

1. 東アジアにおける大気エアロゾルの太陽放射 散乱・吸収にともなう気象影響の評価

齋藤 勝仁*・太田 幸雄・村尾 直人

北海道大学・大学院工学研究院（〒060-8628 札幌市北区北13条西8丁目）

* E-mail: ohta@eng.hokudai.ac.jp

AERONET による観測値と気象庁の直達光観測網による観測値の解析により、東アジア域における大気エアロゾルの光学的厚さの季節別の広域分布を算出した。その結果、中国大陸沿岸部において、夏季に 0.84~1.19 と大きな光学的厚さが見られ、春季のタイでも 0.49~0.58 と大きな値が見られた。次に、太陽放射の伝達計算を行うことにより、エアロゾルの太陽放射吸収に伴う大気加熱率の高度分布を算出した。その結果、中国の太湖の地表付近で夏季に 3.0 K/day の加熱が見られ、春季タイの Mukdahan の地表付近で 2.7 K/day の加熱が見られた。さらに大気加熱率の算出値を地域循環気象モデルに組み込むことにより、エアロゾルがある場合と無い場合との気温変化を計算した。その結果、中国大陸のハルビン東部域において 1.5~2 °C の昇温が見みられた。一方その他の東アジア地域では 0~0.5 °C の冷却となった。

Key Words : 大気エアロゾル、太陽放射の散乱と吸収、気象影響、大気加熱率、地域循環気象モデル

1. 初めに

対流圏の上端（高度約 11 k m）における正味の放射の変化量を放射強制力(radiation forcing, RF)と呼ぶ。放射強制力が正の値であれば、地球-大気系は放射エネルギーを蓄積することになり、その結果地球は温暖化する。一方放射強制力が負の場合には、地球-大気系のエネルギーが減少することになり、地球は冷却化する。

いま仮に全球の二酸化炭素濃度が2倍に増加した場合、放射強制力は 4 W/m^2 となり、地球全体の平均気温は約 3°C 上昇すると見積もられている。一方、IPCC, 2001 の見積もりによれば、産業革命前の 1750 年から 2000 年までの間に増加した二酸化炭素やメタン、亜酸化窒素、ハロカーボン類などの温室効果気体による放射強制力は約 2.5 W/m^2 と推定されている。

ところで大気エアロゾル(大気浮遊微粒子)も、太陽放射を散乱・吸収することにより地表面に到達する太陽放射量を変化させ、気候変動を引き起こす(これをエアロゾルの直接効果と呼ぶ)。この直接効果においては、透明なエアロゾルは太陽放射を散乱することから、地表に到達する太陽放射量を減少させ、地球を寒冷化する。一方、煤や黄砂粒子のように着色性(光吸収

性)のエアロゾルは、太陽放射を吸収することにより地球を温暖化させる。以上のことから、大気エアロゾルの直接効果の評価においては、エアロゾルの大気中総量だけではなく、エアロゾル中に占める透明なエアロゾルと吸収性のエアロゾルとの存在割合の把握が重要である。

これまでに、全球平均のエアロゾルの直接効果に伴う放射強制力に関する研究では、Kondratyev ¹⁾ は 1980 年から 1990 年までの 10 年間の SO_4^{2-} の増加による放射強制力として -0.95 W/m^2 と推定している。一方、Hatzianastassiou 等 ²⁾ は、人工衛星データの解析に基づき -1.62 W/m^2 、Myhre 等 ³⁾ は、地球規模で作成したエアロゾルモデルを用いて -0.35 W/m^2 という値を算出している。ところで近年東アジア域においては、中国や韓国、台湾、ベトナムなどの急激な工業化に伴い、 SO_2 等のガス状物質および煤や硫酸塩、有機物粒子などのエアロゾルが大量に排出されている。これらの人為起源エアロゾルによる東アジア域における放射強制力に関する研究としては、これまでに Chang 等 ⁴⁾ により、2001 年の春季のエアロゾルの化学組成観測に基づくモデル計算結果を用いて、人為起源エアロゾルによる放射強

制力として 1.8 W/m^2 という値が推定されている。一方 Park 等³⁾は、煤等の Black Carbon エアロゾルが多量に存在する場合の放射強制力として 0.24 W/m^2 という正の値を得ており、このような場合にはエアロゾルが温暖化を促進することを示している。

ところで大気エアロゾルは、太陽放射を散乱・吸収することにより、地表面に到達する太陽放射量を減少させる。そのため、地表面温度はエアロゾルが存在しない場合に比べてより低下することになり、大気層は下層がより低温になって安定化する。さらに、煤のような吸収性の強いエアロゾル層が高濃度で存在している場合には、エアロゾルを含む大気層が直接太陽放射を吸収して高温化するために、大気層はより安定化する。このように高濃度のエアロゾル層の存在は、大気層をより安定化させ、大気循環に影響を与えて、地域規模の気象に影響を及ぼす。

そのためエアロゾルの気候及び気象影響を適確に把握するためには、エアロゾルの総量（光学的厚さ、すなわちエアロゾルによる消散係数の地表から大気上端までの総和）と、光学特性（散乱係数、吸収係数）、散乱光の角度分布及び化学組成の、各地域における季節別の測定値が不可欠である。上述したように、これまでこの大気エアロゾルの広域分布については、人工衛星による推定が行われてきた。しかしこの人工衛星による光学的厚さの推定においては、エアロゾルの光学特性および散乱光の角度分布（あるいはエアロゾルの複素屈折率と粒径分布）があらかじめ与えられなければならない。すなわち人工衛星による推定においては、あらかじめこれらの値を仮定した上で、光学的厚さの広域分布が得られている。

このような背景から本研究では、①まず大気エアロゾルの光学的厚さの地上における実測値（観測値）に基づき、東アジア域における光学的厚さの広域分布を求める、②放射伝達方程式を解くことにより、大気エアロゾルの太陽放射吸収による大気加熱率を算出する、その上で、③地域別、季節別の大気加熱率を地域循環気象モデルに組み込むことにより、東アジア地域におけるエアロゾルの気象影響を評価することを、研究の目的とした。

2 東アジア域における光学的厚さの広域分布の算出

東アジア地域のエアロゾルの波長 500nm における光学的厚さ $\tau_m(500)$ の、季節ごとの広域分布を求めた。札幌におけるエアロゾルの光学的厚さについては 2007 年 5 月～2008 年 4 月まで、サンフォトメーターを用いた直達日射観測により実測した。我が国の各地点におけるエアロゾルの光学的厚さについては、気象庁による国

内の直達日射観測網による測定値を用い、Yamamoto 等の方法⁴⁾に基づいて、大気混濁係数の算出を行った。この方法の概略を以下に示す。大気上端に入射した太陽放射は、空気分子による Rayleigh 散乱、オゾンによる吸収、近赤外領域での水蒸気や二酸化炭素による吸収と、エアロゾルによる消散（散乱および吸収）を受け、減衰して地表に到達する。このうち、空気分子による Rayleigh 散乱、オゾンによる吸収および近赤外領域での水蒸気や二酸化炭素による吸収の 3 つの減衰効果については、既定の手法により算定することができる。残りのエアロゾルによる消散効果（エアロゾルの光学的厚さ）を、以下のように算出した。

Yamamoto 等⁴⁾によると、波長 λ でのエアロゾルの光学的厚さ $\tau_M(\lambda)$ は

$$\tau_M(\lambda) = \frac{\beta}{\lambda}$$

と表すことができる。この式中の β は

$$\beta = 2\pi^2 \gamma \int_{x1}^{x2} Q(x, \tilde{m}) x^{-2} dx$$

と表される。ここで、 γ は垂直気柱に含まれる全エアロゾル量、 $x = 2\pi r/\lambda$ 、 $x1$ 、 $x2$ は粒子の最小及び最大半径、 Q は効率因子、 $\tilde{m}$ は複素屈折率である。この β については、直達日射量と大気路程、可降水量のデータを用いて算出することができる。

この β の値は $\lambda = 1 \mu\text{m}$ のときの大気エアロゾル層の光学的厚さであるが、その値は気柱内の総エアロゾル量に比例するので、大気混濁度の目安として用いられる。それゆえ、 β を大気混濁係数 (atmospheric turbidity coefficient) と呼ぶ。

本研究では、根室、秋田、宮古、館野、米子、土佐清水、鹿児島、那覇、石垣島の 9 地点について、1995 年から 2005 年までの大気混濁係数を算出し、 $\lambda = 0.5$ で割ることにより、波長 500nm での光学的厚さとした。

日本以外のアジア地域におけるエアロゾルの光学的厚さの算出については、アメリカ国立航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration, NASA) の AERONET (AErosol RObotic NETwork) による地上観測値を用いた。AERONET は、1993 年から NASA によって全球規模で実施されている地上観測網であり、太陽直達光と大気散乱光の観測から、光学的厚さやオングストローム指数および粒径分布や複素屈折率を測定するものである。

本研究では、AERONET のデータについては、Version2 の Level_2.0 を使用した (AERONET ホームページ)。その中でも、太陽高度が高く、精度が高いと考えられる

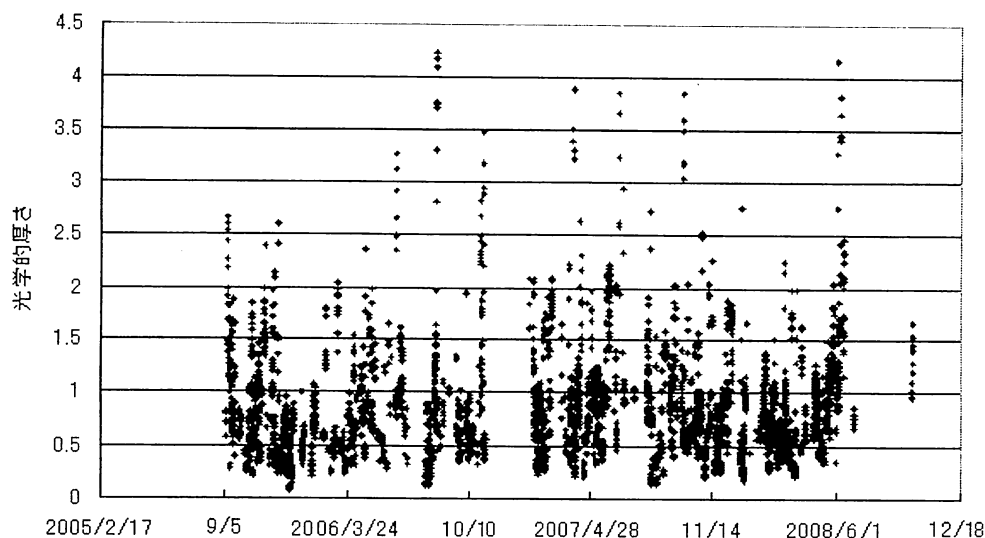


図1 中国のTaihu（太湖）における大気エアロゾルの光学的厚さ

10時から14時の間に観測された、波長500nmでのデータを使用した。なお、観測地点によって波長500nmでの測定値がない場合があり、その場合には波長440nmと675nmとの平均値を使用した。

中国については、Beijing(北京)やTaihu（太湖）等10地点、韓国ではAnmyonとGosan（済州島）の2地点、台湾ではLulin（鹿林）とEPA-NCU（National Center University）の2地点、モンゴルではUlanbgomとDalanzadgadの2地点、ネパールではEVK2-CNR、タイではPimai、Mukdahan等4地点、ベトナムではBic Giang、シンガポールではSingapore 国立大学、さらに日本の能登と紀伊半島白浜の2地点の観測値を用いた。

図1に、中国のTaihu（太湖）（上海から西へ100kmの長江デルタに位置する湖）における2005年から2008年までの波長500nmにおける大気エアロゾルの光学的厚さの変動を示す。年間を通して0.2～2.5の間で変動しているが、時折、3.0あるいは4.0に達するような大きい光学的厚さ（高濃度のエアロゾル層の存在）が出現している。

次に、上述した札幌での光学的厚さの実測値と、我が国の根室から石垣島までの9地点で算出した大気混濁係数から得た光学的厚さ、および中国の北京から白浜までの東アジアの25地点でのAERONET測定値について、3～5月を春季、6～8月を夏季、9～11月を秋季、12～2月を冬季とし、各季節について平均を取って、季節別の光学的厚さを求めた。この結果得られた東アジア域における春季及び夏季のエアロゾルの光学的厚さの分布を、図-2及び図-3に示す。

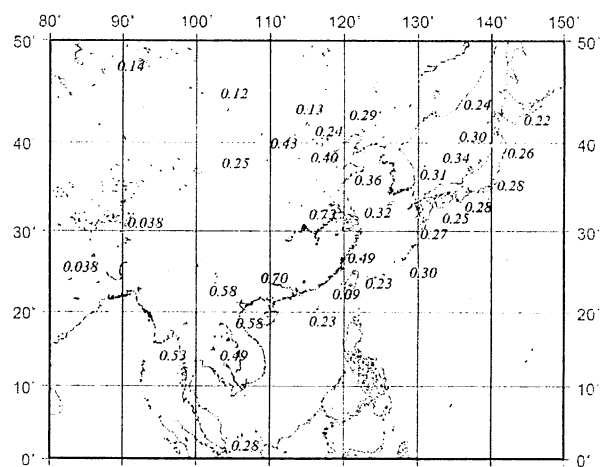


図-2 春季における東アジア域の光学的厚さ

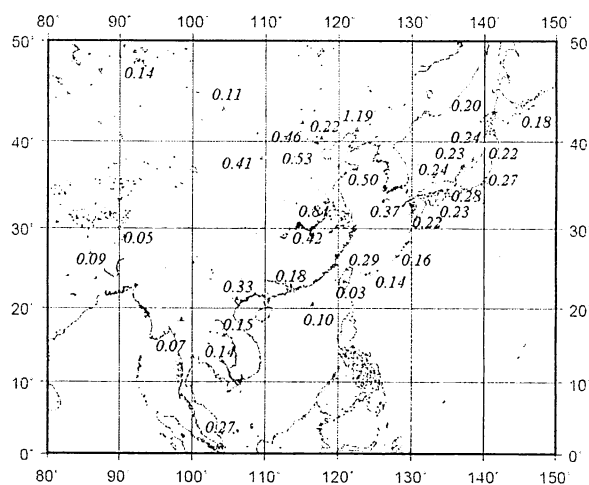


図-3 夏季における東アジア域の光学的厚さ

図-2 より春季においては、中国大陸沿岸部で光学的厚さが 0.43~0.73、韓国で 0.36、日本の日本海側においては 0.23~0.34、ベトナムで 0.58、タイで 0.49~0.58 という値をとっている。

一方、図-3 より、夏季には、中国の沿岸部では日射量の増加により光化学大気汚染が進行し、光化学エアロゾルが大量に生成されて高濃度となることから、光学的厚さが 0.84~1.19、韓国においても 0.50 と、春季に比べて高くなっている。なお日本地域においては、0.18~0.27 と春季に比べて低い。また、ベトナムおよびタイにおいては、夏季は雨期のため、光学的厚さは 0.15~0.07 と非常に低い値をとっている。

3. エアロゾルの太陽放射吸収による大気加熱率の算出

本研究では、2 で示した光学的厚さの観測結果を用いて、以下のように放射伝達方程式を解き、エアロゾルの太陽放射吸収による大気加熱率を算出した。大気層を平行平板大気とする。座標系を (z, θ, ϕ) の極座標系で考え、 $\mu = \cos \theta$ とおいた場合の、光学的厚さが τ の地点における強度 I の太陽放射の射伝達方程式は、以下のように表される。

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \phi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \phi) - J(\tau; \theta, \phi)$$

この式の右辺の J は放射源関数と呼ばれ、可視領域においては次式で与えられる。

$$J(\tau; \mu, \phi) =$$

$$\frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 P(\mu, \phi; \mu', \phi') I(\tau; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + \frac{\omega}{4} F_0 e^{-\frac{\tau}{\mu}} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0)$$

ここで、 ω は媒質の単一散乱アルベド、 P は散乱光の角度分布関数、 $(-\mu_0, \phi_0)$ は直達日射の入射方向、 πF_0 は太陽光の入射フラックスである。この J の右辺第 1 項は多重散乱により μ 方向に加わる放射強度であり、第 2 項は (μ_0, ϕ_0) 方向から入射した直達光のうち、 (μ, ϕ) 方向に散乱された散乱光の放射強度を表している。

本研究では、この放射伝達方程式を $\delta P3$ 近似法により解いた。 $\delta P3$ 近似法は Ohta and Tasnaka⁷⁾ による $P3$ 近似法に、Wiscombe⁸⁾ によるデルタ-M 法を適用したものである。大気層を地表から上空 83km まで 23 層に分割し、 $\delta P3$ 近似法により太陽放射の伝達方程式を解いた。その結果を基に、各層での正味の放射フラックスを算出し、大気加熱率の鉛直分布を求めた。

図-4 に中国の太湖における春 (4 月 15 日) 及び夏 (7 月 15 日) の大気加熱率の鉛直分布を示す。太湖では、春に 2.2 K/day、夏に 3 K/day と大きな加熱率が生じている。これは、中国大陸沿岸部では年間を通じて光学的厚さが大きい、特に夏季には日射量の増加により光化学反応が促進され、光学的厚さがより大きくなるためと考えられる。

図-5 にタイの Mukdahan (タイの北東部) における春 (4 月 15 日) 及び夏 (7 月 15 日) の大気加熱率の鉛直分布を示す。Mukdahan では、春に 2.7 K/day、夏に 0.6 K/day で、春に夏の約 5 倍の大気加熱率が生じている。これはタイでは 11~4 月が乾季にあたり、3~4 月の春季に光学的厚さが非常に大きいためと考えられる。

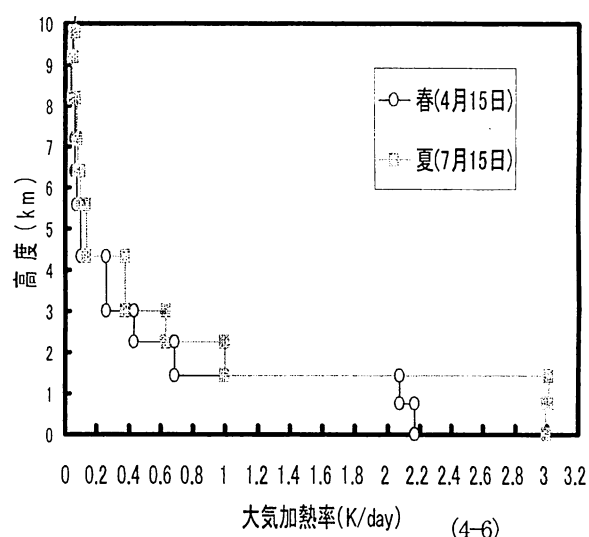


図-4 中国の太湖における大気加熱率の鉛直分布

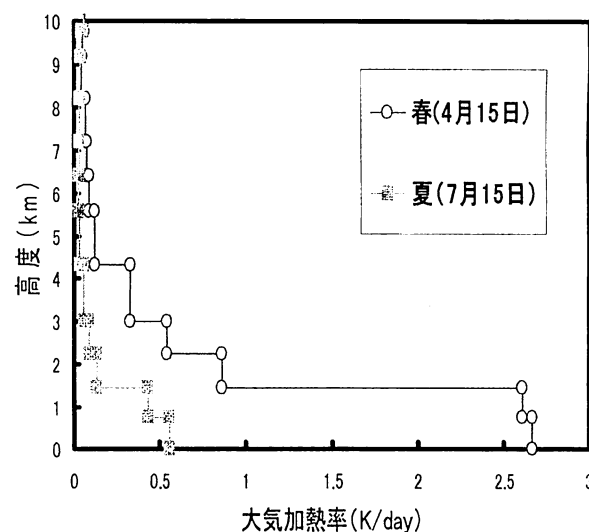


図-5 タイの Mukdahan における大気加熱率の鉛直分布

4 地域循環気象モデルを用いたエアロゾルの気象影響の評価

東アジア地域について、地域循環気象モデルである WRF (The Weather Research and Forecasting) を用いて、大気加熱率の算出結果を WRF 組み込むことにより、エアロゾルによる気象影響の評価を行った。計算領域は、東経 約 110~150 度、北緯 約 20~50 度、計算期間は 2007 年 5 月 14 日~19 日、高度は、地表から約 20km までとした。

図-6 に、本計算において与えた光学的厚さの広域分布を示す。

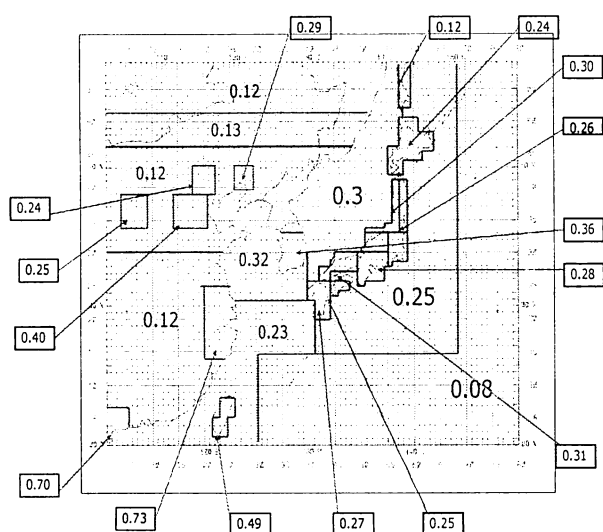


図-6 WRF の計算において与えた光学的厚さの分布

本研究における WRF を用いた計算では、太陽放射の吸収による大気各層での加熱効果と、地表面へ到達する太陽放射量を考慮した地表での熱収支を取り込んだ上で、3次元での熱および水蒸気量の輸送に関する大気循環計算が行われる。

図-7 に、2007 年 5 月 16 日 12 時における、エアロゾルがある場合とない場合との地表での気温差を示す。中国大陸のハルビン東部域において 1.5~2.0 °C の加熱が見られる。一方、中国大陸の大部分においては 0~0.5 °C の冷却傾向が見られた。これは、エアロゾルの大気加熱率の地表における値と大きく異なる。すなわち地表での大気加熱率は、香港や長江デルタの太湖地域等においては春季に非常に大きな値を示しているが、図-5 では 0~0.5 程度の冷却となっている。

この理由は、実際の気温分布は、大気各層における太陽放射の直接吸収による昇温だけで決定されているのではないためである。すなわちエアロゾルの存在によ

り、①大気各層での太陽放射の直接吸収による加熱の他に、②地表面へ到達する日射量に変化することにより、地表面温度が変化して、その結果地表面から射出される赤外放射量が変化して、大気各層における赤外放射の吸収量が変化する。③地表から上層への風（乱流）による顕熱および潜熱の輸送量が変化して、大気各層の正味の顕熱、潜熱の吸収量が変化する。さらに④他の地域からの移流により熱量が輸送される。実際の大気各層の気温は、これらの総和として決定される。

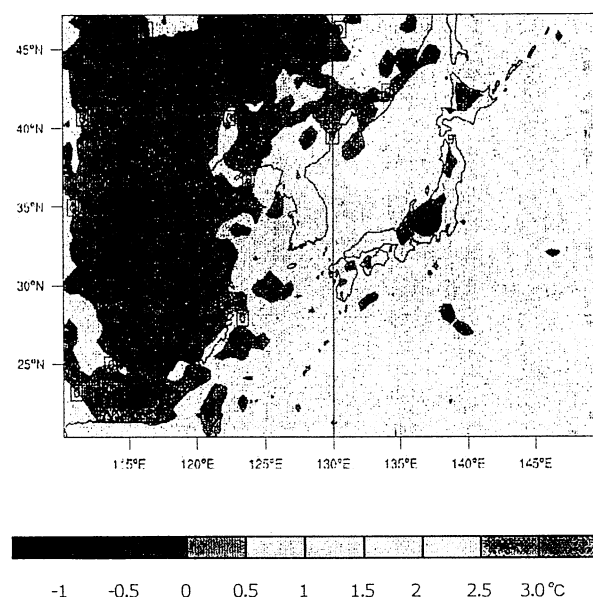


図-7 エアロゾルがある場合と無い場合との気温差

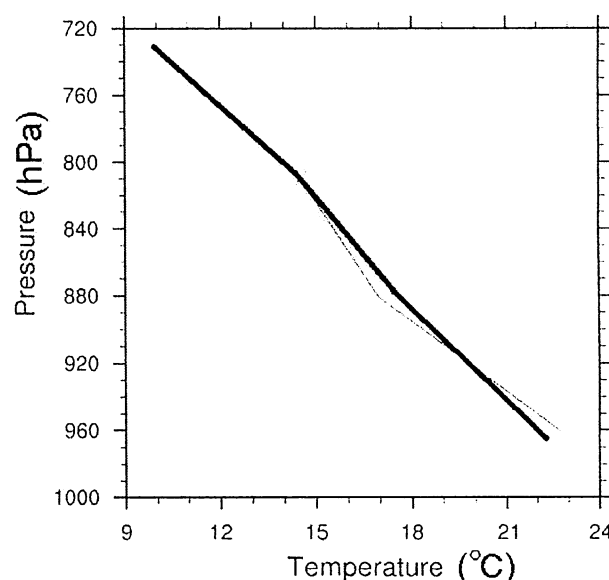


図-8 中国の太湖における気温の鉛直分布
(太線がエアロゾルのある場合を示す)

図-8 に、中国の大湖における気温の鉛直分布（破線がエアロゾルのない場合、太線がエアロゾルのある場合）を示す。下層の 900hPa 以下ではエアロゾルがある場合に気温が低下しており、一方それよりも上層ではエアロゾルが存在することにより昇温している。これは上述のように、地表付近の気層では、エアロゾルによる太陽放射の直接吸収による昇温度効果よりも、エアロゾルの存在により地表に到達する太陽放射量が減少し、地表気温が低下することによってひきおこされる効果の方が大きいためである。

5. まとめ

AERONET による観測値と気象庁の直達光観測網による観測値の解析により、東アジア域における大気エアロゾルの光学的厚さの季節別の広域分布を算出した。その結果、中国大陸沿岸部において、夏季に 0.84~1.19 と大きな光学的厚さが見られ、春季のタイでも 0.49~0.58 と大きな値が見られた。次に、太陽放射の伝達計算を行うことにより、エアロゾルの太陽放射吸収に伴う大気加熱率の高度分布を算出した。その結果、中国の太湖の地表付近で夏季に 3.0 K/day の加熱が見られ、春季タイの Mukdahan の地表付近で 2.7 K/day の加熱が見られた。さらに大気加熱率の算出値を地域循環気象モデルに組み込むことにより、エアロゾルがある場合と無い場合との気温変化を計算した。その結果、中国大陸のハルビン東部域において 1.5~2 °C の昇温が見みられた。一方その他の東アジア地域では 0~0.5 °C の冷却となった。

参考文献

- 1) Kondratyev, K.Y., Climatic effects of Aerosols and Clouds, pp.36-55, Springer, 1999.
- 2) Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., et. al., : The direct effect of aerosols on solar radiation based on satellite observations, reanalysis datasets, and spectral aerosol optical properties from Global Aerosol Data Set (GADS), Atmos. Chem. Phys., 7, 2585-2599, 2007.
- 3) Myhre, G., Berglen, T.F., et. al., : Modelled radiative forcing of the direct aerosol effect with multi-observation evaluation, Atmos. Chem. Phys., 9, 1365-1392, 2009.
- 4) Chang, L.S. and Park, S.U.: Direct radiative forcing due to anthropogenic aerosols in East Asia during April 2001, Atmos. Environ., 38, 4467-4482, 2004.
- 5) Park, R.J., Kim, M.J., et. al., : A contribution of brown carbon aerosol to the aerosol light absorption and its radiative forcing in East Asia, Atmos. Environ., 10, 1352-2310, 2010.
- 6) Yamamoto, G., Tanaka, M. and Arao, K.: Hemispherical distribution of turbidity coefficient as estimation from direct solar radiation measurements, J. Meteor. Soc. Japan, 4, 278-300, 1968.
- 7) Ohta, S. and Tanaka, M.: A P3-approximation method as applied to foggy and cloudy atmospheres, J. Meteor. Soc. Japan, 62, 146-157, 1984.
- 8) Wiscombe, W.J.: The delta-M method: Rapid yet accurate radiative flux calculations for strongly asymmetric phase functions, J. Atmos. Sci., 34, 1408-1422, 1977.

Effect of Atmospheric Aerosols on the Weather in East Asia due to Scattering and Absorption of Solar Radiation

Katsuhito SAITO, Sachio OHTA and Naoto MURAO

Graduate School of Engineering, Hokkaido University

Seasonal and spacial distribution of aerosol optical thickness (AOT) were calculated in East Asia with data analysis of AERONET by NASA and direct solar radiation measurement by Japan Meteorological Agency. AOT in coastal area of China in summer is 0.84 to 1.19, and in Thailand in spring 0.49 to 0.58. Atmospheric heating rates were calculated due to scattering and absorption of solar radiation by aerosols. The heating rates near the surface in Taihu in China is 3.0 K/day in summer and Mukdahan in Thailand 2.7 K/day in spring. Temperatures were calculated by using mesoscale meteorological model taking in the heating rates with and without aerosols. Surface temperature in east of Harbin in China is heated 1.5 to 2.0 °C with aerosols, but cooled 0.0 to 0.5 °C in other area of East Asia.