地表から雲底迄の気層の

水蒸気量と炭酸ガスの補正を考えると(1)+(2)+(3)+(4)+(5)となるので、結局差引き(5)が地表から出て行く正味の放射量となる。第7図の(2)と比べると同じ温度ならば雲のある場合の第9図の(5)は非常に小さいので、放射によって地面から出て行く正味の値はそれだけ小さくなる。これが雲のある場合の地面の冷えにくい理由である。又前項でも述べたように $T_1$ に比べて $T_2$ が低ければ低い程、すなわち雲底が高いもの程放射量は大きくなる。下層雲の時に比較的冷えにくく、上層雲で割合冷え易いのはそのためである。Asklöfが雲のある夜にやった観測は、この結論を大體支持している。Asklöfの晴夜及び曇夜の観測は1918年の3月から6月の間にやったものがある。その時の晴れた夜に地面から出る差引き正味の放射量は凡そ0.15から0.20(cal cm<sup>-2</sup>min<sup>-1</sup>)で、曇天の場合は次の様な平均値になった。

雲の種類	差引正味の放射量 (cal cm <sup>-2</sup> min <sup>-1</sup> )	平均雲高 (upsala)
乱層雲, 層雲, 層積雲	0.023	1.5km
高積雲	0.039	2.8"
巻層雲	0.135	6.4"
快晴	0.169	—

すなわち高い雲の時は、可成り晴天のものに近いが、低い雲の時は晴れた夜の7/1位である。

#### (e) その他の状態

実際の現象としてはその他の場合、すなわち雲がまばらにある場合、雲が非常に薄くて黒体として考えられにくいもの等がある、むしろこの様な場合の方が全体としての大部分を占めている。従ってこのような場合こそ実は重要な問題であるが、今迄述べて来た線図からは直接求めることはむづかしい。然し(a)(b)(c)(d)で述べたような場合における値が求められると、内挿することによってある程度の値は求められるし、強いて求めようとするならば観測の手段を通じて統計的に求めることも出来る。例えば観測を通じて色々な雲量の時の値をÅngströmが求めたものとしては

$$R_m = (1 - 0.09m)R_0$$

がある。ここでは $R_m$ 雲量 $m$ の時の地面が失う放射量、 $R_0$ は同じ条件のもとにおける晴れた日の地面の失う放射量である。然し前にも述べたように雲の高さが異なると同じ気温、湿度でも値は異なるので、高度に応じて適当な常数をつけ、又雲の型によって異なった式を用いることが必要である。

## § 6. 放射冷却

### (a) 気層の冷却

放射線図は一つの水平面を上方から下向きに到達するエネルギーと、逆にその面に下方から上向きに到達するエネルギーを与える。従って両者の差はどちらか一方に

その面を通して流れるエネルギーの大きさを与える。すなわち大気層の各高さに於ける差引き正味の輻射エネルギーの大きさがわかると、その気層が輻射によって冷却又は加熱される割合を求めることが出来る。すなわち差引きの輻射エネルギーの divergence  $\frac{dF}{dz}$  は、高さ  $dz$  の層からの熱の損失に等しい、ただし実際問題としては輻射量の divergence を求めることは困難であるから、有限な高度差をもつ2点の差引きの輻射量の差を求めることで我慢しなければならぬ。高さ (1) 及び (2) の点における差引きの輻射量及び気圧を夫々  $F_1, F_2, P_1, P_2$  とすると、気層の温度変化  $\Delta T$  は

$$F_1 - F_2 = \frac{c_p (p_1 - p_2)}{g} \Delta T$$

であるから

$$\Delta T = \frac{g}{c_p} \frac{F_1 - F_2}{p_1 - p_2}$$

となる。但し  $c_p$  は空気の定圧比熱、 $g$  は重力の加速度前に述べた London の値もこのようにして出した値であって、その大きさは最大が  $2^\circ\text{C/day}$  の order であった。そして雲がある場合にもその大きさには余り変化はないが、前述のように高度が下って来て最大の所が平均値としては中層雲の高度に現われることを示した。これは雲がある場合地上が冷えにくいこと、比べると、雲の存在は中層雲以下の大気を輻射によって不安定化させる傾向にあることを示すものである。然し前にも述べたように平均的にはこのようになっても個々の気象現象として論ずる時は雲の高さ及び水蒸気量の分布が影響していること勿論である。

### (b) 地面の冷却

夜間の地面の輻射については前節で述べたけれども、温度変化は輻射で熱を失った地面が、どれ位速に地面内部からの伝導によって熱を補給されるかということと関係している。この関係を最初に解いたのは Brunt<sup>(7)</sup> である。すなわち Brunt は地表とそれに接する気層の間に熱の伝達はない、夜間の輻射量は一定の値をとるといふ二つの仮定のもとに熱伝導の微分方程式を解いた。この解き方は Brunt の教科書の中によく説明してあるので紙面の関係上述べないが、夜間の地面の温度  $T$  は

$$T = T_0 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{R_N}{\rho_1 c_1 \sqrt{k_1}} \sqrt{t} \quad (13)$$

ここで  $T_0$  : 日没時の地面温度、 $R_N$  : 夜間の地面から大気に向う輻射による差引きのエネルギー ( $\text{gcal cm}^{-2}, \text{sec}^{-1}$ )、 $\rho_1, c_1$  は地面の密度と比熱  $k_1$  地面の熱伝導係数、 $t$  は秒で測った日没を基点とした時間、

ところがこの式を使う時には第一にどんな条件のもとで導き出されたかを考えておく必要がある。すなわち詳

しいことは Brunt の教科書を見て戴けばよいのであるが、第1に  $z=9$  の所で  $\frac{\partial T}{\partial z}$  は  $t=0$  の所を除いてはいつも一定で  $t=0$  だと積分の下限は不定になってしまうこと、それで (13) で表わされる解は外向きの輻射量が初め ( $t=0$  の時) 0 であり、その後瞬間的に  $R_N$  にとび上げる様な場合に相応している。したがって  $t$  が極く小さい値の時は除かねばならない。又下層雲で全天曇っていた空が急に晴天になったような場合は、小さかった夜間輻射量が急に大きくなるので、雲がなくなってから1時間後の気温降下を (13) 式で可成の正確さで予報することが出来る。

然し前の二つの大きな仮定は根本的なものであるのでその後の研究者は、これらの仮定をはずした場合の解を求めることに努力して来た、Philipps, Jaeger, Knigting, Groen 等がその主なものであるが、Groen<sup>(8)</sup> は Brunt の第1の仮定はそのままとして第2の仮定である  $R_N = \text{const}$  というのを  $R_N = R_{N0} + f(T - T_0)$ 、ここで  $R_{N0}$  は  $t=0$  に於ける夜間輻射、 $T_0$  はその時の温度、 $f$  は係数で地面付近の風速や水蒸気量及び土地の熱的性質に関係するが、大体の所

$$f = 0.3 \text{ cal deg}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ hour}^{-1} \text{ とした。}$$

このようにして熱伝導の微分方程式を解いた結果は

$$T - T_0 = \frac{R_{N0}}{f} \left[ -1 + \exp p \left( \frac{\rho_1 c_1}{f^2 t} k_1 \right) \cdot \left\{ 1 - \phi \left( \frac{f}{\rho_1 c_1} \sqrt{\frac{t}{K_1}} \right) \right\} \right] \quad (14)$$

となる。これの詳しいことは山本の教科書にもものっている。扱ってそれではこのような式によって実際の地面温度の冷却を求めた場合にどの位の違いがあるだろうか、

$\tau = (\rho_1 c_1 k_1^{\frac{1}{2}} / f)^2$  とすると、 $\frac{t}{\tau}$  の小さい値 ( $< 0.02$ ) に対しては二つの表現は似たようなものである。然し  $t$  が大きくなると随分離れてくる。然し極地方等は別として中緯度の夜間の輻射冷却を求める場合等には大した差異はなく、9時間で Groen の型を使うと  $8^\circ\text{C}$  の降下になるのに対して、Brunt の型では  $10^\circ\text{C}$  の降下になる。この値は条件によって色々異なるけれどもこの程度の差である。又 Brunt の型は最初の仮定にもあるように大きく出するので、霜の予報等の場合にはむしろよいと思われる。

然し両式共に一番問題となるのは  $\rho_1 c_1 k_1^{\frac{1}{2}}$  等の値である。すなわちこのような物理常数は表面層の状態 (例えば雨の前と後といったような) や性質、雪の有無等で随分変るといふことである。例えば Brunt は  $\rho_1 c_1 k_1^{\frac{1}{2}}$  の値は雪の為に乾燥土壌の  $\frac{1}{10}$  になることを指摘し、それが極地等の温度に大きく影響していることを示した。この事は東京付近でも雪が降ると温度が異常に低下するこ

## 参考文献

- (1) 沢田龍吉：輻射線図，天気，1954，14-7.
- (2) Elsasser, W.H., : An atmospheric radiation-chart and its use. Quart. J. Roy. Met. Soc. 1940. 66. 41.
- (3) 山本義一：大気輻射学，岩波書店，1954.
- (4) Brunt, D., Physical and Dynamical Meteorology. 2nd ed. Cambridge Univ. Press. 1939.
- (5) London, J. The distribution of radiational temperature change in the northern hemisphere during March. J. Meteor. 1952 9. 145.
- (6) 高橋喜彦；日射及び夜間輻射が直接雲に及ぼす影響について，中央気象台彙報 昭和18年 第22册 124-145.
- (7) Brunt, D., Note on radiation in the atmosphere Quart. J. Roy. Met. Soc. 1932, 58. 389.
- (8) Green, P., Note on the theory of nocturnal radiational cooling of the earth's surface. J. Meteor. 1937. 4, 63. (気象研修所)

とは認められている所であるが，雪は太陽光線を晝間に反射してしまふ効果もあるので，全部  $\rho_1 c_1 \sqrt{k_1}$  の効果としてしまふわけにもゆかない．とにかく温度降下の予報となるとこの辺に困難さが横たわって，純理論に解決出来ないむづかしさがある．

## § 7. 結語

以上数節にわたって輻射線図の応用と題して論じて来たのであるが，この問題はまだまだ線図そのものについても将来に残された問題が多い．特に応用となると未解決の分野が多く，局地気象等に対してはある程度の応用はなされている訳であるが，広範囲な現象すなわち大気の上層に於ては，成層圏の問題は別として単に小さい項として無視されている．しかし毎日の気象現象に対しては小さい項でも引金作用として働いている事はあり得るわけで，平均的に小さいからといって必ずしも軽く扱うわけにはゆかない．このような意味で予報者等は常にどこかにこのような項のあることも忘れずにいたいものである．

この原稿は研修所の予報科の局地予報の講義の一節として行ったものである，尚例題等の計算や図その他は同室の島田芳夫氏の協力によって出来上ったものである．

## 180 頁よりつづく

もう1時間位の間に渡島半島西部に上陸し東海北部に向って横断するか，または日本海岸を北上する可能性があります．

現在までの雨量は南部で30mm内外中部で10~20mmとなっており風は本道南部は石狩地方を除いて一般に東または南東の風が15~20 mで，その他の地方は海岸で15 m，内陸では10 mまたはそれ以下となっています．風雨は現在ぐんぐん強くなりつつあります．最も強い時期は今から今夜半過ぎまでで明朝は弱まりましょう．

なお，最も雨の強い時間は8時間乃至4時間で，西部では全雨量80 mmの見込です．

なお，札幌管区では26日から27日7時20分までに台風情報を16回，この間，26日12時には暴風雨警報を発令した．

## 3. 函館海洋気象台のとった処置

函館海洋気象台は26日11時に風雨注意報を暴風警報に切り替え，26日8時に青函局指令室宛に次の鉄道気象通報を送った．

「本文」 風雨が強くなる．

台風が当地方の南方を通過する見込み，全地域とも風雨が強くなる．本日晝頃から強くなる．東風で陸上の最大風速は10~15 m/s，海上の最大風速は15~20 m/s，降水量は30~50 mm，山沿地方の降水量は50~100 mm．

また11時30分には，

「本文」 暴風雨になる(鉄道気象警報)

台風が近づいている．全域とも暴風雨になる．本日晝すぎから強くなる．明朝は弱くなる．東の風後北西の風，陸上の最大風速は20~25 m/s，海上の最大風速は25~30 m/s，降水量は80~50 mm．

以上の外，台風情報，函館地方海上警報など業務法で定められた処置を適宜とつたが，その詳細は省略する．

## § 5. 台風第15号が残していった問題点

台風第15号についてはこれからいろいろ調査研究されるであろうが，筆者が気づいた点を次に列記してみる．

1. 多くの台風は25°Nまたはそれ以南で最低気圧(最盛期)を記録するがこの台風にはそれがなかった．
2. 転向点で減速することが多いのに，これはむしろ加速された．
3. 成熟期または，拡張期が不明瞭であった．
4. 本邦付近にさしかかった時は，前線を伴い，温帯低気圧になったかの観があったが，台風は，全然衰滅期の現象を示さず，むしろ北海道付近でますます発達した．
5. 本邦付近で，台風は明瞭な前線を持っていたにもかかわらず，降水量がその割に少なかった．
6. 26日18時頃，津軽海峡一帯に生じた気象(風速の低下，天気晴れ間等)が台風眼に付随した現象でないとするれば，これは台風一般に伴う現象ではないから今後研究されねばならない．

(中央気象台予報課)