

## 視程の変動\*

野 本 真 一\*\*

## 1. はしがき

視程は地表付近の大気の混濁度を距離で示す気象要素で、航空機や船舶などの交通関係や大気汚染などの公害関係にとってはきわめて重要な指標となる。

地上における水平視程、すなわち視程には観測の方法によって卓越視程、象限視程、最短視程がある。また視距離は本質的には視程と同じものであるが定義と観測の方法が異なる。なお航空など特殊分野では飛行視程、斜め視程、鉛直視程など水平視程以外のものもある。本文ではこのうち地上における水平視程（以下たんに視程と呼ぶ）だけを取り扱い、紙面の関係からその変動の理論と統計的性質についてのみ述べる。

## 2. 視程変動の基礎理論式

現在の視程理論は輝度の対比に基づく Koschmieder の視程式が基本になっている。このほかこの式と光の減衰を示す Allard の式から導かれる光源を目標物とした視程式（夜間の視程式）がある。Koschmieder の視程式から視程は大気の消散係数の関数で示されるが、この消散係数は電磁理論から導かれる Mie 散乱理論によって Wright (1939) の消散係数の式によって示される。

## (1) Koschmieder の視程式 (Koschmieder, 1924)

ある距離にある視程目標を識別できるということは、その目標と背景の見かけの輝度がある程度以上異なるためである。この輝度をそれぞれ  $B$ ,  $B'$  とすれば対比  $C$  は

$$C = \frac{B - B'}{B'} \quad (1)$$

視程目標の見かけ上の輝度  $B$  は、真の輝度  $B_0$ 、観測者と目標の間の距離  $r$ 、この間の大気消散係数  $\sigma$  などにより変動するが、目標が完全黒体 ( $B_0 = 0$ ) で  $\sigma$  の分布

が一様であり、背景を空とすれば

$$B = B'(1 - e^{-\sigma r}) \quad (2)$$

(2) を (1) に代入すると

$$C = -e^{-\sigma r} \quad (3)$$

対比  $C$  がきわめて小さいと目標の存在は視認できないが、ある値以上になると目標は背景から区別できる。このときの  $C$  を対比識別限界値  $\varepsilon$  とすれば  $r$  は視程  $V$  となる。また  $\varepsilon = 0.02$  とした場合の視程が標準視程である。すなわち

$$V = \frac{1}{\sigma} \ln \left| \frac{1}{\varepsilon} \right| = 3.912 \sigma^{-1} \quad (4)$$

## (2) 光源を目標物とした視程式

点光源からの照度の減衰は Allard の法測によって距離の 2 乗に比例するので

$$E = I \cdot e^{-\sigma r} / r^2 \quad (5)$$

ここで  $E$  は照度、 $I$  は光源の強さ、 $r$  は観測者から光源までの距離である。(5) 式の  $I$  または  $r$  を変化させて  $E$  が照度識別限界値  $E_t$  になったとすると (5) 式は

$$E_t = I \cdot e^{-\sigma R} / R^2$$

これを (4) 式に入れると

$$V = R \cdot \ln \frac{1}{\varepsilon} / \ln \frac{I}{E_t \cdot R^2} \quad (6)$$

が得られる (Middleton, 1952)。

この (6) 式は観測所から距離  $R$  の所にある光源の強さ  $I$  の灯火がかすかに見えるときの視程が  $V$  であることを示すものである。そして気象庁地上気象観測法 (気象庁, 1969) には (6) 式から計算される  $I = 100$  カンデラの灯火が見えなくなる距離 (視距離) と視程の関係が表示されており、たとえば星空の暗夜の場合は視程 5, 10 km では 100 カンデラの灯火はそれぞれ 6.8, 11.4 km まで見ることが示されている。

## (3) 電磁理論から導かれる消散係数

可視光線では光の吸収係数  $\sigma_{\text{abs}}$  は散乱係数  $\sigma_{\text{scat}}$  に

\* Variation of Visibility

\*\* S. Nomoto, 気象庁

比較して小さいので

$$\sigma = \sigma_{\text{abs}} + \sigma_{\text{sct}} \doteq \sigma_{\text{sct}} \quad (7)$$

であり

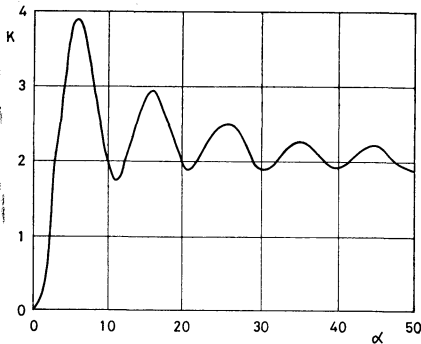
$$\left. \begin{aligned} \sigma &= \int_0^{\infty} S(r, \lambda, m) n(r) dr \\ &= \sum_{i=0}^{\infty} N_i \cdot K_i \cdot \pi r_i^2 \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

但し

$$\left. \begin{aligned} S(r, \lambda, m) &= \frac{\lambda^2}{2\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|A_n|^2 + |B_n|^2) \\ K_i &= S_i / \pi r_i^2 \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

である。ここで  $S(r, \lambda, m)$  は粒子の半径、光の波長  $\lambda$ 、屈折率  $m$  によって決まる散乱断面積、 $n(r)$  は半径が  $r$  である粒子の数、 $N_i$  は半径が  $r_i$  である粒子の数、 $K_i$  は散乱断面積と粒子の断面積との比で散乱断面積係数と呼ばれる。 $A_n$  と  $B_n$  はそれぞれ偏光の直角および平行成分の振幅を表わす複素関数である。

したがって消散係数は大気中に含まれる浮遊粒子の半径と、それぞれの半径ごとの浮遊粒子の数の関数である。いいかえると粒径分布がわかれば Mie 散乱理論から視程は計算できる。



第1図 散乱断面積係数 ( $k$ ) と  $\alpha=2\pi r/\lambda$  の関係。Houghton and Chalker 1949 より。

(9) 式を水滴 (屈折率 1.33) について計算した Houghton and Chalker (1949) の図を第1図に示す。この図から浮遊粒子の半径が可視光線の波長  $5.5 \times 10^{-5} \text{cm}$  に同じくらいするとき ( $\alpha \doteq 6$  のとき)  $K \doteq 4$  の最大値を示し、浮遊粒子の半径が  $2.5 \times 10^{-4} \text{cm}$  以上では  $K \doteq 2$  の一定値となる。また浮遊粒子の半径が  $10^{-7} \text{cm}$  以下では  $K \doteq 0$  となる。

一例として第1図の値を使用して (8) 式と (4) 式から計算される Deirmendjian (1969) の海洋型エーロゾ

第1表 Deirmendjian (1969) の Haze Type の粒径分布に対応する視程の計算例 ( $\lambda=5.5 \times 10^{-5} \text{cm}$ ,  $m=1.33$ )。

HAZE M と HAZE L はそれぞれ海洋型と大陸型エーロゾル粒径分布を示し、 $N_i$  は Deirmendjian の原図から読取ったので数値に多少の誤差が考えられる。

$r_i$ ( $\times 10^{-4}$ cm)	$K_i$	HAZE M $N_i$	$\sigma(i)$	HAZE L $N_i$	$\sigma(i)$
0.05	0.012	360	3.39	420	3.96
0.06	0.032	355	12.84	430	15.55
0.07	0.054	350	29.09	440	36.57
0.08	0.078	340	53.31	430	67.42
0.09	0.098	330	82.24	420	104.67
0.10	0.148	320	148.81	400	186.01
0.20	1.020	200	2,562.24	250	3,202.80
0.30	2.165	130	7,653.78	100	6,118.29
0.40	3.282	75	12,366.58	55	9,068.82
0.50	3.798	50	14,907.15	30	8,944.29
0.60	3.700	36	15,056.93	20	8,364.96
0.70	3.284	23	11,621.35	11	5,558.04
0.80	2.645	12	6,378.47	3	1,594.62
0.90	2.035	9	4,658.24	1	517.58
1.00	1.768	7	3,886.06	1	555.15
2.00	2.000	0.4	1,004.80	0	
3.00	2.300	0.04	259.99	0	
$\sigma(\text{cm})$		80,985.27 $\times 10^{-10}$		44,338.73 $\times 10^{-10}$	
$V=3.912\sigma^{-1}$ (km)		4.83		8.82	

ルと大陸型エーロゾルの粒径分布に対応する視程は第1表に示すようにそれぞれ 4.8 km と 8.8 km となる。

実際に観測されたエーロゾルの粒径分布から視程を計算した例は Pueschel and Noll (1967) の米国シアトルにおける 1966 年冬季の 16 日間の観測結果についてのものである。すなわちエーロゾルの採集は thermal precipitator を使用し、集められたエーロゾルの数と大きさは Zeiss Particle Counter (TGZ 3) で測定した。そして前例と同じように (8) 式と (4) 式を使用して視程を計算し、観測された視程と対比してほぼ満足すべき結果を得ている。

エーロゾル粒径分布と視程の関係については Junge (1955) 以降 Charlson et al. (1967, 1968), Noll et al. (1968), Horvath and Noll (1969), Ahlquist and Charlson (1969) など主に Integrating nephelometer

による消散係数の直接観測から検討した研究が最近きわめて多くなっている。なお大気汚染物質の場合はその光学的性質（屈折率と吸収係数など）が異なるので計算はやや複雑になる。

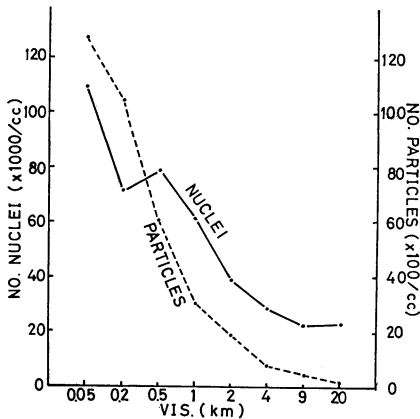
(4) Wright の消散係数

Wright (1939) は視程目標からの光の減衰は散乱によるか吸収によるかは別にして、全減衰はこれを構成する部分の合計になるとした。そして空気分子、水滴、ばいじん粒子による消散係数をそれぞれ  $\sigma_m$ ,  $\sigma_n$ ,  $\sigma_d$  とすると大気の消散係数  $\sigma$  は

$$\sigma = \sigma_m + \sigma_n + \sigma_d = [1.6 \times 10^{-7} + 2\pi r^2 N k + 2\pi R^2 P k'] \text{ cm}^{-1} \quad (10)$$

となる。ここで  $r$  と  $R$  は凝結核とばいじん粒子の半径、 $N$  と  $N'$  は単位体積中のそれぞれの数、 $k$  は散乱断面積係数、 $k'$  は散乱と吸収に関する定数である。

英国 Kew 気象台において 1928~1930 年に Owens jet dust counter で測定したばいじん粒子数および Aitken nucleus counter で測定した凝結核と視程の平均的な関係を示すのが Wright (1935) の第 2 図である。この図から両者とも視程と逆相関の傾向がかなり顕著であることがわかる。



第 2 図 ばいじん粒子数、凝結核数と視程の関係。Wright 1935 より。

伊東 (1941) はコメーターと核心計によるばいじん粒子と凝結核の観測から上記 Wright の研究を追試した。その結果さらに次のことを見出した。(a) 視程のよい時は粒子数・核数とも少ないが、視程の悪い時は広い範囲の粒子数が観測され粒子数の多い場合も少ない場合もある。(b) 視程のよい時は凝結核数は少なく個々の粒子の大きさは小さいが、視程の悪い時は凝結核数は

多い場合も少ない場合もあり、個々の粒子の大きさは大きい時も小さい時もある。

(10) 式は前に述べた Mie 散乱理論からは疑問点が多いが、現象的には妥当である。そして視程予報など応用部門ではこの考え方に立脚した調査・研究がきわめて多い。

この節で述べた基礎理論から導かれることは次のとおりである。観測者の視覚、いいかえると対比（照度）識別限界値が同じならば、視程は消散係数の逆数に比例しこの消散係数は浮遊粒子の特性、とくに大きさと数および屈折率の関数となる。

3. 視程とその変動に寄与する事象との関係

(1) 大気汚染と視程

前節によって視程と大気汚染の関係は、(8) 式の  $\sigma$  および (10) 式の  $\sigma_d$  と大気汚染の状態との関係ということになるが、各大気汚染質の光学的性質（散乱と吸収、屈折率など）が現時点では不確かなものが多く、厳密にはきわめて複雑である。

Steffens (1956) によれば、一般的に大気汚染と視程は次式で示される。

$$V = 0.2194 \frac{\alpha}{K} W^{-1} \quad (11)$$

ここで  $V$  は  $\epsilon = 0.05$  の場合の視程（哩）、 $W$  は大気汚染物質の量 ( $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ )、 $K$  は散乱断面積係数、 $\alpha = 2\pi r / \lambda$  ( $r$  は粒子の半径、 $\lambda = 5.55 \times 10^{-5} \text{ cm}$  は人間の目に最大感度の可視光の波長である)。

彼は上式を導くにあたって次のように述べている。典型的な浮遊粒子として水滴を選定した。水はそれ自体は大気汚染物質とは考えられないが、吸湿性の核に附着した水は都市大気の特徴的な成分であり、その屈折率は大きざっぱな見積りでは水の屈折率と大差はないだろう。灯油の滴でさえもその屈折率は水と大差がないように。

最近、散乱係数  $\sigma_{\text{set}}$  を Integrating Nephelometer によって直接観測し視程と対比させる研究が多くなっている（可視光線では (7) 式で示すように  $\sigma \approx \sigma_{\text{set}}$  となる）。たとえばさきにあげた Charlson et al (1967) はこれにより次式を導いた。

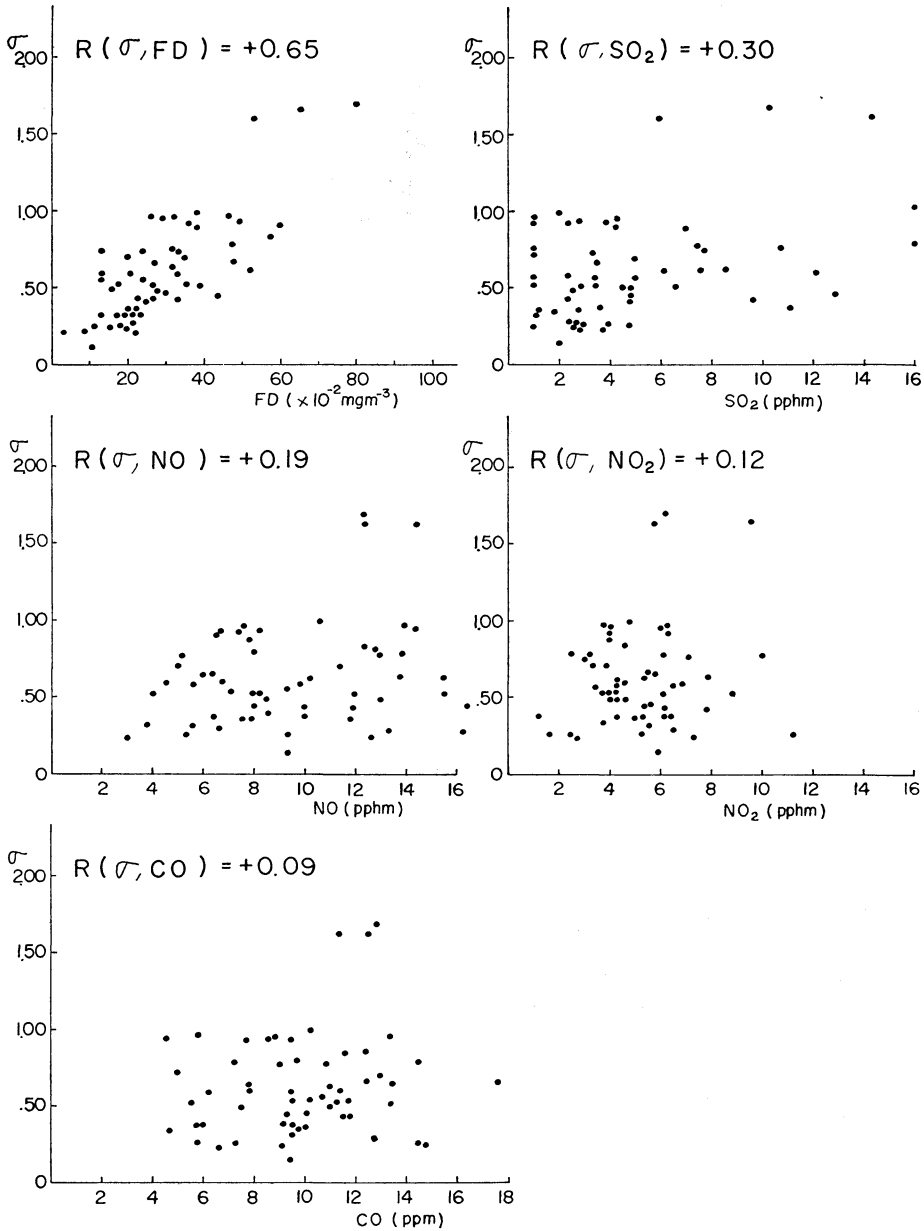
$$m = 3.1 \times 10^5 \times \sigma_{\text{set}} \quad (12)$$

ここで  $m$  は非吸湿性の浮遊粒子量 ( $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ )、 $\sigma_{\text{set}}$  は散乱係数 ( $\text{m}^{-1}$ ) である。

ガス状大気汚染質については、これらの粒径がきわめて小さく  $10^{-7} \text{ cm}$  以下なので光学的にはレーレー散乱となり、数 100 m ないし 10 数 km という視程値に対して

はほとんど影響しない。すなわち Mie 散乱理論から粒径  $10^{-7}$  cm 以下では第 1 図でも示すように (8) 式の  $K_i$  が無視できる位に小さくなる。しかしながらサブミクロンの浮遊粒子の中には吸湿性のものがあり、相対湿度の増加によって粒径は成長し、このため視程に寄与する

$10^{-5}$  cm 程度の浮遊粒子が多くなり視程は悪化する。また相対湿度が減少するとこの逆となる。視程とガス状大気汚染質にはこのような関係があるため、現象的には  $SO_x$  などガス状の大気汚染質が増加 (減少) すると、一般に視程は悪く (良く) なる。



第 3 図 消散係数 ( $\sigma=3.912V^{-1} \text{km}^{-1}$ ) と大気汚染の関係、統計期間1969年3～9月。  
 図中の  $R(\sigma, i)$  は消散係数と大気汚染質の単相関係数。

1例としてSO<sub>2</sub>濃度と視程については次の実験式があるがこのような実験式は数多く見受けられる(榎島・野本, 1971).

$$\log S = -0.05V + 2.32 \quad (13)$$

ここでSはSO<sub>2</sub>濃度(10<sup>1</sup>×pphm), Vは視程(km). この実験式は1965~1966年の寒候期で休日と降水日を除いた259日の毎日9時(LST)の東京における観測値から得られたもので, 相関係数は-0.45(危険度5%の有意限界は0.14)である.

またいくつかの大気汚染質と視程(消散係数)の同時観測結果を散布図で示すのが第3図である. すなわち1969年3月から9月に東京都千代田区(都庁)で当日9時(LST)に, 浮遊ばいじん量, 亜硫酸ガス, 一酸化窒素, 二酸化窒素, 一酸化炭素の5つをすべて測定したのは58日で, そのほかの日はいずれかが測定されなかった. この58例について同日同時刻同区内(気象庁)で観測された消散係数とこれらに対比させたのが第3図である. この図から視程に寄与するのは浮遊ばいじんとSO<sub>2</sub>だけで, N系やC系の大気汚染質はほとんど無関係である. その理由としては次のことがあげられる. 浮遊ばいじんはSimpson(1941)も示すように平均的な粒径が10<sup>-5</sup>cmで可視光線の波長に同じく, このため視程にはきわめて効果的である. またばいじん粒子の中には光を吸収するものも多い. SO<sub>2</sub>は空気中でSO<sub>3</sub>に変換し易く, このSO<sub>3</sub>はきわめて吸湿性があるので粒径は生長し易い. 一方N系やC系のもは吸湿性がないため粒径はほとんど増大しない.

大気汚染と視程の物理的関係においては, 一般的にはSteffensも述べているように光の消散については水滴と同じに取り扱い, 吸収は考慮しない場合が多いようである. その理由としては次のことがあげられる. (a)可視光線では吸収は散乱に比較してきわめて小さく, とくに吸収の大きいガス状大気汚染質の場合はMie散乱理論からK≡0となり視程には影響しない. (b)屈折率や散乱・吸収係数が一部の大気汚染質を除いてよくわかっていない.

(2) 大気中の水の量と視程

まず含水量や蒸気圧など大気中の水の絶対量について考える.

大気汚染質を含まない清浄湿潤空気では, 単位体積中の水量をw, 水滴の半径rを一定, 水滴の数をNとすれば

$$w = \frac{4}{3}\pi r^3 N \quad (14)$$

(14)式を(8)式に代入すると

$$\sigma = \frac{wki}{\frac{4}{3}r} \quad (15)$$

第1図からk<sub>i</sub>はr>2.5×10<sup>-4</sup>cmならばMie散乱理論からk<sub>i</sub>≡2となるので

$$\sigma = 1.5wr^{-1}$$

したがって視程Vは(4)式から

$$\begin{aligned} V &= 3.912\sigma^{-1} \\ &= 2.6rw^{-1} \end{aligned} \quad (16)$$

となり, 視程は水滴の半径に比例し, 水量に逆比例する. この関係を基礎にしたのが有名な次のTarbertの公式である.

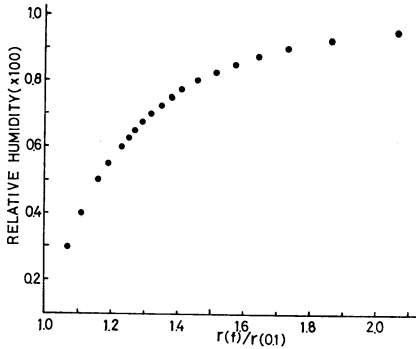
$$V = 2crw^{-1} \quad (17)$$

ここでVは視程(m), wは霧水量(gm<sup>-3</sup>), Cは定数でほぼ3前後の値を示す.

降水中の視程は, 混濁空気については降水による洗浄作用があり, 清浄空気でも水滴は浮遊せず落下するので(16)(17)式は水滴が空気中に浮遊している場合のものである. 一般に強い雨のときは視程が良く, 小雨や霧雨のとき視程が悪いのは水滴の落下とか洗浄作用の影響があるからである.

次に相対湿度と視程について述べる. これに関しては昔から多くの研究があるが, 1つは現象的に対比させたもの, ほかは雲物理的なものである. 理論的には相対湿度と視程は(8)式のσや(10)式のσ<sub>n</sub>に関連して浮遊粒子の大きさと単位体積中の粒子数によって関係づけられる. すなわちMie散乱理論から半径5.5×10<sup>-5</sup>cm以下の粒子では相対湿度の増加(減少)による粒径の増大(減少)によって散乱断面積係数が大きく(小さく)なり視程は悪化(良化)する. また大きな粒子たとえば半径2.5×10<sup>-4</sup>cm以上では散乱断面積係数は一定となるので粒径が増大しても視程には影響しない, むしろこのような粒子は粒径の増大がある一定値に達すると粒子の分裂が起こりこのため単位体積中の粒子数が増加し視程を悪化させるものと考えられる. たとえば前述Wright(1935)では相対湿度が増加すると単位体積中の粒子数は多くなるし, Junge(1955)では相対湿度が増加すると粒径分布が変化し粒径・粒子数とも増大する.

視程に関連して相対湿度と粒径・粒子数・粒径分布との実験的・理論的研究はこのほか, Simpson(1941), Kampe(1950), 山本・三浦(1951), 荻原・大喜多(1951), Buma(1960), Dickson et al.(1963), Eldridge(1966), Kasten(1969), 磯野・石坂(1974)などきわ



第4図 相対湿度と粒径比（相対湿度10%のときの粒径に対する）、Kasten, 1969より。

めて多数あるがこれらの研究からの共通した結論は、相対湿度が増加（減少）すると粒径は大きく（小さく）なり、また単位体積中の粒子数は増加（減少）し、視程は悪化（良化）する。

上記の研究の中からいくつかを紹介すると Wright (1935) の研究は既に第2図で示した。Kasten (1969) は Winkler (1967) の研究から第4図を導いた。すなわち Winkler の相対湿度  $f$  と  $r(f)/r(0.1)$  の観測値を使用し、

$$r(f)/r(0.1) = [0.9 \div (1-f)]^{1/\mu}, \mu = 4.0$$

の Power function から作成したもので、 $r(f)/r(0.1)$  は相対湿度  $f$  と 10% のときの浮遊粒子の半径の比率である。第4図によると 80% で約 1.4 倍、95% で約 2 倍となる。第4図は Middleton (1952) の示した Dessens (1946) の結果とほぼ同じであり、磯野・石坂 (1974) の宮古島付近での観測結果よりいくぶん小さい。

荻原・大喜多 (1951) は仙台付近の海岸における霧粒の観測から雲物理的に次式を導いた。

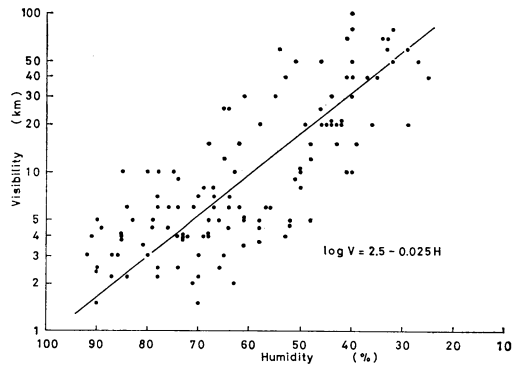
$$\chi_p = 1.45 \pi AC \left\{ \frac{0.52\rho + (1-H)}{1-H} \right\}^{2/3} \times \{1 - 0.3(1-H)\} \times 10^{-6} \text{ cm}^{-1} \quad (18)$$

ここで  $\chi_p = 1.45 \sigma$  (km) は不透明度、 $H$  は相対湿度 (%),  $\rho = 2.2$  は海塩の密度、 $A$  は光の波長に関する定数、 $C$  は海塩結晶の粒径分布を示す定数で、 $AC = 4.78 \times 10^{-8}$  (Wright, 1939 は  $AC = 1.21 \times 10^{-7}$ ) である。

筆者が (18) 式から計算した相対湿度と視程の関係を示すのが第2表であるが、これは大気汚染を含まない清浄湿潤空気についてのものであるから使用する場合は注意を要する。

第2表 荻原・大喜多の(18)式から計算した相対湿度と視程の関係  
(視程には空気分子による  $\sigma_m = 0.016$  を加えて計算した)

相対湿度 (%)	視程 (km)
25	16.9
30	16.2
35	15.5
40	14.8
45	14.0
50	13.2
55	12.4
60	11.5
65	10.7
70	9.7
75	8.7
80	7.6
85	6.4
90	4.9
95	3.2
99	1.1



第5図 東京における視程と相対湿度の関係。統計期間1973, 1974年の1月と7月の毎日9時。

相対湿度と視程の観測値を単純に対比させた統計は無数にあり、とくに航空気象関係では多く実用されているが、1例として東京都千代田区における相対湿度と視程の関係を示すのが第5図で両者は次式で示される。

$$\log V = 2.5 - 0.025 H \quad (19)$$

ここで  $V$  は視程 (km),  $H$  は相対湿度 (%) である。露点差についてもほぼ同じような関係が得られる (Appleman, 1958)。

第3表 視程実験式(20式)の各項の係数と相関係数  
 a, b, cはそれぞれの期間における観測値から最小二乗法で計算した。Rは重相関係数,  $r_{ij}$ は*i*と*j*の単相関係数である。

(N.D.)	a	b	c	R	$r_{\sigma_D}$	$r_{\sigma_H}$	$r_{\sigma_{DH}}$
Warm Season							
1965 (142)	3.60	2.34	-131.72	0.64	+0.45	+0.53	+0.19
1966 (172)	3.88	2.66	-225.20	0.67	+0.35	+0.47	-0.03
1967 (134)	1.72	2.25	-74.67	0.60	+0.25	+0.57	+0.16
Cold season							
1965-1966 (168)	3.46	2.42	-125.66	0.72	+0.61	+0.56	+0.31
1966-1967 (146)	2.24	2.26	-68.84	0.62	+0.33	+0.54	+0.07
1965. (70)	3.44	1.56	-86.76	0.80	+0.72	+0.67	+0.54
1967. (65)	4.63	5.75	+318.45	0.53	+0.47	+0.23	-0.04

第4表 相対湿度と浮遊ばいじん濃度の視程に影響する割合

	Humidity	Floating dust
Warm-season Apr.-Sep.		
1965	66	34
1966	77	23
1967	88	12
Mean	77	23
Cold-season Oct.-Mar.		
1965-1966	56	44
1966-1967	77	23
1965・1967	71	29
Mean	68	32

(3) 視程, 浮遊ばいじん, 相対湿度の関係

Wrightの消散係数(第10式)における $\sigma_a$ と $\sigma_n$ はそれぞれ浮遊ばいじん濃度*D*および相対湿度*H*ときわめて密接な線型関係にあるので(10)式と(4)式から次式が得られる。

$$V = 3.912 (aD + bH + c)^{-1} \quad (20)$$

ここで*a*と*b*は最小二乗法により決める回帰係数, *c*は定数である。

1965年4月から1967年3月の3年間で暖候期(4月~9月)と寒候期(10月~3月)に分けて, 毎日9時LSTにおける東京都千代田区における*V*, *D*, *H*の観測値から*a*, *b*, *c*を計算したのが第3表である。たとえば1965年暖候期については

$$V = 3.912 (3.60D + 2.34H - 131.72)^{-1} \quad (20')$$

となる。単位は*V*: 100 m, *H*: %, *D*: %でこの重相関係数が0.64である。

次に浮遊ばいじんと相対湿度の視程に影響する割合を計算してみる。

(20)式各項の標準偏差をそれぞれ*S<sub>V</sub>*, *S<sub>D</sub>*, *S<sub>H</sub>*とすれば

$$C_D = \alpha \frac{S_V}{S_D}$$

$$C_H = \beta \frac{S_V}{S_H}$$

はそれぞれ*D*と*H*の*V*に対する影響の大きさを示す。第3表と同じ基礎資料から計算された*C<sub>D</sub>*と*C<sub>H</sub>*を示すのが第4表で, カッコ内は相対的な影響の大きさである。第4表から浮遊ばいじんと相対湿度の視程に影響する相対的な割合は, 平均的には暖候期は23:77, 寒候期

は32:68となる。この割合は一定のものでなく, 地域・年・季節などにより異なるものである。以上は野本(1970b)から引用した。

Paterson(1973)はオーストラリア・シドニーにおける1966年から1970年の153例の視程, 湿度, ばいじん濃度の同時観測からそれぞれの相関係数を計算した。

$$R_{COH \cdot \log V} = -0.55$$

$$R_{RH \cdot \log V} = -0.73$$

$$R_{COH \cdot RH} = 0.40$$

これらによってばいじん濃度(*COH*)と相対湿度(*RH*)の視程に寄与する大きさは

$$COH = 30, RH = 54$$

を得た。両者の相対寄与率は36:64となり第4表の筆者の値よりばいじん濃度がいくぶん大きい。

(4) 浮遊粒子の拡散と視程 (Nomoto, 1975)

視程は一地点における観測値ではあるが、水平領域で一定の拡がりを持つ量であるから、適当な水平領域における浮遊粒子平均濃度に対応するはずである。このような観点から平均的な視程である卓越視程の平均日変化と Miller and Holzworth (1966) の拡散式から得られる相対濃度の平均日変化がどの程度対応しているかを検討してみる。

(i) 計算の基礎式

$$\frac{C}{Q} = \frac{u}{s} \left[ \int_{t_1}^{t_2} \int_{t_1}^{t_2} \frac{2}{\sqrt{2\pi} \sigma_z} dt dt + \int_{t_1}^{t_2} \int_{t_1}^{t_2} \frac{1}{L} dt dt \right] \quad (21)$$

ここで  $C/Q$ : 浮遊粒子相対濃度 ( $\text{sec} \cdot \text{m}^{-1}$ ),  $u$ : 水平輸送風速 ( $\text{m} \cdot \text{sec}^{-1}$ ),  $s$ : 都市の長さ (m),  $\sigma_z$ : 濃度分布の鉛直方向の標準偏差,  $L$ : 混合層高度 (m),  $t_1=50$  (sec),  $t_2=s \cdot u^{-1}$  (sec),  $t_1$ : 地表から放出された煙が混合層内に一様に分布される時間で,  $L=1.25\sigma_z$  となる時刻。

(21) 式の  $L$  を求める Ludwig (1970) の混合層高度を求める次式

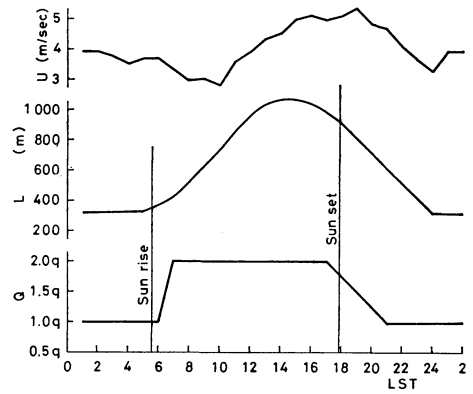
$$\left. \begin{aligned} L_d &= \left( \frac{T - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} \right) (L_{max} - L_n) + L_n \\ L_n &= \frac{29.3 T \cdot M^{0.25} (0.063 - 0.298 \delta T / \delta P)}{P \cdot \delta T / \delta P - 0.287 T} \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

ここで,  $L_d$  と  $L_n$ : 昼間と夜間の混合層高度 (m),  $L_{max}$ : 日中の最大混合層高度 (m),  $T_{max}$  と  $T_{min}$ : 当日の最高および最低気温,  $T$ : その時刻の気温 ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\delta T / \delta P$ : 高層観測の最下層部分の気温減率で,  $T$  と  $P$  はこれら2層間の平均温度 ( $^{\circ}\text{K}$ ) と平均気圧 (mb)。

卓越視程は (4) 式で示す Koschmieder の標準視程,  $V=3.912\sigma^{-1}$  である。

(ii) 計算に使用した固有値と観測値

(21) 式の  $Q$ , すなわち単位面積あたりの粒子放出量 ( $\text{gr} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ ) は, その地域固有の値で人口や工場数など社会要因の関数であり, 気象状態とは無関係のものである。このため  $Q$  の時刻別の数値を正確に決めるのはきわめて困難である。この計算例でも信頼に足る観測値がないので, 次の2つのことを基礎とした第6図下段のモデルを使用した。(a) 工場・家庭・交通機関など人間の社会活動は次のような日変化を繰返す。夜間は社会活動がほぼ休止するので21 LST から翌日の日出までは  $Q=q$  である, 日中は社会活動が活発なので  $Q=2q$ , 日没から21 LST の間は社会活動は次第に弱まるので,  $Q$  は  $2q$  から  $q$  まで一次的に減少する。(b) 東京



第6図 混合層高度  $L$ , 水平輸送風速  $U$  の平均日変化と, 単位面積あたりの浮遊粒子発生量  $Q$  の日変化モデル。

タワーの高度 25 m における  $\text{SO}_2$  濃度の平均日変化は 1969 年の例では, 夜半から日出までは  $0.05 \sim 0.07$  ppm であるのに対して日中は  $0.10$  ppm 前後と 2 倍弱の値を示す。そして日没から 22 LST ごろまではゆっくり減少している。

(21) 式の  $S$ , すなわち都市の長さは東京付近の人口・工場・交通機関の密度から, 東京羽田空港の風向が NE ~ E ~ S (海風) の場合は 20 km, NNE ~ N ~ W ~ SSW (陸風) の場合は 40 km とした。

(4) 式の視程は東京羽田空港で毎時観測された卓越視程。

(21) 式の  $u$  は東京羽田空港と東京タワーの高度 250 m の風速の平均, 平均日変化は東西と南北両成分の平均をベクトル合成した風を使用した。

(22) 式の  $L_d$  と  $L_n$  には当日 9 LST と前日 21 LST の館野の高層観測と, 東京羽田空港の地上気温を使用した。このように上空は郊外の, 地上は大都市地域の観測値を使用したことは都心部で高層観測が行なわれなため止むを得ない方法である。当然この誤差が計算値に含まれるはずである。

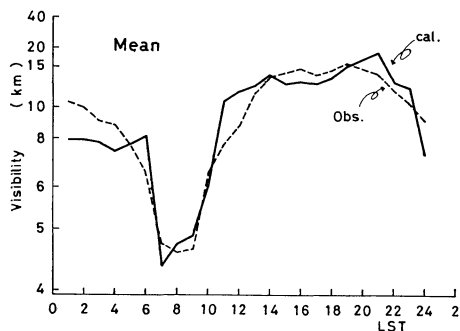
(22) 式の  $M$  は都市域の総人口で, この計算例では東京羽田空港から 30 km 以内の東京 23 区, 横浜, 川崎, 船橋, 市川, 川口の各市の 1969 年 3 月の総人口 1,232 万人である。

観測値から計算された  $L$  と  $u$  の平均日変化を第6図に示す。

(iii) 計算結果

この平均日変化は, 1969 年で次の4条件を満足した30日間の平均である。なお日変化は毎時観測によって得





第7図 拡散式から計算した視程  $V_{cal}$  と観測された視程  $V_{obs}$  の平均日変化, 東京羽田空港.

た。(a) 地上天気図で日本付近が高気圧におおわれ、低気圧や前線が付近に存在しない。(b) 東京で日平均雲量が5.0以下の晴天。(c) 東京で日平均風速が  $4.0 \text{ m}\cdot\text{sec}^{-1}$  以下の弱風。(d) 無降水。

(21) 式から得られた東京付近の  $C/Q$  の毎時の値と、(4) 式から得られた東京羽田空港の毎時の卓越視程  $V$  との関係は次式で示される。

$$V = 3.912 (0.019 C/Q + 0.06)^{-1} \text{ km} \quad (23)$$

ここで0.019と0.06は最小二乗法で決めた数値で、 $V$ と $C/Q$ の相関係数は0.94( $n=24$ )である。

(23) 式から計算された  $V_{cal}$  と、東京羽田空港の卓越視程  $V_{obs}$  の平均日変化を示すのが第7図である。この両曲線が示すように計算値と観測値はよく一致している。すなわち06~10 LSTに悪視程が、12~22 LSTに良視程が現われ夜半前に悪化するなど日変化の傾向は完全に一致している。

第7図で示すように  $V_{cal}$  と  $V_{obs}$  が一致したのは次の点が主な原因と考えられる。(a) この計算の対象とした平均日変化は晴天日だけの平均であるから、大気中の水の量に起因する視程変化が小さく大気汚染質に起因する視程変化が大きい。いいかえると(10)式で  $\sigma_n$  よりも  $\sigma_d$  のほうがはるかに大きい。(b) 卓越視程はある拡がりを持った水平領域の平均視程であるから、Miller and Holzworthの拡散式から得られる相対濃度が order estimate の立場からバランスしている。

#### 4. 視程の経年変化

##### (1) 視程経年変化の一般的傾向とその原因

視程経年変化の原因を大気汚染の立場から検討したものに箕輪(1961)、中野(1961)、大田(1961)、Corfield and Newton(1968)、鈴木(1971)が、また気象学的立場から検討したものには Miller et al.(1972)、野本

(1974a)がある。これらの研究を含めて前節で述べたように視程は浮遊粒子の状態(濃度と粒径)によって決まるので、その経年変化は当然のことながらこれらの経年変化がその原因となる。

すなわち主に次の4つの総合効果によって変化する。

- (a) 人為的浮遊粒子(大気汚染質)発生量の経年変化
- (b) 自然的浮遊粒子(黄砂や水滴)発生量の経年変化
- (c) 浮遊粒子の拡散に寄与する風速・安定度の経年変化

(d) 浮遊粒子の粒径に寄与する相対湿度の経年変化

さて(a)は工場・交通機関・家庭などから排出されるものであるから、当然のことであるが社会活動が進展すればそれだけ多くなる。ただし最近年わが国を含めた先進国では大気汚染防止のための色々な手段がとられており、この影響もきわめて大きい。(b)浮遊水滴は海塩や吸湿性大気汚染質に水分が吸着してできるので、その発生量は年によって若干の変動はあるとしても、特定地域に限ればそれほど大きな経年変化はないと考えられる。もちろん長期的(数10年ないし数100年)な気候変動に伴うものはあろうが、視程には観測資料がないのでこれについてくわしい事はわからない。(c)と(d)は気象要素であり長期的変動を別にすれば、地域によって人為的影響が大きい。すなわち大都市では都市化に伴い視程を左右する相対湿度の急激な低下、主に最低気温の上昇に伴う接地逆転形成の不活発化、風速の減少(関口, 1970)などが起る。

地域別には次のようになる。

##### (a) 大都市・工業地帯

大気汚染防止活動と1960年前後の工業用燃料の石炭から石油系への変換によって最近年は大気汚染質排出量が少なくなって来た。また主に最低気温上昇に伴う接地逆転形成の不活発と相対湿度の大幅な減少によって、視程は1960年以降良化傾向が顕著である。東京・大阪・横浜・ロンドン・シカゴなどアメリカの大都市がこれに当る。

##### (b) 中都市

大気汚染質はますます増加傾向で、とくに大都市・工業地帯の周辺ではこれら地域から排出された大気汚染質の直接的な移流の影響が大きい。相対湿度減少による視程良化は大都市ほどでない。中都市や大都市近郊ではこれらによって視程とくに烟霧などによる悪視程が増加する。熊谷・前橋・福岡などがこれである。

##### (c) 小都市や郊外

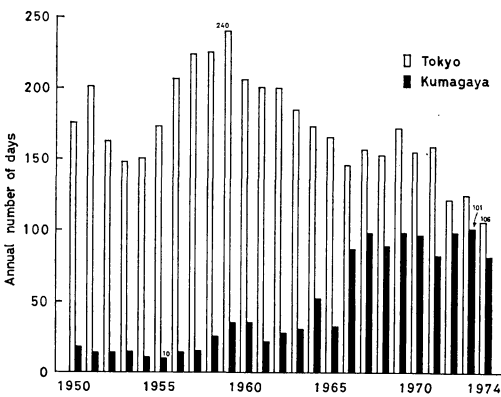
大都市ほどではないが大気汚染による視程の悪化が目立っている。とくに大都市・工業地帯の周辺ではここで発生した大気汚染質の広域拡散のためやや悪い視程が増加する。また相対湿度の減少が大都市ほど顕著でないことも視程を悪化させる原因となる。水戸・銚子・松本などがこれに入る。

(d) 農村や山地

ここでは大気汚染の影響はほとんどなく、主に風・気温・相対湿度などに影響されるため視程には顕著な経年変化はない。もちろん上空まで拡散し浮遊している人為的微粒粒子による良視程（たとえば40 km 以上も見通せるような）は減少している。河口湖や筑波山がこの例である。

このように都市化・工業化・大気汚染防止活動など社会活動の程度と、都市化に伴う気象の変化が視程経年変化の原因となる。そしてそれぞれの影響の程度は社会活動の状態により分類される地域、たとえば大都市か中小都市かなどによって異なってくる。

以下各地域ごとの実例を示そう。



第8図 東京と熊谷における1950—1974年の悪視程（5 km 以下）年間総日数の経年変化。

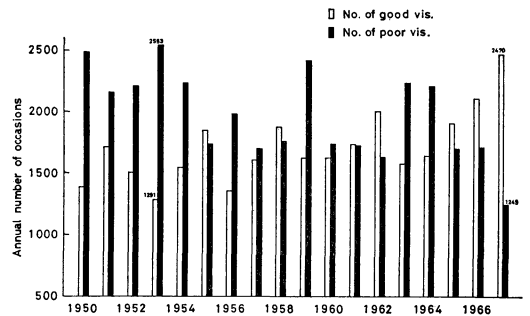
(2) 大都市・工業地帯における経年変化

第8図の白グラフは東京千代田区における1950～1974年の25年間の悪視程（5 km 以下）の年間総日数の経年変化で、毎日の観測時刻は12 LST である。この図が示すように東京では1959年の240日を最多にして以降は減少傾向で1974年には106日となり、これは最多年の44%である。このほか図は省略するが日本国内でも大阪・京都・横浜のような大都市では東京とほぼ同じく1958～1960年に視程は最も悪く以降は良化している。

さらに悪い視程、たとえば3 km 以下の年間総日数の

経年変化は大きな傾向については第8図とほぼ同じであるが、細かく見ると東京と横浜では1951、1958—1959、1964、1969年にそれぞれ極大が現われている。これらの年は朝鮮動乱に伴う産業界の復活や神武、岩戸景気などと称される産業活動のピークの年と一致している。これは短周期の産業活動が視程の経年変化に及ぼす影響と考えられる、なおこの現象は中小都市には現われていない。

箕輪（1961）は横浜における1946～1960年の、大田（1961）は東京における1940～1959年の、中野（1961）は大阪における1940～1957年の視程経年変化を検討した。その結果1960年以前については次の結論が得られており、1950年代は日本の大都市の都市化や工業化がきわめて活発な年代であったことを示している。(a) 視程は1946～1948年に最良でその後は悪化している。(b) 視程は産業活動の指標である降下ばいじん量、工業生産額などと相関が大きい。



第9図 イギリス・ロンドンにおける1950—1967年の視程の経年変化。Freeman, 1968より。良視程とは20 km 以上、悪視程とは4 km 以下で、毎時観測から得られた年間総時間の経年変化である。

第9図はロンドン・Heathrow 空港における視程20 km 以上と4 km 以下の毎時観測から得られた年間総時間数の経年変化である（Freeman, 1968）。第9図の黒グラフから悪視程の年間総時間は1953年の2553時間を最多にして、多少の変動はあるが減少傾向を示し1967年には1249時間の最少を示す。また白グラフから良視程の年間総時間は1953年の1291を最小にして増加傾向をつづけ1967年には2470の最大を示す。

Corfield and Newton (1968) はイングランド中部のSheffield や Leeds などの重化学工業地帯の東にあたるFinningley における1958～1961と1962～1965年の視程を比較した。このうち工業地帯が風上側にあたる風向(SW～W～WNW) [のときの視程5 km 以下の悪視程

第5表 Finningley (イングランド中部) における視程の1958~1961と1962~1956年の比較. Corfield and Newton, 1968より.

数値は相対出現度数で、その風向の場合の全観測回数に対する割合を示す。

	視程 ≤ 5 km	> 20 km
風向 235~265°		
1958~1961	20.2	14.1
1962~1965	10.8	25.0
風向 265~295°		
1958~1961	26.6	9.5
1962~1965	20.1	15.2

と、20 km 以上の良視程の総時間数の比較は第5表のようになり、1960年を境にして悪視程時間の減少と良視程時間の増加が顕著である。彼らはその原因として工業地帯の大気汚染防止活動をあげている。また Beebe(1967)によるとシカゴ、セントルイス、ニューアーク、クリーブランドなどアメリカの大都市では1945年1月と1965年1月を比較すると烟霧による6哩以下の悪視程が82%も減少している。

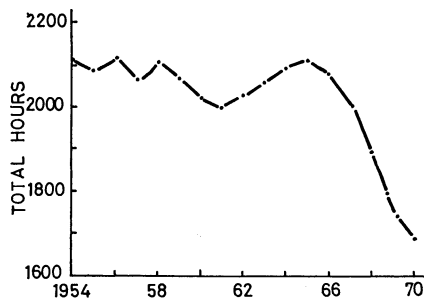
このように大都市・工業地帯においては、1960年以降視程は良化しており、その原因としては大気汚染規制活動と都市化による気象の変化があげられる。

(3) 中・小都市における経年変化

第8図の黒グラフは熊谷における1950~1974年の25年間の悪視程(5 km 以下)の年間総日数の経年変化で、毎日の観測時刻は15 LST である。この図が示すように1950年以降増加傾向がつづき、最少は1955年の10日、最多は1973年の101日と実に10倍以上となっている。このほか図は省略するが日本国内でも東京周辺の中小都市である前橋、銚子、水戸、宇都宮では熊谷と同じくこの25年間はほぼ一貫して増加傾向を示している。

石坂(1970)は高田における1937~1969年の、百瀬(1969)は松本における1963~1968年の、山本・荒生(1973)は福岡における1939~1970年の視程経年変化を調査した。その結果これら中小都市においては視程は悪化傾向であり、その原因として工場数・人口・自動車台数など社会要因のほか大気混濁度の増加をあげている。

Miller et al. (1972)によれば、アメリカ中部の中小都市アクロン(オハイオ州)では1965年以降視程が急悪化している。第10図はアクロンにおける7哩以上の良視程年間総時間の経年変化である。またアクロンと地

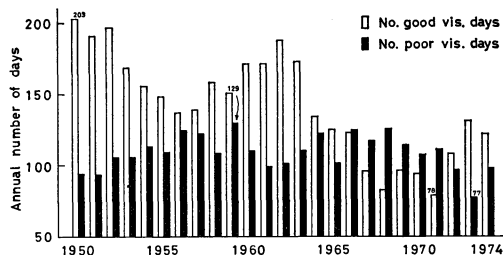


第10図 アメリカ・Akron-Canton 空港における夏季の良視程(7哩以上)年間総時間の経年変化. Miller et al., 1972より.

勢・大気汚染源までの距離など視程に影響する条件がほぼ同じであるアメリカ中部の中小都市レキシントン(ケンタッキー州)とメンフィス(テネシー州)における1962~1965年と1966~1969年の夏季日中の悪視程(6哩以下)総時間の比較は次に示すとおりで視程はきわめて悪くなっている。すなわち全時間に対する視程6哩以下の時間の比率は、アクロンでは28.5から43.9%へ、レキシントンでは22.9から36.1%へ、メンフィスでは13.1から19.3%へ増加している。このほか、Holzworth(1959)によるとカリフォルニアの中都市サクラメントでは1935年から1956年の20年間では10哩以下の悪視程が増加し、20哩以上の良視程が減少しており、その傾向は夏期にいちじるしい。

(4) 農村や山地

第11図は筑波山における日中15 LST の40 km 以上の良視程年間総日数と3 km 以下の悪視程年間総日数の経年変化である。この図から良視程は1950年の203日を最多に、途中1962年に188日の極大はあるがほぼ減



第11図 筑波山における1950—1974年の視程の経年変化。

良視程とは40 km 以上、悪視程とは3 km 以下で、毎日15時の観測から得られた年間総日数の経年変化。

少傾向で1971年には78日の最少を示す。一方悪視程はこの期間中の最多は1959年の129日、最少は1973年の77日で経年変化は小さい。

筑波山の観測記録によれば悪視程は霧や下層雲があるなどの場合である。またこれらの原因となる低気圧など気象学的じょう乱の出現度数の経年変化は極端に大きくないはずであるから、悪視程年間総日数に大きな経年変化がないのは総観気象の立場からも妥当である。また同じく観測記録によれば良視程は晴天の場合が大部分であることから、ここ25年間上空の空気が次第に汚染されて来たことを示している。これは地表付近で発生した大気汚染質が上空まで拡散し浮遊しているためと考えられ、各地で見られる日射量、とくにじんあいによる日射量の減少がこのことを裏付けている。

農村とはいえないかも知れないが筑波山と同じような経年変化は河口湖にも現われている。河口湖では1950～1972年の23年間に3kmの悪視程年間総日数は大きな変化はないが40km以上の良視程総日数は1961年の202日を最多にしてその後減少傾向を示し、1971年には66日と1/3以下となっている。

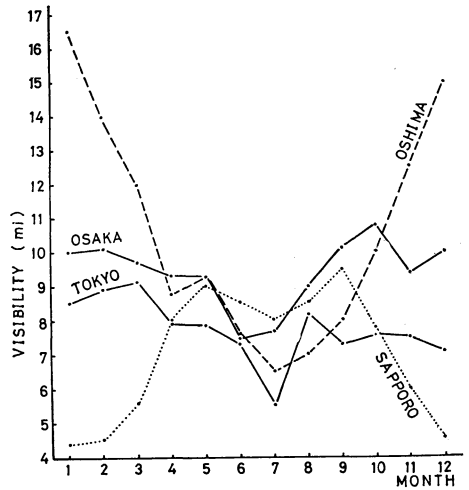
## 5. 視程の季節変化と過変変化

### (1) 季節変化の一般的傾向

Middleton (1935) は視程の季節変化について次のように述べている。

赤道地方を除いた地球上の各地に視程の季節変化がある。これは地理・地形的原因によるもので、海洋性気候では夏に、大陸性気候では冬に視程は悪い。カナダ東部やニューファンドランド島では夏とくに7、8月に悪く冬は降雪の場合を除いてよい、内陸では冬は霧により悪くなる。なお北米の中部大平原では季節変化は小さいが良視程は冬に現われる。この地方では冬期間を通じて低温で空気中に水の量が少ないので視程はよく、夏は dust storm や時には山火事による煙のためしばしば悪視程となる。

このように Middleton は気候学的な立場から述べているが、さきに述べたように物理的には視程は大気中の水の量と浮遊粒子の状態によるので、季節変化もこれらの季節変化の影響が大きい。すなわち大気中の水の量は一般には夏に多く冬に少ないので視程は夏に悪く冬によい。また雨季と乾季という分け方をすれば前者の場合に視程は悪く後者の場合によい。ただし相対湿度が100%近くになると霧や降水現象が起るので冬でも視程の悪い地方、たとえば北日本の日本海側、もある。



第12図 東京羽田空港 (1964—1966)、大阪伊丹空港 (1964—1966)、札幌丘珠空港 (1964—1967)、伊豆大島 (1964—1967) の月平均視程の季節変化。

東京と大阪は毎時、札幌は7—18時の毎時、大島は9、12、15時の平均。

浮遊粒子の状態は主に下層大気、とくに接地層の安定度に左右されるので、陸上では冬は夜間の気温下降が大きく接地逆転や大規模な空気滞留が起り易く、このため視程は悪くなる。

勿論、大気中の水の量や浮遊粒子の状態が不変ならば季節変化も日変化も起らず、極端な場合であるが、完全な清純・乾燥空気では(4)、(10)式から視程は約245kmの一定値となる。赤道地方で季節変化が小さいのは大気中に大気汚染質も少なく、水の量もそれほど大きな季節変化がないからである。

視程季節変化がこのような原因で起ることは第12図からも理解できる。

第12図は札幌(丘珠飛行場)、伊豆大島、東京(羽田空港)、大阪(伊丹空港)における視程の季節変化を示すもので札幌と大島は日中の、東京と大阪は毎時の観測値を平均したものである。

札幌では冬は空気滞留によるばい煙の増加と降雪による水の量の増加によって極端に視程が悪く、7月は霧によっていくぶん悪化する。

伊豆大島では夏に悪視程、冬に良視程が顕著に現われ Middleton のいう海洋性季節変化が顕著である。伊豆大島では大気汚染の影響がないので水の量だけに影響される。浅見(1969)によれば視程と相対湿度の季節変化

第6表 ロンドンにおける視程1 km 以下の相対出現度数の季節変化, Freeman, 1968 より.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
1949-1956	11.7	8.6	7.6	0.8	1.1	0.5	0.3	1.2	2.8	11.2	11.8	13.3
1957-1966	9.5	5.8	3.3	1.3	0.5	0.3	0.1	0.4	2.9	7.6	8.3	12.0

は完全に一致している。

東京と大阪はともに大都市で視程の季節変化はよく類似している。すなわち6, 7月に極小が, 11, 12月に第2の極小が現われ, 秋と2~3月に良視程である。梅雨期に悪いのは水の量の影響で, 初冬に悪いのは接地逆転の形成や空気の滞留によって地表付近に大気汚染質が集積するからである。

第6表はロンドンにおける1 km 以下の悪視程の相対出現度数 (Freeman, 1968) であるが, これによっても夏によく冬に悪いことがわかる。冬に悪いのは大規模な空気滞留による接地逆転が顕著なことや霧が多いことに起因しており, 前者は日本の大都市と類似している。ただしロンドンでは梅雨がないので6~7月はよくなっている。

(2) 週変化

視程はほかの気象要素と異なり顕著な週変化が現われることがある。これは視程が大気汚染質のような人為的浮遊粒子の影響が大きいからである。すなわち大都市・工業地帯では日曜・休日は社会活動が小さく操業を中止

する工場も多いことから, 週末は視程がよく月曜から金曜までの週日は悪い。とくにばいじん粒子を多く発生する工場地帯ではこの傾向が顕著である。

たとえば Ratcliffe (1953) によるとイングランド中部の工業地帯付近の Finningley では, 1946~1952年の冬期の日中(06~18時)の毎時観測では視程3.5哩以上と以下の回数の比率は金曜は43:57であるのに対して日曜は53:47となり日曜のほうが視程がよい。同じような現象は Patterson (1973) によるとオーストラリア・シドニーでも現われている。

6. 視程の日変化

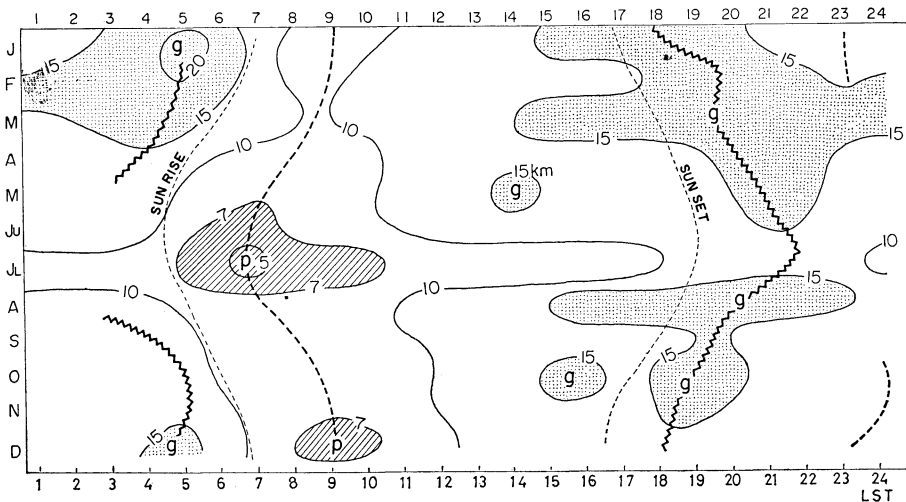
(1) 日変化の一般的傾向

毎日観測される視程の変化は, 次の模式で示すように右辺の各変化が重なって起る。

毎日の日変化=平均日変化

- + じょう乱による変化
- + 季節的な変化
- + 地域的な変化

ここで平均日変化とは, 右辺2項以下の影響がない場



第13図 東京羽田空港における月別・時刻別の平均視程, 1964-1966.

Pとgはそれぞれ悪視程と良視程, 太い点線と折線はそれぞれ極大と極小を結んだもの, 細い点線は日出・日没時刻を示す。

合の普遍的な日変化である。じょう乱による変化とは、たとえば低気圧や前線は降水・風速・相対湿度など視程を左右する気象要素を異常に変動させるので、これに伴う視程変化をいう。季節的な変化とは、前項で述べたほか日出時刻や昼間の時間の変化に伴う朝の悪視程や日中の良視程の出現時刻の変化など日変化の位相の変化である。地域的な変化とは、海岸か内陸かによって海陸風の状態が異なるのでこれによる日変化の形状の変化や、都市か農村かによる大気汚染質の影響の程度など地理的条件による変化をいう。

平均日変化には、適当期間の毎日の日変化を平均して得られる気候学的な日変化と、視程変動に寄与する気象要素の変動が定常的である日だけの平均から得られる日変化像(物理的平均日変化)の2つがあるが、野本(1974b)によると両者には大きな差はない。

第13図は東京羽田空港における月別の気候学の日変化を示すもので、これは1964~1967年の毎日毎時の観測値から得られたものである。

この第13図から

(a) 視程は日出2~3時間後に最も悪く、日没ごろ最良となる1日周期の日変化がある。

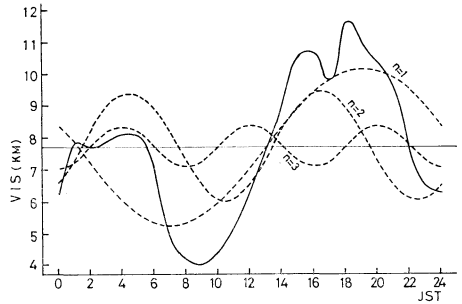
(b) とくに冬季は22~24時にも極小が、3~5時に極大が現われるなど半日周期の日変化も存在する。

(c) 朝の悪視程は日出時刻と、日没ごろの良視程は日没時刻とほとんど同じ位相の季節変化をする。

第13図と同じような日変化は日本国内の各地でみられるほかロスアンゼルス(Steffens 1956)やイギリス各地(Davis 1951, Saunders et al. 1951, Houseman 1961, Freeman 1968)でもみられる。なお海陸風の発達する海岸地方では半日周期が内陸より顕著に現われる。すなわち大田(1961)や橋本(1961, 1963)は大気汚染と視程の日変化状態を比較し、東京付近では浮遊ばいじん濃度と視程の日変化はともに2山型でよく類似しているとしている(註)。

第14図は東京羽田空港における物理的平均日変化とその調和解析結果である。この物理的平均日変化は1966~1971年の6年間で次の5条件を満足した63日の毎日

(註) 1960年ごろは大都市地域では浮遊ばいじんがきわめて多く、視程にはこの影響が大きいため、海陸風の交替に伴う1日2回の「なき」時刻に視程は悪化した。第13図で示すように1日周期が顕著なのは最近の大気汚染質の減少が寄与しているからかも知れない。これについては数10年後の検証を期待する。



第14図 東京羽田空港における視程の平均日変化と、調和解析した上位3成分。

毎時の観測値を平均したものである。(a)地上天気図で日本付近は高気圧におおわれ、低気圧や前線が付近に存在しない、(b)東京で日平均雲量が2.5以下の快晴、(c)東京で日平均風速が $3\text{ m}\cdot\text{sec}^{-1}$ 以下の弱風または無風、(d)無降水、(e)視程の変動が極端に大きくない(最大視程が24 km以下)。

第14図から

(a) 1日周期は振幅2.4 km(パワースペクトラム0.61)を有し、最小は0704 LSTに最大は1904 LSTに現われる。

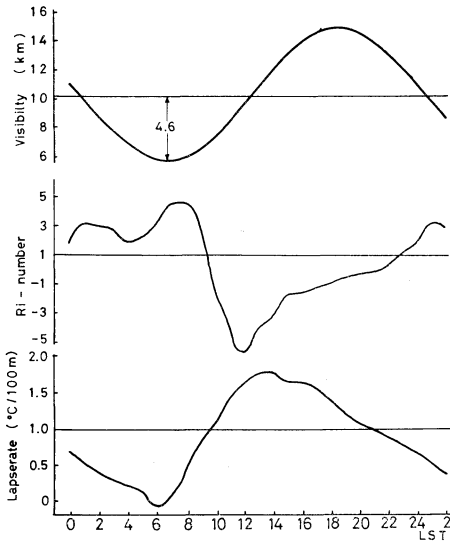
(b) 半日周期は振幅1.7 km(パワースペクトラム0.31)を有し、極小は10.28と22.28 LSTに極大は04.28と16.28 LSTに現われる。

(c) 8時間周期は振幅0.6 km(パワースペクトラム0.04)と小さいが、極小は00, 08, 16 LSTに現われる。

なおこれら上位周期の有意性の統計学的検定(F検定)によると、1日周期は危険度1%で有意、半日周期は危険度15%で有意となり、両上位周期とも存在が確かめられる。しかしながら8時間周期は有意でなくその存在はF検定からは確認できない。また観測誤差や昼と夜の観測法の相違による影響は野本(1974b)によれば、上記(a)~(c)を変えるほど大きいものではない。

(2) 視程日変化機構に関する考察

Middleton(1935)は視程日変化について次のように述べている。「統計的に朝より午後のほうがよく、これは相対湿度や気塊の鉛直輸送によって確からしく、日変化は冬より夏のほうが大きく、海上よりも陸上のほうが大きい。このような地表付近の空気塊の鉛直輸送、つまり浮遊粒子の鉛直方向の拡散や、海陸風など地上風による水平方向の輸送や拡散が視程日変化の原因になっていることは概念的にいわれていることであり、一部その実



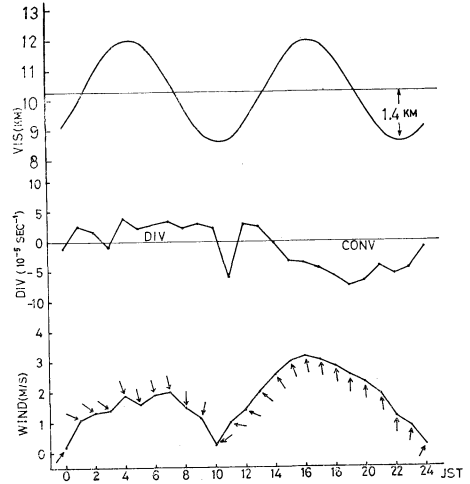
第15図 東京羽田空港における視程の1日周期の平均日変化と、東京タワー250m以下のリチャードソン数と気温減率の平均日変化。

例も示されている(野本, 1974 c, 1975).

第15図は、東京羽田空港における視程平均日変化を調和解析して得られた第1成分(1日周期の日変化)と、東京タワー250m以下のリチャードソン数と気温減率の平均日変化である。ここでいう平均日変化とは1969年中で東京で晴天・弱風・無降水であった30日の平均である。

この図から10 LST から23 LST まではリチャードソン数は1より小さく気温減率は $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ より大きい。また24 LST から翌朝09 LST まではリチャードソン数は1より大きく気温減率は $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ より小さい、とくに06~08 LST は前者は最大を後者は最小を示す。一方視程の1日周期は06 LST に極小が18 LST に極大が現われ、この極小起時はリチャードソン数の最大および気温減率の最小の時刻と一致している。リチャードソン数と気温減率は鉛直安定度を示すもので、鉛直輸送や拡散の度合を示す。したがって第15図から次のことが得られる。(a) 日没から早朝にかけては接地層の安定化によって浮遊粒子は次第に地表付近に集積する。このため視程は悪化傾向となる。(b) 朝の06~08 LST は接地層は最も安定となり、このため視程は最悪となる。(c) 日中は接地層は不安定となり浮遊粒子は拡散し視程は良化する。とくに正午から夕刻にかけては超断熱減率の状態となり拡散は最盛で視程は最良となる。

1976年5月



第16図 東京羽田空港における視程の半日周期の平均日変化と、発散量および海陸風速の平均日変化。図中の矢印は平均風向を示す。

以上のことは数例のケーススタディおよび東京タワーの $\text{SO}_2$ 濃度の平均日変化からも確かめられている。

第16図は第15図と同じく、東京羽田空港の視程の半日周期の平均日変化と地上風の平均日変化、および東京都南部(千代田区、羽田空港、調布市を結ぶ三角形の区域)における水平発散量の平均日変化である。

この図で明らかなように、視程半日周期は水平発散量、風速と位相が一致しており、10と22 LSTの極小は地上風が無風(朝なぎと夕なぎ)および水平収束のときに起る。この現象は数例のケーススタディでも確かめられる。

拡散方程式による浮遊粒子平均濃度の日変化と視程の日変化がきわめてよく対応していることは、すでに3の(4)節および第7図で示した。

以上のように視程日変化は地表付近の浮遊粒子の状態。一般的には拡散方程式で示される、に起因する。そしてこのうち1日周期は主に接地気層の安定度の日変化に、半日周期は風速や発散量などで示される水平輸送拡散の日変化に起因する。

なおこの節については別の機会に詳細に述べる。

### 7. 視程の短時間変動

視程の短時間、たとえば数分ないし数時間の変動もさきに述べた基礎的な理論にしたがっており、ほかの気象要素との関係もまた然りである。

草野(1971, 1972)は東京羽田空港と千歳空港におけ

第7表 視程の急変動傾向に対応した各気象要素の急変動向の度数、東京、羽田空港。  
符号が正とは視程とその気象要素の時間的変動傾向が同じ場合、負とは逆の場合、分母は全回数で  
( ) 内は相対度数を示す。

Element Sign of the tendency	Temperature	Dew-point temperature	Dew-point depression	Pressure	Wind velocity
Positive	189/235 (81)	15/235 ( 6)	205/235 (87)	134/188 (71)	79/135 (59)
Newtral	31/235 (13)	38/235 (16)	20/235 ( 9)	36/188 (19)	43/135 (32)
Negative	15/235 ( 6)	182/235 (78)	10/235 ( 4)	18/188 (10)	13/135 ( 9)

る悪視程時の2分および5分ごとの透過率の観測値をスペクトル解析した。これによると悪視程がつづいている場合は細かくみると30分、20分および11~10分周期の変動が存在し、その振幅は周期の短いほど小さいが30分周期で200m、10分周期で100mぐらゐである。また野本ら(1968~1970, 1969, 1970 a)によると短時間の視程変動は風速、気圧、気温、気温と露点温度の差(露点差)の変動と、時間的に同調した変動をしている。船津・樋爪(1972)によると名古屋空港における悪視程の短時間変動の現われるのは季節的には梅雨季と秋、一日の中では朝と日没ごろ多く、また低気圧や前線などじょう乱が接近する場合に多い。

第7表は東京羽田空港で1965~1969年の5年間の毎日昼間(寒候期は9~16 LST, 暖候期は9~18 LST)に、30分間に視程が8 km以上急変動した237例の統計である。すなわち同時間内の気圧、気温、露点温度、露点差、風速(これらは日巻自記気圧計・気温湿度隔測装置・風車型自記風向風速計の自記記録紙から読み取った)の変化傾向と視程の変化傾向を対比させたものである。第7表で符号が正とはその気象要素の変動傾向と視程の変動傾向が同じ場合、負とは逆の場合、中立とはその気象要素の変化が顕著に認められなかった場合である。

第7表から気温、露点差、気圧、風速は視程と同じ変動傾向、露点温度は逆の変動傾向の場合が多い。風速と視程の変動傾向が正相関の、露点差と視程も正相関の、露点温度と視程が負相関の関係にあることは第3節で述べたように理論的にもきわめて妥当である。気温と気圧については次のような総観気象的な解釈ができる。一般に気温の変化は上空より地上のほうが大きいので地上気温が上昇(下降)すると接地層は不安定(安定)となり視程は良化(悪化)する。また一般的に蒸気圧は気温に比較して変化は小さいので、気温が上昇(下降)すると相対湿度が小さく(大きく)なり視程は良化(悪化)

する。気圧と視程の関係はよくわからないのが実情であるが、気圧の変化は水平発散量や変圧風と関係があるので、気圧が上昇(下降)するとこの地域は発散(収束)域となり浮遊粒子は拡散(集積)する。

第7表と同じ視程が急変動した237例から、視程急変動の時刻とそれぞれの気象要素が急変動した時刻との時間差の度数分布を示すのが第17図である。これらの急変動時刻は自記記録紙上で次のようにして求めた。視程、気圧、気温、風向、露点温度は変動傾向または変動量が不連続に変化し始めた時刻、気温、露点差、風速は極大または極小を示した時刻、そして時間差が正とはその気象要素の急変動が視程急変動より先行している場合、負は遅れている場合、0は同時の場合である。

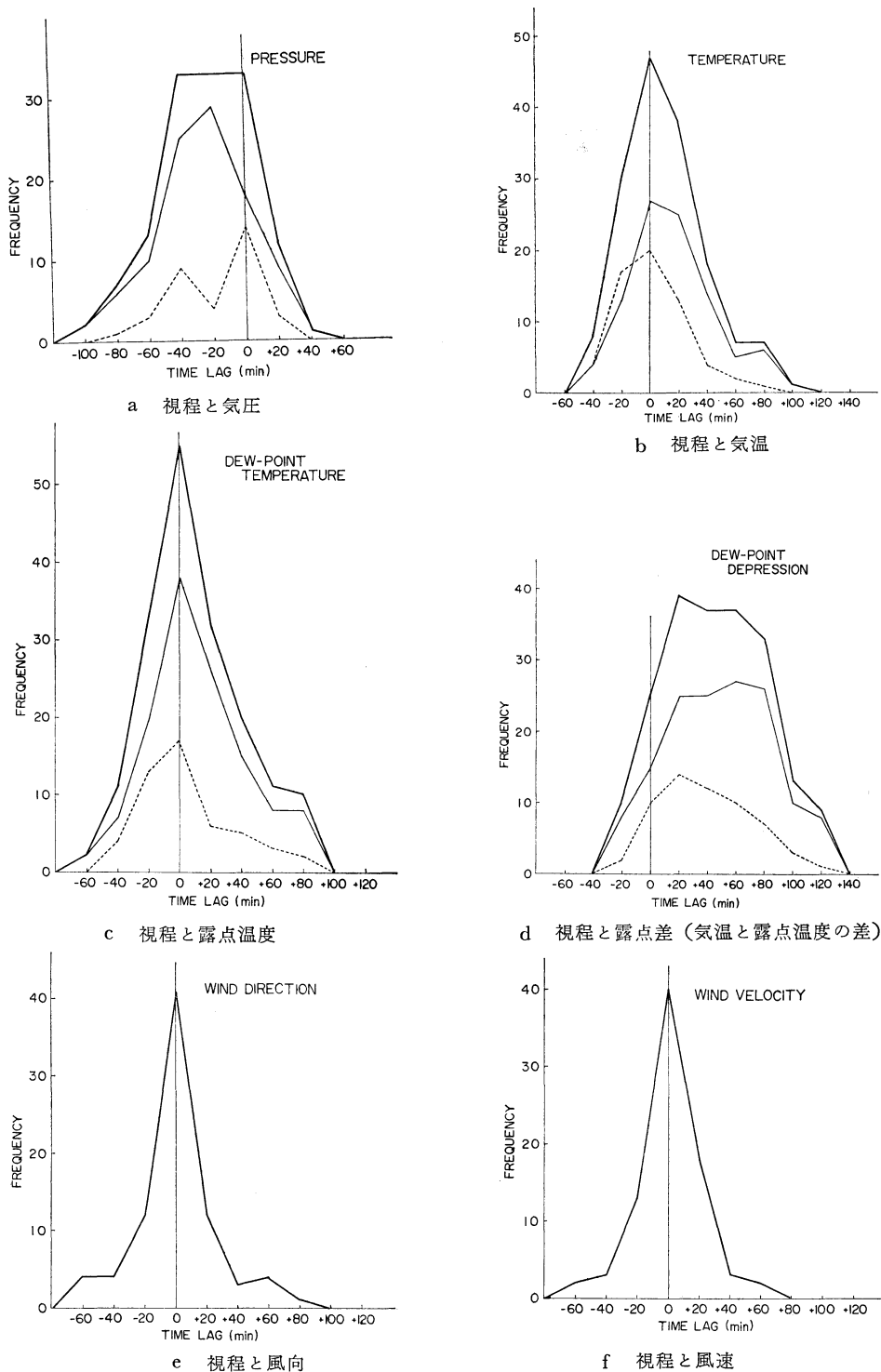
第17図から、風向、風速、気温、露点温度は視程と同時に変動する。いいかえると同時現象であることがわかる。露点差は視程より20~80分先行し、気圧は視程と同時にいくぶん遅れる場合が多い。露点差が先行現象であるのは相対湿度の変化に伴う浮遊水滴の粒径の変化に多少の時間を要するためなのか、またはほかの原因であるのかはよくわからない。気圧が遅行現象であるのは低気圧などじょう乱の前面で悪天になるという総観気象的解釈をすれば妥当であるが、このような短時間の現象にまで適用できるかどうかはわからない。いずれにせよ第17図で示す統計結果はきわめて興味深いものがあるが、ここでは観測された事実の報告だけに止めておく。

## 8. 書き残したこと

視程の地域的変動については今まで全く述べなかったが、これは高・低気圧や前線など総観気圧場と密接な関係があり、日本の場合は気圧配置によって視程の分布がほぼ決まる(野本 1973)。このほか吉田(1956)、栗原(1953)らの研究があり、また Eldridge(1966)や Smith(1961)はアメリカやイギリスの視程分布を気候学的に解析している。

この解説は、視程の変動についてのみ述べたが、この





第17図 東京羽田空港における視程急変動時刻と各気象要素の急変動時刻との時間差の度数分布  
 細実線は視程良好化, 点線は視程悪化, 太実線は両者の合計である。

ほか予報と観測の問題もある。現在視程の観測は主に目視によって行なわれており、このほか透過率計による大気透過率の観測や Integrating Nephelometer による散乱係数の観測が行なわれている。また以前はヴィガント視程計による観測が行なわれたが現在は特殊な場合を除いてあまり使用されない。なお目視観測の観測精度については Middleton (1952) や野本 (1974b) に述べてある。視程の予報は航空気象や海上気象の分野で重要視され、とくに航空気象における飛行場予報では航空機の離着陸を禁止または制限する飛行場閉塞最低気象条件は主に視程の程度によって決められている。これらについてはいずれ別の機会に述べるつもりである。

### 9. あとがき

この解説は昭和50年11月17~21日に東京で開催された第1回日米大気汚染気象委員会における筆者の講演原稿に若干加筆したものである。頁数の関係で説明不足の箇所も多いと思われるが、興味のある方は参考文献とくに Middleton (1935, 1952) の教科書を参照されたい。

### 参考文献

- Ahlquist, N.C. and R.J. Charlson, 1969: Measurement of the wavelength dependence of atmospheric extinction due to scatter. *Atmos. Environment*, **3**, 551-564.
- Appleman, H., 1958: A Study of the Relationship Between Visibility and Temperature-Dewpoint Spread, *Bull. of the Amer. Met. Soc.* **39**, 31-34.
- 浅見泰造, 1969: 大島空港における日中の視程。研究時報, **21**, 428-436.
- Buma, T.J., 1960: A Statistical Study of the Relationship between Visibility and Relative Humidity at Leeuwarden. *Bull. of Amer. Met. Soc.* **41**, 357-360.
- Beebe, R.G., 1967: Changes in Visibility Restrictions over 20-year Period, *Bull. of Amer. Met. Soc.*, **48**, 348.
- Charlson, R.J., H. Horvath and R.E. Pueschel, 1967: The direct measurement of atmospheric light scattering coefficient for studies of visibility and air pollution., *Atmos. Environment*, **1**, 469-478.
- Charlson, R.J., N.C. Ahlquist and H. Horvath, 1968: On the Generality of Correlation of Atmospheric Aerosol Mass Concentration and Light Scatter. *Atmos. Environment*, **2**, 455-464.
- Corfield, G.A. and W.G. Newton 1968,: A Recent Change in Visibility Characteristics at Finnin-gley, *Met. Mag.*, **97**, 204-209.
- Davis, N.E., 1951: Fog at London Airport, *Met. Mag.*, **80**, 9-14.
- Deirmendjian, D., 1969: Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions, American Elsevier Publishing Comp. INC., New York, 72-83.
- Dickson, D.R. and J.V. Hales, 1963: Computation of Visual Range in Fog and Low Clouds. *J. of Applied Met.*, **2**, 281-285.
- Eldridge, R.G., 1966: Haze and Fog Aerosol Distributions. *J. of Atmos. Sciences.*, **23**, 605-613.
- 榎島邦夫・野本真一, 1971: SO<sub>2</sub> 濃度と視程の変動の比較, 研究時報, **23**, 145-150.
- Freeman, M.H., 1968: Visibility Statistics for London Heathrow Airport, *Met. Mag.*, **97**, 214-218.
- 船津康二・樋爪孟, 1972: 名古屋空港における悪気象変動について(1), 研究報告, **24**, 489-493.
- 荻原晰二・大喜多敏一, 1951: 海塩滴の大きさの分布及び湿度と視程の関係, *J. Met. Soc. of Japan*, Ser. 2, **29**, 119-128.
- Holzworth, G.C., 1959: A Note on Visibility at Sacramento Calif, *M.W.R.*, **87**, 148-152.
- Horvath, H. and K.E. Noll, 1969: The relationship between atmospheric light scattering coefficient and visibility, *Atmos. Environment*, **3**, 543-550.
- Houghton, H.G. and W.R. Chalker, 1949: The scattering cross section of water drops in air for visible light, *J. of the opt. Soc. of Amer.*, **39**, 211-215.
- Houseman, J., 1961: Dust Haze at Bahrain. *Met. Mag.*, **90**, 50-52.
- 橋本梅治, 1961: 視程と大気汚染, 気象研究ノート, **12**, 85-98.
- , 1962: 大気汚染と視程, 気象研究ノート, **14**, 283-292.
- Eldeidge, R.G., 1966: Climatic Visibilities of the United States. *J. Applied Met.*, **5**, 277-282.
- 石坂重次, 1970: 高田における視程の経年変化と大気の混濁, 東京管区地方気象研究会誌, **3**, p. 79.
- 磯野謙治・石坂 隆, 1974: 宮古島近辺のエアロゾル観測, 1974年度秋季大会講演予稿集, p. 141.
- 伊東盟自, 1941: 視程と煤煙粒子及び凝結核との間の関係, *J. Met. Soc. of Japan*, Ser. 2, **19**, 96-103.
- Junge, C., 1955: The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere, *J. of Met. in Amer.*, **12**, 13-25.
- Kampe, H.J., 1950: Visibility and Liquid-Water-Content in Clouds in the Free Atmosphere. *J. of Met. in Amer.*, **7**, 54-57.

- Kasten, F., 1969: Visibility forecast in the phase of pre-condensation, *Tellus*, 21, 631-635.
- 草野和夫, 1971: 透過率のスペクトル解析, 研究時報, 23, 391-400.
- , 1972: 透過率の変動と重力波の役割り, 天気, 19, 43-46.
- 栗原正次, 1953: 視程に関する統計的研究, *J. Met. Soc. of Japan Ser. 2*, 31, 60-75.
- Koschmieder, H., 1924: Theorie der Horizontalen Sichtweite, *Beitr. Phys. Frei. Atmos.*, 12, 33-55, 171-181.
- 気象庁, 1969: 地上気象観測法, 64-68.
- Ludwig, F.L., 1970: Determination of mixing depths for use with synoptic model. *Proceedings of Symposium on Multiple-Source Urban Diffusion Model*, U.S. Environmental Protection Agency, 5-33.
- Middleton, W.E.K., 1935: *Visibility in Meteorology*, Univ. of Tronto Press, 104 pp.
- , 1952: *Vision though the Atmosphere*, Univ. of Tronto Press, 250 pp.
- Miller, M.E. and G.C. Holzworth, 1966: An Atmospheric Diffusion Model for Metropolitan Areas. 59th Annual Meeting, Air Pollution Control Association, San Francisco, Jun. 20-24, 1966.
- Miller, M.E., N.L. Canfield, T.A. Ritter and C.R. Weaver, 1972: *Visibility Changes in Ohio, Kentucky, and Tennessee From 1962 to 1969*, *M.W. R.* 100, 67-71.
- 箕輪年雄, 1961: 横浜・川崎地方の大気汚染, 気象研究ノート, 12, 68-84.
- 百瀬秀雄, 1969: 銀盤日射計による松本の混濁係数と視程の経年変化, 東京管区地方気象研究会誌, 2, p. 40.
- 中野道雄, 1961: 大気汚染の分布とその機構に関する研究, 気象研究ノート, 12, 121-192.
- Noll, K.E., P.K. Mueller and M. Imada, 1968: *Visibility and Aerosol Concentration in Urban Area*, *Atmos. Environment*, 2, 465-475.
- 野本真一・滝川雄壮・その他, 1968—1970: 視程予報に関する統計的研究, 第1～5報, 研究時報, 20, 631-646, 21, 9-17, 395-406, 487-495, 22, 51-59.
- ・榎島邦夫, 1969: 1967年4月10～11日南関東における悪視程のメソスケール解析, 天気, 16, 121-126.
- , 1970 a: 停滞前線に伴う悪視程発生の小規模構造, 天気, 17, 231-238.
- , 1970 b: じんあいおよび湿度と視程の関係, 天気, 17, 571-572.
- , 1973: 日本における視程の分布に関する統計的研究, 研究時報, 25, 363-375.
- , 1974 a: 1950—1970年の関東地方における視程の経年変化, 研究時報, 26, 243-255.
- , 1974 b: 視程の日変化について, 研究時報, 26, 115-131.
- , 1974 c: 海陸風と視程の日変化, 1974年春季大会講演予稿集, p. 38.
- Nomoto, S., 1975: *Visibility and Air Pollution*, *Proceedings of 1st U.S. Japan Conference on Air Pollution Related Meteorology*(17-21, Nov. 1975, Tokyo), Jb 1-15.
- 大田芳夫, 1961: 東京の大気汚染, 気象研究ノート, 12, 99-120.
- Paterson, M.P., 1973: *Visibility, Humidity and Smoke in Sydney*, *Atmos. Environment*, 1, 281-290.
- Pueschel R.F. and K.E. Noll, 1967: *Visibility and Aerosol Size Frequency Distribution*, *J. Applied Met.* 6, 1045-1052.
- Ratcliffe, R.A.S., 1953: Differences in Visibility between a week-day and Sunday near to an industrial area, *Met. Mag.*, 82, 372.
- Smith, L.P., 1961: *Frequencies of Poor Afternoon Visibilities in England and Wales*, *Met. Mag.*, 90, 355-359.
- Saunders, W.E. and W.D. Summersby, 1951: *Fog at Northolt Airport*, *Met. Mag.*, 80, 255-261.
- 関口 武, 1970: 都市気候学, 天気, 17, 89-96.
- Simpson, G.C., 1941: *On the Formation of Cloud and Rain*, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 67, 99-133.
- Steffens, C., 1956: *Visibility and Air Pollution*, *Air Pollution Handbook*, McGraw-Hill Book Comp. INC., 6. 1-6. 43.
- 鈴木義男, 1971: 東京国際空港における視程と大気汚染, 研究時報, 23, 283-319.
- 山本義一・三浦 晃, 1951: 仙台の不透明度について, *J. Met. Soc. of Japan Ser. 2*, 29, 1-12.
- ・荒生公雄, 1973: 視程の経年変化と大気混濁, 1973年度秋季大会講演予稿集, p. 92.
- Wright, H.L., 1935: *Visibility and Atmospheric Suspensoids at Kew Observatory*, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 61, 71-80.
- , 1939: *Atmospheric Opacity*, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 65: 411-442.
- 吉田菊治, 1956: 視程・最低雲高の調査報告, 天気, 3, 42-45.