



Title	雲の放射特性の基礎
Author(s)	早坂, 忠裕
Description	III. 雲・エアロゾルの光学的特性とその応用
Citation	低温科学, 72, 145-150
Issue Date	2014-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/55027
Type	departmental bulletin paper
File Information	LTS72_016.pdf



雲の放射特性の基礎

早坂 忠裕

雲の放射特性の基本的な要素について概要を解説する。雲微物理特性と放射特性を結びつけるものは、水や氷の複素屈折率と雲粒の粒径分布である。水も氷も可視域においては光をほとんど吸収しない。その結果、短波放射は、雲が厚くなっても透過する。一方、赤外域においては吸収が強く、雲水(氷)量が増加すると雲は黒体に近い振る舞いをする。これらの違いが温室効果あるいは日傘効果を卓越させる。地球上の雲は、温室効果と日傘効果を合わせた結果として地表面を冷却するが、大気による短波放射の吸収には、それほど寄与しない。また、雲の形成・維持・消滅過程においては、特に雲頂における長波放射の射出による冷却が重要である。

Fundamentals of Cloud Radiative Properties

Tadahiro Hayasaka

The basic radiative properties are described in this paper. Refractive index of water and ice, and droplet size distribution play important roles in the relationship between microphysics and radiative properties of cloud. Water and ice are almost transparent for the radiation in visible region, and thus cloud transmits shortwave radiation even in a thick cloud. On the other hand, cloud easily becomes blackbody with increase in cloud water or ice content because of large absorptance of infrared radiation. These properties cause greenhouse effect and parasol effect, and cool the Earth's surface as a result. However, cloud does not largely affect the absorption of shortwave radiation. Moreover, the longwave radiation at the cloud top is important for formation, maintenance, and dissipation of cloud.

1. はじめに

地球の表層は、ほぼ全てのエネルギーを太陽放射として受け取り、地球放射として宇宙空間へ射出する。大気上端に入射する太陽放射エネルギーは全球かつ年平均で約 340 W/m^2 で、そのうち約 30% は雲、エアロゾル、大気分子や地表面によって宇宙空間に反射される。大気によって 20% 余りが吸収され、残りの 50% 弱が地表面の陸地や海洋に吸収される。地球の地表面・大気系によって吸収された約 240 W/m^2 と同じ量の長波放射エネルギーが宇宙へ放射されることにより、地球の放射平衡温度は約 255 K に保たれている。そして、水蒸気や二酸化炭素などの温室効果ガス、および雲による温室効果と対流圏の放射対流平衡のメカニズムにより、全球平均の地表面気温は約 288 K となっている。地球の軌道要素

や海陸、雲の分布などにより、放射収支は時空間で大きく変動する。そして、放射収支の空間分布と時間変動は、その不均衡を解消すべく風や海流を生み出す。

雲は水および氷の微小粒子によって構成されている。その量は大気中の水蒸気量のわずか 1% 以下であるが、放射収支に及ぼす効果は小さくない。以前は、全球平均の雲量は約 50% と考えられていたが、人工衛星による観測が進み、現在では雲量は約 70% と見積もられている。このような雲の存在により、地球に入射する短波放射は減少し、地球から宇宙空間に射出される長波放射も減少する。短波放射・長波放射両方を含めた正味の放射収支に及ぼす雲の効果は、大気上端における全球平均かつ年平均の値で -24 W/m^2 と推定されている (Raschke et al. 2005)。すなわち、短波放射を反射させる効果の方が長波放射を減少させる効果よりも卓越している。

本稿では、雲の短波放射・長波放射特性と雲微物理特性の関係の基本的な考え方、および地球の放射収支に及ぼす雲の影響について解説する。現実の雲は複雑な形態をとり、また、雲を構成する粒子も氷の場合には複雑な形状になるが、これらの効果については他の章にゆずることとして、ここでは雲は鉛直一次元構造の平行平板状を仮定し、雲粒子は球形であるとして以下の話を進め

連絡先

早坂忠裕

東北大学大学院理学研究科大気海洋変動観測研究センター
Center for Atmospheric and Oceanic Studies, Graduate
School of Science, Tohoku University

e-mail: tadahiro@m.tohoku.ac.jp

る。また、放射伝達の一般的な説明については、浅野 (2010) や早坂・岩渕 (2011) を参照されたい。

2. 雲の放射特性と雲微物理特性

2.1 放射伝達方程式

平行平板状の大気を仮定すると、ある波長 λ の光 (電磁波) の放射伝達方程式は次のように表される。なお、雲の層も雲を含まない大気層も基本となる式は同じである。

$$\mu \frac{dI_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi)}{d\tau_\lambda} = I_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi) - J_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi), \quad (1)$$

ここで、 I_λ は放射強度、 μ, ϕ はそれぞれ放射の進む方向の天頂角の余弦と方位角を表わす。 τ_λ は光学的厚さを表わし、 J_λ は放射源関数を表わす。

光学的厚さは次のように表わされる。

$$\tau_\lambda = \int_{\Delta z} k_e dz, \quad (2)$$

ここで、 k_e は体積消散係数で体積散乱係数 k_s と体積吸収係数 k_a の和である。なお、現実の大気では、体積消散係数は空気分子や雲粒、エアロゾルによる散乱と吸収を含む。 Δz は大気層の厚さを表わし、大気全層で考える場合には大気全体の幾何学的厚さ、雲の場合は雲の幾何学的厚さとなる。

また、放射源関数は太陽放射 (短波放射) と地球放射 (長波放射) で異なるが、短波放射については次のように表わされる。

$$J_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi) = \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_\lambda(\mu, \phi; \mu', \phi') I_\lambda(\tau_\lambda, \mu', \phi') d\mu' d\phi' + \frac{\omega}{4\pi} P(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) F_{0\lambda} \exp\left[-\frac{\tau_\lambda}{\mu_0}\right], \quad (3)$$

ここで、 ω は一次散乱アルベードで散乱係数と消散係数の比で定義される。 P_λ は散乱位相関数である。 $F_{0\lambda}$ は大気上端に入射する太陽放射フラックスで、 μ_0, ϕ_0 は太陽放射の入射方向を表わす。(3)式の右辺第一項は、大気の鉛直方向のスケールを光学的厚さで表現した場合に光学的厚さ τ_λ の場所で全ての方向から来る散乱光が (μ, ϕ) の方向に散乱されることを意味する。また、第二項は (μ_0, ϕ_0) の方向から来る太陽直達光が大気中を透過、減衰した後に光学的厚さ τ_λ の場所で (μ, ϕ) の方向に散乱されることを意味する。

一方、長波放射の放射源関数は次のように表わされる。

$$J_\lambda(\tau_\lambda, \mu, \phi) = \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_\lambda(\mu, \phi; \mu', \phi') I_\lambda(\tau_\lambda, \mu', \phi') d\mu' d\phi' + (1-\omega) B_\lambda(T), \quad (4)$$

ここで、 B_λ は黒体放射を表わすプランク関数である。(4)式において、右辺第一項は全ての方向から来る散乱光が (μ, ϕ) の方向に散乱されることを意味し、第二項は気体分子や雲、エアロゾルによる射出を意味する。

(1), (3), (4)式から、放射伝達方程式は基本的に微積分方程式になることが分かる。その計算方法は他の教科書等にゆずるが、一般的には方位角方向はフーリエ級数で展開し、天頂角方向については離散値で表現して連立微分方程式とするか、球面調和関数で展開して係数を求める方法が一般的である。

さて、ここで雲層を考え、大気分子によるレーリ-散乱や水蒸気などの気体分子による吸収を考えないとする。そうすると、上に示した式の中で、体積散乱・吸収係数と散乱位相関数は、それぞれ次の式で雲粒の粒径分布と結びつけられる。

$$k_{s,a}(\lambda) = \int_0^\infty Q_{s,a}\left(\frac{2\pi r}{\lambda}, \tilde{m}\right) \pi r^2 n(r) dr, \quad (5)$$

$$P(\lambda, \Theta) = \int_0^\infty \beta\left(\frac{2\pi r}{\lambda}, \Theta, \tilde{m}\right) \pi r^2 n(r) dr, \quad (6)$$

ここで、 r は雲粒の半径、 $n(r)$ は粒径分布を表わす。また、 $\tilde{m}$ は水または氷の複素屈折率、 Θ は散乱角を表わす。散乱角は散乱されずに直進する放射の方向と散乱された放射の方向の成す角度である。 Q_s, Q_a は散乱効率因子および吸収効率因子と呼ばれる係数で粒子の大きさと複素屈折率に依存する量である。両者を合わせたものが消散効率因子 Q_e である。(5)式から分かるように、効率因子とは、粒子の幾何学的断面積の何倍の面積の放射を散乱、吸収するのかということを表わす。また、 β はある散乱角 Θ の散乱効率因子である。これらの値は、雲粒子が球形であればミー散乱として理論的に求められる (例えば、浅野 2010: Liou 2000)。(5), (6)式から分かるように、雲の散乱・吸収特性は、基本的には、水、氷の複素屈折率および雲粒の粒径分布によって決定される。より厳密には水粒子の形状も重要な要素となる。

2.2 複素屈折率

複素屈折率は物質の光学特性を決める基本的なパラメーターで、実数部と虚数部があり、一般に $m = m_r - im_i$ と表わされる。実数部は、いわゆる一般的な光の屈折現象をもたらすものであり、虚数部は媒質中 (水または氷) を放射 (光) が透過する際の電場の振幅の減衰すなわち吸収に関係する量である。図1に氷 (上段) と水 (下段) の複素屈折率の実数部と虚数部の波長依存性を示す。虚数部の値は右側の軸で示してあり、対数で表示されていることに注意する必要がある。このように、虚数部の値は波長によって桁違いに変化することが分かる。特に可視域 (0.4~0.7 μm) で極めて小さな値となっている。これは、水、氷ともに共通の特徴であるが、実は水蒸気による吸収帯も可視域には強いものは

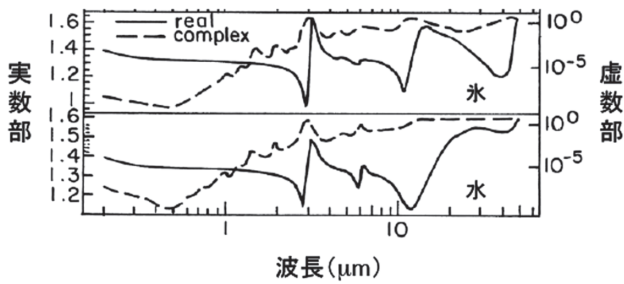


図1：水（下段）および氷（上段）の複素屈折率．実線は実数部（左の縦軸）を，破線は虚数部（右の縦軸）を表わす．
Fig. 1: Complex refractive indices of ice (top) and water (bottom). Solid and broken lines show the real part and the imaginary part, respectively.

なく，その結果，雲は可視域の放射をほとんど吸収しない．つまり，散乱の光学的厚さが大きくなっても吸収の光学的厚さが小さい場合には可視域の放射は雲を透過する．他方，近赤外域（ $0.7\sim 4\mu\text{m}$ ）においては波長とともに虚数部の値が大きくなり，放射を吸収する．赤外域（ $4\mu\text{m}\sim$ ）になると虚数部の値はより大きくなり，吸収がさらに強くなる．

2.3 粒径分布

個々の雲粒子による散乱，吸収の特性はミー散乱の理論によって良く説明されるが，実際の雲には様々な大きさの雲粒子が存在し，(5)，(6)式から分かるように，体積散乱係数や体積吸収係数を考える場合には粒径分布を考慮する必要がある．雲粒子は，たとえば水滴の場合は，まず凝結核として働くエアロゾルに水蒸気が凝結して成長する．その過程で個々の粒子の大きさにばらつきが生じる．その後，衝突併合過程により小粒子が大粒子に取り込まれる過程などを経て，粒径に幅がある粒径分布が形成される．水雲の雲粒の粒径分布は，以前は数濃度をガンマ分布などで表わすことが多かったが，最近では次の式のような対数正規分布で表現することが多い．

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = \frac{N_0}{\sqrt{2\pi}\ln\sigma} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln r - \ln r_m}{\ln\sigma}\right)^2\right\}, \quad (7)$$

ここで， N_0 は単位体積当たりの雲粒子の総数， r_m はモード半径， σ は分布の幅を表わす．このような対数正規分布を用いると，面積や体積の粒径分布で表わすときにモード半径は変るが σ の値は変らないという利便性がある．図2に正規化された水雲の体積粒径分布の一例を示す．点線は航空機による観測値を，また実践は対数正規分布でモード半径が $5\mu\text{m}$ と $10\mu\text{m}$ の場合を示す (Hayasaka et al. 1994)．一般に海域の水雲の粒径は陸域に比べて大きいことが知られている．これは，雲凝結核となるエアロゾルの数濃度が海域では陸域よりも小さいことを反映したものである (Han et al. 1994)．なお，氷粒子の場合は水粒子とは異なり，多様な粒径分布になるが，一般的には気温が低いほど小粒子が卓越する．

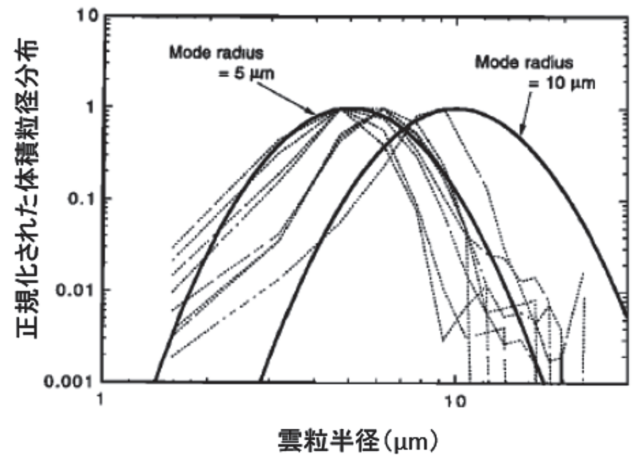


図2：雲粒の体積粒径分布の例．点線は航空機観測による観測値の例を，実線は対数正規分布による分布を表わす (Hayasaka et al. 1994 を修正)．

Fig. 2: Broken lines indicate volume size distributions of cloud droplets observed by research aircraft. Solid lines show the log-normal distribution with two mode radii (Hayasaka et al. 1994, with modification).

3. 雲の短波放射特性

3.1 基本的な短波特性と雲物理特性

以上のように，雲の放射特性は基本的に水や氷の物性に依存する複素屈折率と雲粒の成長，消滅過程によって形作られる粒径分布によって支配される．その結果，可視域では光はほとんど吸収されず，散乱光が透過，または反射する．この場合には，雲の放射特性は雲粒の大きさにはあまり依存せず，光学的厚さによって概ね決定づけられる．一方，近赤外域では吸収の効果が強く現れ，その場合には，雲粒の大きさが関係することになる．これらの性質を利用して，可視域と近赤外域の波長を用いて太陽放射の反射光を衛星から観測することにより，雲の光学的厚さと雲粒有効半径 ((9)式を参照) を推定することができる (本特集号のリモートセンシングの章を参照のこと)．

ところで，粒子の大きさが大きくなると散乱および吸収効率因子の値はそれぞれ1に近づく．その結果，一般的な雲の場合には消散効率因子をおよそ2で近似できる．この近似を用いると，(5)式から雲の光学的厚さと鉛直積算雲水量 (Liquid water path, LWP) の関係式が次のように得られる (Stephens 1978)．

$$\tau = \frac{3LWP}{2\rho r_e}, \quad (8)$$

ここで， ρ は水（氷）の密度，また， r_e は雲粒有効半径を表わす．なお，雲層中の雲水量の鉛直分布は一様であると仮定している．雲粒有効半径は，粒子の幾何学的断面積で重み付けをした平均半径で，次の式によって定義される．

$$r_e = \frac{\int r \pi r^2 n(r) dr}{\int \pi r^2 n(r) dr}. \quad (9)$$

(8)式から分かるように、鉛直積算雲水量は雲粒有効半径を介して光学的厚さに関係付けられている。したがって、雲微物理特性は雲の放射特性を考える上で極めて重要な要素であると言えるが、様々な雲微物理特性を考慮して計算された雲の短波放射の反射率、透過率、吸収率と鉛直積算雲水量の関係をみると、図3のように放射特性は概ね鉛直積算雲水量によって特徴付けられる(Stephens 1978)。この図は、現実的な様々な種類の雲を仮定し、太陽の天頂角が 37° の場合について計算された結果に基づいている。雲の透過率は雲が厚くなっても可視域の光が透過するためにゼロにはならない。また、雲による短波放射の吸収率は最大約20%であるが、水蒸気による吸収も多い。地球の大気は太陽放射をどの程度吸収するのか、20年ほど前まで議論があったが、現在ではブラックカーボンのような吸収の強いエアロゾルが混合している場合などを除き、最大でも約20%と、ほぼ理論計算と同じと評価されている(Hayasaka et al. 1995)。

3.2 雲と短波放射収支

大気上端あるいは地表における短波放射収支に対する雲の影響は、主に雲の光学的厚さによって決定づけられる特徴と雲量すなわち雲が覆っている面積を掛け合わせたものとなる。その結果、全球平均で雲が短波放射収支(正味放射フラックス)に及ぼす影響は、大気上端で -50 W/m^2 、地表面で -52 W/m^2 、すなわち、雲があることにより、地球のアルビード(太陽放射の波長全域の反射率)が増加して、地球の大気と地表面で吸収する短波放射は約 50 W/m^2 減少することになる。また、大気上端と地表面における正味放射フラックスの差から、

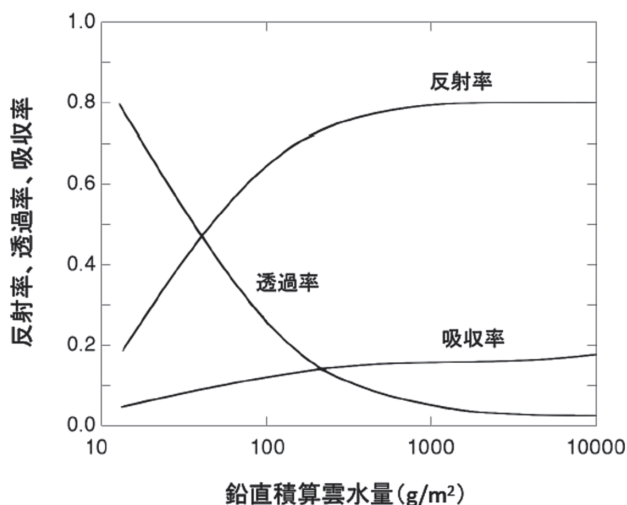


図3：鉛直積算雲水量と短波放射に対する雲の反射率、透過率、吸収率の関係 (Stephens 1978 を修正)。

Fig. 3: Relationships between liquid water path and short-wave radiative properties such as reflectivity, transmissivity, and absorptivity (Stephens 1978, with modification).

大気に吸収される短波放射に及ぼす雲の影響を算出できるが、その値は約 3 W/m^2 (上記の二つの値からは 2 W/m^2 となるが、小数点以下を四捨五入した結果、便宜上このような関係になる)であり、それほど大きくない。これは意外に小さな数字に見えるかもしれないが、それは、たとえば下層雲の上に水蒸気が多量に存在する場合、その水蒸気によって近赤外域の放射が吸収され、下層の雲で吸収される放射が少なくなるためである。

ところで、気候変動、特に地球温暖化によって雲がどのように変化するかということは、将来の気候予測において極めて重要な問題である。温暖化によって変化する雲量および鉛直積算雲水量と関連して放射収支が変化する。図3に示したように、鉛直積算雲水量は、雲の反射率、透過率と比例しない。すなわち、鉛直積算雲水量がある程度大きくなると、多少雲水量が変化しても放射収支に対する影響は小さくなる。雲水量が同じだけ変化しても、もともと鉛直積算雲水量が大きい場合には、放射特性に及ぼす影響は小さいということである。具体的に考えてみよう。地表面における短波放射フラックス F の雲量および光学的厚さに対する変化率(Potential Radiative Forcing, PRF)は次のように表わすことができる(Kawamoto and Hayasaka 2008)。

$$\frac{\partial F}{\partial A_c} = F_0(T_c - T_a), \quad (10)$$

$$\frac{\partial F}{\partial \tau_c} = F_0 A_c \frac{\partial T_c}{\partial \tau_c}, \quad (11)$$

ここで、 F_0 は大気上端に入射する太陽放射フラックス、 τ_c は雲の光学的厚さ、 A_c は雲量、 T_c 、 T_a は、それぞれ雲を含む大気と含まない大気の透過率を表わす。(10)式から分かるように、雲量の変化に対する地表面短波放射フラックスの変化率は雲を含む大気の透過率と雲を含まない大気の透過率の差に比例する。一方、雲の光学的厚さに対する変化率は(11)式に示されるように、雲を含む大気の雲の光学的厚さに対する変化率に雲量を掛けた形になる。これらのPRFの一例を図4、図5に示す。これらの図は中国の7月を対象に、雲量、雲の光学的厚さ、エアロゾルの光学的厚さ、水蒸気量の光学的厚さの平均値を基準に、(10)、(11)式で表わされるPRFを計算したものである(Kawamoto and Hayasaka 2008)。図4を見ると、北緯 45° 、東経 95° 付近にPRFの絶対値が大きな地域があることが分かるが、これは雲の光学的厚さの小さな地域に対応している。すなわち、図3で透過率の傾きが大きい部分に対応する。また、雲の光学的厚さが厚い南部においては、雲量の変化に対するPRFの絶対値が大きくなっている。これは、当然のことながら、光学的厚さの大きな雲を含む大気と雲を含まない大気では透過率に大きな差があるためである。逆に、光学的厚さに敏感な地域では雲量の変化に対するPRFは大きくないことが分かる。以上のように、ある

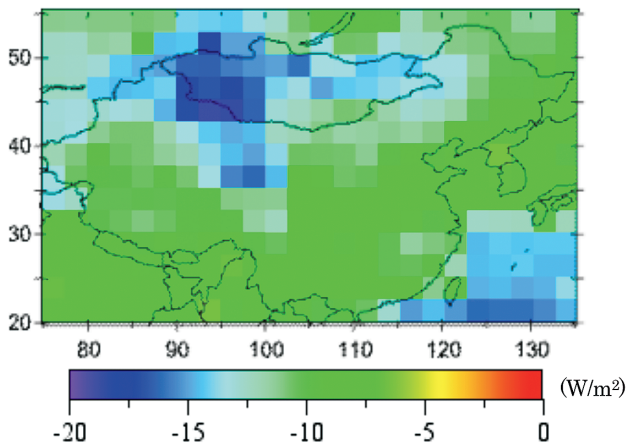


図4：雲の光学的厚さに対する PRF. 中国の 2002～2005 年 7 月の平均値 (Kawamoto and Hayasaka 2008 を修正).
Fig. 4: Potential radiative forcing (PRF) of cloud optical thickness in July averaged for 2002-2005 (Kawamoto and Hayasaka 2008, with modification).

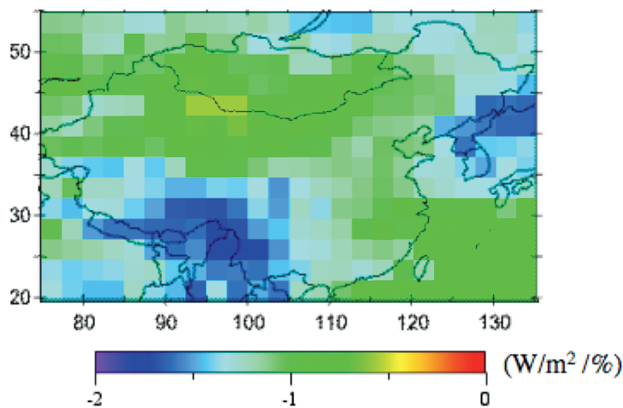


図5：雲量に対する PRF. 中国の 2002～2005 年 7 月の平均値 (Kawamoto and Hayasaka 2008 を修正).
Fig. 5: The potential radiative forcing (PRF) of cloud amount in July averaged for 2002-2005 (Kawamoto and Hayasaka 2008, with modification).

領域の雲を含む大気の大気放射特性は、光学的厚さと雲量によって支配されるが、より正確には、雲を含まない大気の大気放射特性や雲の下層の大気放射特性も重要になる。たとえば、雲量が 1、すなわち曇天の条件下においても、雲の下層にブラックカーボンなどの吸収性の強いエアロゾルが多く存在すると、雲を透過してきた可視域の散乱光が吸収されるので、最大数十 W/m^2 程度の短波放射の減少をもたらす (Hayasaka et al. 2006)。

4. 雲の長波放射特性

2.2 で述べたように、水および氷の複素屈折率の虚数部は赤外域で大きな値をとる。すなわち、吸収が強いことが分かる。その結果、ある程度雲水量が増えると、雲は黒体に近い性質を持つようになる。雲の長波放射特性は、雲から射出される長波放射が黒体からどの程度ずれるかということを表わす射出率で表現される。なお、Kirchhoff の法則により、吸収率は射出率と同じにな

る。一般には、射出率は物体から実際に射出される熱放射エネルギーと物体の温度の黒体から射出される熱放射エネルギーの比で表わされる。現実の雲は、雲層内で気温の鉛直構造を持つことによって一定の温度の黒体と比べて表現することができない。そこで、雲の射出率は雲頂における上向き放射に対して定義されるもの ($\epsilon^\uparrow$) と雲底下向き放射に対して定義されるもの ($\epsilon^\downarrow$) を分けて考える。それぞれ次の定義が用いられ、有効射出率と呼ばれる。

$$\epsilon^\uparrow = \frac{F^\uparrow(z_t) - F^\uparrow(z_b)}{\sigma T_t^4 - F^\uparrow(z_b)}, \quad (12)$$

$$\epsilon^\downarrow = \frac{F^\downarrow(z_b) - F^\downarrow(z_t)}{\sigma T_b^4 - F^\downarrow(z_t)}, \quad (13)$$

ここで、 $F^\uparrow$ 、 $F^\downarrow$ はそれぞれ上向き、下向きの長波放射フラックスを表わす。また、 z_t 、 z_b は雲頂高度と雲底高度を表わし、 T_t 、 T_b は雲頂温度、雲底温度をそれぞれ表わす。 σ は Stefan-Boltzmann 定数である。(12)、(13) 式で定義される有効射出率の例を図 6 に示す。この図は、様々な雲を仮定して計算した結果に基づいて得られた結果である (Stephens 1978)。この図を見ると、鉛直積算雲水量が数十 g/m^2 程度で有効射出率が 1、すなわち黒体に近づくことが分かる。また、下向き射出率と上向き射出率で若干振る舞いが異なることが分かる。図 3 で示した短波放射特性の図からは、反射率や透過率が一定の値になるのは 1000 g/m^2 程度であり、長波放射特性とは大きく異なることが分かる。巻雲においては、その長波放射に対する射出率が大きく変化し、黒体に近くなる場合も少なくない。一方で、短波放射の透過率は比較的大きいため、結果として温室効果が日傘効果よりも卓越し、地表面や下層の大気を加熱する。全ての雲による全球平均の長波放射収支に対する影響は、大気上端において宇宙空間に射出される長波放射を 25 W/m^2 減少させ、地表面の下向き長波放射を 30 W/m^2 増加さ

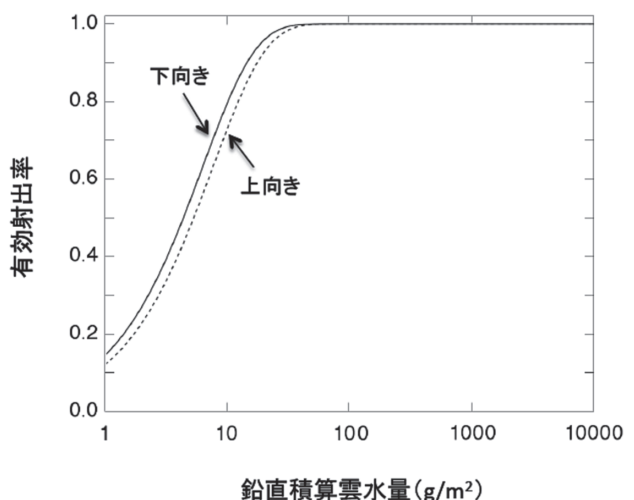


図6：雲の上向きおよび下向き有効射出率 (Stephens 1978 を修正).

Fig. 6: The upward and downward effective emissivities of cloud (Stephens 1978, with modification).

せると見積もられている (Raschke et al. 2005)。

5. 雲の形成・維持・消滅と放射特性

以上のように、雲の長波放射特性は短波放射特性と異なる性質を持つが、このことは、雲の形成、維持のメカニズムに密接に関係する。ここでは、一例として下層雲の場合を考える。一般に下層雲の形成過程は大きく二つに分けられる。一つは放射霧や移流霧のように、地表面が大気よりも冷たく、霧が形成されて雲になる場合である。もう一つは地表面の方が大気よりも暖かく、大気が不安定になり対流が生じて雲が形成される場合である。いずれの場合も、雲粒が凝結して雲が形成されると、雲頂から長波放射が射出され、雲頂は冷却される。また、雲底は地表面からの長波放射を吸収することにより加熱される。その結果、雲層が不安定になり、雲がさらに発達、または維持されることになる。雲頂付近ではエントレイメントによる雲粒の消滅や潜熱の吸収による冷却による影響もあるが、長波放射による冷却は雲の力学的不安定の形成に重要な役割を果たす。

一方、短波放射は長波放射よりも雲による吸収が弱いために、雲頂よりも少し下層において吸収される。吸収された短波放射は雲を加熱するので、長波放射による雲頂の冷却効果を減少させ、不安定化を減少させる。また、加熱効果は雲粒を蒸発させる効果もあり、その結果、夜間に形成された下層雲は、日中に消滅する方向に向かうことになる。実際の下層雲においては、地表面からの顕熱、潜熱の効果と放射による効果のバランスで、安定、不安定が決まる。夏季北太平洋のアリューシャン列島付近の下層雲は、その維持において雲頂からの放射冷却が重要な役割を果たすのに対し、冬の日本付近の寒気の吹き出しに伴う雲は海面からの顕熱、潜熱フラックスが極めて大きく、雲頂の放射冷却による効果は小さい。

下層雲の形成・維持・消滅過程における放射の役割としては、雲層内部における放射の吸収、射出による加熱、冷却が引き起こす力学的不安定のほかに、雲粒粒径分布に及ぼす長波放射の間接的影響もある。雲粒自身が射出する長波放射による冷却で雲粒が冷えると、雲粒の飽和水蒸気圧が減少し、周りの大気からの水蒸気の凝結が促進される。その結果、粒径分布に変化が生じて、粒径分布の幅が大きくなると考えられている。このようにして形成された Drizzle のような落下速度の大きな粒子は雲層内の力学にも影響を及ぼし、間接的に雲の維持、消滅過程に影響を及ぼすことが知られている (Harrington et al. 2000)。

6. まとめ

雲の放射特性の基本的な要素について述べてきた。雲

微物理特性と放射特性を結びつけるものは、水や氷の物性に基づく複素屈折率と雲粒の粒径分布である。水も氷も、そして実は水蒸気も可視域においては光をほとんど吸収せず透明である。その結果、短波放射に対する透過率は、雲が厚くなってもゼロにはならない。一方、赤外域においては吸収が強く、鉛直積算雲水量が数十 g/m^2 程度になると、雲は黒体に近い振る舞いをする。これらの違いが、巻雲の正味の放射効果として温室効果を卓越させたり、下層雲の形成、維持、消滅過程に影響したりする。地球上の雲は、全体としては地表面を冷却する効果を持つが、大気による短波放射の吸収には、それほど寄与しない。地球温暖化によって、雲がどのように変化するかということが注目されている。その鍵を握るのは、巻雲のような温室効果が卓越する雲と下層雲のような日傘効果が卓越する雲がどのように振る舞うのかという点にある。今後の研究の進展に期待したい。

参考文献

- 浅野正二 (2010) 大気放射学の基礎。朝倉書店、東京。
- Han, Q., W. B. Rossow, and A. Lacis (1994) Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data. *J. Climate*, **7**, 465–497.
- Harrington, J. Y., G. Feingold, and W. R. Cotton (2000) Radiative impacts on the growth of a population of drops within simulated summertime Arctic Stratus. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 766–785.
- Hayasaka, T., M. Kuji, and M. Tanaka (1994) Air-truth validation of cloud albedo estimated from NOAA advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.*, **99**, 18685–18693.
- Hayasaka, T., N. Kikuchi, and M. Tanaka (1995) Absorption of solar radiation by stratocumulus clouds: Aircraft measurements and theoretical calculations. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1047–1055.
- Hayasaka, T., K. Kawamoto, G. Shi, and A. Ohmura (2006) Importance of aerosols in satellite-derived estimates of surface shortwave irradiance over China. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06802, doi:10.1029/2005GL025093.
- Kawamoto, K. and T. Hayasaka (2008) Relative contributions to the surface shortwave irradiance over China: An introduction of Potential Radiative Forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L17809, doi:10.1029/2008GL035083.
- Liou, K.-N. (2001) *An introduction to atmospheric radiation (2nd ed.)*, Academic Press, California, USA.
- Raschke, E. et al. (2005) Cloud effects on the radiation budget based on ISCCP data (1991 to 1995). *Int. J. Climatol.*, **25**, 1103–1125.
- Stephens, G. L. (1978) Radiation profiles in extended water clouds. II: parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2123–2132.