

放射と気候のこと

—第8回大気放射コンファレンスに参加して—*

中 島 映 至**

昨年3月にあったWMO/WCRPの放射フラックスに関するワーキンググループの会合以来、書こうと思っていることが積もる内に、早、1年が過ぎてしまった。地球環境問題への関心が高まる中で、多くの研究者が研究室を開けたまま飛び回っている状況は当方も同じであったためである。しかし贅沢かも知れないが、この様な状況は21世紀の日本にとって決して好ましいものではないと思う。テネシー州のナシュビルで開かれた第74回アメリカ気象学会に参加してそれを強く感じた。たぶん、人数の少ない我々には、絶え間無い要求をアメリカと同じペースでこなしてゆくことは不可能であろう。彼らのコミュニティの中では、常に無数の若い研究者が新しい研究をしており、年長者が飛び回っている間にも着々と地球環境問題の解決のために何かを生み出している。我々が今一番必要なのは基礎体力作りなのかもしれない。

今回の学会は1500名以上が参加すると言うとつもなく大きなもので、4つの大変興味あるコンファレンスが時を同じくして開かれた。すなわち、第8回の大気放射に関するコンファレンス、第6回の気候変動に関するコンファレンス、第5回地球規模変動に関するコンファレンス、そして、大気化学に関するコンファレンスであった。私は大気放射に関するコンファレンスに参加したので、報告をかねてその中で感じたことを、この一年の総括も交えて書いてみようと思う。他のコンファレンスについては別に報告があるだろう。

私はこの会議で2つの興味深いファクター1.5に出会った。ひとつは、初日の気候変動コンファレンスと

のジョイントセッションで発表されたニューヨーク州立大学の R. Cess の論文に出てくる (Cess, 1994)。彼は地表での雲の太陽放射強制力を大気上端でのそれで割った比が気候モデルの中では1.0であるのに、ボルダ、サモア、アラスカにおける実際のステーションデータと人工衛星データを組み合わせて計算すると1.5になることを指摘して、雲の太陽放射吸収率が理論的に知られているものよりも大きくなければならないと結論した。ここで言う雲の放射強制力 (Cloud Radiative Forcing, CRF) とは、考えている高度でのネット放射フラックスから晴天大気でのネット放射フラックスを差し引いたもので、雲の存在がどの程度、そこでの放射収支を変化させるかを示す量である。すなわち、Cess の比は次のように表される。

$$R = \frac{\text{CRF (surface)}}{\text{CRF (TOA)}} = \frac{F \text{ (surface)} - F_s \text{ (surface)}}{F \text{ (TOA)} - F_s \text{ (TOA)}} \quad (1)$$

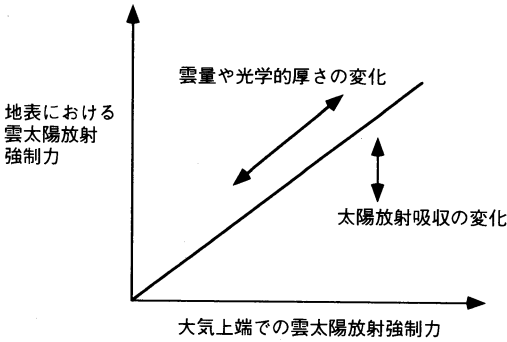
ここで、 $F \text{ (surface)}$ 、 $F_s \text{ (surface)}$ はそれぞれ地表でのネット放射フラックスと晴天大気でのフラックスを表す。また、 $F \text{ (TOA)}$ と $F_s \text{ (TOA)}$ は大気上端での同様な量を表す。第1図のように大気上端での雲太陽放射強制力を地表でのそれに対してプロットしてみると、その関係は正の相関を持つが、その傾きを変化させるには雲の光吸収を増減させるしかない。観測データの変動を最も強く支配するのは雲量や雲の光学的厚さの変動であるが、それによる変動は図の相関関係にほぼ平行におこる。これがこの論文のミソで、このような図を作ることにより、大きな変動をする雲場の性質の中から光吸収に関する特性を引き出したわけである。

これを受けて NCAR の J. Kiehl は、このような大きな吸収を起こさせるには雲層内に存在するエアロゾルによる太陽放射吸収を取り込めば良いことを示した (Kiehl, 1994)。彼は、自分のモデルが、雲の異常吸収

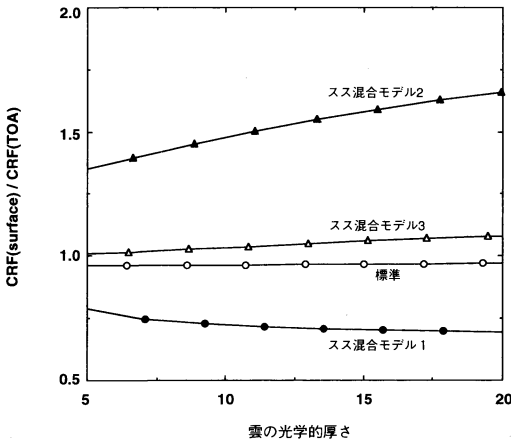
* On the radiation and climate — Attending the 8th Radiation Conference —.

** Teruyuki Nakajima, 東京大学気候システム研究センター.

© 1994 日本気象学会



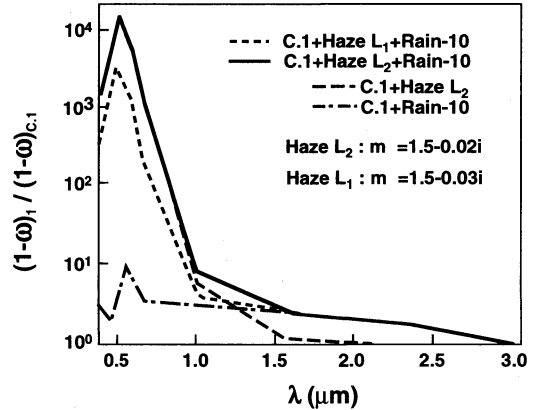
第1図 大気上端と下端での雲太陽放射強制力の関係。大気層での太陽放射の吸収は、相関関係の傾きを変える作用をする。



第3図 雲の co-albedo が異なる4つのモデルにおける放射強制力の比。横軸に雲層の光学的厚さをとってある。図には、標準モデルでの比、ススを混合させたモデルに対する比(モデル1)、および、スス混合モデルの計算において晴天大気放射を標準モデルで計算した2例(モデル2, 3)を示す。晴天放射の取り方によって比は大きく変わる。

(後に説明する)を説明するのに考えられた Newiger and Bähnke (1981) の雲の co-albedo $(1-\omega)$ のモデルに近いことを指摘した(第2図)。ここで、 ω は一次散乱アルベドと言って、フォトンが物質と一回相互作用したときに、吸収されずに散乱される確率を表す。すなわち、co-albedo は一回相互作用当たりのフォンの吸収確率を表す。

そこで、私も、早速計算してみると第3図のようになった。図は、雲放射強制力の比を雲の光学的厚さの関数として見たものである。ここでは、モデルとして



第2図 雲粒モデル(C1+Rain-10)とエアロゾルモデル(モデルL1とL2)を混合した時の粒子系のco-albedoの、エアロゾルを含まない雲粒系のco-albedoに対する比。エアロゾルの複素屈折率として、吸収が大きな $m=1.5-0.02i$ と $1.5-0.03i$ を採用した。細かい定義については原著参照のこと。このようなエアロゾル混合によってco-albedoを何桁も変えることができる。(Newiger and Bähnke, 1981より)

4つの大気を想定した。まず、一般的に知られる熱帯大気モデルに常識的な雲を入れて計算したものが標準モデルである。図によるとこのような標準的な雲の場合、雲の光学的厚さによらず雲太陽放射強制力の比はほぼ1になることが分かる。もし、大気層が太陽放射を全く吸収しない場合、雲放射強制力の比の理論値は1であることが分かっているから、上の事実は、常識的に知られている雲を含む大気モデルが太陽放射をあまり吸収しないことを表している。標準モデルのco-albedoは、全波長平均で0.014程度であった。さて、雲の吸収がエアロゾルに含まれるススによって起こっているとして、このようなエアロゾルを大気に注入する数値実験を行ってみた。ススの濃度を上げながら計算すると、なんと比は1よりもむしろ減少するのである。図にはエアロゾルの体積混合比が6ppmVの場合(スス混合モデル1)を示したが、この時の雲放射強制力の比は0.75程度になってしまう。なぜ、CessやKiehlは1以上の値を得たのであろうか?答えは、どうも、晴天大気の放射量をどのように仮定するかにあるようである。すなわち、(1)式を見れば分かるように、問題にしている雲放射強制力の比は晴天大気のネットフラックスにも依存している。第3図のスス混合モデル1では、晴天大気放射を求める際に、エアロゾルは

そのまま大気に存在するとした、この部分を変更して、混合するエアロゾルを雲の光学的厚さに比例して変化させることもできる。それがスス混合モデル2である。この場合は確かに、Cess が言ったように比は1.5に近い値を取ることが分かる。

これで問題の事情が分かってきた。つまり、おそらく彼らは、エアロゾル混合を雲がある時だけ行い、(1)式で必要な晴天大気放射量としては常識的な値を用いたのであろう。スス混合モデル1では、雲の有無にかかわらず吸収性エアロゾルが大気中に大量にあると仮定したので、晴天大気でのエアロゾルの光学的厚さは0.6(すなわち、大気層に垂直に入射した太陽直達光が $\exp(-0.6)=0.54$ 倍にも減衰してしまう)になってしまった。これは、全球平均イメージとして非現実的であるから、モデル1は現実的ではないことは分かる。しかし、だからと言って、エアロゾルによる吸収に原因を求めるならば、雲があっても無くともエアロゾルは存在しても良いような気がする。すなわち、Cess-Kiehl の仮説を支持するためには、雲に選択的に取り込まれたエアロゾル量が晴天大気に存在するエアロゾルよりも著しく多いとか、雲に取り込まれたエアロゾルがここで考えた単純な外部混合モデルでは説明できないほど強く太陽放射を吸収するなどのプロセスを考える必要がある。後者の可能性は後述するようあまり高くない。また、前者のプロセスにとってもエアロゾル量が多すぎるとか、雲の光学的厚さが15の時の co-albedo は0.035にもなってしまう。もう少しましなエアロゾル量として1 ppmV(雲の光学的厚さが20になった時の値)を与えて計算してみると、図のスス混合モデル3のようになり、雲放射強制力の比は1に近くなる。結論として、仮に観測で得られた放射強制力の比が1.5であることを認めても、私の知識では、Kiehl の解釈を支持するにはあまりにも多くの困難があるように思われる。あえてその比を説明しようとするならば、簡単なエアロゾル混合ではなく、雲量が増えると急に吸収が増すような我々の知らないメカニズムに原因を求めなければならない。

さて、この話は Ramanathan and Collins (1991) によって提案された赤道域の上層雲によるサーモスタットの話にもかかわってくる。サーモスタット説と言うのは、赤道域で海面温度が上昇すると、対流が活性化して上層雲が発達するため、太陽放射加熱が減少して海面温度が下がると言う、負のフィードバックによ

って赤道域の海面温度が安定化するという説である。このサーモスタット説を実証するために Ramanathan 等は、最近、CEPEX 実験をおこなった。ところが、この航空機を使った詳細な雲と放射収支の観測では、下向きの太陽放射量が理論的に期待されたものよりも、 40 Watt/m^2 ほど足りなかったのである。ところが、すでに述べたように雲の吸収を大きくすると、下向き太陽放射量も減って、西太平洋の暖水塊で観測される放射収支も説明されるのである。

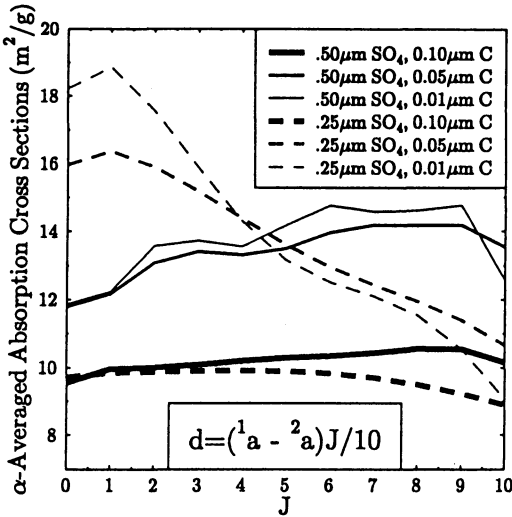
Ramanathan は、これまで雲のサーモスタット効果の説明するのに海面での放射収支に力点をおいた話を展開してきたが、今回の発表では潜熱や力学過程を通じた間接的な海面の冷却にも注意を払うようにトーンダウンしてきたのも興味深い (Ramanathan, 1994)。例えば、潜熱犯人説の考え方は古くは Hoffert *et al.* (1983) などによって唱えられている。また、最近では Lau and Sui (1994) などによって、赤道海面の温度をコントロールしている要因は大規模場ともカップルしていて、それほど簡単なものではないことが指摘されるようになった。

さて、この1.5倍の話はその後、別の1.5倍に結び付いてゆく。別の1.5倍は私が Gerber Scientific Inc. の H. Gerber 氏と会場で話した時に出てくる。彼は雲粒の有効粒径が今まで広く使われていた粒子計数器である PMS 社の FSSP に比べて、彼らの開発した PVM-100A で観測すると1.5倍大きくなるというのである。この PVM は、雲粒の有効半径の定義

$$r_{\text{eff}} = \frac{\langle r^3 \rangle}{\langle r^2 \rangle}, \quad (2)$$

に現れる粒径の3乗に関する数密度粒径分布についての積分と2乗の積分を直接計る代物である (Gerber *et al.*, 1994)。一方、FSSP は粒径分布を測定することによって、(2)式のような計算を経た後に有効半径を求める。したがって、多くの誤差が生まれる。彼は、「もしこの1.5倍が正しいならば、あなたの解析は合っていますよ」と言った。これは Nakajima *et al.* (1991) で、リモートセンシング法で求めた雲粒有効半径が、実験領域を飛ぶ別の飛行機上の FSSP による直接測定値と驚くほどの空間相関関係を示すものの、系統的な過大評価になってしまったことを指しているのである。その差が新しい概念の測器を使うと消えてしまうのである。

このようなバイアスは60年代から「雲の異常吸収」として知られている現象とも関連がある (Stephens



第4図 半径 1a ($0.25\ \mu\text{m}$, $0.50\ \mu\text{m}$) の硫酸エアロゾルの中に半径 2a ($0.01\ \mu\text{m}$, $0.05\ \mu\text{m}$, $0.1\ \mu\text{m}$) のスが含まれる場合の吸収断面積。ス粒子の存在する場所の方位角 (α) で平均したもの。横軸は、硫酸エアロゾルの中心から距離 $d = (1/a - 2/a)J/10$ の所にスを置いた場合の相対距離 J を表す。(Fuller *et al.*, 1994)

and Tsay, 1990). つまり、雲粒を実測値よりも大きくして雲水による太陽放射の吸収を人工的に大きくしないと、雲による太陽放射の反射率を説明できないのである。この異常吸収は、雲の非一様性や水蒸気による連続吸収、スによる汚染などによって解釈が試みられてきたが、研究者による一致した見解はなく、今日に至っているものである。特に、FIRE (First ISCCP Regional Experiment) 領域にある雲は、水平方向にもかなり一様で、スの量も少なく (Twohy *et al.*, 1989), 思い当たるような原因も見当たらない。そこで、私も連続吸収帯説に傾いていたところである (例えば, Tayler, 1992). そんな時に、この Gerber 氏の話が出てきたのである。この話が本当だとすると、もしかすると、雲には我々が知っているよりもずっと大きな雲粒が含まれていて、近赤外太陽放射を良く吸収しているのかも知れない。これは Kiehl の説明よりも、第3図で私が経験したことと辻褃が合う。すなわち、雲の異常吸収の原因が雲粒径の過小評価にあるならば、雲がある時にのみに余分な吸収が現れる。

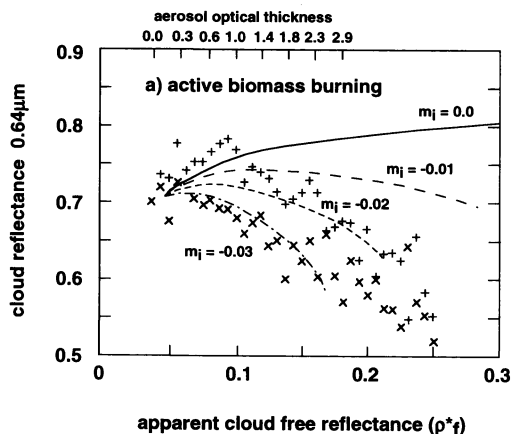
ところで、すぐに会社ができてしまうのは、何でも規制で物価の高い日本では望めない芸当である。アメリカ気象学会恒例の大規模な展示会にもロッキードや

NOAA などの大組織にならんで多くの小さな会社の展示が見られた。

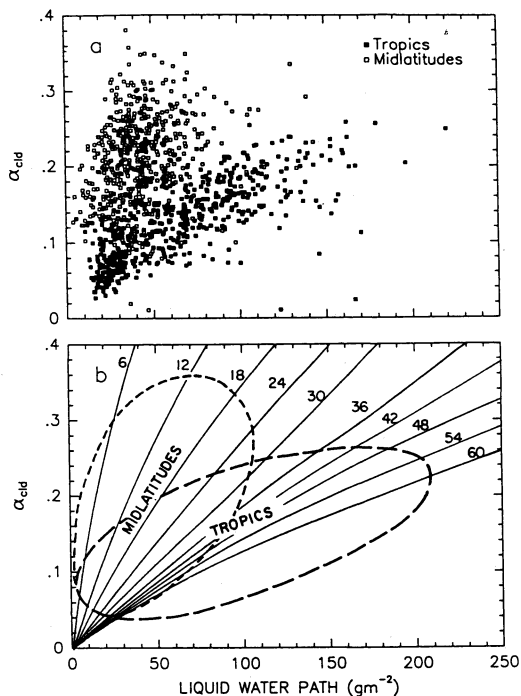
さて、巻雲の気候影響と言う観点でも多くの研究が発表されていた。温暖化過程で起こるかも知れない上層雲の変化の影響を知るためには、光学的厚さの分布、雲水量や粒径分布の温度依存性などの知識が重要なのである (例えば Suzuki *et al.*, 1994). しかしながら、リモートセンシングなどで、これらの特性を推定しようとするときに、氷晶の非球形性の問題につき当たる (例えば Masuda and Takashima, 1992). 非球形粒子による光散乱問題は解くのが大変難しい。光線追跡による rose と bullet 複合体の計算 (Macke, 1994); DDA (Discrete dipole approximation, Evans and Stephens, 1994) など、非球形粒子による散乱問題が多くの若い研究者によって解かれていた。特に面白かったのは、複数の球体に適用された Mie 理論の拡張である (Fuller *et al.*, 1994). これによると、第4図に示すように透明な球 (ここでは硫酸エアロゾル) に含まれる小さなスの複合体の計算ができる。以前、Chylek と Kondratyev (出典不詳) は表面波による増幅によって球体表面に付いたスは太陽放射を非常に良く吸収することを示したが、これはありそうもないことが第4図を見ると分かる。図によると、エアロゾルの表面にスを置いた場合 ($J=10$) に格別吸収が増幅されるようにも見えない。また、場合によっては、ス粒子が中央 ($J=0$) にあった方が、吸収がむしろ大きくなる。Kiehl のエアロゾル吸収を説明するのは、第4図によっても無理そうである。もっとも、この数値実験では外側の球の大きさが 0.25 ミクロンと 0.5 ミクロンなので、雲粒に相当する大きな球で計算をしてみる必要があるが。

人工衛星からの実測で、このようなスによる吸収と思われる雲反射率の減少を発見したものに Kaufman and Nakajima (1993) があるが、第5図によると、雲に取り込まれたス引き起こす可視反射率の低下は、アマゾンの焼畑の煙りのような濃度の高い場合でも10%ほど (反射率で 0.73 から 0.65 程度) であり、このような現象が同じような規模で世界を被っているとは考えられない。

このような話にいつも付きまとう話が、それでは数値気候モデルに使われている放射モデルが適切なのか、と言う問題である。現存のほとんどの大循環モデルは雲の平板性を仮定し、上下に複数の雲があった場合は、これをランダムに重ねるか、重畳面積が最大に



第5図 波長0.64マイクロンによる雲の等価反射率の晴天輝度に対する依存性。いくつかの線は、雲層と相互作用するエアロゾルの吸収率を変えた理論値。横軸はエアロゾル量の指標なので、図はエアロゾル量が増えると雲の可視反射率が減少することを示している。(Kaufman and Nakajima, 1993)



第6図 上図(a)は ERBE から得られた太陽放射に対する雲の反射率と SMMR から得られた雲水量の関係。下図(b)は平行平板理論によって得られた理論値。有効雲粒径(マイクロン)をパラメーターにとつてある。赤道の雲を平行平板理論で説明するには、非現実的に大きな雲粒径を仮定する必要がある。(Stephens and Greenwald, 1991)

なるように重ねるかを仮定している(例えば Morcrette, 1991)。しかし、実際の雲の幾何学的構造は、これとは比べ物にならないくらい複雑である。このような問題については、特定の形の雲(例えば, McKee and Cox, 1974)や任意形状の雲(例えば, Kobayashi, 1991)の研究をとおして、現在では統計的に不均質な雲の放射伝達式を closure 近似で解く話が出てきた。フラクタル性を始めとする雲の統計的性質の研究(例えば, Marshack *et al.*, 1994)もこのような研究に対をなすものである。

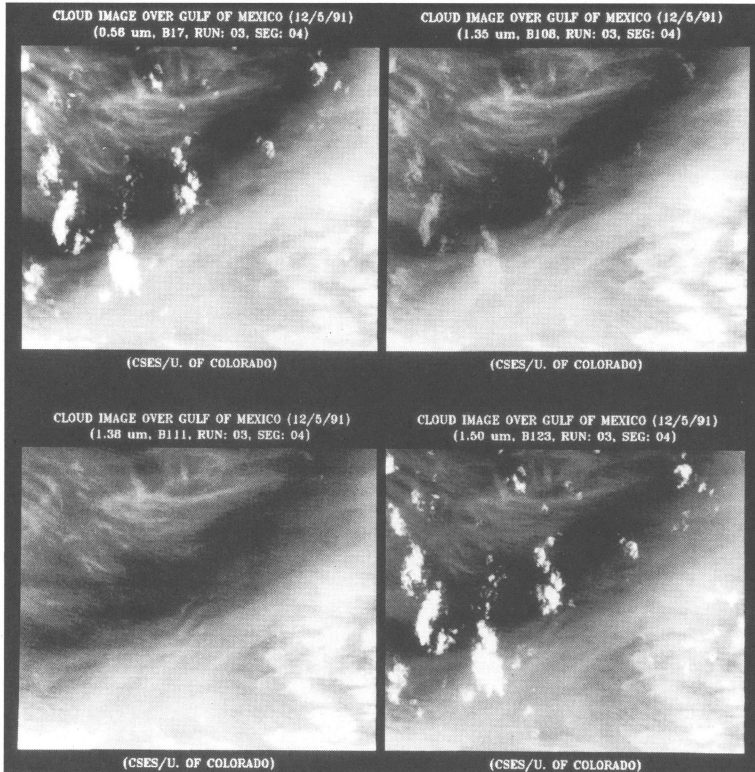
非平行平板の雲の問題は、観測データで考えた方が手っとり早いかもしれない。Stephens and Greenwald (1991)は、現実の雲の太陽放射反射率をマイクロウェーブ・センサーから独立に求めた雲水量に対してプロットしたが、その相関関係は平行平板雲の放射特性では説明できないものになった(第6図)。つまり、図によると、背が高く、平行平板の仮定が敗れやすい赤道の雲の反射率-雲水量の相関を平行平板雲で説明しようとする、有効粒径を非現実的に大きくしなければならないのである。このことは、赤道の雲の放射モデルを作る時、平行平板近似ではいけないと言うことを物語っている。将来の気候モデルはこのような効果も取り込んだものになるだろう。ともかくも、雲の異常吸収の問題は、雲粒径の統計、雲の非平行平板性、エアロゾルなどの影響の観点から、もう一度、調べ直

す必要があるだろう。

力学用の放射コードは、最近流行りの correlated k-distribution 法と 4 stream をドッキングしたものが使われるようになってきた(Fu and Liou, 1994)。気候システム研究センターのコードもその方向に進んでおり、ほぼ、モデルへの実装を終えた。

いずれにしても、70年代には複雑すぎてどう攻めたら良いか指針さえ無かった問題に名もない若い研究者が取り組むことによって、目鼻がついてきたのはすごいと思う。アメリカ社会における研究交流の盛んさのなせる技であろう。

観測に関する発表で感じたことは、NASA 主催の観測であれ、DOE/ARM に関する観測であれ、観測目的が大気物理量の抽出とそれによる放射収支の解釈になるにつれて、多くの測器の持ち寄り型が主流になりつつあると言うことである。80年代に装備した測器、例えば、ライダー、放射計(可視からマイクロウェーブ)



第7図：AVIRIS (Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer) によって得られた波長0.56, 1.35, 1.38, 1.50ミクロンにおける雲画像。波長1.38ミクロンでは、水蒸気の強い吸収により上層雲のみが見える。(B.-C. Gao 氏提供)

を持ち寄って総合観測をやるのである。放射収支を問題にするようになったから、ライダーやマイクロウェーブなどで求めた大気的光学特性を使って、可視、赤外放射計のデータを解釈するという方法論がよく取られる。それに伴って、可視、赤外放射計を利用した人工衛星アルゴリズムも、ますます精巧になってきて、多くの情報が取り出されるようになってきた。AVHRRのチャンネル3と4を使う *Ou et al.* (1993)の方法などがある。雲と雨識別を赤外とマイクロウェーブ波長でおこなうなどの研究もある (*Liu et al.*, 1994)。放射収支研究も、ただ絵を書くだけの話は影をひそめ、プロセススタディーによって精度を説明するものが多くなった。

このような研究をおこなうためには、日本の研究体制に見られる縦割りの構造をもっとゆるめて、資産を有効に利用するようにしなければ、とても対処できないと思う。日本国内で手に入らない日本のデータが外国経由で手に入るなどというのは、*Rising Sun* を読ま

なくても悲しいことである。また、航空機観測による測器の集積とそれを使った経験の蓄積がますます重要になりつつある。なんとか大口の予算でこのような思い切った買い物ができるようにになりたいものである。

今回の放射セッションに参加した研究者は300名以上であり、その増加ぶりは驚くほどである。その原因のひとつに衛星によるモニタリングが益々盛んになってきたことが挙げられる。多波長の解析が思いもかけない手法を生み出しているのである。その結果のすばらしさに皆、興奮している。すでに述べたような、可視、赤外、マイクロウェーブセンサーによる水蒸気、雲のリモートセンシングは言わずもがなである。5年前には雲粒径のリモートセンシングをやっているのは私と *Wielicki* くらいだったのに、最近は猫も杓子も雲粒径のリモートセンシングである。そろそろ私も新しいテーマを探す必要がありそうである。ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Program) は5年分のプロダクトを出して一段落したが、検定常数の

第1表: GLI (Global Imager) の波長仕様. (1994年3月現在の暫定案)

チャンネル	中心波長	バンド幅	視野分解能 (km)
1	0.380	0.01	1000
2	0.400	0.01	1000
3	0.412	0.01	1000
4	0.443	0.01	1000
5	0.460	0.01	1000
6	0.490	0.01	1000
7	0.500	0.01	1000
8	0.520	0.01	1000
9	0.545	0.01	1000
10	0.565	0.01	1000
11	0.600	0.01	1000
12	0.625	0.01	1000
13	0.667	0.01	1000
14	0.678	0.01	1000
15	0.710	0.01	1000
16	0.748	0.01	1000
17	0.760	0.01	1000
18	0.865	0.01	1000
19	0.465	0.07	250
20	0.550	0.08	250
21	0.660	0.06	250
22	0.830	0.14	250
23	1.050	0.02	1000
24	1.240	0.02	1000
25	1.400	0.05	1000
26	1.650	0.20	250
27	2.215	0.27	250
28	3.715	0.33	1000
29	6.7	0.5	1000
30	7.0	0.5	1000
31	7.3	0.5	1000
32	8.3	0.5	1000
33	10.85	1.1	1000
34	11.95	1.1	1000

設定の問題、巻雲の取り扱い、極域の取り扱いなどの改善などで、再解析が行われつつある。

ここまで述べてくると日本が現在開発中の衛星、ADEOS や TRMM が気になりだす。最近、GEWEX (Global Energy and Water Experiment) に関する計画の中で、大陸スケールの熱・水フラックスを算定する問題が浮上してきているが、CAGE によるとこのような試みは80年代前半までは不可能であった (WCRP, 1982)。それが、ADEOS, TRMM 衛星などに搭載される予定の多くの新機軸によって実現可能になってきた。すなわち、マイクロウェーブ放射計の投入によって潜熱フラックスの評価にかかせない水蒸気量が測定可能になってきた。また、NSCAT が投入されれば海上風ベクトルのデータが得られるようになる。これは、大気海洋相互作用をやっている者にとつ

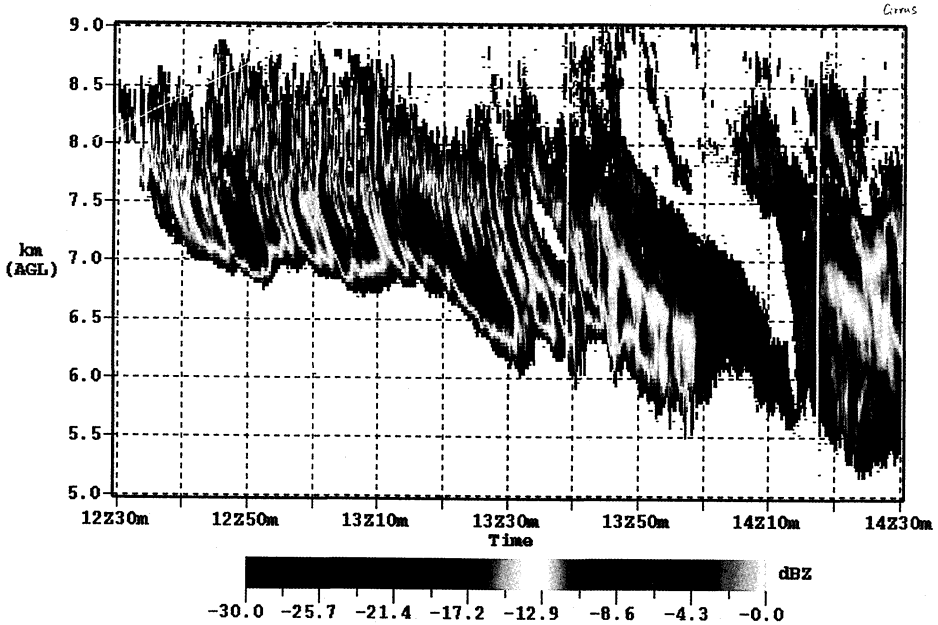
第2表: AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) の波長仕様. (1994年3月現在の暫定案)

バンド	中心周波数 (GHz)	帯域幅 (MHz)	偏光成分
1	6.6	400	H及びV
2	10.65	100	H及びV
3	18.7	200	H及びV
4	23.8	400	H及びV
5	36.5	1000	H及びV
6	89.0	3000	H及びV
7	50.3	160	H又はV
8	52.7	380	H又はV
9	(53.7)	170	H又はV)

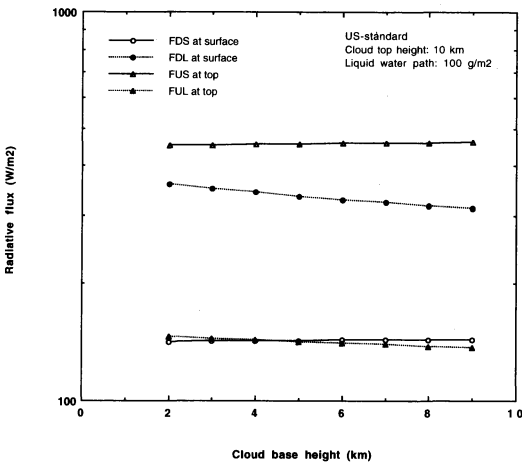
ては画期的なことである。さらに、OCTS などのような海面センサーによるエアロゾルと巻雲の観測も、あまり着目されていないが重要な観測であると思う。また、POLDER による偏光した散乱光の観測による陸上エアロゾルの測定が期待できる。これは、植生を含む陸地表面の反射があまり偏光していないことを利用して、エアロゾルからのシグナルを得ようとするものである。

さらに2000年付近の ADEOS II, TRMM II の時代になると、多波長の可視・赤外放射計である MODIS や GLI が投入されはじめる。これらの放射計は全球をカバーしつつ視野分解能 250 m と細かいチャンネルをもち、かつ、30チャンネルから50チャンネルと言う多波長スペクトロメーターになっている。期待される場所である。例えば、つい最近、定量的に提案された始めた水蒸気の1.4ミクロン帯による上層雲の検知なども可能になる (Gao and Goetz, 1993, 第7図)。その GLI の現在の仕様を第1表に示しておく。

さらに、この時代になると TRMM II に、降雨レーダーとともに、測雲レーダーを搭載しようという話がでている。学会でも 94 GHz の地上型測雲レーダーによって、巻雲を含む雲の多層構造を測定する研究が発表されていた (Ackerman, 1994; 第8図)。第8図に示すデータを取ったペンシルベニア州立大学の地上設置型雲レーダーは、0.1 g/m³ 程度の薄い雲も測定できるそうである。ただ空にポカポカと浮かんだ晴天積雲は見えない場合もある。また、雨を伴う深い対流雲ではシグナルは飽和してしまう。しかしながら、もし、このような測雲レーダーが衛星に搭載されたならば、地上を被う多くの雲の鉛直構造が観測できそうである。それが実現できれば、雲底高度の影響を最も受ける下向き赤外放射フラックスの推定精度が上がり、地



第8図 ペンシルベニア州立大学の地上設置型 94GHz 測雲レーダーによる雲の鉛直構造の測定。巻雲の例。雲底高度や雲の多層構造などを見ることができる。(T. Ackerman 氏提供)



第9図 雲の放射収支項の雲底高度依存性。FDS, FDL, FUS, FUL はそれぞれ、地表面での下向き太陽放射フラックス、赤外放射フラックス、大気上端での上向き太陽放射フラックス、赤外放射フラックスを表す。雲頂高度(この例では 10 km)と気柱雲水量 (100 g/m²) が固定されている時、雲底高度にもっとも依存するのは地表面下向き赤外放射フラックスであることが分かる。縦軸は対数軸で取ってある。

表面放射収支を衛星から、より正確に求めることができるようになるはずである(第9図)。このような雲底高度の測定は、今までは、ECLIPS (the Experiment Cloud Lidar Pilot Study) などのプロジェクトで行われたようにシーロメーターやライダーに頼るしかなかった。測雲レーダーが衛星に搭載されるようになれば、気候モデリングにおける放射加熱率の計算精度の向上にもつながるだろう。

雲レーダーの「お値段は？」と T. Ackerman に聞いてみると35万ドルとのことだった。安いなあ。日本では、大学の工場も技官もなくなってしまって、in house 生産の力量は減少する一方である。

我らがマイクロウェーブ放射計の AMSR の現状は、第2表のとおりである。第1表と見比べてみると、GLI も AMSR も地表面と下層大気に重点を置いた波長配置になっていることが分かる。これは、アメリカの MODIS などと一線を画するものであり、日本の特色がでていると言える。などなど。キリが無いのでこれまで。

帰りに、インディアン・クラフトショップで買った rain stick という雨乞いの道具がナシュビル空港のセキュリティでひっかかった。これは NASA/Goddard Space Flight Centerに 留学中の高藪夫妻から

「気象庁にプレゼントしたら？」と言われて、大受けしたものである。後ろを見ると三次元雲の放射伝達シミュレーションの先駆者として有名な S. Cox 先生の名産ブラックベリージャムでひっかかっており、二人で大笑いした。

この文章は完全なレビューでは無いので、その他に多くの重要な論文を語り忘れていた。その関連の新しい論文を引用するよう努力したので、個々の問題に興味がある読者諸君はそれらの論文から他の論文をたどってもらいたい。大気放射コンファレンスの論文集は、私の所にありますから、ご遠慮無く。

参 考 文 献

- Ackerman, T. P., 1994 : Private communication.
- Cess, R., 1994 : Observational tests for cloud-climate feedback in GCMs. Proc. 8th Conference on Atmospheric Radiation, Nashville, Tennessee, Jan. 23-28, 1994.
- Evans, K. F., and G. L. Stephens, 1994 : A theoretical study of passive microwave remote sensing of cirrus clouds. Proc. 8th Conference on Atmospheric Radiation, Nashville, Tennessee, Jan. 369-371, 1994.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992 : On the correlated k-distribution method for radiative transfer in non-homogeneous atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139-2156.
- Fuller, K. A., G. L. Stephens, and B. D. Jersak, 1994 : Some advances in understanding light scattering by nonspherical particles. Proc. 8th Conference on Atmospheric Radiation, Nashville, Tennessee, Jan. 319-321, 1994.
- Gao, B.-C., and A. F. H. Goetz, 1993 : Cirrus cloud detection from airborne imaging spectrometer data using the 1.38 μm water vapor band, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 301-304.
- Gerber, H., B. G. Arends, and A. S. Ackerman, 1994 : New microphysics sensor for aircraft use, *Atmos. Res.*, 1993, in press.
- Hoffert, M. I., B. P. Flannery, A. J. Callegari, C. T. Hsieh, and W. Wiscombe, 1983 : Evaporation-limited tropical temperatures as a constraint on climate sensitivity, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1659-1668.
- Kaufman, Y. J., and T. Nakajima, 1993 : Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo - Analysis from satellite imagery, *J. Appl. Meteor.*, **32**, 729-744.
- Kiehl, J. T., 1994 : Parameterizations of clouds and radiation in general circulation models. Proc. 8th Conference on Atmospheric Radiation, Nashville, Tennessee, Jan. 23-28, 1994.
- Kobayashi, T., 1991 : Reflected solar flux for horizontally inhomogeneous atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2436-2447.
- Lau, K. M., C. H. Sui, M. D. Chou, and W. K. Tao, 1994 : Cirrus-cloud thermostat effect for tropical sea surface temperature : Fact or fiction?, Submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- Liu, G., J. A. Curry and R.-Y. Sheu, 1994 : Classification of cloud properties using combined infrared and microwave satellite data. Proc. 8th Conference on Atmospheric Radiation, Nashville, Tennessee, Jan. 412-414, 1994.
- Macke, A., 1994 : Scattering of light by irregular ice crystals in three-dimensional inhomogeneous cirrus clouds. Proc. 8th Conference on Atmospheric Radiation, Nashville, Tennessee, Jan. 304-306, 1994.
- Marshak, A., A. Davis, R. F. Cahalan, and W. J. Wiscombe, 1994 : Bounded cascade models as non-stationary multifractals, *Phys. Rev. E*, in press.
- Masuda, K. and T. Takashima, 1992 : Feasibility study of derivation of cirrus information using polarimetric measurements from satellite, *Remote Sens. Environ.*, **39**, 45-59.
- McKee, T. B., and S. K. Cox, 1974 : Scattering of visible radiation by finite clouds, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1885-1892.
- Morcrette, J.-J., 1991 : Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system, *J. Geophys. Res.*, **96**, 9121-9132.
- Nakajima, T., M. D. King, J. D. Spinhirne, and L. F. Radke, 1991 : Determination of the optical thickness and effective radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II : Marine Stratocumulus Observations, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 728-750.
- Newiger, M., and K. Bähneke, 1981 : Influence of cloud composition and cloud geometry on the absorption of solar radiation, *Contr. Atmos. Phys.*, **54**, 370-382.
- Ou, S. C., K. N. Liou, W. M. Gooch, and Y. Takano, 1993 : Remote sensing of cirrus cloud parameters using advanced very-high-resolution radiometer 3.7- and 10.9 μm channels, *Appl. Opt.*, **32**, 2171-2180.
- Ramanathan, V., 1994 : Thermostat hypothesis for the warm oceans: Test by CEPEX field observations. Proc. 8th Conference on Atmospheric Radiation

tion, Nashville, Tennessee, Jan. 23-28, 1994.
 Ramanathan, V., and W. Collins, 1991: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Nino, *Nature*, **351**, 27-32.
 Stephens, G. L., and S.-C. Tsay, 1990: On the cloud absorption anomaly, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 671-704.
 Stephens, G. L., and T. J. Greenwald, 1991: The Earth's radiation budget and its relation to atmospheric hydrology, 2. Observations of cloud effects, *J. Geophys. Res.*, **96**, 15325-15340.
 Suzuki, T., Tanaka, M., and T. Nakajima, 1993: The

microphysical feedback of cirrus cloud in climate change, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 701-713.
 Taylor, J. P., 1992: Sensitivity of remotely sensed effective radius of cloud droplets to changes in Lowtran version, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2564-2569.
 Twohy, C. H., A. D. Clarke, S. G. Warren, L. F. Radke, and R. J. Charlson, 1989: Light-scattering material extracted from cloud droplets and its effect on cloud albedo, *J. Geophys. Res.*, **94**, 8623-8631.
 WCRP, 1982: 'CAGE' experiment: A feasibility study, Report of the JSC/CCCO, WCP, **22**, 95 pp.

日本気象学会および関連学会行事予定

行事名	開催年月日	主催団体等	場所	備考
第5回夏の学校	1994年7月30日 ～8月1日	日本気象学会	河口湖サン・コート (山梨県)	日本気象学会若手会 代表 皆巳 幸也 Tel. 052-789-3495
第28回夏季大学	1994年8月1日 ～3日	日本気象学会	気象庁講堂 (千代田区)	気象庁 高谷 美正
“ヤマセ”シンポジウム	1994年8月21日 ～23日	久慈市 他	久慈グランドホテル (岩手県)	久慈市企画調整課 Tel. 0194-52-2111
地球大気化学 国際シンポジウム	1994年9月5日 ～9日	CACGP (大気化学・地球規模 汚染委員会)	ハイランドリゾート ホテル (富士吉田市)	事務局 岩上 直幹 小川 利紘 Tel. 03-3812-2111
月例会「長期予報と 大気大循環」	1994年9月22日	気象庁	気象庁第一会議室 (千代田区)	気象庁長期予報課内 L. F. グループ事務局
日本気象学会 1994年度秋季大会	1994年10月18日 ～20日	日本気象学会	九州大学 (福岡市)	
第6回 IGBP/GAIM 研究会	1994年10月21日		九州大学 (福岡市)	筑波大学 及川 武久 Tel. 0298-53-6661
アジアモンスーンとその 変動に関する国際シンポ ジウム	1994年11月2日 ～6日		中国広州市	東大気候システム研究 センター 新田 勳
第13回風工学 シンポジウム	1994年11月30日 ～12月2日	日本風工学会, 電気学会 日本気象学会, 土木学会 ほか	日本学術会議講堂 (港区)	東京大学生産技術 研究所村上研究室 Tel. 03-3401-7439
第41回風に関する シンポジウム	1994年12月19日	日本航空宇宙学会 日本気象学会 他	東京大学山上会館 大会議室 (文京区)	東京大学航空宇宙学科 久保田 弘 Tel. 03-3812-2111
気象・海洋のデータ同化 に関する国際会議	1995年3月13日 ～3月17日	WMO (世界気象機関)	気象庁講堂 他 (千代田区)	気象庁数値予報課 平 隆介 Tel. 03-3212-8341
第19回国際理論・ 応用力学会議	1996年8月25日 ～31日	International Union of Theoretical and Applied Mechanics (IUTAM)	国立京都国際会館 (京都市)	事務局 渡邊英一 Tel. 075-753-5079