

関東地方における大気混濁係数の推移について

—全天日射量からの評価の試み—

中村圭三*・三谷雅肆**

要旨

直達日射量の観測を要することなく、より観測地点が多く、入手も容易な水平面全天日射量データから、大気透過率や混濁係数などの評価を試みた。そのなかで、東京、およびその周辺6地点における過去20年間の正午を含む1時間水平面全天日射量データから、大気成分による吸収を無視した Kondratyev の式を適用して、関東地方における大気混濁係数の推移を求めた。1990年代前半には、ピナトゥポ山噴火による高い混濁係数が認められたが、その影響がほぼ消滅した同年代中期以降も混濁係数は漸次低下を続け、全体として、ここで取り上げた1989年以降、各地の混濁係数は漸減する傾向にあった。

日射の季節的、地域的特性も確認され、適用する地域を100 km 程度に限定すれば、ここで採用された全天日射量から大気混濁度、および大気混濁係数を評価する方法が有効であると確認された。

1. はじめに

大気エアロゾルの気候、気象への影響に注目した大気の光学的な環境評価が重要となっている。大気の光学的厚さや混濁係数などは日射に関する大気環境の重要な指標となるが、これらは大気エアロゾルに関する情報を得る上でも重視される。

これらの指標の評価には、大気中での直達日射の消散効果を直接観測する必要があるが、この直達日射量の公的観測地点の数は極めて限定的となっている。このような状況のもとで、筆者らは、広くルーチン観測の行なわれている水平面全天日射量に注目し、これから大気の光消散因子を評価する方法について検討し、Kondratyev (1969) の式を活用して全天日射量から大気透過率を評価することを試みてきた(三谷・中村2010)。

そこで本研究では、限られた地域、特に、関東地方

に限定してこの手法を適用し、その有効性を再確認するとともに、これによって東京、および東京から約100 km までの距離にある数地点の全天日射量データ(気象庁 2011)を解析し、この地域における長年の大気混濁係数の推移を明らかとすることを目的とする。また、混濁係数の年間の変動にも注目し、その地域的、あるいは季節的特性についても検討する。

2. 全天日射量と大気の光消散因子

地上の法線面に達する波長 λ の直達日射量 $I_N(\lambda)$ はBeer-Lambertの法則にしたがいがい、次のように表わされる(村井 1987)。

$$I_N(\lambda) = RI_0(\lambda)e^{-\tau(\lambda)m} \quad (1)$$

$$\tau(\lambda) = \left[\frac{b}{b_0} \right] k_R(\lambda) + k_a(\lambda) + k_g(\lambda) \quad (2)$$

ここで、 $I_0(\lambda)$ は、地球-太陽間距離が、その平均値にあるときの大気外法線面日射量、 R は、その距離が平均値から外れる際の $I_0(\lambda)$ に対する補正係数、 m は大気の厚さを単位とした光路程、 b と b_0 は、それぞれ大気圧と標準大気圧(1013 hPa)である。

* 敬愛大学国際学部. knakamura@u-keiai.ac.jp

** 敬愛大学環境情報研究所。

—2010年10月13日受領—

—2011年8月3日受理—

$k_R(\lambda)$ は標準大気の Rayleigh 散乱に関する光学的厚さ, $k_a(\lambda)$ はエアロゾルによる光学的厚さ, また $k_g(\lambda)$ は水蒸気や二酸化炭素, オゾンなどの大気ガスによる光学的厚さであり, $\tau(\lambda)$ はこれらを総括した大気的光学的厚さである.

通常の日射計により観測される広い波長の法線面直達日射量 I_N は, その全波長にわたる式 (1) の積分によって表わされるが, 一般には, $I_0(\lambda)$ や $k_R(\lambda)$, $k_a(\lambda)$, $k_g(\lambda)$ の全波長域での, それぞれの平均値, I_0 , K_R , K_a , K_g を採って, I_N は次のように表わしうる (浅野ほか 1983; 村井 1987).

$$I_N = RI_0 e^{-\tau m} = J_0 P^m \quad (3)$$

$$\tau = \left[\frac{b}{b_0} \right] K_R + K_a + K_g \quad (4)$$

$J_0 = RI_0$ は観測時の大気外法線面日射量であり, ここでは世界気象機関の勧告する太陽定数 $I_0 = 1367 \text{ W/m}^2$ を採用した. $P = e^{-\tau}$ は大気透過率である. 太陽高度 h が $h \geq 20^\circ$ のとき, $m = 1/\sin h$ で近似できる (Robinson 1966).

全天日射過程に関して, Kondratyev (1969)は, 地上へ向かう下向きの放射 G_{H2} とその逆の上向きの散乱放射 G_{H1} , それぞれの伝達方程式を連立させて地上における水平面全天日射量 G_H の推定式を示している. 光の消散のうち, 吸収を無視してその方程式は境界条件とあわせて以下のように表わしている.

$$\frac{dG_{H1}}{d\tau} = \frac{dG_{H2}}{d\tau} = \varepsilon \frac{1}{\sin h} G_{H2} - 2\varepsilon G_{H1} \quad (5)$$

$$\tau = \tau_0 \text{で } G_{H2} = J_0 \sin h, \quad \tau = 0 \text{で } G_{H1} = A G_{H2} \quad (6)$$

ここで, ε は放射の方向と逆に向かう散乱放射の割合, τ は大気的光学的厚さの座標で, 大気底部でゼロ, 頂部で τ_0 とする. また, A は地表面アルベドである. 式 (5) の右辺第2項の εG_{H1} の係数2は, 上向きの放射に等方性を仮定することによる.

これを解き, $A = 0$ と仮定して, e の指数関数部分を2項まで展開した近似の形で水平面全天日射量は次のようになる.

$$G_H = \frac{J_0 \sin h}{1 + \varepsilon \tau_0 (1/\sin h)} = \frac{J_0 \sin h}{1 - \varepsilon \ln P_{HC}^{1/\sin h}} \quad (7)$$

ここで, 透過率は $P = P_{HC}$ として, 特に水平面全日

射量に基づくものであることを示した.

この式の活用には, ε の決定が欠かせない. G_H は, $\varepsilon = 0$ では大気外水平面日射量を, また, $\varepsilon = 1$ では, $1/[1 + \tau_0(1/\sin h)] \doteq \exp[-\tau_0(1/\sin h)]$ とみなして, 散乱光が全て大気外へ消失した後の直達日射量を表わす. 結局, ε は, この両極端の間であって実際の G_H を導く因子ともいえよう.

式 (7) の誘導において, 日射の消散のうち吸収効果が無視され, G_H は過大評価される傾向にあると考えられるが, その式は, 例えば異なる緯度や季節の下で検討され, その定性的な面での妥当性が確認されている (Kondratyev 1969). 三谷・中村 (2010) は, この関係式を用い, ε に全天日射量の観測値と推定値とを結ぶ補正項の意味をもたせ, その全国平均値 $\varepsilon = 0.68$ を得た. そして, 日本各地の G_H や P の多数のデータから, この式の妥当性を確認した.

3. 日射データの収集

データの収集は, 次の二つの目的で行なわれた. 式 (7) の検証のためと, 約20年に及ぶ関東地方の大気混濁係数の推移を求めるためである.

前者の目的では, 雲量ゼロを条件とした正午の直達日射量, あるいはその結果から得られた大気透過率, および式の検証のための全天日射量として, その正午を含む1時間積算値を収集した. 式 (7) の関東での活用を考慮して, 式の検証のためのデータは, 関東とその周辺域として, 館野と佐倉 (観測の詳細については後述) のものを選んだ. また, 比較のため, より関東に近い松本, さらに本州太平洋沿岸の宮古と潮岬, 北海道根室のデータについても収集した. これらのうち, 佐倉のデータ以外は気象庁により公表されているものを活用した.

後者の目的では, 正午の時間帯の雲量が全てゼロである時の水平面全天日射量1時間積算値を使用した. これらは, 気象庁による関東各地の日射データ (気象庁 1998-2008, 2011), すなわち, 東京, および東京を中心に東西約100 kmに位置する甲府と銚子, 南北に同距離の大島と前橋についてのものである. また, 大気の清浄な地点との比較を目的に根室のデータも同様に収集した.

以上の地点のほかに, 関東地方の多くの気象庁観測地点で全天日射量が観測されているが, 正午の雲量観測は行なわれておらず, データ収集の対象から除外した. また, 東京に最も近い地点のデータを得る目的

で、ここでも佐倉における観測結果を活用した。

データ収集の対象とした以上の気象庁観測地点では、3時間ごとに雲量観測が行なわれている。09, 12, 15時の雲量がゼロである比較的安定した気象条件の日を選ぶことにより、日射量積算中の雲量ゼロの条件、あるいは雲の影響を無視しうる条件が満たされたものと考えた(三谷・中村 2010)。しかしながら、式(7)の検証に活用した館野のデータについては、12時の雲量は公表されていない。したがって、以上の条件に近づけるため、この地点の09時と15時での雲量ゼロはもちろん、その周辺地域、すなわち、東京と銚子の09, 12, 15時、および、千葉、水戸、宇都宮の09時と15時、それぞれの雲量が全てゼロである関東全域で安定したと考えられる条件を選ぶこととした。

佐倉での日射観測の概要は以下のとおりである。観測点は、千葉県佐倉市敬愛大学佐倉キャンパス(北緯35°41′, 東経140°12′)において、1999年4月から2010年3月にかけて水平面全天日射量を中心に、風、気温、気圧、相対湿度等についての観測を実施した。この間、2001年4月からほぼ1年間、観測を中止したほか、機器(英弘精機・精密全天日射計MS-801)の点検等で観測のできない10日前後の期間が年間1, 2回あった。日射量は10分間の積算値とし、気温等の気象要素とともに自動記録した。

2002年10月から1年6ヶ月、および2008年9月から1年3ヶ月、全天日射計に直達日射を遮る遮光バンドを装着して散乱日射量を計測し、全天日射量との差から、先の式(7)の検証のための直達日射量を観測した。

なお、収集した気象庁のデータに関する観測期間は、式(7)の検証については、館野を除き2001から2007年、また館野のデータについては、先に記した特定の入手条件のもとでも十分な数のデータが得られるよう1990から2008年とし、いずれも季節を限ってはいない。さらに、大気混濁係数の推移を求めるためのデータは、1989年から約20年間のものとした。

4. 全天日射量から大気透過率の評価

前記したように筆者らは三谷・中村(2010)において式(7)中の定数 ϵ の全国平均値を評価したが、ここでは特に関東地方を中心に、その地域ごとの値に注目し、より適切な ϵ と式(7)の有効性を検証した。

まず、直達日射量瞬間値 I_N から得られた正午の大気透過率、すなわち式(3)で定義される P とその時

間帯の水平面1時間全天日射量 S_{HG} を用いて式(7)の ϵ を評価する。その方法は、直達日射量瞬間値から得られた大気透過率 P を式(7)に適用し、次に示す式(8)に代入して、予測される ϵ を選んで行なった右辺の積分が、実測された S_{HG} に一致するまで計算を繰り返す試行法によった。

$$S_{HG} = \int_{t_1}^{t_2} G_H dt \quad (8)$$

ここで、 $t_1=11$ 時、 $t_2=12$ 時である。

積分は、シンプソン則による数値積分の方法を採用したが、その刻みの数は1時間につき4とし、それによる積分値の収束は充分であった。

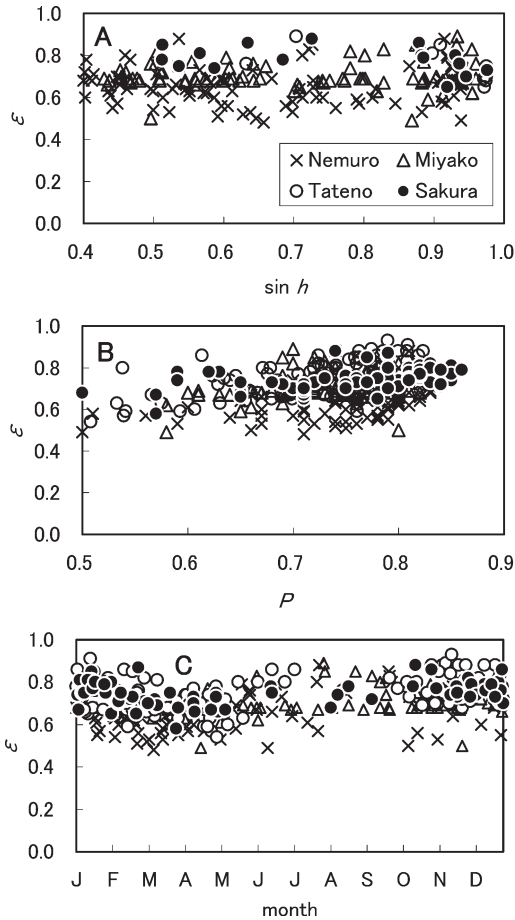
得られた ϵ に関して、太陽高度 h や直達日射量にもとづく大気透過率 P 、さらには季節の推移、それぞれの影響について、第1図のA, BおよびCに示した。図から ϵ は太陽高度にはほとんど関係しないことがわかる。また、 P との間には僅かな関係が認められなくも無いが、その変化の割合はきわめて小さく、さらに、 ϵ の季節を追っての変化も小さい。以上のことから、データのばらつきをも考慮して、式(7)の ϵ にはその地域ごとの算術平均値を採用することとした。

水平面全天日射量から推定される大気透過率 P_{HG} の評価は、 ϵ の評価の際と同様、式(7)を用いて全天日射量から逆算する方法を採用するが、それは予測される範囲の P_{HG} を選び、式(8)右辺の積分が実測された S_{HG} に一致するまで計算を繰り返す試行法によった。先と同様、積分はシンプソン則により、その刻みの数は4とし、その積分値の収束は充分なものであった。

第1表に各地の収集データから得られた ϵ の平均値とその標準偏差 σ を示した。また、この表には、以上の ϵ の平均値や、それに近い ϵ を式(7)に適用して推定した P_{HG} と直達日射量から得られている P (気象庁1998-2008)との間の二乗平均平方根誤差(RMSE)をも示した。このRMSEは、平均の ϵ でほぼ最小となり、館野と佐倉の例では0.50~0.86の P に対してその値は0.03であり、平均的な P の4%程度である。

ϵ は地域によって0.65から0.75の範囲にあることがわかるが、その特性をつかむことは容易ではない。館野と佐倉における ϵ がほぼ同程度であり、その値が他の地点に比較して高い。また、 ϵ を0.64から0.76ま

で変化させた際の P_{HG} の誤差評価結果から、一般に ϵ の変化に対して P_{HG} の変動は極めて小さいこともわか



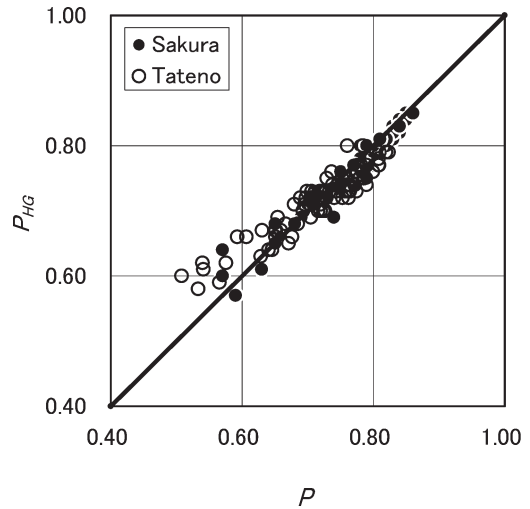
第1図 (A) 太陽高度 h , (B) 直達日射量にもとづく大気透過率 P , および (C) 季節の ϵ への影響。

る。

第2図には館野と佐倉について、正午の直達日射量瞬間値 I_H から得られた P と同時時間帯の S_{HG} から得られた P_{HG} とを比較して示した。

以上によって、館野と佐倉のデータから得られる $\epsilon=0.75$ を式 (7) に適用して、関東各地の正午の全天日射量から大気透過率の評価を試みることにした。

なお、館野と佐倉において観測された正午の直達日射量は、法線面の値で $0.6\sim 1.1 \text{ kW/m}^2$ であったが、これと上記の P_{HG} から推定した直達日射量との間の RMSE は、 0.04 kW/m^2 であった。



第2図 直達日射量にもとづく大気透過率 P と1時間全天日射量から得た透過率 P_{HG} との比較。

第1表 式 (7) 中の係数 ϵ と同式から評価した大気透過率 P_{HG} の RMSE.

site	ϵ			RMSE of P_{HG} for the case of ;				
	n	av.	σ	$\epsilon=0.64$	$=0.67$	$=0.70$	$=0.73$	$=0.76$
根室	91	0.65	0.09	0.03	0.03	0.04	0.04	0.06
宮古	83	0.70	0.06	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
館野	95	0.75	0.08	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
佐倉	66	0.75	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02
松本	107	0.67	0.08	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
潮岬	120	0.71	0.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
館野, 佐倉	162	0.75	0.07	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03

n : データ数, av.: 平均, σ : 標準偏差, RMSE: 二乗平均平方根誤差.

5. 関東地方における大気混濁係数

5.1 混濁係数

これまでの議論に用いてきた大気的光学的厚さ τ や大気透過率 P にはエアロゾルのほか空気分子による散乱効果も含み、真の大気混濁指標とはいえない。このため、大気分子の Rayleigh 散乱による全波長平均の光学的厚さ K_R と実際の大気的光学的厚さとの比として Linke の混濁係数 T_L が定義されよく用いられている。また、 K_R は太陽高度が同じでも気圧によって変化するため、これを標準気圧 ($b_0 = 1013$ hPa) に標準化したものが Feussner - Dubois の混濁係数 T_{FD} である。両者は次の関係にある (浅野ほか 1983)。

$$T_L = 1 + \frac{K_a + K_g}{(b/b_0)K_R} \quad (9)$$

$$T_{FD} = 1 + \frac{K_a + K_g}{K_{R0}} = 1 + (T_L - 1) \frac{(b/b_0)K_R}{K_{R0}} \quad (10)$$

ここで、 K_{R0} は標準気圧における Rayleigh 大気的光学的厚さである。

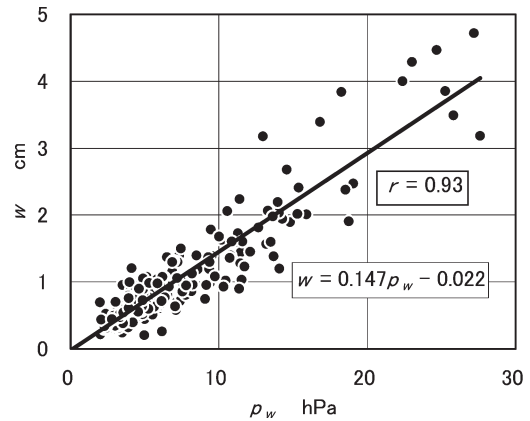
T_{FD} にはエアロゾルのほか、大気の水蒸気分子の消散効果も含まれる。このため、Yamamoto *et al.* (1968) は、この水分子の効果を理論的に排除し、次のような混濁係数 β を定義した。

$$P_M(\lambda) = \exp(-\beta\lambda^{-1}) \quad (11)$$

ここで、 $P_M(\lambda)$ は波長 λ の関数としての大気エアロゾルによる透過率である。 β は、エアロゾルの粒径分布に Junge 分布を仮定して、 λ の関数として得られる。実際には、直達日射量 I_N と水蒸気量から β を得る便利なチャートが提出されている。

全天日射量から得た P_{HG} を式 (3) に適用して I_N を推定し、これによって以上の混濁係数の評価を試みた。なお、その評価に当たって、可降水量 w を知る必要がある。これは地上大気露点温度や水蒸気圧 p_w から推定 (押田 1981; 近藤・三浦 1983) できる。ここでは館野における、快晴日の 09, 15, 21 時の高層気象観測データ (気象庁 1999, 2000) から p_w と w との関係を得ることによって w を評価した。その関係を第 3 図に示す。その相関係数は 0.93 であった。

β には大気的光学的厚さに関する大気の水蒸気の寄与が無く、その点で真の混濁因子といえようが、エアロゾルの粒径に対する Junge 分布の仮定から、この



第 3 図 水蒸気圧 p_w と可降水量 w との関係 (r : 相関係数)。

β の評価は直接的なものとはいえない。

ここでは気象庁が大気混濁係数として採用している T_{FD} によって大気的光学的环境を把握し、大気環境の評価に大気中の水蒸気の影響を排除する必要がある場合に β を採用した。

次節以降、 β や T_{FD} については、直達日射から得られるものと全天日射から得られたものとを区別して、特に後者をそれぞれ β_{HG} や $T_{FD,HG}$ として表記する。

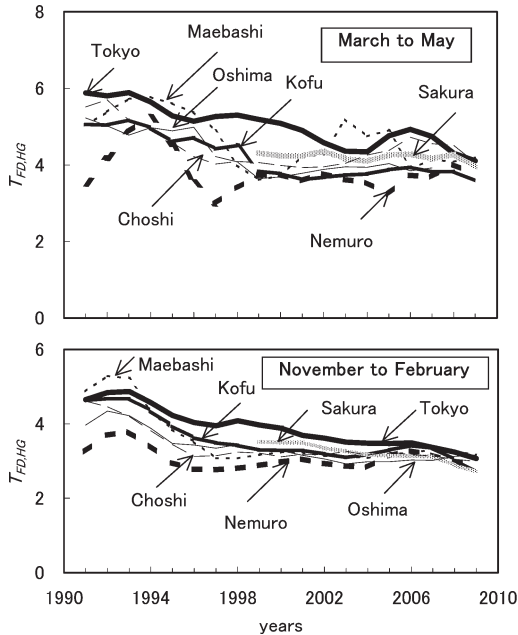
5.2 混濁係数の経年推移— $T_{FD,HG}$ の推移

気象庁から公表されている正午の時間帯の 1 時間全天日射量 S_{HG} から τ を得て、さらに式 (10) により関東各地の $T_{FD,HG}$ を求めた。この際、 K_R と K_{R0} の計算には浅野ほか (1983) の方法を採用した。また、佐倉での $T_{FD,HG}$ も加え、特定季節の平均値として、その経年変化を第 4 図に示した。

季節として、春期 (3~5 月) と冬期 (11~2 月) を選んだ。季節による収集データ数の極端な差異や大気の水蒸気圧の季節差、さらには予測されるエアロゾルの種類などの季節差、これらの差異による影響を排除するため、季節を以上のように区切った。

第 4 図から、各地点で、また季節を問わず $T_{FD,HG}$ は 1990 年代初めに一つの極大を示した後、今日まで漸次低下傾向を示していることがわかる。この極大は、1991 年 6 月のピナトゥポ山 (フィリピン) 噴火の影響と考えられ、わが国でもこの噴火によって、大気硫酸エアロゾルの影響が数年にもおよんだと報告されている (岩坂・藤原 2000)。

同図では $T_{FD,HG}$ の推移を春期と冬期に分けて、共に 3 年間の移動平均で示したが、春期の $T_{FD,HG}$ の値とそ

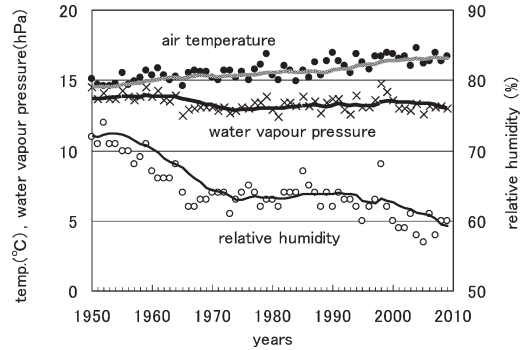


第4図 全天日射量に式(7)を適用して推定した混濁係数 $T_{FD,HC}$ の経年変化 (3区間=3年間移動平均)。

の変動は冬期に比べて大きい。その原因としては、この季節に集中する黄砂や春霞とよばれるヘイズの影響が推察され、大気的光学的環境は不安定なものになったと考えられる。一方、冬期の $T_{FD,HC}$ は比較的低く、安定に推移している。

1993年以降、関東地方の冬期の $T_{FD,HC}$ は低下し続けた。この間、東京は最も高い値で推移したが、特に最近では、東京、およびその周辺地域で大差はなくなった。

以上のように経年の $T_{FD,HC}$ の低下傾向は、季節や地域によって若干の違いはあるものの、1990年代から今日まで継続しているように見える。Wild *et al.* (2005) は、世界の多数の地点で観測された地表面日射の経年変化を検討し、世界の広範囲にわたって、ほぼ1960年から1990年にかけて減少傾向にあった日射量が1990年代に入って増加傾向に転じたこと、また、中国においても同様に減少傾向にあった日射量は、一定水準を維持して今日に及んでいることを報告している。これらは大気透過率の変化によるものであるが、その要因として、特にヨーロッパに関しては、排ガス規制の効果に加えて東ヨーロッパの経済的不況の影響が考えられている。



第5図 東京における年平均の気温、水蒸気圧、相対湿度の推移 (実線：10年移動平均)。

中国に関しては、わが国への直接的な影響も考えられ興味深い。Che *et al.* (2005) の中国64地点における全天日射データに基づく結果からも、以上に類似の傾向が報告されている。

大気の混濁係数に影響するいまひとつ重要な因子として大気の水蒸気量がある。第5図に示したように東京における地上大気の水蒸気量は長期にわたりあまり変化は無いが、気温の漸増に伴い相対湿度は1990年頃を境に低下し始めている。この図は、気象庁の公表する各種気象要素の年間平均値データ (気象庁 2011) から得たが、日本全域で同様な傾向が認められる。視程におよぼす大気の相対湿度の影響はよく知られるところである (Kasten 1969 ; Okada and Isono 1982)。

以上の関東地方における大気混濁係数の最近の低下傾向が、世界の傾向と一体のものであるか否かここで即断できないが、経済環境の変化や高まる排ガス規制の効果、さらには大気の乾燥化の傾向 (Jung *et al.* 2010) など、最近の混濁係数の傾向を考えると、いずれも注目すべき事項といえよう。特に、日本の場合、著しい工業化と経済発展下にある東アジアや東南アジア地域の東端に位置し、大気透過率の改善に逆行しかねない状況の中で、この問題は極めて興味あるものといえよう。

5.3 混濁係数の経年推移— β_{HC} の推移

前節では特定の季節に限定して、年ごとの混濁係数で大気の経年変化を追ったが、その値は一定期間の平均値であり、大気環境変化の細微を捉えがたい。ここでは、日々の混濁係数によって大気環境の変化を追うこととした。その混濁係数は曇量ゼロの限られた日のものであり、連日のものではない。

混濁係数にしめる大気中の水蒸気の消散効果を除く

ため、 β_{HG} を採用することとした。これはエアロゾル粒子への水蒸気の影響を排除するものではない。

各地点の β_{HG} の推移を第6図に示す。 β_{HG} は、冬期に低く、春期と夏期に高い。その変動幅は、東京において最も大きく、比較のために示した根室において最も小さい。なお、根室において、2006年以降に比較的高い β_{HG} を示す日が散見される。混濁係数が、一時的に異常に高くなる例は、森林火災などによって観測されることがある(三谷・中村 2010)。2006年以降、シベリア森林火災の急増の報告(日本航空 2010)があるが、根室のこの高い β_{HG} の原因については明らかにできなかった。

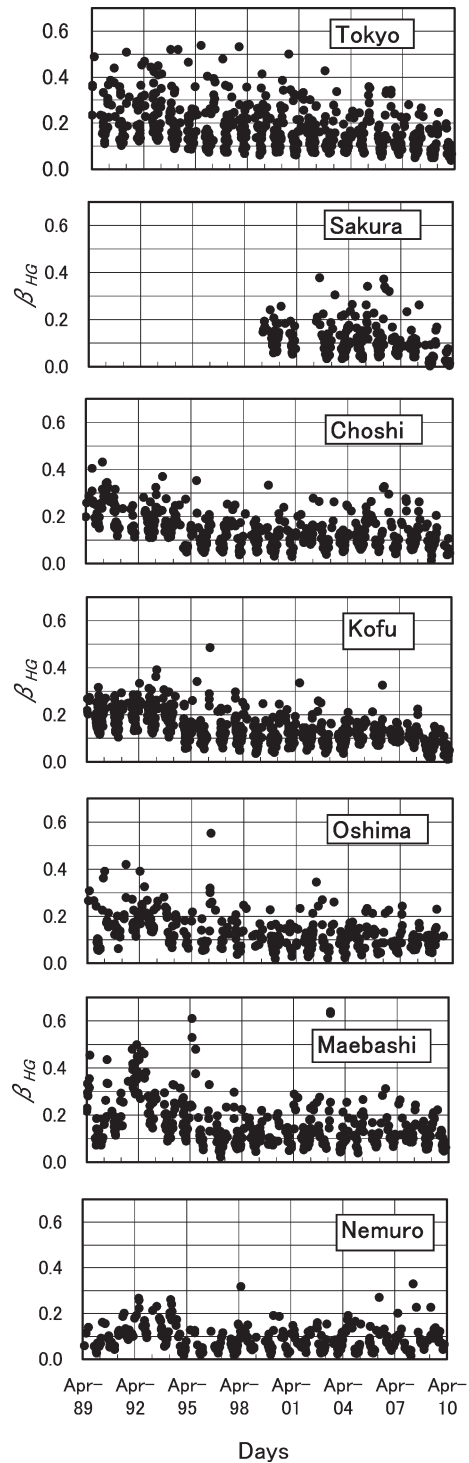
変動する β_{HG} に関して、まず、春期から秋期の初めにみられるその比較的大きい値、すなわち極大値の推移に注目しよう。東京から東西、あるいは南北に約100 kmの距離にある銚子や甲府、あるいは大島や前橋においては、 β_{HG} の極大値や変動幅は、東京と根室の場合の中程度にある。そのなかで、前橋と銚子における値は、甲府や大島に比べて若干大きい。そして、東京と銚子のほぼ中間地点に位置する佐倉では、データが得られた2000年代でみる限り、その極大値や変動幅は、両地点の中程度の値にある。

東京における高い β_{HG} は、多くは大都市でしばしば観測される視程が数 km 以下の比較的視界の悪い日のものであった。 β_{HG} の著しい変動は、大都市に特徴的なものと考えられ、その高い β_{HG} には、人為的要因が推測される。ここでは割愛するが、大阪でも同様に β_{HG} の大きな変動幅を確認できる。東京における β_{HG} の変動幅は、1990年代初期以来次第に減少して、最近では関東の他の地点におけるものと大差はない。

β_{HG} の極小値の推移は、冬期の β_{HG} の推移に相当する。その値に地域間で大きな差は無いものの、先の極大値の推移と同様、東京で最も高く、根室で最も低い。その極小値の推移は、ほぼ1995年以降目立った変化はない。それ以前の数年間、 β_{HG} はいずれの地点でも若干高い値を示しているが、これは前述の1991年6月のピナトゥポ山噴火によるものと推察される。

β_{HG} の極大が夏期を中心にその前後の期間にある。この大きな β_{HG} については、エアロゾルの粒子濃度の増加はもちろん、その種類や形状の変化など、複雑かつ多様な要因が考えられようが、雲粒成長における水蒸気によるエアロゾルの質的变化も重要な要因となる。

β_{HG} の地域差や地域的広がりもこの β_{HG} の変動幅に



第6図 全天日射量に式(7)を適用して推定した混濁係数 β_{HG} の各地における推移。

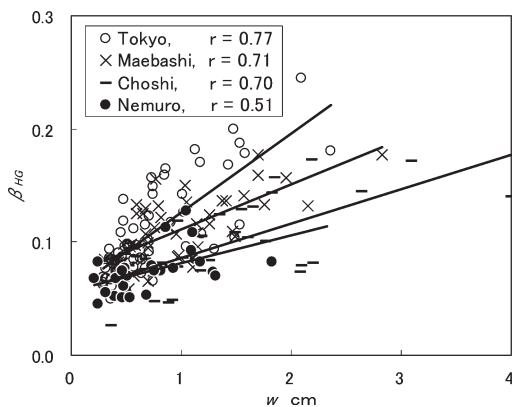
よって特徴づけられる。この広がりを考える上で関東地方における局地風系の理解は重要であろう。関東平野全域にわたる局地風系の日変化は、北部の山岳地域の山谷風や鹿島灘、九十九里浜、相模灘の沿岸域での海陸風、さらには駿河湾岸域での海陸風によって決まるとし、通常、海陸風や山谷風が互いに結合した関東南部から内陸深奥部までに及ぶ大規模流が形成されるといわれる(藤部・浅井 1979; 栗田ほか 1988)。

東京を中心に佐倉や銚子、さらには前橋での比較的高い β_{HG} や、甲府や大島での低い β_{HG} などは、以上の風系の下でのエアロゾルの輸送・拡散に関するものか、各地点起源のエアロゾルによるものか、明らかではない。大気混濁係数の変動に関する考察においては、大気汚染質の発生源の同定や、輸送過程を明らかにすることが重要である。

5.4 混濁係数と大気水蒸気量

第7図に東京、銚子、前橋、および根室における w と β_{HG} との関係を示す。 w は先の第3図により地上大気の水蒸気圧 p_w から求めた。根室は、混濁係数の低い地域の例として、関東地域との比較のために示した。各データは2006から2010年にかけてのものである。

この図から β_{HG} におよぼす w の影響を考えると、 β_{HG} におよぼす大気水蒸気以外の因子、例えばエアロゾルの濃度や種類などの変化が無視できる程度であることが前提となる。また、 w は季節の推移とともに夏期から冬期へと単調に低下するため、季節の推移に伴うエアロゾルの濃度や種類などの変化が、 w に



第7図 可降水量 w と、全天日射量に式(7)を適用して推定した混濁係数 β_{HG} との関係(r :相関係数)。

よって代表されているに過ぎないものか、注意すべきである。

ここでは、水蒸気量のある程度の範囲を確保しつつ、以上の点に配慮して9月から1月についての β_{HG} を採用した。すなわち、黄砂やヘイズによる不安定な大気環境が考えられた春期とその前後の月、および、東京における大気エアロゾルの観測から、光化学反応による硫酸イオンの増加(鎌滝ほか 2000)が考えられた夏期、これら両期間の β_{HG} は除外した。

第7図から、地域に応じて、 β_{HG} は w の増加とともに直線的に増加している。根室を除き、 β_{HG} は w と0.70~0.77の相関係数を示した。 β_{HG} は w を地上の相対湿度に変えても同様の傾向を示す。

エアロゾルの吸湿性による β_{HG} の増加の傾向は、既にYamamoto *et al.* (1968)により報告されているところでもあり、エアロゾルへの水蒸気による影響が示唆される。例えば、エアロゾルの吸湿性による雲核としての作用(Charlson *et al.* 1991)や、エアロゾルの粒径変化(Kasten 1969; 上田・三浦 2007)など、水蒸気量とエアロゾル濃度に応じた β_{HG} への影響が推測される。

β_{HG} の w との関係には、第7図のとおり地域差が認められるが、 w に対する β_{HG} の増加の割合、すなわちこの直線関係のこう配は、図に挙げた地点の中では東京で最も大きく、根室で最も小さい。このこう配にはエアロゾルの量や種類、性状などが関係しようが、同一域内、すなわち関東域内ではその種類や性状より、量の変動が実際的と考えられる。また、このこう配の地点の違いによる変化は、大都市から大都市周辺へと減少し、その順位は、主としてエアロゾルの量に関係したものと推測される。

6. まとめ

観測地点が比較的多く、多量のデータが得られている水平面全天日射量によって、日射に関する大気混濁係数の評価を試みた。

まず、大気中での吸収過程を無視したKondratyev (1969)の式を適用して、全天日射量から大気透過率や混濁係数を評価する方法について検証し、その方法を用いて関東各地の冬期(11~2月)と春期(3~5月)における混濁係数を評価、その経年の推移を求めた。

冬期の混濁係数の推移は比較的緩慢に推移したが、春期のそれはやや不安定に推移し、エアロゾルの季節

的特性が示唆された。しかし、いずれの季節でも、ここで取り上げた1989年以降、各地の混濁係数は漸減する傾向にあった。すなわち、1990年代前半には、1991年6月のピナトゥポ山噴火による高い混濁係数が多い地点で認められたが、噴火の影響がほぼ消滅した同年代中期以降も、混濁係数は低下を続けた。特に、東京における混濁係数は、関東各地の中で最も高い値で推移したが、最近では他の地点と大差はない。

雲量ゼロのもとで全天日射量から大気透過率を評価し、これによって推定した直達日射量から Yamamoto *et al.* (1968) の水蒸気の効果を排除した混濁係数に相当する β_{HC} を求め、その長年の日々の推移を得た。 β_{HC} は、冬期の低い値から春期や夏期の高い値へと変動しながら推移するが、その変動幅は東京において最も大きく、そこから距離を隔てるにつれて縮小する傾向にある。その変動幅の要因のひとつとして、エアロゾルと大気水蒸気との関係を考慮し、若干の検討を行なった。

参考文献

- 浅野正二, 村井潔三, 山内豊太郎, 1983: 大気混濁係数の算出法の改良について, 研究時報, 35, 135-144.
- Charlson, R. J., J. Langner, H. Rodhe, C. B. Leovy and S. G. Warren, 1991: Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43AB, 152-163.
- Che, H.Z., G.Y. Shi, X.Y. Zhang, R. Arimoto, J.Q. Zhao, L. Xu, B. Wang and Z.H. Chen, 2005: Analysis of 40 years of solar radiation data from China, 1961-2000. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06803, doi: 10.1029/2004GL022322.
- 藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究 第1部: 日変化を伴う風系の構造. *天気*, 26, 595-604.
- 岩坂泰信, 藤原玄夫, 2000: 極地方へ拡散するピナツポ火山雲. 北極圏の大気科学, 岩坂泰信編, 名古屋大学出版会, 64-74, 173-175.
- Jung, M., M. Reichstein, P. Ciais, S. I. Seneviratne, J. Sheffield, M. L. Goulden, G. Bonan, A. Cescatti, J. Chen, R. de Jeu, A. J. Dolman, W. Eugster, D. Gerten, D. Gianelle, N. Gobron, J. Heinke, J. Kimball, B. E. Law, L. Montagnani, Q. Mu, B. Mueller, K. Oleson, D. Papale, A. D. Richardson, O. Roupsard, S. Running, E. Tomelleri, N. Viovy, U. Weber, C. Williams, E. Wood, S. Zaehle and K. Zhang, 2010: Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467, 951-954.
- 鎌滝裕輝, 古明地哲人, 山田正昭, 2000: 東京地区における大気エアロゾル中のイオン成分の特徴. *日本化学会誌*, 2000, 891-900.
- Kasten, F., 1969: Visibility forecast in the phase of precondensation. *Tellus*, 21, 631-635.
- 気象庁, 1998-2008: 気象庁年報 (CD-ROM) 1998年版~2008年版. 気象業務支援センター.
- 気象庁, 1999, 2000: 高層気象観測年報 (CD-ROM) 1999年版, 2000年版. 気象業務支援センター.
- 気象庁, 2011: 気象統計情報. <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html> (2011.06.27閲覧).
- 近藤純正, 三浦章, 1983: 地表面日射量の実験式と日射計をチェックする簡便な方法. *天気*, 30, 469-475.
- Kondratyev, K. Ya., 1969: Radiation in the Atmosphere. Academic Press, 203-206, 380-381, 463-464.
- 栗田秀實, 植田洋匡, 光本茂記, 1988: 弱い傾度風下での大気汚染の長距離輸送の気象学的構造. *天気*, 35, 23-35.
- 三谷雅肆, 中村圭三, 2010: 全天日射量から大気的光消散因子の評価について. *太陽エネルギー*, 36(2), 51-56.
- 村井潔三, 1987: 太陽エネルギー. 太陽エネルギーの分布と測定, 柴田和雄・内嶋善兵衛編, 学会出版センター, 13-36.
- 日本航空, 2010: 森林火災発見情報の提供と航空機による大気観測. CSR 報告書2009, <http://www.jal.com/ja/corporate/csr2009/> (2011.06.27閲覧)
- Okada, K. and K. Isono 1982: Trends in visibility in the urban atmosphere —A case study in Nagoya, Japan—. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 777-786.
- 押田勇雄, 1981: 太陽エネルギー. 日本放送出版協会, 87-90.
- Robinson, N., 1966: Solar Radiation. Elsevier, 48-52.
- 上田紗也子, 三浦和彦, 2007: 都心における大気エアロゾル粒子の湿度特性の季節変化. *大気環境学会誌*, 42, 339-349.
- Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C. N. Long, E. G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak and A. Tsvetkov, 2005: From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at earth's surface. *Science*, 308, 847-850.
- Yamamoto, G., M. Tanaka and K. Arao, 1968: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimated from direct solar radiation measurements. *J. Meteor. Soc. Japan*, 46, 287-300.

Yearly Change of the Atmospheric Turbidity in Kanto District
—Application of the Turbidity Coefficient as
Estimated from Global Radiation Measurements—

Keizo NAKAMURA* and Masashi MITANI**

* (*Corresponding author*) Faculty of International Studies, Keiai University, Anagawa 1-5-21,
Inage-ku, Chiba, 263-8588, Japan.

** Institute of Environmental Studies, Keiai University, Sanno 1-9, Sakura, 285-8567, Japan.

(Received 13 October 2010 ; Accepted 3 August 2011)
