



# 天 気

1989年7月  
Vol. 36, No. 7

## 昭和63年度日本気象学会秋季大会シンポジウム「雲と放射」の報告

202 : 301 : 102 (雲の放射特性 ; 雲気候学)

### 1. 雲の放射特性\*

田 中 正 之\*\*

#### 1. はじめに

雲は地球の放射収支に支配的な役割を果たしている。すなわち雲は、地球に入射する太陽放射を宇宙空間に反射して地球の受け取る太陽放射量を減らし(アルビード効果)、地球(赤外)放射を吸収・射出することによって地表面および雲層下の大気を保温する(温室効果)。雲の放射効果はこの両効果の兼ね合いでできるが、現気候下においてはアルビード効果が温室効果を凌駕し、雲の存在によって地表平均気温は15~20°C低くなっている。

雲の放射効果のために、CO<sub>2</sub>増加その他の自然的人為的要因による気候変化に伴う雲(の物理的状態)の変化は、その気候変化に必ず何らかのフィードバック作用を及ぼす。このフィードバック作用が如何なるものであるかを定量的に知ることは、各種要因の変動に対する気候の応答(気候敏感度)を正しく知る上で極めて重要であり、気候のモデリングにおける第一級の課題となっている。

雲のフィードバック作用を正しく見積るためには、GCM(大気大循環モデル)の中で雲を、その平均的な放射特性が正しく見積れるという意味で、正しく再現(あ

るいは予測)する必要がある。国際衛星雲気候計画(ISCCP)の第一の目的は、現気候下での雲のきちんとした時間・空間分布を得ることにより、雲を変数として組み込んだGCMの検証データを整えることにある。(GCMであらわに取扱われる現象のスケールは雲力学のスケールよりはるかに大きいので、GCMによる雲の再現には何らかのパラメタリゼーションは不可避であろう)

#### 2. 雲気候学の現状

雲の分布やその時間的・空間的変動は極めて複雑であるため、これまで多くの研究がなされたにもかかわらず、グローバルな雲の分布やその変動に関する知識はまだ至って不十分である。この雲気候学の不備は気候研究の進展を妨げる一つの要因となっている。特に

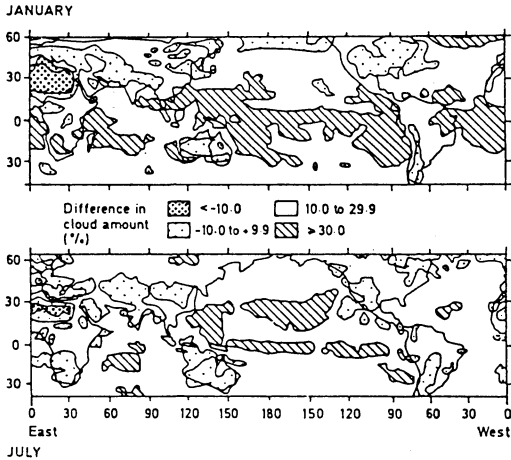
- (1) 気候モデルによって得られる雲パラメータを比較検証するための信頼できる観測データの欠如
- (2) 気候が雲の状態にどのように依存しているかを研究するための観測データの欠如
- (3) 気候変動のモニタリングに必要な雲観測データの欠如

などが当面の大きな問題となっている。

まず、雲気候学の現状と今後の課題について簡単に述べておく。

\* Radiative properties of clouds.

\*\* Masayuki Tanaka, 東北大学理学部.



第1図 Berlyand-Strokina と Miller *et al.* による  
1月(上)および7月(下)の平均雲量の差

雲気候学の歴史は古く、既に1927年に Brooks によって全球的な雲分布が得られている (Brooks, 1927). 以後最近に至るまで30編近い研究がなされている (Hughes, 1984). 1950年代までの研究は地上観測点や船舶からの目視観測のデータによるものであるが、1964年に Arking が気象衛星 TIROS の写真を利用した雲量解析を行ったのを皮切りに、以後は衛星データを用いた研究が殆どとなっている。

地上目視観測のデータを用いる研究では、雲の種類や高さの情報は得易いが、一方、観測点が沿岸地方や船舶航路付近に偏すること、観測に個人差が大きいこと、下層雲のマスキングによって中・上層雲量の決定が難しいこと、等々の難点がある。中でも観測点の偏在は最も重要な問題である。さらに、観測者が雲底と同時に雲の側面をも見ることによって、一般に雲量が過大評価される傾向があることも良く知られている。

これに対し、気象衛星データを用いる研究では、全雲量や雲頂高度(雲頂温度)を正確に求め易いという潜在的な利点がある。一方、雲の種類や高度別の雲量、特に下層雲量の決定は一般に困難である。

さて、雲気候学における当面の大きな問題は、それぞれの研究によって得られる雲量分布が相互に大きく異なっており、それらのいずれが真のものに近いかという判定もできないということである。第1図は、全般的に大きい方の見積りである Berlyand-Strokina (1980) の雲量と、全般的に小さい方の見積りである Miller *et al.* (1970) の間の差の地理的分布を1月について示したも

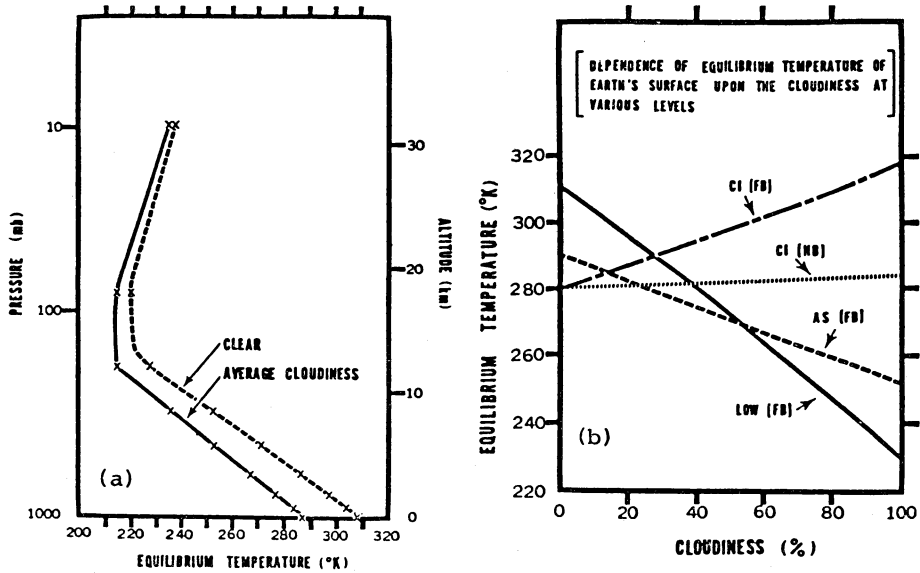
のである。両者の差は特に低緯度の海洋上で大きく、その絶対値は実に30%を越えている。雲量分布のこの大きな不確定性を除去しない限り、気候モデルで雲量は気候値を採用するといっても、一体どの気候値を用いたらよいか全く分明ではない。これまでのところでは、例えば Potter *et al.* (1981) は London (1957) の結果、Meleshko-Wetherald (1981) は Berlyand-Strokina (1980) の結果、Hansen *et al.* (1983) は Landsberg (1945) の結果という具合に、それぞれの研究者が自分の気に入ったものを勝手に用いているという状態である。

このような状況を克服する上で、1983年から進められている国際衛星雲気候計画 (ISCCP) の成果に大きな期待が寄せられている。ISCCP の内容についてはここでは触れないが、その成否は衛星の可視および赤外輝度データを雲情報に変換する精度の高いアルゴリズムの開発にかかっているといつてよい。現在、ある閾値を用いて可視および赤外輝度から雲を識別する最も単純なものから、放射伝達理論を用いて高度の解析を行うものまで、約10種類のアルゴリズムが開発されつつあり、ISCCP の出力として雲量、雲頂温度、雲頂高度、雲のアルビード、地表面温度、地表面アルビードなどの精度のよいデータセットが得られる可能性がある (WMO, 1982)。ただし、そのようなアルゴリズムの開発は決して容易ではない。また、雲の種類の詳細な識別はさらに先の課題となるであろう。

### 3. 全球平均気温の分布と雲

全球平均でみると、地球はその面積の約半分を雲におおわれている。現在の気候状態がこれによって決定的な影響を受けていることは間違いない。雲の分布や状態は空間的にも時間的にも極めて複雑であるから、その気候影響も詳細にみると大変に複雑なものであることは想像に難くないが、ここでは全球平均の気温分布に与える影響のみ見ておこう。

第2図(a)は、Manabe と Wetherald (1967) によるもので、放射・対流平衡モデルによって雲のない場合と気候学的な平均雲量の場合の気温分布を比較したものである。雲の存在によって全球平均気温がすべての高度で大幅に低下していることがわかる。実際に観測される全球平均気温も、平均雲量を考慮した場合の計算結果とよく一致している。雲のない場合との地表気温の差は約20°Cである。同様の計算を Wang と Domoto (1974) も行っている。それによると雲のない場合と平均雲量の



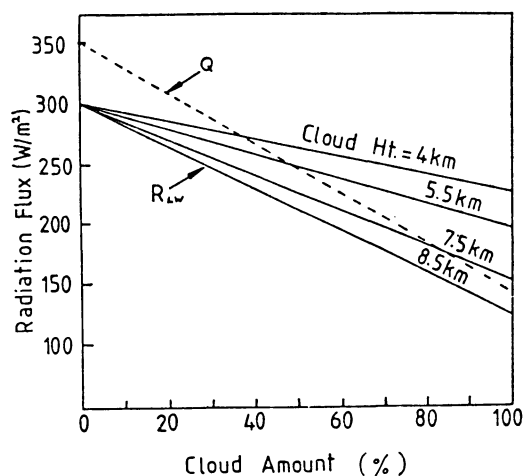
第2図 全球平均気温におよぼす雲の効果 (Manabe and Wetherald, 1967)

- (a) 雲のない場合と平均雲量の場合の気温分布
- (b) 雲量と地表平均気温の関係

場合の地表気温の差は約 $15^{\circ}\text{C}$ である。この違いは主に、Manabe と Wetherald は上層雲，中層雲，下層雲の3層の雲を考えているのに対し，Wang と Domoto は対流圏中層に（等価な）単一の雲層を仮定していることによると考えられる。雲の影響は，雲量によると同時に雲の出現する高度や雲の放射特性にも敏感に依存するものである。第2図 (b) は，それぞれ下層雲 (LOW)，中層雲 (AS) および上層雲 (CI) の雲量と地表気温の関係を示している。下層雲と中層雲は赤外放射に対しては完全な黒体 (Full Black, FB) とし，上層雲については完全黒体 (FB) の場合と半黒体 (Half Black, HB) の二つの場合を仮定している。下層雲および中層雲については，雲量の増加とともに地表気温は減少している。その度合は下層雲の方がより顕著である。上層雲については，逆に雲量の増加に伴って地表気温は上昇している。その度合は雲が赤外放射に対して不透明の場合に顕著である。雲のアルビード効果と温室効果を比べると，アルビード効果の方が大きいのが普通であるが，上層雲の場合には，赤外放射の射出面である雲頂の温度が低いため，温室効果がアルビード効果を凌駕するというのが上の結果の説明である。

最近，Kuo-Nan Liou と Gebhart (1982) は，いろいろな厚さの絹雲を大気各高度に与えた場合の気温分布

を，やはり放射・対流平衡モデルを用いて計算している。その結果は，殆ど完全な黒体と見做せるような十分に厚い絹雲については，それが対流圏上部にあるときには弱い気温上昇をもたらす，対流圏下部にあるときには強い気温低下をもたらすというもので，定性的には Manabe と Wetherald の結果とも一致している。注目されるのは光学的に薄い絹雲の影響である。彼等の計算によると，厚さ $0.1\text{ km}$ （太陽放射に対する反射率 $0.08$ ，赤外放射の射出率 $0.45$ ）の絹雲を考えると，その出現する高度にかかわらず平衡気温は $20^{\circ}\text{C}$ 程度上昇する。雲が絹雲であるか普通の水雲であるかは，雲の放射特性をきめる決定的要因とは考えられないので，上の結果は，光学的に薄い雲はその出現する高度にかかわらず平衡気温を上昇させる温室効果を示すことを示唆するものである。しかし，筆者は，この結果には少なからず疑問を感じる。雲は水であれ水であれ，太陽放射に対する吸収性は極めて小さい。そのようなものがネットとして温室効果を示すのは，それが低温の上層に出現するときと限られるというのが，おそらく正しい理解であろう。これに関して指摘したいのは，特に薄い雲に対して，雲の太陽放射に対する特性（例えば反射率）と赤外放射に対する特性（例えば射出率）を与える場合には十分に慎重でなければならないということである。本来これらの量の関



第3図 地球-大気系の吸収放射量(Q)と大気上端から空間に放出される赤外放射量( $R_{LW}$ )と雲量および雲頂高度の関係(Hunt, 1981)

係は、雲粒の粒径分布などのモデルを与えれば、一義的に決定されて自由度を持ち得ないものである。それをあたかも相互に独立の量であるかの如く取扱えば、どのような結果が得られても不思議はない。この観点から、特に薄い雲の気候影響については、今後さらに定量的な議論をする必要がある。

#### 4. 気候敏感度と雲の取扱い

1. で述べたように、雲の気候影響は太陽放射に対するアルビード効果と赤外放射に対する温室効果の兼合いによってきまる。仮に雲の放射特性を一定とすれば、アルビード効果は雲量によってきまり、温室効果は雲量と雲頂高度によってきまる。この関係を単一雲層を仮定して図示したものが第3図である(Hunt, 1981)。雲の太陽放射に対する反射率を0.5とし、赤外放射に対する射出率は1.0(すなわち完全黒体)としている。図において破線Qは地球の受け取る正味の太陽放射量であり、実線 $R_{LW}$ は空間に放出される赤外放射量である。現在の気候下での平均雲量は約0.5であるから、雲を単一層で近似するときには雲頂高度を5.5 kmとすればよいことがわかる。この図から、仮に雲量は一定で雲頂高度だけが上昇するとすれば、放出される赤外放射量は吸収される太陽放射量より少なくなってしまうので赤外放射量と太陽放射量が釣り合うまで地表・大気系の温度は上昇しなければならないこと、また、仮に雲頂高度は一定で雲量だ

けが増加するとすれば、赤外放射量は太陽放射量より多くなってしまうので、平衡温度は逆に低下しなければならないことが読みとれる。

雲のこのような働きは、 $CO_2$ の増加などに対する気候応答(すなわち気候敏感度)の評価において重要となる。たとえば、放射・対流平衡モデルで雲量として現在の気候値を用いた場合、雲頂高度が変わらない(雲量は固定しているの、結局雲は変化しない)とした場合と雲頂温度が変わらない(したがって気温上昇に伴って雲頂高度は上昇する)とした場合を比べると、 $CO_2$ 濃度の倍増に対する地表平衡気温の変化は、前者では $1.98^\circ C$ であるのに対し、後者では $3.2^\circ C$ と大幅に増幅される(Augustsson and Ramanathan, 1977)。雲頂高度の上昇に伴って、雲のアルビードは変わらず、雲の温室効果のみが強められることが、この正のフィードバックの原因である。

GCMを用いた $CO_2$ の気候影響に関する最近の研究は、 $CO_2$ 増加による昇温を従来よりかなり大き目に予測する傾向にある(たとえばHansen *et al.*, 1984; Washington and Meehl, 1984)。この主な理由は、雲をモデルで予測すべき変数として取扱っており、その結果、昇温に伴って中・低緯度対流圏で雲量が減少していることにある。雲量の減少はアルビード効果も温室効果もともに減少させるが、本来より優勢なアルビード効果の減少が正のフィードバックをもたらしているのである。ただし、これらのモデルにおける雲の取扱いは、まだ極めて不十分で、本当のところはわからない。このような点を明らかにすることこそが、いままさに問われている問題である。

#### 5. 当面の問題点

GCMにより、雲の平均的な放射特性が正しく見積れる程度に正確に雲を再現するという事は、実際には極めて困難である。その実現はかなり先のことになるだろう。ここでは雲の放射特性にかかわる当面の問題点を述べておく。

まず、太陽放射に対する雲の放射特性(反射・透過・吸収率)が、理論との対比が比較的容易な層雲についてもまだよくわかっていないというところに一つの大きな問題がある。第4図は層雲による太陽放射の吸収率の観測値と理論値を全雲水量の関数として示したものであるが、理論値に比べて観測値の分散が著しく大きく、両者の一致は極めて悪いことが見られよう。観測結果が、し

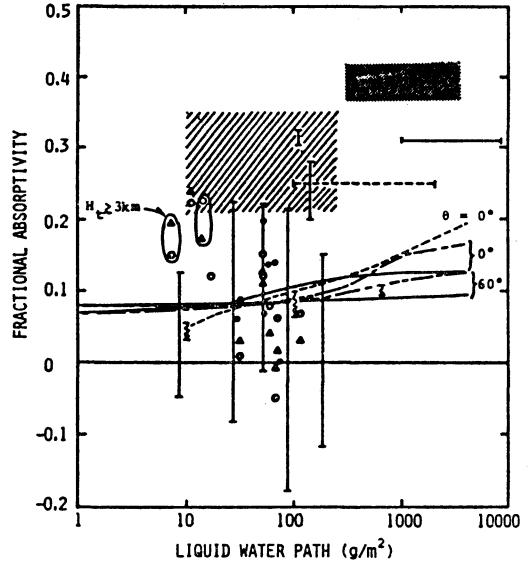
ばしば理論値よりずっと大きくなっているが、この現象は「雲の異常吸収」として古くから議論されてきた。原因として、雲粒と共存するエアロゾルの吸収、雲粒の光学的汚染、雨滴モードの大雲粒の吸収等々が示唆されているが、結論は得られていない。これに関しては雲は時間的にも空間的にも変動性が大きく、一見理想的な層雲といえども光学的一様性を満していないために観測と理論の比較が難しいこと、また、放射観測特に航空機による放射観測に精度上問題があることに留意する必要がある。特に吸収量は雲層の上・下面での正味フラックスの差として求められるので、よほどしっかりした放射観測がなされなければその正確な値は得られない。

太陽放射に対する雲の放射特性に関するもう一つの問題は、雲の形状やその複雑な空間分布の影響を如何に把握し表現するかという問題である。現実の雲分布および特にその放射特性を、比較的容易に取扱得る雲のモデルによって表現しなければならない。これは GCM に雲を組み入れるという立場からも、また衛星データ等を利用して平均的な雲の場とその放射特性に関する知見を得るという立場からも要請される。

赤外放射に対する雲の放射特性は、一般には、もっぱら射出率を用いて論じられている。観測から雲の射出率を求める研究も多くなされてきたが、観測にも解析にも問題がある。このため射出率は見かけの射出率となり、雲により、また同じ雲でも雲頂と雲底で値が(実際以上に)異なるなどの難点が見受けられる(雲は赤外放射の散乱体でもあるので、雲の赤外放射特性を射出率のみで表現することには限界がある)。また、本来一義的に関係づけられるべき太陽放射に対する雲の放射特性と赤外放射に対するそれとを、任意に与えているという研究も多いのが現状である。

6. 必要な研究

まず、よく検定された放射計により、できるだけ水平方向に代表性のある(一様性の大きい)層雲を対象として反射・透過フラックス、またできれば正味フラックスの雲層内での垂直分布の精密な観測を実施し、理論計算の結果と比較する必要がある。そのためには放射観測に加えて、雲頂・雲底高度、全雲水量、雲粒の平均的粒径分布、地表面反射率、水蒸気分布(大気層全体)の同時観測が必要となる。放射フラックス、雲水量、水蒸気量等の観測精度は±2%以内であることが望ましい。中でも雲水量は雲の放射特性を決定する最も重要なパラメー



第4図 雲頂に入射した日射の雲層による吸収率。横軸は LWP (g/m<sup>2</sup>)。観測値：Neiberger, 1949, St (I); Reynolds *et al.*, 1976, Sc (|||||); Reynolds *et al.*, 1976, Cu (|||||); Reynolds *et al.*, 1976, Cb (—); Drummond and Hickey, Cu (|.....|); Stephens *et al.* (1978) (以上 Stephens *et al.*, 1978 より); Herman and Curry, 1984, 全波長 (○); —, 可視 (△)。理論値：Wiscom *et al.*, 標準 (—); —, 大粒子 (---); Stephens, 1984 (.....); Davies *et al.*, 1984 ({}).

ターであり、雲粒子ゾンデ(による観測結果の積分)やマイクロ波放射計によって観測される。しかし、その精度には不安があり、可視・近赤外域での反射・透過光のスペクトルなどからのレトリールを併用する必要がある。雲は多重散乱系で、反射・透過光に含まれる雲自身の情報を取り出すには一般に高度のアルゴリズムを要するので、この面の研究も大切である。

より複雑な雲の放射特性を知るためには、観測面では、まず、およそ 100 km 程度のスパンの雲を対象として、雲の上下で放射フラックスおよび雲情報のサンプリングを行い、雲の場の統計と放射フラックスの統計をつき合わせる作業を進める必要がある。これにより定義可能な等価雲量と等価雲水量を用いて雲の平均放射性を表現するパラメタリゼーションを追求することである(等価雲量は直達日射を、等価雲水量は散乱日射を表わす最も基本的なパラメーターと考えられる)。次に、衛星デ

ータの有効利用を進めるために、雲の空間的な平均反射率を知って、雲の吸収率や透過率を求める可能性を追求する必要がある。もしも雲による吸収がなければ、あるいは吸収のない波長域では、反射率の等しい雲は透過率もまた等しいことは明らかである。吸収を含む現実の雲でもこのような関係が近似的に成立することが期待される（雲の吸収は反射・透過光の光路長分布に依存し、厳密には同じ反射率の雲でも形状等が異なると光路長分布が異なることが予想される）ので、このような試みには大きな意味がある。この場合には、複雑な雲の場の放射特性が、等価な雲量と雲水量をもつ平行平面大気のもので表現されることになり、雲放射気候学の確立や GCM への雲の組み入れにも曙光が見えてくる。

雲の赤外放射特性についても細心な観測を実施し、もう少し合理的な取扱いができるようにする必要がある。例えば赤外放射の取扱いには、厳密に放射伝達を解くものから見かけの射出率を使うものまで、多様なものがある。観測・解析・シミュレーションを通してそれらの有用性を考察する必要がある。また、太陽放射に対して得られる等価雲量、等価雲水量などが赤外放射に対しても利用できるか否かなども検討する必要がある。これらの研究は気候変動国際協同研究計画 (WCRP) の中で進められる予定である。

#### 参考文献

- Arking, A., 1964: Latitudinal distribution of cloud cover from TIROS III Photographs. *Science*, 143, 569-572.
- Augustsson, T., and V. Ramanathan, 1977: A radiative-convective model study of the CO<sub>2</sub>-climate problem. *J. Atmos. Sci.*, 34, 448-451.
- Berlyand, T.G., and L.A. Strokina, 1980: Global distribution of total cloud amount. *Gidrometeoizdata*, Leningrad (translated by Warren).
- Brooks, C.E.P., 1927: The mean cloudiness over the earth. *Mems. R. Meteor. Soc.*, 1, 127-138.
- Davies, R., W.L. Ridgway and K.-E. Kim, 1984: Spectral absorption of solar radiation in cloudy atmospheres: A 20 cm model. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2126-2137.
- Hansen, J., G. Russell, D. Rind, P. Stone, A. Lacis, L. Travis, S. Lebedeff and R. Ruedy, 1983: Efficient three-dimensional global models for climate studies: Models I and II. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 609-662.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy and J. Lerner, 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. 130-163. In: J.E. Hansen and T. Takahashi (eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity* (Maurice Ewing Series, No. 5). American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Herman, G.F., and J.A. Curry, 1984: Observational and theoretical studies of solar radiation in Arctic stratus clouds. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 5-24.
- Hughes, N.A., 1984: Global cloud climatology: A historical review. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 724-751.
- and A. Henderson-Sellers, 1984: A new global oceanic cloud climatology for climate modelling. In: A.L. Berger and C. Nicolis (Eds.), *New perspectives in climate modelling*. Elsevier, 115-134.
- Hunt, G.E., 1981: On the diurnal properties of clouds from geostationary satellite observations. *clouds*, P.V. Hobbs and A. Deepack (Eds.), 281-313.
- Kuo-Nan Liou and K.L. Gebhart, 1982: Numerical experiments on the thermal equilibrium temperature in cirrus cloudy atmospheres. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 570-582.
- Landsberg, H., 1945: *Climatology*. In: F.A. Berry, E. Bollay and N.R. Beers (Eds.), *Handbook of meteorology*. McGraw-Hill, New York, 928-999.
- London, J.A., 1957: A study of the atmospheric heat balance. Final report, contract number AF19 (122)-165. New York Univ.
- Manabe, S., and R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- Meleskko, V.P., and R.T. Wetherald, 1981: The effect of a geographical cloud distribution on climate: A numerical experiment with a atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 86, 11995-12014.
- Miller, D.B., A.L. Booth and R.E. Miller, 1970: Automated method of estimating total cloud amount from mesoscale satellite data. *Proc. Symp. Tropical Meteorology*, University of Hawaii, 291-306.
- Potter, G.L., H.W. Ellsasser, M.C. McCracken and S.C. Mitchell, 1981: Climate change and cloud feedback: The possible radiative effects of latitudinal redistribution. *J. Atmos. Sci.*, 489-493.
- Stephens, G.L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2123-2132.

Stephens, G.L., G.W. Paltridge and C.M.R. Platt, 1978: Radiation profiles in extended water clouds. III: Observation., *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2133-2141.

———, S. Ackerman and E.A. Smith, 1984: A Shortwave parameterization revised to improve cloud absorption., *J. Atmos. Sci.*, **41**, 687-690.

Wang, W.C., and G.A. Domoto, 1974: The radiative effect of aerosols in the earth's atmosphere.

*J. Appl. Meteor.*, **13**, 521-534.

Washington, W.M., and G.A. Meehl, 1984: Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO<sub>2</sub> with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. of Geophys. Res.*, **89**, 9475-9503.

WMO, 1982: The International satellite cloud climatology project preliminary implementation plan, WCP-35.

301 : 103 : 102 (大気大循環モデル ; 気候 ; 雲 ; CO<sub>2</sub> 増加)

## 2. 大気大循環モデルにおける雲の取り扱い\*

時 岡 達 志\*\*

### 1. はしがき

大気大循環モデルの水平・鉛直解像度に比べて、一般に層状雲は鉛直方向に、対流雲は水平方向にサブグリッドの現象である。しかしこれらの雲は次のような点を通して気候に大きな影響を与えている (Arakawa, 1975)。

- ◎凝結熱・蒸発・顕熱潜熱運動量の輸送を通して力学過程と水循環過程を結び付けている点。
- ◎放射の吸収・反射・放出を通して放射過程と力学・水循環過程を結び付けている点。
- ◎降水を通して大気中の水循環過程と地表面の水循環過程を結び付けている点。
- ◎地表面における放射フラックス・乱流フラックスに影響を与えることにより大気と地表面の結合の仕方に影響を与えている点。

これらの点の取り扱いには現在の大気大循環モデルでも決して満足できる状態ではない。しかしこれらの中で第1、第3の点は他に比べては比較的良好に検討されている。その反面第2の点に関してはこれからの問題である。現在モデルでは、雲量を気候値で与えている場合とモデルで予報している場合とがあるが、モデルで予報している場合でもその性能についてはまだ十分検討されていない。ここでは現在のモデルが第2 (第4) の点に関してどのような取り扱いをしているかを紹介するとともに、第2 (第4) の点が気候の問題においてどのような

意味を持っているかということに触れ、話題提供とした。

### 2. CO<sub>2</sub> 増加の気候への影響と雲の役割

気候の形成にとって雲がどのような役割を果たしているかについて、放射過程と対流調節モデルを組み合わせた鉛直1次元モデルで Manabe and Wetherald (1967), Stephen and Webster (1981), Wang *et al.* (1981) 達が議論している。この部分は田中正之氏のところでカバーされているのでそこを参照していただくことにする。要するに一般的に高い高度に出る巻雲を除けば地球放射よりも太陽放射に対するアルベド効果が大きくて、雲は地上気温を低下させる働きがあり、単に雲量だけでなく、雲高や雲の光学的厚さも重要であることが示されている。従って気候モデルは雲量、雲高や光学的厚さを決定し、それによる放射過程への影響を与えねばならない。このような過程の重要さは単に大気中のフィードバックを通してでなく、地表面でのエネルギー収支や水収支を通してはじめてはっきりと現れてくる。最近 CO<sub>2</sub> 増加の気候への影響に大きな関心が寄せられているが、これを一例として気候の形成と雲の役割についてみよう。

第1表はいくつかの CO<sub>2</sub> 増加の影響実験についてモデルの特徴と結果をまとめたものである。海面温度を現在の値に固定したモデル (Gates *et al.*, 1982; Mitchell, 1983) では、CO<sub>2</sub> が2倍になっても地表気温の上昇はたかだか0.3°Cにすぎない。海は地球表面の約7割を

\* The Treatment of Clouds in Atmospheric, General Circulation Models.

\*\* Tatsushi Takioka, 気象研究所気候研究部。