

特集 気候変化研究の最前線

気候変化要因の分析：現状と課題

1) 雲・エアロゾルと気候の関係

Analysis of Factors Affecting Present and Future Climate Changes

1) Clouds and Aerosols in the Climate System

中 島 映 至*

Teruyuki Nakajima

1. はじめに

気候変化に関する最近の研究により、人為起源の大気汚染が顕著な気候変化を全球規模で引き起こすことが明らかになってきた。最も大きな影響は、もちろん人為起源二酸化炭素による温室効果である。顕著な人為起源ガス状物質には、その他にメタン、亜酸化窒素、フロンガス類などがある。またオゾンについては、大気汚染による対流圏オゾン増加が引き起こす温室効果の増大と、成層圏オゾン破壊が引き起こす温室効果の減少が起こっている。成層圏オゾンはさらに、紫外線と可視光線の吸収を通して大気加熱を引き起こす。オゾンのこれらの効果のネットは温室効果の増大をもたらすと評価されている。

このような気候変動要因の影響を定量化するために、放射強制力という量が使われている。これは、図1に示すように、着目する気候変動要因が引き起こす放射場の変化を表す。すなわち、ある気候変動要因が発生した時、それに呼応して起こる放射収支の変化を放射強制力と呼ぶ。特に図に示すように対流圏界面における放射強制力と、それによって引き起こされる対流圏下層の気温変化には高い相関があるので、温暖化指標としてよく使われる。これを簡単に大気上端での放射強制力と呼ぶことが多い。正值は地球・

大気系に放射エネルギーを与えて加熱する効果を、負値は逆に冷却する効果を表す。さて、オゾンを含めた人為起源の温室効果ガスによる大気上端での放射強制力の大きさは、過去150年間で約 $+2.6\text{W}/\text{m}^2$ であり、比較的評価の不確定性は小さい (IPCC, 2001)⁶⁾。

一方、大気汚染によって生成される粒状物質－エアロゾルの気候影響は複雑である。このような人為起源エアロゾルは、半径0.15ミクロン程度に体積粒径分布のピークを持つ多分散粒子系であるが、そのために太陽光を直接散乱・吸収することによって負及び正の放射強制力を作る。これをエアロゾルの直接気候効果と呼ぶ。また、これらの微少粒子は、雲核として水蒸気を吸収し雲粒子に成長する。そのために雲場が変化し、気候が変わる。この効果をエアロゾルの間接効果と呼ぶ。

本稿では、このような人為起源エアロゾルが引き起こす気候変化について議論する。

2. 人為起源エアロゾルとその直接気候影響

人為起源のエアロゾルは、化石燃料の消費、人為起源の植生燃焼等によって発生する。化石燃料の消費、生物活動、火山等によって年間100メガトン（硫黄換算）程度発生する亜硫酸ガスは、大気中で酸化・中和されて硫酸塩となる。このような硫酸塩エアロゾルは年間200メガトンほど発生している⁶⁾。また、植生燃焼から発生する煙粒子などの一次有機炭素粒子や、ガス状の有機化合物から生成される二次有機炭素粒子が年間150メガトンほど発生している。このような燃焼過程では煤などの黒色炭素が発生するので、エアロゾルは光吸収をする。従って、エアロゾルの光学特性は複雑で、それを把握することがエアロゾルの直接気候影響を評価するためには重要である。特にアジア域で発生する大気汚染物質は全球での発生量の3割から4割を占めていて、未だに増え続けているものが多い（図2）。

エアロゾル粒子系が作り出す単位体積当たりの散乱と吸収の断面積をそれぞれ σ_{scat} (m^{-1})、 σ_{abs} (m^{-1}) とすると、エアロゾル層の光学的厚さと気柱平均の一次散乱アルベドは

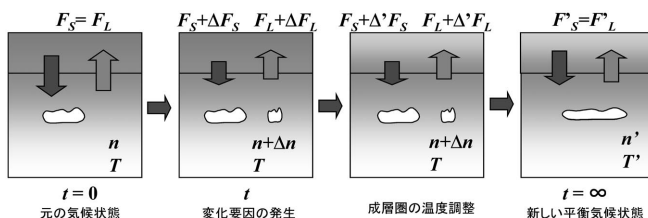


図1 気候変動要因による放射場の変化（放射強制力）とその後に起こる気候変化

時間 $t=0$ での気候状態（雲量 n と温度 T で表す）が、時間 t に起こった雲量変化 Δn によって変化した短波および長波放射フラックス（ F_s , F_L ）を通して、時間がたつと別の気候状態に変化する様子を示す。

*東京大学気候システム研究センター教授

〒277-8568 千葉県柏市柏の葉5-1-5

E-mail: teruyuki@ccsr.u-tokyo.ac.jp

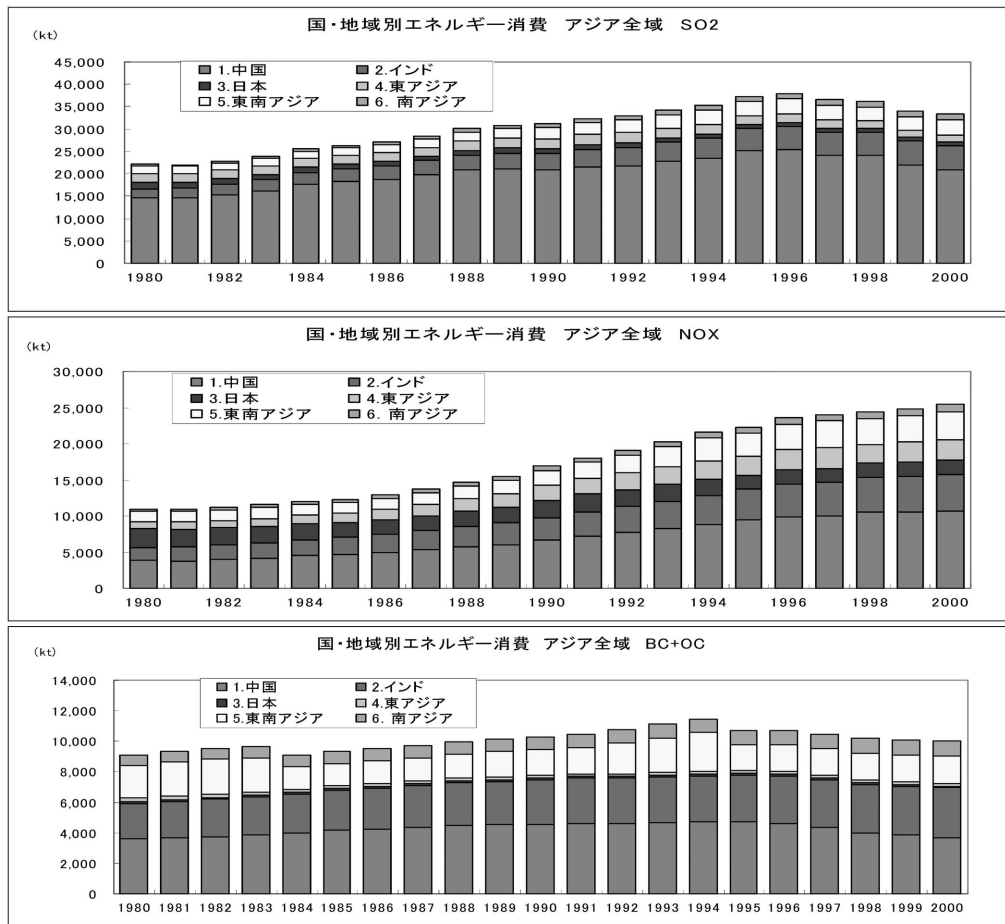


図2 アジア域における地域別の人為起源汚染物質の排出量の時間経過（国立環境研究所 大原利真博士提供）

次のような気柱積分により与えられる。

$$\tau_a = \int (\sigma_{sca} + \sigma_{abs}) dz \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\omega_a \tau_a = \int \sigma_{sca} dz \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで z (m) は高度である。光学的に薄いエアロゾル層の太陽放射エネルギー吸収はほぼ $1 - \omega_a$ に比例して起こる。歴史的にはこれらのパラメーターの観測は1980年代頃から盛んに行われ始めたが（例えばアジア域ではTanaka et al., 1983²⁴⁾; Shiobara et al., 1991²⁰⁾），気候研究に役立つような全球規模のデータが得られるようになったのは1990年代に入ってからである。現在ではNASAのAERONET⁵⁾やJAXAのSKYNET¹⁵⁾によって、サン・スカイホトメーターあるいはスカイラジオメーターと呼ばれる波長別放射計のネットワークが世界的に展開され、自動観測が行われている。

エアロゾルの光学的パラメーターの全球分布は、これらの地上観測網のデータ^{3), 17)}を参考にしつつ調整された人工衛星値やエアロゾルモデル結果によって得られている。図3に、CCSR-NIES-FRCGC/MIROC数値気候モデルに組み込まれたSPRINTARSエアロゾル放射モデル²²⁾によるシミュレーション結果を示す。それによると、波長0.55ミクロンにおける光学的厚さは、土壌粒子起源や植生燃焼起源のエ

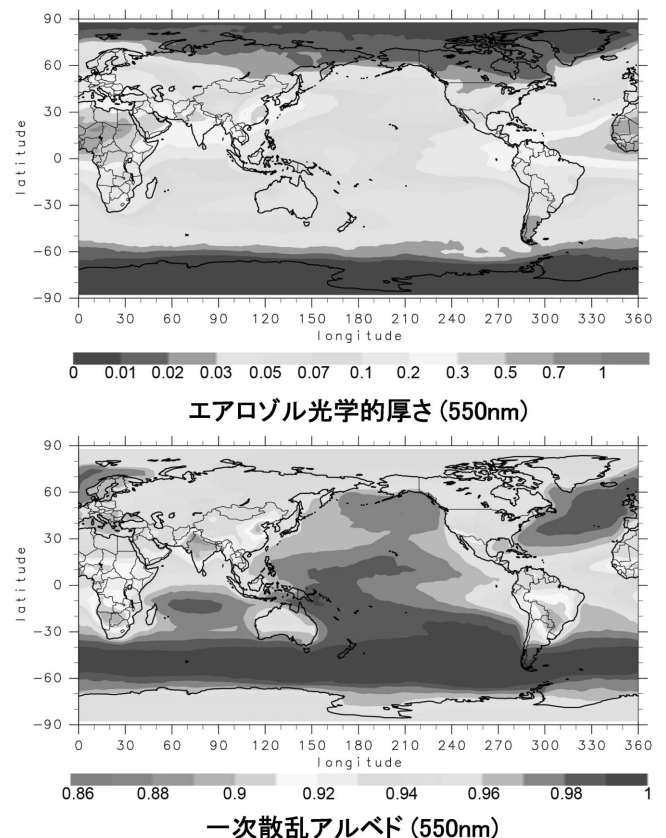


図3 MIROC+SPRINTARSモデルによるエアロゾルの光学的厚さと一次散乱アルベドの全球分布

アロゾルが多いアフリカ域で0.5に達する大きな値を、また工業起源エアロゾルが卓越するアジア域等で0.3程度の値を示す。また、一次散乱アルベドは0.86から1の間にあり、大陸スケールで大きな差があることが明らかになってきた。一方、衛星リモートセンシングに関しても、ここ10年間でその技術が大きく進歩した^{13), 21)}。特に、NASAのEOS計画で打ち上げられたMODISや日本のADEOS-II/GLIなど、多波長（ともに36波長）・高感度のセンサーが登場してきたことが大きな進歩につながった。これらのモデルと人工衛星による全球もしくは領域平均のエアロゾルパラメーターを表1に比較する。雲スクリーニングなどのデータの品質管理が進んだために、Penner et al. (2002)¹⁶⁾より新しいMyhre et al. (2004)¹²⁾の衛星値の方が小さな光学的厚さを示していることがわかる。おそらく光学的厚さの全球平均値は0.2よりも0.12程度の方がより現実的であると思われる。この値はさらにモデルによる値とも整合していて、全球モデルの妥当性がうかがえる。

このように大きな光学的厚さを張るエアロゾル層は、直達光が地上に届くまでに波長0.55ミクロンで20%程度（具体的な値は太陽高度による）も減衰させる能力を持っている。こうした顕著な影響が認識されるに従って、エアロゾルの気候影響を評価する動きも1990年代に入って活発になってきた。Charlsonは人為起源エアロゾルが光吸収をしない硫酸塩エアロゾルで形成されており、産業革命以降、その数濃度が15%増加したとして -1.3W/m^2 の放射強制力が大気上端（正しくは対流圏界面）で起こったと評価した²⁾。この -1.3W/m^2 という値は、温室効果ガスの $+2.6\text{W/m}^2$ と比べると、その50%を相殺する冷却効果に対応する。Mitchell et al.は、温室効果ガスのみが増加する気候モデルでは温室効果によって1995年までに0.9度の地表面気温上昇が得

られるが、人為起源エアロゾルの増加を考慮すると観測値に近い0.55度程度の値になると報告しており、エアロゾルによる著しい冷却効果を支持した¹¹⁾。

しかし、このような初期の研究は、図3や表1に示したように実際のエアロゾル層の一次散乱アルベドが全球平均で0.9程度と無吸収の場合よりずっと小さい値を取ることが明らかになるにつれて、破綻し始める。事実、大気上端でのエアロゾルの直接効果の放射強制力はIPCC (2001)⁶⁾の評価では -0.5W/m^2 程度、小さな評価ではほとんど0であり²³⁾、エアロゾル層の存在によって、地球の惑星反射率はほとんど変化しない。このように小さな放射強制力は、人為起源エアロゾルが従来考えられていたよりもずっと大きな光吸収を引き起こすことや、エアロゾル層が明るい雲の上を漂う時に雲からの照り返しを吸収する効果などを考慮しないと得られない。1990年代初頭には、このような複雑な現象は一般には重視されていなかったのである。思いつきであるが、1980年代に我々が行った光散乱法によるエアロゾルの一次散乱アルベドの推定は非常に先駆的な仕事であったが、得られた値0.9があまりにも低すぎて信頼できないとの理由で米国気象学会誌から投稿論文をリジェクトされたことがあった。図3を見れば明らかのように、アジア域ではまさにこの0.9という低い値になっている。当時の世界の主流はこの事実を知らなかったのである。

このようにエアロゾルの直接効果は全球平均で見たときには地球の反射率を顕著に変えるものではないことが明らかになってきた。そのため、気温の時系列を説明するためには、地球を冷やす効果を持つ別のメカニズムを探さなくてはならなかった。その有望理論が次節に述べるエアロゾルの間接効果である。

3. エアロゾルの間接効果

人為起源エアロゾルを構成する硫酸塩エアロゾルや、炭素性エアロゾルの一部は水蒸気を効率良く吸収して雲粒子に成長する。従って、エアロゾルの増加に伴って雲が変化して気候変化が起こる可能性がある。まず、雲粒子数が増えれば、気柱当たりの雲水総量（ $W, \text{g/m}^2$ ）が一定であれば、有効雲粒子半径 r_c が減少するので、次の式に従って雲層の光学的厚さが増加する。

$$\tau_c = \frac{3W}{2\rho r_c} \dots\dots\dots (3)$$

ここで ρ は水の密度、 τ_c は雲層の光学的厚さである。これを第一種間接効果と呼ぶ。さらに、雲粒子半径の低下は雲粒子同士の衝突併合過程を抑制し、その結果、雲層から雲水を除去する降雨が抑制されて雲水総量 W が増加する。これを第二種間接効果と呼ぶ。図4にこれらエアロゾルの様々な気候影響を図示する。

表1 エアロゾルの光学的厚さ（波長550nm）と一次散乱アルベドの代表的な値

出典	手法	領域	光学的厚さ	一次散乱アルベド
Takemura et al. (2002) モデル	SPRINTARS	全球	0.12	0.928
		陸域	0.16	0.923
		海域	0.09	0.945
		北半球	0.16	0.923
		南半球	0.07	0.938
Penner et al. (2002) 衛星	AVHRR/UT	海洋	0.19	-
	AVHRR/GISS		0.21	-
	AVHRR/NOAA		0.18	-
Penner et al. (2002) モデル	GRANTOUR		0.14	-
	ULAQ		0.12	-
	MPI		0.11	-
	GISS		0.12	-
	ECHAM		0.13	-
	GOCART		0.13	-
Myhre et al. (2004) 衛星	AVHRR/NOAA	海域	0.12	-
	AVHRR/GISS		0.13	-
	POLDER		0.12	-
	OCTS		0.21	-
	TOMS		0.22	-
Remer et al. (2005) 地上日射観測	AERONET	陸域	0.18	-
		海域	0.18	-
		中国	0.28	-
		インド	0.46	-
Remer et al. (2005) 衛星-AERONET マッチアップ	MODIS	陸域	0.22	-
		海域	0.25	-

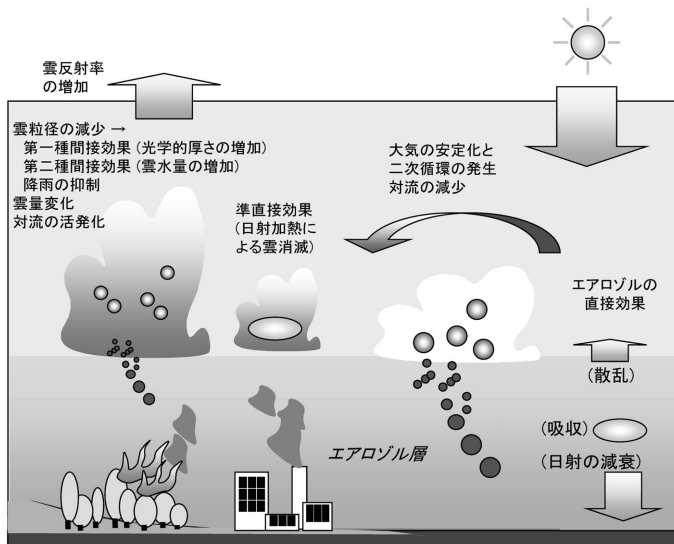


図4 様々なエアロゾルの気候影響

さらに、例えば、エアロゾル層に遮られて地表面太陽量が減少する一方で、エアロゾルの光吸収によって大気が加熱されると、大気の安定度が高まる。それによって対流活動や水平方向の循環が変化し、結果的に雲場が変化する可能性がある。また、雲層に混じった煤が太陽放射を効率的に吸収・加熱して雲層が蒸発し、雲量が減少する可能性もある。この効果を準直接効果と呼ぶ⁴⁾。これは、雲のような光学的に厚い媒体では吸収される日射量は $\sqrt{1-\omega_c}$ に比例するので、もともと1に非常に近い雲層の一次散乱アルベドが煤によってわずかでも下がる（例えば0.999から0.99になる）と、雲層の光吸収が著しく増加するために起こる。

このような様々な間接効果は現象そのものがよくわかっていないために、現在、多様な手法によって評価が行われている。大陸スケールや全球規模の評価には、主に人工衛星によるものとモデルによるものがある。まず衛星観測から得られる雲に関するパラメーターで、間接効果の評価に最も役立つのは水雲の光学的厚さ τ_c と有効粒子半径 r_c である。光学的厚さは式(3)で示すように雲粒子の総幾何学断面積の約2倍($\tau_c \approx 2 \sum \pi r^2$)であるので、光吸収のない可視域の雲層反射率から求めることができる。一方、雲有効粒子半径のリモートセンシングには主に2つの手法がある。その1つは波長1.6ミクロンや2.2ミクロンの近赤外域の窓領域における雲層の反射率を測定する手法である。これらの波長帯では、雲粒子径が大きいほど水による光吸収が大きくなるので、上に述べた $\sqrt{1-\omega_c}$ 則を利用して、雲粒子半径を得ることができる。もう1つの方法は雲層からの散乱輝度の角度依存性と偏光度を利用する方法で、ADEOS衛星シリーズ（みどり1号と2号）に搭載されたPOLDERセンサーによって求められている¹⁾。図5に、最初の方法の原理をAVHRRの近赤外チャンネルに適用して得られる水雲の有効粒子半径の全球分布を示す⁸⁾。図によると、大陸

周辺、特に人為起源エアロゾルの多い中国域、中央アメリカ域、南アフリカ域などで粒径が顕著に小さくなっていることがわかる。比較のためにMIROC+SPRINTARSモデルの結果も示す²³⁾。モデルによっても衛星観測と同様の傾向が再現されていることがわかる。

このような有効雲粒子半径と雲層の光学的厚さは、その地域が晴天状態の時に得られたエアロゾルの光学パラメーターから計算されたエアロゾル粒子数に相関している^{14), 19)}。従って、産業革命後にどれくらいエアロゾル数が増加したかがわかれば、雲パラメーターの変化が見積もられ、それを利用して理論的に放射強制力を計算することができる。このようにして計算されるエアロゾルの間接効果の放射強制力は、次のように近似できる。

$$\Delta F_i = b_i \nu \left(W / m^2 \right), \quad \nu = \frac{\Delta N_a}{N_{a,pre}} \dots \dots \dots (4)$$

ここで、 ΔF_i は対流圏界面での間接効果の放射強制力、 $N_{a,pre}$ は産業革命時のエアロゾル数濃度、 $\Delta N_{a,pre}$ は現在までの増加量である。係数 b_i は放射伝達理論によって決まる感度係数である。AVHRRセンサーによる結果は $b_i = -4.3$ 程度、POLDERによる結果は $b_i = -0.6$ の値になる。これをSPRINTARSモデルによる結果 $b_i = -3.1$ と比較すると、前者の方がモデル

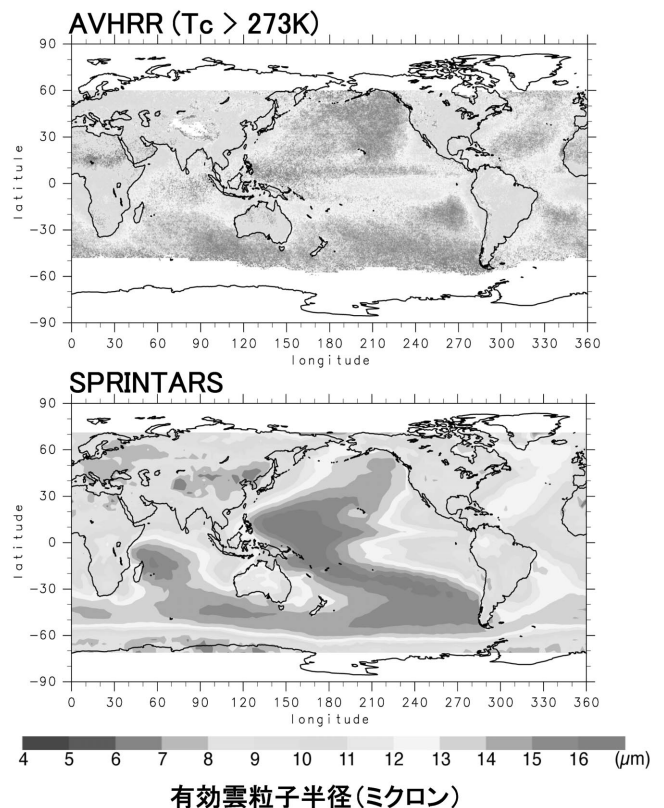


図5 雲頂温度が273度以上の水雲の有効雲粒子半径の全球分布図

上段：AVHRRによる1990年の1月、4月、7月、10月の平均値⁸⁾

下段：MIROC+SPRINTARSモデルによるシミュレーション結果²³⁾

と整合的である。これらの感度係数の値を使い、さらに $\nu = 0.3$ と仮定すると、AVHRRセンサーから得られる全球海上での間接効果の放射強制力は、 -1.3 W/m^2 程度になる¹⁴⁾。一方、POLDER衛星センサーによる結果は全球海上で -0.2 W/m^2 と非常に小さい¹⁹⁾。SPRINTARSモデルでは増加率 ν も計算でき、 $\nu = 0.3$, $\Delta F_i = -0.93 \text{ W/m}^2$ となり²³⁾、AVHRRによる衛星結果に近い値が得られる。

しかし、上の評価に用いた産業革命以降のエアロゾル数密度の増加率にはモデルによって $\nu = 0.15$ から1と大きなばらつきがあるので、間接効果の評価は未だに収束したとは言えない。

4. 結論

本稿では、エアロゾルによる直接効果と間接効果のうち、第一種間接効果と第二種間接効果の大きさの評価を概観した。これらの結果を図6にまとめる。図によると、温室効果ガスによる放射強制に比べて、エアロゾルの放射強制力の評価には大きなばらつきがあることがわかる。顕著なことは、エアロゾルの直接効果は大気上端においては非常に小さい一方、間接効果については大きなばらつきがあるものの -1 W/m^2 近くの大きな値が得られている点である。このことは、初期のエアロゾルの気候影響研究とは違って、過去、雲の反射率が序々に大きくなったために冷却効果が働いて、温室効果ガスによる過渡的な加熱が3割から4割、相殺されたことを示唆している。

しかし、ここで示した結果は、下層雲が引き起こす第一種間接効果と第二種間接効果に関する研究結果のまとめであり、図4に示した他の現象については諸説あって議論が収束していない。例えば、アマゾン域で植生燃焼起源のエアロゾルが増加すると雲量が減る事例⁹⁾や、逆に大西洋海上では雲量がエアロゾルとともに増加する事例⁷⁾が知られている。また、氷晶粒子を含む深い対流システムへの影響も指摘されており¹⁸⁾、これらの現象が全球規模の気候に顕著な影響を与えている可能性も無視できない。これらの間

題が現在よく理解されていないのは、観測の不足に加え、大陸スケールで稼働する格子サイズが数キロメートルのエアロゾル・雲相互作用モデルがほとんどなく、また、それを動かすための高速の計算機もない事情によっている。今後、地球シミュレーターのさらなる活用や、次世代の京速コンピュータの登場により、これらの研究が大きく発展すると思われる。さらに、現在ではモデルによって大きく結果が異なっている降雨の変化パターンについても理解が進むであろう（例えば、Mennon et al., 2002¹⁰⁾; Takemura et al., 2005²³⁾）。

参考文献

- 1) Breon, F. -M., D. Tanre, and S. Generoso ; Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, 295 (2002) 834-838.
- 2) Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, Jr., J. E. Hansen, and D. J. Hofmann ; Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255 (1992) 423-430.
- 3) Dubovik, O., A. Smirnov, B. N. Holben, M. D. King, Y. J. Kaufman, T. F. Eck, and I. Slutsker ; Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, 105 (2000), 9791-9806.
- 4) Hansen, J. E., Sato, M. and Ruedy, R. ; Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102 (1997), 6831-6864.
- 5) Holben, B. N., D. Tanré, A. Smirnov, T. F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W. W. Newcomb, J. S. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenu, Y. J. Kaufman, J. V. Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karneli, N. T. O'Neill, C. Pietras, R. T. Pinker, K. Voss, and G. Zibordi ; An emerging ground-based aerosol climatology : Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res.*, 106 (2001), 12067-12097.
- 6) J. T. Houghton, Ed. ; IPCC "Climate Change 2001-The Scientific Basis", (2001), Cambridge Univ. Press.
- 7) Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. remer, D. Rosenfeld, and Y. Rudich ; The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *PNAS*, 102 (2005), 11207-11212.
- 8) Kawamoto, K., T. Nakajima, and T. Y. Nakajima ; A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. *J. Climate*, 14 (2001), 2054-2068.
- 9) Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins ; Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, 303 (2004), 1342-1344.
- 10) Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko, Y. Luo ; Climate Effects of Black Carbon Aerosols in China and India. *Science*, 297 (2002), 2250-2253.
- 11) Mitchell, J. F. B., T. C. Johns, J. M. Gregory, and S. F. B. Tett ; Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols. *Nature*, 376 (1995), 501-504.
- 12) Myhre, G., F. Stordal, M. Johnsrud, A. Ignatov, M. I. Mishchenko, I. V. Geogdzhayev, D. Tanré, J. -L. Deuzé, P. Goloub, T. Nakajima, A. Higurashi, O. Torres, and B. N. Holben ; Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over the ocean. *J. Atmos. Sci.*, 61 (2004), 499-513.

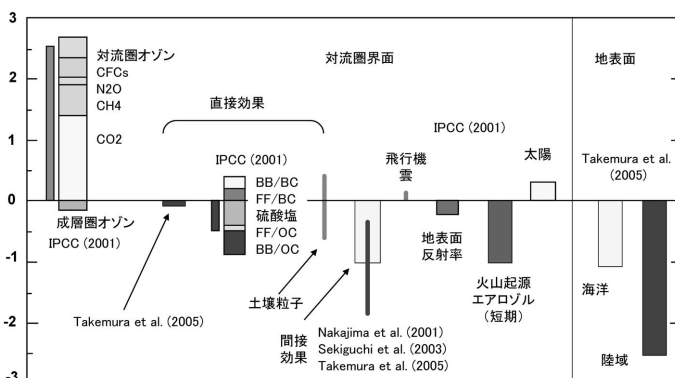


図6 1850年以降の人為起源気候変動要因による放射強制力の評価

- 13) Nakajima, T., and A. Higurashi ; AVHRR remote sensing of aerosol optical properties in the Persian Gulf region, the summer 1991. *J. Geophys. Res.*, 102 (1997), 16935-16946.
- 14) Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. E. Penner ; A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (2001), 1171-1174.
- 15) Nakajima, T., M. Sekiguchi, T. Takemura, I. Uno, A. Higurashi, D. H. Kim, B. J. Sohn, S. N. Oh, T. Y. Nakajima, S. Ohta, I. Okada, T. Takamura, and K. Kawamoto ; Significance of direct and indirect radiative forcings of aerosols in the East China Sea region. *J. Geophys. Res.*, 108 (D23) (2003), 8658, doi : 10.1029/2002JD003261.
- 16) Penner, J. E., S. Y. Zhang, C. C. Chuang, M. Chin, J. Feichter, Y. Feng, P. Ginoux, M. Herzog, A. Higurashi, D. Koch, C. Land, U. Lohmann, M. Mishchenko, T. Nakajima, G. Pitari, B. Soden, I. Tegen, and L. Stowe ; A Comparison of model- and satellite-derived optical depth and reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, 59 (2002), 441-460.
- 17) Remer, L. A., Y. J. Kaufman, D. Tanre, S. Mattoo, D. A. Chu, J. V. Martins, R. R. Li, C. Ichoku, R. C. Levy, R. G. Kleidman, T. F. Eck, E. Vermote, and B. N. Holben ; The MODIS aerosol algorithm, products and validation. *J. Atmos. Sci.*, 62 (2005), 947-973.
- 18) Rosenfeld, D. ; Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287 (2000), 1793-1796.
- 19) Sekiguchi, M., T. Nakajima, K. Suzuki, K. Kawamoto, A. Higurashi, D. Rosenfeld, I. Sano, and S. Mukai ; A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite datasets of aerosol and cloud parameters. *J. Geophys. Res.*, 108 (D22) (2003), 4699, doi : 10.1029/2002JD003359.
- 20) Shiobara, M., T. Hayasaka, T. Nakajima and M. Tanaka ; Aerosol monitoring by use of a scanning spectral radiometer in Sendai, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69 (1991), 57-70.
- 21) Stowe, L. L., R. M. Carey, and P. P. Pellegrino ; Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data. *Geophys. Res. Lett.*, 19 (1992), 159-162.
- 22) Takemura, T., T. Nakajima, O. Dubovik, B. N. Holben, and S. Kinne ; Single scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model. *J. Climate*, 15 (2002), 333-352.
- 23) Takemura, T., T. Nozawa, S. Emori, T. Y. Nakajima, and T. Nakajima ; Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, (2005) doi : 10.1029/2004JD005029.
- 24) Tanaka, M., T. Takamura and T. Nakajima ; Refractive index and size distribution of aerosols as estimated from light scattering measurements. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22 (1983), 1253-1261.