

(27) 北極圏大気汚染微粒子のアルベド効果に伴う気候影響

ALBEDO EFFECT OF ANTHROPOGENIC ARCTIC AEROSOLS ON CLIMATE

太田 幸雄*、村尾 直人*、山形 定*、林 健太郎**、石原 博成***
OHTA Sachio*, MURAO Naoto*, YAMAGATA Sadamu*,
HAYASHI Kentaro** and ISHIHARA Hironari ***

ABSTRACT: Albedo effect of anthropogenic Arctic aerosols on climate was estimated through planetary albedo calculation and surface temperature evaluation with two-layer zonal energy balance climate model. Six types of global aerosol models were assumed in the atmospheric boundary layer: Arctic aerosols, subarctic aerosols, continental aerosols, maritime aerosols in Northern Hemisphere, maritime aerosols in Southern Hemisphere and Antarctic aerosols. Optical properties of each type of aerosols were calculated based on chemical characterization. Internal mixing aerosols seriously affect on climate in Arctic Circle. Doubling anthropogenic Arctic aerosols causes 0.3 °C increase of surface temperature, whereas the disappearance causes 0.15 °C decrease of surface temperature in Arctic Circle.

KEYWORDS: anthropogenic Arctic aerosols, albedo effect, chemical characterization of aerosols, elemental carbon, sulfate, mixed particle

1. はじめに

1960年代までは、北極は南極とともに地球上で最も清浄な地域であると考えられていた。しかしながら1970年代から北極では春季にArctic haze と呼ばれる濃密な煙霧層が発生するようになった^{1)~3)}。現在もこの煙霧層は冬季から春季にかけて発生し、夏季から秋季にかけて消滅するという季節変化を繰り返している。これまでの研究によりこの Arctic haze (北極煙霧層) は、主としてヨーロッパロシアおよび中部ヨーロッパにおいて排出された大気汚染物質が 5,000~10,000 km の長距離にわたって輸送され、北極域に蓄積する結果生じるものであることが明らかになっている。この煙霧層は煤と硫酸粒子を多量に含んでおり、そのため、1) 太陽放射(日射)を散乱吸収することにより大気層上端における太陽放射の反射率(プラネタリーアルベド)を変える、2) 雲に取り込まれることにより雲の太陽放射吸収率を増加させる、3) 雲粒を生成する際の核として作用することにより雲の粒径分布を変化させ、雲の反射率を変える、4) 雪氷面上に沈着することにより雪氷面の反射率を低下させる、などの影響を与え、その結果北極圏の気候だけではなくさらには北半球の気候にもかなりの影響を及ぼしているのではないかと危惧されている。

本研究では、特にこの1)の大気層上端における太陽放射の反射率の変化(これをアルベド効果と呼ぶ)に伴う気候影響について検討する。これまでこのアルベド効果に伴うArctic haze の気候影響については、MacCracken et al.⁴⁾ および Blanchet⁵⁾ によってその評価が行われている。しかしMacCracken et al.

* 北海道大学工学部衛生工学科 (Dept. of Sanitary and Environmental Eng., Hokkaido Univ.)

** (株) パシフィックコンサルタンツ (Pacific Consultants Co., Ltd.)

*** (株) 富士通FIP (Fujitsu FIP Co., Ltd.)

の計算においては、その評価を左右する最も重要なパラメーターであるArctic hazeの光学特性（粒径分布および複素屈折率）に関する取扱いが不十分であった。一方Blanchetにおいては、Arctic hazeを構成している粒子の光学特性については厳密な取扱をしているものの、その影響については放射効果について評価しているのみであり年間を通しての気候影響については検討されていない。そこで本研究では、Arctic hazeの出現する時期のみではなく、年間を通しての北極圏の大気エアロゾル（大気浮遊微粒子）の濃度および組成について考慮した上で、エネルギーバランス気候モデルを適用して、その気候への影響を評価することを試みた。すなわち、各季節毎の大気エアロゾルの組成値から大気エアロゾル全体の光学特性値を求め、放射伝達方程式を解いて大気上端における太陽放射の反射率を求め、二層・帯状エネルギーバランス気候モデルを用いて、北極圏の大気エアロゾル特に人間活動により排出された汚染微粒子（anthropogenic aerosols）が気候に及ぼす影響を評価した。

2. 大気エアロゾルモデル

本研究においては、図1に示すように大気層を地表から高度2 kmまでの大気境界層

（atmospheric boundary layer）、高度2～10 kmまでの自由対流圏（free troposphere）および11 km以上の成層圏（stratosphere）の三層からなるものとし、各層内での大気エアロゾルの光学特性は一律であると仮定した。さらに成層圏および自由対流圏内の大気エアロゾルは、局地的に大きな変動はないものとして、全球一様なエアロゾルモデルを仮定した。一方、大気境界層内エアロゾルは、地表付近の発生源および地表の状態に大きく依存するため、本研究においては以下の6種類のエアロゾルを仮定した。

i) 北極大気エアロゾル(Arctic aerosols)

（北緯70度以北に存在する大気エアロゾル）

ii) 北極周辺域大気エアロゾル

（subarctic aerosols）（北緯60～70度）

iii) 陸上大気エアロゾル（continental aerosols）（北緯60度以南～南緯60度以北の大陸域）

iv) 北半球海上大気エアロゾル（maritime aerosols in Northern Hemisphere）（北緯0～60度の海洋域）

v) 南半球海上大気エアロゾル（maritime aerosols in Southern Hemisphere）（南緯0～60度の海洋域）

vi) 南極大気エアロゾル（Antarctic aerosols）（南緯60度以南）

これらの大気エアロゾルについて、次のような光学特性を与えた。

2. 1 成層圏エアロゾル

成層圏エアロゾルはそのほとんどが硫酸粒子であることが現在までに明らかにされている。そこで成層圏エアロゾルの複素屈折率としては硫酸の複素屈折率（ $m = 1.55 - 0.0001i$ ）を与えた。また粒径分布は以下で述べる対数正規分布に従うものとし、SAGE II（人工衛星を用いた成層圏のガスおよびエアロゾルの測定（Stratospheric Aerosol and Gas Experiment）の第Ⅱ期実験）のデータより求められた値を用いた。⁶⁾

2. 2 自由対流圏エアロゾル

自由対流圏内の大気エアロゾルについては、これまで化学組成の測定例はほとんどない。そこで本研究では、複素屈折率として、Asano⁷⁾ による飛行機を用いた太陽放射フラックス観測と地上での太陽放射の観測

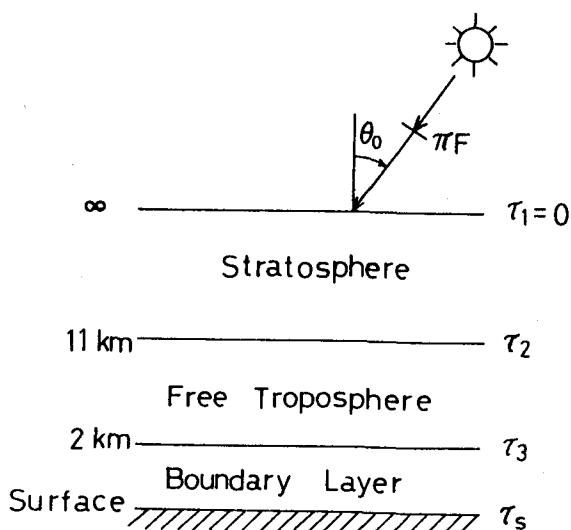


Fig. 1 A model atmosphere. Atmospheric aerosols in each layer are assumed to have homogeneous optical properties.

より得られた値 ($m = 1.55 - 0.01i$) を与えた。粒径分布は大気境界層内での硫酸アンモニウム粒子と同じ分布を仮定した。

2. 3 大気境界層エアロゾル

これまでの筆者等の研究により、大気境界層内のエアロゾルは、ほぼ黒色純炭素 (elemental carbon: E.C.)、有機物、硫酸塩、硝酸塩、アンモニウム、海塩および土壌の7種類の成分から構成されていることが分かっている⁹⁾。そこで上述したような地球上の6つの型の大気エアロゾルについて、これまでの筆者等の北海道ニセコ山麓や八丈島、小笠原父島における観測、および他の研究者による地球上各地域での大気エアロゾル成分の測定結果などを基にして、その組成を表1に示すように与えた。なお、本研究では北極圏大気エアロゾルが気候に及ぼす影響について着目しているので、上記の6つの型の大気境界層エアロゾルのうち、北極大気エアロゾルと北極周辺域大気エアロゾルのみ、その成分が季節変化するものとし、他の4つの型の大気エアロゾルについては季節変化しないものと仮定した。

Table 1. Components in each type of aerosols in atmospheric boundary layer ($\mu\text{g} / \text{m}^3$)

Arctic aerosols				
	winter	spring	summer	autumn
Elemental carbon	0.50	0.50	0.07	0.07
Organics	1.00	1.00	0.14	0.14
Sulfate	2.00	2.00	0.02	0.02
Nitrate	0.10	0.10	0.10	0.10
Sea salt	0.10	0.10	0.10	0.10
Soil	0.18	0.18	0.18	0.18

Subarctic aerosols				
	winter	spring	summer	autumn
Elemental carbon	0.12	0.13	0.15	0.094
Organics	0.38	0.36	0.66	0.36
Sulfate	0.93	1.21	0.31	0.39
Nitrate	0.001	0.001	0.000	0.001
Sea salt	0.067	0.044	0.004	0.030
Soil	0.04	0.13	0.10	0.12

Aerosols other than Arctic Circle				
	Continental aerosols	Maritime aerosols Northern Hemisphere	Maritime aerosols Southern Hemisphere	Antarctic aerosols
E. carbon	0.35	0.18	0.15	0.02
Organics	1.00	0.50	0.30	0.03
Sulfate	0.96	0.41	0.28	0.16
Nitrate	0.26	0.26	0.13	0.00
Sea salt	0.00	10.0	10.0	0.04
Soil	0.50	0.30	0.10	0.01

2. 4 大気エアロゾルの粒径分布

本研究においては、大気エアロゾルを、黒色純炭素粒子、有機物粒子、硫酸アンモニウム粒子、硝酸アンモニウム粒子、海塩粒子および土壌粒子の6種類の均質粒子と、さらに場合によっては次節に述べるように黒色純炭素粒子の表面を硫酸や有機物が覆っている混合粒子 (mixed particle) で構成されていると考え、これらの成分粒子に対して、その粒径分布として次に示すような対数正規分布を仮定した。すなわち、粒子の半径が r と $r+dr$ の間にある粒子の単位体積当たりの個数を N とすると、粒径分布 $N(r)$ は以下のように与えられる。

$$dN/d\ln r = (N_0 / \sqrt{2\pi \ln \sigma_g}) \exp \left[-(\ln r - \ln r_g)^2 / (2 \ln^2 \sigma_g) \right]. \quad (1)$$

ここで、 N_0 は単位体積当たりの総粒子数、 σ_g は幾何標準偏差、 r_g は幾何平均半径である。

本研究において仮定した各成分粒子の幾何標準偏差および幾何平均半径を表2に示す。

2. 5 Internal mixing エアロゾル

ところで、大気エアロゾルのなかには、上記の7成分について、例えば黒色純炭素粒子、有機物粒子あるいは硫酸アンモニウム粒子等のように各々均質な6種類の粒子として存在している場合と、黒色純炭素粒子あるいは土壌粒子を核としてその表面を硫酸成分や有機物成分が覆っているいわゆる混合粒子として存在している場合とがある。前者のように大気エアロゾルが均質な組成の粒子のみの集合体から成る場合にこのエアロゾルを external mixing aerosols と呼び、一方後者のように混合粒子をも含んだ集合体から成り立っている場合、そのエアロゾルを internal mixing aerosols と呼ぶ。Arctic haze を構成している北極大気エアロゾルは、発生源から5,000 ~10,000 kmもの長距離を輸送され北極圏に数十日以上も滞在している滞留時間の長いエアロゾルである。そのため、黒色純炭素粒子と硫酸粒子や有機物粒子との衝突併合、あるいは黒色純炭素表面上での SO_2 から硫酸への酸化反応が進行しやすく、黒色純炭素粒子を核としてその上に硫酸や有機物を殻として纏っている混合粒子が存在する確率が高い。Bigg⁹⁾ は Arctic haze においては硫酸塩粒子の半分以上が混合粒子であると報告している。

そこで、本研究では大気エアロゾルの構成形態として、(i) 黒色純炭素成分の半分と硫酸成分の半分とが混合粒子を

Table 2. Size distribution parameters for aerosol components

σ_g : geometric standard deviation

r_g : geometric number mean radius (μm)

	σ_g	r_g
Elemental carbon	2.10	0.055
Organics	2.10	0.055
$(NH_4)_2SO_4$	2.10	0.055
NH_4NO_3	2.10	0.055
Sea salt	2.15	0.50
Soil	2.15	0.50
Mixed particles	2.10	0.055

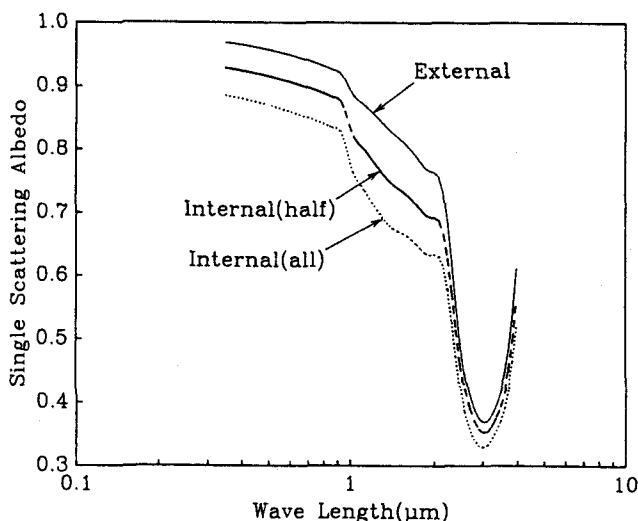


Fig. 2 Single scattering albedo ω for spring subarctic aerosols.

形成しており、他の成分はexternal mixing 状態にある場合 [Internal (half) mixing]、(ii) 黒色純炭素成分全量と硫酸成分の全量の他にさらに黒色純炭素成分と同じ体積の有機物が混合粒子を形成しており、他の成分はexternal mixing 状態にある場合 [Internal (all) mixing]、および(iii) 6種類の成分が全く独立に存在していて external mixing状態にある場合 [External mixing] の三つの場合について考慮し、Mie 理論に基づいて体積散乱係数 (σ_{sca}) および体積消滅係数 (σ_{ext}) を計算し、その比である単一散乱アルベド ω ($=\sigma_{sca} / \sigma_{ext}$) を求めた。ここで単一散乱アルベド ω とは、大気エアロゾルによる太陽放射の散乱吸収過程における散乱の寄与の大きさを示すパラメーターであり、 $0 < \omega \leq 1$ の値を持つ。大気エアロゾルが透明で全く吸収がなく散乱のみを生じる場合は、 $\omega = 1.0$ である。一方、エアロゾルによる太陽放射の吸収が強くなるほど ω の値は1よりも小さくなり、大気上端での太陽放射の反射率も小さくなる。図2に春季の北極周辺域大気エアロゾルを例として計算された波長別の単一散乱アルベドを示す。なお、混合粒子の体積散乱係数および体積消滅係数の計算においてはToon and Ackerman¹⁰⁾ およびKhare¹¹⁾ により示されているスキームを参考とした。太陽放射のエネルギーが特に多い波長 0.35 ~ 1.0 μm の波長域において、External mixing、Internal (half) mixing、Internal (all) mixingの順に ω が約 0.05 ずつ減少している。後述するようにこの ω の 0.05 の相違は非常に大きなものであり、プラネタリーアルベドを約1%変化させ、その結果、地表気温を 0.5°C程度変化させる効果を持つ。

3. 晴天領域におけるプラネタリーアルベドの計算

3. 1 大気エアロゾルの光学的厚さの分布

地表面から大気の上端までに含まれる大気エアロゾルにより散乱吸収を受けて太陽放射の直達光が減衰するとき、その減衰係数を大気エアロゾルの光学的厚さという。すなわち大気エアロゾルの光学的厚さとは、地表面から大気上端までの大気中に含まれるエアロゾルの全個数に比例する量である。本研究では、この地球規模分布として、北緯60度以南の地域ではToon and Pollack¹²⁾ による光学的厚さの緯度分布を与えた。また北極および北極周辺域においては、Shaw¹³⁾ による Point Barrow (北緯71度) および Fairbanks (北緯65度) において測定された各月毎の光学的厚さを与えた。

3. 2 太陽放射の伝達計算

大気エアロゾルや雲のような散乱体を含む大気中の太陽放射の伝達方程式は、以下のように与えられる。

$$\mu dI(\tau, \mu) / d\tau = I(\tau, \mu) - (1/2) \int_{-1}^1 p(\tau; \mu, \mu') I(\tau, \mu') d\mu' - (1/4) F \cdot p(\tau; \mu, -\mu_0) \exp(-\tau/\mu_0) \quad (2)$$

ここで、 μ は図1に示すように天頂角 θ の余弦 ($\mu = \cos \theta$) をとったもの、 I は散乱光の強度、 τ は大気の上端から測った光学的厚さ、 p は散乱光の角度分布を表す位相関数 (phase function) であり、太陽光は大きさ πF のフラックスで天頂角 θ_0 で入射するものとしている。

本研究においては、雲のない晴れた領域においてのみ、この太陽放射の伝達計算を行い、大気エアロゾルのプラネタリーアルベドに及ぼす効果を考慮した。一方、雲の存在する領域では、大気エアロゾルのプラネタリーアルベドに及ぼす効果は考慮せず、観測値を基に作成された各緯度毎のプラネタリーアルベドを用いた。これまでのところ大気エアロゾルの混在により雲の反射率は数%変化すると考えられているが、この影響をより定量的に評価するためには各種の雲の水平分布や厚さおよび各種の雲の光学的特性をどのように与えるかなど未解決の問題が多い。そこで今回は、まず晴天領域における大気エアロゾルの効果のみを評価することとし、雲の反射率に及ぼす大気エアロゾルの影響については今後の課題とした。

雲のない晴れた領域における大気エアロゾルを含む混濁大気中の太陽放射の伝達計算においては、Ohta and Tanaka¹⁴⁾ によるP3近似法に、散乱の位相関数のデルタ関数近似法を適用したデルタP3近似解法を用い

て計算を行い、プラネタリーアルベドを求めた。この方法は厳密解法に比べて計算時間が二桁以上も短縮され、かつ誤差がほぼ 0.5% 以下という非常に高精度かつ効率的な計算法である。また、水蒸気の近赤外領域における吸収帯の効果についても、透過関数の指数関数と近似法 (ESPT法)¹⁵⁾ を用いて計算を行った。

成層圏および自由対流圏エアロゾルの濃度は全球で一定であり、季節変化もないものとし、波長 $0.5 \mu\text{m}$ における Mie 散乱による光学的厚さとして高度 11 km および 2 km で 0.008 および 0.058、Rayleigh 散乱による光学的厚さとして高度 11 km および 2 km で 0.0327 および 0.114 を与えた。また、大気境界層内のエアロゾルについても、北緯 60 度以南の緯度帯のエアロゾルについては季節変化はないものとして各緯度帯毎の光学的厚さを与えた。一方、北緯 60 度以北の北極圏大気境界層内の北極大気エアロゾルおよび北極周辺域大気エアロゾルについては、光学的厚さの季節変化を考慮し、さらにその組成すなわち光学特性も季節変化するものとした。

4. エネルギーバランス気候モデル

4. 1 二層・帯状エネルギーバランス気候モデル

本研究では、Thompson and Schneider¹⁶⁾ を基に地球全体を東西方向に伸びる緯度間隔 5 度毎の帯 (ベルト) で覆ったものとして、各ベルトについてエネルギーバランス式を考えた。さらに各緯度帯は、図 3 に示すように上層の複合混合層 (combined mixed layer) および下層の底層 (bottom layer) の 2 層から成るものと仮定している。この上層は大気圏、陸地表層、海洋表層の混合層等を含めた温度変化の大きい (熱容量の小さい) 領域に相当し、一方下層は、温度変化は小さいが熱容量が大きく上層への熱の流入流出に寄与する海洋深層部に相当する。

上層の熱慣性量を R 、温度 (地表気温に比例する上層の代表温度) を T 、下層の熱慣性量を R_0 、代表温度を T_0 とする。なお R 、 R_0 は各々季節変化するがその総和は変わらないものと仮定した。すなわち、上層の複合混合層の厚さが変化し熱慣性量が変化した場合には、下層との間に熱輸送が生じる。この上層の熱慣性量 R の季節変化は、海洋混合層の厚さが季節的に変化することにより引き起こされる。

上層の厚さが減少した場合 ($\partial R / \partial t < 0$ の場合)、および増加した場合 ($\partial R / \partial t > 0$) の各々について次のようなエネルギーバランス式が成り立つ¹⁶⁾。

$\partial R / \partial t < 0$ の時

$$R \partial T / \partial t = Q(1-\alpha) - IR - \partial F / \partial y \quad (3)$$

$$R_0 \partial T_0 / \partial t = (T_0 - T) \partial R / \partial t \quad (4)$$

$\partial R / \partial t > 0$ の時

$$R \partial T / \partial t = Q(1-\alpha) - IR - \partial F / \partial y + (T_0 - T) \partial R / \partial t \quad (5)$$

$$R_0 \partial T_0 / \partial t = 0 \quad (6)$$

ここで、 t は時間、 Q は緯度帯の大気上端での太陽放射量、 α は緯度帯のプラネタリーアルベド、 IR は緯

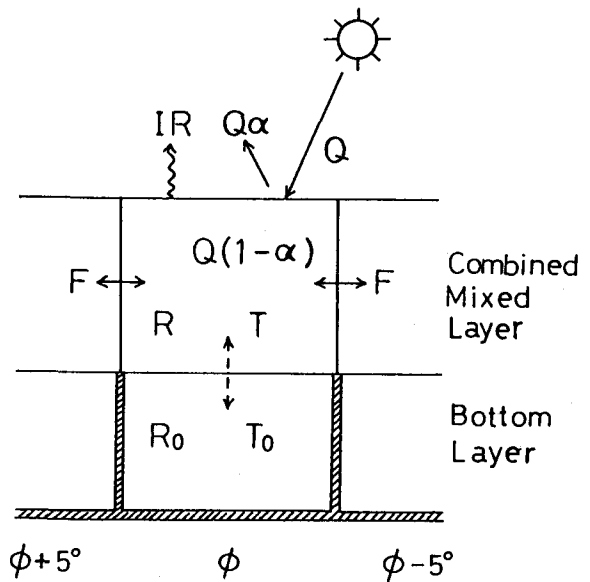


Fig. 3 A schematic diagram of the two-layer zonal energy balance climate model.

度帯の大気上端での宇宙空間への赤外放射量、 F は緯度帯境界での南北方向の熱輸送量、 y は経線方向距離である。

上述したように、緯度帯 ϕ の上層の熱慣性量 R は次式のような季節変化をするが、

$$R(\phi, t) = R_{av}(\phi) + R^* (\phi) \sin [\Omega (t - t_0)] \quad (7)$$

下層の熱慣性 R_0 との和、すなわち緯度帯 ϕ の全熱慣性量は、時間的には一定と仮定している。

$$R(\phi, t) + R_0(\phi, t) = \text{const.} \quad (8)$$

ここで、 t_0 は位相定数、 R_{av} は緯度帯 ϕ での上層の年平均熱慣性量、 R^* は振幅、 Ω は地球自転の角速度である。

なお、本研究においては、 $I R$ の計算については、雲量を考慮して地表気温と大気上端での赤外放射量との関係を求めたThompson and Warren¹⁷⁾の近似式を用いた。

また、南北方向熱輸送量 F については、北向きを正にとると、次式で表される。

$$F = R_a (D_a \partial T / \partial y + (L/c) D_l \partial q / \partial y) + f_s R_s D_o \partial T / \partial y \quad (9)$$

ここで、 R_a 、 R_s は上層の大気および海洋の熱慣性量、 D_a 、 D_l および D_o は各々大気による顕熱拡散係数、潜熱拡散係数および上層の海洋による熱拡散係数、 L は水蒸気の蒸発潜熱、 c は空気定の圧比熱、 q は比湿、 f_s は海洋の緯度帯境界線のうち氷にその表面を覆われていない部分が占める割合である。拡散係数 D_a 、 D_l 、 D_s については、Harvey¹⁸⁾の図2に示されている値を用いた。

4. 2 海水の存在割合

晴天領域における大気上端での太陽放射の反射率(プラネタリーアルベド)は地表面の反射率によって大きく左右される。そのため、本研究のように大気エアロゾルの散乱・吸収によるプラネタリーアルベドの変化が気候に及ぼす効果を見積もろうとする場合には、反射率の高い海水の緯度別存在割合をどう与えるかが結果に大きく影響することになる。これまでは海水の存在割合と緯度帯の温度の関係式としてはSellers¹⁹⁾による経験式がよく利用されてきた。しかし彼の式は海面温度と海水割合との関係式であり、我々のモデルは海洋表層と陸地面とを合わせた平均温度を用いたモデルであるため、Sellersの式を用いることはできない。そこで本計算ではWarren and Schneider²⁰⁾による緯度別月平均気温とRobock²¹⁾による緯度別月平均海水割合を基に、月別の地表気温と海水割合との関係式を作成した。例として北半球における60度、70度および80度帯での関係を図4に○—○で示す。ここで例えば70Nは北緯67.5°~72.5°の緯度帯での関係を示したものであり、この北緯70度帯での各月の平均地表気温 T (K)と次の月の海水割合 Y との回帰式は、次式で与えられる。

$$Y = -1.341 \times 10 + 1.185 \times 10^{-1} T - 2.487 \times 10^{-4} T^2 \quad (10)$$

図4に、60度、70度および80度帯での回帰式により得られた海水割合を、×—×で示す。

4. 3 各緯度帯におけるプラネタリーアルベドの計算

各緯度帯における平均のプラネタリーアルベド α は次式によって計算した。

$$\alpha = L [(1 - A_{cl}) \alpha_{pl} + A_{cl} \cdot \alpha_c] + (1 - L) [(1 - A_{cs}) \alpha_{ps} + A_{cs} \cdot \alpha_c] \quad (11)$$

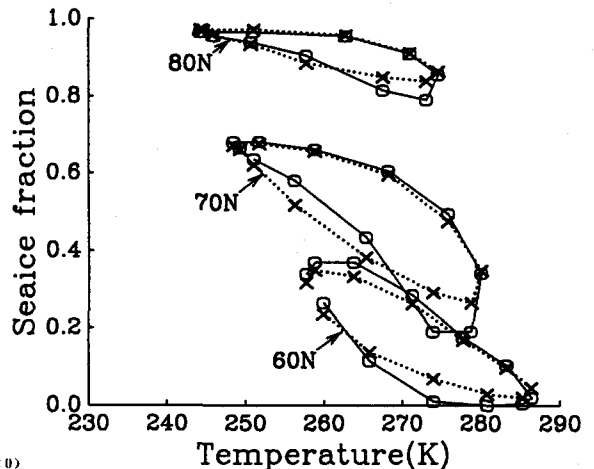


Fig. 4 Relation between monthly averaged zonal mean surface temperature and sea ice fraction.

ここで例えば70Nは北緯67.5°~72.5°の緯度帯での関係を示したものであり、この北緯70度帯での各月の平均地表気温 T (K)と次の月の海水割合 Y との回帰式は、次式で与えられる。

ここで、 L は各緯度帯での陸の占める面積割合、 A_{cl} および A_{cs} は各緯度帯の陸上および海上での雲の占める面積割合、 α_{pl} および α_{ps} は式(2)を解いて得られた晴天時の陸上および海上大気の上端でのプラネタリーアルベド、 α_c は各緯度帯の大気上端で観測された雲のアルベドである。

5 本気候モデルの精度

本気候モデルによる現在の気候の再現性について検討した。成層圏および自由対流圏内の大気エアロゾルは全球一様と仮定した。大気境界層エアロゾルについては北極圏大気境界層エアロゾルのみ季節変化するものとし、北緯60度以南の大気境界層エアロゾルではその濃度および組成ともに季節変化しないものと仮定した。また、大気境界層内のエアロゾルについて、その構成状態はいずれも internal (half) mixing 状態で存在しているものと仮定した。

式(2)の放射伝達方程式を解いてプラネタリーアルベドを求め、式(3)～(11)に示した2層・帯状エネルギーバランス気候モデルを用いて、北極圏の大気エアロゾルが気候に及ぼす影響の評価を行った。式(3)～(6)の時間積分計算において、本研究では一年間を288のタイムステップに分割して計算を行った。全ての緯度帯において、一年の最後のステップである288ステップ目の温度と前年の同じ288タイムステップ目の温度との差が0.01度以下になるように収束条件を設定して計算を行ったところ、本研究におけるいずれの計算も、約29年目で計算が収束した。

現在の大気エアロゾルの濃度状況下で、式(2)～(11)を用いて各緯度帯での複合混合層温度 T を計算し、年平均値を求め、各緯度帯毎の年平均地表気温の観測値と比較した結果を図5に示す。北緯70度以南では計算値と観測値は5度以内で一致しているが、北極圏で違いが大きくなっている。すなわち本計算モデルでは北極付近の温度が実際よりも低く計算される傾向があり、観測値の赤道と北緯75度地点での地表気温差が42度、赤道と北極点との地表気温差が48度であるのに対して、本計算モデルで得られた結果では赤道と北緯75度地点での温度差は49度、赤道と北極点との温度差は65度となり、計算された赤道と北緯75度地点との温度較差は実測値の1.17倍、赤道と北極点との温度較差は実測値の1.35倍であった。

これは、北極海における海水の分布状態が気候モデルに正確に表現されていないためと考えられる。すなわち、我々のモデルにおいては、海水は一定の面積を持ち一様に張り詰めているものとしているが、実際の北極海においては氷原の間に幾つもの lead と呼ばれる割れ目が存在しており、この lead を通して海洋から大気への熱および水蒸気の輸送が生じるため、実際の北極海上の気温は本計算結果よりも高温になっているのではないかとと思われる。

このように、本気候モデルは北極圏の気温を実際よりも低く計算する傾向がある。しかし本研究では、以下に述べるように、現在の大気エアロゾルの濃度状況下での温度分布に対して、今後エアロゾルの増減があった場合にどのような温度の変化を引き起こすか、その相対的な温度差を見積もることを目的としている。それ故、十分とは言えないものの、以下この気候モデルを用いて北極圏大気エアロゾルが変化した場合の複

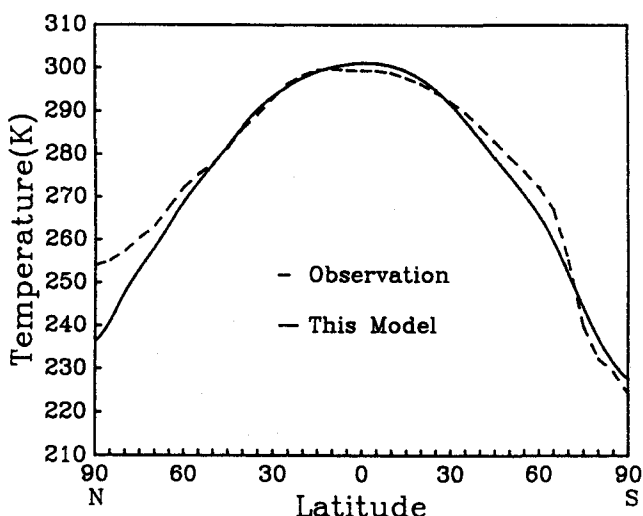


Fig.5 Observed annual mean surface temperature (broken line) and calculated annual mean temperature of combined mixed layer (solid line).

合混合層温度の変化についての予測計算を行った。ただし、得られた温度の変化量は、赤道と北極域との温度較差の比較結果からみて、実際には1.2～1.3倍ほど大きめに計算されているものと思われる。

なお本計算モデルにおいては、式(3)および(5)のIR(大気上端での赤外放射量)の項を地表気温の関数として与えた。この結果、図5に示されたように、計算された複合混合層温度は、ほぼ地表気温を再現したものとなった。それ故、以後、本モデルによって計算された複合混合層温度Tを、地表気温と見なすものとする。

6. Internal mixing の効果

大気エアロゾルの構成状態(mixing)の相違がプラネタリーアルベドを通して気候に及ぼす効果を見積もるために、大気エアロゾルの大気中含量(光学的厚さ)は現在の各緯度において測定されている値とし、各緯度帯における大気境界層内のエアロゾルが、internal (half) mixingで混合されている場合、internal (all) mixingで混合されている場合、およびすべての成分の粒子がexternal mixingで混合されている場合に対してモデル計算を行った。Internal (half) mixing および internal (all) mixingエアロゾルの場合について計算された各緯度帯における年平均地表気温と、external mixing エアロゾルとして計算された場合との差(変化量)を図6に示す。External mixing の場合に比べて、internal (half) mixingの場合に0.2～0.4℃、internal (all) mixingの場合に0.4～1.0℃地表気温が上昇しており、さらに両極地方においてこの昇温量が大きくなっている。これは、internal mixingの割合が増加するにつれて大気エアロゾルの太陽放射吸収性が強まり(大気エアロゾルが黒くなり)プラネタリーアルベドが小さくなる、すなわち大気-地表系が太陽放射をより多く吸収するようになるため、および両極地方は地表面が白い雪氷で覆われており、そのためその地域の大気エアロゾルの吸収性が大きくなった場合にその効果が顕著に現われるためである。このように、混合粒子の存在割合は大気エアロゾルの気候影響を予測する上で非常に重要なパラメーターである。しかし、これまでのところその測定はほとんど行われていない。そこで本研究では、以後、大気境界層内のエアロゾルについて、北緯60度以南の大気境界層エアロゾルは全てexternal mixing エアロゾルであり、一方、北緯60度以北の北極圏大気境界層エアロゾルは、Bigg⁹⁾の測定を参考としてinternal (half) mixingエアロゾルであると仮定した。

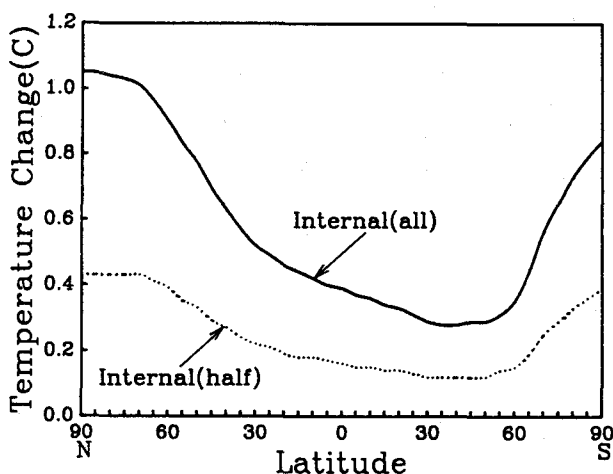


Fig. 6 Differences in surface temperature due to albedo effect of internal mixing aerosols from that of external mixing aerosols.

7. 北極圏大気汚染微粒子の変動に伴う気候の変化

今後、北極圏の大気エアロゾル中の汚染成分(大気汚染微粒子: anthropogenic aerosols)の濃度が変化した場合に、気候にどのような影響をもたらすか、予測計算を行った。

北緯60度以北の北極圏大気境界層エアロゾルの今後の変動形態としては、以下に示すような3つの場合を考慮した。

・Case A :北極圏大気境界層エアロゾル中の黒色純炭素(E.C.)の濃度のみが年間を通して現在の2倍に増

加する場合

- ・ Case B : 北極圏大気境界層エアロゾル中の大気汚染成分すなわち黒色純炭素、有機物および硫酸成分の濃度が年間を通して現在の2倍に増加する場合 (Arctic haze の濃度が2倍に増加する場合に相当する)
- ・ Case C : ヨーロッパやロシアにおける発生源対策が進み、北極圏大気境界層エアロゾルの年間の濃度が、現在最も低濃度である秋季の濃度のままである場合 (すなわちArctic haze が消滅し、北極圏が清浄な状態に戻る場合)

ここで特にCase Aを考慮したのは、大気エアロゾルのプラネタリーアルベドに及ぼす効果は黒色純炭素の全エアロゾル中に占める割合が変化した場合に最も大きいと予想され、その最大の温度変化量を見積もっておくためである。石炭や重油燃焼においては、黒色純炭素、有機物および硫酸成分も同時に排出されるため、今後の大気汚染の激化に伴う北極圏大気境界層エアロゾルの変動形態としては、Case Bが最も実態に近いものと思われる。

上記の3つの場合について計算された緯度別の年平均地表気温の現状からの変化量を図7に示す。Case A

の黒色純炭素の濃度が2倍に増加した場合 (E.C. $\times 2$) に全球において地表気温が現在よりも上昇するが、特に北緯60度以北の北極圏で0.4~0.6℃昇温する。なお、北緯60度以北の大気境界層エアロゾルのみ変化させたのに北緯60度以南の地域においても地表気温が変化しているのは、南北方向の熱輸送効果 (式(3)および(5)のFによる効果) のためである。次にCase Bとして、黒色純炭素とともに有機物および硫酸成分をも2倍に増加させた場合

(Anthropogenic $\times 2$) にも全球において地表気温が上昇

しているが、ただしその昇温量は case A に比べて小さく、北緯60度以北の北極圏において0.3℃程度の昇温となっている。これは、黒色純炭素のみが増加した場合には大気エアロゾル全体として太陽放射の吸収量が増加するのに対して、有機物と硫酸もともに増加する場合には、それらはほぼ透明であるために強い散乱を生じ、大気エアロゾル全体としては太陽放射の吸収量だけではなく散乱量 (宇宙空間への反射量) も増加するためである。

一方、発生源対策が進み、北極圏が清浄な状態に戻ったcase Cの場合 (Clean Arctic) には、全球にわたって地表気温が低下し、特に北極圏においては0.1~0.2℃現在よりも寒冷化する。これは、北極圏においては地表面は海水および氷床であり地表面反射率が非常に大きく (すなわち地表面は白く)、一方その上の大気層に存在する北極煙霧層 (Arctic haze) は黒色純炭素を含んでいてより吸収性が高い (より黒い) ためであり、白い地表面上の黒い煙霧層が消滅することにより、北極圏の大気—地表面系は太陽放射をより吸収しなくなり、その結果地表気温が低下するためである。

北極圏大気汚染微粒子の増減に対する北緯75度帯 (北緯72.5~77.5度) の地表気温の現状からの変化量の

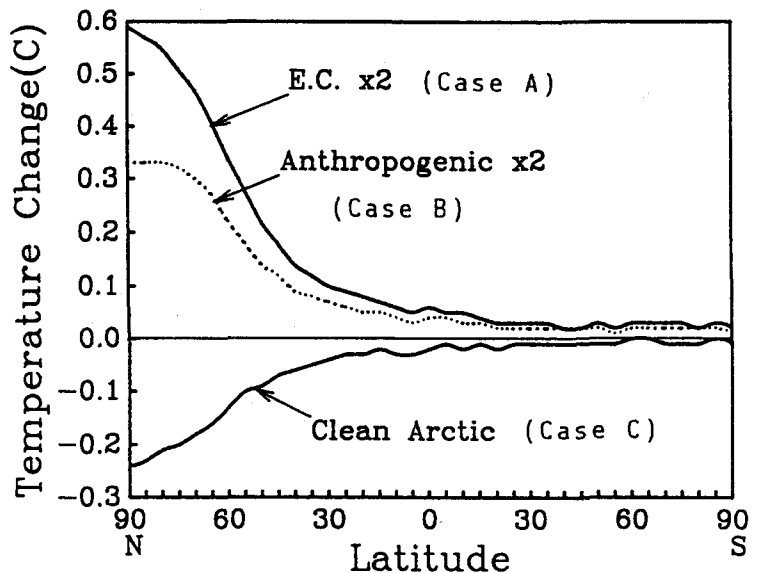


Fig. 7 Effect of anthropogenic Arctic aerosols on annual mean surface temperature.

季節変化を図8に示す。地表気温の上昇、下降ともに6～8月の夏季に大きく、冬季は極夜のために小さくなっている。黒色純炭素成分のみが現在の2倍に増加した場合 (E.C. $\times 2$) には年間を通して地表気温は現在よりも上昇し、特に夏季に0.9℃昇温する。大気汚染微粒子全体が2倍に増加した場合 (Anthropogenic $\times 2$) にもやはり年間を通して昇温

するが、その上昇量は黒色純炭素成分のみの増加の場合に比べて小さく、夏季に0.6℃の昇温となっている。

一方、北極煙霧層が消滅した場合 (Clean Arctic) には年間を通して地表気温は低下し、特に6～8月にかけて0.4℃低下する。なお、北緯75度帯においては冬季は極夜であり日射がないために大気エアロゾルの太陽放射の散乱吸収効果に伴う気温の変化は生じないはずであるが図に示すように冬季にもわずかながら気温の上昇ないし下降が生じているのは、北緯60～65度の緯度帯における太陽放射の散乱吸収に伴う気温変化量が熱輸送Fによって伝搬されるため、および季節変化を考慮した熱慣性項の効果のためである。

以上、北極圏大気汚染微粒子の増減に伴う地表気温の変化について予測計算を行ったが、5章の本気候モデルの精度に関する項 (図5) でも述べたように、このモデルは北極圏の気温を実測値よりも過敏に見積もる傾向がある。そのため、ここで得られた図7、8の気温変化量は、実際には1.2～1.3倍ほど過大に評価されているのではないかと思われ、今後この気候モデルの改良、特に lead の存在および lead を通しての熱・水蒸気輸送効果をどうモデルに組み込んでいくかが重要な課題のひとつとなるものと思われる。

また、本計算においては混合粒子の存在割合を50%と仮定しており、今後この割合を実測により決定することも重要である。図3に示したように混合粒子の存在割合が100%になると昇温量は約2倍に増加しており、この混合粒子の存在割合が結果を大きく左右する。さらに、北極圏大気汚染微粒子は夏季に雲 (夏季北極層雲) に取り込まれ、あるいは降水に取り込まれて地表に降下沈着する。この過程において先に述べたように、雲の反射率の変化や地表面反射率の低下を引き起こす。今後、これらの効果についても定量的に評価していくことが重要である。

〔謝辞〕

本研究は、国立極地研究所特別共同研究「極域の気候変動に関する総合研究」の援助を受けて行われたものであり、国立極地研究所川口貞男名誉教授、山内 恭教授、青木周司助教授に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Atmospheric Environment, Special Issue on Arctic Air Chemistry, 15, 1345-1516 (1981).
- 2) Atmospheric Environment, Special Issue on Arctic Air Chemistry, 19, 1987-2208 (1985).

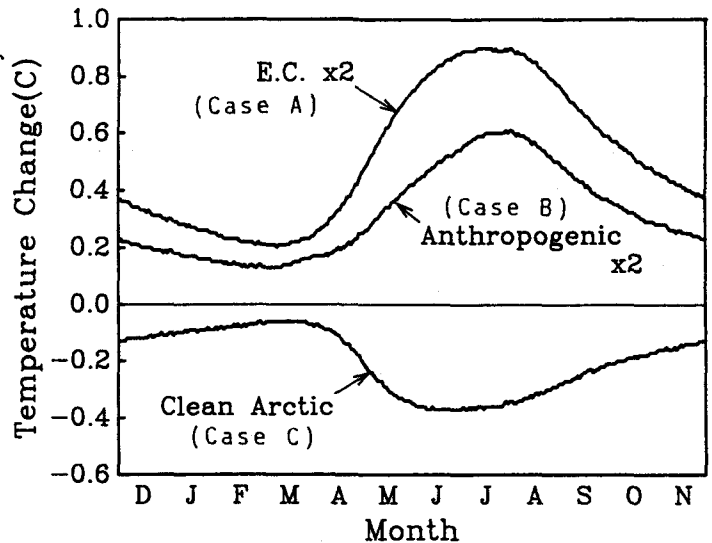


Fig.8 Seasonal variation of the effect of anthropogenic Arctic aerosols on surface temperature in 75° N latitude belt.

- 3) Atmospheric Environment, Special Issue on Arctic Air Chemistry, 23, 2345-2638 (1989).
- 4) MacCracken M.C., Cess R.D. and Potter G.L. (1986) Climatic effects of anthropogenic Arctic aerosols: an illustration of climate feedback mechanisms with one- and two-dimensional climate models. *J. Geophys. Res.* 91, D13, 14,445-14,450.
- 5) Blanchet J.P. (1989) Toward estimation of climatic effects due to Arctic aerosols. *Atmospheric Environment*, 23, 2609-2625.
- 6) Wang P.H., McCormick M.P., Swissler T.J., Osborn M.T., Fuller W.H. and Yue G.K. (1989) Influence of stratospheric aerosol composition and size distribution from SAGE II satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, 94, D6, 8435-8446.
- 7) Asano S. (1989) Aircraft measurements of the radiative effects of tropospheric aerosols: II. Estimation of aerosol optical properties. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 1023-1034.
- 8) Ohta S. and Okita T. (1990) A chemical characterization of atmospheric aerosol in Sapporo. *Atmospheric Environment*, 24A, 815-822.
- 9) Bigg E.K. (1980) Comparison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations. *J. Applied Meteor.*, 19, 521-533.
- 10) Toon O.B. and Ackerman T.P. (1981) Algorithms for calculation of scattering by stratified spheres. *Applied Optics*, 20, 3657-3660.
- 11) Khare V. (1976) Short-wavelength scattering of electromagnetic wave by a homogeneous dielectric sphere. Ph.D. thesis, Univ. Rochester, N.Y.
- 12) Toon O.B. and Pollack J.B. (1976) A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Applied Meteor.*, 15, 225-246.
- 13) Shaw G.E. (1982) Atmospheric turbidity in the polar regions. *J. Applied Meteor.*, 21, 1080-1088.
- 14) Ohta S. and Tanaka T. (1984) A P3-approximation method as applied to foggy and cloudy atmospheres. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 146-157.
- 15) Asano S. and Uchiyama A. (1987) Application of an extended ESFT method to calculation of solar heating rates by water vapor absorption. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 38, 147-158.
- 16) Thompson S.L. and Schneider S.H. (1979) A seasonal zonal energy balance climate model with an interactive lower layer. *J. Geophys. Res.*, 84, C5, 2401-2414.
- 17) Thompson S.L. and Warren S.G. (1982) Parameterization of outgoing infrared radiation derived from detailed radiative calculations. *J. American Meteor. Soc.*, 39, 2667-2681.
- 18) Harvey L.D. (1988) A semianalytic energy balance climate model with explicit sea ice and snow physics. *J. Climate*, 1, 1065-1085.
- 19) Sellers W.D. (1973) A new global climate model. *J. Applied Meteor.*, 12, 241-254.
- 20) Warren S.G. and Schneider S.H. (1979) Seasonal simulation as a test for uncertainties in the parameterizations of a Budyko-Sellers zonal climate model. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1377-1391.
- 21) Robock A. (1980) The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo. *Monthly Weather Rev.*, 108, 267-285.